

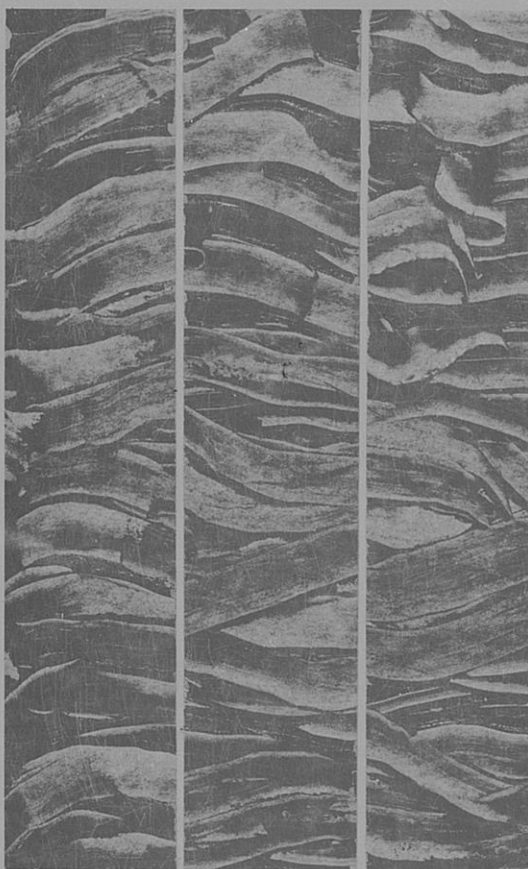
*Actes du Laboratoire de Géologie
Sédimentaire et Paléontologie
de l'Université Paul - Sabatier
Toulouse*

série 2 : mémoires

LE MESOZOIQUE DANS LE HAUT-ATLAS
DE BENI-MELLAL (Maroc)

Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique

Abdellatif SOUHEL



**LE MESOZOIQUE DANS LE HAUT ATLAS
DE BENI-MELLAL (MAROC).**
Stratigraphie, Sédimentologie et Evolution géodynamique

Abdellatif SOUHEL

Département des Sciences de la Terre
Université Cadi Ayyad
Faculté des Sciences Semlalia
Marrakech

Thèse de Doctorat d'Etat
soutenue le 11 Octobre 1996
à la Faculté des Sciences Semlalia

REMERCIEMENTS

Le présent travail n'aurait pu voir le jour sans le soutien des personnes et des organismes que je tiens ici à remercier de tout coeur :

Monsieur le Professeur A. MOKHLISSE, Doyen de la Faculté des Sciences Semlalia de Marrakech qui m'a ouvert les portes de son établissement. Le climat scientifique stimulant qui a toujours régné au sein du Département des Sciences de la Terre de cette Faculté a grandement facilité mes recherches.

Monsieur le Professeur A. SADEL, Doyen de la Faculté des Sciences d'El Jadida pour l'intérêt qu'il a constamment manifesté à l'égard de l'avancement de mes recherches et pour l'aide matérielle qu'il a toujours mise à ma disposition.

Monsieur J. CANEROT, Professeur à l'Université Paul Sabatier de Toulouse qui a dirigé mes travaux sur le Haut-Atlas. Ses visites régulières ont constitué des jalons précieux dans l'évolution de mon travail. Son soutien demeura constant tout au long du déroulement de mes recherches. Ses conseils et suggestions auront, finalement, amélioré le fond et la forme de ce mémoire.

Monsieur le Professeur B. BEAUDOIN, Directeur du Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris, qui m'a accueilli durant plusieurs mois au sein de son équipe de recherche. Il m'a fait bénéficier de sa grande connaissance sur les approches quantitatives dans le domaine de la Géologie sédimentaire. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour l'honneur qu'il me fait en présidant ce jury.

Monsieur K. TAJ EDDINE, Professeur à la Faculté des sciences Semlalia de Marrakech, qui a accepté de co-diriger ce travail. Ses connaissances sur les séries mésozoïques des bassins atlantiques marocains ont permis une confrontation riche d'enseignements avec la partie de la chaîne atlasique présentement étudiée. Sa bienveillance et sa disponibilité ont contribué à tisser tout au long de ces années d'indéfectibles liens.

Monsieur le Professeur Jacques REY, de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, pour l'excellent esprit de collaboration qu'il a toujours entretenu entre son équipe de recherche toulousaine et les diverses équipes oeuvrant dans le domaine atlasique marocain. La disponibilité qu'il a toujours montrée à mon égard ainsi que l'intérêt qu'il a manifesté à 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.

Monsieur le Professeur S. ELMI de l'Université des Sciences Claude BERNARD de LYON qui a toujours fait preuve d'une aimable bienveillance à mon égard. En le remerciant pour sa présence dans le jury, j'exprimerai le souhait que cette étude locale apporte des éléments à son approche plus régionale des problèmes concernant la dynamique des bassins mésozoïques de l'Afrique du Nord.

Monsieur le Professeur M. BOUABDELLI de l'Université Cadi Ayyad de Marrakech qui s'est intéressé ces dernières années au domaine atlasique en assurant la direction de plusieurs thèses, a également accepté d'examiner ce document. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude pour sa participation à cette commission d'examen et pour la charge supplémentaire de rapporteur qu'il a bien voulu assumer.

Monsieur le Professeur M. BOUTAKIOUT, de l'Université Mohammed V de Rabat, grand spécialiste des séries jurassiques du domaine atlasique marocain qui a accepté de juger cette thèse et d'en être rapporteur. Je l'en remercie vivement.

Messieurs B. PEYBERNES et M. BOUTAKIOUT pour la détermination des foraminifères;

Monsieur R. MOUTERDE et Madame K. EL HARIRI pour la détermination des ammonites;

Monsieur Y. ALMERAS pour la détermination des brachiopodes.

Madame I. COJAN de l'École des Mines de Paris qui m'a si souvent fait bénéficier de ses conseils éclairés en matière d'interprétation séquentielle des séries carbonatées dans le domaine margino-littoral.

Philippe LE CAER de l'École des Mines de Paris pour sa disponibilité et ses conseils en matière d'Informatique.

Monsieur B. FEDAN, Professeur de l'Institut Scientifique à Rabat, pour les échanges fructueux relatifs à la Géologie du domaine atlasique marocain.

B. ANDREU pour sa disponibilité et son esprit de collaboration.

Mes collègues Enseignants, les Techniciens et les Chauffeurs de l'Université d'El Jadida pour l'aide inestimable qu'il m'ont apportée. Trop nombreux pour les citer ici, je leur adresse mes vifs remerciements. C'est en particulier dans l'excellent cadre d'entente toujours entretenu au sein de notre jeune département que ce travail a pu aboutir.

Le Ministère de l'Energie et des Mines du Royaume du Maroc, le Chef de la Direction de la Géologie Générale, Monsieur Mohammed DAHMANI, ainsi que tous ses collaborateurs qui, à maintes reprises, m'ont aidé et appuyé. Je pense en particulier à M. MILHI et A. HADRI.

Mes amis et collègues D. CHAFIKI, K. EL HARIRI, A. GHARIB qui ont étroitement et de façon très complémentaire collaboré avec moi, durant toutes les phases d'avancement de mes recherches.

Les habitants et instituteurs de l'Atlas d'Azilal qui, dans le rude cadre de vie qui est le leur, m'ont offert, à maintes reprises, leur hospitalité et leur aide désintéressée.

Mes amis Annie et Abdelaziz TALEB, Marie-France et Michel PINEAUIT, Catherine et Abdelaziz BOUCHOUATA, Catherine et Abdessamad NAJI qui m'ont toujours offert leur soutien et leur hospitalité lors de mes fréquents séjours en France.

Mounira et Aziz, Samira et Abdelkader, Nadia et Abdelkrim, Khadija et Rachid, Latifa et Si Mohammed, Ezzouhra et Nacer, Amina et Mustapha qui m'ont bien changé les idées notamment durant la période de mise au point finale du mémoire de thèse.

Mes parents à qui je rends un hommage chaleureux pour le réconfort qu'ils m'ont sans cesse apporté. Sans leur soutien et leurs encouragements, ces recherches n'auraient pu aboutir.

Badia, mon épouse et complice, qui m'a vraiment soutenu sans compter durant cette (*trop*) longue tranche de vie, malgré ma lenteur et mon peu de disponibilité.

**A Badia et à Samah notre fille
A mes parents**

- SOMMAIRE -

1° PARTIE - INTRODUCTION ET CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

<u>INTRODUCTION GÉNÉRALE</u>	3
<u>CHAPITRE I - CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL</u>	5
1. - Situation et cadre morpho-structural.....	5
2. - Cadres stratigraphique.....	6
2. 1. - Lithostratigraphie.....	6
2. 1. 1. - Formations Jurassiques.....	6
2. 1. 2. - Formations crétacées.....	13
2. 2. - Biostratigraphie.....	14

2° PARTIE - LE REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE

<u>INTRODUCTION</u>	21
<u>CHAPITRE II - LES CARBONATES MASSIFS DU LIAS INFÉRIEUR</u>	22
1. - Le lias basal.....	22
1. 1. - Les formations sédimentaires.....	22
1. 1. 1. - La formation d'Aït Ras.....	23
1. 1. 2. - La formation de Tighanimine.....	24
1. 2. - Attribution stratigraphique.....	24
1. 3. - Milieu de dépôt.....	25
1. 4. - Evolution régionale des faciès.....	25
2. - Le Sinémurien s. l.....	26
2. 1. - Les formations sédimentaires.....	26
2. 1. 1. - Secteur d'Afourer - Timoulilt.....	26
2. 1. 1. 1. - Description de la coupe de Timoulilt.....	27
2. 1. 1. 2. - Interprétation.....	27
2. 1. 2. - Secteur de Foug El Anceur - Taghzirt.....	28
2. 1. 2. 1. - Description de la coupe d'Amalou Igzifène.....	28
2. 1. 2. 2. - Interprétation.....	31
2. 1. 3. - L'anticlinal de jbel abbadine.....	31
2. 1. 3. 1. - Description de la coupe.....	32
2. 1. 3. 2. - Interprétation.....	32
2. 1. 4. - Anticlinal de Tamadout.....	38
2. 1. 4. 1. - Description de la coupe.....	39
2. 1. 4. 2. - Interprétation.....	40
2. 2. - Attribution stratigraphique.....	40
2. 3. - Schéma de corrélation.....	41
2. 4. - Evolution régionale des faciès.....	41
3. - Esquisse paléogéographique.....	43
<u>CHAPITRE III - LES CARBONATES LITÉS DU LIAS MOYEN</u>	47
1 - Introduction.....	47
2 - Le domaine de plate-forme.....	48
2. 1. - Les faciès.....	48
2. 2. - Description des coupes.....	56
2. 2. 1 - La coupe d'Adoumaz.....	57
2. 2. 2. - La coupe de Timoulilt.....	69
2. 2. 3. - La coupe de Ghnim.....	69
2. 2. 4. - La coupe d'Amalou Ighzifène.....	73
2. 3. - Attribution stratigraphique.....	76
2. 4. - Interprétation.....	78
2. 4. 1. - Zonation de la plate-forme du Lias moyen de Beni-Mellal.....	78

2. 4. 2. - Évolution verticale des milieux de dépôt.....	81
2. 4. 2. 1. - A l'échelle du cycle élémentaire.....	81
2. 4. 2. 2. - A l'échelle de la formation.....	83
3. - Le domaine de bassin.....	86
3. 1. - Description des coupes.....	86
3. 1. 1. - La coupe de Jbel Taguendouft.....	86
3. 1. 2. - La coupe de Taquat N'Agrd.....	89
3. 1. 3. - La coupe de Toughza.....	91
3. 1. 4. - La coupe de Tamadout.....	94
3. 2. - Attribution stratigraphique.....	94
3. 3. - Interprétation.....	99
4. - Évolution régionale des faciès.....	99
5. - Esquisse paléogéographique.....	107
CHAPITRE IV - LES TERRIGENES DU TOARCIEEN - AALENIEN	111
1 - Introduction.....	111
2. - Membre supérieur de la formation de Tamadout (Toarcien inférieur).....	111
2. 1 - Description des coupes de Tamadout, de Toughza, de Taquat N'Agrd et de Jbel Taguendouft.....	111
2. 2. - Attribution stratigraphique.....	114
2. 3. - Milieu de dépôt.....	114
3. - La formation d'Azilal (Toarcien moyen -Aalénien).....	114
3. 1 - Description des coupes d'Adoumaz, de Ghnim et de Jbel Taguendouft.....	114
3. 2. - Attribution stratigraphique.....	116
3. 3. - Milieu de dépôt.....	116
4. - Évolution régionale des faciès.....	119
5. - Esquisse paléogéographique.....	122
CHAPITRE V - LES CARBONATES DU DOGGER.....	123
1. Introduction.....	123
2. Description des formations.....	123
2. 1. - Groupe de Bin El Ouidane.....	124
2. 1. 1. Description de la coupe de Ghnim.....	124
2. 1. 2. - Attribution stratigraphique.....	128
2. 1. 3. - Milieu de dépôt.....	129
2. 2. - Formation de Tilougguit.....	131
2. 2. 1. - Description des coupes de Bin El Ouidane, d'Isseksi et d'Aït Boulmane.....	131
2. 2. 2. - Attribution stratigraphique.....	137
2. 2. 3. - Milieu de dépôt.....	137
3. - Évolution régionale des faciès.....	138
4. - Esquisse paléogéographique.....	138
CHAPITRE VI - LES COUCHES ROUGES JURASSICO - CRÉTACÉES.....	141
1. - Introduction.....	141
2. - Description des formations.....	141
2. 1. - Formation de Guettoua.....	142
2. 1. 1. - Description.....	142
2. 1. 2. - Attribution stratigraphique.....	145
2. 1. 3. - Interprétation.....	147
2. 2. - Formation d'Iouaridène.....	147
2. 2. 1. - Description.....	148
2. 2. 2. - Attribution stratigraphique.....	150
2. 2. 3. - Interprétation.....	150
2. 3. - Formation de Jbel Sidal.....	150
2. 3. 1. - Description.....	150
2. 3. 2. - Attribution stratigraphique.....	151
2. 3. 3. - Interprétation.....	152
2. 4. - Roches éruptives.....	154
2. 4. 1. - Mode de gisement.....	154
2. 4. 2. - Caractères pétrographiques.....	155
2. 4. 3. - Age.....	155

2. 4. 4. - Interprétation.....	155
3. - Esquisse paléogéographique.....	156

CHAPITRE VII - LES TERRIGÈNES ET CARBONATES DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR.....

1. - Introduction.....	159
2. - Description des formations.....	159
2. 1. - Formation d'Aït Tafelt.....	161
2. 1. 1. - Description.....	161
2. 1. 2. - Attribution stratigraphique.....	164
2. 1. 3. - Interprétation.....	164
2. 2. - Formation de Ouaouizaght.....	166
2. 2. 1. - Description.....	166
2. 2. 2. - Attribution stratigraphique.....	168
2. 2. 3. - Interprétation.....	168
3. - Esquisse paléogéographique.....	169
4. - Conclusion.....	171

3° PARTIE - LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE.....

INTRODUCTION.....

CHAPITRE VIII - SÉQUENCES DE DÉPOT.....

1. - Introduction.....	179
2. - Description des séquences.....	179
2. 1. - Les carbonates massifs du Lias inférieur.....	179
2. 2. - Les carbonates lités du Lias moyen.....	182
2. 3. - Les terrigènes du Toarcien - Aalénien.....	188
2. 4. - Les carbonates du Dogger.....	190
3. - Conclusion.....	192

CHAPITRE IX - SUBSIDENCE ET VITESSE DE SÉDIMENTATION.....

1 - Introduction.....	196
2 - Décompaction.....	199
2. 1. Méthodologie.....	199
2. 2. Vitesse de sédimentation.....	200
3 - Subsidence tectonique.....	203
3. 1. Méthodologie.....	203
3. 2. - Évolution de la subsidence tectonique.....	205
4 - Comparaison entre taux de sédimentation et taux de subsidence.....	205
5. - Conclusion.....	211

CHAPITRE X - ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE.....

1. - Introduction.....	212
2. - Définition des stades de l'évolution géodynamique.....	212
3. - Le cycle transgressif - régressif du Lias inférieur -Carixien inférieur.....	216
3. 1. - Caractéristiques.....	216
3. 2. - Discussion.....	216
4. - Le cycle transgressif régressif du Carixien moyen -Domérien supérieur.....	217
4. 1. - Caractéristiques.....	217
4. 2. - Discussion.....	220
5. - Le cycle transgressif - régressif du Toarcien - Aalénien moyen.....	222
5. 1. - Caractéristiques.....	222
5. 2. Discussion.....	223
6. - Le cycle transgressif - régressif de l'Aalénien supérieur -Bathonien.....	225
6. 1. - Caractéristiques.....	226
6. 2. - Discussion.....	226
7. - Le Jurassique supérieur - Crétacé.....	226
8. Conclusion.....	230

CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....233

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....239

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX.....249

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

RÉSUMÉ

La série mésozoïque du Haut-Atlas sur la transversale de Béni-Mellal (Maroc) montre des variations notables de faciès et des environnements allant du milieu continental au bassin à travers la plate-forme et le talus. Son analyse est abordée sous les aspects stratigraphique et sédimentologique.

L'analyse du contenu fossilifère, nous a permis d'élaborer une échelle biostratigraphique locale, fondée sur les ammonites, les brachiopodes et les foraminifères benthiques. L'âge des unités lithostratigraphiques reconnues antérieurement est précisé et un schéma amélioré de corrélation pour l'ensemble des formations jurassiques est proposé.

L'analyse sédimentologique reposant sur la description des faciès et de leurs associations nous a conduit à la proposition de schémas de répartition spatiale et temporelle des environnements sédimentaires. Dans les cas les plus favorables (Jurassique inférieur et moyen), les résultats sont consignés dans des cartes paléogéographiques couvrant toute la bordure occidentale du bassin haut-atlasique central.

Afin d'interpréter la géométrie et l'enchaînement vertical des ensembles sédimentaires reconnus ainsi que les discontinuités qui les séparent, nous avons utilisé les concepts de la Stratigraphie Séquentielle. La série jurassique (Sinémurien à Bathonien inférieur) a ainsi été subdivisée en vingt séquences de dépôt de 3^{ème} ordre, elles-mêmes regroupées en quatre cycles de 2^{ème} ordre.

L'approche quantitative (décompaction, taux de sédimentation et taux de subsidence) nous a conduit à retracer successivement l'évolution des épaisseurs décompactées et la déformation du tréfonds, en relation avec l'activité tectonique estimée pour chacune des séquences liasiques. Le cadre structural apparaît ainsi instable au Sinémurien terminal - Pliensbachien, très perturbé au passage Pliensbachien - Toarcien et relativement stable au cours du Toarcien - Aalénien. Les diverses phases de comblement ont été par ailleurs distinguées des périodes de vacuité sédimentaire.

Les données ainsi recueillies conduisent à proposer un schéma d'évolution géodynamique comportant divers stades au sein du Jurassique et du Crétacé.

Les stades jurassiques, corrélables avec des cycles de 2^{ème} ordre, s'inscrivent dans le cadre plus général de l'évolution de la marge ouest - téthysienne au cours du Jurassique. Les limites des cycles (étapes finales des périodes régressives) correspondent à des phases de structuration conduisant à la création de morphologies nouvelles (distension au passage Sinémurien - Pliensbachien; transtension au passage Pliensbachien - Toarcien et transpression au passage Bajocien - Bathonien). Les périodes transgressives sont datées à leurs maximums du passage Sinémurien inférieur - supérieur, du passage Carixien - Domérien, du Toarcien moyen et du Bajocien inférieur. Elles traduisent les phases de subsidence et d'ouverture maximales des milieux de dépôt.

Le Jurassique supérieur correspond pour l'essentiel à une longue période de non dépôt. La sédimentation à dominance évaporitique rattachée à cette époque témoigne, en l'absence de preuves certaines de polarité sédimentaire, d'une évolution endoréique pour le secteur étudié.

Au cours du Crétacé inférieur, notre région était occupée une gouttière allongée ENE-WSW, parallèlement à l'axe de la chaîne du Haut-Atlas et ouverte sur l'océan Atlantique. Les phases de dépôt enregistrées témoignent d'une interférence de conditions marines, d'origine atlantique, et de conditions continentales, d'origine haut-atlasique, ce qui représente la première preuve sédimentaire de la mise en relief de ce dernier domaine.

Mots - clés - Maroc, Haut-Atlas, Béni-Mellal, Jurassique, Crétacé, stratigraphie, sédimentologie, paléogéographie, stratigraphie séquentielle, taux de sédimentation, subsidence tectonique, géodynamique.

ABSTRACT

The Mesozoic Formation of the Beni Mellal High Atlas Section (Morocco) show strong facies variations from continent down to basin through platform and slope environments. Their analysis has been carried out from stratigraphical and sedimentological points of view.

The paleontological study allows us to elaborate a local biostratigraphic diagram based on ammonite, brachiopod and benthic foraminifer faunas. The previously known lithostratigraphic units are dated and an improved correlation diagram of the different Jurassic units is proposed.

The sedimentological analysis based on facies description and correlations leads to the presentation of sedimentary environments distribution diagrams through space and time. In the best cases (Lower and Middle Jurassic) the results are recorded in paleogeographical maps involving the whole western part of the Middle High Atlas.

The geometry and vertical evolution of the sedimentary units and related unconformities are described using sequence stratigraphy concepts. So, the Jurassic succession (from Sinemurian up to Lower Bathonian) has been divided into 20 third order depositional sequences involved in 4 second order cycles.

The quantitative study (decompaction, sedimentation and subsidence rates) leads us to present successively the decompacted thickness evolution and the basement deformation related to tectonic activity during every Liassic sequence. The structural framework seems to be unstable during the Late Sinemurian and the Pliensbachian, strongly disrupted at the Pliensbachian-Toarcian boundary and rather stable during the Toarcian-Aalenian period. The different filling stages have also been distinguished from the starvation ones.

The gathered data allow to propose a new geodynamic evolution sketch involving different Jurassic and Cretaceous stages.

The Jurassic stages correspond to second order cycles. They can be integrated into the general evolution framework of the west-Tethysian Margin during this time. The cycle boundaries (Latest steps of the regressive periods) correspond to structuration intervals leading to the creation of new morphologies (distension at the Sinemurian-Pliensbachian boundary, transtension at the Pliensbachian - Toarcian boundary and transpression at the Bajocian-Bathonian boundary). The maximum transgressive periods occur at the Lower-Upper Sinemurian boundary, the Carixian-Domerian boundary, the Mid-Toarcian and the Lower Bajocian. They indicate regional maximum subsidence rate and opening conditions of sedimentary environments.

The Upper Jurassic mainly evaporitic deposits correspond to endoreic slowly subsiding areas without defined polarity.

During the Lower Cretaceous times, the study area is involved in a wide basin stretching ENE-WSW, parallel to the axis of the High Atlas belt and open to the Atlantic Ocean. The registered sedimentary supply gives evidence for interfering Atlantic marine and Atlantic continental conditions testifying the first influence of relict in the latest area.

Key-words - *Morocco , High Atlas, Beni-Mellal, Jurassic, Cretaceous, Stratigraphy, Sedimentology, Paleogeography, Sequence Stratigraphy, Sedimentation rate, Tectonic subsidence, Geodynamics.*

1° PARTIE

**INTRODUCTION ET
CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL**

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le présent mémoire s'inscrit dans le cadre des études régionales à base stratigraphique concernant l'évolution mésozoïque du Haut-Atlas marocain. Jusqu'à ces dernières années, les recherches concernant le Haut-Atlas central ont surtout porté sur les régions établies au coeur de ce bassin jurassique (transversales sub-méridiennes de Mîdelt - Errachidia et d'Aghbala - Tineghir en particulier). Les données notamment stratigraphiques et sédimentologiques relatives au secteur plus occidental de Béni-Mellal, constituant la bordure de ce bassin, sont ainsi demeurées superficielles et fragmentaires.

Or, par la bonne qualité de ses affleurements, par la variété des faciès et des épaisseurs de la couverture post-hercynienne, l'Atlas de Béni-Mellal offre des caractéristiques de nature à permettre de préciser l'histoire géologique de ce domaine atlasique central, notamment au Mésozoïque.

La première partie de notre travail est une présentation du cadre géologique de l'Atlas de Béni-Mellal. Elle s'attache notamment à localiser les zones structurales et les unités lithostratigraphiques majeures concernées par la présente étude.

Dans la seconde partie sont décrites en détail les séries composant le remplissage sédimentaire des bassins jurassiques et éocènes à travers:

- **l'analyse stratigraphique**: la multiplication du nombre de formations lithologiques reconnues par nos prédécesseurs et les importantes variations de faciès rendent difficile l'établissement d'un schéma de corrélation fiable. Des zones azoïques se trouvent en outre juxtaposées à des zones fossilifères pour un même intervalle de temps. Notre objectif a donc consisté à rechercher un calage biostratigraphique fiable permettant de proposer des unités à caractère lithologique et à contenu paléontologique spécifiques;

- **l'analyse sédimentologique** dans le but de mettre en évidence la logique de répartition des environnements sédimentaires. Cette approche est fondée sur la caractérisation des faciès, des associations de faciès, des environnements de dépôt, des bathymétries, des discontinuités de sédimentation et des polarités sédimentaires;

- **la reconstitution de la géométrie des corps sédimentaires** à des échelles variables afin de dégager les zones de dépression et les principaux secteurs à activité tectonique synsédimentaire.

Au terme de cette analyse, une conclusion proposera un schéma simplifié de reconstruction paléogéographique de cette bordure du Haut-Atlas central au cours du Mésozoïque. Elle permettra aussi de mettre en lumière les principales structures tectoniques ayant contrôlé la sédimentation durant cette période.

La troisième partie du mémoire est consacrée à l'analyse des rôles respectifs de chacun des principaux facteurs de contrôle de la sédimentation: tectonique, eustatisme et apports sédimentaires. Deux approches principales sont utilisées:

- l'usage des concepts de la **stratigraphie séquentielle** permet d'intégrer les intervalles sédimentaires et les coupures qui les séparent dans un cadre stratigraphique homogène à l'échelle de la zone atlasique étudiée.

- la **décompaction** permet de mieux visualiser l'architecture du bassin à chacune des phases importantes de dépôt. Elle conduit par ailleurs à dégager les diverses phases d'enfouissement et de subsidence thermo-tectonique, à analyser et à quantifier le comportement synsédimentaire des accidents majeurs.

La synthèse des résultats dégagés des deux démarches précédentes permettra, finalement, de présenter les principaux stades d'évolution de notre secteur au Mésozoïque et de discuter notre apport à la compréhension plus large du système atlasique.

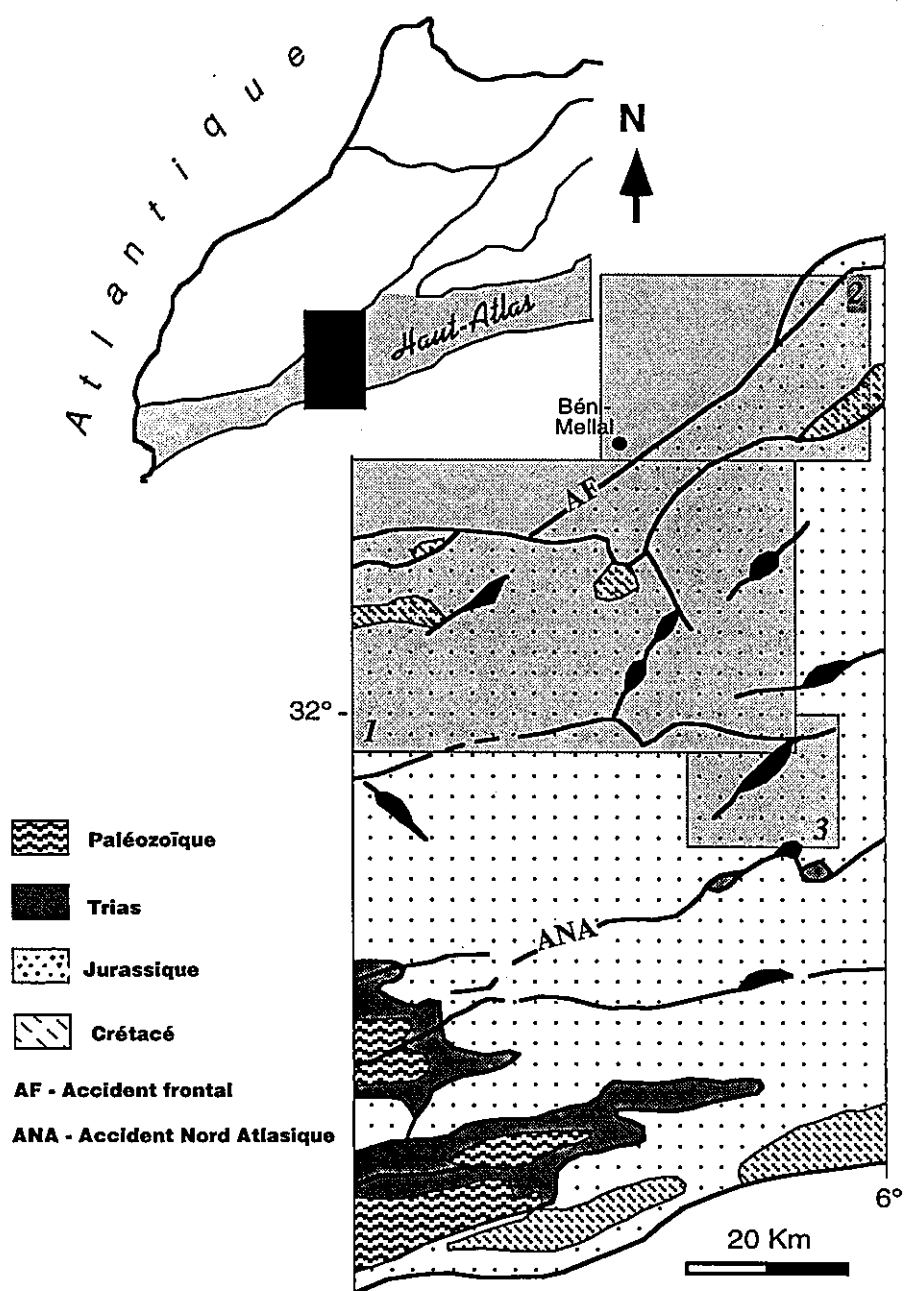


Fig. 1 - Situation et grandes lignes structurales du secteur étudié

(1 & 2 - cadres de localisation de la figure 2;
3 - cadre de localisation de la figure 3)

CHAPITRE I CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

1. Situation et cadre morpho - structural

Le Haut Atlas constitue l'élément le plus méridional des chaînes alpines péri - méditerranéennes. Il correspond à une chaîne montagneuse relativement étroite, allongée selon une direction approximative WSW-ENE couvrant une bonne partie de l'Afrique nord occidentale.

Au sein de ce dispositif, la partie centrale du Haut-Atlas marocain comporte deux grande unités structurales:

- à l'ouest, le massif ancien du Haut Atlas constitué d'un socle précambrien, de terrains primaires plissés et de granites relevant de l'orogénèse hercynienne;

- le Haut Atlas central (fig. 1), prolongement montagneux vers l'est du massif cité, correspond à une chaîne de montagnes intra - continentale (Choubert et Faure Muret, 1962; Michard, 1976; Mattauer *et al.*, 1977) résultant de l'inversion structurale d'un bassin essentiellement jurassique d'obédience téthysienne. La couverture post-hercynienne, plissée et décollée sur le Trias, comporte une épaisse série d'âge jurassique inférieur et moyen avec, localement, des dépôts crétacés et néogènes affleurant sur les bords Nord et Sud de la chaîne (fig. 1). Elle montre un réseau de plis anticlinaux redressés, généralement étroits, crevés jusqu'au Lias ou au Trias avec localement des intrusions de roches magmatiques d'âge jurassico-crétacé. Ces plis aigus sont le plus souvent disposés en échelon et séparés par de larges synclinaux à fond érasé ou plat.

Le secteur étudié se situe dans la partie nord occidentale du Haut Atlas central, sur le méridien de Béni-Mellal (fig. 1). Au sud de la plaine de Tadla (altitude moyenne 500 m) à remplissage essentiellement quaternaire, deux unités morphologiques se distinguent au sein de ce domaine atlasique plissé:

- la moyenne montagne au Nord (altitude moyenne 1200 m, Couvreur; 1988) correspond à l'Atlas de Béni-Mellal tel qu'il a été défini par Rolley (1973b). Il se compose pour l'essentiel d'une ossature liasique dont les plus importants éléments sont le massif de Taçmit - Ghnim sur le méridien de Béni-Mellal et le massif de Tazerkount sur le méridien d'Afourer. Cet alignement est bordé au Nord par un important accident le séparant de la plaine de Tadla et, au Sud, par les synclinaux d'Aghzif-Naour, de Tagleft, de Ouaouizaght et d'Aït Attab (zone synclinale de l'Oued El Abid; Rolley, 1973b). A l'échelle de l'ensemble du secteur étudié, c'est dans ces seuls synclinaux que les témoins de la couverture d'âge Crétacé se trouvent conservés.

- la haute montagne au Sud (altitude moyenne 2600 m, Couvreur; 1988) dont les terrains les plus récents de la couverture jurassique sont d'âge Bathonien. La limite sud de cette zone est fixée aux hauts reliefs de l'accident Nord-Atlasique (ANA, fig. 1) défini par Roch (1939).

Le secteur ainsi délimité correspond à une demi transversale de la chaîne du Haut Atlas, à l'endroit où elle présente sa largeur la plus grande (120 km sur le méridien

de Ouaouizaght pour une largeur moyenne de 80 km pour l'ensemble du Haut Atlas; Couvreur, 1988). Dans cette région, les éléments structuraux majeurs figurés sur la carte de situation présentent les deux orientations préférentielles sub - méridienne et NE-SW, reconnues à l'échelle du domaine atlasique marocain (Michard, 1976; Laville, 1985). Certaines structures, peu nombreuses toutefois, s'alignent selon la direction NW-SE.

D'une manière générale, la chaîne atlasique présente une structure caractéristique en éventail, à vergence Nord sur la bordure septentrionale et Sud sur la bordure méridionale. Le secteur étudié présente une succession d'accidents inverses à vergence nord, nord-est et nord-ouest et d'anticlinaux étroits, de style "éjectif", séparés par de larges synclinaux (fig. 2 et 3). L'ensemble de ces structures témoigne d'un raccourcissement modeste (de l'ordre de 10 à 15% le long de la transversale de Béni-Mellal; Brede *et al.*, 1992), suite à la phase d'inversion tectonique tertiaire.

2. Cadre stratigraphique

2. 1.- Lithostratigraphie

Depuis le début du Lias jusqu'au Turonien, 23 formations lithologiques composent la série sédimentaire de ce secteur du Haut-Atlas central. Par souci de clarté, nous avons évité toute création nouvelle de formation. En effet, à l'exception des formations d'âge crétacé définies dans un précédent travail (Souhel, 1987), nous nous sommes limités pour l'ensemble des formations d'âge jurassique à la terminologie, déjà exhaustive, figurant dans les cartes géologiques au 1/100 000^{ème}, feuilles de Béni-Mellal (Monbaron, 1985), d'Azilal (Jenny, 1985) et de Zawiat Ahançal (Jossen, 1988). Le tableau I illustre la trame lithostratigraphique adoptée dans ce travail. Les diverses formations, dont certaines demeurent groupées au sein de groupes, ont été replacées à la lumière des nouvelles datations obtenues dans le présent travail.

2. 1. 1. - Formations jurassiques

(1) Formation d'Aït Ras (Jenny, 1988):

Cette unité, dépourvue de faune, s'observe très localement au niveau de la bordure Nord de l'Atlas, à la base des dolomies et des calcaires massifs du Lias inférieur. Elle représente la première phase carbonatée au dessus de la sédimentation détritique et évaporitique triasique. Son âge est hettangien probable à sinémurien inférieur en raison de son encadrement stratigraphique. Elle se compose d'une succession de bancs décimétriques de dolomies et de marnes rouges.

(2) Formation de Tighanimine (Jossen, 1988):

Cette unité affleure uniquement au niveau des rides du centre du bassin où elle constitue l'équivalent latéral de la formation d'Aït Ras. Elle s'en différencie, cependant, par l'absence du terme argileux et l'abondance de niveaux bréchifiés au sein des bancs dolomitiques. Outre sa position stratigraphique normale à la base des calcaires du Lias inférieur, elle se retrouve aussi mécaniquement emballée au sein des argiles à gypse triasiques.

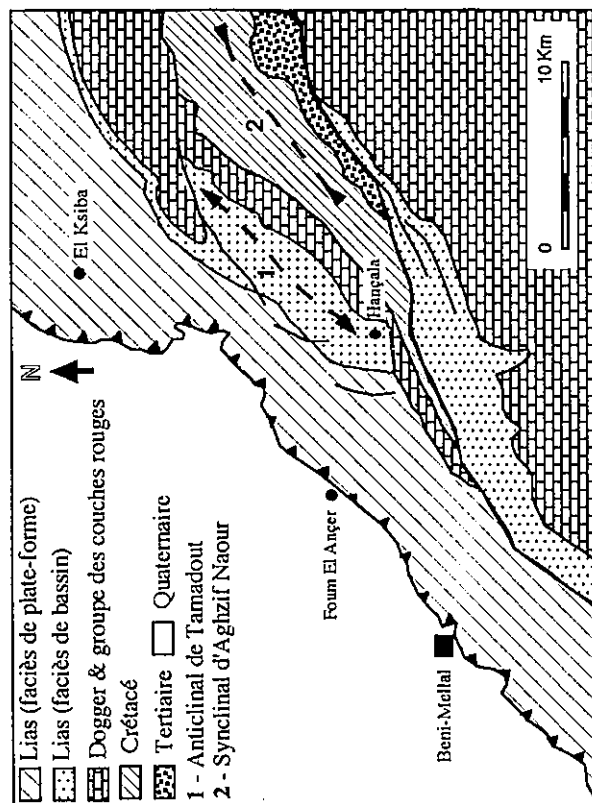


Fig. 2 - Cartes géologiques simplifiées de l'Atlas de Béni-Mellal.

Les principaux jalons structureaux dans notre secteur sont:

- Les principaux jalons structuraux dans notre secteur sont :
- L'accent frontal: il s'agit d'un important réseau d'accidents limitant le front de la chaîne au nord.
 - Les bassins de Ouauitzaght, Tagleft et Tilougguitt orientés NE-SW pour les deux premiers et sensiblement E-W pour le dernier. La zone anticlinale majeure dans cette région est celle de Jbel Abbadine, pli dissymétrique orienté NE-SW et séparant les bassins de Ouauitzaght, de Tilougguitt et de Tagleft. Cette ride se continue au nord par les accidents de Tansrifi et d'Igharghar orientés respectivement NW-SE et E-W, et au sud par l'accident NW-SE de Jbel Oukarde. Le bassin de Tagleft, dernier bassin, est bordé à son extrémité sud orientale par un seuil à l'ossature de Dogger, marqué dans la région d'Alt Boulhane par une intrusion sub-circulaire de gabbros jurassiques et de Trias.
- Au sud, la limite de cet ensemble est figurée par un important accident sub-méridien dont la trace se suit depuis l'est d'Azilal jusqu'à la terminaison nord-orientale de la ride d'Anergui.
- Le bassin d'Aghzif-Naour: il s'agit d'une structure monoclinale orientée NE-SW. Son flanc nord-ouest montre de nombreuses structures cassantes et plicatives issues de l'écrasement de cette structure contre le bâti rigide formé par les carbonates massifs du Lias inférieur moyen. Il est tronqué obliquement au niveau de son bord sud par l'accident d'"Aghbala-Ajourer".

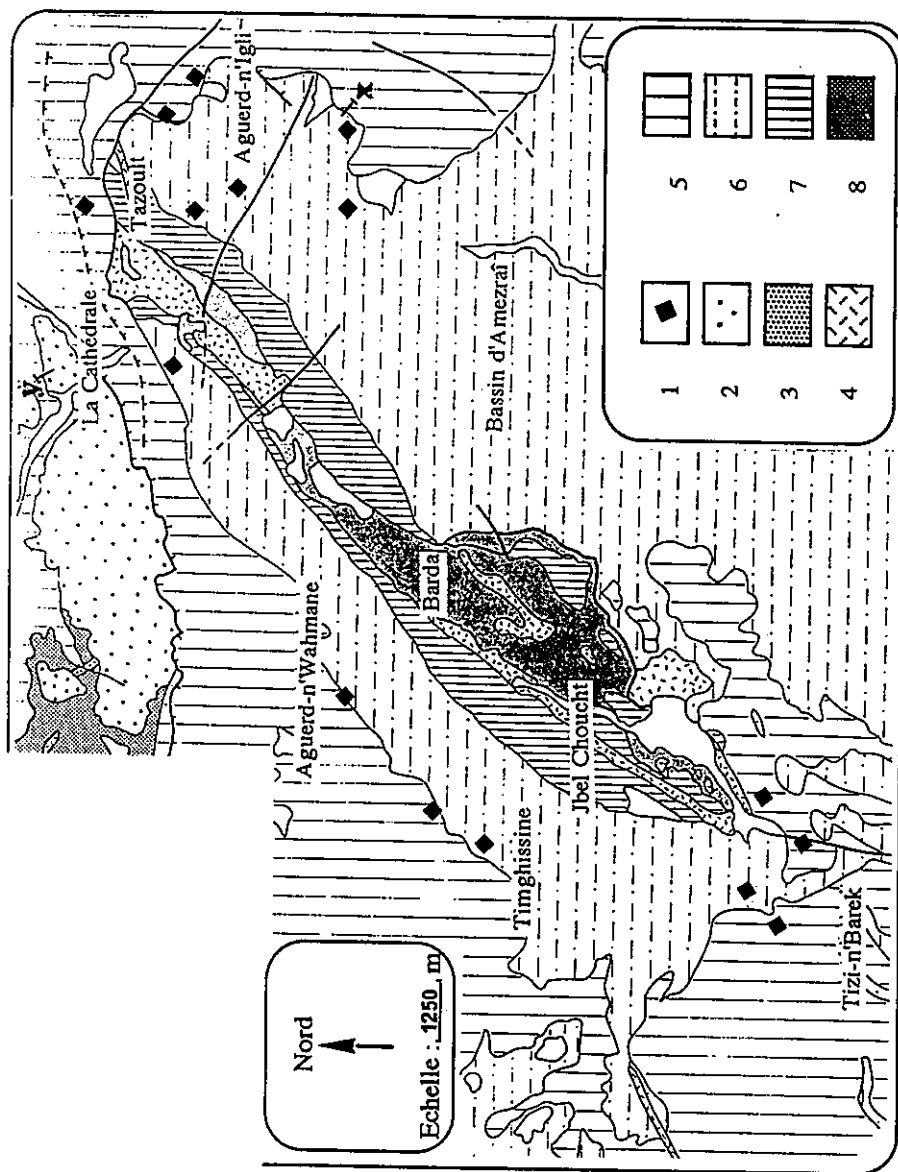


Fig. 3 - Carte géologique simplifiée de la ride de Talmest-Tazolt et de ses bassins latéraux (adaptée de Bouchouata *et al.*, 1995).

1 : gisements de brachiopodes; 2 : conglomérats (Mio-pliocène); 3 : grès (Bathonien); 4 : dolérites et gabbros (Bathonien); 5 : Calcaires (Aalénien-Bajocien); 6 : marnes et grès (Toarcien-Aalénien); 7 : dolomies et calcaires (Lias inf. et moy.); 8 : complexe argilo-basaltique (Trias).

(3) Formation d'Aït Bou Oulli (Jenny, 1988):

La formation d'Aït Bou Oulli, d'âge sinémurien, constitue l'essentiel de l'ossature des reliefs du front de l'Atlas dominant la plaine de Tadla, depuis le méridien d'Afourer jusqu'à celui d'El Ksiba. Elle présente généralement un aspect massif : bancs de dolomies et de calcaires de 1 à 3m d'épaisseur, à onchoïdes et à oolithes. La faune est représentée par des brachiopodes, lamellibranches et foraminifères benthiques de la biozone A (Septfontaine, 1984).

(4) Formation de Jbel Rat (Jenny, 1988):

Cette succession présente les mêmes caractéristiques stratonomiques que la formation d'Aït Bou Oulli sous-jacente. Elle s'en différencie toutefois par une plus grande fréquence des faciès à bird eyes et pisolithes vadoses ainsi que par la présence de nombreuses structures en "tipis". Elle est datée du Sinémurien supérieur: passage des biozones A et B de Septfontaine (1984).

(5) Formation de Jbel Taguendouft (Jossen, 1988):

Elle représente l'essentiel des assises carbonatées liasiques dans l'axe du bassin de Tilougguit. Sa richesse en faune d'ammonites permet de lui attribuer un âge liasique inférieur et moyen (El Hariri *et al.*, 1996). Dans sa localité type cette formation est essentiellement constituée par des calcaires à rares passées marneuses. Elle peut être subdivisée en deux membres:

- le membre inférieur, sinémurien, caractérisé par sa grande épaisseur, sa teinte sombre, et sa richesse en silex;
- le membre supérieur, plienschbachien, de couleur plus claire et d'épaisseur plus réduite.

(6) Formation de Jbel Choucht (Septfontaine, 1986):

Cet ensemble est caractérisé dans sa localité type par des calcaires massifs à faune récifale. Ses affleurements réduits et sa position au contact des accidents majeurs (failles et décrochements) et des intrusions de gabbros, (Jossen, 1988), rendent sa limite inférieure difficile à mettre en évidence. En revanche sa limite supérieure a été reconnue et datée par ammonites du Carixien (Septfontaine, 1986).

(7) Formation d'Aganane (Septfontaine, 1986):

Il s'agit d'une succession rythmique de marnes et de calcaires dolomitiques, riches en foraminifères benthiques et en algues, déposés au cours de l'intervalle Sinémurien supérieur - Domérien moyen (biozones B, C et D de Septfontaine, 1984). Le plus souvent, cette formation comporte, intercalée d'une manière hétérochrone, une unité à dominance de marnes rouges avec localement des passées conglomératiques (membre marno-dolomitique; Septfontaine, 1986; formation de Talmest-Tazolt; Bouchouata, 1994). Au nord du secteur étudié, cette formation correspond à l'essentiel des assises du Lias moyen à l'ouest du méridien de Jbel Ghnim. Elle affleure aussi, en certains points, aux abords de la ride de Talmest-Tazolt et de l'Accident Nord-Atlasique.

(8) Formation de Bouimoura (Monbaron, 1985):

Cette unité correspond à l'équivalent latéral de la formation d'Aganane à l'est du méridien de Jbel Ghnim où elle est datée du Sinémurien supérieur - Domérien moyen (Chafiki, 1994). Elle s'en distingue, toutefois, par un aspect plus massif (peu ou pas

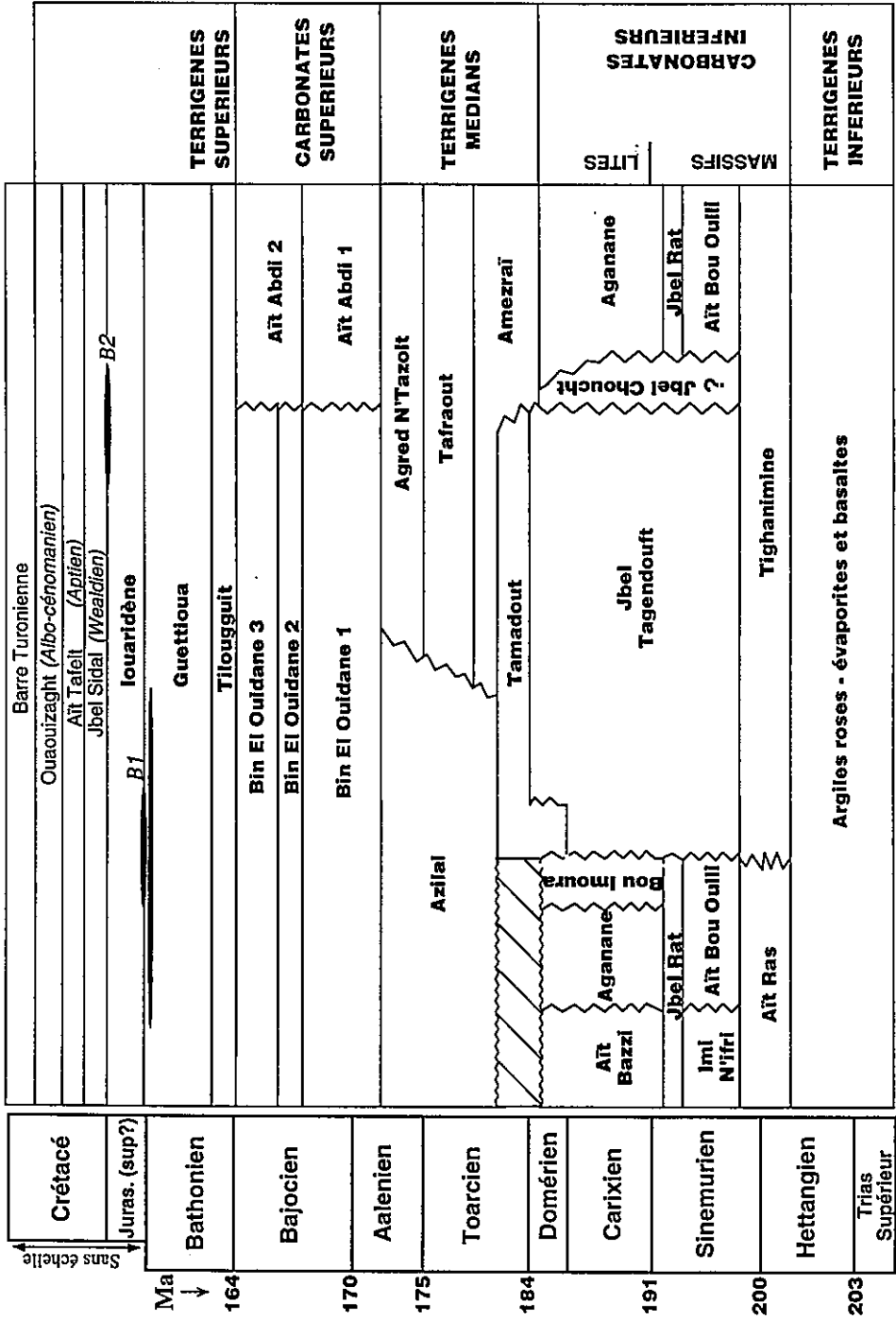


Tableau I - Découpage adopté: formations sédimentaires et attributions stratigraphiques.

d'intercalations marneuses), par l'abondance d'épandages de sables oolithiques et bioclastiques et par une richesse en faune de mégalo-dontes.

(9) Formation de Tamadoute (Monbaron, 1985):

Dans le secteur de Tamadoute, cette formation comporte deux unités distinctes:

- le membre inférieur, d'âge domérien (Chafiki, 1994), est représenté par une série de marnes argileuses brun - rouges entrecoupées de bancs décimétriques de calcaires à Ammonites et de passées calciturbiditiques;

- le membre supérieur, d'âge toarcien inférieur et moyen (Souhel *et al.*, 1993), est essentiellement formé de marnes vertes à beiges riches en passées gréseuses au sommet de l'unité. Contrairement au membre sous-jacent limité uniquement au secteur de Tamadoute, celui-ci présente une extension plus large couvrant l'ensemble du secteur étudié.

(10) Formation d'Azilal (Jenny, 1988):

Il s'agit d'un ensemble à dominance terrigène - grès à dragées de quartz, argiles et dolomies gréseuses bioclastiques - affleurant essentiellement au niveau de la bordure nord-ouest du bassin atlasique. Cette formation dépourvue de faune à valeur biostratigraphique est datée par son encadrement stratigraphique du Toarcien moyen - Aalénien moyen.

Le groupe de Zawyat Ahançal (Jossen, 1988)

Les formations composant ce groupe sont principalement définies dans le bassin d'Amezraï où elles présentent leur maximum de développement. Il s'agit essentiellement de marnes, grès et calcaires rapportés à l'intervalle Domérien supérieur - Aalénien (Bouchouata *et al.*, 1995). L'ensemble comporte trois unités :

(11) Formation d'Amezraï caractérisée par une succession de calcaires gréseux à brachiopodes, de grès et de marnes rouges.

(12) Formation de Tafraout: représentée par des marnes vertes et des calcaires marneux, noduleux, au sein desquels se développent des petits récifs coralliens isolés.

(13) Formation d'Aguerd-n-Tazoult: composée de calcaires, de marnes jaunes et de grès. Son sommet est souligné par une corniche de calcaires à faune récifale.

Le groupe de Bin El Ouidane (Monbaron, 1985)

Les trois unités qui composent cet ensemble forment une succession classique dans l'ensemble de notre région (Monbaron, 1981) ou elles sont d'âge aalénien supérieur - Bajocien moyen. De bas en haut on distingue :

(14) Formation Bin El Ouidane I: dans la partie nord de notre secteur d'étude, elle correspond à une barre de calcaires lités à bird eyes. Plus au sud, dans l'axe du bassin atlasique, elle est formée de calcaires à dominance oolithique (formation d'Aït Abdi, Jossen; 1988). Sa base correspond régionalement à l'horizon à *Timidonella sarda* (horizon F de Septfontaine, 1984).

(15) Formation Bin El Ouidane II: elle est formée par des marnes et des calcaires marneux soulignés, dans la partie moyenne, par des passées pétries de

rhynchonelles. Des ammonites de la zone à sauzei y ont également été signalées (Jossen, 1988).

(16) Formation Bin El Ouidane III: c'est une succession de calcaires à onchoïdes en dalles, localement coralligènes et riches en brachiopodes. Ces derniers indiquent un âge Bajocien moyen pour les assises sommitales de cette unité.

(17) Formation de Tilougguit (Jenny & al., 1981):

Les dépôts de cette formation représentent les derniers témoins marins d'âge jurassique dans le Haut Atlas de Béni-Mellal. Il s'agit d'une série marneuse et marno-gréseuse à sa base et carbonatée à son sommet. Le contenu fossilifère est représenté par des restes osseux de dinosaures au niveau des grès et par des coraux, lamellibranches et brachiopodes dans les calcaires sommitaux. Ces derniers sont datés du Bathonien inférieur.

Le groupe des couches rouges (Jenny *et al.*, 1981)

Si la lithostratigraphie de ce complexe terrigène, déposé durant l'intervalle Bathonien - Barrémien, est relativement bien définie dans la majorité des cuvettes synclinales au nord du secteur étudié (Jenny *et al.*, 1981; Souhel, 1987), sa chronostratigraphie est, par contre, sujette à de nombreuses controverses, en raison de la pauvreté des trois formations qui le composent en éléments de datation d'ordre paléontologique¹. Dans un précédent travail (Souhel, 1987), nous avons distingué deux ensembles repères de coulées basaltiques interstratifiées au sein de ce groupe de couches rouges (ensemble I et ensemble II, fig. 4). Parmi les diverses datations radiométriques effectuées dans notre secteur (Westphal *et al.*, 1979) on note que les âges obtenus sur des échantillons provenant de ces coulées se regroupent autour de deux valeurs distinctes correspondant, l'une, au Jurassique moyen (coulées rattachées à l'ensemble I), l'autre au Crétacé inférieur (coulées rattachées à l'ensemble II). Ces deux groupes de valeurs permettent de placer les formations de Guettoua et de Jbel Sidal respectivement dans le Jurassique moyen et dans le Crétacé inférieur et de proposer un âge jurassique supérieur probable pour la formation intermédiaire d'Iouaridène.

On peut distinguer de bas en haut:

(18) Formation de Guettoua (Jenny & al., 1981):

Essentiellement composée de matériel terrigène (conglomérats, grès et argiles), elle est célèbre par sa richesse en ossements de dinosauriens (Monbaron, 1983). Une ou plusieurs coulées de basaltes peuvent localement s'interstratifier au sommet de cette unité.

(19) Formation des Iouaridène (Jenny & al., 1981):

Dans l'ensemble du secteur étudié, cette unité est composée de deux membres : des argiles rouges à minces passées gréseuses à la base et un membre évaporitique au sommet. Rapportée au Jurassique moyen sans argument paléontologique (Jenny *et al.*, 1981), cette unité pourrait aussi appartenir au Jurassique supérieur (Souhel, 1987).

¹Les seuls éléments d'ordre paléontologique signalés dans ces dépôts en majorité continentaux sont des empreintes et ossements de dinosaures, des dents et écailles de poissons et de rares ostracodes.

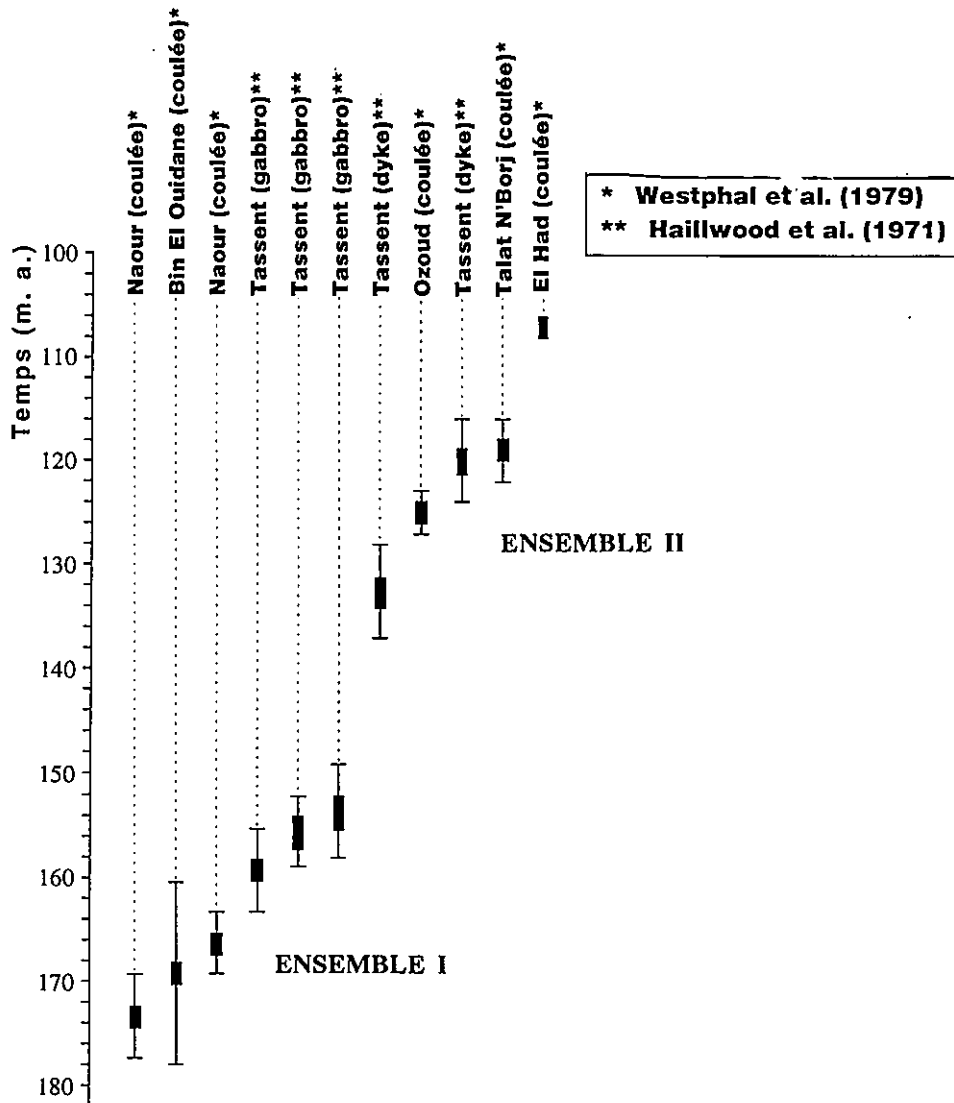


Fig. 4 - Ages radiométriques des roches magmatiques mésozoïques dans le domaine atlasique.

(20) Formation de Jbel Sidal (Jenny & al., 1981):

Rapportée au Crétacé inférieur (Souhel, 1987 ; Haddoumi, 1988), elle montre les mêmes caractéristiques lithologiques que la formation de Guettioua. Dans les bassins de Ouauizaght et Aït Attab où elle atteint son développement maximum, une coulée de basalte se trouve localement interstratifiée à sa base.

2. 1. 2. - Formations crétacées

Ce groupe comprend trois formations échelonnées depuis l'Aptien jusqu'au Turonien. A l'échelle du secteur étudié, ces unités affleurent dans les seules cuvettes

d'Aghzif-Naour, Ouaouizaght, Aït Attab et Aït Imelloul. On peut distinguer de bas en haut:

(21) Formation d'Aït Tafelt (Souhel, 1987):

Cette formation correspond à la première manifestation marine du Crétacé dans notre secteur. Elle se compose de marnes jaunes et de marno-calcaires bioclastiques. En plus des ammonites signant un âge bédoulien, ses assises contiennent des brachiopodes, des échinodermes, des foraminifères benthiques ainsi qu'une abondante faune d'ostracodes (Andreu, 1989).

(22) Formation de Ouaouizaght (Souhel, 1987):

Elle révèle l'évolution d'un pôle terrigène à la base (marnes rouge et grès azoïques) à un pôle évaporitique (gypses et dolomies). En raison de son encadrement stratigraphique -Aptien à la base et Cénomanién supérieur au sommet-, l'âge attribué à cette unité est albién - cénomanién.

(23) Barre cénomano-turonienne:

Cet ensemble de calcaires fins à foraminifères planctoniques et rares ammonites forme un niveau repère dont l'extension déborde largement du cadre géographique du Haut-Atlas central. Dans le secteur étudié, bien qu'il soit en majorité turonien en raison des ammonites qu'il contient, ses assises basales sont datées du Cénomanién supérieur (Rolley, 1973b; Saint-Marc et Rahhali, 1982).

Bien que les interrelations entre les diverses formations citées ci-dessus reflètent une combinaison très variée de faciès, notamment au cours du Lias, on peut noter qu'en coupe verticale, et d'une manière très simplifiée, la tendance lithostratigraphique générale révèle deux séries calcaires: le Lias inférieur et moyen (carbonates inférieurs) et le Bajocien (carbonates supérieurs) séparés par une série plus marneuse et plus gréseuse (terrigenes intermédiaires du Toarcién - Aalénien). L'ensemble jurassique est encadré par deux séries de dépôts plus argileux, plus gréseux et assez vivement colorés: le Trias supérieur (terrigenes inférieurs) et les couches rouges jurassico-crétacées (terrigenes supérieurs).

2. 2. - Biostratigraphie

Les attributions stratigraphiques des formations lithologiques reconnues sont fondées sur les ammonites, les foraminifères benthiques et les brachiopodes. La détermination de ces diverses faunes et microfaunes a été assurée par K. El Hariri, R. Mousterde et R. Du Dresnay pour les ammonites; B. Peybernès et M. Boutakiout pour les foraminifères et Y. Alméras pour les brachiopodes.

Les faunes d'ammonites se rencontrent essentiellement dans les séries de bassin déposées au cours du Lias inférieur et moyen (formations de Jbel Taguendouft et de Tamadoute). Leur étude dans notre secteur a permis de mettre en évidence une série de 18 horizons concernant le Sinémurien et le Pliensbachien (El Hariri *et al.*, 1996; tableaux II & III). L'échelle biostratigraphique ainsi proposée constitue une

SOUS-ETAGES	ZONES	Europe du nord-ouest	Haut-Atlas de Béni -Méllal	Espagne méridionale (d'après Braga et al. 1982 & Braga 1983)		
		Sous-zones	Horizons	Sous-zones	ZONES	
DOMERIEN	SPINA.	Hawskerense	Mazetieri = H 18	Elisa	EMACIATUM	
		Aperynum				
	MARGARITATUS	Gibbosus	Bertrandi = H 17 Ragazzoni = H 16	Accuratum	ALCOVIANUM	
		Subnodosus	Cornacaldense H = 15	Cornacaldense		
		Stokesi	Celebratum = H 14 Marianii = H 13	Portisi	LAVINIANUM	
			Portisi (cf.) = H 12			
		CARIXIEN	DAVOEI	Figulinum	Costicilla. - Detract. = H 11	
	Capricornus					
	Maculatum			Volubile - Pantanellii = 10	?	
IBEX	Luridum		Mellahense - Peyrei = H 9	?		
	Valdani		Gemmellaroi = H 8 Zitteli (aff.) = H 7		DEMONENSE	
			Masseanum			
	JAMESONI		Jamesoni		Apertum = H 5 Taguendoufi = H 4	
Polymorphus - Brevispina						
Taylori						
SINEMURIEN SUPERIEUR	RARICOSTA.		Aplantum			
			Macdonnelli			
			Raricostatum			
			Densinodulum			
	OXYN.		Oxynotum			
		Simpsoni	Parasteroceras ssp. = H3			
	OBTUSUM	Denotatus	Vari. aff. interposita = H 2			
		Stellare				
SINEM. INF.	TU.	Obtusum	Rejectum = H 1			
		Turneri				
		Sauzeanum				
		Scipionianum				
		Charlesi				

l'établissement d'une zonation applicable au Lias inférieur et moyen du Maghreb (tableau III).

La faune de brachiopodes récoltée (tableau IV) a permis de replacer la formation d'Amezrai, réputée en sa totalité toarcienne (Jossen, 1988), dans l'intervalle Domérien moyen - Toarcien inférieur (Bouchouata *et al.*, 1994); de confirmer l'âge aalénien de la formation d'Agred N'Tazolt (Canérot *et al.*, 1994) et de placer la formation de Tilougguit dans l'intervalle Bajocien supérieur - Bathonien inférieur.

Carlisien	Domérien	Toarcien	Aalénien	Bajocien	Bathonien	ECHELLE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE
						BRACHIOPODES
						<i>Lobothyris</i> sp.
						<i>Zeilleria</i> (Z.) <i>sarthacensis</i>
						<i>Soaresirhynchia</i> <i>bouchardi</i>
						<i>Soaresirhynchia</i> <i>babtiensis</i>
						<i>Pseudogibbirhynchia</i> <i>jurensis</i>
						<i>Globirhynchia</i> <i>subobsoleta</i>
						<i>Curtirhynchia</i> <i>banasensis</i>
						<i>Stroudithyris</i> <i>pisolithica</i>
						<i>Burmihynchia</i> <i>termierae</i>
						<i>Parvirhynchia</i> cf. <i>parvula</i>
						<i>Monsardithyris</i> <i>ventricosa</i>
						<i>Tubithyris</i> <i>wrighti</i>
						<i>Rugitela</i> <i>prebullata</i>
						<i>Burmihynchia</i> <i>termierai</i>
						<i>Holcothyris</i> <i>angulata</i>
						<i>Rugitela</i> sp.

Tableau IV - Distribution verticale des brachiopodes rencontrés dans le Haut Atlas sur la transversale de Béni-Mellal (complété d'après Canérot *et al.*, 1994).

Les foraminifères benthiques, assez abondants au sein des formations pliënsbachiennes d'Aganane et de Bouimoura, se retrouvent aussi dans certains niveaux des formations de Jbel Choucht, de Tamadout et de Bin El Ouidane. La microfaune recueillie (tableau V) permet de confirmer la biozonation établie par Septfontaine (1984) pour les carbonates de plate-forme interne du Lias moyen, de préciser l'âge Toarcien basal du membre supérieur de la formation de Tamadout et de confirmer la grande extension de l'horizon à *Timidonella sarda*, de l'Aalénien terminal, à la base des carbonates du groupe de Bin El Ouidane.

Tableau III - Proposition de corrélation de l'échelle des horizons d'ammonites de l'Atlas de Béni-Mellal avec l'échelle standard NW européenne et le cadre biochronologique admis pour l'Espagne méridionale (d'après El Hariri *et al.*, 1996).

ECHELLE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE							FORAMINIFERES
Bathonien	Bajocien	Aalénien	Toarcien	Domérien	Carixien	Sinemurien	
Biozonation du Lias inférieur et moyen par les foraminifères imperforsés des milieux de lagon (d'après Septfontaine, 1984)							
A	B	C1	C2	D	E		
							<i>Meandrospira</i> sp.
							<i>Everticyclammina</i> sp.
							<i>Eggerella</i> sp.
							<i>Lituosepta cecoarensis</i>
							<i>Orbitopsella primaeva</i>
							<i>Pseudopfenderina butterlini</i>
							<i>Mayncina termieri</i>
							<i>Lituosepta compressa</i>
							<i>Orbitopsella praecursor</i> s. l.
							<i>Pseudocyclammina liasica</i>
							<i>Haurania</i> sp.
							<i>Mesoendothyra</i> sp.
							<i>Ammobaculites</i> sp.
							<i>Planinvoluta carinata</i>
							<i>Valvulina</i> sp.
							<i>Ammobaculites</i> cf. <i>vetusta</i>
							<i>Lingulina pupa</i>
							<i>Lingulina tenera</i>
							<i>Pseudonodosaria tenuis</i>
							<i>Ophthalmidium concentricum</i>
							<i>Lingulina dentaliformis</i>
							<i>Nodosaria sexcostata</i>
							<i>Lingulina brizaeformis</i>
							<i>Lenticulina matutina</i>
							<i>Lenticulina toarcense</i>
							<i>Lenticulina munsteri</i>
							<i>Marginulina prima</i>
							<i>Marginulina spinata</i>
							<i>Citharina</i> sp.
							<i>Ophthalmidium</i> sp.
							<i>Timidonella sarda</i>
							<i>Limognella</i> sp.
							<i>Limognella dufaurei</i>
							<i>Spiraloconulus pergconigi</i>
							<i>Trocholina</i> gr. <i>palastiniensis</i>
							<i>Neotrocholina</i> sp.
							<i>Mesoendothyra izjumiana</i>
							<i>Pseudocyclammina</i> sp.
							<i>Siphovalvulina</i> sp.

Tableau V - Distribution verticale des foraminifères rencontrés dans le Haut Atlas sur la transversale de Béni-Mellal (complété d'après Canérot et al., 1994).

2° PARTIE

LE REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE

INTRODUCTION

Un premier examen de la carte géologique du Haut-Atlas de Béni-Mellal conduit à constater que la structuration de cette chaîne s'est essentiellement réalisée à partir d'un héritage jurassique. Les dépôts de ce système mésozoïque occupent, en effet, la majeure partie de ce domaine alors que les dépôts attribués, d'une part, au Trias et, d'autre part, à la période Crétacé - Tertiaire, sont géographiquement restreints à des secteurs limités et n'offrent, par conséquent, que peu de possibilités pour réaliser des études d'ordres stratigraphique et sédimentologique.

Parmi les divers bassins qui caractérisent notre région (*cf.* fig. 2), ceux de Ouaouizaght - Tilougguit - Tagleft ainsi que la bordure SW du bassin d'Aghzif-Naour se sont avérés des secteurs clés dans notre quête des données stratigraphiques et environnementales. Les informations rapportées concernant les autres bassins, notamment ceux d'Aït Attab et d'Amezraï, sont destinées à préciser l'évolution sédimentaire et paléogéographique à une échelle régionale élargie. Le remplissage jurassico-crétacé retiendra donc particulièrement notre attention et constituera l'essentiel de notre analyse.

Au cours de cette période mésozoïque, six ensembles à contenu lithologique spécifique ont été distingués. Ils constituent la plus grande partie des affleurements reportés sur les diverses cartes géologiques au 1/100000 couvrant la totalité du fond du golfe atlasique (cartes au 1/100000 d'EL Ksiba, de Béni-Mellal, d'Afourer, d'Azilal, de Demnat et de Zawiat Ahançal). Il s'agit, dans leur ordre chronologique, **(1) des carbonates massifs du Lias inférieur, (2) des carbonates lités du Lias moyen, (3) des terrigènes du Toarcien-Aalénien, (4) des carbonates du Dogger, (5) des couches rouges jurassico - crétacées et (6) des carbonates et terrigènes crétacés (Aptien à Turonien)**. Ce découpage en grands ensembles lithostratigraphiques se justifie particulièrement bien dans ce secteur bordier du bassin atlasique où les éléments de datation sont rares.

Chacun de ces ensembles englobe différentes formations lithologiques pour lesquelles seront successivement exposées les caractéristiques fondamentales suivantes:

- faciès, séquences de faciès et discontinuités;
- milieu de dépôt;
- attribution stratigraphique.

Enfin, pour chacune des périodes retenues, nous placerons nos observations relatives à la bordure du sillon atlasique dans un cadre plus régional étendu en direction de l'Ouest (Atlas d'Afourer et d'Azilal) et du Sud (Atlas de Zawiat Ahançal). Cette description régionale élargie est fondée, d'une part, sur des observations ponctuelles réalisées en compagnie de D. Chafiki (1994 et thèse d'état en cours), A. Bouchouata (1994), K. El Hariri (thèse d'état en cours), F. El Bchari (thèse de 3^e cycle en cours) et A. Gharib (thèse d'état en cours) et, d'autre part, sur une compilation de données bibliographiques. Cette approche, basée sur une analyse comparée des caractéristiques des diverses formations jurassico-crétacées en présence, est destinée à établir un cadre lithostratigraphique et environnemental, autorisant les reconstitutions paléogéographiques recherchées.

CHAPITRE II

LES CARBONATES DU LIAS INFÉRIEUR

Dans notre secteur d'étude, les carbonates du Lias inférieur constituent les formations lithologiques les plus remarquables dans le paysage car, d'une part, ils forment la majorité des parois qui bordent la chaîne au Nord et, d'autre part, ils sont impliqués dans l'ossature des plus importantes structures anticlinales au centre de la chaîne.

Dans la description des formations impliquées au cours de cette période, on peut distinguer une unité basale, qu'on placera par commodité dans "le lias basal", des unités qui lui succèdent dont l'âge est Sinémurien s. l.

1. - Le lias basal

Dans l'Atlas de Béni-Mellal, la base de la série stratigraphique carbonatée du Jurassique est constituée par une unité à dominance dolomitique qui marque les prémisses du régime marin dans l'ensemble de ce secteur. D'Est en Ouest, le long de la zone frontière de la chaîne atlasique et du Nord au Sud, depuis la bordure jusqu'à l'axe de cette chaîne, les caractéristiques lithologiques de cette unité sont variables. Elle correspond à la formation des marnes versicolores et dolomies en plaquettes (Monbaron, 1985) dans l'Atlas de Béni-Mellal, à la formation des calcaires et marnes en plaquettes (Verset, 1988) dans l'Atlas d'El Ksiba; à la formation marno-dolomitique gypsifère (Rolley, 1973b) dans l'Atlas d'Afourer; à la formation d'Aït Ras (Le Marrec et Jenny, 1980) dans l'Atlas d'Azilal et de Demnat et à la formation des dolomies et brèches de Tighanimine (Jossen, 1988) dans l'axe de la chaîne (feuille de Zawiat Ahançal).

Malgré cette diversité des appellations, nos observations nous autorisent à retenir deux variantes, à caractères lithologiques sensiblement distinctes, dans la description de ces assises infra-liasiques: il s'agit des faciès marno-dolomitiques, localement gypsifères de la formation d'Aït Ras et des faciès dolomitiques massifs de la formation de Tighanimine.

1. 1. - Les formations sédimentaires

Les affleurements des formations d'Aït Ras et de Tighanimine sont géographiquement peu étendus à l'échelle du secteur étudié. La formation d'Aït Ras se présente en petites bandes discontinues au voisinage des grands accidents bordiers de la chaîne alors que la formation de Tighanimine affleure uniquement à la faveur de certaines rides anticlinales au centre de la chaîne. Par ailleurs, ces deux unités sont localisées dans un contexte tectonique qui limite les possibilités d'études sédimentologiques détaillées. En effet, le décollement systématique de la masse carbonatée sus-jacente produit des phénomènes de laminage, de dédoublement et de replis au sein de ces formations de telle manière que leurs relations avec les terrigènes triasiques sous-jacents ne sont jamais claires. Pour cette raison et dans l'impossibilité de présenter des coupes détaillées, nous nous contenterons d'exposer un ensemble

d'observations ponctuelles permettant toutefois de dégager les caractéristiques sédimentologiques fondamentales de ces assises.

1. 1. 1. - La formation d'Aït Ras

L'essentiel des observations concernant cette unité proviennent des régions d'Aït Ghojdine et de Foug El Anceur (fig. 5) où elle constitue la semelle de la série liasique.

Il s'agit à l'affleurement d'une succession de petits bancs dolomitiques blanchâtres, plus ou moins crayeux, alternant avec des marnes de couleur rouge ou lie de vin. Sa base se présente toujours en contact anormal avec son substratum argileux triasique alors que vers son sommet, elle acquiert un aspect plus massif par inversion de la proportion des marnes et dolomies en petits bancs par rapport à la dolomie massive.

Les marnes argileuses, de couleur rouge brique ou lie de vin, sont indurées et ne présentent que rarement un aspect laminé. Leur épaisseur est très variable: métrique à décimétrique à la base de la série, puis centimétrique à son sommet. Certains niveaux montrent une structure cargneulisée qui pourrait résulter d'une dissolution d'évaporites préexistantes.

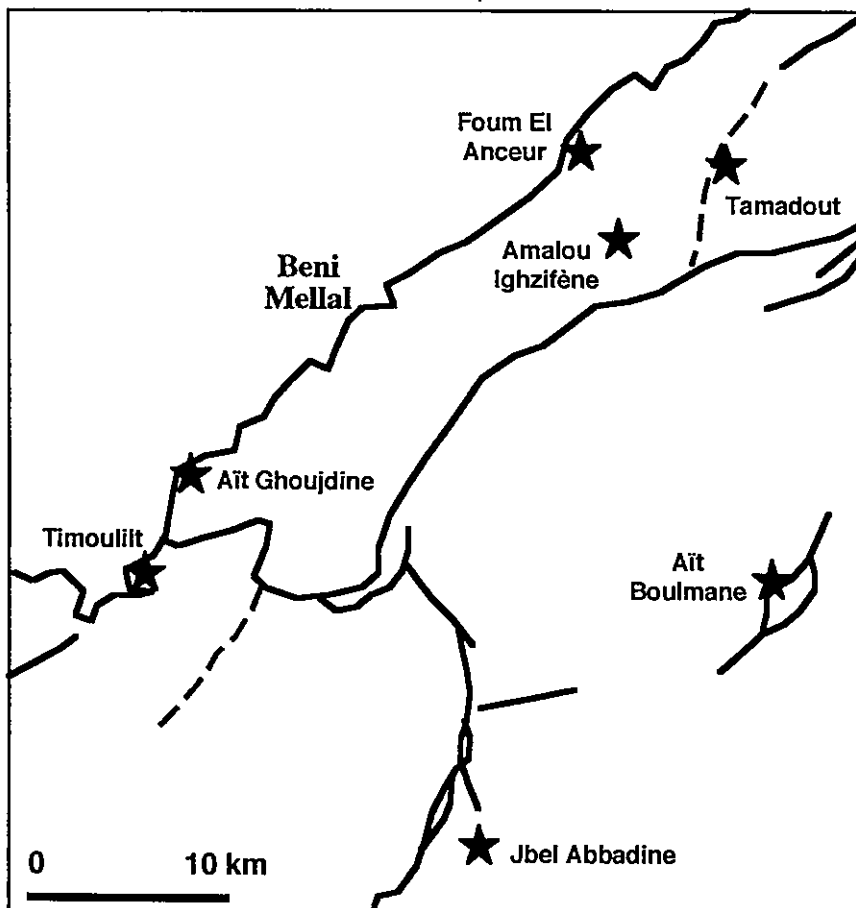


Fig. 5 - Localisations des affleurements étudiés du Lias inférieur.

En lame mince, les niveaux dolomitiques montrent une texture homogène à faible pourcentage de grains de quartz de petite taille. Leur observation en surface polie montre, en plus des nombreuses dendrites de manganèse, des laminites millimétriques qui se dégagent facilement par leur teinte sombre du fond gris-clair de la roche. Le tracé horizontal puis hémisphérique témoignerait d'une origine stromatolithique de ces structures.

Latéralement vers l'Ouest, dans le secteur d'Afourer, on note un enrichissement en niveaux évaporitiques qui se substituent progressivement aux faciès dolomitiques. C'est le cas dans le tunnel d'Afourer (Lévêque, 1952) et dans le secteur de Tizi N'Ourdemi (Rolley, 1973b) où les passées de gypse sont encore rares et centimétriques. Plus à l'Ouest encore, dans le secteur d'Oulad Ayyad, les passées gypseuses prennent plus d'importance et les successions sont essentiellement marno-gypsifères.

La puissance de cette succession ne peut être connue avec certitude en raison de son fréquent laminage basal. Elle est de l'ordre de la dizaine de mètre dans l'Atlas de Béni-Mellal et affleure sur une épaisseur de 50 à 100 m (Rolley, 1973b) dans la région d'Oulad Ayyad.

1. 1. 2. - La formation de Tighanimine

Il s'agit d'une unité dolomitique blanchâtre à l'affleurement. Elle se distingue des autres formations liasiques carbonatées par l'abondance de mégabèches intraformationnelles (Jossen, 1988).

Dans le secteur d'Aït Boulmane (fig. 5) où elle a été décrite en détail, elle se présente en une écaille coincée au Nord d'une ride anticlinale, entre les terrigènes du Trias et ceux de la formation de Guettioua.

Sur une épaisseur d'environ 20 m, cette unité est composée par une succession de séquences décimétriques à métriques évoquant par leur contenu une sédimentation dans un environnement de sebkha. En effet, et malgré la recristallisation très poussée donnant à la roche un aspect saccharoïde, l'enchaînement des faciès observés (dolomie massive - dolomie à laminites - brèches monogéniques à éléments anguleux de taille centimétrique à décimétrique) est assez caractéristique de cet environnement.

Par ailleurs, cet aspect régulier de la sédimentation disparaît latéralement, à quelque dizaines de mètres, où l'ensemble se présente en une masse désorganisée au sein de laquelle abondent des blocs anguleux décimétriques à métriques (planche *h. t. I-1*), des slumps (planche *h. t. I-2*) ainsi que de nombreuses petites failles synsédimentaires.

1. 2. - Attribution stratigraphique

Les différents termes des formations d'Aït Ras et de Tighanimine n'ont pratiquement jamais fourni de fossiles caractéristiques, probablement en raison du caractère très confiné de leur milieu de dépôt. Seul donc leur encadrement stratigraphique les fait placer dans le Lias inférieur. Toutefois, la présence des palynomorphes de l'Hettangien dans l'équivalent de ces assises aux abords de Telouet (Courtinat *in* Jenny, 1988), ainsi que l'attribution au passage Sinémurien inférieur - supérieur (horizons 1 et 2, tableaux II & III) des termes inférieurs de la formations sus-jacente de Jbel Taguendouft nous autorisent à donner à cette unité un âge Hettangien probable à Sinémurien inférieur.

1. 3. - Milieu de dépôt

L'ensemble des caractéristiques sédimentologiques observées plaident en faveur d'un milieu de dépôt côtier intertidal à supratidal de type sebkha pour les deux formations ici considérées. Les deux principales variations permettant de distinguer entre les deux unités sont, d'une part, les intercalations argileuses et évaporitiques abondantes dans la formation d'Aït Ras et absentes dans la formation de Tighanimine et, d'autre part, la désorganisation d'ensemble affectant les dolomies de la formation de Tighanimine dans certains secteurs. Ces deux variantes constituent, dans ce contexte, les guides principaux permettant de dresser la trame paléogéographique dans un contexte climatique favorable à la précipitation des évaporites entre une zone de bordure, soumise à des influences terrigènes, et une zone centrale, loin de ces influences. Dans ce dernier secteur, la fréquence des déformations synsédimentaires qui peuvent concerner des masses de plusieurs centaines de mètre (formation de Tighanimine dans sa localité éponyme, Jossen, 1988) est à mettre en relation, soit avec des secousses sismiques dans le centre du bassin en voie d'affaissement soit avec la nature évaporitique du substratum triasique (mobilité et/ou dissolution). La rareté des affleurements dans notre région ne permet cependant pas d'apporter les preuves décisives en faveur de cette interprétation.

1. 4. - Évolution régionale des faciès

Vers l'Ouest

Dans l'Atlas d'Afourer, le Lias basal est représenté par un faciès marnodolomitique à intercalations gypsifères. Sa puissance est assez variable, allant de 50 à 100 m. Selon Rolley (1973b), et conformément à nos observations dans l'Atlas de Béni-Mellal, le passage du "Trias" au "Lias basal", apparent en de nombreux secteurs, se fait sans discontinuité et semble correspondre plus à une variation progressive des conditions de sédimentation qu'à une brusque transgression.

Dans l'Atlas d'Azilal, le Lias basal est représenté par la formation marnodolomitique d'Aït Ras, localisée uniquement au Nord de l'accident de Jbel Amezriaz (Jenny, 1988). Plus au Sud, il ne peut être différencié des termes de base de la formation d'Aït Bou Oulli.

Vers le Sud

Sur l'ensemble de la feuille de Zawiat Ahançal, le Lias basal est représenté par les dolomies bréchifiées de la formation de Tighanimine. Selon Jossen (1987), la base de ces dépôts est diachrone. Elle se marque, à l'est, par une concordance sur les argiles triasiques et, à l'Ouest, par une érosion des argiles et une discordance des carbonates sur les basaltes triasiques (Courtinat et Algouti, 1985). Par ailleurs, les dépôts situés à l'Ouest témoignent, par leur grande épaisseur (400 m de mégabrèches intraformationnelles dans le secteur de Tighanimine), de l'individualisation d'un sillon en voie de subsidence dès le Lias basal (sillon de Telouet; Jossen, 1987).

2. - Le Sinémurien *s. l.*

2. 1. - Les formations sédimentaires

La nomenclature des formations lithostratigraphiques retenue pour la description des dépôts calcaro-dolomitiques du lias inférieur dans notre région est la suivante:

- Formation d'Aït Bou Oulli: définie par Jenny (1988) dans l'Atlas d'Azilal. Elle figure sur la carte géologique de Zawiat Ahançal (Jossen, 1988) et constitue l'équivalent latéral de la formation des "dolomies massives" dans l'Atlas de Béni-Mellal (Monbaron, 1985), des "dolomies et calcaires péri-récifaux" dans l'Atlas d'Afourer (Rolley, 1978) et des "dolomies en gros bancs" dans l'Atlas d'EL Ksiba (Benzaken, 1963).
- Formation de Jbel Rat: définie par Jenny (1988) dans l'Atlas d'Azilal et figurant dans la carte de Zawiat Ahançal (Jossen, 1988). Elle n'a pas été décrite dans les autres secteurs.
- Formation de Jbel Taguendouft: définie par Jossen (1988) dans le centre de la chaîne atlasique, elle constitue l'équivalent latéral de la formation des "calcaires à cherts" de l'Atlas de Béni-Mellal (Monbaron, 1985). Nous l'avons découpée en un membre inférieur d'âge sinémurien et un membre supérieur d'âge pliensbachien.

Parmi tous les dépôts marins jurassiques, ce sont les carbonates du Lias inférieur qui ont présenté la plus large extension, notamment vers l'Ouest (Jenny, 1988), le long de la terminaison occidentale du golfe du Haut-Atlas. Dans ce contexte, les formations d'Aït Bou Oulli et de Jbel Rat ont constitué des dépôts de bordure de bassin alors que ceux de la formation de Jbel Taguendouft correspondaient à des faciès de centre de bassin.

Les données relatives à ces diverses formations sont tirées d'observations et de coupes de détail réalisées dans les secteurs suivants (*cf.* fig. 5):

- secteur d'Afourer - Timoulilt;
- secteur d'Amalou Ighzifène;
- anticlinal de Jbel Abbadine;
- anticlinal de Tamadoute.

2. 1. 1. - Secteur d'Afourer - Timoulilt

Ici, les formations calcaro-dolomitiques d'Aït Bou Oulli et de Jbel Rat forment l'ossature des reliefs de l'Atlas dominant la plaine de Tadla. C'est la première succession liasique décrite dans notre secteur, car elle est traversée par le Tunnel qui amène les eaux depuis les barrages de Bin EL Ouidane et Aït Ouarda jusqu'à la centrale hydroélectrique d'Afourer. Dans sa description, Lévêque (1952) relève, au dessus du Lias basal, 700 à 800 m de dolomies suivies de 200 à 300 m de calcaires oolithiques. Il s'agit là du faciès massif de Rolley (1973a). Nos propres observations dans ce secteur montrent qu'en fait, cette forte épaisseur est exagérée par des redoublements tectoniques affectant la série. Ces dédoublements sont contrôlés par trois alignements

au moins de failles sub-méridiennes. Ces dernières sont particulièrement visibles sur le bord Ouest de la carte de Béni-Mellal où elles affectent, outre les faciès massifs du Lias inférieur, les faciès plus lités du Lias moyen. Nous pensons qu'une analyse cartographique détaillée du massif de Jbel Tazerkount permettrait de mieux apprécier les épaisseurs réelles des séries concernées et leurs relations mutuelles.

En raison de ces complications structurales, aucune coupe de détail ne peut être présentée pour la base de la série (formation d'Aït Bou Oulli) dont les assises sont par ailleurs fortement dolomitisées. Notons toutefois que les rares affleurements épargnés de la dolomitisation montrent une succession de calcaires gris à l'affleurement, en bancs métriques (1 à 2 m d'épaisseur) localement riches en onchoïdes et en sections de brachiopodes. Le sommet de la série est par contre accessible à l'analyse sédimentologique. Nous l'avons étudié à environ 2 km à l'est de la localité de Timoulilt, le long du versant du ravin qui débouche sur cette localité. Ici, seuls les faciès caractéristiques de la formation de Jbel Rat sont mis en évidence sur une épaisseur d'environ 30 m.

2. 1. 1. 1. - Description de la coupe de Timoulilt (fig. 6)

Il s'agit d'une succession de calcaire massif organisé en dalles de 1 à 3 m d'épaisseur. La couleur est grise à l'altération et de teinte plus claire, beige à violacée, en cassure. La base de la coupe n'affleure pas. Son sommet est marqué par la discontinuité D1. Celle-ci est matérialisée par un net changement dans le faciès. Elle sépare dans ce secteur la formation de Jbel Rat à la base et la formation d'Aganane au sommet.

Le tiers inférieur de la série est dominé par des grainstones à oolites et bioclastes alors que les deux tiers supérieurs sont représentés par des calcaires plus fins à "keystone vugs" et pisolithes.

La caractéristique principale de l'ensemble est sa richesse en structures en "tipis". Celles-ci sont matérialisées par des niveaux calcitiques d'épaisseur centimétriques, à tracé irrégulier, développés sur des hauteurs de 0.5 à 2 m (planche *h. t.* I-4). En surface structurale, elles correspondent à des polygones irréguliers de 1.5 à 3 m de diamètre. Ces structures sont proches de celles décrites dans la sédimentation récente du golfe persique (Purser, 1980). Dans le détail, ces niveaux présentent des fabriques complexes et témoignent de plusieurs phases de sédimentation - cimentation. Les microfaciès impliqués montrent généralement la succession suivante (planche *h. t.* I-3):

- micrite sombre riche en laminations d'origine algaire;
- passée fine à ciment de calcite drusique;
- micrite à microsparite bioclastique, avec parfois un assemblage de particules en granoclassement inverse. C'est au sein de ce faciès qu'apparaissent les pisolithes vadoses à contour sub-sphérique dont le diamètre oscille entre 0.5 à 1.5 cm;
- calcite palissadique à cristaux allongés évoquant parfois un remplissage de pseudomorphoses d'évaporites. Il s'agit des niveaux qui dessinent à l'affleurement les dômes en "tipis".

Cette succession de faciès se présente généralement sur des épaisseurs de 3 à 5 cm.

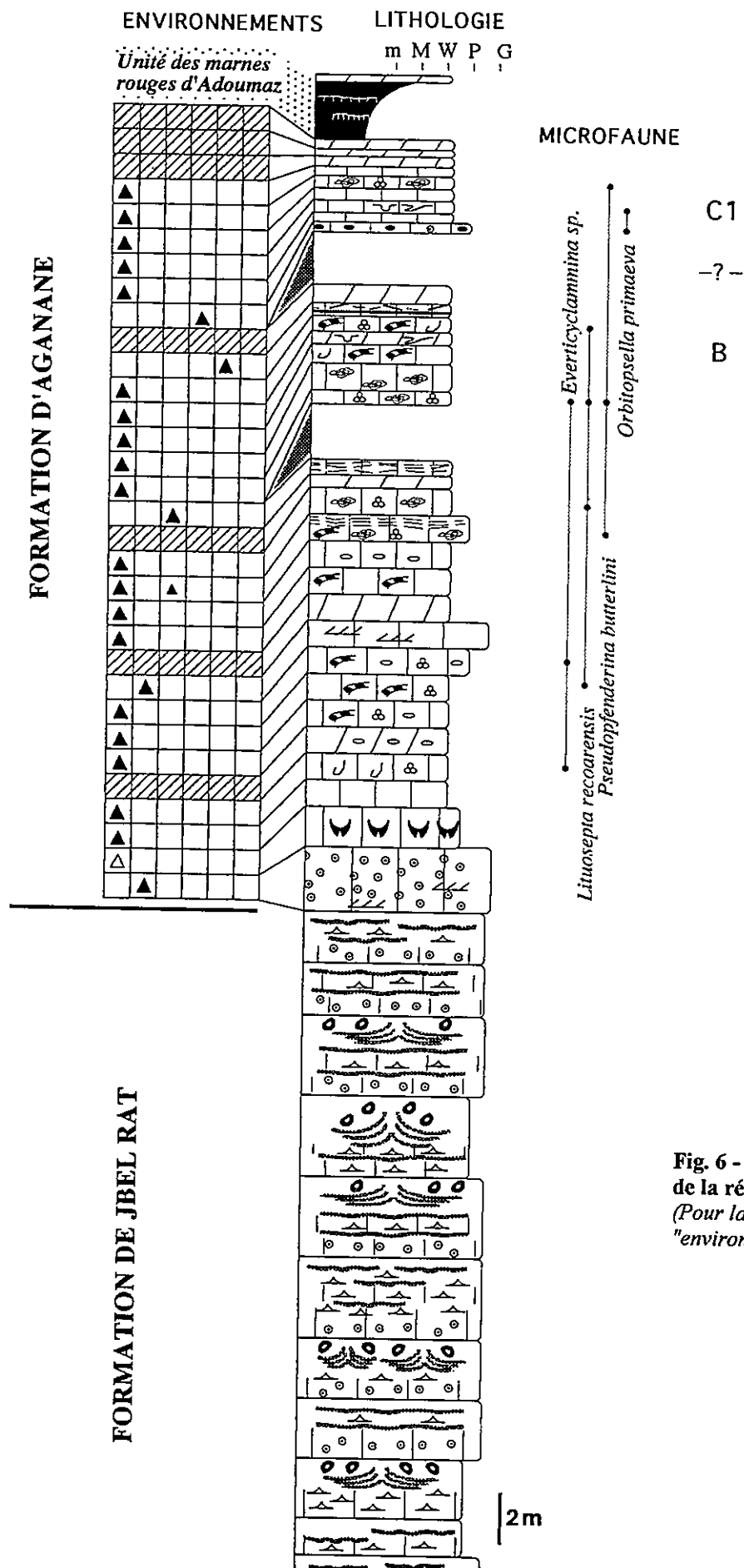


Fig. 6 - Coupe du Lias inférieur de la région de Timoult.
 (Pour la légende concernant la case "environnements", cf. fig. 19, p. 58)

2. 1. 1. 2. - Interprétation

La stratification peu nette et la dolomitisation secondaire très poussée affectant certains niveaux de la coupe ne permettent pas de procéder à une analyse séquentielle de détail. Il paraît toutefois vraisemblable qu'on est en présence ici de séquences loféritiques caractérisées par un faciès à oolithes ou à "keystone vugs" à la base et un ensemble complexe, témoin de phénomènes de sédimentation - cimentation au sommet. Les diverses études menées sur cet ensemble (Du Dresnay, 1976; Burri *et al.*, 1973; Burgess et Lee, 1978) s'accordent sur le caractère intertidal à supratidal de ce type de sédimentation.

Les fréquentes phases d'émersion dans cet environnement se marquent par une lithification précoce de la surface de sédimentation, ce qui tend à créer des surfaces de discontinuités qui évolueront par la suite en fentes horizontales. La contraction thermique ainsi que l'empilement progressif de sédiments meubles, grossiers, probablement lors des phases de tempêtes, sur des croûtes déjà lithifiées vont conduire à la formation des structures typiques inter-chevauchantes ou en dôme.

2. 1. 2. - Secteur de Foug El Anceur

Dans cette région, les affleurements du Lias inférieur et moyen constituent une bande de 4 à 5 km de large, allongée selon la direction NE-SW. Le long des gorges creusées par les oueds traversant cette ossature, on note une structure relativement monoclinale, peu déformée par rapport à ses équivalents latéraux des régions de Béni-Mellal, Afourer et EL Ksiba. Dans ce secteur, aucune distinction ne peut être faite à l'affleurement entre le Lias inférieur et moyen en raison de l'aspect massif de l'ensemble considéré (planche *h. t.* II-1).

Dans sa description du Lias inférieur de ce secteur, Chafiki (1994) distingue un ensemble inférieur dolomitique, équivalent latéral de la formation d'Aït Bou Oulli et un ensemble supérieur, calcaro-dolomitique, au sein duquel s'observent nettement les faciès à "tipis" caractéristiques de la formation de Jbel Rat. Seule l'étude détaillée de l'ensemble supérieur est présentée ici; l'ensemble dolomitique inférieur affleure en effet sous de très mauvaises conditions d'affleurement^(*).

2. 1. 2. 1. - Description de la coupe d'Amalou Ighzifène

Une coupe détaillée a été levée à partir du point de coordonnées 197 - 423.6, le long de la piste qui emprunte la bordure est du chaînon d'Amalou Ighzifène (*cf.* fig. 5).

Au dessus des derniers termes dolomitiques massifs, la formation de Jbel Rat affleure sur une épaisseur de 75 m (fig. 7). Sa limite sommitale a été fixée à la disparition des structures en "tipis" et à l'apparition des premiers lamellibranches de la famille des Litiotidés très caractéristiques de la formation de Bouimoura, sus-jacente.

(*) Une description sommaire de cet ensemble, tirée d'observations effectuées le long de l'oued de Foug EL Anceur, est donnée par Chafiki (1994). Il s'agit d'une succession monotone de dolomies sombres en gros bancs, métriques à plurimétriques, à stratification diffuse, affleurant sur une épaisseur de moins de 100 m. La base de la série montre un passage progressif aux termes marno-dolomitique du Lias basal. Très localement s'observent quelques reliquats à fantômes d'oolithes, d'onchoïdes et de bioclastes témoignant du caractère secondaire de la dolomitisation et de l'origine subtidale du sédiment originel.

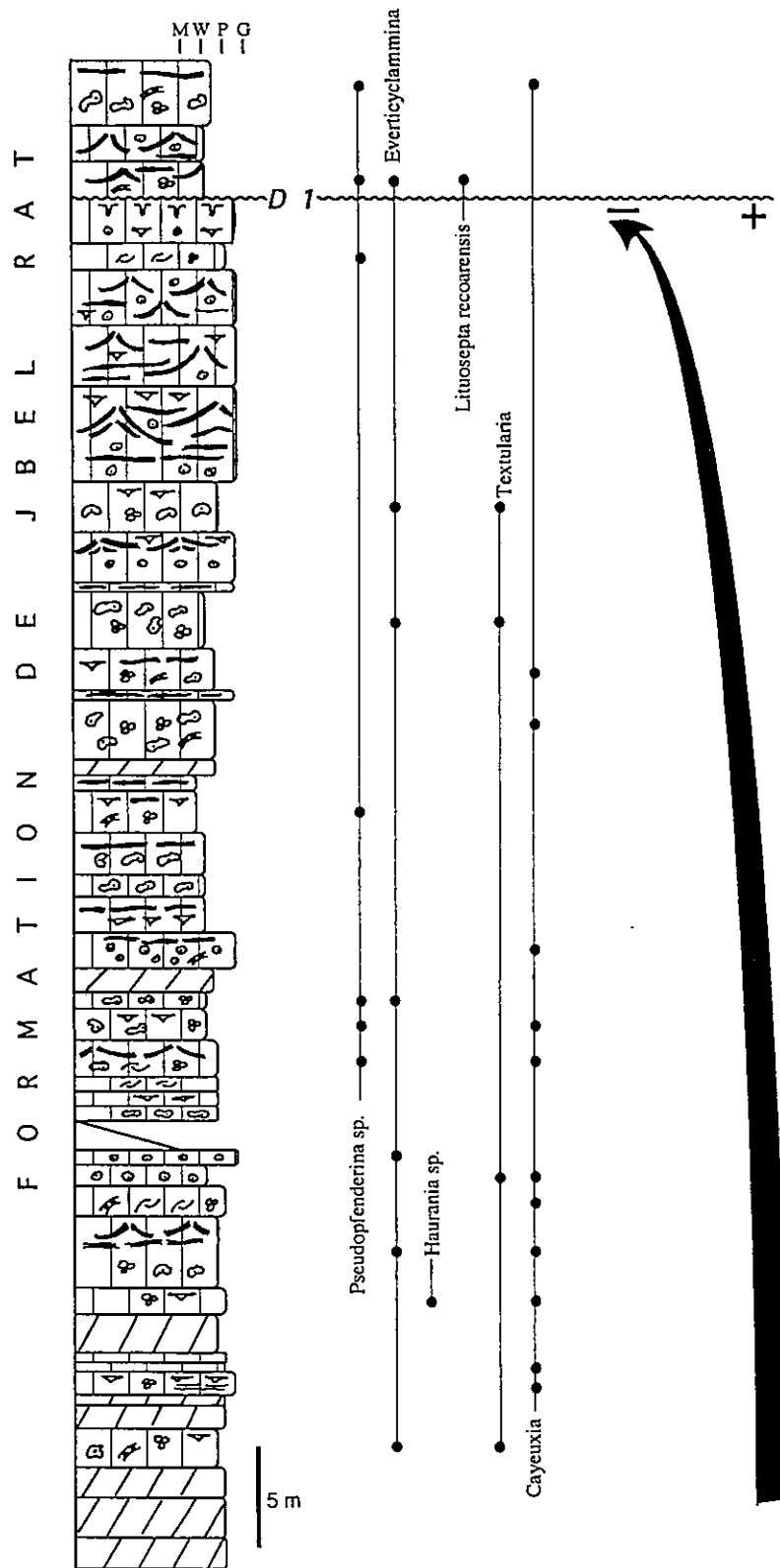


Fig. 7 - coupe du Lias inférieur de la région d'Amalou Ighzifène.

Dans ses deux tiers inférieurs, l'unité est composée par une succession de bancs calcaires d'épaisseur métrique et de teinte grise. Deux principaux faciès s'observent au sein de ces niveaux:

- des calcaires fins, de texture wackstone, à bioclastes de lamellibranches et gastéropodes, avec localement des foraminifères benthiques et algues. Ce faciès caractérise en général la moitié inférieure des bancs;
- des calcaires oolithiques à "keystone vugs", localement riches en pisolithes. Ils sont entrecoupés, par endroits, par des fentes centimétriques à remplissage calcique. Les oolithes, dont la taille varie de 0.2 à 1 mm, montrent plusieurs lamines corticales fibro-radiées. Elles sont apparentées au type 3 de Strasser (1986), ce qui caractérise selon cet auteur un milieu marin de haute énergie.

L'association de ces deux faciès au sein d'une même séquence témoigne d'un dépôt sur une plate-forme peu profonde où les conditions varient, de manière répétitive, d'un environnement de lagon subtidal à un environnement inter à supratidal, de haute énergie, à émerSIONS fréquentes. La discussion des processus conduisant à la genèse de telles séquences est abordée en détail dans le chapitre III.

Le tiers supérieur de cette unité montre un empilement de bancs d'épaisseurs métriques à plurimétriques. Le faciès est exclusivement formé de calcaire oolithique et pisolithique avec de nombreuses structures en "tipis", analogues à celles qui ont été décrites dans la coupe de Timouilt. A environ 9 m avant la disparition des derniers niveaux à "tipis", on note une importante discontinuité (D1) matérialisée par une surface fortement bioturbée. Au dessus, apparaissent les premiers *Lituosepta recoarensis*, caractéristiques de la biozone B de Septfontaine (1984), associés à des calcaires fins bioclastiques.

2. 1. 2. 2. - Interprétation

Depuis la base et jusqu'à la discontinuité D1, c'est une évolution régressive qui se dégage. Elle se matérialise par le passage progressif d'un contexte où les environnements subtidal et intertidal alternent périodiquement, à un milieu caractérisé par la constance des bancs oolithiques et pisolithiques à "tipis", témoins du maintien de conditions intertidales à supratidales, avec de fréquentes émerSIONS prolongées. Au dessus de la discontinuité D1, on note un retour à des conditions où le milieu subtidal s'installe périodiquement.

2. 1. 3. - L'anticlinal de jbel Abbadine

Dans ce secteur, les carbonates du Lias inférieur, épais d'environ 300 m, reposent en contact anormal sur un Trias fortement déformé, constitué par des argiles roses, des évaporites et des niveaux de basaltes verdâtres altérés. Bien que le Lias inférieur affleure d'une manière régulière sur les deux flancs de l'anticlinal, notre choix pour le lever d'une coupe de détail s'est porté sur le flanc Sud (cf. fig. 5) où la série semble moins déformée que celle du flanc Nord.

En raison des phénomènes de décollement et de laminage affectant la base de la série liasique, la base de la coupe décrite débute à environ 15 m au dessus du niveau de décollement. Son sommet a été fixé à l'apparition des premières faunes d'ammonites de la base du Lias moyen.

2. 1. 3. 1. - Description

L'ensemble de la coupe a été décomposé en 15 unités de dépôt présentant chacune des caractéristiques stratonomiques et des assemblages de faciès spécifiques. Leur description est donnée dans les figures 8 a, b, c & d.

Dans l'ensemble, sept grands types de faciès ont été reconnus et décrits selon leur ordre d'apparition dans la succession sédimentaire. Il s'agit des faciès suivants:

- faciès 1 : dolomies grises à laminites algaies;
- faciès 2 : calcaires oolithiques à stratification oblique;
- faciès 3 : calcaires micritiques en petits et grands bancs occasionnellement bioturbés et riches en coprolithes;
- faciès 4 : calcaires fins à stratifications obliques et à litage de rides
- faciès 5 : calcaires bioclastiques à agrégats, bryozoaires, lamellibranches et gastéropodes;
- faciès 6 : calcaires à polypiers et algues encroûtantes;
- faciès 7 : calcaires sombres, localement riche en ammonites.

