



HAL
open science

Evolutions sédimentologique et diagenétique des carbonates du Dévonien de la Meseta marocaine occidentale (Oulad Abbou, Mechra Ben Abbou et Doukkala).

Abdelmajid Ben Bouziane

► **To cite this version:**

Abdelmajid Ben Bouziane. Evolutions sédimentologique et diagenétique des carbonates du Dévonien de la Meseta marocaine occidentale (Oulad Abbou, Mechra Ben Abbou et Doukkala).. Géologie appliquée. Université Hassan II de Casablanca, 1995. Français. NNT : . tel-01120510v2

HAL Id: tel-01120510

<https://hal.science/tel-01120510v2>

Submitted on 13 Mar 2015

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

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

Université Hassan II - Mohammedia
Faculté des Sciences Ben M'sik
Casablanca

THESE
présentée pour obtenir le grade de
Docteur d'Etat en Sciences Naturelles
Spécialité : Géologie
Option : Sédimentologie

Par

Abdelmajid BEN BOUZIANE

**Evolutions sédimentologique et
diagenétique des carbonates du
Dévonien de la Meseta marocaine
occidentale (Oulad Abbou, Mechra
Ben Abbou et Doukkala).**

Soutenue le 15 Décembre 1995 devant la commission d'examen

A. EL HASSANI	Professeur, Institut Scientifique, Rabat	Président
B. FEDAN	Professeur, Institut Scientifique, Rabat	Rapporteur
A. TAHIRI	Professeur, Institut Scientifique, Rabat	Rapporteur
E.M. BENFRIKA	Maître de conférence, Fac. Sc., Ben M'sik, Casa	Examineur
L. BAHY	Professeur, Ecole Mohammedia d'Ingénieur, Rabat	Examineur
M. MORABET	Directeur de l'exploitation Pétrolière, ONAREP, Rabat	Invité

Avant - propos

Le présent travail a été réalisé au laboratoire de géologie de la faculté des sciences Ben M'sik, en collaboration avec le laboratoire de l'Office National de Recherches et d'Exploitation Pétrolière (ONAREP).

Avant d'exposer les résultats de mes recherches, je tiens à exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé à le réaliser et aussi à ceux qui m'ont fait l'honneur de le juger.

Tout d'abord je remercie le Doyen de la faculté des sciences Ben M'sik, Monsieur Berrada M. qui m'a autorisé à s'inscrire et qui m'a facilité la tâche pour effectuer les nombreuses missions de terrain. Qu'il trouve ici ma reconnaissance et mes sincères remerciements.

Je remercie Monsieur Douieb M, Directeur général de l'ONAREP qui m'a autorisé à travailler sur les Doukkala et en mettant à ma disposition toutes les données de forages. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Ma sincère reconnaissance à Monsieur B. Fedan. Professeur à l'Institut scientifique de Rabat qui a porté un intérêt bienveillant à mes recherches. Lors de nos nombreuses séances de travail, il m'a fait bénéficier de sa haute compétence sur le plan de l'analyse et celui du raisonnement. Qu'il trouve ici mes sincères remerciements.

Je remercie Monsieur A. EL Hassani, Professeur à l'Institut scientifique de Rabat, qui m'a toujours réservé le meilleur accueil lors de nos entrevues. Qu'il trouve ici ma profonde reconnaissance et mes sincères remerciements.

Je remercie également Monsieur A. Tahiri Professeur à l'Institut scientifique de Rabat pour ses remarques fructueuses, ses conseils, son soutien. Qu'il trouve ici mes sincères remerciements.

Mes remerciements s'adressent aussi à Messieurs P. Cotillon et E. Jautée qui m'ont accueilli lors d'un stage en 1992 dans leur laboratoire de sédimentologie de l'université Claude Bernard de Lyon.

J'ai l'immense devoir de remercier Monsieur M. Laadila enseignant chercheur à la faculté des sciences de Rabat, qui m'a donné de précieux conseils et m'a aidé à l'interprétation de nombreuses données. Qu'il trouve ici ma profonde reconnaissance.

Mes remerciements à Monsieur L. Bahi Professeur à l'école Mohammédia des ingénieurs pour ses critiques et ses conseils concernant les données sismiques de forages.

Mes remerciements aux responsables de l'ONAREP Messieurs : M'Rabet M., M'Rabet A. et Boudda A, pour l'aide matérielle et scientifique.

Je remercie également le personnel et les enseignants du département de géologie de la faculté des sciences Ben M'sik pour leur aide morale et amicale ainsi que leur

compréhension je remercie particulièrement messieurs Baroudi Z. et Rahimi A; pour leur aide précieuse.

Je remercie également les enseignants du département de géologie de la faculté des sciences I qui m'ont supporté pendant une bonne période, particulièrement messieurs Houfaïri M. et EL Arabi H.

Et enfin je ne peux oublier l'immense sacrifice consenti par mes parents, ma femme et mes enfants : Abdelhamid et Nada pour l'élaboration de ce travail. je leur dédie ce mémoire.

INTRODUCTION

1 - Présentation de la région étudiée	2
1.1 - Cadre géographique et géologique	2
1.2 - Cadre structural	2
1.3 - Historique des recherches	4
a - Travaux de litho-stratigraphique	4
b - Travaux de Tectonique	5
2 - Domaines structuraux	7
2.1 - Domaine Rifain	7
2.2 - Domaine des chaînes méséto-atlasiques	7
2.2.1 - sous-domaine mésétien	7
2.2.2 - sous-domaine des chaînes atlasique	7
2.3 - Domaine anti-atlasique	8
2.4 - Domaine saharien	8
3 - Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc	8
3.1 - Meseta orientale	8
3.2 - Meseta occidentale	8
3.2.1 - Le môle côtier	8
3.2.2 - Meseta centrale ou Meseta moyenne	9
3.2.3 - Zone Rabat-Tiflet	9
3.2.4 - Zone de transition	9
4 - But et méthodes utilisées	9
4.1 - But	9
4.2 - Méthodes utilisées	10
4.2.1 - L'analyse séquentielle	10
4.2.1.1 - Séquence et l'analyse séquentielle	10
4.2.1.2 - Définition	12
4.2.1.3 - La séquence	12
4.2.1.4 - Les discontinuités	12
4.2.1.5 - Polarité de la séquence	12
4.2.1.6 - L'ordre de la séquence	15
4.2.2 - La stratigraphie séquentielle	17

II

1^{er} partie : Evolution sédimentaire

Chapitre 1 : REGION D'OULAD ABBOU.....	22
- I - Introduction.....	
- II - Ensembles sédimentaires	
1- Formation de Chéguiga	
1.1 - Coupe type.....	
1.2 - Description	
1.3 - Age	
1.4 - Analyse séquentielle	
1.4.1 - Discontinuités	
1.4.2 - Faciès	
1.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires	
1.4.4 - Récapitulation	
1.5 - Variations latérales	
1.5.1 - Présentation de la coupe d'Ain Targa	
1.5.2 - Description	
1.5.3 - Analyse séquentielle	
1.5.3.1 - Discontinuités	
1.5.3.2 - Faciès	
1.5.3.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires	
1.5.4 - Corrélation N-S du secteur de Chéguiga	
2 - Formation d'Oulad Abbou et Sidi Abdellah	
2.1 - Coupe type	
2.2 - Description	
2.2.1 - Formation d'Oulad Abbou	
2.2.2 - Formation de Sidi Abdellah	
2.3 - Age	
2.4 - Analyse séquentielle	
2.4.1 - Discontinuités	
2.4.2 - Faciès	
2.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires	
2.4.4 - Récapitulation	
2.5 - Variations latérales	
2.5.1 - Dans le flanc Est du synclinal d'Oulad Abbou	
2.5.1.1 - Présentation de la coupe	
2.5.1.2 - Description	
2.5.1.3 - Analyse séquentielle	

III

2.5.1.3.1 - Discontinuités	48
2.5.1.3.2 - Faciès	49
2.5.1.3.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires	49
2.5.1.3.4 - Récapitulation	50
2.6 - Corrélation Est-Ouest (E-W)	50
2.7 - Environnements récifaux	52
3 - Récapitulation	53
Chapitre 2 : REGION DE MECHRA BEN ABBOU.....	55 - 101
Introduction	56
1- Formation de Koudiat Diab	56
2- Description	56
2.1 - Formation de Koudiat Diab	56
2.1.1 - Coupe type	56
2.1.2 - Description lithologique	57
2.1.3 - Age	59
2.1.4 - Analyse séquentielle	59
2.1.4.1 - Discontinuités	59
2.1.4.2 - Faciès	59
2.1.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires	60
2.1.5 - Récapitulation	61
2.1.6 - Variations latérales	62
2.1.6.1 - Amdidih	62
2.1.6.2 - Koudiat ed Diab	62
2.1.6.3 - Leffaïd	63
2.1.6.4 - Chougga Bou Jemaa	63
2.1.6.5 - Ajer el Baëd	63
2.2 - La formation de Mechra Ben Abbou	65
2.2.1 - Coupe type	65
2.2.2 - Description lithologique	66
2.2.3 - Age	69
2.2.4 - Analyse séquentielle	69
2.2.4.1 - Discontinuités	69
2.2.4.2 - Faciès	69
2.2.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires	70
2.2.4.4 - Récapitulation	72

2.2.5 - Variations latérales	72
2.2.5.1 - Coupe de Bouchhada sud	72
2.2.5.1.1 - Présentation de la coupe	72
2.2.5.1.2 - Description lithologique	72
2.2.5.1.3 - Analyse séquentielle	76
2.2.5.1.4 - Récapitulation	77
2.2.5.2 - Coupe Bouchhada Est	78
2.2.5.2.1 - Présentation de la coupe	78
2.2.5.2.2 - Description lithologique	78
2.2.5.2.3 - Analyse séquentielle	80
2.2.5.2.4 - Récapitulation	81
2.2.5.3 - Coupe Koudiat-Gara	81
2.2.5.3.1 - Présentation de la coupe	81
2.2.5.3.2 - Description lithologique	81
2.2.5.3.3 - Analyse séquentielle	83
2.2.5.3.4 - Récapitulation	84
2.2.5.4 - Coupe d'Oulad Barka	84
2.2.5.4.1 - Description lithologique	85
2.2.5.4.2 - Analyse séquentielle	85
2.2.6 - Corrélacion Est-Ouest des coupes du secteur de Bouchhada	86
2.2.7 - Comparaison des coupes de Bouchhada Nord et de Bouchhada Sud	88
2.2.8 - Environnements récifaux	88
2.3 - Le membre de Nahilat	92
2.3.1 - Coupe type	92
2.3.2 - Description lithologique	92
2.3.3 - Age	94
2.3.4 - Analyse séquentielle	94
2.3.4.1 - Discontinuités	94
2.3.4.2 - Faciès	94
2.3.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires	95
2.3.4.4 - Récapitulation	95
2.3.5 - Variations latérales	96
2.4 - Corrélacion	96
2.5 - Récapitulation	96

Chapitre 3 : REGION DE DOUKKALA.....	102 - 120
Introduction	103
I - Formation Oualidia	103
1 - Coupe type.....	103
2 - Description	104
II - Formation d'El Barba	106
III - Formation de Doukkala	106
3 - Age	106
4 - Analyse séquentielle	107
4.1 - Discontinuités	107
4.2 - Faciès	107
4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires	108
5 - Récapitulation	110
6 - Variations latérales	110
6.1 - Description des forages	110
* Zone occidentale	110
* Zone centrale	111
* Zone orientale	111
7 - Environnements récifaux	112
8 - Corrélation des forages du bassin de Doukkala	112
8.1 - Corrélation SW - NE des forages SN1, EBA1, EBA2, OBZ1 et DOT1 - DKL1.	112
8.2 - Corrélation NW - SE des forages OLD1, EBA2 et EBA1	115
8.3 - Récapitulation	115
9 - Conclusion	118
 Chapitre 4 : Répartition des terrains du Dévonien dans les régions voisines.....	121-132
1 - Le Dévonien inférieur et moyen à l'Ouest de la Meseta occidentale	122
1.1 - Ouled Abbou	122
1.2 - Région de Ben Slimane	122
1.3 - Région de Cherrat	122
1.4 - Discussions	124
2 - Dévonien inférieur à l'Est de la Meseta occidentale	125
2.1 - Le Maroc central septentrional	125
2.2 - Le Maroc central meridional	125
2.3 - Le Maroc central oriental	125
3 - Dévonien moyen à l'Est de la Meseta occidentale	127
3.1 - Le Maroc central septentrional	127

VI

3.2 - Le Maroc central oriental	127
3.3 - Le Maroc central méridional	128
4 - Dévonien supérieur dans la Meseta occidentale	128
4.1 - Dans les régions étudiés	128
4.2 - Dans le Maroc central septentrional	128
4.3 - Dans le Maroc central oriental	129
4.4 - Dans la Meseta nord-occidentale	129
5 - Conclusion	132
2 ^{ème} partie : Diagenèse des roches carbonatées.....	
	134 - 181
Introduction.....	134
1 - Les processus diagénétiques	134
1.1 - La cimentation	134
1.2 - La dissolution	135
1.3 - La compaction	135
1.4 - Le remplacement	136
1.5 - La recristallisation	136
2 - Techniques et méthodes d'étude	136
2.1 - Étude pétrographique	136
2.2 - Méthode de reconstitution de l'évolution diagénétique	140
2.3 - Mise en évidence des phases diagénétiques et interprétation des séquences	140
3 - Modèles de dolomitisation	144
3.1 - Rappel des modèles de dolomitisation précoce	144
3.1.1 - Le pompage évaporitique	145
3.1.2 - Seepage refluxion ("reflux" des saumures vers la mer)	146
3.1.3 - Dolomitisation dans une zone de mélange eau douce-eau salée (Mixing-zone ou Dorage)	146
Chapitre 1 : Etudes diagénétiques des formations carbonatées de la région de Doukkala	
	149-159
1 - Les principaux faciès	150
1.1 - Faciès à matrice micritique et à bioclastes	150
1.2 - Faciès à matrice micritique et à quartz détritiques	150
1.3 - Faciès à cristallins et à ciment calcitiques syntaxiaux	150
2 - Les séquences caractéristiques de l'Eogénèse	150
2.1 - La séquence diagénétique 1	152
- La bioturbation	152
- La dolomitisation précoce : dolomite 1	152
2.2 - La séquence diagénétique 1 bis	152

- La cimentation	152
- La silicification	152
- La dolomitisation précoce : dolomite 2	152
2.3 - La séquence diagénétique 2	153
- La porogenèse par dissolution sélective de bioclastes	153
- Les sédiments internes des bioclastes dissous	153
- Les cimentations intergranulaires par la calcite en mosaïque	154
- La dolomite 3	154
3 - Les séquences diagénétiques caractéristiques de la Mesogenèse	154
3.1 - La séquence diagénétique 3	154
- La compaction	154
- La migration des fluides le long des zones de faiblesse	154
- La dolomite 4 : dolomite baroque	156
3.2 - La séquence diagénétique 4	157
3.3 - La séquence diagénétique 5	157
4 - Les séquences caractéristiques de la Telogenèse	157
4.1 - La séquence diagénétique 6	157
4.2 - La séquence diagénétique 7	159
Chapitre 2 : Etude diagénétique des affleurements carbonatés d'Oulad Abbou et Mechra Ben Abbou	160-162
1 - Le milieu de dépôt	161
2 - L'enfouissement	161
3 - La tectonique	162
Chapitre 3 : Synthèses et conclusions	163-181
A - Evénements diagénétiques : évolution chronodiagénétique et principales étapes de la diagenèse	164
B - Etude des dolomies	164
1 - Les différents types de dolomites	164
- Dolomite de type 1 : dolomite "C.C.C.R."	164
- Dolomite de type 2 : dolomite d'exsolution.	168
- Dolomite de type 3 : dolomite de milieu mixte "mixing zone".	169
- Dolomite de type 4 : dolomite baroque.	169
- Dolomite de type 5 : dolomite de recristallisation	170
2 - Phases, modèles de dolomitisations et leur relation avec la géodynamique de la plate-forme dévonienne.	173
C - Etude de la porosité	176
1 - A l'échelle de l'affleurement	176
2 - A l'échelle de la lame mince et du cristalin	179

VIII

D - Résumé	181
3 ^{ème} partie : Synthèse, comparaisons et discussions	182-220
Chapitre 1 : Synthèse lithostratigraphique et séquentielle	183-189
1 - Les étapes de la sédimentation	184
2 - Synthèse paléogéographique	186
2.1 - Dévonien inférieur	186
2.2 - Dévonien moyen	187
2.3 - Dévonien supérieur	187
Chapitre 2 : Facteurs qui contrôlent la répartition de la sédimentation	190-216
1 - Tectonique	191
1.1 - Données tectoniques de surface	192
1.1.1 - Déformations synsédimentaires	192
* Les blocs synsédimentaires	192
* Les lentilles glissées	193
* Olistolithes et Olistostromes	194
* Les failles synsédimentaires	195
1.1.2 - Style structural de la Meseta occidentale	196
1.1.3 - Chronologie des déformations rencontrées	199
1.2 - Données tectoniques en subsurface	201
1.2.1 - Essai de synthèses sur l'évolution tectonique des Doukkala	201
1.2.1.1 - Période cambrienne	201
1.2.1.2 - Période dévonienne	203
1.2.1.3 - Période triasique	211
1.3 - Conclusion	211
2 - Eustatisme : Successions sédimentaires et stratigraphie séquentielle	212
2.1 - Discontinuités sédimentaires	212
2.2 - Les cycles eustatiques et cortèges sédimentaires associés	212
3 - Climat	214
Chapitre 3 : Evolution tectono-sédimentaire et place de la région étudiée dans le domaine mésetien.....	217-220
Conclusions Générales	221-223
Bibliographie	224
Liste des figures	237
Liste des tableaux	243
Planches photos	245

Résumé

La présente étude est relative à la partie ouest de la Meseta occidentale marocaine. Elle est consacrée essentiellement aux formations carbonatées dévoniennes. Elle est basée sur des coupes de terrain effectuées dans les régions d'Oulad Abbou et de Mechra Ben Abbou et sur les carottes de sondages pétroliers réalisés dans la région de Doukkala par l'ONAREP. Les données tectoniques ainsi que la réinterprétation de deux profils sismiques DK24 et DB6 ont été utilisées afin de reconstituer le paysage paléogéographique.

La première partie est relative à l'évolution tectono-sédimentaire, l'accent étant mis sur les études lithostratigraphiques et sédimentologiques. En effet l'étude lithostratigraphique, basée sur des considérations sédimentologiques, nous a permis de proposer trois formations dans chaque région.

Il s'agit des formations de Chéguiga, d'Oulad Abbou et de Sidi Abdellah; des formations de Koudiat Diab, de Mechra Ben Abbou et des formations de Oualidia, d'El Barba et de Doukkala.

L'étude sédimentologique a permis d'interpréter les évolutions sédimentaires tant verticalement que latéralement, en particulier pour les formations du Dévonien moyen (encadrées par deux discontinuités majeurs bien datées).

La deuxième partie est consacrée à l'étude de la diagenèse. Celle-ci est basée sur l'analyse pétrographique qui révèle l'existence d'une diagenèse complexe et polyphasée. Les phénomènes diagénétiques précoces (éogénétiques) sont liés principalement aux milieux de dépôt. Les phénomènes tardifs (mésogénétiques et télogénétiques) influencés par les facteurs tectono-sédimentaires sont prépondérants. Ils ont contrôlé la répartition des horizons dolomitiques et ont contribué globalement à une diminution de la porosité.

La troisième partie est consacrée à l'apport de la géophysique et à l'évolution structurale de la région étudiée. En effet l'étude des profils géosismiques a mis l'accent sur la permanence et le rajeunissement successif des anciens accidents du soubassement. Ceux-ci se traduisent par des failles normales synsédimentaires durant l'ouverture des aires sédimentaires au Dévonien et par la suite en failles inverses pendant la phase de comblement au Carbonifère.

Mots clés :

Maroc, Meseta, Rehamna, Doukkala, Dévonien, plate-forme carbonatée, dynamique sédimentaire, corrélations sédimentologiques, dolomitisation, bassin sédimentaire, diagenèse, sismique, tectonique hercynienne.

Abstract

This study concern the Western part of the Moroccan Meseta. It is focused particularly to Devonian carbonates formations. It is based on data from field investigations on Oulad Abbou - Mechra Ben Abbou areas, analysis of available well samples including cores of Doukkala area, tectonic data and reinterpretation of seismic profiles (DK24, DB6).

After a presentation of the geological and geographical context, lithostratigraphy description of three formations for each region sedimentological and the paleogeographical evolution are described.

There are Cheguiga, Oulad Abbou and Sidi Abdellah Formations at Oulad Abbou; Koudiat Diab, Mechra Ben Abbou and Nahilat Formations at Mechra Ben Abbou; Oualidia, El Barba and Doukkala Formations.

Sedimentological study based on sequential analysis shows vertical and horizontal sedimentary evolution, particularly in the Middle Devonian which is delimited by two discontinuities. The middle Devonian carbonates has a variety of depositional facies, including reef and near reefal environments.

Diagenesis study based on petrographic analysis show a complex diagenesis. The early diagenetic phenomena (eogenetic) are essentially related to depositional environment. The late diagenetic phenomena (mesogenetic and telogenetic phenomena) and distribution of dolomitic horizons and variation of porosity are influenced by tectonic and sedimentary factors.

Key- words :

Marocco, Meseta, Rehamna, Doukkala, Devonian, carbonate plate-form, sedimentary dynamic, sedimentological correlation, dolomitisation, sedimentary basin, diagenesis, sismic, hercynian tectonic.

1 - Présentation de la région étudiée

1.1 - Cadres géographique et géologique

Le domaine mésozoïque occidental ou Mésosé occidentale est encadré par (fig. 1) : le Haut Atlas au Sud, le Moyen Atlas à l'Est, les plaines du Rharb et du Saïb au Nord et l'Océan Atlantique à l'Ouest. Les terrains paléozoïques affleurent largement dans le Massif Ouzaj, les Rehamna et les Jebel. Ces trois massifs constituent le socle calédoine hercynien qui recoupe et en discordance le Mésozoïque, le Cénozoïque et le Quaternaire continentaux.

Dans ce domaine de la Mésosé occidentale, trois secteurs sont choisis pour l'étude du Dévonien dans les régions de Méchra Ben Abbou et d'Oulad Abbou appartenant au massif des Rehamna. Cette localisation paléozoïque "porte" le plateau des phosphates (région de Khentiba et de Bengueliz). Les terrains paléozoïques des Rehamna sont caractérisés par une grande variété géométrologique, stratigraphique et tectono-tectonoclimatique. Le mésozoïque hercynien est mieux développé dans la partie sud de ce massif (Paragneiss à Stauronide de l'ouest) (KAYSERLY 1974; MICHARD 1976; 1987). En revanche, au Nord, à Méchra Ben Abbou et à Oulad Abbou, il est faible, voire absent, d'où le choix de ces régions pour l'étude des formations du Paléozoïque en général et celles du Dévonien en particulier.

INTRODUCTION

Le troisième secteur correspond au bassin de Tlemçène qui est situé dans la Mésosé orientale ou méso-orientale (MICHARD 1967-1987). Il s'étend depuis l'axe du Saïb au Nord jusqu'à Foz de Tenuit au sud; il est limité à l'Ouest par l'Océan Atlantique et à l'Est par la zone charnière de la Mésosé orientale.

1.2 - Cadre structural

La région d'Oulad Abbou comprend une zone stratigraphique qui s'étend du Cambrien-Ordovic, en passant au Dévonien supérieur (GAGNET, 1951; DESTOMBEZ & EL KAMEL, 1987). La déformation majeure y est hercynienne; elle a donné naissance à des pics d'extension isoclinaux et tecto-éolométriques, sans schistosité ni métamorphisme apparent.

La région de Méchra Ben Abbou présente une série discontinue qui est due depuis l'Ordovicien jusqu'au Permien (MICHARD & al., 1987). Les terrains du Dévonien et du Viséen strobilifères sont structurés par l'orogénèse hercynienne. Quant au Dévonien allochtone et aux séries sédimentaires qui recouvrent les substrats précambriens hercyniens, ils sont interprétés comme étant des chevauchements et des nappes tardi-hercyniennes (RAIS-ABBA, 1984; EL KAMEL, 1987). La surrection de cette région serait "bauchée" dès le Dévonien inférieur (EL KAMEL, 1987); elle s'est poursuivie jusqu'au Viséen supérieur, où elle a été accentuée lors des phases de déformation post-dévonienne qui par la suite ont été interrompues tardivement.

1 - Présentation de la région étudiée

1.1 - Cadres géographique et géologique

Le domaine mesetien occidental ou Meseta occidentale est encadré par (fig. 1) : le Haut-Atlas au Sud, le Moyen-Atlas à l'Est, les plaines du Rharb et du Saïss au Nord et l'océan Atlantique à l'Ouest. Les terrains paléozoïques affleurent largement dans le Massif Central, les Rehamna et les Jebilet. Ces trois massifs constituent le socle calédonno-hercynien, que recouvrent en discordance le Mésozoïque, le Cénozoïque et le Quaternaire subtabulaires.

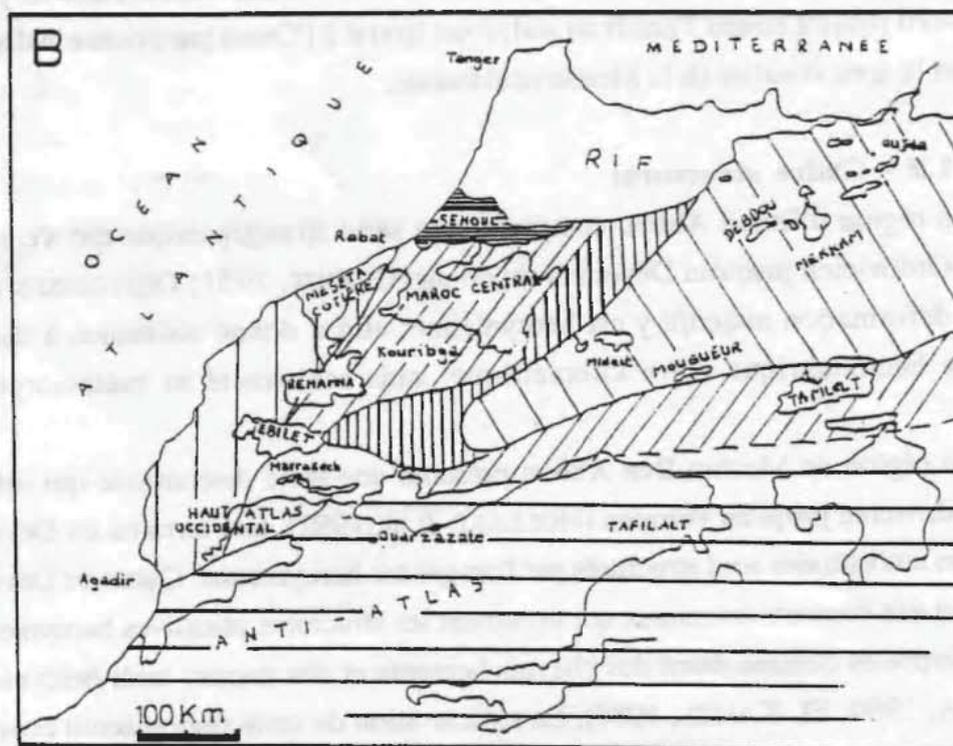
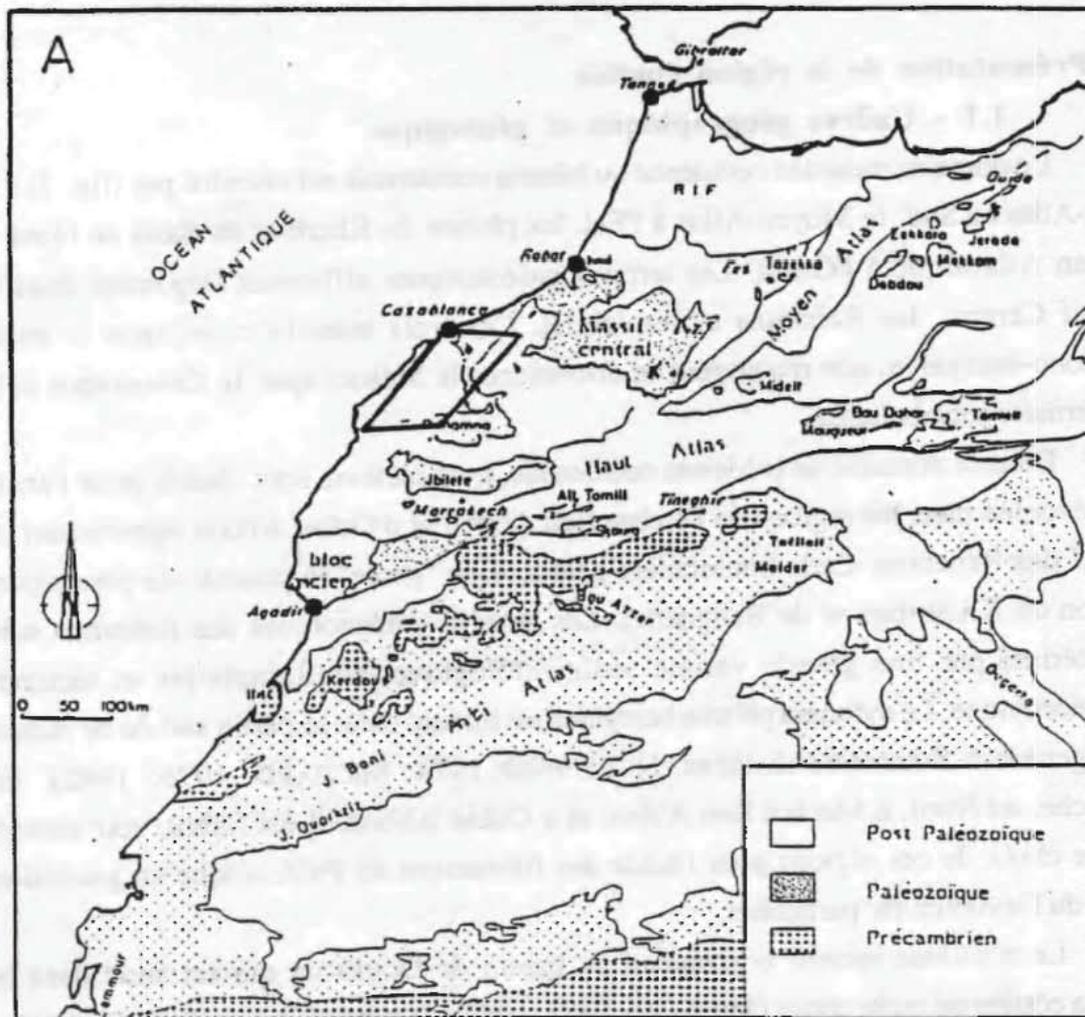
Dans ce domaine de la Meseta occidentale, trois secteurs sont choisis pour l'étude du Dévonien dans les régions de Mechra Ben Abbou et d'Oulad Abbou appartenant au massif des Rehamna. Cette boutonnière paléozoïque "perce" le plateau des phosphates (région de Khouribga et de Benguerir). Les terrains paléozoïques des Rehamna sont caractérisés par une grande variété sédimentologique, stratigraphique et tectono-métamorphique. Le métamorphisme hercynien est intense dans la partie sud de ce massif (Paragenèse à Staurotide disthène: HOEPFFNER, 1974; MICHARD, 1976; 1982). En revanche, au Nord, à Mechra Ben Abbou et à Oulad Abbou, il est faible, voir absent; d'où le choix de ces régions pour l'étude des formations du Paléozoïque en général et celles du Dévonien en particulier.

Le troisième secteur correspond au bassin de Doukkala qui est situé dans la Meseta côtière ou môle côtier (MICHARD 1967, 1969). Il s'étend depuis l'axe El jadida-Settat au Nord jusqu'à l'oued Tensift au sud; il est limité à l'Ouest par l'océan Atlantique et à l'Est par la zone cisailée de la Meseta occidentale.

1.2 - Cadre structural

- La région d'Oulad Abbou comprend une série stratigraphique qui s'étend du Cambrien-Ordovicien jusqu'au Dévonien supérieur (GIGOUT, 1951; DESTOMBES & al., 1985). La déformation majeure y est hercynienne; elle a donné naissance à des plis d'extension hectométrique voire kilométrique, sans schistosité ni métamorphisme apparents.

- La région de Mechra Ben Abbou présente une série discontinue qui est daté depuis l'Ordovicien jusqu'au Permien (HOLLARD & al., 1982). Les terrains du Dévonien et du Viséen autochtones sont structurés par l'orogénèse hercynienne. Quant au Dévonien allochtone et aux contacts anormaux qui tronquent les structures plicatives hercyniennes; ils sont interprétés comme étant des chevauchements et des nappes tardi-hercyniennes (RAIS-ASSA, 1984; EL KAMEL, 1987). La structuration de cette région serait ébauchée dès le Dévonien inférieur (EL KAMEL, 1987); elle s'est poursuivie jusqu'au Viséen supérieur, où elle a été accentuée lors des phases de déformations précoces ainsi que par la tectonique tangentielle tardi-hercynienne.



- 1 2 3 4 5
- 1: Zone orientale; 2: Zone de transition; 3: Meseta centrale;
 4: Marge de chaîne: môle côtier et région de l'Anti-Atlas;
 5: Zone Rabat - Tiflet : bloc calédonien des Schoul.

Fig.1 : Présentation de la région d'étude (d'après Michard & al., 1983).
 A : Situation; B : zones structurales du Maroc hercynien.

- Le bassin de Doukkala, ne montre pas de roches paléozoïques à l'affleurement. Les études de subsurface et les différents sondages montrent que le substratum est constitué du Précambrien terminal, et du Paléozoïque plissé (Cambrien à Dévonien). Les terrains secondaires et tertiaires sont restés horizontaux.

1.3 - Historique des recherches :

a - Travaux de lithostratigraphie

Cet historique succinct est consacré aux travaux relatifs au Dévonien. En effet, le Dévonien des régions d'Oulad Abbou et de Mechra Ben Abbou a fait l'objet de plusieurs études stratigraphiques, notamment celles de GIGOUT (1951); BACKER & al. (1965), HOLLARD (1967), ELLOY (1972), HOLLARD & al. (1982).

Dans la région de Mechra Ben Abbou, TERMIER (1936) a daté pour la première fois l'Eifélien et le Givétien dans des calcaires blancs exploités à 150 m au Sud de la gare de Mechra ben Abbou. LE MAÎTRE (1938) a précisé la stratigraphie du Dévonien en localisant des gisements à *Calceolasandalina*, dans la carrière de Bouchhada ($x = 274,8$ et $y = 231,7$) et au Nord de la gare de Mechra Ben Abbou ($x = 276$ et $y = 240$).

D'autres gisements ont été reconnus à Oulad Abbou par GIGOUT (1951, 1955) puis BACKER & al. (1965) qui ont proposé une synthèse stratigraphique révisée par HOLLARD (1967) dans sa synthèse sur les environnements récifaux dévoniens mondiaux, ELLOY (1972) a étudié les calcaires dévoniens de la région d'Oulad Abbou et du Maroc central (région de Tiliouine) comme il a précisé pour chaque type ou association d'organisme récifaux, les environnements récifaux correspondants; de plus, il a noté en 1972 que les faciès récifaux d'Oulad Abbou ressemblent à ceux du synclinorium de Dinant. De l'analyse des faciès récifaux, GENDROT (1973) a proposé une reconstitution paléogéographique. Une synthèse plus récente a été établie par HOLLARD & al. (1982).

Le Dévonien supérieur est représenté dans la région d'Oulad Abbou par des niveaux de calcaires et dolomies à goniatites qui relayent des argilites versicolores à ostracodes et posidonomes (HOLLARD, 1967); alors que dans la région de Mechra Ben Abbou, il est détritique : calcaires gréseux et grès du Famennien (YOVANOVITCH, 1938).

A partir de 1979, plusieurs auteurs (PIQUE 1979, 1981, 1983; FADLI, 1990; EL HASSANI, 1990; ZAHRAOUI, 1991; EL KAMEL, 1987; CORNÉE, 1990; TAHIRI, 1991; CATANEO et al., 1993) proposent des schémas paléogéographiques pour le Paléozoïque supérieur, le Dévonien en particulier. Ces schémas s'accordent sur la présence d'une plate-forme carbonatée récifale qui s'installe à partir du Dévonien inférieur et se développe progressivement au Dévonien moyen (Givétien). Ainsi, ces auteurs insistent sur la stabilité de ces plate-formes, quoique parfois compartimentée aux zones hautes (axe d'Imfout) et zones basses. Cette plate-forme carbonatée se disloque au Dévonien supérieur à l'aube de l'individuation des nouveaux bassins sédimentaires dévono-dinantien (Sidi Batache, Rehamna ect...).

b- Travaux de tectonique

Dans son mémoire, GIGOUT (1951) a décrit pour la première fois les structures hercyniennes majeures de la Meseta occidentale, qui sont orientées NNE-SSW. Ce n'est qu'à partir de 1967 que les Rehamna ont fait l'objet de nombreux travaux (MICHARD, 1967; PIQUÉ, 1972; JENNY, 1974; HOEPFFNER 1974 ; GUEZOU, 1975) que MICHARD et ses collaborateurs ont synthésés en 1982. Ces auteurs, ont subdivisé les Rehamna en trois grands domaines structuraux: les Rehamna occidentaux, où l'intensité de la déformation et du métamorphisme sont faibles; les Rehamna centraux et orientaux où l'intensité de la déformation est plus importante et le métamorphisme est mésozonal (staurotide et de disthène). Les Rehamna centraux sont séparés respectivement des Rehamna occidentaux et orientaux par la faille médiane et la bande faillée des Oulad Zedness.

L'évolution structurale des Rehamna a été contrôlée par les fractures crustales précambriennes qui ont été reprises en failles normales pendant la sédimentation anté-carbonifère (PIQUÉ, 1979).

Piqué & al. (1980) ont défini la zone de cisaillement de la Meseta occidentale (Western Meseta Shear Zone : WMSZ, orientée NNE-SSW, qui s'étend depuis la région de Rabat (Bouznika) jusque dans le Haut-Atlas occidental (CORNÉE et al., 1990) à la limite des bassins du Carbonifère inférieur de la Meseta occidentale, dans les Rehamna, la montée d'un front thermique liée à la mise en place d'un granite syntectonique serait responsable du métamorphisme et l'intense déformation ductile qui caractérise la zone centrale.

LAGARDE (1985) a proposé un modèle décro-chevauchant pour interpréter la WMSZ comme étant une zone de décrochement ductile dextre dont le mouvement correspondrait à une anomalie cinématique dans la rampe frontale thermiquement amollie d'un chevauchement général des Rehamna orientaux vers l'Ouest.

En se basant sur les travaux réalisés dans les Jebilet, SOUGY (1976) a utilisé pour interpréter la Meseta occidentale un modèle de tectonique tangentielle. Il a distingué alors deux grands domaines qui sont : à l'Ouest, un domaine autochtone modérément plissé et faiblement métamorphique; à l'Est, un domaine allochtone constitué par un empilement d'unités tectoniques charriées.

De nombreuses études ont été réalisées depuis: POUTCHKOVSKY, 1978; ALLIX, 1978; PONS, 1979; MULLER & al., 1979; EL HASSANI, 1980; ZAHRAOUI, 1981; CORNÉE & MULLER, 1981; TAHIRI, 1982; CORNÉE, 1982; RAIS ASSA & al., 1983; RAIS ASSA, 1984; MAYOL & MULLER, 1985; EL KAMEL & al., 1985; CORNÉE & FERRANDINI, 1985; MAYOL, 1987; EL KAMEL, 1987; OUKEMINI, 1988; CORSINI & al., 1988. Ils sont relatifs à l'évolution tectono-métamorphique de la Meseta occidentale qui est marquée par les événements suivants:

1 un épisode tangentiel précoce, anté-schisteux, marqué dans la partie orientale (Rehamna NE et Jebilet E) par la mise en place de nappes à vergence est dans le bassin

viséen;

2 une déformation hercynienne majeure qui débute par une phase de plissement synschisteuse P1 en climat de métamorphisme anchi à épizentral à l'Ouest, avec des cisaillements ductiles et un métamorphisme mésozonal à l'Est dans les zones à flux thermique élevé (Rehamna centre et SE). Cette première phase est suivie par une deuxième phase de plissement P2 et un métamorphisme rétromorphique anchizonal; l'intrusion de granites syn-à tardi-tectonique scelle la déformation majeure hercynienne.

3 un épisode de déformation tardi-hercynienne marqué par une tectonique cassante dont des écaillages localisés en bordure des principaux accidents (Rehamna NW et SW) et des chevauchements tardifs (Rehamna SE).

Les terrains paléozoïques affleurent également dans la basse vallée de l'oued Oum Rbia (région d'Oulad Abou); ils ont fait l'objet des travaux suivants : GIGOUT (1951); BACKER & al. (1965); GENDROT & al. (1969); KERGOMARD & al. (1970).

En subsurface, la structure profonde du bassin de Doukkala a été interprétée d'après les données des profils sismiques et de forages (BARBU, 1977). La modélisation gravimétrique, basée sur les données de sept profils (BERNARDIN, 1988) a montré que :

1- dans le couloir des Abda et le flanc Ouest des Jebilet un approfondissement du socle précambrien sous le bassin permo-carbonifère est évident;

2 - dans la partie centrale du bassin, de la côte atlantique au Rehamna occidentaux on note une remontée du socle précambrien qui se poursuit sous les Rehamna avec probablement une mise à l'affleurement des séries cambriennes. Néanmoins, on note localement un approfondissement du socle.

3 - dans la partie septentrionale du bassin, entre El Jadida et la région d'Imfout; on observe une reprise du bassin sous la côte après une zone de seuil marquée par le soulèvement et par une mise à l'affleurement des terrains précambriens à El Jadida (GIGOUT, 1951); ce soulèvement correspondrait à l'intrusion acide qui masque le socle précambrien à El Jadida;

4 - sur la marge atlantique, 100 km à l'Ouest d'El Jadida, un forage a atteint des gneiss que surmontent directement les dépôts mésozoïques (WISSMAN & VONRAD, 1979), leur étude pétrographique et la datation absolue des différentes phases minérales (KREUSER & al., 1984) de ces gneiss ont permis de proposer l'évolution suivante : mise en place des granodiorites qui ont été cristallisées vers 515 Ma (Cambrien moyen); leur mylonitisation à 455 Ma (Ordovicien moyen); et leur réactivation à 315 Ma (Dévonien supérieur- Carbonifère). Notons que ces âges n'ont pas d'équivalent sur le môle côtier; cependant, ils pourraient être comparés à ceux trouvés dans la zone de Sehoul (EL HASSANI, 1990; EL HASSANI & al. , 1991) .

2 - Domaines structuraux

L'histoire géologique du Paléozoïque du Maroc est marquée par plusieurs cycles orogéniques : précambrien (Eburnéen et Panafricain), paléozoïques (Calédonien et Hercynien) et méso-cénozoïques (Atlasique et Alpis). Situé au NW du continent africain, le Maroc hercynien constitue un jalon indispensable pour les corrélations et les reconstitutions de l'évolution hercynienne des chaînes péri-atlantiques. Quatre grands domaines structuraux peuvent être distingués (fig. 1A), ce sont du Nord au Sud :

2.1 - Domaine rifain

Il est caractérisé par l'orogénèse alpine. Il en résulte que la couverture est intensément tectonisée et métamorphisée. Les structures sont essentiellement des nappes de charriage et des plis à vergence sud. Ce domaine constitue l'élément occidental de la chaîne de collision que l'on suit depuis le détroit de Gibraltar jusqu'en Indonésie.

2.2 - Domaine méséto-atlasiques

2.2.1 - sous-domaine mésétien

Il est structuré par l'orogénèse hercynienne avec de faibles manifestations néotectoniques qui s'expriment par des failles d'effondrement et des flexures. Il comprend : la Meseta occidentale à larges affleurements paléozoïques dans la Meseta côtière; les massifs du Maroc central, des Rehamna et des Jebilet. Ils sont constitués en grande partie par des terrains du Cambrien au Carbonifère. La Meseta orientale est à affleurements beaucoup plus réduits visibles au niveau de petites boutonnières (Debdou, Mekkam, Beni Snassène) au sein d'une couverture récente. Elle est caractérisée par l'individualisation d'un bassin turbiditique dévonien (PIQUÉ & al., 1983; HOEPFFNER, 1987) par le développement d'une phase tectono-métamorphique au Dévonien supérieur et par un volcanisme calco-alkalin qui se développe dès le Viséen supérieur et se prolonge jusqu'au Westphalien (HOEPFFNER, 1987).

2.2.2 - sous-domaine des chaînes atlasiques

Il englobe tout le Haut Atlas, le Moyen-Atlas et les Hauts plateaux. Dans ce sous-domaine la couverture post-hercynienne, plus épaisse, est structurée essentiellement par l'orogénèse atlasique dont l'impact est ressenti différemment suivant les zones considérées. En effet les zones restées plus ou moins stables sont affectées par une tectonique cassante à jeux verticaux (exemples des causses moyen atlasiques et des Hauts plateaux), alors que les zones mobiles ont enregistré des phases de compression, de coulissement horizontaux synchrones du plissement de la couverture. Au sein de ce sous-domaine, le paléozoïque affleure sous forme de boutonnières et de massifs (exemples: boutonnières de Skoura, Ait Tamlil, Tamlelt, Mouguer, Tazekka...).

2.3 - Domaine anti-atiasique :

Il est situé sur la marge NW du craton ouest-africain entre le domaine cratonique saharien et le domaine atlasique. Il est affecté par plusieurs orogénèses précambriennes dont la plus récente est l'orogénèse panafricaine. Il constitue le domaine de bordure de la chaîne hercynienne. Le substratum précambrien affleure dans plusieurs boutonnières (Ougnat, Zenaga, Kerdous, Bou Azza, Ifni). La couverture paléozoïque est en général faiblement plissée. La stabilité de cet ensemble se confirme lors de l'orogénèse atlasique qui a épargné la couverture méso-cénozoïque.

2.4 - Domaine saharien

Il correspond à la partie NW du craton ouest-africain dont la Dorsale Réguibat montre les traces de l'orogénèse éburnéenne, une couverture protérozoïque supérieure et paléozoïque dans le bassin de Tindouf. Celle-ci est modérément plissée vers l'Ouest (chaîne Zemmour) où elle constitue l'avant-pays de la chaîne des Mauritanides. Cette chaîne affleure plus au Sud à Oulad Dlim (SOUGY, 1964).

3 - Les zones structurales de la chaîne hercynienne du Maroc

Les travaux de synthèse de MICHARD & al.(1983); HOEPFFNER (1987) et de PIQUÉ & MICHARD (1989), PIQUÉ (1992); basés sur les données paléogéographiques et l'évolution tectono-métamorphique hercynienne dans les différentes boutonnières ont abouti à la subdivision de la chaîne hercynienne en plusieurs zones structurales (fig.1B).

3.1 - Meseta orientale

Elle correspond à un ensemble de boutonnière: Midelt, Debdou -Mekam et Tazakka, la chaîne des Horsts, Beni Snassène et de Mouguer, Jerada, Boudoufoud etc.... Cette zone constitue le domaine interne de la chaîne (PIQUÉ, 1983; HOEPFFNER, 1987). Elle est caractérisée par l'installation au Dévonien inférieur et moyen d'un bassin flysh ou d'un ensemble de bassins alignés le long de l'axe Marrakech-Oujda orienté NE-SW dont les sédiments ont été déformés et métamorphisés au Dévonien supérieur (370 Ma), ainsi que par un volcanisme calco-alcalin actif depuis le Viséen supérieur jusqu'au Westphalien.

3.2 - Meseta occidentale.

De l'Ouest vers l'Est nous distinguons:

3.2.1 - Le Môle côtier

C'est une région comprise entre l'Atlantique et la zone de cisaillement de la Meseta occidentale. Il est caractérisé par un style de déformation modéré, sauf à l'approche de la zone de cisaillement.

3.2.2 - Meseta centrale ou Meseta moyenne

Elle constitue la majeure partie du Maroc central, des Rehamna, des Jebilet centrales et le Massif ancien du Haut-Atlas. C'est une zone à sédimentation paléozoïque quasi-continue sans plissement précoce (anté-Viséen) marquée par l'individualisation de bassins distensifs d'âge dévono-dinantien contemporains, de la compression "bretonne" dans la Meseta orientale.

La phase majeure de plissement a été attribuée au Namuro-Westphalien (MICHARD, 1967) puis datée du Westphalien - Stephanien (HUON, 1985; TAHIRI, 1991) dont le paroxysme est atteint dans les Rehamna méridionales avec le développement d'un métamorphisme à staurotide et distène (HOEPFFNER, 1974; CORNÉE, 1982).

3.2.3 - Zone Rabat-Tiflet.

Elle est caractérisée par sa structure E-W. Elle comprend le bloc "calédonien" des Sehoul (PIQUÉ, 1979; EL HASSANI, 1990) constitué de terrains cambriens affectés par une phase tectono-métamorphique d'âge Ordovicien moyen: (450 Ma). Ce bloc comprend aussi un granite calco-alcalin syn- à tardi-tectonique d'âge 430 +/- 2 Ma (CHARLOT & al., 1973; EL HASSANI & al., 1991). Ce bloc métamorphique chevauche un ensemble sédimentaire-Ordovicien à Carbonifère (axe du Bou Regreg, EL HASSANI, 1990)

3.2.4 - Zone de transition.

Elle correspond à la marge ouest de la zone orientale et elle comprend les parties Est du Maroc central, des Jebilet et celle située au nord de la boutonnière de Aït Tamelil (dans le Haut-Atlas, HUVELIN, 1977; JENNY & LEMAREC, 1980; BOUABDELLI, 1989). Cette zone est caractérisée par l'individualisation d'un bassin turbiditique tournaisien à viséen supérieur qui constitue l'avant-pays de la zone interne avec la mise en place d'olistostromes et de nappes synsédimentaires provenant probablement de l'Est. Le Tournaisien et le Viséen inférieur reposent en discordance angulaire sur l'Ordovicien. L'ensemble est repris par une phase tectono-métamorphique d'âge viséen supérieur (phase "sudète", 330 Ma).

4 - But et méthodes utilisées

4.1 - But

Vu l'intérêt que présente le bassin de Doukkala pour la recherche pétrolière, nous avons proposé l'étude en subsurface de celui-ci. Pour une meilleure compréhension de ce bassin nous avons repris et affiné les affleurements paléozoïques en surface des régions limitrophes (Oulad Abbou et Mechra Ben Abbou). Dans ces régions les terrains paléozoïques ont été en grande partie antérieurement étudiés stratigraphiquement et structuralement. Cependant une étude sédimentologique des dépôts dévoniens s'imposait. Elle concerne essentiellement l'analyse séquentielle adoptée à la plate-forme carbonatée (DELFAUD, 1974; PURSER, 1975). Celle-ci permet de faire des corrélations latérales

détaillées basées sur le découpage séquentiel de premier et deuxième ordre à l'échelle locale et de troisième ordre à l'échelle régionale. Ceci est dans le but d'une interprétation de l'évolution géodynamique du bassin en termes de stratigraphie séquentielle.

Le choix du Dévonien est dû au fait qu'il s'agit d'un étage dont les roches sont potentiellement des roches réservoirs (dolomies, calcaires) où la porosité est importante. Cependant la qualité de ces roches réservoirs n'est pas partout la même, vu l'évolution géologique parfois dissemblable des diverses parties étudiées. C'est dans cette optique qu'une étude diagénétique a été élaborée.

Ainsi des coupes lithostratigraphiques et sédimentologiques du Paléozoïque ont été levées dans les régions d'Oulad Abbou et de Mechra Ben Abbou, des levés détaillés de log de forages, des traitements de données et analyses géophysiques du bassin de Doukkala ont été effectués à l'ONAREP.

4.2 - Méthodes utilisées

Pour les dépôts paléozoïques en général, ceux du Dévonien en particulier nous allons présenter la lithostratigraphie et l'évolution sédimentologique des coupes levées sur le terrain notamment à Mechra Ben Abbou et Ouled Abbou. L'échelle chronostratigraphique adoptée est celle de ODIN & al., (1982)

L'étude sédimentologique est fondée sur l'analyse des faciès (macrofaciès et microfaciès). Elle s'est faite sur des échantillons (surfaces polies observées à la loupe et en lames minces observées au microscope optique polarisant). La classification des roches carbonatées est basée sur la texture et les principaux constituants de la roche (DUNHAM, 1962; fig.2). Celle des roches sédimentaires silicico-clastiques est basée sur la granulométrie et leur composition minéralogique (PETTILJOHN, 1975; fig.3). Des études au laboratoire ont été élaborées à la carothèque de l'ONAREP et qui nous ont permis de suivre l'évolution faciologique dans le temps et dans l'espace. L'évolution sédimentologique est basée sur l'analyse séquentielle à l'échelle de la coupe et de la région. Celle-ci permet de faire des corrélations dans l'optique d'une tentative de stratigraphie séquentielle à l'échelle du bassin

4.2.1 - L'analyse séquentielle

4.2.1.1 - séquence et analyse séquentielle

La notion de séquence sédimentaire est très ancienne KLUPFEL (1917). Le concept de l'analyse séquentielle a été ébauchée par LOMBARD dès 1953-1956. Pour cet auteur, une roche sédimentaire doit être étudiée dans son contexte évolutif en tenant compte des dépôts qui la précèdent et de ceux qui lui font suite. Il a proposé la notion de série virtuelle à deux pôles (détritique et chimique) comme élément de base à l'analyse séquentielle.

C'est à Delfaud (1974) que revient le mérite de fonder l'analyse séquentielle et de la systématiser dans un cadre scalaire et objectif en tenant compte des faits sédimentaires

forte ← énergie → faible	M	MUDSTONE			< 10% grains	grains flottants	> 5%
	W	WACKESTONE			> 10% grains	"mud-supported"	
	P	PACKSTONE			avec matrice boueuse	grains jointifs	< 5%
	G	GRAINSTONE			sans matrice boueuse	"grain-supported"	
	E	BOUNDSTONE = construit			Calcaire recristallisé = dolomie		

Fig.2 : Classification des roches carbonatées de Dunham(1962).

GRANULOMETRIE (en mm)	2	conglomérat		
		microconglomérat		
	1	COMPOSITION (pourcentage de feldspaths)		
			5	25
		m < 15	quartzite	grès feldspathique
	0,0625	75 > m > 15	graywacke	graywacke feldspathique
0,04	m > 75	siltstone, shale, pélite		
		argilite		

Fig.3 : Classification des roches silico-clastiques de Pettijhon(1975).

Coupe schématisique	Lithologie et stratification	Aspects particuliers	Energie	Éléments liqués	Milieu de dépôt	
	E	Micrite argileuse	Moyenne	Faible	Pélagiques	
	D	Micrite et micrite grasseuse isolées	Laminates horizontales	Faible	Gravilles, jaillies	Basin, localement plate-forme
	C	Micrite parfois argileuse	Convolutions laminaires	Moyenne	Gravilles néoquives plus lambeaux	plate-forme
	B	Micrite parfois argileuse	Laminates horizontales	Faible		externa
	A	Stratification oblique ces turbidite proximal	Dunes sous-marines (selon Holms, 1954)	Moyenne	Gravilles Intraclasts Pélagiques	
	A	Micrite Microspélite Fins galets d'argile	Grainclassement		Benthiques	
		Argile à Foraminifères pélagiques	Argile	Faible	Pélagiques	
		Wackestone à silex, micropelles, microclébrés	Silex en lits, bancs cm à 1m	Faible	Pélagiques, micropelles, microclébrés d'Echinodermes	Talus à Basin
		Packstone à microclébrés, pellets, Forams pélagiques	Microstratification	Moyenne	Intraclasts pélagiques, micropelles, microclébrés	plate-forme
		Packstone granulaire, à nombreux blocs, intraclasts de toutes dimensions	Succion, Mégasturcation	Forte	Pélagiques, Benthiques, Extraclasts	externa
		Dolomies et Evaporites (diapirisme précoce)	Mudstone Bourkistone Varves Conglomérats Fenestres Hard-ground Mud-cracks	Variable généralement faible	Quartz - Micas Lignites - Silex Sulfures de fer Stromatolithes Intraclasts Gravilles Lithoclasts	Suoratal (levee de chenal ou de terréfal)
		Dolomies et Calcaires clairs en bancs décimétriques à métriques	Packstone Bourkistone Strates entrecroisées Grainclassement Valves Conglomérats Fenestres Hard-ground Mud-cracks	Moyenne	Quartz - Micas Lignite Stromatolithes Bioclasts ronds Oucolithes Intraclasts Pellets Gravilles Opolithes	Intertidal
		Calcaires clairs en bancs 1m à 3m	Bourkistone Gramstone-Packstone Strates entrecroisées	Forte	Algues - Coraux Bioclasts ronds Benthiques Oolithes Gravilles	Subtidal (chenal ou fond de marée)

Fig.4a : Séquences types de plate-forme (Elf Aquitaine, 1977)

1 : séquence turbiditique distale; 2 : séquence turbiditique proximale;
3 : séquence de chenal de marée.

Coupe schématique	Lithologie	Aspects particuliers	Energie	Eléments figurés	Milieux de dépôt
	Dolomite	Pseudomorphoses (gypse ou anhydrite) lamelles, dissolutions restées	Nulle	rare Ostracodes, Gastéropodes	Supratidal
	Bourgestone algale Σ dissolution, et bréchification	dissolution, bréchification, Bourgestone.	Moyenne	Algues stromatolithiques, petits algues, Gasteronoxes	Intertidal élevé à Intertidal
	Bourgestone algale				
	Gravestone - Packstone à Foraminifères benthiques	Gravestone, Packstone	Moyenne à forte	Foraminifères benthiques, Oncolithes	Intertidal à Subtidal
Wackestone à Forams et algues vertes	Wackestone	Faible	Algues vertes	Subtidal	
Coupe schématique	Lithologie, et stratification	Aspects particuliers	Energie	Eléments figurés	Milieux de dépôt
	Microsparites et micrites bancs épais	Stratification entrecroisée près des récifs	Moyenne	Gravettes, Oncolithes	Subtidal
	Dolomites rubanées	Brèches de B		Lithoclasts	
	Sédiment résiduel, vert ou rouge	Algal mat, Mud cracks, Fenestras, Pores de desiccation	Brèches de C	Faible	Matière organique, Lithoclasts
			Erosion subaérienne	Dépôts ferrugineux	Subaérien
					Subtidal

Fig.4b : Séquences types de plate-forme (Elf Aquitaine, 1977)
 4 : séquence de lagon; 5 : séquence loféritique.

séquences négatives et positives (Lombard, 1956). Par contre, la dynamique du bassin sédimentaire détermine le caractère évolutif centripète (régression) ou centrifuge (transgression). Cette polarité est en relation directe avec le régime distensif ou compressif (DELFAUD, 1974).

Les séquences s'agencent en séquences d'ordre croissant soit en gardant la même polarité, soit en évoluant selon une polarité inverse.

Signalons que le mécanisme de contrôle des processus sédimentaires varie avec l'ordre de la séquence.

4.2.1.6 - L'ordre de la séquence

La détermination de l'ordre des séquences est primordiale, surtout dans le cas des corrélations latérales locales ou régionales. Ces corrélations ne peuvent se faire qu'entre des séquences de même ordre.

DELFAUD (1972) a proposé une typologie scalaire des séquences sédimentaires allant de l'ordre 1 (séquence élémentaire ou séquence unité) jusqu'à l'ordre 7 ou mégaséquence (fig.5). L'auteur montre que chaque ordre de séquence est contrôlé par des facteurs externes (climatiques) et/ou internes (épirogéniques).

* L'ordre 1, définit le banc unitaire qui est l'expression d'une évolution de paramètres hydromécanique (chenal) ou chimique (paléosol).

* L'ordre 2, est le comblement d'un motif topographique mineur (chenal).

* L'ordre 3, traduit la progradation d'un système sédimentaire avec un réseau fluvial, un delta et une aire lacustre ou palustre.

* L'ordre 4, les séquences sont régies par la modification des paysages à la suite de mouvements tectoniques ou de dérives climatiques.

* L'ordre 5, l'organisation séquentielle retrace les grandes évolutions du bassin sous l'effet de la dynamique sédimentaire, la cinématique des marges et le volcanisme associé.

* L'ordre 6, est marqué particulièrement par la présence de la tectonique (discordance angulaire).

* L'ordre 7, correspond au drame ou mégaséquence limité par des discontinuités majeures.

L'analyse séquentielle peut être considérée comme une méthode de traitement de l'information (KAZI-TANI, 1986). Elle consiste selon DELFAUD (1972) en la définition de "corps sédimentaires tridimensionnels" et les rapports qui les unissent. Elle aboutit alors à une géodynamique des bassins sédimentaires.

Une séquence peut être considérée comme une suite ordonnée de plusieurs faciès. Cette séquence élémentaire est, elle-même, répétitive. Ce qui définit des méso- ou des méga-séquences aux ordres supérieurs. Pour situer un ordre dans l'agencement des empilements sédimentaires et leurs niveaux de séparation en discontinuités, a établi une typologie calcaire des séquences sédimentaires avec un découpage en sept ordres allant du

Ordre	Epaisseur	Type de phénomènes	Discontinuité	Exemple
0	feuillet	phénomènes météorologiques ou climatologiques de courte durée, matée	sans discontinuité	feuillets, stromatolithiques, varves
DELFAUD, 1986				
1	0.2 à 2 m	Mécanisme simple Hydromécanique et/ou géochimique	Diasthème	Une turbidite
2	5-50 m	Comblement d'une unité topographique	Joint	Une séquence de chenal luvante
3	20-250 m	Progradation de nappes sédimentaires	Surface durcie	Séquence quercynoise
4	200-800 m	Eustatisme Saccade de subsidence	Surface négative	Bajocien et Bathonien inférieur
5	600-2 000 m	Tectonique - Eustatisme	Discordance cartographique	Le Dogger
6	1 000-10 000 m	Tectonique	Discordance angulaire	Le Jurassique
7	?	« Cycle orogénique »	Discordance majeure	Glypto- Litho- Oro- { genèse du cycle alpin
8	croûte	constitution crustale, réarmement géochimique du manteau supérieur	épaississement de la tectosphère, trapps, vacuité à l'échelle des ères	évolution du remplissage : géosynclinal à plate-forme stable
KAZI-TANI, 1986.				

Fig.5. Typologie scalaire des séquences sédimentaires.

banc au drame ou mégasystème d'ordre 7. A ces sept ordres, Kazi-tani (1986) ajoute deux autres ordres:

L'ordre zéro, qui correspond à une lamination, d'échelle millimétrique et qui n'est limitée par aucune discontinuité.

l'ordre 8 qui, en englobant plusieurs orogénèses; traduit l'histoire de la croûte terrestre.

4.2.2 - La stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est une méthode qui permet l'établissement d'un cadre chronostratigraphique d'échelle globale, à l'aide de la reconnaissance et de la datation des discontinuités. Celle-ci sont définies comme des lignes-temps d'origine eustatique qui encadrent des unités génétiques de dépôts ou "système tracts".

Cette discipline introduite par VAIL & al. (1977), a pour but la réalisation d'un modèle de dépôt en intégrant les données de sismiques et les observations de terrain et de forage. Il en découle l'établissement d'un diagramme global des cycles eustatiques (HAQ & al., 1987; fig. 10). Cette démarche préférentiellement utilisée jusqu'ici sur des domaines de marges et pour des sédiments terrigènes, s'applique également en milieux marins profonds et pour les dépôts à dominante carbonatée (REY & al., 1988, 1989).

Les principaux paramètres sur lesquels est fondé ce modèle sont les variations du niveau global de la mer (eustatisme), la subsidence (tectonique) et les apports sédimentaires (sédimentation). Ce modèle trouve son application dans les zones peu mobiles, les aires cratoniques et les bassins épicontinentaux. Sur un profil d'équilibre (plate-forme, talus, bassin) on peut distinguer cinq prismes ou cortèges sédimentaires (fig.6 et 7).

- Les cortèges de cônes sous-marin (C.S.M), "submarine fan system tract", forment des complexes chenalisés et des lobes. Ils creusent et entaillent des vallées et canyons sur la plate-forme. Ces dépôts, de haute énergie sont associés à une chute du niveau marin plus rapide que la subsidence en bordure de plate-forme. Sur celle-ci le cortège de cône sous-marin ne s'exprime que par une simple surface d'érosion. Ils sont associés à la surface et à la discontinuité de baisse brutale des eaux de type 1 (émersion totale de la plate-forme, avec érosions aérienne et sous marine).

- Les cortèges de prismes de bas niveau (P.B.N.), "lowstand wedge system tract", sont formés également de complexes turbiditiques généralement progradants, localisés sur la partie distale à centrale de la plate-forme et disposés sous une faible tranche d'eau. En contexte de sédimentation carbonatée, les calcaires bioclastiques, les calcaires gréseux et les calcaires oolithiques prédominent. L'ensemble du prisme tend à s'organiser en séquences de comblement (REY & al., 1989). La chute eustatique se traduit sur la plate-forme par une surface érosionnelle. Ces cortèges sédimentaires sont associés à des limites

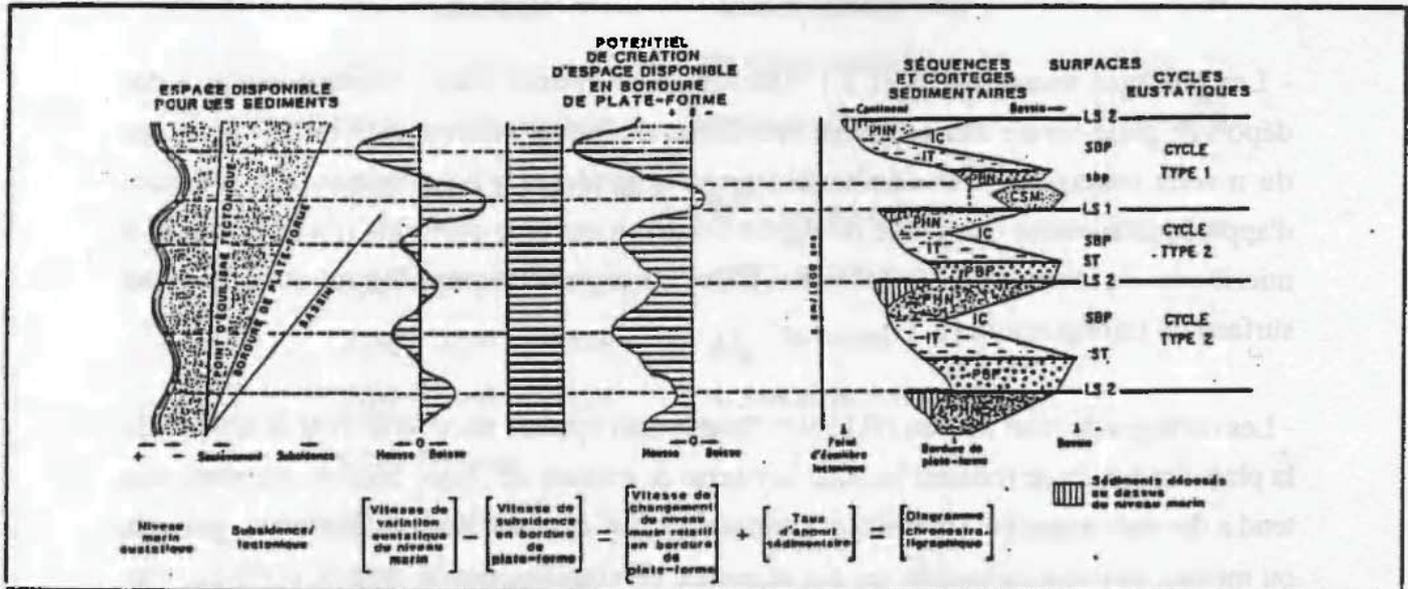


Fig. 6 : - Principaux paramètres affectant la géométrie des corps sédimentaires. PHN: prisme de haut niveau; IT: intervalle transgressif; IC: intervalle condensé; PBP: prisme de bordure de plate-forme; PBN: prisme de bas niveau; CSM: cône sous-marin; LS1: limite de séquence de type 1; LS2: limite de séquence de type 2; SBP: surface basale de progradation associée à un cône sous-marin; sbp: surface basale de progradation associée à un cône sous-marin; ST: surface de transgression. (d'après VAIL et al, 1987).