Pour replacer ces faciès carbonatés dans leur contexte sédimentologique, nous avons adopté un profil schématique de plate-forme non barrée, de type rampe homoclinale (fig. 9). L'apparition très localisée de petites constructions à polypiers (faciès 6) ne nous autorise pas à concevoir l'existence d'une morphologie de type barrière au cours de cette période. Ces faciès ne peuvent en effet être interprétés hors de leur contexte séquentiel. Dans ce profil, nous avons plutôt retenu la seule limite de l'action des vagues.

Par ailleurs, toutes les surfaces matérialisant soit un arrêt, soit un ralentissement dans la sédimentation ont été distinguées sans considération de leur hiérarchisation séquentielle. Il s'agit de:

- surfaces succédant à une évolution globalement régressive. Elles correspondent aux discontinuités n° 1 - 3 - 4 - 5 - 6 - 9;
- surfaces faisant suite à une évolution transgressive. Il s'agit des discontinuités n° 2 - 7 - 8.

2. 1. 3. 2. - Interprétation

Afin d'interpréter l'évolution des milieux de dépôt, nous avons pris en considération les types de faciès et leur ordre d'agencement vertical, la nature et la signification des discontinuités et le mode d'empilement (strato-croissance et strato-décroissance) des séquences de faciès.

La figure 9 résume les principales étapes de cette évolution. D'une manière générale, on constate le passage des environnements côtiers à ceux de la plate-forme ouverte, circalittorale. Cette ouverture des milieux de dépôt s'est réalisée d'une manière progressive, à travers la mise en place de séquences de faciès, soit cycliques, soit asymétriques.

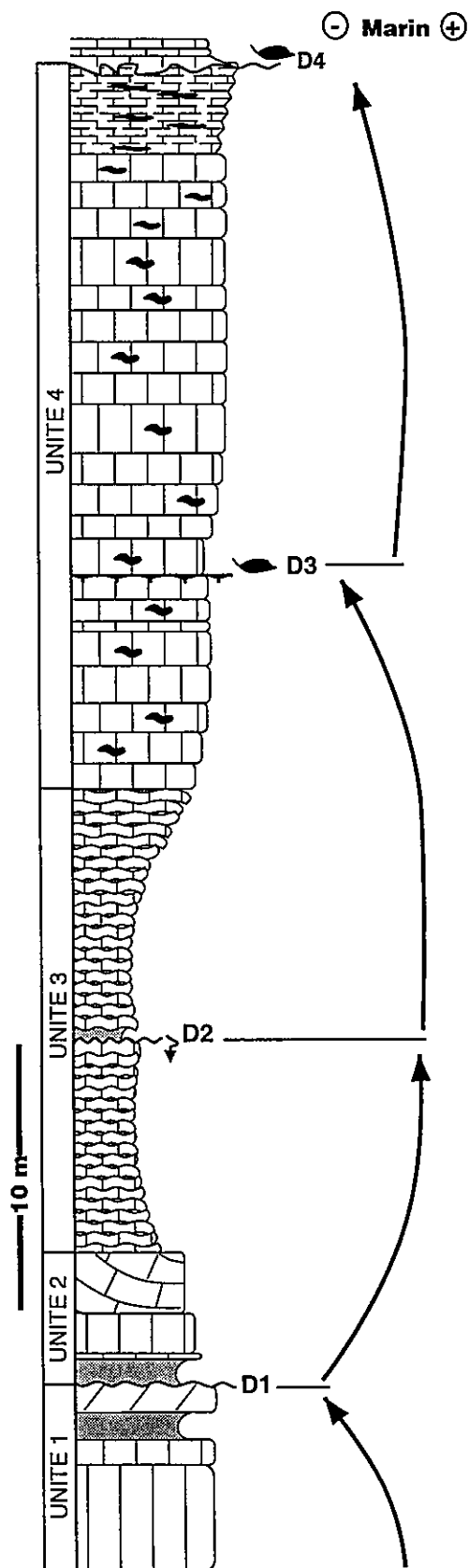


Fig. 8 a - coupe des unités 1, 2, 3 & 4 du
Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.

• Unité 1 (7 m): elle se compose de trois bancs dolomitiques métriques à plurimétriques, gris à l'altération et de teinte plus claire en cassure. Ils comportent une intercalation métrique de marnes azoïques. En lame mince, la texture originelle n'est plus apparente, elle est remplacée par de larges plages formées de rhomboédres de dolomie bien cristallisée (*faciès 1*). la surface irrégulière du dernier banc correspond à une discontinuité (D1) de ravinement et d'altération comme en témoignent les fragments de galets dolomitiques repris dans les marnes de la base de l'unité sus-jacente.

• Unité 2 (5 m): Comporte à la base des marnes jaunes faiblement bioclastiques avec de rares ostracodes lisses. Au dessus le premier banc dolomitique, d'épaisseur décimétrique, montre des lamination ondulées probablement d'origine algaire. Il est surmonté par deux barres stratocroissantes à stratification oblique progradante. En lame mince, le microfaciès correspond à une oomicrosparite packstone bien classée et partiellement dolomitisée (*faciès 2*).

• Unité 3 (16 m) : correspond dans son ensemble à une alternance de calcaires noduleux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, séparés par des "joints" de marnes indurées. En lame mince, il s'agit de micrites mudstones très riches en coprolithes de crustacés et localement bioturbés (*faciès 3*). La base de cette unité est nette alors qu'elle passe progressivement à l'unité sus-jacente donnant à l'ensemble un aspect stratocroissant. Dans sa partie centrale, la discontinuité D2 est matérialisée par une surface d'oxydation très bioturbée surmontée par un niveau décimétrique de marnes.

• Unité 4 : (29 m) d'altération gris-clair et de cassure ocre, les bancs sont massifs, de 0,5 à 1,5 m d'épaisseur, et organisés en un ensemble stratocroissant. Vers le haut, les bancs calcaires présentent un aspect plus laminé et se chargent progressivement d'un litage fin, oblique et ondulé. Les lits obliques sont organisés en faisceaux de 0,2 à 0,3 m d'épaisseur, régulièrement tronqués par des surfaces de réactivation à tracé courbe. Dans les trois derniers mètres de cet ensemble, les calcaires acquièrent un délit en plaquettes d'épaisseur centimétrique. Ils sont entièrement constitués de lamines horizontales et obliques (planche h. t. I-5). En surface, les laminations correspondent à des rides à crêtes aiguës (1cm de largeur) et continues.

En lame mince, le microfaciès montre très peu de variations, il s'agit d'une micrite mudstone à très rares bioclastes. Les niveaux à laminations obliques et à litage de ride sont par contre très riches en grains fins de quartz soulignant le litage (*faciès 4*).

Dès la base de cette unité, on note l'apparition de niveaux à chailles. Ils sont ici peu manifestes (horizons de 2 à 5 cm d'épaisseur) par rapport aux termes qui succèdent où ils deviennent très abondants.

Cette unité est marquée dans sa partie moyenne par une importante discontinuité (D3) matérialisée par un niveau ferruginisé irrégulier de 10 à 20 cm d'épaisseur pétri de brachiopodes.

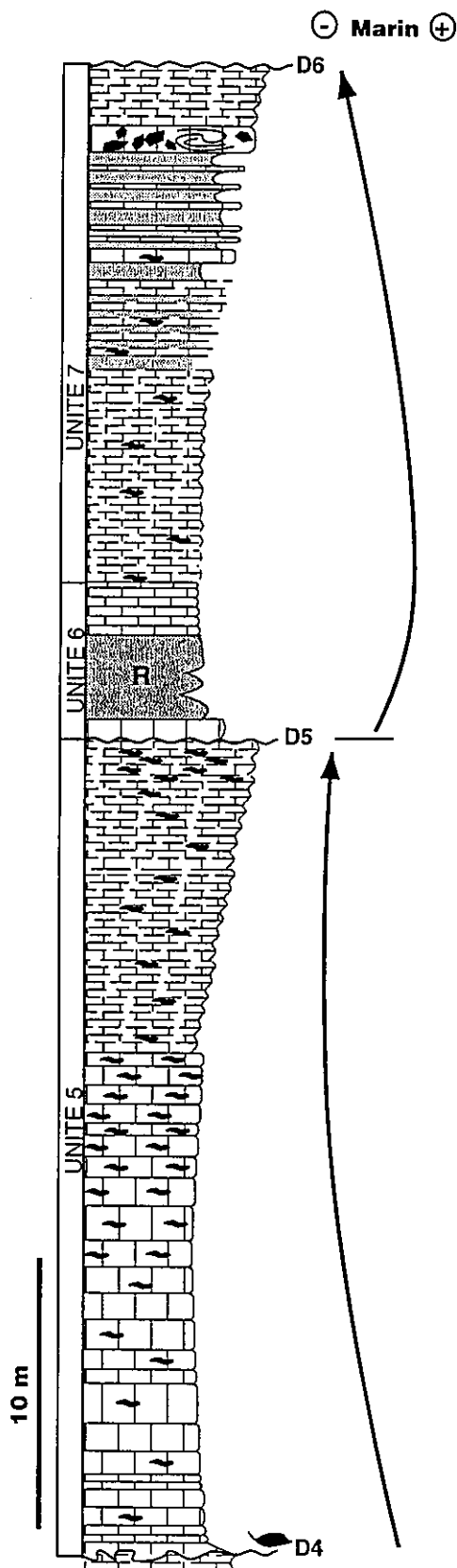


Fig. 8 b - coupe des unités 5, 6 & 7 du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.

• **Unité 5 (29 m):** Elle débute au dessus d'une discontinuité (D4) très importante matérialisée par une surface de ravinement et d'ablation. Les irrégularités ainsi créées sont colmatées par une lumachelle calcaire à brachiopodes.

Les deux premiers bancs qui succèdent, épais de 0,5 m chacun, sont aussi localement très riches en brachiopodes et fortement bioturbés.

Au dessus, l'ensemble de l'unité montre les mêmes caractéristiques faciologiques et séquentielles que l'unité sous-jacente : bancs micritiques massifs, stratocroissants passant progressivement vers le haut à un calcaire en plaquettes centimétriques à décimétriques à litage de rides. Les niveaux à chailles peu fréquents à la base et réduits à quelques nodules, deviennent plus abondants dans la moitié supérieure de l'unité. Dans ce cas, ils se présentent en horizons stratiformes.

• **Unité 6 (6 m):** Au dessus d'une surface de ravinement, traduisant un brusque changement de faciès (D5); cet ensemble montre la succession de trois termes :

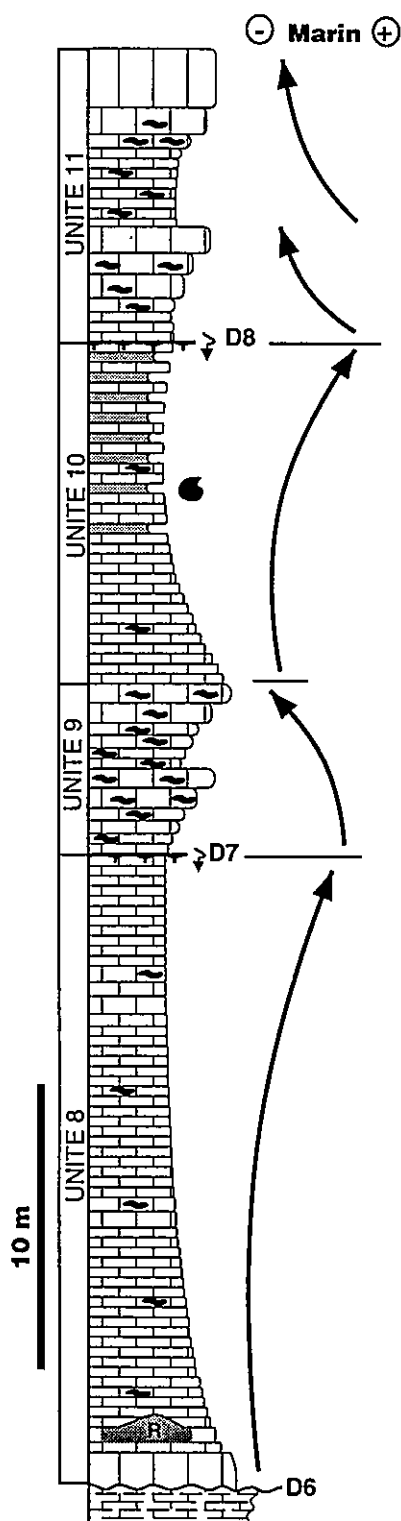
- un banc de 1 m d'épaisseur formé d'une micrite à microsparite wackstone à Packstone à débris de bryozoaires, lamellibranches et agrégats (faciès 5);

- un ensemble construit riche en polypiers (faciès 6). Dans le panorama, il s'agit d'un alignement de lentilles, de 3 m de haut et de 6 à 10 m de large. En lame mince; il s'agit d'une biomicrite wackstone riche en sections d'algues dasycladales (photo). On note aussi la présence de petites sections de foraminifères du genre mésoendothyras;

- une succession de 2 m d'épaisseur formée de bancs micritiques sombres de 0,3 à 0,5 m d'épaisseur.

• **Unité 7 (19 m):** Elle est formée en sa totalité par une succession de calcaires en plaquettes à litage de rides. le microfaciès est constitué exclusivement par une boue micritique. L'absence de grains de quartz détritiques traduirait dans ce contexte un éloignement des sources d'apport terrigène. Vers le haut, on note un enrichissement en niveaux de marnes jaunes. Cette succession comporte à son sommet un niveau de 1 m d'épaisseur formé par une brèche à éléments millimétriques à centimétriques issus d'un démantèlement in situ du calcaire en plaquettes. De nombreuses structures de glissement y sont associées.

Fig. 8 c - coupe des unités 8, 9, 10 & 11
du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.



• Unité 8 (22 m): Elle est limitée à la base par la discontinuité D6 correspondant à une surface légèrement ravinante et témoignant d'un brusque changement de faciès et à son sommet par la discontinuité D7 matérialisée par une surface bioturbée et durcie.

Elle comprend la succession de trois termes :

- Les deux premiers bancs de 0,5 m chacun sont très riches en bioclastes et en onchoïdes. Il s'agit en lame mince d'une oomicrosparite wackestone à packstone riche en bioclastes de gastéropodes et en lithoclastes allongés appartenant au substratum.

- Une masse construite de 0,5 à 1 m d'épaisseur riche en sections de polypiers et d'algues encroûtantes. Sa surface est localement recouverte d'un enduit ferrugineux.

- Une succession rythmique, sans organisation séquentielle apparente, de calcaire fin de 0,1 à 0,5 m d'épaisseur. En lame mince ils correspondent à une micrite finement bioclastique mudstone à wackestone riche en coprolithes et en tests fins de lamellibranches.

• Unité 9 (6 m): Elle se compose par la succession de deux séquences stratocroissantes d'environ 3 m d'épaisseur chacune. Elles admettent à leur base des bancs calcaires peu épais, de conteneur lithologique semblable à celui des derniers termes de l'unité sous-jacente. Ces derniers passent progressivement à des bancs calcaires bioclastiques de texture grossière à l'affleurement. L'ensemble est ici très riche en niveaux de chailles.

• Unité 10 (12 m): reposant par l'intermédiaire d'une surface nette et légèrement bioturbée sur l'unité sous-jacente, elle est limitée à son sommet par une surface de discontinuité (D8) riche en bioclastes, très bioturbée et localement ferruginisée.

Dans l'ensemble, cette unité est composée par une succession de bancs calcaires bien lités, de 0,1 à 0,2 m d'épaisseur évoluant vers le sommet à un calcaire marneux de teinte plus sombre. C'est à ce niveau où se rencontrent les premières ammonites de cette succession.

• Unité 11 (11 m): Cette unité présente les mêmes caractéristiques séquentielles que l'unité 9, succession de deux séquences stratocroissantes de bancs calcaires fins riches en chailles. La dernière se termine par une barre grossière de 2 m d'épaisseur, riche en bioclastes et en brachiopodes. Son sommet présente de nombreuses bioturbations.

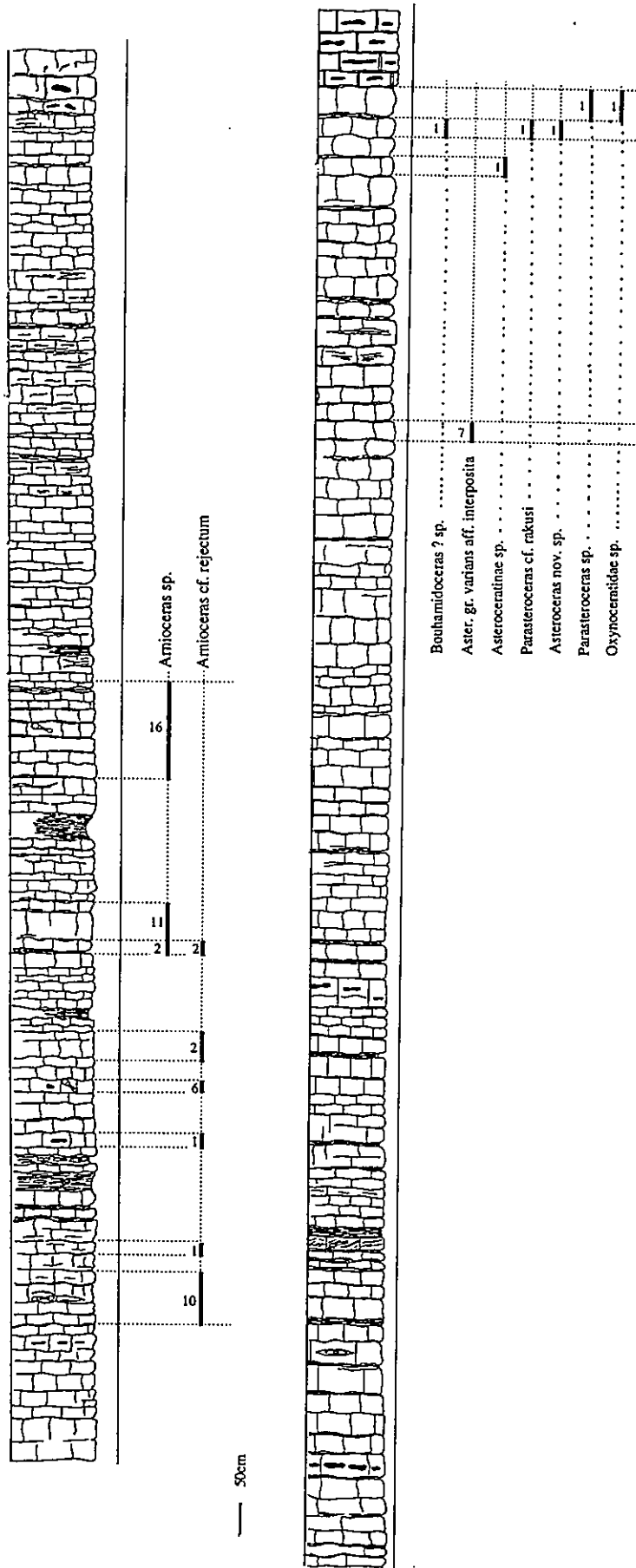


Fig. 8 d - coupe de l'unité 12 du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine (adapté d'El Hariri *et al.*, 1996).

• Unité 12 (44 m): il s'agit d'une succession à stratification diffuse de calcaires et de calcaires marneux sombres localement laminés et à très rares niveaux à chaille. L'épaisseur moyenne des bancs est de 10 à 20 cm à la base de l'unité et de 40 à 50 cm à son sommet. En lame mince, ces niveaux sont micro-cristallins à texture de types mudstone à wackestone. Au sein d'un liant essentiellement micritique, baignent de très rares bioclastes fins ainsi que des concrétions micritiques sombres de petite taille (*faciès 7*). Cette unité est de loin la plus riche en faune d'ammonites dans toute la succession sinémurienne de ce secteur.

• Unité 13 (75 m): en raison de sa monotonie et de sa pauvreté en faune; cette unité n'a pas été représentée graphiquement dans ce travail. Il s'agit en effet d'une succession de calcaires sombres bien lités d'épaisseur variable (0,5 à 1,5 m) séparés par de minces niveaux marneux indurés. Les silex sont très abondants et se présentent sous forme de rognons éparses au sein des bancs ou sous forme de niveaux stratiformes, centimétrique, parallèles à la stratification. Malgré une recherche minutieuse, cette unité s'est avérée très pauvre en faune puisque seules de très rares sections de belemnites y sont représentées.

Cette succession est limitée à son sommet par la discontinuité D9 matérialisée par une intense bioturbation et succédé par plusieurs horizons à placage de faunes. Il s'agit essentiellement de sections de belemnites ainsi que quelques sections d'ammonites indéterminables. Par ailleurs, cette discontinuité annonce un changement manifeste dans les conditions de dépôts puisqu'elle sépare dans ce secteur, une série de calcaires sombres, pauvres en faunes et riches en chailles d'une série plus claire, plus litée, riche en faune d'ammonites et dépourvue de chailles.

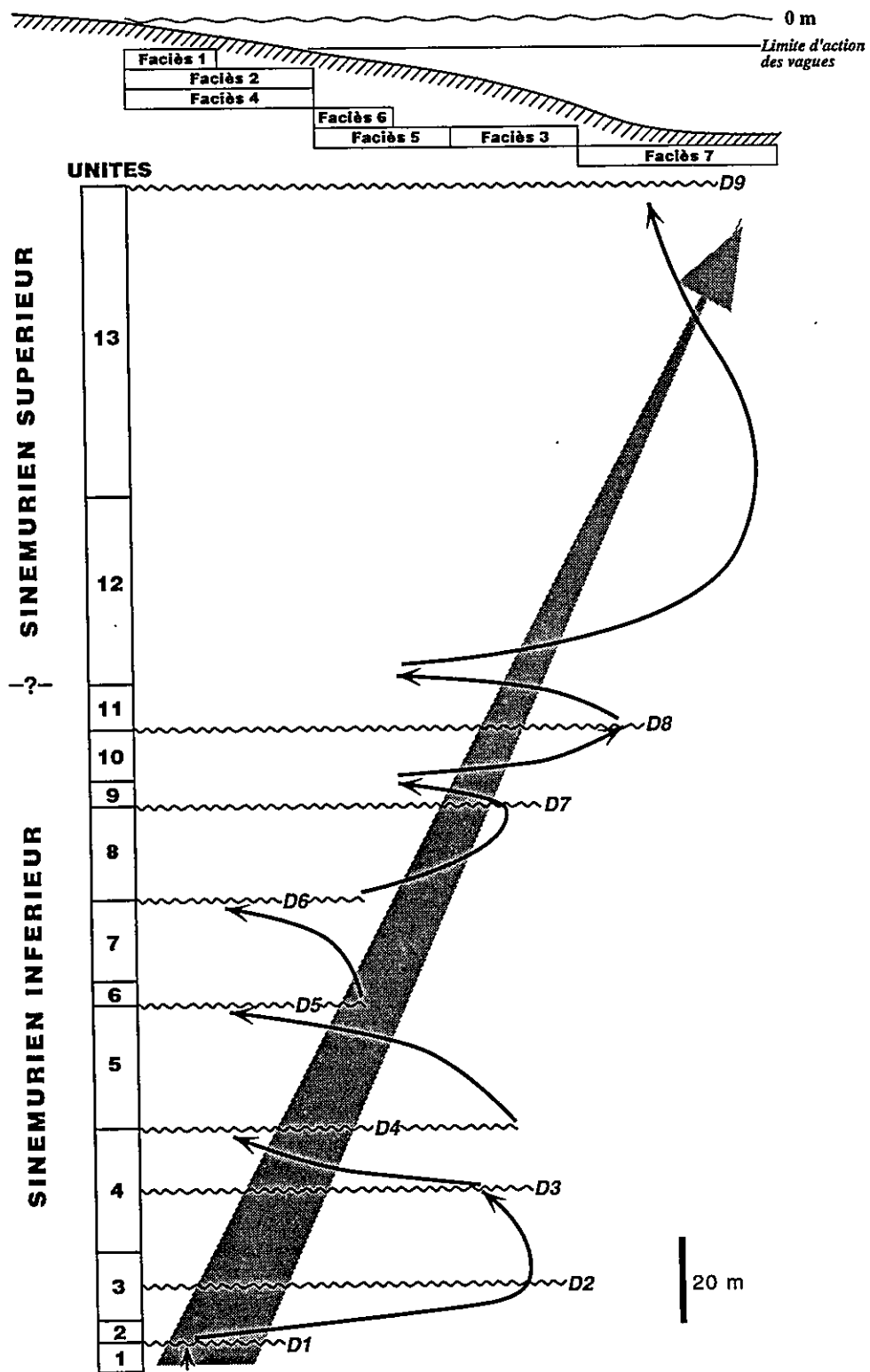


Fig. 9 - évolution des milieux de dépôt dans la coupe du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.

Les conditions de sédimentation réalisées à la fin de cette évolution témoignent d'un caractère euxinique du milieu. L'interprétation de cet événement ne peut pas se faire à partir des seules observations réalisées dans notre secteur. En effet, l'instauration de telles conditions durant le Lias inférieur a été signalée dans le Haut-Atlas central sur la transversal de Midelt (Crevello, 1990) ainsi que dans les secteurs plus orientaux du domaine atlasique (Du Dresnay, 1979; Naciri *et al.*, 1996). Cette forte teneur en matière organique dans les carbonates sinémuriens semble ainsi liée à un phénomène régional et ne dépend pas de considérations paléomorphologiques locales.

Remarques sur l'origine du silex:

L'origine de cet élément a été discutée à plusieurs reprises dans la littérature. Il semble que la silice soit d'origine biologique (avec comme source principale les spicules de spongiaires) et que la silicification soit diagénétique (Gao et Land, 1991). Par ailleurs, la présence de silex indiquerait un milieu marin ouvert (Elf Aquitaine, 1977). Dans le cas qui nous intéresse, il est important de formuler quelques remarques :

- le Sinémurien est de loin la période qui montre le plus grand développement des récifs à spongiaires dans le domaine atlasique marocain (Termier *et al.*, 1976);
- Les niveaux à chailles, présents dès la base de la série, sont associés à l'ensemble des faciès y compris ceux considérés comme témoins de faibles profondeurs (le faciès 4 par exemple). Cette remarque conduit à considérer leur mise en place, non pas liées à des considérations d'ordre bathymétrique, mais plutôt à l'existence de courants favorisant l'acheminement de ce matériel siliceux même dans des secteurs proximaux de la plate-forme;
- la distribution et la fréquence des niveaux à chaille n'est pas homogène sur l'ensemble de la série. Ces horizons sont en effet plus abondants dans les calcaires déposés lors des phases de comblement (séquences asymétriques et parties régressives des séquences symétriques). Ce qui suggère, si l'on se limite à des considérations d'ordre bathymétrique, que les périodes favorables à la mise en place du matériel siliceux sont celles où le niveau marin relatif est stable ou en chute progressive;
- la présence de niveaux de chailles impliqués dans des slumps, affectant certains bancs calcaires du Lias moyen de la coupe de Tamadoute, témoigne du caractère diagénétique précède de la formation de tels accidents siliceux.

2. 1. 4. - Anticlinal de Tamadoute

Dans ce secteur, la série liasique dessine une structure anticlinal allongée NE-SW et à coeur formé par les calcaires à silex de la formation de Jbel Taguendouft (anticlinal de Tamadoute, fig. 2).

Étudié en détail par Chafiki (1994), cet anticlinal est dissymétrique avec un flanc NW à pendage sub-vertical, faillé et écrasé contre les faciès liasiques massifs de la bordure de la chaîne. Son flanc méridional présente au contraire un faible pendage vers le SE au sein d'une série allant du Sinémurien jusqu'au Crétacé supérieur.

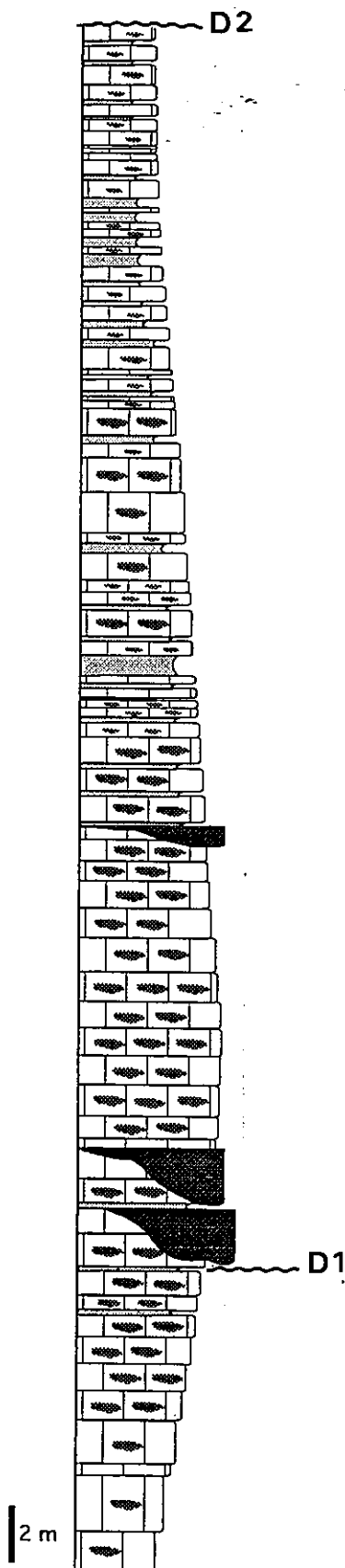


Fig. 10 - coupe du Lias inférieur de la région de Tamadout.

La coupe présentée ici a été levée le long du flanc SE de cette structure, dans le secteur d'Inizème.

Dans cette région, la base de la formation de Jbel Taguendouft n'affleure pas. En fait seuls ses termes sommitaux sont présents sur une épaisseur d'environ 55 m. Il s'agit là des affleurements de calcaires sinémuriens à chaille les plus proches de la bordure septentrionale de la chaîne atlasique.

2. 1. 4. 1 - Description (fig. 10)

Dans la moitié inférieur de cet ensemble, une première discontinuité dans la sédimentation (D1) se manifeste par la présence de trois structures chenalisantes carbonatées encaissées au sein des calcaires à silex. Il s'agit de lentilles de 20 à 30 m de large et de 2 à 5 m d'épaisseur (planche *h. t.* II. 3). Dans le détail, elles correspondent à un calcaire massif, de teinte plus sombre que leur encaissant et sans aucune stratification apparente. À l'oeil nu, le matériel est assez fin avec de rare bioclastes de lamellibranches et de gastéropodes. En lame mince, le microfaciès se distingue par une texture packstone à grainstone. La matrice, sparitique à micro-sparitique, comporte des éléments brisés et roulés. Ces derniers correspondent à des bioclastes, des débris d'algues cayeuxia et de foraminifères benthiques. La majorité des clastes présentent des contours micritisés.

Le reste de la succession présente un grand développement des calcaires à silex en bancs d'épaisseur variable (0.5 à 2 m) et d'aspect massif. Les interbancs marneux à marno-calcaires sont très rares et réduits à des joints centimétriques notamment à la base de l'ensemble alors que vers son sommet ils présentent des épaisseurs d'ordre décimétrique. En lames minces, les calcaires présentent une texture de type wackstone. La matrice, largement micritique (40 à 50 % de la surface totale de la lame) et localement microsparitique, renferme essentiellement des pellets. La biophase est composée de tubes

d'Annélides ainsi que de débris de lamellibranches, de gastéropodes et d'échinodermes partiellement silicifiés.

La microfaune observée est constituée d'ostracodes auxquels s'ajoutent de rares foraminifères benthiques (textularidés, miliolidés et lenticulines). La fraction détritique est représentée par des grains de quartz très fins. Des oolites, probablement remaniées, sont aussi présentes mais en très faible pourcentage.

La série est limitée à son sommet par une discontinuité (D2). Il s'agit d'une surface très bioturbée et surmontée par des calcaires noduleux fins annonçant les faciès lités du Lias moyen. Cette discontinuité montre ainsi les mêmes caractéristiques que la discontinuité n° 9 de la coupe de Jbel Abbadine.

2. 1. 4. 2. - Interprétation

Les assises sommitales du membre inférieur de la formation de Jbel Taguendouft se sont déposées dans des conditions calmes de mer ouverte. Leur position stratigraphique permet de les considérer comme un équivalent latéral possible de l'unité 15 de la coupe de Jbel Abbadine.

La présence de chenaux au sein de cette unité témoigne de l'individualisation de pentes sous-marines dans ce secteur, à partir du Sinémurien supérieur.

2. 2. - Attribution stratigraphique

Les calcaires et dolomies de cet ensemble correspondent aux termes les plus anciens qui aient livré des fossiles présentant un intérêt stratigraphique. Il s'agit essentiellement d'ammonites dans la formation de Jbel Taguendouft, de brachiopodes: rhynchonelles, térébratules et spiriferines dans la formation d'Aït Bou Oulli et de foraminifères benthiques dans la formation de Jbel Rat.

- Les épisodes fossilifères à ammonite ont été rencontrés dans les termes intermédiaires du membre inférieur de la formation de Jbel Taguendouft. Le premier horizon (fig. 8d) a fourni une faune oligospécifique dominée par des *Arnioceras* (horizon 1, tableaux II & III) attribuable au sommet du Sinémurien inférieur ou à la base du Sinémurien supérieur. Plus haut un second horizon contient une association d'*Asteroceras* et de *Parasteroceras* qui permet de dater le Sinémurien supérieur (Horizons 2 et 3, tableaux II & III).
- La faune de brachiopodes signalée dans les calcaires d'Aït Bou Oulli dans l'Atlas d'Azilal (Roch, 1939 et Dubar, 1942 in Jenny, 1988) comprend *Terebratula moreti* Dubar, *Terebratula marucchiensis* Dubar et *Zeilleria arethusa* Di Stef. . Elle indique un âge limite Sinémurien inférieur - supérieur à Sinémurien supérieur (Dubar, 1942).
- Les foraminifères benthiques que nous avons rencontrés au sein des niveaux calcaires de la formation de Jbel Rat, dans la coupe d'Amalou Ighzifène (fig. 7), sont caractéristiques de la biozone B de Septfontaine (1984). Ils indiquent pour cette formation un âge Sinémurien supérieur.

Il semble donc que la sédimentation de cet ensemble a débuté dans le Sinémurien inférieur, comme l'indique l'épaisse série carbonatée, non datée, présente en dessous des premiers niveaux à ammonites dans la coupe de Jbel Abbadine. La partie supérieure de cet ensemble, au demeurant non datée dans les secteurs de Jbel Abbadine et de Tamadoute, a été arrêtée à l'apparition des premières faunes d'ammonites et microfaunes de foraminifères benthiques indiquant la base du Lias moyen.

2. 3. - Schéma de corrélation

Trois points importants peuvent être dégagés du schéma de corrélation (fig. 11) des diverses coupes du lias inférieur précédemment décrites:

* une évolution cyclique avec une ouverture progressive des milieux de dépôts conduisant à une zonation paléogéographique au sein d'une plate-forme carbonatée subtidale. Cette ouverture, réalisée principalement au cours du Sinémurien inférieur, atteint son maximum à la base du Sinémurien supérieur. Elle a guidé l'installation d'un environnement carbonaté néritique au niveau des bordures et d'un environnement circalittoral à faune pélagique et à tendance euxinique en direction du centre du bassin. La phase régressive qui succède, au cours du Sinémurien terminal est marquée par le développement d'une sédimentation péritidale à émergences fréquentes au niveau des bordures alors qu'en direction du centre du bassin la sédimentation témoigne de milieux de dépôt toujours profonds;

* une modification paléomorphologique au cours du Sinémurien supérieur. Elle se matérialise par la mise en place de structures chenalisantes carbonatées sous-marines, localisées entre le domaine à dépôts néritiques et le domaine à dépôts circalittoraux. Il s'agit là des premiers indices de la mise en place de pentes sous-marines dans notre secteur.

* une absence totale de terrigènes, notamment au sein des faciès émergifs, carbonatés de la formation de Jbel Rat, ce qui témoigne de l'éloignement des zones de rivage et de la large extension de la plate-forme carbonatée au cours de cette période.

2. 4. - Evolution régionale des faciès du Sinémurien

Vers l'Ouest

Dans l'Atlas d'Afourer, Rolley (1973b) distingue, en fonction de leur épaisseur, deux ensembles sédimentaires:

- un ensemble massif, épais de plusieurs centaines de mètres, représenté dans la partie Est de la carte. Il est formé de calcaires et dolomies en gros bancs à passées d'oolithes, d'oncholites et d'algues calcaires. Il s'agit là des mêmes caractéristiques que celles de la formation d'Aït Bou Oulli;

- un ensemble réduit, épais de 100 à 150 m, couvrant toute la moitié Ouest de la carte. Il correspond à des dolomies à traces de bird-eyes, de stromatolithes et de pisolithes;

La limite entre ces deux domaines présente une direction NE-SW; elle se suit depuis l'extrémité occidentale de l'anticlinal de Jbel Tazerkount au NE jusqu'à la bordure sud du synclinal d'Aït Attab au SW(cf. fig. 2).

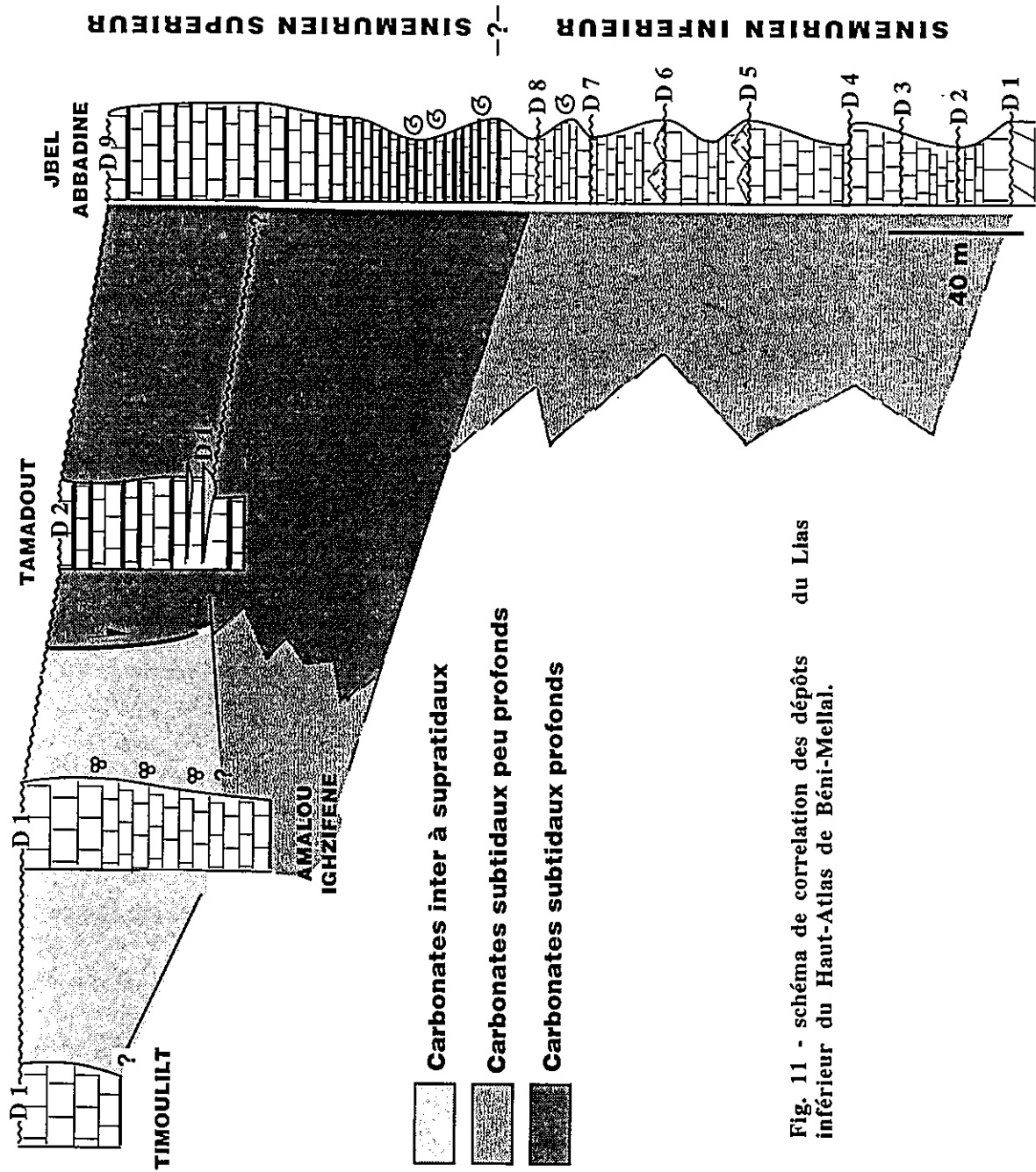


Fig. 11 - schéma de corrélation des dépôts du Lias inférieur du Haut-Atlas de Béni-Mellal.

Plus au Sud, dans l'Atlas d'Azilal, Jenny (1988) décrit sensiblement le même dispositif que celui qui existe au Nord. L'unité "massive" mentionnée sur la carte d'Afourer, correspond à la formation d'Aït Bou Oulli qui affleure essentiellement dans la partie NE de la carte d'Azilal. L'unité "réduite" correspond à la formation des calcaires et dolomies d'Imi N'Ifri qui occupe le reste de ce territoire. Selon cet auteur, les dépôts de cette dernière formation caractérisent un domaine intertidal à supratidal. Il souligne par ailleurs la répartition, au dessus du Lias inférieur, des faciès à "tipis" sur la totalité de la carte d'Azilal.

Vers le Sud

Au niveau du secteur couvert par la carte de Zawiat Ahançal, il importe de distinguer trois domaines:

- un domaine Nord, où les affleurements de la ride de Jbel Oukarde d'une part et ceux de la ride de Talmest Tazolt d'autre part permettent de préciser la limite d'extension vers l'Ouest et vers le Sud des faciès profonds du membre inférieur de la formation de Jbel Taguendouft. Ces derniers sont ceinturés, notamment vers le Sud, par les calcaires néritiques de la formation d'Aït Bou Oulli. Notons toutefois que la position stratigraphique de ces calcaires reste incertaine au niveau de la ride de Talmest-Tazoult puisqu'on les retrouve toujours en lambeaux repris au sein du Trias et jamais en place au dessus de la formation de Jbel Choucht rattachée au Lias moyen;

- un domaine central, où le lias inférieur affleure localement le long de certaines rides jalonnant les deux principales branches de l'Accident Nord Atlasique. Ici nous avons pu mettre en évidence (El Bchari *et al.*, 1996) un Lias inférieur, à faciès carbonatés subtidaux, comparable à celui de la formation d'Aït Bou Oulli. Sa puissance semble augmenter progressivement du Nord au Sud;

- un domaine Sud, correspondant à la marge méridionale du Haut-Atlas central. Dans ce secteur, Jossen (1987) décrit sensiblement la même zonation des faciès que celle connue sur la marge Nord. Le "sillon de Telouet", individualisé dès le Lias basal, est caractérisé par des sédiments riches en matière organique: micrites noires à brachiopodes passant vers le haut à des barres oolithiques. Partout ailleurs, ce sont des calcaires et dolomies subtidaux à intertidaux, qui se déposent. Ces derniers s'étendent très loin vers l'Ouest jusqu'à la région de Telouet (Courtinat et Algouti, 1985). Plus à l'Est, dans l'Atlas au Nord de Tineghir, apparaissent les premières faunes d'ammonites sinémuriennes (Roch, 1939), dans un contexte où les faciès de plate-forme et de sillon sont nettement différenciés (Milhi, 1992).

La fin de cette période est également marquée dans cette région par les dépôts émergifs de la formation de Jbel Rat.

3. - Esquisse paléogéographique

Les différents faciès répertoriés permettent d'esquisser la paléogéographie de la bordure occidentale du Haut-Atlas central au cours des trois étapes clés de l'évolution de la plate-forme du Lias inférieur:

- Le Lias basal -Hettangien? - Sinémurien inférieur- (fig. 12) est caractérisé par le développement de vastes sebkhas à dépôts dolomitiques et évaporitiques témoignant

d'une topographie plane et d'une très faible tranche d'eau. La zonation des faciès atteste d'un domaine bordiers soumis à des influences terrigènes.

Les indices d'activité tectonique durant cette période sont très rares. Ceci pourrait s'expliquer en premier lieu par la rareté des affleurements. Néanmoins, les mégabèches qui caractérisent la formation de Tighanimine au centre du bassin, ainsi que leur grand développement dans la bordure Sud (sillon de Telouet), indiquent que les phases précoces de subsidence étaient localisées dans la marge Sud du sillon haut-atlasique.

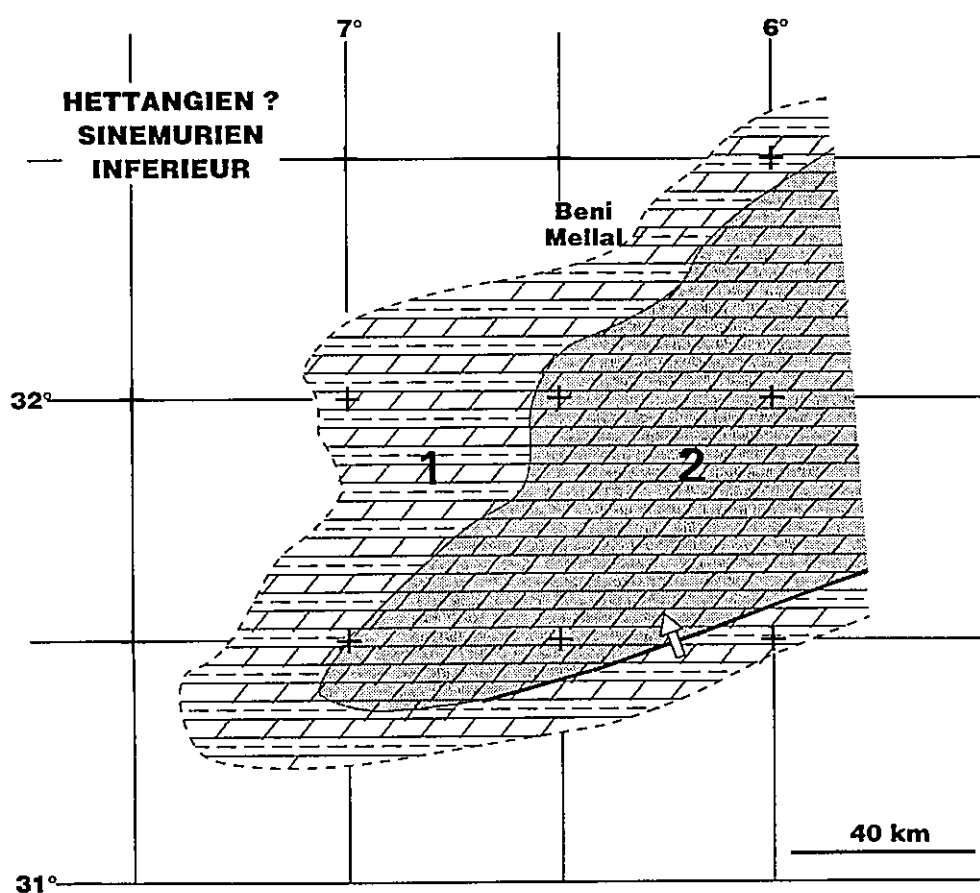


Fig. 13 - Esquisse paléogéographique du Lias inférieur (Hettangien ? à Sinémurien inférieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.

1) Dolomies et marnes; domaine supratidal - 2) Dolomies; domaine supratidal à intertidal.

- Le Sinémurien supérieur (fig. 13) marque un maximum d'ouverture des milieux. L'extension des sédiments carbonatés préfigure, dès cette époque, les limites du bassin haut-atlasique. Le paysage était celui d'une large plate-forme carbonatée peu pentée marquée dans sa périphérie par des dépôts intertidaux passant progressivement à des faciès subtidaux au centre du bassin. Les secteurs les plus subsidés dessinent deux appendices: le premier au Sud, individualisé dès le Lias basal (sillon de Telouet) et le second, nouvellement individualisé au Nord que nous appellerons "sillon de Tilougguit". Ces deux secteurs ont enregistré une sédimentation à tendance euxinique.

Les indices d'activité tectonique semblent rares et localisés durant cette période. La mobilité tectonique a dû se limiter pour l'essentiel à de lents mouvements d'ensemble conduisant à l'approfondissement progressif des milieux de dépôt. Il n'en demeure pas moins que des lignes structurales ont fonctionné. Le plus manifeste de ces alignements dans notre secteur présente une orientation NE-SW. Dans l'Atlas d'Afourer, il s'agit des massifs faillés de Jbel Aourdemi et de Jbel Tazerkount le long desquels on note une brusque variation d'épaisseur dans le Lias inférieur massif. Dans l'Atlas de Béni-Mellal, l'accident de Jbel Tazerkount se prolonge par l'accident frontal limitant la chaîne au Nord-Ouest. Les masses épaisses du Lias inférieur (Jbel Ghnim et Jbel Taçmit) présentes en bordure même de la chaîne, témoigneraient vraisemblablement du même dispositif que celui observé dans l'Atlas d'Afourer. Cet alignement atteste d'un jeu normal favorisant l'affaissement du compartiment Sud-oriental.

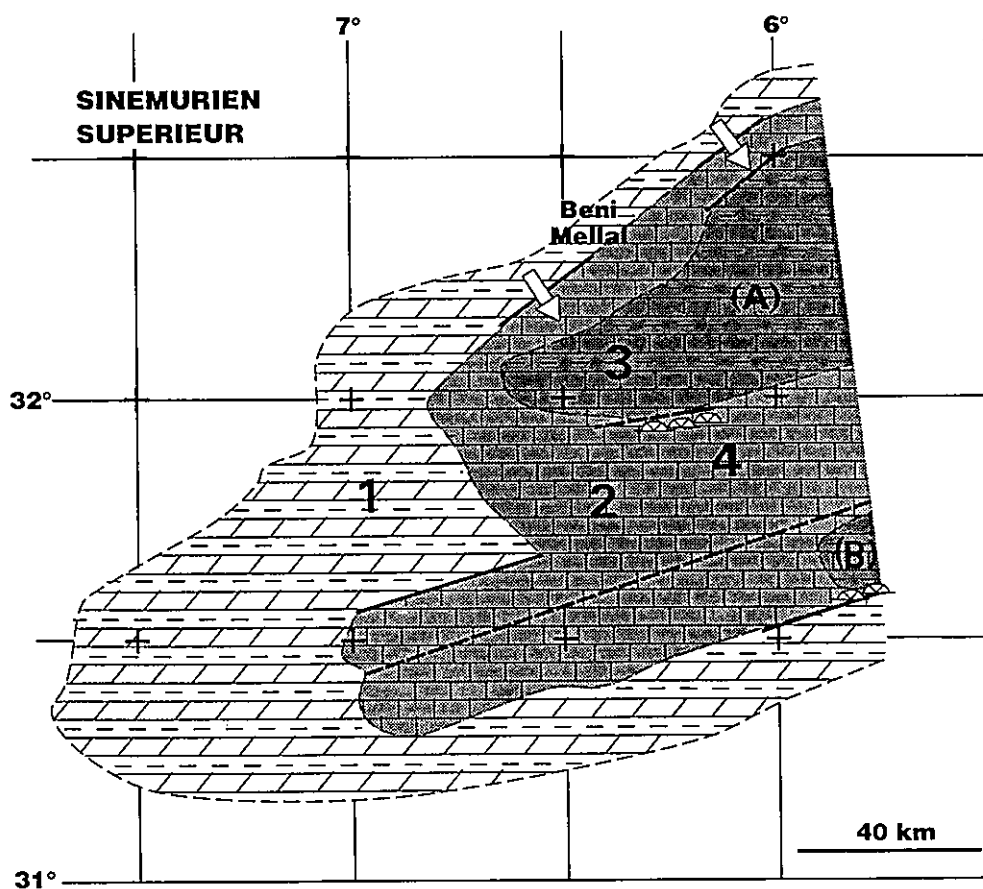


Fig. 13 - Esquisse paléogéographique du Lias inférieur (Sinémurien supérieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.

1) Dolomies et marnes; domaine supratidal à intertidal - 2) Calcaires; domaine subtidal - 3) Calcaires à silex et rares intercalations marneuses; domaine de sillon - 4) ? constructions récifales

⇨ sens d'épaississement - (A) Sillon de Tilougguit - (B) Sillon de Telouet.

Cette période s'achève à la fin du Sinémurien par une régression marine dont les impacts se sont fait sentir dans tout le Haut-Atlas, notamment au niveau des zones bordières (Du Dresnay, 1979; Sadki, 1992a et Jossen, 1987).

La répartition des faciès montre deux principaux types d'environnements:

- un environnement à dépôts intertidaux à supratidaux marqué par l'abondance des faciès à "tipis", installé à l'emplacement de la plate forme carbonatée subtidale du stade précédent;

- Un environnement à dépôts carbonatés, circalittoraux, caractérisés par un fort taux de sédimentation et localisé à l'emplacement du "sillon de Tilougguit".

Le passage entre les deux types d'environnements, observé dans la localité de Tamadoute, correspond à une zone de pente sous-marine nouvellement individualisée.

Ces changements reflètent une phase de dislocation de la plate forme guidée par l'apparition de nouvelles zones d'accidents. Le plus important dans notre secteur correspond à l'alignement NE-SW qui préfigure, dès cette époque, la limite plate forme - bassin dont le fonctionnement devient manifeste au cours du Lias moyen.

CHAPITRE III

LES CARBONATES LITÉS DU LIAS MOYEN

1 - Introduction

Aux formations calcaro-dolomitiques massives du Lias inférieur succèdent des formations carbonatées plus finement litées, montrant d'importantes variations de faciès et d'épaisseur. Elles sont en général bien délimitées lithologiquement car elles se situent entre les calcaires et dolomies massives du Lias inférieur et les formations marno-gréseuses du Lias supérieur.

A la suite des travaux de Dubar (1960-62), Choubert et Faure-Muret (1960-62) et Du Dresnay (1971-79), les principaux traits paléogéographiques du Haut-Atlas central au cours du Lias moyen furent définis. Ces travaux mettaient en évidence un sillon profond à sédimentation hémipélagique, ceinturé par des faciès récifaux coralligènes, en arrière desquels s'étendent des secteurs plus ou moins vastes à dépôts intertidaux à supratidaux.

A l'échelle du secteur étudié, les premières bases stratigraphiques du Lias moyen étaient établies par Roch (1939), Bourcart (1942), Dubar (1952), Lévêque (1952 et 1961). Les descriptions de ces auteurs, toujours d'actualité, restent parfois les seuls renseignements disponibles en de nombreux secteurs du Haut-Atlas.

Les travaux cartographiques de Rolley (1978), Monbaron (1985), Jenny (1988) et Jossen (1988) ont par la suite considérablement étayé nos connaissances sur ces séries. Ils ont conduit à la définition des diverses formations lithologiques et, le plus souvent, à l'établissement de trames paléogéographiques intéressant la bordure Ouest du Haut-Atlas central (Rolley, 1978; Jenny, 1988 et Jossen, 1987).

Dans les faciès de "bassin", Dubar et Mousterde (1978) établissent les subdivisions classiques du Carixien et du Domérien grâce aux zones d'ammonites. Cette subdivision a été récemment affinée par la présentation d'un découpage en horizons d'ammonites concernant tout le Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal (El Hariri *et al.*, 1996).

Dans les dépôts de plate-forme, un important travail de détail fut effectué par Septfontaine (1984 - 86). Cet auteur a établi une échelle biostratigraphique à base de foraminifères imperforés (Lituolidés) qui reste, actuellement, le guide essentiel de la biostratigraphie du Lias moyen carbonaté pour le Haut Atlas.

Plus récemment, les travaux de thèse de Chafiki (1994) sur les relations plate-forme - "bassin" dans l'Atlas de Béni-Mellal et de Bouchouata (1994) sur la ride de Talmest - Tazoult dans le centre de la chaîne, ont permis d'apporter de nouveaux éléments de datation de ces séries et de préciser les relations tectonique - sédimentation dans ces secteurs particuliers du bassin.

2 - Le domaine de plate-forme

Dans la description détaillée des modalités du remplissage sédimentaire de ce secteur de plate-forme, nous avons adopté la nomenclature suivante (cf. tableau I):

- les formations d'Aganane et de Bou Imoura dans la plate-forme Nord de Béni-Mellal;
- les formations de Jbel Choucht, d'Aganane et le terme inférieur de la formation d'Amezraï dans le centre de la chaîne.

2. 1. - Les faciès

L'analyse sédimentologique de la succession carbonatée de la plate-forme de Béni-Mellal nous a permis de mettre en évidence un large éventail de faciès s'échelonnant dans une plate-forme interne, depuis le domaine subtidal peu profond jusqu' au domaine supratidal. Neuf faciès ont ainsi été reconnus et caractérisés par leur aspect à l'affleurement, leur texture, leur structure, leur contenu biologique ainsi que leurs variantes. Ces faciès sont par la suite interprétés à la lumière des données disponibles sur les carbonates actuels déposés en milieux peu profonds. Leur description ici se fera depuis les faciès les plus externes jusqu'à ceux plus internes.

Les calcaires grossiers (Faciès 1)

Description

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Faune	Figures particulières
Couleur grise; 10 à 20 cm d'épaisseur; base érosive	oosparites P/G, gravelles, bioclastes et lithoclastes de grande taille, classement mauvais	Cayeuxia et très rares foraminifères; valves de mégalo-dontes en position horizontale	affleure en niveaux lenticulaires discontinus à la base des séquences élémentaires

Interprétation

La base érosive, la texture grossière, la nature des éléments remaniés et la position à la base du cycle témoignent de conditions hydrodynamiques élevées accompagnant la première phase de mise en eau du domaine de plate-forme interne. La disposition horizontale des valves de litiotidés évoque la structure "A" de Bosellini (1972, fig. 14).

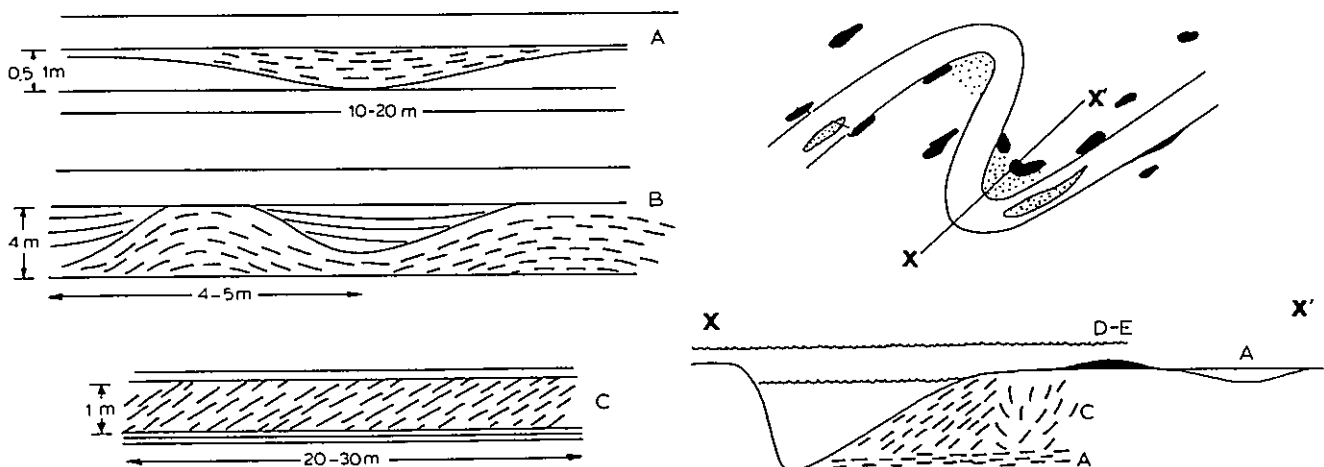


Fig. 14 - Géométrie et mécanisme de mise en place des différents types d'accumulations de mégalo-dontes (d'après Bosellini, 1972).

Selon cet auteur, ce type de morphologie résulte d'un écoulement laminaire en relation avec une dynamique de marée. Ces horizons correspondraient probablement à des épandages grossiers, transgressifs, dans les domaines intertidal à subtidal.

Calcaires fins à Foraminifères (Faciès 2)

Description

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Faune	Figures particulières
Couleur grise; bancs de quelques cm à 1,5 m d'épaisseur.	biopelmicrite à micro-sparite W/P; bioclastes; intraclastes; oncholithes.	Faune abondante et variée: lituolidés, ostracodes, miliolles, textularia, algues, gastéropodes, lamelli-branches, échinodermes	Absence de litage interne et bioturbations

Interprétation

Les conditions de faible énergie, l'abondance et la diversification de la faune de lituolidés ainsi que l'absence de figures d'exposition suggèrent pour ce terme un environnement de dépôt subtidal moyennement profond. Le biotope de la majorité des lituolidés reste en effet limité à la plate-forme interne en milieu de lagon temporaire (Du Dresnay, 1971 et 1977; Septfontaine, 1984 et 1986). L'absence de litage est probablement liée à l'abondance des organismes fouisseurs (crustacés et gastéropodes) dont l'activité tend à détruire la stratification.

Variantes du faciès

Deux variantes ont été distinguées:

La première (faciès 2.1) présente les différences suivantes avec le faciès principal:

- une teinte plus sombre de la roche en cassure;
- une abondance de la bioturbation;
- une richesse en coquilles naines de gastéropodes;
- une rareté de la microfaune.

Ces caractéristiques sont celles d'un milieu calme, restreint et à faible taux de sédimentation. Il s'agirait probablement d'étendues d'eau marines très limitées et à salinité anormale. Elles pourraient correspondre à des étangs ("ponds" selon James, 1984) développés en domaine intertidal sous climat tropical relativement humide.

La seconde variante de ce faciès (faciès 2.2) se présente à l'affleurement en niveaux décimétriques à métriques, de teinte grise, marqués par une grande abondance d'oncholithes de formes très irrégulières et de tailles variables (planche *h. t. III-5*).

L'examen au microscope montre une texture wackstone dans laquelle sont noyés de gros éléments oncholitiques, sombres, à structure corticale onduleuse. La biophase est constituée par des algues vertes, des foraminifères (lituolidés et textularidés), des ostracodes et des gastéropodes. La fraction carbonatée non squelettique est représentée par des gravelles et des pellets.

Ce matériel se serait déposé dans un milieu subtidal calme et chaud favorable du développement des concrétions algaires (Elf-Aquitaine, 1977; Purser, 1980).

L'existence de gravelles témoigne néanmoins d'épisodes de haute énergie dans ce milieu.

Calcaire à mégalodontes (Faciès 3)

Description

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Faune	Figures particulières
Couleur grise, 0,1 à 1m d'épaisseur, calcaires localisé dans la moitié inférieure des bancs	Oopelsparite G, intrasparite graveleuse P/G, mauvais classement	Cayeuxia, miliolles, textularia, rares lituolidés, gastéropodes, biostrome à mégalodontes (opisoma et cochlearitès)	Coquilles de mégalodontes toujours désarticulées; à disposition oblique et en amas lenticulaires

Interprétation

La morphologie lenticulaire des accumulations ainsi que la disposition oblique des valves de mégalodontes évoque la structure "C" de Bosellini (1972, *cf.* fig. 14). Ce type de faciès est interprété par cet auteur ainsi que par Burgess et Lee (1978) et Lee (1983) comme un dépôt de remplissage de chenaux de marée.

En fonction de la dimension de ces structures, nous avons distingué deux cas:

- Les chenaux primaires (fig. 15): ils correspondent à des accumulations lenticulaires de 0.3 à 1 m d'épaisseur, situées soit à la base soit au milieu des bancs. Ces dépôts sont le plus souvent encadrés par un calcaire subtidal à foraminifère benthiques, algues et oncholites (faciès 2.2). Cette disposition montre que les premières phases de comblement dans ces chenaux se sont réalisées dans des conditions subtidales. Purser (1980) décrit la même organisation dans les chenaux actuels situés sur la côte Ouest de l'île d'Andros. La profondeur de 3 à 4 m de ces derniers chenaux excède le marnage qui est de 1 m. Les sédiments qui comblent les deux tiers inférieurs de ces chenaux présentent un caractère subtidal.

- Les chenaux secondaires (fig. 15 & planche *h. t.* III-2): ils se présentent en bancs lenticulaires de 0.2 à 0.5 m de hauteur et 10 à 20 m de largeur. Leur axe est

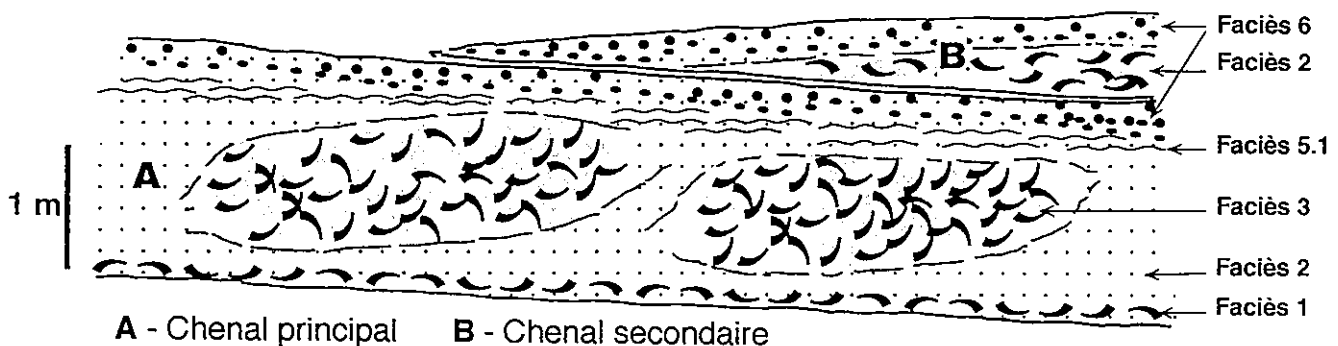


Fig. 15 - Géométrie des accumulations de mégalodontes dans les chenaux de marée dans le Lias moyen du Col de Ghnim.

occupé par des valves dispersées de mégalogontes à disposition horizontale alors que leurs bordures ainsi que leur sommet sont marqués par une abondance de brèches noirâtres (cf. faciès 8) témoins d'une lithification précoce. Selon Purser (1980), la lithification rapide des bordures de chenaux se réalise sous climat chaud. Dans ce contexte, les chenaux sont plus stables, par opposition aux chenaux développés sous climat tempéré qui, eux, sont caractérisés par un déplacement latéral de l'auge d'érosion au cours du temps.

Variantes de faciès:

Il s'agit du calcaire à mégalogontes en position de vie (Faciès 3.1). Dans des points très localisés, nous avons rencontré des bancs renfermant des opisômas en position de vie. La dolomitisation de ces assises ne nous a malheureusement pas permis de procéder à une analyse détaillée du microfaciès. Notons toutefois que la grande abondance des bancs à bivalves à test épais en position de vie, est une caractéristique de l'environnement péri-récifal, sinon du milieu récifal lui même, du Lias marocain. Selon Du Dresnay (1977), la plus grande partie de ces lamellibranches vivaient en arrière du récif et témoignent, quand ils sont en position de vie, d'une tranche d'eau très faible, voire même nulle.

Les calcaires oolithiques (faciès 4)

Description

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Faune	Figures particulières
Couleur grise, base ravinant, litage oblique rarement présent, 0,5 à 1,5 m d'épaisseur	oosparites G à bioclastes et lithoclastes divers, agrégats	Éléments de faune et de microfaune remaniés	Parfois "keystone vugs" et "bird eyes" au sommet

Interprétation

En fonction de la nature des oolites et de la position de ce faciès au sein de la série nous avons distingué deux variantes principales:

Faciès 4.1: Ce faciès affleure sous forme de barres grisâtres d'épaisseur très variable (0,2 à 3 m). Il est parfois entrecoupé par des niveaux micritiques, centimétriques parfois à "birds eyes".

En lame mince, c'est un grainstone à oolites dominantes. Ces dernières sont de taille variable (0,2 à 0,5 mm), bien arrondies et à contours souvent réguliers ("type 5" de Strasser, 1986). Leur cortex, de couleur jaune, est constitué par une seule lamine corticale fibro-radiée de 20 à 50 micromètres. La phase de liaison, totalement micritique, renferme des sphérulites (Purser, 1980) et de rares lithoclastes micritiques. La biophase, peu abondante, est composée de foraminifères benthiques (textularidés et lituolidés) et de rares fragments de mollusques et d'algues.

Le contenu faunistique suggère qu'il s'agit d'un milieu subtidal peu profond; les caractéristiques des oolites ("type 5" de Strasser, 1986) témoignent d'un milieu de lagon à énergie variable.

L'existence de "birds-eyes" dans ce sédiment témoigne quant à elle d'expositions fréquentes du sédiment en milieu intertidal à supratidal sous un climat chaud (Purser, 1980). Ces structures sont aussi des indices de cimentation précoce en milieu vadosé (Shinn, 1983; Shinn *et al.*, 1980).

Faciès 4. 2: ce terme affleure uniquement au sommet de certains bancs. Il fait généralement suite aux calcaires fins à foraminifères et algues (faciès 1). Sa puissance ne dépasse pas quelques centimètres. Il s'agit essentiellement de pelsparites graveleuses et bioclastiques à "bird-eyes", agrégats, intraclastes et oolithes à croissance irrégulière ("type 3" de Strasser, 1986). La texture est de type packstone à grainstone. Les foraminifères présentés sont essentiellement des *mayncina* et des *haurania*. Leurs tests sont le plus souvent brisés et inclus au sens d'agrégats.

La texture grossière des éléments, l'abondance des figures d'émersion témoignent d'un milieu de dépôt agité à émergences temporaires. Selon Strasser (1986) les oolithes de type 3 se formeraient dans des conditions de haute énergie et peuvent être transportées dans un milieu à énergie plus calme.

Dans son analyse sédimentaire et biostratigraphique des faciès de la formation d'Aganane, Septfontaine (1986) explique la mise en place de ce terme (terme b1 de l'auteur) par un épandage de sédiments allochtones, provenant d'un secteur plus externe de la plate-forme et drainant une thanatocoenose monospécifique de foraminifères. Pour nous, les caractéristiques de ce terme sont celle d'un dépôt de plage, à proximité du lagon. La mise en place du sédiment "allochtone" est une conséquence du remblaiement du domaine de lagon lors de la phase de recul de la ligne de rivage.

Les calcaires laminés (faciès 5)

Ce sont de loin les faciès les plus abondants dans ces séries de plate-forme. L'identification de l'origine des laminations reste parfois difficile en raison du développement de la dolomitisation qui tend à les effacer. Toutefois en fonction de leur géométrie, on peut distinguer deux variantes:

- Les calcaires à laminites d'origine algale (faciès 5.1) marqués par des lamines légèrement ondulées.

Description

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Faune	Figures particulières
Couleur beige, laminés, quelques cm à 1m d'épaisseur	pelmicrites et pelmicrosparite gréseuse M/W	Absente	Parfois bioturbations; très rarement pseudomorphoses d'évaporites

Interprétation

Ce faciès est caractéristique d'un environnement de marais algale développé préférentiellement en domaine intertidal (Purser, 1980; James, 1984).

- Les calcaires à laminites d'origine mécanique (faciès 5.2) caractérisés par des feuillets plans, organisés en faisceaux, s'entrecoupant localement.

Description

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Faune	Figures particulières
Couleur marron à beige, 10 à 20 cm d'épaisseur, sommet des bancs	Laminé, pellets dans matrice argilo-micritique et oopelsparite finement bioclastique P/G	Rares ostracodes et miliolles transportés	polygones de dessiccation à la surface des bancs, bréchification des lamines et dolomitisation

Interprétation

Ces laminations semblent se développer surtout en domaine supratidal (Purser, 1980) ou elles sont la conséquence des inondations périodiques pendant les tempêtes ou les grandes marées. Les marqueurs de lithification précoce (bréchification, polygones de dessiccation et "beach rocks"; fig. 16) associés à ce faciès étayent cette interprétation.

Les calcaires à cailloux noirs (faciès 6)

Description

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Faune	Figures particulières
Micro-brèche à galets noirs, couleur grise à violacée, 10 à 30 cm d'épaisseur parfois ravinement à la base.	Intradolomicrosparite à oodolomicrosparite P/G	Microfaune remaniée	Dolomitisation, parfois grano-classement dans les oodolomicrosparites

Interprétation

Ce faciès témoigne d'une lithification précoce en domaine supratidal (planche *h. t. II-4*). Selon Purser (1980) et Strasser et Davaud (1983), la lithification des sédiments en zone supratidale dans des conditions réductrices donne naissance à de minces croûtes noirâtres. La couleur foncée est liée à la présence de matière organique prise dans la maille des cristaux. Ces croûtes peuvent subir une fragmentation totale créant ainsi des brèches de couleur foncée. Le grano-classement des éléments observé dans certains cas témoigne d'un hydrodynamisme élevé, probablement lié aux phases de tempête ou de fortes marées.

Les marnes argileuses (faciès 7)

Description

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Composition (rayons X)	Figures particulières
Couleur rouge à verte; 0,2 à 2 m d'épaisseur	Fraction argileuse importante, quartz et grains dolomitiques oxydés	Calcite : 40 à 75 % Argile : 20 à 40 % Quartz : 5 à 20 %	Parfois intercalation de minces croûtes calcaires

Interprétation

Le caractère azoïque, la richesse en éléments terrigènes (grains de quartz et de dolomie oxydée) et la nature des fragments de croûtes remaniées au sein de ce faciès (planch *h. t.* III-1) témoignent d'un environnement supratidal voire même continental.

Dans leur étude sur des faciès similaires dans le Purbeckien du Jura, Deconinck et Strasser (1987) notent que la mise en place de ce sédiment résulte d'une longue exposition en milieu aérien avec toutefois des imprégnations épisodiques par les eaux marines.

Un apport de la fraction terrigène depuis la plate-forme externe temporairement émergée (Septfontaine, 1986) nous semble improbable. Ces dépôts occupent en effet de grandes superficies et se retrouvent, d'une manière homogène, à des distances de plusieurs dizaines de kilomètres par rapport au domaine de la plate-forme externe.

Les dolomies (faciès 8)

Description sommaire

Aspect à l'échelle du banc	Texture	Faune	Figures particulières
Couleur jaune; 0,2 à 1,5 m d'épaisseur; parfois débit en plaquettes et aspect pulvérulent	Dolomicrite à dolomicrosparite	Rarement des fantômes de bioclastes	La dolomitisation peut affecter l'ensemble du banc où uniquement son sommet

L'observation de la dolomitisation à l'échelle de l'ensemble de la plate-forme carbonatée de Béni-Mellal, ne nous permet pas d'avancer une interprétation concrète et décisive de ce phénomène. Le problème de l'origine de l'épigénisation se pose en effet, non seulement dans notre secteur d'étude, mais aussi à l'échelle de l'ensemble des dépôts carbonatés du domaine atlasique. Seule une étude régionale à base géochimique et aussi séquentielle pourrait permettre d'en proposer une vision d'ensemble. Nous nous limiterons ainsi, à partir des quelques faits observés, à formuler quelques remarques qui nous paraissent nécessaires.

Trois modes de dolomitisation semblent affecter les dépôts carbonatés de notre secteur:

- une dolomitisation "structurale": en de nombreux secteurs, les faciès massifs du Lias montrent un caractère pulvérulent au voisinage des fractures et des grands accidents. Sur la base des observations faites par Benzaquen (1963) dans la région d'El Ksiba, il apparaît que cette dolomitisation, de type structural, est guidée par une fracturation (fissures et failles) d'origine tectonique;

- une dolomitisation "stratigraphique" non sélective: plusieurs unités du Lias moyen sont exclusivement constituées par un empilement de bancs de dolomies parfois à aspect saccharoïde et pulvérulent. Dans ce cas la dolomitisation, très poussée, aurait effacé toutes les structures et les éléments figurés de la roche. Néanmoins, certaines passées laissent apparaître des traces du faciès originel, ce qui témoigne du caractère

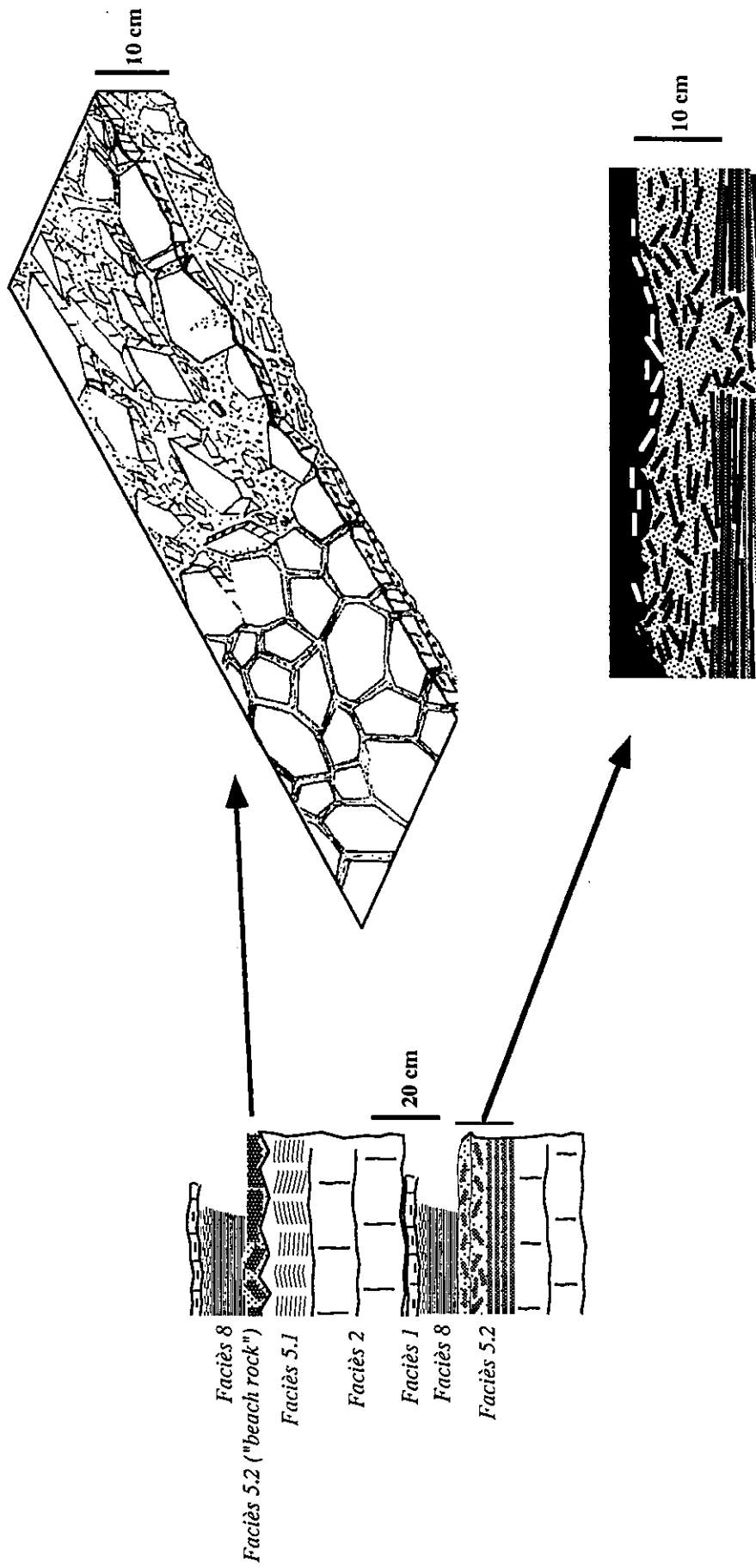


Fig. 16 - Aspect à l'affleurement des faciès à "beach rock" et à brèches de laminites.

Une étude microscopique menée par Chafiki (1994) sur de tels faciès montre que l'épigénisation complète des éléments n'a pas laissé de reliquats qui pourraient témoigner de la structure originelle de la roche. Il s'agit là d'une dolomitisation secondaire non sélective qui affecte des faciès variés, originellement subtidaux, intertidaux et supratidaux.

- Une dolomitisation "stratigraphique" sélective: en de nombreux cas, seul le sommet des bancs est dolomitisé sur une épaisseur d'ordre centimétrique à décimétrique. Cette dolomitisation affecte essentiellement des faciès laminés intertidaux (faciès 5.1) et des faciès bréchifiés supratidaux (faciès 5.2 et faciès 6). Par ailleurs des clastes dolomitiques apparaissent parfois remaniés au sein des niveaux sus-jacents (faciès 7 et faciès 1).

Ces diverses caractéristiques montrent qu'il s'agit d'une dolomitisation précoce en domaine supratidal. Le même cas est comparable à celui observé dans l'île d'Andros aux Bahamas où Shinn et al (1963) décrivent une dolomitisation précoce affectant les marais algaires en domaine supratidal.

Les calcaires construits (faciès 9)

Ce faciès a été uniquement rencontré sous forme de blocs de taille variable, allant de 0,5 à 4 m de diamètre resédimentés en bordure de plate-forme au sein des faciès hémipélagiques de bassin. Il s'agit de calcaires organogènes à coraux, éponges, bryozoaires et débris d'échinodermes, de lamellibranches et de gastéropodes.

Ces caractéristiques montrent que le sédiment a été initialement formé et lithifié dans un contexte récifal, dans des conditions de faible profondeur, avant son glissement le long du talus.

2. 2 - Description des coupes

Quatre coupes ont été choisies pour illustrer le remplissage sédimentaire au niveau de la plate-forme du Lias moyen de Béni-Mellal. Il s'agit des coupes d'Adoumaz, de Timoulilt, de Ghnim et de Bou Imoura (fig. 17).

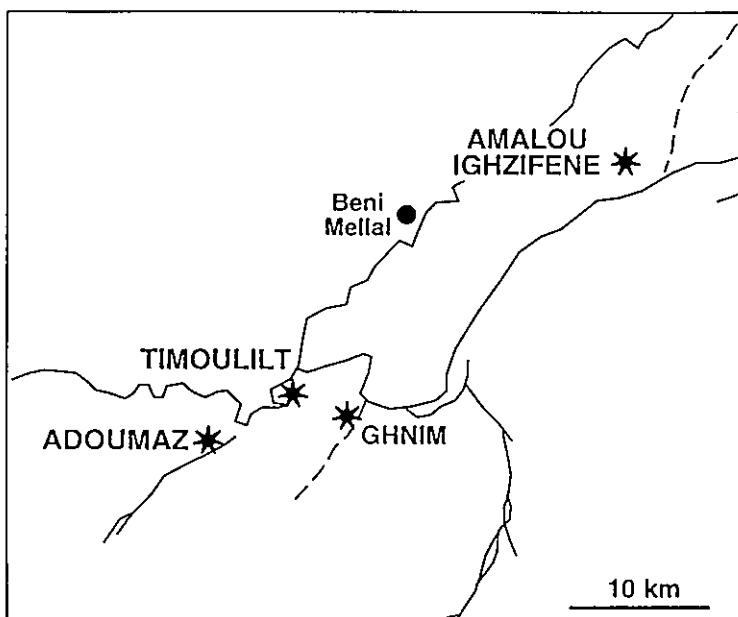


Fig. 17 - Localisation des coupes étudiées du Lias moyen dans le domaine de plate-forme.

2. 2. 1 - La coupe d'Adoumaz

Localité : Adoumaz , aux abords de la route qui mène d'Afourer à Bin El Ouidane

Formation reconnue: Aganane

Coordonnées : début de la coupe (392.7 - 173.7)

fin de la coupe (392.3 - 173)

Encadrement stratigraphique : base de la coupe masquée

sommet de la coupe : grès et argiles de la formation d'Azilal

L'ensemble de la succession présente un pendage de 30° vers le Sud-Ouest.

De bas en haut, la série liasique a été découpée en six membres successifs (fig. 18):

Membre 1 (30 m, fig. 19) : sa base repose sur un ensemble dolomitisé occupant l'axe fracturé du massif de Jbel Tazerkout. Toutefois, certains affleurements préservés de la dolomitisation, observés le long de la route secondaire qui mène à la station d'émission de Tazerkout, montrent un grand développement des structures en "tipis" caractéristiques de la formation de Jbel Rat.

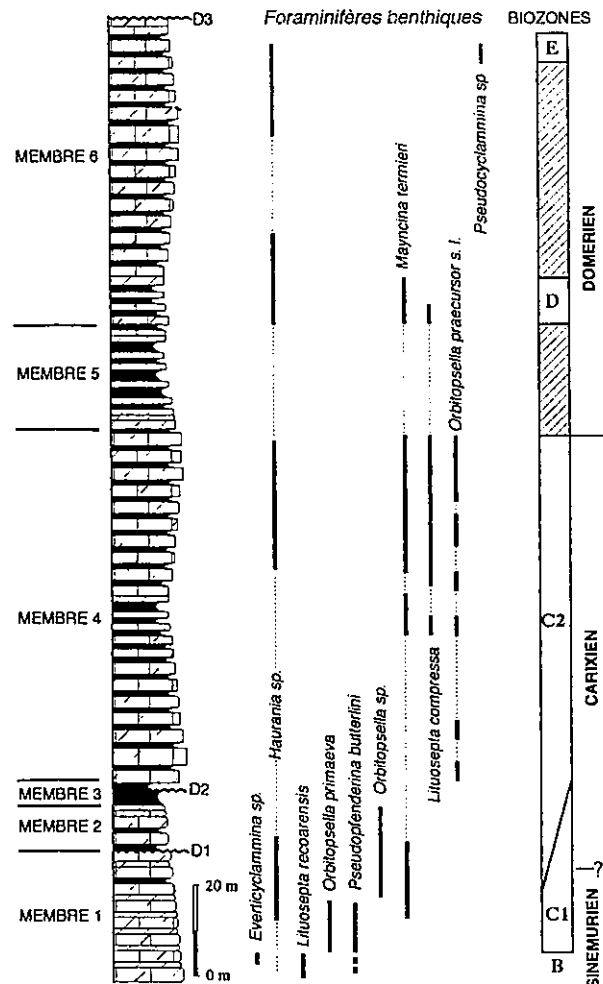


Fig. 18 - Coupe synthétique du Lias moyen du Col d'Adoumaz.

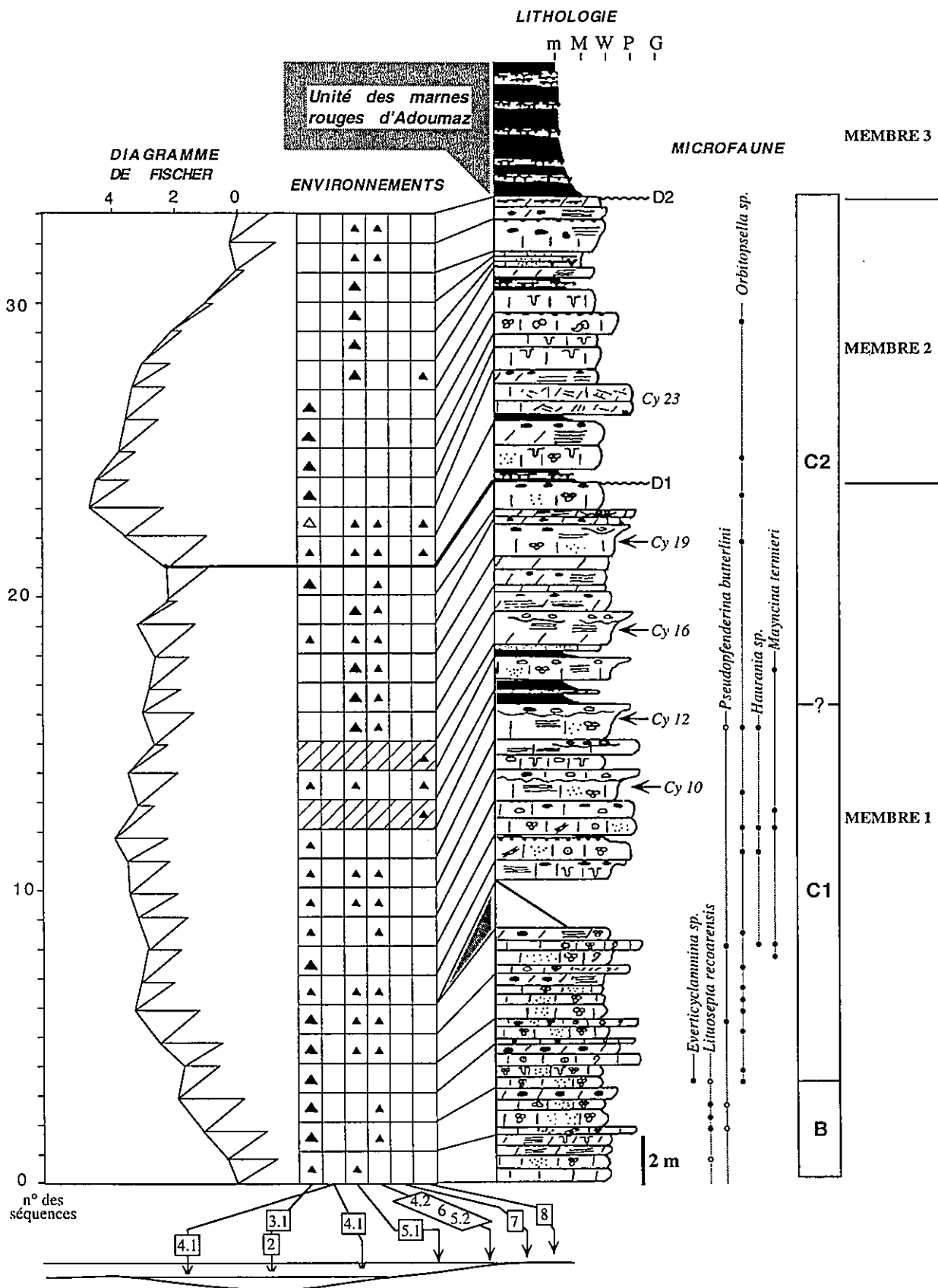


Fig. 19 - Coupe des membres 1 et 2 du Lias moyen du Col d'Adoumaz.

Le principe du diagramme de Fischer est exposé plus loin dans la figure 38.

Les faciès rencontrés au niveau de chacune des séquences élémentaires sont reportés dans la case "environnements"; leurs numéros et leur position dans un profil théorique de plate-forme interne sont indiqués en bas du dessin.

Les niveaux dolomitisés sont indiqués en hachuré dans la case "environnements".

Dans son ensemble, la succession est composée de séquences métriques où alternent les faciès 1, 2, 4, 5 et 6. Les faciès 7 et 8 sont rares et apparaissent au sommet de l'unité.

Les séquences élémentaires qui s'individualisent le plus au sein de cet empilement témoignent d'une évolution à partir d'un milieu de lagon subtidal à un environnement intertidal à supratidal. Elles témoignent soit de la progradation d'un environnement de replat de marée algaire sur un domaine de lagon, soit du remblaiement du lagon par des épandages oobioclastiques de haute énergie (fig. 20).

La dernière séquence de ce membre est coiffée de la discontinuité D1. Celle-ci est matérialisée par une dolomitisation complète du sommet du banc ainsi que par le développement, au sein des marnes sus-jacentes, d'un encroûtement carbonaté évoquant un paléosol.

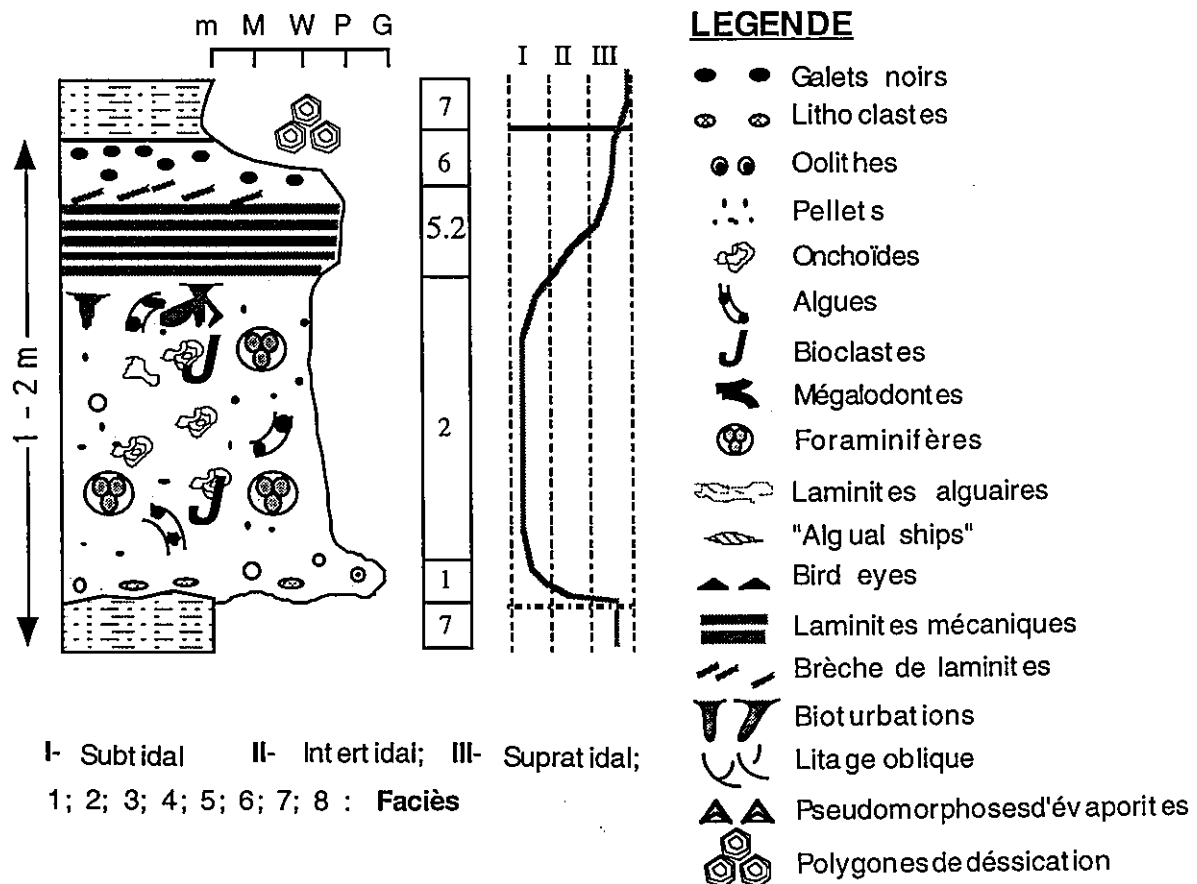


Fig. 20 - Premier exemple de séquence élémentaire régressive dans le Lias moyen du Col d'Adoumaz.

Membre 2 (12 m; fig. 19) : sa base est marquée par la mise en place de deux séquences métriques. La première montre une évolution à partir d'un lagon subtidal vers un environnement de replat de marée algaire. La seconde correspond à une structure chenalisante riche en coquilles désarticulées d'opisoma, passant vers le haut à des faciès algaires. La suite de la succession se compose de faciès fins à oncholites (faciès 2.2) suivis par des faciès laminés. L'apparition fréquente du faciès à cailloux noirs permet de découper ce dernier ensemble en plusieurs séquences élémentaires à tendance régressive.

La limite supérieure de ce membre est marquée par un changement net dans le faciès. Celui-ci correspond au passage des calcaires aux marnes rouges du membre sus-jacent.

Membre 3 (4,5 m; fig. 19) : cette succession, que nous avons baptisée "marnes rouges d'Adoumaz", correspond à une masse marneuse rouge dépourvue d'organisation séquentielle nette. Dans le détail, on peut distinguer la succession de trois termes carbonatés encroûtés et marmorisés d'épaisseur décimétrique à métrique (fig. 21):

- le terme supérieur (n° 4, fig. 21) se distingue par une teinte claire, un aspect friable et une structure lamellaire;

- les termes inférieur et médian (n° 2 et 3, fig. 21) correspondent chacun à un empilement d'horizons épais de 10 à 15 cm constitués d'un agencement de nodules calcaires sphériques ou ovoïdes à contours oxydés séparés les uns des autres par les argiles rouges encaissantes. En lame mince, il s'agit d'une microsparite affectée par un réseau de fissures au sein desquelles cristallisent de grands cristaux de calcite. Les éléments figurés sont en grande partie des nodules micritiques sombres à structures concentriques de dimensions variables (une dizaine de microns à 5 mm de diamètre). Ils peuvent être simples ou composites attestant ainsi de plusieurs stades de remaniement. Ces déplacements semblent être en liaisons avec le phénomène de fissuration puisqu'un grand nombre de ces éléments se trouve associé à la calcite qui assure le remplissage des fissures.

Selon Goldhammer et Elmore (1984), de tels profils se retrouvent souvent associés à des carbonates de plate-forme proximale et témoignent d'expositions aériennes prolongées. Ils prennent naissance à la suite d'une accumulation pédologique de carbonate de calcium diagénétique à partir d'eaux vadoses sursaturées.

Il faut noter que le développement de ces faciès sur une telle épaisseur nécessiterait une période d'exposition assez prolongée favorisant l'action pédogénétique ainsi qu'un cadre paléogéographique caractérisé par l'éloignement des zones nourricières en détritiques grossiers.

Une étude sédimentologique détaillée de cet ensemble (Eddif, 1993) permet par ailleurs de constater:

- que la majorité des horizons carbonatés sont liés à une forte activité pédogénétique;
- que les agents de transport et de dépôt sont alternativement hydrauliques et éoliens;
- que les éléments détritiques sont issus de l'érosion d'un arrière pays à couverture gréseuse, probablement triasique.

Membre 4 (81 m, fig. 22 a & b) : ce membre débute au dessus du niveau carbonaté encroûté marquant la discontinuité D2 par des calcaires dolomitiques beiges localement riches en sections de brachiopodes. Il s'agit probablement des mêmes

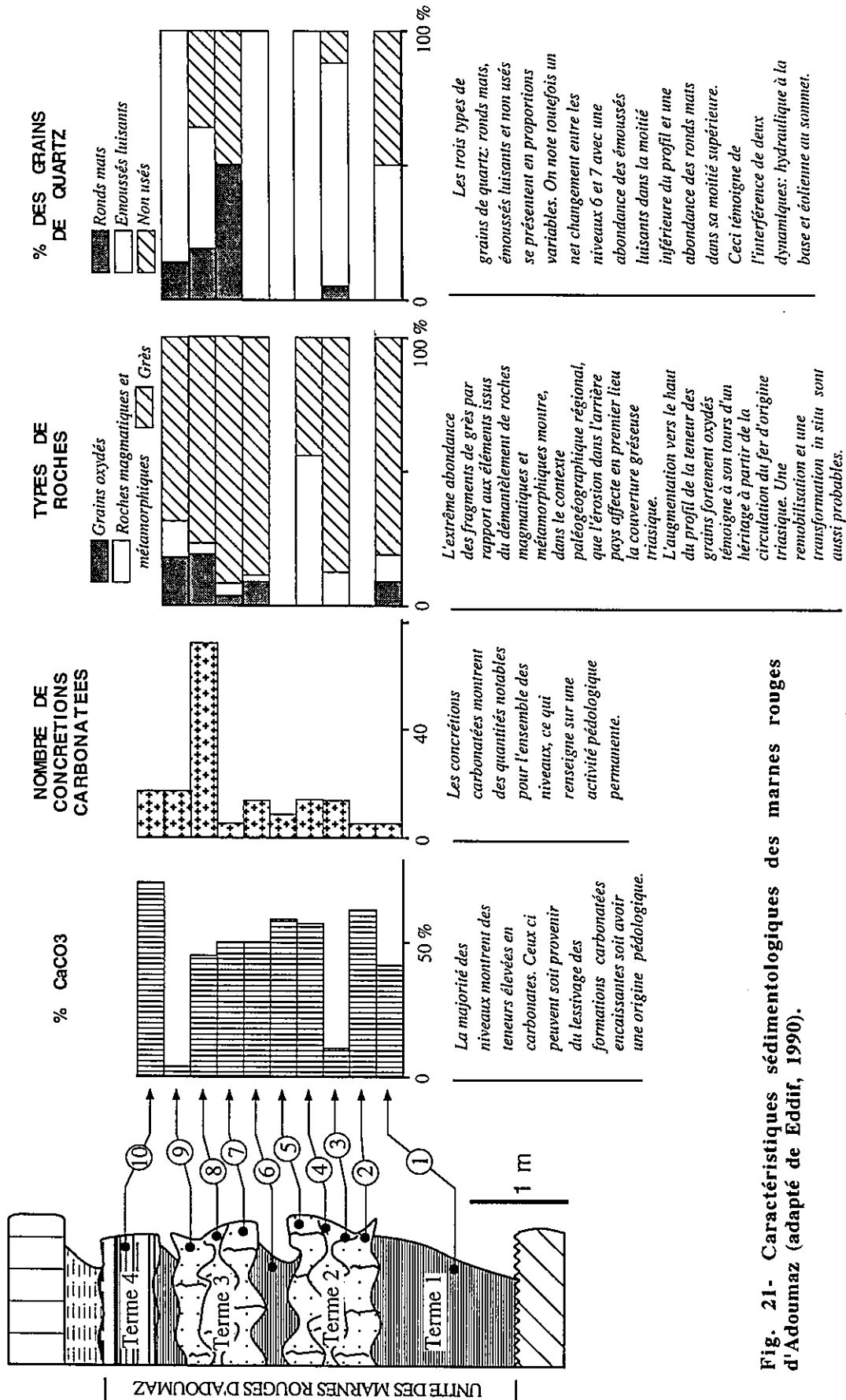


Fig. 21- Caractéristiques sédimentologiques des marnes rouges d'Adoumaz (adapté de Eddif, 1990).

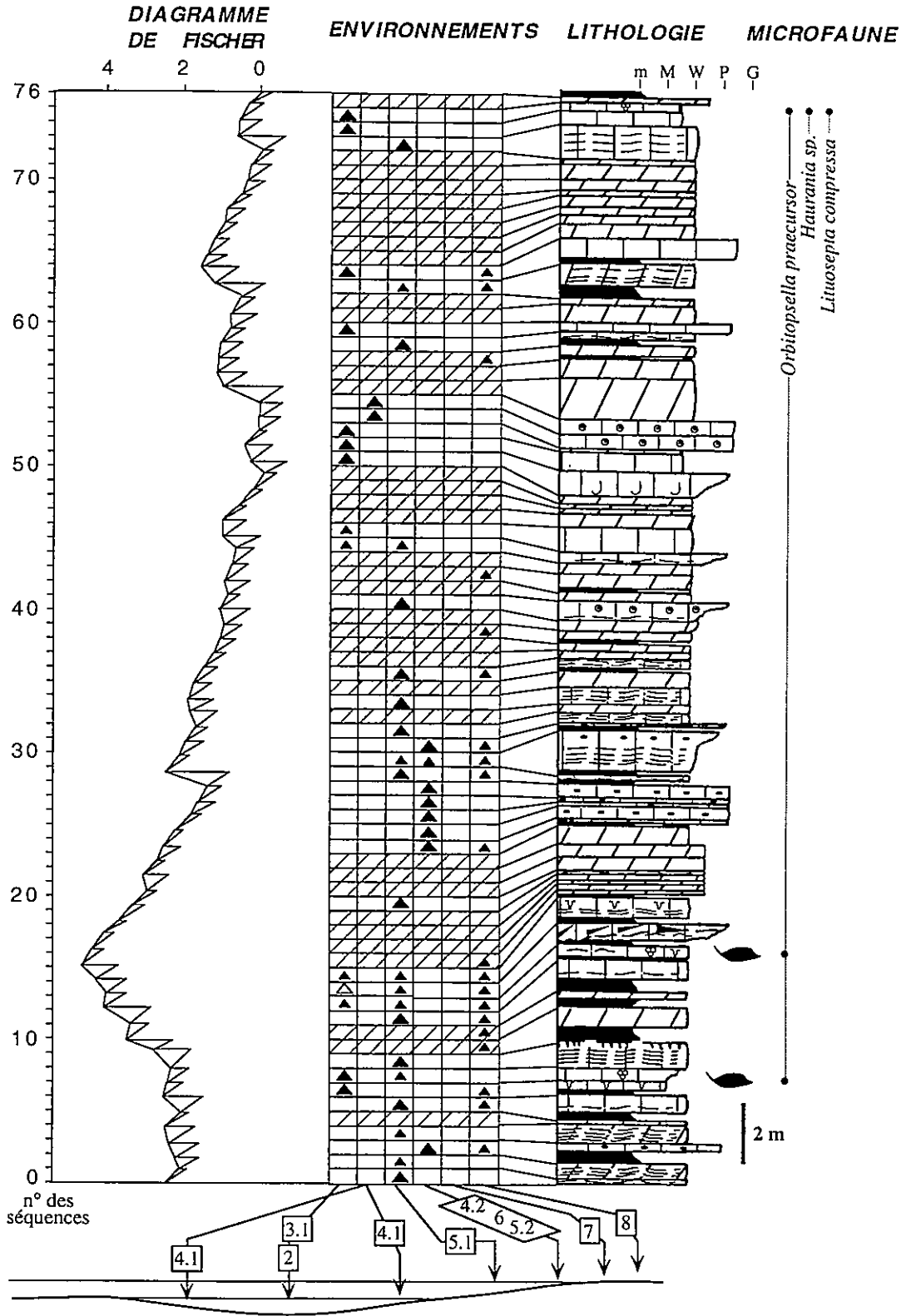


Fig. 22 a - Coupe de la partie inférieure de membre 4 du Lias moyen du Col d'Adoumaz (même présentation que la figure 19).

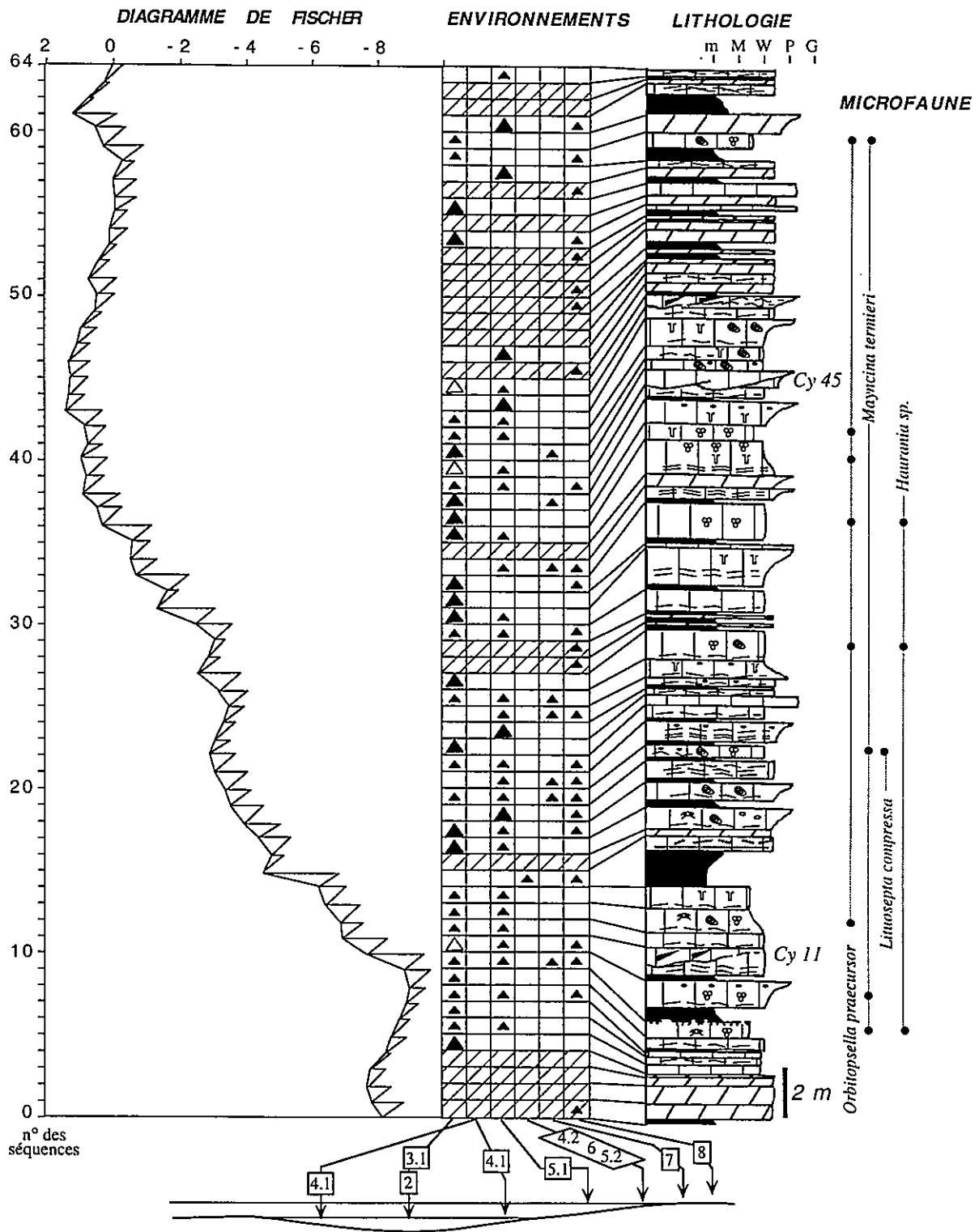


Fig. 22 b - Coupe de la partie supérieure de membre 4 du Lias moyen du Col d'Adoumaz (même présentation que la figure 19).

niveaux à brachiopodes qui ont livré à Dubar (1952): *Hesperithyris renierii*, *Gervilleia termieri* et *Pseudonorinea terebra*. Au dessus, la succession présente un aspect monotone et se compose en sa totalité de séquences métriques régressives, semblables dans leurs grandes lignes à celles décrites pour les membres sous-jacents 1 et 2.

On peut ainsi noter les caractéristiques suivantes:

- les faciès sont représentés par (F2), (F5), (F6), (F7) et (F8). Ils témoignent par leur agencement vertical d'une évolution à partir d'un lagon subtidal vers un environnement de replat de marée à tapis algaires;
- en de nombreux cas, le terme subtidal de la séquence élémentaire est absent (fig. 23);
- certaines séquences montrent une tendance transgressive à leur base (fig. 24).
- beaucoup de niveaux sont partiellement ou totalement dolomitisés, notamment à la base du membre;
- Le faciès à mégalo-dontes (F 3.1) est représenté seulement par trois passées chenalisées (séquence n° 13, fig. 22a et séquences n° 11 et 45, fig. 22b).

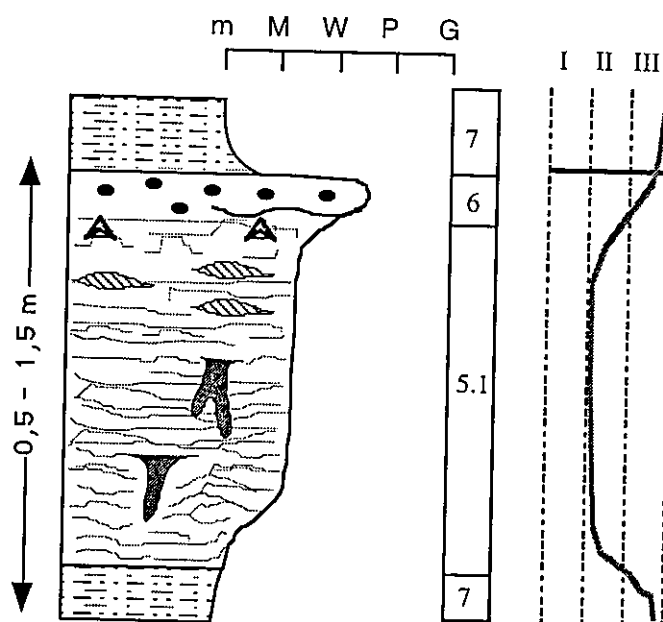


Fig. 23 - Deuxième exemple de séquence élémentaire régressive dans le Lias moyen du Col d'Adoumaz (même légende que la figure 20).

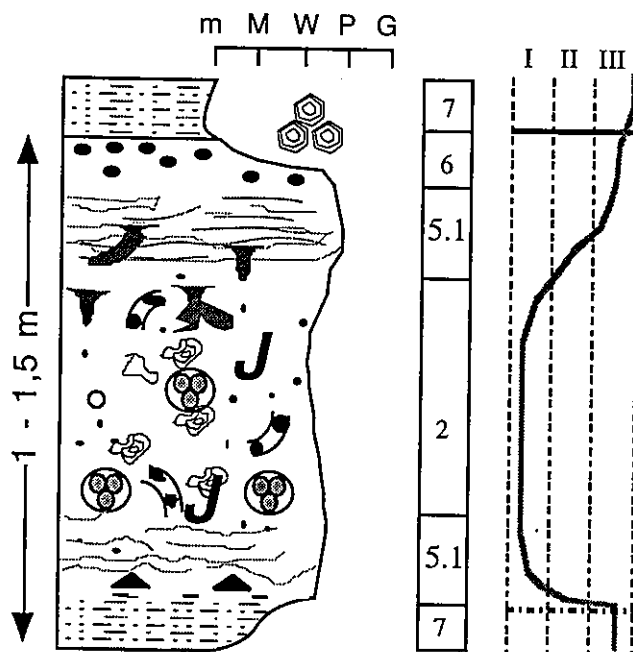


Fig. 24 - Exemple de séquence élémentaire cyclique dans le Lias moyen du Col d'Adoumaz (même légende que la figure 20).

Membre 5 (15 m, fig. 25) : la série qui le caractérise se distingue de celles qui l'encadrent, relativement sombres à l'affleurement, par sa teinte plus claire, beige à blanchâtre.

Elle correspond à un ensemble dolomitique, composé à la base par des dolomies en plaquettes à traces de laminations. Vers le sommet les dolomies montrent à leur surface de nombreuses figures de dessiccation et s'intercalent avec des passées métriques de marnes rouges marmorisées.

L'aspect dolomitique, la plus grande abondance des figures d'émersion prolongée et le cachet uniquement intertidal à supratidal de la sédimentation au sein de ce membre rappellent de près les caractéristiques de la formation d'Aït Bazzi décrite par Jenny (1988) dans l'Atlas d'Azilal.

Membre 6 (73 m, fig. 26 a & b) : cette unité présente dans ses grandes lignes la même évolution déjà décrite pour l'unité n° 4. On note une alternance monotone de niveaux calcaro-dolomitiques, d'épaisseur décimétrique à métrique et de marnes vertes à rouges; le tout s'organise en une suite de séquences élémentaires régressives.

Vers le sommet de l'unité, certains bancs dolomitiques présentent un aspect saccharoïde et caverneux. Certains sont plaqués par des surfaces à polygones de dessiccation et empreintes tridactyles de pas de dinosaures. La succession est coiffée ici par un important encroûtement carbonaté, matérialisant un arrêt prolongé de la sédimentation (discontinuité D3).

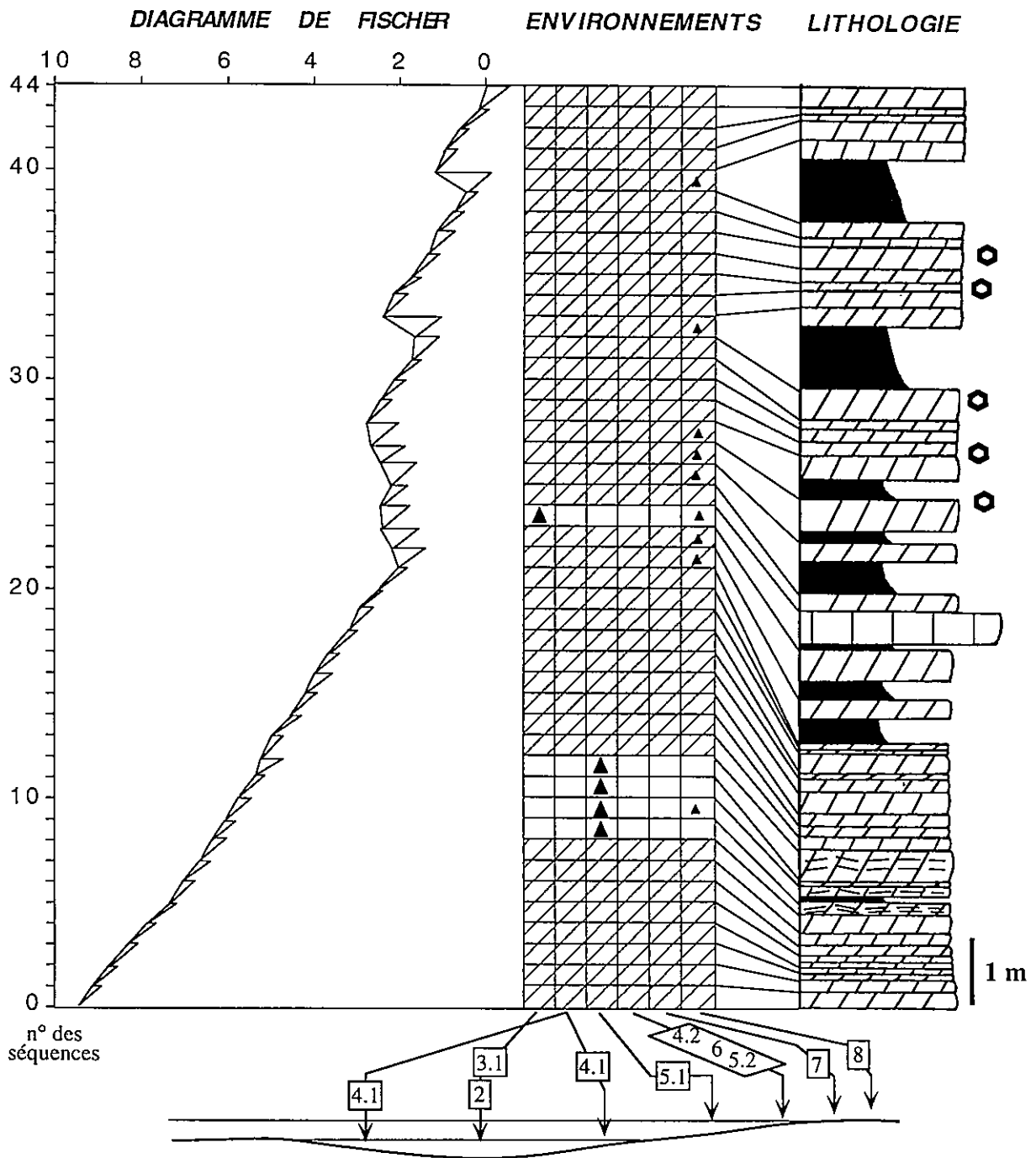


Fig. 25 - Coupe des membres 5 du Lias moyen du Col d'Adoumaz (même présentation que la figure 19).

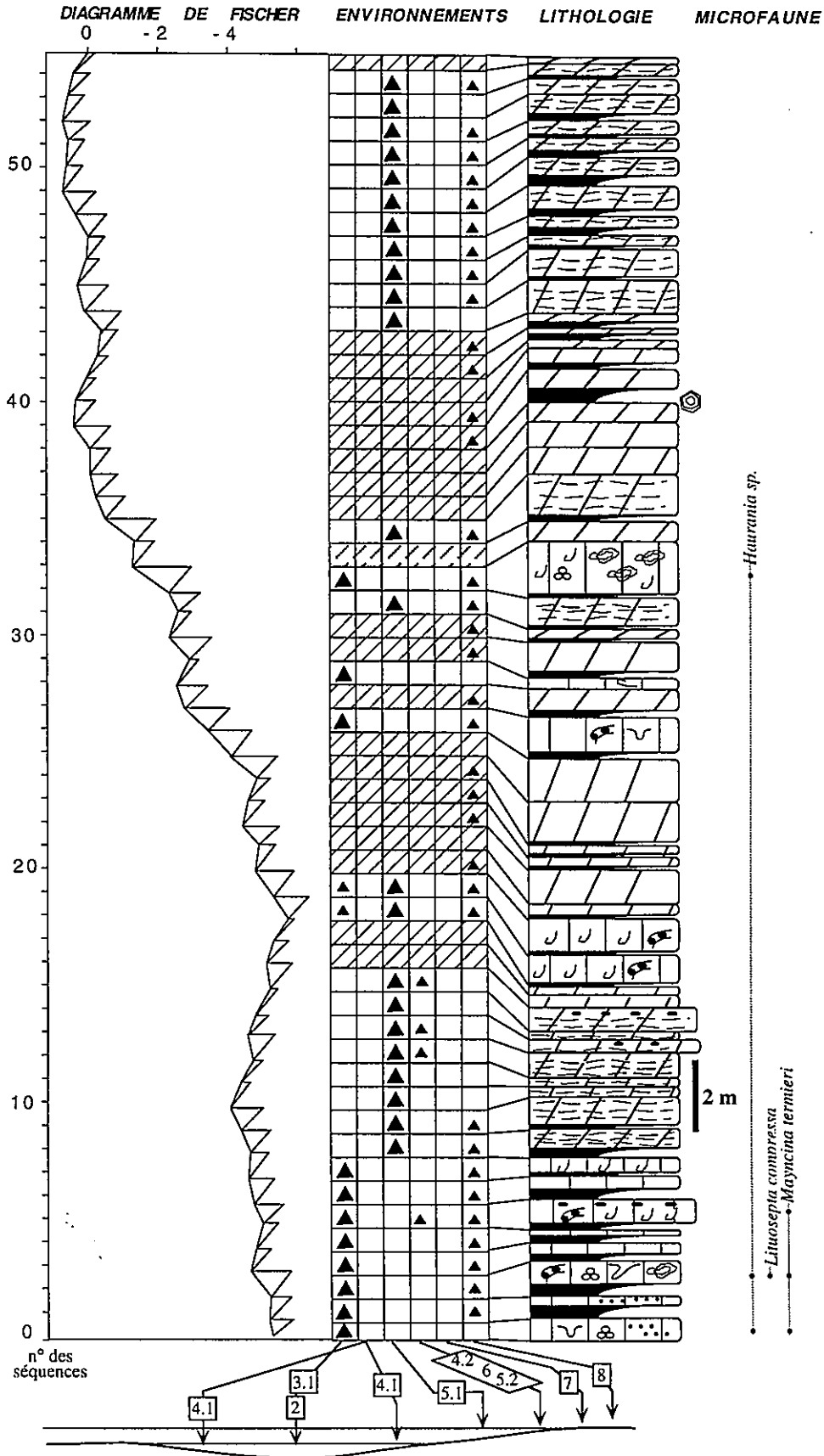


Fig. 26 a - Coupe de la partie inférieure de membre 6 du Lias moyen du Col d'Adoumaz (même présentation que la figure 19).

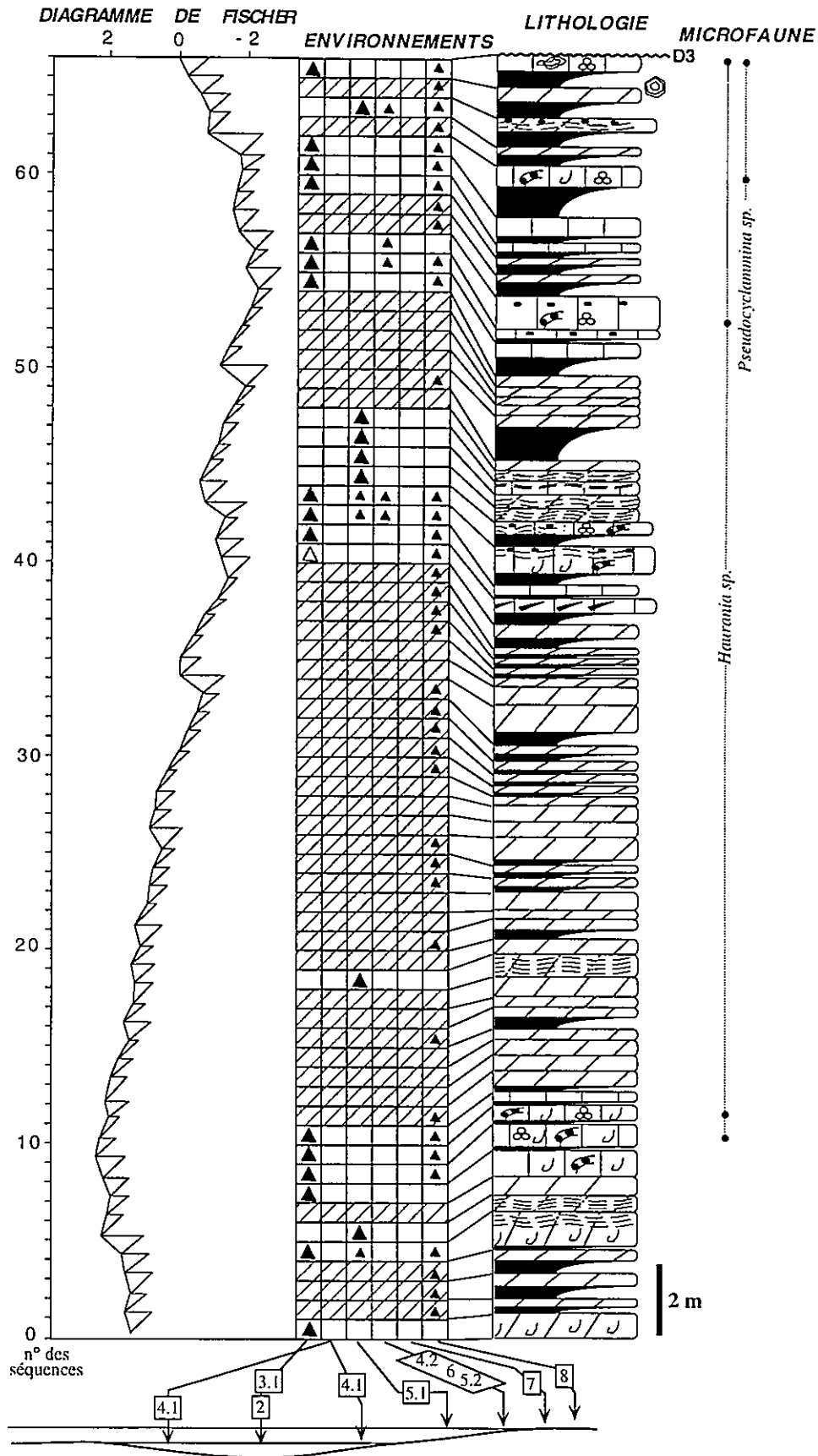


Fig. 26 b - Coupe de la partie supérieure de membre 6 du Lias moyen du Col d'Adoumaz (même présentation que la figure 19).

2. 2. 2. - La coupe de Timoulilt

Localité : Le long de la rive gauche du Talweg qui débouche sur la localité de Timoulilt.

Formation reconnue: Aganane

Coordonnées : (402.1- 178.6)

Encadrement stratigraphique : base de la coupe: formation de Jbel Rat.

sommet de la coupe : unité des marnes rouges d'Adoumaz

L'ensemble de la succession présente un pendage de 25° vers le Sud-Ouest.

Cette coupe représente l'affleurement le plus septentrional du Lias moyen que nous ayons pu étudier en bordure de la chaîne.

Au dessus du dernier terme à "tipis" de la formation de Jbel Rat, nous avons reconnu la succession suivante (cf. fig. 6):

- une barre oobioclastique (faciès 4. 1) ravinante à sa base;
- un banc calcaire riche en coquilles articulées de mégalogontes (faciès 3. 1);
- une succession de calcaires fins subtidaux (faciès 2) dépourvus de figures d'émersion. Ceux-ci passent progressivement vers le haut à un empilement de séquences décimétriques à métriques de tendance régressive. Les faciès rencontrés (faciès 2.2, 5.1, 6 et 8) témoignent d'une évolution à partir d'un milieu subtidal peu profond vers un milieu supratidal.

La coupe se termine par un niveau marneux rouge riche en encroûtements carbonatés. Ce dernier terme représente un équivalent latéral possible de l'unité des marnes rouges d'Adoumaz (unité 3 de la coupe d'Adoumaz).

La succession présente un caractère stratodécroissant et régressif à partir d'un milieu de lagon permanent vers un milieu de lagon temporaire.

Les discontinuités D1 et D2 qui l'encadrent témoignent d'une phase d'approfondissement (D1) et d'une période d'émersion prolongée (D2).

2. 2. 3. - La coupe de Ghnim

Localité : descente Sud du col de Ghnim

Formation reconnue: Aganane

Coordonnées : début de la coupe (406 - 177.6)

fin de la coupe (406.9 - 177.4)

Encadrement stratigraphique : base de la coupe: masquée.

sommet de la coupe : formation d'Azilal

La nature accidentée du terrain ne nous a pas permis de lever une coupe stratigraphique continue. Les assises du Lias moyen du col de Ghnim sont en effet traversées par un réseau d'accidents de direction N 45 E. Chacune des unités structurales a fait l'objet d'une analyse indépendante (fig. 27, 28 & 29).

L'assemblage des faciès, très varié (faciès 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 et 8), ainsi que l'allure régressive des cycles rencontrés dans les trois unités reflètent de près les caractéristiques décrites dans la coupe de référence d'Adoumaz. On note toutefois les deux particularités suivantes:

- 15% des cycles (26 cycles sur un total de 167 au niveau des trois unités structurales) correspondent à des structures chenalisantes identifiées comme étant des chenaux de marée (fig. 30). Dans la coupe d'Adoumaz, seulement 5 cycles sur 338 (1,5%) témoignent d'un tel processus;

- les 22 derniers mètres de la série sont complètement dolomitisés. Il s'agit là de la formation des dolomies pulvérulentes de Monbaron (1985). Les clastes dolomitiques

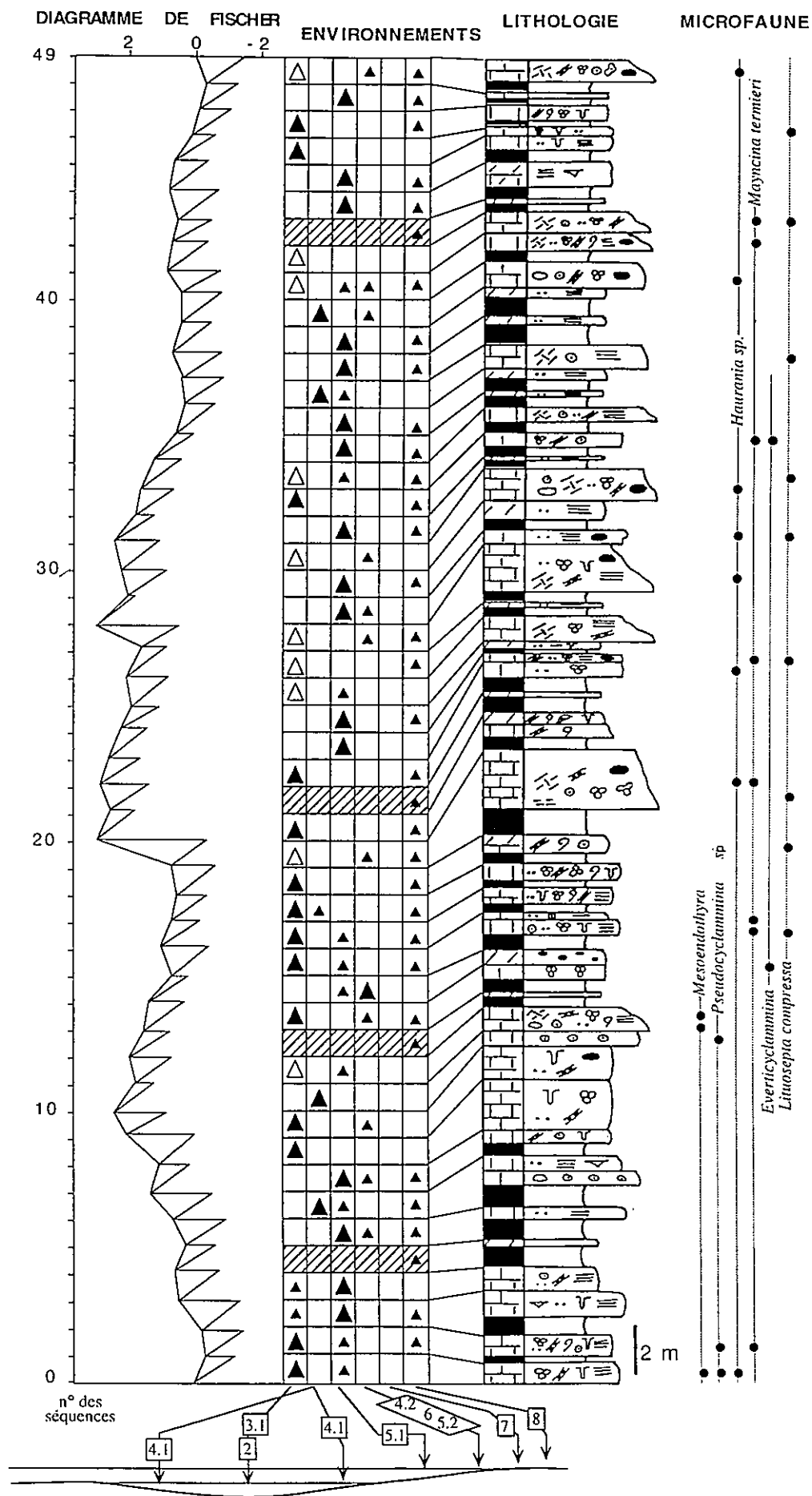


Fig. 27 - Coupe de la première unité structurale du Lias moyen du Col de Ghnim (même présentation que la figure 19).

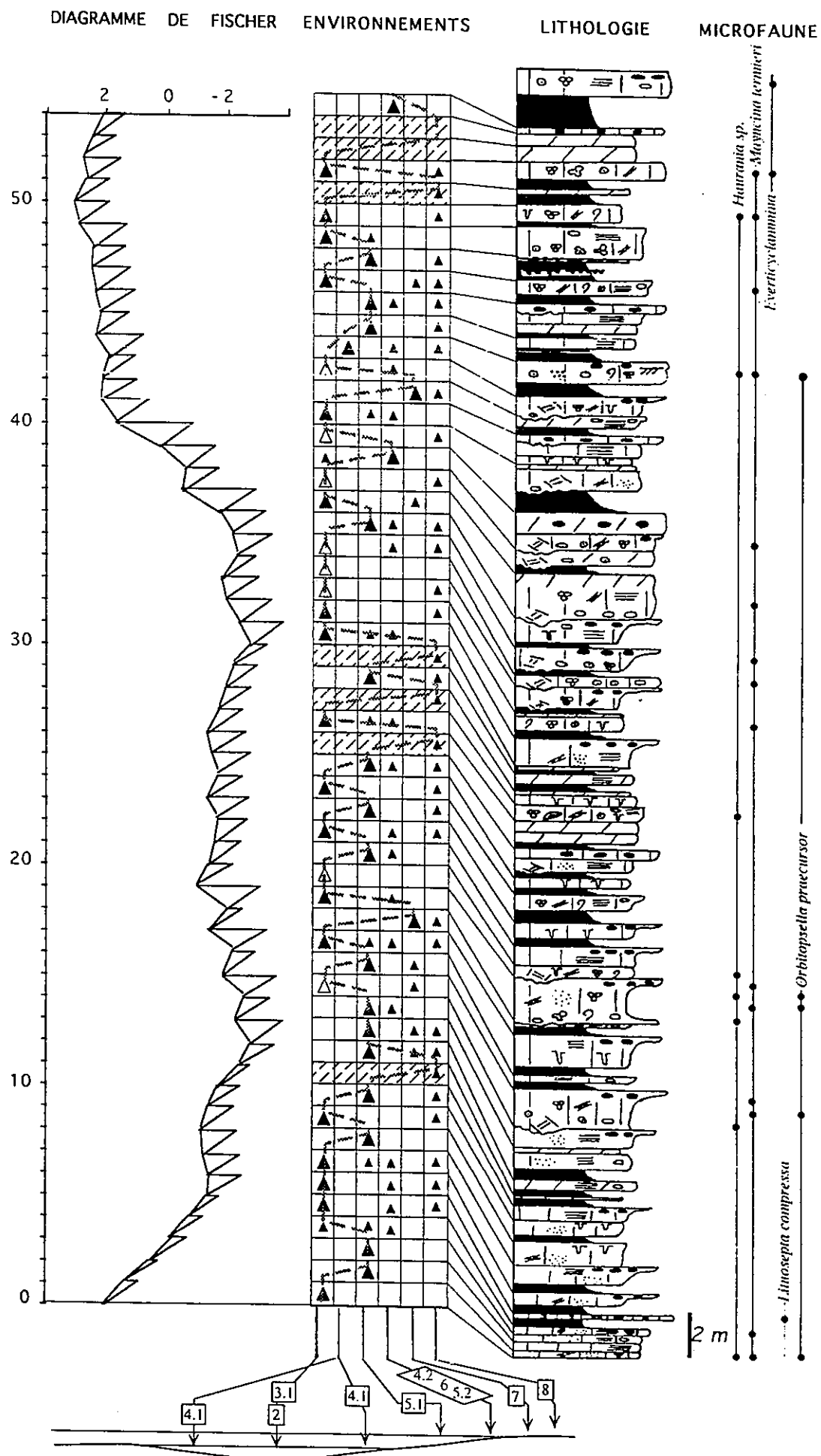


Fig. 28 - Coupe de la deuxième unité structurale du Lias moyen du Col de Ghnim (même présentation que la figure 19).

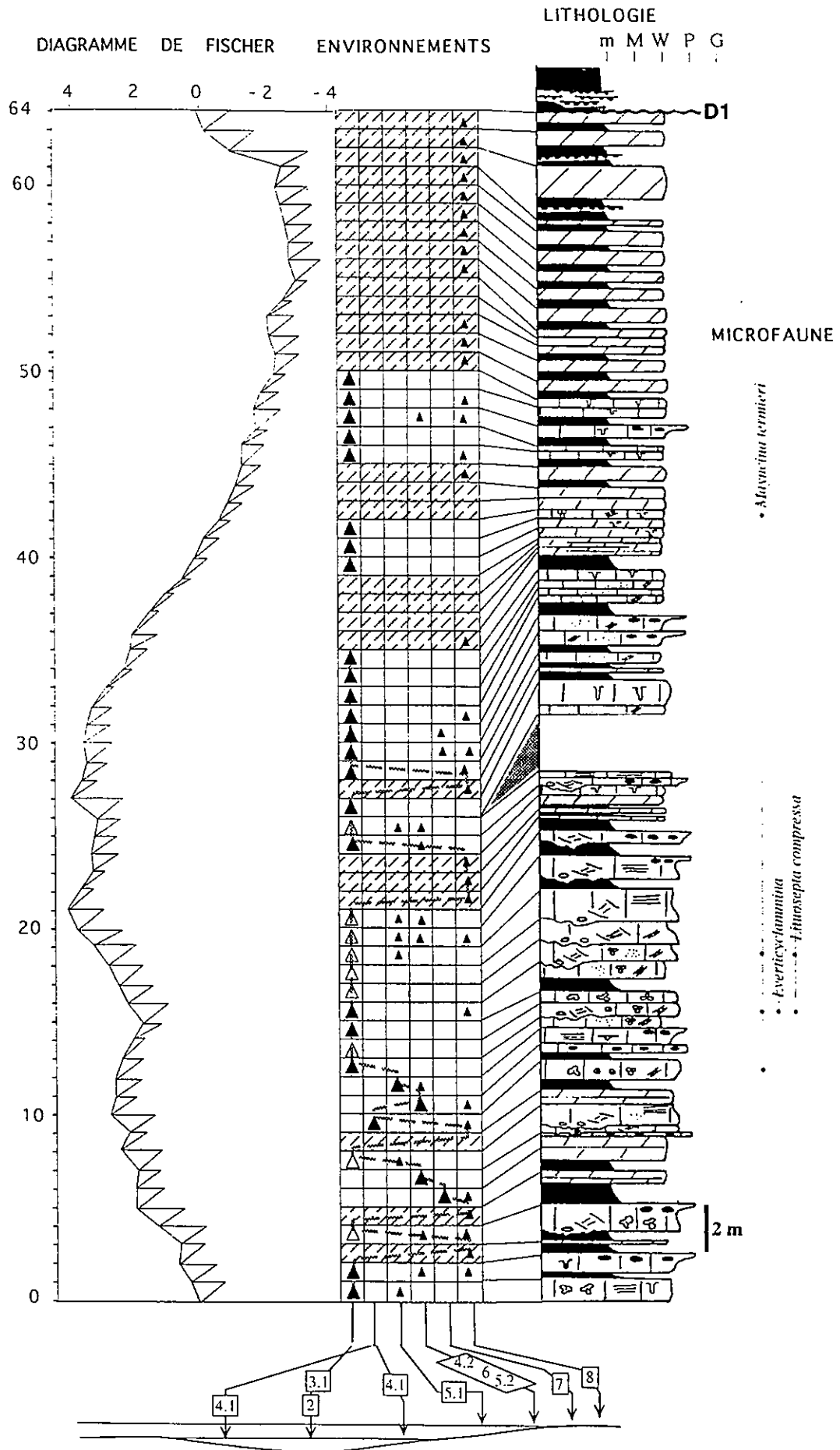


Fig. 29 - Coupe de la troisième unité structurale du Lias moyen du Col de Ghnim (même présentation que la figure 19).

rencontrés dans les assises gréseuses sus-jacentes (formation d'Azilal) témoigneraient du caractère précoce de cette dolomitisation.

Les carbonates et terrigènes du Lias moyen du col de Ghnim se sont déposés au sein d'une plate-forme interne épisodiquement parcourue par des chenaux de marée. Les surfaces de sédimentation, régulièrement portées à l'émersion témoignent d'un caractère cyclique dans les processus de dépôt.

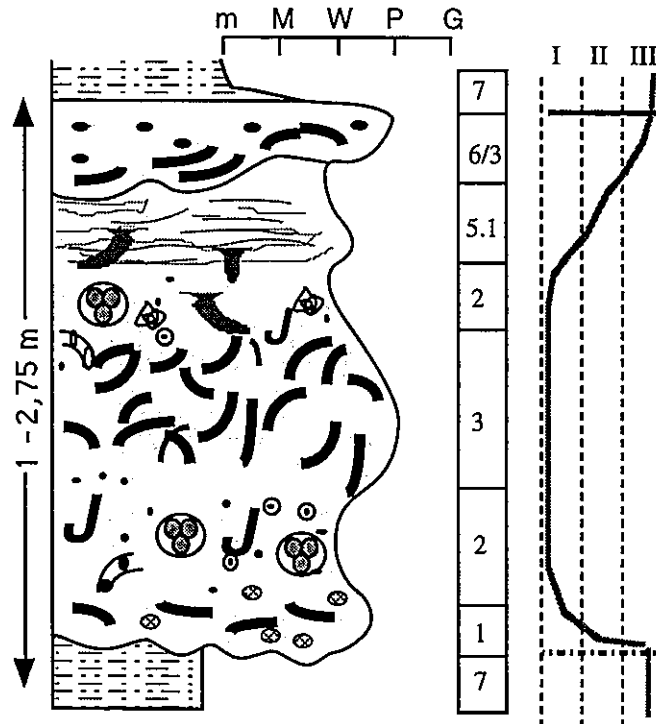


Fig. 30 - Exemple de séquence élémentaire de chenal de marée dans le Lias moyen du Col de Ghnim (même légende que la figure 20).

2. 2. 4 - La coupe d'Amalou Ighzifène (fig. 31)

Localité : Amalou Ighzifène.

Formation reconnue: Bou Imoura

Coordonnées : début de la coupe (423.6 - 197)

fin de la coupe (424 - 195.5)

*Encadrement stratigraphique : base de la coupe : formation de Jbel Rat;
sommet de la coupe : formation d'Azilal*

Dans son analyse faciologique et séquentielle, Chafiki (1994) met en évidence un éventail de six faciès. Ces derniers correspondent aux faciès 1, 2, 3, 4 et 5 décrits dans le paragraphe 2. 1. de ce chapitre. Les faciès marneux (faciès 7) sont totalement absents de ce secteur de la plate-forme.

Dans sa description de cette coupe, cet auteur distingue deux membres successifs:

* Un membre inférieur épais de 202 m. Il repose sur les derniers niveaux à "tipis" de la formation de Jbel Rat par l'intermédiaire de la discontinuité D1. Dans l'ensemble, il s'agit d'une alternance de calcaires fins (mudstones à wackstones) et de

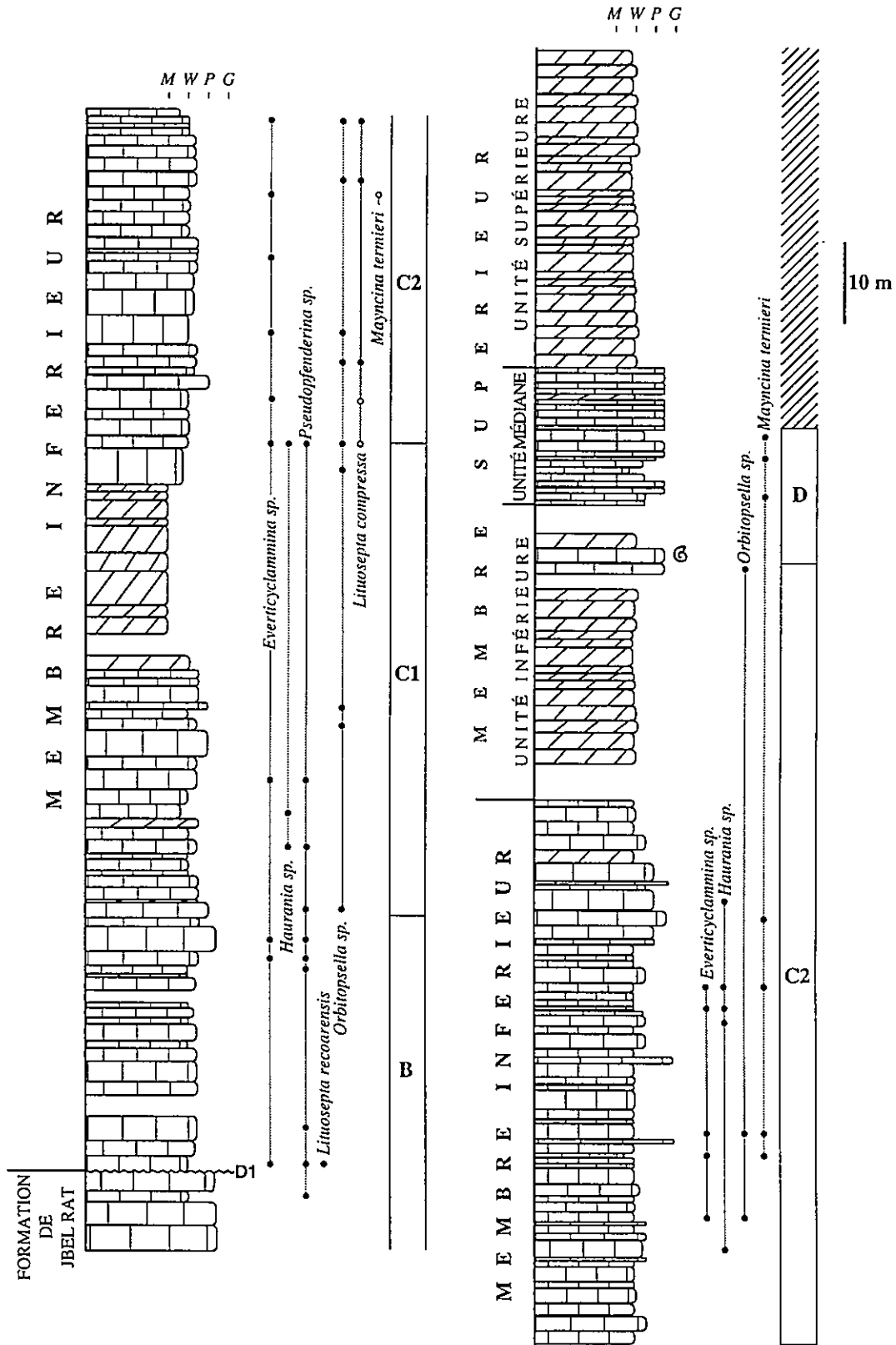


Fig. 31 a - Distribution verticale des foraminifères benthiques dans la coupe du Lias moyen d'Amalou Ighzifène.

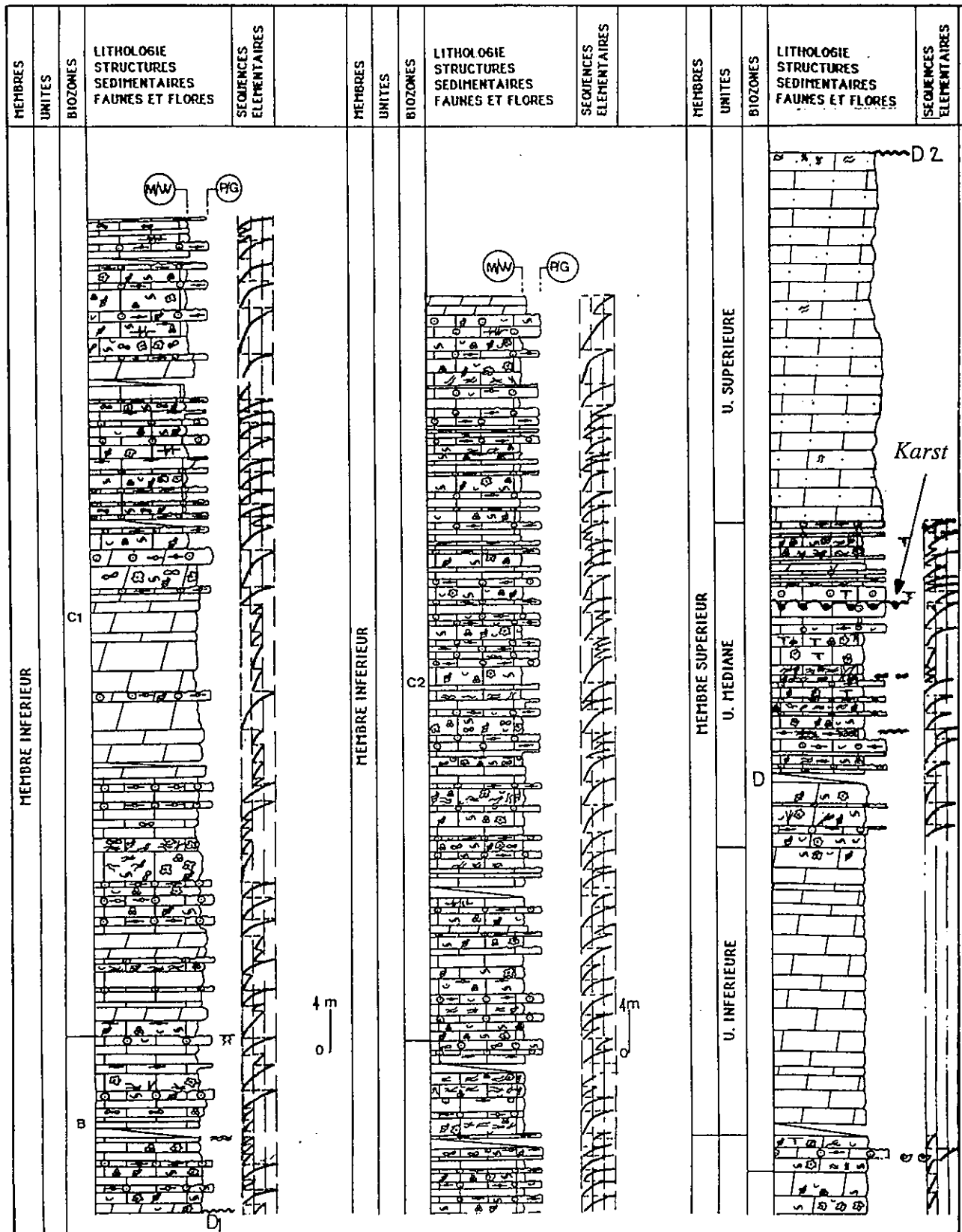


Fig. 31 b - Caractéristiques sédimentologiques du Lias moyen d'Amalou Ighzifène (d'après Chafiki, 1994).

calcaires grossiers oolithiques (packstones à grainstones) localement entrecoupés par des épisodes d'accumulation de lamellibranches à test épais (*Opisoma*, *Cochlearites* et *Lithiotis*) souvent organisées dans une géométrie lenticulaire.

Au sein de la partie inférieure de ce membre, apparaît un corps dolomitique de 20 m d'épaisseur. Il se caractérise par une succession de bancs métriques de dolomies massives grises à roses. On y trouve parfois conservés des fantômes d'oolithes, oncholites, des bioclastes et des structures d'émergence ("birds eyes" et "keystones vugs").

* Un membre supérieur subdivisé en trois termes:

Terme inférieur (25 m): principalement constitué de dolomies massives, beiges. Il renferme un niveau à Ammonites (*Argutarpites curionii* MENEG du Domérien moyen), situé à 10 m du sommet du membre inférieur.

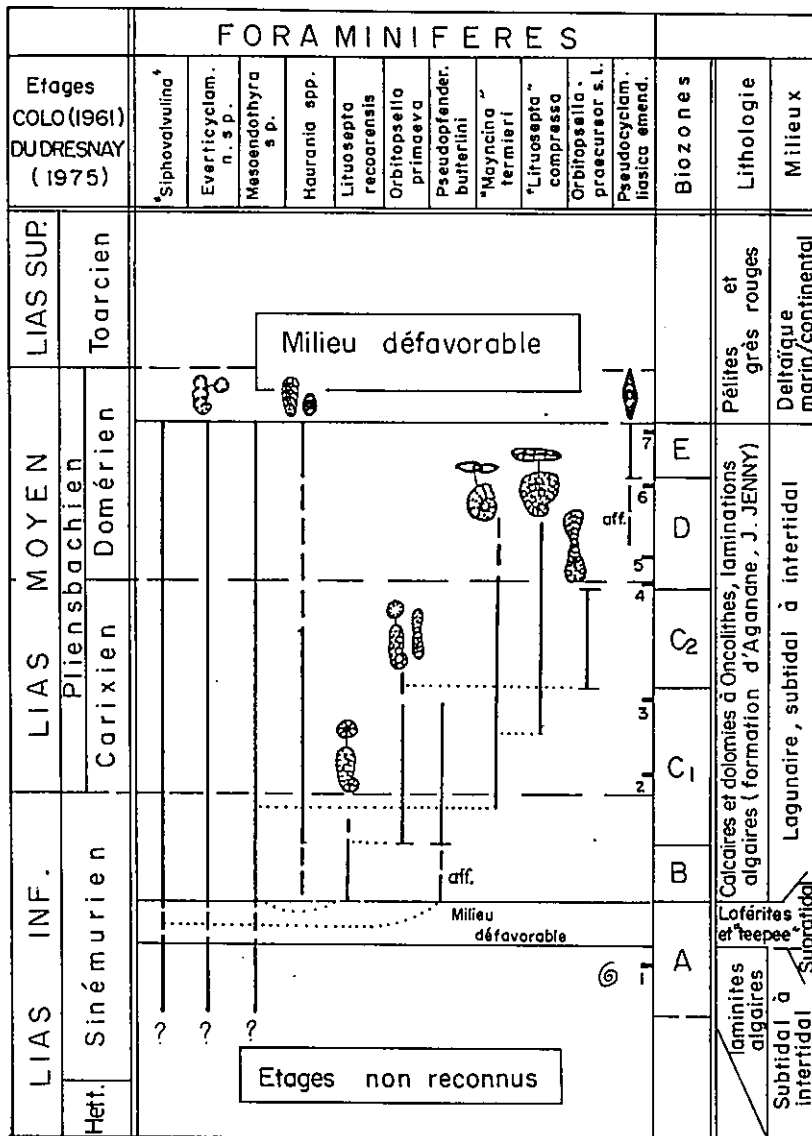
Terme médiane (22 m): composé d'une alternance de calcaires fins, parfois bioturbés, et de calcaires oolithiques graveleux et légèrement dolomitiques entrecoupés localement par des niveaux d'accumulation de grands lamellibranches. Certains niveaux montrent une nette abondance en fragments de coraux. La succession se termine par une importante surface karstifiée et oxydée.

Terme supérieur (38 m): correspond à l'unité des dolomies saccharoïdes pulvérulentes de Monbaron (1985). Il est constitué de bancs métriques de dolomies massives beiges. Les derniers niveaux de cette unité sont de véritables lumachelles à grands lamellibranches en position de vie, ce qui témoigne du caractère secondaire de la dolomitisation. Cet ensemble est surmonté par une importante discontinuité sédimentaire (D2) matérialisée par une surface fortement oxydée.

Les faciès calcaro-dolomitiques composant la coupe d'Amalou Ighzifène s'organisent en séquences régressives déposées dans une plate-forme interne depuis un milieu subtidal jusqu'à un milieu supratidal. L'abondance des structures lenticulaires à mégalo-dontes montre que ce secteur de la plate-forme est épisodiquement parcouru par des chenaux de marée.

2. 3. - Attribution stratigraphique

Les subdivisions chronostratigraphiques des dépôts de la plate-forme carbonatée du Lias moyen du Haut Atlas sont souvent problématiques, en particulier dans les milieux péri-récifaux où l'on note la rareté, voire même l'absence, de marqueurs macro-paléontologiques fiables. Deux ammonites seulement ont jusqu'à maintenant été signalées dans ces types de faciès (Roch, 1939 et Chafiki, 1994). Toutefois la microfaune est riche et diversifiée. Ce sont surtout des orbitopsellidés, hauraniidés et pfendérinidés. Cette microfaune a été décrite pour la première fois en détail au Maroc par Hottinger (1967) et revue par la suite par Septfontaine (1984). L'échelle biostratigraphique ainsi établie par ce dernier auteur (fig. 32) reste l'outil le plus performant pour la biozonation du Lias moyen à l'échelle de l'Atlas.



- A. Zone d'intervalle à « *Siphovulvulina* » et *Mesoendothyra*.
Base : apparition du genre « *Siphovulvulina* ».
Sommet : apparition de *Lituosepta recoarensis* CATI.
Absence des Lituolidés complexes dans cette biozone.
Sinémurien inférieur à moyen (approximativement).
- B. Zone de lignage, « phylozone » à *Lituosepta recoarensis*.
Sommet : apparition d'*Orbitopsella primaeva* (HENSON).
Sinémurien supérieur.
- C1. Zone de lignage, « phylozone » à *Orbitopsella primaeva*.
Sommet : apparition d'*Orbitopsella praecursor s.l.*
Dans cette biozone, présence caractéristique de *Pseudopfenderina butterlini* (BRUN).
Sinémurien élevé à Carixien inférieur.
- C2. Zone de lignage, « phylozone » à *Orbitopsella praecursor s.l.* et *O. dubari* HOTTINGER.
Sommet : extinction du genre *Orbitopsella*.
Dans cette biozone, nous avons inclu les *Orbitopselles* géantes (*O. dubari*, diam. 20 à 25 mm) qui pourraient définir une éventuelle biozone C3.
Carixien supérieur à base du Domérien (?).
- D. (modifiée) « Partial range zone » à *Lituosepta compressa* HOTTINGER.
Sommet : extinction de *Lituosepta compressa*.
Domérien inférieur à moyen.
Entre D et E, intervalle non caractérisé paléontologiquement.
- E. Zone d'extension, « range zone » à *Pseudocyclammina liasica* HOTTINGER emend. SEPTFONTAINE, 1984.
Domérien moyen à Toarcien.
Entre E et F, intervalle non caractérisé paléontologiquement, où se situe la limite Lias/Dogger.
- F. Zone d'extension, « range zone » à *Timidonella sarda* BASSOULET, CHABRIER et FOURCADE.
Cette biozone est particulièrement utile (grâce à la constance des niveaux où abonde ce Foraminifère) pour la datation et les corrélations dans l'épaisse série carbonatée de la base du Dogger dans le Haut Atlas central.
Dogger inférieur (Bajocien probable).

Fig. 32 - Tableau de biozonation du Lias moyen du domaine atlasique à l'aide des foraminifères benthiques (d'après Septfontaine, 1984 et 1986).

Pour dater les séries carbonatées de la plate-forme de Béni-Mellal, nous nous sommes surtout basés sur les foraminifères imperforés (lituolidés). Les niveaux particulièrement riches ont été repérés directement à la loupe sur le terrain. Cette démarche s'est révélée très pratique car elle permet d'éviter dans de nombreux cas l'échantillonnage systématique de niveaux stériles.

Dans l'ensemble, les successions étudiées (fig. 6, 19, 22, 26, 27, 28, 29 & 31) ont livré une microfaune diversifiée (planche h. t. IV) avec en particulier (dét. B. Peybernès): *Everticyclammina* sp., *Haurania* sp., *Pseudopfenderina butterlini*, *Mesoendothyra* sp., *Orbitopsella primaeva*, *Lituosepta compressa*, *Orbitopsella praecursor s.l.*, *Mayncina termieri* et *Pseudocyclammina* sp.. Cette association nous a permis de dégager clairement les biozones: B, C1, C2, D et E de Septfontaine (1984).

L'ensemble des ces données prouve que la succession carbonatées de la plate-forme de Béni-Mellal s'étage dans l'intervalle Sinémurien élevé - Domérien moyen (Biozones B à E).

Remarque :

Orbitopsella sp. et *Mayncina termieri* reconnues au sein du second membre de la coupe d'Adoumaz (cf. fig. 19) permettent de le placer - sous réserve - dans la biozone C2. En effet, *Pseudopfenderina butterlini*, principal marqueur de la biozone C1 selon Septfontaine (1984), disparaît au sommet du membre 1 sous-jacent. Par ailleurs, les formes caractéristiques d'*Orbitopsella praecursor* s. l., typiques de la biozone C2, n'apparaissent qu'à partir de la base du membre n° 4 de cette coupe. Il semble ainsi que les orbitopselles présentes au niveau du membre 2 soient des formes de passage entre *Orbitopsella primaeva* et *Orbitopsella praecursor*. Ce même cas s'observe aussi au niveau de la coupe d'Amalou Ighzifène où le passage entre les biozones C1 et C2 n'est pas tout à fait clair. Nous pensons qu'une analyse micropaléontologique détaillée, tenant en compte la distribution des faciès, est nécessaires afin d'éclaircir les modalités de passage entre les biozones C1 et C2.

2. 4. - Interprétation

2. 4. 1. - Zonation de la plate-forme du Lias moyen de Béni-Mellal

Dans l'ensemble, les faciès du Lias moyen de la plate-forme de Béni-Mellal s'agencent au sein d'une plate-forme interne protégée, développée sous un climat chaud et humide.

Pour replacer ces divers faciès dans leur contexte sédimentologique, nous avons établi deux profils théoriques: le premier (fig. 33a) illustre le domaine de plate-forme interne lors d'une phase d'inondation maximale et le second (fig. 33b), reflète la disposition des faciès lorsque cette plate-forme est partiellement exondée. L'agencement vertical des faciès montre en effet que cette dernière est régulièrement soumise à la progradation d'un marais algaire, recouvert à son tour par une nappe de terrigènes d'origine continentale. L'étalement des terrigènes semble se limiter au secteur du col de Ghnim. Plus au Nord-est, jusqu'au méridien d'El Ksiba, les séries massives du Lias moyen ne contiennent aucune intercalation argileuse. Par ailleurs, les chenaux de marée ne semblent pas atteindre le secteur d'Adoumaz.

La zonation mise en évidence montre ainsi que l'agencement des paléoenvironnements se fait d'une manière oblique par rapport aux bordures actuelles de la chaîne (fig. 34).

Notons finalement que dans l'exemple illustré il n'y a pas de vraie barrière récifale. Les faciès construits devaient en effet constituer de simples protubérances en marge de la plate-forme. Les faciès les plus "externes" dans ce modèle correspondraient à des platiers à grands lamellibranches (faciès 3. 2).

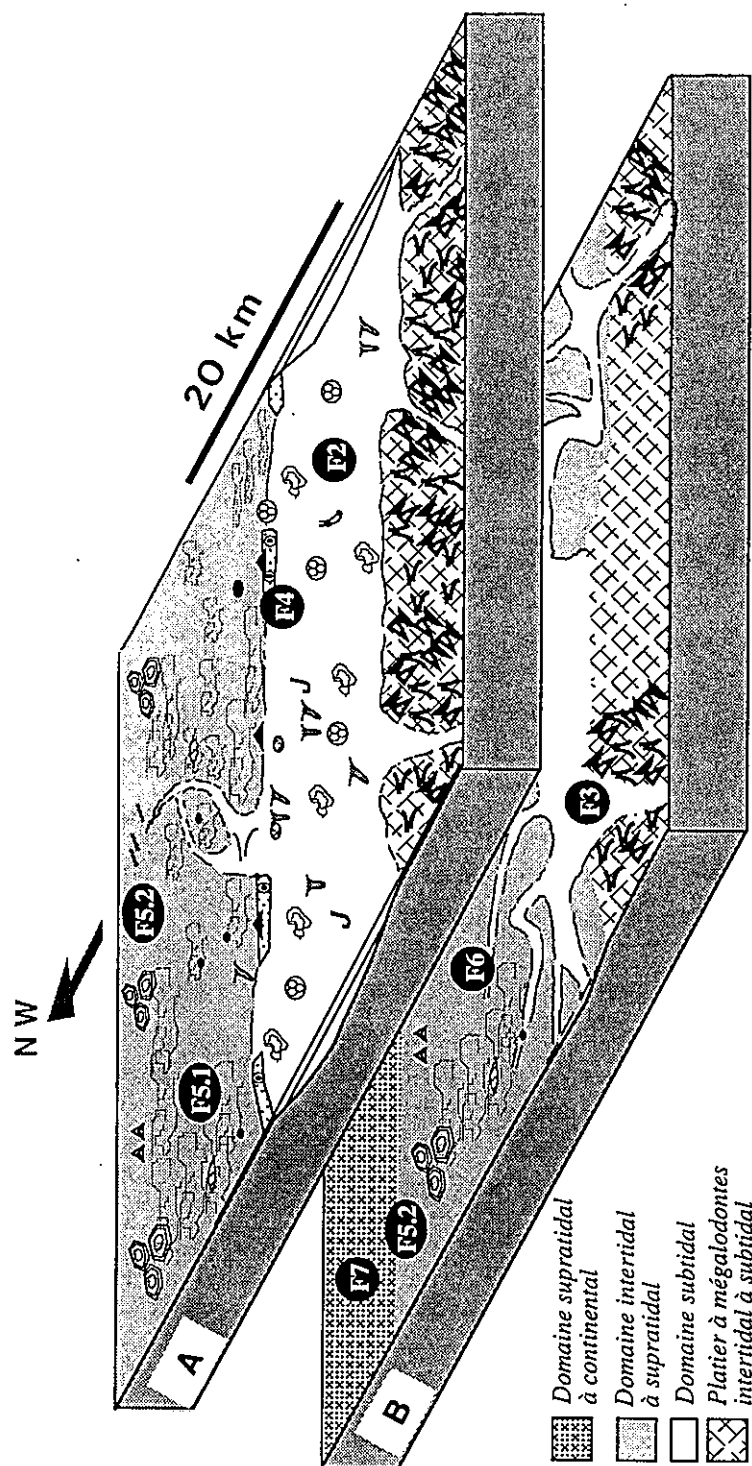
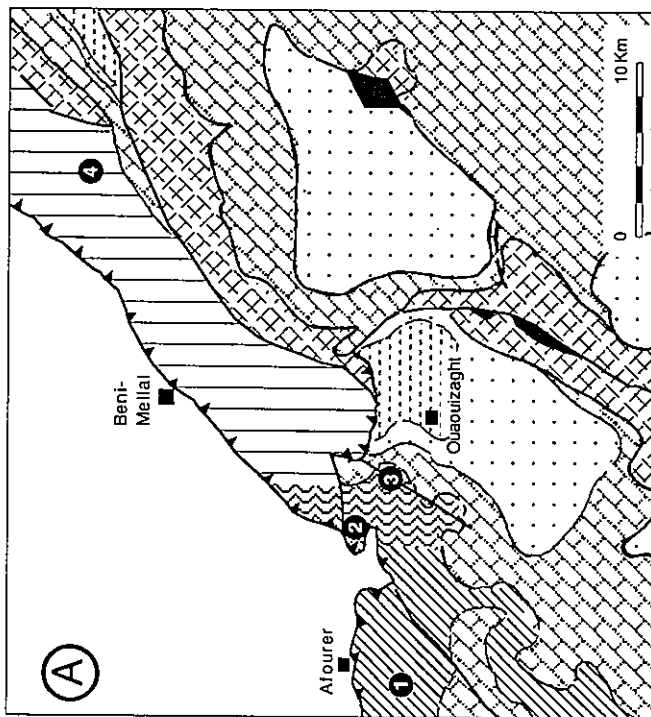
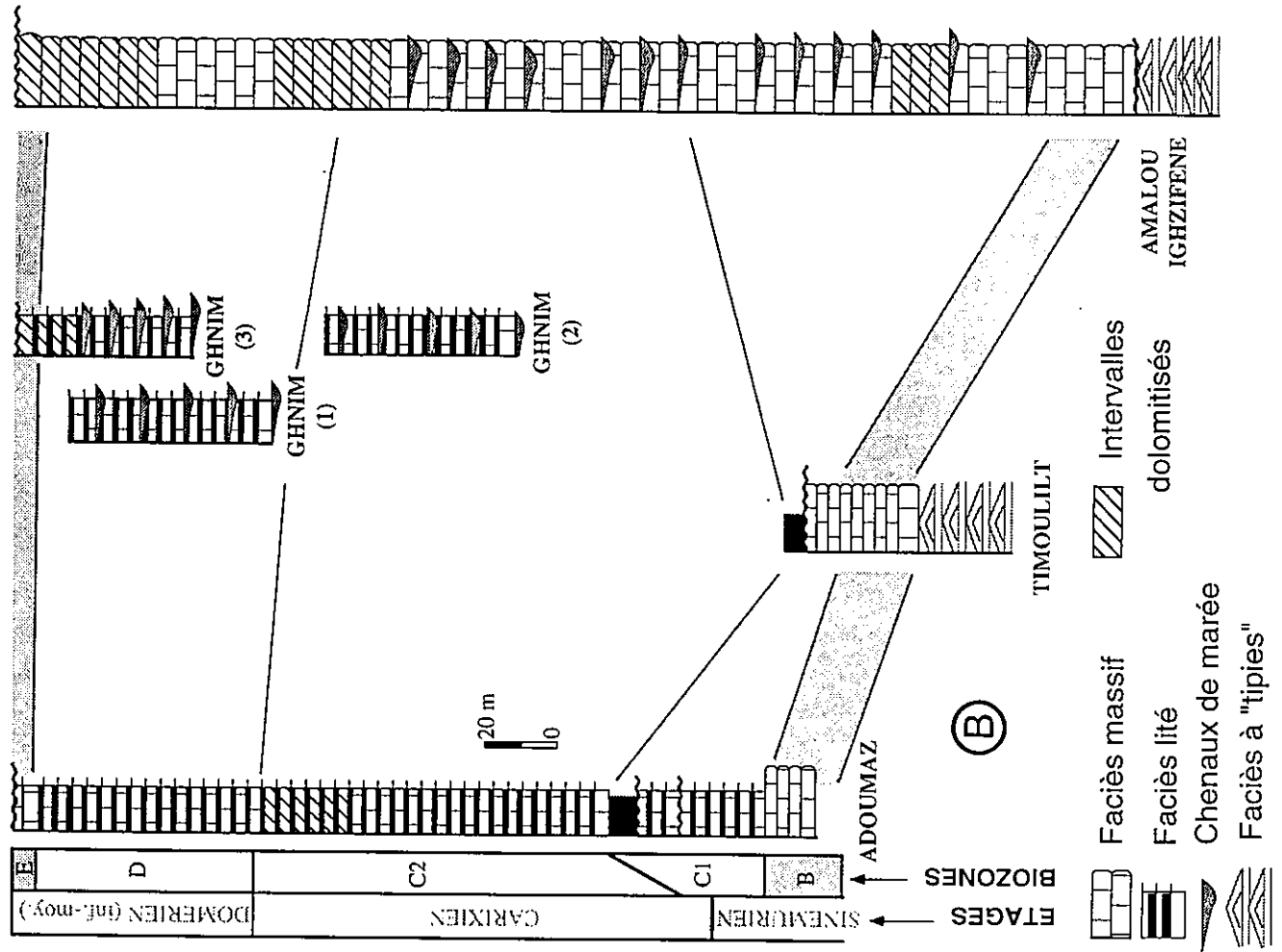


Fig. 33 - Modèle de dépôt de la plate-forme carbonatée du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal.

A - Plate-forme inondée.

B - Plate-forme partiellement exondée.



Situation des coupes

- 1- Adoumaz
- 2- Timoullit
- 3- Ghnim
- 5- Amalou Ighzifene

LEGÈRE

- Trias & intrusions de gabbros jurassico - crétacés
- Lias inférieur & moyen
- Faciès lité (marais algaires) de plate-forme interne
- Faciès lité (chenaux de marée) de plate-forme interne
- Faciès massif (lagons, platiers et chenaux à mégadolodites) de plate-forme interne
- Faciès de bassin
- Lias supérieur & Aaléno - bajocien marin
- Jurassico - crétacé continental (Bathonien à Barrémien)
- Crétacé (Aptien à Turonien)
- Tertiaire & Quaternaire

Fig. 34 - A: Zonation des faciès dans la plate-forme carbonatée du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal. B: Schéma de corrélation des coupes du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal.

2. 4. 2. - Évolution verticale des milieux de dépôt

2. 4. 2. 1. - A l'échelle du cycle élémentaire

Tous les dépôts péritidaux du Lias moyen de la plate-forme de Béni-Mellal sont communément stratifiés et organisés en séquences de dépôts récurrentes de quelque centimètres à 3 m d'épaisseur. L'empilement vertical de chaque séquence reflète des processus cycliques qui contrôlent la formation, le transport, le dépôt définitif et la diagenèse précoce des sédiments. La majorité des cycles reconnus sont asymétriques avec un lithofaciès relativement mince enregistrant une brusque inondation et des faciès relativement épais enregistrant une tendance régressive. Certains cycles montrent des proportions égales dans les faciès transgressifs et régressifs. Ils sont relativement rares et limités au sein de la plate-forme (coupe d'Adoumaz).

La figure 35 représente une interprétation des divers composants de la séquence élémentaire en termes de variations relatives du niveau marin. La composition en terrigènes et en carbonates des divers faciès impliqués au sein d'une séquence montre que les fluctuations du milieu se font d'une manière progressive (fig. 36), malgré l'allure asymétrique présentée par la majorité des séquences.

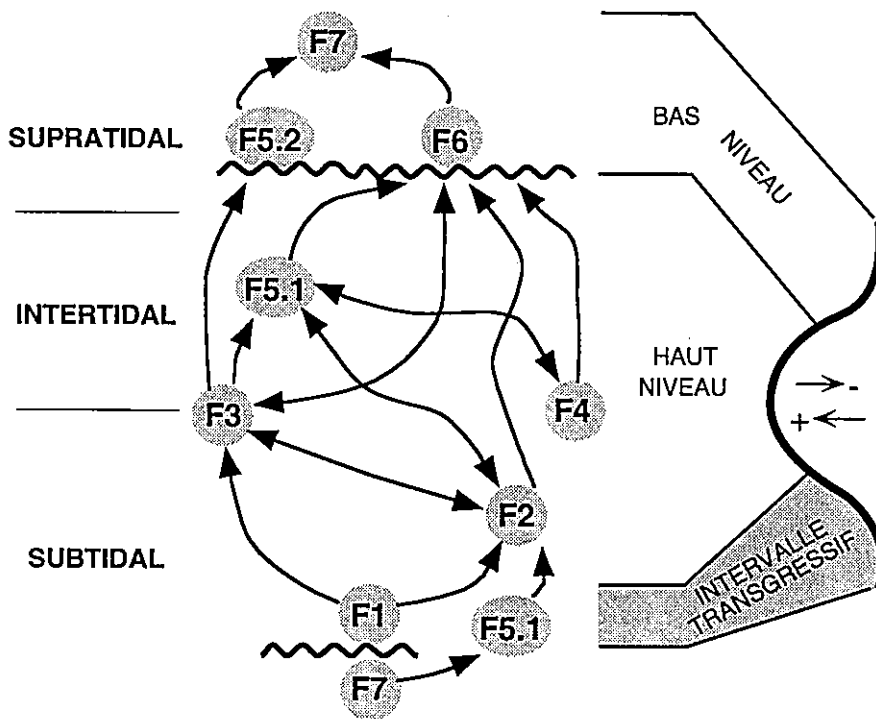


Fig. 35 - modèle d'organisation verticale et interprétation en termes de variations relatives du niveau de la mer des faciès carbonatés de la plate-forme du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal.

Les neuf types principaux de faciès s'organisent en séquences de dépôt récurrentes. Un cycle symétrique complet correspond à une séquence élémentaire admettant à sa base un mince niveau grossier et pauvre en microfaune passant vers le haut à des dépôts fins subtidaux puis à des faciès de "tidal flat"; alors qu'un cycle symétrique complet se caractérise par des dépôts de "tidal flat" bien développés encadrant des faciès subtidaux. Dans de nombreux cas, des bird-eyes, des figures pédogénétiques, des érosions sub-aériennes ou des marnes verdâtres à rougeâtres coiffent le sommet de ces séquences carbonatées.

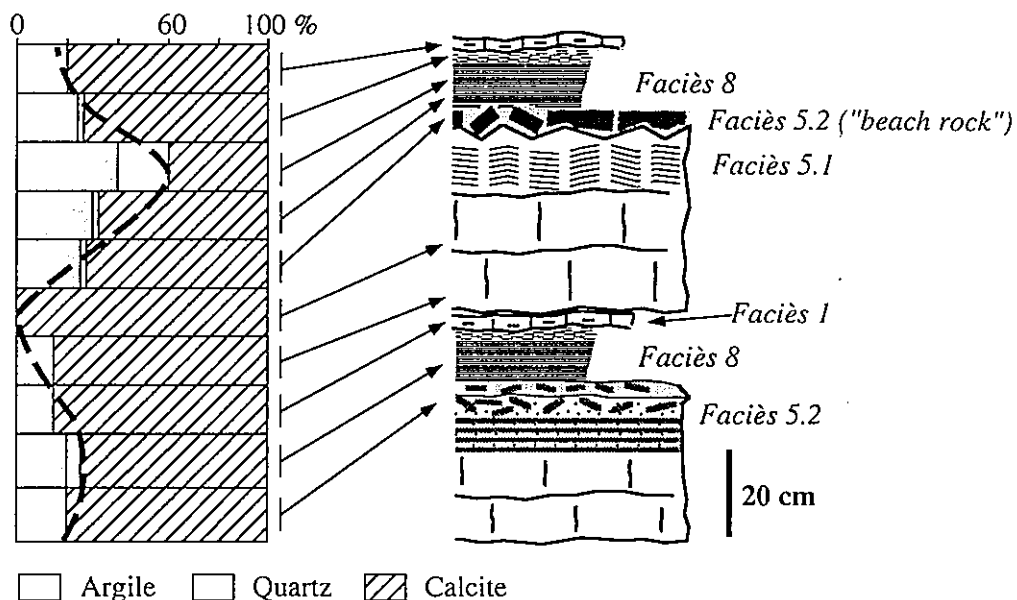


Fig. 36 - Composition minéralogique des principaux faciès du domaine de plate-forme carbonatée du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal.

Noter l'évolution progressive des taux de carbonates et de terrigènes à l'échelle de la séquence élémentaire.

Des séquences analogues ont été décrites sous diverses appellations, dans de nombreux milieux de dépôt. Dans notre cas particulier on peut citer notamment:

- les "PACs" (Punctuated Aggradational Cycles), en domaine de plate-forme (Goodwin et Anderson, 1985);
- les cycles en milieux littoraux carbonatés (Goldhammer *et al.*, 1987), mixtes terrigènes/carbonatés (Strasser, 1988).

Trois modèles sont suggérés pour expliquer l'origine de ces séquences :

- le modèle autocyclique (Ginsburg, 1971 ; Hardie *et al.*, 1986) : progradation périodique du tidal flat au dessus des carbonates subtidaux en relation avec la restriction de l'air de la source des carbonates;
 - subsidence épisodique (Hardie *et al.*, 1986 ; Cisne, 1986);
 - le modèle allocyclique (Fischer, 1964 ; Goodwin et Anderson, 1985 ; Goldhammer *et al.*, 1987) : contrôle par des facteurs externes au système sédimentaire.
- Les fluctuations eustatiques d'un à plusieurs millions d'années influencent la sédimentation profonde et peu profonde et déterminent l'organisation générale de l'agencement des faciès (Vail *et al.*, 1991). La périodicité des petites séquences, en relation avec les cycles climatiques, varie entre 10000 et 400000 ans (Fischer, 1986; Strasser, 1988).

Dans la coupe d'Adoumaz, on a pu compter un nombre total de 338 cycles déposés au cours de l'intervalle Sinémurien terminal - Domérien moyen. En tenant en compte la durée admise pour cet intervalle de temps, de l'ordre de 6,5 m. a. +/- 10% (fig. 37), on obtient une valeur de 19,2 k. a. (6,5 m. a. / 338) pour le dépôt de chaque cycle.

Age (Ma)	Harland et al. (1982)	DNAG (Palmer, 1983)	Haq et al. (1987) [EX88]	Harland et al. (1989) [PTS89]	Cowle & Bassett (1989)	Odin & Odin (1990)	Gradstein et al. (1994)
180			Toarcian	Toarcian	Toarcian	Toarcian	Toarcian
185	Aalenian	Aalenian					
190	Toarcian	Toarcian	Plönsbach	Plönsbach	Plönsbach	Plönsbach	Plönsbach
195	Plönsbach	Plönsbach					
200		Sinemurian	Sinemurian	Sinemurian	Sinemurian	Sinemurian	Sinemurian
205	Sinemurian				Hettangian	Hettangian	Hettangian
210	Hettangian	Hettangian	Hettangian	Hettangian	Rhaetian		Rhaetian
215	Rhaetian	Norian	Rhaetian	Norian	Norian	Norian	Norian

Fig. 37 - Echelle des temps absolus pour la période liasique (adaptée de Gradstein et al., 1994).



Intervalle Sinémurien terminal - Domérien moyen.

Cette valeur suggère un contrôle du dépôt par un facteur climatique, externe au système sédimentaire. La périodicité obtenue est en effet proche de celle des cycles de précession des équinoxes (19 à 23 k. a.). Il est toutefois nécessaire d'émettre certaines réserves quant à cette interprétation en raison, d'une part, des divergences dans les échelles chronostratigraphiques absolues et, d'autre part, des effets de la compaction et de la diagenèse précoce des sédiments.

2. 4. 2. 2. - A l'échelle de la formation

Le caractère monotone et rythmique de la sédimentation ne permet pas, à priori, de procéder à une analyse séquentielle pour l'ensemble de la formation. Afin de dégager ses tendances stratigraphiques générales, une analyse stratonomique, basée sur l'établissement du diagramme de Fischer (fig. 38), a été réalisée sur les coupes d'Adoumaz et de Ghnim (cf. fig. 19, 22, 26, 27, 28 & 29). Cette approche permet de mettre en lumière des cycles de plus grande amplitude, témoins de variations dans l'espace disponible pour la sédimentation (Souhel et Cojan, 1995). Ces derniers se distinguent par les variations observées au cours du temps dans l'épaisseur des cycles élémentaires, par leur caractère symétrique et asymétrique, par les associations de faciès qui les composent et la succession des biozones reconnues.

Les résultats concernant la coupe d'Adoumaz sont synthétisés dans les figure 39; ils permettent de noter les faits suivants:

- la formation d'Aganane est composée par l'empilement de quatre cycles successifs;
- les phases d'accroissement dans l'espace disponible sont marquées par des cycles péritidaux épais et dominés par des faciès subtidaux, alors que les phases de réduction dans cet espace se caractérisent par des cycles de faible épaisseur au sein desquels dominant des faciès dolomitiques inter à supratidaux.

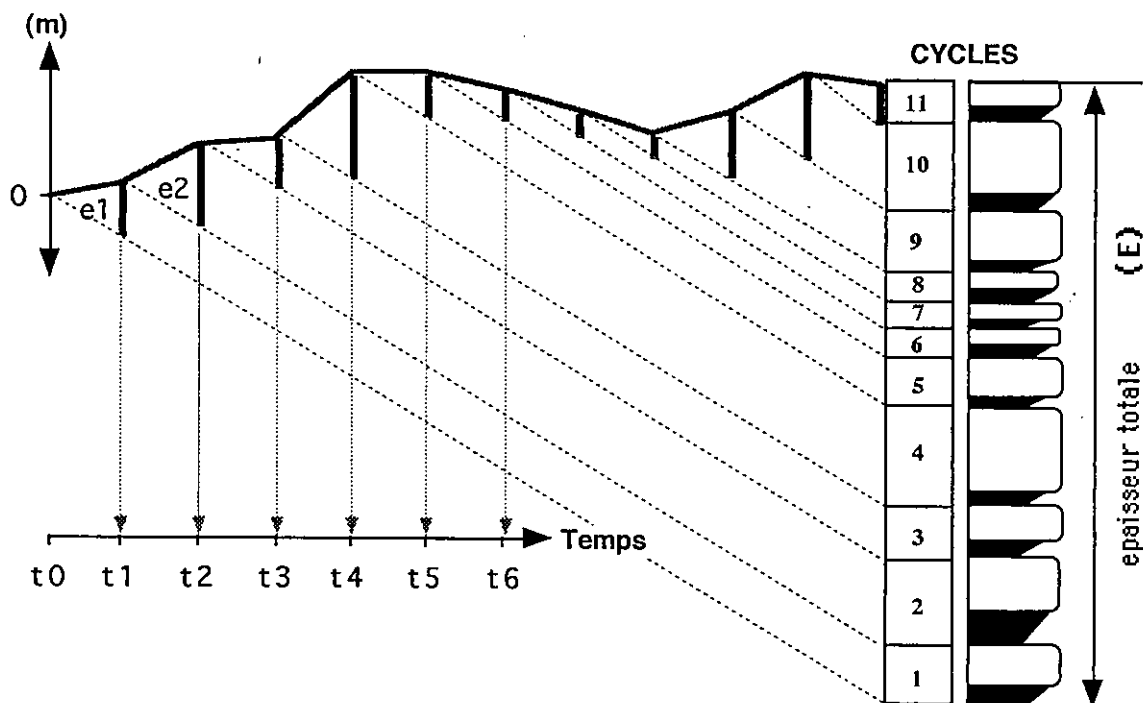


Fig. 38 - Principe du diagramme de Fischer

Cette représentation graphique permet d'illustrer la variation dans l'épaisseur des cycles le long d'un intervalle stratigraphique donné. La courbe obtenue peut être interprétée comme représentant la variation de l'espace disponible pour la sédimentation à travers le temps (Fischer, 1964 ; Goldhammer et al., 1987 ; Read et Goldhammer, 1988 ; Read, 1989). Cette technique s'avère bien adaptée pour ce type de cycles dont l'épaisseur semble largement contrôlée par les variations du niveau de la mer. Par ailleurs, elle est appropriée à l'analyse de l'empilement vertical des séquences carbonatées déposées dans un milieu subtidal où l'épaisseur des dépôts est à la fois liée au taux de sédimentation et au potentiel de l'espace disponible d'origine eustatique.

(l'échelle horizontale représente le temps (10 - 11...), l'échelle verticale représente l'épaisseur cumulée des cycles en mètres (E). Pour chaque cycle la quantité d'espace disponible généré par la subsidence considérée linéaire est reportée le long de la durée du cycle. L'épaisseur du cycle (e) est reportée verticalement; la différence qui en résulte peut être interprétée comme liée aux changements de l'espace disponible d'origine eustatique à travers le temps).

- les phases de discontinuité les plus marquantes, témoignant d'expositions sub-aériennes prolongées, se localisent durant ou à la fin des périodes de réduction dans l'espace disponible. Elles se matérialisent soit par un plus grand développement des dépôts argileux truffés d'horizons carbonatés à paléosols (marnes d'Adoumaz), soit par une dolomitisation partielle ou totale des assises péritidales sous-jacentes à la discontinuité,

- les changements de biozones (C1 à C2 ; C2 à D et D à E) s'effectuent durant la fin des périodes de réduction dans l'espace disponible.

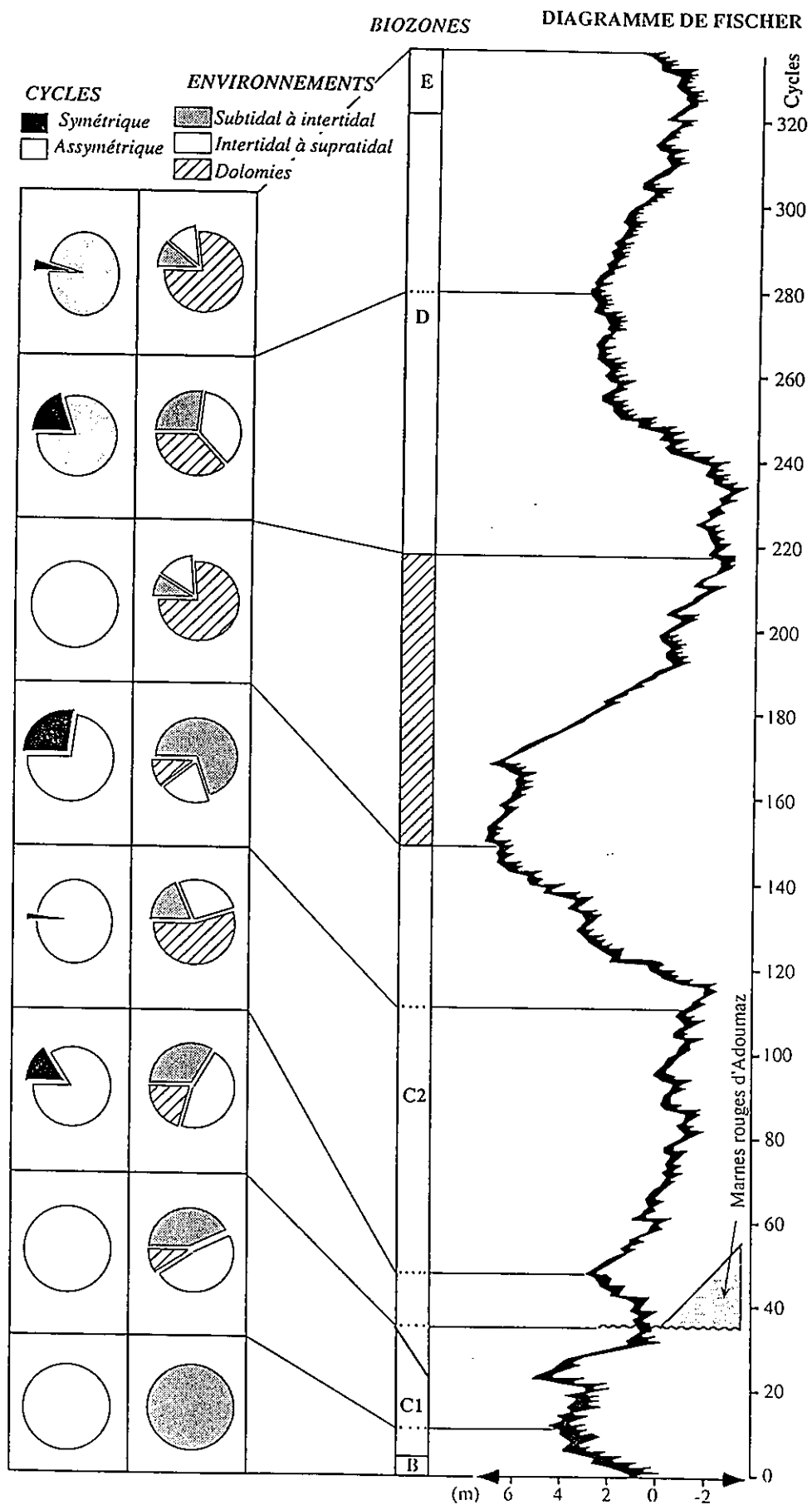


Fig. 39 - Relation entre stratonomie (diagramme de Fischer), environnements sédimentaires et type de séquence élémentaire dans le Lias moyen de la coupe d'Adoumaz.

3. - Le domaine de sillon

Dans la description détaillée des modalités du remplissage sédimentaire de ce domaine, nous avons adopté la nomenclature suivante (cf. tableau I):

- le membre inférieur de la formation de Tamadout dans le secteur de talus;
- le membre supérieur de la formation de Jbel Taguendouft dans le bassin de Tilougguit.

3. 1. Description des coupes

Quatre coupes ont été levées dans ce domaine. Il s'agit des coupes de Tamadout, de Toughza, de Taquat N'Agrd et de Jbel Taguendouft (fig. 40). Ces dernières ont été choisies de manière à présenter une vision complète des modalités du remplissage sédimentaire depuis le centre de ce "bassin" (secteur de Jbel Taguendouft) jusqu'à sa bordure septentrionale (secteur de Tamadout).

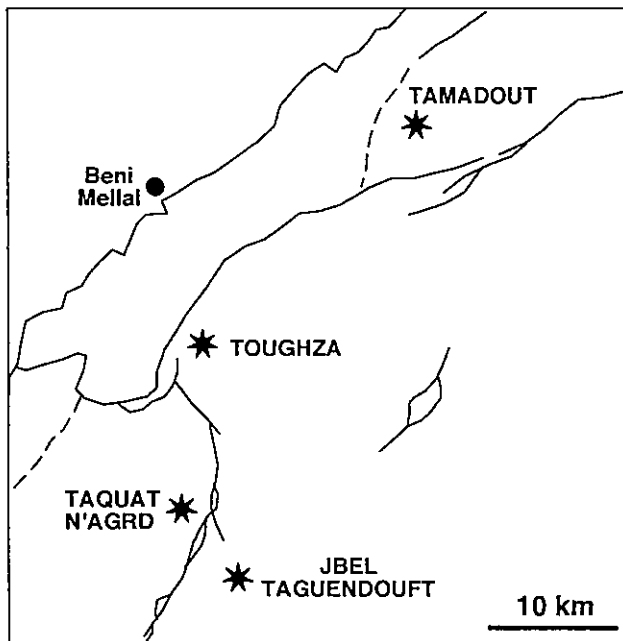


Fig. 40 - Localisation des coupes étudiées du Lias moyen dans le domaine de sillon.

3. 1. 1. - La coupe de Jbel Taguendouft

Localité : Jbel Taguendouft .

Formation reconnue: membre supérieur de la formation de Jbel Taguendouft.

Coordonnées de la coupe: (417.2 - 165.4)

*Encadrement stratigraphique : base de la coupe : membre inférieur de la formation de Jbel Taguendouft;
sommet de la coupe : membre supérieur de la formation de Tamadout.*

Au dessus de la discontinuité D9 (cf. description dans la fig. 8d & planche h. t. II-2), la succession peut être décomposée en deux grands ensembles:

- un ensemble inférieur, épais de 12 m, très pauvre en faune d'ammonites (fig. 41). Il est constitué par une alternance de bancs calcaires fins de 20 à 30 cm de puissance séparés par des joins marneux épais de 2 à 5 cm. Vers sa base, on note une passée métrique de calcaires noduleux riches en bioclastes, en rostrés de belemnites ainsi qu'en quelques sections d'ammonites indéterminables;

- un ensemble supérieur, épais d'environ 32 m, relativement riche en faune d'ammonite (fig. 41 & 42). Ses caractéristiques sont les suivantes :

- une alternance rythmique de calcaires fins et de marnes compactes ou de marno-calcaires gris à verdâtres. Les marnes peuvent contenir une microfaune, peu abondante, représentée par des lenticulines à test hyalin. Les calcaires correspondent, au microscope, à une boue carbonatée mudstone où sont noyés des proportions variables de grains fins de quartz, des bioclastes et de rares foraminifères. Ces caractéristiques témoignent d'un milieu de dépôt relativement profond pour ces deux composantes de faciès;
- une réduction progressive dans l'épaisseur des bancs. Cette stratodécroissance est particulièrement visible à partir du Carixien supérieur. Le Domérien inférieur est ainsi représenté par 3,5 m de sédiments alors que le Domérien supérieur est réduit à une simple passée de 1 m de marnes gréseuses;
- la réduction d'épaisseur s'accompagne par une richesse en quartz détritique. En lame mince, les pourcentages de cet élément atteignent des valeurs de 30 à 40 %, notamment dans les termes domériens;
- la fraction biologique est faible. Il s'agit essentiellement de débris bioclastiques fins d'échinodermes, de bryozoaires et de lamellibranches aux quels sont associés quelques foraminifères à test hyalin. Les ammonites s'observent essentiellement au sommet des bancs.

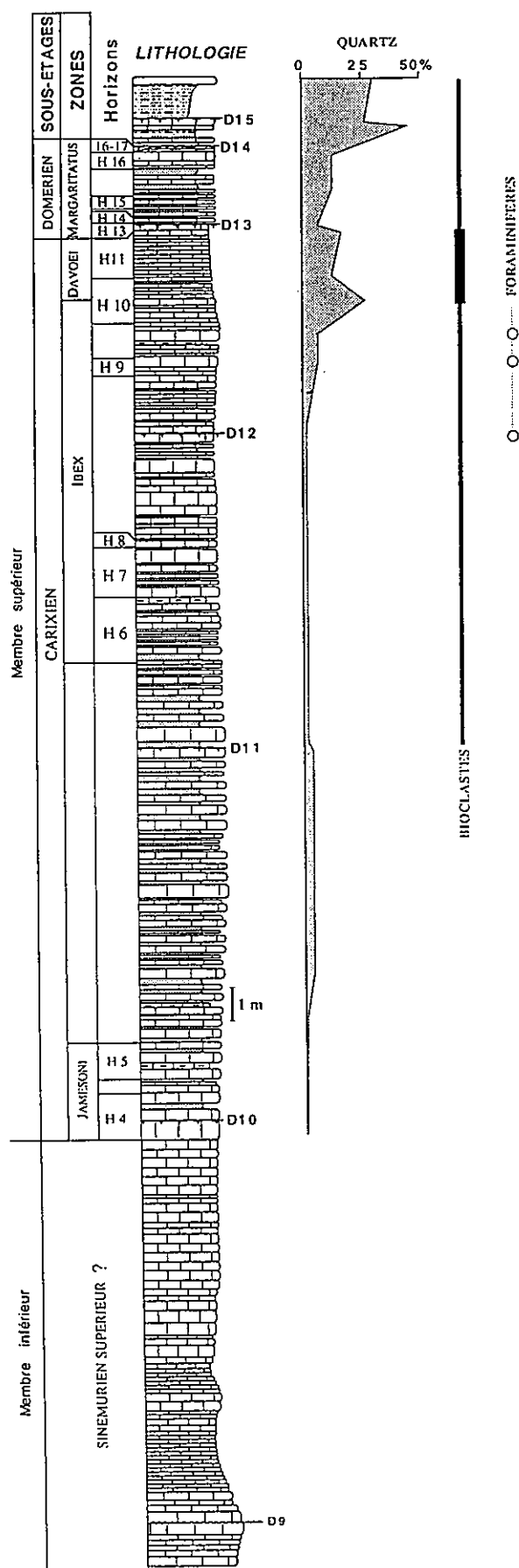


Fig. 41 - Caractéristiques sédimentologiques de la coupe du Lias moyen de Jbel Taguendouft.

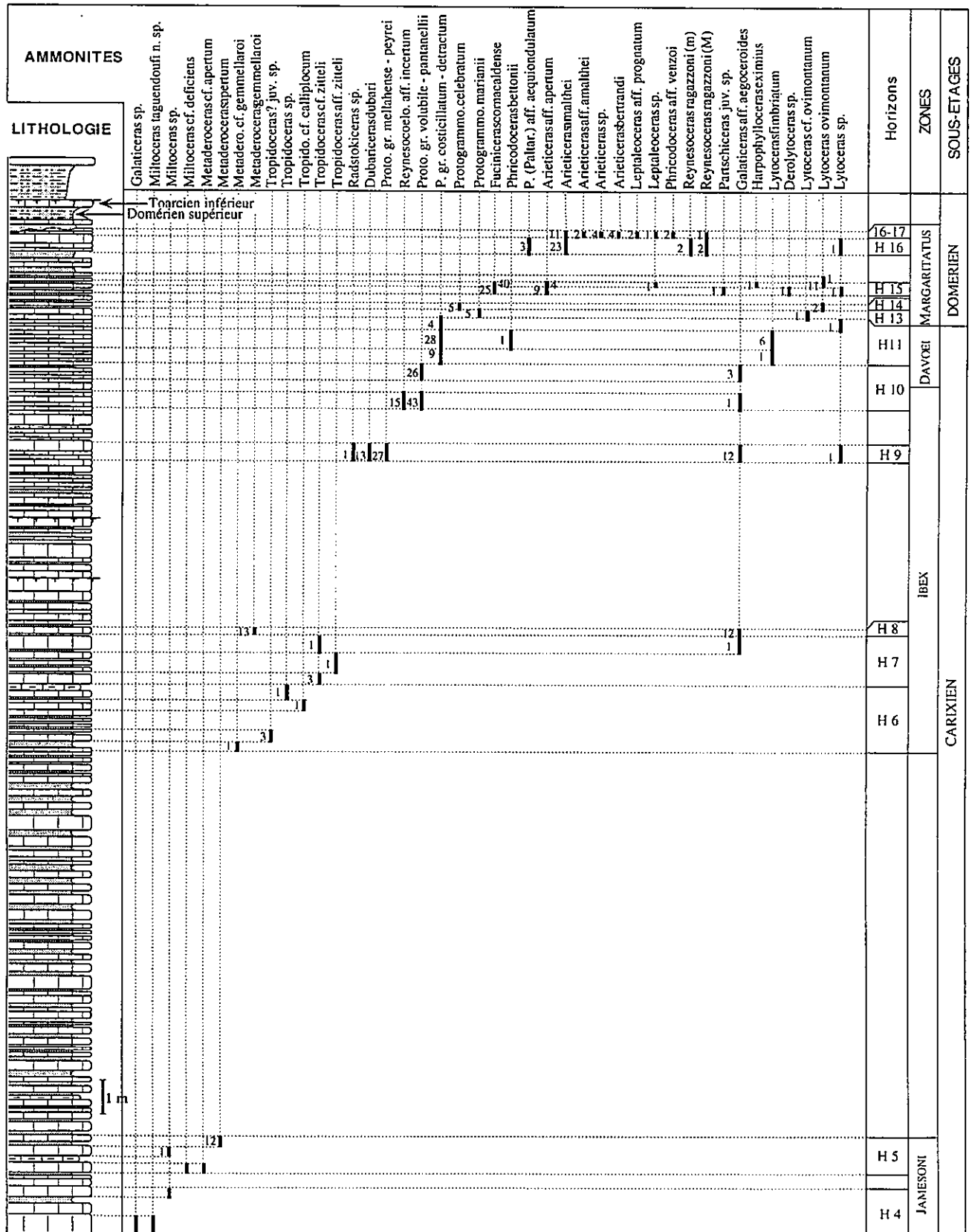


Fig. 42 - Distribution biostratigraphique des ammonites et interprétation biochronologique pour la coupe du Lias moyen de Jbel Taguendouft (adapté d'El Hariri *et al.*, 1996).

Les discontinuités de sédimentation rencontrées au sein de cette succession se manifestent de manières différentes. On peut noter:

- la discontinuité D10 sépare l'ensemble inférieur dépourvu de passées marneuse développées et l'ensemble supérieur mieux lité. Elle marque aussi la première arrivée de faunes plienschbachiennes (horizon n° 4) dans ce secteur;
- la discontinuité D11 est matérialisée par une surface légèrement ferruginisée et bioclastique. Elle limite au sommet un ensemble plus riche en quartz et à caractère stratocroissant;
- la discontinuité D12 est marquée par un horizon fortement ferruginisé affectant les deux tiers supérieurs du banc. Elle sépare un ensemble lité et plus dilaté à la base d'un ensemble plus réduit et plus terrigène au sommet;
- la discontinuité D13, située à la limite Carixien - Domérien, est marquée par une surface riche en débris phosphatés blanchâtres et par une lacune de l'horizon n° 12. Les faciès domériens au dessus sont plus noduleux et de couleur plus sombre;
- la discontinuité D14 est matérialisée par une surface de ravinement dont l'extension peut être suivie sur tout le flanc méridional de l'anticlinal de Jbel Abbadine. Les dépôts du Domérien supérieur qui lui succèdent présentent des épaisseurs variables et fossilisent de nombreuses failles normales synsédimentaires à rejets métriques (fig. 43).
- la discontinuité D15 est représentée par une surface ferruginisée et perforée riche en "cancellophycus" et en faune d'ammonites du Toarcien inférieur (*Eodactylitoceras*). Au dessus, la sédimentation montre un caractère essentiellement terrigène.

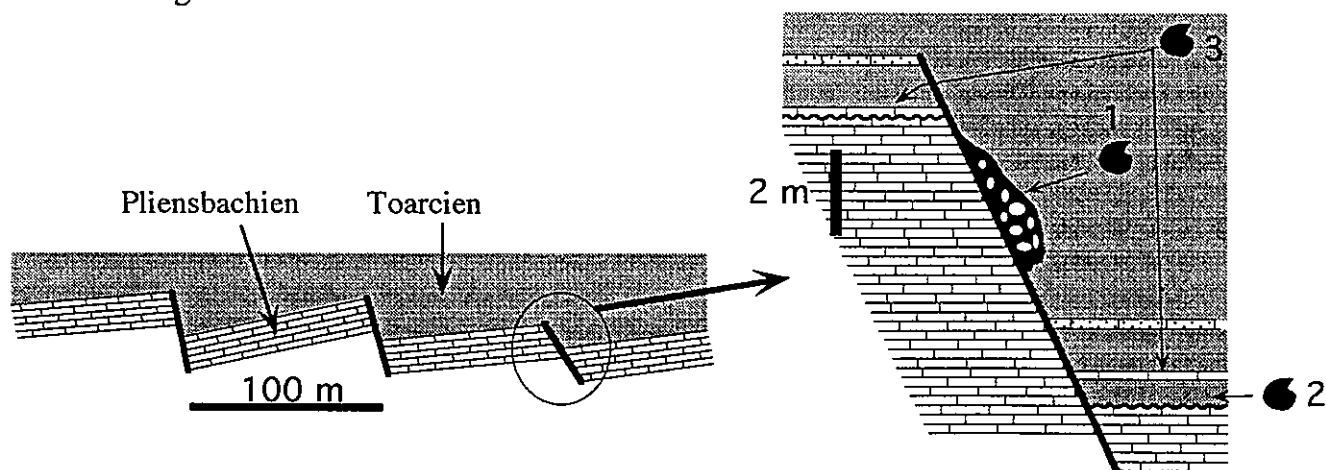


Fig. 43 - Failles normales synsédimentaires dans le Lias moyen du flanc sud de l'anticlinal de Jbel Abbadine. La direction des plans de failles varie de N85 à N115.
 1 - Conglomérat plaqué par des Canavarias du Domérien supérieur; 2 - Marnes et calcaires gréseux à ammonites du Domérien supérieur; 3 - Calcaire gréseux à *Eodactylitoceras* du Toarcien inférieur.

3. 1. 2. -La coupe de Taquat N'Agrd

Localité : Taquat N'Agrd.

Formation reconnue: membre supérieur de la formation de Jbel Taguendouft.

Coordonnées : début de la coupe (415 - 169.5)

fin de la coupe (414.55 - 170)

Encadrement stratigraphique : base de la coupe : membre inférieur de la formation de Jbel Taguendouft;

sommet de la coupe : membre supérieur de la formation de Tamadoute.

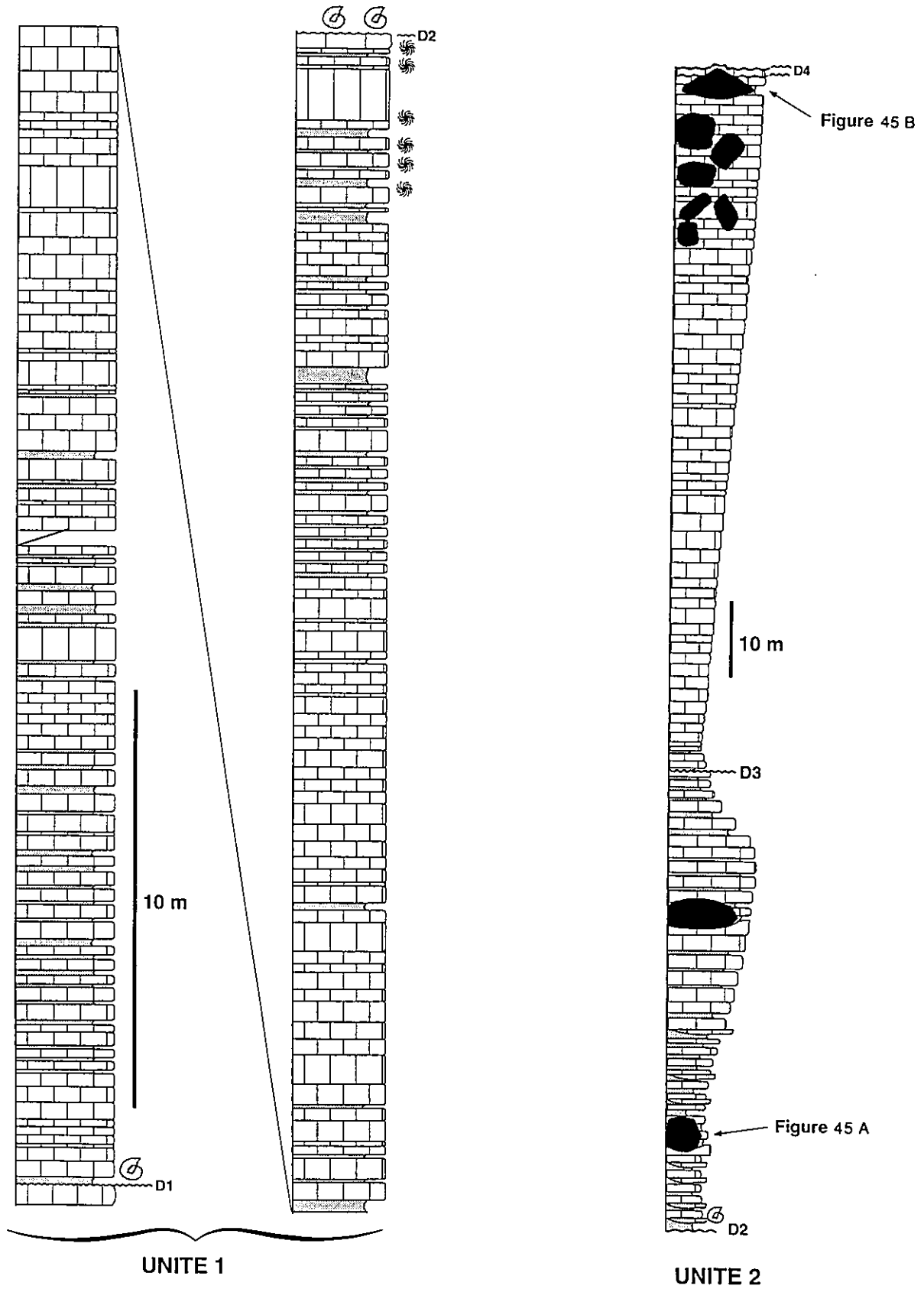


Fig. 44 - Coupe synthétique du Lias moyen de Taquat N'Agrd.

La coupe peut être décomposée en deux unités (fig. 44) :

- Unité 1 (55 m) : la discontinuité D1 à sa base est matérialisée par une surface bioturbée contenant une faune d'ammonites de l'horizon n°4. La discontinuité D2 au sommet de l'unité correspond à une surface ferruginisée, très bioclastique, plaquée par des ammonites du Domérien supérieur.

Cette unité est constituée par des calcaires fins et des marnes organisés en couplets alternants d'épaisseur décimétrique, rarement métrique. Les termes sommitaux sont relativement riches en traces de cancellophycus.

- Unité 2 (153 m) : trois principaux faciès caractérisent cette unité :

- les calcaires bioclastiques : épais de 0,5 à 2 m, ils offrent un faciès wackstone à packstone à bioclastes de lamellibranches, bryozoaires et échinodermes. La microfaune en présence est réduite à quelques sections de textularia et miliolites;
- les calcarénites : il s'agit de niveaux lenticulaires, non granoclassés et ravinants, rencontrés à la base de l'unité. Ils présentent une épaisseur de 10 à 30 cm et une largeur de quelques dizaines de mètres. En lame mince, on note une microsparite bioclastique, mal classée, de texture packstone à grainstone. La fraction squelettique est représentée par des débris à contours micritisés de gastéropodes, de lamellibranches, d'échinodermes et de polypiers. Ces derniers apparaissent parfois en boules centimétriques au sein de la matrice bioclastique;
- les masses glissées : elles se rencontrent à la base de l'unité, où elles sont associées aux calcarénites, et à son sommet. Leurs principales caractéristiques (fig. 45 & planche h. t. V) montrent qu'il s'agit de blocs construits à polypiers qui ont glissé et remobilisé un sédiment encore liquéfié, sur une surface pentée vers le Nord. La phase finale de dépôt permet ainsi la mise en place d'un corps irrégulier, avec une "tête" lenticulaire et une "queue" aplatie (fig. 45). Les indentations bioclastiques intercalées au sein des calcaires encaissants reflètent le caractère encore meuble du sédiment mis en place.

La discontinuité D3 au milieu de l'unité est représentée par une surface bioturbée et bioclastique. Elle sépare entre un ensemble stratodécroissant à la base et un ensemble stratocroissant au sommet. La discontinuité D4 est caractérisée par une surface ferruginisée et perforée. Elle constitue une limite nette entre les carbonates plienschachiens et les terrigènes du Toarcien.