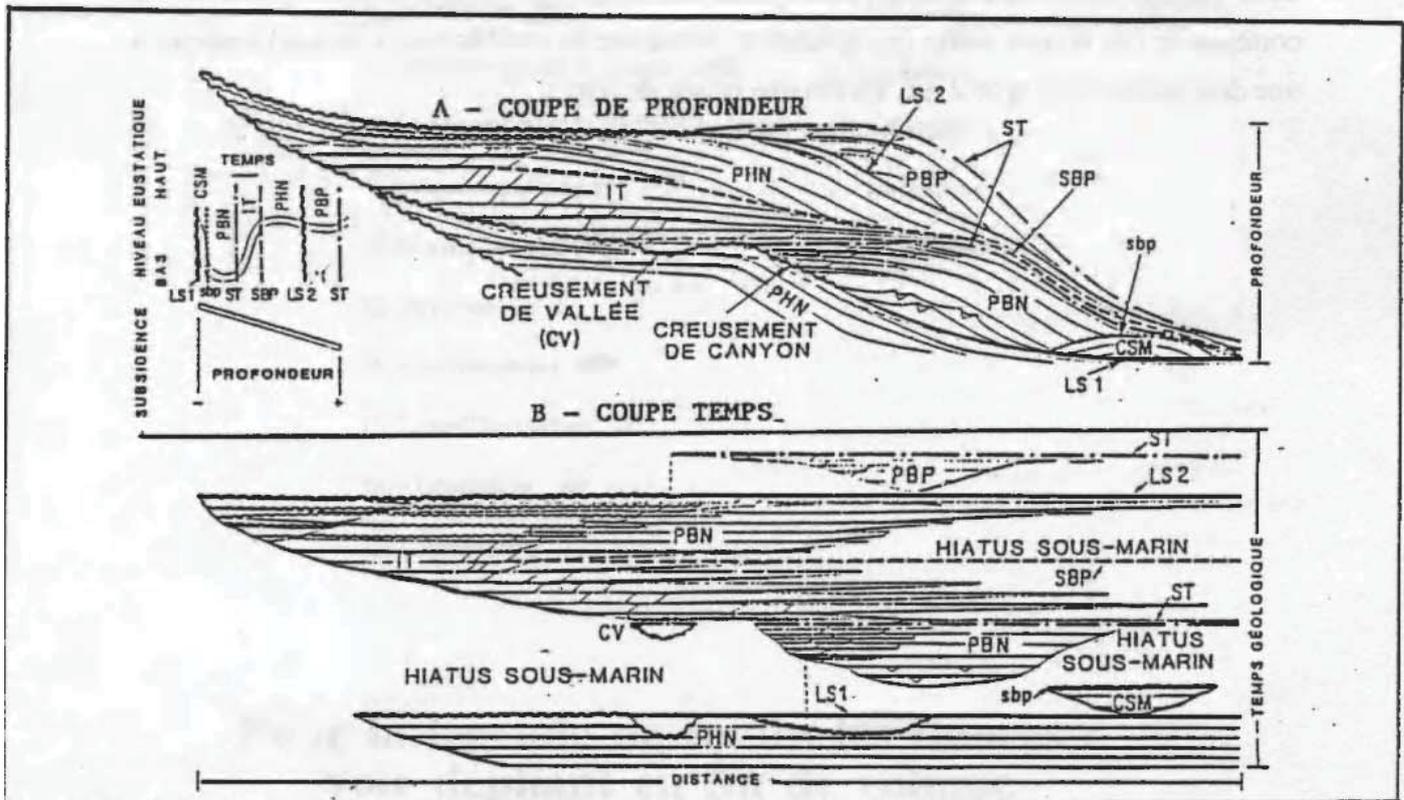


Fig. 7 : Stratigraphie séquentielle : séquence théorique de dépôt et surfaces de discontinuité. Limites de séquences : type 1 = LS1; type 2 = LS2. - Surfaces basales de progradation : SBP, sbp - Surface de transgression : ST. (d'après VAIL et al, 1987).

de séquence de type 2.

- Les cortèges transgressifs (I.T.) "transgressive system tract", correspondent à des dépôts de plate-forme dûs à la large inondation du bassin sédimentaire lors de la hausse du niveau eustatique; ces dépôts de type rétrogradants, s'agencent en une séquence d'approfondissement composée de dépôts relativement plus profonds (marnes, calcaires micritiques ou marneux à céphalopodes). Ces cortèges transgressifs sont associés à une surface de transgression (S.T.).

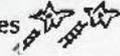
- Les cortèges de haut niveau (P.H.N.). "high/stand system tract" couvrent la totalité de la plate-forme. Ils se forment lorsque la vitesse de montée des eaux décroît, s'arrête, puis tend à devenir négative. Ils sont caractérisés par des dépôts calcaires, marneux, gréseux ou mixtes, qui sont organisés en une séquence de comblement de type Klupfélien. Ces cortèges sont associés à une surface d'inondation maximale qui coïncide avec l'inversion du sens de migration des corps sédimentaires; jusqu'alors rétrogradants, ils deviennent progradants.

- Les cortèges de bordure de plate-forme (P.B.P.) "shelf margin wedge system tract" se forment lorsque le niveau globale de la mer subit une baisse qui ne dépasse pas le rebord de la plate-forme; Les dépôts qui en résultent ont les mêmes caractéristiques que ceux des cortèges de bas niveau marin (progradation, séquence de comblement). Ils sont associés à une discontinuité de type 2 qui traduit une baisse des eaux.

Légende commune aux coupes

<u>Lithologie</u>	<u>Figures sédimentaires</u>
 Calcaire	 Litage parallèle
 Calcaire argileux	 Litage oblique
 Calcaire bioclastique	 Stratifications entrecroisées
 Calcaire nodulaire	 Laminites
 Calcaire gréseux	 Stylolites
 Calcaire siliceux	 Surface de ravinement
 Dolomie	
 Argilite	
 Conglomérats	
 Brèche	
 Grès	
 Joint argileux ou marneux	

Éléments de caractérisations

- 6: Pellétoïdes 
- 7: Stromatopores en boule 
- 8: Stromatopores lamellaires 
- 9: Polypiers solitaires 
- 10: Echinodermes 
- 11: Bryozoaires 
- 12: Brachiopodes 
- 13: Lamellibranches 
- 14: Ostracodes 
- 15: Glauconie 

Classification de Dunham, (1962)

- 1: Mudstone
- 2: Wackstone
- 3: Packstone
- 4: Grainstone
- 5: Boundstone

**Pour la légende de toutes les figures :
voir dépliant en fin de volume**

1^{er} partie : Evolution sedimentaire

Chapitre I
Région d'Galad Abbaou

Introduction

La région d'Oulad Abbou est située à l'est de la zone de Casablanca. Elle est caractérisée par un relief accidenté, une végétation méditerranéenne et une population dense. Les recherches effectuées dans cette région ont permis de découvrir de nombreux sites archéologiques et de mieux connaître l'histoire de cette zone.

Les recherches effectuées dans cette région ont permis de découvrir de nombreux sites archéologiques et de mieux connaître l'histoire de cette zone. Les fouilles ont révélé des vestiges de civilisations antiques, témoignant de l'occupation humaine de cette région dès l'époque préhistorique.

Chapitre 1 Région d'Oulad Abbou

Les recherches effectuées dans cette région ont permis de découvrir de nombreux sites archéologiques et de mieux connaître l'histoire de cette zone. Les fouilles ont révélé des vestiges de civilisations antiques, témoignant de l'occupation humaine de cette région dès l'époque préhistorique.

1 - Les fouilles effectuées (tab. 1)

Les fouilles effectuées dans cette région ont permis de découvrir de nombreux sites archéologiques et de mieux connaître l'histoire de cette zone. Les fouilles ont révélé des vestiges de civilisations antiques, témoignant de l'occupation humaine de cette région dès l'époque préhistorique.

Les fouilles effectuées dans cette région ont permis de découvrir de nombreux sites archéologiques et de mieux connaître l'histoire de cette zone. Les fouilles ont révélé des vestiges de civilisations antiques, témoignant de l'occupation humaine de cette région dès l'époque préhistorique.

1 - Fouilles de Chéguig

1.1 - Les fouilles

Les fouilles effectuées dans cette région ont permis de découvrir de nombreux sites archéologiques et de mieux connaître l'histoire de cette zone. Les fouilles ont révélé des vestiges de civilisations antiques, témoignant de l'occupation humaine de cette région dès l'époque préhistorique.

I - Introduction

La région d'Oulad Abbou est située à 60 km au SW de Casablanca. Elle fait partie d'un vaste ensemble structural hercynien, le "môle côtier" (MICHARD, 1976), constitué de terrains paléozoïques d'au moins 6000 m d'épaisseur (ALLIX, 1978) dont l'âge s'étend du Cambrien inférieur au Dévonien supérieur (GIGOUT, 1951; HUVELIN, 1977; DESTOMBES & al., 1985). Des roches attribuées au Carbonifère ont été trouvées dans le forage SN1(Safi Nord, RABATÉ, 1969). Cet ensemble est caractérisé par des plis à grand rayon de courbure subméridiens, et correspond à la marge occidentale peu déformée de la chaîne hercynienne du Maroc.

Dans la région d'Oulad Abbou le flanc Est du synclinal d'Oulad Abbou montre deux coupes complémentaires de la série siluro-dévonienne (Oued Chéguiga et Oued Targa).

Le Silurien, daté par *Monograptus ultimus* (Telychien inférieur à Pridoli supérieur), présente la particularité d'inclure des roches volcaniques syn-sédimentaires interprétées par CORNÉE & al. (1985) comme un événement "calédonien", mis en rapport avec des événements similaires à Tiflet (EL HASSANI, 1990), au large d'El jadida (RUELLAN, 1985) et dans la région de Safi à Khemis Nga (BEUN & al., 1986; HUVELIN & al. , 1991).

Ces coupes ont été étudiées par GIGOUT (1951), BACKER & al., (1965), HOLLARD (1967), GENDROT & al. (1969), KERGOMARD (1970), PIQUÉ (1979) et BEN FRIKA (1994). La recherche de conodonte par ce dernier auteur dans les niveaux calcaires lui a permis de reconnaître plusieurs étages du Dévonien

II - Ensembles sédimentaires (tab.1)

Le tableau 1 résume les différentes formations et leur évolution pour mésoséquentielle de chaque région.

Les dépôts dévoniens de la région d'Oulad Abbou sont organisés en trois formations lithostratigraphiques. Il s'agit de la formation de Chéguiga datée du Dévonien inférieur, la formation d'Oulad Abbou du Dévonien moyen, et la formation de Sidi Abdellah du Dévonien supérieur. Ces formations sont subdivisées en plusieurs membres.

1 - Formation de Chéguiga

1.1 - Coupe type

Elle est située sur le flanc Ouest du synclinal d'Oulad Abbou. La coupe a été levée au niveau de l'Oued Chéguiga en $x = 252,2$ et $y = 281,4$ (fig.8).

Age ↓ Régi. ans	Oulad Abbou		Mechra Ben Abbou		Doukkala			
	Noms des Formations utilisées	Unités lithostratigraphiques	Formations lithostratigraphiques, (Michard & al., 1982)	Unités lithostratigraphiques	Noms des Formations utilisées	Unités lithostratigraphiques		
Dévonien supérieur	Formation de Sidi Abdellah	Argiles grises de Sidi Abdellah	Formation de Nahliat	Calcaires gréseux et grès de Nahliat	Formation de Doukkala	Argillites noires		
							membre supérieur :	Calcaires récifaux de Bouchhada
Dévonien moyen	Formation D'Oulad Abbou	Dolomies récifales de Zrahna	Formation de Mechra Ben Abbou	membre moyen : Calcaires noduleux	Formation d'El Barba	membre inférieur :		
							membre inférieur :	Calcaires et dolomies pén-récifaux
							Calcaires noduleux	
Dévonien inférieur	Formation de Chégouga	Marnes et calcaire d'Ain Tolba	Formation de Koudiat Diab	membre des Détritiques supérieurs : membre d'Oulad Barka	Formation de Safi	membre supérieur :		
							membre supérieur :	Marno-calcaires et calcaires à Entroques
		membre inférieur :						
		argilo-calcaires d'Ain Targa		Détritiques inférieurs		membre inférieur :	Argillites grises	

Tab. 1 : Découpage lithostratigraphique du Dévonien de la partie Ouest de la Meseta occidentale : nomenclatures utilisées.

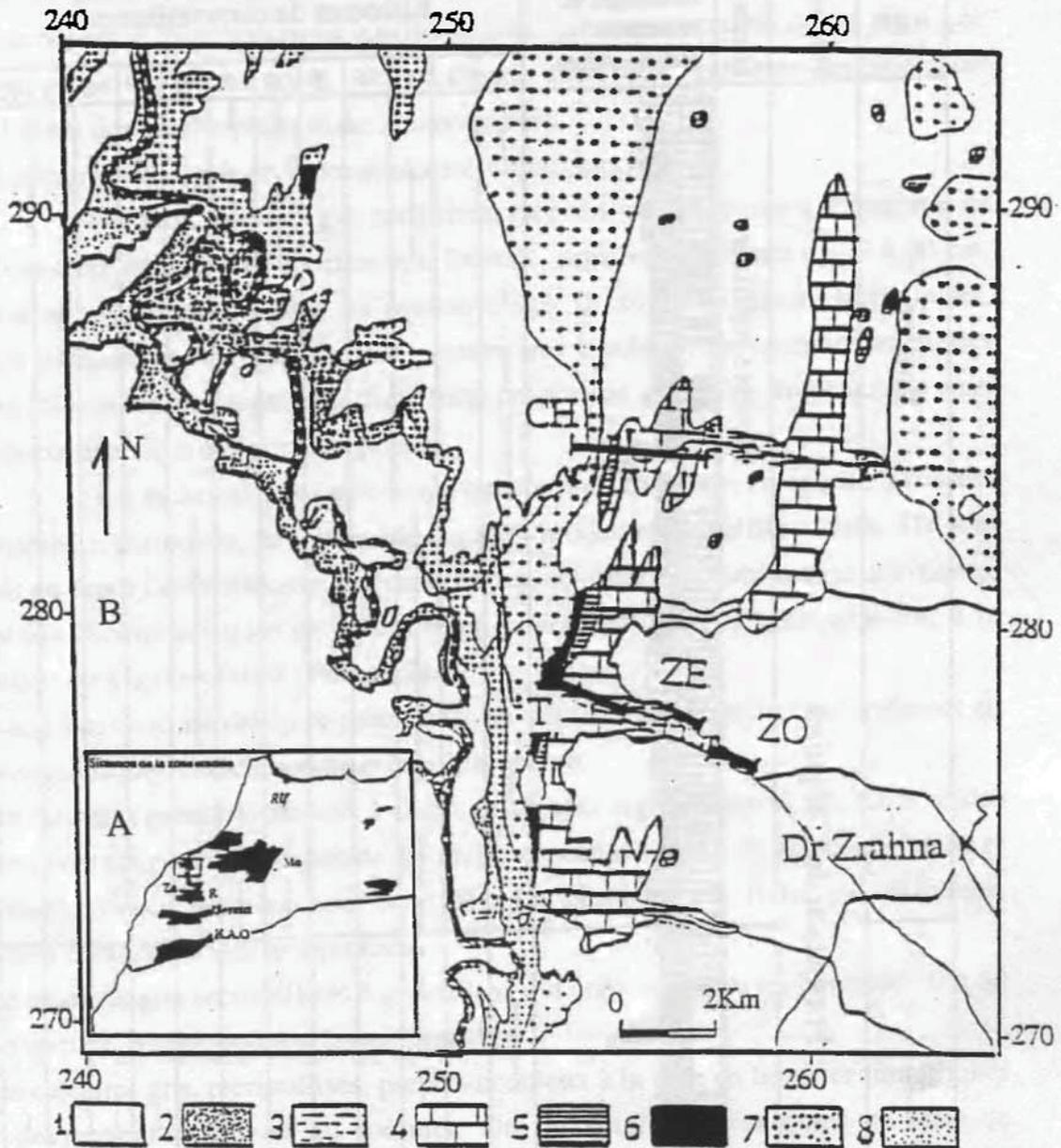


Fig.8 : A : Situation générale

(en noir : massifs paléozoïques, encadré : zone d'étude)

B : Localisation des coupes de Chéguiga : CH; Aïn Targa : T; Zrahna Est : ZE; et Zrahna Ouest : ZO.

(Extrait de la carte de Gigout, 1955).

1 : Post-Trias; 2 : Trias indifférencié; 3 : Dévonien supérieur;
4 : Dévonien moyen; 5 : Dévonien inférieur; 6 : Silurien;
7 : Ordovicien; 8 : Cambrien.

1.2 - Description

La formation de Chéguiga est composée de deux membres (fig.9) :

*Le membre inférieur : argilo-calcaire d'Aïn Targa, est épais de 150 m et montre de bas en haut:

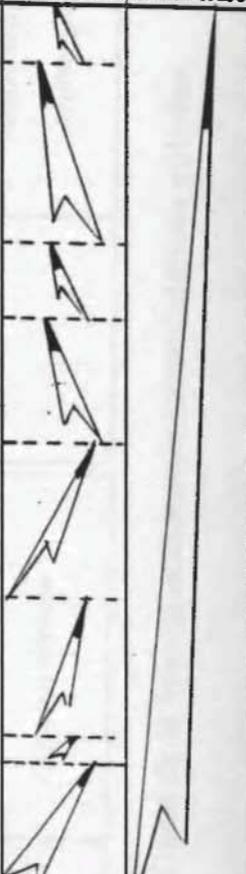
Age	Formation	Membres	Lithologie et structures sédimentaires	Éléments de caractérisation												Analyse séquentielle - marin +		
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	2ème ordre	3ème ordre	
Emsien	Formation de Chéguiga	Membre supérieur		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
		Membre inférieur		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lochkovien-Praguien																		
Silurien																		

Fig.9 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la formation de Chéguiga

15,50 m d'argilites grises armées de niveaux de calcaires sparite grs. Ces ...
organisés en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique, sont envahis par des
cristaux de dolomite rhomboédrique sparitisée. Une forte concentration de fer ainsi que
des quartz détritiques sont notés. On reconnaît aussi des fantômes de bioclastes
essentiellement des brachiopodes et des échinodermes.

- 9 m de calcaires structurés en bancs stratocroissants; composés de :

+ 4 m de calcaires gris totalement recristallisés en sparite à empreintes de
brachiopodes, lamellibranches et entroques. Ils sont organisés en bancs de 20 à 80 cm.
Ces calcaires présentent à la base un pseudo-litage. Ils sont légèrement ferruginisés,
admettant localement des injections de passées très bioclastiques essentiellement des
entroques. Notons enfin l'apparition d'une forte proportion de grains de glauconie ainsi
que du quartz détritique de forme anguleuse.

+ 5 m de calcaires gris-beige qui sont recristallisés, en sparite à passées
bioclastiques : entroques, brachiopodes, gastéropodes et lamellibranches. Ils sont
organisés en bancs centimétriques à décimétriques, contenant de rares quartz détritiques,
des cristaux rhomboédriques de dolomite et de nombreux vides correspondant à la
bioturbation ou à la dissolution (Porogenèse).

- 4 m d'argilites où s'intercalent de rares bancs de calcaires gris à grains fins organisés en
bancs centimétriques à brachiopodes et lamellibranches.

- 3 m de calcaires pseudo-noduleux à cherts et à joints argileux jaunâtres. Ce sont des
calcaires à cristaux rhomboédriques de dolomites zonées et à grains de glauconie (taille et
forme variées) dont certains sont corrodés. La biophase est riche en entroques,
bryozoaires et brachiopodes recristallisés

- 3 m de calcaires gris recristallisés à grains fins qui sont organisés en bancs de 20 à 50
cm, à entroques, brachiopodes et lamellibranches.

- 4 m de calcaires gris, recristallisés, pseudo-noduleux à la base en bancs centimétriques
et qui deviennent noduleux au sommet. On reconnaît des fantômes de tests de
brachiopodes.

- 2 m de calcaires noduleux lenticulaires, en bancs continus d'épaisseur centimétrique et à
joints argileux jaunâtres.

- 3 m de calcaires qui sont gris-clair, lenticulaires, totalement recristallisés en sparite,
organisés en bancs de 20 à 50 cm. Ils sont bioturbés et très bioclastiques: entroques,
brachiopodes, lamellibranches et rares polypiers branchus (hydrozoaires) reflétant une
texture jointive. On note la présence de cristaux rhomboédriques de dolomite ainsi qu'une
concentration en fer.

- 2,50 m de calcaires gris-beige qui sont noduleux à passées lenticulaires à la base et do
la biophase est riche en échinodermes.

- 2 m de calcaires gris beige qui sont organisés en bancs centimétriques. Ils montrent
nombreux vides correspondant à la bioturbation ou à la dissolution. Leur biophase
riche en brachiopodes lamellibranches, bryozoaires et échinodermes.

- 5 m de calcaires gris fins qui sont en bancs décimétriques séparés par des niveaux supposés argileux. Ils sont coiffés par un banc de 50 cm de calcaires gris-beige, à gros grains, fossilifères: brachiopodes, lamellibranches et entroques, bryozoaires et à rares quartz détritiques.
- 1 m de marnes avec des concrétions calcaires et des passées lenticulaires que surmontent deux niveaux de calcaires centimétriques. Ils renferment des quartz détritiques et sont riches en débris de polypiers, de brachiopodes, d'entroques, de bryozoaires et d'algues rouges (Mélobésiées).
- 10 m de calcaires en plaquettes qui montre une surface irrégulière à valeur de discontinuité sédimentaire très fossilifère : brachiopodes, entroques, bryozoaires. Ces calcaires ont montré des formes rhomboédriques de certains cristaux et de rares quartz.
- 80 m de marnes grises, localement versicolores, qui sont riches en Posidonomes.
- 4 m de marnes jaunâtres qui renferment des passées de calcaires argileux d'épaisseur décimétriques et très bioclastiques: entroques, brachiopodes et lamellibranches. Le passage entre les marnes grises et les marnes jaunâtres est non observé.
- 2 m de calcaires gris-jaune à grains fins lités en bancs décimétriques. Ils sont totalement recristallisés en dolosparite. On note la forme rhomboédrale des cristaux emboîtés avec un début de sparitisation en quartz détritiques, concentration de fer et vides de bioturbation ou de dissolution. Les fantômes de bioclastes sont des échinodermes , bryozoaires et brachiopodes. Ces calcaires sont marqués à leur sommet par une croûte centimétrique ferrugineuse, à valeur de discontinuité sédimentaire, parsemée de bryozoaire, d'entroques et de brachiopodes.

* Le membre supérieur : marnes et calcaires d'Aïn Tolba, il est épais de 76 m, montre de bas en haut:

- 1,20 m de marnes jaunâtres, feuilletées au sommet où s'intercalent des passées centimétriques de calcaires, devenant parfois lenticulaires.
- 6,50 m de calcaires gris à gros grains, qui montrent à la base une surface irrégulière. Ces calcaires sont organisés en bancs centimétriques à décimétriques stratodécroissants; souvent totalement recristallisés en dolosparite voire en sparite. La biophase est riche en entroques, gastéropodes, brachiopodes, lamellibranches, algues rouges (Mélobésiées). Au sommet, ces calcaires ont montré des vides de bioturbation ou de dissolution, des oncolites algaires ainsi que de très rare quartz.
- 2 m d'une alternance de calcaires et de marnes jaunâtres. Les calcaires se présentent en bancs centimétriques et renferment des entroques et des brachiopodes.
- 2,50 m de marnes à passées lenticulaires de calcaires devenant argileux en plaquettes au sommet. Les calcaires sont riches en échinodermes, bryozoaires, on note aussi la présence de quartz détritiques et de vides de dissolution ou de bioturbation.
- 1 m de calcaires gris recristallisés montrant à la base une surface de ravinement. Ils sont bioclastiques, à entroques et à brachiopodes, quartz détritiques et pores de dissolution ou de bioturbation.

- 1 m d'une lacune de visibilité.
- 6 m de calcaires gris organisés en bancs de 20 à 50 cm, totalement recristallisés en sparite parfois en dolosparite. Ils sont très riches en entroques, algues rouges et rares tests de brachiopodes. On note aussi la présence de très rares quartz détritiques, des vides et des oxydes de fer.
- 8,5 m de calcaires gris en bancs strato-croissants à silex. Ce sont des calcaires totalement recristallisés en dolosparite xénomorphe, voire en sparite, avec une forte concentration en fer. On note l'abondance d'entroques bryozoaires algues rouges et de très rares grains de quartz détritiques.
- 3 m de calcaires gris et rouges en bancs décimétriques, à silex stratiformes diffus, organisés en bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur, très riches en échinodermes et en oxyde de fer.
- 4 m de calcaires gris à rouges stratodécroissants, à silex bien exprimé en rognons et en strates centimétriques discontinues. Ces calcaires sont organisés en bancs centimétriques à décimétriques; ce sont des calcaires totalement recristallisés à fantômes d'échinodermes, brachiopodes, lamellibranches et bryozoaires.
- 10 m de marnes jaunâtres avec des concrétions calcaires à la base à rares débris de brachiopodes .
- 1 m de calcaires beiges encrinitiques caractérisés à la base par une surface de ravinement. Il montrent une porosité élevée correspondant à la bioturbation et/ ou à la dissolution. Leur biophase est marquée par la présence de débris d'entroques de lamellibranches. Le sommet de ce banc est marqué par 50 cm d'un calcaire jaunâtre à interlits marneux.
- 4 m de marnes à passées de calcaires beiges à brachiopodes et de calcaires qui sont noduleux (1,50 m) à la base qui évoluent à des marnes jaunâtres (2,50 m) vers le sommet.
- 0,6 m d'un banc de calcaires beiges encrinitiques, qui sont recristallisés, à fantômes de brachiopodes, lamellibranches et entroques.
- 0,8 m de marnes jaunâtres qui montrent un passage brutal avec le terme précédent.
- 1,20 m comprenant 2 passées de calcaires beiges encrinitiques qui sont intercalés par des marnes jaunâtres et des calcaires noduleux vers le sommet. Les niveaux calcaires centimétriques sont riches en entroques, brachiopodes et lamellibranches.
- 1 m de marnes jaunâtres.
- 3 m de marnes jaunâtres à calcaires beiges en bancs décimétriques poreux. Leurs biophase est marquée par des fantômes de brachiopodes, de bryozoaires et d'entroques. Ces calcaires sont presque totalement recristallisés en sparite imprégnée d'oxyde de fer. On note la présence de grains de quartz détritiques.
- 3 m d'une alternance marno-calcaire jaunâtre. Les niveaux calcaires sont centimétriques à décimétriques poreux et à oxyde de fer, totalement recristallisés en dolosparite. Ces calcaires ont montré une porosité élevée, celle-ci est liée soit à la dissolution, soit à la

bioturbation.

- 4 m de calcaires gris, à grains fins, recristallisé en dolosparite, qui sont riches en brachiopodes, rares tests de lamellibranches et en débris d'entrouques.
- 5 m de calcaires gris à grains fins légèrement poreux et à grains de quartz détritiques. Ils sont organisés en bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur que ravine un niveau chaotique à éléments hétérométriques (dm à m) et monogéniques (calcaires mal classés). Ces calcaires montrent de nombreux fantômes de brachiopodes, entrouques et lamellibranches. On note aussi la forme rhomboédrique des cristaux ainsi qu'un début de sparitisation.
- 1,50 m de calcaires argileux jaunâtres noduleux.
- 2 m de calcaires gris recristallisés à quartz détritiques organisés en bancs décimétriques caractérisés à la base par une surface de ravinement. C'est un niveau très riche en brachiopodes (*Spirifer*), lamellibranches et rares entrouques.
- 0,3 m de marnes jaunâtres à concrétions calcaires.
- 0,3 m d'un niveau de calcaires qui sont très riches en brachiopodes, entrouques, lamellibranches, bryozoaires, algues rouges (Mélobésiés). Ces calcaires marquent un niveau de condensation à valeur de discontinuité sédimentaire.
- 0,4 m de calcaires gris recristallisés, à brachiopodes et gastéropodes, dont le sommet est coiffé par une croûte décimétrique de calcaires beiges très bioclastiques: brachiopodes, lamellibranches, entrouques et gasteropodes. Cette croûte a une valeur de discontinuité sédimentaire.
- 1 m de calcaires gris recristallisés en sparite organisés en deux bancs fossilifères (brachiopodes, gastéropodes, entrouques), séparés par un banc centimétrique de calcaire noduleux. On note la présence d'une forte porosité de bioturbation ou / et dissolution, rares grains de quartz détritiques et une concentration en fer.
- 1 m de calcaires gris, recristallisés en sparite, et de marnes jaunes. Les niveaux calcaires sont recristallisés en dolosparite. Les vides sont colmatés par la silice. On note de nombreux fantômes de bryozoaires, algues rouges, entrouques et brachiopodes.
- 2 m de marnes jaunâtres avec de rares passées de calcaires gris totalement recristallisés en dolosparite avec un début de sparitisation et une porogenèse bien marquée.

1.3 - Age

Les calcaires bioclastiques qui reposent sur le Silurien à Oued Chéguiga ont été datés de la base du Dévonien inférieur (Lochkovien); par GIGOUT (1951); BACKER & al. (1965) et HOLLARD (1967). A Oued Targa, ces mêmes calcaires reposent directement sur le Ludfordien (BACKER & al. , 1965; HOLLARD, 1967). Ils ont livré une importante faune très diversifiée du Lochkovien (HOLLARD, 1967):

Cyrtiva procedens; *Eoglossinotoechia termieri*; *Isoorthis cf.exojnochoi*; *Ptychosphaera constricta*; *Warburgella rugulose*; *cf. Hebetoechia off ornatrix*; *Isoorthis sp. ex. gr. Szajnochai*; *Cf Opikina imbrex* ou *Schellwienella sp*; *Spiriferoidea*.

Dans la coupe de Oued Targa, Benfrika (1994) a pu dater le Pridoli en considérant

considérant la zone à "*eosteinhornensis*" comme limite inférieure en contact avec le Lochkovien. Les récoltes effectués par BACKER & NEGRONI (1965) ont livré une faune du Praguien (HOLLARD, 1967): *Phacops (Phacops) sp.*; *Glossinotoechia princeps ou gibba*; *Fenestellidae*; *Athyris sp.* *Slossinotoechia sp. ex. gr. princeps*; *Eucharitina ohlerti*; *Acrospirifer fallax ou primaevus*.

GIGOUT (1951) a daté les calcaires encrinétiques de l'Emsien qu'il a considéré comme étant une formation récifale. Dans les marno-calcaires, qui surmontent cette formation récifale, ALBERTI (1966) a récolté des trilobites: (*Odontochile spinifera* et *Acaste henni*) d'Emsien supérieur. En tenant compte de ces données chronostratigraphiques, la formation de Chéguiga, que nous avons subdivisé en deux membres est d'âge Dévonien inférieur (Lochkovien-Praguien et Emsien). Par conséquent, on peut proposer l'âge Lochkovien-Praguien au membre inférieur et l'âge Emsien au membre supérieur.

1.4 - Analyse séquentielle

1.4.1 - Discontinuités

Les discontinuités sédimentaires reconnues et définies dans cette coupe s'expriment sous forme de changement brutal de lithologie; surface de ravinement; surface de remaniement et d'accumulation de bioclastes (brachiopodes et crinoïdes) et de croûte ferrugineuse.

1.4.2 - Faciès

Au sein du Dévonien inférieur sept principaux faciès ont été distingués:

F1: les marnes gris, verdâtres à tests de bivalves (brachiopodes et lamellibranches).

F2: les calcaires gris, de texture grainstone à échinodermes, bryozoaires, brachiopodes et lamellibranches (PL. II. E). Ce calcaire est parsemé de cristaux de dolomite rhomboédrale, de quartz détritique dont certains sont corrodés, des granules de glauconie et de la bioturbation.

F3: les marnes jaunâtres à concrétions calcaires à débris de bivalves et d'entrouques.

F4: les calcaires totalement reeristallisés en sparite et en dolosparite à fantômes de bioclastes essentiellement des brachiopodes, échinodermes, gastéropodes des oncolithes algaires reflétant une texture jointive. On note la présence des cristaux de dolomite losangique, elle même sparitisée ainsi que la présence de grains de quartz détritique. Souvent le faciès présente de nombreux vides correspondant soit à la bioturbation soit à la dissolution.

F5: les marnes grises à posidonies.

F6: les calcaires gris roux à silex développés en strates et en rognons présentant des litages horizontaux au sommet. De texture grainstone, on peut y reconnaître des bioclastes: échinodermes, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches et oxyde de fer et quartz détritique (PL. II. D).

F7: Les calcaires poreux bioturbés à brachiopodes totalement recristallisés en dolosparite rhomboédrale. Les fantômes de bioclastes sont des échinodermes, lamellibranches dont l'agencement suggère une texture grainstone. On y reconnaît aussi la présence de grains de quartz détritique une concentration en fer et une silification très poussée particulièrement au sommet.

1.4.3 - Associations de faciès et de séquences sédimentaires

Dans le Dévonien de la région d'Oulad Abbou les faciès sont peu variés par rapport à la région de Mechra Ben Abbou. Le Dévonien inférieur est représenté par des faciès carbonatés de plate-forme, des faciès argileux bassinaux.

* Séquences de 2^{ème} ordre :

Le membre inférieur est composé de six séquences de 2^{ème} ordre stratodécroissantes, toutes négatives.

- la première séquence (24,25 m) est représentée par deux principaux termes: un terme correspondant aux marnes grises à tests de bivalves armées de niveaux centimétriques de calcaires à échinodermes, bryozoaires brachiopodes et lamellibranches. Le terme sommital est représenté par une barre de calcaire de texture grainstone riche en entroques, brachiopodes, lamellibranches, bryozoaires et des grains de quartz. Par endroit ces calcaires montrent des cristaux de dolomite zonée.

- La deuxième séquence (10m) est composée de 3 termes: des marnes jaunâtres à niveaux centimétriques de calcaires à débris d'entroques et brachiopodes; des calcaires pseudonoduleux riches en entroques, tests de bivalves et cristaux de dolomite zonée et enfin une barre de calcaires à texture grainstone à entroques, bryozoaires, lamellibranches, brachiopodes, grains de quartz et des cristaux de dolomite zonée.

- La troisième séquence (10m) est représentée par 3 termes: des calcaires pseudonoduleux de texture jointive auxquels font suite des marnes jaunâtres à tests de bivalves et renfermant des concrétions calcaires. Le terme sommital est représenté par une barre de calcaire de texture grainstone à entroques bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, grains de quartz et cristaux de dolomite rhomboédrale zonée.

- La quatrième séquence (4,50m) est à deux termes: des marnes jaunâtres débris usés de brachiopodes et d'entroques admettant des concrétions jaunâtres de calcaires à échinodermes et bivalves aux quels fait suite une barre de calcaire de texture jointive à entroques bryozoaires, brachiopodes, oncolites algaires, grains de quartz ainsi que des cristaux losangique de dolomite zonée.

- la cinquième séquence (6,10m) est représentée par une alternance marno-calcaire aux quels fait suite des calcaires très bioclastiques à oncolites algaires, échinodermes, gastéropodes brachiopodes reflétant une texture grainstone. Ce niveau d'accumulation d'organismes est assimilé à une discontinuité sédimentaire caractérisant le sommet de cette séquence.

- la sixième séquence (86 m) montre à la base des marnes versicolores, surmontée par des

marnes jaunâtres à passées de calcaires argileux à entroques, brachiopodes. Le terme sommital est représenté par des calcaires lités, bioturbés et à cristaux de dolomite rhomboédrique.

Ces six séquences de comblement (PL. II. C) traduisent l'installation d'un milieu de plate-forme externe relativement profonde.

Le membre supérieur est organisé en huit séquences : les 4 premières sont positives et les 4 dernières sont négatives :

- la septième séquence de (12,75 m) est composée de 3 termes : un terme basal constitué de calcaires en bancs stratodécroissants, bioturbés au sommet. Ce sont des calcaires à texture grainstone à entroques, brachiopodes, gastéropodes et tests de lamellibranches; le terme médian est représenté par une alternance marno-calcaire à laquelle fait suite le terme sommital composé de marnes à concrétions calcaires .

- La huitième séquence (2,5 m) est composée de grainstone riche en entroques brachiopodes, bryozoaires et lamellibranches aux quels font suite des marnes.

Ces deux dernières séquences traduisent une ouverture vers un milieu relativement profond de plate-forme.

- la neuvième séquence (13,5 m) stratodécroissante est à deux termes: des calcaires bioclastiques: grainstones à entroques, brachiopodes et lamellibranches surmontés par des calcaires à silex stratiformes à bryozoaires, entroques et tests de bivalves.

- la dixième séquence d'épaisseur 12 m stratodécroissante est elle aussi à deux termes: des calcaires encrinitiques de texture grainstone aux quels font suite des calcaires à silex en veinules et en rognons. Ce sont des calcaires de texture grainstone à entroques, brachiopodes, lamellibranches parsemées de cristaux de dolomite par endroit et montrent des laminations parallèles vers le somme

Dans l'ensemble lithostratigraphique supérieur quatre séquences de 2ème ordre ont été définies.

- la onzième séquence (11 m), montre 3 termes des nodules calcaires à la base, surmontées de marnes jaunâtres à débris de brachiopodes et entroques. Le terme sommital est représenté par un surmontée par un terme de calcaire à texture grainstone riche en entroques.

- la douzième séquence (6,60 m) est à deux termes des marnes jaunâtres à concrétions calcaires à débris de brachiopodes, surmontés par des niveaux de calcaires grainstones intercalés dans des marnes.

- la treizième séquence (de 15 m) montre des marnes jaunâtres à nodules de calcaires à la base à brachiopodes et entroques aux quelles fait suite une alternance marno-calcaire à débris de brachiopodes, lamellibranches et entroques. Le terme sommital de cette séquence est représenté par un calcaire de texture grainstone à bioclastes: entroques, brachiopodes, lamellibranches et aussi du quartz détritique. Ces calcaires sont ravinés par un niveau chaotique au sommet.

- la quatorzième séquence (4,50 m) est constituée par des marnes jaunâtres à concrétions

calcaires auxquels font suite des calcaires à brachiopodes, lamellibranches et entroques. La limite supérieure est marquée par une discontinuité sédimentaire matérialisée par une surface de condensation et d'accumulation d'organismes essentiellement des brachiopodes.

* Séquences de 3^{ème} ordre :

Les séquences de 2^{ème} ordre sont agencées en deux séquences de 3^{ème} ordre négatives.

- La première mésoséquence (133,75 m) regroupe les six premières séquences de 2^{ème} ordre. Elle correspond à l'unité a de la séquence stratodécroissante. Elle est marquée au sommet par une surface irrégulière très fossilifère à valeur de discontinuité sédimentaire. La limite inférieure n'est pas visible. Cette séquence traduit l'installation des milieux intertidaux de plate forme externe.

- La deuxième mésoséquence (40,7 m) est composée par huit séquences de 2^{ème} ordre. Elle est limitée à la base par une surface irrégulière et au sommet par une surface de condensation et d'accumulation d'organismes à valeur de discontinuité sédimentaire. Elle exprime l'installation des milieux intertidaux de la plate-forme externe.

La coupe s'achève par des marnes jaunâtres armées de niveaux centimétriques de calcaires et de concrétions à entroques et tests de brachiopodes.

1.4.4 - Récapitulation

La formation de Chéguiga est composée de deux membres :

*Le membre inférieur est formé d'une succession de séquences de comblement stratodécroissantes. Le sommet de chacune d'elles est caractérisé par une barre calcaire. Ces dépôts témoignent d'un milieu de plate-forme externe où l'eustatisme est dominant.

*Le membre supérieur est constitué à la base par des calcaires silicifiés stratocroissants qui témoignent d'un milieu de plate-forme relativement profonde par rapport à celui du membre inférieur.

Leur succèdent des apports détritiques armés de niveaux calcaire puis des calcaires très riches en bioclastes. Ces dépôts expriment un retour vers le milieu de plate-forme externe relativement profonde.

L'âge de la formation de Chéguiga est Dévonien inférieur, en effet le membre inférieur est considéré comme Lochkovien-Praguien, tandis que le membre supérieur est attribué à l'Emsien.

1.5 - Variations latérales

1.5.1 - Présentation de la Coupe d'Aïn Targa

Elle est située sur le flanc est du synclinal d'Oulad Abbou aux points x= 277 et y= 252 (fig.8).

1.5.2 - Description

Le Dévonien inférieur de cette coupe est représenté par des carbonates séparés tantôt par des lacunes de visibilité tantôt par des argilites. La formation de Chéguiga dans cette coupe est composée de deux membres (fig. 10) :

Le membre inférieur montre de bas en haut :

- 5 m de calcaires gris en bancs centimétriques à décimétriques; se sont des calcaires microsparitiques en cours de dolomitisation. On reconnaît des rhomboèdres de dolomite zonée, des plages de dissolution colmatées par de la silice; des concentrations de fer le long des fissures et des joints stylolitiques; des rhomboèdres encapuchonnées souvent calcitisés et de rares quartz détritiques de forme anguleuse à subarrondie). Les bioclastes sont mal conservés, on reconnaît les fantômes d'annelides, d'encrine, de lamellibranches et de brachiopodes.

- 6 m d'une lacune de visibilité.

- 12 m de calcaires gris organisés en bancs décimétriques à pluridécimétriques qui se chargent au sommet de silex stratiforme et rognoneux. Ces calcaires sont légèrement recristallisés à bioclastes d'échinodermes, brachiopodes, gasteropodes, bryozoaires. Ils ont montré une forte imprégnation en fer et une fréquence élevée de grains de quartz détritiques avec une épigenèse en silice des bioclastes et du ciment. De nombreux cristaux rhomboédriques de dolomite zonée et calcitisée sont parsemés dans ces calcaires.

- 17,5 m de marnes gris jaune à brachiopodes.

- 4,5 m de calcaires gris jaune en bancs décimétriques, à bioclastes d'échinodermes, de gastéropodes, de bryozoaires et de très rares oolites. On reconnaît la présence des rhomboèdres de dolomite calcitisés parfois zonés et imprégnés par une ferruginisation.

Le membre supérieur comprend de bas en haut :

- 90 m de marnes gris-jaune à débris de brachiopodes.

- 2 m de calcaires gris jaune en bancs décimétriques séparés par des marnes jaunâtres. Se sont des calcaires à entroques, brachiopodes, pelleteïdes, bryozoaires, ostracodes et gravelles.

- 17 m de dolomies blanchâtres organisées en bancs métriques très poreuses et à ondulations parallèles. Elles sont recristallisées soit en sparite soit en dolosparite et sont parfois calcitisées. Les cristaux sont de deux types: xénomorphes et losangiques zonés dont la zonation est soulignée par le fer.

- 1,5 m d'une alternance d'argile marneuse grise et de calcaires d'aspect nodulaire à brachiopodes et trilobites.

1.5.3 - Analyse séquentielle

1.5.3.1 - Discontinuités :

Elles sont caractérisées par des changements brutaux de la sédimentation.

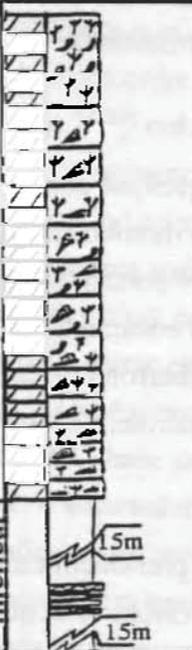
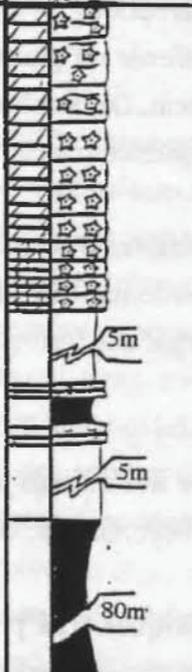
Age	Formation	Membres	Lithologie et structures sédimentaires	Éléments de caractérisation													Analyse séquentielle - marin +		
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	2ème ordre	3ème ordre	
Eifélien - Givélien	Formation d'Oulad Abbou	Membre supérieur Membre inférieur																	
Emsien		Membre supérieur																	
Praguien	Formation de Chéguiga	Membre inférieur																	

Fig.10 : Evolution lithostratigraphique sédimentologique et séquentielle de la coupe d'Aïn Targa

Une seule séquence de 3^{ème} ordre a été définie. Elle est négative et épaisse de 90,5m. Elle atteste d'une sédimentation dans un milieu de plate-forme externe peu profonde.

1.5.4 - Corrélation N-S du secteur Chéguiga

Afin d'aborder la répartition et la distribution du Dévonien inférieur de la région d'Oulad Abbou, nous étions amené à choisir le transect de direction Nord-Sud (fig.11).

Les premiers dépôts dévoniens sont rapportés au Lochkovien (HOLLARD, 1967). Ils sont caractérisés par une sédimentation carbonatée encrinétique au Sud (Aïn Targa) et armée de niveaux marneux au Nord (Chéguiga). Le Praguien est marqué par des calcaires à silex en strates et en rognons bien développés au Nord qui passent à des marnes grises vers le Sud. L'Emsien, essentiellement calcaire, est riche en entroques; son sommet marno-calcaire est caractérisé par une faune benthique à trilobites au Sud et à brachiopodes au Nord.

L'analyse séquentielle de ces deux coupes montre une succession de séquences de comblement. Elles expriment les effets des mouvements saccadés régis par l'eustatisme vu que l'effet tectonique est faible dans la région pendant la période dévonienne.

2 - Formations d'Oulad Abbou et de Sidi Abdellah

Le contact avec le Dévonien inférieur n'est pas visible. La formation d'Oulad Abbou est subdivisée en deux membres : un membre inférieur à dominance de calcaire noduleux, un membre supérieur représenté par les dolomies récifales de Zrahna. La formation de Sidi Abdellah est recouverte par des formations tertiaire, elle est représentée par des argilites de Sidi Abdellah.

2.1 - Coupe type

La coupe de Zrahna ouest est située sur le flanc Est du synclinal d'Oulad Abbou aux points x = 273,3 et y = 220,8 (fig.8) où affleurent les carbonates du Dévonien moyen: Eifélien-Givétien (BACKER & al., 1965; HOLLARD, 1967), les calcaires et dolomies du Frasnien et des argilites du Famennien.

2.2 - Description

2.2.1 - Formation d'Oulad Abbou

Deux membres sont distingués (fig.12) :

*Le membre inférieur est représenté essentiellement de carbonates noduleux. Il s'agit de calcaires dans la moitié inférieure et de dolomites dans la moitié supérieure, Ce premier membre épais de 38,5 m montre la succession verticale suivante :

- 17 m d'une alternance de calcaires noduleux et de calcaires noirâtres (PL. II. G). Les calcaires noduleux sont de couleur gris-noir. Les nodules sont formés par des

1.5.3.2 - Faciès

Quatre principaux faciès ont été distingués:

F1: les calcaires recristallisés en microsparite de texture jointive avec fantômes de bioclastes: brachiopodes, encrine, annelides, lamellibranches, granules de glauconie et rares grains de quartz détritique. Ces calcaires sont localement sparitiques en cours de dolomitisation. Le sédiment originel micritique est conservé dans les rhomboèdres de dolomite. Ce faciès présente des fissures, des joints stylolitiques à cimentation polyphasée: silice, aragonite zonée et calcite en gros cristaux.

F2: les calcaires gris à silex diffus à la base devenant stratiformes et en rognons au sommet. Ils sont de texture jointive dont les éléments figurés sont les suivants : échinodermes, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches et rares gastéropodes. On note une forte concentration de fer dans les bioclastes, certains sont partiellement épigénisés en silice ainsi que de rares quartz détritiques. Les cristaux rhomboédriques de dolomite sont souvent calcitisés.

F3: les calcaires et dolomies encrinitiques grainstones à rares oolithes, bryozoaires, intraclastes, pelletoides, gravelles, brachiopodes. Ces calcaires montrent des plages de dissolution non cimentées ainsi que des cristaux losangiques de dolomite zonée et calcitisée dont le contour est souligné par le fer.

F4: marnes grisâtres à verdâtres à débris de bivalves.

1.5.3.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires:

Aux différents changements de la lithologie sont subordonnées les séquences suivantes:

* Séquences de 2^{ème} ordre

Quatre séquences de 2^{ème} ordre ont été définies.

- Les deux premières séquences, positives, sont épaisses respectivement de 11m et 9,5m. Elles sont représentées à la base par des calcaires bioclastiques de texture grainstone: échinodermes, brachiopodes, lamellibranches. Ces calcaires montrent des cristaux losangiques de dolomite ainsi que des grains de quartz et de glauconie. Le terme sommital est représenté par une alternance de calcaires de texture grainstone à silex stratiformes à entroques et tests de bivalves.

- La troisième séquence (22m), négative est composée de marnes jaunâtres à brachiopodes aux quelles font suite des calcaires grainstones à entroques, brachiopodes, lamellibranches et grains de quartz. Ces calcaires sont parsemés de cristaux rhomboédriques de dolomites zonées.

- La quatrième séquence (48m), négative est formée : de marnes à débris de brachiopodes ; de niveaux calcaires grainstone encrinitiques qu'encadrent des marnes et des calcaires; des dolomies encrinitiques grainstones à débris de bivalves et des cristaux de dolomite zonés.

* Séquences de 3^{ème} ordre

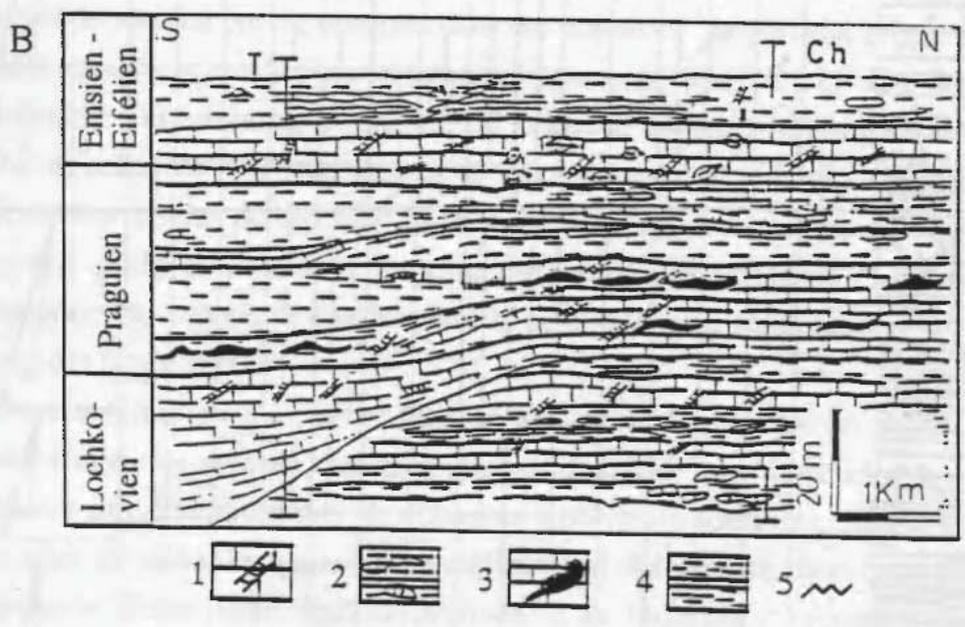
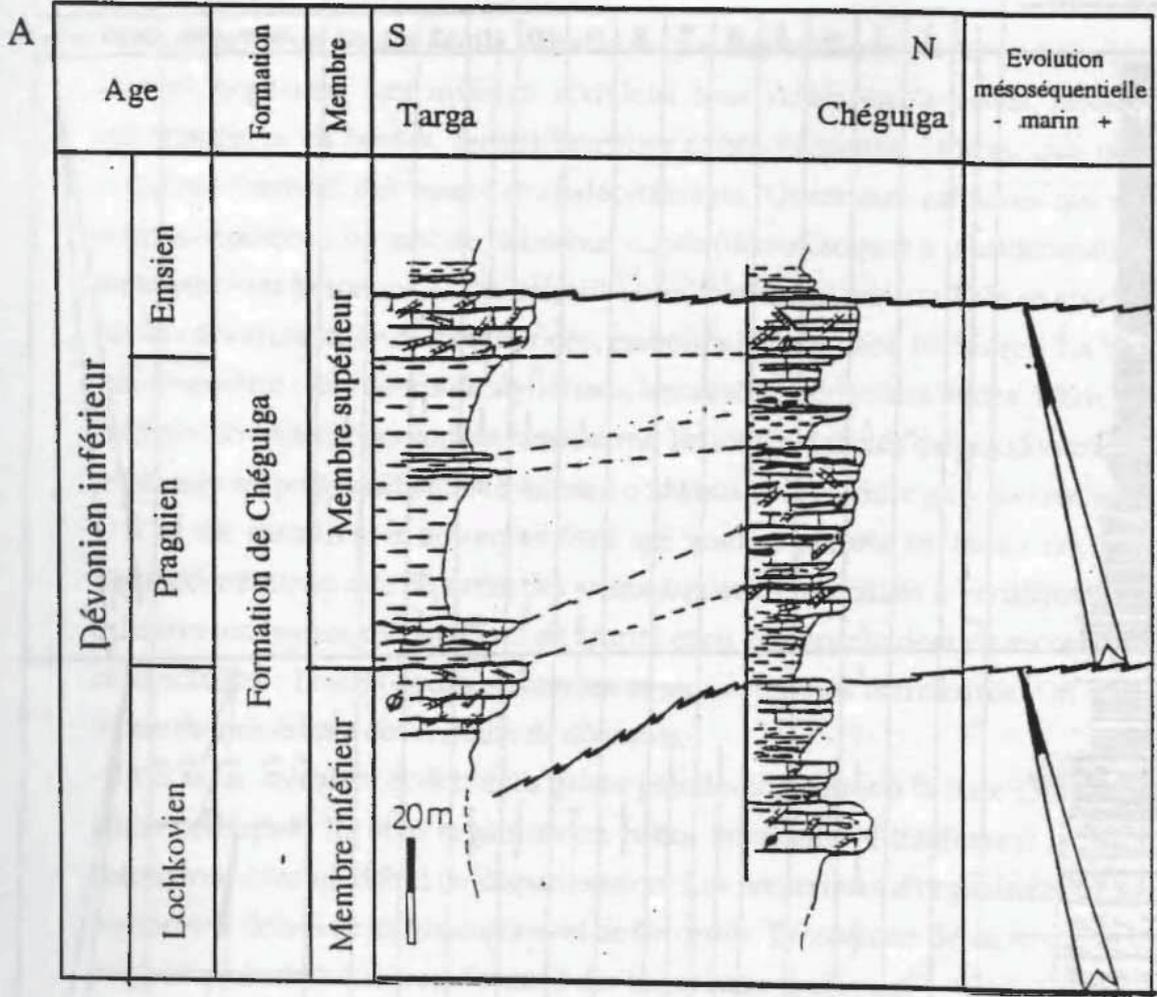


Fig.11 : Le Dévonien inférieur de Chéguiga
 A : Corrélation des coupes de Targa et Chéguiga
 B : Interprétation et évolution selon le transect N-S

1: calcaires à entroques; 2: argilites à concrétions calcaires;
 3: calcaires silicifiés; 4 : marno-calcaires 5 : discontinuité sédimentaire.

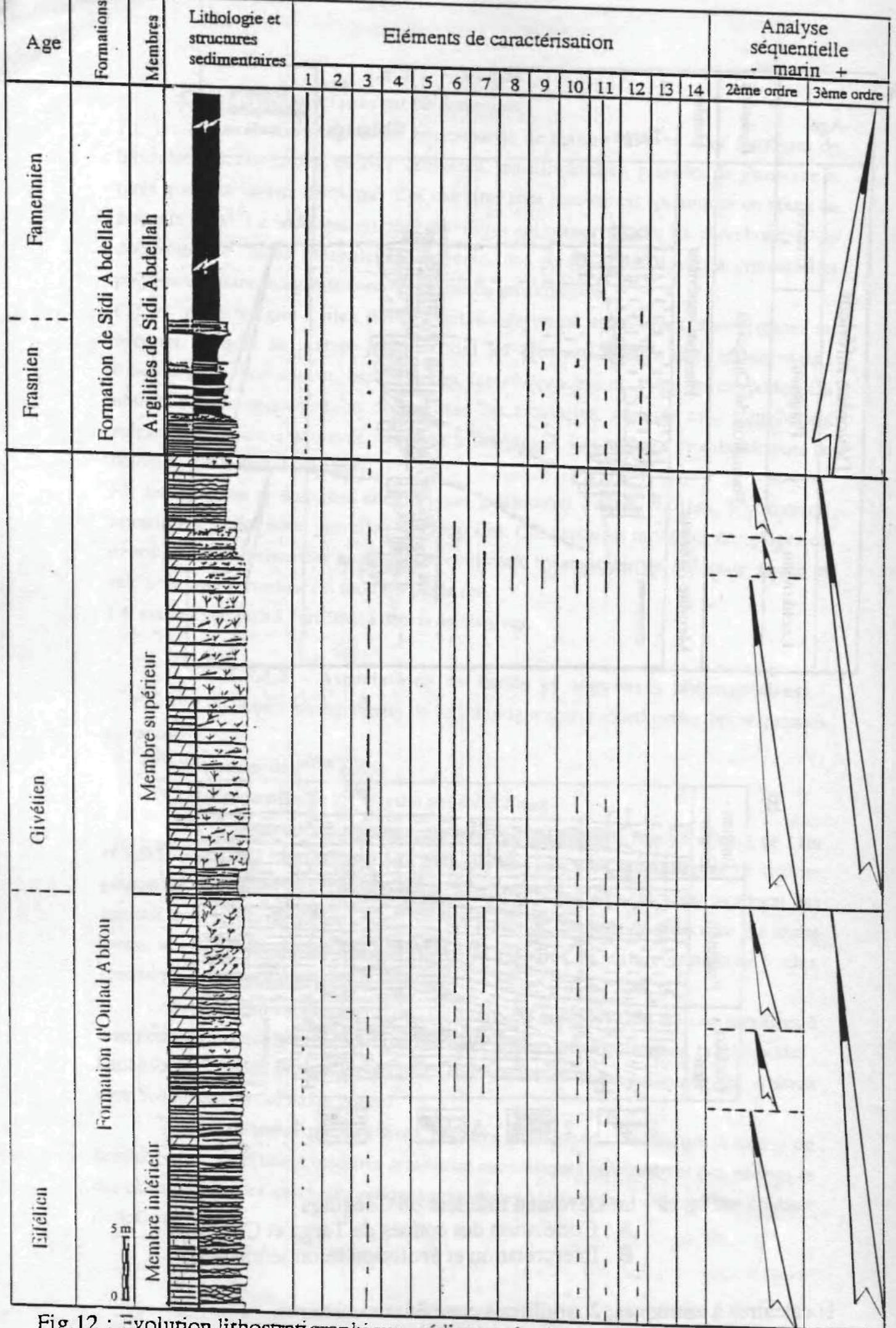


Fig. 12 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Zrahna Ouest.

stromatopores en boules (taille variable) et par des calcaires noirâtres emballés dans une matrice argileuse. Les niveaux noduleux sont riches en favosites, hexacoralliaires, stromatopores en boules, lamellibranches et brachiopodes. Notons que ces calcaires noduleux forment des bancs stratodécroissants. Quant aux calcaires qui séparent les niveaux noduleux ils sont de puissance variée (décimétriques à pluridécimétriques voire métriques vers le sommet). Ces calcaires sont totalement recristallisés en sparite montrant parfois des cristaux de dolomite zonée, emboîtés les uns dans les autres. La biophase est très diversifiée : des débris de styliolines, tentaculites, crinoïdes et des débris organismes récifaux: stromatopores surtout lamellaires, heliolites, tabulés mégalodontes. Notons que le passage est progressif entre le calcaire noduleux et le calcaire gris-noir recristallisé.

- 6 m de calcaires et dolomies lités qui sont organisés en bancs décimétriques à pluridécimétriques que séparent des joints argileux blanchâtres à verdâtres. Ce sont des calcaires totalement recristallisés en sparite et en dolosparite dont on reconnaît les traces de bioclastes : brachiopodes, crinoïdes et stromatopores lamellaires. On note aussi la forme rhomboédrale des cristaux de dolomite.

- 11,5 m de calcaires et dolomies grises pseudo-nodulaires à la base (3m) localement à joints pélitiques. Ils sont organisés en bancs métriques et totalement recristallisés en dolosparite avec un début de disparition. Les empreintes d'organismes récifaux sont nombreux : débris de stromatopores et de favosites. Le sommet de ce terme se charge en polypiers solitaires coniques formant des bancs lumachelliques.

* Le membre supérieur : dolomies de Zrahna. Il est essentiellement carbonaté et épais de 30,5 m, montre de bas en haut :

- 23 m de calcaires et de dolomies gris fin, à cassure blanchâtre, fissurés et très poreux. Trois types de porosité ont été observés dans ces dolomies : la porosité propre au faciès, la porosité intergranulaire, la porosité liée aux fractures et celle liée à la bioturbation et/ou la dissolution. Cet ensemble carbonaté est organisé en bancs métriques massifs par endroit. Les calcaires sont recristallisés en microdolosparite et en dolosparite. Ils sont envahis par des cristaux de dolomite rhomboédrale zonée, emboîtés par endroit et qui se concentrent préférentiellement le long des zones de faiblesse (fissures, joints stylolitiques). On reconnaît des bioclastes; échinodermes, stromatopores tabulaires, massifs et des bryozoaires.

- 3 m d'une dolomie grise à cassure blanche très recristallisée. Elle est représentée à la base par un mètre de niveaux centimétriques de dolomies très lumachelliques alternant avec des niveaux centimétriques de dolomies à polypiers solitaires. Aux dessus vient deux mètres de dolomies grises recristallisées en dolosparite rhomboédrale zonées accompagnée d'une sparitisation poussée. Les bioclastes reconnues sont des échinodermes, bryozoaires et stromatopores.

- 3 m de calcaires argileux gris-jaune pseudonoduleux à noduleux bioturbés qui sont organisés en bancs décimétriques. Ils sont recristallisés en dolosparite xénomorphe et envahis par des cristaux losangiques de dolomite. Les bioclastes sont indéterminables.

Notons l'absence totale des organismes récifaux. Ces calcaires argileux sont surmontés par des calcaires et des dolomies gris en bancs décimétriques (1,5m) bioturbés à stromatopores lamellaires. Le sommet de ce terme est marqué par une surface ferrugineuse bioturbée.

2.2.2 - Formation de Sidi Abdellah

Elle comprend de bas en haut :

3 m d'une alternance marno-calcaire plus ou moins régulière; les bancs de calcaires sont décimétriques à pluri-décimétriques, totalement recristallisés en microsparite voire en sparite. De nombreux bioclastes sont reconnus : échinodermes, débris de brachiopodes, lamellibranches et entroques. Cette alternance est coiffée par un calcaire argileux noduleux jaunâtre, recristallisé en sparite qui montre une forte proportion de quartz détritique ainsi qu'une forte concentration de fer.

6,80 m de marnes jaunâtres admettant de rares passées décimétriques de calcaires jaunâtres vers la base; devenant centimétriques et en plaquettes bioturbées vers le sommet. Les niveaux calcaires présentent une recristallisation en sparite, une forte concentration de fer, du quartz détritique et authigène (rares). Les bioclastes sont des tests de brachiopodes et de bryozoaires.

200 m des argilites jaunâtres devenant grises ou gris violacé (200 m) à lamellibranches (Posidonmies), ostracodes et *Burchiola angulifera* BOHEMER attribuée au Dévonien Supérieur (HOLLARD, 1967). Ces argilites constituent le coeur du synclinal d'Oulad Abbou.

2.3 - Age

Les membres inférieur et supérieur de la formation d'Oulad Abbou ont été datés jusqu'ici du Dévonien moyen- supérieur (HOLLARD, 1967). Cependant, les études biostratigraphiques menées par BEN FRIKA, (1994) utilisant les conodontes ont montré que le membre inférieur à *Polygnathus Costatus Costatus* est d'âge Eifélien inférieur. La base du membre supérieur, contenant *Polygnathus costatus* cf. *oblongus*, *Polygnathus angusticostatus*, *Icriodus struvei* est datée BEN FRIKA, (1994) de l'Eifélien-Givétien; du Frasnien par Hollard (1967) (*Manticoceras*)) et à son sommet du Famennien par GIGOUT , 1951 (*Burchiola angulifera* Boemer).

2.4 - Analyse séquentielle

2.4.1. - Discontinuités :

Les discontinuités sédimentaires reconnues sont matérialisées par des changements brusques de la lithologie et par croûte des ferrugineuses bioturbées

2.4.2 - Faciès

Dix faciès sont reconnus et définis :

F1: les calcaires noduleux packstones à stromatopores en boules, brachiopodes, polypiers solitaires et tentaculites.

F2: les calcaires gris wackstones, packstones très rarement grainstones. Les wackstones sont recristallisés en sparite. Les débris de bioclastes sont des échinodermes, brachiopodes, bryozoaires, lamellibranches. Ces calcaires renferment une faune récifale montrant des signes d'abrasion, il s'agit des fragments de stromatopores lamellaires et de coraux. On note la présence des cristaux de sparite rhomboédrique.

Les grainstones sont très rares et sont marqués par l'apparition de cristaux de dolomite zonés, calcitisés et souvent emboîtés. Vers le sommet ce faciès devient recristallisé en dolosparite xénomorphe calcitisée et zonée. On note aussi une forte proportion en grains de quartz.

F3: les dolomies pseudonodulaires à coraux et stromatopores.

F4: Argilites verdâtres intercalées entre les dolomies pseudonodulaires.

F5 : les dolomies riches en polypiers rugueux solitaires .

F6: les dolomies recristallisés en dolosparite à faune récifale stromatopores massifs et encroûtants, le plus souvent dissous dont il ne reste que l'empreinte, rugueux fasciculés et solitaires perforés (faciès des complexes récifaux). De texture grainstone, ils sont riches en bryozoaires, échinodermes et brachiopodes. Ce faciès est parsemé de cristaux de dolomite rhomboédrale (PL. II. F) qui se concentrent préférentiellement le long de fissures et de stylolites. En effet le caractère poreux de ce faciès est dominé par la dissolution de ces organismes constructeurs (dissolution inter et intra-granulaire) et par des dissolutions liées à la présence de fractures, fissures, stylolites et au dédolomitisation.

F7: les dolomies grises lumachelliques de texture packstone montrent une alternance de niveaux à bryozoaires, échinodermes et de rugueux solitaires. Les cristaux de dolosparite rhomboédrale sont zonés, localement ils subissent une sparitisation poussée.

F8: les calcaires argileux noduleux bioturbés de texture grainstone riche en échinodermes, bryozoaires, ostracodes, brachiopodes, lamellibranches et rares grains de quartz détritiques. Ce faciès est localement recristallisé en dolosparite rhomboédrale zonée.

F9: Alternance de calcaire et d'argile jaunâtre à goniatites, échinodermes, brachiopodes et lamellibranches à tests calcitisés ainsi qu'une concentration en fer et des grains de quartz détritiques.

F10: marnes grises à versicolores à posidonomes et ostracodes.

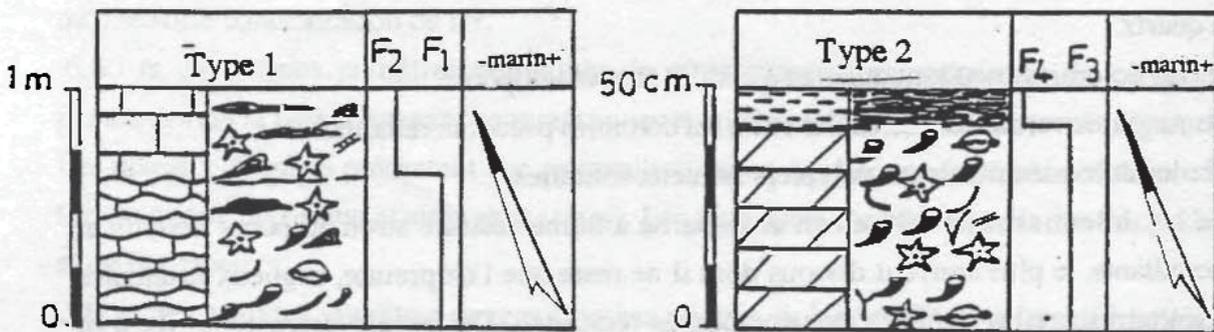
2.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires:

Des séquences d'importance diverses sont distinguées.

Séquences de 1er ordre (fig. 13).

Dans le membre inférieur deux types de séquences élémentaires sont définies.

- Le 1^{er} type débute par des calcaires noduleux à stromatopores en boule, favosites, *Hexagonaria* brachiopodes et se termine par un banc de calcaire décimétrique à pluridécimétriques. Ce sont des calcaires recristallisés en sparite montrant parfois des cristaux de dolomite, riche en bioclastes: débris de styliolines, tentaculites, crinoïdes et organismes récifaux. La puissance de ces séquences est décimétrique à métrique.
- Le 2^{ème} type est composé d'un banc dolomitique que surmontent des argilites verdâtres. La puissance de ces séquences est décimétriques à pluri-décimétriques.



-  Brachiopodes
-  Polypier solitaire
-  Lamellibranches
-  Stromatopores en boule
-  Stomatopores lamellaires
-  Bryozoaire

Fig. 13 : Les séquences de premier ordre du secteur de Zrahna

Le type 1 est rencontré à Zrahna Est.

Les types 1 et 2 sont rencontrés à Zrahna Ouest.

* Séquences de 2^{ème} ordre :

Trois séquences, toutes négatives sont décrites dans le membre inférieur:

- La première séquence (17 m) est formée par une succession de séquences de 1^{er} ordre de type 1, stratodécroissantes à la base.
- La deuxième séquence (6 m) est représentée par l'enchaînement de séquences élémentaires de type 2 également stratodécroissantes.
- la 3^{ème} séquence (11,5 m) est représentée à la base par des dolomies pseudonodulaires à stromatopores lamellaires et coraux. Elle est surmontée par des dolomies en bancs métriques riches en rugueux solitaires et de rares stromatopores ainsi que des crinoïdes et brachiopodes. L'environnement de cette séquence appartient à des dépôts de complexes récifaux, formé par l'accumulation de rugueux et de stromatopores.

Dans le membre supérieur trois séquences négatives sont définies.

- la 4^{ème} séquence (23 m) débute par un niveau dolomitique d'aspect noduleux à stromatopores en boules et polypiers solitaires; elle se termine par des dolomites riches en stromatopores lamellaires encroûtantes, globuleuses et des rugueux au sommet. Cette séquence montre des dépôts d'un complexe récifal de type biostrome, formé par l'accumulation d'organismes constructeurs en milieu turbulent.
- la 5^{ème} séquence (3 m) montre à la base une dolomie riche en polypiers solitaires et au sommet des dolomies recristallisées à cristaux de dolomite zonée ainsi que des bioclastes: échinodermes, bryozoaires et stromatopores. Cette séquence traduit l'installation de milieu intertidal à supratidal.
- La 6^{ème} séquence (4,5 m) est composée : à la base par des calcaires argileux pseudonoduleux bioturbés à cristaux rhomboédriques de dolomite zonée. Au sommet par des dolomies bioturbées à stromatopores lamellaires. Le sommet de cette séquence est marquée par une surface ferrugineuse bioturbée. Elle exprime le passage de milieu intertidal à un milieu supratidal.

* Séquences de 3^{ème} ordre :

Les séquences élémentaires sont agencées au 3^{ème} ordre en trois mesoséquences

- la première séquence (34,5 m) négative correspond au membre inférieur. Elle regroupe les trois premières séquences de 2^{ème} ordre et exprime l'évolution des milieux subtidaux à des milieux de complexes récifaux.
- La 2^{ème} séquence (30,5 m) négative correspond au membre supérieur, essentiellement dolomitique et de stratonomie variable. Elle est marquée par des dépôts carbonatés récifaux .
- La 3^{ème} séquence positive à dominance marneuse dont l'épaisseur excède 200 m correspond à la formation de Sidi Abdallah. Elle est composée par : une alternance marno-calcaire à échinodermes, brachiopodes et goniatites ; marnes jaunâtres à passées de calcaires bioturbés et grains de quartz et enfin des marnes versicolores à posidonomies. Cette séquence exprime une évolution d'un milieu intertidal vers un milieu bassinal.

2.2.4 - Récapitulation :

L'étude de la coupe de Douar Zrahna Ouest a permis de souligner les points suivants:

- le membre inférieur essentiellement calcaire dans la moitié inférieure est dolomitique dans la moitié supérieure. Il correspond à la première séquence de 3^{ème} ordre attestant des milieux subtidaux à intertidaux;
- le membre supérieur essentiellement dolomitique dont le milieu appartient aux complexes récifaux épisodiquement émergés (fentes de dessiccation, zonation des cristaux de dolomites);
- la formation de Sidi Abdellah à dominance marneuse caractérisée à la base par des alternances marno-calcaires et par des marnes au sommet, témoignant une évolution des milieux intertidaux vers des milieux profonds bassinaux.

Les formations d'Oulad Abbou et Sidi Abdellah sont datées respectivement de l'Eifélien-Givétien et du Frasnien-Famennien.

2.5 - Variations latérales

2.5.1 - le flanc Est du Synclinal d'Oulad Abbou :

2.5.1.1 - Présentation de la coupe

Elle est située sur le flanc Est du synclinal d'Oulad Abbou aux points x=276 et y=255 (fig.8) et caractérisée par la présence d'une brèche récifale à la base du membre supérieur.

2.5.1.2 - Description

Dans cette coupe la formation d'Oulad Abbou est organisée de deux membres (fig.14):

Le membre inférieur comprend de bas en haut:

- 10 m d'une alternance de calcaires noduleux gris noir à grain fins et de calcaires recristallisés bien stratifiés. Ces calcaires noduleux sont organisés en bancs stratodécroissants. Les éléments constituant les calcaires noduleux sont des stromatopores en boule enrobés dans une matrice argileuse et de calcaires noirs recristallisés. Les calcaires gris noir stratifiés qui séparent ces niveaux noduleux sont organisés en bancs décimétriques. Ces calcaires sont plus ou moins recristallisés avec de nombreux bioclastes tels que les débris de crinoïdes, stromatopores lamellaires, échinodermes, bryozoaires et ostracodes. Localement on note la présence de nombreux cristaux de dolomite zonée et calcitisée.
- 22 m de calcaires et dolomies gris-noir en bancs métriques parfois massifs. La dolomie est très poreuse et à plages calcitisées. La porosité dominante est celle liée à la dissolution d'organismes constructeurs de grande taille. On reconnaît aussi celles liées aux zones de faiblesses (cassures, failles locales) ainsi que la porosité intergranulaire. Les calcaires sont recristallisés en sparite et en dolosparite dont les cristaux sont emboîtés. Les rares

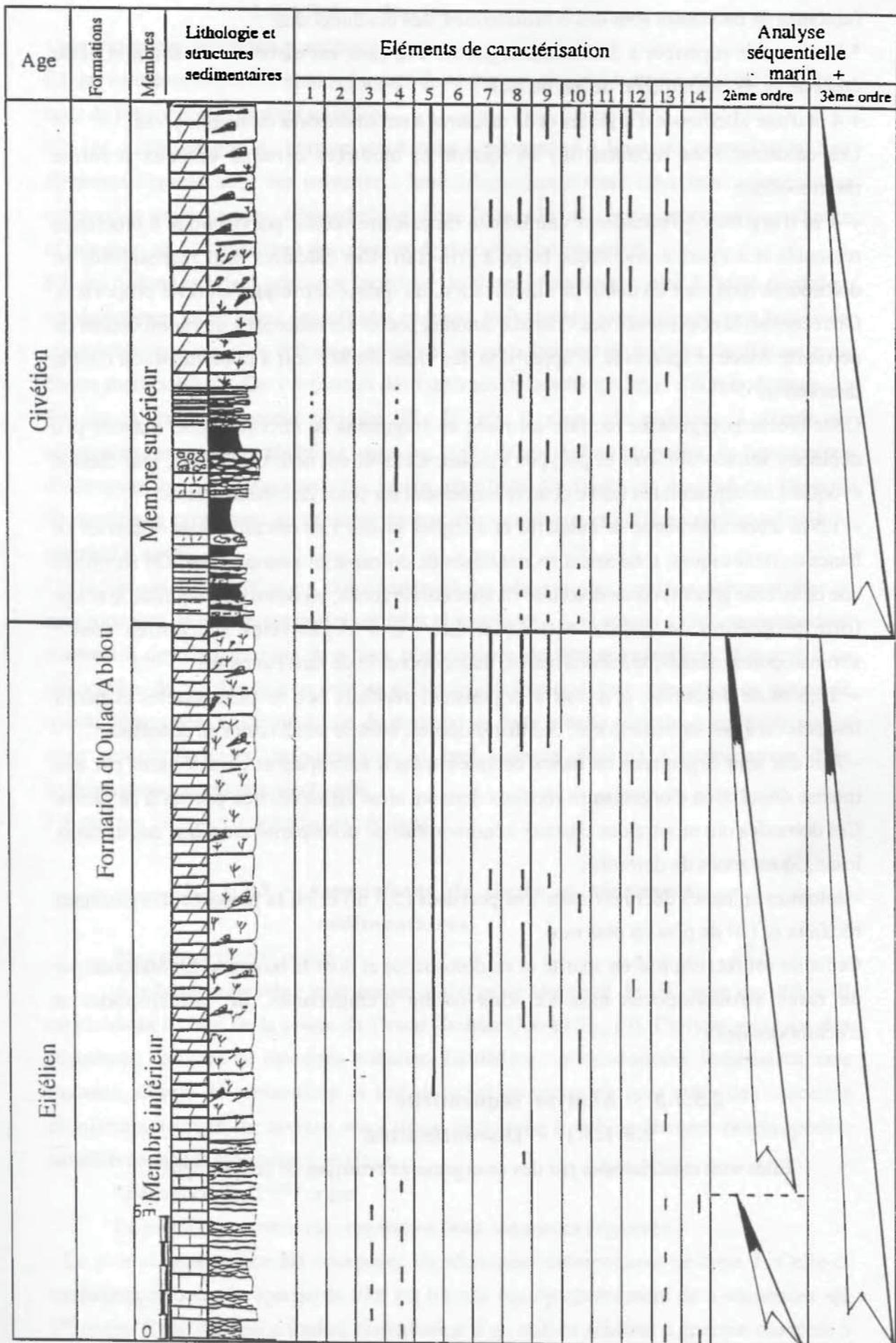


Fig. 14 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Zrahna Est.

fantômes de bioclastes sont des échinodermes, des brachiopodes.

* Le membre supérieur à dominante argileuse à la base, est carbonaté au sommet. Il est épais de 22 m et comprend de bas en haut :

+ 4 m d'une alternance d'argilites et de calcaires à stromatopores et thamnopores.

Les calcaires sont recristallisés en sparite et montrent certains cristaux à forme rhomboédrale.

+ 4 m d'argilites qu'encadrent une brèche de calcaire récifal polygénique à bioclastes remaniés et à matrice micritique beige à gris-clair. Ces calcaires sont recristallisés en dolosparite montrant un début de silicification, du quartz détritiques en forte proportion. On reconnaît la coexistence des cristaux automorphe et xénomorphes de rhomboédres de dolomite zonée et sparitisée. L'apparition des vides est liée soit à la bioturbation ou à la dissolution.

Cette brèche polygénique récifale est riche en fragments de stromatopores massifs peu déplacés, tetracoralliaires et polypiers isolés. Celle-ci est hétérométrique, mal classée évoquant un déplacement faible et un remaniement sur place de type stormites.

+ 1,5 m d'une alternance de calcaires et d'argiles grises. Les calcaires sont organisés en bancs centimétriques, totalement recristallisés en dolosparite xénomorphe. On reconnaît une deuxième génération de dolomite rhomboédrale zonée, un début de calcitisation et une forte proportion de quartz détritique. Les rares organismes rencontrés sont : stromatopores massifs, tetracoralliaires, thamnopores et de rare Favosites.

+ 12,5 m de dolomies, gris-noir à organismes récifaux peu reconnaissables et parmi lesquels on a des stromatopores, des thamnopores, elles se subdivisent en dolomies :

- 7 m qui sont organisées en bancs décimétriques à métriques et caractérisées par une intense dissolution d'organismes récifaux donnant ainsi un aspect très poreux à ce faciès. Ces dolomies ont montré des cristaux xénomorphes de dolosparite ainsi que des cristaux losangiques zonés de dolomite.

- dolomies en bancs décimétriques très poreuses (5,5 m) et où la présence d'organismes récifaux se fait de plus en plus rare.

Ce faciès est recristallisé en sparite et en dolosparite et dont la biophase est marquée par de rares stromatopores massifs sous forme d'empreintes, de brachiopodes et d'échinodermes.

2.5.1.3 - Analyse séquentielle

2.5.1.3.1 - Discontinuités.

Elles sont matérialisées par des changements brusques de la lithologie.

2.5.1.3.2 - Faciès.

Cinq faciès sont reconnus et définis :

F1: les calcaires noduleux monogéniques de texture packstone à stromatopores en boule, tests de bivalves et polypiers solitaires.

F2: les calcaires gris de texture wackstone à packstone à liant microsparitique. Les éléments figurés sont les suivants : lamellibranches à tests calcitisés, tentaculites, ostracodes, brachiopodes, échinodermes et une faune récifale : stromatopores encroûtants et rugueux; on note rarement des cristaux de dolomite rhomboédrale.

F3: les dolomies grises poreuses (porosité de dissolution dominante) à faune récifale : stromatopores lamellaires encroûtants rugueux et favosites appartenant aux faciès de complexes récifaux. Ces dolomies montrent un emboîtement de cristaux de dolomite de forme rhomboédrale. On y reconnaît des fantômes de brachiopodes et d'échinodermes.

F4: les calcaires de brèche récifale (PL. II. H). Il s'agit de rudstone à débris de stromatopores massifs, tabulaires, rugueux et des débris de brachiopodes, de bryozoaires d'entrouques auxquels s'ajoutent des grains micritisés. Ce faciès est dominé par l'apport de matériaux provenant du démantèlement d'un ou plusieurs édifices récifaux (milieu périrécifal agité).

Ce faciès est recristallisé en dolosparite où on observe des cristaux automorphes et xénomorphes de dolomites parfois zonées et sparitisées. Les plages vides correspondent souvent à des dissolutions dues aux phénomènes de dédolomitisation. Associé à ce phénomène de calcitisation on note un début de silicification avec apparition de grains de quartz détritiques. L'accumulation du matériel de cette brèche récifale dont les éléments sont hétérométriques, polygéniques et mal classés évoque l'intervention d'un hydrodynamisme relativement agité.

F5: marnes gris-vert à organismes récifaux .

2.5.1.3.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires.

*Séquence de 1^{er} ordre :

A la base du membre inférieur un seul type de séquence de 1^{er} ordre est défini. Il est identique à celui de la coupe de Douar Zrahna Ouest (fig. 13). Ce type regroupe des séquences, formées de calcaires noduleux fossilifère : stromatopores, lamellaires, rare rugueux, débris de tentaculites et test de bivalves auxquels font suite des calcaires pluridécimétriques de texture wackstone packstone à échinodermes, brachiopodes, lamellibranches et organismes récifaux.

*Séquences de 2^{ème} ordre

Le membre inférieur est organisé en deux séquences négatives :

- La première séquence est composée de séquences élémentaires de type 1. Celle-ci totalement carbonatée, épaisse de 10m est formée par l'enchaînement de 5 séquences de 1^{er} ordre. Cette séquence traduit l'installation d'un milieu subtidal à énergie modérée à

relativement calme.

- La deuxième séquence est épaisse de 22 m et essentiellement dolomitique. Elle est représentée par des calcaires pseudonoduleux à organismes récifaux : essentiellement des rugueux ainsi que des échinodermes, brachiopodes, lamellaires auxquels font suite des dolomies massives très riches en organismes récifaux : stromatopores lamellaires encroûtantes, tabulés et des rugueux. Cette séquence traduit l'installation des dépôts de complexes récifaux de type biostrome.

* Séquences de 3ème ordre

Au niveau de cette coupe la formation d'Oulad Abbou est représentée par deux séquences négatives correspondant aux membres inférieur et supérieur.

- La première séquence (32 m) regroupe les deux séquences de 2^{ème} ordre. Elle traduit une évolution d'un milieu relativement calme situé en arrière récif vers un milieu intertidale.

- La deuxième séquence (21 m) est composée à la base par un faciès de brèche récifale; alternance de niveaux calcaires noduleux à conglomératiques de texture grainstone-rudstone riches en stromatoporoïdes et rugueux et des marnes grises à organismes récifaux brisés. Au sommet elle est formée par un faciès récifal dolomitique en bancs épais riches en stromatopores lamellaires, tabulaires et rugueux. Cette séquence exprime une évolution dans un milieu de complexe récifal : talus récifal (avant récif) vers une bioconstruction proprement dite de plate-forme externe.

2.5.1.3.4 - Récapitulation

L'étude de la coupe de Douar Zrahna Est permet de distinguer:

- un membre inférieur constitué par une alternance de calcaires noduleux et de calcaires noirs à stromatopores lamellaires, coraux, brachiopodes, bryozoaires.
- un membre supérieur représenté par des dolomies récifales à stromatopores et tabulés auxquelles succède une brèche récifale composée de calcaires riches en faune récifale issue du démantèlement du récif.
- les milieux de dépôts rencontrés sont : milieu subtidal directement situé en arrière récif; milieu bioconstruit récifal et enfin un milieu de talus récifal.

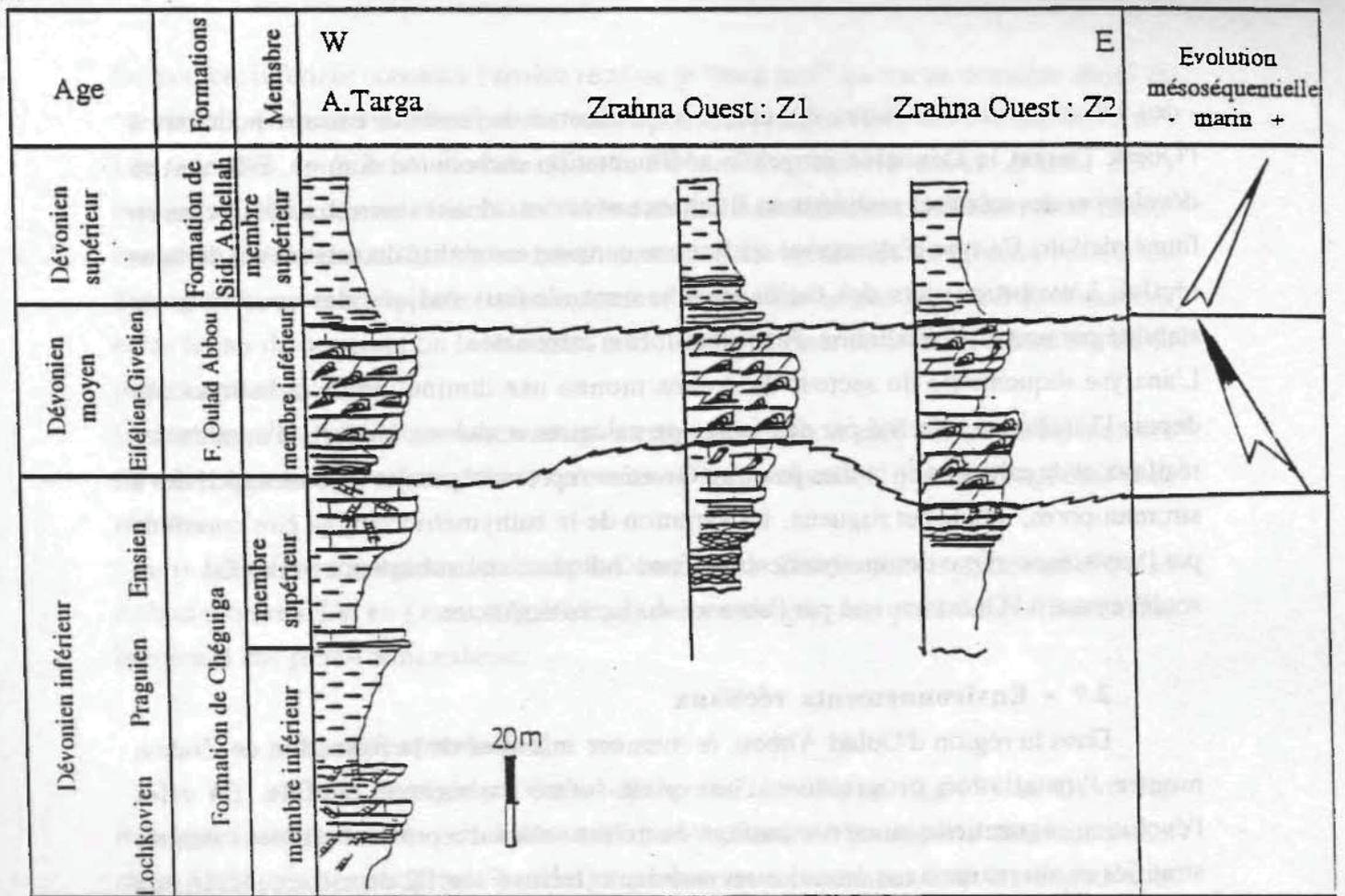
Le membre supérieur est représenté par une seule séquence négative (34,5m) qui est composée par une alternance marno-calcaire à trilobites à laquelle font suite des dolomies massives poreuses à faune récifale : stromatopores, tabulés et rugueux. Cette séquence montre une évolution d'un milieu intertidal bas peu profond vers un milieu intertidal élevé appartenant au complexe récifal.

2.6 - Corrélation Est-Ouest (E-W)

La corrélation des coupes du secteur de Zrahna montre (fig.15) :

- des variations d'épaisseur des séries du Dévonien moyen qui passe de plus de 35 m à l'Ouest à environ 80 m à l'Est.

A



B

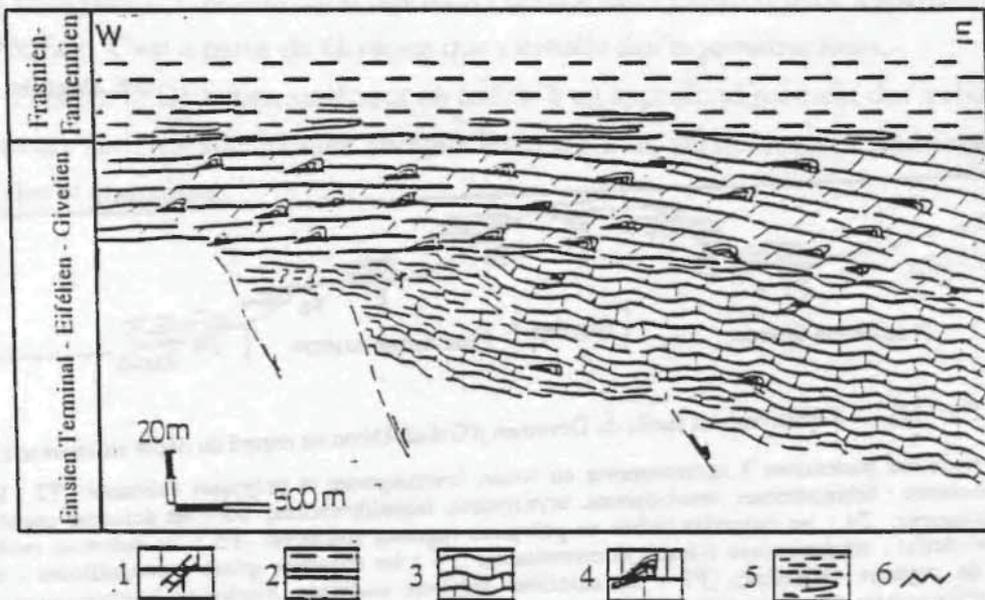


Fig.15 : Le Dévonien moyen et supérieur de Zrahna

A : Corrélation des coupes : Zrahna Est, Zrahna Ouest et Targa.

B : Interprétation et évolution selon le transect E-W.

1 : calcaires à entroques; 2 : marno-calcaire; 3 : calcaire noduleux;
4 : calcaires à organismes récifaux; 5 : argilites à niveaux calcaires
6 : discontinuité sédimentaire.

- des variations dans la nature des dépôts avec absence de faciès de calcaire noduleux à l'Ouest. Durant le Dévonien moyen la sédimentation carbonatée domine. Elle voit se développer des calcaires noduleux en alternance avec des calcaires bien stratifiés riches en faune récifale. Ce type d'alternance traduit une certaine instabilité du substratum du talus récifal. L'évolution vers des faciès franchement récifaux indique des conditions de stabilité permettant l'installation d'une plate-forme carbonatée.

L'analyse séquentielle du secteur de Zrahna montre une diminution de la bathymétrie depuis l'Eifélien représenté par des faciès de calcaires noduleux à débris d'organismes récifaux et de calcaires en strates jusqu'au Givétien représenté par des dolomies récifales à stromatopores, tabulés et rugueux. La variation de la bathymétrie semble être contrôlée par l'eustatisme et par des mouvements de fond indiquant une subsidence vers l'Est et un soulèvement à l'Ouest marqué par l'absence du faciès noduleux.

2.7 - Environnements récifaux

Dans la région d'Oulad Abbou, le membre inférieur de la formation de Zrahna montre l'installation progressive d'une plate-forme carbonatée récifale. En effet l'évolution séquentielle montre le passage du milieu subtidal représenté par des calcaires stratifiés en alternance avec des calcaires noduleux (faciès F1 et F2 du membre inférieur) à un milieu récifal, représenté par des calcaires et des dolomies très riches en organismes constructeurs (faciès F3 jusqu'au faciès F6) (fig. 16).

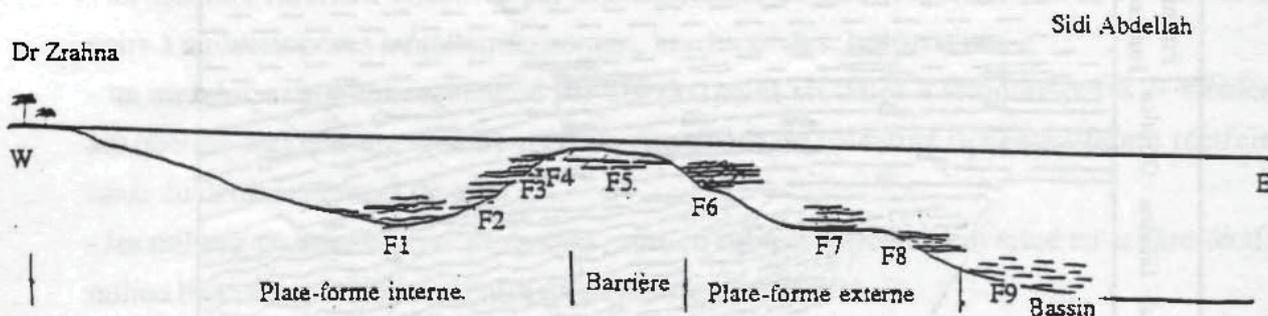


Fig. 16 : Répartition des faciès du Dévonien d'Oulad Abbou en regard du dépôt sédimentaire.

F1 : les calcaires noduleux packstones à stromatopores en boule, brachiopodes et polypiers solitaires; F2 : les calcaires gris à débris de bioclastes ; échinodermes, brachiopodes, bryozoaires, lamellibranchés; F3 : les dolomies pseudonodulaires à coraux et stromatopores; F4 : les dolomies riches en polypiers rugueux solitaires; F5 : les dolomies recristallisés en dolosparite à faune récifal ; stromatopores massifs et encroûtants; F6 : les dolomies grises lumachelliques à bryozoaires, échinodermes et de rugueux solitaires; F7 : les calcaires argileux noduleux bioturbés à bryozoaires ostracodes, brachiopodes, lamellibranchés; F8 : Alternance de calcaire et d'argile jaunâtre à goniatites, échinodermes, brachiopodes et lamellibranchés à testes calcitisés; F9 : marnes grises à versicolores à posidonomes et ostracodes;

Le membre inférieur constitue l'arrière récif ou le "back reef" qui est un domaine abrité du "core reef". C'est un domaine restreint calme pouvant communiquer avec la mer ouverte. Les calcaires de brèche récifale (faciès F4 de la coupe de douar Zrahna Est) correspondent au démantèlement de l'édifice récifal. Les éléments constituant cette brèche évoquent l'intervention d'un hydrodynamisme agité. La brèche récifale traduit l'existence d'une paléopente entre la plate-forme externe et la plate-forme interne. Les dolomitisations et les fentes de dessiccation rencontrées traduisent des émergences de la partie Est de la plate-forme carbonatée.

Le membre supérieur à bioconstructions correspond au "core reef", zone où les facteurs de développement d'organismes constructeurs (eaux chaudes, claires et agitées) sont réunies.

La paléogéographie déduite de la formation de Zrahna dans le synclinal d'Oulad Abbou montre d'Est en Ouest (fig.16) : une terre émergée, une plate-forme interne une barrière et une plate-forme externe.

3 - Récapitulation :

Dans la région d'Oulad Abbou se développe (fig.17) au Dévonien inférieur une plate-forme carbonatée stable peu profonde où les apports détritiques sont rares. Celle-ci est caractérisée par des séquences de comblement dont les dépôts sont essentiellement contrôlés par l'eustatisme.

Au Dévonien moyen le régime de plate forme ébauchée dès le Dévonien inférieur persiste. Il est caractérisé par, le développement de bioconstructions à stromatopores tabulés et rugueux. L'instauration des récifs débute dès l'Eifélien avec apparition d'une faune récifale. C'est à partir du Givétien que s'installe des bioconstructeurs.

Pendant le Dévonien supérieur on assiste à un approfondissement des milieux qui évoluent en vasières subsidentes réceptacles d'argilites versicolores à posidonomyes, ostracodes et goniatites.

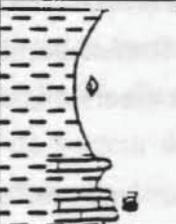
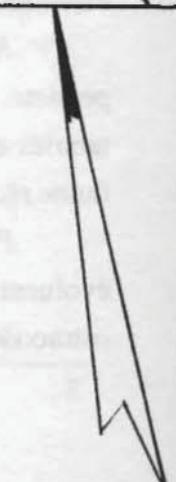
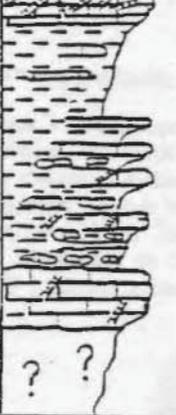
Age	Formations	Membres	Lithologie	Description Sommaire	Milieu de dépôt	Evolution mésoséquentielle - marin +
Dévonien supérieur	Formation de Sidi Abdellah	Agillies de Sidi Abdellah		Calcaire à goniatites passant à des marnes grises à posidonomyes	marin ouvert type bassin	
Dévonien moyen	Formation d'Oulad Abbou	Membre supérieur		Dolomies massives poreuses à stromatopores coraux et rugueux	milieu de complexe récifal	
		Membre inférieur		Alternance de calcaire noduleux stratocodécroissant et de calcaire à coraux que séparent des joints argileux	milieu perirécifal	
Dévonien inférieur	Formation de Chéguiga	Membre supérieur		Marnes grises à niveaux de calcaires à silex à la base, et des niveaux calcaires riches en entroques au sommet	Plate-forme externe relativement profonde	
		Membre inférieur		Calcaires, encrinithiques surmontés par des marnes jaunâtres à concrétions calcaire	Plate-forme externe peu profonde	

Fig.17 : Log stratigraphique synthétique des formations dévoniennes d'Oulad Abbou

Introduction

La dépression de Mechra ben Abbou est occupée essentiellement par les conglomérats autuniens (MICHARD, 1976). Elle est limitée à l'Ouest par l'escarpement de la faille de l'Oued Tarfa au delà duquel affleure le Cambro-Ordovicien du Môle côtier. A l'Est, l'alignement des collines ocre qui longe la voie ferrée correspond aux "klippes" du Dévonien calcaire de Mechra Ben Abbou. Au pied de ces reliefs, affleurent largement les dépôts du Viséen.

Le Dévonien est largement représenté par des faciès fossilifères variés. Il a fait l'objet de nombreuses recherches depuis les premières trouvailles et études de TERMIER (1936). En suite des études stratigraphiques et structurales ont été entreprises par GIGOUT (1951, 1955), MICHARD (1967), PIQUÉ (1972), JENNY (1974), HOEPPFNER (1974), GUEZOU (1975), MICHARD & al. (1982), EL KAMEL (1987), SABER (1989). Dans cette région, aucune coupe continue n'a été dressée à cause du compartimentage et des dislocations des terrains dévoniens.

Dans cette région, trois formations ont été établies : Koudiat Diab, Mechra Ben Abbou et Nahilat (MICHARD, 1982). Pour des considérations sédimentologiques, nous les avons subdivisé en plusieurs membres.

1 - Formation de Koudiat Diab

Elle repose sur le Silurien et montre la base du Dévonien inférieur. Nous avons levée la coupe au niveau du Douar Barka. Deux membres sont distingués : des détritiques inférieurs et des détritiques supérieurs.

2 - Description

2.1 - Formation de Koudiat Diab

2.1.1 - Coupe type

Elle est située près du Douar Oulad Barka aux points $x=22,6$ et $y=276,8$ à la faveur d'une tranchée de chemin de Fer (fig.18).

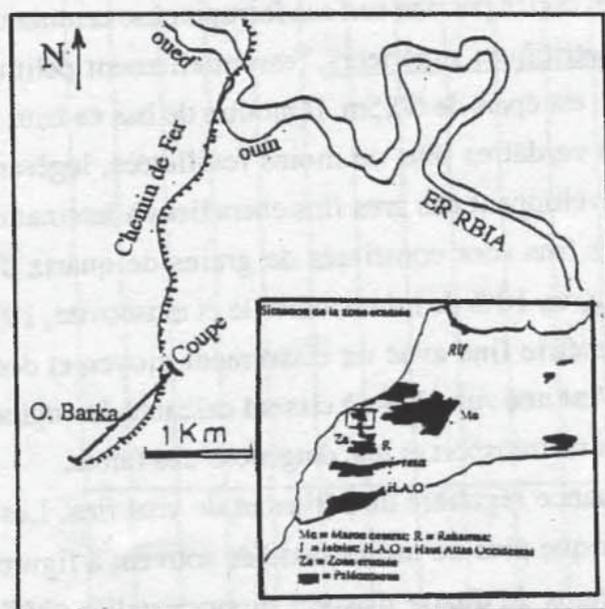


Fig.18 : Localisation de la coupe d'Oulad Barka.

2.1.2 - Description lithologique

Elle est subdivisée en deux membres (fig.19) :

* Le membre des détritiques inférieurs, qui montre la succession verticale suivante:

- Pélites verdâtres à niveaux de grauwacke et de silt dont l'épaisseur excède 100 m. Les niveaux "grauwackeux" sont constitués par des grains de quartz (50 à 80%) à aspect monocristallin, des feldspaths 15 à 30% et 5 à 20% de lithite (micas blancs). La granulométrie est fine avec un classement moyen; les grains sont de forme anguleuse (matériel frais); absence de phénomène de nourrissage; le contact est surtout linéaire, rarement ponctuel (faible diagenèse). Les pores préexistants, intergranulaires, sont colmatés par un ciment silico-phylliteux parfois calcitique et ferrugineux. Ces grauwackes sont immatures.

- 40 cm de pélites verdâtres légèrement feuilletées, que surmontent, par un passage progressif, 40 cm de calcaires gréseux à patine ocre et à cassure jaune. Ces calcaires gréseux sont bioclastiques (débris d'entroques, de trilobites et de tests de bivalves) riches en grains de quartz détritiques souvent corrodés par la calcite.

Ils sont coiffés par une "croûte" calcaire ferrugineuse (20 cm) à brachiopodes, trilobites, lamellibranches, bryozoaires et entroques.

- 1,20 m d'une alternance régulière silto-argileuse micacée (muscovite) en bancs centimétriques et un calcaire gréseux beige à grains de quartz anguleux éparpillés, parfois groupés entre les fragments de trilobites, de brachiopodes et de débris d'entroques. La base des calcaires gréseux est marquée par une surface de ravinement. Le sommet est reconnu par des calcaires (20 cm) bioclastiques à trilobites, entroques, ainsi que des lithoclasts remaniés.

- 30 cm de pélites que surmontent, par un passage progressif, un calcaire gréseux (30 cm) à bioclastes : entroques, bryozoaires, tests de bivalves et de trilobites. Les grains de quartz de ce calcaire gréseux sont mal classés, anguleux et monocristallins. La matrice est argilo-micacée; le sédiment est très perturbé par les organismes et / ou les courants de plage. L'ensemble est coiffé par une surface ferrugineuse centimétrique.

* Le membre des détritiques supérieurs, essentiellement pélitique à la base et silico-clastique au sommet, est épais de 60,5m. Il montre de bas en haut :

- 16,5 m des pélites verdâtres plus ou moins feuilletées, légèrement silteuses. Dans la partie médiane se développent des grès fins chenalisés à laminations parallèles et à rides de courant. Ces grès fins sont constitués de grains de quartz d'aspect monocristallin, anguleux (80% de quartz, 10% de lithite: chlorite et muscovite, 10% de feldspath). Ils ont montré une granulométrie fine avec un classement moyen et dont le contact entre les grains est linéaire. C'est une subarkose à ciment calcaréo-ferrugineux. Ces grès fins sont immatures et ont subi un transport et une diagenèse très faible.

- 26,5 m d'une alternance régulière de pélites et de grès fins. Les niveaux gréseux sont d'épaisseur centimétrique plus ou moins ondulés souvent à figures de base de banc. Ils sont constitués de grains de quartz d'aspect monocristallin (95% de quartz et 5% de

feldspath), de forme anguleuse bien classé et dont le contact est linéaire. Le ciment est de nature calcaréo-férrugineuse évoquant une quartzarenite. Ces grès fins sont immatures et ont subi un transport et une diagenèse faible.

Le sommet de cette alternance est marqué par un grès à ciment dolomitique. Les éléments de ce dernier sont d'aspect monocristallin, fin et moyennement classé. c'est un grès calcaireux immature.

- 7,5 m de pélites ocre, de grès fins et de calcaires, où on distingue:

+1 m de pélites verdâtres légèrement silteuses, qui montrent des passés centimétriques de grès fins à stratifications parallèles, stratifications ondulées et stratifications entrecroisées. Les niveaux gréseux ont des grains à aspect monocristallin (quartz 80% et 20% de feldspath), fin et anguleux, flottants à granulométrie fine et à classement moyen. Ce sont des grauwares à ciment calcaire.

+ 6,5 m d'une alternance de pélites verdâtres et de niveaux centimétriques de silts et de grès fins. Ils sont coiffés par un niveau ferrugineux à galets calcaires qui sont emballés dans une matrice argileuse. Les éléments sont monogéniques, hétérométriques d'épaisseur centimétrique à pluridécimétrique avec des joints argileux. Ces calcaires noduleux s'achèvent par une surface irrégulière que surmonte une croûte millimétrique de calcaires à entroques, lamellibranches et polypiers solitaires.

2.1.3 - Age

La formation d'Oulad Barka est subdivisée en deux membres. Le membre des détritiques inférieurs, à dominante argileuse, est chargée en niveaux de calcaires bioclastiques ayant livré: *Athyris-concentrica* V. (Buch), *Athyris undata*, *Hysteriolites hystericus* (Schlot) et *Cleistopara geometrica*, cette association est caractéristique du Lochkovien (Gigout, 1951) quant à l'unité b, totalement détritique; et elle est rapportée au Praguien-Emsien du fait qu'elle est sous-jacente au Dévonien moyen.

2.1.4 - Analyse séquentielle

2.1.4.1 - Discontinuités :

Les discontinuités sédimentaires reconnues et définies sont matérialisées sous forme de surfaces irrégulières ferrugineuses encroûtées, surfaces de remaniement et d'accumulation (croûte lumachellique), et de changements brusques de la lithologie, des hard-grounds.

2.1.4.2 - Faciès :

Trois principaux faciès sont décrits dans les dépôts du Dévonien inférieur :

FI: les grès fins et moyens à ciment silico-phylliteux. Se sont des grès à grains monocristallins, de forme anguleuse et à classement moyen. Les bancs gréseux montrent parfois des stratifications parallèles, ondulées et entrecroisées.

FII: Les calcaires détritiques à ciment calcitique et à fragments d'organismes remaniés

(brachiopodes, lamellibranches, trilobites, entroques). Les grains de quartz anguleux sont souvent groupés entre les fragments squelettiques.

FIII: Les pélites verdâtres feuilletées plus ou moins silteuses.

2.1.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires

Dans la région de Mechra Ben Abbou le Dévonien inférieur est représenté par des faciès silico-clastiques de type deltaïque (Oulad Barka) où les discontinuités sédimentaires variées sont fréquentes. Les enchaînements séquentiels suivants y sont observés :

Le membre des détritiques inférieurs montre trois séquences de 1^{er} ordre régressives.

- La première séquence est composée à la base par des pélites indurées légèrement silteuses renfermant des niveaux de grès fins et de silts; le sommet est composé de calcaires gréseux bioclastiques. Cette séquence est clôturée par une discontinuité sédimentaire que matérialise un niveau ferrugineux (20 cm) à organismes remaniés (brachiopodes, bryozoaires, entroques).

- La deuxième séquence de 1,20 m; est représentée par : des pélites à niveaux silteux qui passent progressivement à des calcaires gréseux grainstone à entroques, bryozoaires et tests de bivalves. La surface sommitale est représentée par une surface rougeâtre d'accumulation et de remaniement d'organismes. (brachiopodes, bryozoaires, entroques et trilobites).

- La troisième séquence, métrique est composée de pélites feuilletées que surmontent des calcaires grainstones à entroques, bryozoaires, brachiopodes et trilobites. Cette séquence est coiffée par une croûte ferrugineuse semblable à celle de la première et la deuxième séquence.

Les niveaux de grès fins et de silts intercalés dans les pélites, présentent des stratifications ondulées, des bancs centimétriques lenticulaires "wavy bedding", des laminations parallèles évoquant la présence d'un système fluvial. Les bancs de calcaires à grains de quartz anguleux, recouverts par des croûtes ferrugineuses à organismes remaniés tempêtite (entroques, bryozoaires, trilobites bivalves) sur place traduisent l'influence d'un milieu fluvio-marin à énergie forte.

Le membre des détritiques supérieurs correspond à une mésoséquence détritique régressive. Il reflète un environnement fluvial représenté par des dépôts deltaïques. Deux sub-environnements sédimentaires y sont distingués : la plaine deltaïque et le front de delta. Le premier est représenté par trois séquences "finingupward" qui sont marquées par les variations d'épaisseur, par la taille des grains et par la présence de figures sédimentaires : stratifications ondulées et entrecroisées. Le deuxième est représenté par une séquence composée par : les bancs lenticulaires centimétriques, les bancs déformés et les laminations ondulées.

Au 2^{ème} ordre, l'unité b est composée de quatre séquences:

+ La première séquence, positive et épaisse de 6m est représentée par : un niveau argileux surmonté par un niveau de grès fins à laminations ondulées. Les grains de quartz peuvent atteindre une taille de 20 mm. Cette séquence correspondrait à des dépôts de crevasse.

+ La deuxième séquence, négative et puissante de 10 m montre à la base des dépôts chenalisés à laminations discontinues peu développées. Il s'agit de lamines silteuses. Le sommet est représenté par un niveau argileux fin.

+ La troisième séquence, négative, et épaisse de 30,5m regroupe des séquences composées de grès grossiers à bases ravinantes dont la taille des grains est comprise entre 1 et 2 mm; des grès moyens à fins dont la taille des quartz peut atteindre 2 mm et enfin des argilites verdâtres.

Ces 3 premières séquences correspondent à des séquences fluviales de type méandrique (BERNARD & MAJOR, 1963; WILLIAMS & RUST, 1969; COELMAN, 1969).

La diminution de la taille des grains (grano-décroissance) résulterait d'un affaissement de pente, de l'élargissement des vallées et par conséquent de la diminution de la compétence des cours d'eau qui pourraient s'effectuer dans un milieu de plaine de delta.

+ la quatrième séquence, épaisse de 18 m et à dominante marneuse, est régressive. Les niveaux de grès fins intercalés dans les argilites ont montré des laminations parallèles, ondulées et parfois entrecroisées. Vers le sommet les bancs centimétriques de grès fins sont lenticulaires déformés et présentent un "wavy bedding". Ces structures indiquent une sédimentation relativement rapide (ALLEN, 1963; WALKEN, 1963). Ces dépôts peuvent être assimilés à des dépôts de front de delta ou tempestites (COELMAN & CAGLIANO, 1965).

* Séquences de 3^{ème} ordre :

Deux séquences régressives sont définies :

+ La première séquence est représentée par une sédimentation fluvio-marine et correspond au membre des détritiques inférieurs. Il regroupe les 3 premières séquences régressives et traduit une évolution d'un milieu fluvio-marin vers un milieu franchement fluvial.

+ La deuxième séquence (64,5 m) regroupe les 4 séquences du membre des détritiques supérieurs. Il a montré une évolution dans un système fluvial de type deltaïque (MICHARD & al., 1982).

2.1.5 - Récapitulation

L'étude de la formation de Koudiat Diab nous a permis de mettre en évidence:

+ des détritiques inférieurs renfermant des niveaux carbonatés à sédimentation mixte : fluvio-marine (dépôts deltaïques et dépôts de tempête).

+ des détritiques supérieurs à stratonomie variable attestant de dépôts deltaïques (structures sédimentaires de type "wavy bedding" lenticularité des bancs laminations parallèles et ondulées).

L'âge de cette formation n'est pas bien précis en particulier pour le bas de la coupe. Cependant l'âge de ces deux membres s'étend du Lochkovien à l'Emsien.

2.1.6 - Variations latérales

Dans la région de Mechra Ben Abbou, EL KAMEL (1987) a repris l'étude de plusieurs coupes (GIGOUT, 1956; BACKER & al., 1965; GENDROT & al., 1969 et KERGOMARD, 1970) qui montrent le Dévonien inférieur à : Amdidih, Skhirat Koudiat ed Diab, Leffaïd, Chougga Bou Jemaa, Ajer el Baëd. Ces coupes montrent (fig.20) :

2.1.6.1 - Amdidih (fig.20.1)

Le Dévonien inférieur de cette coupe est constitué de deux membres :

- Membre 1 constitué de pélites et grésopélites dans lesquelles s'intercalent des couches calcaires et gréseuses. Les bancs calcaires, généralement oxydés, sont d'épaisseur décimétrique, de patine jaune et ocre et riches en Nautiloïdes orthocônes. Les grès sont plus développés (décimétriques) montrant des lamines parallèles et obliques, mais surtout des figures de glissements sous-marins (slumping).
- Membre 2 constitué de pélites vertes dans lesquelles s'individualisent quelques niveaux d'épaisseur décimétrique formés de bancs massifs décimétriques et métriques de calcaires bioclastiques bruns à joints silteux. la dislocation synsédimentaire apparaît évidente mais peu accentuée si on la compare à celle qui caractérise l'ensemble de Mechra Ben Abbou.

2.1.6.2 - Koudiat ed Diab (fig.20.3)

Cette coupe a déjà été étudiée par plusieurs auteurs dont GIGOUT (1951 et 1955), BACKER & al. (1965), HOLLARD (1967), KERGOMARD (1970) et (MICHARD & al., 1982) qui ont tous indiqué dans cette région une continuité de la sédimentation depuis le Silurien jusqu'au Viséen supérieur. Or aucune coupe continue n'a pu être dressée à cause des nombreuses dislocations qui affectent les terrains.

Dans une portion de coupe qui paraît continue, BACKER & al. (1965) et HOLLARD (1967) indiquent un âge Praguien. Cette succession est constituée de bas en haut :

- a: bancs gréseux de 2 m d'épaisseur à stratifications obliques qui passent, 100 m plus au Nord, à une lentille de conglomérat à galets silicieux;
- b: pélites gréseuses (15 m) à intercalations de plaquettes de calcaires bioclastiques;
- c: bancs décimétriques de grès grossiers et grès conglomératiques à stratifications entrecroisées (10 m) dans lesquels KERGOMARD (1970) a signalé des traces de plantes;
- d: pélites violacées à intercalations de lits gréseux (20 m);
- e: bancs décimétriques de calcaires bioclastiques riches en brachiopodes, bryozoaires, entroques et polypiers qui indiquent un âge Praguien (MICHARD, 1982);
- f: pélites gréseuses dans lesquelles s'intercalent des lits de calcaires bioclastiques.

Le caractère transgressif des terrains de cette coupe se dégage aussi bien par l'abondance de conglomérats que par les traces de plantes assez répandues dans les grès conglomératiques indiquant l'approche d'une terre émergée.

Pour KERGOMARD (1970), ces terrains correspondent aux faciès de transgression du Dévonien inférieur sur le Silurien.

2.1.6.3 - Leffaïd (fig.20.4)

Dans la région de Leffaïd, située à l'Ouest de l'unité de la Gada Jennabia affleure un lambeau de terrains constitué de pélites rouges, localement intercalées de couches calcaires jaunes à nautiloïdes et orthocères et de lits gréseux centimétriques à décimétriques. Dans ces terrains pélitiques d'épaisseur estimée à 80 m, s'intercalent une trilogie où affleurent de bas en haut:

- banc quartzitique (20 à 30 cm)
- banc de calcaires à silex (20 cm)
- banc de calcaires à crinoïdes, nautiloïdes et orthocères (20 cm).

Par endroit, des blocs décimétriques à métriques de grès-quartzites sont emballés dans les pélites; nous les interprétons comme des olistolithes glissés dans le bassin dévonien inférieur (voir déformation synsédimentaire). Certains blocs de grès-quartzites montrent des figures de tassement et de glissement sous-marin indiquant que le matériel n'était pas encore consolidé quand ces déformations synsédimentaires se sont produites.

D'après BACKER & al. (1965), ces terrains sont attribuables au Ludlow. Pour KERGOMARD (1970), ils seraient plus jeunes : Ludlow-Lochkovien.

2.1.6.4 - Chougga Bou Jemaa (fig.20.5)

A l'Est de Chougga, au bord de la route du barrage el Massira, affleurent des pélites rouges à intercalations de lits calcaires bioclastiques où GIGOUT (1951) indique une faune (gisement 187 : $x=287,8$ et $y=231,4$) d'âge Lochkovien-Praguien. A 300 m au sud de cette localité, dans la dépression de Bou Jemaa affleurent des pélites à nodules calcaires et à intercalations de couches décimétriques de calcaires bioclastiques à encrines, bryozoaires et brachiopodes; GIGOUT (1951) y signale une faune d'âge Praguien : gisement 1358 ($x=279,5$ et $y=231$).

2.1.6.5 - Ajer el Baëd (fig.20.6)

A quelques 250 m au SSW de ce douar, au Sud de l'affleurement de matériel volcanique acide post-orogénique affleure, sur 40 m d'épaisseur, une formation calcaire. Elle est constituée de bancs (20 à 70 cm) calcaires gris massifs à débris d'organismes peu différents de ceux qui se trouvent dans les calcaires du Dévonien moyen. Une étude paléontologique inédite a permis à BACKER & al. (1965) d'attribuer à ces terrains un âge Praguien-Emsien.

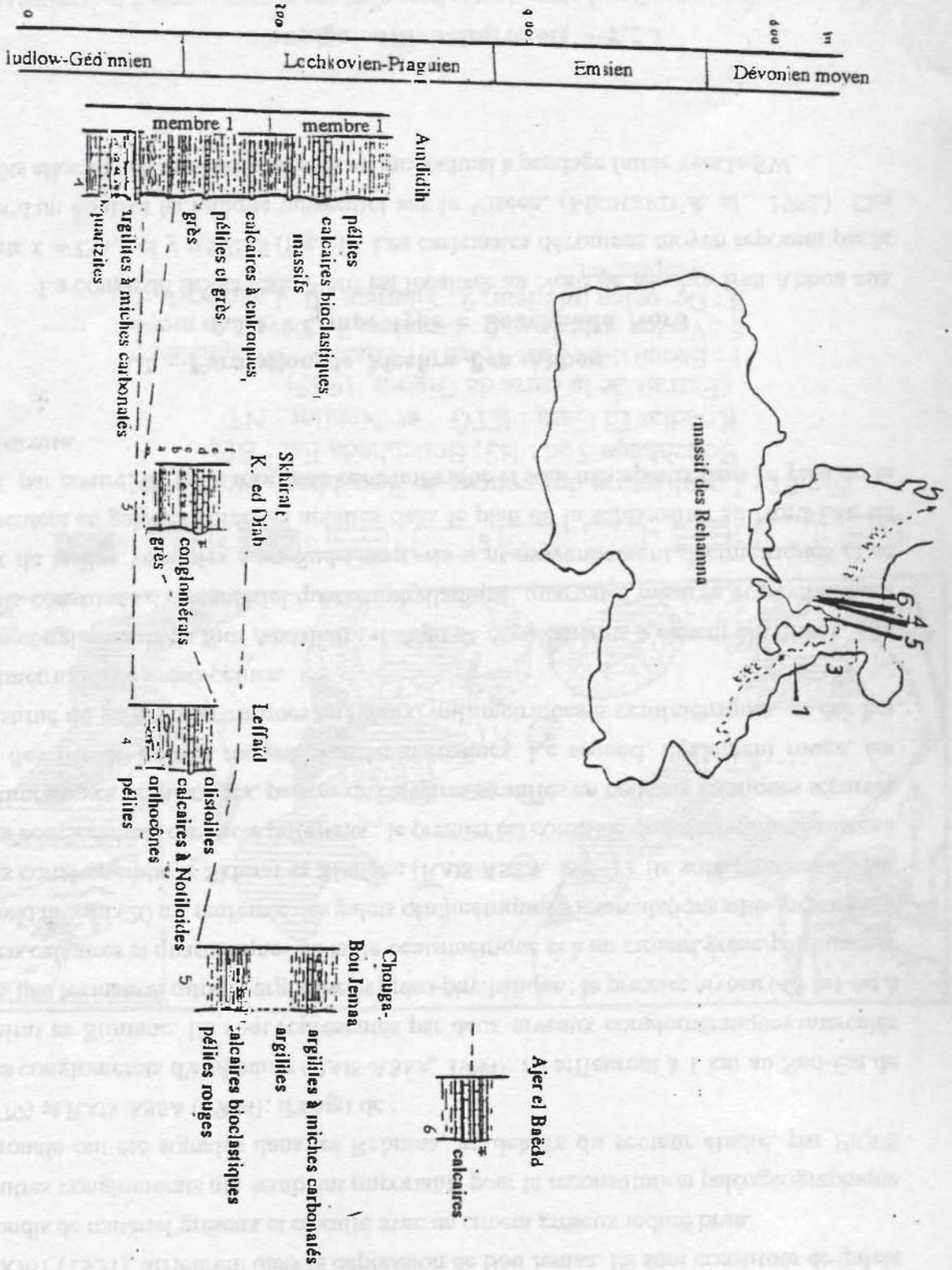


Fig. 20: Essai de corrélation des coupes effectuées sur les terrains du Dévonien inférieur (El Kamel, 1987).

D'autres coupes dressées dans les terrains du Dévonien inférieur ont permis d'ajouter (EL KAMEL, 1987):

des conglomérats inclus dans les terrains du Dévonien inférieur, déjà signalés par GIGOUT (1951), affleurent dans la dépression de Bou Jemaa. Ils sont constitués de galets arrondis de matériel gréseux et calcaire avec un ciment gréseux induré brun.

D'autres conglomérats qui semblent importants pour la reconstitution paléogéographique régionale ont été signalés dans les Rehmana, en dehors du secteur étudié, par PIQUÉ (1979) et RAIS ASSA (1984); il s'agit de :

* les conglomérats d'el Aouine (RAIS-ASSA, 1984): ils affleurent à 1 km au Sud-Est de Skhirat es Slimane. Ils sont représentés par deux niveaux conglomératiques intercalés dans une formation calcaire-argileuse et grésophylladique : le premier niveau (45 m) est à galets calcaires et quartzitiques de taille centrimétrique et à un ciment grésopélitique. le second niveau (20 m) renferme des galets centimétriques à intercalations silto-gréseuses.

* les conglomérats de Skhirat es Slimane (RAIS-ASSA, 1984) : ils sont représentés par deux conglomérats d'aspects différents : le premier est constitué de galets millimétriques à centimétriques de quartzites, parfois de calcaires stratifiés en couches métriques séparées par des lits de pélites rouges pluridécimétriques. Le second, également rouge, est constitué de galets quartzitiques anguleux, millimétriques à centimétriques, et des lits décimétriques de grésopélites.

* les conglomérats de Sidi Abdallah : il s'agit de conglomérats à ciment phylliteux. Les galets constitués d'un matériel quartzo-phylladique, quartzites micacés et phylladiques sont de tailles variables : au Sud-Ouest, ils sont moyennement décimétriques et se présentent en galettes étirées et aplaties dans le plan de la schistosité; au Nord-Est, ils sont, par contre, de taille moyenne centrimétrique et sont très aplaties dans le plan de la schistosité.

2.2 - Formation de Mechra Ben Abbou.

2.2.1 - Coupe type = Bouchhada Nord

La coupe de Bouchhada Nord est localisée au Nord de Mechra Ben Abbou aux points $x = 231,3$ et $y = 275,5$ (fig.21). Les carbonates dévoniens moyen reposent par le biais d'un contact tectonique tangentiel sur le Viséen, (MICHARD & al., 1982). Ces dépôts allochtones sont structurés en un monoclinale à pendage faible vers le SW.

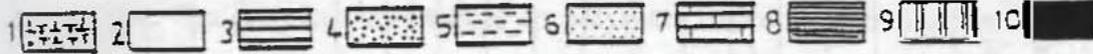
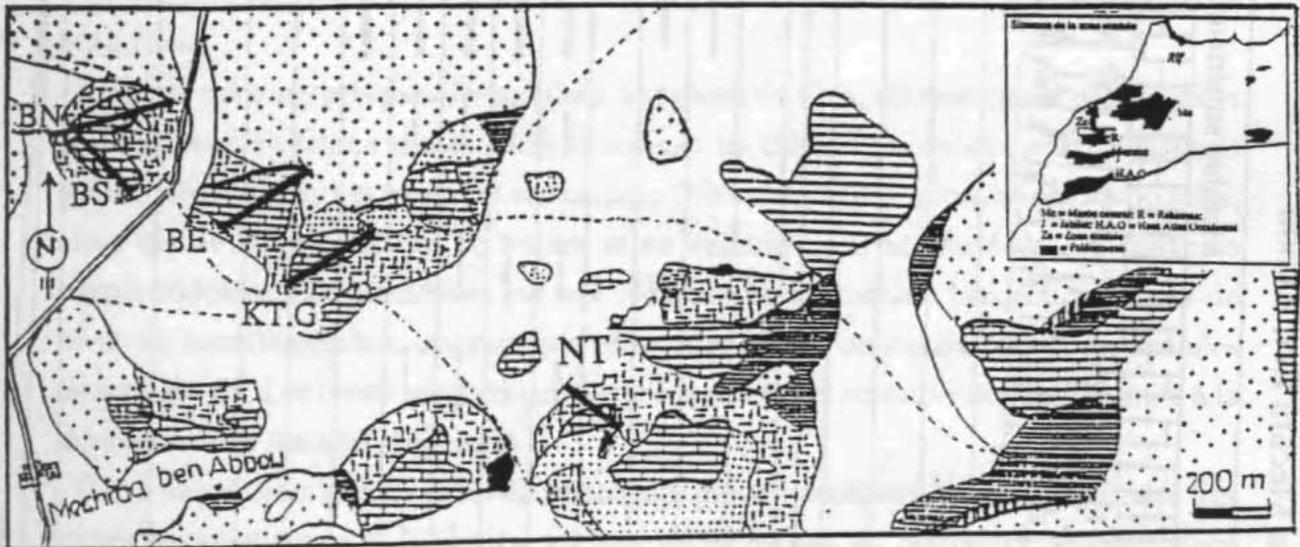


Fig.21 : Localisation des coupes de Bouchhada Nord : BN;
 Bouchhada Sud : BS; Bouchhada Est : BE;
 Koudiat El Gara : KT.G et Nahilat : NT
 (Extrait de la carte de Gigout, 1955).

- 1 : Eboulis; 2 : Post-Trias; 3 : Trias; 4 : Westphalien;
 5 : Viséen supérieur; 6 : Strunien; 7 : Dévonien moyen;
 8 : Dévonien inférieur; 9 : Silurien; 10 : Lave acide du
 wesphalien

2.2.2 - Description lithologique

La formation de Mechra Ben Abbou dont la base n'est pas connue (contact tectonique) est subdivisée en trois membres (fig.22) :

- * Le membre inférieur ou calcaires bien stratifiés épais de 9 m comprend de bas en haut :
 - 5,5 m de calcaires gris recristallisés séparés par des joints argileux blanchâtres à rougeâtres (4-5 cm) feuilletés. Ces calcaires sont organisés en bancs centimétriques à la

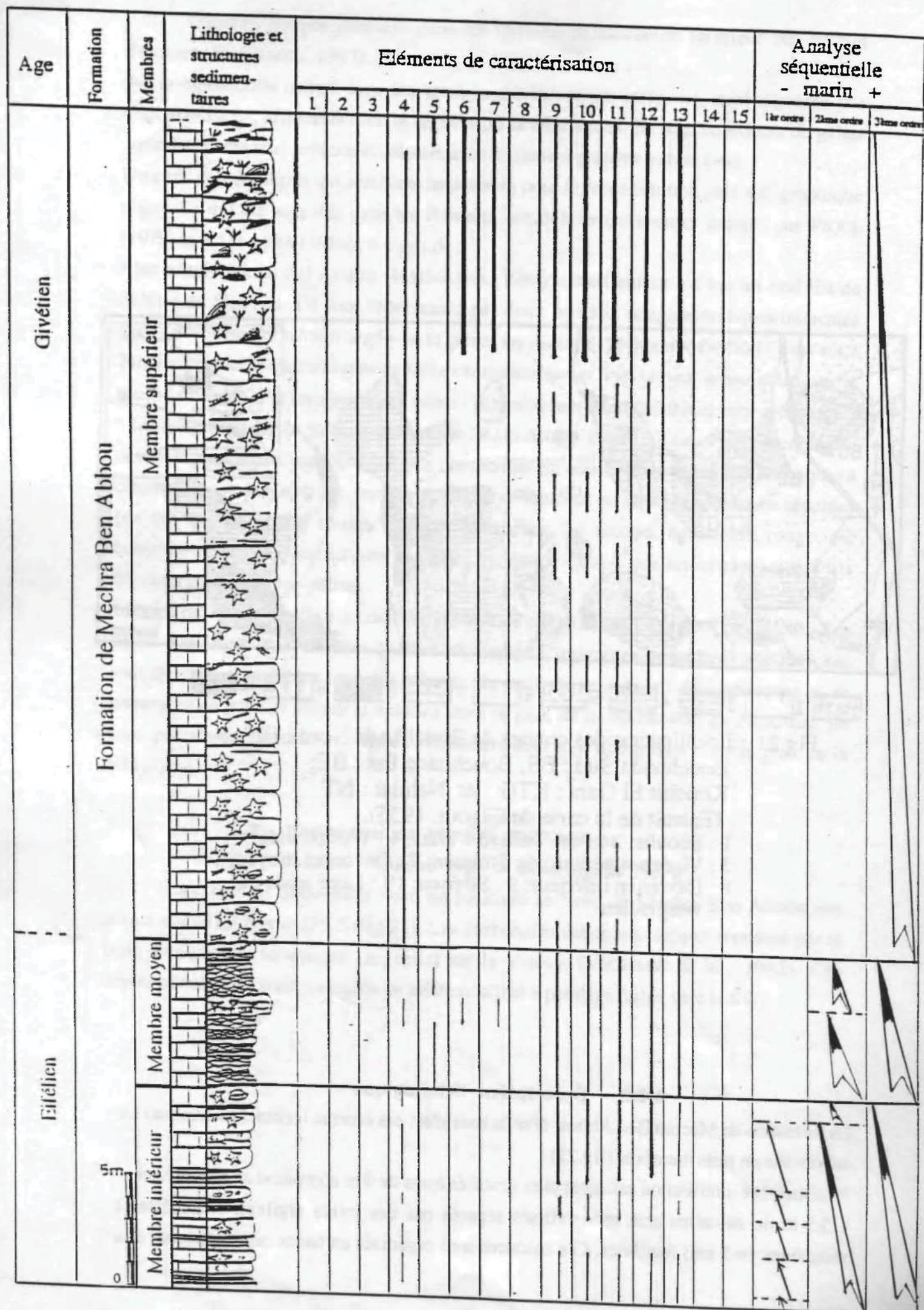


Fig.22 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Bouchhada Nord

base devenant décimétriques vers le sommet. La biophase est riche en brachiopodes, lamellibranches, échinodermes, bryozoaires et débris de styliolines. On note l'apparition en proportion élevée de cristaux de dolomite rhomboédrique.