3. 1. 3. - La coupe de Toughza

Localité : Toughza.

Formation reconnue: membre supérieur de la formation de Jbel Taguendouft.

Coordonnées : début de la coupe (414.15 - 169.5)

fin de la coupe (414.3 - 170)

Encadrement stratigraphique : base de la coupe : membre inférieur de la formation de Jbel Taguendouft;

sommet de la coupe : membre supérieur de la formation de Tamadoute.

Seul un levé détaillé de l'intervalle Carixien - Domérien moyen est représenté ici (fig. 46) Le Domérien supérieur, essentiellement carbonaté, affleure sur une épaisseur d'environ 100 m. Ses mauvaises conditions d'affleurement ne nous ont pas

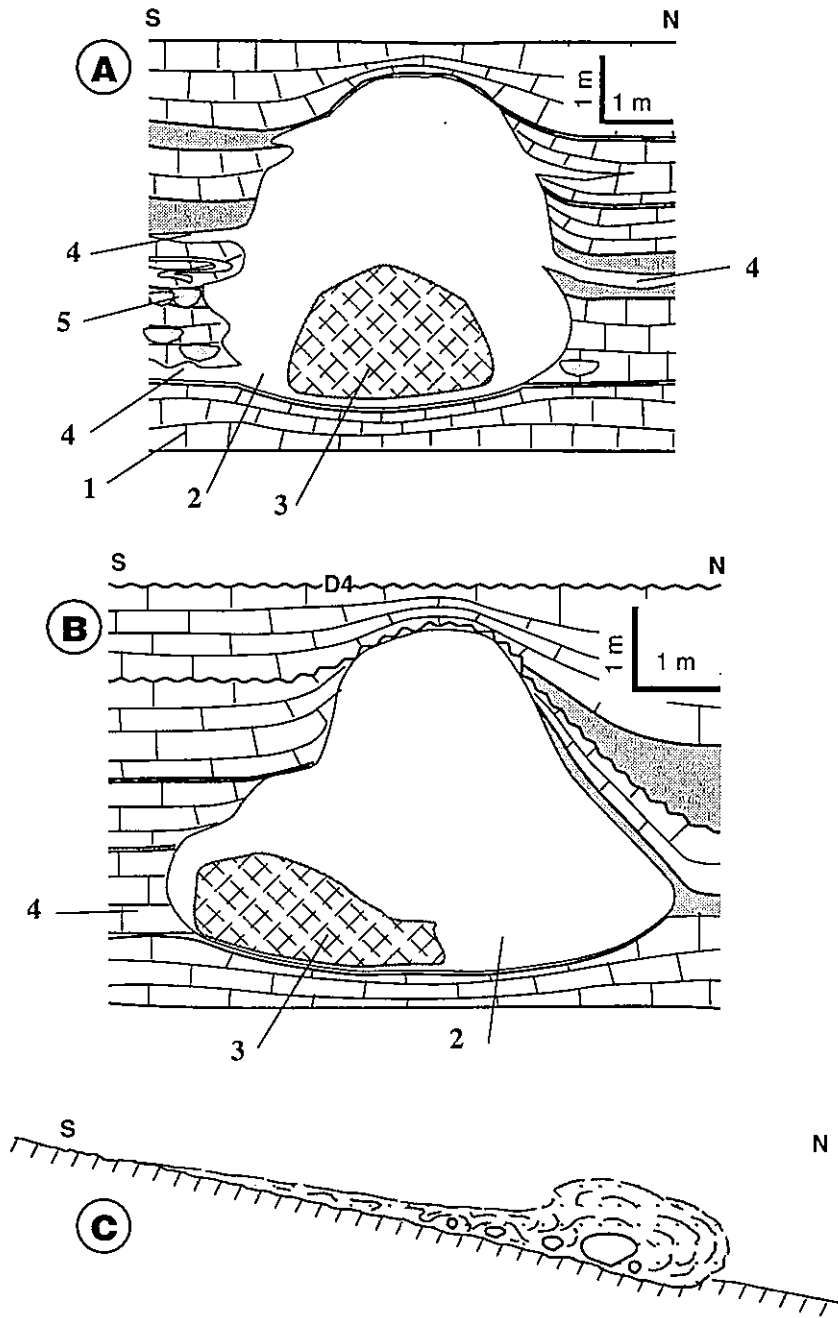


Fig. 45 - A & B: Caractéristiques des blocs glissés et de leur environnement immédiat (pour la localisation dans la coupe, cf. fig. 44).
 1- Calcaires fins (faciès autochtone); 2- Grainstone à bioclastes mal classés (planche h. t. V-4); 3- Baflestone à polypiers et algues (planche h. t. V-1); 4- Grainstone à éléments bien classés (planche h. t. V-3); 5- Faciès identique à 1 mais en taille plus réduite.
 Les faciès 3 et 5 sont interprétés comme des éléments resédimentés à la faveur d'une pente. Les faciès 2 et 4 représentent la masse sédimentaire meuble accompagnant les blocs glissés.
C: Interprétation du dispositif.

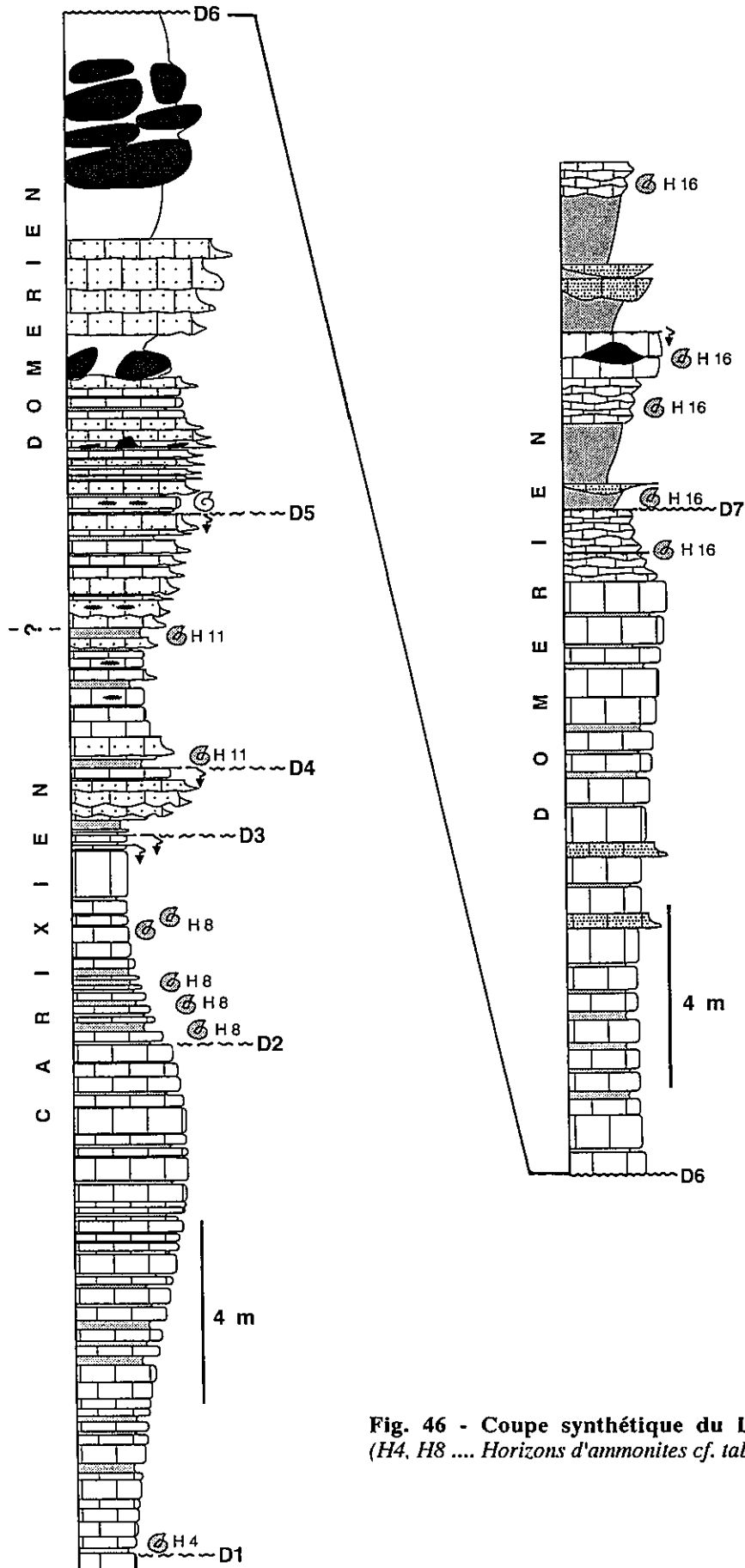


Fig. 46 - Coupe synthétique du Lias moyen de Toughza.
 (H4, H8 Horizons d'ammonites cf. tableau II).

permis de lever une coupe détaillée. On note toutefois que les alternances marno-calcaires qui le composent sont intercalées de passées de calcarénites.

D'une manière générale, les points suivants se dégagent de l'analyse de la succession du Carixien - Domérien moyen:

- la série est constituée dans l'ensemble par des alternances de calcaires fins et de marnes déposés dans un milieu circalittoral;
- les premiers niveaux turbiditiques apparaissent au sommet du Carixien. On les retrouve par la suite, d'une manière régulière, dans le Domérien où ils paraissent parfois associés à des blocs resédimentés d'origine récifale;
- les discontinuités de sédimentation rencontrées (D1 à D7) correspondent à des surfaces bioturbées, localement ferrugineuses et riches en faune d'ammonites.

3. 1. 4. - La coupe de Tamadoute

Localité : Tamadoute .

Formation reconnue: membre supérieur de la formation de Jbel Taguendouft et membre inférieur de la formation de Tamadoute.

Coordonnées: début de la coupe (432.55 - 202.4)

fin de la coupe (433.75 - 201)

Encadrement stratigraphique : base de la coupe : membre inférieur de la formation de Jbel Taguendouft;

sommet de la coupe : membre supérieur de la formation de Tamadoute.

Le membre supérieur, carixien, de la formation de Jbel Taguendouft (fig. 47) montre des caractéristiques sensiblement identiques à celles observées dans le Carixien des coupes de Jbel Taguendouft, de Taquat N'Agard et de Toughza analysées précédemment. Le caractère lité et régulier de la sédimentation témoigne d'un dépôt dans un milieu marin ouvert, circalittoral, à proximité d'une pente sous-marine.

Le membre inférieur, domérien, de la formation de Tamadoute (fig. 48) se distingue par sa grande épaisseur et sa grande richesse en marnes argileuse rouges. Deux coupes complémentaires levées plus au Nord (coupe de Tissoudar; Chafiki, 1994; fig. 49) et plus au Sud (coupe du flanc Nord de l'anticlinal de Jbel Tamiist; fig. 50) permettent de montrer l'extension limitée de ce membre.

L'organisation verticale des faciès au sein de cette unité montre une sédimentation à deux composantes différentes: une composante héli-pélagique à pélagique, autochtone, résultant d'un processus sédimentaire de décantation et une composante allochtone représentée par des dépôts biodétritiques resédimentés par des processus gravitaires. Cette association est caractéristique d'un milieu marin ouvert allant du bas de la pente jusqu'au "bassin".

3. 2. - Attribution stratigraphique

Le calage biostratigraphique de ces séries de "bassin" est réalisé grâce à l'abondante faune d'ammonites qu'ils contiennent. Une analyse détaillée de cette faune (El Hariri *et al.*, 1996) a permis de subdiviser le Pliensbachien de l'Atlas de Béni-Mellal en 15 horizons (horizons 4 à 18, tableaux II & III). Chaque horizon reconnu est ainsi directement reporté au niveau de la coupe analysée (fig. 42, 46, 47 & 48).

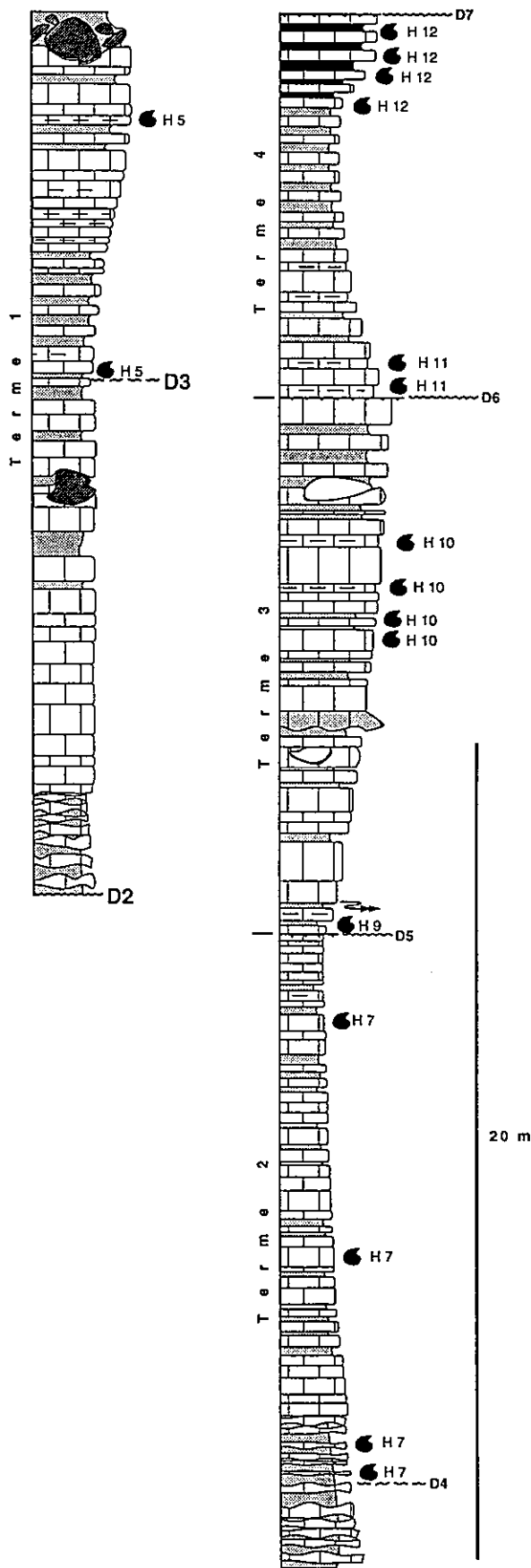


Fig. 47 - Le Carixien de la coupe de Tamadout.

La coupe montre la succession suivante :

Le terme 1 est constitué d'une alternance de calcaires à silex, localement à ammonites, et de marno-calcaires, organisés en deux rythmes stratocroissants. Sa moitié supérieure est marquée par l'apparition de blocs resédimentés. La discontinuité D2 à la base traduit le passage d'une sédimentation dominée par les calcaires à silex à une succession nettement profonde et bien litée où les niveaux marno-calcaires sont plus fréquents. La discontinuité D3 dans les assises intermédiaires de ce terme, correspond à un horizon bioturbé marquant la première apparition des faunes d'ammonites pliënsbachien (horizon 5) dans ce secteur.

Le terme 2 montre une augmentation très nette dans la fréquence des niveaux marno-calcaires au détriment des calcaires. Il se caractérise aussi par une richesse relative en horizons à Ammonites. La surface bioturbée très riche en Ammonites de l'horizon 7, située à la base de ce terme, correspond à la discontinuité D4.

Le terme 3 montre une évolution sensiblement stratocroissante des bancs calcaires. Des slumps et deux passées à turbidites et à blocs calcaires resédimentés y sont intercalés. Ses limites inférieure et supérieure (D5 et D6) sont matérialisées à l'affleurement par des surfaces légèrement ferruginisées et perforées, localement riches en ammonites.

Le terme 4 montre une tendance stratodécroissante puis stratocroissante. Son sommet se marque par un changement radical dans le régime sédimentaire comme en atteste l'arrivée massive de terrigènes rouges caractérisant la base de la formation domérienne sus-jacente (formation de Tamadoute).

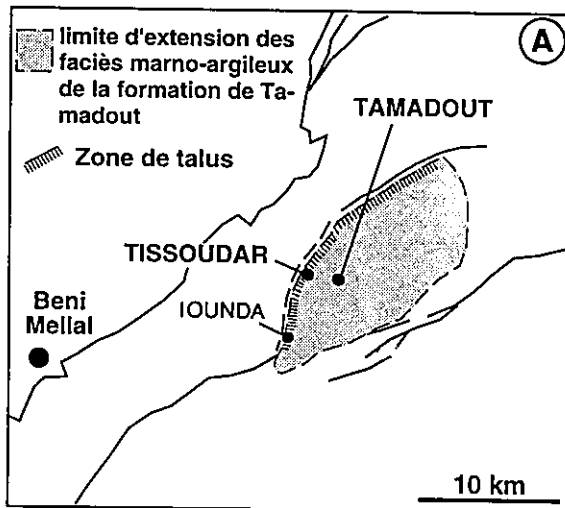


Fig. 49 - A: Limite d'extension du membre inférieur de la formation de Tamadout;

B: Coupe de Tissoudar (d'après Chafiki, 1994).

Les principaux faciès représentés dans la coupe de Tissoudar sont les suivants:

Les marnes et marno-calcaires présentent des épaisseurs décimétriques à métriques, et sont parfois réduits à de simples joints centimétriques. Les marnes présentent généralement une couleur grise à jaune verdâtre et renferment des débris anguleux de lamellibranches, de coraux et de polypiers. Quant il s'agit d'un faciès marno-calcaire on y trouve parfois des ammonites.

Les Conglomérats calcaires en grands chenaux, d'extension décamétrique, d'épaisseur métrique et à base souvent ravinante. Ils se caractérisent par l'absence du granoclassement, par la morphologie souvent anguleuse des matériaux impliqués, par une matrice compacte de nature calcaire et par un aspect jointif des éléments.

On note par ailleurs que la faune devient plus variée et mixte: brachiopodes, lamellibranches, radiales et coquilles d'oursins, articles de crinoïdes, ammonites et rostrés de bélemnites. Ainsi les formes benthiques deviennent généralement plus abondantes que les formes pélagiques.

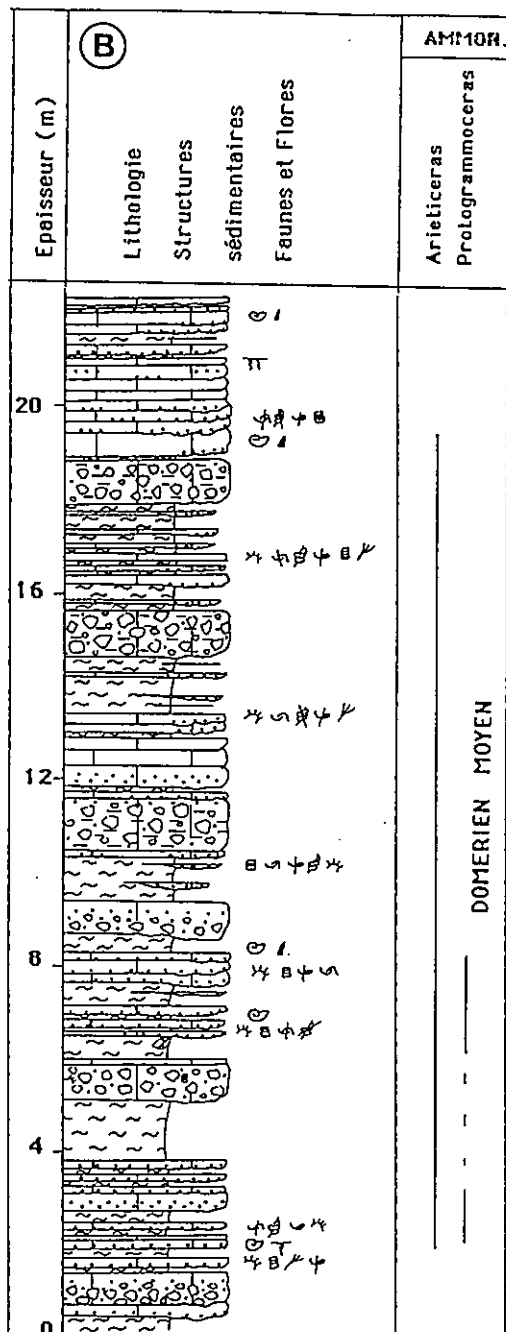
Ce dépôt constitue le produit d'écoulements gravitaires en masses de haute concentration engendré par des coulées boueuses à forte charge solide. La morphologie anguleuse des éléments ainsi que le caractère mixte de la faune en présence témoignent d'une réduction de la bathymétrie et d'une proximité de la source nourricière.

Ce caractère devient encore plus manifeste le long de la rive gauche de l'Oued de Hançala, au niveau de la localité d'Iounda (429,5- 198), les derniers niveaux de la formation de Tamadout présentent des surfaces structurales bien dégagées et une extension latérale assez importante. On peut par conséquent noter les faits suivants :

- une diminution brusque dans la puissance des niveaux terrigènes rouges voire même leur absence. Ceux-ci passent latéralement à des calcaires plus biodétritiques, d'épaisseur de plus en plus importante;

- de nombreux blocs récifaux (0,5 à 5 m de diamètre) sont dispersés sur toute l'étendue des surfaces structurales des bancs.

- dans cette zone, les couches se redressent et forment une pente de l'ordre de 20° à 30° orientée selon une direction N10. Vers l'Ouest et le Nord Ouest ces couches dessinent de nombreux biseaux stratigraphiques et butent, sans l'intermédiaire d'aucun accident récent, contre la falaise à faciès massifs de plate forme carbonatée liasique qui présente ici une structure subtabulaire.



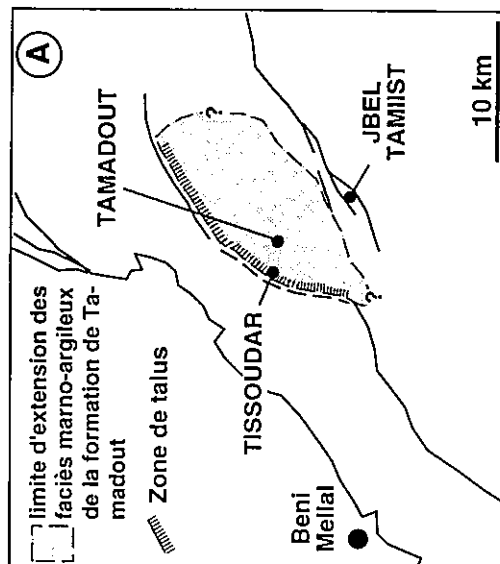
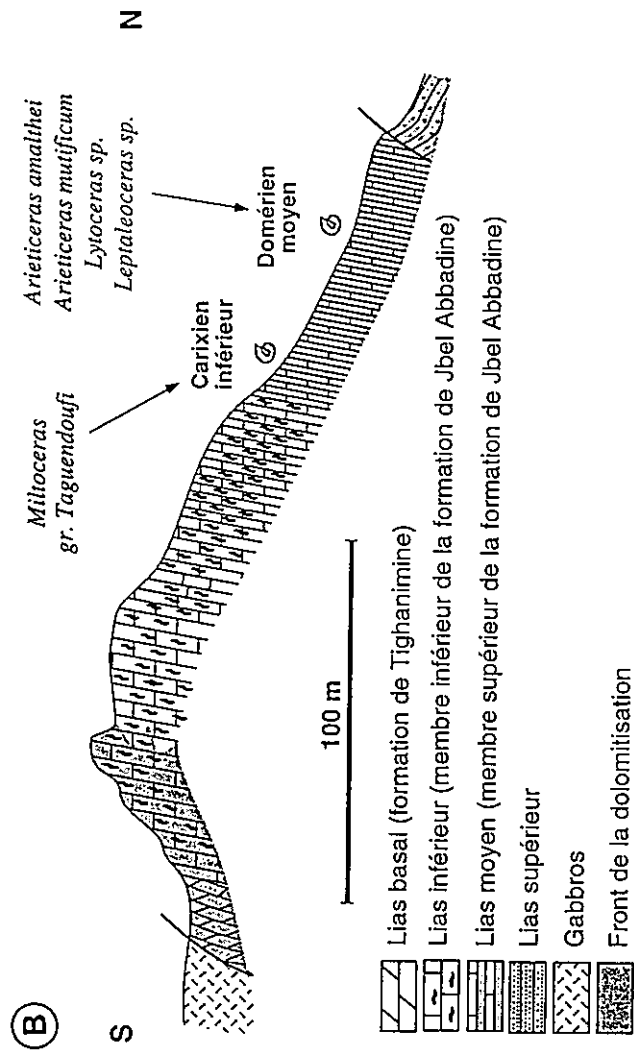


Fig. 50 - Coupe synthétique du flanc nord de Jbel Tamiist.
La base de la série est dolomitisée au contact du Trias et des gabbros jurassiques. Le Domérien est entièrement constitué par une alternance de calcaires fins et de marnes vertes d'épaisseur décimétrique.

3. 3. - Interprétation

Notre analyse sédimentologique nous a permis de dégager une évolution en deux étapes principales.

Au cours du Carixien, les conditions de sédimentation étaient celles d'un milieu profond, circalittoral. Seuls les secteurs proches de la bordure du sillon (coupes de Toughza et de Tamadoute) montrent des faciès turbiditiques, notamment au cours du Carixien terminal.

A partir du Domérien, les divers secteurs évoluent différemment:

- dans la coupe de Jbel Taguendouft, on note un enrichissement en éléments terrigènes et bioclastiques, témoignant d'une réduction dans la profondeur de dépôt. La réduction progressive d'épaisseur ainsi que les irrégularités de remplissage observées à l'échelle de l'affleurement, notamment au cours du Domérien supérieur, montrent l'empreinte de la tectonique sur la sédimentation;
- dans la coupe de Taquat N'Agrd, la richesse en traces de cancellophycus au sommet de l'unité 1 révèle l'individualisation de pentes sous-marines. Au cours du Domérien supérieur, les conditions bathymétriques deviennent moins importantes. Les calcarénites ainsi que les blocs glissés associés témoignent de l'individualisation d'une pente sédimentaire vers le Nord;

dans la coupe de Tamadoute, le Domérien est caractérisé par une arrivée massive de détritiques. La sédimentation terrigène, accumulée sur de grandes épaisseurs, semble être localisée dans un bassin E-W d'extension limitée (cf. fig. 49 & 50). L'augmentation de taille du matériel biodétritique resédimenté et l'abondance des séquences de type "turbidite proximale" plus au NW, à l'approche de la bordure de la plate-forme de Béni-Mellal (coupe d'Issoudar), permettent de situer une des bordures actives de ce bassin. Celle-ci correspond à un talus, que nous interprétons comme un système de type "carbonate apron" ou "débris apron" (Chafiki et Souhel, 1993; fig. 51), siège d'une dynamique gravitaire, dominée par des coulées boueuses et par des courants de turbidité.

4. - Évolution régionale des faciès du Pliensbachien

Vers l'Ouest

Sur la carte d'Afourer (Rolley, 1978), les formations du Lias moyen ont été placées dans le Domérien en raison de la subdivision, initialement établie par Hottinger (1967), à base de foraminifères benthiques.

Décrites en détail par Rolley (1973b), ces formations témoignent d'une faible bathymétrie. Elles présentent une évolution notable d'Est en Ouest depuis des faciès laguno-marins jusqu'à des faciès saumâtres (fig. 52).

Vers le Sud-Ouest, dans l'Atlas d'Azilal, le Lias moyen se présente sous deux aspects, de part et d'autre de l'accident de Demnat (Jenny, 1988; fig. 53):

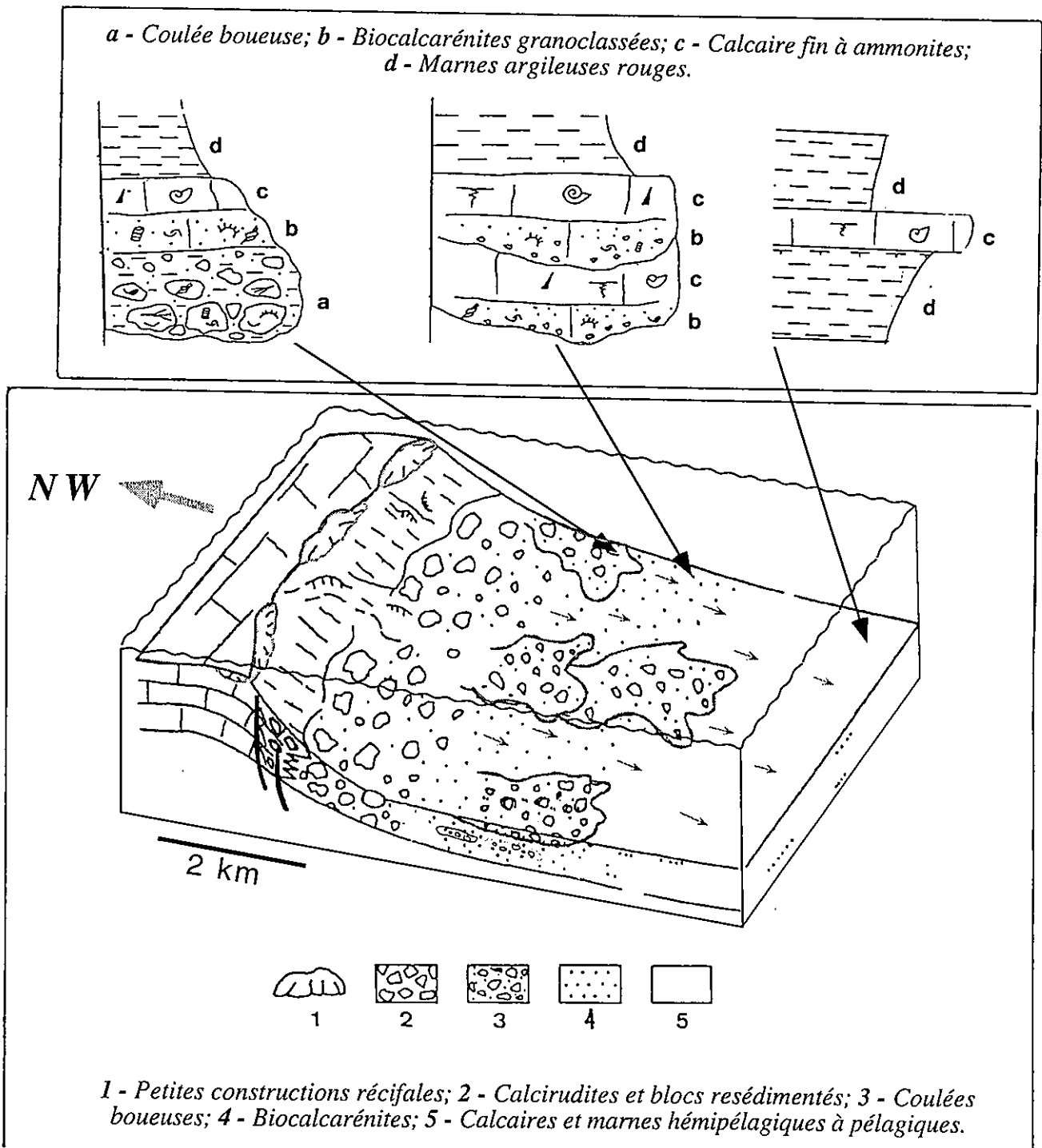


Fig. 51 - Modèle de dépôt de la formation de Tamadout (adapté de Chafiki et Souhel, 1993)

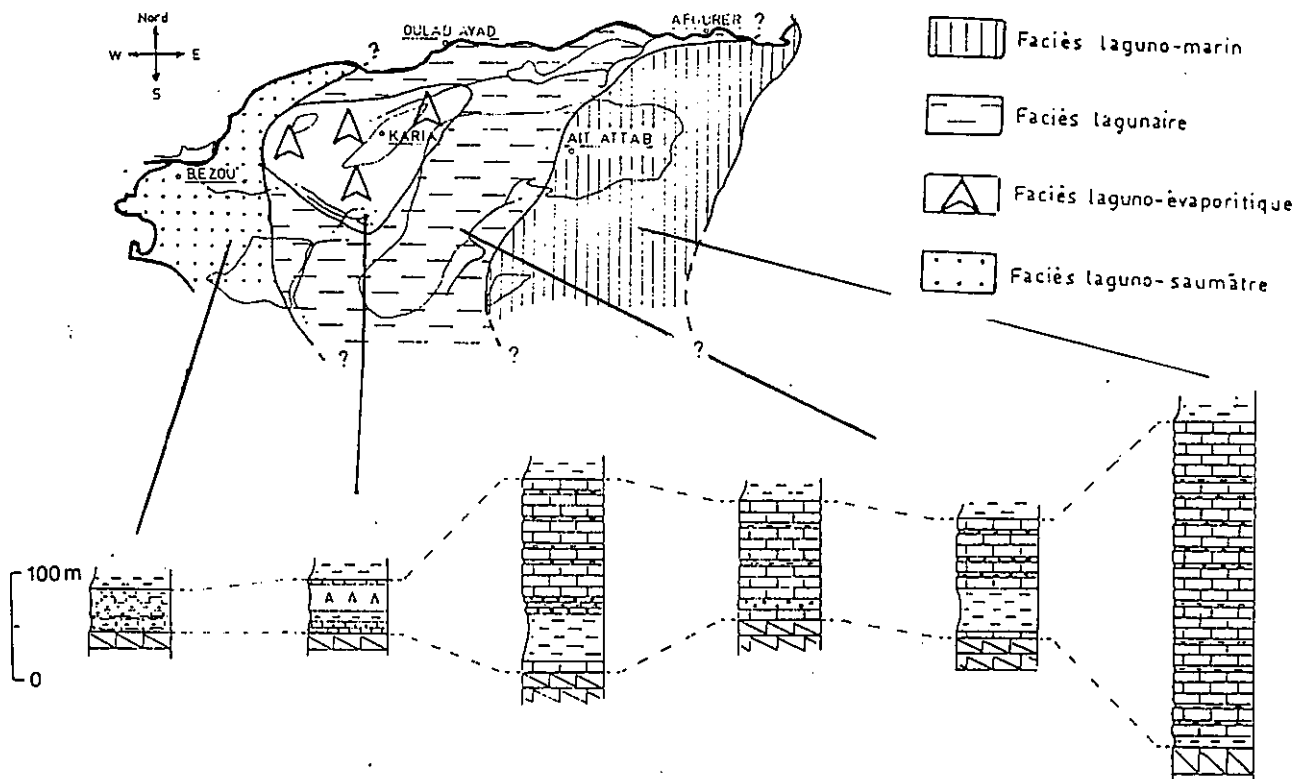


Fig. 52 - Synthèse des coupes du Lias moyen de l'Atlas d'Afourer (d'après Rolley, 1973b).

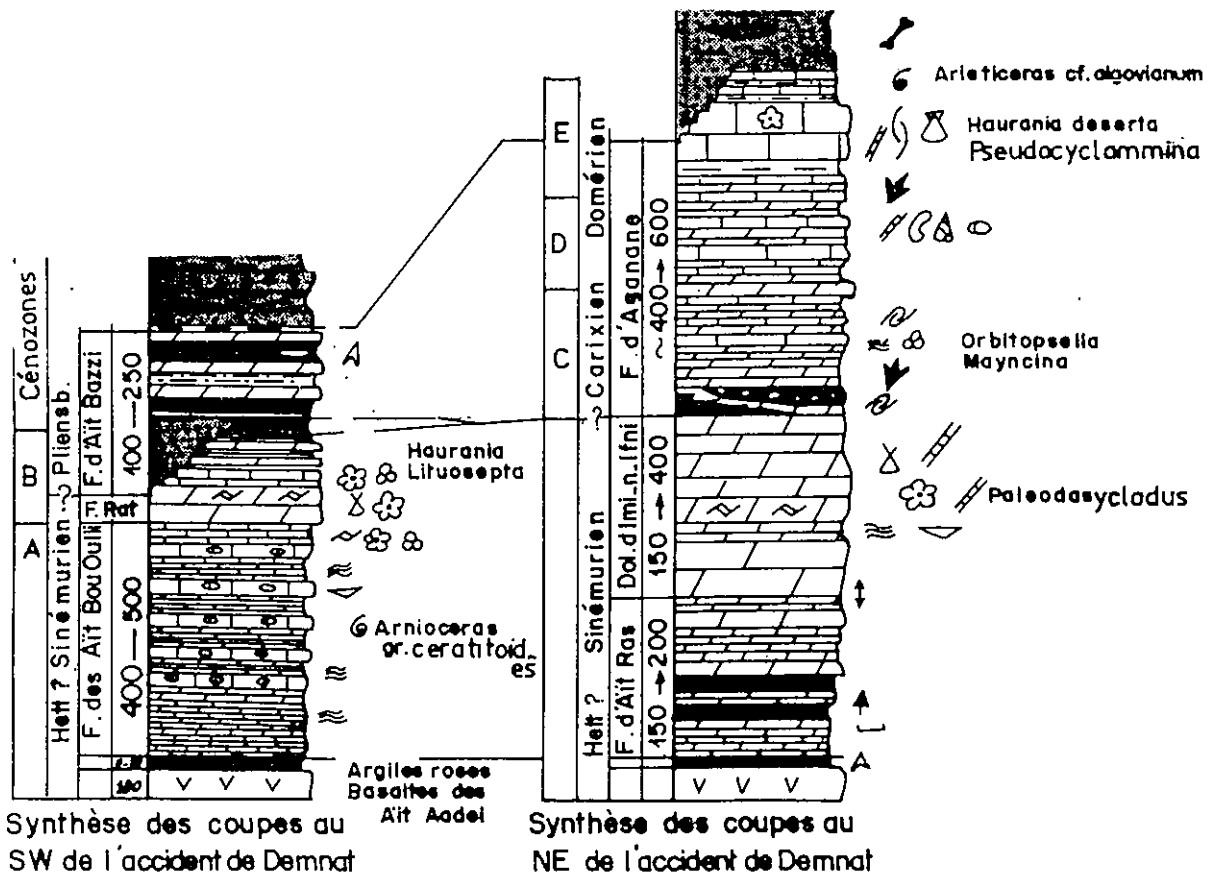


Fig. 53 - Synthèse des coupes du Lias moyen de l'Atlas d'Azilal (d'après Jenny, 1988).

- au Sud-Ouest de l'accident, s'étend la formation d'Aït Bazzi à faciès dolomitiques et marneux rouges. Celle-ci correspond au faciès lagunaire et laguno-évaporitique de Rolley (1973b);

- au Nord-Est de l'accident, ce sont les faciès plus épais de la formation d'Aganane qui se développent.

Dans toute cette région, on peut noter que le Lias moyen est marqué à sa base soit par des faciès conglomératiques, associés aux marnes rouges (fig. 52), soit par des slumps et conglomérats associés à des érosions locales (fig. 53). Il s'agit ici de la même phase d'émersion du Carixien inférieur que celle qui caractérise le membre des marnes rouges d'Adoumaz dans l'Atlas de Béni-Mellal.

Vers le Sud

Les faciès lités de "bassin" se terminent en fond de golfe aux abords de l'accident de Jbel Oukarde, à l'extrémité occidentale du synclinal de Tilougguit. La limite Sud de ce bassin, masquée par des sédiments postérieurs, correspondrait au tracé actuel de l'accident sub-méridien d'Azilal-Anergui.

Vers le Sud, les bassins d'Amezrai et d'Aït Bouguemmez correspondent à un domaine de plate-forme installée au coeur de la chaîne atlasique (plate-forme centrale). Nos observations (fig. 54) permettent de préciser les caractéristiques des formations de Jbel Choucht, d'Aganane, d'Assemsouk et d'Amezrai déposées au cours du Lias moyen :

- La formation de Jbel Choucht : dans sa localité éponyme, sur le flanc Nord-Ouest de la ride de Talmest-Tazoult, cette formation est placée dans le Carixien (Septfontaine, 1986). Elle est caractérisée dans ce secteur par un aspect massif, une faible épaisseur (80 à 120 m, fig. 55) et par un grand développement des faciès coralligènes.

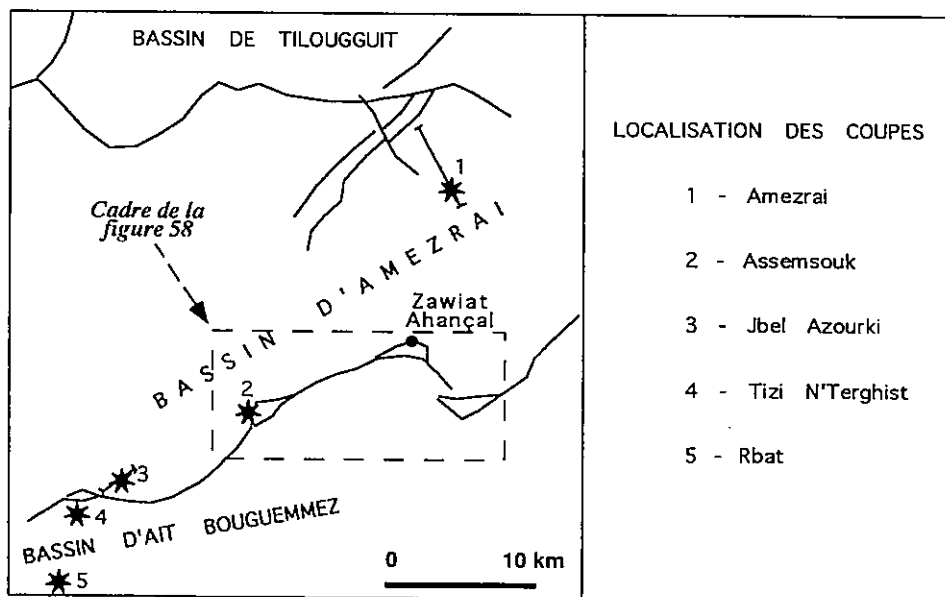


Fig. 54 - Localisation des coupes étudiées du Lias moyen dans l'Atlas de Zawiāt Ahançal.

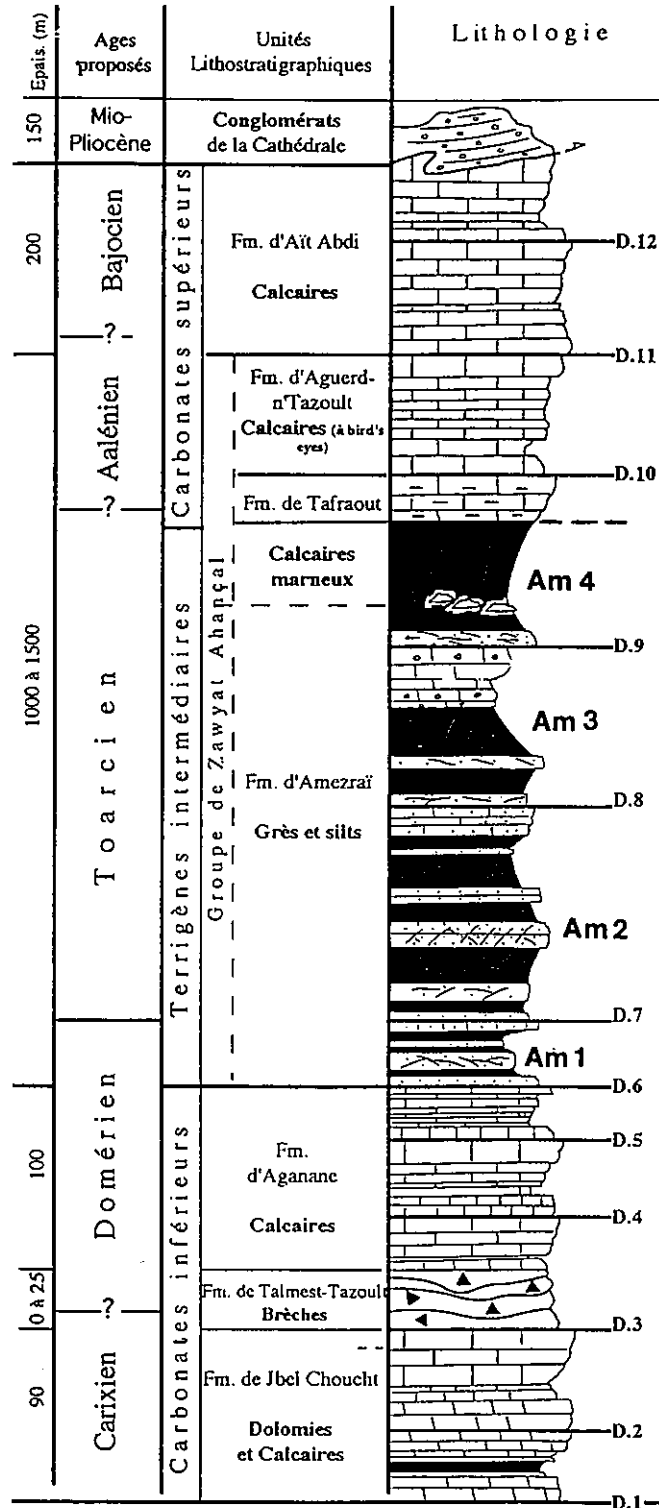


Fig. 55 - Coupe synthétique de la série jurassique du bassin d'Amezraï (adaptée de Bouchouata *et al.*, 1995).

Le long de l'Accident Nord-Atlasique, les études en cours (Thèse de 3^o cycle de F. El Bchari) tendent à montrer que les vastes affleurements rapportés à cette formation (Jossen, 1988) ne présentent aucun caractère récifal. Il s'agit plutôt de séries très épaisses, d'âge essentiellement domérien, à caractère lité et localement riche en mégalodontes. Leur grand développement dans ce secteur est essentiellement lié au jeu différentiel de l'accident Nord-Atlasique au cours du Domérien (fig. 56).

- La formation d'Aganane présente sensiblement les mêmes caractéristiques que celles décrites dans la plate-forme de Béni-Mellal. Elle est d'âge Domérien aux abords de la ride de Talmest-Tazoult (fig. 55) et d'âge Carixien - Domérien dans la vallée d'Aït Bouguemmez (fig. 56).

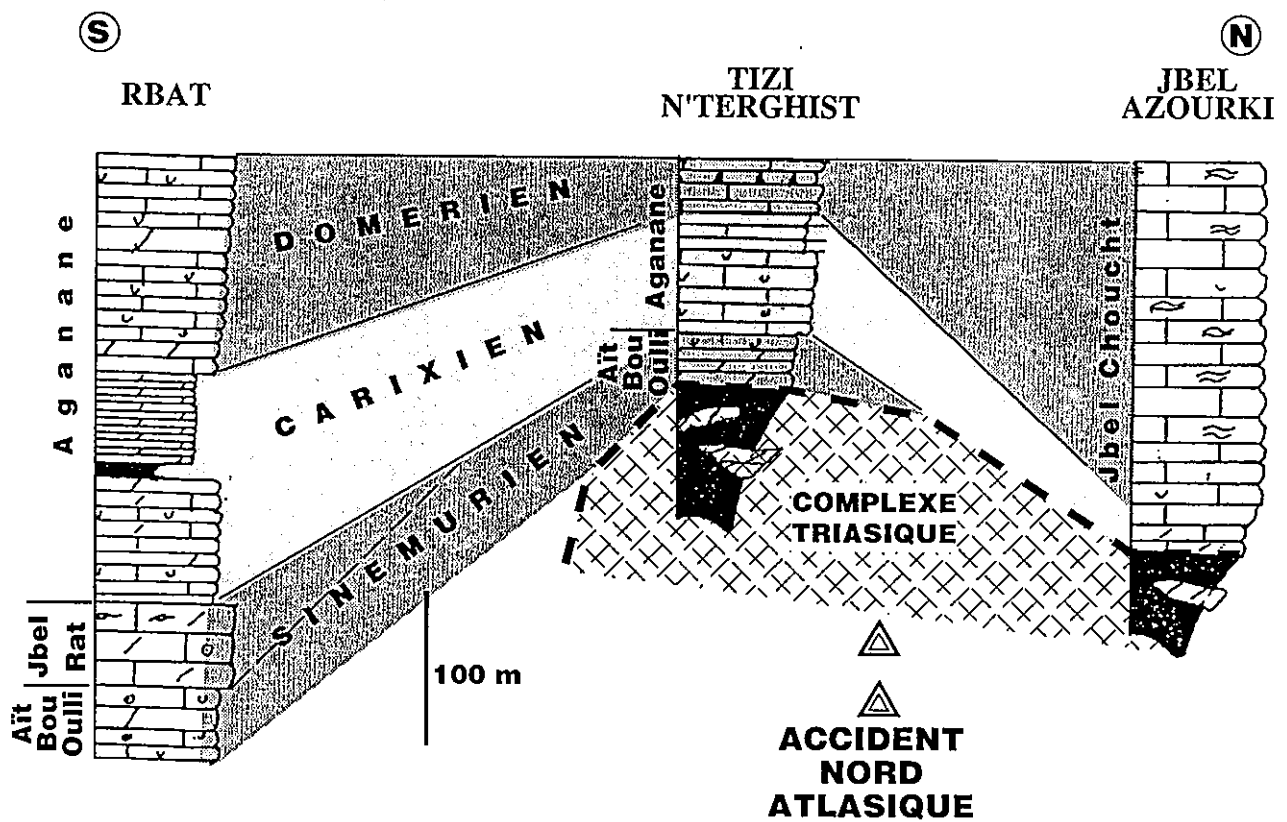


Fig. 56 - Synthèse des coupes du Lias inférieur et moyen du bassin d'Aït Bouguemmez (adaptée d'El Bchari *et al.*, 1996).

- La formation d'Asemsouk (Domérien moyen à supérieur, Jossen, 1988): les affleurements de cette unité sont limités dans de petits bassins situés aux extrémités W/NW et E/SE des rides d'Asemsouk et de Taguia. On relève une alternance de marnes grises à débit schisteux et de niveaux de calcaires marneux en plaquettes (fig. 57). Les deux tiers inférieurs sont très riches en passées de séquences turbiditiques calcaires granoclassées (planche *h. t.* III-4), mais aussi en blocs resédimentés de différentes tailles (quelques centimètres à 300 m) issus du démantèlement des plates formes du Lias inférieur et moyen sous-jacents.

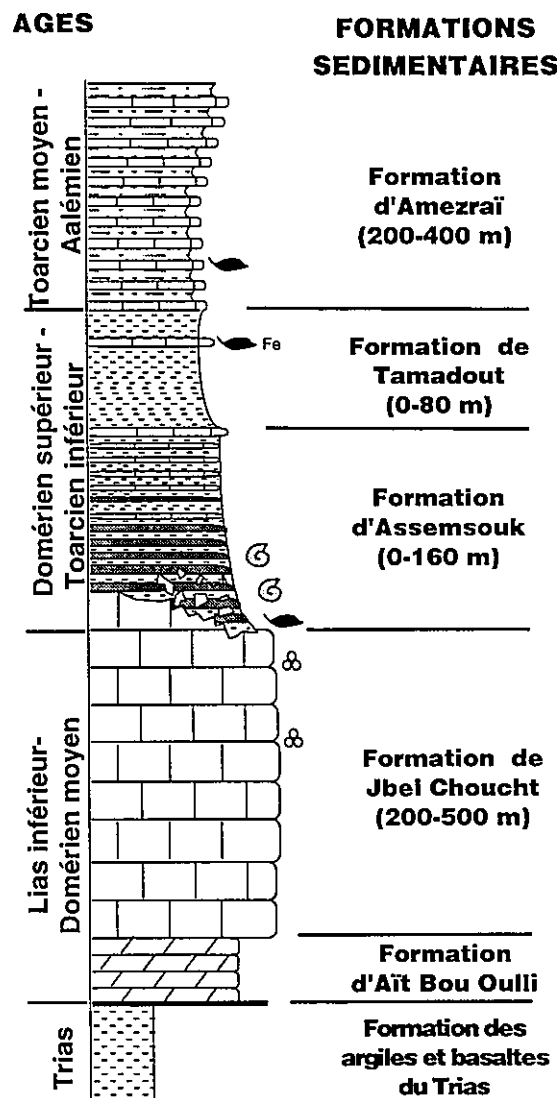


Fig. 57 - colonne synthétique des ensembles sédimentaires du Lias de la région d'Asemsouk (d'après Souhel *et al.*, 1996a).

- Le terme 1 de la formation d'Amezrai : rapportée en sa totalité au Lias supérieur (Jossen, 1988), la base de cette formation (terme 1, fig. 55) a récemment été datée du Domérien (Bouchouata et al., 1995). Dans le bassin d'Amezrai, ce terme est représenté par une succession de grès fin à litage de rides, de marnes gréseuses fossilifères (lamellibranches, gastéropodes et brachiopodes) et de calcaires oobioclastiques à stratifications obliques. Ces faciès montrent par leur organisation une évolution dans un environnement deltaïque (Bouchouata, 1994).

Les variations latérales d'épaisseur et de faciès présentées par ces diverses unités sont essentiellement déterminées par l'activité synsédimentaire de l'Accident Nord-Atlasique, notamment au cours du Domérien. Les observations effectuées aux alentours de la ride d'Asemsouk (Souhel et al., à paraître), montrent, conformément aux travaux de Burgess et Lee (1978) et de El Bchari et al. (1996), que le Pliensbachien du Jbel Azourki est caractérisé par le développement d'une série de calcaires subtidaux et intertidaux à Mégalodontes (Fm. de Jbel Choucht) s'épaississant considérablement du Sud au Nord, en relation avec le jeu local en faille normale à regard nord de l'Accident Nord-Atlasique (fig. 58). La découverte de turbidites calcaires au sein même de la série

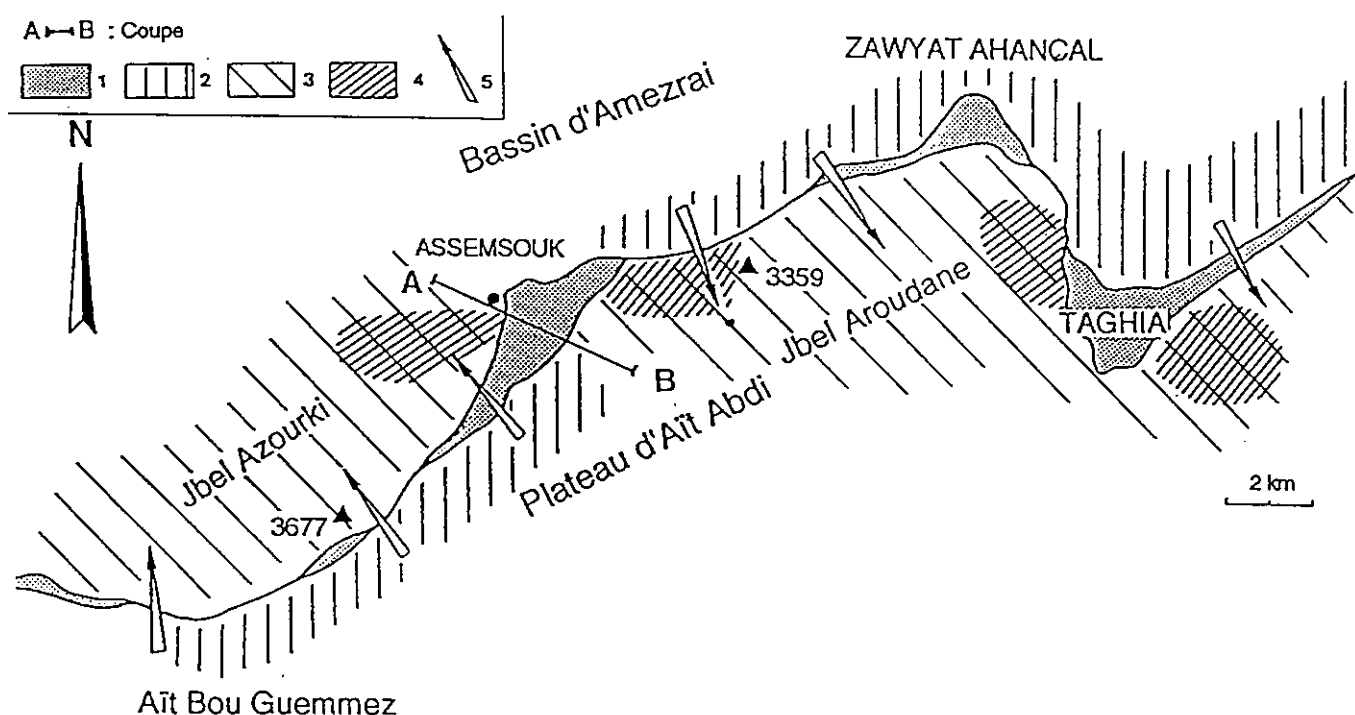


Fig. 58 - Carte paléogéographique montrant la répartition des principaux faciès du Lias moyen le long de l'accident Nord Atlasique, dans le secteur des rides d'Asemsouk et Taghia.

1: Trias; 2: Fm de Jbel Choucht amincie; 3: Fm de Jbel Choucht épaissie; 4: bassins turbiditiques (Fm d'Asemsouk). 5: sens d'épaississement du Pliensbachien.

pliensbachienne de Jbel Choucht (El Bchari et al., 1996) confirme cette interprétation et cette polarité. Plus à l'Est, à la hauteur du Jbel Aroudane, le dispositif s'inverse. Épaississement et polarité sédimentaire de la série de Jbel Choucht s'effectuent cette fois en direction du Sud. Les variations d'épaisseur du Sud vers le Nord, traduisent la création, durant le Domérien, d'une cuvette subsidente W-E centrée sur les Jbels Azourki et Aroudane.

Cette inversion est par la suite confirmée et accentuée au cours du Domérien supérieur avec la mise en place de plusieurs bassins marneux et turbiditiques (Fm. d'Assemsouk) situés de part et d'autre des rides d'Assemsouk et de Taghia nouvellement individualisées (fig. 58 & 59).

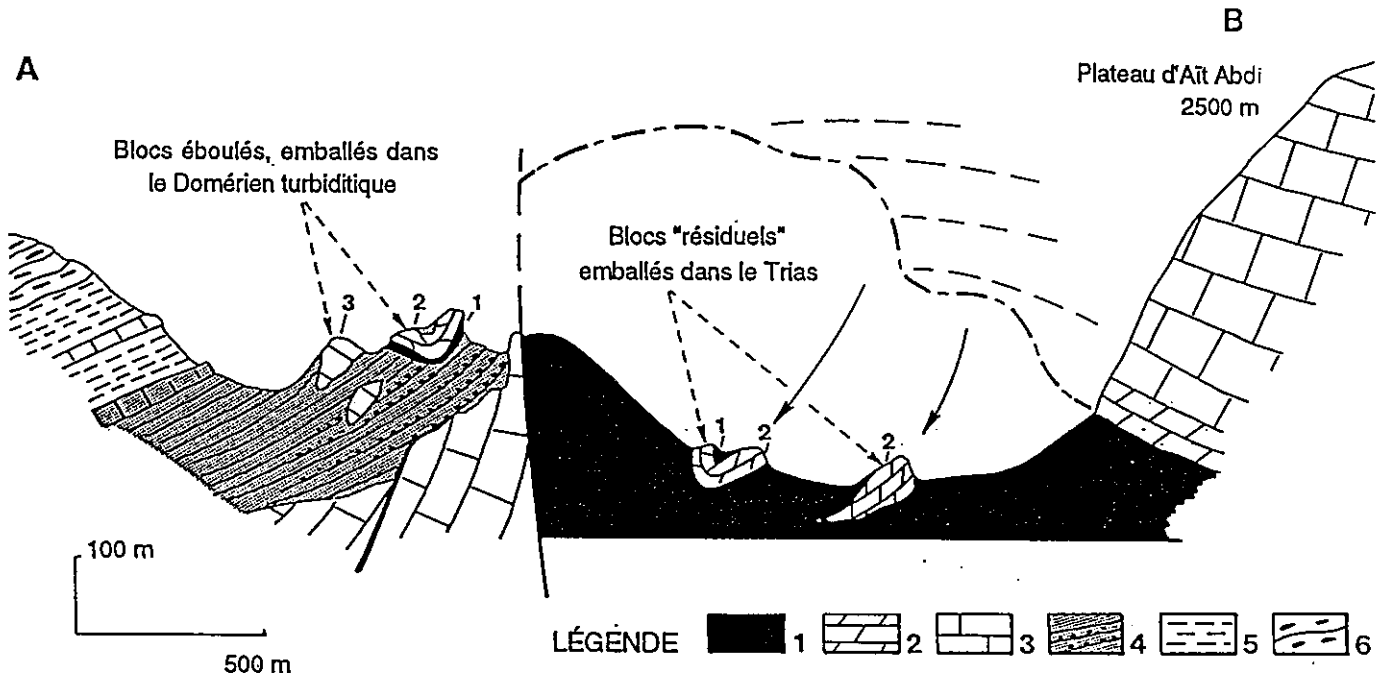


Fig. 59 - coupe structurale de la ride d'Assemsouk (Pour la localisation, cf. fig. 58).

1: Trias; 2: Fm Aït Bou Oulli (Hettangien - Sinémurien inférieur); 3: Fm de Jbel Choucht (Sinémurien supérieur - Pliensbachien inférieur); 4: Fm d'Assemsouk (Pliensbachien supérieur); 5: Membre supérieur de la Fm de Tamadout (Toarcien inférieur); 6: Fm d'Amezrai (Toarcien supérieur-Aalénien). Les blocs liasiques et triasiques emballés dans la série turbiditique d'Assemsouk (4) proviennent du démantèlement de la ride en cours de surrection au Pliensbachien supérieur. Ceux qui apparaissent emballés dans le Trias indiqueraient des effondrements sur place pendant cette même période.

5 - Esquisse paléogéographique

L'évolution paléogéographique de notre secteur peut être décrite en trois étapes principales.

Au Carixien inférieur (fig. 60), on note la persistance du schéma paléogéographique individualisé à la fin du Sinémurien. De vastes tidal flats, à émerSIONS prolongées - paléosols, karsts et structures en "tipis", notamment sur le versant sud du Haut-Atlas, (Jossen, 1985) - s'installent à l'emplacement de la plate-forme subtidale du Sinémurien supérieur. Les grands lamellibranches colonisent, pour la première fois, les principales zones situées à l'aplomb des accidents actifs au cours de cette période.

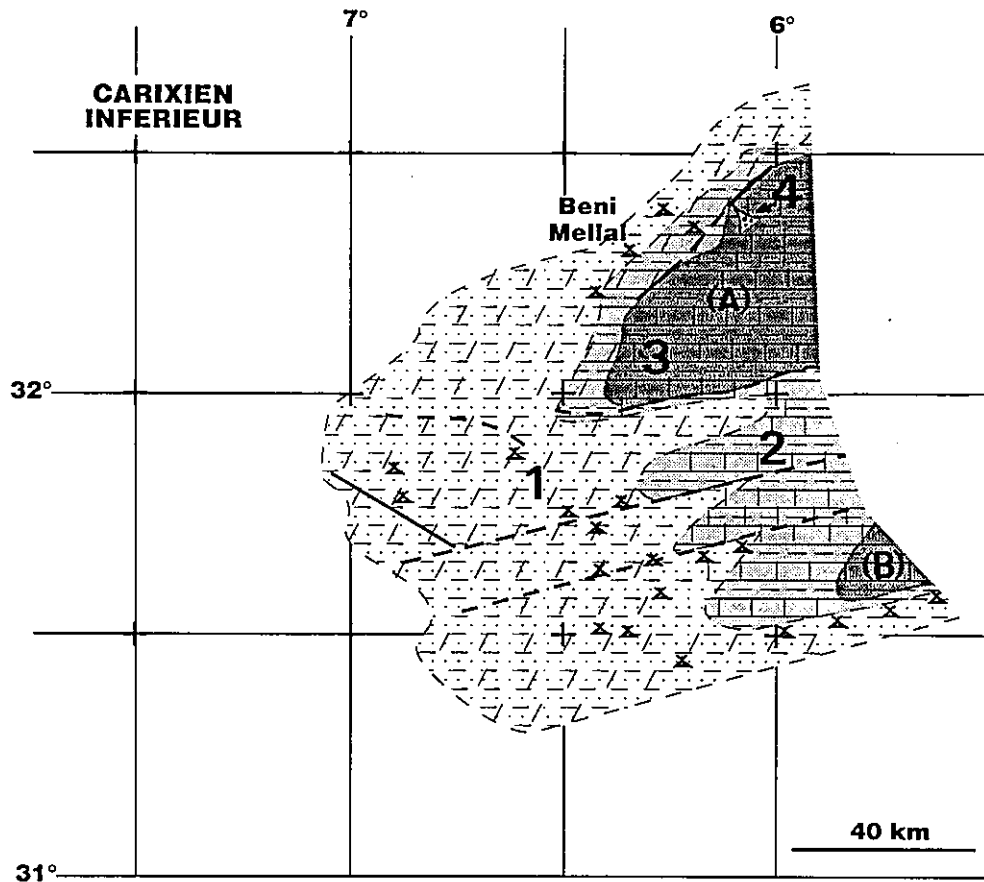


Fig. 60 - esquisse paléogéographique du Pliensbachien (Carixien inférieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.

1) Marnes rouges, paléosols, karsts et dolomies à structure en "Tipis"; domaine continental à supratidal - 2) Calcaires; domaine de lagon - 3) Alternances marno-calcaires; domaine de sillon - 4) Turbidites calcaires - (A) sillons de Tilougguit - (B) Sillon de Talouat.

Le plus important de ces accidents dans notre secteur d'étude est représenté par la grande faille NE-SW, séparant le sillon de Tilougguit au SE de sa plate forme bordière au NW.

Au cours de l'intervalle Carixien moyen - Domérien inférieur, le milieu marin se réinstalle progressivement sur toute la bordure occidentale du bassin du Haut-Atlas. Le maximum d'ouverture des milieux de dépôt est enregistré au passage Carixien - Domérien (fig. 61): sédimentation marno-calcaire rythmique dans le sillon de Tilougguit, faciès turbiditiques en bordure SE de la plate-forme de Béni-Mellal et lagons subsidents dans les autres secteurs. L'activité tectonique de l'accident NW-SE de Demnat (Jenny, 1988) et de l'accident Nord-Atlasique, orienté N70, devient manifeste au cours de cette période. Ceux-ci montrent un jeu normal favorisant l'affaissement des compartiments N (accident Nord-Atlasique) et NE (accident de Demnat)

Dans la bordure Sud du Haut-Atlas, le sillon de Telouet, individualisé au cours du Lias inférieur, ne semble pas présenter d'évolution notable au cours du Lias moyen à l'image de son équivalent au Nord de la chaîne (Jossen, 1988). Celui-ci est en effet le siège d'une sédimentation peu profonde (formation d'Aganane). Les faciès de mer ouverte se rencontrent à partir du méridien de Tineghir.

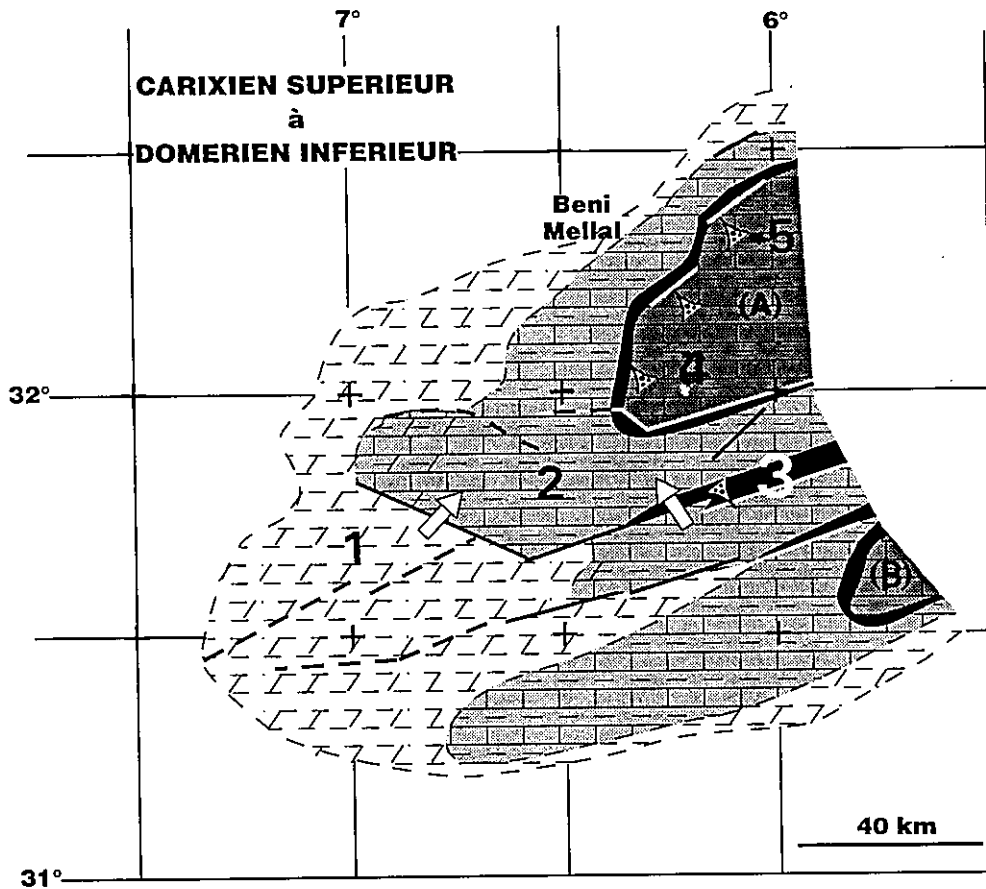


Fig. 61 - esquisse paléogéographique du Pliensbachien (Carixien supérieur à Domérien inférieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.

1) Dolomies et marnes; domaine supratidal à intertidal - 2) Calcaires, dolomies et marnes; domaine de lagon - 3) Zones de seuil: calcaires oolithiques, à mégadolites, rarement présence de constructions récifales - 4) Alternances marno-calcaires; domaine de sillon - 5) Turbidites calcaires - 6) Sens d'épaississement - (A) Sillon de Tilougguit - (B) Sillon de Telouet.

Au cours du Domérien supérieur (fig. 62), la paléogéographie de ce secteur haut-atlasique devient très contrastée. On note ainsi:

- une émergence d'un vaste secteur de la plate-forme, conduisant au développement de paléosols et de karst et à l'accumulation de dépôts ligniteux en bordure des accidents tectoniquement actifs (accident de Demnat; Jenny, 1983);
- un comblement du sillon de Tilougguit par une sédimentation carbonatée et terrigène. Celui-ci montre une mosaïque de petits bassins (Tamadout, Taquat N'Agrd) siège d'une sédimentation à composante gravitaire, et de hauts-fonds (Jbel Taguendouft) à dépôts condensés.
- une intensification dans l'activité de l'accident Nord-Atlasique conduisant à l'approfondissement de la plate-forme centrale (création du nouveau bassin d'Amezrai), à l'individualisation de zones fortement subsidentes à l'aplomb même de cet accident (gouttière de Jbel Azourki - Jbel Aroudane) et à la naissance des premières rides dans le centre du bassin haut-atlasique.

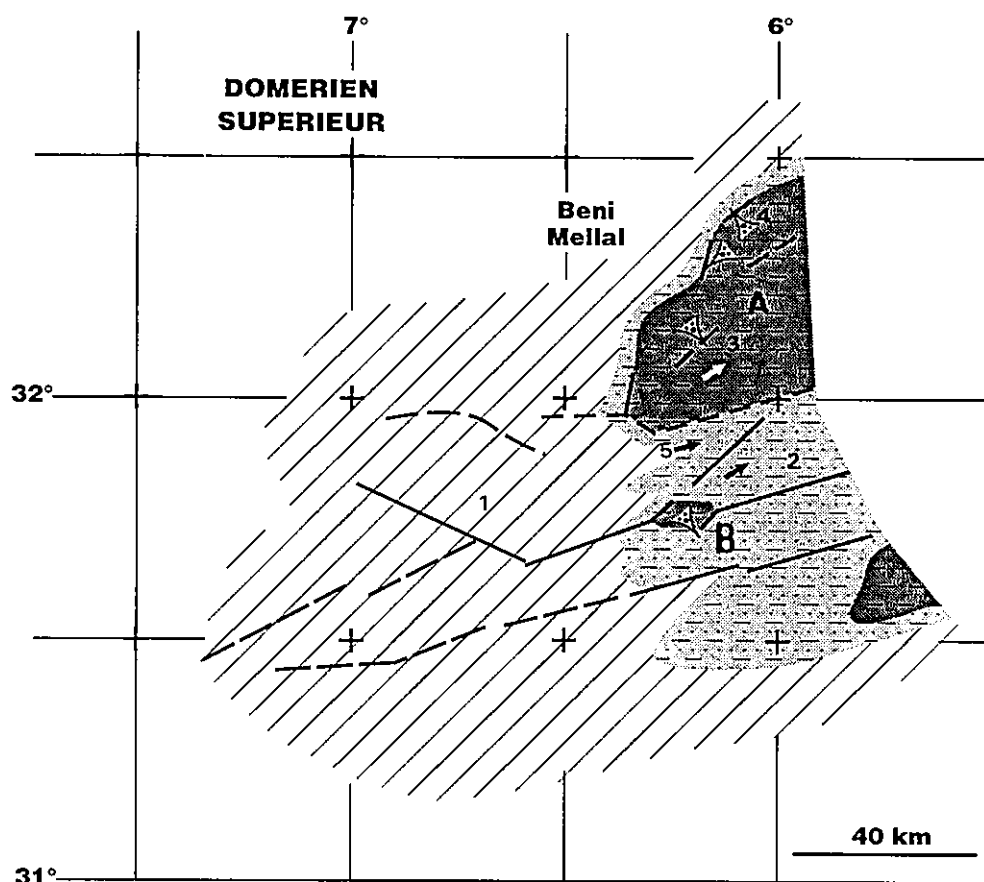


Fig. 62 - esquisse paléogéographique du Pliensbachien (Domérien supérieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.

1) Dépôts résiduels, paléosols et karsts; domaine continental à supratidal - 2) Marnes, grès et calcaires; domaine intertidal à subtidal - 3) Marnes et calcaires gréseux; domaine de sillon - 4) Turbidites - 5) Directions de courants - (A) Sillon de Tilougguit - (B) Bassin d'Assemouk.

CHAPITRE IV

LES TERRIGENES DU TOARCIEN-AALENIEN

1 - Introduction

Dans tout le domaine atlasique marocain, le passage du Lias moyen au Lias supérieur est marqué par un changement brutal dans les conditions de la sédimentation (Choubert et Faure - Muret, 1960-62; Du Dresnay, 1979). Ce changement se marque essentiellement par le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation terrigène à caractères variables du Nord au Sud, depuis la bordure jusqu'à l'axe du sillon atlasique (Dubar, 1960-62).

Depuis les synthèses paléogéographiques à caractère régional dressées par Choubert et Faure - Muret (1960-62) et Dubar (1960-62), les travaux concernant les dépôts terrigènes du Toarcien - Aalénien de notre secteur ont été réalisés en deux étapes principales:

- Les travaux à base cartographique de Rolley (1978), Monbaron (1985), Jenny (1985 & 1988) et Jossen (1988) aboutissent au découpage actuel en formations lithostratigraphiques. Des précisions sur l'âge du membre supérieur de la formation de Tamadoute sont notamment apportées par Rolley (1973a).

- Les travaux stratigraphiques de Chafiki (1994), Chafiki *et al.* (1993); Bouchouata (1994) et Souhel *et al.* (1993) ont permis d'apporter de nouveaux éléments de datation et de préciser les modalités du remplissage sédimentaire dans des secteurs particuliers du Haut Atlas central, sur la transversale de Béni-Mellal.

Dans notre secteur d'étude, les ensembles sédimentaires déposés au cours de cette période correspondent d'une part au membre supérieur de la formation de Tamadoute et à la formation d'Azilal dans l'Atlas de Béni-Mellal et, d'autre part aux formations d'Amezraï et de Taфраout dans le centre de la chaîne (*cf.* tableau I).

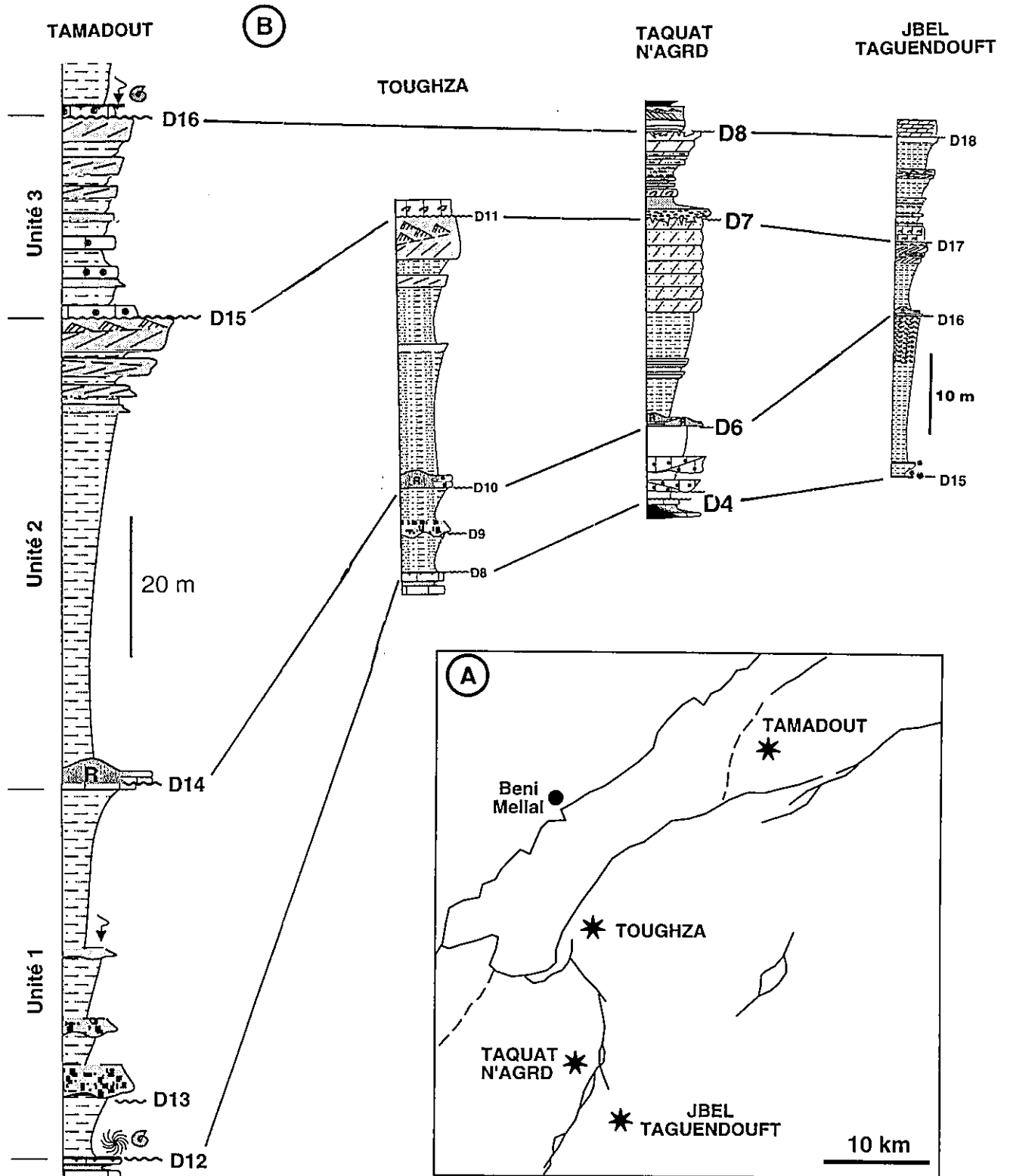
2. - Membre supérieur de la formation de Tamadoute (Toarcien inférieur)

2. 1. - Description des coupes de Tamadoute, Toughza, Taquat N'Agrd et de Jbel Taguendouft

Ce membre affleure uniquement dans le secteur méridional dans lequel s'est installé le "bassin" du Lias moyen. Les coupes de Jbel Taguendouft, de Taquat N'Agrd, de Toughza et de Tamadoute, situées précisément dans ce secteur (fig. 63A), permettent de décrire les principales caractéristiques de cette unité.

Au niveau de ces quatre secteurs, malgré des variations notables d'épaisseur, la série présente très peu de variations latérales de faciès. Elle peut être aisément décomposée en trois unités corrélables à l'échelle de notre domaine d'étude (fig. 63B):

Unité 1 : elle présente des épaisseurs variables au niveau des coupes étudiées (55 m à Tamadoute, 12 m à Toughza, 12 m à Taquat N'Agrd et 30 m à Jbel Taguendouft). Il s'agit d'une vire marneuse de couleur gris-verdâtre à jaune-verdâtre à l'affleurement. Son apparence homogène à la base se modifie progressivement vers le sommet où les



marnes deviennent plus calcaireuses et chargées en débris charbonneux. Dans les résidus de lavage, ce faciès se caractérise par une richesse en grains de quartz (20 à 30 %) et par de faibles pourcentages de bioclastes et de foraminifères.

Des lentilles chenalisantes s'intercalent à la base de l'unité dans les secteurs de Tamadoute, de Toughza et de Taquat n'Agrd.

Dans la coupe de Tamadoute, les chenaux, conglomératiques à la base et gréseux vers le sommet, présentent un caractère grano et stratodécroissant (Chafiki, 1994). Dans ce même secteur, Chafiki (1994) signale la présence de passées gréseuses en plaquettes, organisées en séquences turbiditiques Tb et / ou Tbc de Bouma (1962).

Dans la coupe de Taquat N'Agrd, on note la présence de deux passées chenalisantes lenticulaires de 1 à 2 m d'épaisseur et de quelques dizaines de mètres de largeur. Il s'agit de calcaires oobioclastiques très riches en débris de lamellibranches, gastéropodes, échinodermes et bryozoaires. On note aussi la présence de nombreux fragments de bois silicifiés.

Unité 2 : elle débute par un terme calcaire oolithique ferruginisé d'épaisseur relativement constante (0,3 à 0,5 m). Sa base est ravinante et sa surface sommitale, encroûtée et perforée, et localement colonisée par des serpules et de polypiers en boules. Ces derniers organismes peuvent parfois constituer des dômes de 3 m de large et de 1m d'épaisseur. Dans ce cas on peut noter une migration latérale de ces petites constructions.

Le second terme présente un caractère relativement uniforme dans tout notre secteur. Il se compose d'une ou plusieurs séquences de marnes vertes silteuses bioturbées, passant progressivement à des grès à ciment calcaire.

Les grès s'organisent à l'affleurement en barres de 0,5 à 2 m d'épaisseur, de couleur jaune à beige. En lame mince, il s'agit d'un grès moyen, bien classé, à dominance de grains de quartz (plus de 60 % de la surface totale de la lame) et à ciment carbonaté. On peut parfois noter une dolomitisation partielle ou totale comme c'est le cas dans la coupe de Taquat N'Agrd.

La structure interne du banc montre la présence d'un litage décimétrique à métrique horizontal et oblique parfois arqué, associé à un litage fin entrecroisé, en "épi", témoin d'une dynamique intertidale. La surface structurale de certains niveaux est modelée par des rides de courants à crêtes sinueuses.

Unité 3 : elle présente une répétition du même motif séquentiel observé dans l'unité sous jacente avec toutefois les différences suivantes:

- les séquences sont plus réduites en épaisseur;
- les calcaires de base des séquences sont ravinants à leur base et perforés, oxydés et localement karstifiés à leur sommet. Leurs faciès sont variables: oolithiques à Tamadoute, dolomitiques et localement riches en faune de mégalogontes à Taquat N'agrd et Jbel Taguendouft;
- les marnes sont de plus en plus argileuses et acquièrent une teinte brun-rouge vers le sommet de l'unité;
- les discontinuités les plus marquées correspondent à des surfaces d'érosion à la base des calcaires.

2. 2. - Attribution stratigraphique

Les éléments paléontologiques disponibles pour la datation de cet ensemble terrigène sont de deux types :

* Micropaléontologiques: les niveaux marneux situés à la base de la coupe de Taquat N'Agard (fig. 64) se sont avérés particulièrement riches en microfaune. Il s'agit essentiellement de foraminifères et d'ostracodes. Les foraminifères ont donné l'association suivante: *Citharina* sp., *Lenticulina matutina*, *Lenticulina munsteri*, *Lenticulina* sp., *Lenticulina toarcense*, *Lingulina brizaeformis*, *Lingulina pupa*, *Lingulina dentaliformis*, *Lingulina tenera*, *Marginulina prima*, *Marginulina spinata*, *Nodosaria sexcostata*, *Ophtalmidium concentricum*, *Pseudonodosaria* sp. et *Pseudonodosaria tenuis* (déter. M. Boutakiout). Cette association indique un âge Domérien- Toarcien inférieur (zone à polymorphum).

* Macropaléontologiques: la base de cette série repose sur une discontinuité régionale (D12 à Tamadoute, D 8 à Tougza, D 4 à Taquat N'Agard et D 15 à Jbel Taguendouft) marquée par une remarquable abondance en Eodactylites du Toarcien inférieur. Le sommet de l'unité a livré à Chafiki (1994) quelques espèces rapportées à *Hildoceras sublevisoni* (déter. R. Mouterde) caractéristiques de la base de la zone à Bifrons.

2. 3. - Milieu de dépôt

Les dépôts du membre supérieur de la formation de Tamadoute correspondent à un produit d'épandages terrigènes dans l'ancien "bassin" du Lias moyen. La tendance générale observée montre une évolution sédimentaire en comblement.

A la base de la série, l'assemblage des foraminifères, les traces d'ammonites ainsi que les crachées turbiditiques observées dans les marnes de l'unité 1 reflètent des conditions de sédimentation dans un domaine marin ouvert, circalittoral. Les turbidites gréseuses observées au niveau de la bordure nord du bassin témoignent d'un transit du matériel à travers la plate-forme exondée du Lias moyen. Celles de nature carbonatée, observées plus au sud, dans le secteur de Taquat N'Agard, seraient déterminées par l'érosion de zones hautes intra-bassinales.

Les unités 2 et 3 montrent par leur organisation verticale un lent processus de comblement conduisant à l'établissement d'un environnement côtier. Les séquences observées, de type "coarsening up" témoignent de la progradation d'un domaine de plage sableuse (grès) sur un domaine subtidal peu profond (marnes). Les calcaires ravinants à la base des séquences marquent les phases d'inondation conduisant à la reprise de la sédimentation subtidale.

3 - La formation d'Azilal (Toarcien moyen - Aalénien)

3. 1. - Description des coupes d'Adoumaz, de Ghnim et de Jbel Taguendouft

Contrairement à la formation sous-jacente, la formation d'Azilal couvre la totalité du secteur étudié. Dans les secteurs d'Adoumaz, de Ghnim et de Jbel

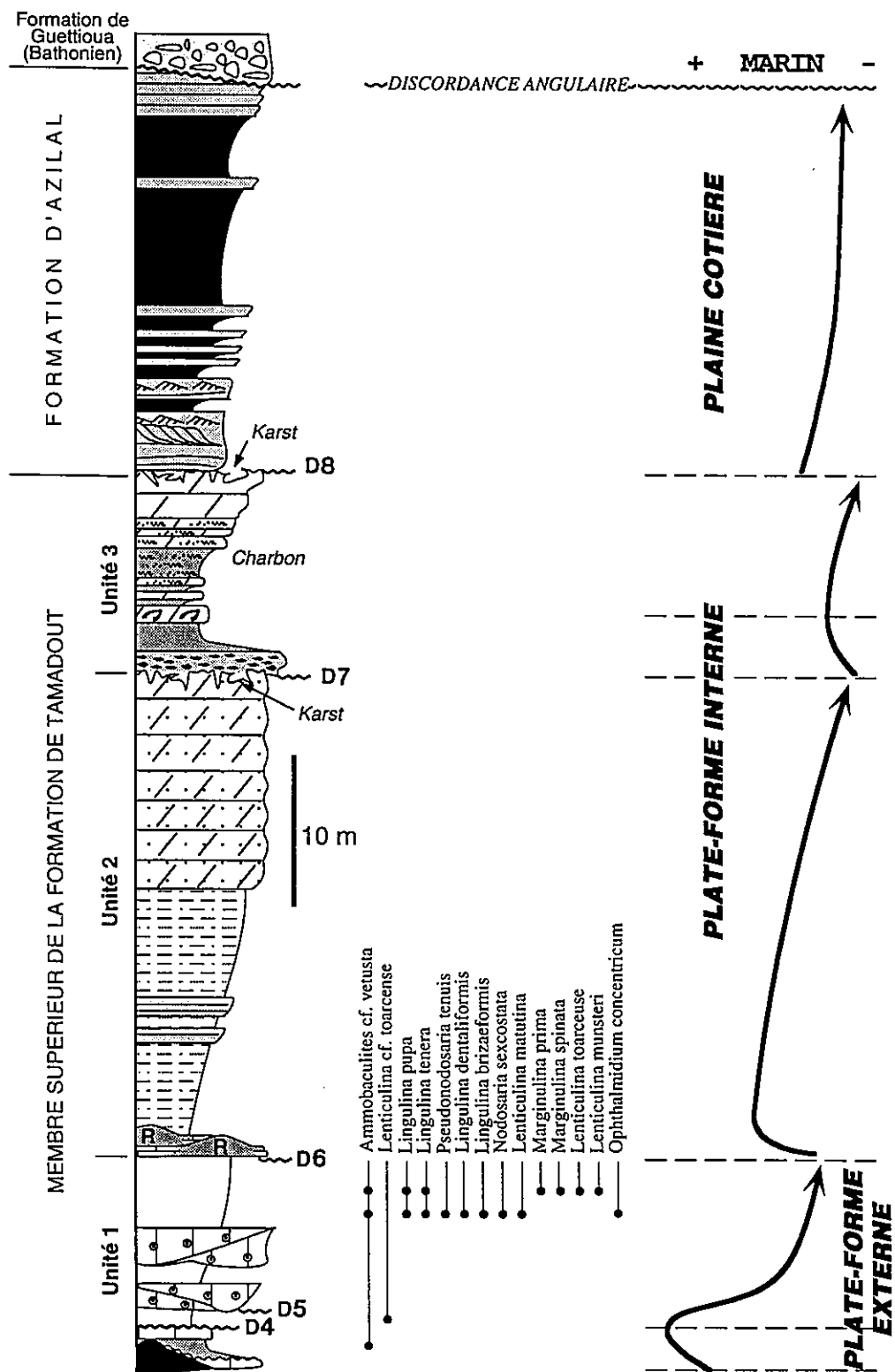


Fig. 64 - Distribution des foraminifères et environnement de dépôt du membre supérieur de la formation de Tamadout dans la coupe de Taquat N'Agrd.

Taguendouft où cette série a été analysée (fig. 65), on relève une succession de teinte brun rouge à dominance terrigène: grès, argiles à paléosols et calcaires gréseux parfois dolomitisés.

Dans la région nord de Ghnim et d'Adoumaz, les discontinuités les plus importantes sont matérialisées par le développement de niveaux marmorisés à paléosols au sein des argiles rouges. Les séquences les plus complètes (fig. 66) montrent une dérive depuis des calcaires gréseux et / ou des grès vers des argiles (séquence de type "fining - up"). Une séquence complète présente une base érosive soulignée par un mince niveau de marnes vertes localement riches en ostracodes. Le terme subtidal est représenté par un calcaire oolithique, à bioclastes fin de lamellibranches et à pourcentages variables de quartz (5 à 10 %). Il s'organise en niveaux décimétriques à surfaces ondulées. Le terme intertidal est caractérisé par un grès à ciment calcaire et à rares oolithes et bioclastes. Il présente un litage oblique, de dimensions métriques, dessinant en surface des mégarides de 3 à 5 m de longueur d'onde. Certaines surfaces peuvent présenter des rides d'oscillation à crêtes arrondies. Le dernier terme, supratidal, correspond à un grès grossier, mal classé, à litage plan passant progressivement à des marnes rouges à structures en "flaser" et localement à paléosols.

Dans la coupe d'Adoumaz, de nombreux niveaux, chargés en dragées de quartz paléozoïques, sont organisés en lentilles décamétriques chenalisantes évoquant une dynamique à dominance fluviale.

Dans la coupe de Jbel Taguendouft, les principales discontinuités se localisent à la base des calcaires gréseux. L'évolution séquentielle observée ici est la même que celle caractérisant la dernière unité de la formation de Tamadoute sous Jacente, avec toutefois un caractère de moins en moins marin.

3. 2. - Attribution stratigraphique

La formation d'Azilal n'est pas datée paléontologiquement. Son encadrement stratigraphique permet de la situer dans l'intervalle Toarcien moyen - Aalénien. En effet, la discontinuité D 16 datée de la base de la zone à Bifrons ainsi que les premières marnes qui la surmontent dans la région de Tamadoute peuvent être suivies à l'affleurement jusqu'au secteur d'Agra (fig. 67 & planche *h. t.* III-3) où on les voit recouvrir les dépôts dolomitiques du Domérien moyen de la bordure de la plate-forme liasique. Cette discontinuité de la base du Toarcien moyen, reconnue par ailleurs dans l'ensemble de notre secteur (D 3 à Adoumaz, D 1 à Ghnim et D 18 à Jbel Taguendouft), est retenue comme la limite basale de la formation d'Azilal.

3. 3. - Milieu de dépôt

Les dépôts à dominance terrigène de la formation d'Azilal se sont déposés dans un environnement côtier à influence continentale. On note, du Nord au Sud, un passage latéral depuis des faciès côtiers à fluviaux (Adoumaz) à des faciès d'estrans (séquences de type "fining - up" de la coupe de Ghnim) à des faciès de plage (séquences de type "coarsening - up" de la coupe de Jbel Taguendouft).

Les épaisseurs relativement réduites relevées au niveau de la coupe de Jbel Taguendouft témoigneraient d'une activité tectonique de la ride de Jbel Abbadine.

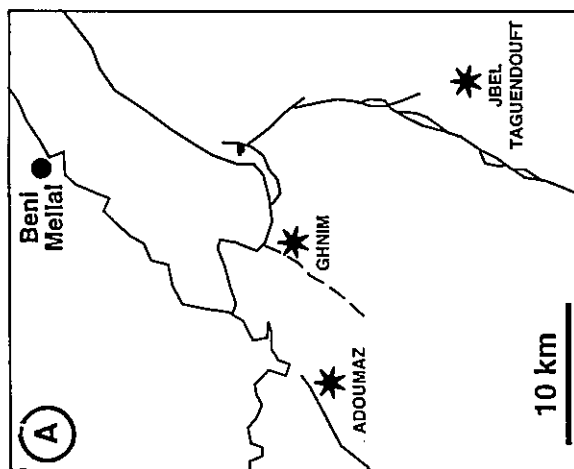
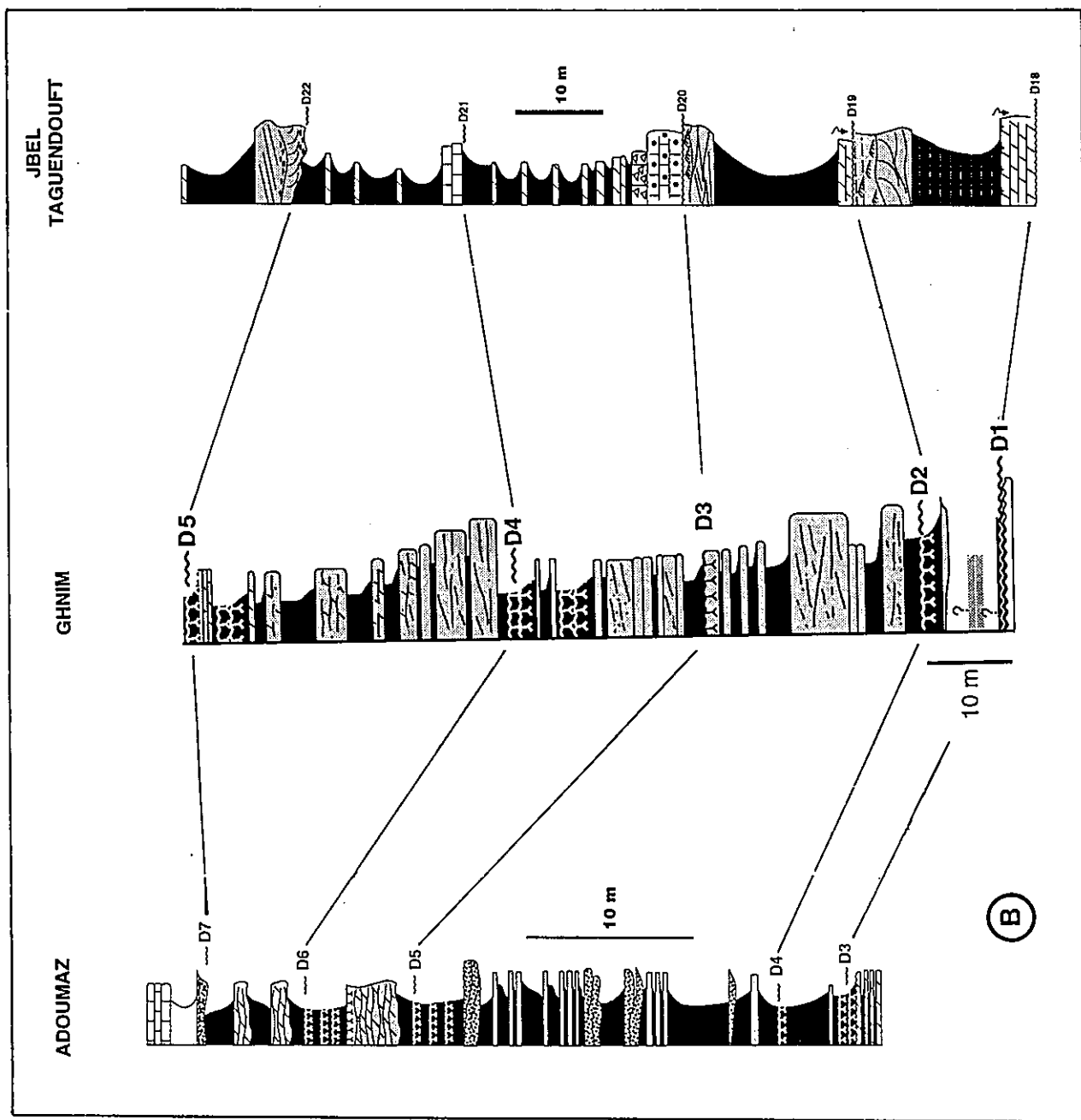
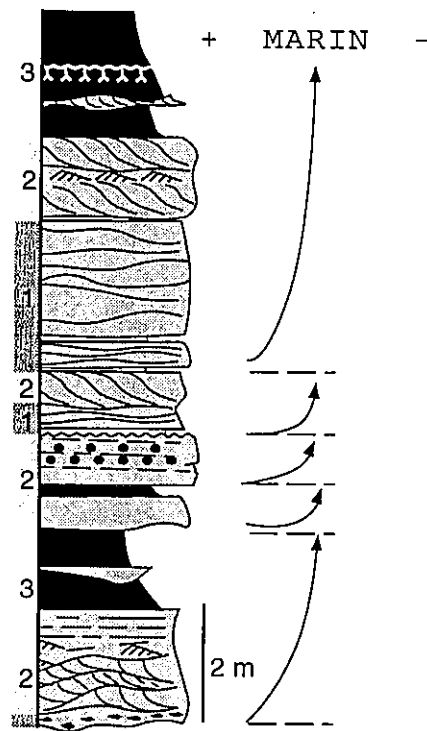


Fig. 65 - Synthèse des coupes du Toarcien moyen - Alénien (formation d'Azilal) dans l'Atlas de Béni-Mellal.



1 - Subtidal 2 - Intertidal 3 - Supratidal

Fig. 66 - Exemple de séquences positives dans la formation d'Azilal de la coupe de Ghnim.

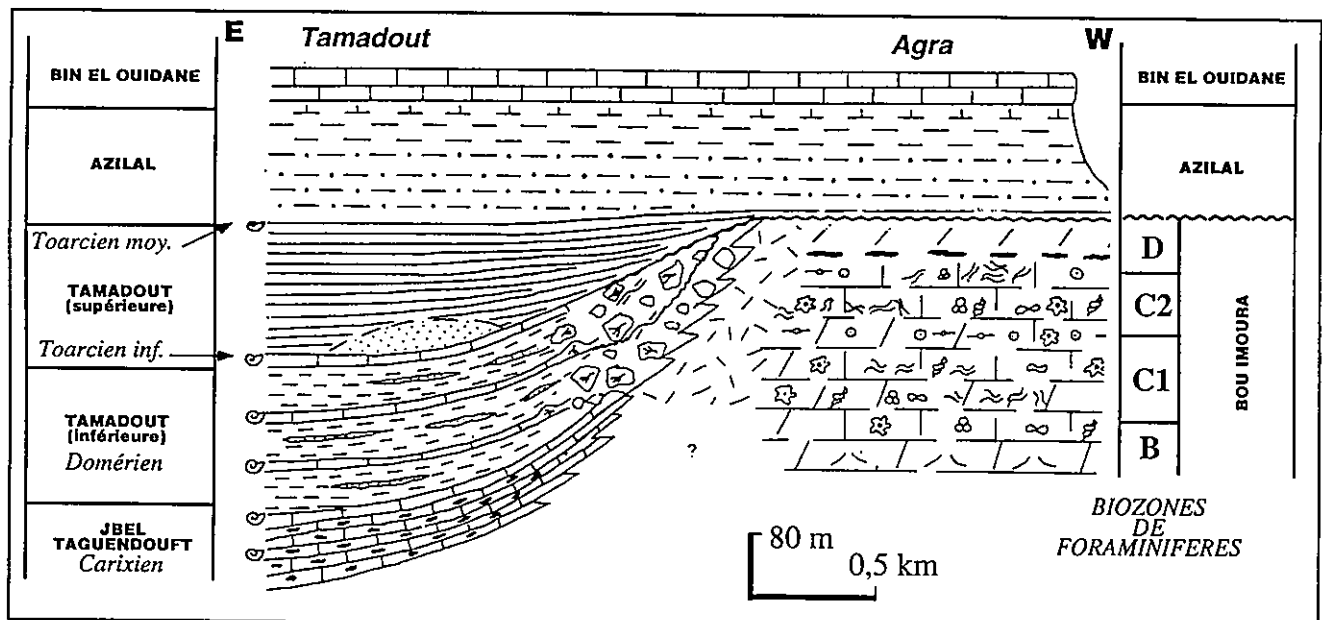


Fig. 67 - Géométrie des ensembles sédimentaires jurassiques dans la bordure Ouest du bassin de Tamadout (adapté de Souhel *et al.*, 1993).

4 - Évolution régionale des faciès

Vers l'Ouest

Sur les cartes d'Afourer et d'Azilal, le membre supérieur de la formation de Tamadoute n'est pas représenté. Les faciès laguno-marins du Lias moyen sont directement surmontés par les dépôts terrigènes: argiles rouges, conglomérats à éléments paléozoïques, cargneules et dolomies. Il s'agit de la formation des "marnes chocolat" dans l'Atlas d'Afourer (Rolley, 1978) et des formations d'Azilal et de Wazzant dans l'Atlas d'Azilal (Jenny, 1988) et de Demnat (Le Marrec, 1985). Comme dans notre secteur d'étude, ces différentes unités ne sont pas datées paléontologiquement.

L'épaisseur de ces unités est extrêmement variable (quelques mètres à 800 m) en raison des irrégularités de leur substratum plienschbachien. Ces dépôts comblent en effet de nombreux petits bassins en déchirement dans l'Atlas d'Afourer (Laville, 1978) et dans celui d'Azilal (Jenny, 1988). L'élément structural majeur dans ce dernier secteur est l'accident de Demnat.

Vers le Sud

La limite méridionale de l'extension des faciès marneux du membre supérieur de la formation de Tamadoute correspond sensiblement à celle des faciès lités de "bassin", plienschbachiens. Elle se situe au niveau de l'accident sub-méridien d'Azilal-Anergui.

Plus au sud, dans le bassin d'Amezraï, l'équivalent latéral des terrigènes du Toarcien - Aalénien de l'Atlas de Béni-Mellal se trouve représenté par les formations essentiellement gréseuses, silteuses et marneuses, puis calcaires d'Amezraï (termes 2, 3 et 4) Taфраout et Agrd N'Tazolt (cf. fig. 55). Leurs caractéristiques sédimentologiques témoignent d'une évolution, au sein d'une plate-forme interne à partir d'environnements terrigènes deltaïques (formation d'Amezraï) vers des environnements carbonatés intertidaux à subtidaux (Bouchouata, 1994).

Une corrélation de diverses coupes échelonnées depuis la bordure méridionale du synclinal de Tilougguît au nord jusqu'à l'axe du bassin d'Aït Bouguemmez au sud (fig. 68, 69 & 70), montre que la zone de dépo-centre corespond à l'aire de dépôt située entre la ride de Talmest-Tazolt, nouvellement individualisée, au Nord et l'accident Nord-Atlasique au Sud.

Au niveau de la ride de Talmest-Tazolt, les séries terrigènes du Toarcien - Aalénien dessinent une nette discordance progressive au dessus des carbonates du Lias inférieur et moyen (Bouchouata, 1994). Cette ride s'individualise comme une zone haute orientée NE-SW, limitant deux dépressions locales au Sud-Est (coupe d'Amezraï; coupe n°, fig. 69) et au Nord-Ouest (coupe de Wahmane; coupe n°, fig. 69).

Les variations d'épaisseur et de faciès observées de part et d'autre de l'Accident Nord-Atlasique (fig. 70) témoignent d'une faible activité de ce dernier, notamment au cours de l'intervalle Toarcien moyen - Aalénien. Les reliefs créés lors de la phase précédente (Domérien) sont, en effet, recouverts sous l'"onlap" dessiné par la base des terrigènes toarco-aaléniens.