- 4 m de calcaires gris fins recristallisés et organisés en bancs centimétriques à décimétriques à échinodermes, bryozoaires et brachiopodes. Le dernier banc est marqué par une abondance de cristaux de dolomites zonées. Les cristaux sont ferruginisés, localisés préférentiellement dans des zones de faiblesse (fissures et stylolites). Le dernier banc est encadré par deux "hard-grounds" ferruginisés à valeur de discontinuités sédimentaires.

* Le membre moyen, à dominance de calcaires noduleux et épais de 5,50 m montre de bas en haut:

- 2,5 m de calcaires gris pseudo-noduleux à rognons de silex, surmontés par des calcaires gris noduleux à silex en strates. Vers le sommet les calcaires noduleux sont déstabilisés par des joints argileux et montrent une certaine lenticulation, des imbrications de nodules, alors que le silex se réduit en veines et en veinules. La biophase de ces calcaires pseudonoduleux est caractérisée par une richesse en entroques, bryozoaires, tests de bivalves, lamellibranches, empreintes d'ostracodes, débris de tentaculites et des spicules de spongiaires. Les cherts résulteraient d'une concentration sélective de la silice suite à la dissolution des spicules d'éponges.

- 0,8 m de calcaires gris en bancs décimétriques pseudo-noduleux à silex en veinules très riches en polypiers isolés silicifiés. La base de ce niveau est marquée par une surface irrégulière. Ces calcaires sont riches en polypiers isolés à stromatopores lamellaires, à entroques et à tests de bivalves.

- 2,20 m de calcaires gris noduleux qu'arment des niveaux centimétriques de calcaires non noduleux vers le sommet. Ces calcaires bioclastiques à brachiopodes, lamellibranches et échinodermes sont encadrés par deux surfaces irrégulières.

* Le membre supérieur est essentiellement carbonaté. Il est épais de 34 m et comprend de bas en haut :

- 26 m de calcaires gris recristallisés à cassures blanchâtres et à plages calcitisées. Ils sont organisés en bancs décimétriques à métriques stratocroissants. La biophase est riche en entroques, en tests de brachiopodes, lamellibranches et bryozoaires. Les stylolites sont abondants ainsi que des pores atteignant la taille des géodes (20 cm).

- 8 m de calcaires gris recristallisés organisés en bancs métriques; ce sont des calcaires rudstones très riches en organismes récifaux : thamnopores, *hexagonaria*, stromatopores en boules ainsi que des débris de bryozoaires et des constructions algaires.

Le sommet de ces rudstones est marqué par une surface rouge très ferrugineuse à stromatopores en boule, lamellaires et rugueux.

2.2.3 - Age

Les âges attribués à la formation de Mechra Ben Abbou sont l'Eifélien et le Givétien (LE MAÎTRE, 1938; 1947, in MICHARD & al. ,1982). Le gisement situé aux points $x=275$ et $y=231,7$ a livré : *Calceola sandalina* LMK, *Alveolites fornicata* Var. *crassa*, *Heliolites povosus* Goldf. D'autres récoltes ont été effectuées par GANDI. (1984) dans le secteur de Bouchhada aux points $x=275,9$ et $y=231,5$ datant les calcaires récifaux (unité c) du Givétien grâce aux pygidium des trilobites *Dechenella gigouti* Rud et E. Richter. Aux points $x=275,3$ et $y=231,55$; les conodontes extraits des calcaires noduleux (unité b) sont composés de six espèces de la zone "Ensisensis" de l'Eifélien-Givétien (GANDI., 1984).

Les travaux biostratigraphiques basés sur l'étude des conodontes effectués dans ce membre par BEN FRIKA (1994) ont permis de préciser l'âge de l'unité c qui est certainement givétienne (zone à *Varcus* inférieur) quant aux unités a et b elles sont rapportées à l'Eifélien inférieur (*Polygnathus costatus costatus*).

On peut donc attribuer l'âge Eifélien inférieur aux membres inférieur et moyen et l'âge Eifélien supérieur-Givétien au membre supérieur.

2.2.4 - Analyse séquentielle

2.2.4.1 - Discontinuités

Les discontinuités sédimentaires observées et caractérisées sont : les surfaces durcies (hard ground), et les surfaces irrégulières.

2.2.4.2 - Faciès

Les principaux faciès suivants sont reconnus et définis:

F1: Les calcaires gris wackstones, packstones (PL. II. A) et grainstone à échinodermes, débris de styliolines, brachiopodes, bryozoaires, lamellibranches, ostracodes. Dans les wackstones, packstones on observe, l'apparition des cristaux de dolomite rhomboédrique zonée. La zonation est soulignée par la forte concentration de fer. Les grainstones ont souvent une proportion élevée en entroques par rapport aux autres bioclastes et montrent rarement des signes d'abrasion.

F2: les argiles gris-rouge millimétriques à centimétriques.

F3: Les calcaires noduleux (PL. II. I) recristallisés en sparite, de texture packstone-grainstone. Les grainstones sont riches en échinodermes, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, ostracodes et oxyde de fer.

F4: Les calcaires packstones bioturbés riches en rugueux solitaires silicifiés à bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et polypiers.

F5: Les calcaires grainstones échinodermiques (PL. II. B) et à bryozoaires, brachiopodes et lamellibranches. Ces grainstones à encrines montrent surtout des sections transversales parfois calcitisées et sont mal classés.

F6: Les calcaires grainstone-rudstone à stromatopores massifs, lamellaires, *heliolites*,

rugueux solitaires rarement des fasciculés. Les stromatopores massifs constituent l'élément principal de ces rudstones et présentent des tailles pouvant aller jusqu'à 40 cm.

2.2.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires:

Les calcaires dévoniens sont organisés en séquences de différents ordre séparées par des discontinuités sédimentaires diverses.

* Séquences de 1^{er} ordre (fig.23)

Dans le membre inférieur un seul type de séquence élémentaire a été définie. Il est représenté par l'enchaînement des faciès 1 et 2. Il s'agit de calcaires wackstone-Packstones à entroques et bivalves organisés en bancs centimétriques à décimétriques; que surmontent des argilites rougeâtres. Ces séquences sont encadrées par des surfaces durcies.

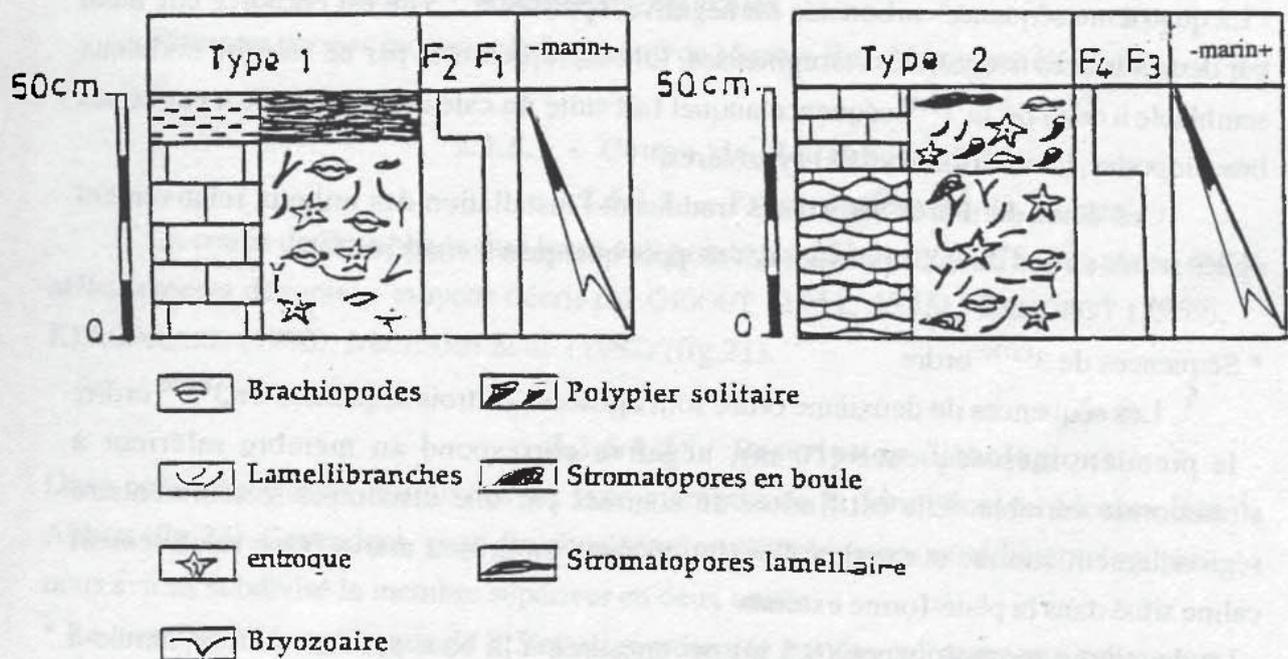


Fig.23 : Les séquences de premier ordre du secteur de Bouchhada.

* Séquences de 2^{ème} ordre :

Les séquences élémentaires du membre inférieur sont agencées en deux séquences de 2^{ème} ordre négatives.

- la première séquence (8,5 m) est formée par une succession de séquences élémentaires de type 1 et s'achève par une discontinuité sédimentaire matérialisée par une surface durcie irrégulière.

- La deuxième séquence métrique est composée du même type de séquence élémentaire que la première. Elle est limitée au sommet par une surface irrégulière ferruginisée à valeur de discontinuité sédimentaire plus importante.

Ces deux séquences traduisent l'installation des milieux relativement calmes, franchement marins, situés sous la limite d'action des vagues dans les zones inférieures de la plate-forme externe.

Dans le membre moyen deux séquences de 2^{ème} ordre ont été définies :

- La troisième séquence (4 m), totalement carbonatée et négative est encadrée par deux surfaces irrégulières ferrugineuses. Elle est composée à la base par des calcaires noduleux (les nodules sont imbriqués les uns dans les autres) de texture grainstone à tests de bivalves (lamellibranches, brachiopodes et d'entrouques). Le sommet est un calcaire, packstone à grainstone à polypiers rugueux rares stromatopores lamellaires silicifiés, tests de lamellibranches et brachiopodes.

- La quatrième séquence carbonatée est négative, épaisse de 2,5 m, est encadrée elle aussi par deux surfaces irrégulières ferrugineuses. Elle est représentée par un calcaire noduleux semblable à celui de la 1^{ère} séquence auquel fait suite un calcaire grainstone à entrouques brachiopodes, lamellibranches et bryozoaires.

Ces deux dernières séquences traduisent l'installation des milieux relativement agités situés en bas du talus pouvant développer quelques formes récifales.

* Séquences de 3^{ème} ordre

Les séquences de deuxième ordre sont agencées en trois séquences de 3^{ème} ordre:

- la première mésoséquence (10 m), négative correspond au membre inférieur à stratonomie variable. Elle est limitée au sommet par une discontinuité sédimentaire régionalement connue et exprime l'évolution dans un milieu marin franc relativement calme situé dans la plate-forme externe.

- La deuxième mésoséquence (6,5 m) est encadrée à la base par une surface durcie à valeur de discontinuité sédimentaire, au sommet par une surface irrégulière. Elle correspond au membre moyen et traduit l'installation d'un milieu intertidal à proximité du talus récifal, pouvant même évoluer vers le milieu récifal.

- La troisième mésoséquence (34 m), négative est composée à la base par une encrinite à surface ravinante. C'est un calcaire à texture grainstone très riche en entrouques à cimentation syntaxiale, des débris de brachiopodes et de lamellibranches. Au sommet vient des calcaires appartenant aux faciès récifaux. Se sont des grainstones rudstones à

stromatopores en boules, favosites, polypiers et rares entroques. Cette séquence traduit l'évolution d'un milieu marin franc situé dans la zone d'action de vagues (prairies de crinoïdes), vers un milieu récifal. Elle correspond au membre supérieur.

2.2.4.4 - Récapitulation :

L'étude de la formation de Mechra Ben Abbou à Bouchhada Nord nous a permis de souligner:

- Le membre inférieur : calcaires à stratonomie variable, séparés par des films argileux rougeâtres.
- Le membre moyen : calcaires noduleux admettant un niveau de calcaires à polypiers silicifiés.
- Le membre supérieur : faciès péri-récifal à la base et récifal au sommet.

Les milieux de dépôt suivants sont reconnus : plate-forme externe relativement profonde et plate-forme interne à protuberances récifales formées par l'accumulation de stromatopores et coraux.

- Les âges du membre de Bouchhada ont été toujours considérés Eifélien-Givétien, cependant les études biostratigraphiques récentes et les études sédimentologiques ont permis d'attribuer l'âge Eifélien aux unités a et b et le Givétien à l'unité c.

2.2.5 - Variations latérales

Plusieurs coupes montrant la formation de Mechra Ben Abbou ont été levées.

2.2.5.1 - Coupe de Bouchhada Sud

2.2.5.1.1 - Présentation de la coupe

La coupe de Bouchhada Sud levée aux points $x = 231,3$ et $y = 275$, fait partie des affleurements dévoniens moyens décrit par GIGOUT (1951, 1955), GENDROT (1969), KERGOMARD (1970), MICHARD & al. (1982) (fig.21).

2.2.5.1.2 - Description lithologique

Dans cette coupe nous retrouvons les trois membres de la formation de Mechra Ben Abbou (fig.24). Cependant, pour des considérations lithologiques et sédimentologiques, nous avons subdivisé le membre supérieur en deux unités.

* Le membre inférieur, épais de 8,5 m est représentée par des calcaires gris-beiges que séparent des surfaces ferrugineuses irrégulières encroûtées. Cinq principales surfaces ferrugineuses ont été distinguées délimitant les niveaux suivants; de bas en le haut on observe:

- 1 m de calcaires gris-beige recristallisés, organisés en bancs décimétriques. Ceux-ci sont riches en entroques, en tests de brachiopodes, en bryozoaires et en lamellibranches. Ce calcaire est coiffé par un hard ground (HG1).
- 1,80 m de calcaire gris-beige recristallisé d'une surface ferrugineuse et argileux rouge et

Age	Formation	Membres	lithologie et structures sédimentaires	Eléments de caractérisation																Analyse séquentielle marin		
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	-	+	
Eifélien	Formation de Mechra Ben Abbou	Membre inférieur																				
		Membre moyen																				
		Membre supérieur 1																				
		Membre supérieur 2																				
Givétien																						

Fig.24 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Bouchhada Sud.

dont le sommet est marqué par une surface irrégulière très ferrugineuse plus importante (HG₂) encroûtée à brachiopodes, échinodermes, bryozoaires et lamellibranches.

- 3,50 m de calcaire gris-beige recristallisé. Il est organisé en bancs décimétriques à pluridécimétriques renfermant des joints argileux et présentant une stratocroissance dans le dernier mètre. Ce dernier est coiffé par une surface irrégulière ferrugineuse encroûtée (HG₃). La biophase est riche en échinodermes et quelques débris de bryozoaires, de brachiopodes et de lamellibranches.

- 1,10 m de calcaire gris-beige recristallisé encrinétique à lamellibranches, brachiopodes, bryozoaires riche en concentration de fer.

Ces calcaires sont organisés en bancs décimétriques et coiffés par une surface durcie ferrugineuse (HG₄).

- 0,50 m de calcaire gris-beige recristallisé, encrinétique, caractérisé au sommet par une surface ferrugineuse (HG₅) encroûtée à brachiopodes, entroques, thamnopores, polypiers isolés et calceoles.

- 0,80 m de calcaires gris-beige à joint argileux recristallisé, qui sont organisés en bancs centimétriques à décimétriques stratocroissants. Les bioclastes reconnus sont des échinodermes, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches et rare débris de polypiers solitaires.

*Le membre moyen à dominance de calcaire noduleux épais de 9,95 m montre de bas en haut:

- 3,45 m d'une alternance de calcaires gris, bien stratifiés bioclastiques et de calcaires gris noduleux à entroques et à débris de bivalves.

- 4,50 m de calcaires gris organisés en bancs décimétriques à joints argileux et déstabilisés en nodules. Ces calcaires sont riches en entroques, brachiopodes pelletoides et bryozoaires. Ils sont clôturés par une surface irrégulière ferrugineuse encroûtée à brachiopodes, à thamnopores et à entroques.

- 2,20 m de calcaires gris recristallisés à organismes calcitisés. Ces calcaires sont agencés en bancs décimétriques à centimétriques subdivisés en :

+ 20 cm de calcaires gris-violacé recristallisés à entroques et à débris de brachiopodes, bryozoaires et lamellibranches. Il est coiffé par une surface centimétrique ferrugineuse irrégulière encroûtée à organismes recristallisés : lamellibranches, entroques, brachiopodes et bryozoaires.

+ 2 m de calcaires gris recristallisés en bancs centimétriques à décimétriques montrant une stratodécroissance. La biophase est riche en entroques, brachiopodes, bryozoaires et lamellibranches; les polypiers sont surtout abondants à la base de ces calcaires.

*Le membre supérieur carbonaté, épais de 49,55 m est caractérisé par l'apparition d'une faune récifale diversifiée (stromatopores et favositidae). Nous avons subdivisé ce membre en deux :

-le membre supérieur 1 est épais de 18,35 m de calcaires gris noduleux (bindstones)

Age	Formation	Membres	lithologie et structures sédimentaires	Éléments de caractérisation																Analyse séquentielle marin		
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	-	+	
Givélien	Formation de Mechra Ben Abbou	Membre supérieur 2																				
		Membre supérieur 1																				
Eifélien		Membre moyen																				
		Membre inférieur																				

Fig.24 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Bouchhada Sud.

dont le sommet est marqué par une surface irrégulière très ferrugineuse plus importante (HG₂) encroûtée à brachiopodes, échinodermes, bryozoaires et lamellibranches.

- 3,50 m de calcaire gris-beige recristallisé. Il est organisé en bancs décimétriques à pluridécimétriques renfermant des joints argileux et présentant une stratocroissance dans le dernier mètre. Ce dernier est coiffé par une surface irrégulière ferrugineuse encroûtée (HG₃). La biophase est riche en échinodermes et quelques débris de bryozoaires, de brachiopodes et de lamellibranches.

- 1,10 m de calcaire gris-beige recristallisé encrinétique à lamellibranches, brachiopodes, bryozoaires riche en concentration de fer.

Ces calcaires sont organisés en bancs décimétriques et coiffés par une surface durcie ferrugineuse (HG₄).

- 0,50 m de calcaire gris-beige recristallisé, encrinétique, caractérisé au sommet par une surface ferrugineuse (HG₅) encroûtée à brachiopodes, entroques, thamnopores, polypiers isolés et calceoles.

- 0,80 m de calcaires gris-beige à joint argileux recristallisé, qui sont organisés en bancs centimétriques à décimétriques stratocroissants. Les bioclastes reconnus sont des échinodermes, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches et rare débris de polypiers solitaires.

*Le membre moyen à dominance de calcaire noduleux épais de 9,95 m montre de bas en haut:

- 3,45 m d'une alternance de calcaires gris, bien stratifiés bioclastiques et de calcaires gris noduleux à entroques et à débris de bivalves.

- 4,50 m de calcaires gris organisés en bancs décimétriques à joints argileux et déstabilisés en nodules. Ces calcaires sont riches en entroques, brachiopodes pelletoides et bryozoaires. Ils sont clôturés par une surface irrégulière ferrugineuse encroûtée à brachiopodes, à thamnopores et à entroques.

- 2,20 m de calcaires gris recristallisés à organismes calcitisés. Ces calcaires sont agencés en bancs décimétriques à centimétriques subdivisés en :

+ 20 cm de calcaires gris-violacé recristallisés à entroques et à débris de brachiopodes, bryozoaires et lamellibranches. Il est coiffé par une surface centimétrique ferrugineuse irrégulière encroûtée à organismes recristallisés : lamellibranches, entroques, brachiopodes et bryozoaires.

+ 2 m de calcaires gris recristallisés en bancs centimétriques à décimétriques montrant une stratodécroissance. La biophase est riche en entroques, brachiopodes, bryozoaires et lamellibranches; les polypiers sont surtout abondants à la base de ces calcaires.

*Le membre supérieur carbonaté, épais de 49,55 m est caractérisé par l'apparition d'une faune récifale diversifiée (stromatopores et favositidae). Nous avons subdivisé ce membre en deux :

-le membre supérieur 1 est épais de 18,35 m de calcaires gris noduleux (bindstones)

séparés par huit principales surfaces irrégulières ferrugineuses encroûtées à organismes récifaux : *favosites*, *heliolites*, stromatopores, lamellaires et des débris de bryozoaires, lamellibranches, brachiopodes et entroques ; on distingue :

+ 3 m de calcaires gris recristallisés pseudo-noduleux à la base, devenant noduleux au sommet. La biophase est riche en entroques, bryozoaires, brachiopodes, thamnopores et polypiers isolés. Ces calcaires sont achevés par une surface irrégulière ferrugineuse encroûtée à polypiers à organismes récifaux et bioclastes.

+ 5,5 m de calcaires gris recristallisés noduleux à silex, à polypiers isolés, entroques, thamnopores, lamellibranches. Le sommet est marqué par deux surfaces irrégulières ferrugineuses encroûtées à organismes constructeurs (stromatopores lamellaires).

+ 1 m de calcaires gris recristallisé, noduleux à débris d'encrine, lamellibranches, brachiopodes et polypiers. Le sommet est marqué par une surface ferrugineuse encroûtée de thamnopores et stromatopores lamellaires.

+ 1,5 m de calcaire gris recristallisé pseudonoduleux à entroques brachiopodes, bryozoaires et polypiers. Ces calcaires sont clôturés par une surface ferrugineuse encroûtée à thamnopores et à stromatopores lamellaires.

+ 5 m de calcaires gris recristallisés noduleux à organismes souvent calcitisés: brachiopodes, lamellibranches, bryozoaires, entroques, polypiers solitaires et thamnopores. Le sommet de ces calcaires est marqué par une surface ferrugineuse encroûtée à polypiers, thamnopores et stromatopores lamellaires.

+ 1,5 m de calcaires gris recristallisés pseudonoduleux à entroques, bryozoaires brachiopodes et lamellibranches. Ces calcaires sont coiffés par une surface irrégulière ferrugineuse tapissée de polypiers isolés, thamnopores, rares lamellibranches, entroques et brachiopodes calcitisés.

+ 1 m de calcaire gris recristallisé noduleux dont le sommet est marqué par une surface ravinante ferrugineuse encroûtée à thamnopores et lamellaires.

- le membre supérieur 2 est épais de 19 m de calcaires gris fin légèrement recristallisés en bancs métrique. Ils sont représentés par :

+ 6 m de calcaires gris massifs organisés en quatre bancs métrique séparés par trois surfaces irrégulières ferrugineuses encroûtées à polypiers. La base est marquée par une surface de ravinement ferrugineuse à stromatopores, favosites et thamnopores. la biophase des trois premiers bancs calcaire est riche en entroques et rares débris de bivalves, bryozoaires et lamellibranches. Le dernier banc est encrinitique à polypiers solitaires, stromatopores en boule et lamellaire.

+ 13 m de calcaires gris-beige rudstone recristallisés, organisés en bancs métrique riche en stromatopores en boules, en stromatopores lamellaires, thamnopores, *heliolites* et polypiers isolés: *hexagonaria* ainsi que des échinodermes et bryozoaires.

2.2.5.1.3.- Analyse séquentielle

En plus des discontinuités sédimentaires matérialisées sous forme de surfaces irrégulières et de surfaces durcies observées à Bouchhada Nord; on note dans cette coupe des changements de lithologie et des ravinements. Quand aux faciès, ils sont les mêmes que ceux de la coupe type à quelques différences près: diversité et abondance des organismes constructeurs dans les faciès de l'unité b du membre supérieur.

L'enchaînement séquentiel montre plusieurs types de séquences d'ordres variés.

* Séquences de premier ordre (fig.23)

Dans le membre inférieur un seul type de séquences élémentaires a été défini. Il est composé par l'enchaînement des faciès 1 et 2. Ce type regroupe sept séquences de 1^{er} ordre, toutes négatives encadrées par des surfaces durcies ferrugineuses. Elles sont toutes représentées à la base par un calcaire de texture wackstone-packstone bioclastique à entroques, brachiopodes, lamellibranches, débris de tentaculites; au sommet par un joint argileux rougeâtre à tests de bivalves.

Dans le membre moyen un deux types de séquences a été défini :

- Le 1^{er} type regroupe des séquences stratocroissantes formées de calcaire noduleux à entroques, bivalves et bryozoaires aux quels font suite un calcaire centimétrique à brachiopodes, lamellibranches, entroques. Ces séquences sont caractérisées par des passages brusque de lithologie.

- Le 2^{eme} type regroupe une séquence composée à la base par le calcaire noduleux surmonté par un calcaire riche en polypiers et en débris de bivalves .

* Séquences de 2^{ème} ordre

Les séquences élémentaires sont agencées en séquences de 2^{ème} ordre toutes négatives.

- La première séquence (7 m) est formée par 4 séquences de 1er ordre de type 1. Elle évoque un milieu marin de plate-forme externe relativement profond.

- La deuxième séquence (3 m) est identique à la première. ces deux séquences sont séparées par une discontinuité sédimentaire : matérialisée par une surface durcie.

- La troisième séquence négative, (3,25 m) est formée par une succession de séquence élémentaire de type 2. Elle traduit l'installation de milieu relativement agitée situé en bas de talus récifal dans une plate-forme externe.

- La quatrième séquence (5,5 m) est composée de calcaires noduleux à débris d'organismes récifaux, entroques, bryozoaires et tests de bivalves auxquels font suite des calcaires en strates riche en bioclastes. Elle atteste un milieu périrécifal situé en bas du talus récifal.

- La cinquième séquence (3 m) est composée de calcaires noduleux similaire à celui de la quatrième séquence. Ils sont surmontés par des calcaires en strates riche en polypiers solitaires silicifiés. Cette séquence, encadrée par deux surfaces irrégulières, traduit

l'installation de milieu récifal intertidal à supratidal non émergé.

- La sixième séquence (17 m), négative montre à la base un calcaire noduleux bindstone à colonies massives de stromatopores de tabulés de formes globuleuses et lamellaires encroûtantes; au sommet un calcaire induré à stromatopores, débris de brachiopodes, bryozoaires et lamellibranches.

Ces deux séquences sont encadrées par des discontinuités sédimentaires matérialisées par des surfaces durcies encroûtées à organismes récifaux.

- La septième séquence est une séquence avortée représentée uniquement par le calcaire noduleux bindstone riche en stromatopores lamellaires encroûtants. D'épaisseur 1,5 m, il est délimité à la base par un hard ground tapissé d'organisme récifaux, et par une surface ravissante au sommet.

- La huitième séquence négative (19 m) montre deux termes : un terme basal constitué par des calcaires encrinitiques grainstones et un terme sommital représenté par des calcaires grainstones-rudstones riche en stromatopores en boules, favosites, coraux et d'autres débris bioclastiques tels que les bryozoaires, rare entroques et brachiopodes.

* Séquences de 3^{ème} ordre

Les séquences de 2^{ème} ordre sont agencées elles mêmes en trois séquences de 3^{ème} ordre négatives.

- La première mésoséquence (10 m) regroupe les deux premières séquences de 2^{ème} ordre. Elle est limitée au sommet par une discontinuité sédimentaire importante et marque l'installation de milieu de plate forme externe. Elle correspond au membre inférieur.

- La deuxième mésoséquence (12 m) est composée de trois séquences de 2^{ème} ordre. Elle est encadrée par deux discontinuités sédimentaires (surfaces irrégulières) et exprime le passage d'un milieu intertidal de plate forme relativement profonde à un milieu de bas de talus récifal. Elle correspond au membre moyen.

- La troisième mésoséquence (37,5 m), négative regroupe les 3 dernières séquences de 2^{ème} ordre. Elle exprime une évolution d'un environnement appartenant à un milieu péri-récifal vers un milieu de franchement récifal. Ce milieu est caractérisé par la présence de stromatopores en boule et favosites dont les espaces entre les organismes sont remplies de matrice sableuse et de nombreux bioclastes : entroques, bryozoaires et rares tests de bivalves. Cette séquence correspond au membre supérieur.

2.2.5.1.4 - Récapitulation

Dans la coupe de Bouchhada sud, on peut souligner : l'individualisation de trois membres carbonatés qui sont de bas en haut:

- Le membre inférieur est composé de calcaires riches en entroques, débris de tentaculites, brachiopodes et lamellibranches à stratonomie variable et à nombreuses surfaces durcies.

- Le membre moyen représenté par des calcaires noduleux à polypiers silicifiés à brachiopodes, lamellibranches, entroques et polypiers.

- Le membre supérieur est subdivisé en deux :
- Le membre supérieur 1 à calcaire noduleux récifal surmontée par une encrinite.
- Le membre supérieur 2 à calcaire récifal massif à colonies de stromatopores et favosites.

L'installation des milieux suivants : une plate-forme externe relativement profonde à énergie calme (unité a), une plate forme externe relativement profonde à énergie modérément agitée, une plate-forme interne et un milieu récifal.

2.2.5.2 - Coupe de Bouchhada Est

2.2.5.2.1 - Présentation de la coupe

La coupe est située à 500 m à l'Est de la carrière de Bouchhada aux points $x=231,6$ et $y=276$ (fig.21). C'est une klippe constituée par des dépôts carbonatés du Dévonien moyen.

2.2.5.2.2 - Description lithologique

Dans cette coupe la formation de Mechra Ben Abbou est organisée en trois membres (fig.25).

* Le membre inférieur (4,50 m), essentiellement carbonatée, est composée de calcaires gris fins à joints argileux de couleur gris-rouge. Ces calcaires, organisés en bancs centimétriques à décimétriques, sont plus ou moins recristallisés et fossilifères (tentaculites, styliolines, échinodermes, bivalves et bryozoaires).

* Le membre moyen (7,65 m) totalement carbonatée, montre de bas en haut :

- 1 m de calcaires gris pseudo-noduleux, stratodécroissants. Le sommet est caractérisé par un banc centimétrique à surface irrégulière ferrugineuse et à silicification stratiforme. La biophase est diversifiée : brachiopodes, tests de lamellibranches, styliolines, bryozoaires et débris de tentaculites.

- 1 m de calcaires noduleux à silex en strates rarement en rognons, à débris de brachiopodes, lamellibranches, bryozoaires et entroques.

- 0,90 m de calcaires gris recristallisés très riches en polypiers isolés silicifiés. Ce banc calcaire est souligné à sa base par une surface ferrugineuse et montre de rares ondulations et veines de silex. Les bioclastes reconnus sont des échinodermes, des bryozoaires et des brachiopodes.

- 4,75 m de calcaires gris noduleux recristallisés à brachiopodes, bryozoaires, lamellibranches et entroques. Localement les nodules sont imbriqués. Le silex est réduit sous forme de veines et de veinules. Les unités a et b sont attribuées à l'Eifélien.

* Le membre supérieur (30,5 m) totalement carbonatée montre de bas en haut :

- 24 m de calcaires gris recristallisés, en bancs métriques montrant une stratocroissance vers le sommet. A la base, ces calcaires sont riches en entroques, brachiopodes et rares polypiers solitaires.

- 6,50 m de calcaires gris, parfois dolomités à stromatopores en boules et lamellaires. Ils sont organisés en bancs métriques totalement recristallisés en sparite où on reconnaît

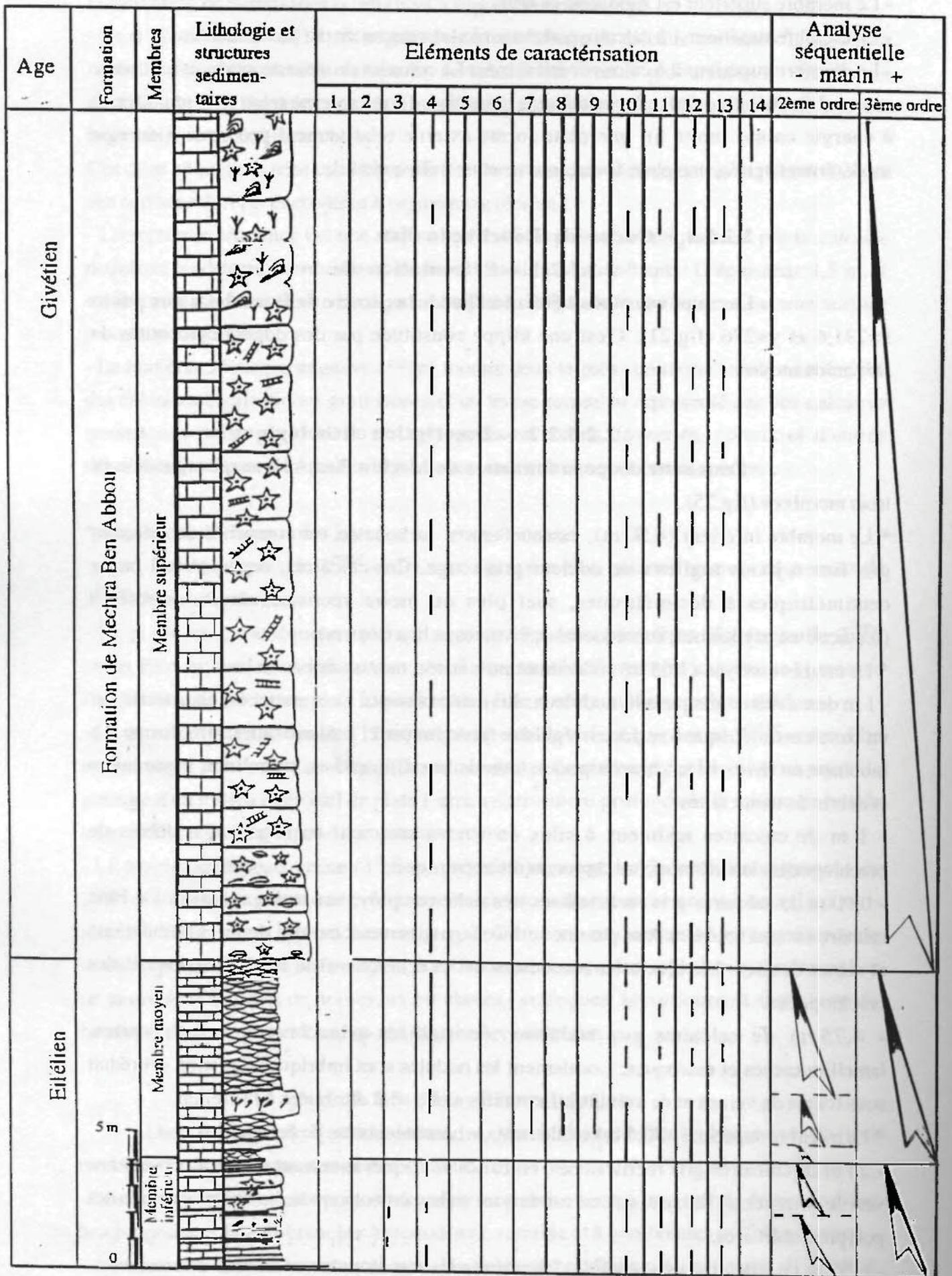


Fig.25 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Bouchhada Est.

les bioclastes: échinodermes, bryozoaires, brachiopodes ainsi qu'une forte proportion en grains de quartz détritiques de taille et de forme variables .

2.2.5.2.3 - Analyse séquentielle

Dans cette coupe on retrouve globalement les mêmes discontinuités sédimentaires et les mêmes faciès que dans la coupe type. Cependant nous avons noté une variation de puissance dans les unités de la formation de Mechra Ben Abbou.

Plusieurs types de séquences sont reconnues et définies :

* Séquences de 1^{er} ordre:

Dans le membre inférieur un seul type de séquence de 1^{er} ordre a été défini. Il débute par des calcaires, de texture packstone bioclastique (entroques, tentaculites, brachiopodes et lamellibranches) et se termine par des argilites rouges.

Ces séquences élémentaires sont encadrées par des surfaces durcies.

* Séquences de 2^{ème} ordre

Le membre inférieur montre deux séquences :

- La première séquence est composée de séquences de premier ordre de type 1. Elle est limitée au sommet par une surface durcie.
- La deuxième séquence est représentée par des calcaires de texture packstone stratifié à entroques, débris de tentaculites, brachiopodes, lamellibranches et styliolines, auxquels font suite des argilites rouges coiffées par un Hard ground.

Ces deux séquences expriment l'installation d'un milieu intertidal relativement calme situé dans une plate-forme externe peu profonde.

Le membre moyen montre trois séquences de 2^{ème} ordre stratocroissantes, négatives. Ces séquences sont encadrées par des surfaces irrégulières.

- La troisième séquence métrique est constituée par des calcaires noduleux, stratodécroissants, de texture packstone à entroques, débris de brachiopodes et silex; auxquels fait suite des calcaires à texture packstone à débris de brachiopodes et lamellibranches.
- La quatrième séquence (1,90 m) est composée à la base par des calcaires noduleux packstone à silex, bryozoaires, lamellibranches et débris de brachiopodes ; au sommet des calcaires à polypiers silicifiés et à rares formes lamellaires de stromatoporoides.
- La cinquième séquence (4,5 m) avortée est représentée uniquement par les calcaires noduleux et coiffée par une surface irrégulière à valeur de discontinuité sédimentaire.

* Séquences de 3^{ème} ordre :

Les séquences de 2^{ème} ordre sont agencées en trois séquences négatives de 3^{ème} ordre.

- La première mésoséquence négative regroupe deux séquences de 2^{ème} ordre et correspond au membre inférieur de la formation de Mechra Ben Abbou. Elle est limitée au sommet par une surface irrégulière et exprime l'installation d'un milieu intertidal.
- La deuxième mésoséquence de 3^{ème} ordre négative est représentée par la succession de

trois séquences de 2^{ème} ordre. Elle est encadrée par deux surfaces irrégulières et marque une évolution dans un milieu intertidal. Elle correspond au membre moyen.

- La troisième mésoséquence (30,5 m), est composée à la base par un calcaire très riche en entroques (encrinite). Se sont des grainstones à entroques à cimentation syntaxiale, à débris de brachiopodes, lamellibranches et bryozoaires. Au sommet un calcaire très riche en organismes récifaux, c'est un calcaire grainstone-rudstone à stromatopores de forme globuleuse, favosites, rarement des tabulés et des rugueux. Les espaces intercoloniaux sont colmatés par les bioclastes (entroques, tests de brachiopodes et polypiers solitaires plus ou moins usés). Cette troisième séquence exprime le passage d'un milieu marin franc, dans la zone d'action des vagues, situé dans / ou à proximité des prairies de crinoïdes vers un milieu franchement récifal. Elle correspond au membre supérieur.

2.2.5.2.4 - Récapitulation

L'étude de la coupe de Bouchhada Est, totalement carbonatée a permis de distinguer trois membres :

- + les calcaires à stratonomie variable séparés par des argilites rougeâtre, membre inférieur,
- + les calcaires noduleux à polypiers silicifiés, membre moyen,
- + les faciès péri-récifaux (encrinite) et récifaux à stromatopores en boule et favosites, membre supérieur

L'enchaînement des milieux de dépôt est à noter : une plate-forme externe relativement profonde un bas de talus récifal et une plate-forme interne.

2.2.5.3 - Coupe Koudiat-Gara

2.2.5.3.1 Présentation de la coupe

Elle est située au Nord de la gare de Mechra Ben Abbou aux points $x = 231,5$ et $y = 276,8$ (fig.21) et constituée par des affleurements du Dévonien moyen.

2.2.5.3.2 - Description lithologique

Koudiat Gara correspond à une klippe dévonienne, où affleure la formation de Mechra Ben Abbou organisé en trois membres (fig 26) :

* Le membre inférieur (7,5m) carbonaté a montré la succession suivante:

- 4,5 m d'une alternance de calcaires gris fins et d'argiles blanchâtres à rougeâtres que surmontent des bancs calcaires centimétriques à décimétriques stratocroissants. Ces niveaux calcaires sont souvent recristallisés et sont à brachiopodes, lamellibranches, échinodermes, bryozoaires, débris de tentaculites et de styliolines.
- 1,5 m de calcaires gris fins en bancs stratocroissants. La base est marquée par un niveau décimétrique de calcaires noduleux à éléments monogéniques hétérométriques. Ces niveaux calcaires sont riches en échinodermes, bryozoaires et tests de bivalves.
- 2 m de calcaires gris fins silicifiés au sommet, en bancs centimétriques niveaux argilux

Age	Formation	Membres	Lithologie et structures sédimentaires	Éléments de caractérisation													Analyse séquentielle marin						
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	2ème ordre	3ème ordre					
Givétien	Membre de Mechra Ben Abbou	Membre supérieur																					
Eifélien	Membre inférieur	Membre moyen																					

Fig.26 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Koudiat El Gara.

blanchâtres.

Les niveaux calcaires sont bioclastiques; on y reconnaît des tests de brachiopodes, des lamellibranches, des bryozoaires, des tentaculites et styliolines.

* Le membre moyen (5,75 m) à dominante calcaires noduleux comprend :

- 2 m de calcaires gris noduleux, parfois imbriqués sont marqués à la base par une silicification stratiforme. La biophase est constituée par des brachiopodes, rares bryozoaires, lamellibranches et échinodermes.

- 1 m de calcaires gris recristallisés souligné au sommet par une surface irrégulière. Il est caractérisé par une richesse en polypiers solitaires silicifiés et de stromatopores lamellaires.

- 2,75 m de calcaires gris noduleux marqués au sommet par une surface durcie. Le silex est diffus et réduit sous forme de veinules. Ces calcaires sont plus ou moins recristallisés à débris de brachiopodes, bryozoaires, échinodermes et lamellibranches.

* Le membre supérieur (41,5 m) carbonatée montre de bas en haut :

- 27 m de calcaires gris encrinitiques recristallisés qui sont organisés en bancs décimétriques à pluridécimétriques (voire métrique) et stratocroissants. Se sont des calcaires localement dolomités où on note l'apparition de rares cristaux rhomboédriques de dolomites zonées.

- 14,5 m de calcaires gris, localement dolomités, sont organisés en bancs métriques et ont subi localement une recristallisation en dolosparite xénomorphe, ainsi qu'une calcitisation. Ces calcaires ont fourni une faune récifale : stromatopores lamellaires, en boules, polypiers isolés ainsi que des bioclastes : échinodermes, brachiopodes, bryozoaires et lamellibranches.

2.2.5.3.3 - Analyse séquentielle

Les discontinuités sédimentaires observées dans cette coupe sont représentées par des surfaces durcies (hard grounds), des surfaces irrégulières ferruginisées. Quand aux faciès, ils sont semblables à ceux de la coupe type.

Divers types de séquences sont définis :

* Séquences de 1^{er} ordre :

Un seul type de séquence de 1^{er} ordre a été défini, il est identique à celui des coupes de Bouchhada. Ce type regroupe des séquences élémentaires négatives, formées de calcaires de texture wackstone à packstone bioclastique (entroques, débris de tentaculites, ostracodes, brachiopodes et lamellibranches) et à joints argileux gris-verdâtre tapissant les surfaces durcies.

* Séquences de 2^{ème} ordre

- Le membre inférieur comprend deux séquences négatives de 2^{ème} ordre:

- la première séquence (5m), à dominance calcaire, est limitée au sommet par un niveau de calcaires bréchifiés monogéniques et hétérométriques .

- la deuxième séquence (2,5 m) est encadrée à la base par le niveau calcaire bréchifié et par une surface irrégulière.

Ces deux dernières séquences sont formées par l'enchaînement de séquences élémentaires de type 1.

Le membre moyen est représentée par deux séquences de 2^{ème} ordre .

- La troisième séquence négative (3 m) comprend à la base des calcaires noduleux silicifiés à bioclastes : débris de tentaculites, spicules d'éponges, débris de brachiopodes, lamellibranches et entroques; au sommet des calcaires à polypiers silicifiés. Le sommet de cette séquence est limité par une surface irrégulière.

- La quatrième séquence, (2,75m) avortée est composée d'un seul terme basal identique à celui de la 1^{ère} séquence. Elle est limitée au sommet par une surface irrégulière durcie à valeur de discontinuité sédimentaire.

* Séquences de 3^{ème} ordre :

Les séquences de 2^{ème} ordre sont agencées elles mêmes en trois séquences de 3^{ème} ordre négatives.

- La première mésoséquence (7,5 m) regroupe les deux premières séquences de 2^{ème} ordre. Elle correspond au membre inférieur à dominance calcaires et à stratonomie variable. Elle marque l'installation de milieux intertidaux de plate-forme externe, relativement profonde .

- La deuxième mésoséquence (5,75 m) est formée de l'agencement des deux dernières séquences de 2^{ème} ordre du membre moyen. Elle est encadrée par deux surfaces irrégulières. Cette mésoséquence exprime une évolution dans un milieu intertidal situé en bas du talus récifal.

- La troisième mésoséquence (41,5 m) totalement carbonatées est composée de calcaires encrinitiques surmontés par des calcaires bioconstructions. Elle marque l'installation d'un milieu franchement récifal et correspond au membre supérieur.

2.2.5.3.4 - Récapitulation

L'étude de la coupe de koudiat el Gara, totalement carbonatée révèle les points essentiels suivants :

- un membre inférieur de calcaires bioclastiques à stratonomie variable appartenant à un milieu de plate-forme externe, relativement profonde.

- un membre moyen de calcaires noduleux à polypiers silicifiés appartenant à la plate-forme externe et succédant au milieu précédant.

- un membre supérieur périrécifal (encritique) et récifale à stromatopores, favosites appartenant à un milieu de plate-forme interne.

2.2.5.4 - Coupe d'Oulad Barka

Elle est située près du Douar Oulad Barka aux points x=227,6 et y=276,8 à la faveur d'une tranchée de chemin de Fer (fig.18)

2.2.5.4.1 - Description lithologique (fig.19)

Le Dévonien moyen de cette coupe est représenté par : la formation de Mechra Ben Abbou, épaisse de 31,5 m et qui est composé des membres moyen et supérieur :

* le membre moyen (3,5 m) est composée de calcaires gris armés de niveaux de calcaires pseudo-nodulux. Ces calcaires gris sont organisés en bancs centimétriques à décimétriques, séparés par des joints argileux. Les bioclastes reconnus sont des échinodermes, des bryozoaires, des brachiopodes, des lamellibranches et de rare polypiers solitaires.

* Le membre des calcaires récifaux de Bouchhada est composé de bas en haut par :

- 11 m de calcaires gris recristallisés, bioturbés et à rare joints pélitiques. Ces calcaires sont organisés en bancs décimétriques à échinodermes, bryozoaires, brachiopodes et lamellibranches.

- 17 m de calcaire gris riche en faune récifale et de texture bindstone : stromatopores, lamellaire, *favositidae*, rares thamnopores et polypiers solitaires. On y distingue de bas en haut:

+ 3,40 m de calcaires gris recristallisés organisés en bancs métriques séparé par 3 surfaces ferrugineuses à valeur de "hard ground". Se sont des "bindstones" riche en stromatopores lamellaires, de rare polypiers solitaires et des favosites.

+ 0,6 m de calcaires gris à grains fins qui passent latéralement à un renflement de calcaires "bindstone" à favosites, stromatopores et lamellaires.

+ 3 m de calcaires noir recristallisés qui sont organisés en bancs métriques à *Favosites* et à stromatopores lamellaires ferruginisés.

+ 4 m de calcaires gris recristallisés, organisés en bancs centimétriques à décimétriques. Se sont des calcaires à Echinodermes, bryozoaires, lamellibranches et à stromatopores lamellaires.

+ 5 m de calcaires gris-noir recristallisé. Ils sont organisés en bancs décimétriques à pluridécimétriques, bioturbés à la base. Ces calcaires sont des bindstones à stromatopores lamellaires, favosites et polypiers solitaires ainsi que des débris d'entroques, de brachiopodes et de bryozoaires.

+1 m de calcaires gris récifaux à aspect noduleux (stromatoporoides). Se sont des calcaires recristallisés en sparite à texture jointive à échinodermes, brachiopodes et lamellibranches. On note aussi l'apparition d'une dolomite rhomboédrique zonée dont les cristaux sont souvent engrenés les uns dans les autres

2.2.5.4.2 - Analyse séquentielle

Deux principaux faciès ont été identifiés:

- F4: Les calcaires échinodermiques à texture jointive et à cimentation syntaxiale.

- F5: Les calcaires riche en faune récifale. C'est un faciès des complexes récifaux qui ont une texture "bindstone" à stromatopores lamellaires, tabulaires et de rares débris de bivalves calcitisés. Parfois ces calcaires sont recristallisés en sparite dont on reconnaît les

empreintes de bioclastes échinodermiques, bryozoaires, brachiopodes et lamellibranches reflétant une texture jointive. Le sommet de ce faciès est marqué par l'apparition d'une dolomite rhomboédrale zonée dont les cristaux sont emboîtés.

Dans la formation de Mechra Ben Abbou deux séquences de 3^{ème} ordre ont été définies :
+ la première mésoséquence (4 m) regroupe 3 séquences de 2^{ème} ordre composées chacune de deux niveaux: un niveau basal de calcaires noduleux (monogénique) à texture grainstone et bioclastique : échinodermes, bryozoaires, brachiopodes et lamellibranches; un niveau sommital représenté par un calcaire compact grainstone à entroques, brachiopodes et lamellibranches .

+ La deuxième mésoséquence (30 m) est composée de deux termes :

- un terme basal de calcaires à Encrines, à rares bioturbation. Ce sont des calcaires grainstones bioclastiques : entroques à cimentation syntaxiale, des tests de brachiopodes et de lamellibranches;

- un terme sommital appartenant aux faciès de complexes récifaux. Ce sont des calcaires recristallisés bioturbés au sommet et à faune récifale : stromatopores en boule, favosites, tabulés.

L'évolution de ces deux séquences marque le passage d'un milieu intertidal à un milieu supratidal de plate-forme interne.

2.2.6 - Corrélation Est-Ouest des coupes du secteur de Bouchhada (fig.27)

Il ressort de cette corrélation trois principaux membres lithostratigraphiquement bien distincts identifiables à l'échelle de toutes les coupes. Dans le membre inférieur, d'épaisseur constante (15 m) est représenté par des calcaires à débris de tentaculites, bivalves, entroques et styliolines. Ces carbonates témoignent de conditions de faible profondeur. Dans le membre moyen, la sédimentation carbonatée persiste avec des dépôts de calcaires noduleux ce qui traduit une certaine instabilité. Cette unité présente des variations d'épaisseur (40m à l'Ouest et 15 m à l'Est), quant au niveau repère, il a une épaisseur constante (0,90 à 1 m). Au Givétien (membre supérieur) l'ensemble du secteur de Bouchhada constitue une plate forme récifale stable très peu profonde représenté par des calcaires encrinitiques et calcaires à stromatopores lamellaires, encroutantes et tabulés. Ce dernier présente une variation d'épaisseur qui passe de plus de 60 m à 35 m.

L'évolution verticale de la sédimentation du secteur de Bouchhada traduit une diminution de la bathymétrie qui débute par des faciès de plate-forme externe peu profonde, puis par des faciès péri-récifaux. Le passage au Givétien se marque par une nette diminution de la tranche d'eau. Ceci est attesté par l'installation de faciès récifaux : bioconstructions à stromatopores, coraux entourés de crinoïdes et algues indiquant des conditions de stabilité.

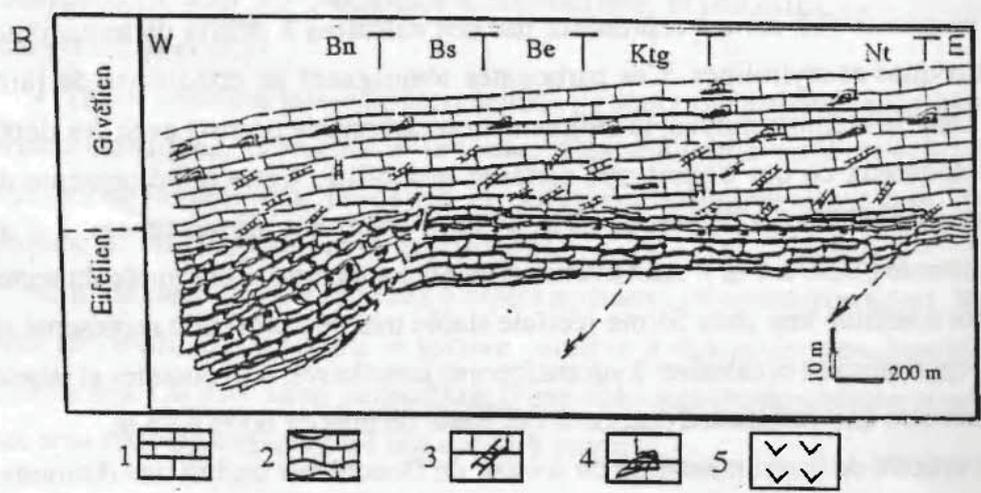
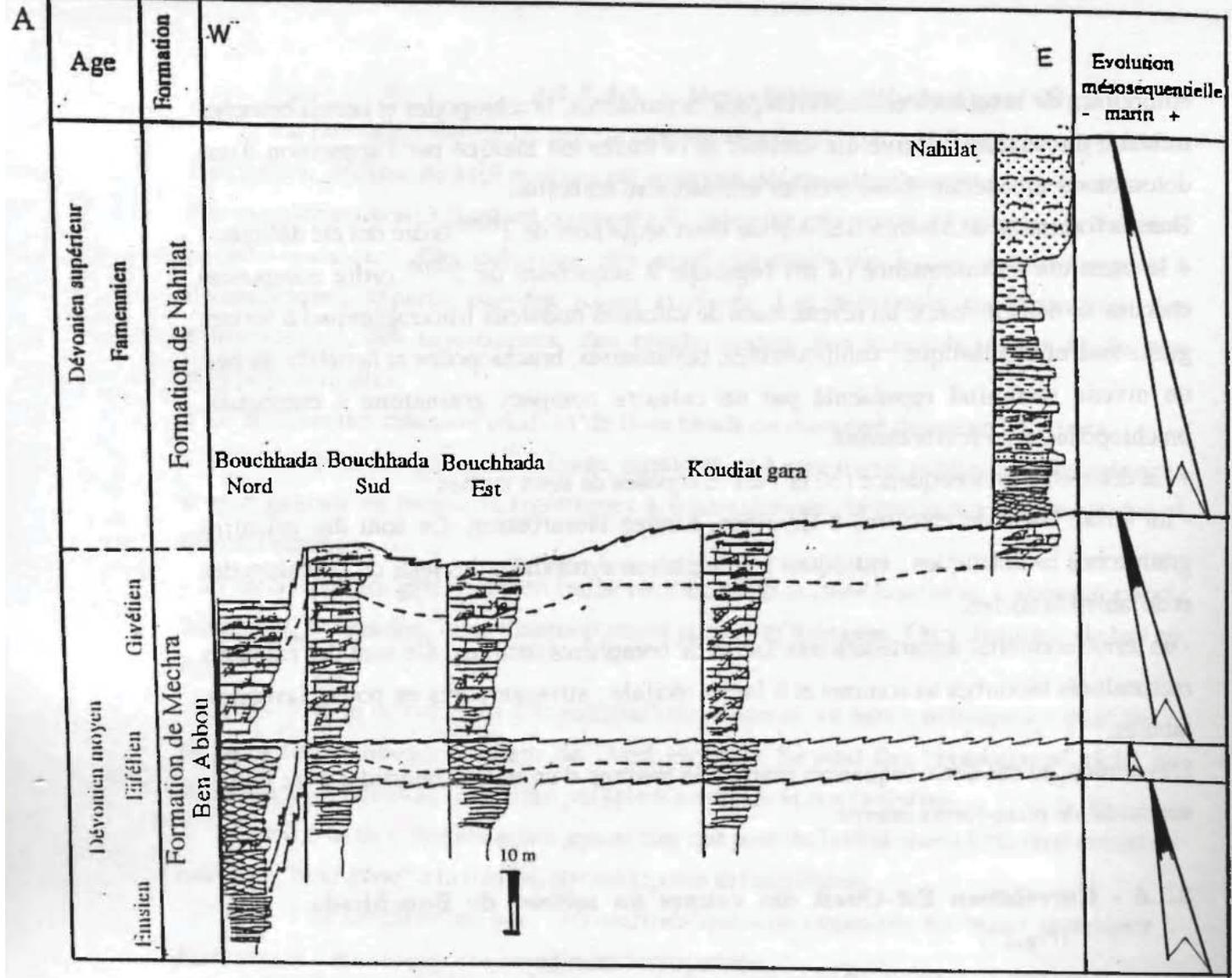


Fig.27 : Le Dévonien moyen de Bouchhada
 A : Corrélation des coupes : Bouchhada Nord, Bouchhada Sud
 Bouchhada Est, Koudiat Gara et Nahilat
 B : Interprétation et évolution selon le transect E-W.
 1 : calcaires à bioclasts; 2 : calcaires noduleux; 3 : calcaires à entroques;
 4 : calcaires à organismes récifaux; 5 : discontinuité sédimentaire.

2.2.7 - Comparaison des coupes de Bouchhada Nord et de Bouchhada Sud (fig.28)

La formation de Mechra Ben Abbou dans ces deux coupes, totalement carbonatée, est représenté par trois membres. Le membre supérieur dans la coupe de Bouchhada Sud est subdivisé en membre supérieur 1 et membre supérieur 2, chacun de ces membres correspond à une mésoséquence. L'enchaînement mésoséquentiel traduit une évolution d'un milieu de plate-forme externe suivi d'un milieu de plate-forme péri-récifale vers un milieu de plate-forme récifale. Ces différents types de plate-formes sont contrôlés principalement par les variations relatives du niveau marin et par la tectonique.

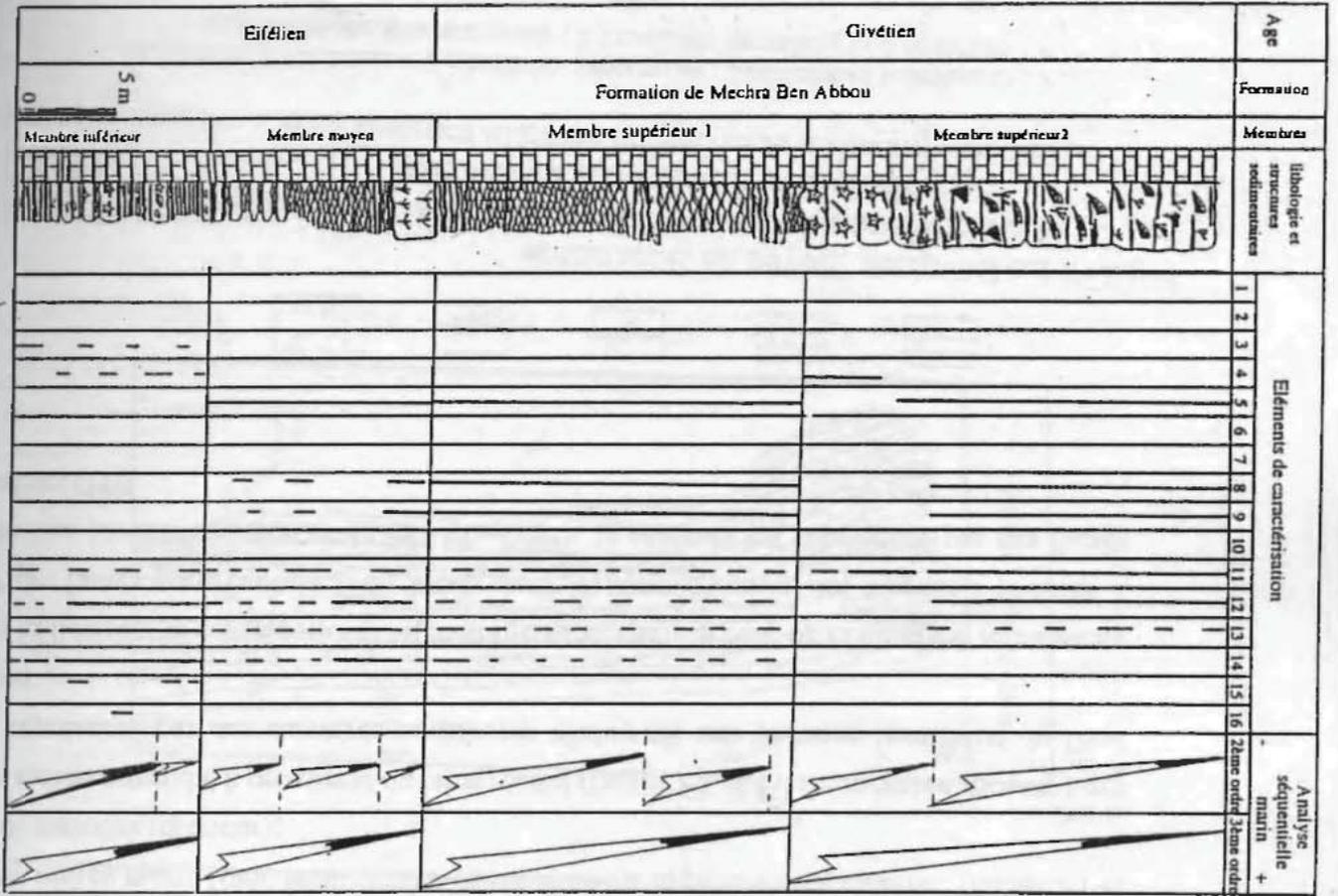
A l'Eifélien le type, la nature et l'évolution des faciès dans les deux coupes sont globalement les mêmes cependant on note des changements au Givétien. Pendant cette période, les plate-forme sont reflétées par la nature des édifices bioconstruits : ceux-ci constituent des "patch reefs" à coraux et stromatopores entourés de prairies d'échinodermes et bryozoaires (Bouchhada Sud) et de nappes biostromales à coraux et stromatopores branchus se situant sur les flancs (Bouchhada Nord).

2.2.8 - Environnements récifaux

Au Dévonien moyen particulièrement à l'Eifélien supérieur et au Givétien, la formation de Mechra Ben Abbou est marquée par l'installation progressive d'une plate-forme carbonatée à bioconstructions récifales. L'évolution séquentielle de cette formation montre la succession des milieux suivants (fig.29) :

- un milieu marin franc relativement calme situé sur la plate-forme externe : (faciès F1 et F2 du membre inférieur);
- un milieu intertidal à proximité du talus récifal (faciès F3 et F4 du membre moyen) qui est représenté par des calcaires nodulaires traduisant une certaine instabilité du fond marin;
- un milieu récifal correspondant au membre supérieur. La base de celle-ci est représentée par des faciès pararécifaux (F5) situés dans la zone d'action des vagues : prairies à crinoïdes (communication orale PRÉAT, 1993), le sommet est représenté par des faciès récifaux (F6).

A



B

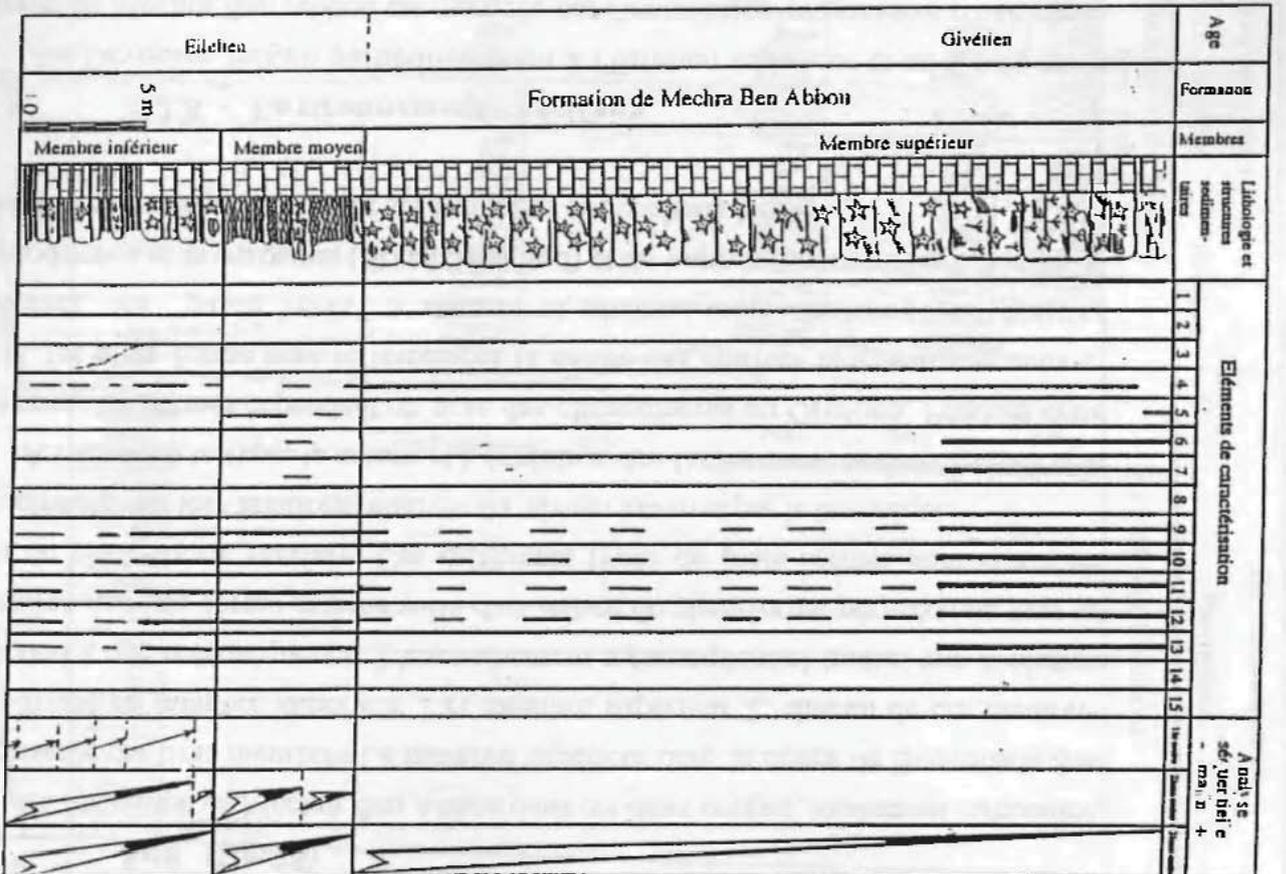


Fig. 28 : Comparaison lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle des coupes de Bouchhada Nord (A) et Bouchhada Sud (B).