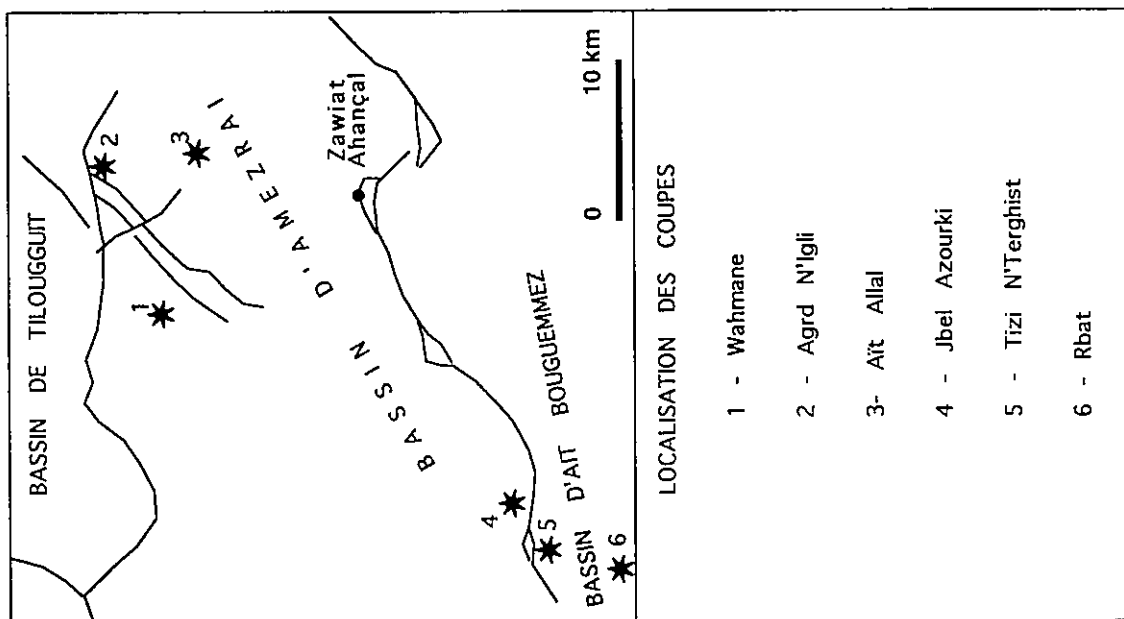


Fig. 68 - Localisation des coupes du Lias supérieur dans l'Atlas de Zawiat Ahanchal.

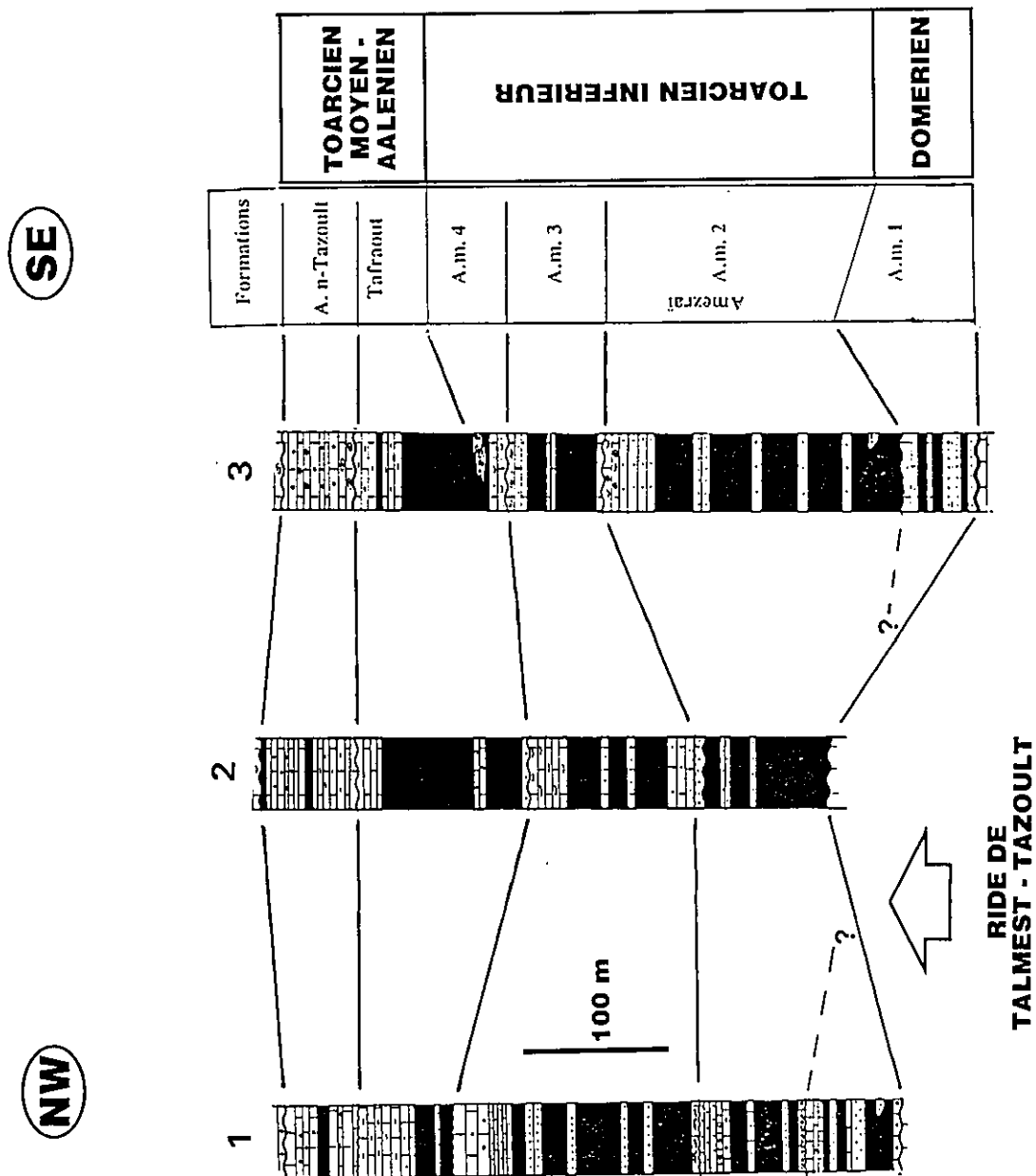


Fig. 69 - Le lias supérieur de la ride de Talmest-Tazoult (adapté de Bouhouata, 1994).

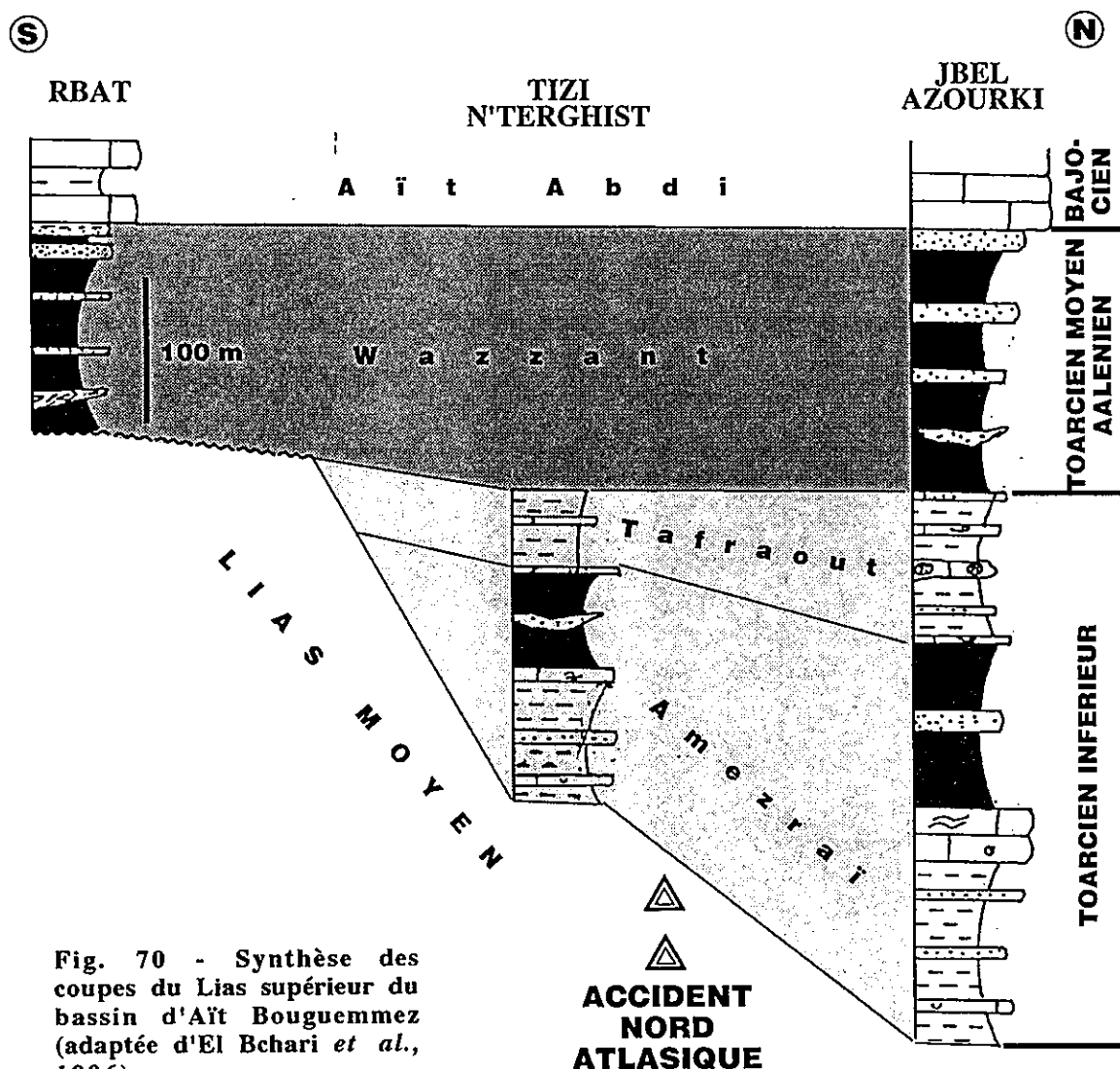


Fig. 70 - Synthèse des coupes du Lias supérieur du bassin d'Aït Bouguemmez (adaptée d'El Bchari *et al.*, 1996).

Le calage chronostratigraphique de ces séries est essentiellement basé sur une faune de brachiopodes rencontrée dans le terme 4 de la formation d'Amezraï et dans la formation d'Agrd N'Tazolt (Bouchouata *et al.*, 1994).

L'ensemble de dépôts formés des termes A.m. 3 et A.m. 4 est daté du Toarcien par des brachiopodes de la zone à *Serpentinus* (*Soaresirhynchia bouchardi* (DAVIDSON), *S. babtisrensis* (ROUSSELLE) et *Pseudogibbirhynchia jurensis* (QUENSTEDT)). Cet âge est attesté par les *Soaresirhynchia* qui se situent sous le niveau à *Hildoceras bifrons* (Toarcien inférieur, zone à *Serpentinus*). *P. jurensis*, espèce qui accompagne ces formes, est signalée dans le Haut Atlas central, depuis le Toarcien à *Hildoceras* jusqu'au sommet de l'étage (ROUSSELLE, 1973).

Les dépôts de la formation d'Aguerd n-Tazoult sont d'âge aalénien comme l'indiquent les brachiopodes de la zone à *Bradfordensis* / *Murchizonae* : *Globirhynchia subobsoleta* (DAVIDSON), *Curtirhynchia benacensis* (ROTHPLETZ) et *Stroudithyris pisolithica* (BUCKMAN).

Les âges obtenus permettent de corréler le membre supérieur de la formation de Tamadoute aux termes 2, 3 et 4 de la formation d'Amezraï et la formation d'Azilal aux formations de Tafraout et d'Agrd N'Tazoult.

5 - Esquisse paléogéographique

On peut distinguer deux étapes principales dans l'évolution paléogéographique de la bordure occidentale du bassin haut-atlasique au cours du Toarcien et de l'Aalénien:

Au cours du Toarcien inférieur, ce secteur présentait les mêmes caractéristiques paléogéographiques que celles ébauchées au cours du Domérien supérieur (*cf.* fig. 62). On note une réduction des aires de dépôt et un comblement des bassins domériens par les terrigènes des formations de Tamadoute et d'Amezraï. Le cadre structural semble contrôlé par les mêmes alignements d'accidents ayant fonctionné au cours du Domérien supérieur;

Au cours du Toarcien moyen - Aalénien, la sédimentation reprend dans l'ensemble de la région (fig. 71). Le bassin subsident d'Amezraï est comblé par les carbonates de plate-forme interne des formations de Taфраout et d'Agrd N'Tazolt. Cette plate-forme carbonatée est ceinturée au nord, à l'est et au sud par un domaine côtier à sédimentation terrigène dominante (formations d'Azilal et de Wazzant). Cette période est marquée par l'individualisation de la ride de Talmest-Tazolt dans le centre du bassin et par un calme tectonique relatif dans les autres secteurs.

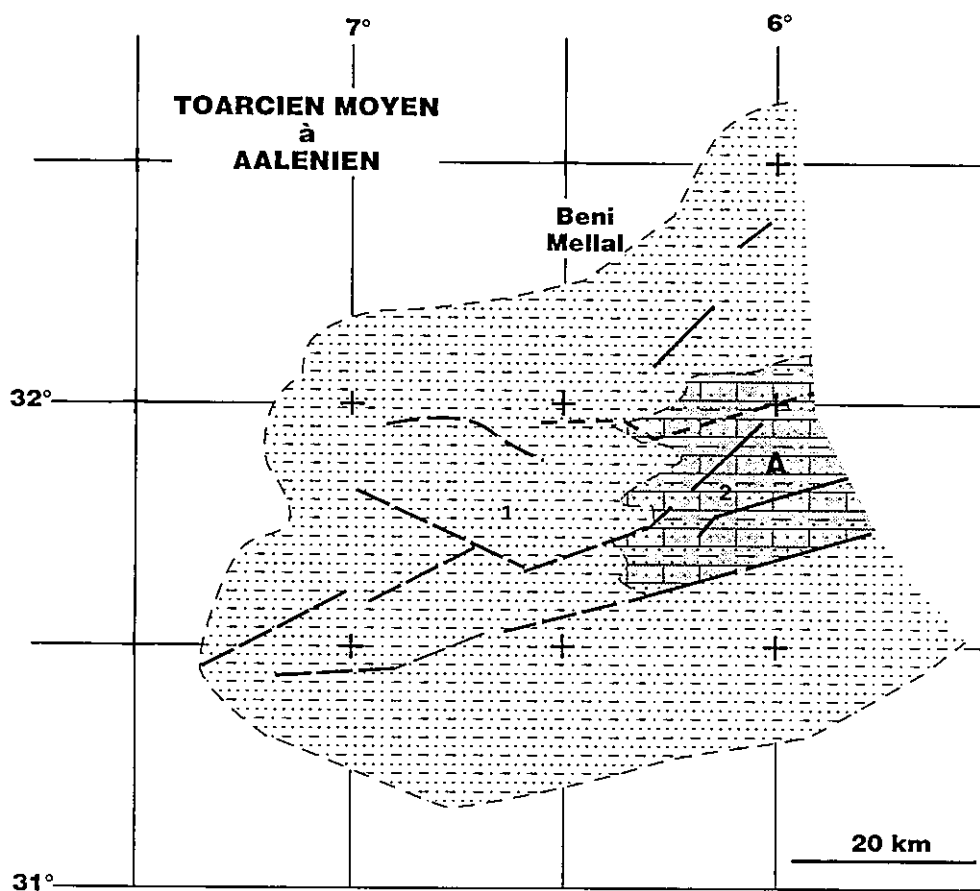


Fig. 71 - Esquisse paléogéographique du Lias supérieur (Toarcien moyen à Aalénien) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.

1) Argiles, grès et dolomies; domaine supratidal à intertidal - 2) Marnes grès et calcaires; domaine intertidal à subtidal - (A) Bassin d'Amezraï.

CHAPITRE V

LES CARBONATES DU DOGGER

1. Introduction

Les carbonates du Dogger correspondent dans notre secteur à un ensemble sédimentaire bien défini lithologiquement. Il s'agit d'une série à dominance calcaire encadrée, à la base, par l'ensemble marno - gréseux du Toarcien - Aalenien et, au sommet, par un complexe grés - conglomératique rouge d'âge Jurassico - crétacé.

Cette succession représente le second et dernier grand événement transgressif Jurassique, après celui du Lias inférieur - moyen, ayant conduit à l'installation d'une plate-forme carbonatée à l'échelle du haut Atlas central.

Les recherches concernant cette série dans notre secteur d'étude ont été réalisées en trois principales étapes:

- Les recherches prospectives: cet ensemble sédimentaire a été décrit pour la première fois dans l'atlas d'Azilal par Russo *et al.* (1927) qui l'attribuèrent au Bathonien supérieur. Par la suite, Roch (1939) donne une description de cette série dans l'Atlas d'Azilal et d'Afourer et présente notamment (p: 268 - 271) une liste exhaustive des macrofaunes (principalement des brachiopodes et des lamellibranches) découvertes dans ces niveaux et parle de "Dogger"; l'absence d'ammonites n'autorisant pas plus de précisions. Dans l'Atlas de Béni-Mellal, Bourcart *et al.* (1942) décrivent le caractère néritique puis saumâtre de cette série et datent son sommet du Bathonien.

- Les descriptions régionales: la nature lithologique des diverses unités composant cet ensemble a été progressivement définie par Lévêque (1952), Rolley (1973 - 78), Monbaron (1985), Jenny (1988) et Jossen (1988). Une suite de 2 à 3 barres calcaires séparées par des zones tendres marneuses ou gréseuses ont été ainsi reconnues au sein de cette succession. Il s'agit des formations du groupe de Bin El Ouidane dans l'Atlas de Béni-Mellal et de Zawiat Ahançal et de celles du groupe de Tanant dans l'Atlas d'Azilal. Une formation supplémentaire, celle de Tilougguit, a par ailleurs été identifiée et cartographiée séparément au sommet de cette succession.

- Les descriptions de détail: réalisées dans le cadre des travaux de thèse de Rebouillat (1983) dans l'Atlas d'Afourer et d'Azilal et de Bouchouata (1993) dans l'atlas de Zawiat Ahançal. Elles ont conduit à la définition des faciès et des environnements sédimentaires et à la caractérisation des diverses phases de la transgression du Dogger dans ces secteurs.

2. Description des formations

Le découpage adopté dans la description des formations sédimentaires du Dogger dans notre secteur d'étude est le suivant (cf. tableau I), de bas en haut:

- Groupe de Bin El Ouidane comportant les formations de Bin El Ouidane I, Bin El Ouidane II et Bin El Ouidane III;
- Formation de Tilougguit.

2. 1. - Groupe de Bin El Ouidane

Nos diverses observations ont montré que ce groupe carbonaté présente très peu de variations latérales de faciès dans l'Atlas de Béni-Mellal. La seule variation notable s'observe dans le sens vertical ainsi que dans son épaisseur totale qui augmente considérablement, notamment vers le Sud-Est, en direction de l'axe de la chaîne. La nature lithologique relativement homogène de ces unités ressort d'ailleurs de l'analyse des travaux des divers auteurs ayant abordé ce thème, ce qui peut être considéré comme un caractère régional du Dogger carbonaté. De ce fait, nous présenteront une seule coupe détaillée pour cet ensemble et nous discuterons les variations locales observées, par rapport à cette coupe de référence, à l'échelle de notre secteur d'étude.

2. 1. 1. Description de la coupe de Ghnim

En raison de la nature accidentée du terrain dans ce secteur, la coupe décrite ci-dessous a été construite à partir de trois affleurements voisins (fig. 72). Six unités ont été différenciées (fig. 73). Elles correspondent à trois barres carbonatées (unités 2, 4 et 6) succédant chacune à un ensemble marno-calcaire ou marno-dolomitique (unités 1, 3 et 5).

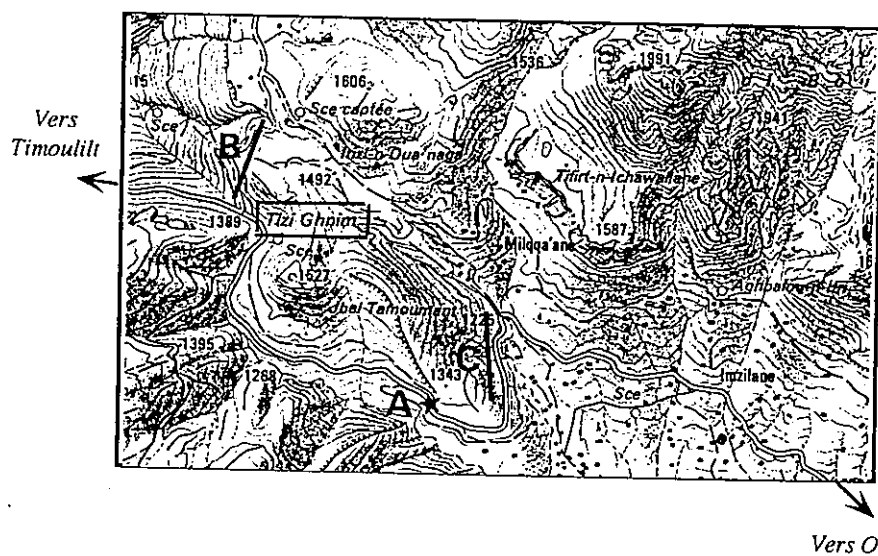


Fig. 72 - Carte de localisation des coupes du Dogger carbonaté dans le secteur de Ghnim.

A : unité 1
B : unités 2, 3 & 4
C : unités 5 & 6

Unité 1 (10 m) : elle repose sur les derniers termes de la formation d'Azilal par l'intermédiaire d'une surface encroûtée et marmorisée (discontinuité n° 5, cf. fig. 65B). La base de l'unité est constituée d'une alternance de niveaux centimétriques à décimétriques de grès fins à ciment dolomitique, sans litage apparent, et de marnes silteuses de couleur jaune à verte. Dans la moitié supérieure de l'unité les grès fins laissent progressivement la place à des calcaires argileux dolomitiques de couleur gris-verdâtre. Ces derniers sont parfois bréchifiés et marqués localement par des laminations d'origine algaire. En lame mince, ils présentent une texture fine, dolomicritique, dans laquelle s'observent parfois des pseudomorphoses de cristaux d'évaporites. La biophase, peut abondante, comporte des débris fins de lamellibranches et des tests d'ostracodes.

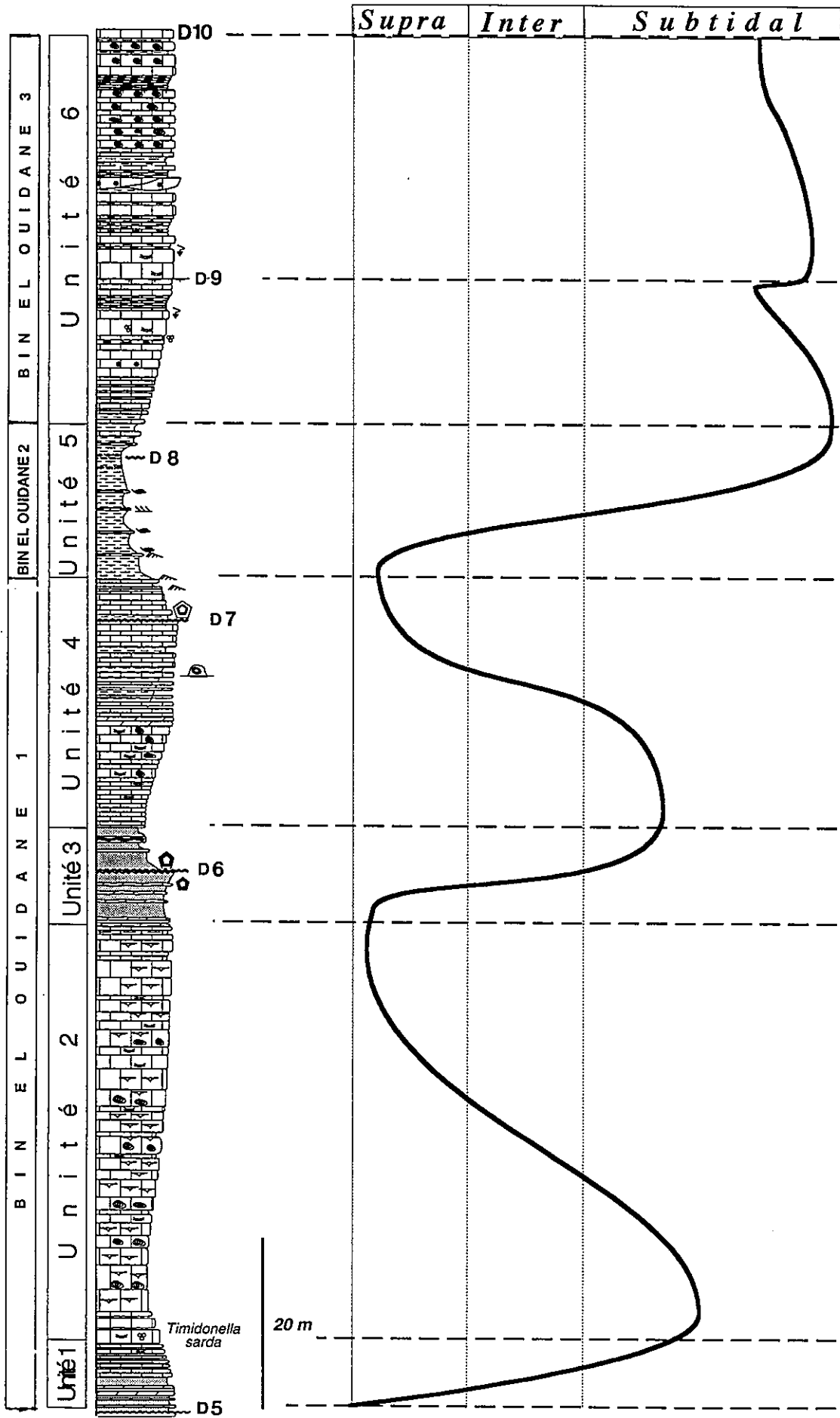


Fig. 73 - Coupe synthétique du Dogger dans le secteur de Ghnim.

Bien que ses caractéristiques restent sensiblement les mêmes dans les autres secteurs de l'Atlas de Béni-Mellal (flancs Nord et sud de l'anticlinal de Jbel Abbadine, région de Toughza), nous pensons que cette unité représente un équivalent latéral possible de l'épaisse masse marno-gypseuse rencontrée en sondage à la base de la première barre du Dogger lors des travaux d'aménagements du barrage de Bin El Ouidane (Lévêque, 1952).

Unité 2 (50 m): il s'agit d'un ensemble calcaire dépourvu de passées marneuses. On distingue, dans sa partie basale, une succession de quatre bancs calcaires progressivement individualisés de l'unité marno-dolomitique sous-jacente par leur épaisseur plus grande (0,5 à 1,5 m) et par leur net enrichissement en éléments carbonatés: intraclastes et macrofaune (coquilles dissoutes de lamellibranches et gastéropodes). En lame mince ils correspondent à des pelmicrites bioclastiques ou à des biopelmicrites à foraminifères et algues. Le dernier de ces bancs se distingue par sa richesse en foraminifères du genre *Timidonella sarda*.

Le reste de l'unité correspond à une succession de calcaires en gros bans (1 à 2 m d'épaisseur) de teinte gris - claire, parfois rose. Ce sont des calcaires micritiques à microsparitiques à bird-eyes et localement à onchoïdes. Leur contenu fossilifère, relativement pauvres, est réduit à quelques bioclastes de lamellibranches et de gastéropodes ainsi qu'à de rares algues cayeuxia et textulariidés².

Dans tout l'Atlas de Béni-Mellal cette unité montre très peu de variations dans son contenu lithologique. Seule son épaisseur semble augmenter en direction du barrage de Bin El Ouidane où elle approche la centaine de mètres (Lévêque, 1952).

Unité 3 (12 m): elle est constituée de marnes vert - olive et de dolomies argileuses blanchâtres affleurant en bancs de 0,2 à 0,5 m d'épaisseur. Les marnes renferment de nombreux rognons dolomitiques de tailles variables. Les niveaux dolomitiques situés à la base de l'unité présentent un aspect vacuolaire et se réduisent parfois à de simples croûtes altérées d'aspect marmorisé. La discontinuité D 6 repérée dans cet ensemble est représentée par deux surfaces successives, au toit de ces dolomies, présentant de très belles surfaces à polygones de dessiccation. Les niveaux calcaro-dolomitiques présents dans la moitié supérieure de l'unité, au dessus de la discontinuité D6, se caractérisent par une teinte jaunâtre et par l'apparition de lamines ondulées d'origine probablement algair.

Bien que ce passage marneux soit mentionné dans les descriptions des coupes situées dans le secteur plus occidental de Bin El Ouidane et de l'Atlas d'Afourer (Lévêque, 1952 et Rolley, 1978), nous avons noté qu'il disparaît en direction du Sud (Dogger de la cuvette de Tilougguet) et du Sud-Est (Dogger de la cuvette de Tagleft). Il semble ainsi que cette phase de tendance régressive ne soit manifeste qu'au niveau de la bordure du bassin.

Unité 4 (28 m): elle correspond à la seconde barre calcaire du Dogger dans notre région. Il s'agit d'une succession de bancs métriques de calcaires gris - bleus

² Malgré un échantillonnage systématique de toute cette succession, le foraminifère *Timidonella sarda* semble présent uniquement dans un seul banc à sa base. Ceci tend à confirmer la valeur d'"horizon repère" à la base du Dogger attribuée à cette forme par Septfontaine (1986) et par Jossen (1988).

alternant avec de minces passées de marnes verdâtres. La fréquence de ces dernières augmente vers le sommet de l'unité.

Les termes inférieurs de l'unité montrent un passage progressif à partir d'un calcaire à laminites algaires de teinte plus claire vers un calcaire bioclastique riche en sections de brachiopodes, lamellibranches et nérinés. En lame mince ces derniers correspondent à des pelmicrites occasionnellement riches en textulariidés, miliolles, ostracodes et algues cayeuxia.

Dans la moitié supérieure de l'ensemble, les calcaires montrent une plus grande fréquence de structures fenestraes. Environ trois mètres avant la fin de cet ensemble, les bancs montrent les traces d'une diagénèse complexe. Celle-ci se matérialise par des recristallisations, par des fentes horizontales à remplissage calcitique, analogues à celles observées au sein de la formation liasique de Jbel Rat, et par une abondance des pisolithes vadoses. La discontinuité D7 a été prise arbitrairement au sommet d'un de ces bancs calcaires caractérisé par son aspect cargneulisé et par sa surface tapissée de grandes structures polygonales de dessiccation.

Les derniers termes de cette succession correspondent à des calcaires finement lités, de teinte claire, épais de 0,1 à 0,3 m, alternant avec des marnes verdâtres. Le litage dans les calcaires est plan, horizontal ou légèrement oblique à la base des bancs puis entrecroisé à leur sommet. Certains de ces niveaux montrent des petites sections de rhynchonelles.

Comme pour la première barre carbonatée sous-jacente (unité 2), cet ensemble présente les mêmes caractéristiques dans notre secteur d'étude. Seule son épaisseur augmente dans la région de Bin El Ouidane (60 m d'après Lévêque, 1952).

Unité 5 (20 m): elle correspond en sa totalité à la formation de Bin El Ouidane II dans ce secteur. Il s'agit d'une masse marneuse beige, parfois verdâtre, présentant des intercalations de calcaires fins organisés en bancs de 10 à 50 cm d'épaisseur. Les marnes sont azoïques à la base et très bioclastiques au sommet. Les niveaux calcaires présentent une pâte fine. Le litage oblique fin qui les caractérise à la base disparaît vers le sommet de la succession ou ils présentent des surfaces légèrement ferruginisées et se chargent progressivement en coquilles de rhynchonelles jusqu'à former une véritable lumachelle de 15 cm d'épaisseur. Celle-ci montre un empilement formé exclusivement de tests de brachiopodes écrasés (discontinuité D 8). Vers le sommet de l'unité, les bancs calcaires présentent un caractère stratocroissants. Ils montrent un enrichissement progressif en éléments carbonatés: pellets, oolithes et intraclastes et passent sans discontinuité apparente aux termes calcaires de l'unité sus-jacente.

Comme pour les ensembles sous-jacents, cette unité garde sensiblement les mêmes caractéristiques à l'échelle de tout le Haut-Atlas de Béni-Mellal. Deux particularités peuvent toutefois être signalées. Il s'agit d'une part du versant Sud de l'anticlinal de Jbel Abbadine où cette unité n'a pas été cartographiée (Monbaron, 1985); nos observations montrent qu'elle est représentée par une passée de 1 à 2,5 m d'épaisseur, localement pétrie de rhynchonelles, et affleurant d'une manière continue au sommet de la dalle calcaire de la formation de Bin El Ouidane I. D'autre part, dans le secteur de Bin El Ouidane, cette unité montre une plus grande épaisseur (Lévêque, 1952) et se caractérise, à sa base par la présence de lentilles de gypse d'épaisseur métriques.

Unité 6 (45 m): il s'agit de la totalité de la barre carbonatée de la formation de Bin El Ouidane III dans cette région. Nous avons distingué deux ensembles limités chacun par une discontinuité (D 9 et D 10) à son sommet.

Le premier ensemble constitue le tiers inférieur de l'unité. Sa base est caractérisée par une succession de séquences élémentaires: marnes beiges bioclastiques ---> calcaire marneux riche en rhynchonelles et/ou calcaires pelmicritiques bioturbés riches en débris d'échinodermes, de lamellibranches et en coquilles naines de brachiopodes. L'épaisseur de ces séquences n'excède pas 1 m. Celles-ci passent vers le sommet de l'ensemble à un empilement stratocroissant de bancs calcaires de 0,5 à 2 m d'épaisseur. Ces derniers montrent un assemblage diversifié de microfaciès: oobiosparites bioclastiques présentant localement des litages obliques, biopelmicrites bioturbées à foraminifères et algues, pelmicrosparites à onchoïdes et encroûtements algaires au sommet des bancs. La discontinuité D 9 coiffant ce premier ensemble sédimentaire est matérialisée par une croûte ferrugineuse perforée, riche en spicules d'échinodermes, en fragments charbonneux et en débris bioclastiques diverses.

Le second ensemble correspond aux deux tiers supérieurs de cette unité. Il débute par des calcaires micritiques bioturbés à algues et passe vers le sommet à une série stratocroissante formée de séquences: marnes indurées ---> calcaires. Les niveaux marneux sont réduits à des interbancs de 5 à 10 cm. Les calcaires présentent des épaisseurs de 0,5 à 1,5 m. Ils sont riches en onchoïdes, en oolithes à cortex épais et en bioturbations. Leur surface montre localement des traces de thalassinoïdes, des encroûtements algaires et des boules centimétriques à décimétriques de polypiers. En lame mince, ils correspondent à des oomicrosparites à algues et foraminifères. La discontinuité D 10 repérée au dessus de cette unité correspond à une lumachelle de brachiopodes, de 5 à 15 cm d'épaisseur, ferruginisée, bioturbée et présentant des encroûtements d'algues et de serpules. Elle correspond dans ce secteur à une limite nette entre le complexe calcaire du groupe de Bin El Ouidane et la formation marno-gréseuse sus-jacente de Tilougguit.

A l'échelle de notre secteur d'étude, la barre calcaire de la formation de Bin El Ouidane III est caractérisée par une remarquable constance dans ses faciès et son épaisseur (45 à 50 m en général). La discontinuité D 10 à son sommet présente par contre des aspects différents à l'échelle de notre région, en relation avec une phase de structuration survenue à partir de cette période. Elle coïncide dans tout ce domaine avec l'amorce d'une discordance progressive, réalisée principalement en milieu aérien et localisée à l'aplomb des zones tectoniquement actives.

2. 1. 2. - Attribution stratigraphique

Les arguments paléontologiques recueillis dans l'Atlas de Béni-Mellal et de Zawiat Ahançal montrent que la sédimentation du groupe carbonaté de Bin El Ouidane débute dans l'Aalénien moyen-supérieur et se termine au passage Bajocien moyen-supérieur. Ces arguments sont les suivants:

**Timidonella sarda* reconnue à la base de la formation de Bin El Ouidane I, est citée dans le Haut-Atlas entre deux niveaux à ammonites appartenant respectivement à l'Aalénien moyen et au Bajocien inférieur, zone à sauzei (Jossen, 1988). De plus, la

formation d'Aït Abdi, équivalent latéral de la formation de Bin El Ouidane I dans l'Atlas de Zawiat Ahançal, a fourni l'association des foraminifères et algues suivante (Canérot *et al.*, 1994):

foraminifères : *Meandrospira* sp., *Everticyclammina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Limognella* sp., *Limognella dufaurei*, *Spiralocomulus pergconigi*, *Trocholina* gr. *palastiniensis*, *Neotrocholina* sp., *Mesoendothyra izjumiana*, *Pseudocyclammina* sp. et *Siphovalvulina* sp.

algues : *Thomatoporella parvoversiculifera*, *Sarfatiella dubari*, *Boueina* sp. et codiacées.

* La formation marneuse de Bin El Ouidane II dans l'Atlas de Béni-Mellal constitue l'équivalent latéral de la formation des calcaires marneux (Jossen, 1988), baptisée aussi formation d'Aït Abdi II par Bouchouata (1994) dans l'Atlas de Zawiat Ahançal. Elle est datée dans ce dernier secteur du Bajocien inférieur en raison d'une part d'*Otoites sauzei* signalées par Jossen (1988) et des brachiopodes *Burmihynchia termierae* (ROUSSELLE), *Parvirhynchia* cf. *parvula* (DESLONGCHAMPS), *Monsardithyris ventricosa* (HARTMANN), *Tubithyris wrighti* (DAVIDSON), *Rugitela prebullata* ROUSSELLE et *Eudesia* sp. (zone à Humphrisianum), contenus dans ses assises intermédiaires (Bouchouata *et al.*, 1995).

* La formation de Bin El Ouidane III est datée à son sommet, au niveau de la discontinuité D10, du passage Bajocien inférieur - Bajocien supérieur en raison de la présence du brachiopode *Burmihynchia termieri* (dett. Y. Almeras).

2. 1. 3. - Milieu de dépôt

Pour toutes les unités composant le groupe de Bin El Ouidane, les milieux sédimentaires reconnus sont ceux d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Les principales étapes de son évolution ont été les suivantes (fig. 73):

La première unité constitue le terme de passage entre la sédimentation à dominance terrigène du Toarcien - Aalénien et celle, franchement carbonatée du Dogger. Elle marque dans notre secteur l'installation d'un environnement supratidal à intertidal confiné.

La seconde unité montre une évolution cyclique. Les faciès à sa base traduisent une rapide ouverture des milieux de dépôt depuis un environnement lagunaire jusqu'à un environnement de plate-forme subtidale peu profonde. Cette tendance ne persiste pas très longtemps puisque très rapidement on note un retour à des conditions inter à supratidales. Celles-ci se traduisent par la constance et la rythmicité observées dans les calcaires à bird-eyes qui constituent l'essentiel de cette unité.

La troisième unité traduit, par la succession de ses faciès, un retour à des conditions supratidales, voire même continentales, conduisant à un ralentissement dans le processus de production carbonatée dans ce secteur. La discontinuité D6, au milieu de cet ensemble, témoigne de longues expositions en milieu sub-aérien.

La quatrième unité présente une évolution cyclique. On note une tendance transgressive à la base conduisant à l'installation d'un environnement subtidal peu profond, suivie d'une dérive inverse vers un milieu littoral confiné. La discontinuité D 7 matérialise, dans ce contexte, la période du maximum régressif dans notre secteur. Les derniers termes, surmontant cette discontinuité témoignent toutefois d'un retour vers

des conditions marines avec l'installation d'un environnement de "shoreface". Ils attestent ainsi d'un démarrage d'une nouvelle phase transgressive.

La cinquième unité témoigne de la continuité de la tendance transgressive amorcée avec les carbonates coiffant l'unité 4 sous-jacente. Les environnements évoluent à partir d'un domaine côtier, caractérisé par une dynamique de vagues, vers un domaine subtidal relativement profond marqué par de nombreuses phases de vacuité sédimentaires. La discontinuité D 8 située au sommet de cet ensemble correspond à une surface de condensation de faune. Elle matérialise un maximum d'ouverture marine dans cette région. Les carbonates qui la surmontent témoignent d'une reprise de la production carbonatée au sein d'un domaine subtidal profond et dessinent, avec les calcaires de l'ensemble basal de l'unité 6 sus-jacente, une séquence "klupfélienne" typique.

Les deux ensembles de la sixième unité présentent chacun une évolution régressive bien matérialisée par la stratocroissance des niveaux calcaires et l'augmentation dans la taille des éléments carbonatés sédimentés. Chacune de ces dérives correspond ainsi à une phase de comblement carbonatée en domaine subtidal moyennement profond. Les discontinuités D 9 et D 10 qui les encadrent sont interprétées comme des "hard-grounds" réalisés lors de périodes de vacuités sédimentaires en relation avec des dérives transgressives.

Dans leur ordre de succession, ces diverses unités témoignent d'une ouverture progressive de notre région sur le domaine marin. Cette ouverture résulte de la succession de quatre phases transgressives responsables, chacune, de la mise en place d'une barre carbonatée dans notre secteur. Leur organisation séquentielle reste constante à l'échelle de tout le Haut-Atlas de Béni-Mellal. Les variations observées dans leur épaisseur (fig. 74) témoignent de l'existence d'une zone haute (ride NE-SW de Jbel

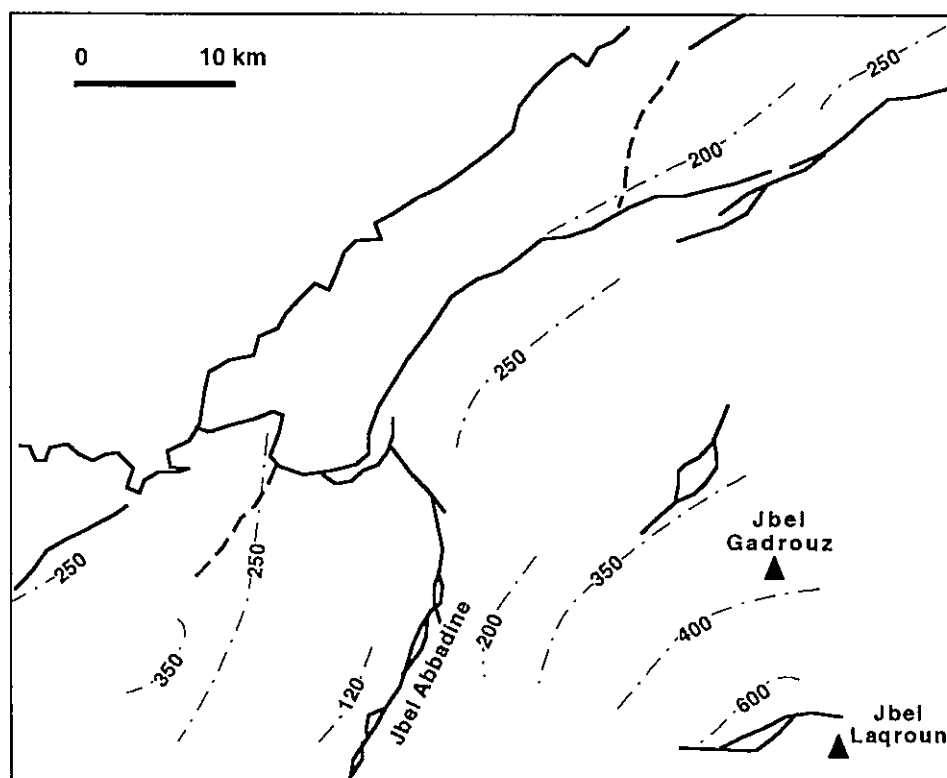


Fig 74 - Esquisse des isopaches du Dogger carbonaté dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal (modifiée d'après Monbaron, 1981)

Abbadine) délimitant deux dépressions subsidentes: celle de Bin El Ouidane au Nord-Ouest et celle de Jbel Gadrouz - Jbel Laqroun au Sud-Est.

2. 2. - Formation de Tilougguit

Les sédiments de cette formation constituent les dernières assises témoignant de la sédimentation marine jurassique dans l'Atlas de Béni-Mellal. Ils sont portés, sous le terme de "Jurassique continental", dans la carte géologique du Maroc au 1/500000 (X.X. 1956-1959). Absente à l'Ouest (synclinaux d'Aït Attab et d'Ozoud), cette unité s'individualise progressivement en direction de l'Est où elle atteint son maximum d'épaisseur dans les bassins de Tilougguit et Tagleft.

Trois coupes nous permettent de décrire les caractéristiques et l'évolution de cet environnement littoral (fig. 75A): la première coupe dans le flanc nord-ouest du synclinal de Ouauizaght (coupe de Bin El Ouidane, 400.55 - 168.45), la seconde dans le flanc nord du synclinal de Tagleft (coupe d'Isseksi, 417.8 - 181.5) et la troisième dans le flanc sud de ce dernier (coupe d'Aït Boulmane, 431.1 - 179.2).

2. 2. 1. - Description des coupes de Bin El Ouidane, d'Isseksi et d'Aït Boulmane (fig. 75)

Dans tous ces secteurs, la base de la formation de Tilougguit correspond à une discontinuité (D1) aux aspects multiples:

- dans la coupe de Bin El Ouidane, elle repose en légère discordance sur les dernières assises carbonatées du Dogger. Le sommet de ces derniers est décapé sur 0,5 à 1 m d'épaisseur. La surface d'érosion montre les traces d'une diagénèse sous-marine très poussée (fond durcie ferruginisé, dolomitisé et perforé) avant le dépôt des premières marnes de la formation de Tilougguit;
- dans la coupe d'Isseksi, cette discontinuité correspond à un niveau condensé en brachiopodes, ferruginisé et bioturbé;
- dans la coupe d'Aït Boulmane, la formation de Tilougguit repose en discordance angulaire franche (10 à 15°) sur des calcaires bleus à ammonites domériennes. On assiste dans ce secteur à l'érosion d'une série de plusieurs centaines de mètres (Lias supérieur à Bajocien) avant le dépôt de l'unité de Tilougguit.

Dans notre description de cet ensemble, nous avons retenu le découpage en trois membres, défini par Jenny *et al.* (1981) pour la formation de Tilougguit (planch h. t. VI-5). Chacun de ces membres correspond à un environnement distinct.

Membre inférieur:

Ce membre affleure sur une épaisseur d'environ 10 m dans les coupes de Bin El Ouidane et d'Isseksi. Sa puissance ne dépasse pas 2 m dans la coupe d'Aït Boulmane. Il se caractérise par son contenu essentiellement marneux et par sa teinte jaune à beige à l'affleurement.

Le faciès principal rencontré correspond à des marnes sableuses litées auxquelles sont associés des calcaires oolithiques et des faciès sableux fins.

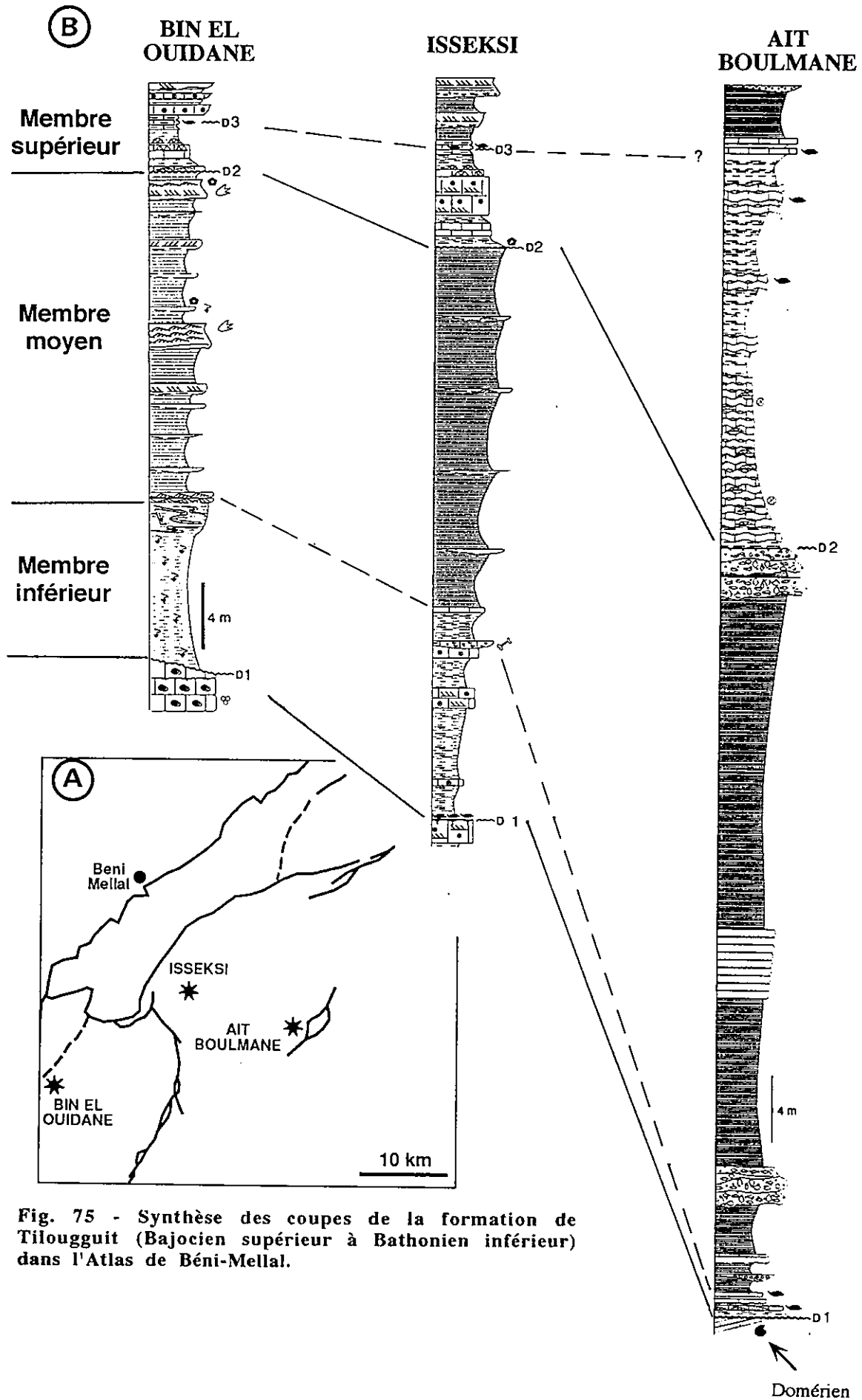


Fig. 75 - Synthèse des coupes de la formation de Tilougguit (Bajocien supérieur à Bathonien inférieur) dans l'Atlas de Béni-Mellal.

Les marnes sableuses litées présentent un aspect schistosé et se caractérisent par une richesse exceptionnelle en traces de terriers bien conservées. Au lavage, elles 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. Leur aspect lité et schistosé 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). L'énergie de dépôt faible à modérée, la pauvreté en faune et la richesse en terriers et en débris de végétaux suggèrent un dépôt dans un environnement subtidal peu profond pour ces marnes.

Les calcaires oolithiques correspondent, dans les coupes de Bin El Ouidane et d'Aït Boulmane, à des corps lenticulaires de petites dimensions: 5 à 10 cm d'épaisseur pour 2 à 3 m de largeur. Dans la coupe d'Isseksi, leur puissance peut atteindre 2 m. Ils sont gris en cassure et présentent une base nette, 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 caractérisent par un cortex radiaire formé généralement d'une seule couche. Ce dernier présente parfois des indices de tassement: aplatissement, cisaillement ou décollement. D'après leurs caractéristiques, ces calcaires correspondent soit à des faciès de comblement de petites dépressions, pièges à oolithes, localisées en domaine subtidal peu profond, soit à des épandages oobioclastiques sous forme de dunes littorales, déposées dans un environnement intertidal à subtidal peu profond.

Les faciès sableux se rencontrent au sommet de l'unité, notamment dans la coupe de Bin El Ouidane. En lame mince, ils 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. Deux variantes ont été distinguées:

- La première est représentée par des lentilles encaissées au sein des marnes litées. 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. Elles sont affectées par de nombreux slumps associés à de petites failles synsédimentaires. Ce type de dépôt est interprété dans la littérature en "delta front sheet sand" (Sutton *et al.*, 1970). Ce sont des matériaux provenant de la destruction de barres ou bien directement des chenaux, et résédimentés sous forme d'épandages sableux inorganisés bien triés.
- La seconde variante correspond soit à des plaquettes centimétrique superposées et à bases nettes, soit à des enrichissements en sable des marnes litées, dessinant ainsi des séquences granocroissantes. Ces derniers niveaux ne présentent aucune 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. Ces caractéristiques sont celles de rides d'oscillation pure (Harms *et al.*, 1982), générées sous un régime d'énergie modéré à moyen.

Membre moyen:

La puissance de ce membre atteint 20 m dans les coupes de Bin El Ouidane et d'Isseksi et environ 40 m dans la coupe d'Aït Boulmane. Il est composé par une masse argileuse, de teinte rouge à versicolore, entrecoupée de passées gréseuses et, exceptionnellement, des passées conglomératiques observées dans la coupe d'Aït Boulmane.

Les argiles versicolores sont finement litées, parfois massives. 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. 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. Dans certains cas il peut présenter des polygones de dessiccation et des empreintes ovales de pattes de Dinosaures.

Ces argiles sont interprétées comme des dépôts de replat de marée. Le premier terme correspond aux périodes d'inondation où les mécanismes de dépôt sont essentiellement dus à la décantation. Le second terme témoigne des phases d'exposition sub-aériennes que subit épisodiquement cet environnement.

Dans les passées gréseuses associées aux argiles on a distingué deux variantes:

- la première correspond à des sables moyens à grossiers, organisés en lentilles chenalisantes de couleur rouge et d'épaisseur métrique. Elles forment avec les argiles encaissantes des séquences positives traduisant un comblement de chenaux.
- la seconde variante, dominante dans cet ensemble, correspond à des sables fins organisés en 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. Leurs caractéristiques sont les suivantes:
 - base de banc nette et plate avec, le plus souvent, des figures de semelle de banc tels les "grove marks" et les "flute marks";
 - ils présentent, en leur base, des laminations planes ou ondulées, ces dernières passant rapidement à des microstratifications obliques, organisées en faisceaux variant de 3 à 5 cm pour la longueur et de 1 à 1,5 cm pour la hauteur.
 - la surface de telles unités montre des rides lungoïdes à très fort degré d'asymétrie et à crêtes totalement indépendantes les unes des autres.

D'après leurs caractéristiques, ces faciès correspondraient à des produits de débordement (levées naturelles et crevasses) à partir de chenaux primaires.

Le dernier faciès rencontré au sein de ce membre est représenté par deux passées conglomératiques de 2 à 3 m d'épaisseur, observées dans la coupe d'Aït Boulmane. Il s'agit d'un conglomérat polygénique à ciment calcaire et à éléments anguleux de tailles variables: quelques millimètres à 20 cm. Ces éléments sont de natures diverses: galets calcaires et plaquettes gréseuses issus de l'érosion des assises du Dogger et du Lias sous-jacentes.

Membre supérieur

La discontinuité D2 à la base de cette unité correspond à une importante surface d'érosion. Les incisions affectant le sommet du membre sous-jacent atteignent parfois jusqu'à 6 m de profondeur (fig. 76 et planche h. t. VI-4).

Cette troisième unité de dépôt représente la dernière récurrence marine jurassique dans tout notre secteur d'étude. Son épaisseur varie de 5 à 10 m dans le secteur nord (coupes de Bin El Ouidane et d'Isseksi) et dépasse 20 m au sud (coupe d'Aït Boulmane). Elle est caractérisée par une dominance des calcaires oolithiques et biodétritiques associés à des marnes bioclastiques vertes puis rouges au sommet de l'unité. Les calcaires oolithiques se présentent sous plusieurs aspects. On peut ainsi noter:

- * Des oosparites lumachelliques à *Mytilus*, petits gastéropodes et polypiers en boules. Ils affleurent en bancs centimétriques à décimétriques parfois d'aspect noduleux. En lame mince, il s'agit d'un calcaire packstone à 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 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 généralement de grande taille et correspondent à des coquilles de lamellibranches et de gastéropodes associées à des débris debryozoaires et d'échinodermes. Ce faciès témoigne d'un dépôt dans un environnement subtidal à énergie moyenne à élevée.

- * Des oosparites bioclastiques en bancs lenticulaires affleurant 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'ordre variant entre 1 et 1,5 m. Ces dernières structures sont associées, au sommet des bancs, à de petites rides symétriques. En lame mince, ce faciès présente les mêmes caractéristiques que le faciès précédent. 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 est interprétée comme un faciès de comblement, sous forme de dunes littorales, déposées dans un environnement intertidal à subtidal peu profond.

- * Des calcaires gréseux à oolithes diffuses. Ils affleurent en 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 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 nourricière en éléments détritiques.

Les marnes associées à ces calcaires oolithiques affleurent en interstrates d'épaisseur décimétrique à métrique et de couleur verte ou grise. En lavage, elles sont bioclastiques, riches en ostracodes et contiennent de nombreux grains roulés et sombres, assimilables à des oolithes. Parmi les bioclastes, dominant des débris de

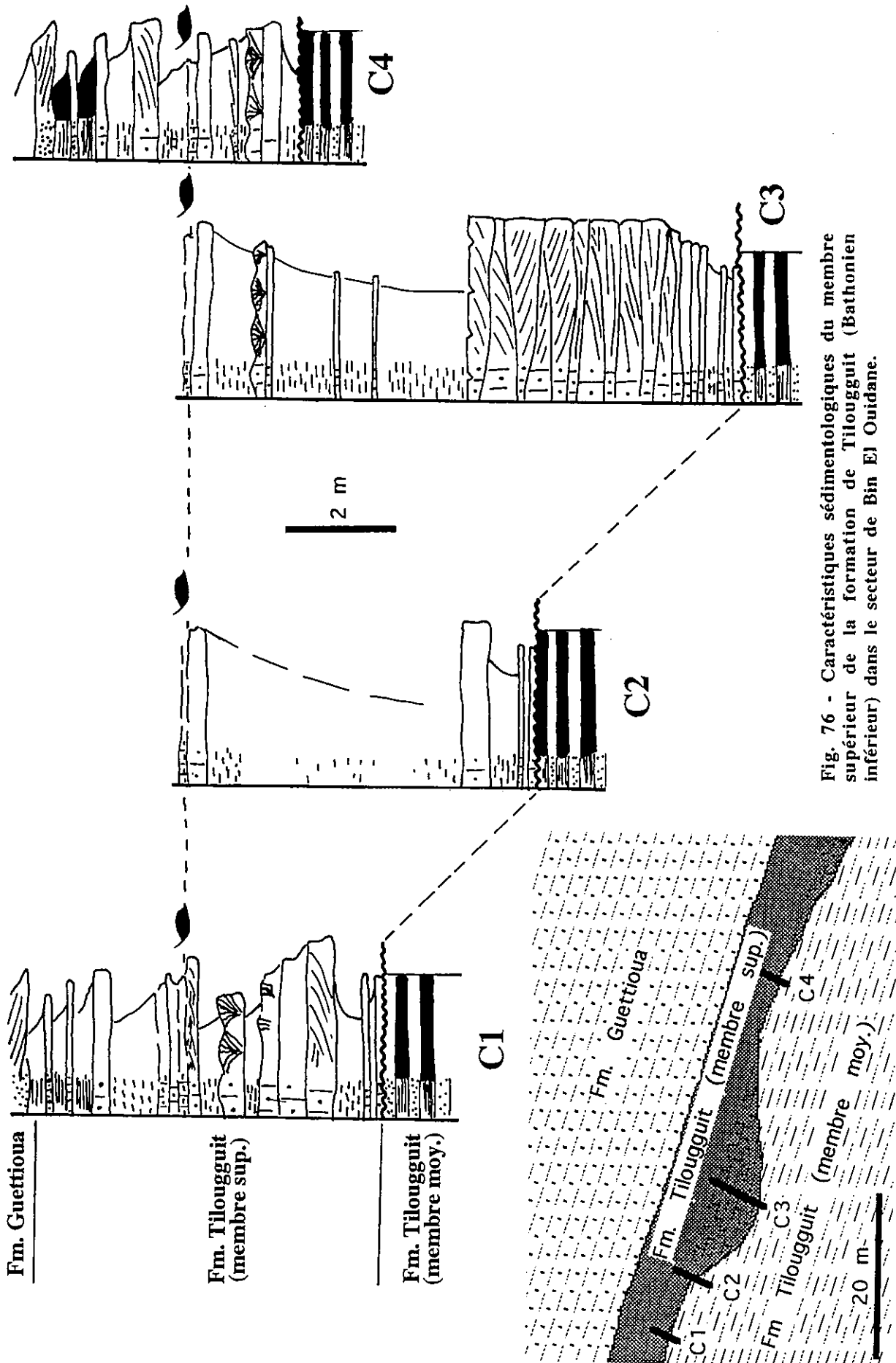


Fig. 76 - Caractéristiques sédimentologiques du membre supérieur de la formation de Tilougguit (Bathonien inférieur) dans le secteur de Bin El Ouidane.

lamellibranches, de gastéropodes, des fragments étoilés d'encrines de crinoïdes et des spicules d'oursins.

Dans la coupe d'Aït Boulmane, la totalité du membre est constituée d'une alternance de marnes vertes et de calcaires oolithique à polypiers

Au niveau des coupes de Bin El Ouidane et d'Isseksi, ces divers faciès s'organisent en séquences de type calcaire ---> marnes vertes et peuvent dans certains cas correspondre à des remplissages de paléo-dépressions creusées dans les argiles du membre sous-jacent (fig. 76). Depuis la base du membre, on note une stratodécroissance des bancs calcaires jusqu'à un horizon formé de calcaire marneux riche en polypiers et brachiopodes (discontinuité D3). Le sommet de l'unité se compose par une alternance de calcaire gréseux oolithiques et de marnes rouges passant progressivement aux argiles et grès de la formation de Guettioua.

2. 2. 2. - Attribution stratigraphique:

Bourcart *et al.* (1942) étaient les premiers à proposer un âge Bathonien pour cette formation, en raison d'une faune de lamellibranches et brachiopodes³, récoltée dans ses calcaires sommitaux affleurant dans le synclinal de Tagleft.

La faune de brachiopodes rencontrée à la base et au sommet de cette unité nous permet de la situer dans l'intervalle Bajocien supérieur - Bathonien inférieur. Il s'agit, d'une part de *Burmihynchia termierae* (passage Bajocien moyen - supérieur, dett. Y. Almeras) reconnu à la base de la succession (niveau condensé de la discontinuité D1) et de *Holcothyris angulata* et *Rugitela sp.* (Bathonien inférieur, dett. Y. Almeras) présents au sommet de l'ensemble (niveau condensé de la discontinuité D3).

2. 2. 3. - Milieu de dépôt

Les nombreux faciès qu'elle comporte, leur grande variabilité tant horizontalement que verticalement, nous portent à confirmer l'aspect littoral évoqué par Bourcart *et al.* (1942) et Jenny *et al.* (1981) pour l'unité de Tilouguit. Les dépôts de cette formation s'intègrent très bien dans le contexte de la régression bathonienne (Du Dresnay, 1979) de la mer jurassique vers l'Est et le Nord-Est.

Les deux premiers membres de cette unité montrent un caractère granocroissant et régressif. Ils matérialisent un prisme terrigène progradant comportant une partie sous-aquatique (marnes vertes feuilletées et bioturbées surmontées par des niveaux sableux chenalisés à nombreuses figures de slumps), suivie d'une partie sub-aérienne dominée par des processus sédimentaires fluviaux (argiles de replat de marée et sables chenalisants). Le dernier membre de la formation traduit un retour brusque (discontinuité D2 nette) à un milieu marin infralittoral. La transgression à sa base conduit à l'installation d'un environnement de dunes littorales soumises, par la suite, à un envasement graduel (passage progressif des calcaires oo-bioclastiques aux grès fluviaux de la formation de Guettioua sus-jacente).

³ L'association citée par ces auteurs est la suivante:

Lamellibranches: *Camponectes* (Pecten) *lens*, *Plagiostoma annonsii*, *mytilus* *l'Aïtmarensis*.

Brachiopodes: *Terebratula globosa*, *Terebratula cf. intermedia*, *Zeilleria waltonii*, *Zeilleria digonia* et *Sphaerotiaria méandrina*.

3. - Évolution régionale des faciès

Vers l'Ouest

Dans l'Atlas d'Afourer et d'Azilal, Rebouillat (1983) montre que l'épaisseur du Dogger carbonaté se réduit rapidement en direction de l'Ouest et du Nord-Ouest. Cet auteur met l'accent sur le caractère peu profond de cette série sédimentaire déposée dans un environnement de plate-forme interne. Il distingue en outre plusieurs mégaséquences transgressives et régressives parfaitement corrélables avec les diverses unités que nous avons distingué dans l'Atlas de Béni-Mellal (fig. 77).

Vers le Sud

Dans l'Atlas de Zawiat Ahançal, les carbonates de l'Aaléno-Bajocien forment le groupe d'Aït Abdi (Jossen, 1988). L'estimation des épaisseurs de ces séries carbonatées est difficile en raison du biseau d'érosion post - jurassique. Cette épaisseur ne dépasse pas toutefois 300 m pour les formations d'Aït Abdi I et II réunies (Bouchouata, 1994). Elles sont composées d'une succession de calcaires oolithiques et oncolithiques fossilifères comportant une faune de brachiopodes essentiellement bajocienne (Canérot *et al.*, 1994; Bouchouata *et al.*, 1995). Les très faibles variations latérales de faciès qu'ils présentent à l'échelle de ce secteur suggèrent un dépôt au sein d'une plate-forme carbonatée unique (Bouchouata, 1994). Celle-ci recouvre à l'horizontale la ride de Talmest-Tazolt et l'accident Nord-Atlasique ainsi que les bassins terrigènes du Toarcien - Aalénien qui les bordent.

4. - Esquisse paléogéographique

Au cours de l'intervalle Aalénien supérieur - Bajocien moyen, la bordure occidentale du bassin haut-atlasique central était occupée par une plate-forme carbonatée peu pentée, marquée dans sa périphérie par des dépôts supratidaux à intertidaux passant progressivement à des faciès subtidaux peu profonds au centre du bassin (fig. 78). Les limites d'extension de cette plate-forme correspondent sensiblement aux bordures actuelles de la chaîne (Rolley, 1973b; Rebouillat, 1983; Jenny, 1988). Dans ce type d'environnement, les changements notables dans les conditions de dépôts paraissent essentiellement engendrés par les variations de la bathymétrie. Celles-ci conduisent en effet à de rapides migrations des aires de dépôt lors des phases transgressives et à l'installation de conditions sub-aériennes sur de vastes secteurs de la plate-forme lors des phases régressives.

Dans l'Atlas de Béni-Mellal, la ride de Jbel Abbadine s'individualise comme un élément structural majeur au cours de cette période, limitant les deux principales zones de dépocentres.

Dans l'Atlas de Zawiat Ahançal, l'épaisseur modeste du Dogger carbonaté conservé ainsi que sa disposition horizontale à l'approche des deux structures majeures: ride de Talmest-Tazolt et accident Nord-Atlasique témoignent d'une faible activité de ces accidents au cours de cette période.

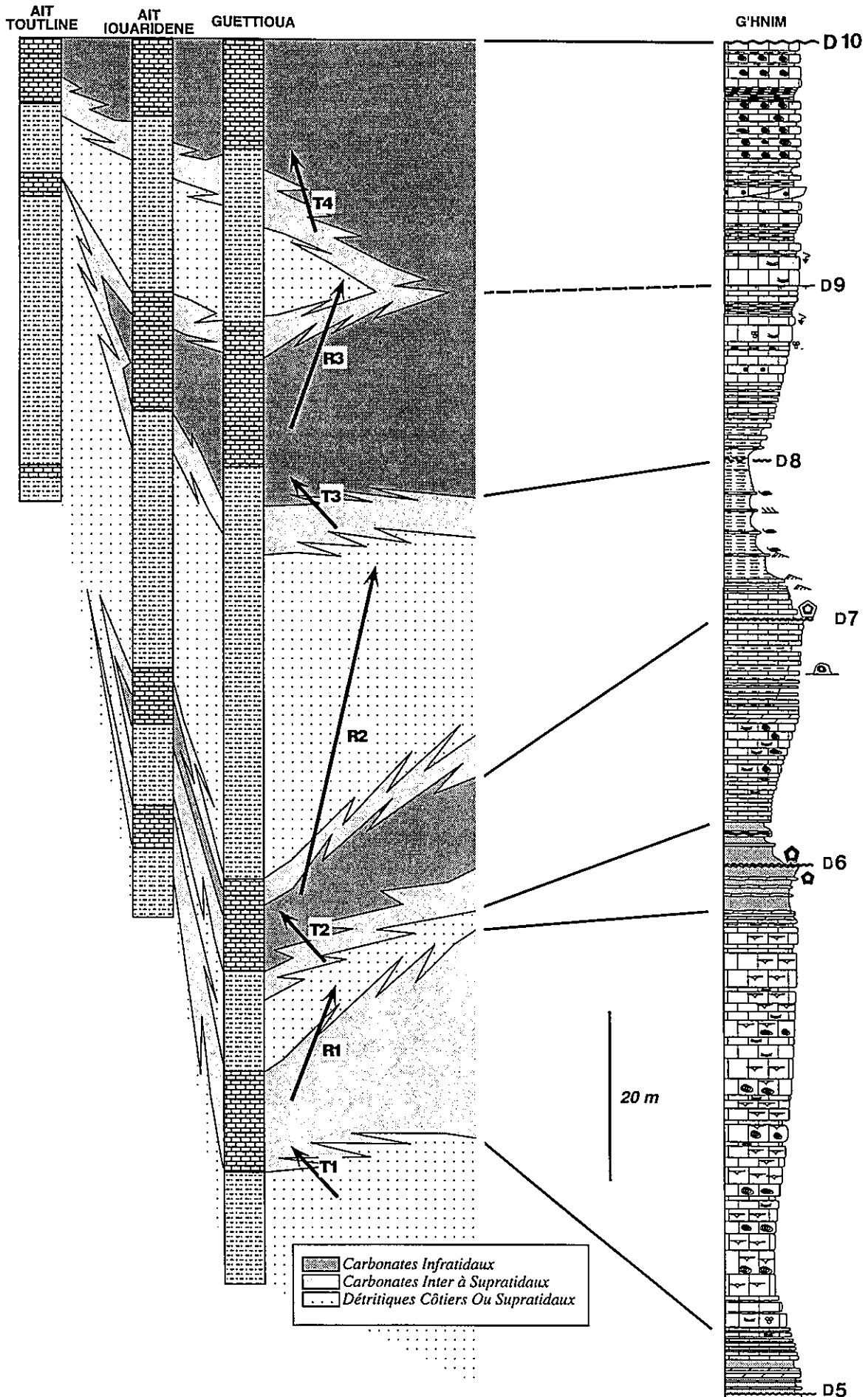


Fig. 77 - Schéma de corrélation entre le Dogger carbonaté de l'Atlas de Béni-Mellal et de l'Atlas de Demnat (coupes d'Aït Toutline, d'Aït Iouaridène et de Guettoua d'après Rebouillat, 1983).

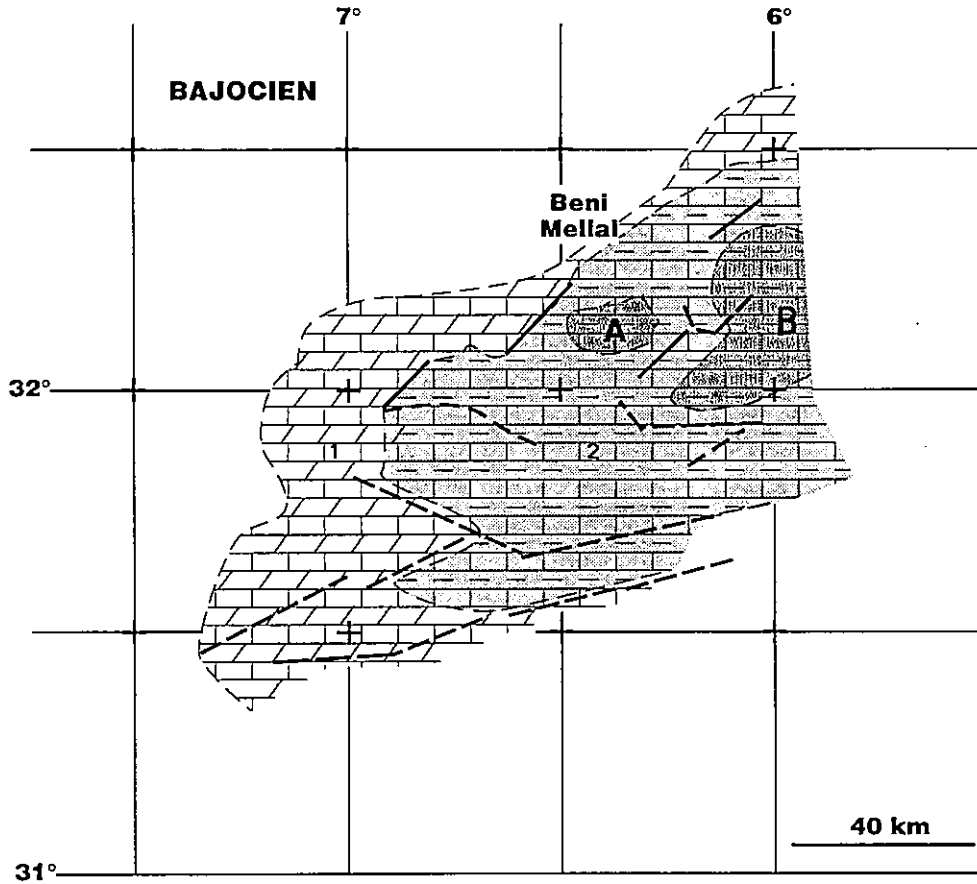


Fig. 78 - Esquisse paléogéographique du Dogger (Aalénien moyen à Bajocien moyen) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.
 1) Calcaires, dolomies et marnes; domaine supratidal à intertidal - 2) Marnes et calcaires; domaine intertidal à subtidal - (A & B) Zones subsidentes de Bin El Oudane (A) et de Jbel Lakroune (B).

A partir du Bajocien supérieur, la régression vers l'Est de la mer jurassique s'accompagne d'une reprise de l'activité tectonique. S'installe alors une sédimentation terrigène à caractéristiques très variables à l'échelle du fond du golfe atlasique. En effet, la formation de Tilouguet correspondante montre dans l'Atlas de Béni-Mellal d'importantes variations d'épaisseur accompagnées de biseaux d'érosions traduisant la création de nouveaux reliefs (ride d'Aït Boulmane). Dans l'Atlas d'Afourer où cette unité est absente, nous pensons qu'elle correspondrait, en partie, aux assises basales de la formation fluviatile de Guettoua (Souhel, 1987). La même explication peut être proposée pour l'Atlas d'Azilal où cette formation affleure d'une manière très localisée en dessous des assises gréseuses de Guettoua (Jenny, 1988). En raison de ce cadre très contrasté, nous ne pouvons pas proposer de schéma paléogéographique pour cette période. Il semble toutefois que l'ensemble de ce secteur soit recouvert par une nappe sableuse progradante dont les caractéristiques (épaisseur et organisation des faciès) sont tributaires des irrégularités du substratum nouvellement créées.

CHAPITRE VI

LES COUCHES ROUGES JURASSICO - CRÉTACÉES

1. - Introduction

A partir du Bathonien inférieur et jusqu'à l'Aptien, le secteur étudié a été le siège d'une sédimentation terrigène rubanée au sein de laquelle se reconnaissent trois principales formations (Jenny *et al.*, 1981): formation de Guettoua, d'Iouaridène et de Jbel Sidal (*cf.* tableau I).

Les divers travaux réalisés sur ces "couches rouges" se sont essentiellement intéressés à la recherche de la limite "Jurassique - Crétacé" au sein de ce complexe. Les premières études ont été réalisées par Roch (1939) dans le synclinal d'Aït-Attab. Cet auteur 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 de ces couches rouges et les rattache au Crétacé. La même interprétation fut portée sur la carte géologique du Maroc au 1/500 000 (X.X, 1956-1959) ainsi que sur la carte géologique au 1/100 000 (feuille Afourer) où Rolley (1978) figure une discordance à la base de ces niveaux et leur confère un âge infra-Aptien. Ces interprétations sont, par la suite, remises en cause par Jenny *et al.* (1981). Ces auteurs distinguent trois formations (Fm. de Guettoua, d'Iouaridène puis de Jbel Sidal); ils les figurent sur les coupures géologiques au 1/100 000: feuilles Azilal, Béni-Mellal et Demnat, et les placent toutes dans le Jurassique moyen (Bathonien à Callovien?). Ainsi, la limite entre le Jurassique et le Crétacé s'est retrouvée placée soit au sommet soit à la base des couches rouges selon les auteurs.

Notre analyse sédimentologique de ces formations dans la totalité des synclinaux de l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer (Souhel *et al.*, 1985; Souhel, 1987) nous a amené à placer une coupure importante au sein de ce complexe terrigène et de distinguer un ensemble inférieur (Fm. Guettoua et Iouaridène), d'âge jurassique moyen - supérieur probable, et un ensemble supérieur (Fm. de Jbel Sidal), d'âge Crétacé inférieur probable. L'âge Crétacé inférieur proposé pour la formation de Jbel Sidal a été par la suite confirmée par la découverte, dans la partie moyenne de cette unité, de gisements de gastéropodes et d'ostracodes du Crétacé inférieur (Haddoumi, 1988).

2. - Description des formations

Les résultats présentés ici sont synthétisés à partir d'un travail de détail, réalisé précédemment (Souhel, 1987), concernant les modalités de dépôt de la série des "couches rouges". Nos diverses observations sont glanées, pour l'essentiel, dans les synclinaux d'Aït-Attab et de Ouauizaght ainsi que dans les cuvettes de Tagleft, d'Aghzif-Naour et d'Ozoud (fig. 79) où des compléments d'informations ont été recueillis.

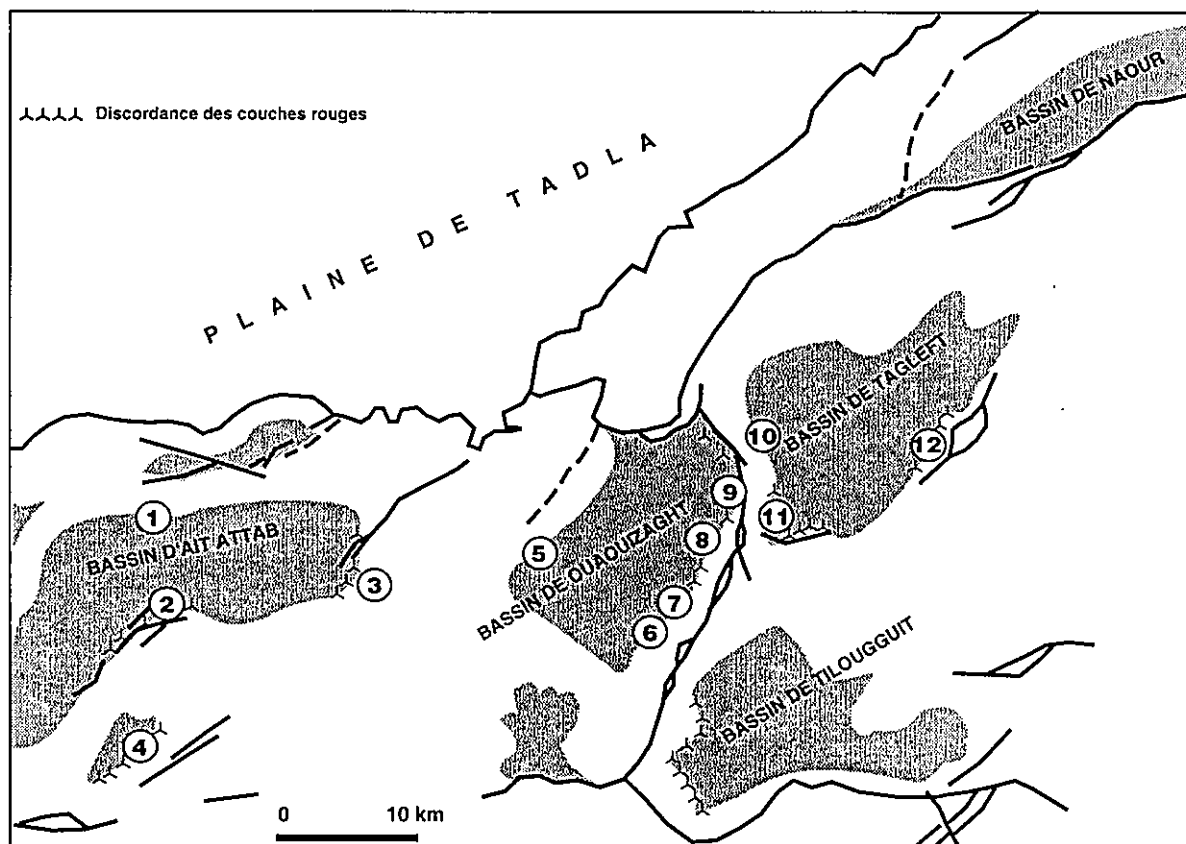


Fig. 79 - Principaux bassins des couches rouges jurassico-crétacées et localisation des coupes étudiées dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.

Un total de six faciès ou groupe de faciès a été répertorié dans ce complexe rouge (fig. 80) et adoptés dans la description détaillée des formations sédimentaires qui le composent. Ces faciès s'échelonnent dans 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 considérée.

2. 1. - Formation de Guettioua

Dans notre secteur d'étude, cette unité correspond à une alternance de grès lenticulaires et d'argiles, occupant le fond des bassins synclinaux d'Aït-Attab, de Ouauizaght, de Tilougguit, de Tagleft, d'Aghzif-Naour et d'Ouzoud.

2. 1. 1. - Description

Les faciès reconnus dans cette succession sont:

- F 2 - argiles de plaines d'inondation;
- F 3 - faciès silteux;
- F 4.2 - faciès gréseux, système méandrique;
- F 5.1 - microconglomérats de fond de chenaux;
- F 6 - faciès conglomératique.

Les diverses associations présentées par ces faciès témoignent d'un environnement continental alluvial.

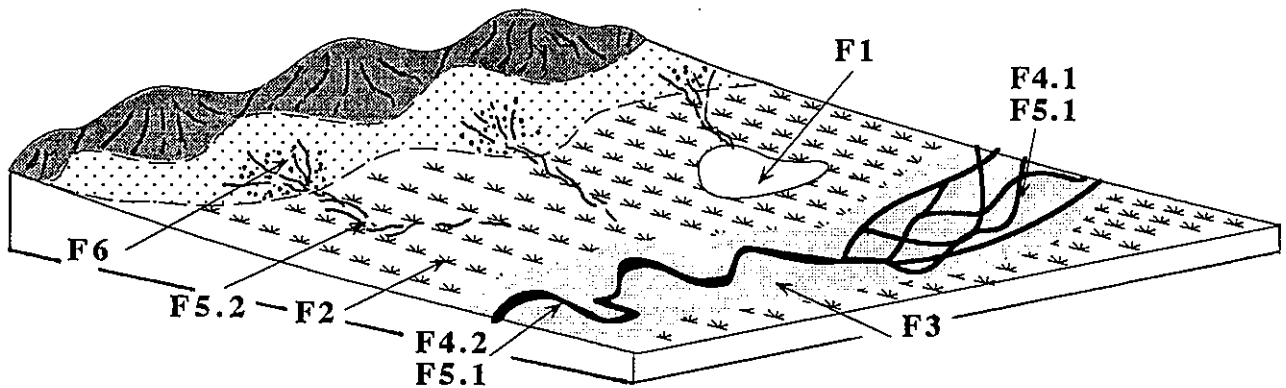


Fig. 80 - Modèle de dépôt et principaux faciès des couches rouges jurassico-crétacées.

F 1 - faciès calcaire: 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 B1 dans les flancs nord des synclinaux d'Aït-Attab et de Ouauizaght.

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.

F 2 - faciès argileux: selon la fréquence des corps gréseux associés à ces argiles, on peut distinguer deux variantes dans ce faciès:

* Les argiles de plaine d'inondation s.s., d'épaisseur centimétrique à métrique, qu'on trouve intercalées avec de nombreuses barres gréseuses dans les formations de Guettoua et de Jbel Sidal. 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 verdâtres à nombreux débris organiques (bois carbonisé, bois silicifié, fragments d'os de vertébrés).

* Les argiles de "playa" rencontrées dans les deux tiers inférieurs de la formation d'Iouaridène. Elles se présentent sur des épaisseurs dépassant la centaine de mètre et ne présentent, en leur sein, que de très rares passées gréseuses ou microconglomératiques. A l'affleurement, on relève un premier terme de couleur rouge et d'aspect homogène et un second terme de couleur grise, café au lait, parfois orange; ce dernier terme est compact, finement lité, excédant rarement 10 cm d'épaisseur et offre souvent, à sa surface, des figures polygonales de dessiccation associées à des traces d'impact de gouttes de pluie et des témoins de reptation d'organismes fousisseurs.

F 3 - Faciès silteux: 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 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 20 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 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 microstratifications de rides de courant.

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 4 - Faciès gréseux: ce faciès forme l'élément principal des assises des formations de Guettioua et de Jbel Sidal. 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 50 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:

* Les dépôts fluviaux en "tresse" (F 4.1) organisés en bancs épais de 1 m à 7 m et d'extension hectométrique à l'échelle de l'affleurement. Elles comportent, d'une part, des chenaux érosifs imbriqués, à stratification oblique arquée, tabulaire ou en feston, et, d'autre part, des barres lenticulaires dépourvues de litage ou à litage légèrement oblique et tabulaire.

* Les dépôts fluviaux méandriformes (F 4.2) organisés en bancs lenticulaires d'extensions métriques à décadiométriques pour des épaisseurs variant du décimètre à 5 m. Ils se caractérisent par des bases nettes, soit planes, soit légèrement ravinantes et par une structure interne 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. On note finalement une richesse relative, par rapport aux autres faciès, en restes de végétaux et de vertébrés.

F 5 - 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:

* Les microconglomérats de fond de chenaux (F 5.1): Ils caractérisent la base de nombreuses séquences fluviales dans la formation de Guettioua. Ces microconglomérats s'organisent en lentilles, toujours ravinantes, aux caractéristiques suivantes:

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

* Les microconglomérats de cône distal (F 5.2): ce type de faciès est observé soit à la base des formations de Guettioua 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, 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 (chenaux mineurs imbriqués). Notons finalement que la majorité des éléments figurés 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.

F 6 - Faciès conglomératiques: ils s'observent uniquement à l'aplomb des zones d'accidents bordant les divers bassins des couches rouges. Il s'agit de roches consolidées et inorganisées, formées de galets 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 identifiés essentiellement comme de type "débris flow", en raison de la taille des éléments qu'ils présentent et de la matrice supportant ces éléments.

Les faciès argilo-gréseux déposés au centre des bassins sont révélateurs de plaines alluviales parcourues par des réseaux fluviaux méandriiformes. La séquence type, caractéristique d'un tel environnement montre un enchaînement à partir de faciès grossiers jusqu'à des faciès fins, sur des épaisseurs variant de 2 à 10 m. Il s'agit d'une séquence d'accrétion latérale, granodécroissante, dite de "point-bar", traduisant les diverses phases de la vie d'un chenal fluvial méandriiforme.

Les faciès plus grossiers, de nature conglomératique, observés en bordure de certains bassins, témoignent de l'existence d'un réseau alluvial, transverse par rapport au précédent, et drainant essentiellement des éléments issus de l'érosion locale.

A l'échelle de notre région, l'unité de Guettoua présente de remarquables variations d'épaisseur, que ce soit à l'échelle de chaque structure synclinale ou à l'échelle régionale sur une transversale NW-SE. On peut noter ainsi:

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

Dans les synclinaux de Ouaozigah et Tagleft, cette unité montre la même disposition que celle observée dans la région d'Aït-Attab. Dans la partie ouest du synclinal de Ouaozigah, les grès atteignent 180 m; la série se réduit par la suite vers l'est, pour se biseauter complètement dans la région d'Aït-Mazigh. Dans la cuvette de Tagleft, l'unité de Guettoua occupe seule le centre du synclinal. 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 dernières régions, les associations de faciès observées montrent des séquences plus complètes et plus épaisses, témoignant d'une subsidence plus active. Les mesures de paléocourants, réalisées au niveau de trois stations (fig. 81), montrent une dispersion caractéristique du système fluvial méandriiforme et témoignent de courants circulant préférentiellement vers l'Est et le Sud-Est.

2. 1. 2. - Attribution stratigraphique

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

- Géométriques: dans l'ensemble du secteur étudié et notamment au centre des bassins, le passage des couches de Tilouguit, datées du Bathonien inférieur, aux premières assises de notre formation paraît progressif (cf. fig. 76) et ne témoigne d'aucun hiatus sédimentaire important.
- Radiométriques: la datation des coulées basaltiques (ensemble I, cf. fig. 4), située au sommet de ces grès dans les régions de Naour et de Bin El Ouidane donne des âges fluctuants autour d'une valeur moyenne de 168 m.a. (Westphal et al. 1979), soit un âge jurassique moyen.
- Paléontologiques: elle renferme les meilleurs gisements de Dinosaures du Haut-Atlas central. Il s'agit essentiellement d'ossements et d'empreintes de Dinosauriens, Théropodes et Sauropodes. Le meilleur exemple dont on dispose est celui d'un squelette complet de *Cetiosaurus Mogrebiensis* DE LAPPARENT (Monbaron et

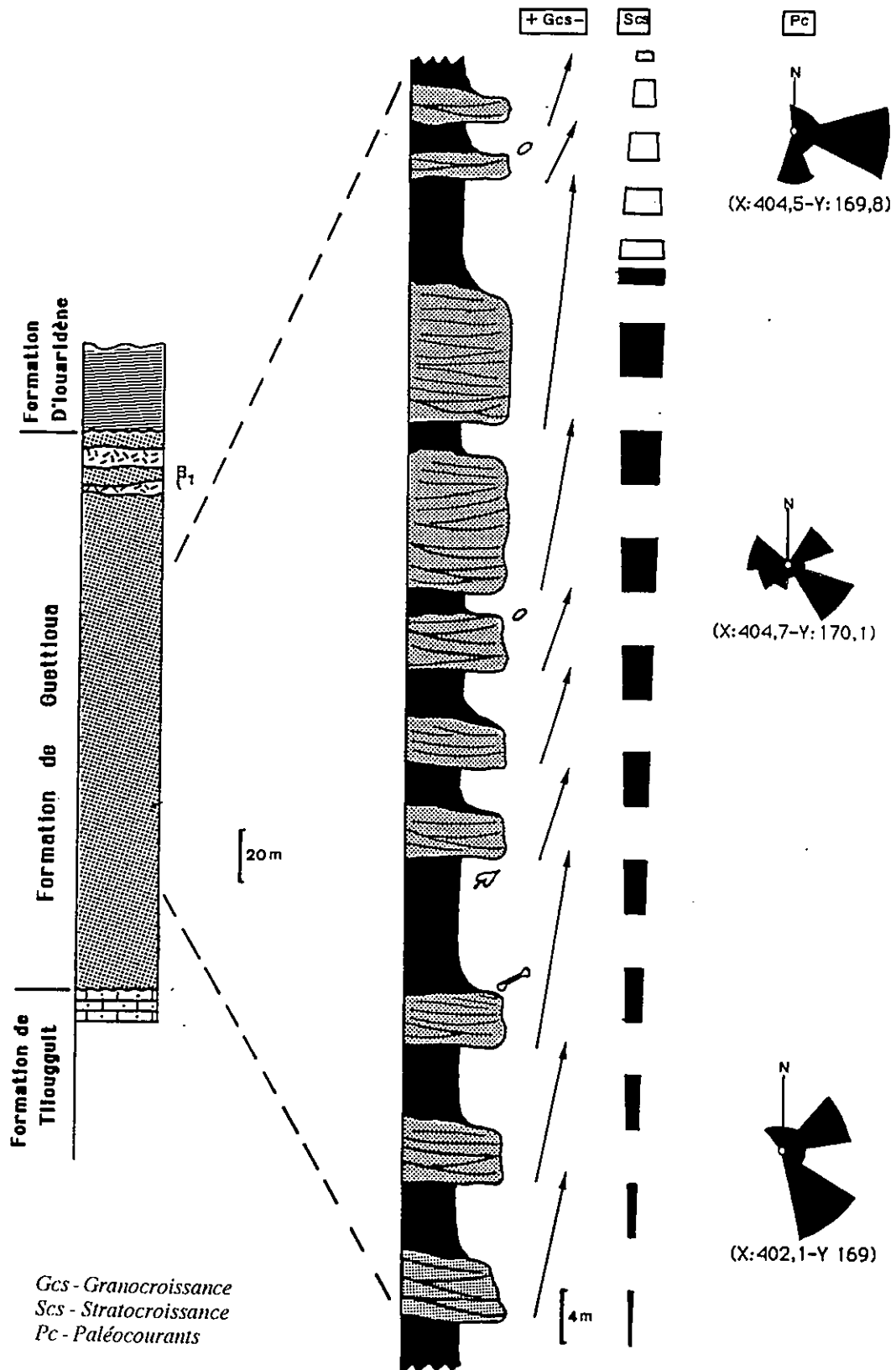


Fig. 81 - Coupe partielle de la formation de Guettoua dans la bordure nord du synclinal de Ouauizaght.

Taquet, 1981) caractéristique du Bathonien. Ce dernier fut découvert dans les assises basales occupant le bassin de Tilougguet.

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

2. 1. 3. - Interprétation

La succession globale de la formation des grès de Guettioua traduit par son évolution un phénomène général de progradation fluviale vers le centre du bassin atlasique.

La topographie irrégulière sur laquelle repose cette formation témoigne des gauchissements qu'a subi le substratum concurremment 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:

- dans les parties subsidentes des bassins, un environnement de plaine alluviale à écoulements méandriformes;
- 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.

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 Méséta voisine, soit sur le Craton africain plus lointain.

On admet toutefois (Mattaue *et al.*, 1977) que lors de son évolution jurassique, la fosse atlasique présentait la particularité de ne point être bordée de reliefs importants. De plus, la majorité des décharges détritiques observées dans notre région sont consécutives à d'importantes périodes de mobilité du bassin (Trias, Domérien supérieur et à partir du Bathonien notamment). Ce qui laisse supposer qu'une partie au moins des matériaux, dont il est question dans cette étude, sont issus de sédiments qui, depuis la phase de taphrogénèse triasique, se trouvent constamment remobilisés en bordure du bassin atlasique et affluent dans celui-ci chaque fois que sa mobilité l'impose.

2. 2. - Formation d'Iouaridène

Dans le secteur d'étude, cette unité correspond à une masse pélitique rouge, bien litée, devenant brunâtre à son sommet où apparaissent des intercalations évaporitiques. Elle est présente dans les synclinaux d'Aït-Attab et de Ouauizaght où elle est intercalée entre les grès des formations de Guettioua et de 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 Tilougguet, de Tagleft et d'Aghzif-Naour elle n'affleure pas.

2. 2. 1. - Description

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

Membre inférieur

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

Les faciès qui y sont observés sont les suivants:

- F 1 - calcaires lacustres;
- F 2 - argiles de plaines d'inondation;
- F 4 - faciès gréseux;
- F 5.2 - microconglomérats de cône distal;
- F 6 - faciès conglomératiques.

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

- Un environnement de playa caractérisé par une sédimentation essentiellement argileuse 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 est transcrite uniquement au sein de sédiments argileux et témoigne par conséquent, des fluctuations de la nappe d'eau: inondation et émergence dans cet environnement.
- Un système de drainage local (fig. 82), constituant probablement la continuité du système fluvial transverse évoqué pour la formation de Guettioua. Il s'agit des diverses passées conglomératiques, gréseuses et carbonatées qu'on observe, soit recouvrant la paléosurface sur laquelle transgressent les dépôts des formations Guettioua et Iouaridène soit intercalées au sein de la formation d'Iouaridène, où elles contrastent parfaitement avec l'épaisse série du centre du bassin.

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'Aït-Attab et de Ouaouizaght:

Dans le synclinal de Ouaouizaght, il présente une épaisseur de 60 m environ. Sa base est caractérisée par un développement 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 deviennent plus développées.

Dans le synclinal Aït-Attab, ce membre ne dépasse pas 30 m d'épaisseur et présente sensiblement les mêmes caractéristiques que celles décrites dans la région de

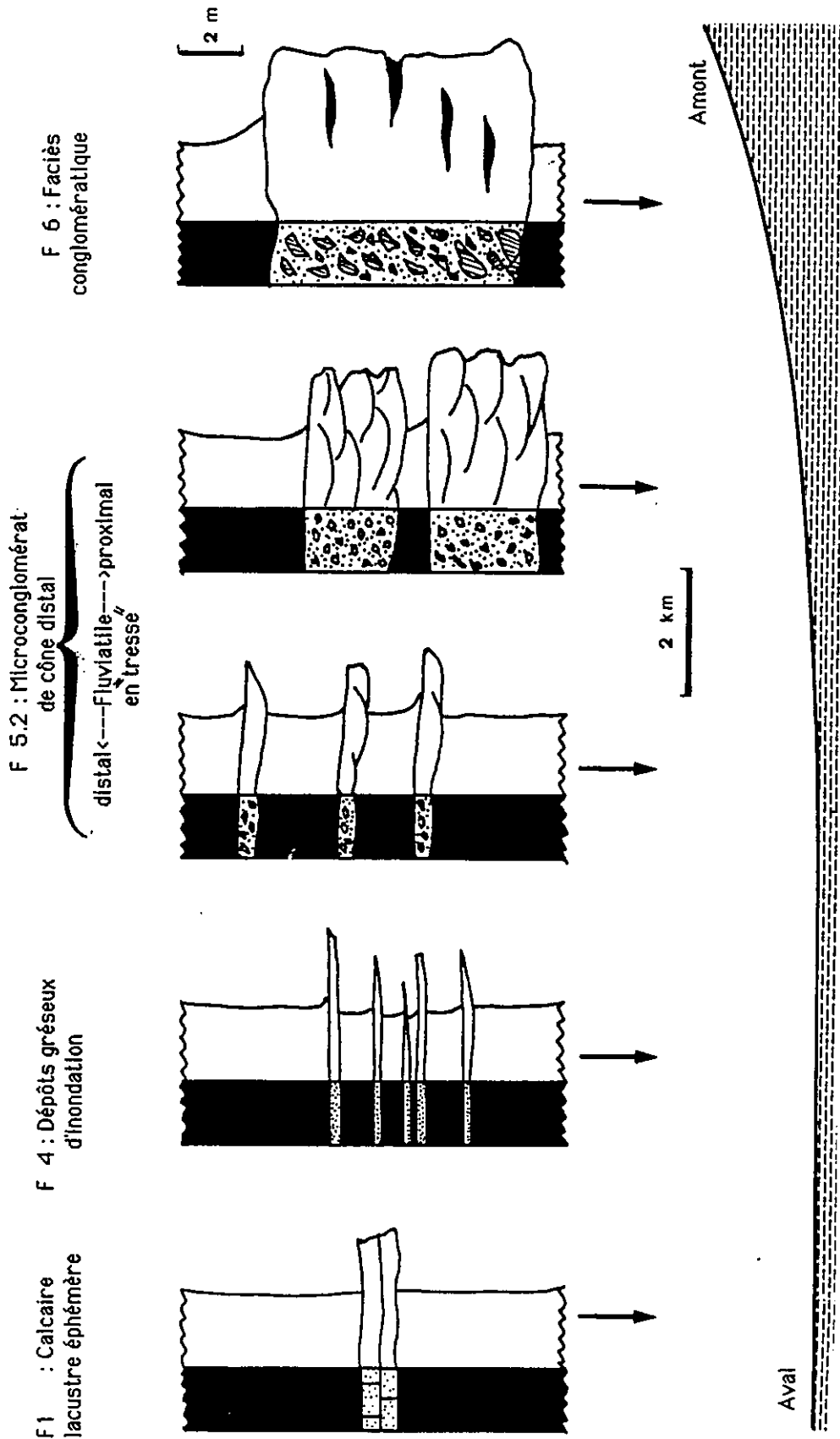


Fig. 82: Organisation latérale supposée des divers lithofaciès associés aux argiles de "playa" de la formation d'Iouaridène

L'enchaînement latéral, selon une direction amont --> aval, déduit des différents lithofaciès observés, serait: F 6 --> F 5.2 --> F 4 --> F 1. 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 lacustre éphémère et siège d'une sédimentation carbonatée. Le faciès F 4, peu développé, caractérise des dépôts d'inondation ("sheet floods"); épanchages de sables fins, non chenalissants et étendus sur une superficie plus ou moins grande. Les dimensions de cet édifice, généralement faibles, ne dépasseraient pas celles de la bordure du bassin (inférieures à 10 km de longueur).

Ouaouizaght. On note, néanmoins, une réduction considérable dans la fréquence des passées argileuses dans la coupe.

2. 2. 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 la cuvette éponyme de la formation. Il s'agit d'une microflore de type continental à pollens du genre *Classopolis* 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".

2. 2. 3. - Interprétation

Dès les premiers termes de la base de la formation d'Iouaridène, on note un début de 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 aux 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 piedmont- paraît absente pour le second membre. Cette unité témoigne ainsi de l'établissement d'un domaine continental, endoréique, dans notre secteur. L'ensemble de ces caractéristiques ne nous permettent pas, dans l'état actuel des connaissances, d'avancer une interprétation quant à la polarité sédimentaire régionale au cours de cette période.

2. 3. - Formation de Jbel Sidal

Dans le secteur d'étude, cette formation se présente sous forme d'une alternance de bancs gréseux rouges à orangés et d'argiles rouges. Ses affleurements sont limités aux seuls synclinaux d'Aït-Attab et de Ouaouizaght. Elle admet comme encadrement stratigraphique les formations d'Iouaridène à la base et d'Aït Tafelt au sommet.

2. 3. 1. - Description

Dans le Synclinal de Ouaouizaght, la formation de Jbel Sidal est puissante d'environ 200 m et repose, partout, sur le dernier membre évaporitique de la formation d'Iouaridène. 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 2 - argiles de plaines d'inondation;

F 4.1 - faciès gréseux, système fluvatile en "tresse".

Ils s'organisent en séquences élémentaires, granodécroissantes, d'épaisseur variable: 2 à 15 m. Leur association de faciès reste constante depuis la base jusqu'au sommet de la série (fig. 83) et traduit le maintien, dans le secteur, d'un régime fluvatile

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. 83). 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 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. 83).

Dans le Synclinal d'Aït-Attab, la série de Jbel Sidal affleure sur tout le porteur de la cuvette et présente le même encadrement stratigraphique que celui observé dans le synclinal de Ouauizaght: formation d'Iouaridène à la base d'Aït-Tafelt au sommet.

Son épaisseur, oscillant entre 50 et 150 m, paraît conditionnée par les variations d'épaisseur de l'entablement basaltique 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, cet horizon excède 50 m et n'est séparé des sédiments de la formation d'Aït-Tafelt que par une cinquantaine de mètres des grès de l'unité Jbel Sidal.

Les faciès observés dans cette série sont:

- F 2 - argiles de plaines d'inondation;
- F 4.1 - faciès gréseux, système fluvial en "tresse";
- F 4.2 - faciès gréseux, système fluvial méandrique.

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

- des séquences témoins d'un régime fluvial proximal à cours anastomosés;
- des séquences caractéristiques d'un cours fluvial méandrique.

Leur succession dans la série montre une organisation en deux rythmes sédimentaires caractérisés chacun par le passage vertical d'un régime sédimentaire dominé par des écoulements anastomosés à un régime sédimentaire caractérisé par des écoulements méandriques (fig. 83).

Dans ce secteur aussi, les directions de paléocourants, relevées sur les structures en gouttières des grès du système fluvial en tresse, notamment à la base de la série, révèlent une direction préférentielle Est - Ouest.

2. 3. 2. - Attribution stratigraphique

Dans l'état actuel des connaissances, le seul argument paléontologique permettant de donner un âge à cette formation réside dans la découverte dans ses assises intermédiaires d'une faune de gastéropodes et d'ostracodes d'âge Crétacé inférieur probable (Haddoumi, 1988).

De plus, de nombreux faits sédimentologiques et radiométriques autorisent à rattacher cette unité au cycle crétacé plutôt qu'au cycle jurassique de la région. En effet, tandis que les 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 fluviatiles sommitaux aux sédiments lagunaires de la base de la formation d'Aït-Tafelt, d'obédience atlantique certaine. Il faut noter aussi que, dans la cuvette plus orientale d'Aghzif-Naour où la série de Jbel Sidal est inexistante, la formation d'Aït-Tafelt repose, au moins localement, en légère discordance angulaire sur les grès de Guettioua.

En outre, cette unité de Jbel Sidal admet à sa base une coulée basaltique (ensemble II, fig. 4). 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 (Westphal *et al.*, 1979), oscillent entre 119 m.a et 125 m.a, indiquant un Crétacé inférieur anté-Aptien.

2. 3. 3. - 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:

- une organisation en deux rythmes à énergie de dépôt décroissante, marquant, chacun, une phase de flux terrigène accru sur la région. Dans la coupe de Ouaoizaght, 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 méandrique.
- 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 de l'Atlas atlantique. Ces derniers présentent en effet des épandages terrigènes de nature comparable, notamment dans leurs remplissages de l'Hauterivien et du Barrémien (Rey *et al.*, 1987).

La zone nourricière, située à l'Est ou au Sud-Est, serait la fosse atlasique elle-même. Ce qui laisse supposer que les grès de Jbel Sidal correspondent à des sédiments appartenant aux formations d'Iouaridène et de Guettioua; ces derniers ont, nous le savons, comblé la gouttière atlasique au Jurassique moyen-supérieur. A la suite d'une phase d'instabilité, conduisant à l'exhaussement de ce domaine, ils auraient été réacheminés vers l'Ouest et le Nord-Ouest.