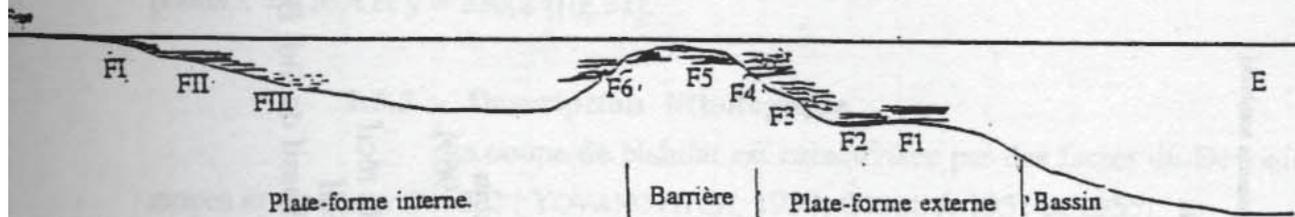


Fig. 29 : Répartition des faciès du Dévonien de Mechra Ben Abbou sur un profil paléogéographique en regard du dépôt sédimentaire.

F1 : les grès fins et moyens à ciment silico-phylliteux; FII : les calcaires détritiques à ciment calcitique et à fragments d'organismes remaniés (brachiopodes, lamellibranches, trilobites, entroques); FIII : les pélites verdâtres feuilletées plus ou moins silteuse;

F1 : les calcaires gris wackstones, packstones et grainstone à échinodermes, débris de styliolines, brachiopodes, bryozoaires, lamellibranches, ostracodes; F2 : les argiles gris-rouge millimétriques à centimétriques; F3 : les calcaires noduleux recristallisés en sparite riche en échinodermes, bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, ostracodes et oxyde de fer; F4 : les calcaires packstones bioturbés riches en rugueux solitaires silicifiés à bryozoaires, brachiopodes, lamellibranches, gastéropodes et polypiers; F5 : les calcaires grainstones échinodermiques et à bryozoaires, brachiopodes et lamellibranches; F6 : les calcaires grainstone-rudstone à stromatopores massifs, lamellaires, heliolites, rugueux solitaires rarement des fasciculés;

A l'Est de Mechra Ben Abbou, le Jbel de Sidi Bou Talaa constitue l'un des récifs les plus complets et les mieux conservés où GENDROT & al. (1969) ont distingués (fig.30):

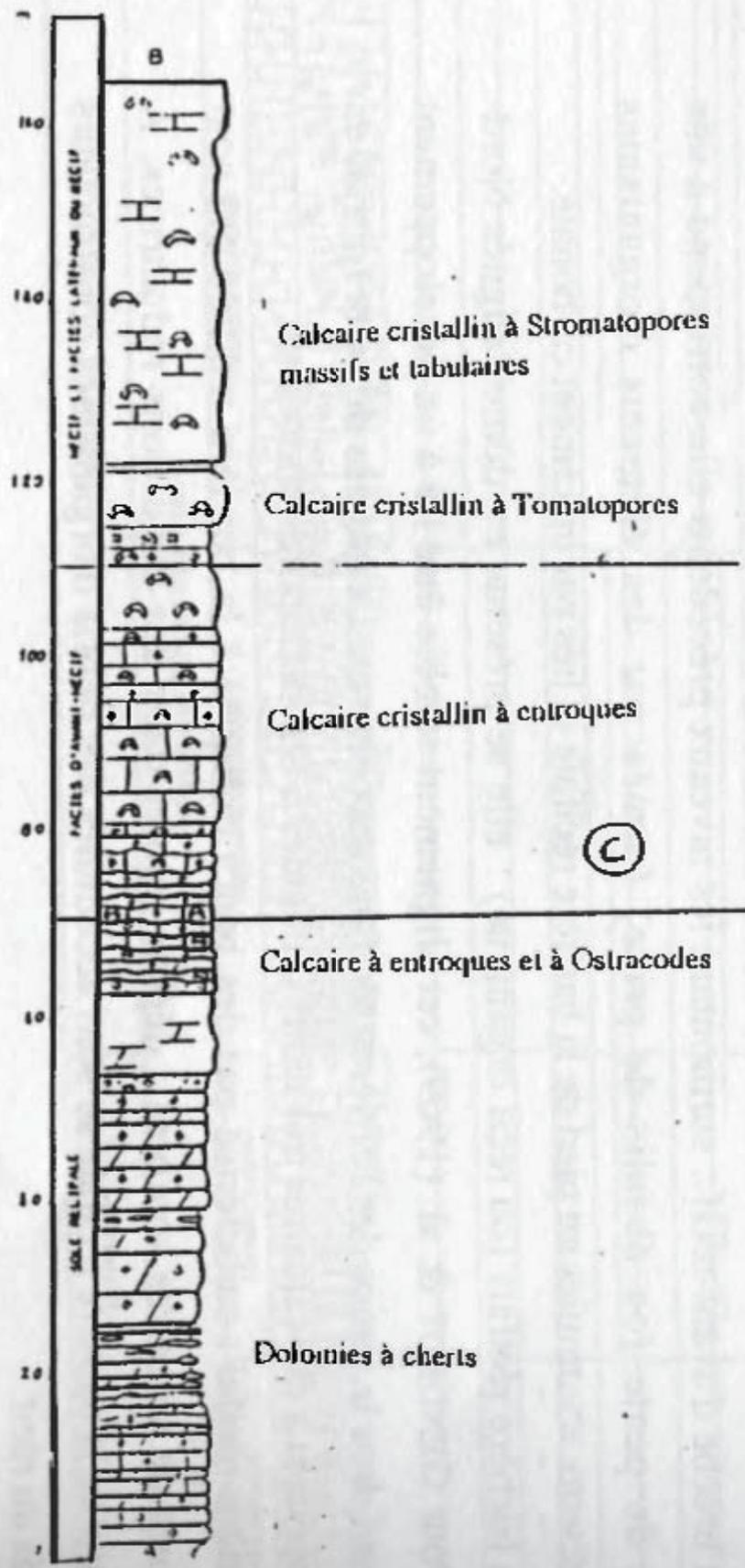
a - La sole récifale constituée par les couches stratifiées de la base. Il s'agit de calcaires pouvant contenir des cherts surmontés de calcaires à entroques, à tiges de Crinoïdes et à *Thamnopores*.

b - Les faciès récifaux.

* La brèche d'avant-récif : surmontant les niveaux précédents elle correspond à une brèche de pente (ou éboulis de pente) formée par des éléments d'organismes constructeurs accumulés au pied de la barrière récifale et liés par un ciment carbonaté.

* La barrière récifale (ou récif organique) : elle se présente en dômes alignés Nord-Sud. Pour GENDROT & al. (1969), cet alignement semble être lié à un développement progressif dans le temps des barrières récifales successives. Les faciès de cette formation correspondent à des calcaires très clairs ou blancs à *Stromatopores* abondants.

* arrière-récifal : caractérisé par des bancs obliques à la barrière récifale qui sont constitués de calcaires sombres : dépôts calmes dans des conditions réductrices. A proximité de la barrière récifale se sont accumulés des débris d'organismes constructeurs détachés du récif.



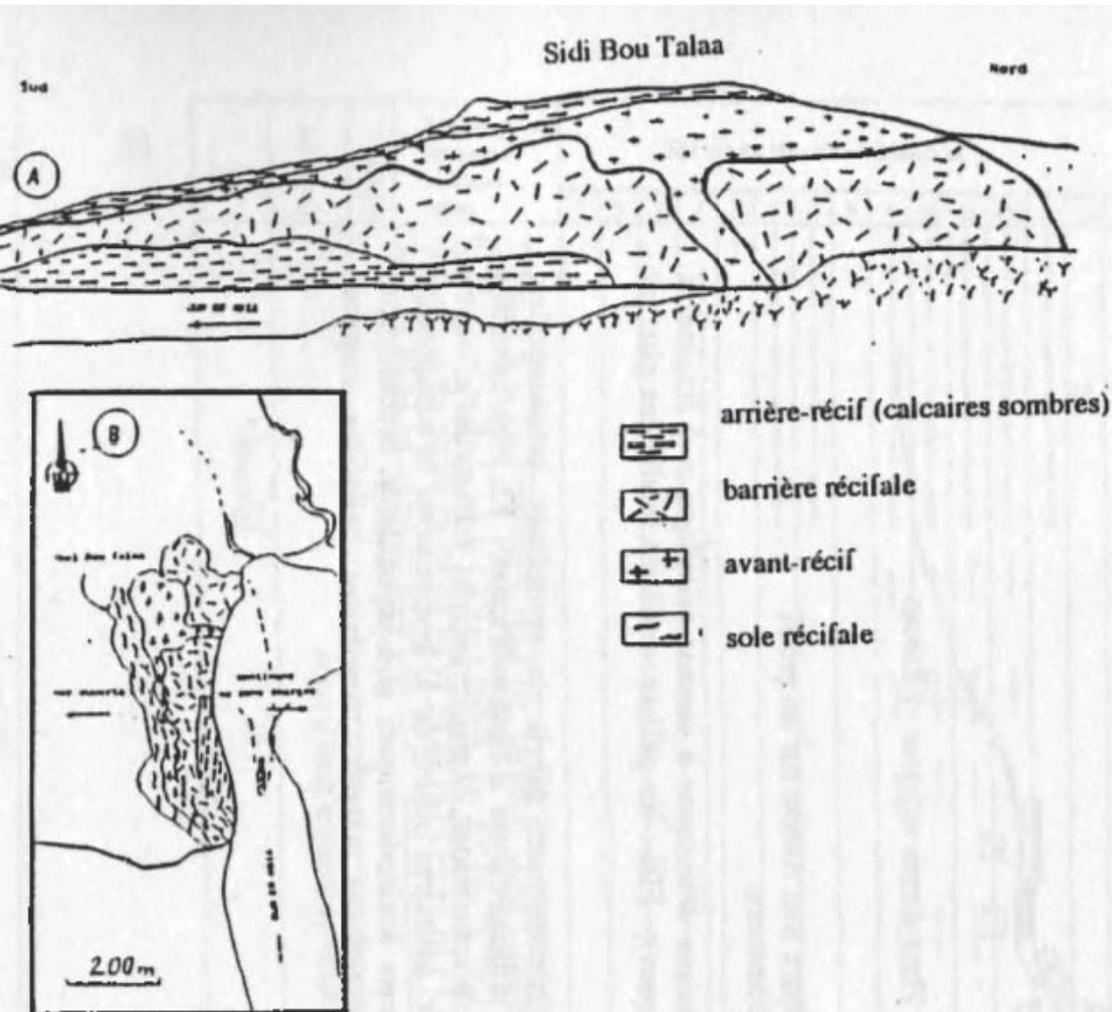


Fig.30 : Le récif de Sidi Bou Talaa
(d'après Gendrot & al., 1969)

- A - Vue panoramique du récif
- B - Vue Aérienne du récif
- C - Coupe à travers le massif de Sidi Bou Talaa.

2.3 - Le membre de Nahilat

2.3.1 - Coupe type

Elle est située sur le flanc sud de la koudiat Forcha (point côté 302m) aux points $x = 276,4$ et $y = 230,2$ (fig.21).

2.3.2 - Description lithologique

La coupe de Nahilat est caractérisée par des faciès du Dévonien moyen et supérieur (fig.31) (YOVANOVITCH, 1938; GIGOUT, 1951 et 1955).

Le Dévonien moyen est représenté par :

- 5 m de calcaires gris noduleux, organisés en bancs centimétriques à décimétriques à polypiers isolés et à stromatopores lamellaires. Se sont des calcaires totalement recristallisés en microsparite à sparite. De nombreux bioclastes sont reconnaissables : brachiopodes, échinodermes, ostracodes. Les cristaux de dolomites sont fréquents souvent calcitisés (dédolomitisation) et imprégnés de fer. Latéralement les calcaires bioconstruits sont directement en contact avec les grès. Ce contact est marqué par la présence de paléopiez (petits filons sédimentaires gréseux injectés dans le calcaire récifal) et des éléments calcaires remaniés dans les grès roussâtres.

A 500 m à l'Est de la gare de Mechara Ben Abbou, ce contact se fait par l'intermédiaire de niveaux ferruginisés silicifiés et conglomératiques.

- 4,5 m de calcaires légèrement argileux dolomités à fantômes d'échinodermes, lamellibranches et brachiopodes. Ils sont organisés en bancs centimétriques à décimétriques et sont totalement recristallisés en sparite. Les cristaux rhomboédriques de dolomite sont zonés, souvent calcitisés (dédolomitisation) et emboîtés les uns dans les autres avec une forte concentration en fer. Les rares fantômes de bioclastes sont échinodermiques, brachiopodes et lamellibranches.

- 0,8 m de calcaires à grains de quartz détritiques anguleux très mal classés. Le sommet est coiffé par une surface irrégulière à échinodermes.

- 2 m de calcaires noduleux à éléments quartzitiques. Les éléments sont hétérométriques (centimétriques à pluri décimétriques) polygéniques à liant marneux.

Le Dévonien supérieur correspond à la formation de Nahilat et comprend de bas en haut :

- 2,60 m de calcaires détritiques (riche en grains de quartz) en bancs décimétriques à stratifications entrecroisées fréquentes, séparées par des lacunes de visibilité. Les grains ont un aspect monocristallin (95 % de quartz et 5 % de feldspaths) émoussés à subarrondis (dû à un assez long transport fluviatil ou bien à une reprise par les vagues); les grains sont flottants dans un liant calcitique. Ils présentent une granulométrie fine et sont mal classés.

- 10 m de grès fins à moyens à stratifications horizontales. Les grains sont monocristallins > 95 % rarement polycristallins (< 5 %) (quartz 90 % et feldspaths 10 %), les grains sont de forme émoussée, flottants (contact ponctuel), de granulométrie fine à moyenne et classement moyen.

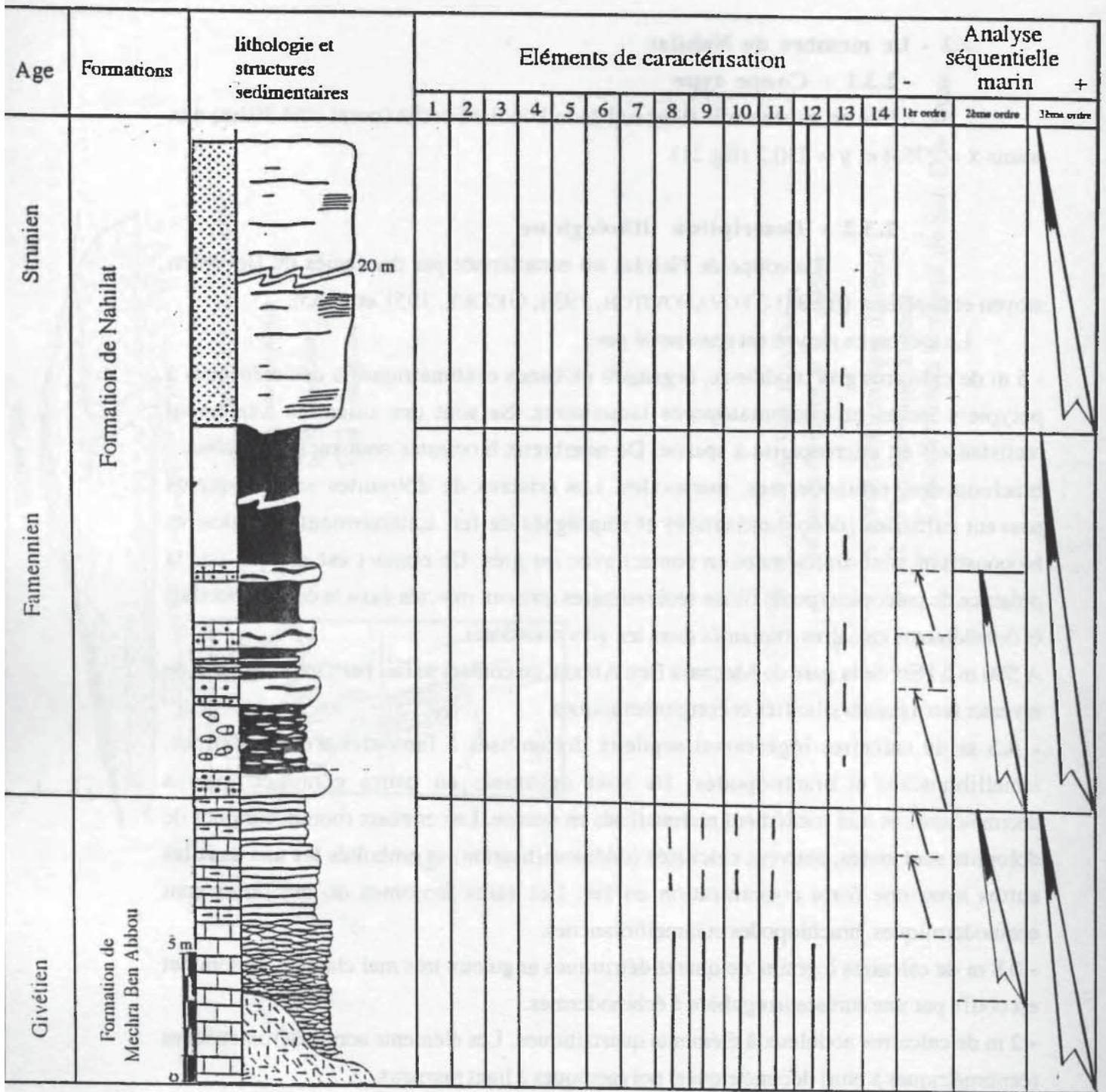


Fig.31 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Nahilat.

Se sont des grès quartzeux (grauwacke), à ciment calcaréo-ferrugineux immature, qui ont subi peu de transport.

2.3.3 - Age

La formation de Nahilat débute par des grès carbonatés dont les intercallations pelitiques ont livré (BACKER & al. , 1965: dét. HOLLARD): *Athyris sp.* ; *Camarotoechia sp. cf. letiensis* du Famennien. Il se termine par des grès fins ayant livré une faune famenienne (YOVANOVITCH, 1938) à :

Spirifer verneuili (Murch.); *Spirifer julii* (Dehée); *Productella subaculeata* (Murch.)

Productella productoides (Murch.); *Productus prealongus* (Sow.).

Gigout (1951) complète l'association et propose un âge Strunien :

Athyris roysii (Leveillé); *Productella capperata* (Sow.); *Productus scabriculus* (Martin)

Rhynchonella letensis (Gosselet); *Rhynchonella pugnus* (Martin); *Rhynchonella pleuredon* (Philips)

Aulopora sp.

2.3.4 - Analyse séquentielle

2.3.4.1 - Discontinuités

Les discontinuités sédimentaires sont matérialisées par des surfaces irrégulières ferruginisées et des surfaces de ravinement

2.3.4.2 - Faciès

Dans le Dévonien moyen et supérieur de Nahilat six types de faciès ont été définis:
F1 : Les calcaires recristallisés en microsparite à sparite, à texture grainstone et à bioclastes: échinodermes, bryozoaires, brachiopodes et lamellibranches. Ces calcaires sont parsemés de cristaux rhomboédriques de dolomite d'aspect différent.

On y reconnaît des cristaux losangiques de dolomite zonée (zonation soulignée par la flocculation du fer); des cristaux de dolomite calcitisée (dédolomitisation) et des cristaux de dolomite partiellement dissous.

F2 : calcaires noduleux grainstone à organismes récifaux et à débris de brachiopodes.

F3 : calcaires argileux coiffés par un banc de calcaires riches en grains de quartz. Celui-ci est marqué à son sommet par une surface irrégulière.

F4 : les calcaires à grains de quartz anguleux de taille variée et mal classé (peu ou pas de transport). Se sont des calcaires recristallisés en dolosparite rhomboédrale zonée. la zonation est soulignée par le fer .

F5 : les grès à ciment calcaire, parfois calcaréo-ferrugineux sont à grains monocristallins, mal classé de forme émoussée à subarrondie (assez long transport fluvial).

F6 : Les grès fins à très fins à ciment siliceux à stratifications horizontales. Les grains sont monocristallins, rarement polycristallins, émoussés, flottants à classement moyen.

2.3.4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires

* Séquences de premier ordre

Cinq types de séquences élémentaires sont définies :

- Le type 1 est représenté par des calcaires noduleux à la base, auxquels font suite des calcaires argileux dolomités à échinodermes et bivalves et enfin des calcaires bioclastiques à échinodermes, brachiopodes et lamellibranches.
- le type 2 est formé par des calcaires argileux bioclastiques surmontés par des calcaires détritiques dolomités (cristaux losangiques zonés). Cette séquence est marquée au sommet par une surface irrégulière.
- le type 3 est composé à la base par un conglomérat hétérométrique, et polygénique (éléments calcaires et quartzitiques) noyés dans des marnes auxquelles font suite des calcaires détritiques, silicifiés riches en grains de quartz de forme anguleuse.
- le type 4 est représenté par une alternance marno-calcaire à la base surmontée par des calcaires détritiques silicifiés.
- le type 5 est composé de marnes jaunâtres silteuse auxquelles font suite des calcaires silicifiés détritiques riches en quartz.

* Séquences de 2ème ordre :

Elles regroupent les séquences élémentaires. Dans la coupe de Nahilat on distingue deux séquences:

- la première séquence négative (5,30 m) est encadrée par deux surfaces irrégulières. Elle est formée par l'enchaînement des séquences de type 1 et 2.
- la deuxième séquence négative (4,60 m) est composée par la succession des séquences de type 3, 4 et 5.

* Séquences de 3^{ème} ordre :

Trois séquences de 3^{ème} ordre ont été définies. La première correspond au membre supérieur de la formation de Mechra Ben Abbou traduisant une évolution dans un milieu de plate-forme interne. La deuxième est encadrée par deux surfaces de ravinements et marque une évolution dans un milieu intertidal élevé. La troisième mésoséquence traduit l'installation d'un milieu continental : grès de type deltaïque.

2.3.4.4 - Récapitulation

L'étude de la coupe de Nahilat, nous a permis de distinguer :

- une unité carbonatée basale représenté par des calcaires noduleux à faune récifale à la base, surmontés par des calcaires argileux attestant un milieu marin franc intertidal. Cette unité appartient au Dévonien moyen.
- une unité de grès carbonatés riches en grains de quartz, exprimant un milieu intertidal à supratidal, au quel fait suite des dépôts silicico-clastiques représentés par des grès fins de milieu fluvial, qui correspondent au membre de Nahilat d'âge Famennien.

2.3.5 - Variations latérales

Dans la région de Mechra Ben Abbou, El Kamel (1987) décrit le Dévonien supérieur (Strunien) qui affleure dans des lambeaux de terrains situés au Nord et à l'Est de Mechra Ben Abbou : Nahilat, Koudiat Gara et Koudiat ed Diab; il y est représenté uniquement par la formation gréseuse qui vient directement soit sur les pélites du Dévonien inférieur, soit sur les calcaires du Dévonien moyen (fig.32).

En effet au Nord-Ouest de Chougga, deux affleurements permettent de voir ce contact de transgression :

- le premier, à 500 m au NE de Koudiat Gara, où les grés struniens viennent surmonter les pélites du Dévonien inférieur avec, au contact, un niveau de ravinement à texture graveleuse; à la base des grés sont observés des grains de quartz de 0,5 cm de diamètre (niveau microconglomératique).

- le second est observé à Koudiat Diab, Koudiat Gara et Koudiat el Forcha (Nahilat), mettant en discordance angulaire (JENNY, 1974), les grés-quartzites du Dévonien supérieur sur les calcaires du Dévonien moyen. Dans les calcaires, on observe la présence de cavités décimétriques remplies de grés et galets qui peuvent indiquer que la transgression s'est faite sur un fond ayant sans doute émergé (Paléopiez).

à l'Est de Mechra Ben Abbou : secteur Oued Kibane et Rehamna septentrionaux (fig.33), le Famennien est représenté par des faciés argilo-gréseux (GIGOUT, 1951) où ils surmontent en discordance de transgression (JENNY, 1974) les calcaires perirécifaux du Dévonien moyen.

Les grés et les calcarinites d'âge strunien qui les surmontent en discordance se rencontrent à Mechra Ben Abbou. Dans cette région ils viennent directement sur les calcaires récifaux du Dévonien moyen.

L'absence du faciés argilo-gréseux famenien à Mechra Ben Abbou suggérerait que cette région était considérée comme une ride émergée (PIQUE, 1979) et MICHARD et al. (1982). Ce qui expliquerait la réapparition des dépôts détritiques deltaïques (MICHARD, 1982) de nature grés-quartzitiques.

2.4 - Corrélation

Afin de mettre en évidence la répartition de la sédimentation, nous avons choisi le transect Nord-Sud presque perpendiculaire aux structures hercyniennes. Dans cette corrélation il s'agit de la comparaison du Dévonien inférieur et moyen de Bouchhada et celui d'Oulad Barka (fig. 34). La base du Dévonien inférieur (Lochkovien-Praguien) dont le contact avec le Silurien est imprécis. La sédimentation est représentée par des pélites à niveaux gréseux et silteux de type deltaïque admettant une sédimentation marine fortement marquée par des apports terrigènes (quartz détritiques).

Durant l'Emsien les dépôts détritiques du secteur d'Oulad Barka passent à Bouchhada à des dépôts carbonatés de plate-forme peu profonde, ils sont représentés par des calcaires à débris tests de bivalves et entroques. L'aspect important que révèle cette corrélation est

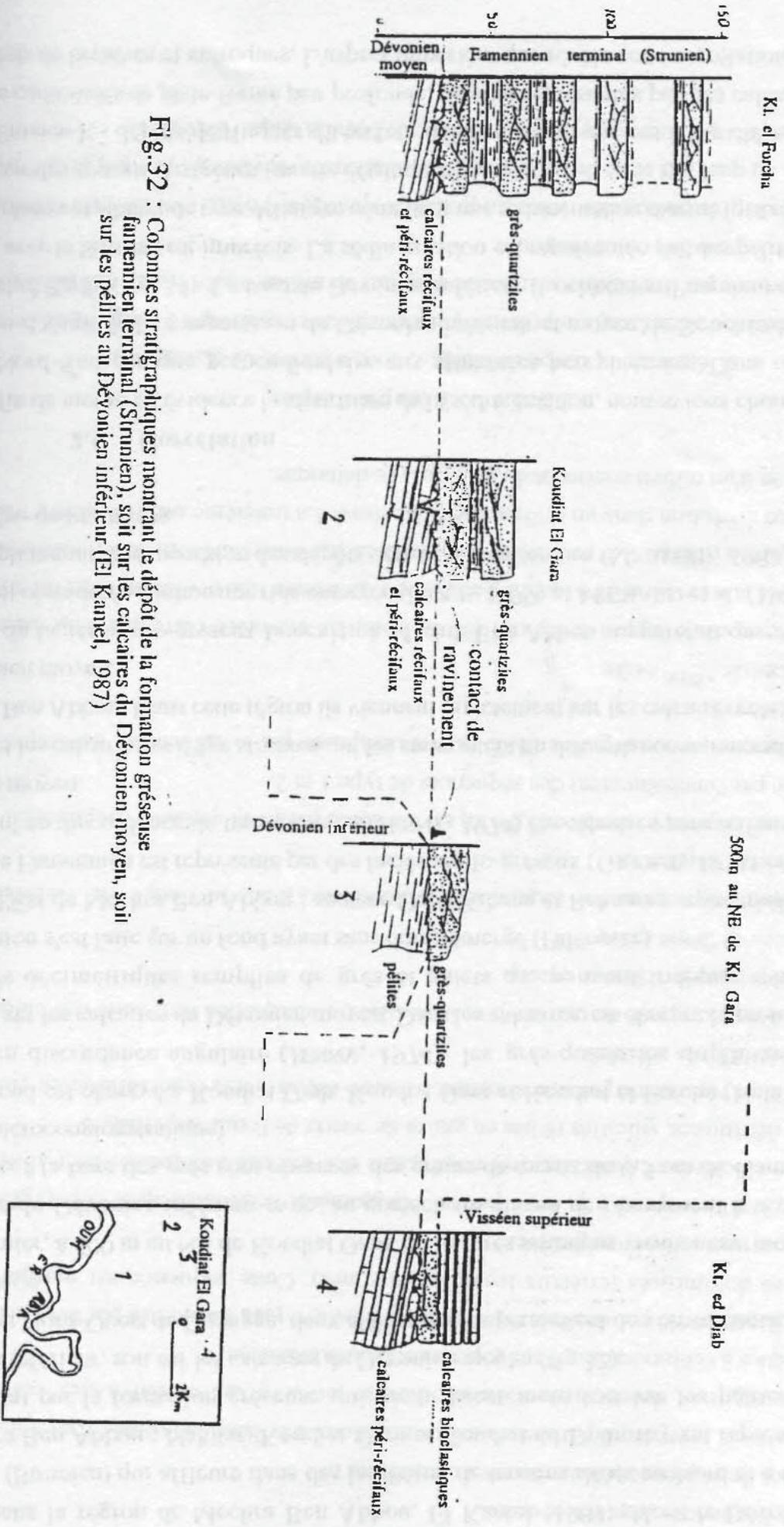


Fig.32 : Colonnes stratigraphiques montrant le dépôt de la formation gréseuse famennien terminal (Strunien), soit sur les calcaires du Dévonien moyen, soit sur les pélites au Dévonien inférieur (El Kamel, 1987)

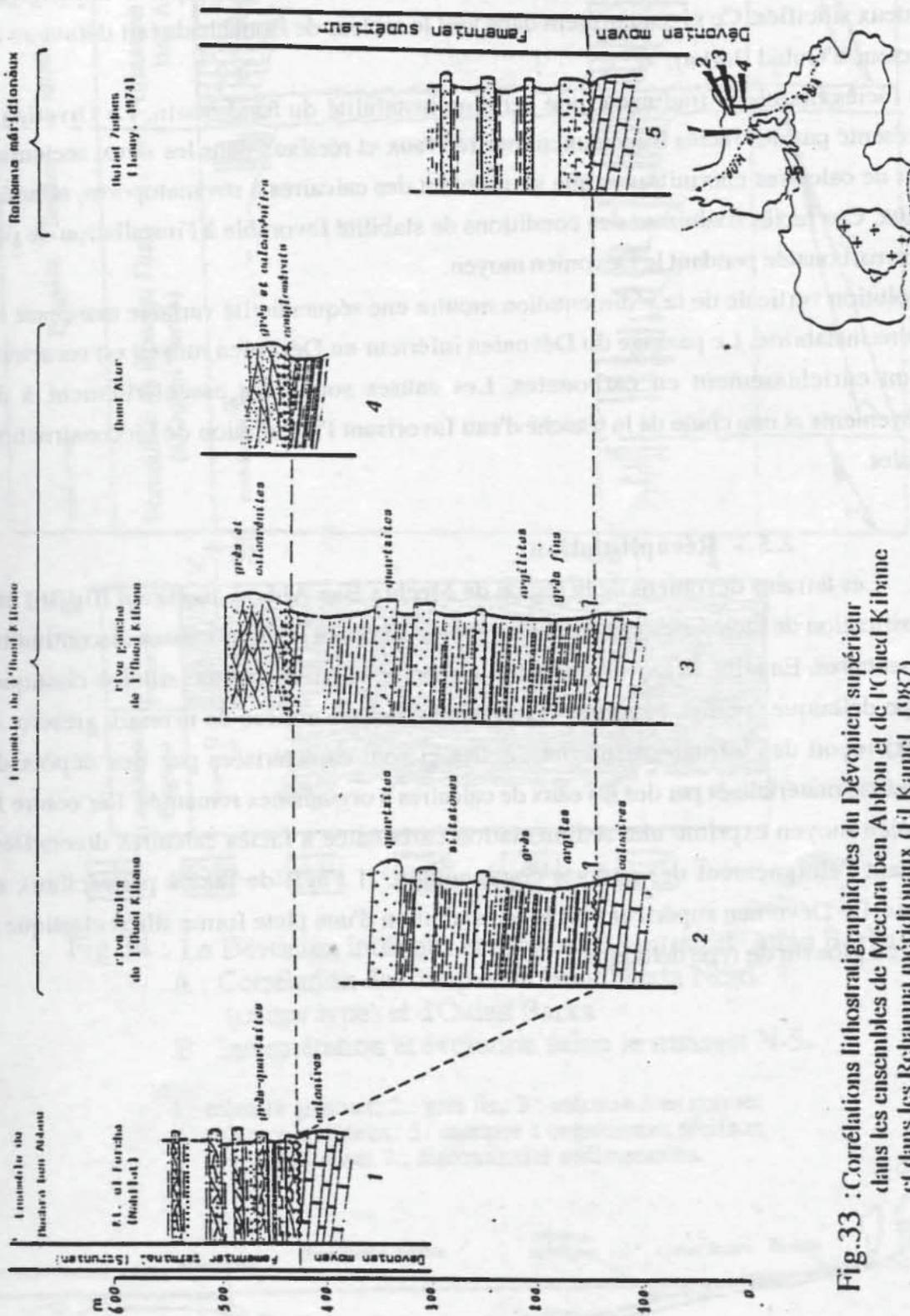


Fig.33 : Corrélation lithostratigraphiques du Dévonien supérieur dans les ensembles de Mechra ben Abdou et de l'Oued Kibane et dans les Régions méridionales (El Kamel, 1987).

l'installation d'une plate forme carbonatée peu profonde au Nord, alors qu'elle est silico-clastique au Sud, pendant tout le Dévonien inférieur. On reconnaît ainsi la présence d'une rampe mixte terrigène carbonatée évoluant par stabilisation progressive du niveau marin et une production biogénique à une plate-forme carbonatée (fig.35).

Le Dévonien moyen présente les mêmes épaisseurs (60 m) ainsi qu'une ressemblance de faciès dans les deux secteurs. L'Eifélien est assimilé à des faciès de calcaires noduleux renfermant un niveau de calcaire à stromatopores lamellaires et rugueux silicifiés. Ce niveau présent dans tout le secteur de Bouchhada fait défaut au Sud (secteur d'Oulad Barka).

Ces faciès noduleux traduisent une certaine instabilité du fond marin. Le Givétien est représenté par des faciès franchement périrécifaux et récifaux dans les deux secteurs. Il s'agit de calcaires encrinétiques que surmontent des calcaires à stromatopores, tabulés et coraux. Ces faciès traduisent des conditions de stabilité favorable à l'installation de plate forme carbonatée pendant le Dévonien moyen.

L'évolution verticale de la sédimentation montre une séquentialité variable marquant une certaine instabilité. Le passage du Dévonien inférieur au Dévonien moyen est caractérisé par un enrichissement en carbonates. Les causes sont liées essentiellement à des soulèvements et une chute de la tranche d'eau favorisant l'installation de bioconstructions récifales.

2.5 - Récapitulation

Les terrains dévoniens de la région de Mechra Ben Abbou montrent (fig.36) une diversification de faciès, des passages latéraux de faciès et de nombreuses discontinuités sédimentaires. En effet, le Dévonien inférieur représenté par des dépôts silico-clastiques de type deltaïque (pélites verdâtres légèrement silteuses armées de niveaux gréseux et silteux) reçoit des influences marines; celles-ci sont caractérisées par des dépôts de tempêtes matérialisés par des niveaux de calcaires à organismes remaniés. Par contre le Dévonien moyen exprime une sédimentation carbonatée à faciès calcaires diversifiés, indiquant l'éloignement des apports continentaux. Il s'agit de faciès périrécifaux et récifaux. Le Dévonien supérieur voit la réinstallation d'une plate forme silico-clastique à dépôts de grès fin de type deltaïque.

A

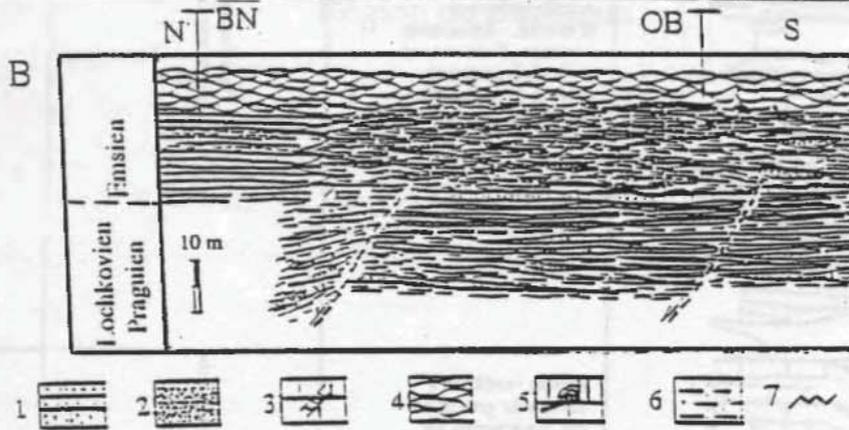
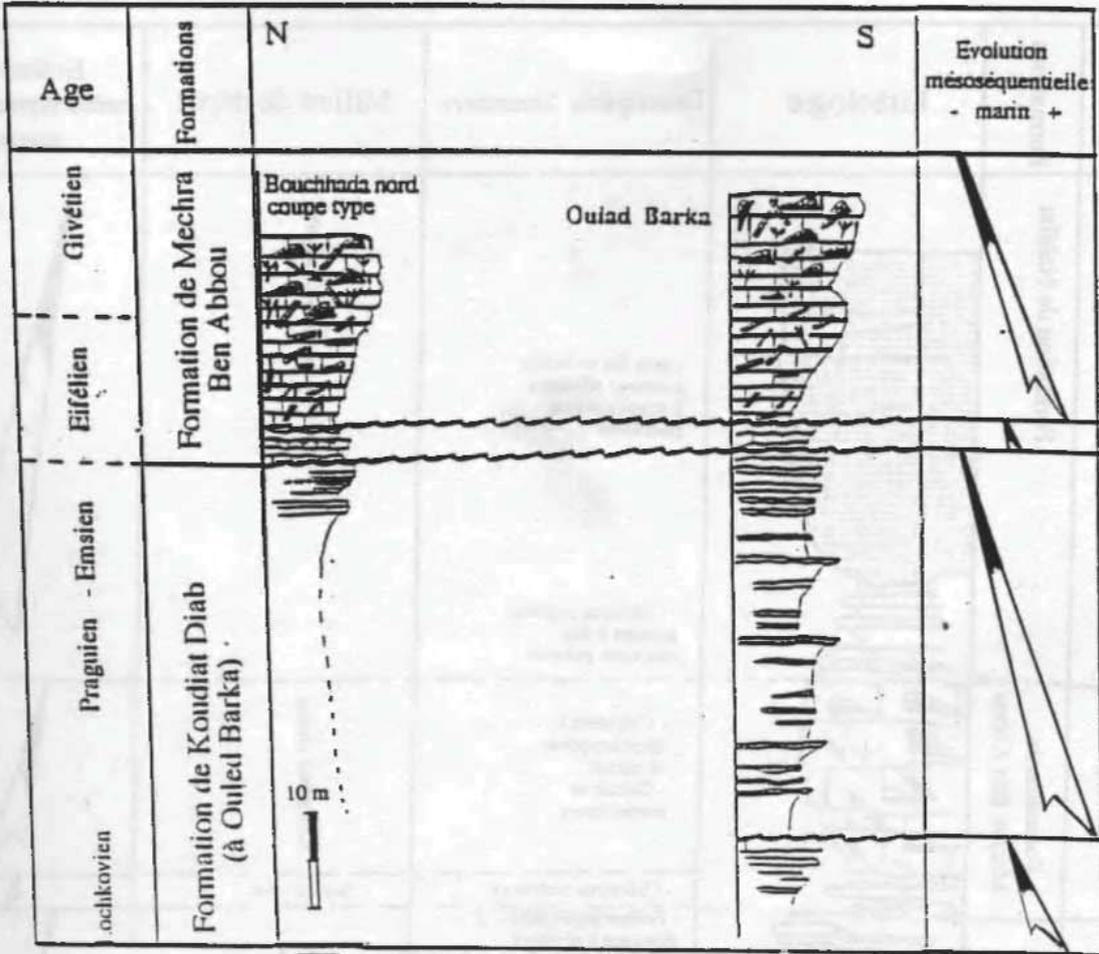


Fig.34 : Le Dévonien inférieur et moyen du secteur d'Oulad Barka
 A : Corrélation des coupes de Bouchhada Nord (coupe type) et d'Oulad Barka
 B : Interprétation et évolution selon le transect N-S.

1 : calcaire gréseux; 2 : grès fin; 3 : calcaire à entroque;
 4 : calcaire noduleux; 5 : calcaire à organismes récifaux
 6 : argilite silteuse; 7 : discontinuité sédimentaire.

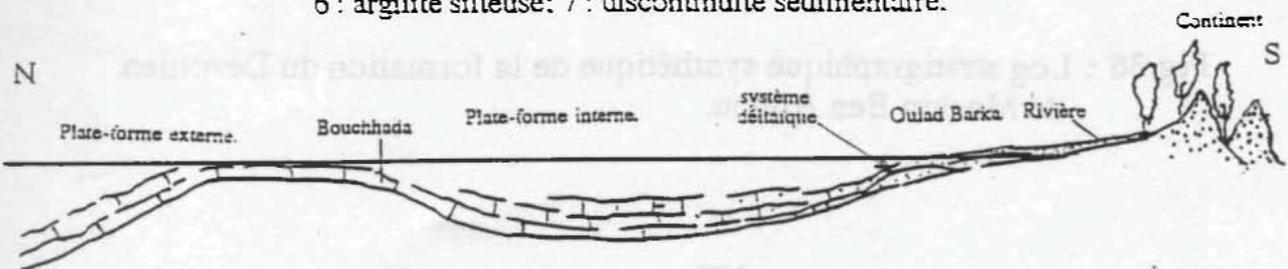


Fig.35 : Répartition des environnements entre Oulad Barka et Bouchhada pendant le Dévonien inférieur.

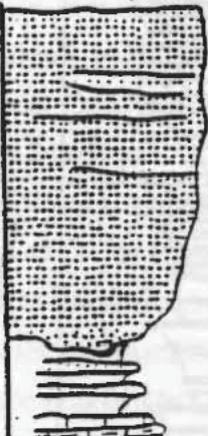
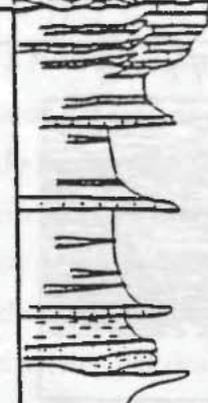
Age	Formations	Lithologie	Description Sommaire	Milieu de dépôt	Evolution mésoséquentielle marin - +
Dévonien supérieur	Formation de Nahilat		- grès fin roussâtre à ciment silicieux à stratifications parallèles	Plate-forme silico-clastique	
Dévonien moyen	Formation de Mechra Ben Abbou		- Calcaires argileux passant à des calcaires gréseux	Complexe récifal	
Pruguien-Emsien	Formation de Koudiat Diab (à Oulad Barka)		- Calcaires noduleux - Pérites verdâtres silteuses à niveaux de grès grossiers et moyen, chenalisées à la base. Vers le nord cette sédimentation passe à des calcaires stratifiés à tentaculites	bas du talus	
Lochkovien	10 m 0		Pérites verdâtres à niveau de grés et de silt. Le sommet est marqué par un niveau calcaire	fluvio-marin	

Fig.36 : Log stratigraphique synthétique de la formation du Dévonien de Mechra Ben Abbou.

Introduction

Le "desert pétrolier" de Doukkala est situé à l'ouest de 34^{ème} parallèle sous les dépôts néo-cénomériques. Il est connu grâce à différentes travaux de prospection géologique en particulier ceux de la compagnie et à de nombreux forages.

Les travaux de prospection dans cette région ont été entrepris depuis 1963 par le Bureau de Recherche et de Participation Ministère (BRPM) et ont débuté par deux campagnes de sismique réflexion dont le but était d'explorer les deux sondages Beni Hsi (BH1₁) en 1964 et Sali Nord (SN₁) en 1965.

Des sismiques et sismiques de sismiques réflexion et de sismique réfractif à l'échelle en 1965, le but de celle-ci était de voir le développement de calcaire récifal du Dévonien moyen réservoir SN₁. Ainsi deux forages ont suivi, il s'agit de Oualidia (OLD₁) en 1966 et d'El Harba (EHA₁) en 1967.

D'autres campagnes sismiques se sont succédées en 1970, 1971 et 1972 dans le but était de préciser la structure, la constitution du Bassin qui, notamment le Dévonien récifal et de définir les emplacements les plus favorables pour de nouveaux sondages.

Trois sondages ont été proposés : Oual Bouaid (OBZ₁), Oual Zime (OZM₁) et Oual Zebidi (OZB₁).

Depuis 1963, une réinterprétation des données existantes et de nouvelles campagnes sismiques ont permis à l'Office National de Recherche et d'Exploitation du Pétrole (ONAREP) de faire à Oual Bouaid (OBZ₁), Oual Zime (OZM₁) et Oual Zebidi (OZB₁). Le but de ces forages est l'exploration des séries carbonifères et Permianes celles du Dévonien moyen récifal considérées comme niches réservoir de pétrole. Notre étude consiste à reprendre toutes les données existantes relatives à tous les forages sismiques et à les déposer par l'ONAREP, dans le but de comprendre la distribution spatio-temporelle des faits dévonien. Trois forages ont été définies :

La formation de Oualidia, la formation d'El Harba et la formation de Doukkala, celle-ci sont issues respectivement des forages OLD₁, EHA₁ et DK1₁ ou elles sont bien représentées. Ces trois forages ont été choisis en premier et présentent un maximum de données sismiques, diagraphiques, de carottes et de lames minces, nous les analyserons et les décrirons en détail.

Quant aux autres forages qui ne présentent que peu de données, ils ne sont décrits que brièvement et servent de bases pour les corrélations.

1 - Formation de Oualidia

1 - Coupe type

Le sondage (OLD₁) est situé au Sud-Est de la ville d'Oualidia aux points x = 162,18 et y = 14,61 (fig 37).

Introduction

Le "bassin paléozoïque" de Doukkala est situé à l'ouest du Môle côtier sous les dépôts méso-cénozoïques. Il est connu grâce à de nombreux travaux de prospection géophysique en particulier ceux de la sismique, et à de nombreux forages.

Les travaux de prospection dans cette région ont été entrepris depuis 1962 par le Bureau de Recherche et de Participation Minière (BRPM) et ont débuté par deux campagnes de sismique réflexion dont le but était d'implantation de deux sondages: Beni Hlal (BHL₁) en 1964 et Safi Nord (SN₁) en 1965.

Une nouvelle campagne de sismique réflexion et de sismique réfraction a été effectuée en 1965, le but de celle-ci était de voir le développement du calcaire récifal du Dévonien moyen rencontré SN₁. Ainsi deux forages ont suivi, il s'agit de Oualidia (OLD₁) en 1966 et d'El barba (EBA₁) en 1967.

D'autres campagnes sismiques se sont succédées en 1970, 1971 et 1972 dans le but était de préciser la structure, la constitution du Paléozoïque, notamment le Dévonien récifal et de définir les emplacements les plus favorables pour de nouveaux sondages.

Trois sondages ont été proposés : Oulad Bouzid (OBZ₁), Oulad Ziane (OZN₁) et Oulad Yacoub (OYB₁).

Depuis 1980, une réinterprétation des données existantes et de nouvelles campagnes sismiques ont permis à l'Office National de Recherche et d'Exploration du Pétrole (l'ONAREP) de forer à Dar khalafa (DKL₁) et Dar Oulad Talah (DOT₁). L'objectif de tous ces forages est l'exploration des séries détritiques Carbonifères et Permienne celles du Dévonien moyen récifal considérées comme roches réservoir de pétrole. Notre étude consiste à reprendre toutes les données existantes relatives à tous les forages aimablement mises à notre disposition par l'ONAREP, dans le but de comprendre la distribution spatio-temporelle des faciès dévoniennes. Trois formations ont été définies :

La formation de Oualidia, la formation d'El Barba et la formation de Doukkala; celle ci sont issues respectivement des forages OLD₁, EBA₁ et DKL₁ où elles sont bien représentées. Ces trois forages ont été carottés en continu et présentent un maximum de données sismiques, diagraphiques, de carottes et de lames minces, nous les analyserons et les décrivons en détail.

Quant aux autres forages qui ne présentent que peu de données; ils ne sont décrits que brièvement et servent de bases pour les corrélations.

I - Formation de Oualidia

1 - Coupe type

Le sondage OLD₁ est situé au Sud-Est de la ville d'Oualidia aux points $x = 162,18$ et $y = 240,61$ fig.37).

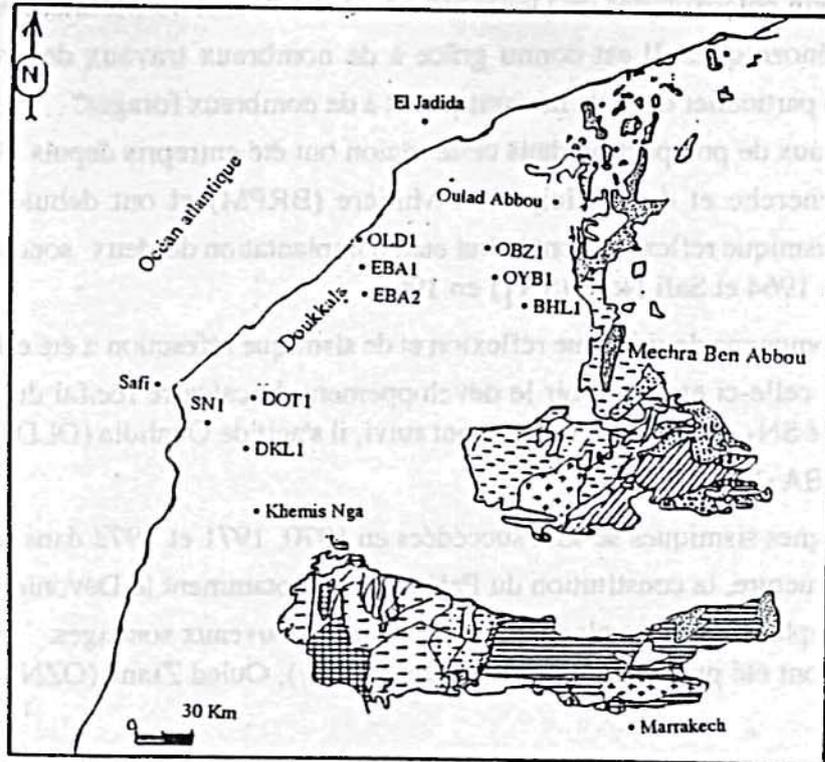


Fig.37 : Localisation des forages du bassin de Doukkala

OLD1 : oualidia; EBA1 et EBA2 : El Barba; OBZ1 : Oulad Bouzid;
 OYB1 : Oulad Yacoub; BHL1 : Bouhlaï; DKL1 : Dar Kalfa;
 DOT1 : Douaï Oulad Talha; SN1 : Safi Nord.

2 - Description

Le Dévonien du forage Oualidia totalise 1478 m de sédiments. La formation de Oualidia épaisse de 290 m, est composée de deux membres (fig.38).

* Le membre inférieur comprend :

a - Entre les côtes 2380 et 2285, 95m d'argilites gris- noires légèrement silteuses à rare débris de bivalves. Elles sont localement armées de calcaires argileux. Les brachiopodes rencontrés sont *Acrospirifer*, *Atrypa véticulata*, *Eurispirifer* (HOLLARD, 1967).

b - Entre les côtes 2285 et 2265, 20m de calcaires gris à niveau argileux très bioturbés à entroques, brachiopodes, débris de lamellibranches et bryozoaires.

* Le membre supérieur comprend :

c - Entre les côtes 2243 et 2091, 153m de calcaires gris très riche en échinodermes, débris de bryozoaires et de brachiopodes. Ces calcaires sont irrégulièrement silicifiés admettant des injections de grains de quartz détritique fin à moyen. Cet intervalle est coiffé par un niveau de calcaires encrinétique à *Eodeovenaria extensa polyzigia* marquant la limite Emsien-Eifélien

II - Formation d'El Barba

Elle a été décrite dans le forage EBA 1, situé à 11 Km au sud de Safi aux points $x = 166,02$ et $y = 220,5$.

Cette formation est totalement carbonatée. Elle montre 425 m de sédiments qui sont composés de deux membres à savoir :

* Le membre inférieur comprend :

d - Entre les côtes 2091 et 2089,3; 1,7m d'argiles roussâtre riche en grains de quartz.

c - Entre les côtes 2089 et 2056, 33m de calcaires gris grainstones à entroques, bryozoaires et brachiopodes.

f - Entre les côtes 2056 et 2020, 36m de calcaires argileux à entroques, brachiopodes, bryozoaires et de rare organismes récifaux: polypiers isolés.

g - Entre les côtes 2019 et 1990, 29m de calcaires gris noduleux à débris d'entroques, brachiopodes et bryozoaires.

h - Entre les côtes 1990 et 1940, 50m de calcaires argileux, que surmontent des calcaires à entroques, brachiopodes, bryozoaires et polypiers isolés.

* Le membre supérieur montre :

i - Entre les côtes 1940 et 1800, 140m de calcaires gris bioconstruits riches en organismes récifaux : stromatopores en boule, lamellaires rarement des rugueux, amphipores et thannopores. Ces organismes sont noyés dans une matrice micritique.

j - Entre les côtes 1776 et 1725, 51m de calcaires à brachiopodes, lamellibranches, gasteropodes, ostracodes et foraminifères.

III - Formation de Doukkala

Cette formation a été défini dans le forage de Doukkala (DKL1) qui est situé à l'Est de Safi aux points $x = 150,64$ et $y = 201,20$ (fig.37).

Cette formation épaisse de 800m est représenté par des argilites gris-noires indurées, parfois silteuses admettant de rares passées gréseuses.

3 - Age

La formation de Oualidia est datée du Dévonien inférieur.

Le membre inférieur est d'âge du Lochkovien Emsien. L'unité a argileuse est attribuée du Lochkovien par une microfaune d'ostracodes (RABATE, 1976):

Villeta sp., *Guerichella sp. 1*, *Punctomosea oertlii*, *Londonia sp. 1*,

Costatia sp., *Ponderodyctia sp. 4*, *Quasillites Ponderodyctia sp. 2*,

L'unité b qui est composé de calcaires à niveaux argileux est rapportée au Praguien-Emsien inférieur par la présence de (HOLLARD, 1967) : *Rynchonelloïdae*, *Phacops spiriferidae* et *Asteropygina*

Notons que cette unité a été recoupée dans les forages EBA₂, OLD₁, OBZ₁ et DOT₁. Le membre inférieur formé de l'unité c, calcaire silicifiés à entroques elle est datée de

l'Emsien supérieur par *Acrospirifer sp.*, *Eodeoenaria extensa polyzygia* et *Ponderodyetia sp.*

La formation d'El Barba carbonaté, a été reconnu dans tous les forages à l'exception de OYB1. Elle est attribuée à l'Eifélien-Givétien: les intervalles d à h, ont livré une faune d'ostracodes de l'Eifélien: *Thilpsurina sp.* (GENDROT, 1969). L'intervalle j carbonaté est attribué au Givétien : (*Polyzygia neodevonica.*)

La formation de Doukkala, essentiellement argileuse dans tous les forages, est attribuée au Frasnien-Famennien; sa base est frasnienne (*Pharciceras sp. Buchiola retrestriata et Boloceras sp et Richterina sp* (HOLLARD, 1967) et son sommet est famennien : (*Calvinaria undulata et Pseudolorhynchus* : HOLLARD, 1967).

4 - Analyse séquentielle

4.1 - Discontinuités

Dans le Dévonien du forage OLD₁ les discontinuités sédimentaires sont matérialisées sous forme de changements brusque de la lithologie et de surfaces d'accumulation de fragments d'entroques ferruginisés.

4.2- Faciès

Treize faciès sont reconnus et définis : F1 à F5 dans le membre inférieur, Dans le membre inférieur, ont été distingués les faciès suivants:

F1 : Les argiles gris-noires légèrement silteuses à débris de bivalves dispersés (brachiopodes, ostracodes).

F2 : Les calcaires argileux de texture mudstone à rare débris de brachiopodes (PL.IA) et de coquille d'ostracodes.

F3 : Les calcaires argileux wackstone à packstone à entroques, bryozoaires et brachiopodes.

F4 : Les calcaires gris de texture grainstone riche en entroques (encrinite) montrant localement des grains de quartz;

F5 : Les calcaires de texture packstone riche en entroques silicifiés, brachiopodes et bryozoaires.

Dans le membre moyen six faciès ont été reconnus

F6 : Les argiles roussâtres très riche en grains de quartz.

F7 : Les calcaires grainstones encrinétiques (PL.ID). Les éléments échinodermiques se présentent en section transversale et longitudinale liés par une cimentation syntaxiale.

F8 : Les calcaires argileux de texture mudstone à wackstone (PL.IC). On peut y voir les éléments figurés suivants : brachiopodes, entroques et bryozoaires .

F9: Les calcaires gris packstone d'aspect noduleux (PL.IB) à échinodermes et brachiopodes.

F10 : Les calcaires bioconstruits riche en stromatopores lamellaires (PL.IG) et

globuleux ainsi que de rare rugueux.

F11 : les dolomies boundstone à organismes récifaux de type stromatoporoïdes (PL.II et IJ). Ces dolomies se présentent en gros cristaux de dolomite rhomboédriques engrenés les uns dans les autres.

Dans le membre supérieur le seul faciès principal est représenté par :

F12 : Les argiles légèrement siltueuses (PL.IK) à goniatites : *Pharciceras*, sp. *Boloceras*, *Buchiola*.

4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires

L'association de données diagraphiques disponibles (GR) des carottes de forage, de lames minces et de faciès nous a permis de dégager l'enchaînement séquentiel suivant:

*Les séquences de 2^{ème} ordre :

Dans la formation de Qualidia six séquences de 2^{ème} ordre sont définies. Elles sont toutes négatives.

- La première séquence (70m) est à dominance argileuse. Elle est composée de deux termes : un terme basal argileux à rare débris de bivalves (brachiopodes) et un terme sommital composé de calcaires argileux de texture mudstone.

- la deuxième séquence (37m) est elle aussi composée de deux termes :

des argiles grises identiques à celle du premier terme de la première séquence, aux quelles font suite des calcaires de texture wackstone à débris d'entroques, brachiopodes et de lamellibranches.

Ces deux séquences traduisent une évolution dans un milieu de plate-forme externe distale.

- la troisième séquence (69m) est composée à la base par des calcaires argileux de texture mudstone à rare débris de bivalves dispersés, au sommet elle est représentée par des calcaires encrinétiques de texture grainstone. Cette séquence atteste une évolution d'un milieu de plate-forme externe distale vers un milieu de forte énergie appartenant à une plate forme proximale.

- les quatrième, cinquième et sixième séquences d'épaisseur respectives 44m, 45m et 35m sont composées de deux termes identiques. Un terme basal représenté par des calcaires à silex de texture wackstone à packstone surmontés par des calcaires encrinétiques de texture grainstone.

Dans la formation de Doukkala, cinq séquences négatives ont été décrites.

- La septième séquence (41m) est représentée par deux termes : des argiles roussâtres auxquelles font suite des calcaires très riche en entroques à section transversale et longitudinale liés par une cimentation syntaxiale, ainsi que de rare polypiers isolés. Cette séquence traduit une évolution dans un milieu de plate-forme externe très proche du milieu précifal.

- la huitième séquence (65m) est composée de calcaires argileux auxquels font suite des

calcaires noduleux.

- la neuvième séquence (25m) est à deux termes : des calcaires argileux mudstones à rares débris de bivalves auxquelles font suite des calcaires à polypiers rugueux et bryozoaires.

- les dixième, onzième et douzième séquences d'épaisseurs respectives 80m, 39m et 40m montrent à la base des calcaires encrinétiques à rare débris de polypiers isolés, surmontés par des calcaires très riche en stromatopores en boule évoquant le faciès bioconstruit.

Ces séquences attestent l'évolution d'une plate-forme externe vers un milieu de barrière récifale. Elles appartiennent à un milieu de complexe récifal, probablement bioconstructions à stromatopores entourées de prairies de crinoïdes.

- la treizième séquence (55m) est composée de deux termes : des calcaires wackstones à gastéropodes, ostracodes, foraminifères et brachiopodes auxquels font suite des dolomies récifales (stromatopores en boule). Elle traduit l'évolution d'un milieu de plate-forme distale vers un milieu récifal.

* Les séquences de 3^{ème} ordre :

les séquences de 2^{ème} ordre sont agencées en cinq séquences de 3^{ème} ordre. Les quatre premières sont négatives, la cinquième est positive.

- La première mésoséquence (107m) regroupe les deux premières séquences de 2^{ème} ordre et marque une évolution des milieux situés dans une plate-forme externe distale.

- La deuxième mésoséquence (193 m) est formée par l'agencement des quatre séquences de 2^{ème} ordre suivantes. Elle est encadrée à la base par une discontinuité marquée par un changement de lithologie et au sommet par un niveau ferrugineux riche en débris d'entrouques. Cette mésoséquence traduit une évolution d'un milieu de plate-forme externe distale vers un milieu de plate-forme externe proximale.

- La troisième mésoséquence (124 m) totalement carbonatée, regroupe les trois séquences de 2^{ème} ordre suivantes. Elle est encadrée à la base par une surface ferrugineuse à entrouques, au sommet par une discontinuité liée à un changement brusque de lithologie. Cette mésoséquence traduit l'évolution d'un milieu de plate forme externe vers un milieu péri-récifal.

- La quatrième mésoséquence (214 m) est formée par les quatre dernières séquences de 2^{ème} ordre. Elle est limitée à la base et au sommet par des discontinuités qui marquent un changement de lithologie brusque cette séquence traduit deux épisodes récifaux. Le premier est représenté par les séquences 10, 11 et 12 caractérisant des bioconstructions entourées de prairies de crinoïdes, le deuxième épisode correspond à la séquence 13 marquant le passage d'une plate-forme distale vers une barrière dolomitisée.

-La cinquième mésoséquence dont la puissance excède les 800 m correspond à la formation de Doukkala. C'est une séquence d'ouverture à dominance argileuse. Elle est composée par des calcaires mudstones localement noduleux auxquelles font suite des argiles à goniatites, armées de niveaux de grès fin.

globuleux ainsi que de rare rugueux.

F11 : les dolomies boundstone à organismes récifaux de type stromatoporoides (PL.II et IJ). Ces dolomies se présentent en gros cristaux de dolomite rhomboédriques engrenés les uns dans les autres.

Dans le membre supérieur le seul faciès principal est représenté par :

F12 : Les argiles légèrement silteuses (PL.IK) à goniatites : *Pharciceras*, sp. *Boloceras*, *Buchiola*.

4.3 - Associations de faciès et séquences sédimentaires

L'association de données diagraphiques disponibles (GR) des carottes de forage, de lames minces et de faciès nous a permis de dégager l'enchaînement séquentiel suivant:

*Les séquences de 2^{ème} ordre :

Dans la formation de Oualidia six séquences de 2^{ème} ordre sont définies. Elles sont toutes négatives.

- La première séquence (70m) est à dominance argileuse. Elle est composée de deux termes : un terme basal argileux à rare débris de bivalves (brachiopodes) et un terme sommital composé de calcaires argileux de texture mudstone.

- la deuxième séquence (37m) est elle aussi composée de deux termes : des argiles grises identiques à celle du premier terme de la première séquence, aux quelles font suite des calcaires de texture wackstone à débris d'entrouques, brachiopodes et de lamellibranches.

Ces deux séquences traduisent une évolution dans un milieu de plate-forme externe distale.

- la troisième séquence (69m) est composée à la base par des calcaires argileux de texture mudstone à rare débris de bivalves dispersés, au sommet elle est représentée par des calcaires encriniques de texture grainstone. Cette séquence atteste une évolution d'un milieu de plate-forme externe distale vers un milieu de forte énergie appartenant à une plate forme proximale.

- les quatrième, cinquième et sixième séquences d'épaisseur respectives 44m, 45m et 35m sont composées de deux termes identiques. Un terme basal représenté par des calcaires à silex de texture wackstone à packstone surmontés par des calcaires encriniques de texture grainstone.

Dans la formation de Doukkala, cinq séquences négatives ont été décrites.

- La septième séquence (41m) est représentée par deux termes : des argiles roussâtres auxquelles font suite des calcaires très riche en entrouques à section transversale et longitudinale liés par une cimentation syntaxiale, ainsi que de rare polypiers isolés. Cette séquence traduit une évolution dans un milieu de plate-forme externe très proche du milieu préricifal.

- la huitième séquence (65m) est composée de calcaires argileux auxquels font suite des

calcaires noduleux.

- la neuvième séquence (25m) est à deux termes : des calcaires argileux mudstones à rares débris de bivalves auxquelles font suite des calcaires à polypiers rugueux et bryozoaires.

- les dixième, onzième et douzième séquences d'épaisseurs respectives 80m, 39m et 40m montrent à la base des calcaires encriniques à rare débris de polypiers isolés, surmontés par des calcaires très riches en stromatopores en boule évoquant le faciès bioconstruit.

Ces séquences attestent l'évolution d'une plate-forme externe vers un milieu de barrière récifale. Elles appartiennent à un milieu de complexe récifal, probablement bioconstructions à stromatopores entourées de prairies de crinoïdes.

- la treizième séquence (55m) est composée de deux termes : des calcaires wackstones à gastéropodes, ostracodes, foraminifères et brachiopodes auxquels font suite des dolomies récifales (stromatopores en boule). Elle traduit l'évolution d'un milieu de plate-forme distale vers un milieu récifal.