Remarque:

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 Aït-Attab où elles font d'ailleurs, localement, l'objet d'exploitations artisanales (régions de Méjoujga et d'Aït 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

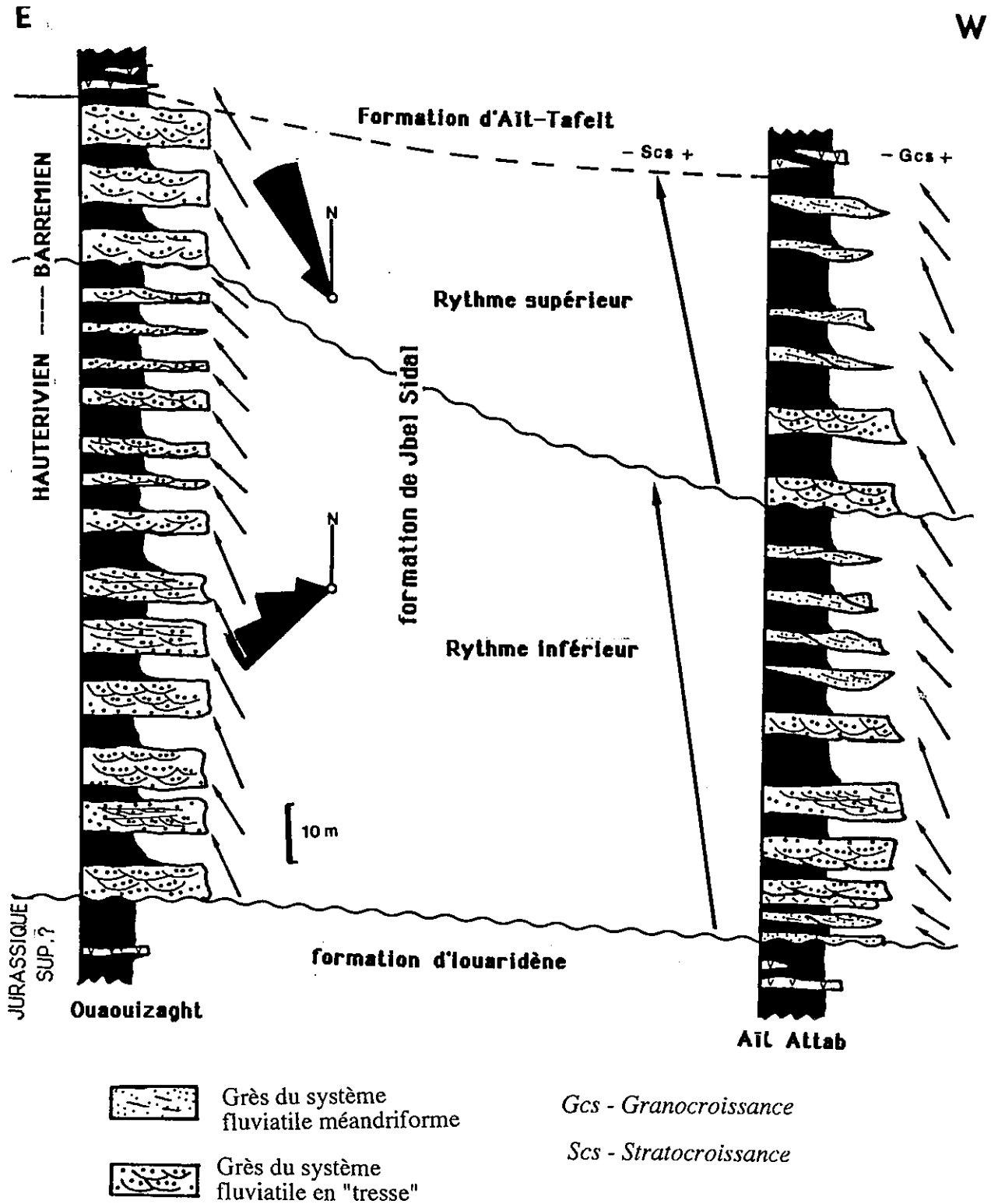


Fig. 83 - Évolution séquentielle de la formation de Jbel Sidal dans les coupes d'Aït Attab et de Ouaouizaght.

série et, d'autre part, à la paléogéographie de dépôt de cette formation (lessivage de gîtes karstiques situés dans les assises du Dogger carbonaté).

2. 4. - Roches éruptives

2. 4. 1. - 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). Cet éventail est complet dans le bassin de Tagleft (cf. fig. 2) où les relations spatiales entre sills, dykes, intrusion et coulées ont été clairement établies (Monbaron et Just, 1980).

Dans les autres synclinaux, seules des coulées s'observent; celles-ci forment deux horizons B1 et B2, constituant de très bons niveaux repaires au sein de la série (ensembles I et II, fig. 4).

Horizon B1: il est contemporain des dernières récurrences gréseuses de la formation de Guettoua et s'observe dans la majorité des synclinaux de la région.

- Dans le synclinal d'Aït-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 Ouaouizaght 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.

Horizon B2: 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'Aït-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'Aït-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 Ouaouizaght, 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.

2. 4. 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.

Les caractères pétrographiques des sills, dykes et coulées présents dans la cuvette de Tagleft permettent de les classer, selon Monbaron et Just (1980), 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 fluviaux et plaines d'inondation) plaident en faveur d'un épanchement à l'air libre ou sous une très faible tranche d'eau.

2. 4. 3. - Age

La figure 4 donne un aperçu des différentes datations géochronologiques réalisées sur les roches éruptives de notre secteur. Bien que ces âges soient échelonnés entre 170 m.a et 120 m.a, on peut noter qu'ils sont 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 B1. Il s'agit, d'une part, des coulées associées aux grès de la formation de Guettoua dans le synclinal d'Aghzif-Naour, d'autre part d'une coulée associée à la base de la formation d'Iouaridène dans la région d'Aït Al-Fattak (extrémité Est du synclinal d'Aït-Attab).

L'âge crétacé inférieur a été obtenu, tout d'abord sur une coulée B2 de la région d'El-Had⁽¹⁾. Il a été également proposé pour des coulées 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.

2. 4. 4. - Interprétation

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

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

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

3. - Esquisse paléogéographique

L'absence des couches rouges dans l'Atlas de Zawiat Ahançal ne nous permet pas d'avancer une interprétation pour ce domaine central de la chaîne.

(1) Cette attribution doit néanmoins être considérée sous réserve, "... l'échantillon, très altéré, rendant l'obtention des plagioclases frais très difficile." (Westphal *et al.*, 1979).

Dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer où ces dépôts sont conservés, nous avons vu que le remplissage sédimentaire s'est déroulé en deux périodes essentielles:: l'une jurassique (Fm. Guettioua et Iouaridène) et l'autre crétacée (Fm. Jbel Sidal). Celles-ci sont caractérisées, chacune, par une dynamique sédimentaire propre. Dans ce paragraphe, nous nous limiterons à la description du cadre paléostrucural de la partie jurassique; la partie crétacée des couches rouges sera traitée par la suite dans le chapitre VII.

Les traits paléogéographiques du domaine atlasique durant cette longue période du Bathonien au Jurassique terminal ne sont pas clairement établies. On sait, suite à Choubert et Faure-Muret (1960-62), que l'ensemble de ce vaste domaine était soumis à un régime continental (fig. 84) dont l'organisation d'ensemble reste encore non établie.

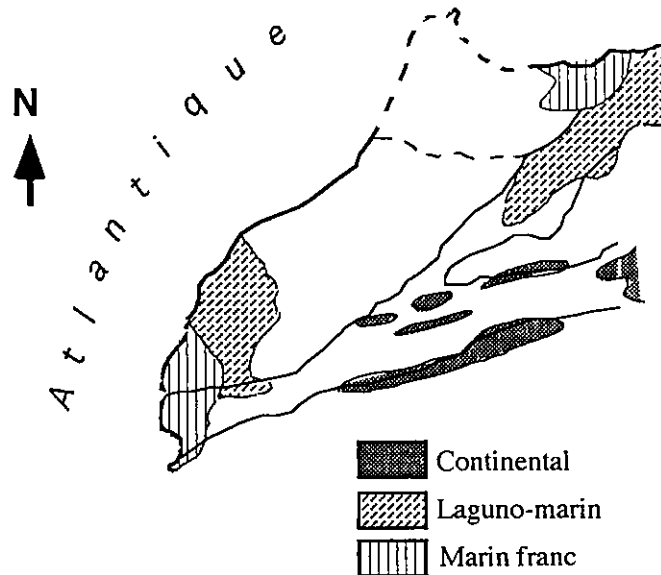


Fig. 84 - Esquisse paléogéographique du domaine atlasique marocain au cours du Jurassique moyen à supérieur (adapté de Choubert et Faure-Muret, 1960-62).

Dans notre secteur, l'organisation de la sédimentation terrigène suggère la coexistence de plusieurs petits bassins orientés NE-SW et E-W (cf. fig. 79), limités par des accidents E-W, NE-SW et NW-SE. Ce cadre paléostrucural, préfigurant dès cette période l'organisation actuelle de la chaîne, est caractérisé par des zones de dépo-centre, sièges d'importantes accumulation sédimentaires, et des zones de seuils, à géométries variables selon la nature des accidents (fig. 85). La mise en place de ce dispositif s'est réalisée dans ses grandes lignes durant le dépôt des grès de la formation de Guettioua. L'envolement des reliefs ainsi créés s'est réalisé, par la suite, durant la phase de dépôt des pélites et évaporites de la formation d'Iouaridène.

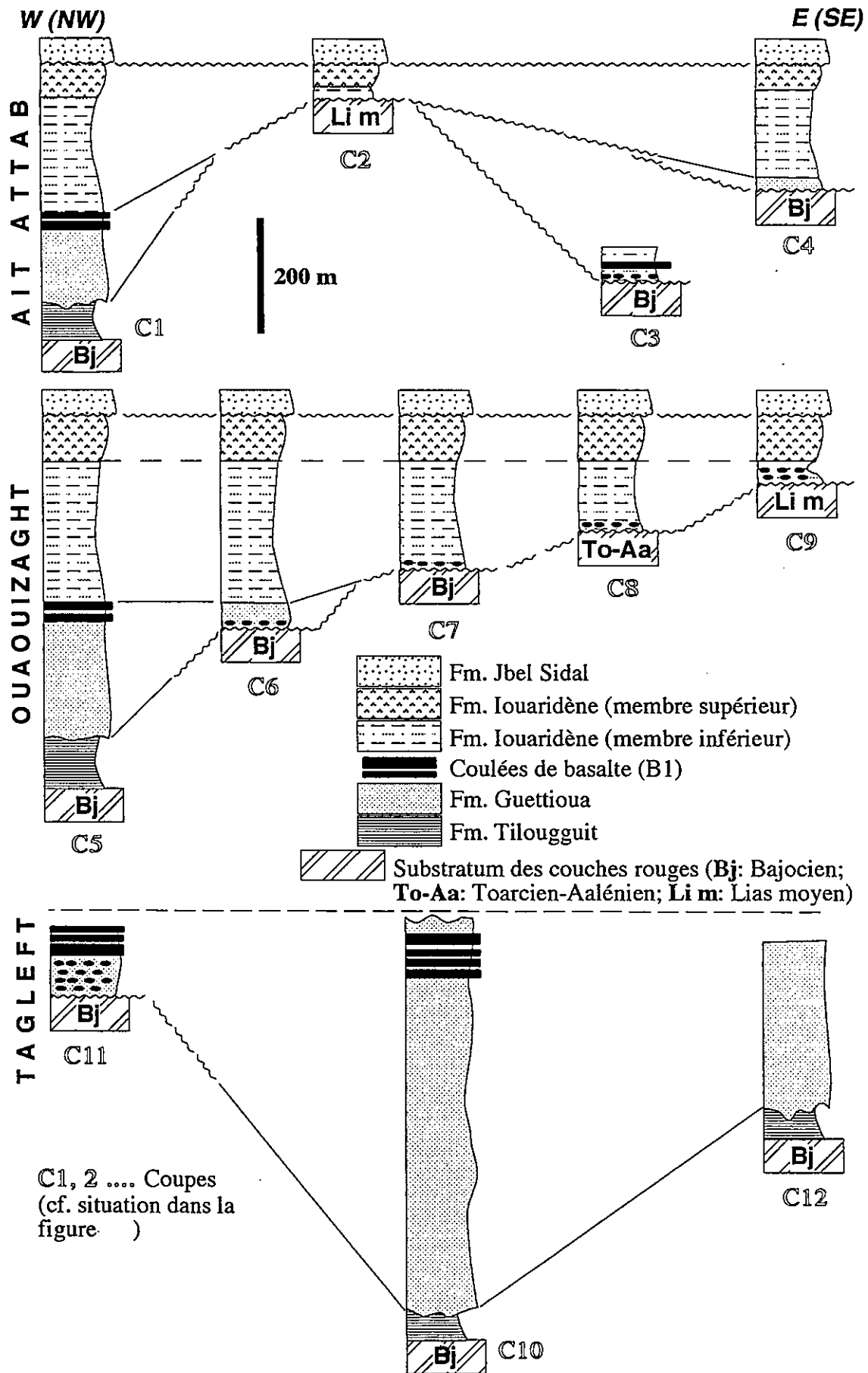


Fig. 85 - Schéma de corrélation des couches rouges jurassico-crétacées dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.

Les caractéristiques des zones de dépacent et des zones de seuil sont les suivantes:

Les zones de dépacent: celles-ci sont situées vers la partie subsidente des bassins. Elles présentent les séries sédimentaires les plus épaisses (*coupes 1, 5, 10*) et sont aussi le siège des accumulations basaltiques (*coulées B1*). L'influence du jeu tectonique sur la structure interne de la série sédimentaire y est matérialisée par un phénomène de discordance progressive⁽¹⁾.

Les bordures des bassins: dans ce cas deux situations existent selon que cette bordure est surélevée ou affaissée:

** les bordures surélevées: 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". 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*). 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%. Dans ce cas l'érosion peut même atteindre les calcaires du lias inférieur et moyen. Le paléorelief ainsi créé correspondrait alors à une géométrie en "combe" et "cuesta" établies sur une succession monoclinale. Un premier exemple est décrit par Monbaron (1982) dans la région d'Ait Issimour (*coupes 6, 7, 8, et 9*): 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. Les "cuestas" sont façonnées sur les terrigènes du Toarcien - Aalénien. L'évolution aérienne de ces dernières est matérialisée par une surface cagneulisée très bien développée sur les grès. Le contact de cette paléosurface avec les sédiments qui la transgressent matérialise un phénomène de discordance angulaire.

Un second exemple se présente dans la région d'Igharghar (*coupe 11*), limite méridionale de la cuvette de Tagleft. La série qui affleure est réduite, essentiellement conglomératique 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). Ici seuls les niveaux sommitaux du Dogger carbonatés sont décapés et surmontés en discordance angulaire franche (30 degrés) par les conglomérats.

Dans l'ensemble de ces situations, les bordures surélevées des bassins constituaient des seuils pour la sédimentation fluviale des grès de Guettoua. Ces seuils ne furent recouverts que tardivement, par la série plus ou moins complète des couches de la formation d'Iouaridène.

** Les bordures affaissées: cette partie fonctionne généralement comme un fond de graben, un piège à sédiments.*

Un exemple peut être décrits dans la cuvette de Tilouguitt où 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 Jossen 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 bordures affaissées des bassins, la sédimentation paraît plus précoce que sur les parties surélevées. Néanmoins, dans le détail, s'observent des discordances angulaires liées au jeu successif de plusieurs accidents.

(1) 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:

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

* **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".

CHAPITRE VII

LES TERRIGÈNES ET CARBONATES DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR

1. - Introduction

Après la dernière récurrence marine jurassique datée du Bathonien inférieur, la première pulsion marine sur notre région est représentée par des marnes et calcaires d'âge Aptien, d'origine atlantique (Choubert et Faure-Muret, 1960-62). 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 série de calcaires infralittoraux d'âge cénomano-turonien. Des calcaires lithographiques turoniens ainsi que de rares passées marneuses d'âge Sénonien (Rolley, 1978), le plus souvent tronqués par érosion, constituent le dernier témoin de la sédimentation mésozoïque dans cette région.

Cet ensemble crétacé a été signalé pour la première fois par Roch (1939). Cet auteur indiquait qu'exceptionnellement, dans le synclinal Aït-Attab, le Cénomanién 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 Ouauizaght 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 la première intercalation marine liée à la transgression, d'origine atlantique, qui atteignit notre région en dessinant un golf étroit et long d'environ 350 km en direction du Nord-Est.

Cette série a été par la suite représentée sur les cartes géologiques au 1/100 000 de la région (Rolley, 1973 et Monbaron, 1986) par trois ensembles cartographiables:

- un ensemble basal, marno-calcaire, rapporté à l'Aptien ou à l'Aptien - Albien;
- un ensemble médian, gréso-évaporitique, rapporté à l'intervalle Albien - Cénomanién;
- un ensemble sommital, calcaire, rapporté à l'intervalle Cénomanién - Turonien.

Enfin, des précisions stratigraphiques détaillées concernant ces formations ont été apportées successivement par Rahhali (1979), Souhel *et al.* (1985), Souhel (1987) et Andreu (1990).

2. - Description des formations

Les résultats présentés dans ce chapitre sont synthétisés à partir d'un travail de détail, réalisé précédemment (Souhel, 1987), concernant les modalités de dépôt de cette série laguno-marine déposée au cours de l'intervalle Aptien - Cénomanién. Deux formations sédimentaires: Fm. d'Aït Tafelt et de Ouauizaght ont été distinguées (cf. tableau I) et un total de huit faciès ou groupe de faciès ont été répertoriés (fig. 86) et

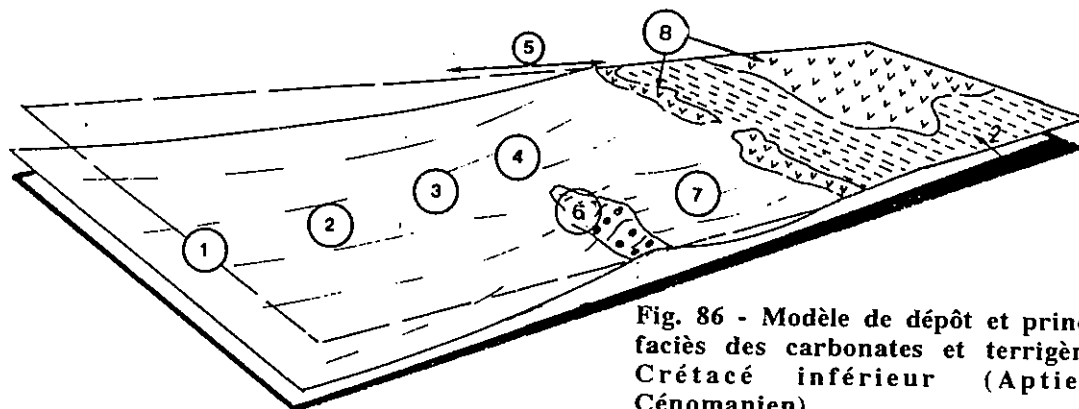


Fig. 86 - Modèle de dépôt et principaux faciès des carbonates et terrigènes du Crétacé inférieur (Aptien à Cénomannien).

F 1 - biomicrites à ammonites et brachiopodes: ce faciès est propre à la seule formation d'Aït-Tafelt. Il s'agit de calcaires et marno-calcaires à débit nodulaire, de couleur jaune et d'épaisseur variable (0,2 à 1,5m). La macrofaune, abondante, est représentée par des brachiopodes, oursins, lamellibranches ainsi que par de rares ammonites, généralement mal conservées.

En lame mince, ce sont des calcaires mudstone à wackstone où les débris bioclastiques sont généralement de grande taille. La microfaune est essentiellement constituée de lituolidés et de rares ostracodes.

F 2 - biomicrites bioclastiques: dans la formation d'Aït-Tafelt, ce faciès correspond à des calcaires jaunes, parfois gris en cassure, en bancs épais de 0,2 à 2 m. Leur base peut parfois constituer une vraie lunachelle à huîtres et gastéropodes comme c'est le cas de ceux affleurant à Aït-Attab. Ce faciès se rencontre aussi en bancs décimétriques au sommet de la formation de Ouauizaght.

En lame mince, ce sont des calcaires packstone à petits débris, bien calibrés, de lamellibranches et de bryozoaires. Ils sont riches en algues vertes, lituolidés et ostracodes.

F 3 - biopelmicrosparites: ce faciès domine largement les autres faciès calcaires de la formation d'Aït-Tafelt dans les synclinaux d'Aït-Attab et de Ouauizaght. Il caractérise aussi certains niveaux sommitaux de la formation de Ouauizaght. Il s'agit de calcaires en bancs métriques, massifs, de couleur jaune à grise en cassure et sans macrofaune à l'affleurement.

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

Les marnes associées, en base de séquences élémentaires, à ces calcaires sont jaunes, très calcareuses, riches en lituolidés et ostracodes et faiblement bioclastiques.

F 4: biomicrosparites à annélides et miliolles: ces calcaires caractérisent certains niveaux de la formation d'Aït-Tafelt. 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, il s'agit de calcaires packstone où dominent 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.

F 5 - marnes rouges bioclastiques: ce faciès est présent à la base de la formation d'Aït-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.

Dans leur contexte stratigraphique, ces marnes correspondraient aux premiers témoins de l'avancée de la mer sur un domaine peu accidenté et à sédimentation argilo-gréseuse.

F 6 - Oobiosparite bioclastique: ces calcaires affleurent dans la formation d'Aït-Tafelt 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.

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 textularidés. Les éléments non oolithisés, rares, sont de même nature que ceux cités ci-dessus.

F 7 - microsparites bioturbées à laminites et intraclastes micritisés et oxydés: ces calcaires caractérisent certains niveaux de la formation d'Aït-Tafelt. Ils affleurent en bancs jaunâtres, décimétriques, généralement d'aspect massif à la base, laminés et souvent vacuolaires au sommet.

En lame mince, ce faciès correspond à des calcaires wackstone à packstone à bird-eyes. Ils présentent des particules micritiques, de couleur marron, de forme arrondie ou elliptique et de taille variant du millimètre au dixième de millimètre, pouvant souligner un pseudolitage horizontal au sein de la roche. Le reste des intraclastes est formé de rares débris de lamellibranches et gastéropodes.

F 8 - évaporites: ces faciès se rencontrent au sein des formations d'Aït-Tafelt et de Ouauizaght partout où ces dernières sont étudiées.

Elles 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 décimétrique; 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 plissées 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 soit à aspect plus ou moins lité avec contournements entérolithiques.

adoptés dans la description détaillée de ces deux formations. Ces faciès s'échelonnent d'un milieu marin infralittoral à un milieu côtier laguno-continental.

Nos diverses observations sont tirées, pour l'essentiel, de l'analyse de trois coupes effectuées dans les synclinaux d'Aït-Attab, de Ouaouizaght et d'Aghzif-Naour (fig. 87).

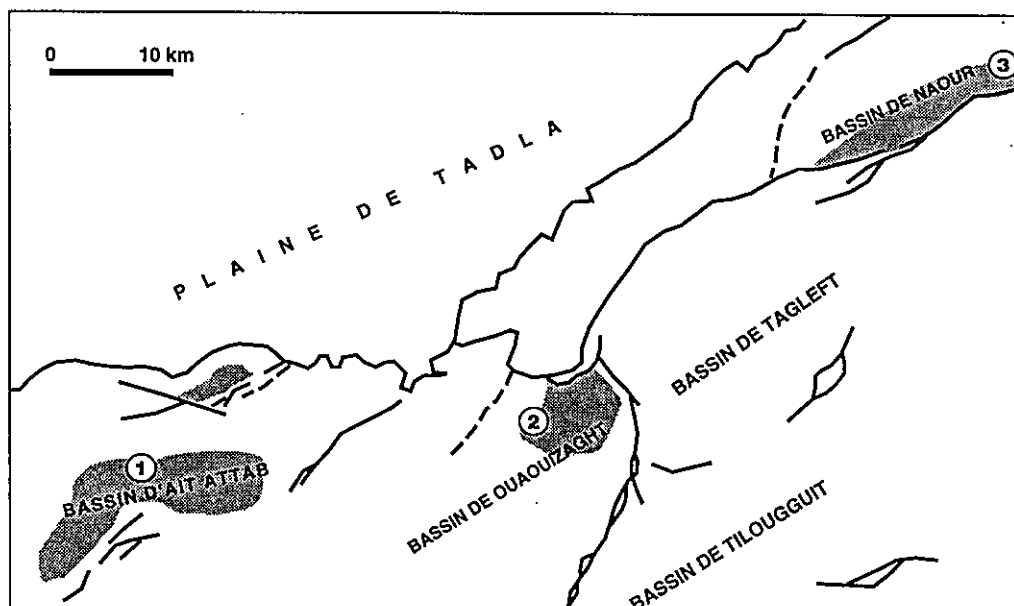


Fig. 87 - Principaux affleurements des carbonates et terrigènes du Crétacé inférieur (Aptien à Cénomanien) et localisation des coupes étudiées dans l'Atlas de Beni-Mellal et d'Afourer.

2. 1. - Formation d'Aït Tafelt

2. 1. 1. - Description

A l'échelle du secteur étudié, la formation d'Aït-Tafelt présente une épaisseur décroissante, du sud-ouest vers le nord-est. Sa puissance atteint ainsi 50 m dans le synclinal Aït-Attab, 35 m dans le synclinal de Ouaouizaght et finalement 20 m dans celui d'Aghzif-Naour. Par ailleurs, Rolley (1973b) 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'Aït Imelloul et paraît absente dans les forâges effectués plus au nord, dans la plaine de Tadla, juste au pied de l'Atlas. Au Sud, dans les cuvettes d'Ozoud, Tilougguit et Tagleft cette formation n'affleure pas.

Dans les trois coupes d'Aït-Attab, de Ouaouizaght et d'Aghzif-Naour, les faciès qui composent cette unité sont les suivants (fig. 88):

- F1 - biomicrites à ammonites et brachiopodes;
- F2 - biomicrites bioclastiques;
- F3 - biopelmicrosparites;
- F4 - biomicrosparites à annélides et miliolles;
- F5 - marnes rouges bioclastiques;
- F6 - oobiosparites bioclastiques;

- F7 - microsparites bioturbées à laminites et à intraclastes micritisés et oxydés;
 F8 - évaporites

Dans la coupe d'Aït-Attab (X: 379,6 - Y: 167), la série repose sur tout le porteur du synclinal au dessus des derniers termes de la formation de Jbel Sidal (grès du système fluviatile méandriforme). Les divers faciès définis s'organisent en 4 mésoséquences successives (fig. 88):

- La première (A) associe les faciès F8 --> F5 --> F2. Elle est de tendance transgressive et montre une évolution d'un domaine de sebkha supralittorale à un domaine de plate-forme infralittorale.
- La seconde mésoséquence (B) associe la succession F1--> F2 --> F7 --> F8. Elle atteste une évolution régressive d'un domaine infralittoral ouvert à un domaine supralittoral de sebkha côtière.
- La troisième mésoséquence (C) admet la succession F3 --> F4 --> F6. Elle témoigne d'une évolution régressive d'un domaine infralittoral vers un domaine médiolittoral.
- La dernière mésoséquence (D) associe les faciès F3 --> F7 --> F8. Elle représente la dernière phase régressive dans ce domaine avant son émergence générale.

Dans la coupe de Ouauizaght (X: 409,15 - Y: 174,65), la série repose sur les derniers termes de la formation de Jbel Sidal et paraît épaisse d'environ 35m.

L'éventail de faciès observé ainsi que les caractéristiques séquentielles sont les mêmes que ceux mis en évidence pour la coupe d'Aït-Attab. 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'Aït-Attab (fig. 88):

- La première (A) associe les faciès F8 --> 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 --> F8 et paraît donc régressive allant du domaine infralittoral ouvert à un domaine supralittoral de type sebkha côtière.
- La dernière mésoséquence (C) est constituée par la succession F7 --> F6 --> F8. Elle atteste une évolution d'un domaine médiolittoral à un domaine supralittoral et marque la fin de l'épisode transgressif aptien.

Dans la coupe d'Aghzif-Naour (X: 420 - Y:195), la série des couches rouges est réduite à la seule formation de Guettoua. Au dessus, les sédiments attribués à la formation d'Aït-Tafelt reposent en légère discordance angulaire (Jenny *et al.*, 1981) et ne dépassent pas 20 m d'épaisseur. Ils se présentent comme suit (fig. 88):

- 7 m de marnes rouges à lentilles de gypse (faciès F8), à la base.
- 2 m de marnes brunes fossilifères (littorolides et ostracodes notamment) et bioclastiques (F5 ?).
- 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 textularidés. On y observe

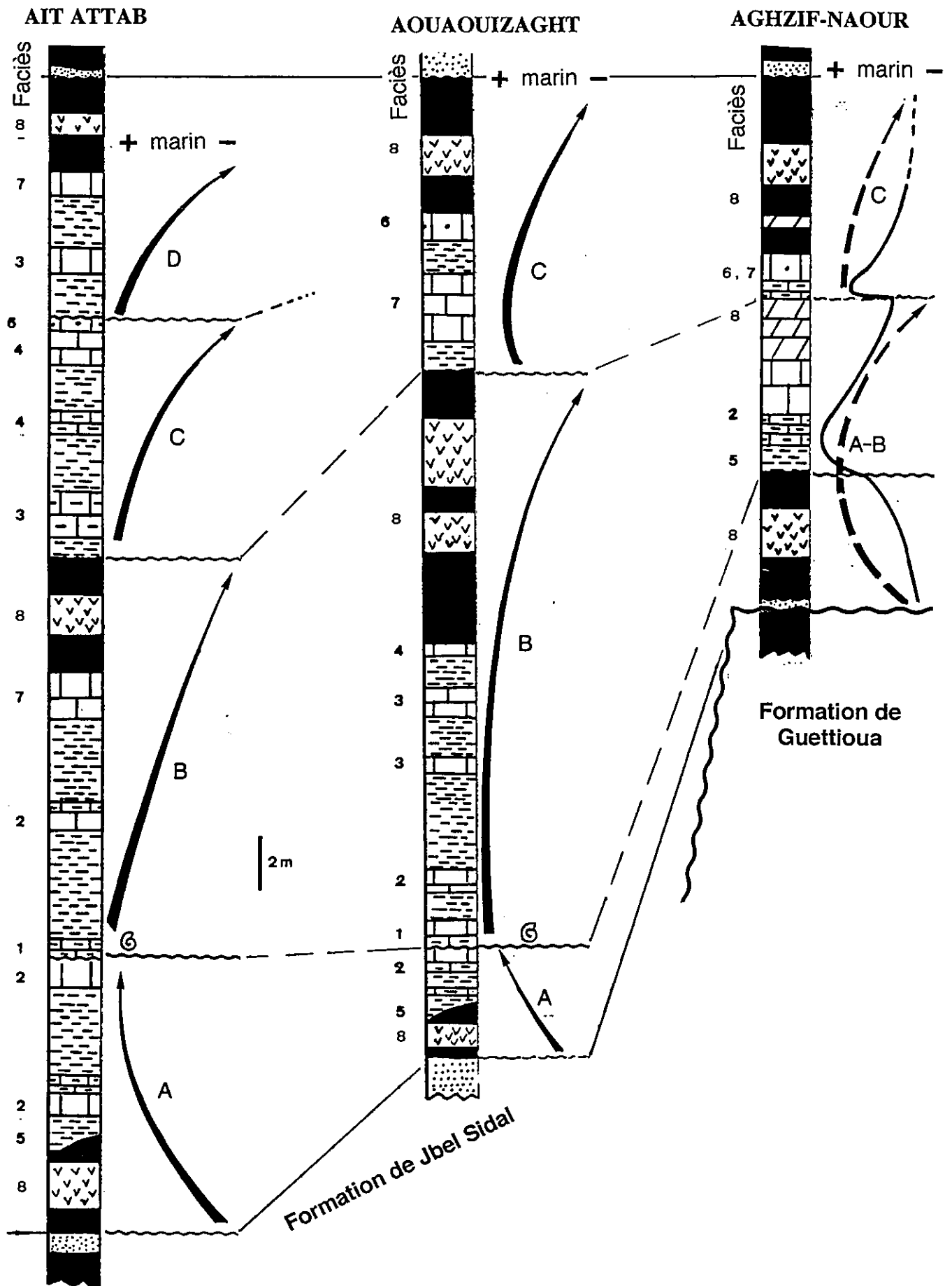


Fig. 88 - Synthèse des coupes de la formation d'Aït Tafelt (Aptien) dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.

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 dégâge donc une évolution en deux mésoséquences: la première (F8 --> F5 --> F2 --> F8), 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.

2. 1. 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, 1973b et Rahhali, 1979). 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).

Outre cette macrofaune, nous avons reconnu une microfaune composée notamment de *Choffatella decipiens* associée à *Everticyclammina sp.*, *Globulina sp.*, textularidés, miliolés et ostracodes.

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

2. 1. 3. - Interprétation:

La figure 88 illustre une corrélation possible entre les trois coupes étudiées. La comparaison reste aisée entre les coupes d'Aït-Attab et Ouaouizaght. En ce qui concerne la coupe d'Aghzif-Naour, nous supposons que ses niveaux les plus marins 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 (fig. 89):

- Chaque mésoséquence associe un éventail plus ou moins complet des faciès étudiés, 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. La discontinuité à la base de la mésoséquence B marque le maximum d'océanisation dans notre région. Elle est datée du Bédoulien.

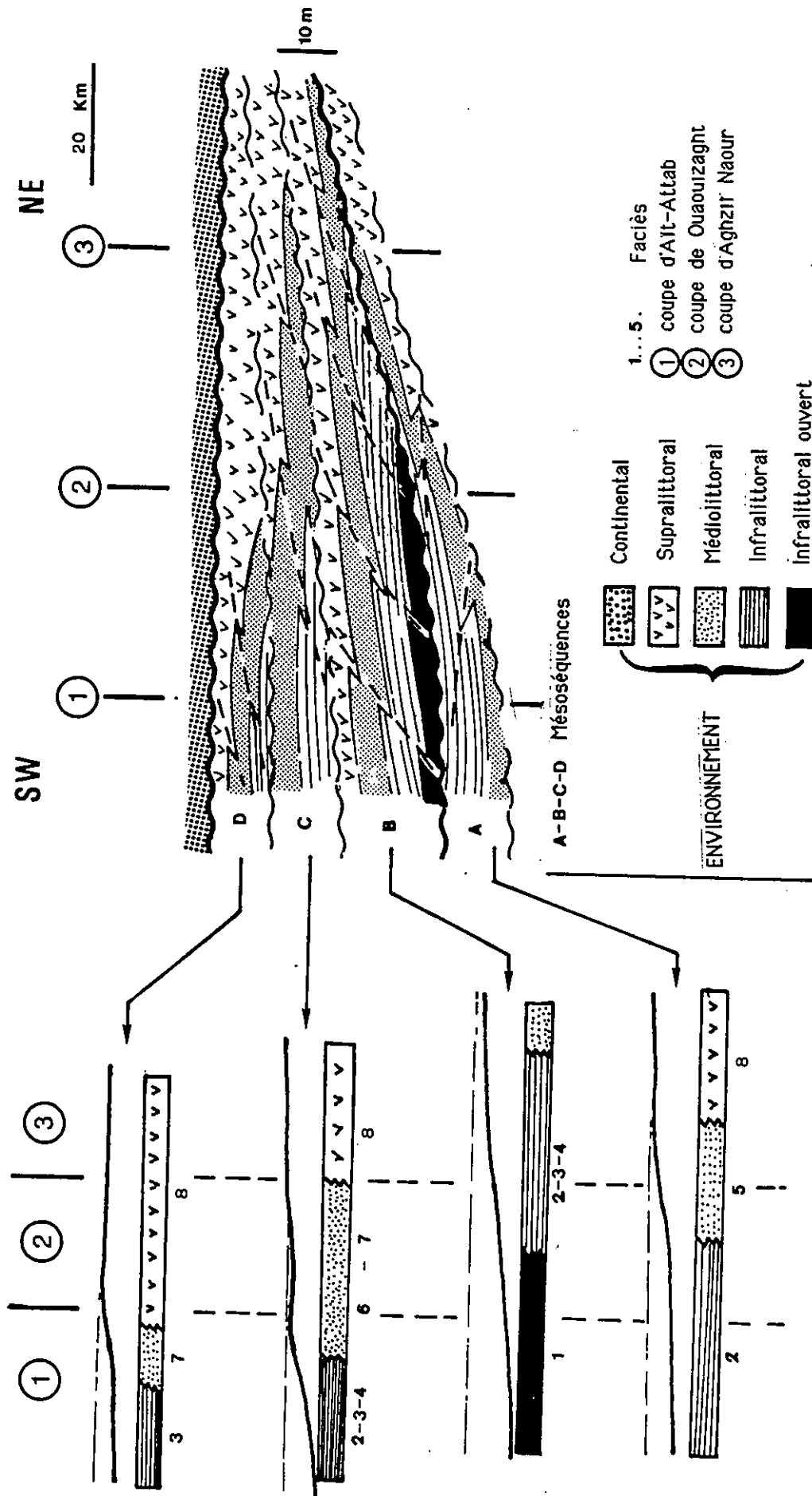


Fig. 89 - Évolution des milieux de dépôt de la formation d'Aït Tafelt dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afouer.

2. 2. - Formation de Ouaouizaght

2. 2. 1. - Description

La formation de Ouaouizaght présente une épaisseur variable: 150 m à Aït-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 (fig. 90).

Membre inférieur

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 fluviaux en "tresse", 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'WNW.

- Deux séquences de type fluviale méandrique. 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 ferrugineux à leur sommet. Le caractère grano-croissant de ces séquences permet de les interpréter, 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. supra).

Membre moyen

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.

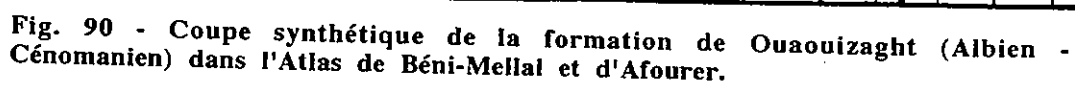


Fig. 90 - Coupe synthétique de la formation de Ouaouizaght (Albien - Cénomanien) dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.

c - Membre supérieur

Ce troisième membre affleure sur une dizaine de mètres et présente la succession des séquences métriques suivantes:

- Première séquence: marnes lagunaires --> calcaire marneux --> calcaire bioclastique (faciès F2) induré en son sommet où apparaissent 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: litiolides 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.

2. 2. 2. - Attribution stratigraphique

Le membre supérieur, carbonaté, de la formation de Ouaouizaght 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'Aït-Attab étant sa localité type).

La faune d'ostracodes que nous avons reconnue dans les niveaux sommitaux de l'unité de Ouaouizaght (dét. Andreu, Université de Toulouse) montre elle aussi une association caractéristique du Cénomanién 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* Reymont, 1978.

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

2. 2. 3. - Interprétation

L'enchaînement vertical des divers termes de la formation de Ouaouizaght paraît graduel, continu, et traduit une évolution généralisée d'un milieu continental fluvial à polarité affirmée vers l'Ouest à un milieu supralittoral, ayant probablement persisté

durant la majeure partie de l'intervalle Albien - Cénomaniens, et finalement à un milieu marin, de plate-forme restreinte puis plus ouverte.

Deux discontinuités majeures encadrent cette formation:

- La première, à la base, témoigne d'une reprise de l'érosion dans la région et d'une polarité toujours affirmée vers l'Atlantique.
- La seconde 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 Cénomaniens dans de nombreux secteurs marocains, sur la transversale Nador-Agadir (Andreu, 1985).

3. - Esquisse paléogéographique

Durant le Crétacé inférieur, la paléogéographie du domaine atlasique marocain est celle d'un régime de golfes, plus ou moins larges, d'origine atlantique, pénétrant relativement loin en bordure nord du Haut-Atlas (Choubert et Faure-Muret, 1960-62; fig. 91).

Notre secteur occupait une situation bordière par rapport à ce dispositif. Il correspondait à une étroite gouttière allongée ENE-WSW, parallèlement à l'axe de la chaîne du Haut-Atlas. Celle-ci fut tout d'abord comblée par les grès de la formation de Jbel Sidal, acheminés en direction de l'Ouest, et avait, par la suite, fonctionné en bras de mer, d'origine atlantique, au cours de l'Aptien.

A partir du Cénomaniens, notre secteur s'intègre progressivement au sein d'une aire de dépôt plus vaste, occupée par une large plate-forme carbonatée. Les calcaires cénomano-turonien conservés au cœur même de la chaîne du Haut-Atlas (boutonnière de Tasraft; Chevrement, 1975) montrent que ce domaine ne constituait plus une barrière face à la grande expansion de la mer cénomano-turonienne.

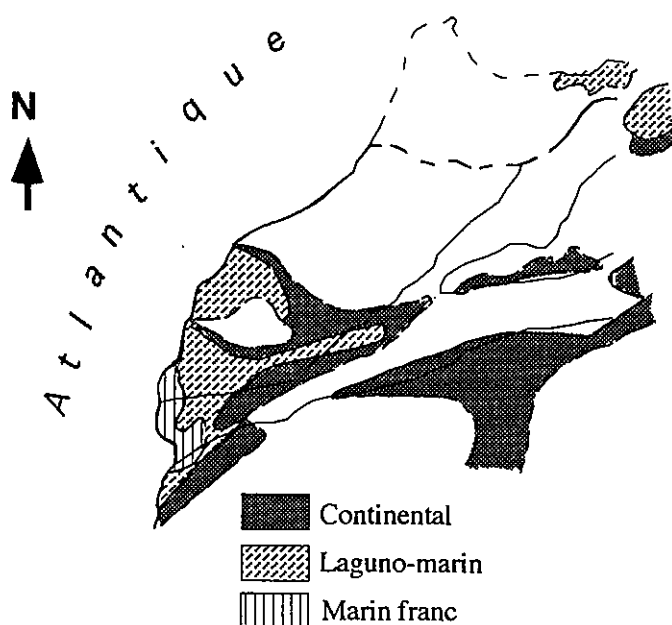


Fig. 91 - Esquisse paléogéographique du domaine atlasique marocain au cours du Crétacé inférieur (adapté de Choubert et Faure-Muret, 1960-62).

D'une manière générale, les caractéristiques des sédiments marins crétacés déposés dans notre secteur sont sensiblement celles évoquées par Burollet et Busson (1983) pour les sédiments déposés par les mers mésozoïques en bordure du craton africain:

- Changement brusque des faciès dans le sens vertical.
- Absence de faciès grossiers à la base, liée certainement à la faiblesse des reliefs. On constate en revanche que l'installation des conditions marines est toujours précédée par un développement des faciès évaporitiques.
- Rapide progradation du phénomène dans le temps: 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 l'épisode transgressif aptien (Choubert et Faure-Muret, 1960-62).

Il apparaît ainsi que le dépôt de ces sédiments crétacés est essentiellement déterminée par des causes eustatiques: oscillation de la nappe d'eau dans l'océan atlantique.

CONCLUSION

Au terme de cette partie concernant l'analyse du remplissage sédimentaire dans le secteur du Haut-Atlas de Béni-Mellal, les principaux résultats ont été les suivants :

- La série sédimentaire de cette région s'organise en six ensembles sédimentaires: les carbonates massifs du Lias inférieur; les carbonates lités du Lias moyen; les terrigènes du Lias supérieur; les carbonates du Dogger; les couches rouges jurassico - crétacées et les marnes et calcaires crétacés. Pour chacun de ces ensembles, nous avons tenté de préciser l'âge et les conditions de dépôt.
- L'évolution paléogéographique de cette région a pu être décrite en plusieurs étapes clés, au fil desquelles nous avons essayé de distinguer la zonation des environnements sédimentaires et les accidents qui paraissent avoir un rôle déterminant dans les variations de faciès et d'épaisseur (fig. 92). Ces principales étapes sont les suivantes :

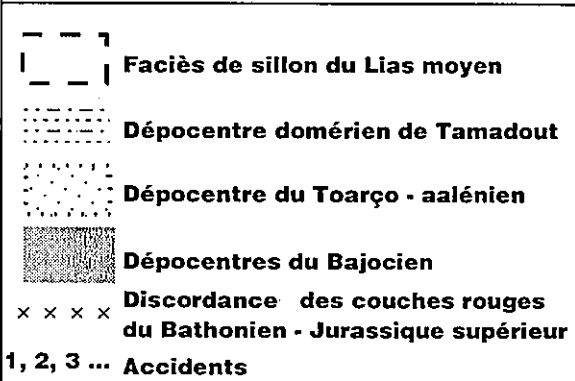
* Au Lias inférieur - moyen, deux bassins subsidents s'individualisent progressivement: bassins de Tilougguit et de Telouet délimités par les plate-formes de Béni-Mellal au nord, d'Amezraï au centre et de Tineguir au sud. Leurs bordures, peu nettes au Sinémurien, apparaissent clairement contrôlées par des failles au cours du Lias moyen. Cette dernière période se marque ainsi par des contrastes paléogéographiques extrêmes et des variations très rapides des faciès et d'épaisseur de part et d'autre de ces accidents synsédimentaires. Ces dispositifs se trouvent déstabilisés au Domérien supérieur avec créations de petits bassins progressivement comblés au cours du Toarcien inférieur.

* Au Toarcien moyen - Aalenien, un seul bassin subsident prend place au niveau de la plate-forme centrale. Cette période enregistre un faible contraste dans les environnements sédimentaires attestant l'atténuation de l'activité tectonique.

* Au Bajocien, une nouvelle plate-forme carbonatée s'installe sur l'ensemble du secteur. Les changements de faciès sont peu manifestes. Seuls les variations d'épaisseur permettent de délimiter deux principales zones subsidentes localisées au nord du bassin. La zone centrale paraît, au contraire, faiblement subsidente au cours de cette période.

* À partir du Bajocien supérieur et probablement jusqu'au Jurassique supérieur, l'évolution sédimentaire de notre domaine se déroule en milieu continental, d'abord ouvert vers l'Est et ensuite restreint et endoréique. Dans ce contexte, les nombreux petits bassins nouvellement individualisés sont comblés par une sédimentation terrigène organisée en systèmes longitudinaux (NE - SW) et transverses (NW - SE ou SE - NW). Leurs bordures, situées à l'aplomb des accidents actifs, sont érodées et localement recouvertes en discordance progressive.

Cette période enregistre aussi la mise en place d'un volcanisme alcalin. La distribution spatiale des roches volcaniques intrusives et effusives paraît intimement liée à la géométrie des bassins individualisés.



1 & 2 - Accident frontal; 3 - Branche occidentale de l'accident "Aghbala-Afourer"; 4 - Accident de Tamadout; 5 - Ride de Jbel Tamiist; 6 - Accident d'Aït Al Fattak-Jbel Tazerkount; 7 - Ride de Jbel Abbadine; 8 - Accident de Tansrifi; 9 - Accident de Tabaroucht; 10 - Ride d'Aït Boulmane; 11 - Ride d'Adendoun; 12 - Accident d'Aït Imelloul; 13 - Accident de Jbel Aït Sri; 14 - Accident d'Ozoud; 15 - Accident d'Azilal-Anergui; 16 - Ride de Jbel Oukarde; 17 - Ride de Talmest-Tazolt; 18 - Accident Nord-Atlasique.

* Durant la dernière période, au Crétacé inférieur, notre domaine d'étude montre une ouverture sédimentaire vers l'océan Atlantique. Les dépôts continentaux et marins se mettent en place, d'abord le long d'une gouttière WSW - ENE parallèle à la chaîne (Hauterivien à Aptien) puis, par la suite, (Cénomanién supérieur - Turonien) sur une vaste plateforme carbonatée dont l'extension déborde largement notre secteur atlasique central.

Les diverses étapes distinguées ici, notamment celles du Jurassique, montrent que la zonation des aires sédimentaires est profondément dépendante d'un ensemble d'accidents, exprimés actuellement à la faveur des contraintes cénozoïques en compressions (fig. 92). Ceux-ci s'organisent selon le canevas hérité de l'orogénèse hercynienne (E - W, NE - SW et NW - SE). Nous les avons distingués en fonction des variations d'épaisseur et de faciès qu'ils induisent dans la série jurassique ainsi que de l'activité magmatique associée.

L'examen de la chronologie de leur mise en place (fig. 93) montre pour chacun d'eux un jeu essentiellement épisodique et discontinu. Les phases d'activité tectonique les plus manifestes se sont déroulées au cours du Lias moyen et du Bajocien supérieur - Bathonien. L'activité durant la première période semble générale à tout le domaine étudié alors que celle de la seconde période ne semble affecter que la seule bordure nord du bassin. Ces caractéristiques laissent supposer une variation spatiale et temporelle dans la direction de contrainte enregistrée.

Accidents	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
JURASSIQUE SUPERIEUR	---	---			---	---	---	---	---	---	---		---	---		---	---	---
BATHONIEN					---	---	---	---	---	---	---		---	---		---	---	---
BAJOCIEN						---	---	---	---	---	---		---	---		---	---	---
AALENIEN	?	?				---	---											
TOARCIEN			---	---			---											
DOMERIEN			---	---	---		---					---	---	---		---	---	---
CARIXIEN												---	---	---		---	---	---
SINEMURIEN			---	---		---									---			---

Fig. 93 - Chronologie de fonctionnement des principaux accidents synsédimentaires jurassiques dans le Haut-Atlas sur la transversale de Béni-Mellal.

Les accidents 1 et 2 semblent, d'après les données recueillies, présenter une influence quasi-permanente sur la nature et l'organisation des dépôts jurassiques. Néanmoins, l'état actuel des affleurements et l'importance des biseaux d'érosion connus sur la plaine de Tadla ne permettent pas d'apprécier la chronologie de leur fonctionnement au cours de la période jurassique ici considérée.

TROISIÈME PARTIE

LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

INTRODUCTION

Dans notre analyse du remplissage sédimentaire, nous avons pu noter une grande diversité dans les épaisseurs, les faciès et les environnements sédimentaires, notamment au cours du Jurassique. Ces divers contrastes sont à mettre en relation avec l'intervention conjuguée des facteurs tectoniques et eustatiques durant la période considérée.

Dans le deux premiers chapitres de cette troisième partie de notre travail, nous tenterons de dégager les parts respectives de chacun de ces deux principaux facteurs sur l'organisation de la sédimentation dans l'Atlas de Béni-Mellal. En premier lieu, nous présenterons le découpage séquentiel, selon la terminologie de Vail *et al.* (1987; 1991), pour le seul intervalle jurassique. L'analyse a été effectuée à l'échelle du 3^o ordre. En second lieu, nous analyserons les vitesses de sédimentation et de subsidence tectonique à l'échelle de ces même séquences.

Dans le troisième chapitre, les données relatives au découpage séquentiel de 3^o ordre, jointes à celles de l'analyse de la subsidence, nous conduiront à la définition des cycles tectono-eustatiques jurassiques de second ordre sensu Jacquin *et al.* (1992). Ces derniers définissent, chacun, une étape fondamentale dans l'histoire d'un bassin sédimentaire (Vail *et al.*, 1991). Leurs caractéristiques seront décrites et discutées à l'échelle de tout notre secteur d'étude. Les observations seront étendues au Jurassique supérieur - Crétacé, périodes pour lesquelles, en l'absence de découpage précis, seront décrites les fluctuations des grands rythmes sédimentaires.

CHAPITRE VIII

SEQUENCES DE DEPOT

1. - Introduction

Vingt séquences de dépôt de 3^o ordre sensu Vail *et al.* (1987; 1991; fig.94) ont été distinguées dans l'intervalle Sinémurien - Bathonien inférieur (fig. 95). Dans notre commentaire, on insistera sur l'âge de ces séquences et sur les caractères généraux du découpage séquentiel à l'échelle des grandes unités lithostratigraphiques précédemment reconnues : carbonates massifs du Lias inférieur; carbonates lités du Lias moyen; terrigènes du Toarcien - Aalénien et carbonates du Dogger.

Sur la figure 95, les discontinuités ont été représentées selon leur ordre d'apparition et de description dans les coupes retenues (cf. 2^o partie). Le schéma de corrélation proposé permet, d'une part, d'en préciser la nature et la signification en termes de stratigraphie séquentielle et, d'autre part, de mettre en lumière une esquisse des diverses coupes utilisées dans notre découpage.

2. - Description des séquences

2. 1. - Les carbonates massifs du Lias inférieur

Trois séquences de dépôt ont été reconnues dans cet intervalle de temps. La séquence n° 1, placée dans le Sinémurien inférieur, en raison de son encadrement stratigraphique; la séquence n° 2, datée du passage Sinémurien inférieur - supérieur et la séquence n° 3, déposée durant l'intervalle Sinémurien terminal -Carixien inférieur.

Les séquences n° 1 et 2 ne sont connues qu'au niveau de la coupe de Jbel Taguendouft. Elles marquent dans notre secteur un approfondissement progressif des milieux de dépôt, avec des cortèges sédimentaires très épais, autant développés les uns que les autres (fig. 96). L'absence de repères chronostratigraphiques fiables, notamment pour la séquence n° 1, ainsi qu'une analyse limitée à une seule section, ne nous permettent pas de faire la distinction entre les cortèges de haut niveau marin et de bas niveau marin.

La séquence n° 3 a pu être corrélée à l'échelle de plusieurs coupes (fig. 97). Son CBN⁴ correspond aux couches lotharingiennes à "tipis" (formation de Jbel Rat) dans le secteur de plate-forme et à une succession de calcaires massifs, admettant à leur base des structures chenalisantes, en bordure de plate-forme (coupe de Tamadoute). Dans les faciès de sillon, il n'a pu être différencié du CHN de la séquence sous-jacente. Son CT correspond au niveau de la plate-forme à la base de la formation d'Aganane (calcaires de la biozone B) et, dans le domaine de sillon, à une série stratodécroissante de calcaires fins coiffés par une surface à *Miltoceras taguendoufi* (horizon 4 d'El Hariri *et al.*, 1996), marquant ainsi la première arrivée de faunes pliembachiennes dans notre secteur. Son CHN est composé par les calcaires de la biozone C1 dans le domaine de plate-forme et par les calcaires lités de la sous-zone Polymorphus-Brevispina (horizon 5 d'El Hariri *et al.*, 1996).

⁴ CBN - cortège de bas niveau marin;
CT - cortège transgressif;
CHN - cortège de haut niveau marin.

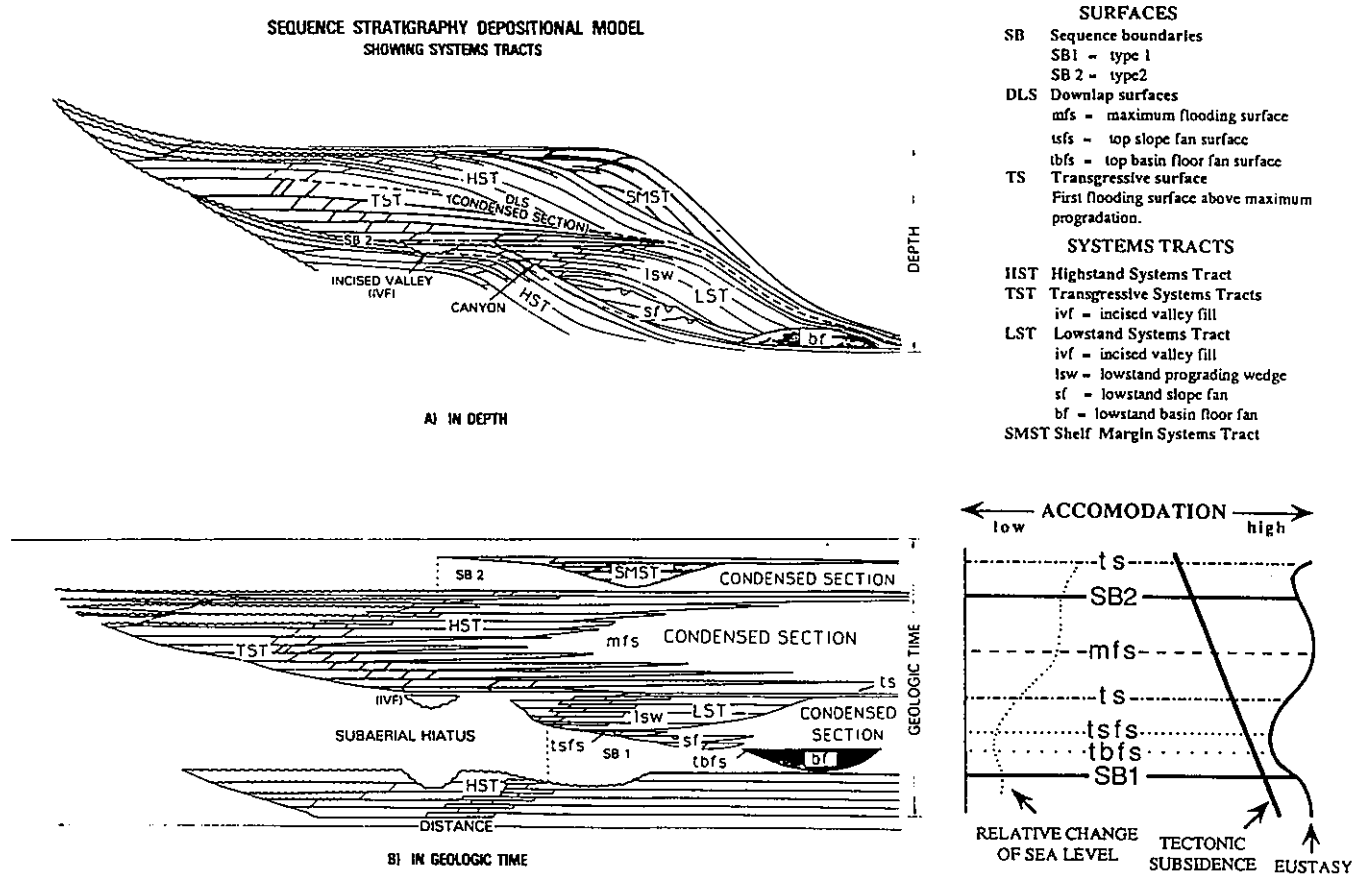


Fig. 94 - Modèle géologique théorique de la stratigraphie séquentielle et séquences théoriques de dépôt en faciès siliciclastiques (d'après Vail et al., 1991).

Sur une plate-forme continentale, les variations d'apports terrigènes ou de production carbonatée sont induites par l'eustatisme. Pendant une période de transgression, la vitesse de montée relative du niveau de la mer est en accélération; les particules de sédiment les plus grossières sont précipitées ou piégées plus en amont sur la plaine côtière et, associées à une approfondissement de la tranche d'eau, dans l'enregistrement sédimentaire les couches prennent une allure globalement grano- et strato-décroissante. Pendant une période de régression, la vitesse de montée relative du niveau marin est en décélération; associées au comblement progressif de la plaine côtière (progradation) et à une diminution consécutive de la tranche d'eau, dans l'enregistrement sédimentaire les couches prennent une allure grano- et strato-croissante. Toutefois, dans certains environnements argilo-gréseux très côtiers, en domaine intertidal, les paraséquences de haut niveau marin peuvent prendre une allure grano- et strato-décroissante (fining-up et thinning-up) comme dans les cortèges transgressifs. Il s'agit dans ce cas d'une progradation des faciès argileux les plus internes (intertidal supérieur de type mud-flat) sur les faciès sablo-argileux à sableux plus externes (intertidal moyen à inférieur de type mixed-flat et sand-flat). Ces types de séquences forment en quelque sorte une anomalie séquentielle.

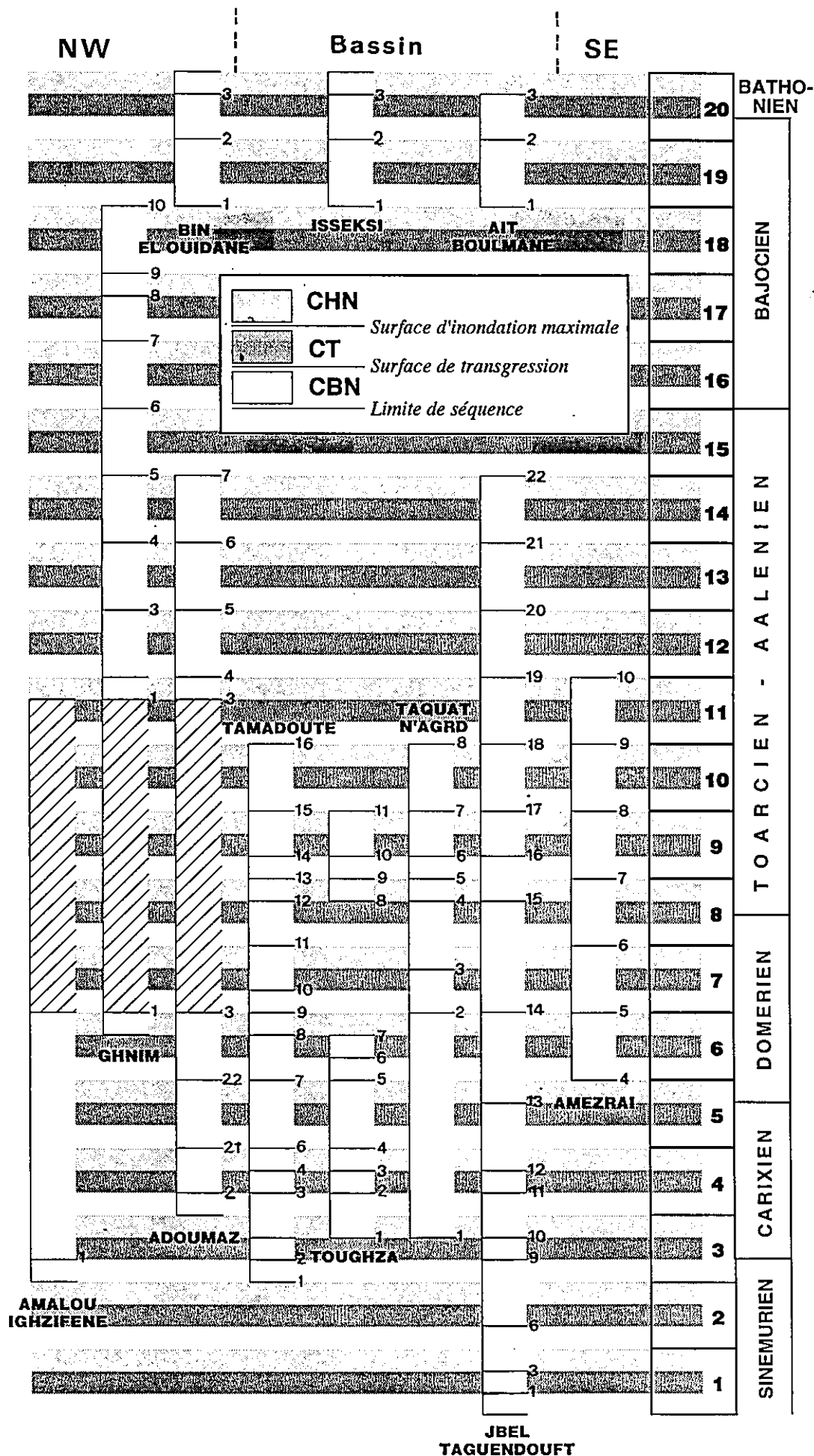


Fig. 95 - Le découpage séquentiel adopté.

Les séquences de dépôt de 3^e ordre sont numérotées de 1 à 20. Chaque colonne représente une coupe. Les numéros près de la colonne renvoient aux discontinuités reconnues au niveau de chacune des coupes. Les échelles de temps et de l'épaisseur ne sont pas respectées.

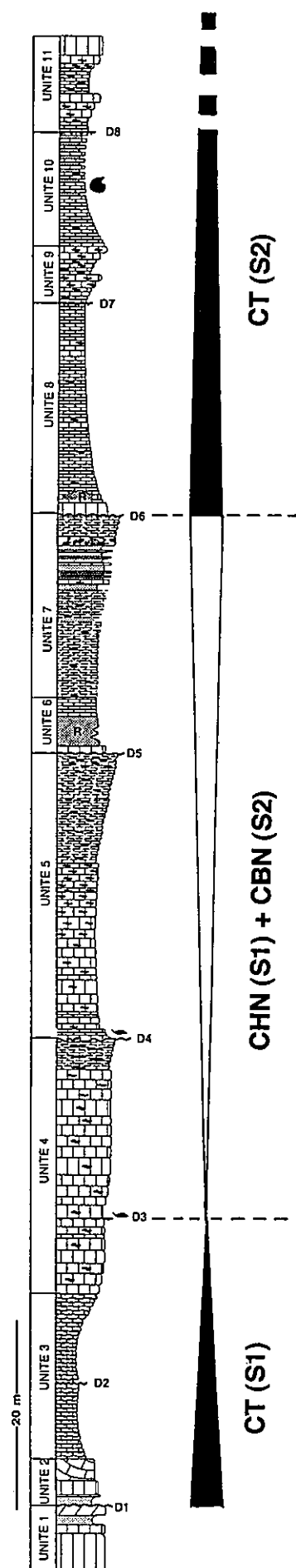


Fig. 96 - Les séquences de dépôt du Lias inférieur.

2. 2. - Les carbonates lités du Lias moyen

Cinq séquences (S4 à S8) ont été identifiées dans l'intervalle Carixien inférieur - Toarcien basal.

Au niveau de la bordure de plate-forme et dans le sillon où la série sédimentaire est immergée en permanence (formation de Jbel Taguendouft et membre inférieur de la formation de Tamadoute), l'abondance et le bon état de conservation des ammonites permettent un bon calage biostratigraphique de ces séquences (cf. tableau II).

En domaine de plate-forme, où la sédimentation, dépourvue d'ammonites, est fréquemment proche de l'émersion (formation d'Aganane), l'identification des divers cortèges sédimentaires est fondée sur :

- un calage biostratigraphique rendu possible grâce à l'abondance de foraminifères benthiques dans les niveaux calcaires. Les biozones, C, D et E de Septfontaine (1984) ont ainsi pu être retrouvées.

- une analyse stratonomique, basée sur l'établissement du diagramme de Fischer pour les coupes d'Adoumaz et de Ghnim. La corrélation de ces diagrammes nous a permis de dégager des cycles de grande amplitude, assimilés à des séquences de dépôt de 3^e ordre, et de placer de nouvelles discontinuités (D2.1 et D2.2 pour la coupe d'Adoumaz, fig. 98) non perceptibles à partir de la seule analyse séquentielle.

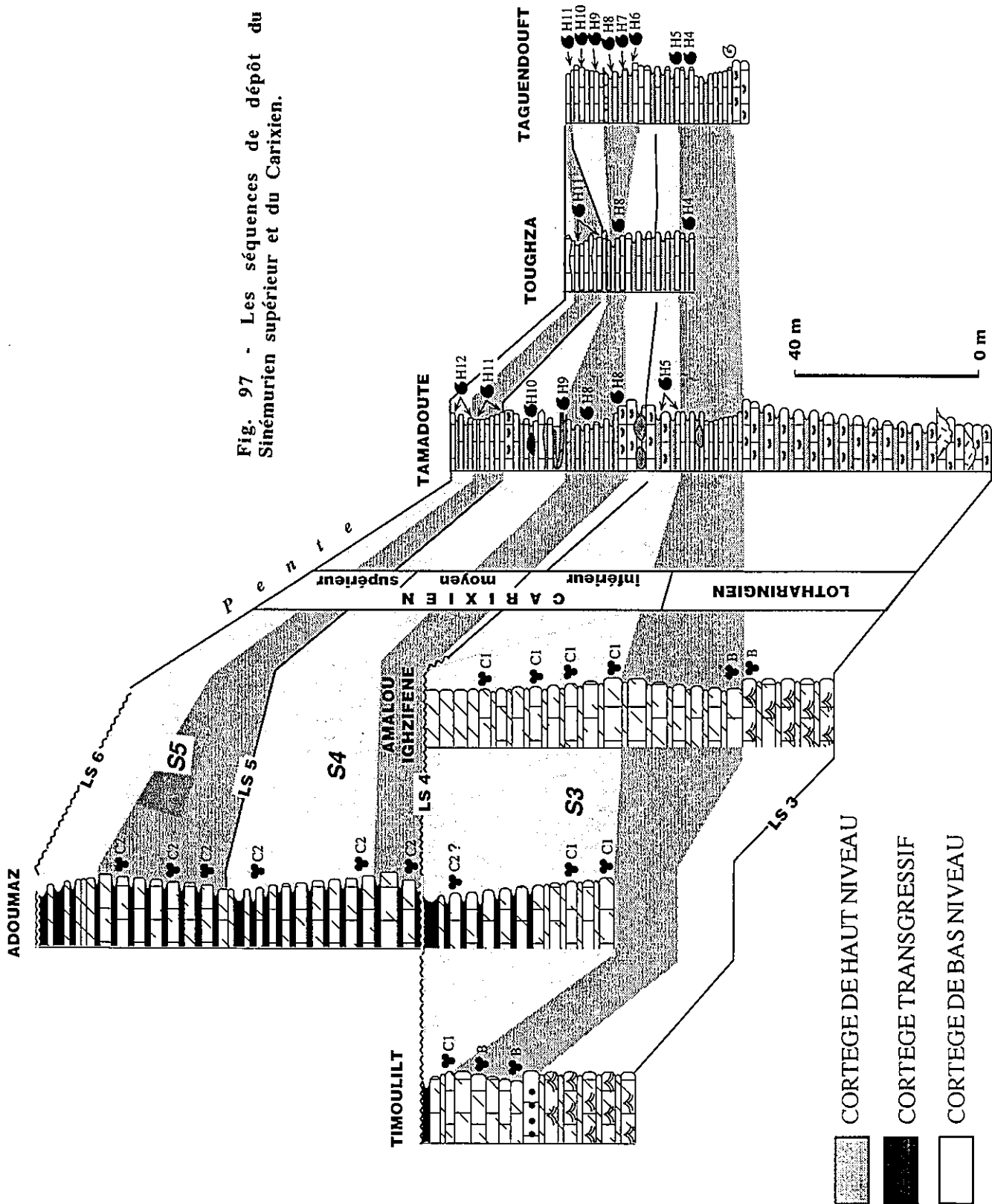
Les caractéristiques principales de ces séquences sont les suivantes :

- Séquence n° 4 (fig. 97)

Au niveau de la bordure de la plate-forme et dans le sillon, elle débute dans la sous-zone à Jamesoni et se termine dans la sous-zone à Maculatum. Elle comprend les horizons 6, 7, 8, 9 et 10 définis par El Hariri *et al.* (1996) dans l'Atlas de Béni-Mellal. En domaine de plate-forme, elle est entièrement comprise dans la biozone C2 de Septfontaine (1984).

Le CBN de cette séquence n'est pas reconnu en domaine de plate-forme où on note, à la place, une importante discontinuité subaérienne (D2 à Adoumez). Dans les autres domaines, ce cortège comporte une série litée, dépourvue de faune d'ammonites et marquée à sa base par des blocs resédimentés en bordure de la plate-forme (coupe de Tamadoute).

Fig. 97 - Les séquences de dépôt du Sinémurien supérieur et du Carixien.



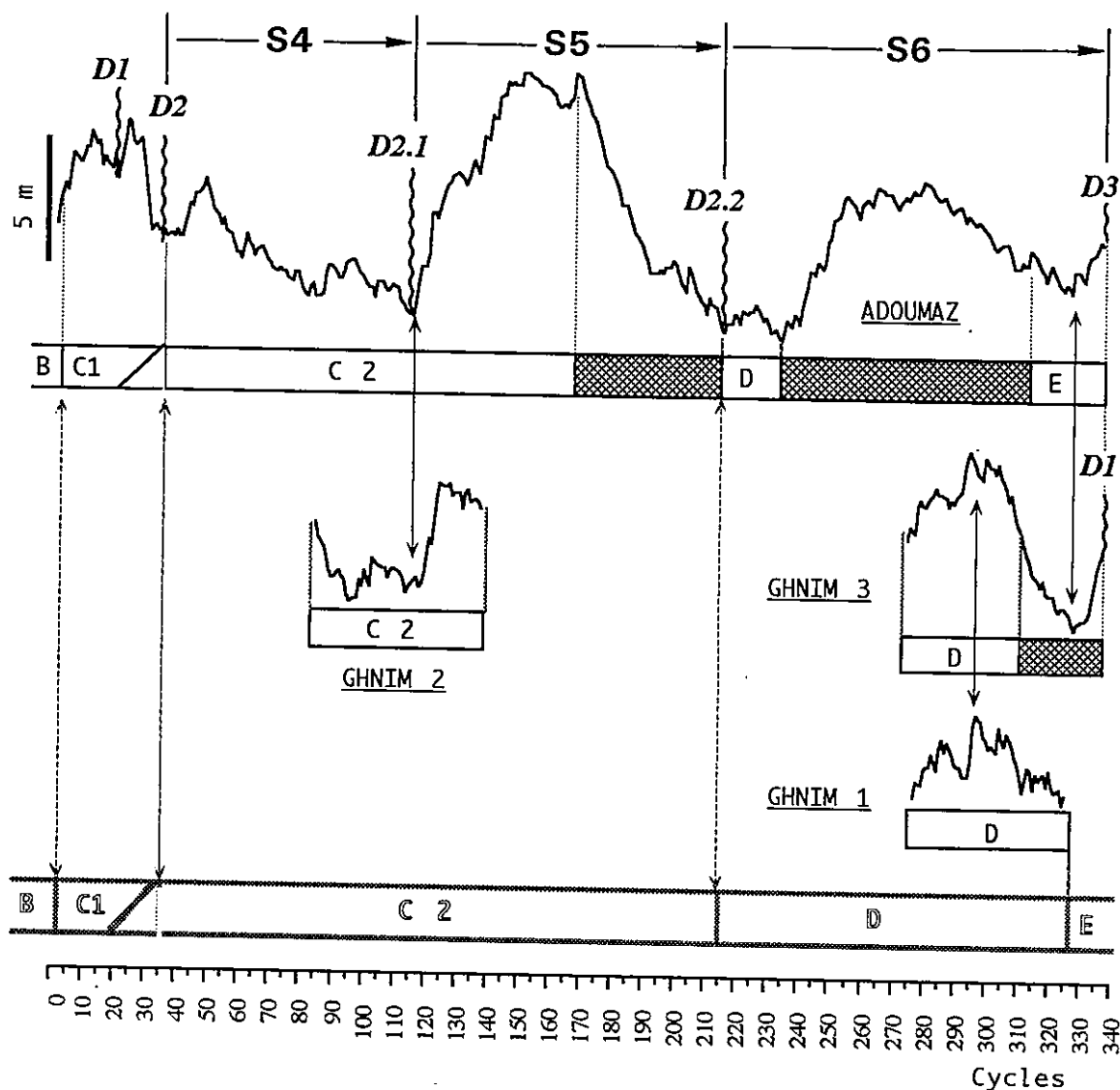


Fig. 98 - Schéma de corrélation entre les diagrammes de Fischer des coupes du Lias moyen d'Adoumaz et de Ghnim.

Le CT marque une reprise de la sédimentation sur la plate-forme. La succession correspondante présente dans ce domaine un caractère stratocroissant et comporte une microfaune appartenant incontestablement à la biozone C2 de Septfontaine (1984). Dans les autres secteurs plus profonds, ce cortège est caractérisé par une succession stratodécroissante, marquée par l'arrivée progressive d'une nouvelle faune d'ammonites (horizons 6, 7 et 8). L'horizon 9 surmonte une surface de discontinuité ferrugineuse reconnue au niveau de toutes les coupes étudiées. Elle correspond dans notre interprétation à une surface d'inondation maximale.

Le CHN est représenté en domaine de plate-forme par une succession calcaro-dolomitique stratodécroissante, datée de la biozone C2. Il est marqué au niveau de la bordure de plate-forme par des intercalations de turbidites calcaires associées à des slumps et à des blocs resédimentés et passe, dans le sillon, à une série de calcaire lités à ammonites de l'Horizon 10.

- Séquence n° 5 (fig. 97)

Dans le sillon de Tilougguit, elle débute au sommet de la sous-zone à *Maculatum* et se termine à la base de la sous-zone à *Stokesi*. Le CBN, habituellement matérialisé par une grande fréquence des faciès turbiditiques en bordure de sillon, n'a pas été distingué à la base de cette séquence. Le CT correspond à une alternance de calcaires et de marnes contenant une faune d'ammonites de l'horizon 11. Le CHN se définit quand à lui par des marnes argileuses alternant avec des calcaires gréseux à ammonites de l'horizon 12.

Dans la plate-forme de Béni-Mellal, l'IT de cette séquence est daté du sommet de la biozone C2 de Septfontaine (1984). Les orbitopselles rencontrées dans cette succession au niveau de la coupe d'Adoumaz présentent de grandes tailles, ce qui pourrait éventuellement définir une biozone C3 (à *Orbitopsella Dubari* selon Septfontaine, 1984). Son CHN, non daté à Adoumaz, pourrait encore appartenir à la biozone C comme en témoignent les *Argutarpites* du Domérien moyen citées par Chafiki (1994) juste un banc au dessus du dernier niveau contenant des Orbitopselles dans la coupe d'Amalou Igzifène.

- Séquence n° 6 (fig. 99)

Au niveau de la bordure de plate-forme et dans le sillon, elle débute dans la sous-zone à *Stokesi* et se termine dans la sous-zone à *Aperynum*. Elle comprend les horizons 13, 14, 15, 16, 17 et 17' définis par El Hariri *et al.* (1996) dans l'Atlas de Béni-Mellal. En domaine de plate-forme, elle recèle un assemblage de foraminifères des biozones D et E de Septfontaine (1984).

Cette séquence est caractérisée par des faciès très diversifiés et des épaisseurs variables d'un secteur à l'autre du bassin.

Son CBN est représenté sur la plate-forme par une unité marno-dolomitique dépourvue de microfaune. En bordure de plate-forme, il correspond à une épaisse série de marnes rouge associés à des turbidites calcaires et à des blocs resédimentés d'origine récifale. Dans le sillon, il se marque par une succession réduite de bancs calcaires noduleux devenant progressivement gréseux au sommet de la série.

Le CT correspond au niveau de la plate-forme à une série calcaro-dolomitique stratocroissante. Au niveau de sa bordure, il passe à une série à dominance argileuse puis marno-calcaire à ammonites. Dans le centre du sillon, ce cortège se réduit à un ensemble de 3 bancs calcaires décimétriques. La surface d'inondation maximale au sommet de ce cortège est bien matérialisée, dans les coupes de Tamadoute et de Toughza, par une discontinuité ferruginisée et condensée en faune d'ammonites de l'horizon 16.

Le CHN est marno - dolomitique dans la plate-forme et à dominance turbiditique au niveau de sa bordure. Dans la coupe de Taguendouft (axe du sillon), il est représenté par un seul banc calcaire tronqué à son sommet.

- Séquence n° 7 (fig. 99)

En domaine de plate-forme, cette séquence est absente. La sédimentation ne reprendra dans ce dernier domaine qu'à partir du Toarcien moyen (séquence S11). Cette longue période d'émersion est caractérisée dans toute la plate-forme de Béni-Mellal par

ADOUMAZ

TAMADOUTE

TAGUENDOUFT

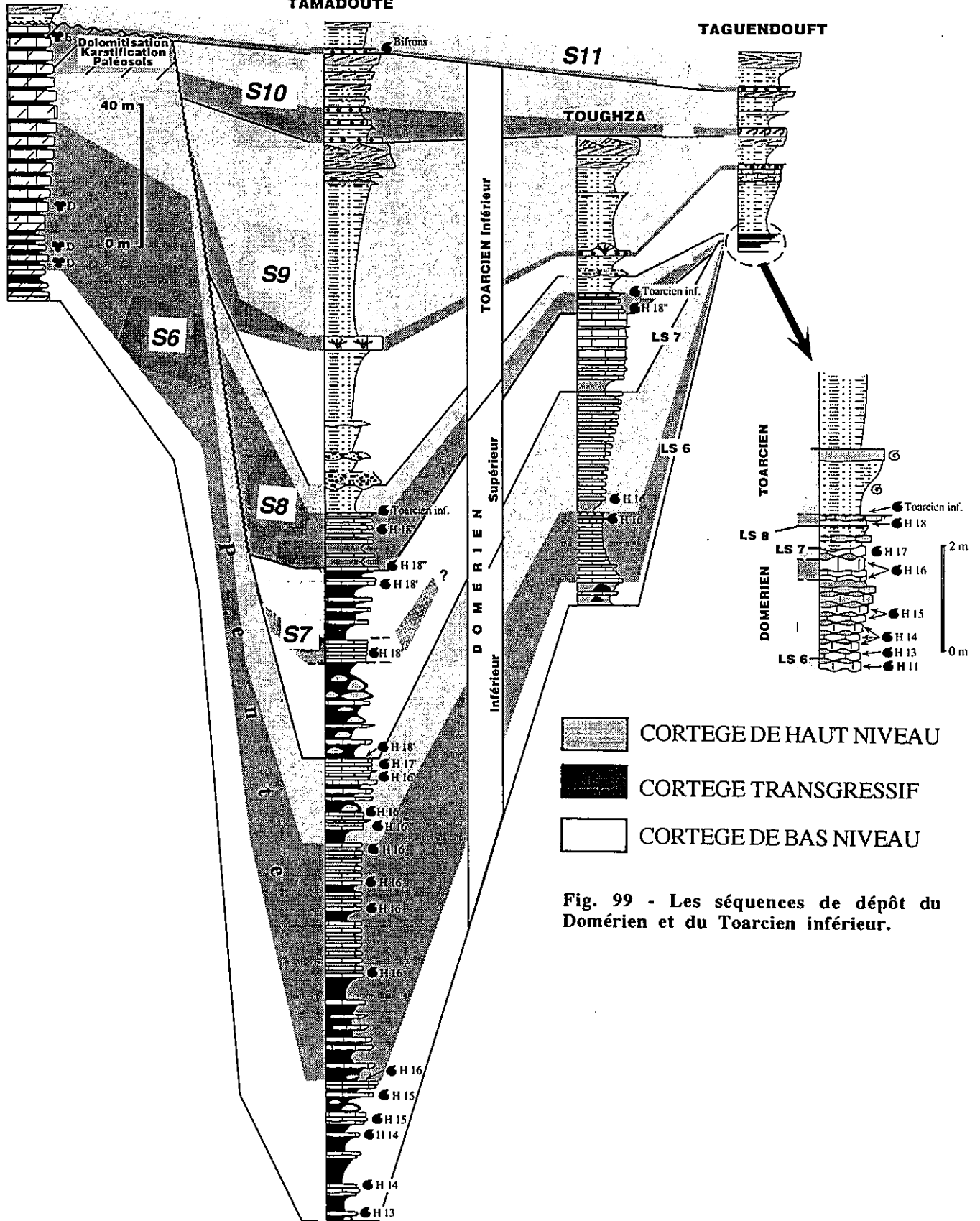


Fig. 99 - Les séquences de dépôt du Domérien et du Toarcien inférieur.

une phase de diagénèse complexe. Celle-ci se manifeste par un large développement de paleokarsts et de paléosols ainsi que par une dolomitisation totale affectant plusieurs dizaines de mètres du sommet de la série carbonatée du Lias moyen (formation des dolomies pulvérulentes de Monbaron, 1985).

Au niveau de la bordure de plate-forme et dans le sillon, cette séquence débute dans la sous-zone à *Aperynum* et se termine dans la sous-zone à *Hawskerense*. Elle comprend l'horizon 18' défini par El Hariri *et al.* (1996) dans l'Atlas de Béni-Mellal.

Son CBN montre des caractéristiques variables et témoigne d'une paléomorphologie très contrastée dans ce secteur. Dans la coupe de Tamadoute, il est composé d'une masse argileuse rouge à grand blocs récifaux resédimentés. Le même cas s'observe aussi, pour la première fois, dans la coupe de Taquat N'Agrd (fig. 100). Dans la coupe de Jbel Taguendouft, ce cortège repose sur une surface irrégulière fossilisant plusieurs petites failles normales à rejets métriques. Il correspond dans ce secteur soit à une simple surface ferrugineuse, soit à un banc de calcaire gréseux friable encaissé dans une masse de marnes silteuses de 0.5 à 1 m d'épaisseur.

Dans les deux coupes de Tamadoute et de Taquat, l'IT montre une succession stratodécroissante de bancs calcaires, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, passant vers le haut (CHN) soit à une série de marnes rouges à minces intercalations calcaire (coupe de Tamadoute), soit à un ensemble stratocroissant de calcaires lités, d'épaisseur métrique (coupe de Taquat). Ces deux derniers cortèges s'individualisent mal dans la coupe de Taguendouft.

- Séquence n° 8 (fig. 99)

Elle débute dans la sous-zone à *Hawskerense* et se termine dans le Toarcien inférieur. Son IT débute dans l'horizon 18" défini par El Hariri *et al.* (1996) dans l'Atlas de Béni-Mellal, et se termine par des assises contenant des *Eodactylioceras* de la zone à *Tenuicostatum*. Son CHN se continue dans cette même zone d'ammonites.

Les faciès témoignant de l'existence d'un CBN à la base de cette séquence n'ont été observés que dans le seul secteur de Taquat (fig. 100). Dans les autres coupes, seuls les CT et les CHN ont pu être distingués. Leur épaisseur se réduit progressivement depuis la bordure jusqu'à l'axe du sillon.

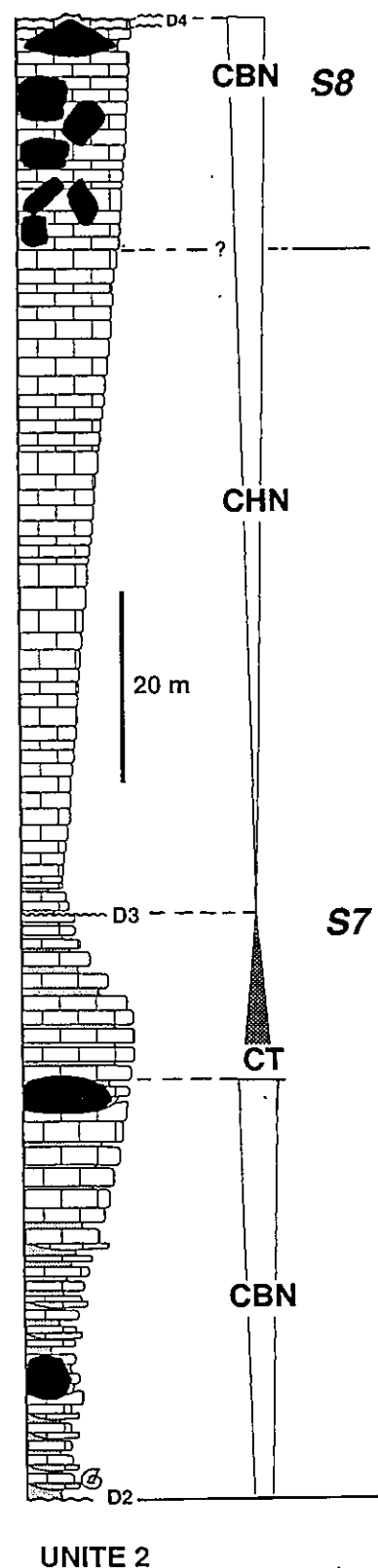


Fig. 100 - Interprétation séquentielle de la seconde unité (Domérien supérieur) de la coupe de Taquat N'Agrd.

L'IT est matérialisé soit par une alternance marno-calcaire (Tamadoute) soit par un seul banc de calcaire gréseux riche en traces de *Cancellophycus* (Jbel Taguendouft). La surface d'inondation maximale, au sommet de ce cortège, correspond à une discontinuité régionale que nous avons pu observer dans d'autres secteurs du Haut Atlas central. Elle est représentée par une surface oxydée, perforée et tapissée de bioclastes et de débris charbonneux. Elle constitue dans notre secteur une limite nette et pratique entre la sédimentation à dominance carbonatée classiquement rattachée au Lias moyen et celle à dominance marneuse rattachée au Toarcien.

Le CHN de cette séquence se compose d'un ensemble marneux verdâtre. Ces narnes sont soit tronquées à leur sommet (coupes de Tamadoute et de Toughza), soit coiffées par un banc de grès à ciment calcaire (coupe de Jbel Taguendouft).

2. 3. - Les terrigènes du Toarcien - Aalénien

Durant cette période marquée par une sédimentation essentiellement terrigène, nous avons identifié un total de 6 séquences de dépôt (S 9 à S 14). Les éléments d'ordre biostratigraphique, relativement rares dans notre secteur d'étude, ne nous ont pas permis d'établir un calage précis de ces séquences.

Les séquences n° 9 et 10 (fig. 99)

Les faunes d'ammonites: *Eodactylioceras* rencontrée à la base de l'ensemble et *Ildoceras bifrons* à son sommet nous permet de situer ces deux séquences dans le Toarcien inférieur.

Seule la base de S9 comporte un CBN formé de terrigènes (grès et microconglomérats) grossiers et des turbidites calcaires (planche h. t. VI-2) ou gréseuses soulignant un transit à travers la plate-forme émergée plus septentrionale.

Les CT des deux séquences sont carbonatés (calcaires ferrugineux, oolithiques ou à mégalogontes), réduits et ravinants (planche h. t. VI-1). Les CHN sont représentés quant à eux par des marnes et calcaires marneux, silteux ainsi que par des grès margino-littoraux témoignant de l'envasement de ce secteur par des nappes sableuses d'origine deltaïque.

Les séquences n° 11, 12, 13 et 14 (fig. 101)

Ces séquences ne sont pas datées dans la partie Nord de notre secteur d'étude. Leur identification est essentiellement basée sur la corrélation des divers rythmes observés au niveau de toutes les coupes. L'ensemble équivalent de ces assises dans le bassin d'Amezrai, représenté par les formations de Tafraout et d'Agrd N'Tazolt, est d'âge toarcien à sa base comme l'indique la faune de brachiopodes *Soaresirhynchia bouchardi* (Davidson), *S. babtisrensis* (Rousselle) et *Pseudogibbirhynchia jurensis* (Quenstedt)⁵, et d'âge Aalénien (zones à Murchisonae et Bradfordensis) à son sommet comme l'indique la faune de brachiopodes *Globirhynchia subobsoleta* (Davidson), *Curtirhynchia benacensis* (Rothpletz) et *Stroudithyrus pisolithica* (Buckman).

Ces données restent toutefois insuffisantes à l'établissement d'un découpage précis. Seul un suivi de ces unités en direction de l'Est et du Sud - Est, au centre du

⁵ Formes connues dans l'Atlas depuis le Toarcien inférieur, zone à *Serpentinus*, jusqu'au sommet de l'étage (Rousselle, 1973).

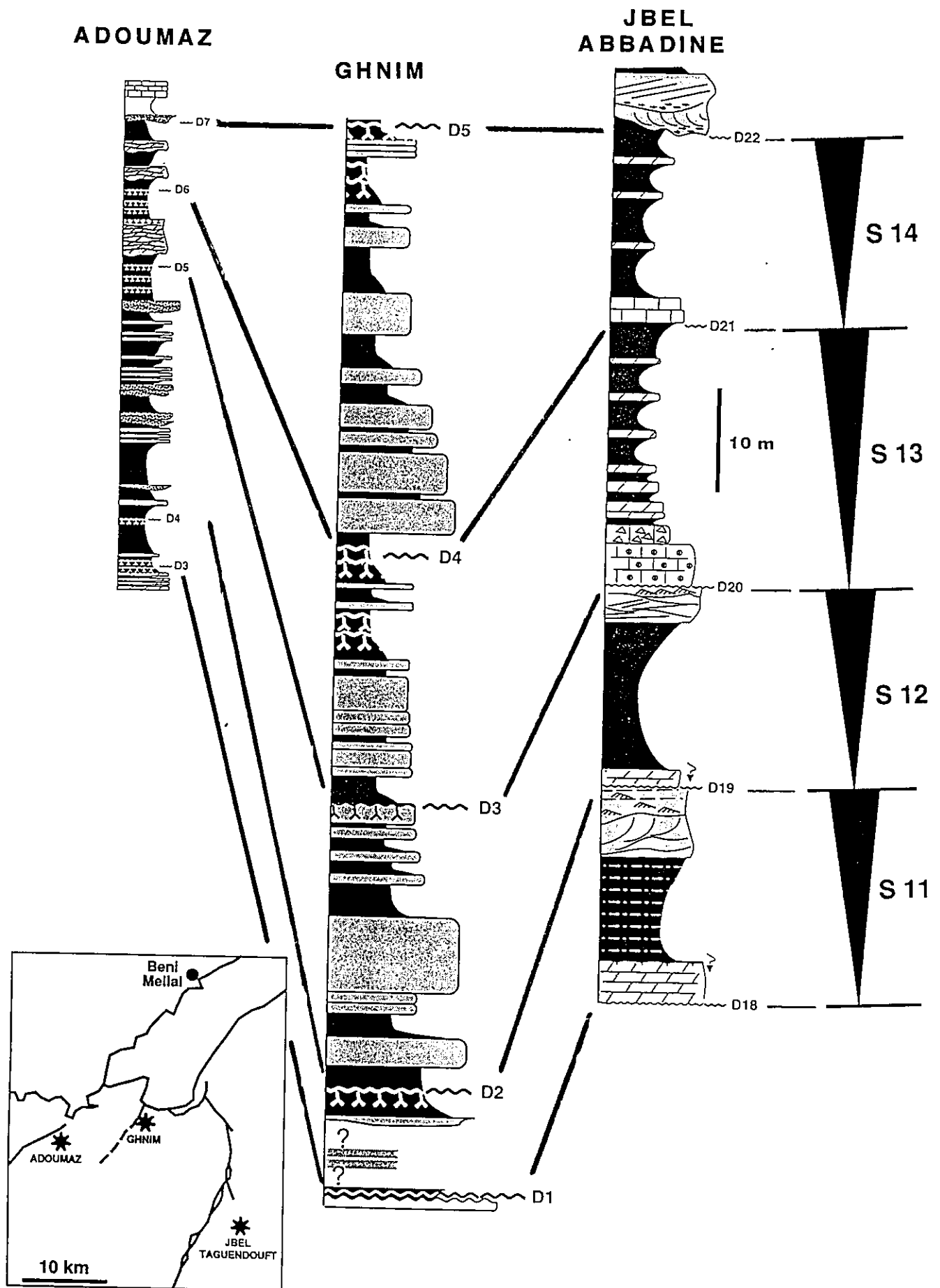


Fig. 101 - Les séquences de dépôt du Toarcien moyen - Aalénien.

bassin atlasique, là où elles sont bien datées par les ammonites (Sadki, 1992b), permettra d'affiner ce découpage.

Les séquences reconnues dans notre secteur sont toutes caractérisées par des faciès de faible Bathymétrie. Celles déposées en bordure du bassin (coupes d'Adoumez et de Ghnim) ne comptent vraisemblablement que des CHN. Chacun de ces cortèges comprend une succession de grès ou de calcaires gréseux littoraux coiffés à leur sommet par une importante discontinuité sub-aérienne. Les séquences équivalentes déposées en situation plus distal (coupe de Jbel Taguendouft) présentent à leur base un ou plusieurs niveaux de calcaires dolomitiques bioclastiques, parfois oolithiques, ravinantes à leur base et ferruginisés et / ou bioturbés à leur sommet. Ces derniers correspondraient dans ce contexte à des dépôts de CT annonçant les CHN plus terrigènes qui leur succèdent.

2. 4. - Les carbonates du Dogger

Nous avons subdivisé cet ensemble, carbonaté à sa base et terrigène à son sommet, en six séquences de dépôt de 3^o ordre (S 15 à S 20), échelonnées dans l'intervalle Aalénien supérieur - Bathonien inférieur.

Les séquences n° 15, 16, 17 et 18 (fig. 102)

Les séquences n° 15 et 16 correspondent respectivement aux deux dalles calcaires de la formation de Bin El ouidane I dans la région de Béni-Mellal et à la formation d'Aït Abdi dans la région de Zawiat Ahançal. *Timidonella sarda*⁶ reconnue à la base de cet ensemble, ainsi que son encadrement stratigraphique (S14 et S17 relativement bien datées) permettent de le situer dans l'intervalle Aalénien moyen - supérieur - Bajocien inférieur.

La séquence n° 17 correspond, dans la région de Béni-Mellal, à la formation marneuse de Bin El Ouidane II et au premier ensemble calcaire de la formation de Bin El ouidane III. Dans le secteur de Zawiat Ahançal, il s'agit de la formation des calcaires marneux (Jossen, 1988), baptisée aussi formation d'Aït Abdi II par Bouchouata (1994). Elle est datée du Bajocien inférieur en raison d'une part d'*Otoites Sauzei* signalées par Jossen (1988) et des brachiopodes *Burmihynchia termierae* Rousselle, *Parvirhynchia* cf. *parvula* (Deslongchamps), *Monsardithyris ventricosa* (Hartmann), *Tubithyris wrighti* (Davidson), *Rugitela prebullata* Rousselle et *Eudesia* sp. (zone à Humphrisianum) contenus dans ses assises intermédiaires (Bouchouata *et al.*, 1995).

La séquence n° 18 correspond, dans la région de Béni-Mellal, au second ensemble calcaire de la formation de Bin El ouidane II. Son encadrement stratigraphique (S 17 à la base et S 19 au sommet, cf. infra) permet de la situer au passage Bajocien inférieur - Bajocien supérieur.

Ces quatre séquences à composante essentiellement carbonatée sont bien exprimées à l'échelle de toute la bordure Nord et Ouest du bassin du Haut Atlas, comme l'indique la figure 102. Dans notre secteur, les séquences 15, 16 et 17 présentent

⁶ Cette forme est citée dans le Haut atlas entre deux niveaux à ammonites appartenant respectivement à l'Aalénien moyen et au Bajocien inférieur, zone à Sauzei (Jossen, 1988)

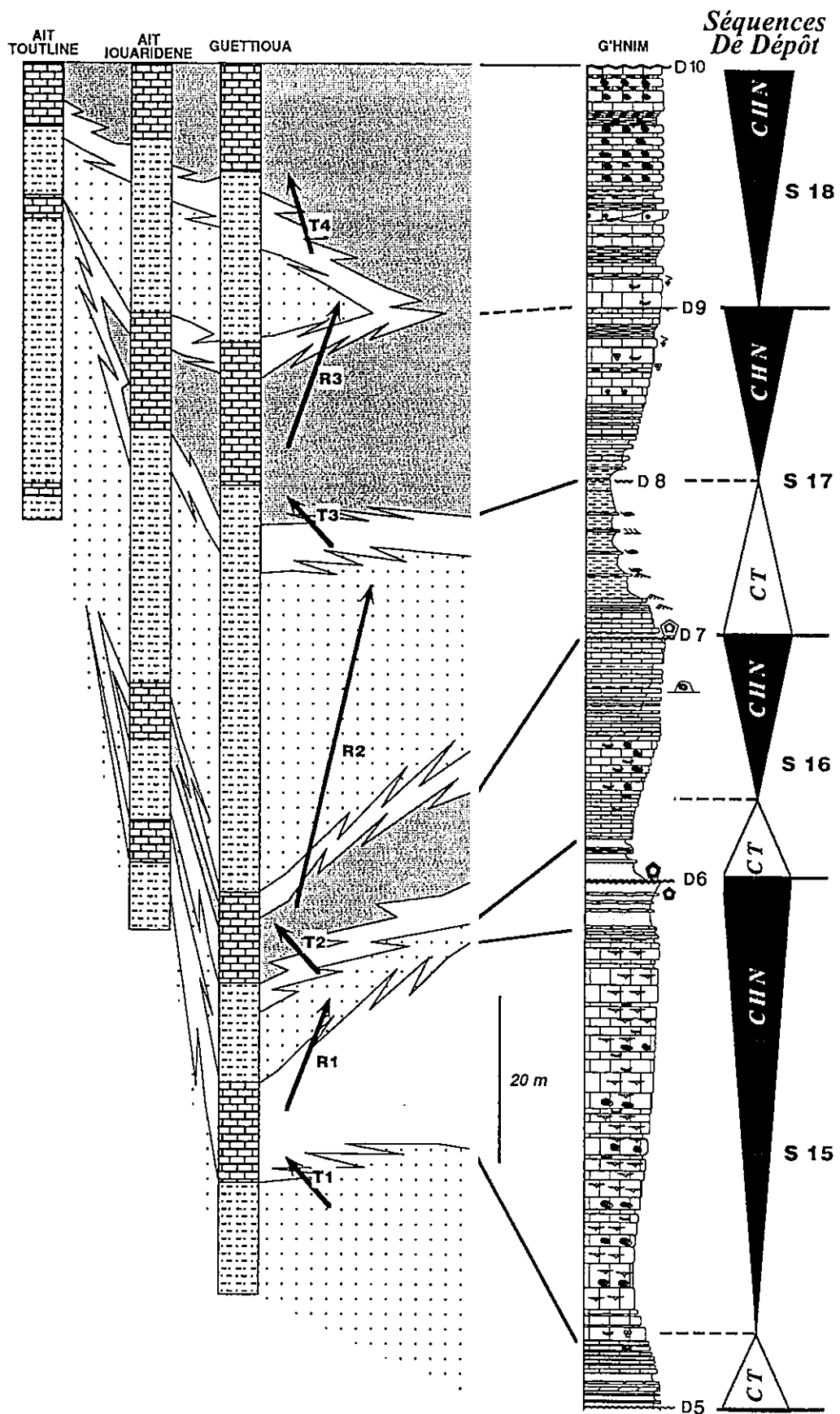


Fig. 102 - Les séquences de dépôt de l'Aalénien supérieur - Bajocien inférieur.

chacune une évolution transgressive (CT) puis régressive (CHN); la séquence 18 montre une tendance essentiellement régressive (CHN).

Les CT sont représentés par des alternances marno - calcaires ou marno - dolomitiques. Ils témoignent de phases rapides d'ouvertures de milieux de dépôts à partir d'environnements supratidaux vers des environnements subtidaux peu profond (S 15 et 16) ou relativement ouverts (S 17). Les CHN sont constitués par des séries calcaires stratocroissantes comportant de rares intercalations marneuses (planche *h. t.* VI-3). Ils illustrent les phases de comblement accompagnant les baisses bathymétriques dans notre secteur.

La séquence n° 19 (fig 103)

Elle correspond dans la région de Béni-Mellal aux deux premiers membres de la formation de Tilougguit. Elle est datée à sa base du passage Bajocien moyen - supérieur en raison de la présence de la faune du brachiopode *Burmihynchia termierae*.

Seul un CHN a été reconnu au sein de cette séquence. Son caractère régressif marqué par le passage des marnes bioturbées infratidales (1° membre de la formation) aux grès et argiles supratidales (2° membre de la formation) témoigne d'une phase de progradation des terrigènes sur notre secteur.

La séquence n° 20 (fig 103)

Elle associe, à sa base, le dernier membre de la formation de Tilougguit et, à son sommet, les premières assises gréseuses, continentales, de la base de la formation des Guettoua. Les brachiopodes: *Holcothyris angulata* et *Rugitila sp.*, reconnus dans ses assises carbonatées inférieures permettent de situer sa base dans le Bathonien inférieur.

Son CT débute par des calcaires oolithiques ravinants évoluant rapidement vers des faciès marno-calcaires de faible énergie riches en Brachiopodes. Son CHN débute par des calcaires gréseux (derniers niveaux carbonatés du 3° membre de la formation de Tilougguit) et se continue dans les grès fluviatiles de la formation de Guettoua. Il témoigne d'un envasement rapide de la plate-forme carbonatée suivie par la progradation d'une plaine alluviale.

3. - Conclusion

L'analyse en termes de stratigraphie séquentielle de la série Jurassique du Haut Atlas de Béni Mellal nous a permis de mettre en évidence un total de 20 séquences de dépôt échelonnées dans l'intervalle Sinémurien - Bathonien inférieur.

Pour les définir, nous nous sommes basés sur trois facteurs principaux:

- * le contenu en faune et microfaune: celui-ci a représenté le facteur déterminant permettant des corrélations fiables entre les diverses séquences étudiées;

- * le type et la signification des discontinuités: celles-ci sont soit représentées par des fonds durcis et / ou condensées en faune, coiffant une série transgressive. Elles sont alors aisément identifiées comme des surfaces d'inondation maximale. Soit elles correspondent à des surfaces d'altérations (érosions, karsts, encroûtements, paléosols)

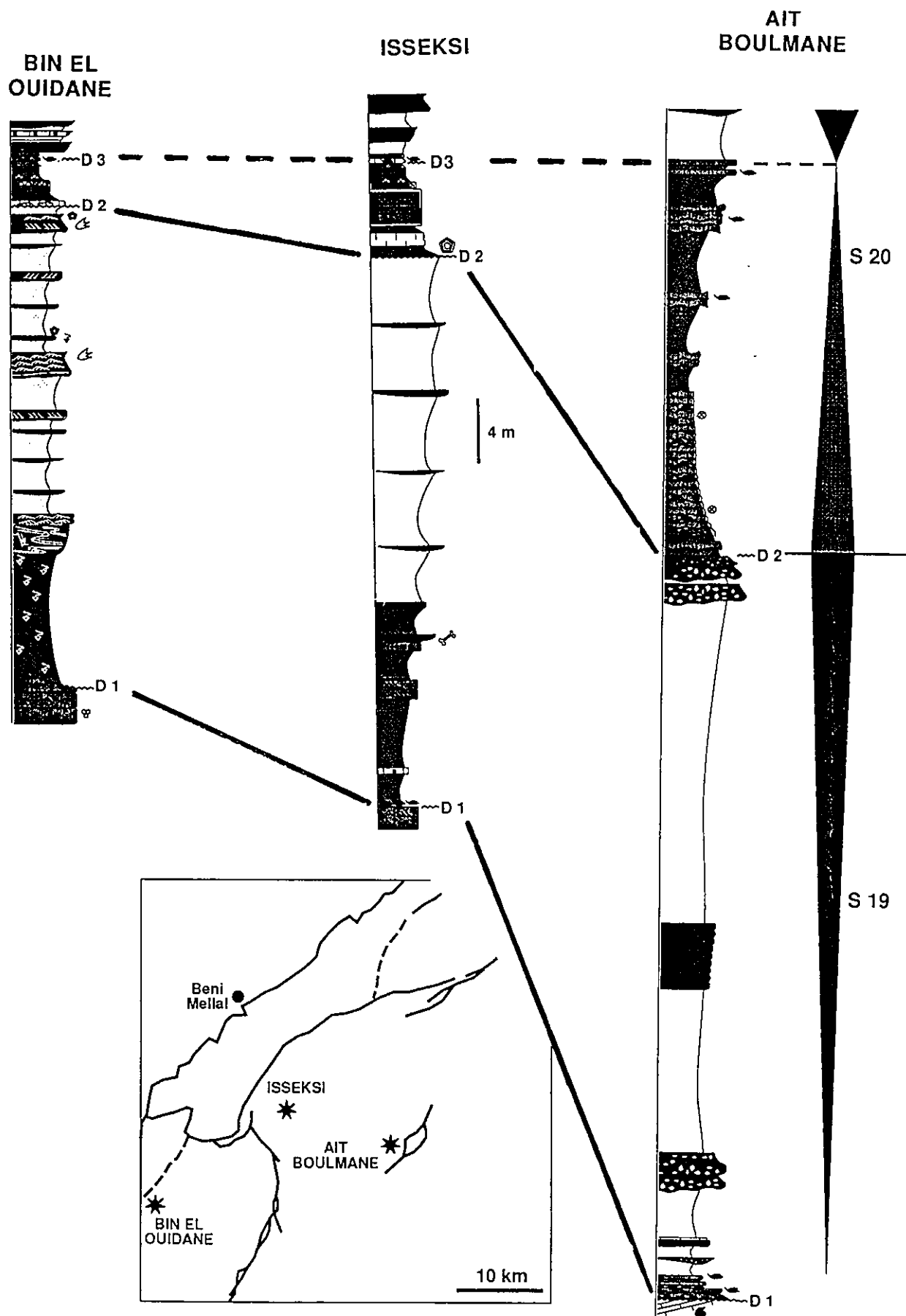


Fig. 103 - Les séquences de dépôt du Bajocien supérieur - Bathonien inférieur.

coiffant des séries à tendance régressive. Dans ce dernier cas, elles sont considérées comme des limites de séquence pratiques bien qu'en général elles correspondent au télescopage d'au moins deux surfaces de signification différente (limite de séquence et de surface de transgression *sensu* Vail notamment);

* la nature et l'organisation verticale des faciès: les CBN ont été essentiellement défini au sein des dépôts de bordure du sillon du Lias moyen. Ils sont caractérisés par une abondance des faciès turbiditiques. Leur datation par ammonites a permis l'identification de leur équivalent latéral dans les faciès plus lités et monotone du centre du bassin. Pour les autres séquences du Lias supérieur et du Dogger, la présence de ces cortèges n'est pas exclue. Leur identification est toutefois rendu difficile en raison, d'une part, de leur caractère semblable avec les CHN et, d'autre part, en raison du manque de datation permettant les corrélations souhaitées.

Les CT et les CHN sont par contre plus aisés dans leur identification. Les CT coïncident le plus souvent avec des changements nets de faciès et représentent des périodes privilégiées pour les changements de faunes et de microfaunes. Ils constituent ainsi les phases les plus "marquées" de la dynamique sédimentaire. Les CHN représentent les dépôts dominants dans la série analysée. Ils correspondent aux phases privilégiées de comblement sédimentaire conduisant le plus souvent à une large extension des milieux inter à supratidaux.

L'allure stratonomique constituant habituellement l'une des approches dans l'identification de ces cortèges (CT classiquement stratodécroissants et CHN classiquement stratocroissants) doit à notre sens s'utiliser avec prudence notamment dans l'analyse des séries carbonatées soumises à des émerSIONS périodiques. Notre analyse séquentielle de la formation d'Aganane (Lias moyen) a en effet montré que les successions transgressives (CT) présentent un caractère stratocroissant et inversement pour les successions régressives (CHN et éventuellement CBN).

La corrélation des séquences de l'Atlas de Béni-Mellal avec celles reconnues dans les bassins français (Gracianski *et al.*, 1996) montre de nombreuses similitudes (fig. 104). Les principales différences concernent les périodes du Lias inférieur et du Toarcien moyen - Aalénien moyen. Nous pensons que cette différence est liée d'une part au manque de données concernant le Lias inférieur (une seule coupe analysée) et d'autre part aux difficultés d'analyse des faciès terrigènes peu fossilifères du Toarcien moyen - Aalénien moyen en bordure du bassin atlasique. Des études complémentaires seront nécessaires pour proposer un meilleur inventaire des séquences de dépôt et conclure au caractère régional ou eustatique de leur organisation.

BASSINS FRANCAIS				HAUT-ATLAS	
165	BATHONIAN	Upper	Orbis	Wagneri / Hangovergus	20
166			Hodsoni	Blanzus	
167		Middle	Morrisi	Morrisi	19
168			Subcontractus	Subcontractus	
169	BAJOCIAN	Lower	Zigzag	Conspicuum	18
170				Macrosaurus	
171				Conspicuum	17
172		Upper	Parkinsoni	Parkinsoni	
173				Acris	16
174			Garantiana	Garantiana	
175			Niortense	Niortense	15
176			= Subfurcatum	Baculata	
177				Polycarpus	14
178		Lower	Humphriesianum	Humphriesianum	
179	AALENIAN		Sauzei	Sauzei	13
180			Laeviuscula	Laeviuscula	
181				Trigonalis	12
182			Discites	Discites	
183	TOARCIAN	Upper	Concavum	Concavum	11
184				Concavum	
185		Middle	Murchisonae	Murchisonae	10
186			Bradfordensis	Bradfordensis	
187				Murchisonae	9
188		Lower	Opalinum	Opalinum	
189				Opalinum	8
190			Aalensis	Aalensis	
191			Pseudoradiosa	Pseudoradiosa	7
192		Upper	Insigne	Insigne	
193	DOMERIAN		Thouarsense	Thouarsense	6
194				Thouarsense	
195			Variabilis	Variabilis	5
196				Variabilis	
197		Middle	Bifrons	Bifrons	4
198				Bifrons	
199			Serpentinus	Serpentinus	3
200		Lower	Tenuicostatum	Tenuicostatum	
201	CARIXIAN			Clevaldicum	2
202				Palus	
203			Spinatum	Spinatum	1
204				Spinatum	
205			Margaritatus	Margaritatus	1
206			Stokesi	Stokesi	
207			Davoei	Davoei	1
208				Davoei	
209			Ibex	Ibex	1
210				Ibex	
211	SINEMURIAN		Jamesoni	Jamesoni	1
212				Jamesoni	
213			Raricostatum	Raricostatum	1
214				Raricostatum	
215		Upper	Oxynotum	Oxynotum	1
216				Oxynotum	
217			Obtusum	Obtusum	1
218				Obtusum	
219		Lower	Semicostatum	Semicostatum	1
220				Semicostatum	

Fig. 104 - Schéma de comparaison entre le découpage adopté pour le Haut-Atlas et celui proposé pour les bassins français par De Graciansky et al. (1996).

CHAPITRE IX

SUBSIDENCE ET VITESSE DE SÉDIMENTATION

1 - Introduction

L'analyse de la subsidence représente une approche nécessaire à la reconstruction de l'architecture originelle d'un bassin sédimentaire. Elle permet en premier lieu de dégager les étapes principales de l'évolution de son tréfonds et, en second lieu, d'approcher d'une manière plus fiable la configuration originelle de ce bassin durant chacune de ces étapes. Dans l'Atlas de Béni-Mellal, la série jurassique, dont l'épaisseur n'excède pas 2000 m, est considérée comme une série de bordure par rapport à celle développée plus à l'Est, qui semble dépasser les 8 000 m (Studer, 1980; Breschbuhler, 1984 et Schear, 1987). La seule approche dans le calcul du taux de la subsidence dans notre secteur (Chafiki, 1994 et Chafiki *et al.*, 1994) a montré que les étapes principales d'enfouissement se sont réalisées au cours de la période liasique (fig. 105 A & B). Aussi, dans le but de contribuer à ce type d'études, nous nous sommes intéressé, dans cette partie, à la quantification des vitesses de sédimentation et de subsidence pour chacune des séquences de dépôt liasiques mises en évidence dans le chapitre précédent. L'analyse de l'évolution progressive de ces deux variables permettra de dégager, d'une manière plus fiable, les étapes de l'évolution géodynamique de ce bassin.

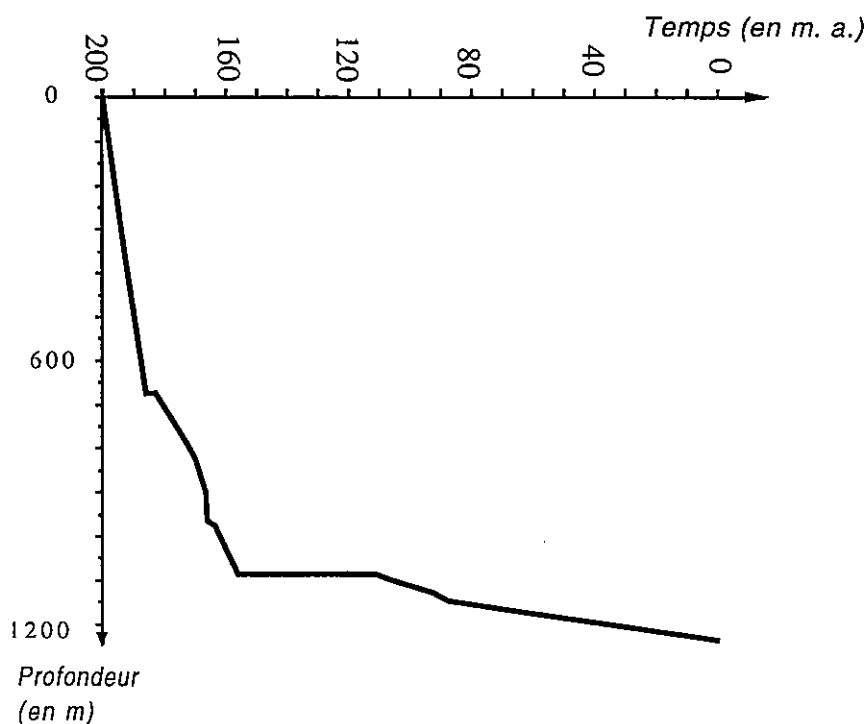


Fig. 105a - Courbe de subsidence totale du bassin de Tamadout (adaptée de Chafiki *et al.*, 1994).

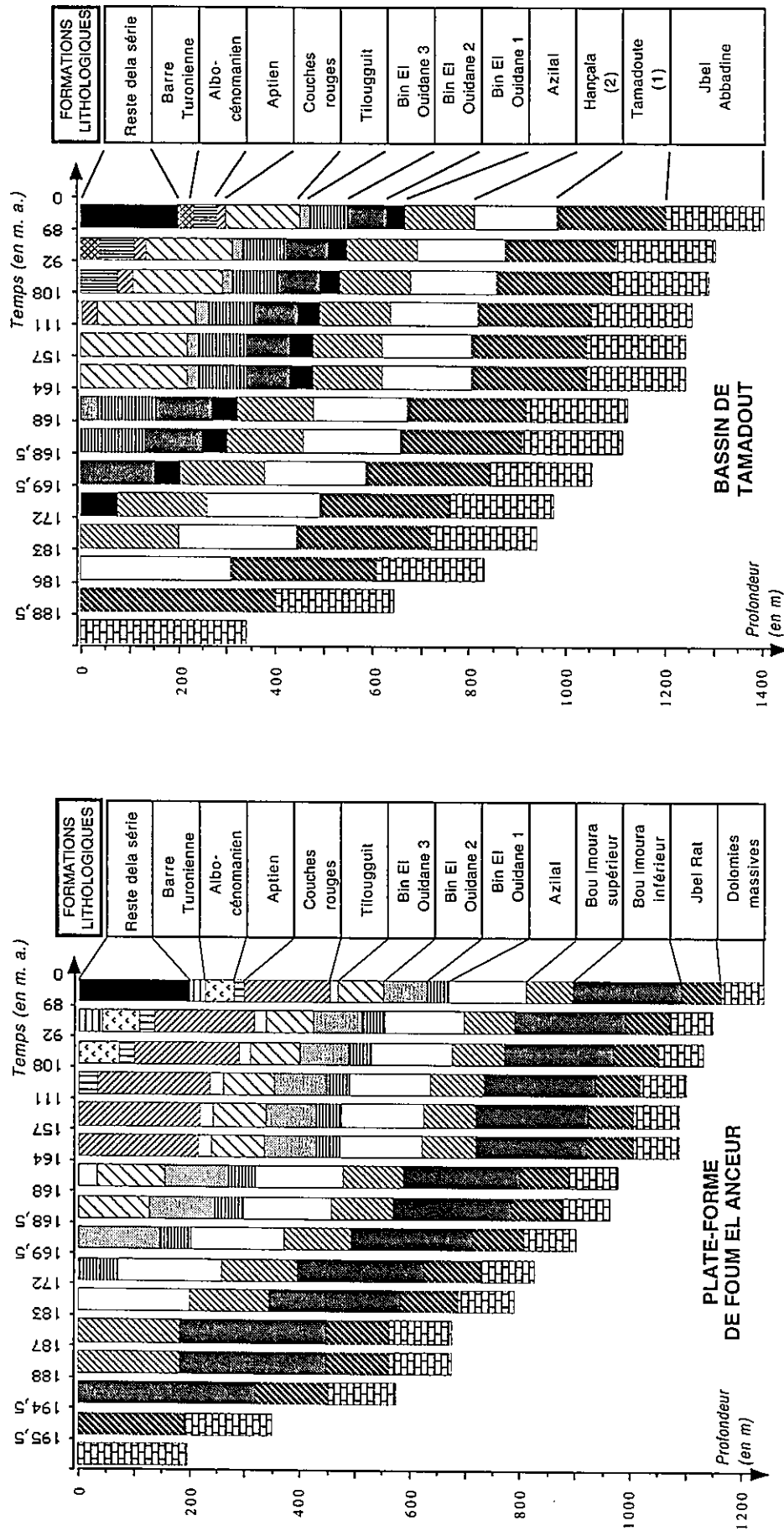


Fig. 105b - Évolution de la colonne sédimentaire de la plate-forme de Fom El Anceur et du bassin de Tamadout, depuis le Lias basal jusqu'à l'actuel (adaptée de Chafiki *et al.*, 1994).

Le choix a été porté sur les coupes d'Adoumaz, de Ghnim, d'Amalou Ighzifène, de Tamadout, de Taquat N'Agrd, de Jbel Taguendouft et d'Amzraï (fig. 106). Ces séries présentent l'avantage d'offrir une vision générale sur l'évolution des domaines de plate-forme de Béni-Mellal, bassin de Tilougguit et plate-forme d'Amezraï, individualisés au cours du Lias.

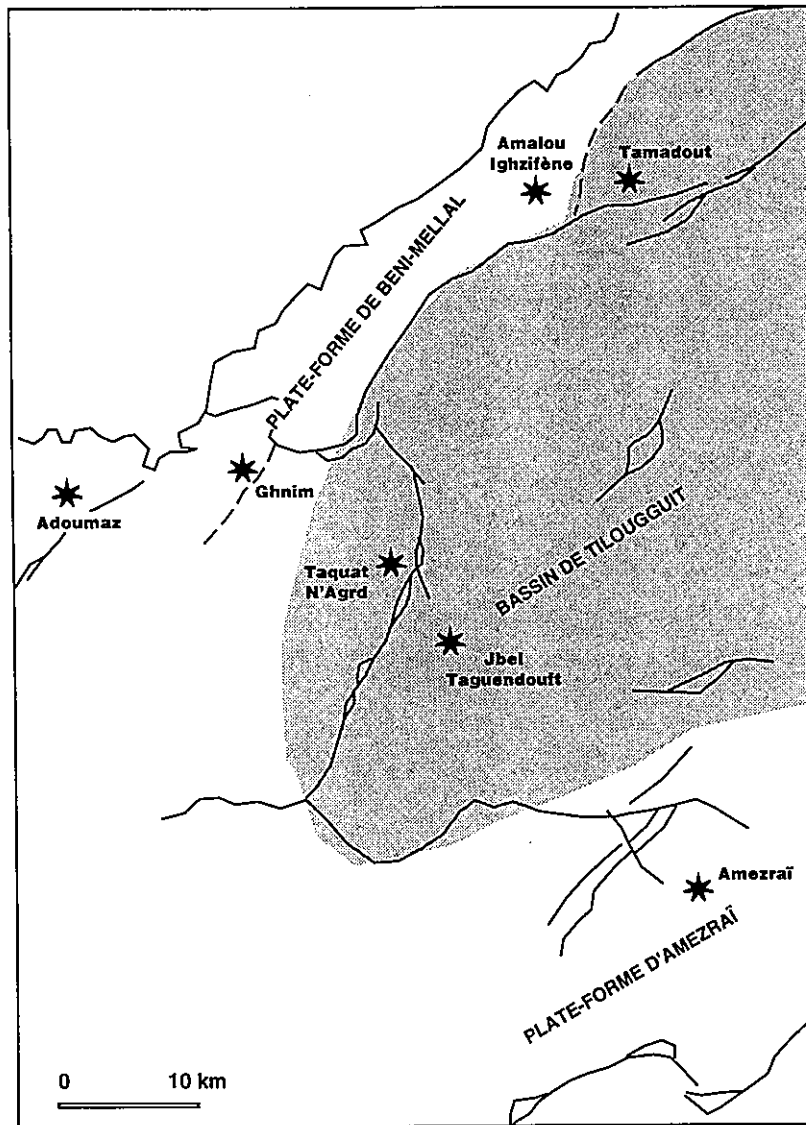


Fig. 106 - Localisation des coupes utilisées dans la décompaction et le calcul de la subsidence.

2 - Décompaction

2. - 1. Méthodologie

Le but de la décompaction est de restituer les épaisseurs initiales des dépôts. Cette démarche a été menée à l'aide du programme *Artemiss*, élaboré au Laboratoire de Sédimentologie de l'École des Mines de Paris.

Ce programme tient compte de la nature du lithofaciès, du recouvrement et de l'épaisseur à décompacter. Les lois de compaction retenues sont de la forme:

$$\tau = (1 - \phi) / (1 - \phi_0)$$

avec

$$\phi_z = \phi_r + (\phi_0 - \phi_r) e^{-\alpha z^\beta}$$

où ϕ_0 et ϕ_r désignent les porosités initiale et résiduelle, α et β deux paramètres permettant le réglage de la courbure, pour ajustement. Desmaison (1991), en collaboration avec Maillart (1991), a réalisé l'ajustement de ces paramètres α et β , avec $\alpha = 4,5 \times 10^{-3}$ et $\beta = 0,8$. Une fois ces valeurs fixées, il reste à choisir ϕ_0 et ϕ_r qui conditionnent l'allure des courbes.

Afin de calculer la vitesses de sédimentation pour chacune des périodes considérées, les diverses étapes de notre démarche ont été les suivantes:

- l'ensemble des coupes ont été décomposées en unités aussi fines que possible, distinguées principalement en fonction de leurs lithofaciès;
- le choix de ϕ_0 et ϕ_r pour chaque lithofaciès a été fait en fonction de valeurs très régulièrement citées (Beaudoin *et al.*, 1987). Ces données sont par la suite retenues dans le programme *Artemiss* sous forme de code à trois chiffres (fig. 107);

CODE	FACIES	Po	P	CODE	FACIES	Po	P
100	CALCAIRE MUDSTONE	70	10	500	ARGILE	70	10
106	CALCAIRE WACKSTONE	60	10	510	ARGILE CALCAIRE	70	10
107	CALCAIRE PACKSTONE	50	10	520	ARGILE MARNEUSE	70	10
108	CALCAIRE GRANSTONE	40	10	540	ARGILE SILTEUSE	70	10
109	CALCAIRE CONSTRUIT	40	10	560	ARGILE GRESEUSE	70	10
120	CALCAIRE MARNEUX	70	10	570	ARGILE DOLOMITIQUE	70	10
150	CALCAIRE ARGILEUX	70	10	600	GRES	20	10
160	CALCAIRE GRESEUX	70	10	610	GRES CALCAIRE	20	10
170	CALCAIRE DOLOMITIQUE	70	10	650	GRES ARGILEUX	20	10
200	MARNE	70	10	700	DOLOMIE	30	10
210	MARNES CALCAIRES	70	10	710	DOLOMIE CALCAIRE	30	10
140	MARNES SILTEUSES	70	10	720	DOLOMIE MARNEUSE	30	10
250	MARNES ARGILEUSES	70	10	740	DOLOMIE SILTEUSE	30	10
260	MARNES GRESEUSES	70	10	750	DOLOMIE ARGILEUSE	30	10
270	MARNES DOLOMITIQUES	70	10	760	DOLOMIE GRESEUSE	30	10
300	CALCISILTITES	65	10	800	EVAPORITES	0	0
400	SILTS	55	10	900	CONGLOMERATS	0	0

Fig. 107 - Codes des faciès et porosités initiale (Po) et finale (P) adoptées dans la procédure de décompaction.

- l'épaisseur du recouvrement (Bajocien à l'Actuel) a été mesurée pour l'ensemble des coupes. Les données relatives aux dépôts tertiaires, érodés dans ce secteur, ont été estimées à partir des travaux de Benzaken (1963) et Rolley (1973b) ainsi qu'à partir des données de subsurface concernant la bordure immédiate de la chaîne. En général, l'épaisseur du recouvrement varie de 600 m à 1600 m (fig. 108);
- la décompaction menée à l'aide du programme *Artemiss* permet d'obtenir l'épaisseur originelle des sédiments (en m) déposée à la fin de chaque séquence. La vitesse de sédimentation recherchée (en m / m. a.) nécessite la connaissance des repères chronologiques au toit de chacune des séquences (fig. 108). Parmi les nombreuses échelles chronostratigraphiques disponibles, notre choix a été porté sur celle de Gradstein *et al.* (1994) afin de rester cohérent avec le découpage en séquences de dépôt adopté (*cf.* fig. 104).

2. 2. Vitesse de sédimentation

L'analyse des vitesses de sédimentation dans un bassin nécessite la connaissance, non pas des épaisseurs décompactées, mais celle des épaisseurs développées (Beaudoin *et al.*, 1985). Dans ce travail les résultats obtenus sont des taux de sédimentation décompactés. Ils nous permettent d'analyser d'une façon approximative l'évolution des vitesses de sédimentation dans notre bassins mais nous seront très utile dans la reconstitution de l'architecture de celui-ci à la fin du dépôt de chaque séquence.

Quatre étapes se distinguent clairement à partir de l'analyse des résultats obtenus (fig. 109):

- Au Sinémurien, des taux élevés (63 à 132 m/m.a.) accompagnent l'individualisation du bassin de Tilougguit (coupe de Jbel Taguendouft)
- Du Carixien au Domérien moyen (séquences 3 à 6) ce sont surtout les zones de plate-forme péritidales et leurs bordures (coupes de la plate-forme de Béni-Mellal) qui enregistrent des taux progressivement croissants (17 à 129 m/ma) alors que les secteur profonds montrant des taux faibles, ils sont en effet caractérisés d'abord par des alternances marno-calcaires de faible épaisseur puis par des calcaires noduleux sombres à condensations de faunes d'ammonites (taux de 3 à 15 m/ma). Dans ce dernier secteur, ce régime persistera jusqu'au passage Domérien /Toarcien (séquence 8).
- Au cours du Domérien supérieur - Toarcien inférieur (séquences 7 à 9), la plate-forme nord est émergée et n'enregistre aucune sédimentation, celle-ci se localise au niveau des bordures de la plate-forme (coupes de Tamadoute et de Taquat N'Agard) avec des taux très élevés (22 à 367 m/ma). Cette même époque voit aussi l'installation d'un bassin terrigène à l'emplacement de la plate-forme d'Amezraï. Dans cette région, les taux sont aussi élevés (44 à 385 m/ma).
- A partir du Toarcien moyen, on note une homogénéisation générale de la sédimentation sur l'ensemble du domaine avec des taux modérés (9 à 24 m/ma).

L'examen des valeurs obtenues montre qu'il existe une relation étroite entre la nature des environnements sédimentaires et les vitesses de sédimentation. On peut noter à ce sujet:

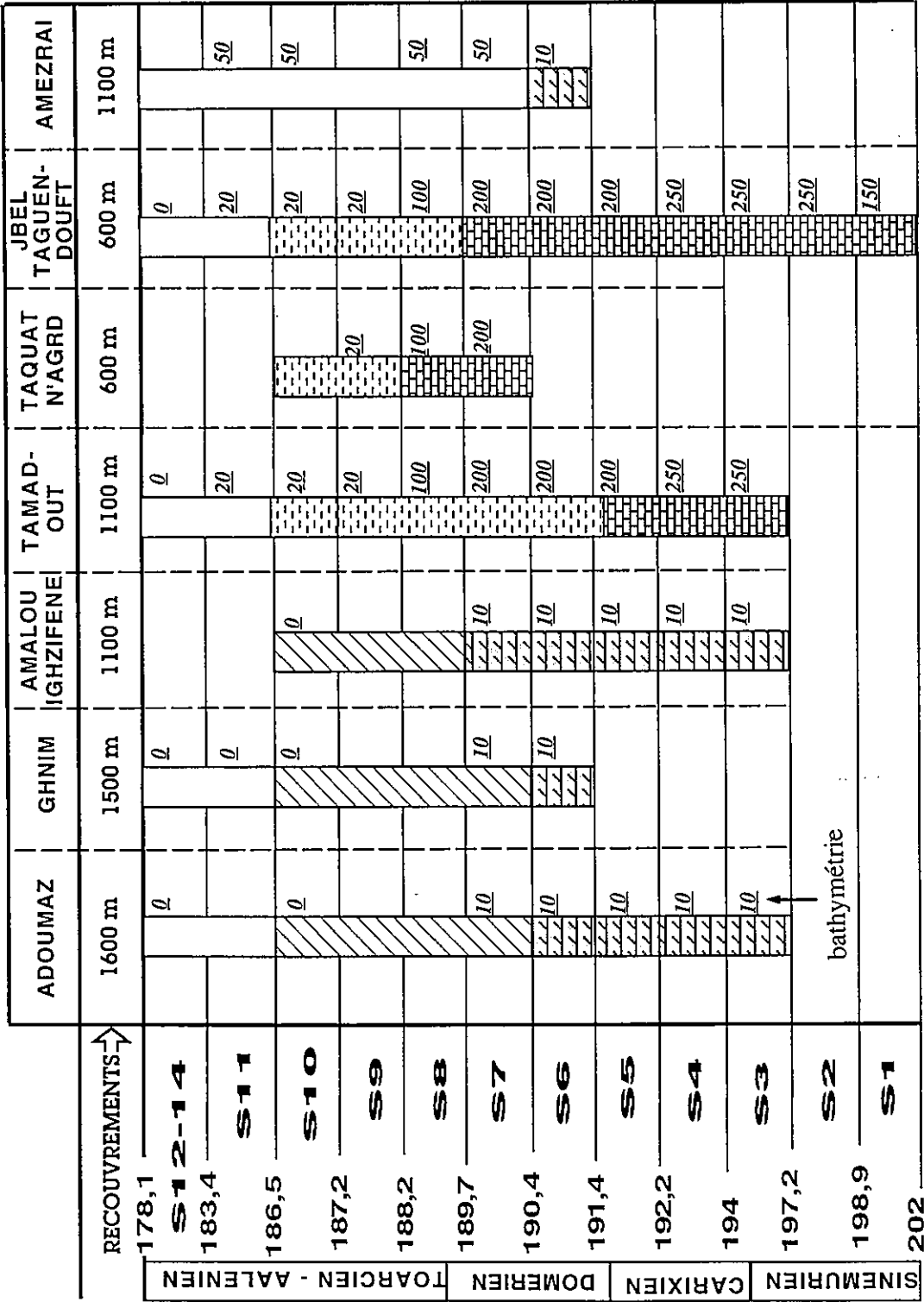


Fig. 108 - Synthèse des données (découpage en séquences de dépôt, échelle chronostratigraphique, bathymétrie et épaisseur du recouvrement) utilisées pour la décompaction et le calcul de la subsidence.

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	Toar. moy. - Aal.
ADOUMAZ			17,3	32,6	97,8	129,2	0,38	0,38	0,38	0,38	4,2	11,6
GHNIM						129	1,9	1,9	1,9	1,9	16,2	15,6
AMALOU			50,9	79,4	79,4	107,5	0	0	0	0		
TAMADOUT			45	58	18,6	216,4	151,7	65,2	367	28,3		
TAQUAT							331,4	22,1	144,2	15,8		
TAGUENDOUFT	63,2	132,9	15,1	11,4	15	4,4	3,1	2,7	74,6	12,8	11,4	9,3
AMEZRAI						97,2	44,1	44	385,5	385,5	23,8	23,8

I

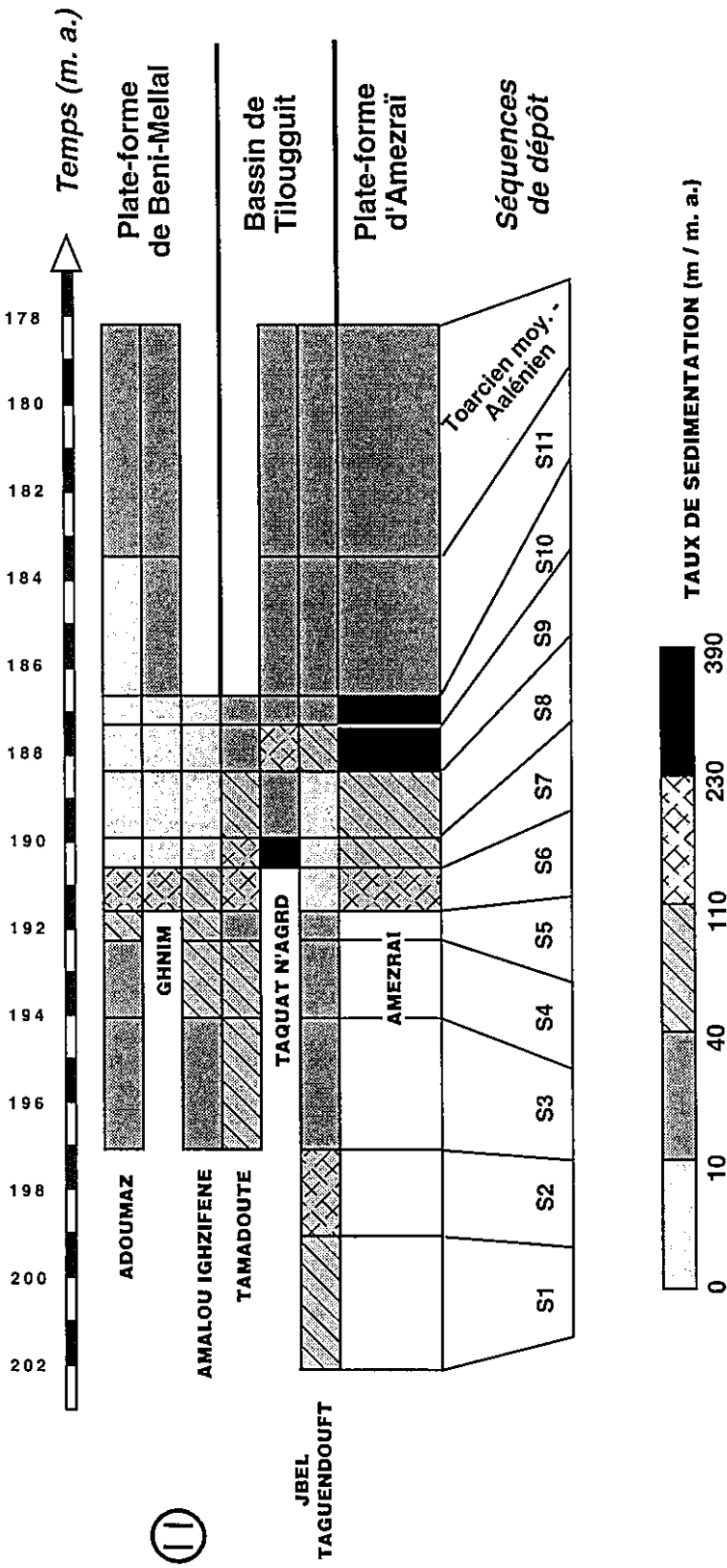


Fig. 109 - Taux de sédimentation (en m / m.a.) obtenus pour chacune des séquences de dépôt (I) et leur évolution à l'échelle du secteur étudié (II).

- Les alternances marno-calcaires hémiplegiques, de faible épaisseur, sont caractéristiques des morphologies en creux. Elles se caractérisent par des taux de sédimentations faibles (11 à 15 m/m.a.).

- Les séquences calcaro-dolomitiques périlitales localisées dans les plates-formes à morphologie plane et régulière sont caractérisées par des taux de sédimentation de 17 à 129 m/m.a..

- Les séquences carbonatées et argileuses associées à des éléments resédimentés et déposés en bas de pente en bordures de plate-formes sont caractérisées par des taux de sédimentation élevés (22 à 367 m.a.).

- Les séquences gréseuses caractéristiques de la progradation de nappes sableuses sur des plates-formes faiblement pentées sont caractérisées par des taux de sédimentation modérés (de 9 à 24 m/m.a.).

3 - Subsidence tectonique

3. 1. Méthodologie

Pour le calcul de la subsidence tectonique, on s'est basé sur la courbe de réponse isostatique à une colonne sédimentaire établie par Desmaison (1990, fig. 110). La subsidence tectonique (Y_c) pour chaque séquence est alors obtenue en soustrayant à la subsidence totale, l'effet de charge des colonnes d'eau et de sédiment.

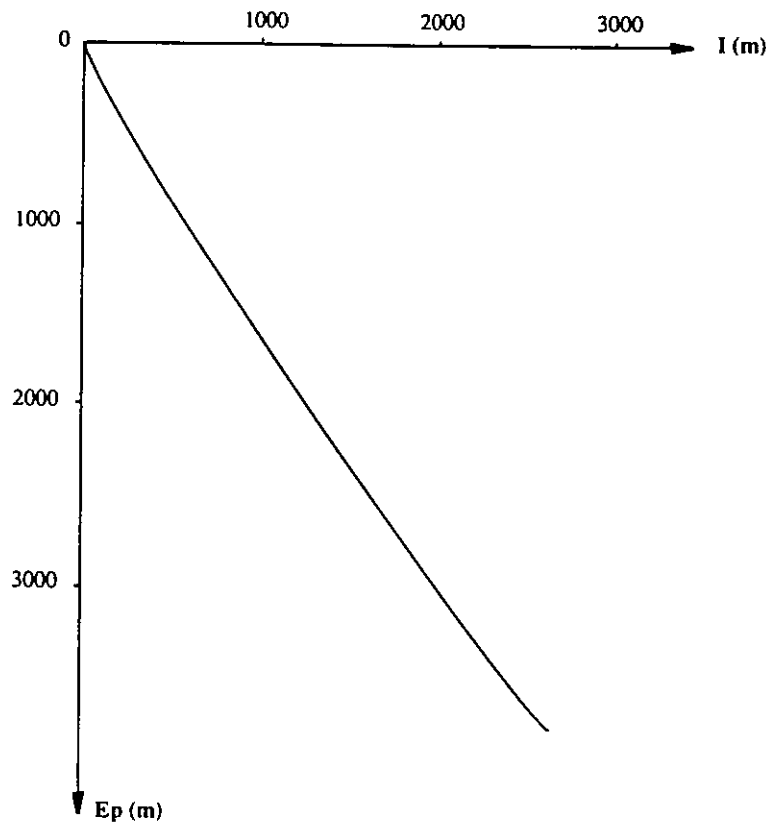


Fig. 110 - Réponse isostatique à une colonne sédimentaire (d'après Desmaison, 1990).

Elle s'écrit de la manière suivante :

$$Y_c = (S + H) - (I_S + I_H) \quad \text{avec} \quad I_H = \varphi_e / \varphi_m \cdot H \\ = 0,307 H$$

$$\text{d'où} \quad Y_c = S + 0,69 H - I_S$$

Avec :

- Y_c : subsidence tectonique calculée
- S : épaisseur de la colonne sédimentaire
- H : épaisseur de la colonne d'eau
- I_S : réponse isostatique à une charge sédimentaire d'épaisseur S
- I_H : réponse isostatique à une charge d'eau d'épaisseur H
- φ_e : densité de l'eau = 1,03
- φ_m : densité du manteau = 3,35.

Dans ce calcul, on voit qu'une des composantes fondamentales est la bathymétrie. Dans notre cas, elle est déduite d'une analyse détaillée du contenu lithologique et biologique des unités de dépôt. Nos repères étant le plus souvent retenus au niveau des discontinuités limitant les séquences de dépôt, les valeurs de bathymétrie avancées sont donc des minimas (fig. 108). D'une manière générale les valeurs suivantes ont été adoptées:

- 10 m de tranche d'eau pour les dépôts péritidaux de plate-forme interne du Lias moyen. Ils sont en effet régulièrement portés à l'émersion;
- 250 à 200 m pour les faciès de sillon. Le terme "faciès de bassin", nous paraît en effet inconvenable, du moins dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal. On sait maintenant qu'il s'agit d'une sédimentation au sein de gouttières peu profondes, bordées de talus assez raides (10 à 30° selon Chafiki, 1994 et Kenter *et al.*, 1991). Des passages plate-forme - "bassin" assez bien conservés, tel le talus de Tamadoute (Chafiki et Souhel, 1993) et celui de Bou-Dahar (Kenter *et al.*, 1991) montrent un dénivelé entre plate-forme et "bassin" de quelques centaines de mètres seulement (300 à 400 m) scellés par des sédiments postérieurs reposant à l'horizontale sur les deux domaines;
- 50 à 20 m pour les faciès terrigènes du Toarcien inférieur. Les calcaires oolithiques et à mégalodontes ainsi que les grès littoraux qui encadrent les discontinuités témoignent en effet de conditions de plate-forme interne.

Les premières valeurs obtenues pour la subsidence tectonique (Y_{ca} , fig. 111 A) à l'échelle du bassin sont sujettes à une marge d'erreur pour deux principales raisons :

- Dans le calcul de la subsidence tectonique (Y_{ca}), il n'a pas été tenu compte du facteur eustatique. L'homogénéité de la contrainte imposée par ce facteur à l'échelle de tout le bassin - pour une période déterminée - permet éventuellement de s'en affranchir. L'erreur dans le calcul de la subsidence tectonique (Y_{ca}) affectera alors les amplitudes de cette dernière et non pas son évolution au cours du temps.

- Les erreurs dans l'estimation des paléobathymétries de dépôts, notamment pour les séquences caractérisées par des faciès profonds, se répercutent directement sur la subsidence tectonique calculée (Y_{ca}). La correction des paléobathymétries peut s'effectuer, dans la mesure où l'on considère un apport sédimentaire constant pour chaque séquence, par l'utilisation d'une droite de corrélation (fig. 112 & 113) entre taux de subsidence tectonique calculée (Y_{ca}) et taux de sédimentation (Desmaison, 1990 et Marrakchi, 1993). Cette démarche permet ainsi d'obtenir des valeurs corrigées (Y_{co}) pour la subsidence tectonique (fig. 111 B).

3. 2. - Évolution de la subsidence tectonique

Que ce soit les valeurs calculées (Y_{ca}) ou corrigées (Y_{co}) de la subsidence tectonique, les gradients pour les trois domaines paléogéographiques individualisés au cours du Lias (plate-forme de Béni-Mellal, bassin de Tilougguit et plate-forme d'Amezraï) montrent que ces entités morphologiques ont évolué différemment au cours du temps (fig. 111):

Au cours du Lias inférieur, on note un accélération de la subsidence tectonique dans le bassin nord. Au cours du Carixien - Domérien moyen c'est surtout la plate-forme nord et sa bordure qui montrent des taux de subsidence modérés alors que les secteurs situés plus au Sud montrent des taux très faibles avec localement quelques tendances au soulèvement. Au Domérien supérieur, s'individualise le bassin central d'Amezraï avec de fortes valeurs alors que celles enregistrées dans les secteurs plus au Nord indiquent un contexte structural perturbé et surtout marqué par une tendance au soulèvement bien enregistrée au cours du Domérien supérieur - Toarcien inférieur. A partir du Toarcien moyen tout les compartiments montrent une subsidence homogène.

4 - Comparaison entre taux de sédimentation et taux de subsidence

La relation sous forme d'une droite entre taux de sédimentation et taux de subsidence souligne l'effet de subsidence différentielle (Marrakchi, 1993). L'application de cette démarche aux séquences S4 à 14 (fig. 112 & 113; le nombre limité de points : 2 à 3 pour les séquences S1, S2 et S3 ne nous permet pas de les utiliser) nous conduit à distinguer les deux facteurs : *dispersion* des points par rapport à la droite et *pente* de cette dernière, et d'analyser leur évolution au cours du temps.

• La dispersion des points:

D'une manière générale, lorsque les bathymétries estimées sont correctes, les points devraient s'agencer sur une même droite linéaire matérialisation ainsi un apport équilibré et homogène de la sédimentation en fonction de l'espace disponible créée par la subsidence. Dans le cas où ces points présentent une dispersion importante par rapport à cette droite, deux facteurs peuvent être responsables:

- Une erreur dans l'estimation de la bathymétrie de dépôt, celle-ci peut être rectifiée en ramenant le point en question sur la droite de corrélation (subsidence tectonique corrigée, Y_{co} ; fig. 111 B);

I

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	Toar. moy. - Aal.
ADOUMAZ			9,8	18,7	44	34,6	-0,8	-0,8	-0,8	-0,8	1,6	4,4
GHNIM						40,1	-1,7	-1,7	-1,7	-1,7	8,1	3,4
AMALOU			28,9	29,2	29,2	41,3	-1,7	-1,7	-1,7	-1,7		
TAMADOUT			68,3	24,2	-12,5	49,7	46,3	-23,9	-24	10,6		
TAQUAT							102,2	-38,5	-141,6	3,5	3,5	
TAGUENDOUFT							1	-42,4	-87,2	2,3	2,9	1,5
AMEZRAI							22,5	34,4	106,5	106,5	3,9	3,9

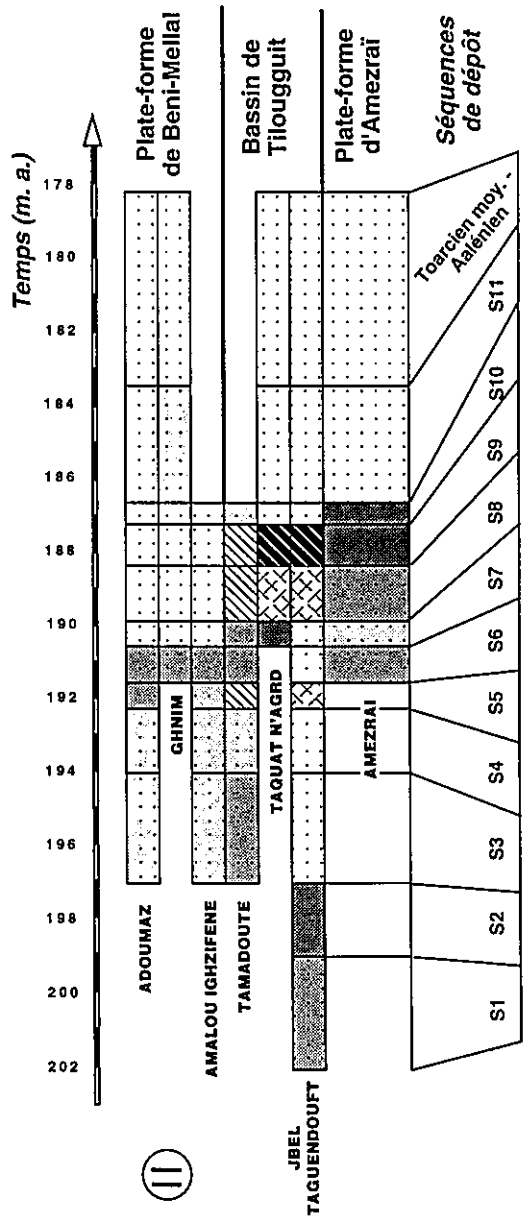


Fig. 111a - Taux de subsidence tectonique calculée (Yca en m / m.a.) obtenus pour chacune des séquences de dépôt (I) et leur évolution à l'échelle du secteur étudié (II).

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11	Toar. moy. - Aal.
ADOUMAZ			9,8	13,1	44,4	37,9	0,36	-0,8	-0,8	0,01	-1,51	1,87
GHNIM						37,8	0,83	-1,7	-1,7	0,43	4,97	3,48
AMALOU			28,9	32,9	29,2	32	0,2	-1,7	-1,7	-0,09		
TAMADOUT			68,3	23,8	-20,9	61	47,5	-23,9	-24	7,76		
TAQUAT							103,4	-38,5	-141,6	4,29	4,75	3,57
TAGUENDOUFT	44,5	111,5	2,5	4,1	-23,8	4	1,2	-42,4	-87,2	3,46	2,38	0,9
AMEZRAI						29,2	13,98	34,4	106,5	106,9	9,1	6,8

①

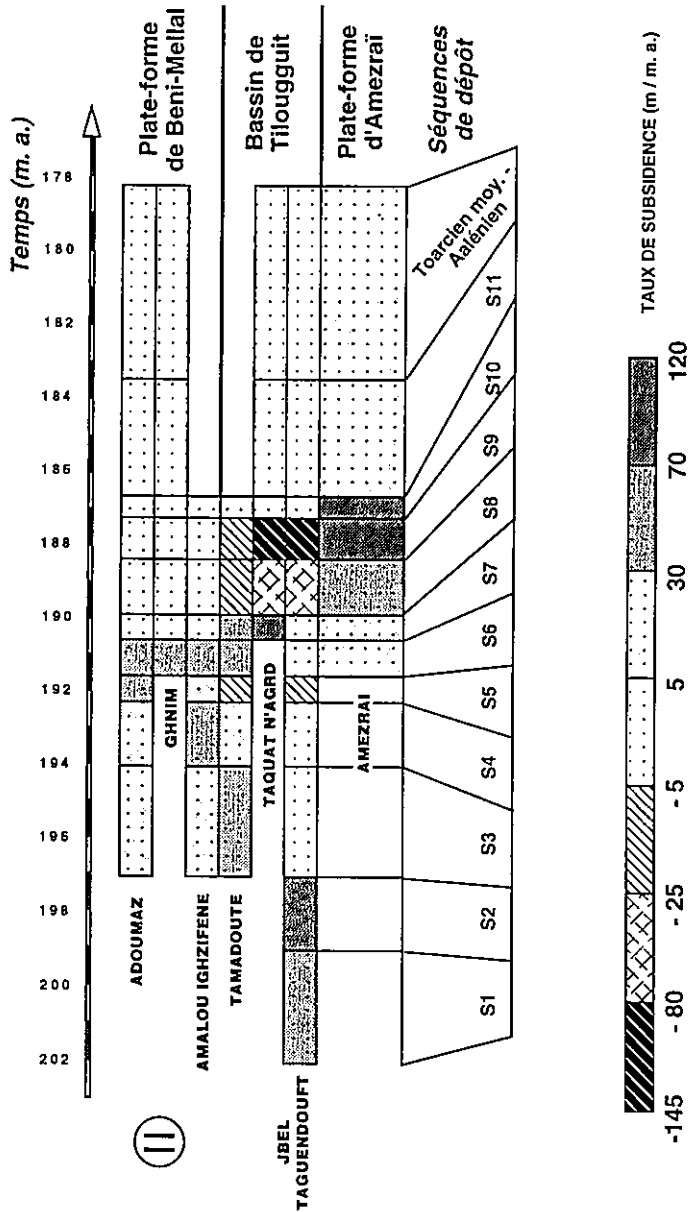


Fig. 111b - Taux de subsidence tectonique corrigée (Y_{co} en m / m.a.) obtenus pour chacune des séquences de dépôt (I) et leur évolution à l'échelle du secteur étudié (II).

- Un contraste dans la morphologie du bassin induisant une hétérogénéité dans les aires de dépôt; ce contraste se matérialiserait alors par des taux de sédimentation très irréguliers d'un secteur à l'autre du bassin.

L'examen des divers diagrammes de corrélation (fig. 112 & 113) montre que les dispersions maximales accompagnent les séquences 8 et 9 (passage Domérien - Toarcien). Cette période s'individualise par des contrastes bien marqués dans les fluctuations des gradients de subsidence tectonique, ce qui semble témoigner de ruptures dans les mécanismes de subsidence différentielle. Le changement radical dans le cadre paléogéographique (*cf.* chapitre III) s'explique ainsi par de rapides modifications dans la morphologie du bassin induisant à leur tour des apports sédimentaires très déséquilibrés d'un secteur à l'autre. C'est durant ces périodes que les changements majeurs dans les régimes de sédimentation sont opérés (passage de la sédimentation carbonatée à la sédimentation terrigène) et que les discontinuités de sédimentation se montrent amplifiées, notamment au niveau des bordures du bassin (longue phase d'émersion de la plate-forme de Béni-Mellal). On peut donc considérer que c'est le cadre tectonique local qui contrôle directement les fluctuations du coefficient de dispersion. Ce dernier étant le reflet de l'image de l'architecture du fond du bassin.

• La pente de la droite

Cette droite matérialise la relation existant entre la subsidence d'origine tectonique et l'accumulation sédimentaire. L'examen des divers diagrammes (fig. 112 & 113) montre clairement que plus la pente de la droite est élevée plus la composante "comblement" est dominante dans le remplissage sédimentaire du bassin et inversement. On sait par ailleurs que les phases de comblement se déroulent préférentiellement durant les périodes de haut niveau marin et de bas niveau marin relatifs au sein des séquences de troisième ordre (Vail *et al.*, 1987) et durant les phases régressives des cycles transgressifs -régressifs de second ordre (Jacquin *et al.*, 1992). Dans la même logique, les phases de vacuité sédimentaire s'observent pendant les intervalles transgressifs des séquences de troisième ordre et à la fin les périodes transgressives des cycles de second ordre.

Afin de mieux visualiser les phases de comblement et celles de vacuité sédimentaire à l'échelle de notre secteur d'étude, nous avons ressorti, pour chacune des séquences, son équation de la droite. Celle-ci est de type $Y = aX + b$, l'angle α déterminé par cette droite par rapport à l'horizontale a ainsi pour valeur:

$$\alpha = \text{tg}^{-1} a \quad (\text{fig. 114})$$

On note ainsi que, d'une manière générale, les pentes des droites montrent des valeurs assez élevées avec une moyenne de 60° matérialisant un comblement continu de l'espace créé pour la sédimentation (fig. 114). Leur évolution au cours du temps semble se réaliser à long terme. Les faibles valeurs, témoignant de périodes de vacuité sédimentaire à l'échelle de tout le bassin, sont enregistrées respectivement au niveau de la séquence S5 (passage Carixien - Domérien) et de la séquence S11 (base du Toarcien moyen).

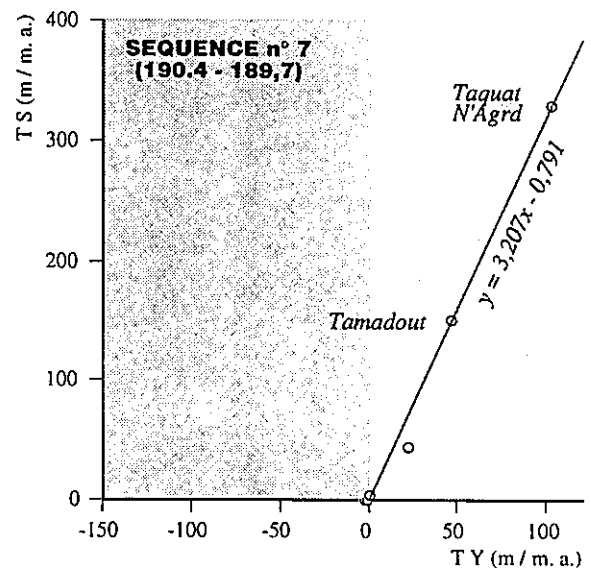
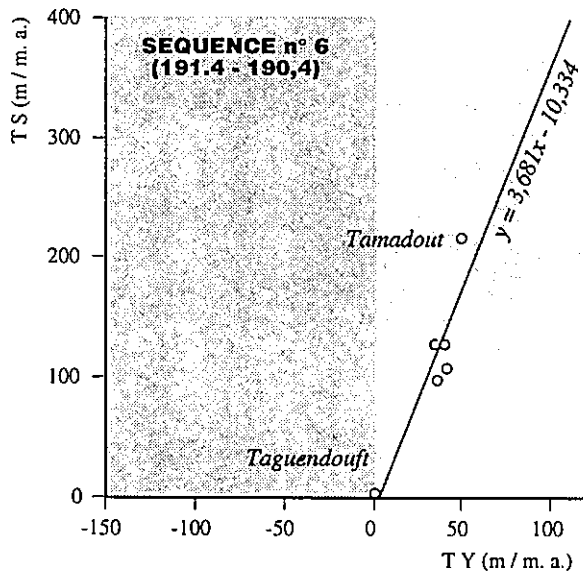
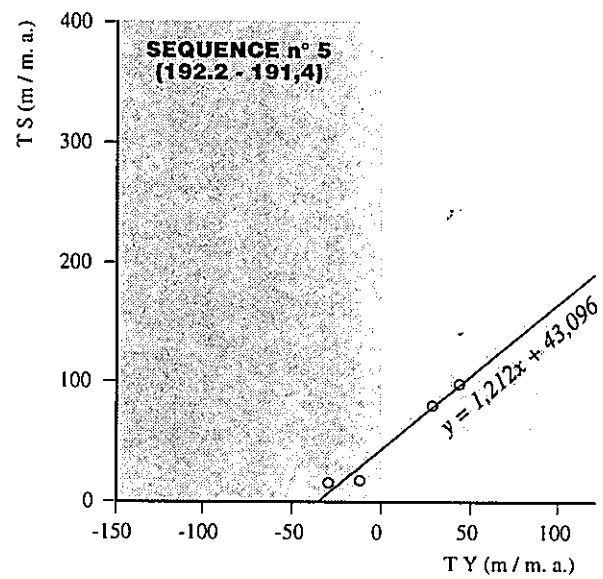
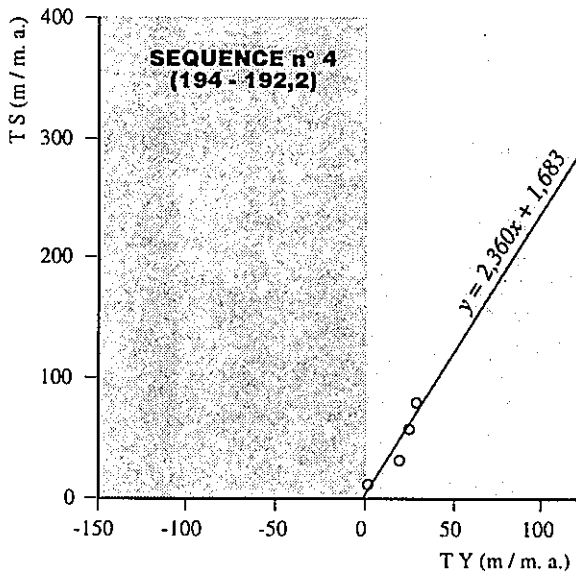


Fig. 112 - Corrélation entre taux de sédimentation / taux de subsidence pour les séquences carbonatées du Lias moyen.

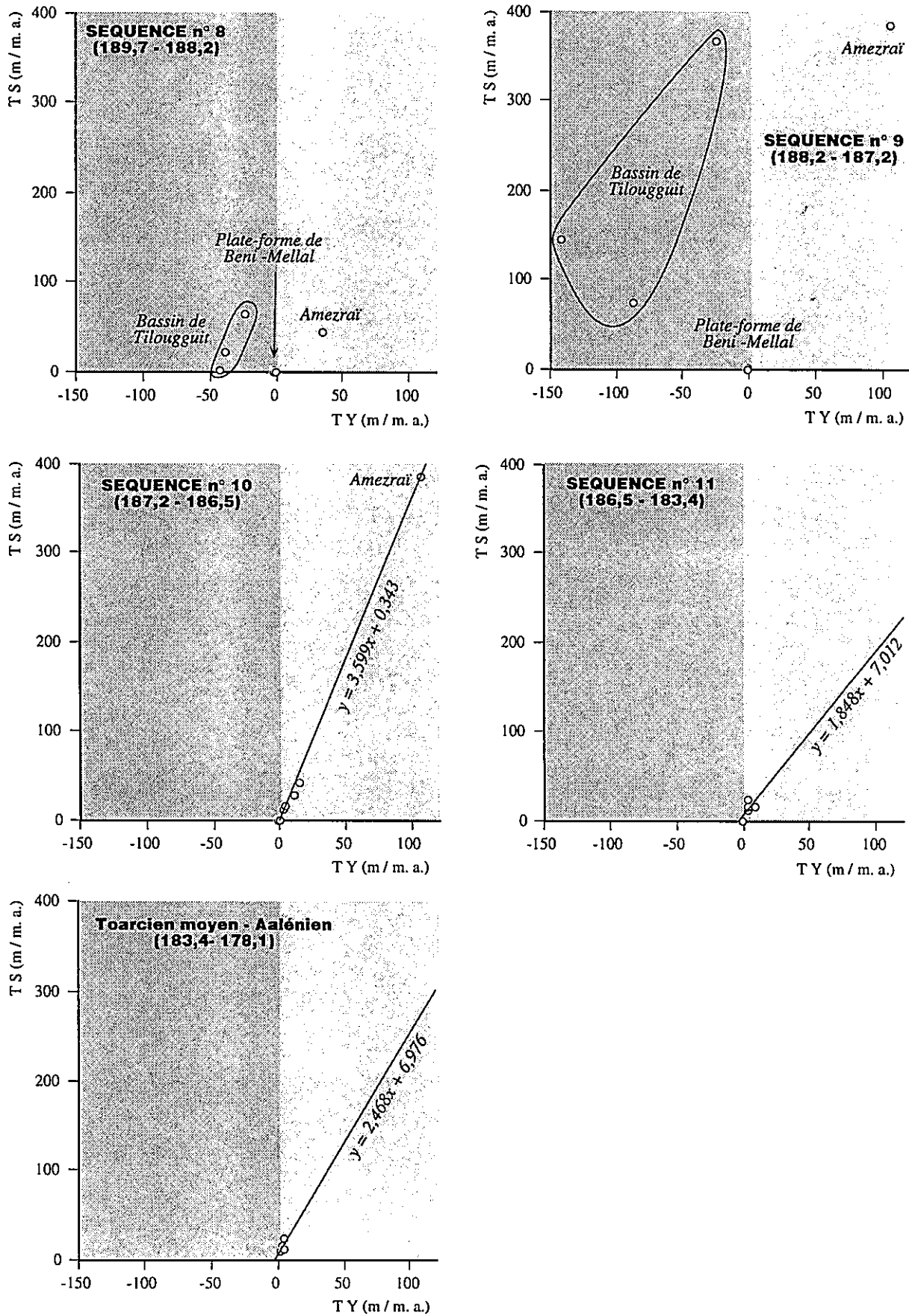


Fig. 113 - Corrélation entre taux de sédimentation / taux de subsidence pour les séquences terrigènes du Lias supérieur.

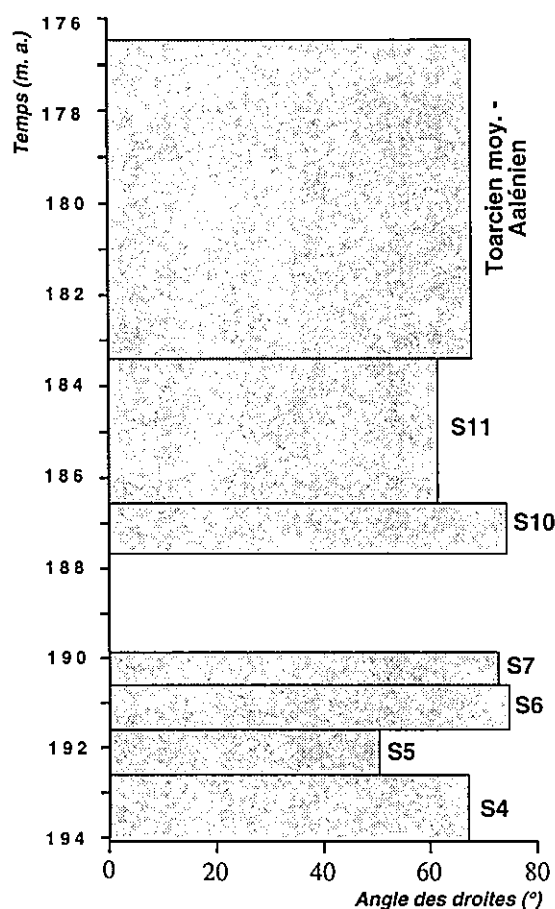


Fig. 114 - Valeurs des pentes des droites de corrélation entre taux de sédimentation / taux de subsidence.

5. - Conclusion

L'analyse quantitative conjointe de la subsidence et des taux de sédimentation a été menée à la fois dans le temps et dans l'espace, pour chacune des séquences de dépôt. Cette démarche nous a permis de retracer l'histoire du tréfonds de notre bassin au cours de toute la période liasique. Les variations observées traduisent ainsi la réponse du bassin à la tectonique et aux apports sédimentaires.

Dans l'hypothèse d'un apport sédimentaire constant pour chacune des séquences, l'établissement d'une droite de corrélation entre taux de subsidence et taux de sédimentation nous a permis:

- de rectifier les estimations de bathymétrie qui représentent l'une des principales source d'erreur dans le calcul de la subsidence. Des valeurs corrigées de la subsidence tectonique ont été ainsi établies;
- de mettre en évidence une nette perturbation dans le cadre structural au passage Domérien - Toarcien. A une échelle purement verticale, cet épisode se caractérise par un soulèvement des bordures du bassin et par un effondrement de sa partie centrale;
- de montrer que le passage Carixien - Domérien et la base du Toarcien moyen représentent des périodes de vacuité sédimentaire à l'échelle de tout notre bassin.

CHAPITRE X

ÉTAPES DE L'ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE

1. - Introduction

Dans les chapitres précédents, nous nous sommes attachés à présenter l'ensemble des données permettant de proposer un cadre d'évolution général pour notre secteur. Ces données ont concerné:

- l'établissement d'un cadre stratigraphique permettant de dater les principaux événements (2° partie);
- l'inventaire des faciès et l'analyse de leurs variations latérales à l'échelle des diverses unités lithostratigraphiques reconnues (2° partie);
- l'établissement des esquisses paléogéographiques pour les principales périodes (2° partie);
- la localisation des zones dépocentre par rapport aux accidents synsédimentaires et l'établissement de la chronologie dans le fonctionnement de ces accidents (2° partie);
- l'examen des variations verticales des rythmes sédimentaires, dégagés à partir de l'analyse séquentielle. Les séquences de dépôt du 3° ordre (*sensu* Vail) de toute la série jurassique ont été définies et corrélées à l'échelle de la zone étudiée (3° partie);
- l'analyse des relations entre tectonique et sédimentation. Les épaisseurs originelles des piles sédimentaires ont été restituées et les taux de subsidence et de sédimentation ont été calculés, puis analysés pour chacune des séquences de dépôt liasiques à l'échelle de notre secteur (3° partie).

Dans cette dernière partie de notre travail, nous tenterons de dégager les caractéristiques des divers stades de l'évolution géodynamique à l'échelle du secteur étudié. Nous exposerons tout d'abord les critères qui nous ont conduit à la définition de ces stades et nous discuterons par la suite leurs caractéristiques à l'échelle du secteur étudié.

2. - Définition des stades de l'évolution géodynamique

Pour la période jurassique, les différentes étapes de l'évolution de notre secteur seront analysées à l'échelle du second ordre (*sensu* Vail *et al.*, 1991; Jacquin *et al.*, 1992; De Graciansky *et al.*, 1993). Selon ces auteurs, ces cycles représentent des unités tectono-eustatique idéales pour l'analyse d'un bassin sédimentaire. Leur durée varie de 3 à 50 m.a., selon les cycles. Chaque cycle est définie par une phase transgressive suivie d'une phase régressive, comportant chacune une ou plusieurs séquences de dépôt du 3° ordre.

A l'échelle du second ordre, la transgression correspond à une période de subsidence affectant l'ensemble des aires de dépôt, alors que la régression coïncide avec une période d'activité tectonique (distension, ralentissement de la subsidence et/ou soulèvement).

Les phases transgressives et régressives d'un cycle du second ordre sont délimitées par deux surfaces majeures:

- la surface de régression maximale (tectonically enhanced unconformity). Elle constitue la limite de ces cycles et se situe généralement au sommet du CBN du 3^o ordre succédant à une évolution régressive.

- la surface de transgression maximale (drowning unconformity). Elle est généralement confondue avec la surface d'inondation maximale de la dernière séquence appartenant à une évolution transgressive.

En se basant sur ces critères, les cycles distingués pour la période jurassique sont les suivants (fig. 115):

- Le cycle transgressif - régressif du Lias inférieur - Carixien inférieur;
- Le cycle transgressif - régressif du Carixien moyen - Domérien supérieur;
- Le cycle transgressif - régressif du Domérien terminal - Aalénien moyen;
- Le cycle transgressif - régressif de l'Aalénien supérieur - Bathonien.

Dans notre région, les principales coupures lithologiques séparant les grands ensembles sédimentaires coïncident avec les limites de ces cycles (fig. 116). De plus, pour les dépôts du Lias moyen, particulièrement riches en foraminifères benthiques (domaine de plate-forme) et en ammonites (domaine de sillon), de nombreux rapprochements ont pu être établis (Souhel *et al.*, 1996b) entre l'évolution de la faune et la succession chronologique des étapes transgressives et régressives définies dans le présent travail (fig. 117).

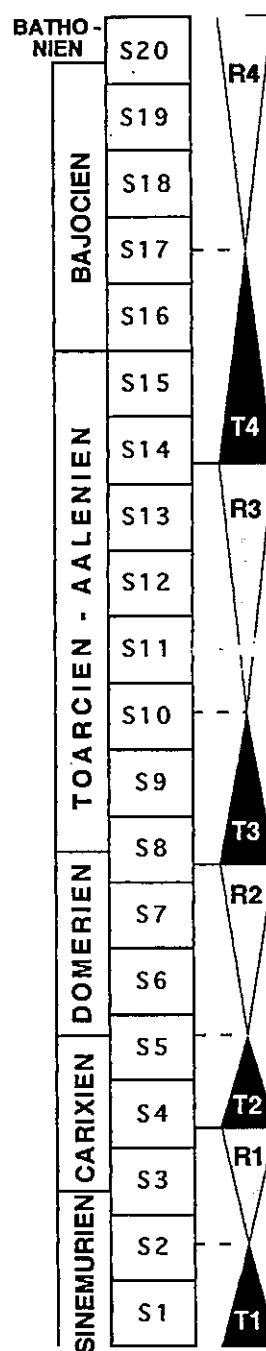


Fig. 115 - Les cycles de second ordre jurassiques du Haut-Atlas de Béni-Mellal.

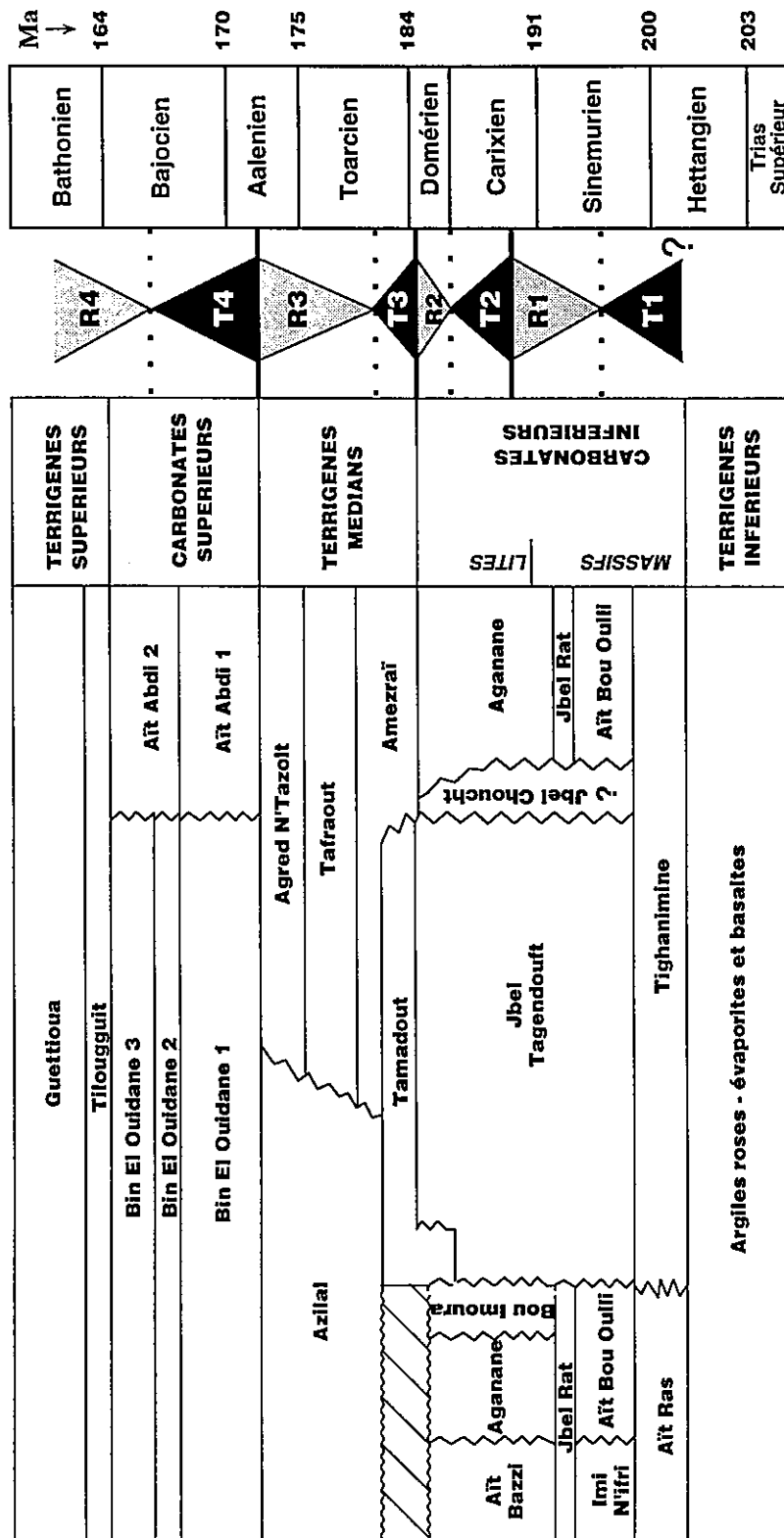


Fig. 116 - Relation entre l'organisation séquentielle de second ordre et les principales coupures lithologiques dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal.

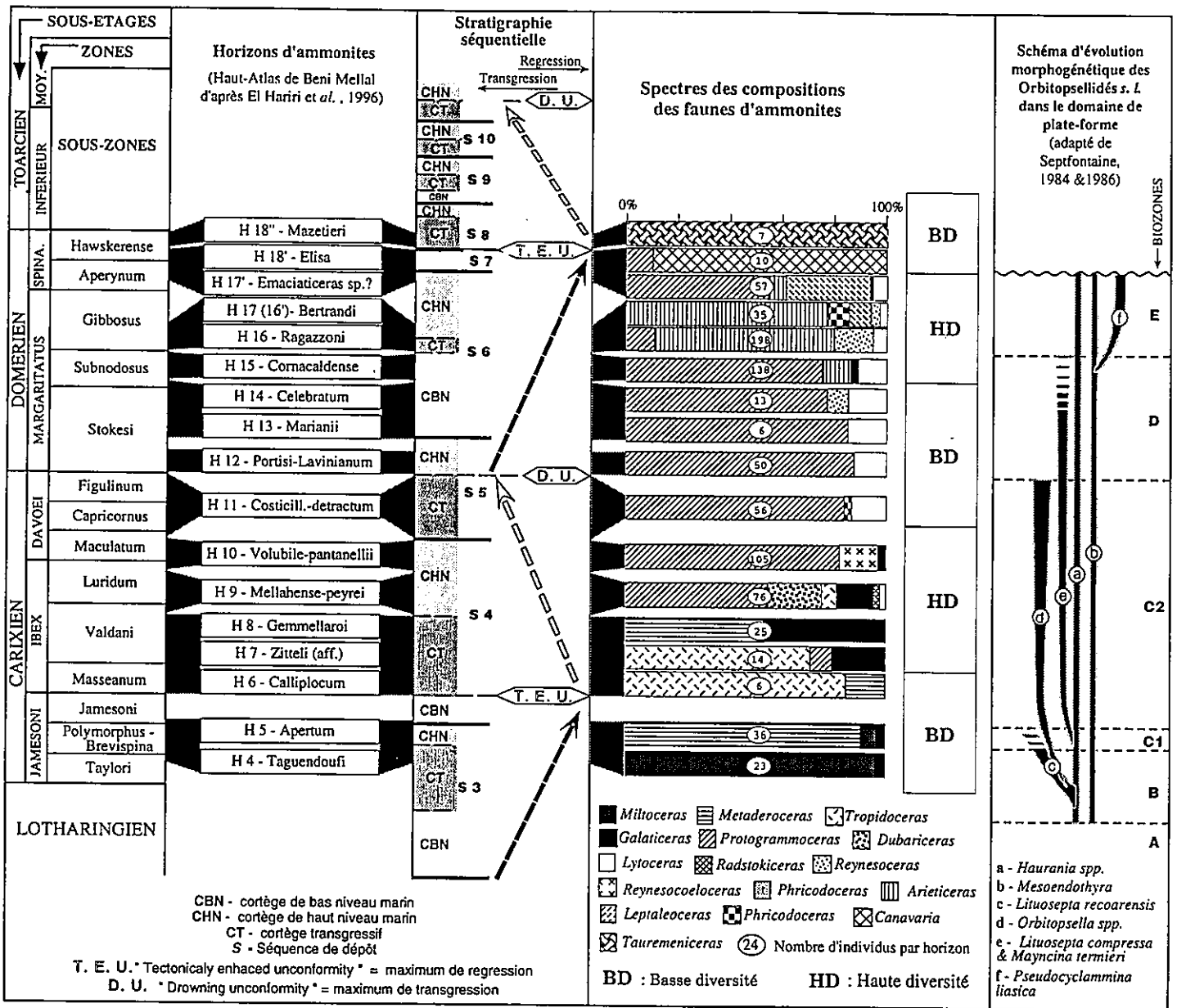


Fig. 117 - Relations entre le découpage séquentiel du Lias et l'évolution des faunes d'ammonites (domaine de sillon) et de foraminifères (domaine de plate-forme) dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal.

Sur la plate-forme septentrionale, l'examen du schéma d'évolution morphogénétique des orbitopsellidés s.l. proposé par Septfontaine (1986) montre qu'il existe une relation entre les modifications fauniques et le découpage de second ordre proposé ici. En effet, l'évolution rapide des foraminifères benthiques (passage Sinémurien - Carixien: biozones B-C1 ; Domérien moyen: biozones D-E, *sensu* Septfontaine) peuvent être mises en relation avec les périodes de structuration régionale et de régression marine sur la plate-forme. La phase transgressive du Carixien moyen - Domérien basal est par contre caractérisée par une relative monotonie des associations fauniques de la biozone C2, cette stabilité faunique étant sans doute à mettre en relation avec la période de stabilité du domaine d'étude durant la même période.

Dans le sillon de Tilougguit, l'étude de la composition des faunes d'ammonites prenant en considération les différents genres permet de dégager des alternances de phases de forte ou de faible diversification ainsi que des épisodes de renouvellements fauniques qui impliquent des remplacements taxinomiques au niveau de sous-famille voire super-famille.

La première phase de forte diversification, coïncide avec la période de relai entre la super-famille des *Eoderocerataceae* (genres *Tropidoceras* et *Metadoceras*) par la super-famille des *Hildocerataceae* (genre *Protogrammoceras*). Cette phase importante se manifeste au Carixien moyen (zone à Ibex) et correspond à l'échelle du second ordre (*sensu* Vail) au début d'une transgression marine. Des phénomènes de même type et de même âge ont d'ailleurs été observés à l'échelle de la Téthys méridionale par Meister (1992) et à l'échelle globale par Dommergues et al., (1996) au niveau de la zone à Valdani interprétée comme étant une phase d'inondation maximale.

La deuxième phase de forte diversification faunique qui caractérise le Domérien moyen (zone à *Margaritatus*) est ici aussi associée à un important changement faunique: le remplacement de la sous-famille des *Harpoceratinae* (genre *Protogrammoceras*) par la sous-famille des *Arieticeratinae* (genre *Arieticeras*).

Cette phase de forte diversification précède pour nous un épisode de régression du deuxième ordre. Elle n'est pas homologue en terme de stratigraphie séquentielle à celle du Carixien moyen.

En montrant que la période de haut niveau marin correspond à des phases de faible diversification et de stabilité faunique, ces observations témoignent du rôle fondamental des variations de l'espace disponible sur le comportement et l'évolution des faunes, à la fois sur la plate-forme et dans le bassin. Elles montrent aussi que l'interprétation des périodes de faible diversifications sont encore difficiles à interpréter plus en détail.

En ce qui concerne la période allant du Jurassique supérieur au Crétacé, en l'absence de découpage précis et de données géologiques suffisantes, nous nous contenterons de décrire les fluctuations des grands rythmes sédimentaires (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur).

3. - Le cycle transgressif - régressif du Lias inférieur - Carixien inférieur

3. 1. - Caractéristiques

La transgression, datée à son sommet du passage Sinémurien inférieur - supérieur, marque dans notre secteur le maximum d'extension de la mer jurassique en bordure occidentale du bassin haut-atlasique central. Le cadre structural observé montre très peu d'activité tectonique synsédimentaire au cours de cette période. On note plutôt une subsidence d'ensemble conduisant à l'approfondissement des aires de dépôt à une échelle régionale (fig. 118 A & B). La flexuration paraît toutefois plus précoce dans la marge sud du Haut-Atlas (dépôts particulièrement épais de la formation de Tighanimine dans le sillon de Telouet; Jossen, 1987).

La phase régressive est datée à son sommet du Carixien inférieur. On note une évolution régressive dans la séquence S3, caractérisée par sa grande épaisseur et par le fort développement de son CBN, dont la puissance est comparable à celle des CT et CHN réunis. Le CBN de S4 qui marque la fin de cette phase, témoigne d'une exondation prolongée de la plate-forme de Béni Mellal.

Elle correspond dans notre région à une période de distension et de fracturation résultant principalement d'une tectonique de blocs qui conduit à la dislocation de la plate-forme du Lias inférieur (fig. 118 C). C'est durant cette étape que se mettent en place les importantes failles normales à regard Nord et S-SE qui marquent la limite entre le sillon de Tilougguit et ses deux plates-formes bordières (plate-forme de Béni-Mellal au Nord et plate-forme centrale au Sud).

La fin de ce cycle montre un contraste très marqué dans les environnements sédimentaires. Le bassin de Tilougguit, nettement individualisé, enregistre un approfondissement continu des milieux de dépôt. Au niveau des bordures, on assiste par contre, à une importante discontinuité sub-aérienne, annoncée tout d'abord par la généralisation des faciès à "tipis" sur tout le porteur du Haut-Atlas central, ensuite par l'arrivée progressive des premiers terrigènes intercalés aux carbonates de la base de la formation d'Aganane (biozone C1). Elle s'affirme finalement par la généralisation des faciès d'émersion (unité des marnes rouges d'Adoumaz) dans tout le domaine de plate-forme. La sédimentation ne reprendra dans certains secteurs de l'Atlas d'Azilal qu'à partir du Domérien moyen (Jenny, 1988).

3. 2. - Discussion

Le cadre géodynamique de ce stade reste particulièrement mal connu, du fait qu'il est peu étudié à l'échelle du Haut - Atlas central. Une simple transgression marine, en relation avec la phase de subsidence thermique post rifting triasique (Laville *et al.*, 1995) est, à elle seule, insuffisante pour expliquer la nature et la chronologie des

phénomènes observés⁷. En effet, les dépôts de ce stade montrent la plus vaste extension ainsi que la plus grande profondeur de dépôt enregistrées au cours de tout le Jurassique. Les stades ultérieurs modèleront cet ensemble sans élargissement apparent. Nous pensons ainsi, à la suite de Warne (1988), que les événements observés, notamment à la fin de ce stade, sont en liaison avec la continuité du rifting triasique. L'ouverture plus précoce (Lias basal) du sillon méridional de Telouet et celle plus tardive du bassin septentrional de Tilougguit témoignent d'une extension du rift triasique, notamment vers le Nord. Le mécanisme responsable de cette ouverture serait le jeu de la grande faille de détachement à regard Nord déduite des profils géophysiques traversant la chaîne du Haut-Atlas (Giese et Jacobshagen, 1992, fig. 119).

4. - Le cycle transgressif régressif du Carixien moyen - Domérien supérieur

4. 1. - Caractéristiques

La transgression du Carixien moyen à Domérien basal (séquences de dépôt S4 et S5) est marquée par le caractère nettement rétrogradant de la séquence S5. Cette dernière séquence témoigne d'un net ralentissement dans le comblement sédimentaire dans notre secteur (*cf.* fig. 114). La puissance de son CHN diminue graduellement de la plate-forme vers le bassin (coupes d'Adoumaz, Tamadoute et Toughza). Ce cortège va même complètement disparaître à Taguendouft (*cf.* fig. 97).

Cette étape correspond à une période de stabilité des dispositifs précédemment individualisés (fig. 118 D). On note surtout la vaste extension de la plate-forme et le fonctionnement, au niveau de ses bordures, des pentes sous-marines pourvoyeuses des premiers sédiments turbiditiques qui s'accumulent dans le sillon.

L'évolution régressive, au cours du Domérien moyen et supérieur non terminal, est marquée par le comblement accéléré de l'aire de dépôt durant la séquence S6, suivi par une étape de progradation particulièrement nette avec les CBN de S7 et S8. On note également une exondation totale du secteur septentrional de plate-forme (fig. 118 E).

Les environnements de dépôt, relativement stables lors de la phase transgressive précédente, montrent un contraste très marqué. Cette modification est induite par un changement important dans le canevas structural régional: passage d'un régime distensif à un régime transtensif. On peut noter à ce sujet:

* un début de soulèvement notable du bassin de Tilougguit et de sa plate-forme septentrionale (Souhel *et al.*, 1995). L'activité tectonique en transtension, le long du grand accident séparant ces deux domaines, se manifeste par la mise en place de nombreux petits bassins obliques par rapport à cette structure. Le mieux connu dans notre secteur est celui de Tamadoute, avec sa limite septentrionale visible, orientée N20 à N45 (*cf.* fig. 49 & 50) et sa limite méridionale qui serait située à l'emplacement du tracé de l'Accident Aghbala-Afourer, orienté E-W dans ce secteur. Le second serait localisé à l'emplacement actuel de la ride de Jbel Abbadine. En témoignent les nombreuses failles normales synsédimentaires scellées par les dépôts réduits du

⁷ Cette interprétation reste toutefois valable pour des secteurs tel la plaine de la Moulouya et le Moyen-Atlas. Le premier correspondait durant tout le Jurassique à un haut-fond rigide limitant les bassins du Haut-Atlas et du Moyen-Atlas et le second n'était pas encore individualisé au cours de cette période (Fedan, 1989).

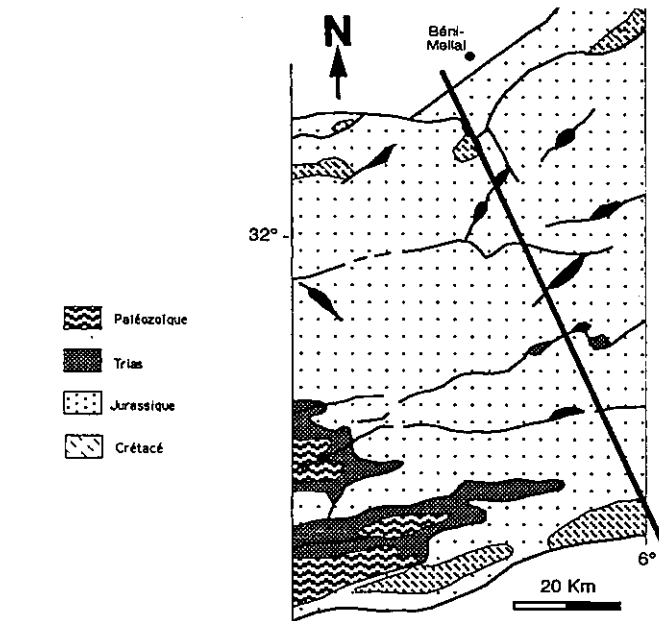
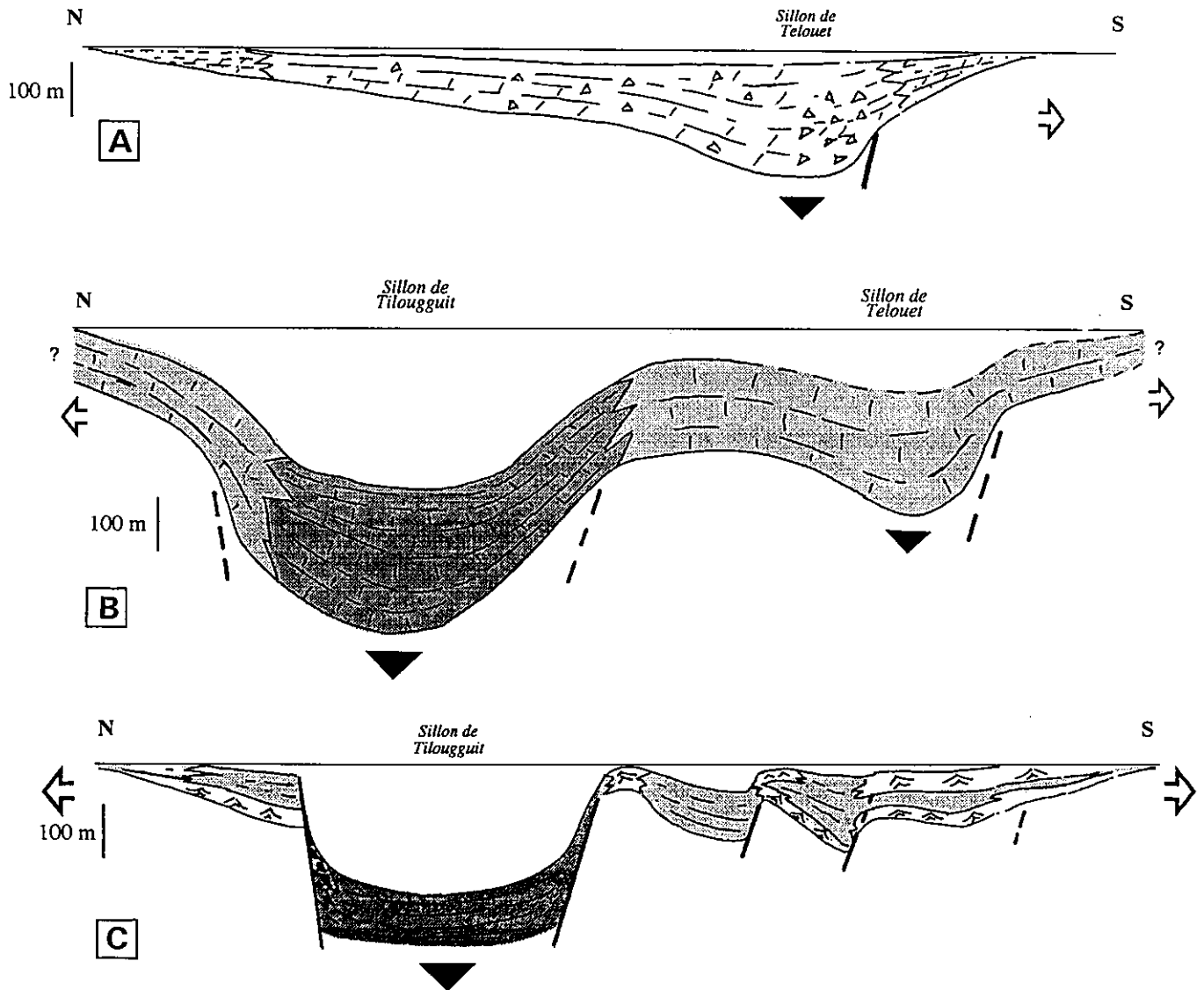
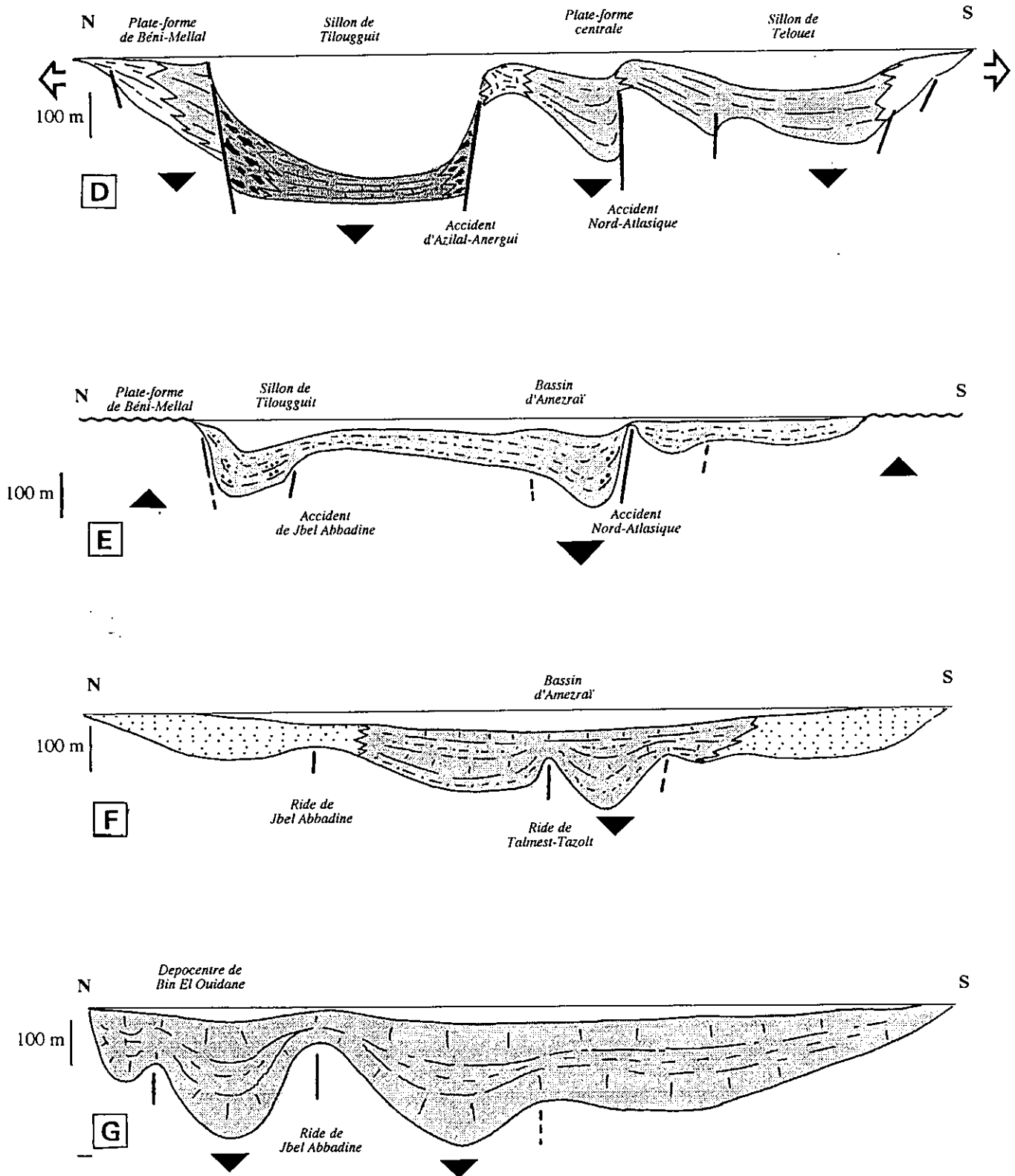


Fig. 118 - Étapes de l'évolution du Haut-Atlas central sur la transversale de Béni-Mellal.

A: Hettangien ? à Sinémurien inférieur; B: Sinémurien supérieur; C: Sinémurien terminal à Carixien inférieur; D: Carixien moyen à Domérien moyen; E: Domérien supérieur à Toarcien inférieur; F: Toarcien moyen à Aalénien moyen; G: Aalénien supérieur à Bajocien inférieur.





Domérien terminal (*cf.* fig. 43) ainsi que les grandes masses resédimentées, d'âge Domérien supérieur, observées dans le secteur de Taquat N'Agrd.

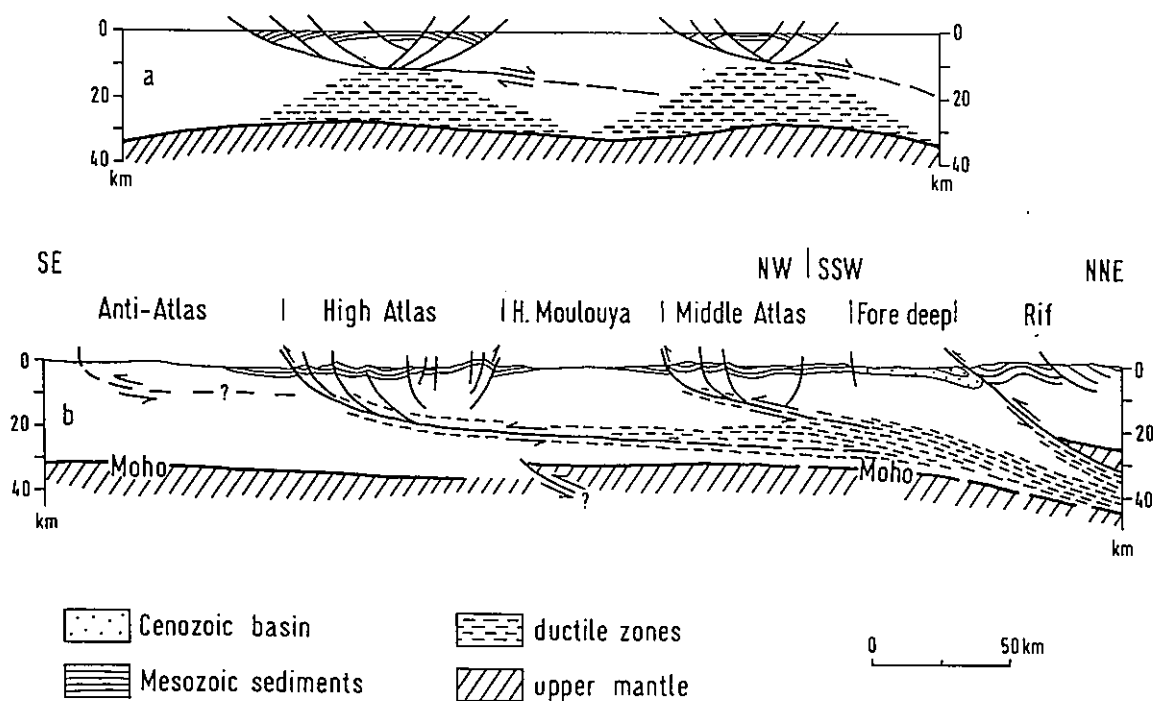


Fig. 119 - Modèle d'évolution des chaînes atlasiques par cisaillement simple (d'après Giese & Jacobshagen, 1992).

a: au cours du rifting; b: lors de l'inversion.

* une accélération de la subsidence dans la partie centrale de la fosse conduisant à l'individualisation du bassin d'Amezraï à l'emplacement de la plate-forme centrale. Ce mécanisme est largement facilité par l'importante activité tectonique de l'accident nord-atlasique durant tout le Domérien (*cf.* fig. 56). Le long de ce linéament, la cuvette domérienne subsidente W-E centrée sur les Jbel Azourki et Aroudane, puis la mise en place des bassins marneux et turbiditiques (Fm. d'Assemsouk, Domérien supérieur) situés de part et d'autre de la ride diapirique d'Assemsouk nouvellement individualisée, obéissent à la même logique en transtension (fig. 120), observée au Nord.

4. 2. - Discussion

A l'échelle de l'ensemble du domaine atlasique, le passage Lias moyen - Lias supérieur est considéré par les auteurs (Choubert et Faure-Muret, 1960-62; Du Dresnay, 1975; Laville, 1981; Jenny, 1988; Warme, 1988; Fedan, 1989; Sadki, 1992a; Brede *et al.*, 1992; Bouchouata *et al.*, 1995 et autres) comme une période charnière à plusieurs titres.

Dans le Haut-Atlas central, cette période de structuration conduit à la mise en place de nombreux bassins en déchirement sur les bordures (Atlas d'Afourer, Laville, 1981; Atlas d'Azilal, Jenny, 1988) et à l'effondrement de l'axe de la chaîne (Haut-Atlas de Zawiat Ahançal, Souhel *et al.*, 1995; au Sud de Midelt, Warme, 1988). Dans le Moyen-Atlas, cet épisode tectonique a donné naissance à des structures distensives induites par des décrochements (Fedan, 1989). Il a conduit à la dislocation de la plate-

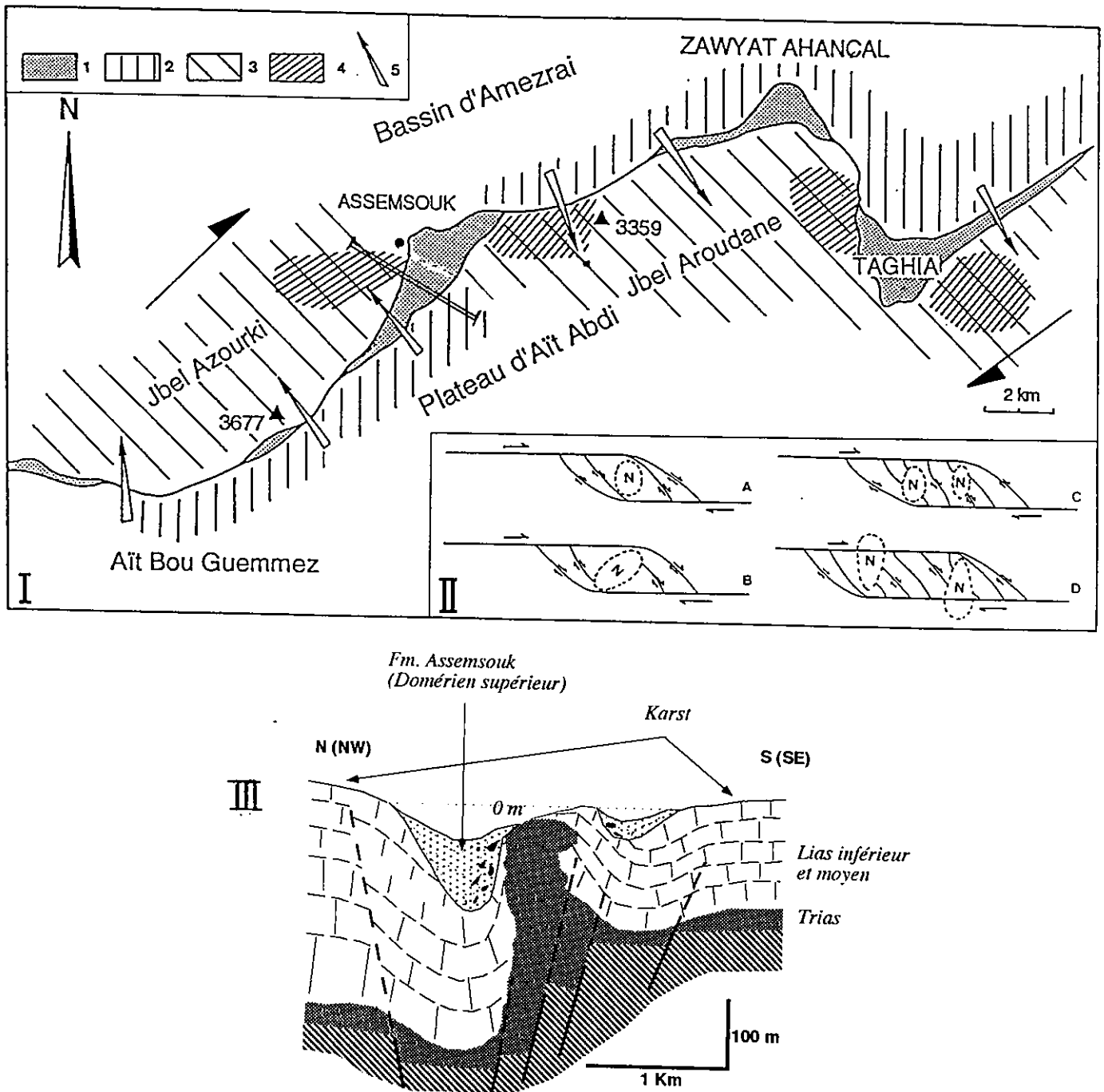


FIG. 120 - Interprétation du jeu de l'accident Nord-Atlasique dans la région de Zawiya Ahançal au cours du Domérien supérieur.

I: Carte paléogéographique montrant la répartition des principaux faciès du Lias moyen le long de l'accident Nord Atlasique, dans le secteur des rides d'Assem Souk et Taghia (même légende que la figure 58).

II: Schémas interprétatifs de formation des bassins sur relais de décrochement dextre (d'après Rodgers, 1980).

III: Coupe interprétative de la mise en place diapirique de la ride d'Assem Souk au cours du Domérien supérieur.

forme carbonatée du Lias moyen et à l'individualisation des bassins du Lias supérieur. Nos observations dans l'Atlas de Béni-Mellal sont compatibles avec ces divers faits.

Au cours de la transgression du Carixien moyen - supérieur, on note surtout une activité normale des accidents selon le canevas structural préétabli à la fin du cycle précédent. La régression du Domérien enregistre une croissance dans l'activité tectonique, qui devient paroxysmale au Domérien supérieur. Conformément à l'interprétation de Brede *et al.* (1992), cet événement s'inscrit dans une logique de décrochement dextre NE-SW (fig. 121). La nouvelle configuration des aires de dépôt reflète selon nous, suite à Du Dresnay (1975), le stade d'avortement" du processus de rifting qui a guidé l'individualisation du bassin haut-atlasique au cours du Lias inférieur et moyen.

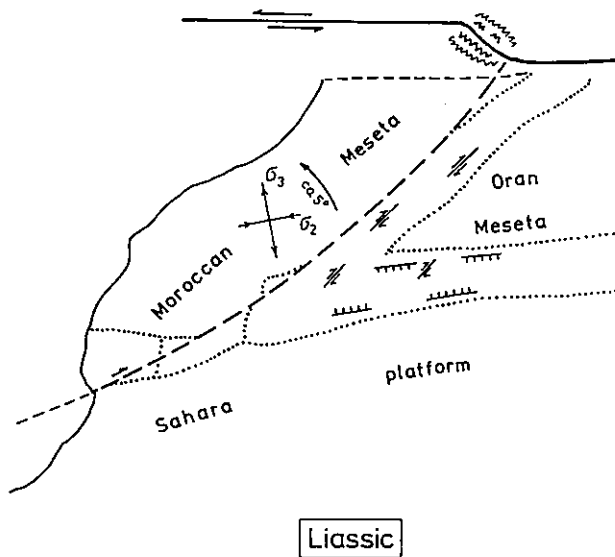


Fig. 121 - Modèle de l'évolution du domaine atlasique marocain au cours du Lias (d'après Brede *et al.*, 1992).

Le cadre structural proposé permet en outre d'expliquer la genèse et la configuration des divers bassins rattachés à cette période ainsi que la mise en place diapirique de certaines petites rides le long de l'Accident Nord Atlasique, au coeur de la chaîne. Ces dernières structures doivent être considérées indépendamment des autres rides, localisées plus au Nord, dont la structuration relève de phases plus récentes.

Les éléments en faveur de l'interprétation proposée ont été essentiellement tirés d'un examen détaillé des modalités du remplissage sédimentaire. L'analyse structurale des directions de fracturation mises en jeu lors de cette phase est, à elle seule, insuffisante pour apporter les éléments de réponse souhaités. En effet, le jeu réel des principaux accidents impliqués (limite plate-forme - bassin au Nord et Accident Nord Atlasique au centre) a été largement estompé par les phases plus récentes.

5. - Le cycle transgressif - régressif du Toarcien - Aalénien moyen

5. 1. - Caractéristiques

La phase transgressive de ce cycle débute à l'extrême sommet du Domérien et s'achève à la base du Toarcien moyen. Les séquences rattachées à cet événement (IT et CHN de S8; séquences S9 et S10; IT de S11) sont absentes dans la plate-forme de Béni-Mellal. Dans le bassin de Tilouguit, elles sont caractérisées par des CT aux faciès

carbonatés de haute énergie et relativement réduits, et au contraire des CHN qui apparaissent dilatés et de nature essentiellement terrigène. Les CBN sont réduits à des épandages turbiditiques ou absents. La séquence S11 qui représente le stade ultime de cette évolution témoigne d'un ralentissement dans le comblement sédimentaire de notre secteur (*cf.* fig. 114).

le canevas structural préétabli à la fin du cycle précédent subsiste encore au début de cette période (fig. 118 E). Le bassin d'Amezraï continu d'enregistrer de fortes valeurs de subsidence. Le secteur nord de l'Atlas de Béni-Mellal possède quant à lui toutes les caractéristiques d'un arrière pays fréquemment émergé, soumis à l'érosion et aux effets de la diagenèse: dolomitisation et karstification notamment. On s'attendrait à ce que cette tendance transgressive régionale (Gracianski *et al.*, 1993) se traduise par un élargissement notamment vers le Nord de l'aire de dépôt. Or, on observe simplement le comblement des dépressions issues de la phase de structuration précédente sans qu'il y ait débordements sédimentaires à partir du bassin méridional.

La phase régressive du Toarcien moyen - Aalénien moyen est particulièrement mal datée dans notre secteur. Elle regroupe les séquences S12, S13 et S14. Celles-ci présentent un caractère homogène et témoignent d'une phase de progradation terrigène sur l'ensemble de cette région.

Cette période est marquée par une stabilité tectonique relative par rapport aux stades précédents. Le cadre dynamique caractérisant ce stade dans notre région montre un bassin faiblement subsident dans sa zone axiale et soumis à un comblement passif (fig. 118 F). Les éléments structuraux majeurs individualisés présentent une orientation NE-SW. Il s'agit de la ride de Talmest - Tazolt, considérée comme d'origine diapirique (fig. 122; Bouchouata, 1994 et Bouchouata *et al.*, 1995) et de celle de Jbel Abbadine, encore juste ébauchée. La mise en place de ces structures témoigne d'une reprise de la distension dans notre secteur.

5. 2. Discussion

Le cadre structural établi au cours de ce cycle montre un style nouveau dans l'organisation des environnements sédimentaires et dans le régime des contraintes. Il ne peut, à notre sens être considéré comme relevant de la continuité de la phase de structuration du Pliensbachien terminal. Nous pensons, à la suite d'Ibouh (1994), que cette phase correspond à une période de lente réorientation des contraintes.