* Les séquences de 3^{ème} ordre :

les séquences de 2^{ème} ordre sont agencées en cinq séquences de 3^{ème} ordre. Les quatre premières sont négatives, la cinquième est positive.

- La première mésoséquence (107m) regroupe les deux premières séquences de 2^{ème} ordre et marque une évolution des milieux situés dans une plate-forme externe distale.

- La deuxième mésoséquence (193 m) est formée par l'agencement des quatre séquences de 2^{ème} ordre suivantes. Elle est encadrée à la base par une discontinuité marquée par un changement de lithologie et au sommet par un niveau ferrugineux riche en débris d'entrouques. Cette mésoséquence traduit une évolution d'un milieu de plate-forme externe distale vers un milieu de plate-forme externe proximale.

- La troisième mésoséquence (124 m) totalement carbonatée, regroupe les trois séquences de 2^{ème} ordre suivantes. Elle est encadrée à la base par une surface ferrugineuse à entrouques, au sommet par une discontinuité liée à un changement brusque de lithologie. Cette mésoséquence traduit l'évolution d'un milieu de plate-forme externe vers un milieu péri-récifal.

- La quatrième mésoséquence (214 m) est formée par les quatre dernières séquences de 2^{ème} ordre. Elle est limitée à la base et au sommet par des discontinuités qui marquent un changement de lithologie brusque cette séquence traduit deux épisodes récifaux. Le premier est représenté par les séquences 10, 11 et 12 caractérisant des bioconstructions entourées de prairies de crinoïdes, le deuxième épisode correspond à la séquence 13 marquant le passage d'une plate-forme distale vers une barrière dolomitisée.

- La cinquième mésoséquence dont la puissance excède les 800 m correspond à la formation de Doukkala. C'est une séquence d'ouverture à dominance argileuse. Elle est composée par des calcaires mudstones localement noduleux auxquelles font suite des argiles à goniatites, armées de niveaux de grès fins.

5 - Récapitulation :

A l'issue de l'étude du Dévonien du forage Oualidia (OLD₁), nous avons noté :

- l'individualisation de trois formations bien distinctes à savoir :

* la formation d'Oualidia qui est représentée à la base par des argilites; celles-ci se chargent progressivement en calcaires vers le sommet. Il est attribué au Lochkovien-Emsien.

* la formation d'El Barba totalement carbonatée, est représentée par des calcaires à entroques à la base parfois noduleux. Ces calcaires se chargent progressivement en organismes récifaux édifiant des bioconstructions. Elle est attribué à l'Eifélien-Givétien.

* la formation des Doukkala qui est essentiellement argileuse à goniatites d'âge Frasnien-Famennien.

- L'installation de milieux : de plate-forme externe distale, plate-forme externe proximale, milieu récifal et milieu profond bassin.

6 - Variations latérales

6.1 - Description des forages

Les corrélations stratigraphiques sont basées sur les analogies de faciés et de contenu faunistique en l'absence de datation paléontologique.

Le bassin de Doukkala est subdivisé en trois zones.

* **La zone occidentale** située au Sud-Est où sont forés les sondages SN₁, DKL₁ et DOT₁. Les membres inférieur, médian et supérieur datés respectivement du Dévonien inférieur, moyen et supérieur sont bien représentés dans les trois forages.

1- Le forage SN₁ est situé au Nord de Safi (x = 188,51 et y = 125,48). Il a traversé tout le Dévonien. Le Praguien-Emsien (plus de 400m) est représenté par des argilites admettant des niveaux calcaires à traces de stylolites, surmontés par des calcaires packstones silicifiés à débris de crinoïdes, de brachiopodes et de spongiaires. Enfin, des calcaires à entroques couronnés par un niveau argileux.

Le Dévonien moyen (480m) est composé essentiellement par une série carbonatée: ce sont des calcaires riches en organismes constructeurs : stromatopores, favosites et des rugueux de grande taille. Ils sont intercalés localement de niveaux dolomitiques et d'un niveau argileux.

Le Dévonien supérieur est marqué par le dépôt d'argilites noires à ostracodes et brachiopodes.

2- Le sondage de Dar Khlaifa : DKL₁ est situé à l'Est de Safi (x= 150,64 et y = 201,20) et a montré 1820m de sédiments.

Le Dévonien inférieur est représenté par des calcaires silicifiés et une alternance argilo-calcaire. Leur fait suite une série carbonatée du Dévonien moyen caractérisée par des calcaires bioclastiques: brachiopodes, entroques parfois à débris récifaux; ces calcaires ont un aspect nodulaire à la base.

Le Dévonien supérieur (700m) est caractérisé par des argilites à débris d'ostracodes, de

brachiopodes.

3- Le sondage de dar Oulad Tahla **DOT₁** est situé à l'Est de Safi, il a pour coordonnées $x = 147,29$ et $y = 193,42$.

Le Dévonien inférieur, moyen et supérieur sont lithostratigraphiquement bien distincts. Le Dévonien inférieur est représenté par des argiles grises (415m) surmontées par une alternance marno-calcaire. Le Dévonien moyen (385m) est caractérisé par une série carbonatée à organismes constructeurs à la base qui sont de plus en plus rare au sommet.

Le Dévonien supérieur (500) est constitué par des argilites à débris d'ostracodes, de brachiopodes, renfermant des niveaux de grès fin.

* **La zone centrale** où ont été forés **OLD₁**, **EBA₁**, **EBA₂** montre les trois membres de la formation de Doukkala (fig.48).

1- Le forage **EBA₂** est situé dans la province de Safi, il a été implanté près de la localité Beni Iffou aux coordonnées $x=167,2$ et $y=266$. Le Dévonien inférieur (740m) est représenté par des argilites grises, des calcaires à silex couronnées à nouveau par des argiles grises. Le Dévonien moyen (800m) est composé par des calcaires d'aspect noduleux à la base devenant légèrement argileux au sommet. Le Dévonien supérieur (plus de 700m) est marquée par les argiles grises à niveaux gréseux.

2- Le forage **EBA₁** est situé à 11km au sud ouest de Tnine Rharbia (Province de Safi) aux points $x= 166,02$ et $y= 220,5$. Ce sondage a montré uniquement le Dévonien moyen et supérieur (2435m). Le Dévonien moyen est totalement carbonaté. L'Eifélien est assimilé à des dolomies localement noduleux très fracturées à débris d'organismes récifaux. Le Givétien montre un terme calcaire localement noduleux très riche en faune récifale: stromatopores polypiers isolés et rugueux.

Le Dévonien supérieur est caractérisé par des argiles gris-noires à goniatites accumulées dans un milieu bassinale.

* **La zone orientale** où ont été forés **OBZ₁**, **OYB₁** et **BHL₁**.

1- Le forage **BHL₁** montre une absence totale du Dévonien. On trouve le Permocarbonefère directement sur l'Ordovicien

2- Le forage **OYB₁** montre l'absence du Dévonien moyen et supérieur, la formation de Doukkala est représenté uniquement par le membre inférieur; on note le Permocarbonefère directement sur le Dévonien inférieur.

3- Le forage **OBZ₁** montre les trois membres de la formation de Doukkala. Le Dévonien inférieur (800 m) est caractérisé par une série argileuse à débris d'ostracodes et de brachiopodes, elle est armée de niveaux calcaires irrégulièrement silicifiées à trace de stylolites et de fractures colmatées de calcite.

Le Dévonien moyen (650 m) est composé essentiellement par des calcaires gris.

Le Dévonien supérieur (plus de 100 m) est totalement argileux à microfaune d'ostracodes ainsi que des brachiopodes.

7 - Environnements récifaux

Pendant le Dévonien moyen, la sédimentation est totalement carbonatée, elle est caractérisée par l'installation et le développement de bioconstructions récifales. Nous notons que cette plate-forme ressemble à celle des régions d'Oulad Abbou et Mechra ben Abbou. Elle montre des calcaires noduleux et des calcaires riches en organismes récifaux. L'extension latérale des bioconstructions se fait du SW vers le NE et semble être liée à des soulèvements en horst et graben. Les données sismiques et diagaphiques du forage OBZ1 confirmeraient cette extension (fig39). La figure 40 montre l'extension probable des récifs dans les carbonates du Dévonien moyen. Celle-ci se fait probablement en parallèle avec l'élargissement et l'extension du môle d'Imfout.

8 - Corrélation des forages du bassin de Doukkala

Les deux transects sur lesquels se trouvent un maximum de forages sont d'orientation SW-NE (parallèle aux structures hercyniennes) et NW-SE (perpendiculaire aux structures hercyniennes). Les corrélations suivant ces transects vont mettre en évidence la structuration et la distribution latérale et verticale des dépôts dévonien.

8.1 - Corrélation SW-NE des forages SN₁, EBA₁, EBA₂, OBZ₁ et DOT₁-DKL₁

Le long d'un transect SW-NE (fig.41) passant par les forages SN₁, EBA₁, EBA₂ et OBZ₁, l'épaisseur et le faciès du Dévonien varient d'un forage à l'autre. Les discontinuités sédimentaires entre le Dévonien inférieur et moyen et celle entre le Dévonien moyen et supérieur sont corrélables avec les discontinuités sédimentaires des régions d'Oulad Abbou et de Mechra Ben Abbou.

En effet, le Dévonien inférieur montre des variations d'épaisseur qui peuvent aller de 400 m au SW (région de Safi) à plus de 800 m vers le NE : régions d'El Barba et d'Oulad Bouzid. La nature des dépôts est presque homogène. Celle-ci est caractérisée par une sédimentation marine dominée par des argilites grises armées de niveaux de calcaires silicifiés à entroques et débris de bivalves.

Durant le Dévonien moyen, au SW (environ de Safi) l'épaisseur est de 480 m passant à plus de 800 m aux environs d'El Barba et à 650m au NE (région d'Oulad Bouzid). Pendant cette période la sédimentation est totalement carbonatée, elle est caractérisée par l'installation puis le développement de calcaires de plate-forme témoignant des conditions de faible profondeur. Cette sédimentation est matérialisée à EBA₁ par des faciès récifaux, localement les calcaires sont dolomités tardivement (SN₁ et EBA₁).

Pendant le Dévonien supérieur, nous avons noté une nette diminution d'épaisseur en allant du SW vers le NE: 700 m à SN₁, 100 m à OBZ₁ et 0 m à OYB₁. Cette diminution d'épaisseur jusqu'à même l'absence totale du Dévonien supérieur semble être expliquée par un exhaussement de la région au Famennien.

La sédimentation du Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien) est homogène partout

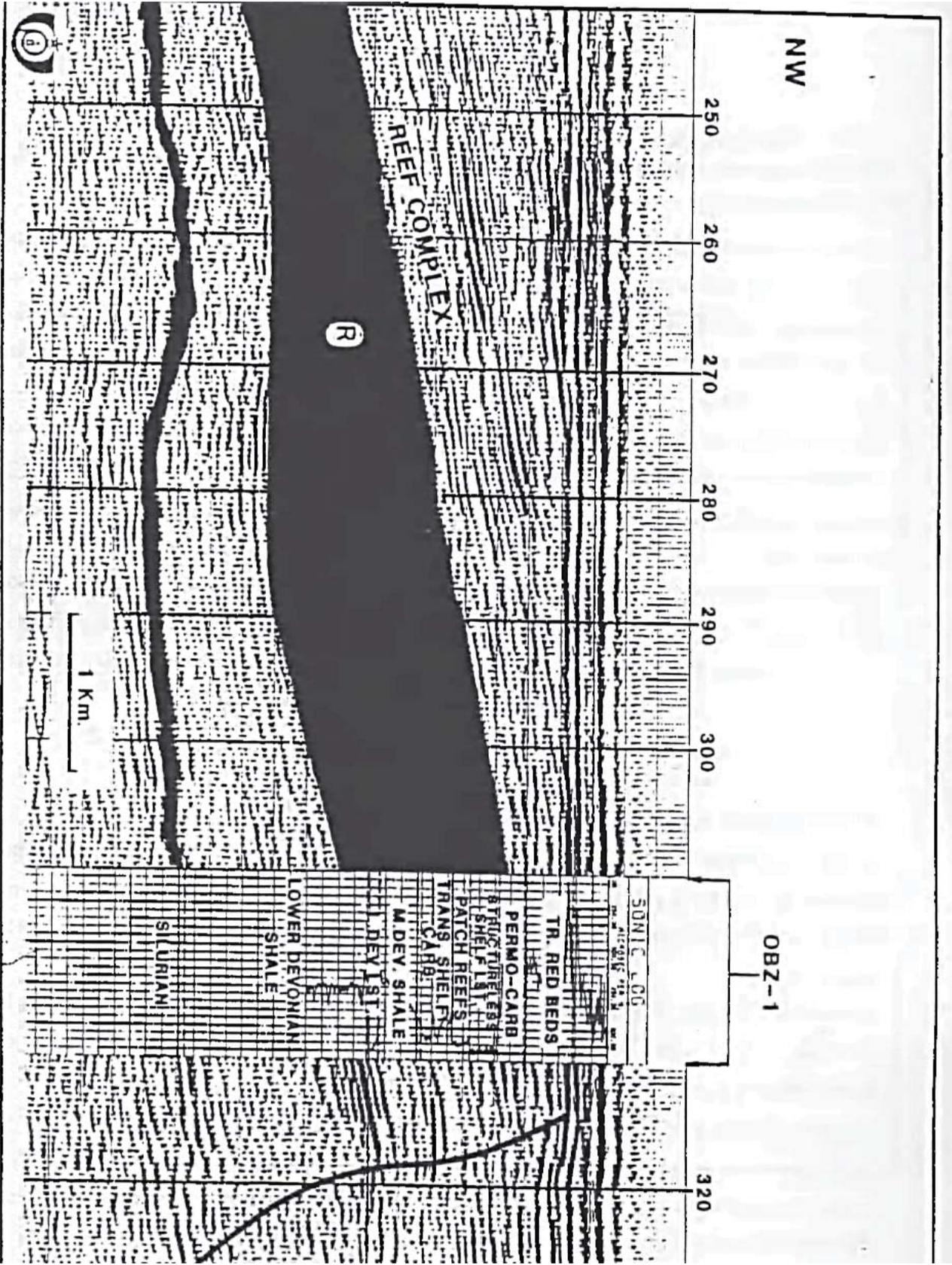


Fig.39 Profil sismique DA5 montrant l'extension du complexe récifal (R) vers le S¹ passant par le forage OBZ1 (ORMAPP 1988)

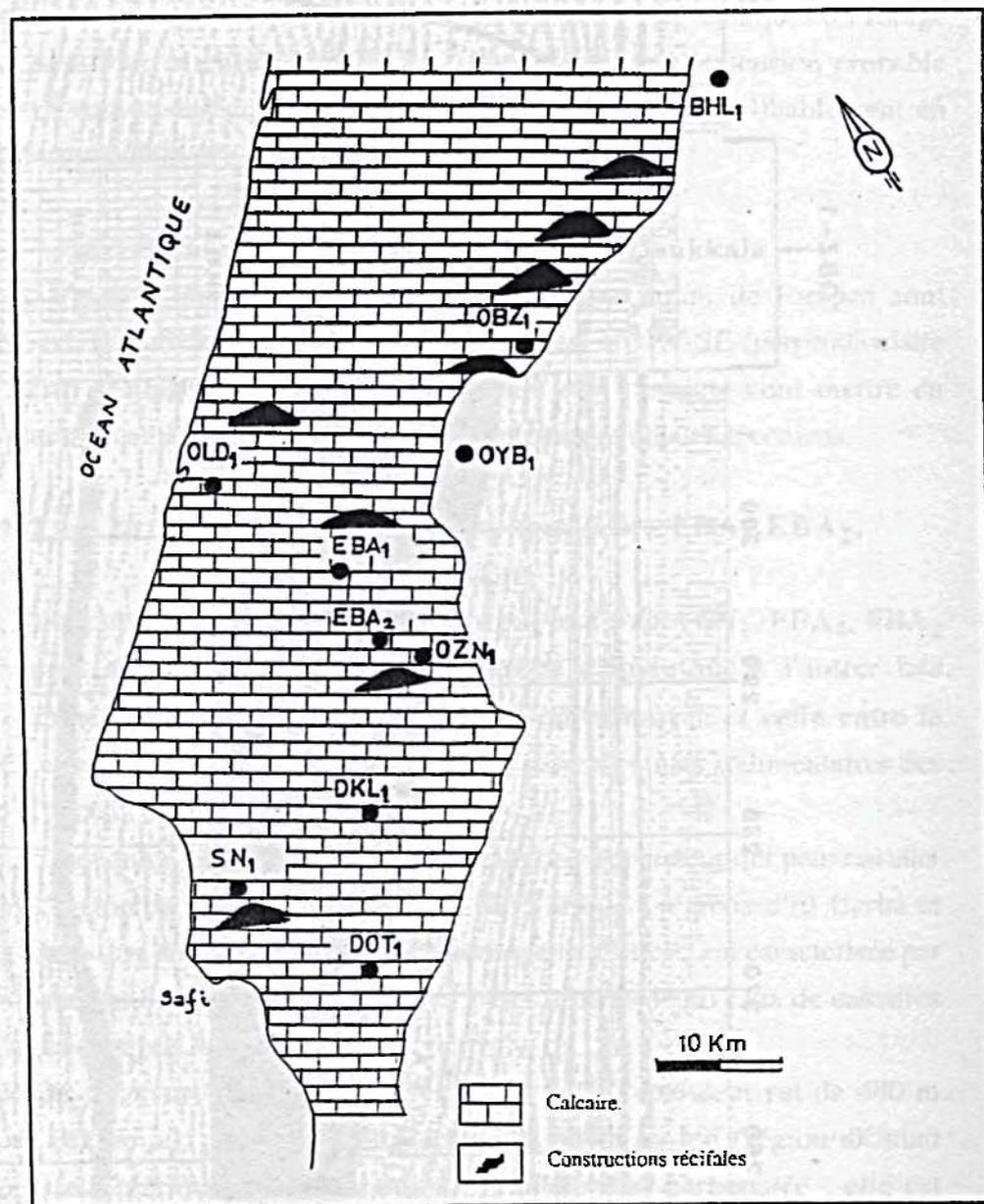


Fig.40 : Position probable des bioconstructions récifales dans les carbonates du Dévonien moyen de Doukkala d'après l'interprétation des sondages.

dans la région de Doukkala, elle est représentée par des argiles gris-noires feuilletées. Elle voit se développer quelques rares intercalations gréseuses à SN_1 et doléritiques à EBA_1 et EBA_2 .

Le long d'un transect SW-NE (fig.42) passant par les forages DKL_1 et DOT_1 les dépôts dévoniens montrent des changements de faciès et de variations d'épaisseur.

Durant le Dévonien inférieur, la sédimentation est à dominance argileuse à DOT_1 tandis qu'à DKL_1 , elle est représentée par des calcaires silicifiés couronnés par un niveau argileux. L'épaisseur du Dévonien inférieur à DOT_1 est de 400 m alors qu'à DKL_1 , elle n'est que de 120 m.

Pendant le Dévonien moyen, la sédimentation est totalement carbonatée. Elle est représentée par des calcaires gris bioclastique au NE et pararécifaux à récifaux de plate forme au SW.

Le Dévonien supérieur est dominé par une sédimentation argileuse admettant de rares passées gréseuses à DOT_1 . Cette sédimentation de milieu profond au NE continue au Frasnien-Famennien totalisant une épaisseur de 700 m. Au SW, elle débute au Frasnien et dont l'épaisseur n'excède pas 500 m.

8.2 - Corrélation NW - SE des forages OLD_1 , EBA_2 et EBA_1 .

La corrélation suivant la transversale NW-SE (fig.43) passant par les forages OLD_1 , EBA_2 et EBA_1 montre : La présence d'une zone affaissée dans la région d'El Barba; La variation sensible dans la nature de dépôt et de l'épaisseur du Dévonien moyen et supérieur.

Durant le Dévonien inférieur seuls les forages OLD_1 et EBA_2 ont montré une série représentée par des argilites grises à la base surmontées par des calcaires silicifiés. Cette série est organisée en une mésoséquence régressive qui s'est effectué dans un milieu de plate-forme externe. Le forage EBA_1 n'a pas atteint le Dévonien inférieur.

Le Dévonien moyen des trois sondages est totalement carbonaté. Les calcaires périrécifaux éiféliens d' OLD_1 passent latéralement à calcaires (EBA_2) et des dolomies à EBA_1 . Le Givétien est caractérisé dans les trois forages par l'installation de faciès récifaux indiquant des conditions de stabilité favorable à l'instauration d'une plate-forme carbonatée récifale.

Le Dévonien supérieur de ces trois forages est dominé par une sédimentation argileuse à passées gréseuse à OLD_1 et EBA_2 .

8.3 - Récapitulation

Les corrélations faites suivant les directions SW-NE et NW-SE nous ont permis de distinguer les points suivants :

- L'épaisseur et le faciès du Dévonien varient d'un forage à l'autre, en particulier au Dévonien inférieur et moyen. Le Dévonien supérieur reste homogène dans tout la

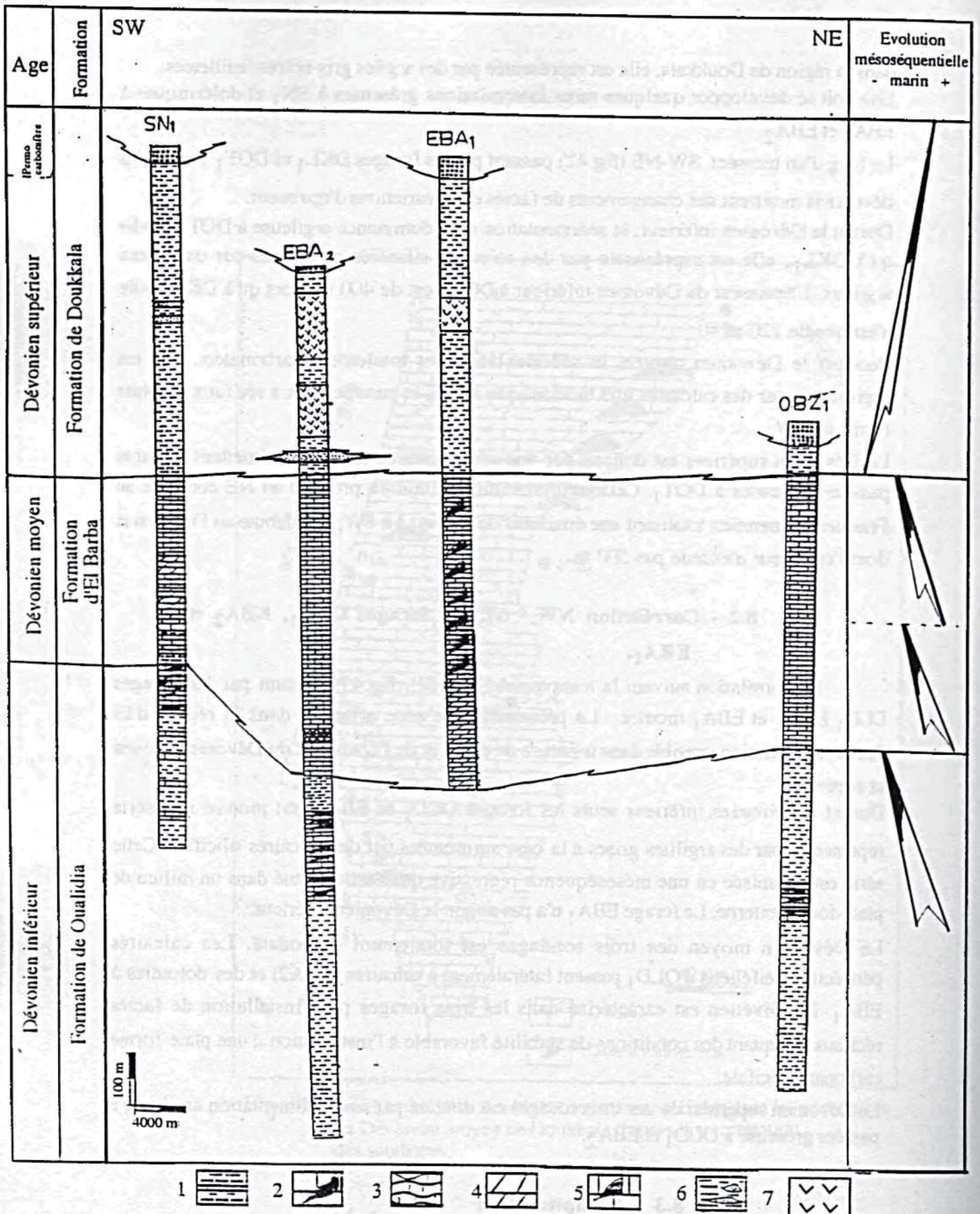


Fig.41 : Le Dévonien du bassin de Doukkala
Corrélation des forages SN1, EBA2, EBA1 & OBZ1.

- 1 : mamo-calcaire; 2 : calcaire silicifié; 3 : calcaire noduleux;
4 : dolomie; 5 : calcaire à organismes récifaux;
6 : argilite à niveau de dolérite et de grès
7 : dolorites.

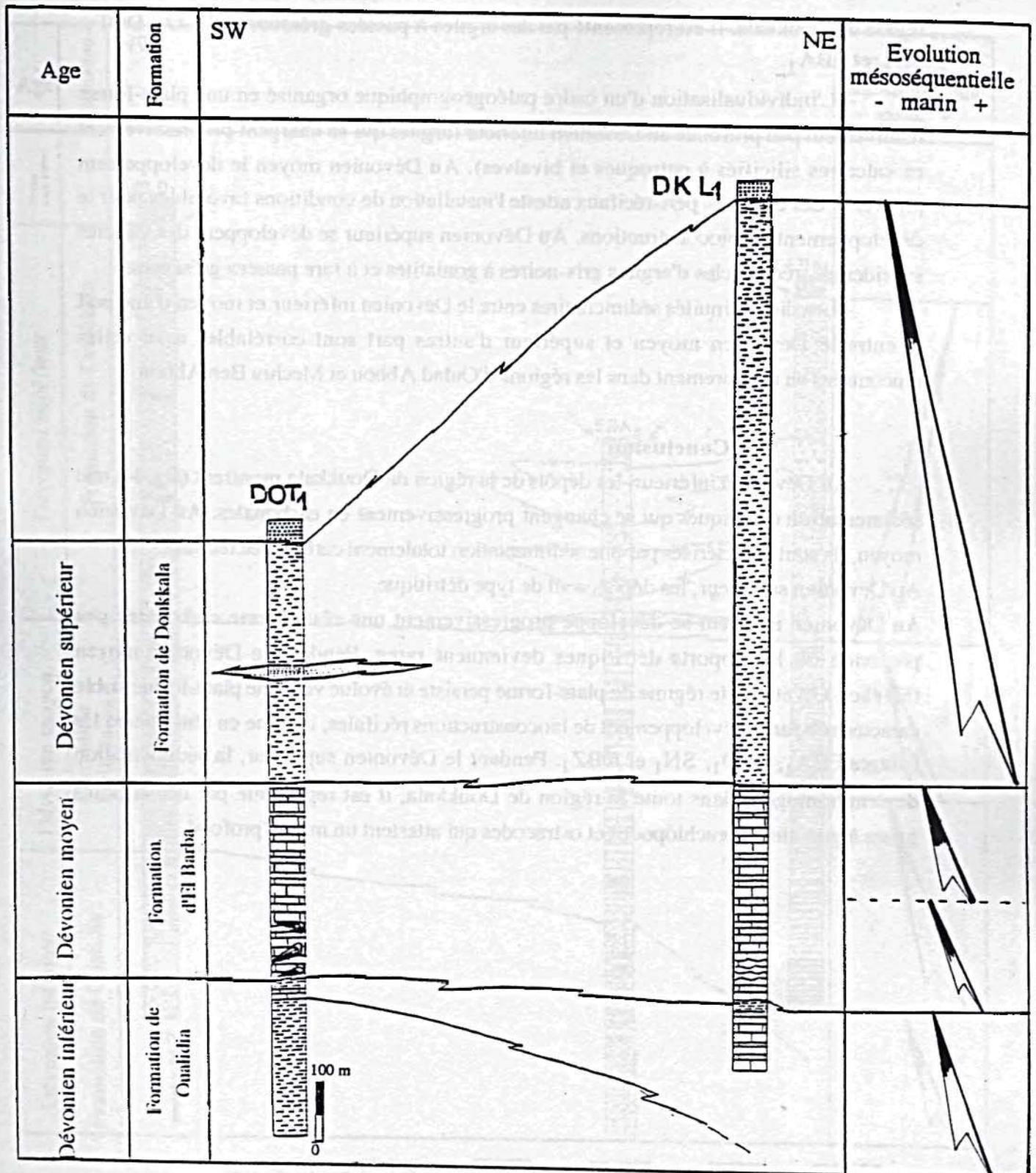


Fig.42 : Le Dévonien du bassin de Doukkala
Corrélation des forages DOT1 & DKL1

- 1 : Argilite à niveaux calcaires (Dévonien inférieur);
- 2 : Calcaire noduleux;
- 3 : Calcaire à organismes récifaux (Dévonien moyen);
- 4 : Argilites à niveaux gréseux (Dévonien supérieur).

région de Doukkala. Il est représenté par des argiles à passées gréseuses à OLD₁, DOT₁, SN₁, et EBA₁.

- L'individualisation d'un cadre paléogéographique organisé en une plate-forme relativement peu profonde au Dévonien inférieur (argiles qui se chargent progressivement en calcaires silicifiés à entroques et bivalves). Au Dévonien moyen le développement progressif des calcaires péri-récifaux atteste l'installation de conditions favorables pour le développement de bioconstructions. Au Dévonien supérieur se développent des vasières subsidentes, réceptacles d'argiles gris-noires à goniatites et à rare passées gréseuses.

- Les discontinuités sédimentaires entre le Dévonien inférieur et moyen d'une part et entre le Dévonien moyen et supérieur d'autres part sont corrélables avec celles rencontrées en affleurement dans les régions d'Oulad Abbou et Mechra Ben Abbou.

9 - Conclusion

Au Dévonien inférieur, les dépôts de la région de Doukkala montrent (fig.44) une sédimentation détritiques qui se changent progressivement en carbonates. Au Dévonien moyen, ils sont caractérisés par une sédimentation totalement carbonatée récifale.

Au Dévonien supérieur, les dépôts sont de type détritique.

Au Dévonien inférieur se développe progressivement une plate-forme carbonatée peu profonde où les apports détritiques deviennent rares. Pendant le Dévonien moyen (Eifélien-Givétien), le régime de plate-forme persiste et évolue vers une plate-forme stable caractérisée par le développement de bioconstructions récifales, comme en témoignent les forages EBA₁, OLD₁, SN₁ et OBZ₁. Pendant le Dévonien supérieur, la sédimentation devient homogène dans toute la région de Doukkala, il est représenté par des argilites grises à goniatites, brachiopodes et ostracodes qui attestent un milieu profond.

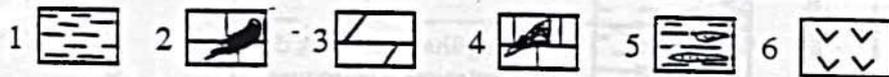
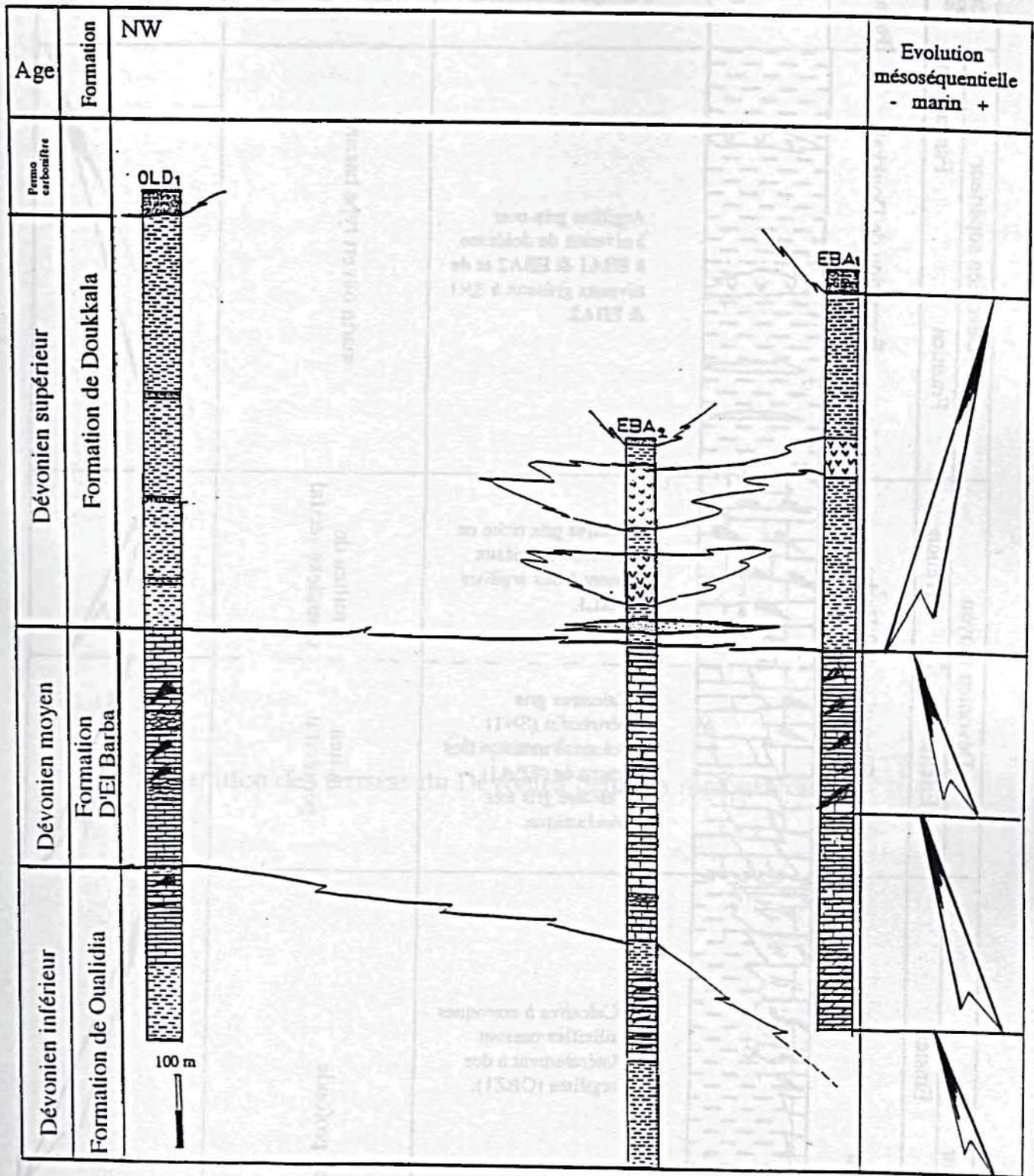


Fig.43 : Le Dévonien du bassin de Doukkala
Corrélation des forages OLD1, EBA2 & EBA1.

- 1 : argilite; 2 : calcaire silicifié; 3 : dolomie;
4 : calcaire à organismes récifaux;
5 : argilites à niveaux de dolérites et de grès
6 : dolorites.

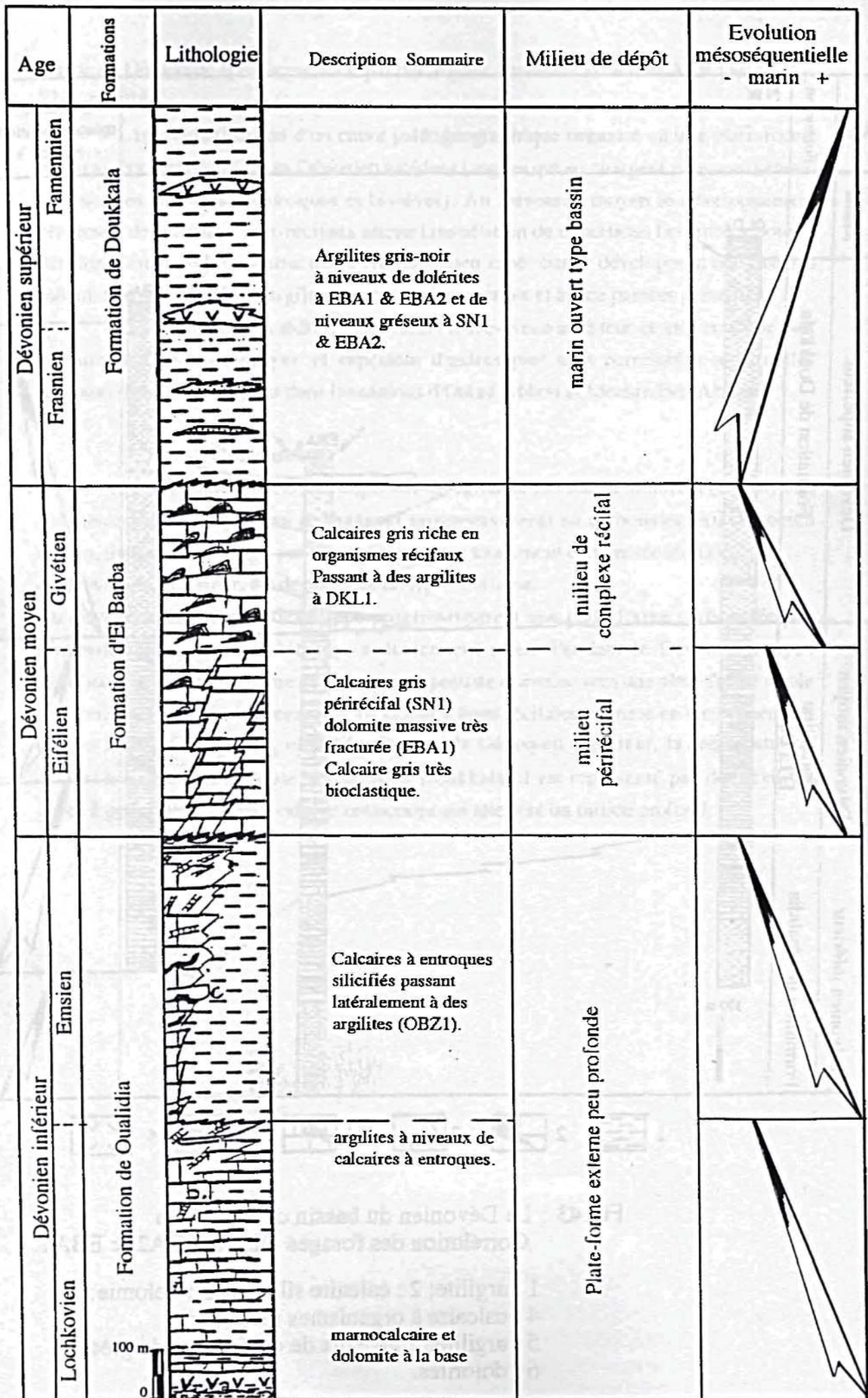


Fig.44 : Log lithostratigraphique de la formation dévonienne de Doukkala

Dans la Meseta, les couches dévoniennes reposent en concordance sur les terrains siluriens. Les corrélations avec les régions voisines concernent la partie ouest de la Meseta occidentale : comparaison de la région d'Oulad Abbou avec celles de Cherraf et Ben Slimane (fig.43), la partie Est de la Meseta occidentale : région du Maroc central, septentrional, quaternaire et central et la Meseta orientale.

1- La Dévonien inférieur et moyen à l'Ouest de la Meseta occidentale

Devant le Dévonien inférieur et moyen on assiste à l'indifférenciation dans l'ensemble de la Meseta marocaine occidentale d'une plateforme carbonatée (FESTI, 1979; PICOT & MOJIBI, 1989; FAHRI, 1990; EL HASSANI, 1993; TAHRI, 1991; ZAHRAOUI, 1991), et on reconnaît plusieurs séries sédimentaires à lithologie différente (nappes à dépôts carbonatés peu profonds et sillons à sédiments moyens carbonatés). Nous nous intéressons à la ride de l'Oued Cherraf et à la fosse de Ben Slimane (ZAHRAOUI, 1991) qui se trouvent sur l'axe d'Oulad Abbou.

1.1 - Oulad Abbou

Au dessus d'une série volcanique sédimentaire d'âge Silurien vient la succession dévonienne (fig.43A).

+ La Formation de Chéguaga, qui est à deux membres : le premier d'âge Lochkovien est caractérisé par des calcaires à niveaux argileux, le deuxième d'âge Prégaplien est constitué par des calcaires à niveaux à spongiaires et bryozoaires.

+ La Formation d'Oulad Abbou, est également à deux membres : le membre inférieur d'âge Eifélien est marne-calcaire à la base et calcaire au sommet, le membre supérieur d'âge Givézien, est dolomitique et riche en organismes récifaux.

1.2 - Région de Ben Slimane

Le passage du Silurien au Dévonien inférieur n'est pas précis (ZAHRAOUI, 1991). Les faciès du Lochkovien et de Prégaplien appartiennent à une série sédimentaire subsidente qui est soulignée par une sédimentation dépressive (fig.43B). Celle-ci est organisée en séquences turbiditiques qui ont été contrôlées par des courants de turbidites (traces de courants). Durant l'Eifélien, la plateforme externe est progressivement isolée. Elle est matérialisée par la présence de calcaires blocs nus (débris de tentaculites, brachiopodes et bryozoaires). L'Eifélien est représenté par des dépôts argileux qui indiquent un milieu assez profond.

1.3 - Région de Cherraf

A l'Ouest de la Meseta occidentale, la coupe de l'Oued Cherraf (CHALIMAN, 1979; ZAHRAOUI, 1991), montre la succession suivante (fig.43C).

Dans la Meseta, les couches dévoniennes reposent en concordance sur les terrains siluriens. Les corrélations avec les régions voisines concernent la partie ouest de la Meseta occidentale : comparaison de la région d'Oulad Abbou avec celles de Cherrat et Ben Slimane (fig.45), la partie Est de la Meseta occidentale : région du Maroc central septentrional, meridional et central et la Meseta orientale.

1- Le Dévonien inférieur et moyen à l'Ouest de la Meseta occidentale

Durant le Dévonien inférieur et moyen on assiste à l'installation dans l'ensemble de la Meseta marocaine occidentale d'une plateforme carbonatée (PIQUE, 1979; PIQUE & MICHARD, 1989; FADLI, 1990; EL HASSANI, 1990; TAHIRI, 1991; ZAHRAOUI, 1991), où on reconnaît plusieurs aires sédimentaires, à lithologie différente (rides à dépôts carbonatés peu profonds et sillons à sédiments moins carbonatés). Nous nous intéresserons à la ride de l'Oued Cherrat et à la fosse de Ben Slimane, (ZAHRAOUI, 1991) qui se trouvent sur l'axe d'Oulad Abbou.

1.1 - Oulad Abbou

Au dessus d'une série volcano-sédimentaire d'âge Silurien vient la succession suivante (fig.45A) :

+ La Formation de Chéguiga, qui est à deux membres : le premier d'âge Lochkovien est caractérisé par des calcaires encrinétiques à niveaux argileux; le deuxième d'âge Praguien-Emsien est marqué par une dominance marneuse à niveaux de calcaires à entroques.

+ La Formation d'Oulad Abbou; est également à deux membres : le membre inférieur d'âge Eifélien, est marno-calcaire à la base et calcaires au sommet; le membre supérieur d'âge Givétien, est dolomitique et riche en organismes récifaux.

1.2 - Région de Ben Slimane

Le passage du Silurien au Dévonien inférieur n'est pas précis (ZAHRAOUI, 1991). Les faciès du Lochkovien et du Praguien appartiennent à une aire sédimentaire subsidente qui est soulignée par une sédimentation détritique (fig.45B). Celle-ci est organisée en séquences turbiditiques qui ont été contrôlées par des courants de turbidités (traces de courants). Durant l'Emsien, la plate-forme externe est progressivement installée. Elle est matérialisée par la présence de calcaires bioclastiques (débris de tentaculites, brachiopodes et entroques). L'Eifélien est représenté par des dépôts argileux qui indiquent un milieu assez profond.

1.3 - Région de Cherrat.

A l'Ouest de la Meseta occidentale, la coupe de l'Oued Cherrat (CHALOUAN, 1979; ZAHRAOUI, 1991), montre la succession suivante (fig.45C):

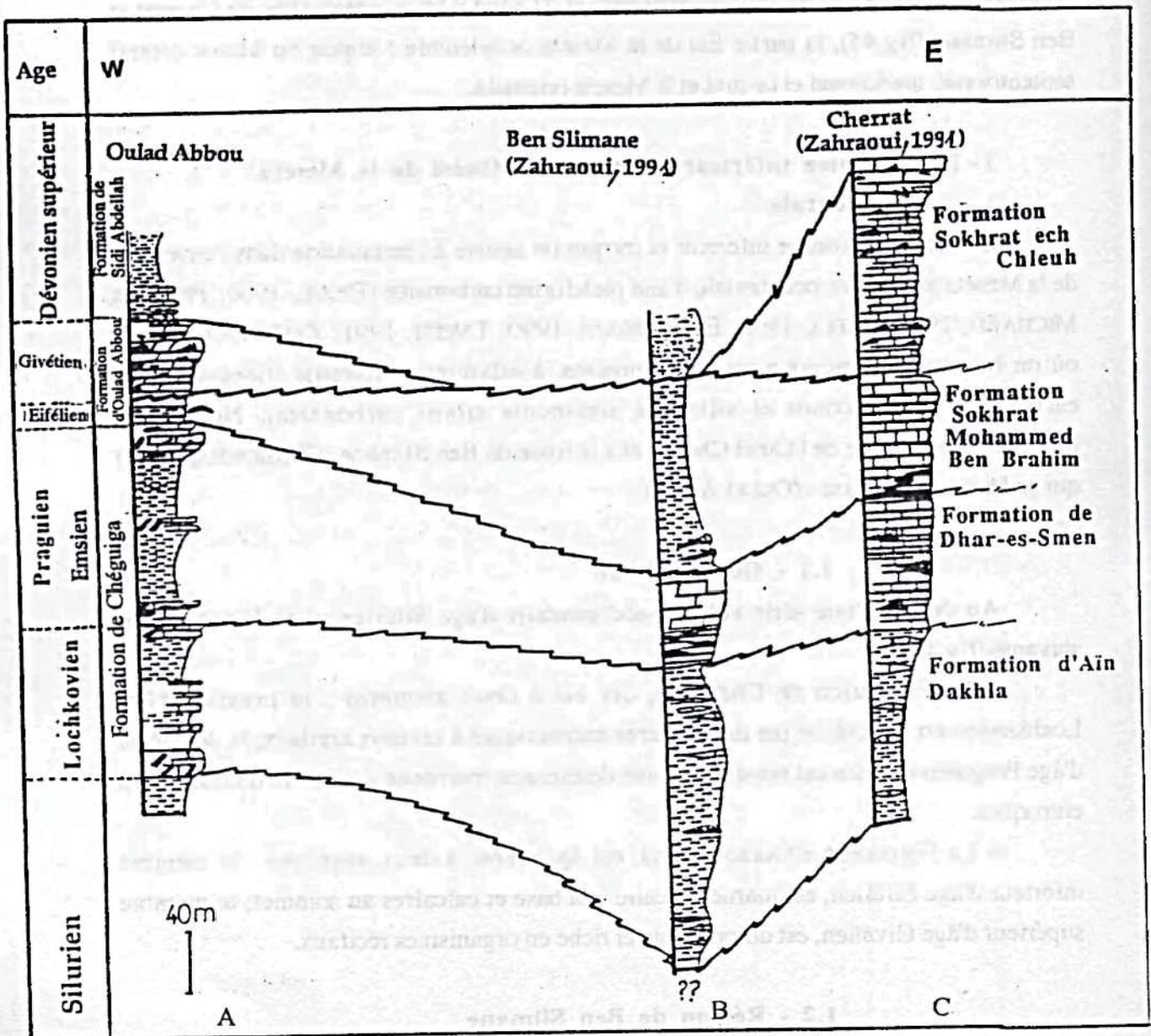


Fig.45 : Corrélation E-W des dépôts du Dévonien inférieur et moyen d'Oulad Abbou, Ben Slimane et Cherrat.

+ les Argilites d'Ain Dakhla: pélites silteuses grises à gris-verdâtre à fins lits microgréseux. Les fossiles: trilobites et brachiopodes, sont limonitisés. On reconnaît *Brachyspirifer crassicosata*, *Camarotoechia cf. daleidensis*, *Davoustia davousti*, *Atrypa reticularis*, *Euryspirifer pellico*, *Nowakia acuaria* d'âge Praguien-Siegenien supérieur. L'épaisseur de cette formation est de 300 m.

+ Formation de Dhar-es-Smen: à la base, un calcaire bleu-noir, bioclastique et lité, avec des niveaux de cherts; il contient *Atrypa reticularis*, *Bifida lepida*, *Favosites*. Au milieu se trouve une intercallation argileuse avec *Strophochonetes sp.* Au sommet, une seconde barre de calcaire surbrécifal, gris-bleu, massif, à *Phacops (Phacops) sp. schlotheimi tabulipora chouberti*. Sur une centaine de mètres d'épaisseur, cette formation d'épaisseur 100 m représente l'Emsien. Elle correspond, en partie, aux calcaires de l'Oued Akrech de la région de Rabat (PIQUE, 1994).

+ les pélites et calcaires de la Sokhrat-Mohammed-ben-Brahim (ou de Ain Seffah): les pélites calcareuses sombres avec *Anarcestes lateseptatus* de l'Eifélien inférieur et calcaires noirs à nombreux conodontes (*Polygnathus angusticostatus*, *P. angustipennatus*, *P. intermedius*) de l'Eifélien supérieur. L'épaisseur de cette formation est de 100 m.

+ la formation de la Sokhrat-ech-Chleuh. constituée d'une barre calcaire de 300 m d'épaisseur elle domine le cours de l'Oued Cherrat. Elle est formée de deux biohermes successifs, à *Stringocephalus burtini*, *Thamnopora*, *Hexagonaria*, *Favositidae*, du Givétien, séparés par des calcaires gris, parfois dolomités, de type biostrome ou faciès d'arrière-récif.

1.4 - Discussions.

Les dépôts dévoniens de la région d'Oulad Abbou diffèrent de ceux des régions de Ben Slimane et du Cherrat par leur épaisseur ainsi que par leurs faciès. Le Lochkovien-Praguien de la région d'Oulad Abbou montre les dépôts d'une plate-forme carbonatée externe. En revanche dans la région de Ben Slimane, la même période est marquée par une sédimentation détritique (argiles à niveaux gréseux) où s'intercalent de rares passées carbonatées lenticulaires; alors que sur la zone de Cherrat, la sédimentation est argilo-calcaire. Durant l'Emsien on assiste à une homogénéisation paléogéographique au niveau des trois régions. Celle-ci se traduit par le dépôt de sédiments essentiellement carbonatés (encrinétiques) à Oulad Abbou, péri-récifaux sur la ride de Cherrat et mixte à Ben Slimane: dominance des terrigènes en allant vers l'Ouest et un enrichissement en carbonates vers l'Est (en direction de la ride de Cherrat).

Pendant l'Eifélien-Givétien, une plate forme carbonatée récifale s'instaure dans la région d'Oulad Abbou (dolomies riches en stromatopores et favosites) et sur la ride de Cherrat (calcaires récifaux). Par contre à Ben Slimane on note l'absence du Givétien et un Eifélien argileux. cette absence correspondrait soit à une lacune des terrains post-Eifélien, soit à une érosion anté-Famennien et dans ce cas on devrait trouver ses éléments dans le

Famennien .

Au cours du Dévonien inférieur et moyen l'enchaînement vertical des dépôts à Oulad Abbou et du Cherrat est marqué par un enrichissement en carbonates ce qui traduit une diminution de la profondeur du niveau marin et qui est précoce sur la ride de Cherrat. L'apparition de calcaires périrécifaux dès l'Emsien à Cherrat est à mettre en relation avec un soulèvement et une baisse eustatique. Par contre dans la fosse de Ben Slimane la sédimentation est importante. Elle est représentée au Dévonien inférieur par des faciès turbiditiques indiquant une subsidence forte (glissements synsédimentaires).

La Meseta occidentale a donc constitué au Dévonien inférieur et moyen un domaine peu profond, à climat chaud (PIQUE, 1994), marqué par une sédimentation parfois pélitique, mais le plus souvent carbonatée. Sur cette plate-forme se sont édifiées des constructions récifales. Les travaux antérieurs reconstituent l'évolution de cette plate-forme récifale, avec une ligne de récifs-barrières: l'axe d'Imfout, d'orientation NNE-SSW qui se déplaçait au cours du temps, à partir des Rehamna, cet axe haut était émergé au Dévonien inférieur et au début du Dévonien moyen et caractérisé par une certaine instabilité (EL KAMEL & EL HASSANI, 1993).

2 - Dévonien inférieur à l'Est de la Meseta occidentale

(fig.46)

2.1 - Le Maroc central septentrional

En 1991; TAHIRI, décrit au SE de Tiliouine la Formation de Ain Dram du Dévonien inférieur dont l'épaisseur est de 170 m. Elle est composée de quatre membres : un membre basal pélitique et grauwackeux (Lochkovien) contenant des figures sédimentaires : rides, convolutes; un membre inférieur pélitique (Praguien) renfermant des nodules riches en fragments de crinoïdes et de tentaculites; un membre médian pélitique et calcaire (Emsien inférieur) à crinoïdes, tentaculites, débris de trilobites et enfin un membre supérieur quartzitique, pélitique et calcareux (Emsien supérieur). Les trois premiers membres seraient l'équivalent de la Formation de Chéguiga décrite à Oulad Abbou. Ils indiquent au Dévonien inférieur le même milieu de dépôt de type plate-forme.

2.2 - Le Maroc central méridional

Cailleux 1974 décrit des terrains appartenant au Praguien dans la région d'Ezzehiliga. Se sont des pélites à nodules de calcaires dont l'épaisseur n'exède pas 50 m. Les pélites correspondent au membre inférieur de la Formation de Chéguiga. Ils présentent des similitudes faciologiques et des milieux de dépôt : type plate-forme.

2.3 - Le Maroc central oriental

Le Dévonien inférieur décrit dans les unités autochtones et allochtones (Bensaid, 1979; BOUABDELLI, 1982; FAIK, 1988; BOUABDELLI & al., 1989; BOUABDELLI, 1989) montre des analogies et des différences avec celui de la Formation de Chéguiga (fig.46).

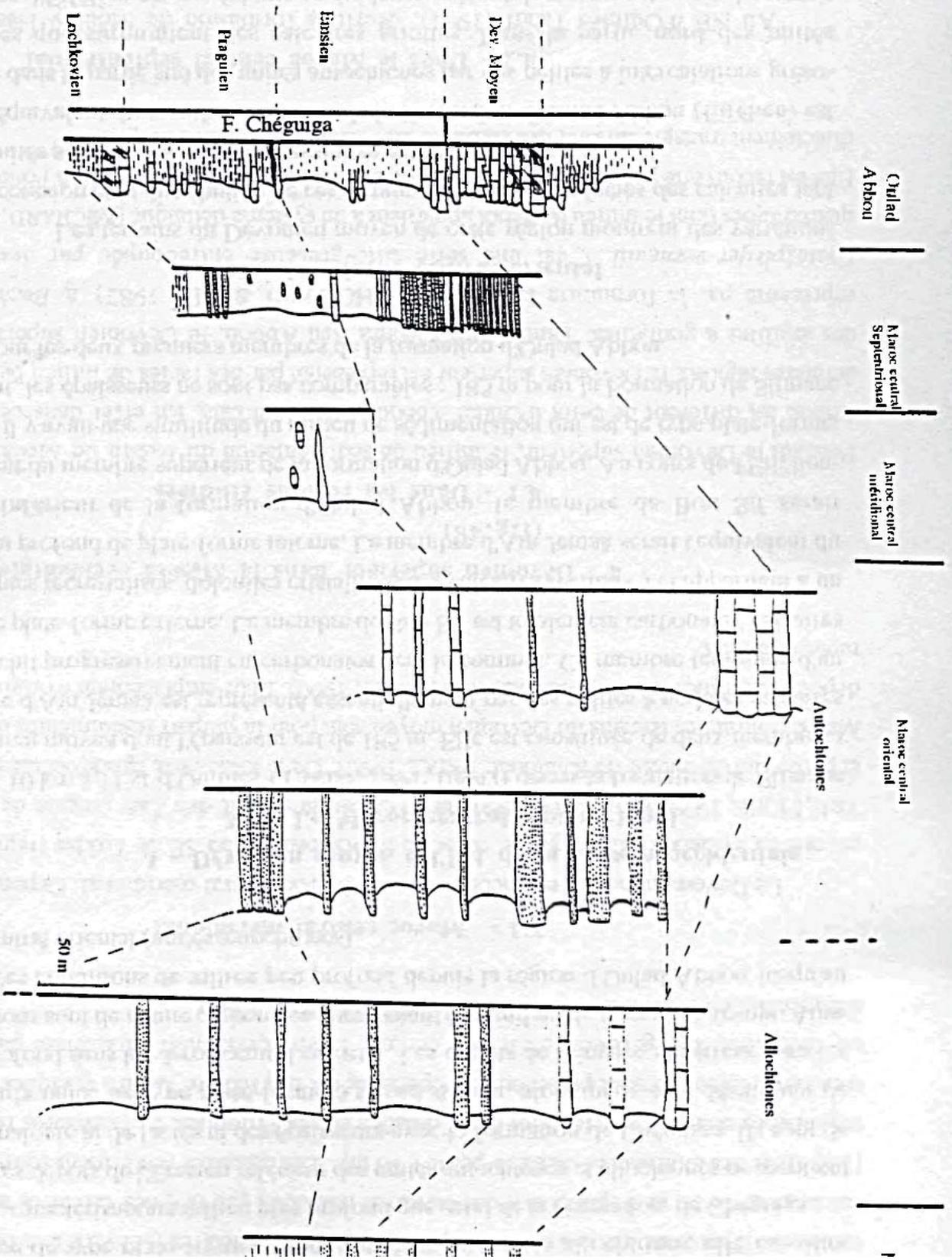


Fig.46 : Comparaisons de la formation de Chéguiga avec les séries du Dévonien inférieur du Maroc central septentrional (Tahiri, 1991), Maroc central méridional (Caillex, 1974), Maroc central oriental (Bouabdelli, 1989) et la Meseta orientale (Theoplner, 1987).

Ainsi, au Lochkovien, la sédimentation est différente : carbonatée à Oulad Abbou et détritique dans le Maroc central oriental. L'épaisseur est de l'ordre de 30 m dans les unités autochtones, alors qu'elle est de l'ordre de 500 m dans les unités allochtones.

Au Praguien, la sédimentation est comparable dans les unités autochtones. Elle est carbonatée de type plate-forme. Alors que dans les unités allochtones, elle est silto-gréseuse, caractérisant un milieu plus profond que celui de la Formation de Chéguiga.

Les dépôts de l'Emsien inférieur des unités autochtones et allochtones ne montrent aucune analogie ni de faciès ni des épaisseurs avec la formation de Chéguiga. Ils sont de nature carbonatée de type plate-forme à Oulad Abbou, alors qu'ils sont détritiques de milieu profond dans le Maroc central oriental. Les dépôts de l'Emsien supérieur dans les deux régions sont de nature carbonatée appartenant à un milieu de type plate-forme. Ainsi régneront des conditions de milieu peu profond depuis la région d'Oulad Abbou jusqu'au Maroc central oriental (unités autochtones).

3 - Dévonien moyen à l'Est de la Meseta occidentale

3.1 - Le Maroc central septentrional

A 10 km à l'Est d'Oulmès (TAHIRI, 1991; fig.47) décrit la formation de Slimane du Dévonien moyen dont l'épaisseur est de 185 m. Elle est constituée de deux membres : le membre d'Ain Jemaà est représenté essentiellement par des pélites à nodules calcaires qui s'enrichit progressivement en carbonates vers le sommet. Ce membre témoigne d'un milieu de plate-forme externe. Le membre de Bou Sif est totalement carbonaté (calcaires bioclastiques recristallisés, dolomies cristallines des calcaires récifaux) et appartient à un milieu peu profond de plate-forme interne. Le membre d'Ain Jemaà serait l'équivalent du membre inférieur de la formation d'Oulad Abbou, le membre de Bou Sif serait l'équivalent du membre supérieur de la formation d'Oulad Abbou. Au cours de l'Eifélien-Givétien, il y avait une similitude du milieu de sédimentation qui est de type plate-forme. Cependant, les épaisseurs ne sont pas comparables : 185 m pour la Formation de Slimane et 60 m pour les deux premiers membres de la formation d'Oulad Abbou.

3.2 - Le Maroc central oriental

Les terrains du Dévonien moyen de cette région montrent des variations dans la succession et la distribution de ces terrains, ainsi dans les faciès des calcaires tant dans les unités allochtones que dans les unités autochtones (fig.47).

L'équivalent du membre inférieur de la Formation d'Oulad Abbou (Eifélien) est représenté dans la partie sud des unités autochtones par des pélites à intercalations grésocarbonatées que surmontent des calcaires griottes. Dans la partie nord des unités autochtones, l'Eifélien n'a pas été mis en évidence paléontologiquement, mais il pourrait correspondre aux grès calcaires et pélites grésocalcaires qui précèdent le Givétien. Leur épaisseur est de 100 m. Dans les unités allochtones, l'Eifélien est représenté soit par des pélites à intercalations calcaires (40 m d'épaisseur) soit par des calcaires griottes.

Dans les unités autochtones, le membre supérieur de la Formation d'Oulad Abbou (Givétien) est représenté au sud par des alternances de calcaires et de pélites (150 m) alors qu'au Nord, ce sont des calcaires allochtones, le Givétien est représenté par des calcaires et des pélites dont la distribution et l'épaisseur sont variables de même que les faciès des calcaires. C'est ainsi qu'on trouve des pélites à nodules calcaires (souvent à la base des calcaires et de 50 m d'épaisseur), des calcaires noduleux (20 m), des calcaires à cherts (100 m) et des alternances calcaire-pélite (30 m). Les calcaires renferment souvent des organismes de mer ouverte, dont des Goniates et des Trilobites. Les calcaires récifaux sont rares, lorsqu'ils sont présents, leur épaisseur est très réduite jusqu'à quelques mètres ou bien leur âge givétien n'est pas certain. L'environnement caractérisé par cette sédimentation est celui d'un talus instable (BOUABDELLI, 1989).

3.3 - Maroc central méridional

Le Dévonien moyen est inconnu dans le Maroc central méridional. Cependant, il est mis en évidence dans la partie ouest du Maroc central, au SE de Tiddas (régions de Tsili; PIQUE, 1979; ZAHRAOUI, 1991) et à l'Ouest du granite des Zaër (région de Sibara et partie sud du massif du Khatouat; FADLI, 1990). Dans toute cette bande occidentale du Maroc central, les terrains du Dévonien moyen sont pour la plupart resédimentés dans les dépôts chaotiques famenno-tournaisiens (FADLI, 1990). Leur emplacement d'origine est à replacer à l'Est.

4 - Dévonien supérieur dans la Meseta occidentale

(fig.48)

4.1 - Dans les régions étudiées

Pendant le Dévonien supérieur, le milieu de sédimentation du bassin de Mechra Ben Abbou est différent de celui d'Oulad Abbou et de Doukkala. En effet dans ces deux dernières régions, le Dévonien supérieur est représenté par des faciès de milieu bassinale : des argilites à goniatites. Tandis qu'à Mechra Ben Abbou, le Dévonien supérieur est représenté par la formation famennienne (HOLLARD & al., 1982) à *Buchiola* et *Cystospirifer verneuili*. C'est une série silto-gréseuse entrecoupée par des barres quartzitiques dont le milieu de dépôt appartient à un système deltaïque (MICHARD, 1982). Elle est recouverte par des grès carbonatés d'âge famennien supérieur qui à l'ouest, sont directement transgressifs sur des calcaires karstifiés du Dévonien moyen.

4.2 - Dans le Maroc central septentrional

Au NE d'Oulmès Tahiri (1991), décrit la formation de Moulay Hassan du Dévonien supérieur dont l'épaisseur est de 185 m. Elle est constituée par trois membres : un membre inférieur qui est formé par des alternances de calcaires et pélites. Les calcaires sont riches en bioclastes (débris de brachiopodes, tentaculites, polypiers, trilobites, conodontes); un membre médian qui est constitué de pélites à intercalations de

grauwackes et de niveaux calcaires. Enfin un membre supérieur formé par des alternances de grauwackes psammiques et de pélites. Ces trois membres seraient l'équivalent de la Formation de Sidi Abdallah. En effet la nature des terrains du Dévonien supérieur des régions d'Oulad Abbou-Doukkala est comparable avec celle du Maroc central septentrional, aussi bien dans les faciès que dans les épaisseurs. De même, il y a une similitude du milieu de sédimentation de type bassin dans des régions précitées.

4.3 - Dans le Maroc central oriental

Les terrains du Dévonien supérieur de cette région sont différents de ceux de la région d'Oulad Abbou, aussi bien dans les faciès que dans les épaisseurs (fig.48).

Dans les unités autochtones, les terrains du Dévonien supérieur décrits dans la formation de Bou-Trou-Aj Agçama (BOUABDELLI, 1989) sont représentés par des calcaires griottes, des calcaires gréseux, des calcaires encriniques. Le milieu de dépôt appartenant au talus ou de pente instable (BOUABDELLI, 1989).

Dans les unités allochtones, le Dévonien supérieur comprend le Frasnien et le Famennien inférieur dont la nature des dépôts est différente à celle d'Oulad Abbou. Le Frasnien est représenté par des calcaires à *Manticoceras*, des calcaires à Polypiers, des calcaires gréseux et laminaires, des pélites, des conglomérats calcaires, (BOUABDELLI, 1989). Le Famennien est représenté par des calcaires gréseux bréchiques à *Brachiopods Dileuszykia* (HOLLARD & al., 1970).

4.4- Dans la Meseta nord-occidentale (fig.48)

Les régions d'Oued Cherrat, du Khatouat et de l'anticlinal de Rabat-Tiflet montrent une tectonique très différente, grossière, détritique et souvent chaotique, avec des coulées de débris et des turbidites proximales. Ces dépôts, datés du Famennien, passent au sommet à des niveaux plus fins de fond de bassin, où ces bancs calcaires viennent s'intercaler. Ceux-ci datent du Tournaisien.