Le mécanisme de la mise en place des rides en distension NE-SW, individualisées dans ce contexte a été interprété différemment selon les auteurs. En effet, si la majorité des faits ont été reconnus (bords redressés de la structure; éventails sédimentaires sur les cotés et cuvettes sédimentaires subsidentes bordières), la mise en place des rides elles mêmes a été tantôt rapportée à la montée des intrusions (Laville et Harmand, 1982; Laville, 1985), tantôt rapportée à la montée diapirique du Trias (Chevremont, 1975; Ovtrach, 1980; Seufert, 1988 et Bouchouata *et al.*, 1995). Dans le cas particulier de la ride de Talmest - Tzolt, l'interprétation diapirique proposée repose sur un argument d'ordre essentiellement chronologique. Sa mise en place est en effet parfaitement achevée à la fin de l'Aalénien comme en témoigne la dalle bajocienne peu déformée dans ce secteur. On sait par ailleurs que les intrusions du Haut Atlas se sont différenciées à chaud, en niveau structural peu profond (Rahimi *et al.*, 1991), profitant

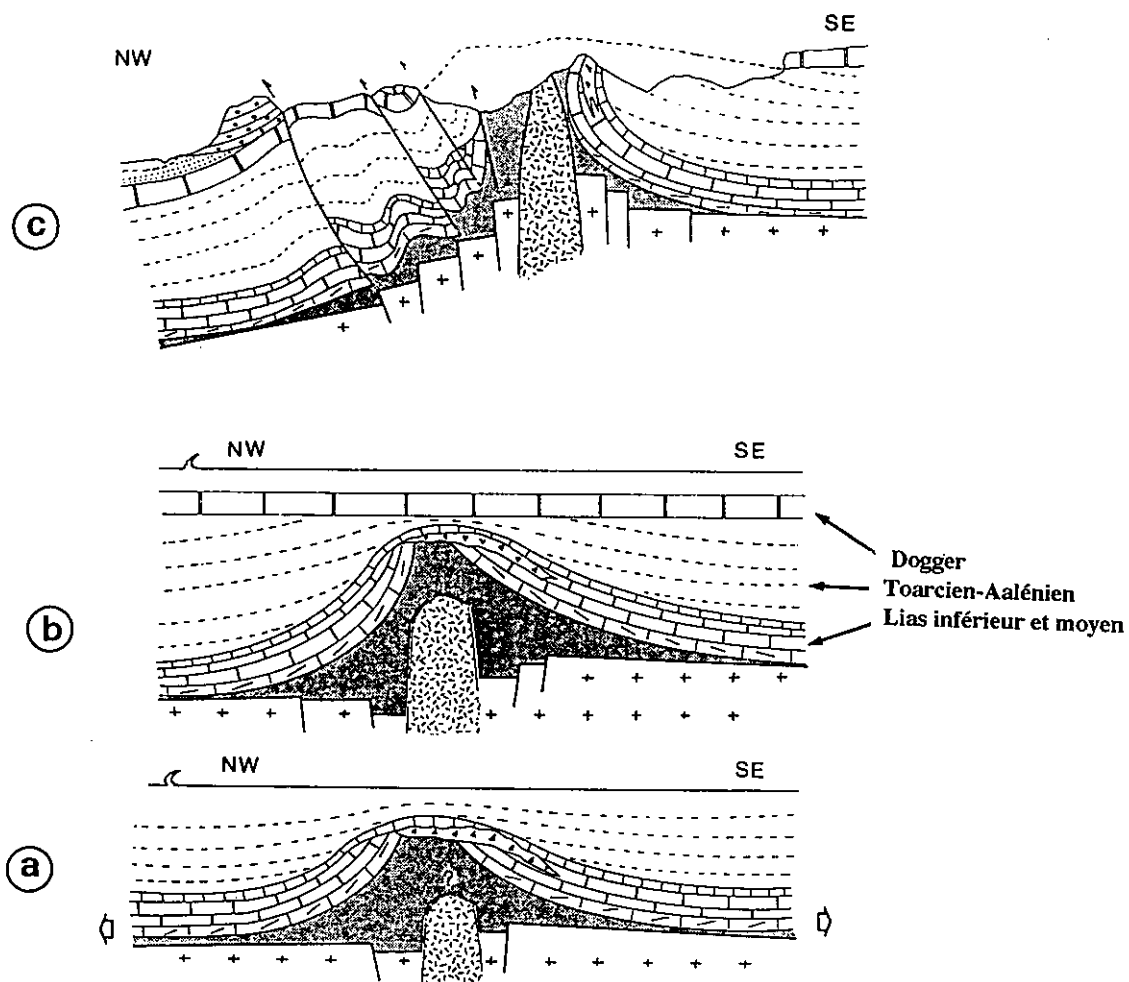


Fig. 122 - Interprétation de la mise en place de la ride de Talmest-Tazolt au cours du Lias supérieur.

Stades de l'évolution de la ride: a- Lias supérieur; b- Dogger; c- situation actuelle (d'après Bouchouata et al., 1993).

des vides créés par un diapirisme triasique (argilocinèse et halocinèse) préexistant (Chevrement, 1975). Elles ont été par la suite extrudées à froid, à la suite d'une compression sub-méridienne à partir du Bajocien supérieur (Brechtbuhler, 1984 et Ibouh, 1994). L'absence ou la faiblesse du métamorphisme de contact au niveau de l'encaissant ainsi que la schistosité de fractures le long des accidents N 70, contemporaine de la mise en surface de ces plutons (Laville *et al.*, 1991; idem, 1994), vont dans le même sens d'une extrusion tardive de ces masses magmatiques.

Si ces arguments vont à l'encontre de la seule implication des intrusions dans l'édification des rides, l'hypothèse diapirique ne doit être, à elle seule, retenue sans considérations régionales concernant notamment les caractéristiques paléogéographiques du Trias du Haut-Atlas central. En effet, à la suite des travaux de Choubert et Faure-Muret (1960-62) et de Salvan (1984), les différentes cartes paléogéographiques publiées reposent sur des données insuffisantes et très fragmentaires. Elles ne peuvent, dans l'état actuel des connaissances, être exploitées dans la construction de la géométrie d'ensemble (épaisseurs et nature exacte des successions sédimentaires) de la masse triasique présente en dessous du Haut-Atlas central calcaire. De ce fait, les seuls arguments à retenir à partir du Trias lui-même dans l'interprétation diapirique restent les suivants:

- le caractère évaporitique, parfois salifère de la masse triasique reconnue en de nombreux secteurs du Haut-Atlas;
- la déformation poussée du Trias qui semble antérieure au magmatisme jurassique (Seufert, 1988);
- le caractère "sous compacté du Trias" en liaison avec un important apport en solutions hydrothermales (Bernasconi, 1983).

6. - Le cycle transgressif - régressif de l'Aalénien supérieur - Bathonien

6. 1. - Caractéristiques

La transgression de l'Aalénien supérieur - Bajocien moyen comporte un stade d'aggradation matérialisé par le dépôt des séquences S15 et S16 (dépôts carbonatés montrant peu de variations sur une même verticale et déposés sur des épaisseurs importantes dans des conditions proches de l'émersion) et un stade de rétrogradation enregistré par le CT de la séquence S17. Les marnes de ce cortège présentent de nombreuses surfaces de condensation de faunes témoignant de l'ennoiement de la plate-forme carbonatée.

Durant cette période, le jeu positif de la ride de Jbel Abbadine devient nettement manifeste (biseaux du Dogger carbonaté au droit de la ride et cuvettes subsidentes bordières), alors que la ride de Talmest-Tazolt, située plus au Sud, ne semble montrer aucune activité (fig. 118 G). En témoignent les calcaires bajociens qui présentent une disposition sub-horizontale sur tout le pourtour de la structure.

La régression à partir du Bajocien supérieur s'accompagne d'une progradation progressive des terrigènes sur l'ensemble de notre région (séquences S18, S19 et S20). Elle correspond dès son début à une reprise de la fracturation.

Dans l'Atlas de Béni-Mellal, cette étape de structuration a été qualifiée de "paroxysme médio-jurassique" par Jenny *et al.* (1981). Elle a conduit au morcellement

de ce secteur en de nombreux petits bassins terrigènes limités par des accidents NE-SW, NW-SE et E-W (*cf.* fig. 79). Les principales failles synsédimentaires observées sont représentées par la ride NE-SW de Jbel Abbadine, prolongée au niveau de sa terminaison NE par les accidents NW-SE de Tansrift et E-W de Tabaroucht et, au niveau de sa terminaison SW, par l'accident NW-SE de Jbel Oukarde (fig. 123).

Le jeu simultané de cet ensemble peut être interprété, conformément à l'hypothèse avancée par Laville et Fedan (1989), par un mouvement décrochant senestre le long des directions NE-SW. Les accidents NW-SE sont ainsi considérés comme des failles normales synsédimentaires et les accidents E-W comme des zones soumises à la compression. Ce modèle permet également d'expliquer le jeu des accidents NE-SW découpant le bassin d'Aït-Attab ainsi que la ride d'Aït Boulmane dont l'individualisation est rapportée à la même période.

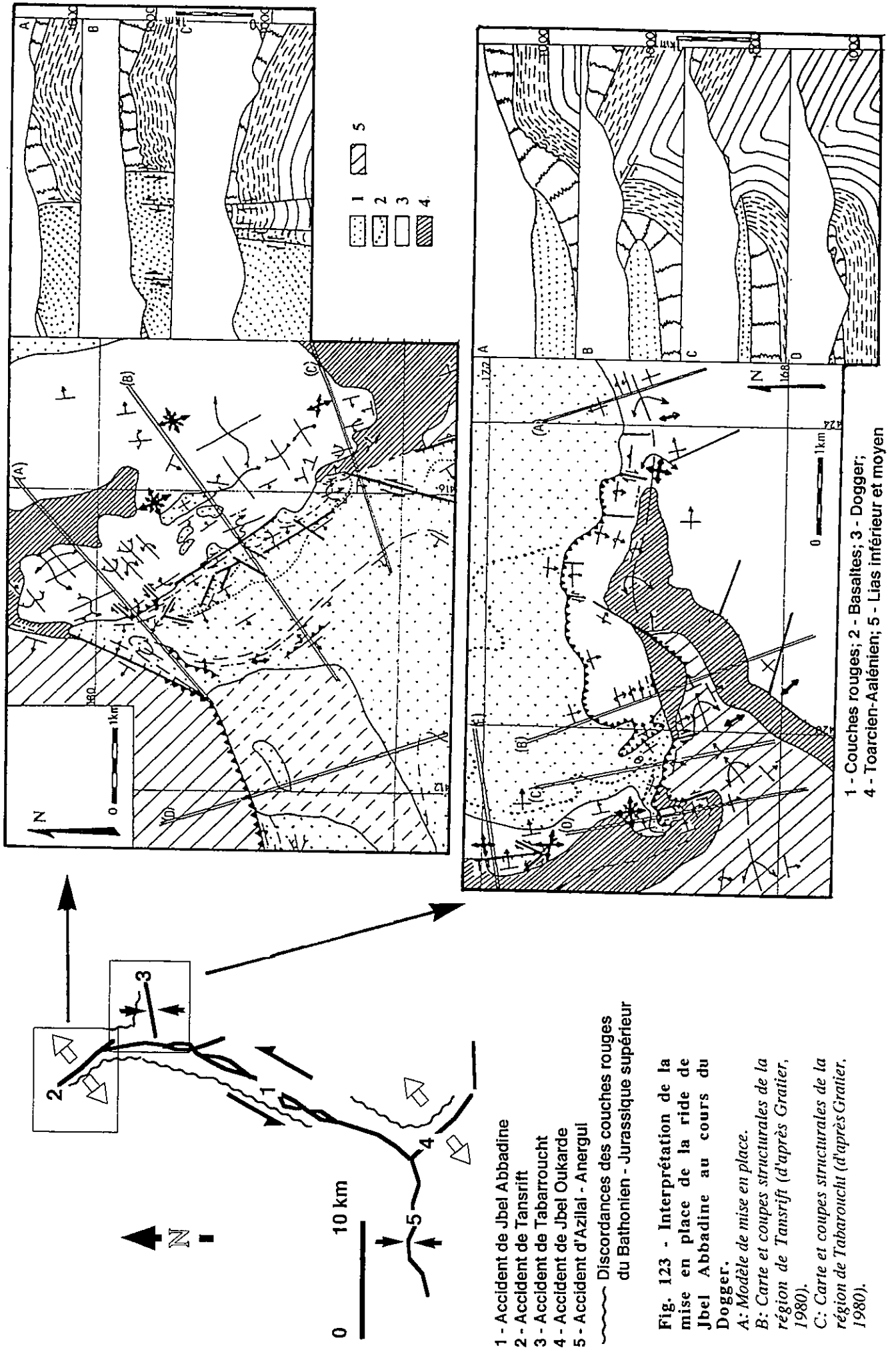
Dans le centre du bassin, l'absence des dépôts corrélatifs bathoniens témoignerait, compte tenu du caractère peu déformé du Bajocien carbonaté, d'un non dépôt ou d'un dépôt résiduel en relation probable avec un début de soulèvement de ce secteur.

6. 1. - Discussion

Selon Laville et Piqué (1992), la transmission à partir du Bathonien, du décrochement senestre sur les directions NE-SW serait responsable de la généralisation de la compression sur les directions N70 à E-W, dominantes dans le bassin haut-atlasique central. Il s'agit, selon ces mêmes auteurs, d'une étape d'inversion structurale préluant au soulèvement du Haut-Atlas. Les observations à l'échelle de notre secteur vont dans le même sens. La compression sub-méridienne aurait favorisé un début de soulèvement d'ensemble dans la partie centrale de la chaîne et une structuration de sa bordure Nord selon des directions moyen-atlasiques. Il semble par ailleurs que cette phase soit la dernière en importance puisque ses effets restent bien marqués dans la couverture sédimentaire de notre secteur malgré la reprise en compression tertiaire.

7. - Le Jurassique supérieur - Crétacé

Dans tout le Haut-Atlas central, aucun dépôt ne peut être rattaché avec certitude au Jurassique supérieur. Nous pensons que des études poussées concernant la formation péritique et évaporitique d'Iouaridène pourraient apporter des éléments de réponse à ce problème. Cette formation correspond à la mise en place de vastes épandages terrigènes fins puis évaporitiques, oblitérant les dispositifs individualisés au Bathonien (Souhel, 1987). De plus, cette unité est encadrée par deux ensembles dont on connaît avec certitude la polarité (mésogéenne jusqu'au Jurassique moyen et atlantique à partir du Crétacé inférieur). Dans la mesure où aucune preuve n'a été établie quant à la polarité de la formation d'Iouaridène, nous l'avons interprétée (Souhel et Canérot, 1989) comme relevant d'une évolution endoréique (fig. 124) au sein des cuvettes résiduelles conservées dans la bordure Nord du bassin en voie de soulèvement.



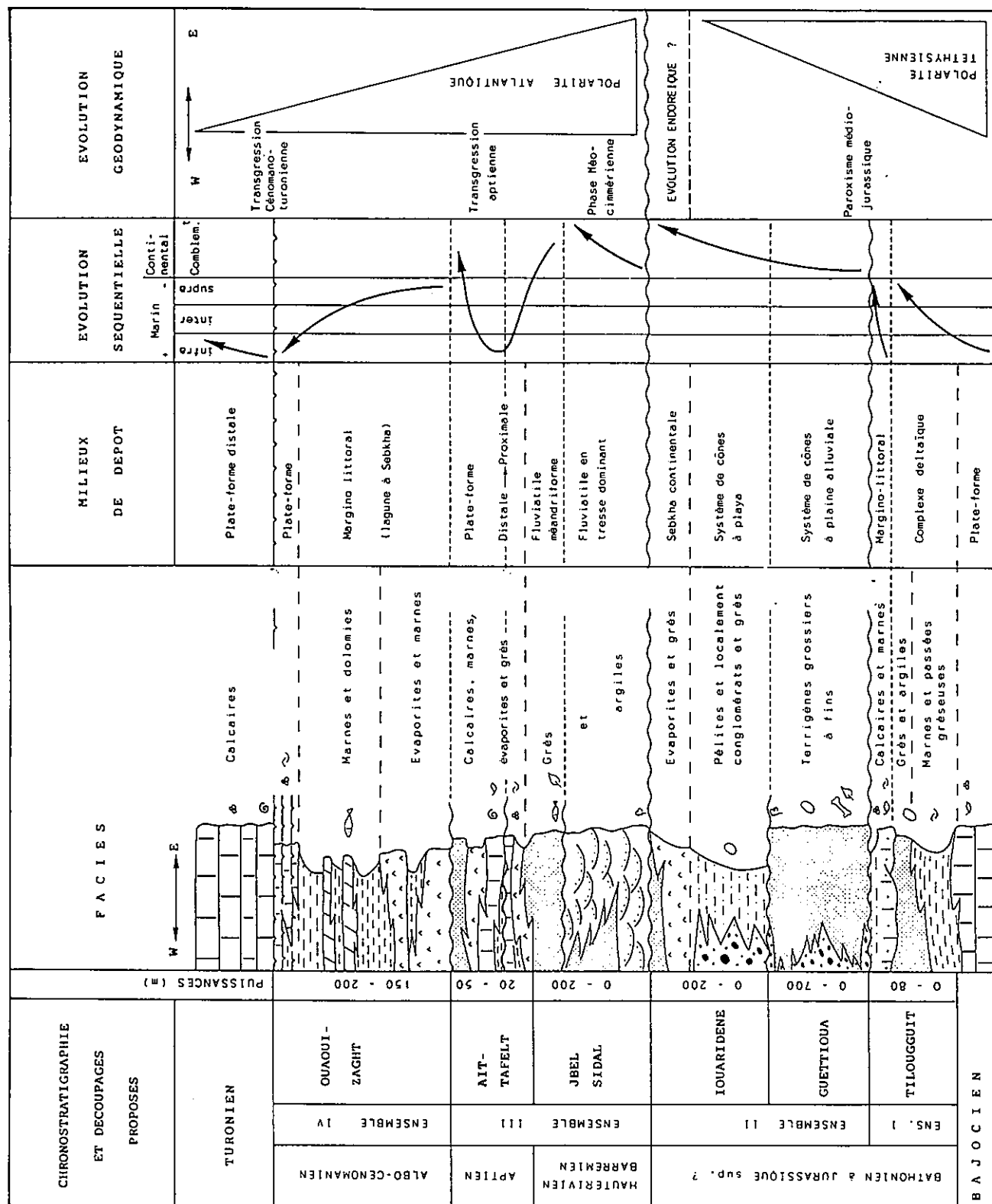


Fig. 124 - Coupe synthétique de la série des couches rouges jurassico-crétacées de l'Atlas de Béni-Mellal: principales étapes de l'évolution géodynamique (d'après Souhel & Canérot, 1989).

La période crétacée est caractérisée par le dépôt des formations de Jbel Sidal, d'Aït Tafelt et de Ouaouizaght. Celles-ci s'organisent selon une paléogéographie nouvelle, essentiellement caractérisée par une ouverture atlantique (fig. 125). Cette inversion de polarité représente, selon nous, une réponse logique de la dynamique sédimentaire au processus de soulèvement amorcé lors de la phase précédente. Le caractère homogène de la sédimentation à l'échelle de l'ensemble de la gouttière individualisée au nord du bassin témoigne de gauchissements à plus grande échelle sur une pente régionale vers l'Ouest, celle de la marge atlantique, nouvellement individualisée.

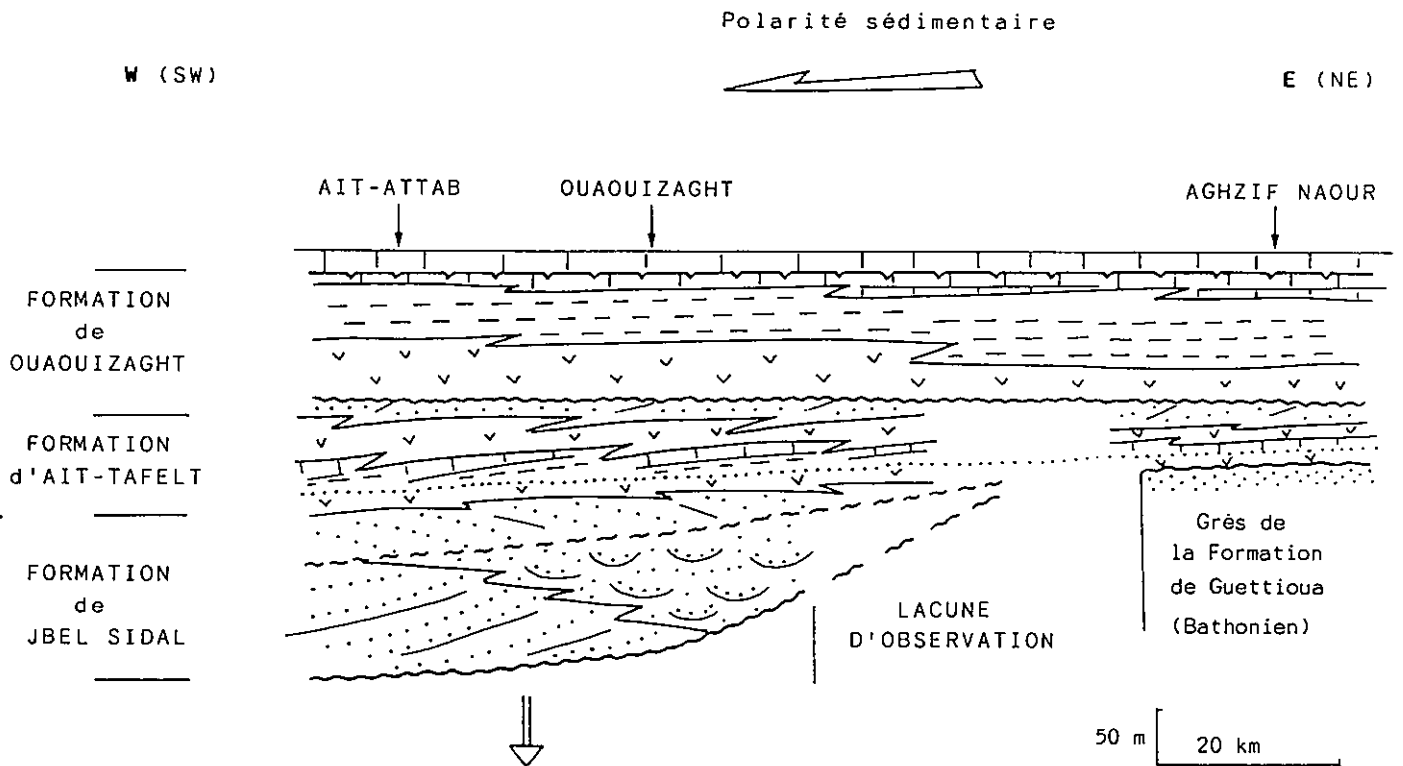


Fig. 125 - Interprétation et modèle de dépôt des terrigènes et carbonates du Crétacé inférieur dans l'Atlas de Béni-Mellal (d'après Souhel & Canérot, 1989).

8. Conclusion

Dans la description des principales étapes de l'évolution de notre secteur, nous avons, d'une part insisté sur l'ordre chronologique des événements et, d'autre part, essayé de dégager les effets conjugués de la tectonique et de l'eustatisme sur la réponse sédimentaire. Le découpage en cycles tectono-eustatiques s'est ainsi montré d'un intérêt certain dans notre démarche. On constate, cependant que dans le cadre général en distension qui a caractérisé la période liasique, les taux de subsidence et d'extension crustale diffèrent d'une province structurale à une autre (Ziegler, 1988). En conséquence, s'il est admis que ces cycles tectono-eustatiques résultent des diverses phases de changement dans les dimensions des bassins océaniques, leur durées et leurs caractéristiques diffèrent en fonction du régime de contrainte auquel est soumis le bassin considéré (Graciansky *et al.*, 1996).

Dans le cas particulier de notre secteur, le calendrier des événements jurassiques reconnus coïncide dans ses grandes lignes avec celui proposé pour l'Oranie (Elmi, 1986) et pour une partie des bassins nord-ouest européens (Graciansky *et al.*, 1996). Il présente des particularités spécifiques par rapport à celui défini pour le moyen atlas (Fedan, 1989), notamment pour son histoire sinémurienne. Il montre finalement de nettes différence par rapport à ce qui est proposé pour le Haut-Atlas Atlantique (Medina, 1994 et Amghar, 1995).

Laville (1985) considère l'évolution conjointe de tout les bassins atlasiques marocains comme une conséquence directe de la cinématique de l'Atlantique central. On sait toutefois (Olivet *et al.*, 1984; Sougy, 1988) que l'histoire de ce proto-océan demeure incertaine dans ses grandes lignes, depuis la base du Lias jusqu'au Bathonien, date de la création des premiers fonds océaniques (Blacke Spur Magnetic Anomaly, Klitgord et Schouten, 1986). Cette période d'environ 40 m.a. correspond précisément aux stades d'ouverture, de comblement et de début de cicatrisation du domaine Haut-Atlasique central, dont la chronologie vient d'être présentée dans ce travail. Le seul événement qui paraît général et admis par tous c'est la concordance entre le début de l'océanisation dans l'Atlantique central et le début de fermeture du Haut-Atlas central. Il paraît donc clair que le cadre géodynamique recherché, doit prendre en compte la cinématique d'autres bassins océaniques, notamment l'océan téthysien situé plus au Nord-Est du domaine Haut-Atlasique central.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le Haut-Atlas de Béni-Mellal constitue un domaine d'étude privilégié en raison de la qualité de ses affleurements et de la grande variété des ensembles sédimentaires qui composent sa couverture post-hercynienne. Notre étude dans ce secteur avait pour objectif la contribution à une meilleure connaissance des modalités de son remplissage sédimentaire mésozoïque. Les résultats obtenus intègrent différentes échelles, depuis celle du microfaciès jusqu'à celle du bassin.

Au terme de cette étude, on retiendra les résultats suivants:

- Les calages stratigraphiques des divers ensembles sédimentaires ont été établis à partir des ammonites, des brachiopodes et des associations de foraminifères. Ils ont permis de proposer un schéma amélioré de corrélation pour l'ensemble des formations jurassiques de la bordure occidentale du Haut - Atlas central.

- L'analyse sédimentologique, menée sous ses diverses approches nous a permis de dresser la trame complète des environnements sédimentaires qui se sont succédés au cours du Jurassique et du Crétacé. Huit esquisses paléogéographiques ont ainsi été proposées. Elles retracent la zonation des milieux de dépôt de la bordure occidentale du Haut-Atlas depuis le Lias inférieur jusqu'au Bajocien.

- La reconstitution de la géométrie des corps sédimentaires à l'échelle de divers bassins impliqués nous a conduit à localiser les zones de dépo-centres et à analyser leur migration au cours du temps. Les accidents synsédimentaires limitant les principales aires de dépôt s'organisent selon le canevas hérité de l'orogénèse hercynienne (E-W, NE-SW et NW-SE). Les maximums d'activité tectonique sont enregistrés au cours du Lias moyen et du Bajocien supérieur - Bathonien. L'activité tectonique au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur n'est pas exclue mais ne peut être datée avec certitude.

- La stratigraphie séquentielle nous a conduit à définir et interpréter les cortèges sédimentaires et les discontinuités qui les séparent. La série jurassique (Sinémurien à Bathonien inférieur) a été subdivisée en vingt séquences de dépôt de troisième ordre. Les cortèges de bas niveau marin ont été essentiellement définis au sein des dépôts de bordure de plate-forme du Lias moyen. Leur présence à la base des autres séquences du Lias supérieur - Dogger n'est pas toutefois exclue. Les cortèges transgressifs et les cortèges de haut niveau ont été repérés dans la majorité des séquences. Les cortèges transgressifs coïncident le plus souvent avec des changements nets de faciès et représentent des périodes privilégiées pour les changements de faunes et de microfaunes. Les cortèges de haut niveau représentent les dépôts dominants dans la série analysée. Ils marquent les phases privilégiées de comblement sédimentaire et conduisent le plus souvent à une large extension des faciès d'émersion.

- L'analyse quantitative (taux de subsidence tectonique et taux de sédimentation) a été menée à la fois dans le temps et dans l'espace, pour chacune des séquences de dépôt. Cette démarche nous a permis de retracer l'histoire du tréfonds de notre bassin

au cours de toute la période liasique. Les taux de subsidence tectonique montrent une subsidence différentielle au cours du Lias moyen; une perturbation du cadre structural au passage Domérien - Toarcien et une faible subsidence tectonique au Lias supérieur. La confrontation entre les taux de sédimentation et ceux de subsidence tectonique a permis de mettre en évidence les principales phases de comblement et de vacuité sédimentaire à l'échelle de notre secteur.

Les divers résultats recueillis nous ont permis de distinguer quatre étapes principales dans l'évolution jurassique (Sinémurien à Bathonien) de notre secteur d'étude. Ces étapes correspondent, chacune, à un cycle transgressif - régressif de second ordre. L'interprétation proposée pour le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur a comporté une part d'hypothèse en raison de la rareté des données d'ordre chronostratigraphique.

Les stades de l'évolution de notre secteur sont les suivants:

- Le cycle transgressif - régressif du Lias inférieur - Carixien inférieur est caractérisé par un cadre général en distension. Celle-ci a progressivement conduit à l'extension maximale des aires de dépôt. L'ouverture du bassin a été plus précoce au Sud (Hettangien? à Sinémurien inférieur) et plus tardive au Nord (Sinémurien supérieur). Elle a conduit, à la fin de ce stade, à la structuration de l'ensemble de notre secteur selon une géométrie en "touches de piano".

- Le cycle transgressif - régressif du Carixien moyen - Domérien supérieur se calque sur le cycle précédent. Cette période est surtout caractérisée par un mécanisme de subsidence différentielle largement favorisée par l'activité normale des accidents NE-SW et N70. Le blocage de ce dispositif s'est réalisé au Domérien supérieur avec l'apparition de mouvements décrochants dextres le long des directions NE-SW. Cet épisode de déformation a été responsable de la mise en place de plusieurs structures en "pull apart"; d'un soulèvement de l'ensemble des bordures du bassin et de l'effondrement de sa partie axiale. Une activité diapirique le long des premières rides individualisées est admise durant cette période.

- Le cycle transgressif - régressif du Domérien terminal - Aalénien moyen marque une étape de "maturité" du bassin du Haut-Atlas. La subsidence et la distension apparaissent localisées dans la seule partie centrale de la fosse et conditionnent la naissance des premières rides. Les secteurs bordiers ne montrent pas d'élargissement notable dans les aires de dépôt. L'organisation des ensembles sédimentaires témoigne d'une nette tendance de comblement.

- Le cycle transgressif - régressif de l'Aalénien supérieur - Bathonien est marqué à sa base par le développement d'une nouvelle plate-forme carbonatée. Celle-ci n'atteint pas toutefois l'extension de celle présentée par la plate-forme carbonatée du Lias inférieur et moyen. A partir du Bajocien supérieur, le bassin entame un long processus de fermeture, en relation probable avec la création des premiers fonds océaniques dans l'Atlantique central. La disposition des bassins résiduels mis en place au cours de cette

période montre que la structuration, affectant essentiellement la bordure septentrionale du bassin, a été induite par un jeu sénestre selon les directions NE-SW.

L'incertitude quant à l'âge des dépôts du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur ne nous a pas permis de proposer une interprétation pour cette période. On sait toutefois que la portion étudiée du bassin a présenté toutes les caractéristiques d'une aire endoréique (Jurassique supérieur ?) avant de constituer, à partir d'une période plus ou moins élevée du Crétacé inférieur, un lieu de transit, ouvert sur l'Atlantique, pour des sédiments probablement érodés du Haut-Atlas lui même. Ce qui constitue la première preuve réelle de la mise en relief de ce bassin.

La démarche suivie a impliqué d'aborder des thèmes divers, souvent éloignés les uns des autres et étalés sur un large éventail chronologique. Cette approche conduit inévitablement à des résultats insuffisamment étayés. Elle permet toutefois d'aborder les questions qui demeurent posées en les plaçant dans un meilleur cadre historique. Le secteur étudié ne représente en effet qu'un des maints aspects particuliers au Haut-Atlas central. De nombreuses études de détail, menées par des équipes pluridisciplinaires, demeurent certainement nécessaires afin de replacer ce bassin dans un cadre dynamique plus élargie. Les travaux en cours, menés par divers collègues sur des thèmes spécifiques dans la même région et dans d'autres secteurs de ce vaste domaine, devraient permettre d'apporter, dans les toutes prochaines années, les solutions attendues aux multiples questions en suspens.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen G.P., Laurier D. et Thouvenin J. (1979)** - Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. *Notes et Mémoires*, 15, Compagnie Française des Pétroles, Paris.
- Amghar M. (1995)** - Tectonique et inversions géodynamiques post-rift dans le Haut-Atlas occidental: structures, instabilités tectoniques et magmatisme liés à l'ouverture de l'Atlantique central et la collision Afrique-Europe. *Thèse d'état*, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 253 p.
- Andreu B. (1989)** - Le Crétacé moyen de la transversale Agadir-Nador (Maroc) : précisions stratigraphiques et sédimentologiques. *Cretaceous Research*, 10, 49-80.
- Beaudoin B., Cojan I., Fries G. Et Pinoteau B. (1985)**: Lois de décompaction et approche des évolution du taux de sédimentation dans des forages pétrolier du Sud-Est de la France. *Doc. du B.R.G.M.*, n° 95-11, Programme " Géologie Profonde de la France 2", 11, 134-148.
- Beaudoin B., Cojan I., Fries G., Maillart J., Parize O., Pinoteau B., Pinault M. & Truyolt V. (1987)**- Mesure directe de la compaction dans les sédiments. *Genebass, Notes et Mémoires CFP*, n° 21, chp. 11, 235- 247.
- Benzaquen M. (1963)**- La bordure septentrionale de l'Atlas de Béni-Mellal. Contribution à l'étude géologique de la région d'El Ksiba. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, 22/170, 45- 70.
- Bosellini A. (1972)** - Paleocologia dei calcari a "Lithiotis" (Giurassico inferiore, Prealpi venete). *Riv. Ital. Paleont.*, 78/3, 441- 464.
- Bouchard, P.P. (1986)** - Un modèle de talus carbonaté d'origine récifale: exemple du cénoomanien de Cassis- Le Bedoule (Sud Est de la France), Stratigraphie- Sédimentologie-Diagenèse. *Thèse Doct. ès Sc. Nat.*, Univ. Provence (Aix- Marseille I). Tome I (Texte), 516p.
- Bouchouata A., Canerot J., Souhel A. Et Gharib A. (1993)**: Le rift atlasique sur la transversale de Beni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc): dynamique de blocs et diapirisme associé: l'exemple de la ride de Talmest-Tazoult. *14 th I.A.S. Reg. Meet. Sedimentology*, I.A.S., Marrakesh, Abstract, 78-79.
- Bouchouata A., Canerot J., Souhel A. Et Almeras Y. (1995)** - Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Jurassique dans la région de Talmest-Tazoult (Haut-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad Sci.*, Paris, 320/2a, 749-756.
- Bouma A.H. (1962)** - Sedimentology of some flysch deposits : A graphic approach to facies interpretation : Amsterdam, Elsevier, 168p.
- Bourcart J. (1942)** : Notice explicative de la Carte géologique d'exploration du territoire autonome du Tadla au 1:200000 . *Notes Mem. Serv. Geol. Maroc* n° 58 bis.
- Bourcart J., Lapparent A.F. De & Termier H. (1942)** : Un nouveau gisement de Dinosaures jurassiques au Maroc. *C. R. Acad. Sc.*, 214, 120 -122
- Brechbuhler Y.A. (1984)** , : Etude structurale et géologique du Haut-Atlas calcaire entre le Jbel Ayachi et Rich (Maroc). *Thèse Sci.*, Univ. Neuchâtel, 128p.
- Brede R. (1992)**- Structural aspects of the Middle and the High Atlas (Morocco)-phenomena and causalities. *Geologische Rundschau*, 81/1, 171- 184.
- Brede R., Hauptmann M. & Herbig H. G. (1992)** - Plate tectonics and intracratonic mountain ranges in Morocco - the Mesozoic-Cenozoic development of the Central High Atlas and Middle Atlas. *Geologische Rundschau*, 81/1,127-141.
- Burgess C.J. & Lee C.W. (1978)** - The development of a Lower Jurassic carbonate tidal flat, central High Atlas, Morocco. 1: sedimentary history *Journ. Sedim. Petr.*, 48/3, 777-794.
- Burollet P.F. & Busson G. (1983)** : Plate-forme saharienne et Mésogée au cours du Crétacé. *Notes et Mém. C.F.P.*, 18, 17 - 26.
- Burri P., Du dresnay, R. & Wagner, C.W. (1973)**- Tepee structures and associated diagenetic features in intertidal carbonate sands (Lower Jurassic, Morocco). *Sedimentary Geology*, 9, 221- 228.
- Canérot J., Peybernes P., Souhel A., Almeras Y. & Bouchouata A (1994)** - Stratigraphie séquentielle du Jurassique de la ride de Talmest-Tazoult (Haut-Atlas central, Maroc). *Strata*, Série 2/6, 81-82, Toulouse.
- Chafiki D. & Souhel A. (1993)**- Présence d'un "debris apron" dans le Lias moyen de la région de Béni Mellal (Haut-Atlas central, Maroc). *11ème Colloque des bassins sédimentaires marocains*, Rabat 28-31 octobre, livre des résumés, p24.
- Chafiki D. (1994)**- Dynamique sédimentaire à l'articulation plate-forme - bassin: exemple du Lias de la région de Béni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc). *Thèse 3° cycle*, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 185p.
- Chafiki D., Souhel A. & El Hariri K. (1993)**- Le Rift atlasique sur la transversale de Béni Mellal.: Dynamique sédimentaires à l'articulation plate forme- bassin: le Lias de la région de Béni Mellal (Maroc). *14th "IAS" Regional meeting of Sedimentology*, Marrakech, 27-29 April, Abstract, p. 92.

- Chafiki D., Souhel A., Taj Eddine K. & Labbassi K. (1994) - Décompaction et quantification de la subsidence tectonique: exemple du Lias de la région de Béni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc). *Journées géologiques du Maroc*, Résumé p. 23, Ministère de l'Energie et des Mines, Rabat (Note soumise).
- Chevremont P. (1975) : Les roches éruptives basiques des boutonnières de Tassent et Tasraft et leurs indices metallifères dans leur cadre géologique (Haut-Atlas central, Maroc) *Thèse Univ. Claude Bernard (Lyon I)* 209 p.
- Choubert G. & Faure-Muret A. (1960-62) - Evolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In Livre Mém. P. FALLOT. *Mém. h. serv. Soc. Géol. France.*, Paris, 1, 447-527.
- Cisne J.L. (1986) - Earthquakes recorded stratigraphically on carbonate plateforms: *Nature*, 323, 320-322.
- Courtinat B. & Jenny J. (1984) - Diadocypressacites Moghrebiensis N. gen., N. sp. un nouveau palyno-taxon dans le Bathonien du Haut-Atlas (Maroc). *Revue de Micropal.* 27/2, 88 - 97.
- Courtinat B. & Algouti A. (1985)- Caractérisation probable du Sinémurien près de Telouet (Haut-Atlas, Maroc). *Géobios*, 18/6, 857 - 864.
- Couvreur G. (1988) : Essai sur l'évolution morphologique du Haut-Atlas central calcaire (Maroc). *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc* n° 318.
- Crevello P. D. (1990)- Stratigraphic of Lower Jurassic carbonate plateforms, Record of rift tectonics and eustasy, central and eastern High Atlas, Morocco. *Ph. D. Thesis*, Colorado School of mines, Golden, Colo., 457 p.
- Deconinck J. F. & Strasser A. (1987)- Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian preen marls (Swiss and French Jura). *Ecl. Geol. Helv.* 80, 753-772.
- De Graciansky P. R., Dardeau G., Dumont T., Jacquin T., Marchand D., Mouterde R. Et Vail P. R. (1993): Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics: example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bull. Soc. géol. France*, 164/5, 709 - 718.
- De Graciansky P.C., Dardeau G., Dommergues J.L., Durllet C., Goggin V., Marchand D., Dumont T., Hesselbo S., Jacquin T., Meister C., Mouterde R., Rey J. & Vail P.R. (1996). - Biostratigraphic control on Early Jurassic depositional sequences and transgressive - regressive facies cycles in France. Comparisons with some UK sections. - *Mém. sp. SEPM* (sous presse).
- Demaison Y (1990) - La géotransverse Mercantour-Cevennes au Mésozoïque. Approche quantitative de la dynamique du bassin. -Thèse Doct. "Dynamique et Ressources des Bassins Sedimentaires", ENSMP - Univ. Lille. A paraître in ENSMP, *Mém. Sci. de la terre*, Paris.
- Dommergues J.L., Laurin B. & Meister C. (1996)- Evolution of ammonoid morphospace during the Early Jurassic radiation. *Paleobiology*, 22 (2), 215-236.
- Dresnay R. Du (1971)- Extention et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. Géol. France*, 71/XII, 46- 56.
- Dresnay R. Du (1972)- Sédiments carbonatés inter-cotidaux et supra-cotidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. *C.R.Acad. Sc. Paris*, 275/D, 341-344.
- Dresnay R. Du (1975)- Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassiques, dans le sillon marin du Haut-Atlas, Maroc. 9° *Congr. Inter. Sedimentologie*, Nice, publ. Sedim., thème 4, 103- 108.
- Dresnay R. Du (1976)- Les structures en "tipis" liées aux faciès intertidaux du Lias inférieur dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 282, D., 23, 2059- 2062.
- Dresnay R. Du (1977)- Le milieu récifal fossile du Jurassique inférieur (Lias) dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. 2d Symp. international sur les Coraux et récifs coralliens fossiles, Paris, 1975, *Mém. B.R.G.M.*, 89, 296- 312.
- Dresnay R. Du (1979)- Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Symp. "Sédimentation jurassique W européen", Paris, 1977, *Assoc. Sédim. française, Publ. spéc.* 1, 345- 365.
- Dubar G. (1942)- Etude paléontologique sur le Lias du Maroc. Brachiopodes: Térébratules et Zeilléries multiplissées. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 57, 104 p.
- Dubar G. (1952): Livret-guide de l'excursion A 34. Haut-Atlas central. 19è *Congr. géol. intern.*, Alger 1952, n° 4, 74p.
- Dubar G. (1960-1962)- Note sur la paléogéographie du Lias marocain (domaine atlasique). Livre à la mémoire de P. Fallot, *Soc. Géol. France*, 529- 544.
- Dubar G. & Mouterde R. (1978) - Les formations à Ammonites du Lias moyen dans le Haut-Atlas de Midelt et de Tadla. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 274, 119p.

- Dunham R.J. (1962)**- Classification of carbonate rocks. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, 1, 108- 121.
- Eddif A. (1993)** - Les marnes à paléosols du Lias moyen de l'Atlas de Béni Mellal: approche sédimentologique et pédologique. - *Mém. D.E.A.*, Université Mahamed V, Rabat, 43 p.
- El Behari F., Gharib A., Souhel A. & Taj Eddine K. (1996)** - Incidences du jeu de l'accident Nord-Atlasique sur l'évolution de la plate-forme carbonatée liasique d'Aït Bouguemmez (Haut-Atlas central, Maroc). *11ème Colloque des bassins sédimentaires marocains*, 19-22 mars, livre des résumés, 87-88.
- Elf Aquitaine (1977)** : Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. (1) Eléments d'analyse. *Elf Aquitaine, Centre de rech.* Boussens, Pau, 172p.
- Elf Aquitaine (1977)**- Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. (2) Elément d'interprétation. *Elf Aquitaine, Centre de rech.* Boussens, Pau, 231 p.
- El Hariri K., Dommergues J. L., Meister C., Souhel A. & Chafiki D. (1996)** - Les ammonites du Lias inférieur et moyen du Haut-Atlas de Béni-Mellal (Maroc): taxinomie et biostratigraphie à haute résolution. *Géobios*, n° 6, (sous presse).
- Elmi S. (1986)**- Corrélations biostratigraphiques et mégaséquentielles dans le Jurassique inférieur et moyen d'Oranie comparaisons avec les régions voisines. *Revue Fac. Sciences*, Marrakech, 183/2, 225-247.
- Fedan B. (1989)**- Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. *Trav. Inst. Sci.*, Rabat, Série Géol. Géogr. Phys., 18, 146 p.
- Fischer A. G. (1964)**- The lofer cyclothems of the apline triassic. *Bull. Geol. Surv. Kansas*, 169, 107-149.
- Fischer A. G. (1986)**- Climatic rhythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 351-376.
- Folk R.L. (1959)**- Pratical petrographic classification of limestone. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* Tulsa, 43/1, 1-38.
- Gao G. & Land L. S. (1991)**- Nodular chert from the Arbuckle group, Slick Hills, SW Oklahoma: a combined field, petrographic and isotopic study. *Sedimentology*, 38, 857-870.
- Gharib A., Souhel A., Canérot J. & Taj Eddine K. (1996)**- La ride d'Assemouk: nouvel exemple de structure diapirique liasique dans le Haut-Atlas central, (Maroc). *11ème Colloque des bassins sédimentaires marocains*, 19-22 mars, livre des résumés, 2 p.
- Giese P. & Jacobshagen V. (1992)**- Inversion Tectonics of intracontinental Ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, 81/1, 249-259.
- Ginsburg R. N. (1971)**- Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles (abstr.). *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 55, 340.
- Goldhammer R. K. & Elmore R. D. (1984)**- Paleosols capping regressive carbonate cycles in the Pennsylvanian Black Prince limestone, Arizona. *J. Sedim. Petrol.*, 54, 1124-1137.
- Goldhammer R. K., Dunn P. A. & Harie L. A. (1987)**- High frequency glacio- eustatic sea level oscillations with Milankavitch characteristics in Northern Italy. *Am. Jour. of Science*, 287, 853- 892.
- Goodwin P. W. & Anderson E. J. (1985)**- Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, 93, 515-533.
- Gradstein F. M., Agterberg F. P., Ogg J. G., Hardenbol J., Van Veen P., Thierry J et Huang Z. (1994)** - A Mesozoic time scale. *Journal of Geophy. Research*, 99/B12, 24.051 - 24.074.
- Gratier J. P. (1981)**- Caractère des déformations successives dans l'Atlas de Béni-Mellal (Haut-Atlas marocain). *Notes Mem. Ser. Géol. Maroc*, 308, 195- 212.
- Haddoumi A. (1988)**- Les couches rouges (Bathonien à Barrémien) du synclinal des Aït Attab (Haut-Atlas central, Maroc): étude stratigraphique et sédimentologique. *Thèse 3° cycle*, Univ. Nancy I, 133p.
- Hailwood E. A. & Mitchell J.G. (1971)** : Paléomagnétique and radiometric dating results from jurassic intrusions in south Morocco. *geophysical journal of the Royal astronomical. society*, 24, 351 - 364.
- Hardie L. A., Bossellini A. & Goldhammer R. K. (1986)**- Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, Northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 10000 year scale: *Paleoceanography*, 1, 447- 457.
- Harms J.C., Southard J.B. & Walker R.G. (1982)** : Structures and sequences in clastic rocks. *Lecture notes for short course n° 9 S.E.P.M.*, Tulsa, Oklahoma.
- Hottinger L. (1967)** - Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, n° 209, 168 p.
- Jacquin T., Garcia J.-P., Ponsot C., Thierry J. & Vail P. R. (1992)** - Séquences de dépôts et cycles régressif-transgressifs en domaine marin carbonaté :

- exemple du Dogger du Bassin de Paris. *C. r. Acad. Sci., Paris*, 315/ II, 353-362.
- James N. P. (1984)**- Shallowing-upward sequences in carbonates. In: *Facies models*. Ed. by R. G. Walker, *Geoscience Canada*, Reprint Ser. 1 (2nd Ed.). 213-228.
- 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 géol. Helv.* 76/1, 243 - 251.
- Jenny J. (1984)** : Dynamique de la phase tectonique synsédimentaire du Jurassique moyen dans le Haut Atlas central (Maroc). *Eclogae géol. Helv.* 77/1, 143 -152
- Jenny J. (1985)** : Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Azilal. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 339.
- Jenny J. (1988)** : Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Azilal (Haut-Atlas central). *notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 339 bis.
- Jenny J., Le Marrec A. & Monbaron M. (1981)** - Les Couches rouges du Jurassique Moyen du Haut-Atlas central (Maroc) : corrélations lithostratigraphiques, éléments de datations et cadre tectono-sédimentaire. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 23/6, 627-639.
- Jossen J.A. (1987)**. - La plate-forme carbonatée liasique du fond du Golfe haut-atlasique (Maroc): évolution paléogéographique. In: *112ème Congrès des Soc. Savantes*, Lyon, 11e Colloque Géol. africaine, 45-55.
- Jossen J. A. (1988)**- Carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille Zawiat Ahançal. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 355.
- Kenter J.A.M. and Campbell A.E. (1991)** - Sedimentation on a Lower jurassic carbonate platform flank: geometry, sediment fabric and related depositional structures (Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentary Geology*, 72, 1-34.
- Klitgord K. D. et Schouten H. (1986)** - Plate kinematics of the central Atlantic, in : P. R. Vogt et B. E. Tucholke, Eds., *The Geology of North America, M, The Western North Atlantic Region*. *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, 351-378.
- 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), 20/3, 329 - 337.
- Laville E. (1981)** - Rôle des décrochements dans le mécanisme de formations des bassins d'effondrement du Haut-Atlas marocain au cours des temps triassique et liasiques. *Bull. Soc. Géol. France*. (7), t, 23/3, 303-312.
- Laville E. (1985)** - Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : Modèle en relais multiples de décrochements. *Thèse d'état*, Montpellier. 166 p.
- 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, 213 - 227.
- Laville E. & Fedan (1989)** : Le système atlasique marocain au Jurassique: évolution structurale et cadre géodynamiques. *Sci. Géol. Strasbourg*, 84/2, 3-28.
- Laville E., Fedan B. & Piqué A. (1991)** : Déformation synshisteuse Jurassique, orogénèse cénozoïque : deux étapes de la structuration du Haut-Atlas (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*. 312/2, 1205-1211.
- Laville E. & Piqué A (1992)**- Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High Atlas (Morocco): a tectonique model. *Structural and Orogenic inversions. Geologische Rundschau*, 81, 1, pp. 157-170.
- Laville E., Zayane R., Honnorez J. et Piqué A. (1994)** - Le métamorphisme jurassique du Haut-Atlas central (Maroc); épisodes synshisteux et hydrothermaux. *C.R. Acad. Sci. Paris*. 318/II, 1349-1356.
- Laville E., Charroud A., Fedan B. et Charroud M. (1995)** - Inversion négative et rifting atlasique : l'exemple du bassin triassique de Kerrouchène (Maroc). *Bull. Soc. géol. France*. 166/4, 365-374.
- Lee C.W. (1983)** - Bivalve mounds and reefs of the Central High Atlas, Morocco. *Paleogeol., paleoclim, Paleoeco*, 43, 153-168.
- Le Marrec (1985)**- Carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille Demnat. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 338.
- Le Marrec A. & Jenny J. (1980)**- L'accident de Demnat, comportement synsédimentaire et tectonique d'un décrochement transversal du Haut-Atlas central (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 57/3, 421- 427.
- Lévêque P. (1952)**- les aménagements de l'Oued El Abid, in " Géologie appliquée aux grands travaux du Maroc". Fasc. 1, *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 98, 165 p.
- Lévêque P. (1961)**- Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de l'Atlas de Demnate (Maroc). *Thèse Sci. Paris*, inéd.
- Maillart J. (1991)** - Différentiation entre tectonique sédimentaire et compaction différentielle. -Thèse Doct. "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires",

- ENSMP - Univ. Lille, 1989, *Mém. Sci. de la terre* n° 12, 190 p., Paris.
- Marrakchi C. (1993)** - Dynamique et paléoenvironnement du bassin d'Essaouira-Agadir au passage Jurassique-Crétacé: approches quantitatives. Thèse Doct., ENSMP, *Mém. Sci. de la terre* n° 20, 161 p., Paris.
- Mattauer M., Tapponnier P. & Proust F. (1977)**- Sur le mécanisme de formation des chaînes intracontinentales, l'exemple des chaînes atlasiques, Maroc. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 19/3, 521- 527.
- Medina F. (1994)** - Evolution structurale du Haut-Atlas occidental et des régions voisines du Trias à l'actuel, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique central et de la collision Afrique-Europe. *Thèse d'état*, Université Mohammed V, Rabat, 260p.
- Meischner K. D. (1964)**- Allodopische kalke, turbidite in Riff-nahen sedimentations-Becken. Turbidites, in dev. in sediment, *Elsevier*, 3, 156-191.
- Meister C. (1992)**.- La diversité chez les céphalopodes. *Revue de Paléobiologie*. 11/2, 521-531.
- Michard A. (1976)** - Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. serv. géol. Maroc*. 252, 408 p.
- Middleton G. V. & Hampton M. A. (1976)**- Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flow- In. Stanley D. J. & Swift D. J. P. edit., "Marine sediment Transport and Environmental Management", New- York, Wiley, 197-218.
- Milhi A. (1992)**- Les faciès du Lias de la région du Todra (Tinghir, versant sud du Haut-Atlas central, Maroc). *Geologische Rundschau*, 81/1, 63-68.
- Monbaron M. (1981)** : Sédimentation, tectonique synsédimentaire et magmatisme basique: l'évolution paléogéographique et structurale de l'Atlas de Béni-Mellal (Maroc) au cours du Mésozoïque; ses incidences sur la tectonique tertiaire. *Eclogae Géol. helv.* 74/3, 625 - 638.
- Monbaron M. (1982)** : Un relief anté-Bathonien enfoui sur la rive du Jbel Abbadine (Haut-Atlas central, Maroc); conséquences pour la chronologie de l'orogénèse atlasique *Bull. Ver. Schweiz. petroleum-Geol.*, 48/114, 9 - 25.
- Monbaron M. (1985)** - Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille Béni Mellal. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, n° 341.
- Monbaron M. & Just E. (1980)** - Les roches magmatiques basiques de la région de Tagleft (Haut-Atlas central) : Relations spatiales et génétiques. *Mines Géol. et Energie*, Rabat, 48, 45 - 50.
- Monbaron M. & Taquet P. (1981)** : Découverte d'un squelette complet d'un grand Cetiosaure (Dinosaure Sauropode) dans le bassin jurassique moyen de Tilougguit (Haut-Atlas central, Maroc) *C.R. Acad. Sci. Paris*, 2/292, 243-246.
- Naciri T., Boudchiche L. & Ouahhabi B. (1996)**- Evolution tectono-sédimentaire des Beni-Snassen (Maroc oriental) au cours du Lias-Dogger. *11^{ème} Colloque des bassins sédimentaires marocains*, 19-22 mars, livre des résumés, 152-153.
- Olivet J. L., Bonnin J., Benzart P. & Auzende J. M. (1984)**- Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapports scientifiques et techniques* n° 54, *CNEXO éd.*, 108 p.
- Ovtracht A. (1980)**- Tectonique salifère de l'Atlas (Maroc). *26^{ème} Congr. Géol. Intern.*, Paris, Résumés, 1, 370.
- Purser B.H. (1980)**- Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récentes. Publ. Inst. français de pétrole, *Ed. Technip*, 366 p.
- Rahhali I. (1979)** : Le Cénoamien bitumineux du bassin cotier de Tarafaya et du haut Atlas. *Mines Geol. et Energie*, Rabat, 46, 63-69.
- Rahimi A., Bougadir B., Saidi A., Reuber I. & Karson J. A. (1991)**- Mécanisme de mise en place d'intrusion alcaline en niveau structural peu profond retracé par les structures d'écoulement magmatique: exemple du Haut-Atlas central (Maroc). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 313/2, 571-577.
- Read J. F. & Goldhammer R. K. (1988)**- Use of Fischer plots to define third order sea-level curves in Ordovician peritidal cyclic carbonates, Appalachians. *Geology*, 16, 895-899.
- 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 3^{ème} cycle*, Univ. Digion.
- Rey J. Canérot J. Peybernes B. Taj-Eddine K. & Thieuloy J.P. (1987)**- Lithostratigraphy, biostratigraphy and sedimentary dynamic of the lower Cretaceous deposits an the Northern side of the Western High Atlas (Morocco). *Cretaceous reseach*, 9, 141 - 158.
- Riba O. (1976)** : Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Bull. B.R.G.M.* (2^{ème} ser.), 1/4, 383-401.
- Roch E. (1939)** - Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*. n°51.
- Rolley J.P. (1973 a)** - Sur quelques paléoreliefs récifaux du Lias de l'Atlas de

- Béni-Mellal (Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, 34/254, 113-120.
- Rolley J.P (1973 b)**- Etude géologique de l'Atlas d'Afourer, Haut-Atlas central, Maroc. *Thèse 3^{ème} cycle, doct. spéc.* Grenoble, 180 p.
- Rolley J.P (1978)**- Carte géologique du Maroc au 1/100.000 Feuille Afourer. Notice explicative. *Notes Mem. Serv. Géol. Maroc*, 247 et 247 bis.
- Rosso P. & Russo L. (1927)**- Observations géologiques sur la région d'Azilal et le Haouz de Marrakech. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 14, 161-163.
- Sadki D. (1992a)** : Les variations de faciès et les discontinuités de sédimentation dans le Lias-Dogger du Haut-Atlas (Maroc): Chronologie, caractérisation, correlations. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 163/2, 179-186.
- Sadki D. (1992b)**- Le Haut-Atlas central (Maroc); Stratigraphie et Paléontologie du Lias supérieur et du Dogger inférieur; Dynamique du bassin et des peuplements. *Thèse d'Etat*, Marrakech, 312 p.
- Saint-Marc P. & Rahhali I. (1982)** - Sur la présence de genre Spirocyline (Foraminifère) dans le Cénomain Supérieur du Maroc. *Revue de micropal.* 25/2, P 133 - 140
- Salvan H. M. (1984)** - Les formations évaporitiques du Tris marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléo-climatologiques. Quelques réflexions. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, Paris, 23/3, 187 - 203.
- Schear J.P. (1987)** : Evolution and structure of the High atlas of Morocco. in J.P. Schaer et J. Rodjers (édit): *The Anatomy of Mountain Ranges*. Princeton University, 107-127.
- Septfontaine M. (1984)**- Biozonation (à l'aide de foraminifères imperforés) de la plate-forme interne carbonatée liasique du Haut-Atlas (Maroc). *Rev. Micropal.*, 27/3, 209-229.
- Septfontaine M. (1986)**- Milieux de dépôt et Foraminifères (Lituolidés) de la plate carbonatée du Lias moyen au Maroc. *Rev. Micropal.*, vol. 28, n°4, pp. 255- 289.
- Seufert G. (1988)** : Jurassic sediments and synsedimentary tectonics in the Central High Atlas, Morocco. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), 4/3, p. 375-390.
- Shinn E. A. (1983)**- Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: A reevaluation. *J. Sedim. Petrol.*, 53, 619-628.
- Shinn E. A., Robbin D. M. & Streinen R. P. (1980)**- Experimental compaction of lime sediment: Book of abstracts. *Am. Assoc. Petroleum Geologist - Soc. Econ. Paleontologists mineralogist annual Mtg.*, Denver, pp. 120.
- Sougy J. (1988)** - Les connexions de l'Ouest-Africain avec les autres masses continentales, de l'Archéen au Mésozoïque. Synthèse des apports d'une Penrose Conférence. *Journal of African Earth Sciences*, 7/2, 315-323.
- Souhel A. (1987)** - Dynamique sédimentaire des couches rouges intercalaires (Bathonien-Cénomanién) dans l'Atlas de Béni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, *Strata* 2/8, 173 p.
- Souhel A., Canérot J. & Andreu B. (1986)**: Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Jurassique moyen-supérieur et le Crétacé inférieur-moyen du synclinal d'Ait Attab (Haut-Atlas central, Maroc). *Revue Fac. Sciences*, Marrakech, 183/2, 463-477.
- Souhel A. & Canérot J. (1989)**: Polarités sédimentaires téthysienne puis atlantique: l'exemple des couches rouges jurassico-crétacées du Haut-Atlas central (Maroc). *Sci. Géol. Strasbourg*, 84/2, 168 - 174.
- Souhel A., Gharib A., Bouchouata A & Canérot J. (1993)**- Jurassic rift deposits in central High Atlas: platform to the basin environments and sequence stratigraphy. *4th "IAS" Regional meeting of Sedimentology*, Marrakech, 27-29 April, Fieldtrip Guidebook. 55- 75.
- Souhel A. & Cojan I. (1995)**: Cyclicité dans les carbonates de plate-forme du Lias moyen du Haut-Atlas de Béni-Mellal (Maroc). *16th I.A.S. Reg. Meet. Sedimentology*, I.A.S., Aix Les Bains, Abstract, p. 137.
- Souhel A., Beaudoin B., Canérot J. & Pinault M. (1995)**: Analyse quantitative de la subsidence durant le Jurassique inférieur dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal (Maroc). *16th I.A.S. Reg. Meet. Sedimentology*, I.A.S., Aix Les Bains, Abstract, p. 136.
- Souhel A., Canérot J. A. Gharib (1996a)**: Tectonique de décrochement et diapirisme pliensbachien le long de l'accident Nord-Atlantique. Conséquences sur l'évolution géodynamique et structurale ultérieure du Haut-Atlas central (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, (note soumise).
- Souhel A., El Hariri K., Chafiki D., Canérot J. Et Dommergues J. L. (1996b)**: Stratigraphie séquentielle et évolution géodynamique du Lias (Sinémurien terminal - Toarcien moyen) de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut-Atlas central, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France* (note soumise).
- Strasser A. (1986)** : Ooids in Purbeck limestones (lowermost cretaceous) of the swiss and french Jura. *sedimentology*, 33/5, 711 - 727.

- Strasser A. (1988)**- Shallowing-upward sequences in Purbekian peritidal carbonates (Lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35, 369-383.
- Strasser A. & Davaud E. (1983)**- Black pebbles of the Perbuckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Ecl. Geol. Helv.* 76, 551-580.
- Studer M. (1980)** : Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut-Atlas central, Maroc). *Thèse Sci.* Univ. Neuchâtel, 95p. (inédit) et *Notes et Mém. serv. géol. Maroc*, 38/268, 205-208.
- Subra A. (1970)** : Contribution l'étude métallogénique du Cuivre, étude d'un gisement filonien (Padern) et d'un gisement stratiforme (Tansrift). *Thèse 3ème cycle*, 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 Béni-Mellal (Maroc). *Notes Serv. Géol. Maroc*, 38/268, 205-208.
- Subra A. (1980)** : Emersions anté-crétacées et minéralisations dans l'Atlas de Béni-Mellal. Le gisement de Tabaroucht, un remplissage paléokarstique cuprifère. *Mines. géol. et Energie* Rabat, 47, 43-70.
- Vail P.R., Colin.P., DU Chene R.J., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifillief V. (1987)**-la stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 3/7, 1301 - 1321.
- Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P.N. And Perez-Cruz C. (1991)**: Cycles and events in stratigraphy. *Springer Verlag*, Berlin, 617 - 665.
- Verset Y. (1988)**- Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/100000, feuille de Quasba-Tadla. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, n° 340 bis, 131p.
- Warne J.E. (1988)** : Jurassic carbonate facies of the central and eastern High Atlas rift, Morocco - In Jacobshagen V. edit, The Atlas system of Morocco. Studies on its geodynamic evolution in post-paleozoic times. *lecture Notes Earth Sci.*, 15, 169-199.
- Westphal M., Montigny R., Thuizat R., Bardon C., Bossert A., Hamzeh R. & Rolley J.P. (1979)** : Paléomagnétisme et datation du volcanisme triasique et crétacé du Maroc. *Canad. J. Earth. Sci.*; 16, 2150-2164.
- X.X. (1956)** - Carte géologique du Maroc: feuille de Rabat au 1:500000ème. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 70, Feuille n° 3.
- Ziegler P. A. (1988)** - Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys, in A. A. P. G., 83/1, 198 p.

LISTE DES FIGURES & TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Situation et grandes lignes structurales du secteur étudié.....	4
Fig. 2 - Cartes géologiques simplifiées de l'Atlas de Béni-Mellal.....	7
Fig. 3 - Carte géologique simplifiée de la ride de Talmest-Tazolt et de ses bassins latéraux (adaptée de Bouchouata <i>et al.</i> , 1995).....	8
Fig. 4 - Ages radiométriques des roches magmatiques mésozoïques dans le domaine atlasique.....	13
Fig. 5 - Localisation des affleurements étudiés du Lias inférieur.....	23
Fig. 6 - Coupe du Lias inférieur de la région de Timoulilt.....	28
Fig. 7 - Coupe du Lias inférieur de la région d'Amalou Ighzifène.....	30
Fig. 8 a - Coupe des unités 1, 2, 3 & 4 du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.....	33
Fig. 8 b - Coupe des unités 5, 6 & 7 du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.....	34
Fig. 8 c - Coupe des unités 8, 9, 10 & 11 du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.....	35
Fig. 8 d - Coupe de l'unité 12 du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.....	36
Fig. 9 - Évolution des milieux de dépôt dans la coupe du Lias inférieur de la région de Jbel Abbadine.....	37
Fig. 10 - Coupe du Lias inférieur de la région de Tamadout.....	39
Fig. 11 - Schéma de corrélation des dépôts du Lias inférieur du Haut-Atlas de Béni-Mellal.....	42
Fig. 12 - Esquisse paléogéographique du Lias inférieur (Hettangien? à Sinémurien inférieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.....	44
Fig. 13 - Esquisse paléogéographique du Lias inférieur (Sinémurien supérieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.....	45
Fig. 14 - Géométrie et mécanisme de mise en place des différents types d'accumulations de mégalodontes (d'après Bosellini, 1972).....	48
Fig. 15 - Géométrie des accumulations de mégalodontes dans les chenaux de marée dans le Lias moyen du Col de Ghnim.....	50
Fig. 16 - Aspect à l'affleurement des faciès à "beach rock" et à brèches de laminites.....	55
Fig. 17 - Localisation des coupes étudiées du Lias moyen dans le domaine de plate-forme.....	56
Fig. 18 - Coupe synthétique du Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	57
Fig. 19 - Coupe des membres 1 et 2 du Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	58
Fig. 20 - Premier exemple de séquence élémentaire régressive dans le Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	59
Fig. 21 - Caractéristiques sédimentologiques des marnes rouges d'Adoumaz (adapté de Eddif, 1990).....	61
Fig. 22 a - Coupe de la partie inférieure de membre 4 du Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	62
Fig. 22 b - Coupe de la partie supérieure de membre 4 du Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	63
Fig. 23 - Deuxième exemple de séquence élémentaire régressive dans le Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	64
Fig. 24 - Exemple de séquence élémentaire cyclique dans le Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	65
Fig. 25 - Coupe des membre 5 du Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	66
Fig. 26 a - Coupe de la partie inférieure de membre 6 du Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	67
Fig. 26 b - Coupe de la partie supérieure de membre 6 du Lias moyen du Col d'Adoumaz.....	68
Fig. 27 - Coupe de la première unité structurale du Lias moyen du Col de Ghnim.....	70
Fig. 28 - Coupe de la deuxième unité structurale du Lias moyen du Col de Ghnim.....	71
Fig. 29 - Coupe de la troisième unité structurale du Lias moyen du Col de Ghnim.....	72
Fig. 30 - Exemple de séquence élémentaire de chenal de marée dans le Lias moyen du Col de Ghnim.....	73
Fig. 31 a - Distribution verticale des foraminifères benthiques dans la coupe du Lias moyen d'Amalou Ighzifène.....	74
Fig. 31 b - Caractéristiques sédimentologiques du Lias moyen d'Amalou Ighzifène (d'après Chafiki, 1994).....	75
Fig. 32 - Tableau de biozonation du Lias moyen du domaine atlasique à l'aide des foraminifères benthiques (d'après Septfontaine, 1984 et 1986).....	77
Fig. 33 - Modèle de dépôt de la plate-forme carbonatée du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal.....	79
Fig. 34 - Zonation des faciès dans la plate-forme carbonatée du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal; schéma de corrélation des coupes du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal.....	80
Fig. 35 - modèle d'organisation verticale et interprétation en termes de variations relatives du niveau de la mer des faciès carbonatés de la plate-forme du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal.....	81
Fig. 36 - Composition minéralogique des principaux faciès du domaine de plate-forme carbonatée du Lias moyen de l'Atlas de Béni-Mellal.....	82
Fig. 37 - Échelle des temps absolus pour la période liasique (adaptée de Gradstein <i>et al.</i> , 1994).....	83
Fig. 38 - Principe du diagramme de Fischer.....	84
Fig. 39 - Relation entre stratonomie (diagramme de Fischer), environnements sédimentaires et type de séquence élémentaire dans le Lias moyen de la coupe d'Adoumaz.....	85
Fig. 40 - Localisation des coupes étudiées du Lias moyen dans le domaine de sillon.....	86

Fig. 41 - Caractéristiques sédimentologiques de la coupe du Lias moyen de Jbel Taguendouft.....	87
Fig. 42 - Distribution biostratigraphique des ammonites et interprétation biochronologique pour la coupe du Lias moyen de Jbel Taguendouft (adapté d'El Hariri <i>et al.</i> , 1996).....	88
Fig. 43 - Failles normales synsédimentaires dans le Lias moyen du flanc sud de l'anticlinal de Jbel Abbadine.....	89
Fig. 44 - Coupe synthétique du Lias moyen de Taquat N'Agrd.....	90
Fig. 45 - Caractéristiques et interprétation de la mise en place des blocs glissés dans la coupe du Lias moyen de Taquat N'Agrd.....	92
Fig. 46 - Coupe synthétique du Lias moyen de Toughza.....	93
Fig. 47 - Le Carixien de la coupe de Tamadout.....	95
Fig. 48 - Le Domérien de la coupe de Tamadout.....	96
Fig. 49 - Limite d'extension du membre inférieur de la formation de Tamadout et coupe de Tissoudar (d'après Chafiki, 1994).....	97
Fig. 50 - Coupe synthétique du flanc nord de Jbel Tamiist.....	98
Fig. 51 - Modèle de dépôt de la formation de Tamadout (adapté de Chafiki et Souhel, 1993).....	100
Fig. 52 - Synthèse des coupes du Lias moyen de l'Atlas d'Afourer (d'après Rolley, 1973b).....	101
Fig. 53 - Synthèse des coupes du Lias moyen de l'Atlas d'Azilal (d'après Jenny, 1988).....	101
Fig. 54 - Localisation des coupes étudiées du Lias moyen dans l'Atlas de Zawiat Ahançal.....	102
Fig. 55 - Coupe synthétique de la série jurassique du bassin d'Amezraï (adaptée de Bouchouata <i>et al.</i> , 1995).....	103
Fig. 56 - Synthèse des coupes du Lias inférieur et moyen du bassin d'Aït Bouguemmez (adaptée d'El Bchari <i>et al.</i> , 1996).....	104
Fig. 57 - colonne synthétique des ensembles sédimentaires du Lias de la région d'Assemsouk.....	105
Fig. 58 - Carte paléogéographique montrant la répartition des principaux faciès du Lias moyen le long de l'accident Nord Atlasique, dans le secteur des rides d'Assemsouk et Taghia.....	106
Fig. 59 - coupe structurale de la ride d'Assemsouk.....	107
Fig. 60 - esquisse paléogéographique du Pliensbachien (Carixien inférieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.....	108
Fig. 61 - esquisse paléogéographique du Pliensbachien (Carixien supérieur à Domérien inférieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.....	109
Fig. 62 - esquisse paléogéographique du Pliensbachien (Domérien supérieur) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.....	110
Fig. 63 - Synthèse des coupes du Toarcien inférieur (membre supérieur de la formation de Tamadout) dans l'Atlas de Béni-Mellal.....	112
Fig. 64 - Distribution des foraminifères et environnement de dépôt du membre supérieur de la formation de Tamadout dans la coupe de Taquat N'Agrd.....	115
Fig. 65 - Synthèse des coupes du Toarcien moyen - Aalénien (formation d'Azilal) dans l'Atlas de Béni-Mellal.....	117
Fig. 66 - Exemple de séquences positives dans la formation d'Azilal de la coupe de Ghnim.....	118
Fig. 67 - Géométrie des ensembles sédimentaires jurassiques dans la bordure Ouest du bassin de Tamadout (adapté de Souhel <i>et al.</i> , 1993).....	118
Fig. 68 - Localisation des coupes du Lias supérieur dans l'Atlas de Zawiat Ahançal.....	120
Fig. 69 - Le lias supérieur de la ride de Talmest-Tazolt (adapté de Bouchouata, 1994).....	120
Fig. 70 - Synthèse des coupes du Lias supérieur du bassin d'Aït Bouguemmez (adaptée d'El Bchari <i>et al.</i> , 1996).....	121
Fig. 71 - Esquisse paléogéographique du Lias supérieur (Toarcien moyen à Aalénien) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.....	122
Fig. 72 - Carte de localisation des coupes du Dogger carbonaté dans le secteur de Ghnim.....	124
Fig. 73 - Coupe synthétique du Dogger dans le secteur de Ghnim.....	125
Fig. 74 - Esquisse des isopaches du Dogger carbonaté dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal (modifié d'après Monbaron, 1981).....	130
Fig. 75 - Synthèse des coupes de la formation de Tilougguit (Bajocien supérieur à Bathonien inférieur) dans l'Atlas de Béni-Mellal.....	132
Fig. 76 - Caractéristiques sédimentologiques du membre supérieur de la formation de Tilougguit (Bathonien inférieur) dans le secteur de Bin El Ouidane.....	136
Fig. 77 - Schéma de corrélation entre le Dogger carbonaté de l'Atlas de Béni-Mellal et de l'Atlas de Demnat.....	139
Fig. 78 - Esquisse paléogéographique du Dogger (Aalénien moyen à Bajocien moyen) de la bordure occidentale du Haut-Atlas central.....	140
Fig. 79 - Principaux bassins des couches rouges jurassico-crétacées et localisation des coupes étudiées dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.....	142
Fig. 80 - Modèle de dépôt et principaux faciès des couches rouges jurassico-crétacées.....	143
Fig. 81 - Coupe partielle de la formation de Guettoua dans la bordure nord du synclinal de	

Ouaouizaght.....	146
Fig. 82 - Organisation latérale supposée des divers lithofaciès associés aux argiles de "playa" de la formation d'Iouaridène.....	149
Fig. 83 - Évolution séquentielle de la formation de Jbel Sidal dans les coupes d'Aït Attab et de Ouaouizaght.....	153
Fig. 84 - Esquisse paléogéographique du domaine atlasique marocain au cours du Jurassique moyen à supérieur (adapté de Choubert et Faure-Muret, 1960-62).....	156
Fig. 85 - Schéma de corrélation des couches rouges jurassico-crétacées dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.....	157
Fig. 86 - Modèle de dépôt et principaux faciès des carbonates et terrigènes du Crétacé inférieur (Aptien à Cénomanién).....	160
Fig. 87 - Principaux affleurements des carbonates et terrigènes du Crétacé inférieur (Aptien à Cénomanién) et localisation des coupes étudiées dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.....	161
Fig. 88 - Synthèse des coupes de la formation d'Aït Tafelt (Aptien) dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.....	163
Fig. 89 - Évolution des milieux de dépôt de la formation d'Aït Tafelt dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.....	165
Fig. 90 - Coupe synthétique de la formation de Ouaouizaght (Albien - Cénomanién) dans l'Atlas de Béni-Mellal et d'Afourer.....	167
Fig. 91 - Esquisse paléogéographique du domaine atlasique marocain au cours du Crétacé inférieur (adapté de Choubert et Faure-Muret, 1960-62).....	169
Fig. 92 - Dépocentres et principaux accidents synsédimentaires jurassiques dans le Haut-Atlas sur la transversale de Béni-Mellal.....	172
Fig. 93 - Chronologie de fonctionnement des principaux accidents synsédimentaires jurassiques dans le Haut-Atlas sur la transversale de Béni-Mellal.....	173
Fig. 94 - Modèle géologique théorique de la stratigraphie séquentielle et séquences théoriques de dépôt en faciès siliciclastiques (d'après Vail <i>et al.</i> , 1991).....	180
Fig. 95 - Le découpage séquentiel adopté.....	181
Fig. 96 - Les séquences de dépôt du Lias inférieur.....	182
Fig. 97 - Les séquences de dépôt du Sinémurien supérieur et du Carixien.....	183
Fig. 98 - Schéma de corrélation entre les diagrammes de Fischer des coupes du Lias moyen d'Adoumaz et de Ghnim.....	184
Fig. 99 - Les séquences de dépôt du Domérien et du Toarcien inférieur.....	186
Fig. 100 - Interprétation séquentielle de la seconde unité (Domérien supérieur) de la coupe de Taquat N'Agard.....	187
Fig. 101 - Les séquences de dépôt du Toarcien moyen - Aalénien.....	189
Fig. 102 - Les séquences de dépôt de l'Aalénien supérieur - Bajocien inférieur.....	191
Fig. 103 - Les séquences de dépôt du Bajocien supérieur - Bathonien inférieur.....	193
Fig. 104 - Schéma de comparaison entre le découpage adopté pour le Haut-Atlas et celui proposé pour les bassins français par De Graciansky <i>et al.</i> (1996).....	195
Fig. 105a - Courbe de subsidence totale du bassin de Tamadout (adaptée de Chafiki <i>et al.</i> , 1994).....	196
Fig. 105b - Évolution de la colonne sédimentaire de la plate-forme de Foum El Anceur et du bassin de Tamadout, depuis le Lias basal jusqu'à l'actuel (adaptée de Chafiki <i>et al.</i> , 1994).....	197
Fig. 106 - Localisation des coupes utilisées dans la décompaction et le calcul de la subsidence.....	198
Fig. 107 - Codes des faciès et porosités initiale (Po) et finale (P) adoptées dans la procédure de décompaction.....	199
Fig. 108 - Synthèse des données (découpage en séquences de dépôt, échelle chronostratigraphique, bathymétrie et épaisseur du recouvrement) utilisées pour la décompaction et le calcul de la subsidence.....	201
Fig. 109 - Taux de sédimentation (en m / m.a.) obtenus pour chacune des séquences de dépôt et leur évolution à l'échelle du secteur étudié.....	202
Fig. 110 - Réponse isostatique à une colonne sédimentaire (d'après Desmaison, 1990).....	203
Fig. 111a - Taux de subsidence tectonique calculée (Yca en m / m.a.) obtenus pour chacune des séquences de dépôt et leur évolution à l'échelle du secteur étudié.....	206
Fig. 111b - Taux de subsidence tectonique corrigée (Yco en m / m.a.) obtenus pour chacune des séquences de dépôt et leur évolution à l'échelle du secteur étudié.....	207
Fig. 112 - Corrélation entre taux de sédimentation / taux de subsidence pour les séquences carbonatées du Lias moyen.....	209
Fig. 113 - Corrélation entre taux de sédimentation / taux de subsidence pour les séquences terrigènes du Lias supérieur.....	210
Fig. 114 - Valeurs des pentes des droites de corrélation entre taux de sédimentation / taux de subsidence.....	211
Fig. 115 - Les cycles de second ordre jurassiques du Haut-Atlas de Béni-Mellal.....	213
Fig. 116 - Relation entre l'organisation séquentielle de second ordre et les principales coupures lithologiques dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal.....	214

Fig. 117 - Relations entre le découpage séquentiel du Lias et l'évolution des faunes d'ammonites (domaine de sillon) et de foraminifères (domaine de plate-forme) dans le Haut-Atlas de Béni-Mellal.....	215
Fig. 118 - Étapes de l'évolution du Haut-Atlas central sur la transversale de Béni-Mellal.....	218
Fig. 119 - Modèle d'évolution des chaînes atlasiques par cisaillement simple (d'après Giese & Jacobshagen, 1992).....	220
Fig. 120 - Interprétation du jeu de l'accident Nord-Atlasique dans la région de Zawiat Ahançal au cours du Domérien supérieur.....	221
Fig. 121 - Modèle de l'évolution du domaine atlasique marocain au cours du Lias (d'après Brede <i>et al.</i> , 1992).....	222
Fig. 122 - Interprétation de la mise en place de la ride de Talmest-Tazolt au cours du Lias supérieur.....	224
Fig. 123 - Interprétation de la mise en place de la ride de Jbel Abbadine au cours du Dogger.....	227
Fig. 124 - Coupe synthétique de la série des couches rouges jurassico-crétacées de l'Atlas de Béni-Mellal: principales étapes de l'évolution géodynamique (d'après Souhel & Canérot, 1989).....	228
Fig. 125 - Interprétation et modèle de dépôt des terrigènes et carbonates du Crétacé inférieur dans l'Atlas de Béni-Mellal (d'après Souhel & Canérot, 1989).....	229
 Tableau I - Découpage adopté: formations sédimentaires et attributions stratigraphiques.....	10
Tableau II - Échelle des horizons biostratigraphiques et succession des ammonites pour le Haut-Atlas de Béni-Mellal (d'après El Hariri <i>et al.</i> , 1996).....	15
Tableau III - Proposition de corrélation de l'échelle des horizons d'ammonites de l'Atlas de Béni-Mellal avec l'échelle standard NW européenne et le cadre biochronologique admis pour l'Espagne méridionale (d'après El Hariri <i>et al.</i> , 1996).....	16
Tableau IV - Distribution verticale des brachiopodes rencontrés dans le Haut-Atlas sur la transversale de Béni-Mellal (complété d'après Canérot <i>et al.</i> , 1994).....	17
Tableau V - Distribution verticale des foraminifères rencontrés dans le Haut Atlas sur la transversale de Béni-Mellal (complété d'après Canérot <i>et al.</i> , 1994).....	18

**PLANCHES
PHOTOGRAPHIQUES**

PLANCHE I

1) Brèche monogénique dans les dolomies de la formation de Tighanimine (Lias basal, flanc nord de la ride d'Aït Boulmane). *Référence dans le texte: 1. 1. 2., p. 24*

2) Slumps dans les dolomies de la formation de Tighanimine (Lias basal, flanc nord de la ride d'Aït Boulmane).
Référence dans le texte: 1. 1. 2., p. 24

3) Microfaciès des calcaires à "tipis" de la formation de Jbel Rat (Sinémurien supérieur de la région de Timoulilt).

- a - micrites sombres riches en laminations d'origine algale;
- b - passée fine à ciment de calcite drusique;
- c - micrite à microsparite bioclastique, avec parfois un assemblage de particules en granoclassement inverse. C'est au sein de ce faciès qu'apparaissent les pisolithes vadoses à contour sub-sphérique dont le diamètre oscille entre 0.5 à 1.5 cm;
- d - calcite palissadique à cristaux allongés évoquant parfois un remplissage de pseudomorphoses d'évaporites. il s'agit des niveaux qui dessinent à l'affleurement les dômes en "tipis".

Référence dans le texte: 2. 1. 1. 1., p. 27

4) Structure en "tipis" dans la formation de Jbel Rat (Sinémurien supérieur de la région de Timoulilt).

Référence dans le texte: 2. 1. 1. 1., p. 27

5) Calcaire laminé à litage de rides dans le membre inférieur de la formation de Jbel Taguendouft (Sinémurien inférieur de la coupe de Jbel Abbadine).

Référence dans le texte: fig. 8a, p. 33

PLANCHE I

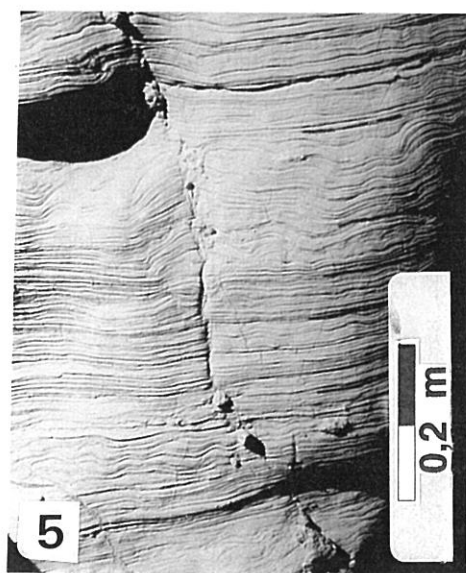
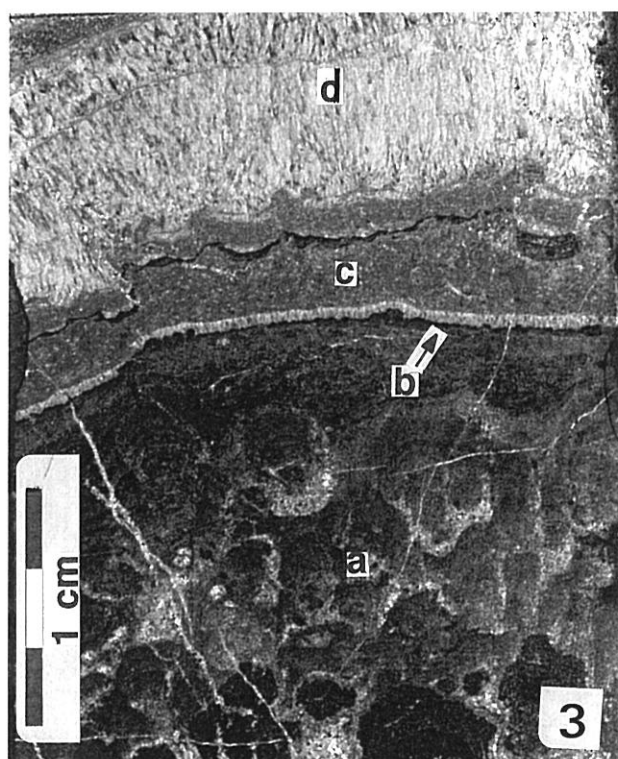


PLANCHE II

1) Vue panoramique sur le Lias inférieur moyen massif de la région de Foum El Anœur.

Référence dans le texte: 2. 1. 2., p. 29

2) La discontinuité D9 dans le Lias de la coupe de Jbel Abbadine. Noter la richesse en terriers et la dolomitisation donnant à la roche un aspect blanchâtre.

Référence dans le texte: p. 36

3) Le sommet de la coupe du Lias inférieur dans le secteur de Tamadout. Les flèches indiquent la base des chenaux lenticulaires formés de matériel bioclastique.

Référence dans le texte: 2. 1. 4. 1., p. 39

4) Faciès à "cailloux noirs" (faciès 6) dans le Lias moyen de la coupe du col de Ghnim. La pointe du crayon donne l'échelle.

Référence dans le texte: p. 53

5) Succession de faciès fin bioturbé (faciès 2) et de faciès à laminites alguaires (faciès 5.1) dans le Lias moyen de la coupe du col de Ghnim.

6) Séquence élémentaire dans le Lias moyen de la coupe du col de Ghnim:

a - faciès fin à foraminifères (faciès 1);

b - faciès à laminites mécaniques (faciès 5.2). Son sommet est bréchifié (c);

d - marnes rouges (faciès 7).

Référence dans le texte: fig. 20, p. 59

PLANCHE II

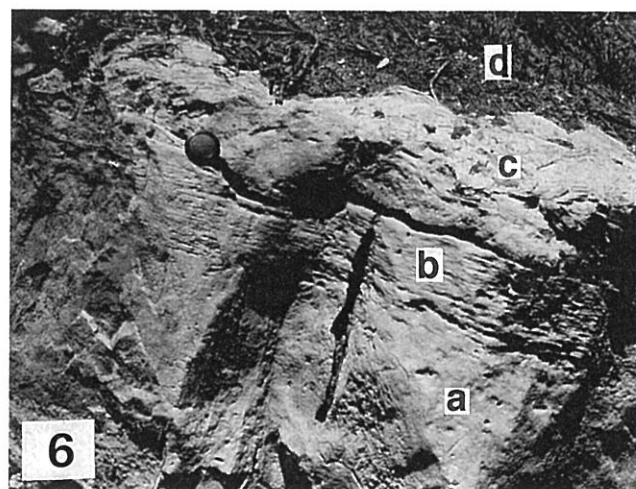
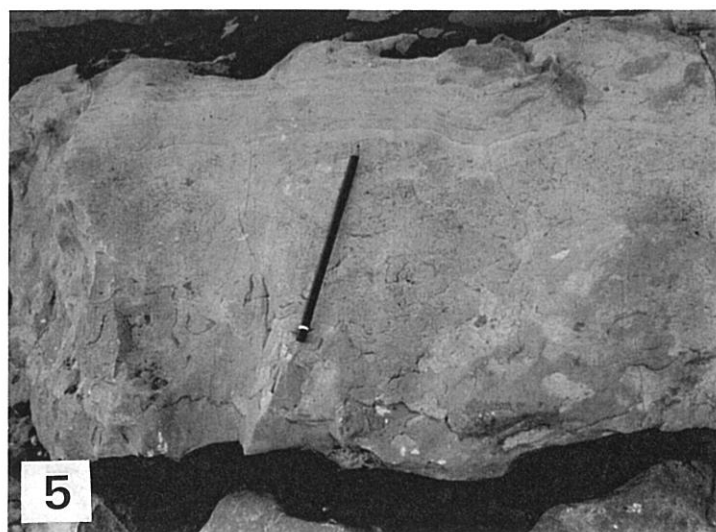
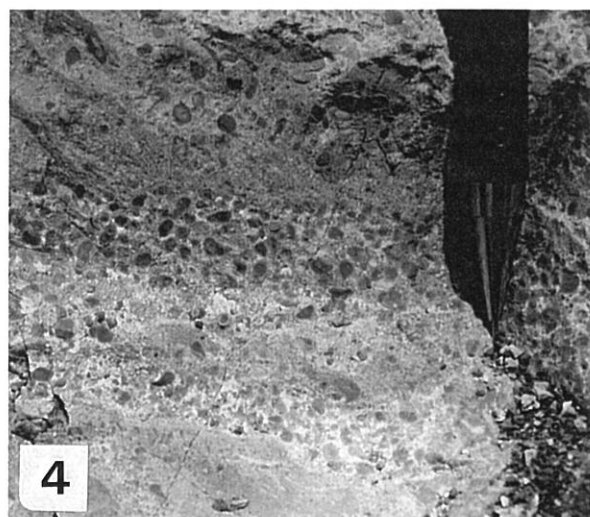
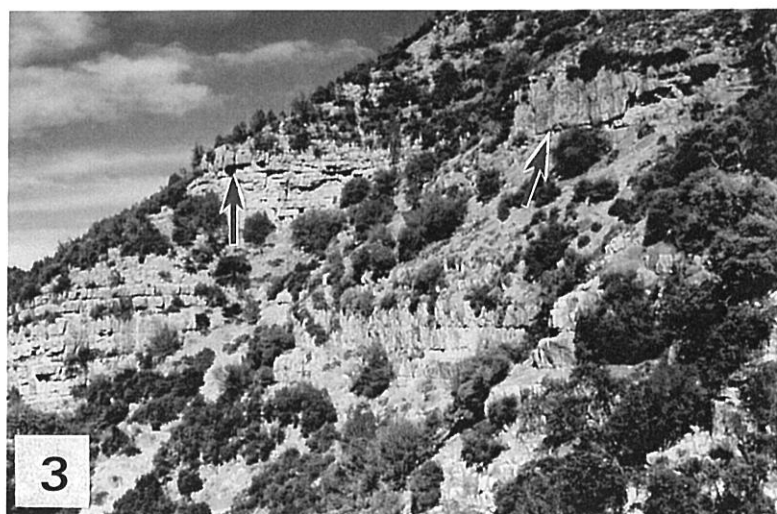


PLANCHE III

1) Marnes rouges et calcrète à terriers (faciès 7) dans le Lias moyen du col de Ghnim.

Référence dans le texte: p. 54

2) Chenal de marée secondaire (flèche) dans le Lias moyen du col de Ghnim.

Référence dans le texte: p. 50

3) Vue panoramique du talus du Lias moyen de Tamadout:

a - faciès dolomitique massif de plate-forme (formation de Bouimoura);

b - zone de talus: faciès à marnes rouges, à blocs resédimentés et à turbidites calcaires (membre inférieur de la formation de Tamadout);

c - Toarcien inférieur (marnes vertes à turbidites gréseuses du membre supérieur de la formation de Tamadout) représenté uniquement dans le domaine de sillon;

d - formation d'Azilal (Toarcien moyen - Aalénien) recouvrant les deux compartiments du Lias moyen.

Référence dans le texte: p. 99 & fig. 67, p. 118

4) Séquences de calcarénites granoclassées (formation d'Assemssouk, Domérien supérieur de Jbel Azourki).

Référence dans le texte: p. 105

5) Calcaire fin à onchoïdes. Lias moyen du col de Ghnim.

Référence dans le texte: p. 49

6) Alternance de marnes et de calcaires fins dans le Carixien inférieur de la coupe de Tamadout.

Référence dans le texte: fig. 47, p. 95

PLANCHE III

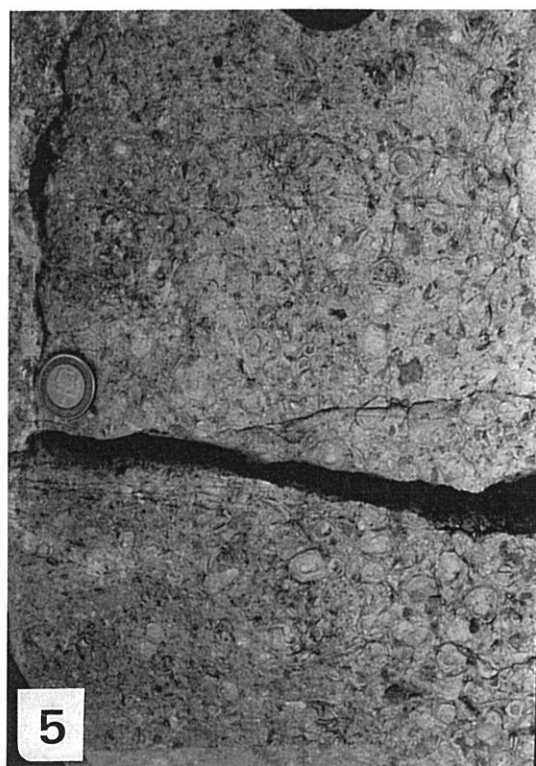
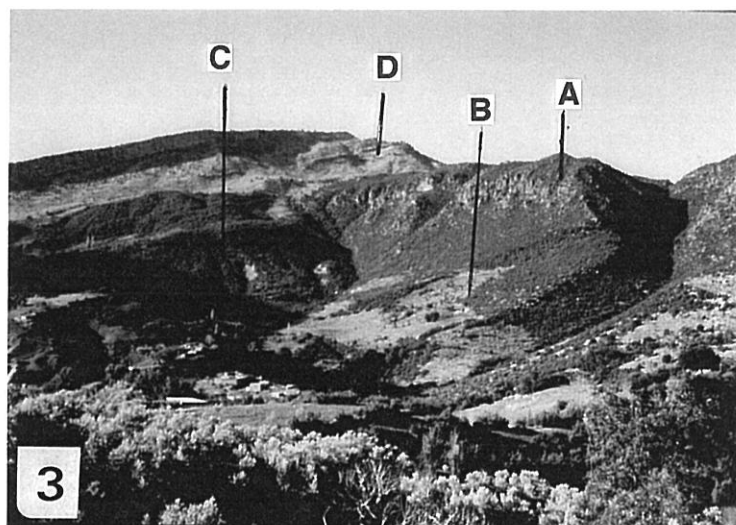
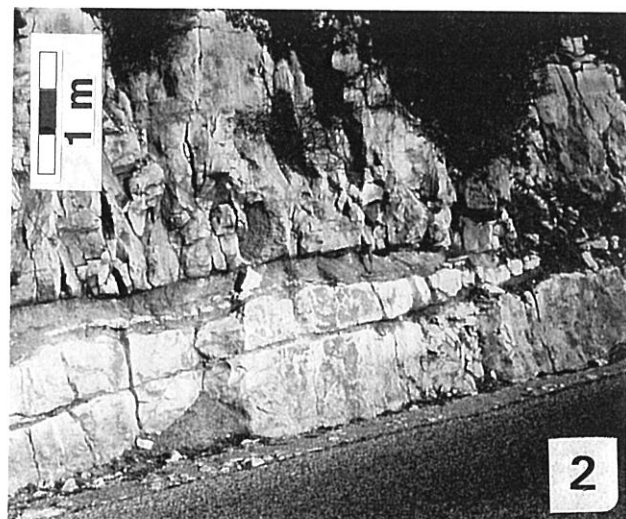


PLANCHE IV

FORAMINIFERES BENTHIQUES DU LIAS CARBONATE DE LA PLATE-FORME DE BENI-MELLAL

- 1) *Orbitopsella* sp. (section sub-équatoriale; coupe d'Amalou Ighzifène).
- 2) *Pseudopfenderina butterlini* (section sub-axiale; coupe de Timoulilt).
- 3) *Mayncina termieri* (section équatoriale; coupe du col de Ghnim).
- 4) *Lituosepta recoarensis* (section axiale; coupe du col d'Adoumaz).
- 5) *Lituosepta recoarensis* (section transversale; coupe du col d'Adoumaz).
- 6) *Lituosepta compressa* (section équatoriale; coupe du col de Ghnim).
- 7) *Haurania* sp. (section sub-axiale; coupe du col d'Adoumaz).

Référence dans le texte: p. 77

PLANCHE IV

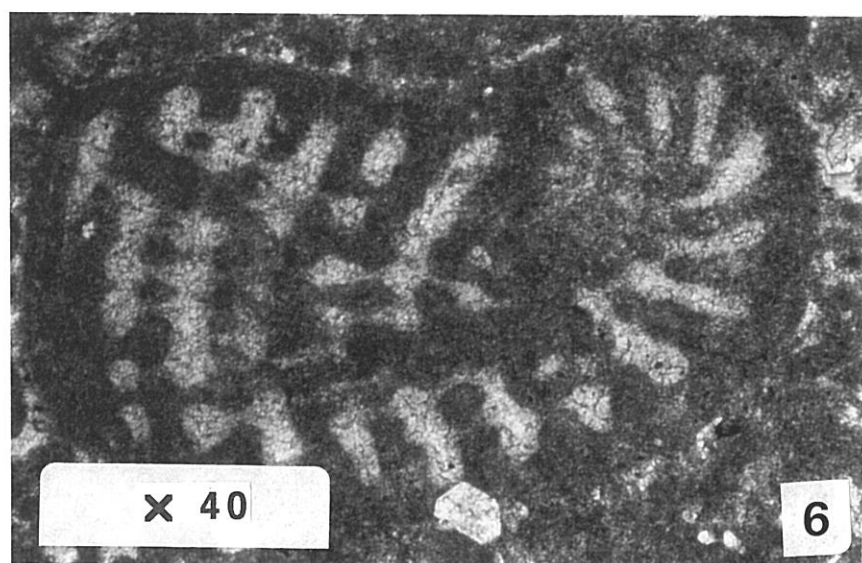
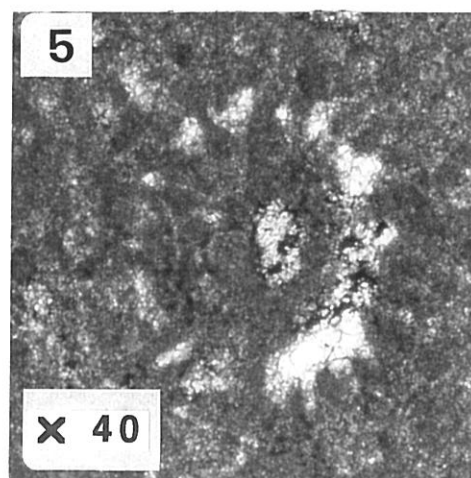
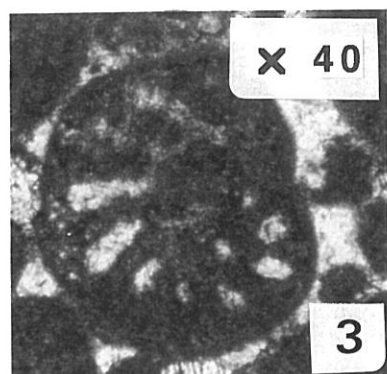
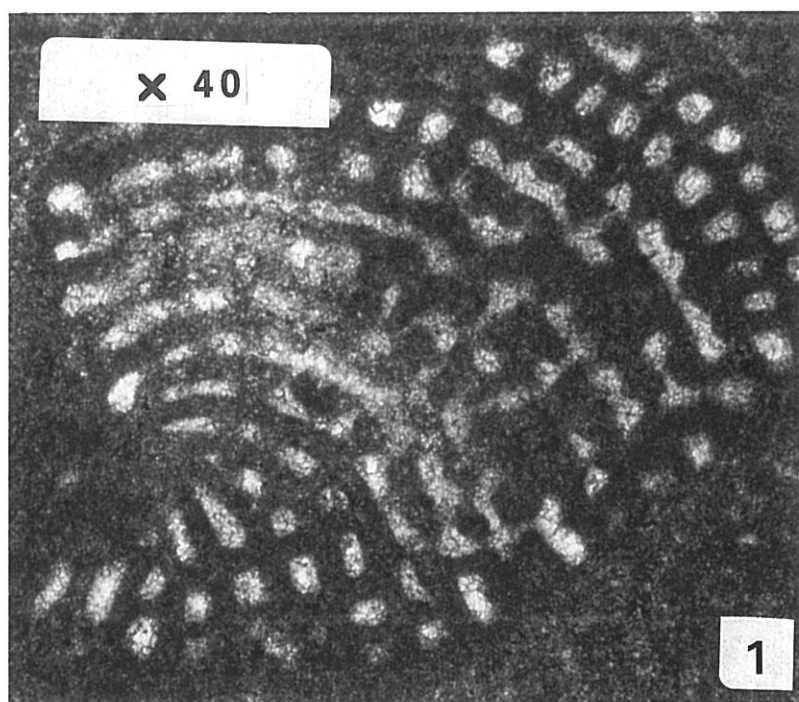


PLANCHE V

CARACTERISTIQUES DES BLOCS GLISSES DANS LE DOMERIEN SUPERIEUR DE LA COUPE DE TAQUAT N'AGRD

- 1) Bafflestone à polypiers et algues
- 2) Aspect à l'affleurement des blocs glissés (B). La figure 45B est dessinée à partir de cette photo.
- 3) Grainstone à bioclastes bien classés.
- 4) Grainstone à bioclastes mal classés.

Référence dans le texte: fig. 45, p. 92

PLANCHE V

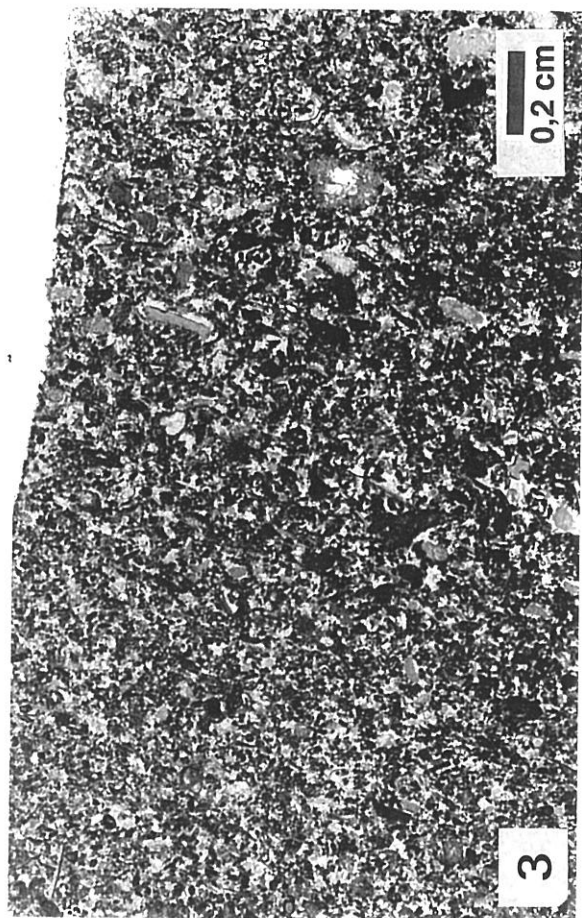
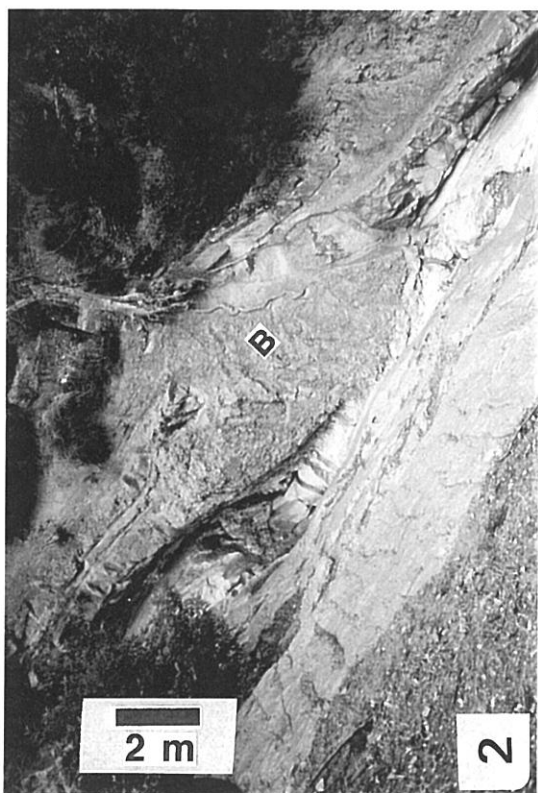
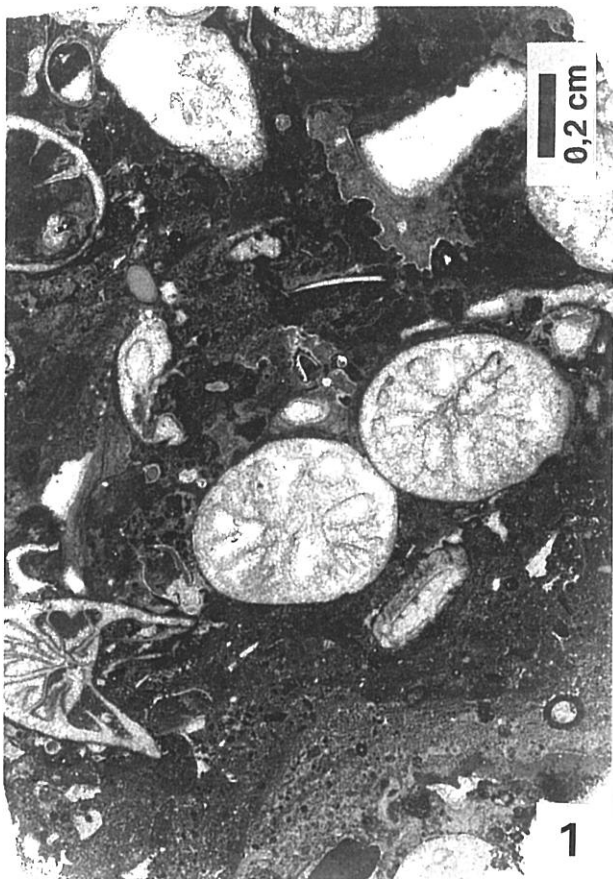


PLANCHE VI

1) Séquence de dépôt n°9 dans la coupe de Jbel Abbadine:

- a - marnes du cortège de bas niveau;
- b - calcaires ferruginisés du cortège transgressif;
- c - marnes et grès du cortège de haut niveau.

Référence dans le texte: p. 188

2) Chenaux carbonatés dans les marnes du cortège de bas niveau de la séquence n°9 (coupe de Taquat N'Agrd).

Référence dans le texte: p. 188

3) Séquences de dépôt du Dogger carbonaté dans le secteur de Bin El Ouidane (le poteau électrique - cercle - donne l'échelle):

- a - calcaires du cortège de haut niveau de la séquence n° 17;
- b - marnes et calcaires du cortège transgressif de la séquence n° 18;
- c - calcaires stratocroissants du cortège de haut niveau de la séquence n° 18;
- d - calcaires stratocroissants du cortège de haut niveau de la séquence n° 19;

Référence dans le texte: p. 190-192 & fig. 102

4) Calcaires ravinants (flèches) du membre supérieur de la formation de Tilougguit (coupe de Bin El Ouidane; le groupe d'étudiants - cercle - donne l'échelle).

Référence dans le texte: p. 135 & fig. 76

5) La formation de Tilougguit dans la coupe de Bin El Ouidane:

- a - calcaires du sommet de la formation de Bin El Ouidane III;
- b - membre inférieur marneux de la formation de Tilougguit;
- b - membre médian argilo-gréseux de la formation de Tilougguit;
- b - membre supérieur carbonaté de la formation de Tilougguit.

Référence dans le texte: p. 131

PLANCHE VI