Les directions de paléo-courants et les passages latéraux de faciès montrent que les dépôts détritiques famenniens se sont effectués dans un bassin : le bassin de Sidi-Bettache (PIQUE, 1979; 1981; fig.49), limité par des rides en surélévation relative, d'où provenaient les apports détritiques : la Ride des Sehoul au nord, installée sur la zone des sehoul et le futur anticlinal de Rabat-Tiflet; la Ride des Zaër, qui deviendra l'anticlinal de Khouribga-Oulad. Ces deux dernières rides se rapprochent l'une de l'autre vers le sud, et la largeur du bassin, d'une cinquantaine de kilomètres à Sidi-Bettache, n'est plus que d'une dizaine de kilomètres (après déformation) au sud du khatouat (PIQUE, 1994).

La formation du bassin de Sidi-Bettache, lors de la "Révolution famennienne", marque un tournant important dans l'histoire de la Meseta : la fragmentation de la plate-forme du paléozoïque inférieur. Les produits de la démolition de cette plate-forme, en premier lieu les calcaires devoniens, s'accumulent, au Famennien, au pied des failles normales qui délimitent le bassin. Vers l'intérieur du bassin, les débris étaient redistribués par des

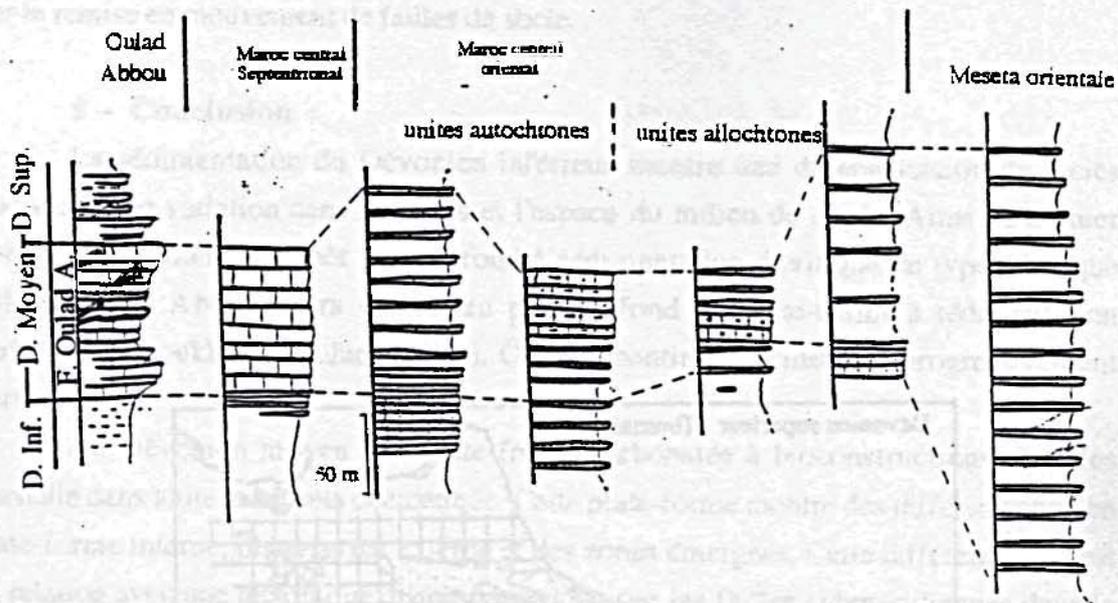


Fig.47 : Comparaisons de la formation d'Oulad Abbou avec les séries du Dévonien moyen du Maroc central septentrional (Tahiri, 1991), Maroc central oriental (Bouabdelli, 1989) et la Meseta orientale (Hoepffner, 1987).

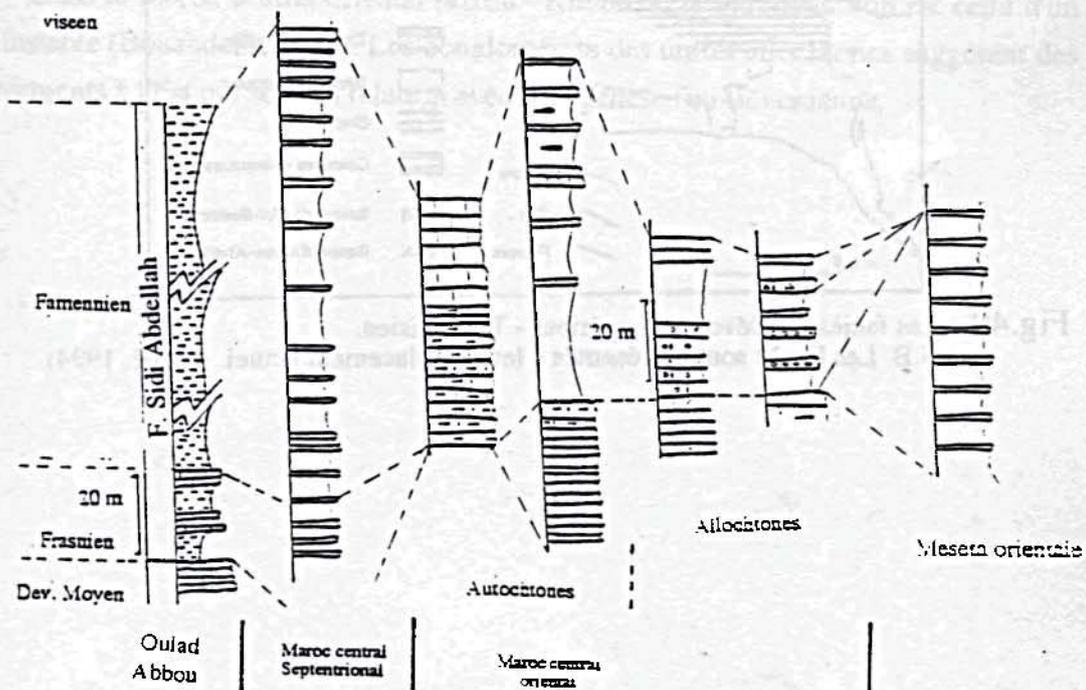


Fig.48 : Comparaisons de la formation de Sidi Abdellah avec les séries du Dévonien supérieur du Maroc central septentrional (Tahiri, 1991), Maroc central oriental (Bouabdelli, 1989) et la Meseta orientale (Hoepffner, 1987).

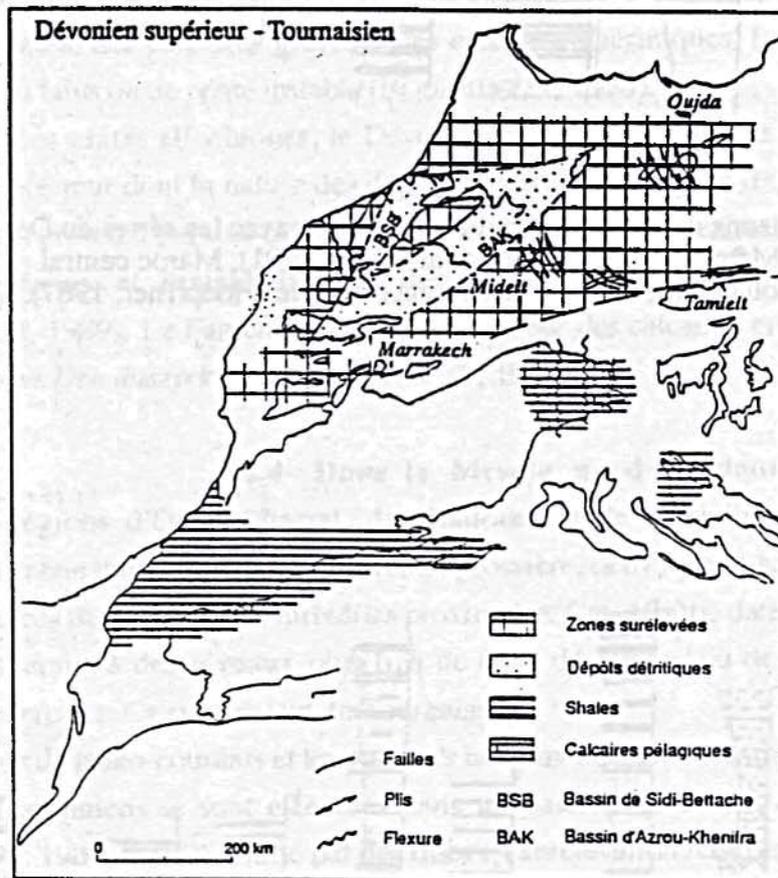


Fig.49 : Les faciès du Dévonien supérieur - Tournaisien.

N.B. Les faciès sont représentés à leur emplacement actuel. (Piqué, 1994).

1 - Introduction

L'état des roches carbonatées des terrains étudiés résulte d'un stade de transformations diagenétiques. Les phénomènes qui caractérisent ces transformations sont la cimentation, dissolution, compaction, remplacement et recristallisation.

1.1 - Les processus diagenétiques

Ces processus se traduisent par des transformations affectant la minéralogie et la morphologie des cristaux, les grains, les textures et les structures. Certains auteurs (GOSSELINK, 1957; BATHURST, 1975) tiennent compte également des phénomènes physiques, syngénétiques, se produisant dans un sédiment meuble au contact de l'eau microaérobie, biogénique.

2ème partie : Diagenese des roches carbonatées

Ce processus est lié à la précipitation d'un précipité à partir des solutions interstitielles. Il aboutit à la modification du sédiment et favorise parfois l'obtention partielle ou axiale de la porosité primaire, celle-ci passant souvent de 40/50 % (BATHURST, 1975).

La taille des cristaux, leur morphologie, leur répartition et la texture des squelettes cristallins sont fonction de l'environnement (fig. 50) (PURSER, 1973).



Fig. 50 : Profil schématisé montrant les rapports entre la morphologie du squelette poreux et son milieu de formation (PURSER, 1973).

- A - Milieu intertidal, zone à faible énergie, cristaux dispersés d'une forme assez régulière autour du pore.
- B - Milieu intertidal (zone vadosse marine), cristaux anguleux dispersés à l'entour des cristaux plus anciens.
- C - Milieu supratidal, énergie moyenne, disposition microcristalline, aspect à des particules "cristallines". Favorablement à la porosité résiduelle des vides.
- D - Milieu subaqueux, énergie non négligeable, aspect "milieu vadosse".

I - Introduction

L'état des roches carbonatées des terrains étudiés résulte d'une suite de transformations diagénétiques. Les phénomènes qui caractérisent ces transformations sont : cimentation, dissolution, compaction, remplacement et recristallisation.

1 - Les processus diagénétiques

Ces processus se traduisent par des transformations affectant la minéralogie et la morphologie des cristaux, les grains, les textures et les structures. Certains auteurs (GINSBURG, 1957; BATHURST, 1975) tiennent compte également des phénomènes précoces, syngénétiques, se produisant dans un sédiment meuble au contact de l'eau : micritisation, bioturbation...

1.1 - La cimentation

Ce processus désigne la croissance des minéraux sur un substrat, par précipitation chimique à partir des solutions intersticielles. Il aboutit à la lithification du sédiment et s'accompagne de l'oblitération partielle ou totale de la porosité primaire, celle-ci passant en effet de 40-70 % (BATHURST, 1975).

La taille des cristaux, leur morphologie, leur répartition et la texture des assemblages cristallins sont fonction de l'environnement (fig.50) (PURSER, 1973).

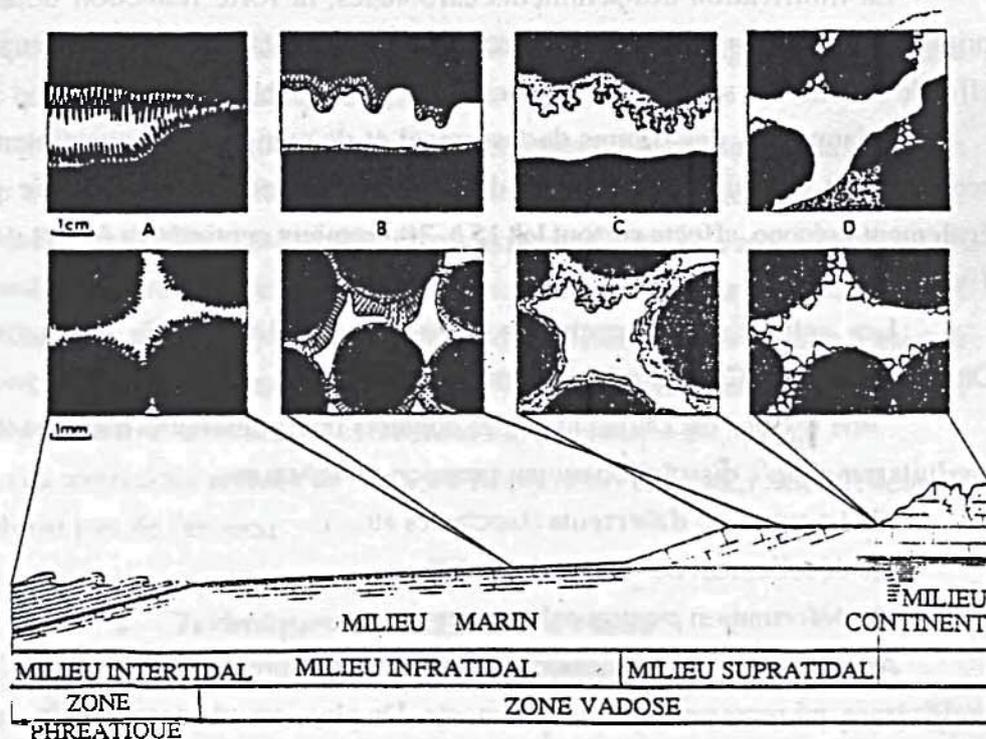


Fig.50 : Profil schématique montrant les rapports entre la morphologie du ciment précoce et son milieu de formation (PURSER, 1973).

- A - Milieu infratidal; ciment aragonitique fibreux disposé d'une façon plutôt régulier autour du pore.
- B - Milieu intertidal (zone vadose marine); ciment aragonitique fibreux à tendance microstalactitique.
- C - Milieu supratidal; aragonite micritique à disposition microstalactitique, associé à des particules ("pellets", Foraminifères) à la partie supérieure des vides.
- D - Milieu continental; calcite non magnésienne sparitique et "silt vadose".

1.2 - La dissolution

Elle traduit une rupture de l'équilibre entre le substrat et les solutions interstitielles, ou encore, une modification de la composition chimique de ces solutions. C'est un phénomène parfois précoce, précédant la cimentation, notamment en domaine intersupratidal (PURSER, 1980).

La dissolution des particules carbonatées et des premiers ciments est surtout active lorsqu'interviennent des eaux météoriques acides, produisant des cavités karstiques de dimension variable.

De nombreux auteurs (PURSER, 1980; BATHURST, 1975; CHILINGAR & al., 1967) ont montré le caractère sélectif de la dissolution qui affecte préférentiellement la calcite magnésienne ou l'aragonite d'origine biogène; souvent, l'enveloppe micritique des grains est préservée.

La dissolution précoce ou tardive s'accompagne de la création d'une porosité secondaire, de la micritisation ou de la sparitisation des grains et d'une compaction particulière montrant des surfaces de contact planes.

1.3 - La compaction

De nombreux auteurs ont souligné la rareté voire l'absence d'une forte compaction dans les calcaires (PRAY, 1960, 1969; ZANKL, 1969 in BATHURST, 1975).

La lithification des sédiments carbonatés, la forte réduction de leur porosité primaire serait donc le résultat des processus de cimentation précoce. Ceux-ci ont pour effet de stabiliser le sédiment qui devient ainsi peu sensible à la compaction.

Néanmoins, des figures de tassement et de compaction apparaissent dès que le sédiment est enfoui à une dizaine de centimètres sous la surface. Ce phénomène, également précoce, affecte surtout les 15 à 30 premiers centimètres (CHILINGAR & al., 1967).

Les indices de compaction sont nombreux (BATHURST, 1975; BOICHARD et DRULLION, 1982). Ce sont principalement:

- une texture packstone avec des contacts intergranulaires plans ou stylolithiques produits par simple dissolution ou par pression-dissolution;
- la fracturation d'éléments (bioclastes etc...);
- le décollement des cortex des oolithes;
- la déformation plastique des grains.

Au cours de l'enfouissement apparaissent par pression-dissolution, les stylolites stratiformes qui recoupent grains et ciments. De plus, ces phénomènes de compaction et de pression-dissolution provoquent un transfert de matière qui alimente les cimentations ultérieures ainsi que l'expulsion des solutions résiduelles.

1.4 - Le remplacement

Ce processus implique un changement de la minéralogie et de la cristallinité du précurseur sans modification de structure. L'exemple classique est celui de la dolomitisation. Dans le cas de l'inversion aragonite-calcite, c'est un remplacement par un polymorphe plus stable mais il s'agit en réalité d'une véritable recristallisation.

Le remplacement se produit à tous les stades d'évolution du sédiment, soit à l'état solide (ex: dolomitisation et dédolomitisation) soit après une phase de dissolution (cas des pseudomorphoses).

1.5 - La recristallisation

Fondamentalement, il s'agit de la transformation d'un sédiment déjà lithifié avec augmentation de la taille des cristaux sans modification minéralogique (FOLK, 1965; BATHURST, 1975; PURSER, 1980; M'RABET, 1981). La micritisation cependant est un cas particulier car elle se traduit, au contraire, par une diminution de la taille des cristaux.

La recristallisation est synonyme de néomorphisme (FOLK, 1965); citons par exemple l'inversion aragonite-calcite ou la recristallisation de la dolomite. Dans ce dernier cas, mais aussi dans celui de la calcite, la texture est souvent modifiée et devient xénotopique (cristaux anhedraux et interfaces irrégulières). Ces phénomènes sont liés à une évolution thermique positive et suggèrent un processus réalisé pendant l'enfouissement.

En ce qui concerne les dolomies, la recristallisation s'accompagne d'une porosité intercrystalline qui améliore les qualités des réservoirs dolomitiques.

En conclusion, on remarquera que les phénomènes précoces se produisent dans des conditions atmosphériques dites normales et sont contrôlés principalement par le chimisme des solutions, le climat et la dynamique sédimentaire (taux de sédimentation).

Les transformations tardives, épigénétiques, sont engendrées par la circulation des fluides dans les réseaux poreux et perméables (hydrodynamisme) la fracturation ainsi que l'enfouissement qui provoque une élévation de la température et de la pression lithostatique. En définitive, elles sont liées à l'évolution dynamique du bassin.

Quant aux altérations ultimes de surface (Télogénèse) elles sont essentiellement régies par le climat lors de l'érosion.

2 - Techniques et méthodes d'étude

2.1 - Etude pétrographique

Cette étude, concerne l'observation au microscope optique basée sur l'étude des lames minces et sur l'identification des rapports entre les différentes transformations diagénétiques et diagénétiques associés (cimentation, dissolution, recristallisation et remplacement) et les carottes disponibles. Nous nous intéresserons particulièrement aux sondages où la diagenèse est la plus complète : EBA-1, OLD-1, SN-1 où les transformations diagénétiques sont plus significatives.

Le catalogue détaillé (fig.51) a été établi à partir des minéraux et des paragenèses minérales, ainsi que les figures et les structures post-sédimentaires et tectoniques rencontrées les changements minéralogique et texturales sont inventoriés. La chronologie évolutive relative des événements diagénétiques correspondants a été établie, par observation des rapports réciproques, essentiellement sous la forme de recoupements, entre minéraux, ciments, sédimentaires et fractures. La répartition verticale et latérale de certains produits, particulièrement importants pour la compréhension de la diagenèse en général, et de la porosité en particulier, a été notée en fonction de la profondeur

Cette chronologie relative a d'abord été établie à partir des premières observations partielles dans chaque lame et d'une analyse minutieuse des rapports entre les phases cristallines et les figures diagénétiques du sondage EBA-1. Ces analyses ont permis l'établissement d'un tableau provisoire de l'histoire diagénétique. Nous avons étudié les sondages OLD-1 et SN-1 et nous avons constaté que ce catalogue restait valable, pour toute la région considérée. Cependant quelques différences légères ont été relevées d'un sondage à l'autre. Ces évolutions partielles seront englobées ensuite dans une évolution diagénétique plus générale qui tient compte des particularités lithologiques de chaque coupe. Les résultats de ces observations pétrographiques de la diagenèse sont présentés dans la figure 49. Enfin, les divers événements diagénétiques, ainsi reconnus et classés selon leur chronologie relative, ont été regroupés en plusieurs séquences diagénétiques (Tab.2).

La séquence diagénétique selon AMIEUX et BOURQUIN (1989) est une suite naturelle des stades diagénétiques qui ont affectés une série sédimentaire.

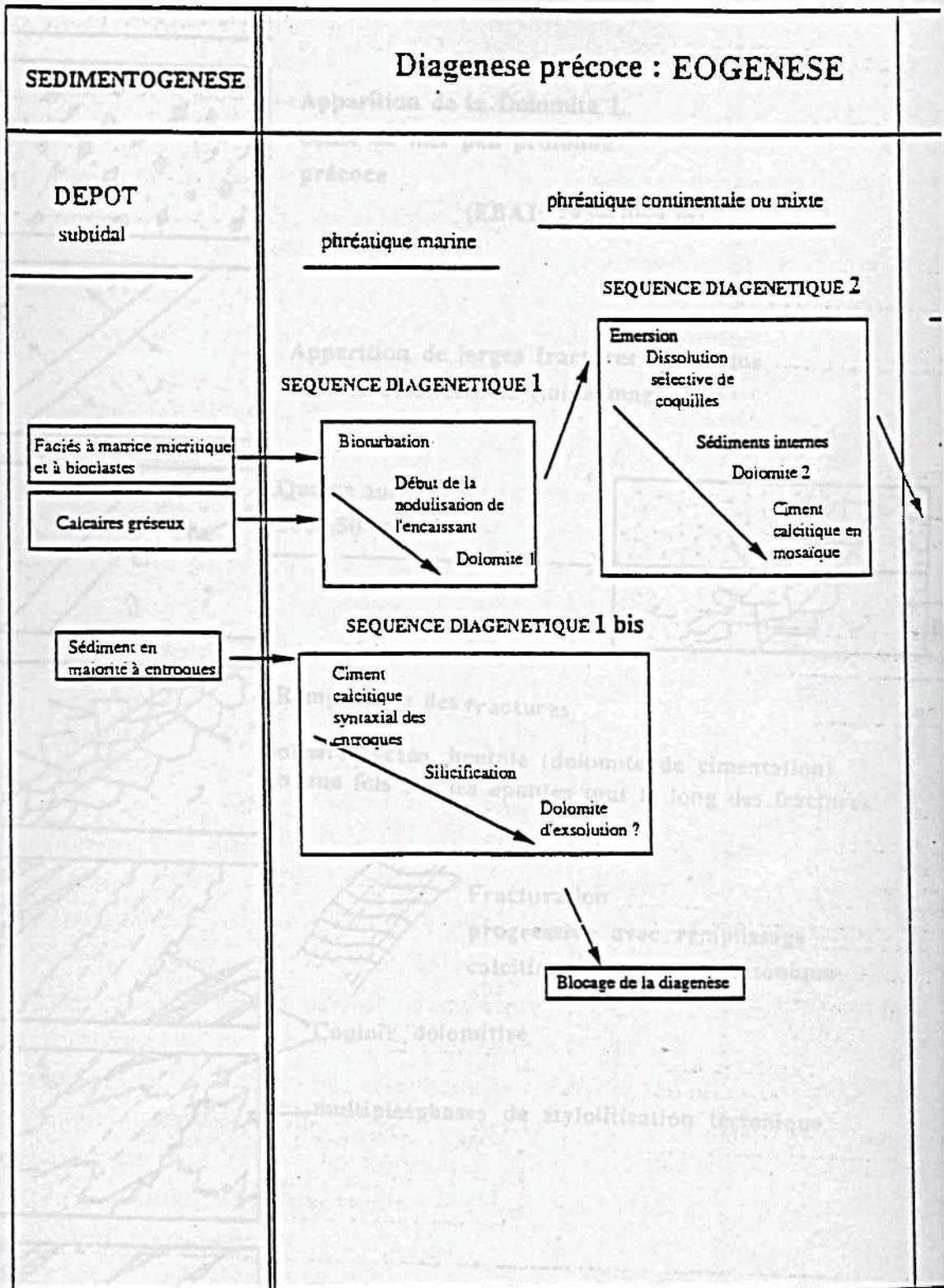
Chaque séquence diagénétique est alors une suite naturelle d'événements :

- les uns sont responsables de la création de la porosité et de la perméabilité (porogénèse), les autres causent une occlusion partielle ou totale de celle-ci (poronécrose).

En général, tous les événements diagénétiques aboutissent soit à une augmentation de la porosité et de la perméabilité et l'amélioration de la qualité pétrophysique du réservoir soit à l'occlusion partielle ou totale de la porosité initial.

Cette définition de la séquence diagénétique reprend celle des stades diagénétiques de AMIEUX et BOURQUIN (1989). Nous avons cependant pris l'initiative de remplacer le terme de "stade" par celui de "séquence" puisqu'il s'agit bien d'une suite logique de phénomènes. Le terme de "stade" devrait être, selon l'usage le plus courant, réservé à un des phénomènes diagénétiques élémentaires constituant la séquence. Cette notion permet, dès l'examen du matériel, d'avoir en permanence à l'esprit un des objectifs principaux de ce travail : la compréhension de l'histoire de la porosité-perméabilité et donc du potentiel réservoir de la plate-forme carbonatée dévonienne.

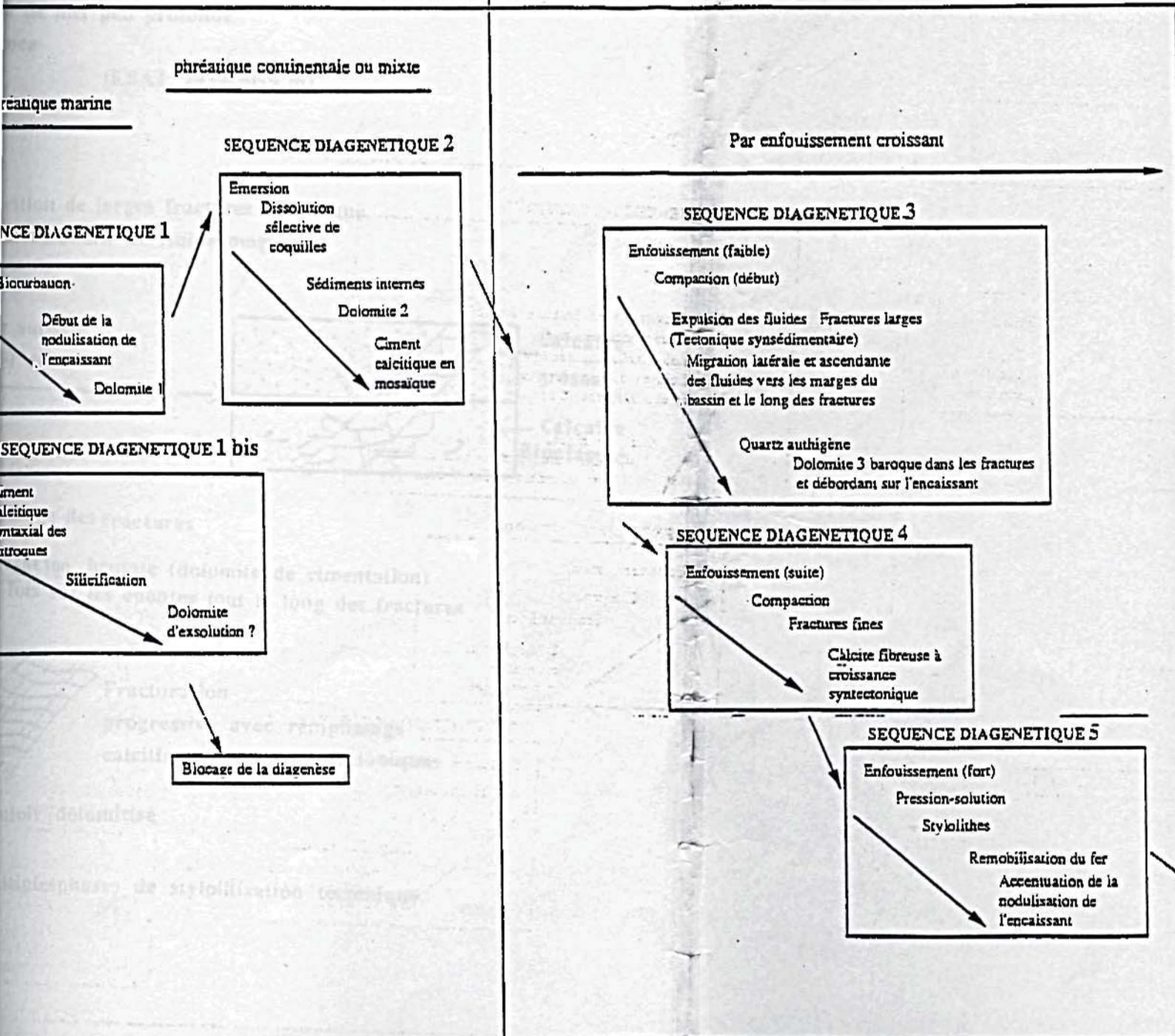
Comme pour l'établissement de la chronologie relative de la diagenèse, dont la notion de séquence diagénétique est un essai de classification évolutive, une suite de séquences diagénétiques a été établie dès l'observation du premier sondage étudié (EBA-1). Puis nous avons vérifié, pour les autres sondages, si cette suite restait valable ; ce qui



Tab.2 :]

Diagenese précoce : EOGENESE

Diagenèse d'enfouissement : MESOGENESE



Tab.2 : Evolution diagenétique du Dévonien du bassin de Doukkala

Diagenèse d'enfouissement : MESOGENESE

Diagenèse tardive: TELOGENESE

Par enfouissement croissant

Hydrologie régionale météorique descendante près de la surface et à l'affleurement

SEQUENCE DIAGENETIQUE 3

Enfouissement (faible)
 Compaction (début)
 Expulsion des fluides (Tectonique synsédimentaire)
 Migration latérale et ascendante des fluides vers les marges du bassin et le long des fractures
 Quartz authigène
 Dolomite 3 baroque dans les fractures et débordant sur l'encaissant

SEQUENCE DIAGENETIQUE 4

Enfouissement (suite)
 Compaction
 Fractures fines
 Calcite fibreuse à croissance syntectonique

SEQUENCE DIAGENETIQUE 5

Enfouissement (fort)
 Pression-solution
 Stylolites
 Remobilisation du fer
 Accentuation de la nodulisation de l'encaissant

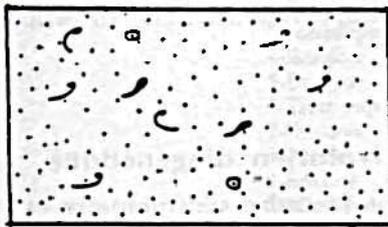
SEQUENCE DIAGENETIQUE 6

Enfouissement (fin)
 Compaction
 Fractures fines (stylolitisation tectonique)
 Calcite fibreuse à croissance syntectonique

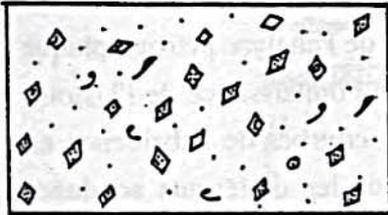
SEQUENCE DIAGENETIQUE 7

Calcite en mosaïque dans les pores de dissolution
 Dissolutions locales
 Défaussement

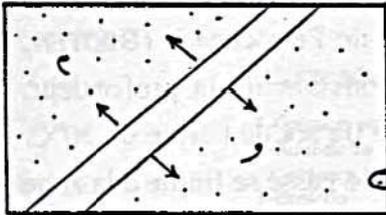
Diagenèse du Dévonien
 bassin de Doukkala



Faciès original calcaire micritique à bioclasts



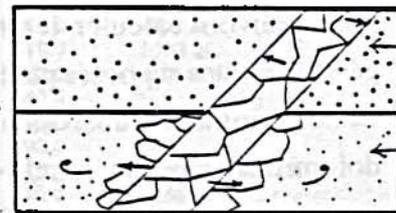
Apparition de la Dolomite 1 dense de mer peu profonde précoce (EBA1: 2939-3059 m)



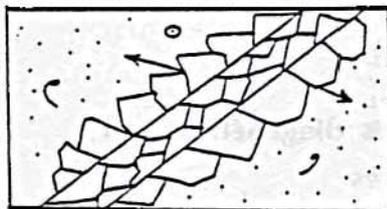
Apparition de larges fractures tectonique avec circulations de fluide magnésien



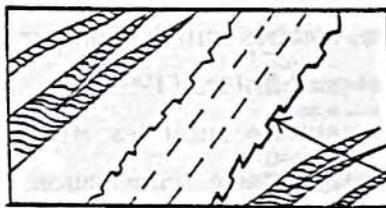
Quartz autigène à 3008,30 m



Calcaire gréseux
Calcaire Bioclastique

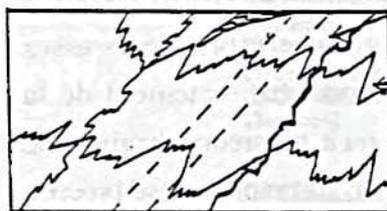


Remplissage des fractures
Dolomitisation brutale (dolomite de cimentation) en une fois sur les épontes tout le long des fractures

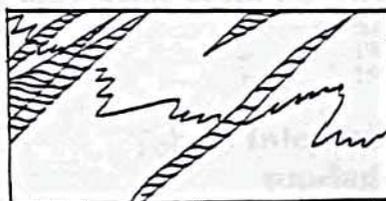


Couloir dolomitisé

Fracturation progressive avec remplissage calcitique fibreux syntectonique



multiples phases de stylolitisation tectonique



Fracturation fine post stylolites à calcitique cimentation

Fig.51 : Schéma du catalogue pétrographique : Inventaire des événements diagenétiques

s'est réalisé, à quelques compléments près .

Cette méthode garantit que la suite proposée est naturelle, et non une suite virtuelle par arssimilation d'un modèle théorique sur les observations.

2.2 - Méthodes de reconstitution de l'évolution diagénétique

L'évolution diagénétique d'une région replacée dans le cadre sédimentaire et structural, retrace l'histoire géologique.

L'intégration de la chronologie diagénétique relative, déduite de l'analyse pétrographique des séries sédimentaires d'un bassin nécessite au préalable la connaissance de l'histoire géodynamique (sédimentaire et structurale) du bassin. Les courbes de subsidence en fonction des temps géologiques et de la température, pour les différents sondages transcrivent parfaitement cette histoire ainsi que les mouvements tectoniques associées. Ces courbes (fig.52 et 53) construites à partir des données de Petrocanada (BROTFN, 1989; tab.3), montrent l'évolution de la température en fonction de la profondeur. Cependant il nous a fallu supposer une température au niveau du sol de l'ordre de 20°C. En effet la sédimentation carbonatée dans l'actuel comme par le passé se limite à la zone tropicale sous un climat chaud, où la température de l'eau varie entre 15 et 35°C. Ceci pour pouvoir calculer les températures obtenues en profondeur d'après les degrés géothermiques supposés par le modèle LOPATIN (1989).

Concernant les transformations diagénétiques, leur évolution et les modèles de dolomitisations, de nombreuses références bibliographiques ont été consultées : CHIOQUETTE et PRAY (1970); BADIOZAMANI (1973); PURSER (1975); AMIEUX et BOURQUIN (1989)...

2.3 - Mise en évidence des phases diagénétiques et interprétation des séquences

Au fur et à mesure de la reconnaissance des phénomènes diagénétiques, nous tenterons de les attribuer aux grandes subdivisions, ou phases, établies initialement par CHOQUETTE et PRAY (1970), AMIEUX et BOURQUIN, (1989) et par MINERO (1991).

- L'éogénèse est la phase durant laquelle le dépôt sédimentaire subit les effets diagénétiques de surface en relation avec le milieu sédimentaire (cimentation, bioturbation, dolomitisation). Dans ce stade diagénétique nous intégrons par rapport à CHIOQUETTE et PRAY (1970) les transformations survenues à une profondeurs assez faible sous l'action des circulations hydrologiques dépendant directement de la paléogéographie de surface. Cette profondeur peut aller jusqu'à plusieurs dizaines de mètres (exemple : modèle de dolomitisation en "mixing-zone"). Cette diagénèse précoce (syngénétique) s'effectue dans des milieux très variés (fig.54) : phréatique d'eau marine, phréatique d'eau douce, milieu vadose, mixing-zone.

N° Période	Temps au toit	A la base	Intervalle
1-Crétacé supérieur tertiaire	0.0	80.0	50 m
2-Erosion	80.0	100.0	-50 m
3-Jurassique supérieur	100.0	150.0	800 m
4-Erosion	150.0	165.0	-1300 m
5-Dogger	165.0	210.0	1715 m
6-Trias supérieur	210.0	225.0	175 m
7-Erosion	225.0	270.0	-380 m
8-Permo-carbonifère	270.0	310.0	1000 m
9-Erosion	310.0	360.0	0 m
10-Devonien supérieur	360.0	375.0	750 m
11-Devonien moyen	375.0	390.0	830 m
12-Devonien inférieur	390.0	410.0	800 m
13-silurien	410.0	440.0	250 m

GRADIENT GEOTHERMAL

N°	TEMPS	LEG
1-	0.0	2.2 C°/100m
2-	165.0	2.5 C°/100m
3-	225.0	2.2 C°/100m
4-	360.0	1.3 C°/100m

N° Période	Temps au toit	A la base	Intervalle
1-Crétacé supérieur tertiaire	0.0	80.0	200 m
2-Jurassique supérieur-crétacé inférieur	80.0	150.0	600 m
3-Erosion	150.0	165.0	-3600m
4-Erosion	165.0	210.0	2100 m
5-Dogger	210.0	225.0	0 m
6-Erosion	225.0	270.0	-500 m
7-Permo-carbonifère	270.0	310.0	1500 m
8-Erosion	310.0	350.0	-100 m
9-Tourmaisien	350.0	360.0	600 m
10-Devonien supérieur	360.0	375.0	700 m
11-Devonien moyen	375.0	390.0	600 m
12-Devonien inférieur	390.0	410.0	400 m
13-silurien	410.0	440.0	250 m

N°	TEMPS	LEG
1-	0.0	2.2 C°/100m
2-	190.0	2.1 C°/100m
3-	350.0	1.8 C°/100m

N° Période	Temps au toit	A la base	Intervalle
1-Crétacé supérieur tertiaire	0.0	80.0	275 m
2-Erosion	80.0	100.0	-300 m
3-Jurassique supérieur-crétacé inférieur	100.0	150.0	900 m
4-Erosion	150.0	165.0	-3150 m
5-Dogger	165.0	210.0	2130 m
6-Trias supérieur	210.0	225.0	50 m
7-Erosion	225.0	270.0	-525m
8-Permo-carbonifère	270.0	310.0	1500 m
9-Tourmaisien	310.0	360.0	500 m
10-Devonien supérieur	360.0	375.0	625 m
11-Devonien moyen	375.0	390.0	435 m
12-Devonien inférieur	390.0	410.0	500 m
13-silurien	410.0	440.0	250 m

GRADIENT GEOTHERMAL

N°	TEMPS	LEG
1-	0.0	2.2 C°/100m
2-	190.0	2.1 C°/100m
3-	350.0	1.8 C°/100m

Tab.3 : Intervalle de profondeur et gradient géothermal des sondages EBA₁, OLD₁ et SN₁.

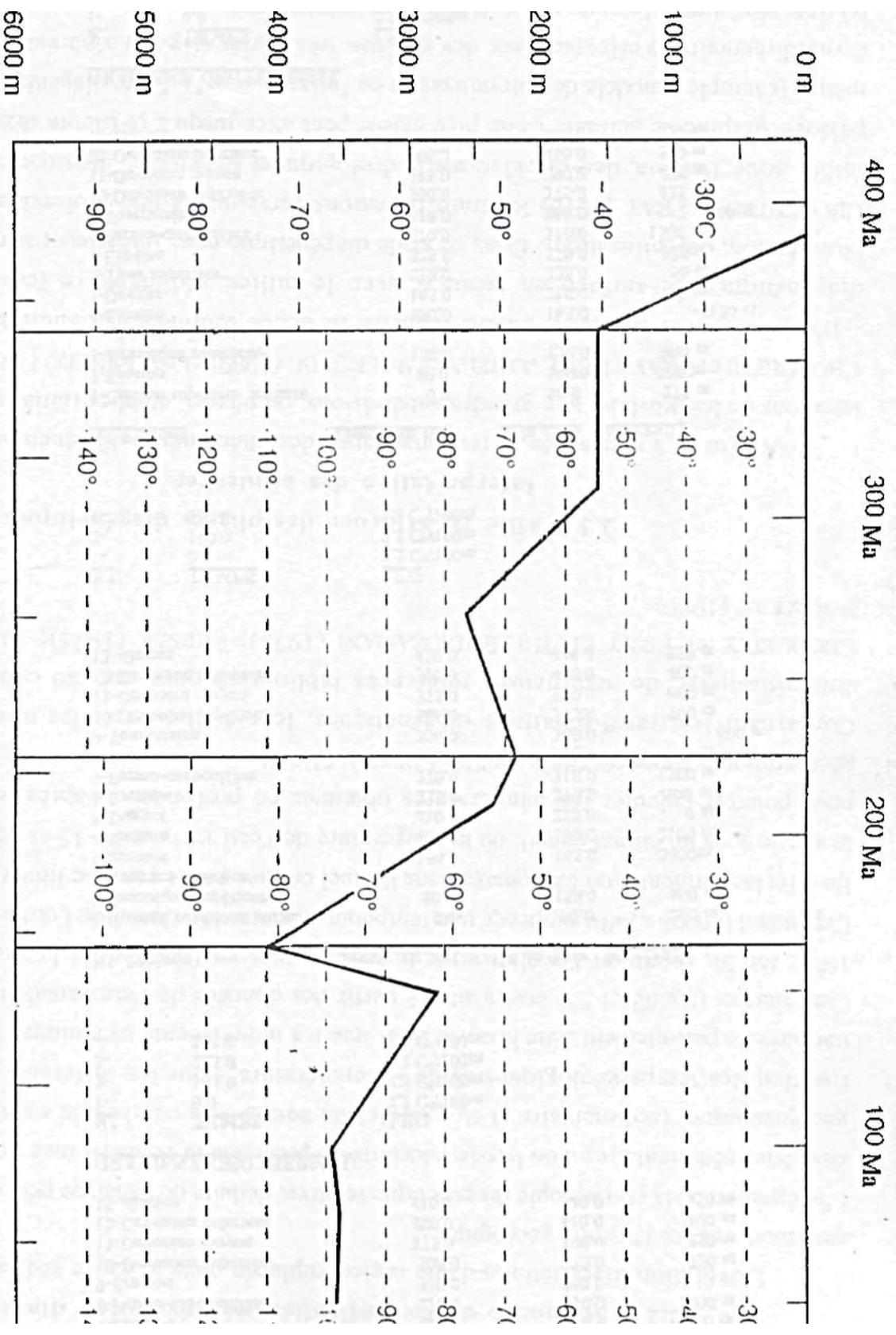


Fig.52 : Courbe temps - Profondeur du sondage EBAI pour la limite entre le Dévonien inférieur et le Dévonien moyen selon le modèle LOPATIN (1989).

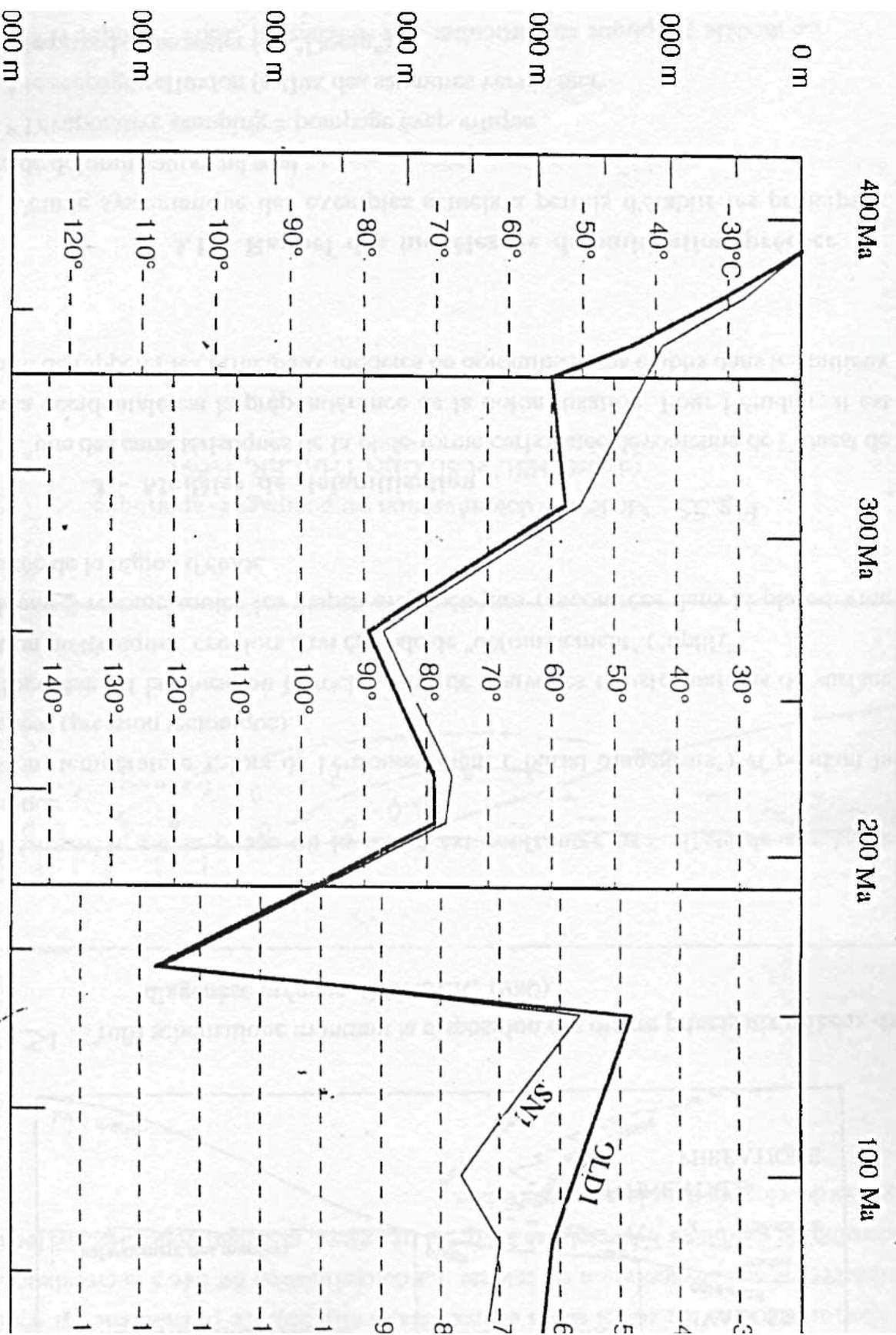


Fig.53 : Courbe temps - Profondeur du sondage OLD1 & SN1 pour la limite entre le Dévonien inférieur et le Dévonien moyen selon le modèle LOPATIN (1989).

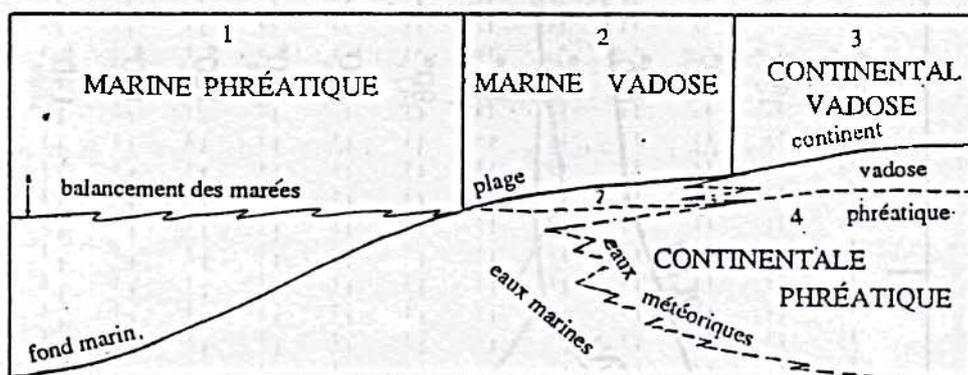


Fig.54 : Profil schématique montrant la disposition des quatre principaux milieux de diagenèse précoce (PURSER, 1980).

- La mésogénèse est la phase où la roche est confrontée aux effets de surcharge lithostatique

(pression, température), lors de l'enfouissement ("burial diagenesis") et pendant la tectogénèse (pression tectonique).

- La télogénèse est la phase où la roche subit de nouvelles transformations de surface (altération météoriques, ceci lors d'un épisode de "défouissement" ("uplift").

Le Tableau 3 résume toutes les étapes diagénétiques rencontrées dans la plate-forme carbonatée de la région d'étude.

3 - Modèles de dolomitisation

L'une des caractéristiques de la plate-forme carbonatée dévonienne de l'Ouest de la Meseta occidentale est la prépondérance de la dolomitisation. Pour l'étudier; il est nécessaire de rappeler les principaux modèles de dolomitisations établis dans les milieux actuels.

3.1 - Rappel des modèles de dolomitisation précoce

L'étude systématique des exemples actuels a permis d'établir les principaux modèles de dolomitisation qui sont :

- * l'évaporative pumping = pompage évaporitique
- * le seepage-refluxion (reflux des saumures vers la mer
- * le mixed-zone water (ou "Dorag").

3.1.1 - Le pompage évaporitique

Dans ce modèle proposé par HSU et SIEGENTHALER (1969), l'eau de mer pénètre latéralement à travers les sédiments de la zone tidale. Ce flux est favorisé par une baisse de pression engendrée par une forte évaporation. Il en résulte des croûtes dolomitiques et évaporitiques dans les zones supra et intertidales (fig.55). Ce phénomène est d'autant plus accentué que l'évaporation est intense. La dolomitisation est liée à la circulation per ascensum de saumures hypersalines à Mg/Ca très élevé, affectant généralement les tapis algaires développés dans la zone intertidale.

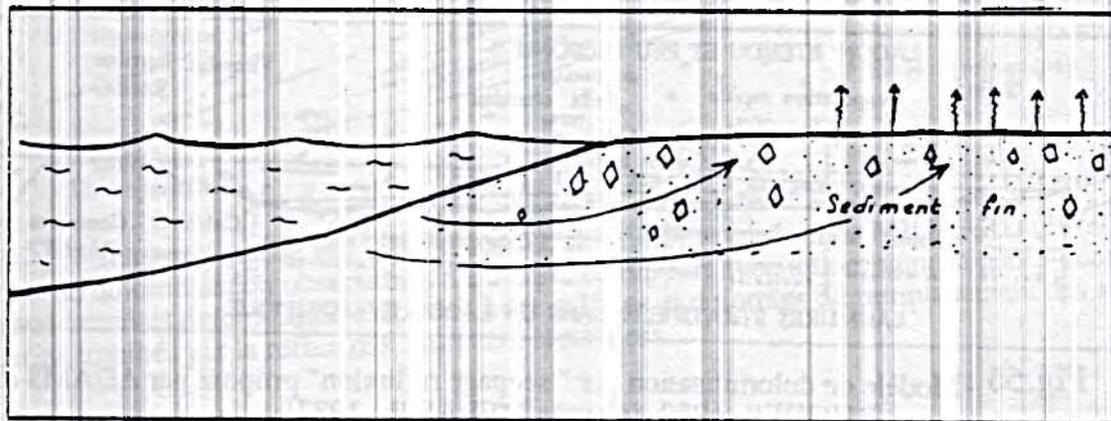


Fig.55 : Modèle de dolomitisation par pompage évaporitique
(d'après HSU et SIEGENTHALER, 1969).

Le modèle s'applique en particulier aux sebkhas du Golfe Persique (PURSER, 1980) et à l'île de Bonaire (HSU et SIEGENTHALER, 1969). La source du Mg est essentiellement marine; l'enrichissement des saumures en Mg est provoqué par la précipitation de l'aragonite ou de la calcite magnésienne, et des évaporantes.

ammi ?

3.1.2 - Seepage refluxion ("reflux" des saumures vers la mer)

Dans ce schéma établi par Adams et Rhodes, l'eau de mer arrive vers la lagune à travers les sédiments poreux d'une dune corallienne et retourne en sens inverse à travers les sédiments sous-jacents de la lagune (fig.56). Ce reflux de saumure de densité plus élevée, enrichi en Mg provoquerait la dolomitisation progressive des sédiments.

Néanmoins ce modèle est actif dans certaines zones perméables et ne doit pas être généralisé (PURSER, 1980).

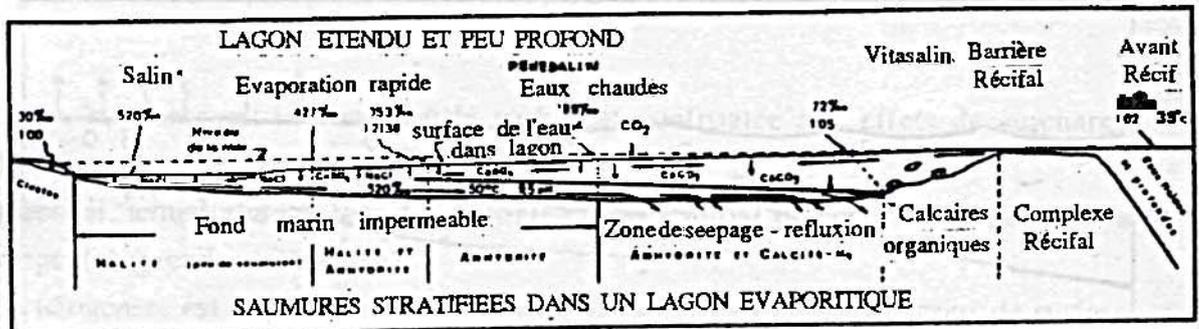


Fig.56 : Modèle de dolomitisation par "seepage refluxion" proposé par ADAMS et RHODES, 1960 (d'après MELAS P., 1982).

3.1.3 - Dolomitisation dans une zone de mélange eau douce-eau salée (Mixing-zone ou Dorag)

Ce modèle défini par GOODELL et GARMAN (1969) est retenu par plusieurs auteurs pour expliquer certains cas de dolomitisation actuelle : HASHAW & al. , 1971; LAND, 1970, 1973; RADIOZAMANI, 1971, BOURROUILH (1973) et BUCHBINDER, 1981... Il fait intervenir des eaux météoriques et les fluctuations de la nappe phréatique (fig.57).

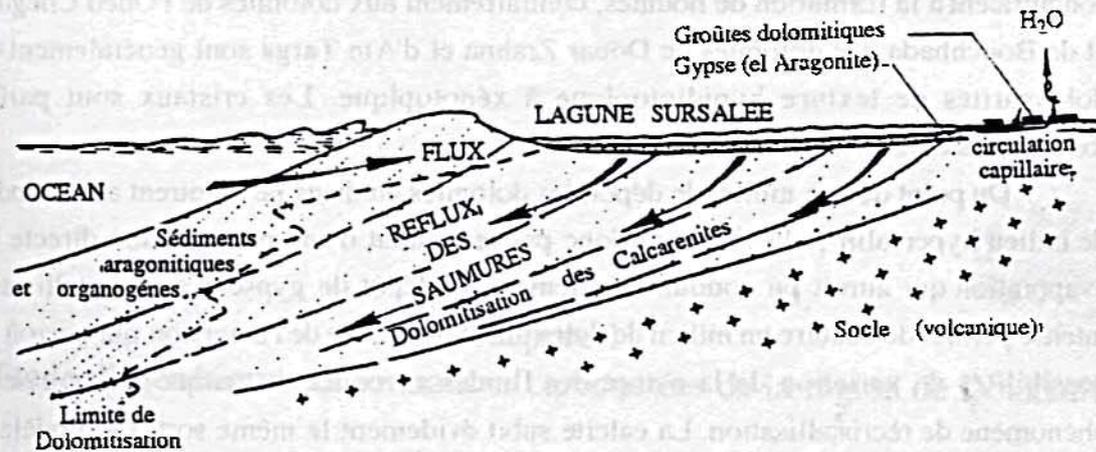


Fig.57 : Schéma proposé par DEFFEYES & al. (1965) et traduit par MICHARD (1969) des deux types de dolomitisation observables à Bonaire, en rapport avec un domaine supracotidal de mer chaud : croûtes dolomitiques associées à des sulfates et dolomies de remplacement des sédiments marins imbibés par le reflux des saumures lagunaires.

La dolomitisation s'effectue à l'interface eau douce-eau salée et peut se produire de façon précoce ou tardive. Ce modèle est le plus couramment adopté dans l'interprétation des dolomies anciennes qui ne sont pas liées à des faciès évaporitiques de milieu inter ou supratidal (MAGARITZ & al. , 1980; BUCHBINDER & al. , 1984; NICHOLS et SILBERLING, 1980; CHOQUETTE et STEINER, 1980).

La dolomite peut donc se former à partir des solutions diluées avec un rapport Mg/Ca (FOLK et LAND, 1975). La cristallisation est lente et conduit à la formation de cristaux limpides de grande taille comme c'est le cas des atolls du Pacifique (BOURROUILH, 1972, 1973, 1975; PURSER, 1980).

En définitive, les dolomies actuelles se forment dans des conditions très variées (BOURROUILH, 1973) et de nombreux facteurs peuvent influencer leur genèse (GRIMALDI, 1988). Dans le cas des croûtes dolomitiques des zones inter et supratidales, le lien avec des saumûres dépend du climat (PURSER, 1980). La dolomitisation des récifs

résulte du mélange eau douce-eau salée (Bourrouilh, 1972, 1973). La figure 58 résume les principaux mécanismes provoquant des dolomitisations massives (LAND, 1985).

Dans les séries étudiées, les dépôts carbonatés du Dévonien ont subi des phases de dolomitisation. Cette dernière est moins importante dans le groupe A que dans le groupe B. Les dolomies du groupe B sont invariablement des dolomicrites ou des dolosparites de texture xénotopique. Les cristaux sont de formes variées, contenant des inclusions au centre. Le faciès de groupe A a subi les effets de pression (stylolites) qui conduiraient à la formation de nodules, contrairement aux dolomies de l'Oued Chéguiga et de Bouchhada, les dolomies de Douar Zrahna et d'Aïn Targa sont généralement des dolosparites de texture hypidiotopique à xénotopique. Les cristaux sont parfois losangiques et présentent une zonation.

Du point de vue milieu de dépôt, les dolomies étudiées ne montrent aucun indice de milieu hypersalin ; elles ne sont donc pas le résultat d'une précipitation directe par évaporation qui aurait pu conduire également au dépôt de gypse. La recristallisation intense permet de déduire un milieu de dolomitisation proche de l'émersion qui accroît les possibilités de variation de la nature des fluides au cours du temps et favorise ce phénomène de recristallisation. La calcite subit évidemment le même sort. Le modèle de BADIOZAMANI (1973) dans lequel une masse importante de dolomies peut être formée par l'interaction entre les eaux douces et les eaux marines, expliquerait la dominance des dolomitisations sporadiques (cas des cristaux présentant une zonation du centre vers la périphérie). La présence des figures sédimentaires (réseaux polygonaux de fente de dessiccation), permettent de penser que ce modèle pourrait expliquer la formation de ces dolomies.

étude diagenétique des formations carbonatées de la région de Doukkala... l'importance des roches carbonatées dans les régions littorales revêt un intérêt... l'optique d'une recherche pétrolière. Les réservoirs carbonatés sont... une très grande importance de la porosité et de la perméabilité due aux... des dépôts. A ces hétérogénéités s'ajoutent les très formations... qui tendent à dilater les caractères pétrophysiques des roches et... la porosité et la perméabilité. A cet égard, il nous est particulier de traiter les aspects... des roches carbonatées.

1 - Les principales facies

Il est intéressant de connaître les faciès lithologiques des dépôts qui reflètent leur... nous avons reconnu l'existence de différents types de... roches carbonatées.

1.1 - Les faciès à matrice micritique et à bioclastes.

Il s'agit de roches à matrice micritique et à bioclastes, qui sont caractérisées par... et à bioclastes.

Chapitre 1

Etude diagenétique des formations carbonatées de la région de Doukkala

La présence de matrice micritique, caractéristique de l'âge... l'absence de matrice micritique, s'explique par une... de la porosité et de la perméabilité.

Le présence de matrice micritique, caractéristique de l'âge... l'absence de matrice micritique, s'explique par une... de la porosité et de la perméabilité.

1.2 - Les faciès à matrice micritique et à quartz calcitiques

Il s'agit de roches à matrice micritique et à quartz calcitiques... de la porosité et de la perméabilité.

1.3 - Les faciès cristallins à roches calcitiques à grain fin

Il s'agit de roches à matrice micritique et à quartz calcitiques... de la porosité et de la perméabilité.

1.4 - Les roches à matrice micritique de Progenèse

Il s'agit de roches à matrice micritique et à quartz calcitiques... de la porosité et de la perméabilité.

Etude diagénétique des formations carbonatées de la région de Doukkala

La dominance des roches carbonatées dans les régions étudiées revêt un intérêt important dans l'optique d'une recherche pétrolière. Les réservoirs carbonatés sont caractérisés par une très grande hétérogénéité de la porosité et de la perméabilité due aux variétés des milieux de dépôt. A ces hétérogénéités s'ajoute les transformations diagénétiques qui permettent de définir les caractères pétrophysiques des réservoirs et l'évolution de la porosité. La dolomitisation en particulier se traduit par une augmentation du volume des pores.

1 - Les principaux faciès

En se limitant aux caractères lithologiques des dépôts qui influenceront certainement la diagenèse, nous avons volontairement considérées trois grands types de sédiments.

1.1 - Les faciès à matrice micritique et à bioclastes.

Ils représentent un éventail de faciès allant des mudstones aux wackestones et aux packstones (faciès granulaires).

Ils constituent la grande majorité des faciès du Dévonien moyen dans son ensemble, plus particulièrement au Givétien. La proportion des fossiles par rapport à la matrice fluctue rapidement verticalement, selon un agencement séquentiel. Dans certains niveaux, les débris de fossiles récifaux sont particulièrement nombreux.

La présence de matrice micritique, autrement dit d'une boue carbonatée fine restée non lithifiée pendant un certain temps, avec une bonne micro-perméabilité pendant tout ce temps, constitue un terrain favorable pour toutes sortes de transformations diagénétiques précoces. Les bioclastes eux-mêmes peuvent en être aussi affectés.

1.2 - Les faciès à matrice micritique et à quartz détritiques

Ce sont des calcaires gréseux. Si les quartz détritiques deviennent très abondants et la matrice relativement argileuse, la diagenèse précoce aura plus de difficultés à transformer le faciès. Exemple : EBA-1: 3144 à 3100 m ; OLD-1: 2090 à 2110 m .

1.3 - Les faciès cristallins à ciments calcitiques syntaxiaux

Il s'agit de grainstones à nombreux débris de crinoïdes, cimentés par de la calcite syntaxiale. La présence de ce ciment, qui a probablement occulté très tôt toute la porosité du sédiment, en fait un faciès peu susceptible de transformations diagénétiques tardives. Exemple : SN-1 2431 à 2268 m ; OLD-1 2285 à 2100 m .

2 - Les séquences caractéristiques de l'éogénèse

Dans ces séquences, les phénomènes diagénétiques sont intimement liés aux milieux sédimentaires.

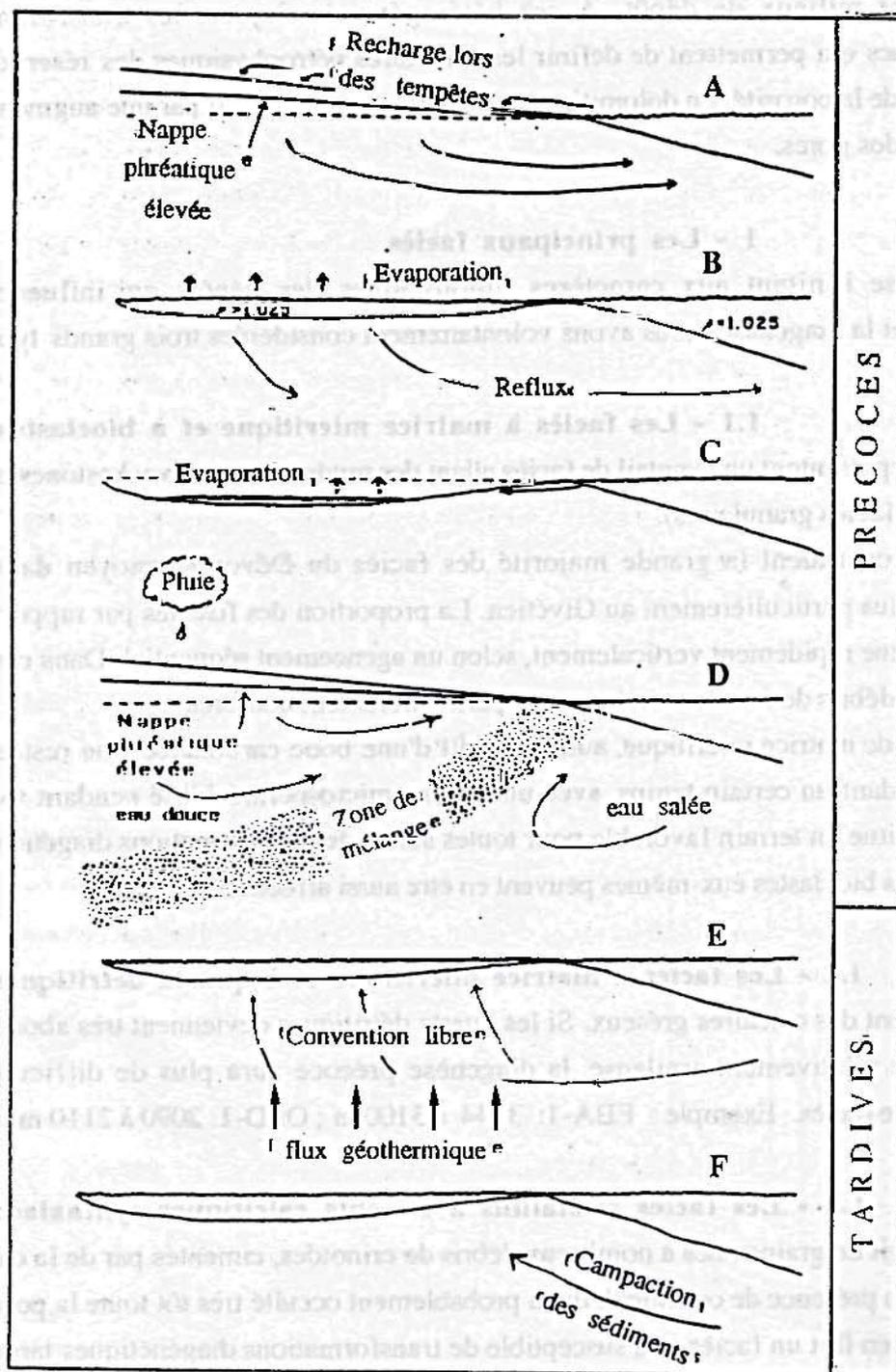


Fig.58 : Résumé des principaux types de processus invoqués pour l'apport du magnésium provoquant des dolomitisations massives (LAND, 1985).

A : Recharge lors des tempêtes; B : Reflux (indique la densité de l'eau); C : Pompage par évaporation;
 D : Zone de mélange eaux météoriques-eaux marines; E : Convection libre ou géothermale;
 F : Départ d'eau lié à la compaction.

2.1 - la séquence diagénétique 1.

Elles présentent principalement deux phénomènes diagénétiques à savoir :

- La bioturbation, elle est due à la présence d'organismes fouisseurs et extrêmement fréquente dans tous les faciès à matrice micritique. Le remplissage des petits terriers est constitué d'un sédiment riche en débris de bioclastés et en matière organique. Parfois un sédiment micritique interne géopetal, plus clair se place au fond des terriers, ce matériel plus perméable que le banc encaissant a été dolomitisé. Cette bioturbation a très probablement initié la nodulisation de ce faciès. Exemple : OLD-1: 1771 à 1770 m

- La dolomitisation précoce (la dolomite 1), la dolomite se présente sous forme de petits cristaux rhomboédriques automorphes dont la taille est de quelques dizaines de microns. Sa cristallinité très uniforme dans l'ensemble, montre qu'il s'agit en fait d'une dolomicrite recristallisée. La texture est de type idiotopique (FRIEDMAN 1986).

Les cristaux de cette dolomite 1 sont souvent à petits noyaux à inclusions sombres; c'est de la dolomite dite "CCCR" (cloudy clear center rimmed). Son implantation est très sélective dans l'encaissant; elle se développe essentiellement dans la matrice micritique, de préférence dans les structures "sédimentaires" ou diagénétique précoces comme les bioturbations, leur matériel riche en matière organique favorise les processus de la dolomitisation par remplacement.

Cette dolomite 1 est présente un peu partout où existent au moins pour partie des faciès à matrice micritique. L'absence de sa relation avec les fissures tectoniques et la petite taille des cristaux constituent un argument pour sa précocité dans l'histoire diagénétique.

Une telle dolomite peut apparaître dans tous les milieux marins subtidaux à supratidaux, le magnésium nécessaire provient de l'eau de mer (MACHEL & MOUNTJOY, 1986). Dans tous les sondages, il n'y a pas de figures typiques des milieux inter- ou supratidaux. Par conséquent la dolomite 1 est apparue, par dolomitisation précoce, en milieu phréatique marin subtidal; c'est le cas du sondage EBA-1 de 3120 à 2939 m.

2.2 - La séquence diagénétique 1 bis

Cette séquence est étroitement liée aux calcaires à débris de crinoïdes. Chronologiquement trois stades diagénétiques ont été observés :

- La cimentation, elle est précoce et se manifeste par des auréoles calcitiques limpides qui se mettent tout autour des débris de crinoïdes. Ceci ciment appelé ciment syntaxial ou "Rim cement" est classiquement signalé dans un milieu marin phréatique subtidal (PURSER, 1975).

- La silicification, elle est sélective et affecte préférentiellement les clastes échinodermiques. L'origine de la silice reste à démontrer mais il est probable qu'il soit d'origine organique (dissolution des tests organismes après leur mort).

- La dolomitisation précoce (la dolomite 2), elle est uniquement et "curieusement" visible sur les débris échinodermiques silicifiés. Elle est représentée par de petits rhomboédres de dolomicrosparite (10 à 20 microns) dispersés. La texture est de type

porphyrotopique (idiotopic- P, Gregg & Sibley, 1984). La dolomitisation est postérieure à la silicification

Deux interprétations sont possibles pour la formation ces petits rhomboèdres :

- Il s'agit peut-être de simples îlots de calcite du calcaire encaissant qui ont résisté à la silicification et qui ont subi une dolomitisation, qui auraient acquis leur forme rhomboédrique par corrosion centripète lors de la silicification. Ce seraient en somme de simples témoins du faciès original.

- Il peut aussi s'agir, et se serait alors beaucoup plus intéressant, de la dolomite "d'exsolution". Elle apparaît justement lors de la silicification d'Entroques encore en calcite magnésienne, avant leur déstabilisation et leur transformation en calcite non magnésienne.

La silicification libérerait ce magnésium, qui reprécipiterait sur place et juste après, mais cette fois sous forme de dolomite d'exsolution.

Ce phénomène exigeant des entroques encore en calcite magnésienne, est attribuable à une diagenèse encore très précoce (SN1: 2423, 5; 2422 et 2425 m). La calcite magnésienne est un minéral instable qui peut facilement être remplacée par la dolomite. Notons que ce type de dolomitisation n'a pas été observé dans les calcaires non silicifiés

2.3 -La séquence diagénétique 2

Cette séquence constitue un exemple d'évolution éogénétique qui s'effectue dans un milieu phréatique continentale ou mixte en dehors du milieu marin lors d'un début d'enfouissement. Elle intéresse le faciès de calcaires à matrice micritique à bioclastes et présente les phénomènes diagénétiques suivants :

- La porogénèse par dissolution sélective de bioclastes, dans certains niveaux (exemple : OLD-1A, 1800 à 1768 m), certains débris de coquilles ont été entièrement dissous alors que d'autres restaient intacts. Une telle dissolution peut-être attribuée, en reprenant un schéma désormais classique, à une émergence et exposition des sédiments d'origine interne au lessivage par les eaux météoriques continentales, à l'occasion des discontinuités sédimentaires aux sommets des séquences. D'ailleurs, ces surfaces émergence visibles dans la région d'Oulad Abbou (Dévonien moyen) sont associés à des polygones de dessiccation ; et dans la coupe de l'oued Targa avec des structures fenestrées. La dissolution sélective n'affecte que certaines coquilles, probablement de nature aragonitique, elle s'est faite avant que la recristallisation ne vienne uniformiser la minéralogie des tests. En effet, au début de l'enfouissement on assiste à l'inversion néomorphique de l'aragonite et de la calcite magnésienne en calcite, cette transformation s'effectue en présence des eaux diluées pauvre en Mg. Ce fait est une preuve que les émergences qui caractérisent les sommets de séquences à évolution régressive, avaient un caractère diagenétique encore précoce.

- Les sédiments internes des bioclastes dissous, les pores issus de la dissolution des

bioclastes est partiellement comblée de sédiments internes géopètes. Ces sédiments micritiques participent à la lithification précoce au niveau des surfaces durcies supratédales.

- Les cimentations intergranulaire et intragranulaire par la calcite en mosaïque: il s'agit d'un ciment qui précipite sous forme de gros cristaux de calcite (80-250 μ) en mosaïque équante, non fibreuse. Ce ciment de remplissage est classiquement attribué au début de l'enfouissement, à une cristallisation en nappe phréatique météorique continentale; exemple: OLD₁, 1800 à 1768 m).

- La dolomite 3, se présente en cristaux hétérométriques (20 - 150 μ m) et automorphes (texture idiotopique) qui remplacent à la fois les sédiments internes et le ciment calcitique de remplissage (calcite drusique : PL.III).

Cette phase de dolomitisation postérieure à la cimentation calcitique sparitique se différencie de la dolomitisation 1 qui est étroitement liée au milieu sédimentaire.

Cette dolomite est très probablement associée à la présence des eaux météoriques continentales. Nous pouvons donc l'attribuer, comme de nombreux autres auteurs l'ont suggéré à propos de cas analogues, une origine à partir des eaux mixtes "mixing-water". Ce modèle a été défini initialement par BADIOZAMANI (1973), et dont SEARL (1988) entre autres donne un exemple d'application au Carbonifère inférieur Gallois. La dolomitisation se ferait dans la zone de mélange entre la nappe d'eau phréatique météorique et la nappe d'eau phréatique marine.

3 - Les séquences diagénétiques caractéristiques de la mésogénèse

3.1 - La séquence diagénétique 3

Cette séquence mésogénétique se distingue par la présence des structures caractéristiques de la compaction et aussi par une phase de dolomitisation associée.

- La compaction, l'effet de la surcharge sédimentaire entraîne des phénomènes de Pression-dissolution qui se manifestent dans le sédiment par des rapprochements des éléments carbonatés, des phénomènes de nodulisation (compaction mécanique) et enfin par une stylolitisation intergranulaire ou stratiforme (compaction mécanique et chimique), cette compaction bien développée dans les niveaux non litifiés et contribue à une sédimentation de la porosité (Poronécrose).

- La migration des fluides le long des zones de faiblesses, dans le bassin la compaction s'accompagne d'une migration des fluides vers des périphéries du bassin. Cette migration est facilitée par la présence des stylolites et des fractures tectoniques. Celles-ci de largeur millimétrique, qui existent de façon sporadique affectant des niveaux stratigraphiques différents qui affectent le Dévonien moyen, leur emplacement correspond à la tectonique synsédimentaire.

L'étude structurale du bassin de Doukkala a montré qu'il existe au Dévonien moyen une instabilité de la plate-forme matérialisée sur les profils sismiques par un

système de failles normales au Dévonien et inverses au Carbonifère (Barbu, 1977). Ce système de conduits en subsurface en plus des fractures et de la perméabilité des carbonates de plate-forme vont contrôler la dolomitisation secondaire durant l'enfouissement des sédiments dans le bassin et durant la circulation du fluide hydrodynamique à l'intérieur du bassin (fig 59). La dolomitisation irrégulière des forages étudiés pourrait être expliquée par l'action simultanée ou non des facteurs qu'on vient d'évoquer.

L'étude de la fracturation à partir des données analytiques (carte des alignements sur fond au 1/50000) par S.N.P.A (1976) a mis en évidence la zone à forte densité de fractures (fig.60).

La répartition inégale des fractures dans les forages étudiés déduite de la carte d'iso-densité de fracture expliquerait, entre autre la distribution irrégulière de la dolomitisation dans les puits EBA₁, OLD₁, SN₁ et EBA₂.

- La dolomite 4 (dolomite baroque), l'augmentation de l'effet de l'enfouissement s'accompagne d'une augmentation de la compaction et par conséquent d'une migration des fluides vers les périphéries du bassin et le long des fractures, ces fluides dérivant de la compaction vont être à l'origine de la dolomitisation. Dans les fractures dolomitisées des forages, deux variétés ont été observées (exemple : EBA₁ à 3046,6 m ; SN₁ à 2032,43 m et OLD₁ à 1874 et 1954 m) il s'agit de : dolomie légèrement hypidiotopique et de dolomie très hypidiotopique à xénotopique.

Le phénomène d'expulsion latérale et ascendante des fluides dolomitants vers les bords du bassin et tout le long des fractures est généralement facilité par un système de conduits : failles permettant l'extension de la zone dolomitisée.

La dolomie se forme à partir des températures au delà de 60°C (GREG et SIBLEY, 1984) ; elle est intimement liée à l'enfouissement. C'est une dolomite de cimentation qui précipite dans les pores et les fractures (OLD₁ à 2090,5 m et EBA₁ à 3046,6 m; Planche III, D). Souvent à partir d'une intense circulation des eaux interstitielles riche en Mg, il y a débordement de la dolomite baroque vers l'encaissant (SN₁ à 2032,43 m et EBA₁ à 3378,7 m; Planche III, A). Ce type de dolomie est rencontré dans le Dévonien inférieur et moyen des forages SN₁, OLD₁ et EBA₁. Les courbes temps-profondeur (fig 50 et 51) dans lesquelles nous avons ajouté la température montrent que la dolomie baroque dans les trois forages précités occupent des niveaux stratigraphiques différents et se trouve à des profondeurs variables (> à 1500 m) et à des températures variables (> à 50°C) conditions favorables à sa genèse. Le problème qui se pose ensuite concerne la source du magnésium nécessaire à la précipitation de cette dolomie à des profondeurs excédant les 1500 m.

La précipitation de celle ci semble être liée au fluide magnésium provenant d'une compaction chimique d'un substrat dolomitique pré existant (dolomit 1 et 2). Le magnésium dérive de la pression-dissolution des minéraux magnésiums. Sa remobilisation et l'extension de la zone dolomitisée sont facilitées par la présence d'un

réseau de fractures.

3.2 - La séquence diagénétique 4

L'augmentation de l'effet de l'enfouissement s'accompagne d'une augmentation de la compaction qui est associée dans cette séquence diagénétique aux facteurs tectoniques. Dans ces conditions, il y a apparition de la calcite fibreuse syntectonique qui colmate progressivement les fractures fines nouvellement créées. Cette cimentation calcitique est postérieure à la dolomite 4. Le système de faille existant au Dévonien moyen induit la réactivation des écoulements préférentiels particulièrement au niveau des fractures. (exemple à OLD₁, SN₁ et EBA₁).

3.3 - La séquence diagénétique 5

Elle se différencie par l'apparition des stylolites lithostatique et / ou tectonique. A la suite de l'accentuation de l'enfouissement des phénomènes de pression-dissolution se font sentir sur les sédiments par un développement de stylolites et d'une fracturation en plusieurs épisodes dont le remplissage des fractures est calcitique. A ce stade il n'y a plus de dolomitisation. Quelques circulations hydrodynamiques descendantes peuvent emprunter les nouvelles fractures et les colmater de calcite.

Cette phase de stylolitisation et de fracturation, post-dolomitisation sont liées aux contraintes tectoniques de la phase précoce de l'orogénèse hercynienne. La stylolitisation observée dans les forages étudiés induit la remobilisation du fer tout le long des stylolites. La calcite libérée lors de la pression-solution contribue à la cimentation des premières fractures tectoniques (premiers stades de la phase précoce de l'orogénèse hercynienne). L'âge des fractures à remplissage calcitique est postérieur à la stylolitisation (les stylolites recoupent les fractures ; recoupement visible à l'œil nu et en lame mince dans le forage (EBA₁ à 3366 à et 3368 m) qui, elle aussi postérieure aux fractures à colmatage dolomitique.

A ce stade mésogénétique, un autre phénomène associé à la compaction et à la stylolitisation se produit dans le forage SN₁; il s'agit de l'accentuation de la nodulisation amorcée dès les premiers stades éogénétiques (séquence 1). Cette augmentation de nodulisation est matérialisée dans les calcaires bioclastiques très compactés du Dévonien inférieur entre 2416 et 2424 m.

4 - Séquences caractéristiques de la télogénèse

4.1 - Séquence diagénétique 6

Elle se caractérise à la fois par les effets de la tectonique, (tectonique hercynienne, fracturation oblique et stylolitisation polyphasée à cimentation calcitique syntectonique) qui prédominent; et les effets de l'enfouissement. Les effets de pression et de température à ce niveau vont agir sur les cristaux des phases diagénétiques antérieures (recristallisation, accroissement épitaxial,....)

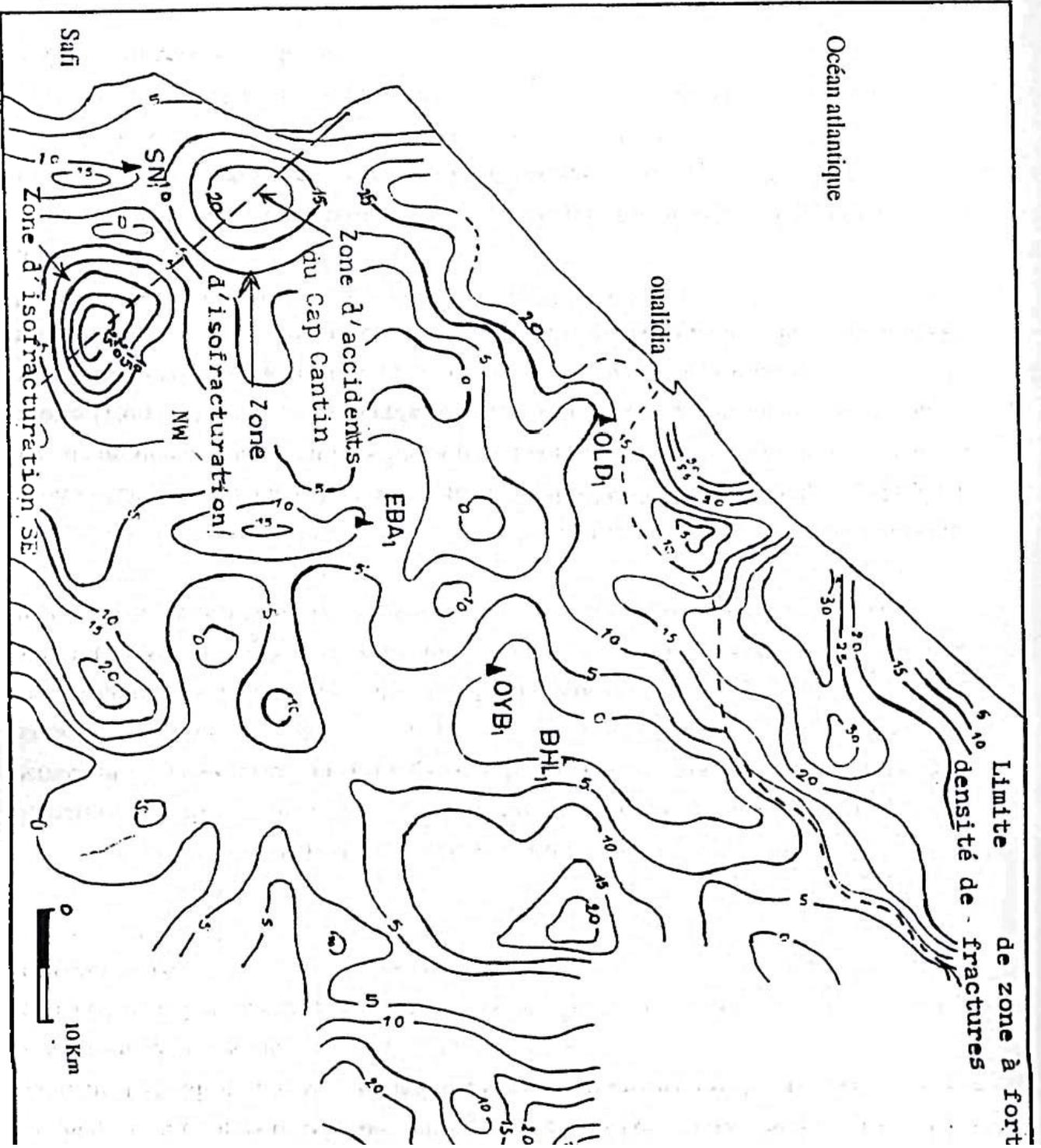


Fig.60 : Carte d'isodensité de fracture du bassin de Doukkala (SNPA 1976).

Dans les niveaux dolomitiques, la recristallisation permet le développement des cristaux de dolosparite (dolomite de recristallisation) à texture xénotopique. Le forage OLD1 montre, à la profondeur 1717-1719 m, des superpositions de dolomite (reliques) de génération antérieures.

Le magnésium responsable de cette phase de dolomitisation proviendrait de la remobilisation (du magnésium des dolomies préexistantes) sous l'effet de la tectonique et de la pression dissolution.

A ce stade les différentes phases de cimentation et de recristallisation réduisent énormément le réseau poreux.

4.2 - Séquence diagénétique 7

Elle est surtout caractérisée par les phénomènes de dissolutions. Lors d'un défouissement (continentalisation), en surface, les eaux météoriques agressives, permettent le développement d'une porosité localement importante dans les zones très fissurées (tectoniques).

La dissolution chimique est particulièrement active dans les fissures non colmatées; elle a contribué à leur élargissement (porogénèse). Dans les niveaux inférieurs, ces pores de dissolution sont ensuite remplis par la calcite macrocristalline (calcite en mosaïque de remplissage).

Dans les horizons dolomitiques, à cette dissolution s'associe le phénomène de dédolomitisation qui affecte préférentiellement la dolomite 2 (séquence éogénétique). Ce type de séquence est bien illustré dans les forages SN1 et OLD1. Des niveaux de la carotte 32 du puits OLD1 sont représentés par des calcaires à entroques, à cimentation calcitique syntaxiale. La séquence mésogénétique 5 correspondant à ces calcaires très bioturbés, associé à la formation de nodules et à la stylolitisation a été le siège d'une dissolution au cours d'un défouissement causé probablement par un soulèvement de bloc. Cette dissolution a affecté surtout les pores et a contribué probablement à l'élargissement des fissures et diaclases entre les nodules. Ainsi, la porosité est créée dans de nombreux éléments nodulaires d'origine sédimentaire ou diagénétique.

l'ère diagenétique des affleurements carbonatés d'Oulad Abbou.

Mechra ben Abbou

Les modifications des deux régions (Mekra Ben Abbou et Oulad Abbou) ont été étudiées en fonction de paléomagnétisme et de décoloration pour que d'autres transformations des roches carbonatées (compaction, diagenèse, etc.) soient observées. Les résultats ont été obtenus dans la recherche de ces processus. Les résultats obtenus ont été comparés avec ceux de la littérature et ont permis de conclure que les modifications minéralogiques, etc.

Les modifications minéralogiques sont très variables dans le temps et l'espace. Elles sont étudiées dans les roches carbonatées de la zone de Mekra Ben Abbou. Les résultats obtenus ont été comparés avec ceux de la littérature et ont permis de conclure que les modifications minéralogiques, etc.

Chapitre 2

Etude diagenétique des affleurements carbonatés d'Oulad Abbou et Mechra Ben Abbou

Le but de ce chapitre est d'étudier les modifications minéralogiques, etc. des roches carbonatées de la zone de Mekra Ben Abbou. Les résultats obtenus ont été comparés avec ceux de la littérature et ont permis de conclure que les modifications minéralogiques, etc.

1 - Le milieu de dépôt,

Le but de l'étude pétrographique des formations carbonatées réside dans l'étude de leur origine et de leur évolution. Celle-ci implique d'une manière générale l'étude de leur évolution. En effet les roches qui ont subi la diagenèse ont subi des modifications minéralogiques. Ils sont datés de l'Émilien terminal-Dévien moyen. Les variations minéralogiques qui ont lieu pendant cette période indiquent que le confinement est plus intense au NE (Oulad Abbou) qu'au SW (Mekra ben Abbou). Ainsi à Mekra ben Abbou les roches sont des calcaires dolomitiques à dolomitiques. En revanche à Oulad Abbou, ils sont dolomitiques à partir de l'Émilien et jusqu'au Crétacé.

2 - L'enfouissement

L'achèvement de l'enfouissement se traduit d'abord par une tectonique synédimentaire matérialisée par des fractures. Les transformations qui sont issues de l'effet de la

Etude diagénétique des affleurements carbonatés d'Oulad Abbou et Mechra Ben Abbou

Les carbonates des deux régions (Mechra Ben Abbou et Oulad Abbou) ont souvent subi des phases de dolomitisation et de dédolomitisation ainsi que d'autres transformations moins fréquentes (ferruginisation, silicification). Les observations pétrographiques ont été utilisées dans la recherche de ces processus, choix dicté par les faciès à étudier. Ceux-ci sont caractérisés par une diagenèse comprenant : sédimentation, dissolution, cimentation et modification minéralogique.

Les degrés de transformations lithologiques sont très variables d'un banc à l'autre et d'une coupe à l'autre, même lorsque les matériaux qu'elles affectent est le même. Ces conditions rendent mal aisée la reconstitution rigoureuse des stades successifs de l'évolution diagénétique de toute une formation. Sur le terrain il est très difficile de différencier les zones recristallisées dolomitiques, des zones recristallisées calcitiques.

Les analyses diagénétiques ont porté essentiellement sur la coupe de Zrahna (région d'Oulad Abbou) et la coupe de Bouchhada (région de Mechra Ben Abbou).

Les microfaciès observés peuvent être répartis en deux principaux groupes en fonction de l'importance de la dolomitisation de la roche .

- Groupe A : calcaire dolomitique à dolomie de Douar Zrahna et Ain Targa .

La dolomitisation de ce groupe est caractérisée par une dolomite hypidiotopique à xénotopique très proche de l'émersion. Elle est attribuable à une diagenèse précoce.

- Groupe B : calcaire dolomitique à dolomie de l'Oued Chéguiga et Bouchhada. La dolomitisation de ce groupe est marquée par les effets de pression, matérialisés par une stylolitisation intense. Elle a été attribuée à une diagenèse tardive.

D'une façon générale l'étude diagénétique dans les régions étudiées révèlent trois types de diagenèses : une diagenèse liée au milieu de dépôt, une diagenèse liée à l'enfouissement et une diagenèse liée à la tectonique.

1 - Le Milieu de dépôt

En surface l'étude pétrographique des formations carbonatées révèle l'existence d'une diagenèse liée principalement au milieu de dépôt. Celle-ci témoigne d'une variation paléogéographique. En effet les faciès qui ont subi la diagenèse sont essentiellement dolomitiques. Ils sont datés de l'Emsien terminal-Dévonien moyen. Les variations eustatiques qui ont dominé pendant cette période montrent que le confinement est plus intense au NE (Oulad Abbou) qu'au SW (Mechra ben Abbou) .Ainsi à Mechra ben Abbou les faciès sont des calcaires dolomitiques à dolomitiques. En revanche à Oulad Abbou, ils sont dolomitiques à partir de l'Emsien et jusqu'au Givétien .

2 - L'enfouissement

L'action de l'enfouissement se traduit d'abord par une tectonique synsédimentaire matérialisée par des fractures. Les transformations qui sont issues de l'effet de la

compaction et de la température aboutissent à l'apparition d'une dolomitisation de type baroque, localisée dans ces fractures. Au fur et à mesure de l'augmentation de l'enfouissement, d'autres fractures fines apparaissent mais cette fois-ci à remplissage de calcite fibreuse. Cet enfouissement s'accompagne d'une remobilisation de fluide dolomitisant ainsi qu'une accentuation de la nodulisation.

3 - La Tectonique

L'étude pétrographique a mis en évidence la présence des indices tectoniques pendant la période dévonienne. Ces indices se matérialisent par des phénomènes de stylolitisation tectonique; par des fractures remplies de calcite à croissance syntectonique.

Les fractures qui se sont produites tout le long de l'enfouissement s'accompagnent au début, d'une porogenèse; mais les vides créés sont rapidement cimentés; cependant lors du déenfouissement causé par la tectonique des dissolutions réapparaissent faisant intervenir des eaux météoriques agressives.

Synthèse et conclusions, 111

A - Evénements diagenétiques : évolution chronogéologique et principales étapes de la diagenèse, 113

Le chapitre résume les principaux événements diagenétiques observés dans la partie Ouest de la Mer du Nord. Il regroupe à la fois les événements de géochimie, de géologie et de pétrole.

1 - Les premières phases (éogènes) sont matérialisées par :

- la déshydroxylation précoce et la dissolution qui se produisent très tôt (avant ou pendant l'émersion tectonique).

- le phénomène de surdiagenèse, qui se traduit par :

- la diagenèse précoce : ciment synsédimentaire dans les faciès de sédiments finement sableux à quartziteux,

- la diagenèse précoce : dolomie de type 1, 2 et 3,

- la diagenèse sélective identifiée dans les faciès de grès à charbon.

Les premières tectoniques tectogènes et téthysiennes induisent first-order qui varie avec la baisse de température. Elles interviennent, d'une manière ou d'une autre, et la tectonique. Elles sont marquées par :

- une tectonique tectogène tectonique,

- une tectonique tectogène tectonique, qui est liée à la présence de fractures. Elles s'expliquent géométriquement et géochimiquement par la présence de fractures.

Chapitre 3 Synthèses et conclusions

Plusieurs thèmes de synthèse ont été abordés dans ce chapitre, à savoir : la tectonique, la diagenèse, la géochimie, la géologie et la géologie.

B - Étude des dolomites

Dans le cadre de la Mer du Nord, l'étude des dolomites est une question d'actualité. Elle est d'actualité car elle concerne un intérêt particulier de la recherche pétrolière, et l'importance de l'étude de la dolomite.

1 - Les différents types de dolomites

De la répartition des types de dolomites, dans les affleurements (fig. 1 et 2) et particulièrement dans les Forages (fig. 3), il résulte qu'il existe trois types de dolomites. La diversité de la répartition de la dolomite de la nature, situation du réservoir original et de l'origine de la tectonique diagenétique, qui se matérialisent par les facteurs géodynamiques.

- Dolomite de type 1 (Candy Creek, Carter, Poudre, etc.) : ce type de dolomite est attribué à une diagenèse précoce (éogène) qui se traduit par la séquence diagenétique 1. Il est issu d'une diagenèse précoce, par un processus qui affecte préférentiellement les faciès basaux subaériens à supratidaux. Cette dolomitisation est

Synthèses et conclusions

A - Evénements diagénétiques : évolution chronodiagénétique et principales étapes de la diagenèse

Le tableau n° 4 résume les principaux événements diagénétiques observés dans la partie Ouest de la Meseta occidentale. Il englobe à la fois les événements diagénétiques précoces et tardifs.

Les phénomènes précoces (éogénèse) sont matérialisés par :

- la bioturbation, la bréchilication précoce et la dissolution qui sont fortement liées à l'environnement sédimentaire (littoral ou subtidal),
- le phénomène de nodulisation,
- la cimentation précoce : ciment syntaxial dans les faciès échinodermiques et ciment calcitique équi granulaire,
- la dolomitisation précoce : dolomite de type 1, 2 et 3,
- la silicification sélective identifiée dans les faciès à crinoïdes.

Les phénomènes tardifs (mésogénèse et télogénèse) traduisent l'histoire géodynamique du bassin : la température, l'enfouissement, l'hydrodynamisme des fluides interstitiels et la tectonique. Ils sont marqués par :

- la compaction mécanique et/ou chimique,
- la dolomitisation tardive (dolomite baroque) qui est étroitement liée à la présence de fractures. Elle exige une température et une profondeur bien déterminée pour qu'elle puisse se former.

Plusieurs phases de stylolitisations et de fracturations tectoniques à cimentation calcitique.

- dissolution tardive et dédolomitisation caractérisants l'étape post-défouissement,

B - Etude des dolomies

Dans la partie Ouest de la Meseta occidentale presque 70 % des formations carbonatées dévoniennes sont entièrement dolomitiques. Cette prépondérance des dolomies lui confère un intérêt particulier dans la recherche pétrolière; d'où l'importance de l'étude de la dolomitisation.

1 - Les différents types de dolomites

De la répartition des stades de diagenèse, dans les affleurements (fig.61 et 62) et particulièrement dans les forages (fig.80) résultent plusieurs types de dolomites. La diversification provient de la différence de la nature texturale du sédiment originel et de l'intensité des transformations diagénétiques guidée principalement par les facteurs géodynamiques.

- Dolomite de type 1: Cloudy Clear Center Rimmed "C.C.C.R", ce type de dolomite est attribué à une diagenèse précoce (syndépositional). Elle est caractéristique de la séquence diagénétique 1; il est issu d'une dolomitisation par remplacement qui affecte préférentiellement les faciès boueux subtidaux à supratidaux. Cette dolomitisation est

Phases diagénétiques	DIAGENÈSE PRECOCE	DIAGENÈSE TARDIVE	
	éogénèse	mésogénèse	télogénèse
Bioturbation	_____		
Bréchification précoce (fentes de dessiccation)	_____		
Dissolution	_____		
Cimentation précoce 1 (cimentation syntaxiale)	_____		
Dolomite de type 1 (dolomite C.C.C.R)	_____		
Silicification	_____		
Dolomite de type 2 (dolomite d'exsolution)	_____		
Cimentation précoce 2 (cimentation mosaïque)	_____		
Dolomite de type 3 (dolomite de milieu mixte)			
Nodulisation (compaction mécanique)		-----	
Stylolisation (compaction chimique)		_____	
Dolomite de type 4 (dolomite baroque)		_____	
Dolomite de type 5 (dolomite de recristallisation)		_____	
Calcite fibreuse syntectonique			-----
Stylolisation 2			-----
Fracturation fine			-----
Calcite de remplissage			-----
Dissolution tardive			-----
Dédolomitisation			_____

Tab.4 : Synthèse des différents événements diagénétiques affectant les formations carbonatées dévoniennes des régions étudiées

N. B : la chronologie générale des événements diagénétiques est respectée

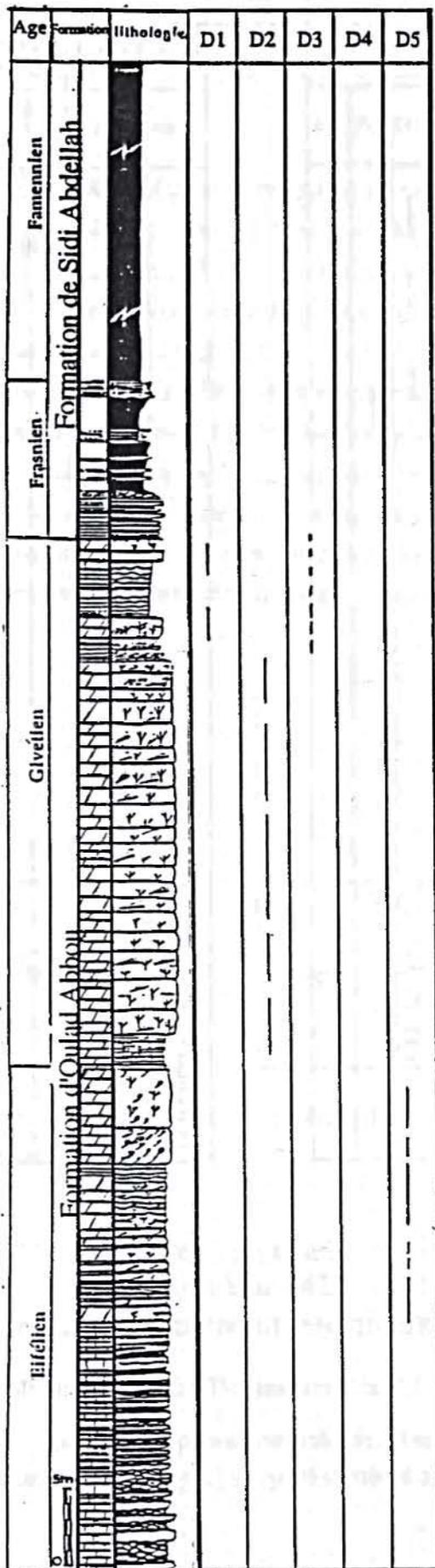


Fig.61 : Répartition des dolomites principales dans la coupe de Zrahna

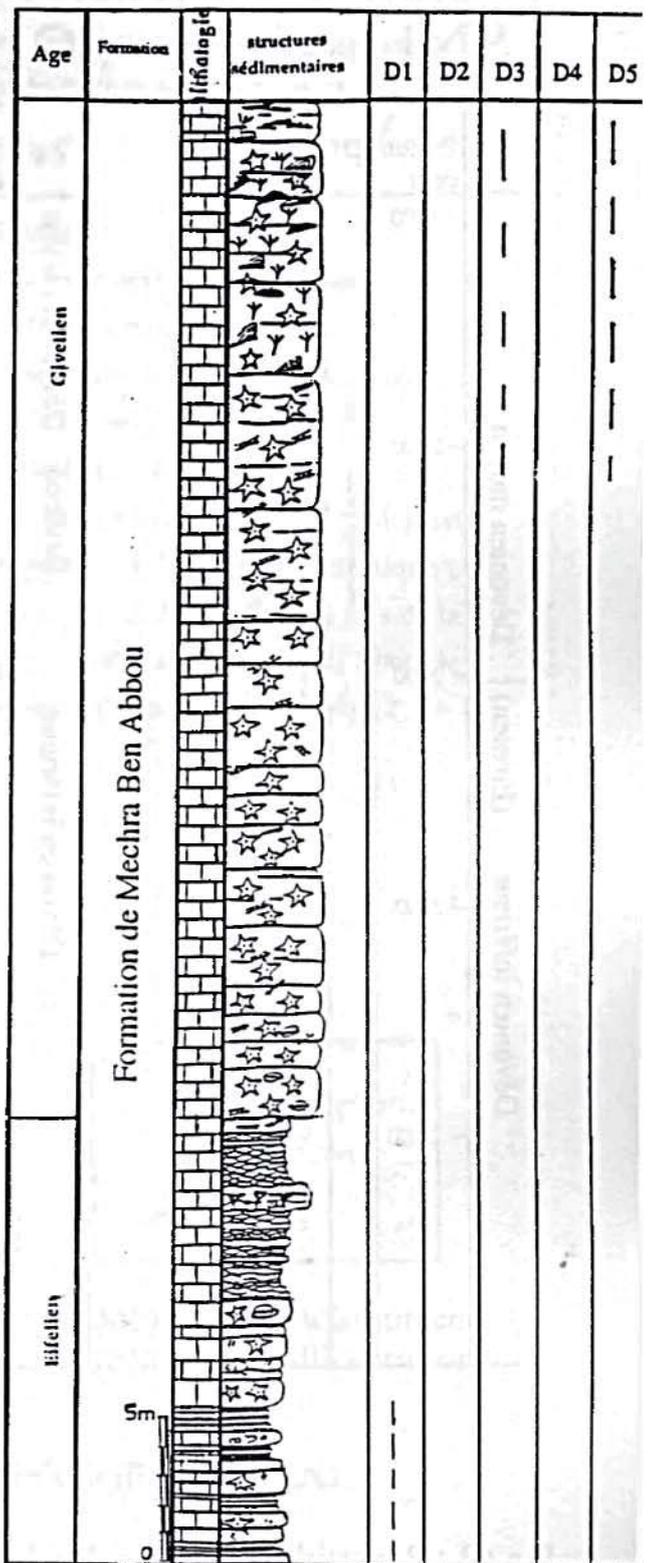


Fig.62 : Répartition des dolomites principales dans la coupe de Bouchhada

- D1 = Dolomite de type 1 "C.C.C.R" (Cloudy Center Clear Rimmed)
- D2 = Dolomite de type 2 porphyrotopique
- D3 = Dolomite de type 3 de remplacement des eaux mixtes
- D4 = Dolomite de type 4 : dolomite baroque
- D5 = Dolomite de type 5 : dolomite de recrystallisation

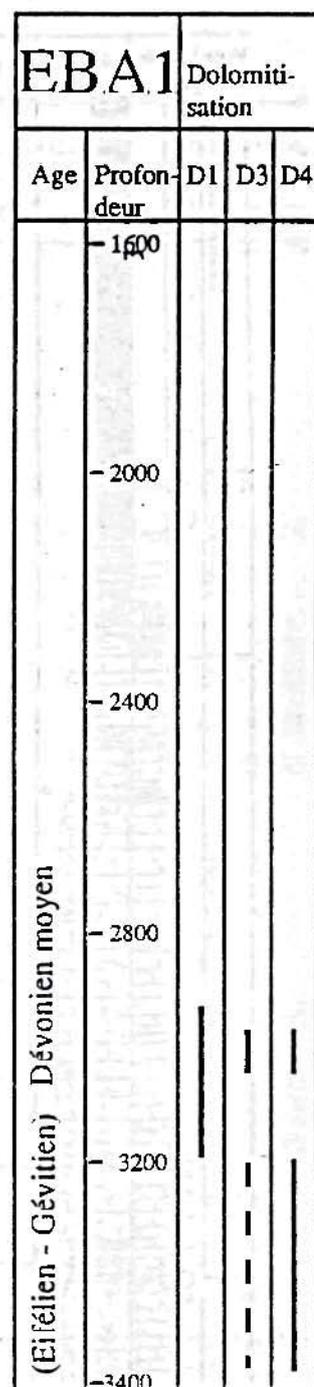
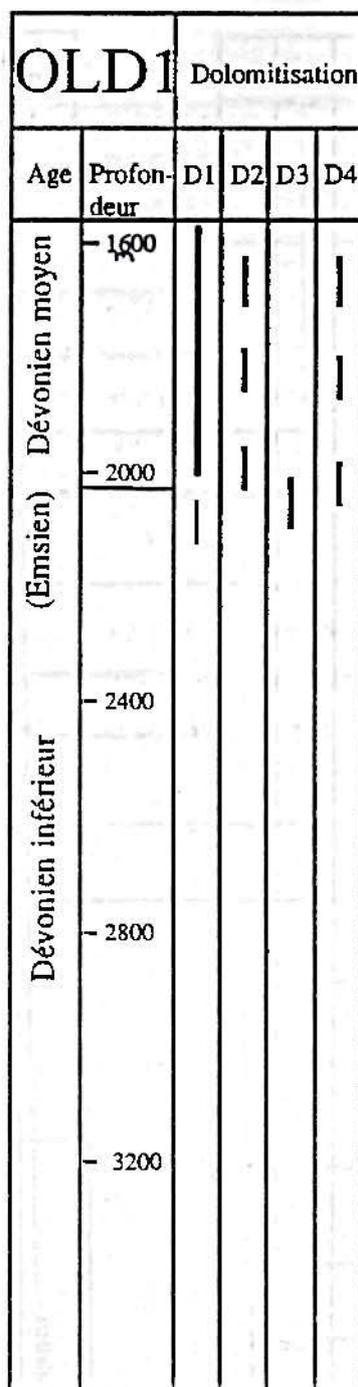
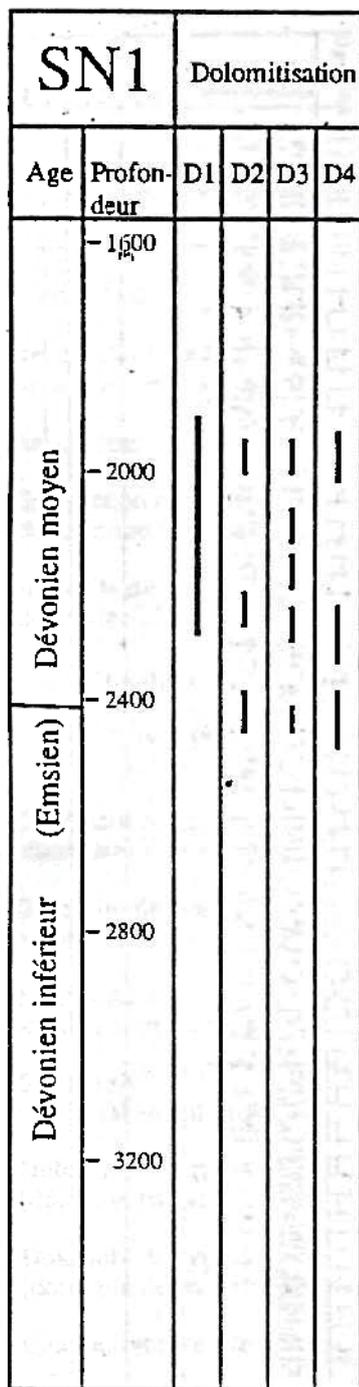


Fig.63 : Répartition générale des dolomites principales du bassin de Doukkala.

- D1 = Dolomite de type 1 "C.C.C.R" (Cloudy Center Clear Rimmed) affecte préférentiellement les faciès boueux.
- D2 = Dolomite de type 2 porphyrotopique, affecte les faciès échinodermiques siliceux.
- D3 = Dolomite de type 3 de remplacement à cristaux hétérométriques (20-150µm) idiotopique d'origine à partir des eaux mixtes.
- D4 = Dolomite de type 4 : dolomite barroque.

particulièrement développée dans les séquences à évolution régressive. Elle est généralement "per descensum" et se concentre dans les faciès supratidaux. Dans les forages SN1, EBA1 et OLD1 la distribution verticale de cette dolomite 1 est illustrée sur la figure 63.

Exemple d'implantation de cette dolomite en milieu superficiel ;

- OLD1 de 2082,9 à 2084,8 m, dolomite entre des éléments bioclastiques.

- OLD1 de 1770 à 1771 m, dolomite dans les éléments bioturbés .

Cette dolomite en petits cristaux peut être ferrugineuse comme c'est le cas dans les forages OLD1 à 2285,3 ; SN1 à 2197,34 m et EBA1 à 3059 m .

Le caractère sélectif lié à la diagenèse superficielle, disparaît avec la profondeur.

- Dolomite de type 2 (dolomite d'exsolution), la séquence diagénétique 2 qui s'est développée dans un faciès de calcaire silicifié à Entroques de milieu marin phréatique a montré ce deuxième type de dolomite : dolomite d'exsolution. Celle-ci apparaît lors de la silicification d'Entroques encore riche en calcite magnésienne. La silicification libère le magnésium qui reprécipite sur place sous forme de dolomite d'exsolution (fig.64).

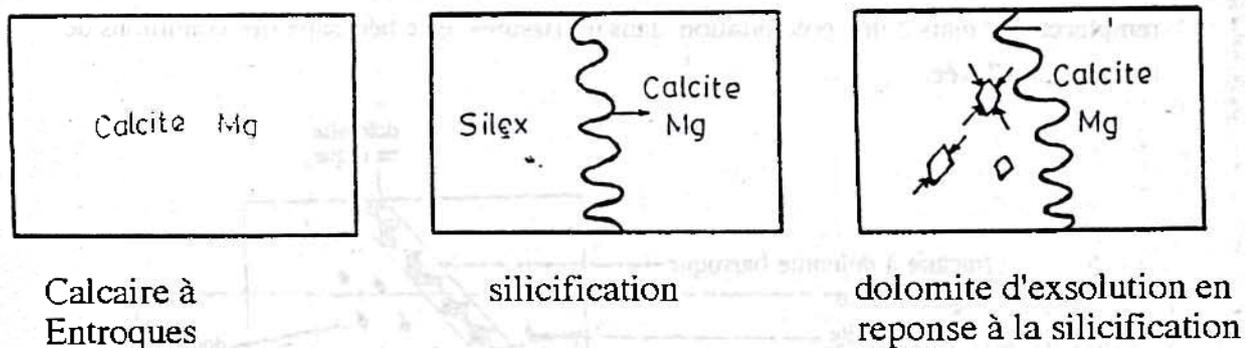


Fig.64 : Dolomite d'exsolution en réponse à la silicification à SN1 à la profondeur 2422 - 2423,5 m.

Dans le bassin de Doukkala la genèse de la dolomite baroque peut être soit d'origine hydrothermale : dolomitisation à partir des eaux chaudes remontant dans les fractures; soit liée à la présence de filons doléritiques ou basaltiques (forage EBA1, EBA2); soit enfin à une augmentation de température liée à la profondeur comme en témoignent les courbes: temps-profondeur-températures (Fig.51 et 52). Sur celles-ci la dolomitisation baroque des forages OLD1, SN1 et EBA1 se situe toujours au delà de 50° C .

La répartition texturale des dolomites qu'on a vu jusqu'à présent obéit aux facteurs profondeur et température.

- Dolomite de type 5 : dolomite de recristallisation, ce type de dolomite issu d'une recristallisation concerne les formations carbonatées qui ont subi la première phase de dolomitisation.

Les dolomies sont constituées par des rhomboédres de dolomite de forme variée, contenant des reliques et des inclusions diverses; le degré de la recristallisation et le mode textural sont en rapport avec l'importance de l'enfouissement. Leur genèse est complexe et s'est réalisée en plusieurs étapes. Les inclusions sont le résidu de la roche originelle secondairement dolomitisée : leur abondance et leur densité est proportionnelle à celle des matériaux non carbonatés (argiles, oxyde de fer) de la roche d'origine. Elles permettent de distinguer plusieurs variétés de rhomboédres:

* Dans la première variété les inclusions sont rassemblées dans la partie centrale des rhomboédres automorphes (textures idiotopiques) et leur densité est variable (exemple : microfaciès d'Aïn Targa et de douar Zrahna; (fig.67).

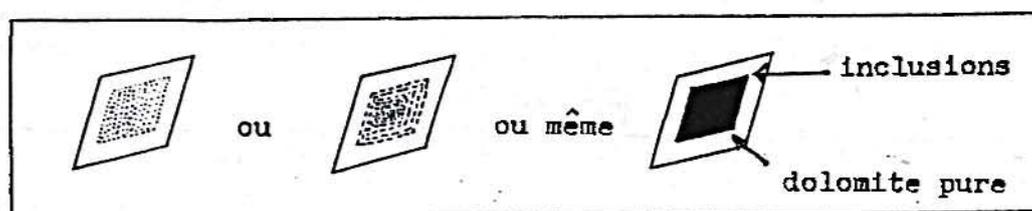


Fig.67 : Inclusions rassemblées dans la partie centrale du rhomboèdre.

Cette dolomitisation est attribuable à une diagenèse précoce.

- Dolomite de type 3 (dolomite de milieu mixte "mixing zone"), la dolomite 3 est intimement liée aux surfaces durcies (beach-rocks) édifiées dans la zone littorale lors des émerSIONS épisodiques confirmées par le phénomène de dissolution sélective et l'intervention des eaux météoriques, la dolomite se développe principalement dans le sédiment interne géotrope (géopète).

La dolomitisation par remplacement peut être partielle ou totale selon l'intensité de la dissolution. La texture est de type idiotopique.

L'origine de cette dolomite 3 se ferait dans une zone de mélange d'eau douce et d'eau de mer (BADIOZAMANI, 1973). C'est une dolomitisation attribuée à l'éogenèse de milieu phréatique continentale ou mixte (séquence 2, exemple OLD₁ à 1768 et 1800 m).

- dolomite de type 4 (dolomite baroque), la dolomitisation se produit en profondeur à des températures et pressions élevées (ZENGER, 1976; 1981, 1983; WORONICK et LAND, 1985; M'RABET et PURSER, 1978; LAADILA et DELFAUD, 1989; PERE, 1989). Le produit est soit une dolomie de cimentation (Woronick et Land, 1985) soit une dolomie de recristallisation (ZENGER, 1985; GREGG et SIBLEY, 1984). Ces roches sont caractérisées par une cristallinité grossière et une texture xénotopique à idiotopique. Leur genèse est liée soit à un enfouissement important soit à des flux thermiques ou encore à des paléoaquifères.

Au cours de l'enfouissement croissant (effets de pression et de température) apparaissent des faisceaux de fractures de largeur millimétrique devenant de plus en plus fines avec l'enfouissement. La séquence mésogénétique 3 a montré ce quatrième type de dolomie : dolomie baroque qui se localise au niveau des fractures (fig.65 et 66). Cette dolomite dite "idiotopic - c " (GREGG et SIBLEY, 1984), résulte non pas d'un remplacement mais d'une précipitation dans les fissures. Elle nécessite des conditions de température élevée.

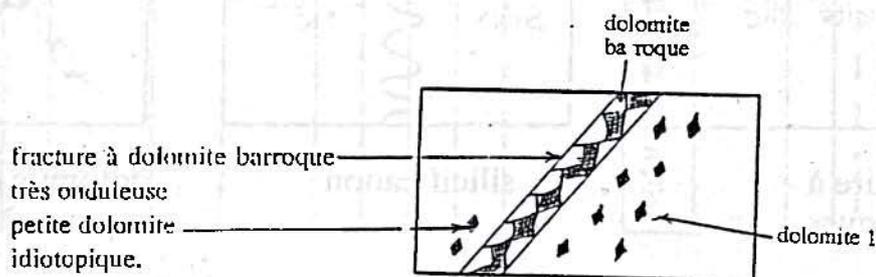


Fig.65 : Relation entre la dolomite 1 et la dolomite baroque(OLD₁ à 1954 et 1874m) .

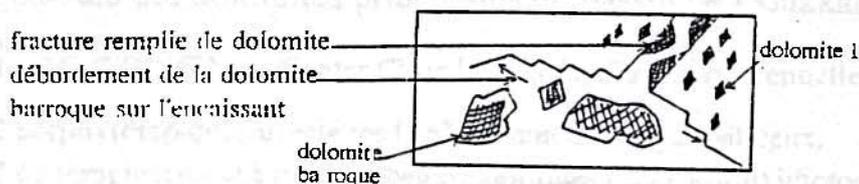


Fig.66 : relation dolomite 1 et dolomite baroque débordant sur l'enceaissant (SN1 : 2032,43m)

Dans le bassin de Doukkala la genèse de la dolomite baroque peut être soit d'origine hydrothermale : dolomitisation à partir des eaux chaudes remontant dans les fractures; soit liée à la présence de filons doléritiques ou basaltiques (forage EBA1, EBA2); soit enfin à une augmentation de température liée à la profondeur comme en témoignent les courbes: temps-profondeur-températures (lig.51 et 52). Sur celles-ci la dolomitisation baroque des forages OLD1, SN1 et EBA1 se situe toujours au delà de 50° C .

La répartition texturale des dolomites qu'on a vu jusqu'à présent obit au facteurs profondeur et température.

- Dolomite de type 5 : dolomite de recristallisation, ce type de dolomite issu d'une recristallisation concerne les formations carbonatées qui ont subit la première phase de dolomitisation.

Les dolomies sont constituées par des rhomboédres de dolomite de forme variée, contenant des reliques et des inclusions diverses; le degré de la recristallisation et le mode textural sont en rapport avec l'importance de l'enfouissement. Leur genèse est complexe et s'est réalisée en plusieurs étapes. Les inclusions sont le résidu de la roche originelle secondairement dolomitisée : leur abondance et leur densité est proportionnelle à celle des matériaux non carbonatés (argiles, oxyde de fer) de la roche d'origine. Elles permettent de distinguer plusieurs variétés de rhomboédres:

* Dans la première variété les inclusions sont rassemblées dans la partie centrale des rhomboédres automorphes (textures idiotopiques) et leur densité est variable (exemple : microfaciès d'Aïn Targa et de douar Zrahna; (fig.67).

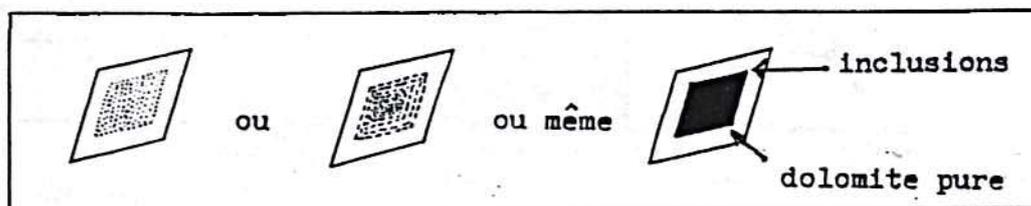


Fig.67 : Inclusions rassemblées dans la partie centrale du rhomboèdre.

* Une deuxième variété correspond aux cristaux zonés; cette zonation est due à l'alternance d'auréole de dolomite pure et de dolomite chargée d'inclusions (fig.68). Cette variété est prépondérante dans les parties dolomitisées de la coupe d'Ain Targa. La fréquence des zones est proportionnelle : à la dimension des pores de la roche originelle dans lesquelles se développent les cristaux de dolomite zonée; à l'importance des impuretés ; notamment le fer des solutions migratrices; aux variations rapides de la composition des fluides circulant dans les sédiments, chaque variation produit une zone.

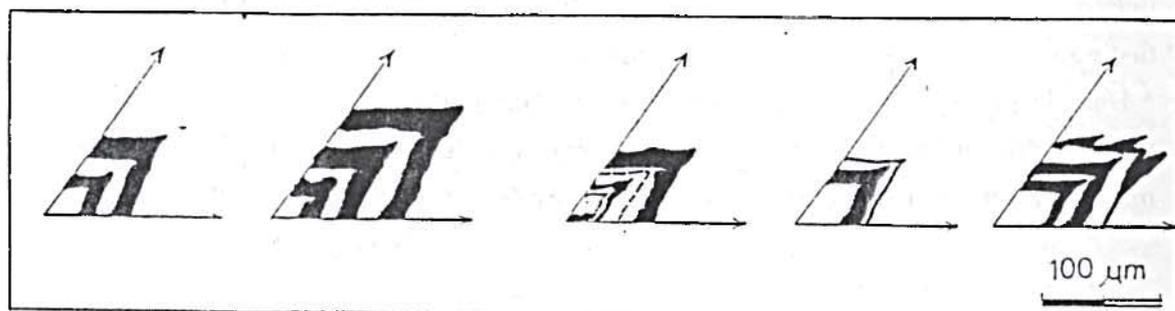


Fig.68 : Cristaux zonés de dolomite (fréquence et forme des zones sont proportionnelles à la dimension des pores et à l'importance des impuretés).

* Une troisième variété correspond aux cristaux xénomorphes engrenés les uns dans les autres évoquant la texture à xénotopique. Les inclusions dans ces cristaux de dolomite sont rassemblés au centre. Cette forme cristalline caractérise surtout les dolomies de Douar Zrahna et de l'Oued Chéguiga .

En résumé dans les formations dolomitiques, trois types de textures se dégagent :

- porphyrotopique (dolomite de type 1),
- hypidiotopique à idiotopique (dolomite de type 2 et 3),
- xénotopique (dolomite de type 4 et 5)

Leur relations se font selon la succession suivante :

texture porphyrotopique -----> texture hypidiotopique à idiotopique -----> texture xénotopique.

Cette évolution diagenétique texturale est en rapport avec la profondeur (enfouissement) et par conséquent avec l'augmentation de la température (GREGG & SIBLEY, 1984; fig.69).

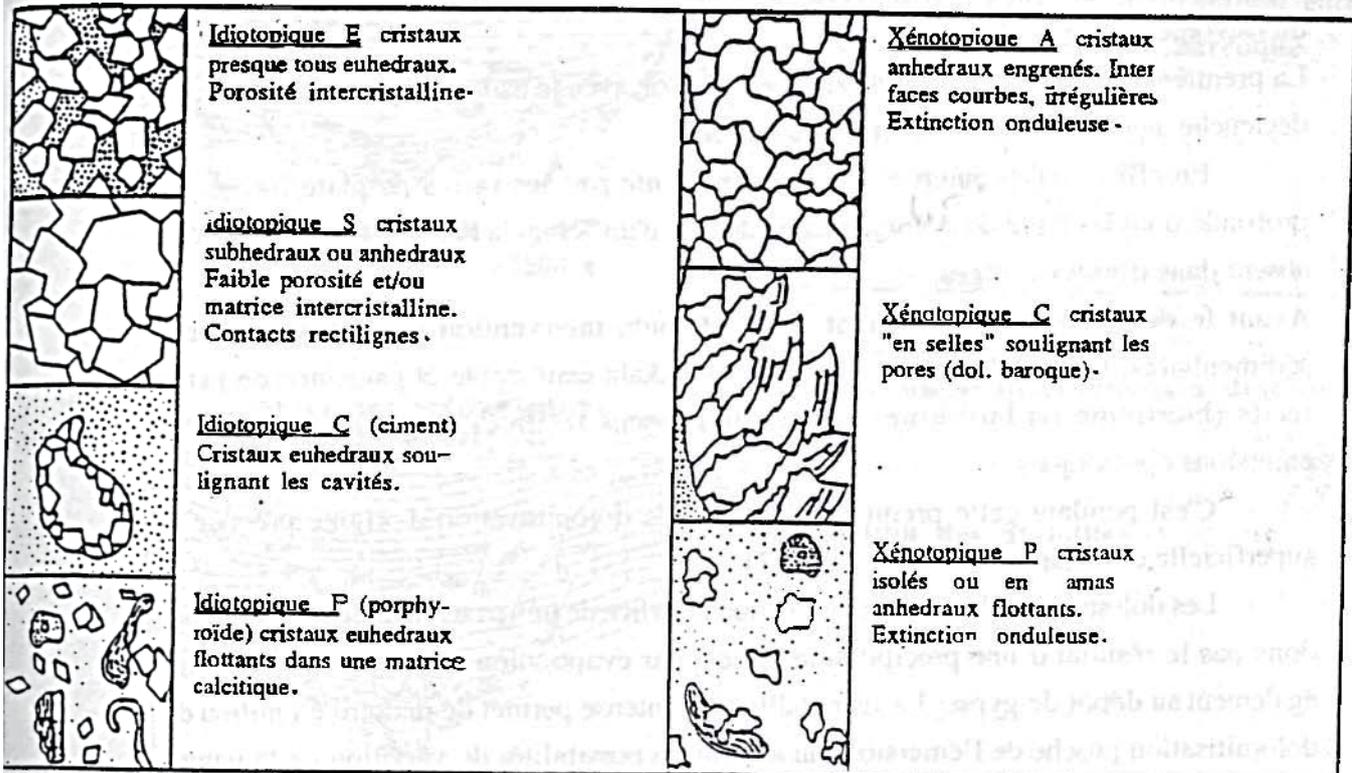


Fig.69 : Classification des textures des dolomites, d'après Gregg et Sibley (1984)

Cependant la dolomite idiotope a été rencontrée en surface, dans un milieu peu profond (FREIDMAN & STANBACH, 1985) et à 3050 m de profondeur dans la formation Smakover (USA) d'âge Jurassique (MORE & BRUKMAN, 1981). De même la dolomite xénotopique a été signalée dans le bassin de Vocation (USA) en milieu peu profond (17 m de profondeur) (WARD & HALLEY, 1985). D'une manière générale cette évolution texturale est surtout contrôlée par l'augmentation de la température. Celle-ci constituant le facteur principal peut être reliée ou non à l'enfouissement.

2 - Phases, modèles de dolomitisation et leurs relations avec la géodynamique de la plate-forme carbonatée dévonienne

Grâce à l'étude pétrographique deux phases de dolomitisation ont été mises en évidence (fig.70) :

- une dolomitisation d'origine superficielle précoce,
- une dolomitisation tardive intimement liée à l'enfouissement et à la température.

Ces deux phases de dolomitisation sont bien enregistrées dans les séquences carbonatées du Dévonien moyen.

La première phase de dolomitisation est en relation avec le cadre sédimentaire, elle s'est déclenché dans un milieu marin très peu profond.

En effet, le Dévonien moyen est représenté par des faciès de plate-forme peu profonde dont le degré de dolomitisation diffère d'un forage à l'autre et peut même être absent dans d'autres forages.

Avant le début de l'enfouissement et avant toute intervention de facteurs tectono-sédimentaires, la plate-forme du bassin de Doukkala était stable et parsemée de petits récifs (biostrome ou bioherme). Ces protubérances récifales peuvent favoriser des émergences épisodiques.

C'est pendant cette première phase que la dolomitisation d'origine précoce et superficielle est apparue (dolomite 1, 2 et 3).

Les dolomies étudiées ne montrent aucun indice de milieu hypersalin; elles ne sont donc pas le résultat d'une précipitation directe par évaporation qui aurait pu conduire également au dépôt de gypse. La recristallisation intense permet de déduire un milieu de dolomitisation proche de l'émergence qui accroît les possibilités de variation de la nature des fluides au cours du temps et favorise ce phénomène de recristallisation. La calcite subit évidemment le même sort.

Le modèle de Badiozamani (fig.71) dans lequel une masse importante de dolomie peut être formée par l'interaction entre les eaux douces et les eaux marines, expliquerait la dominance des dolomitisations sporadiques (cas des cristaux présentant une zonation du centre vers la périphérie). La présence des figures sédimentaires (réseaux polygonaux de fente de dessiccation), permettent de penser que ce modèle pourrait expliquer la formation de ces dolomies.

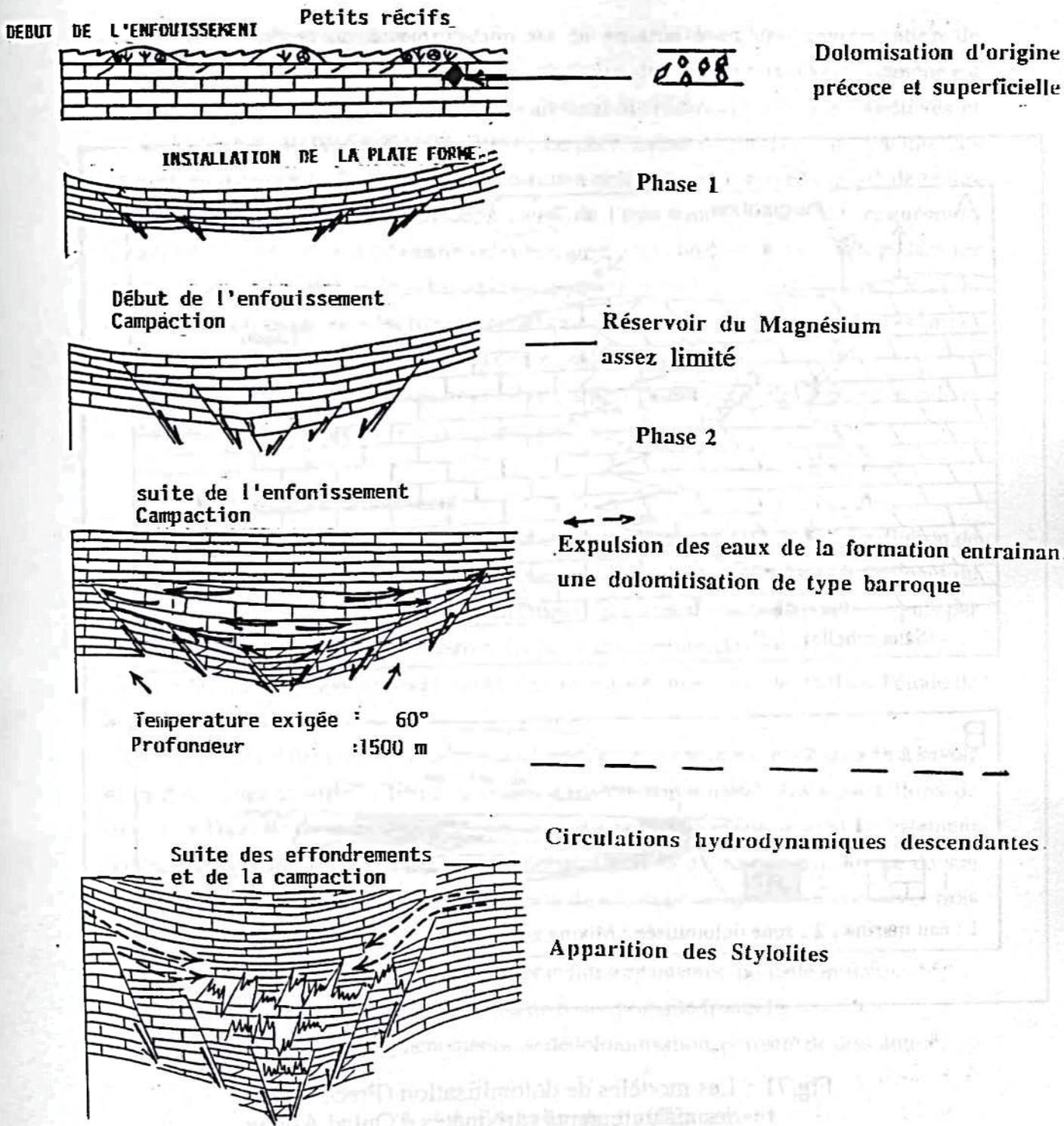


Fig.70 : Modèle de l'évolution du bassin.
(profils schématiques)

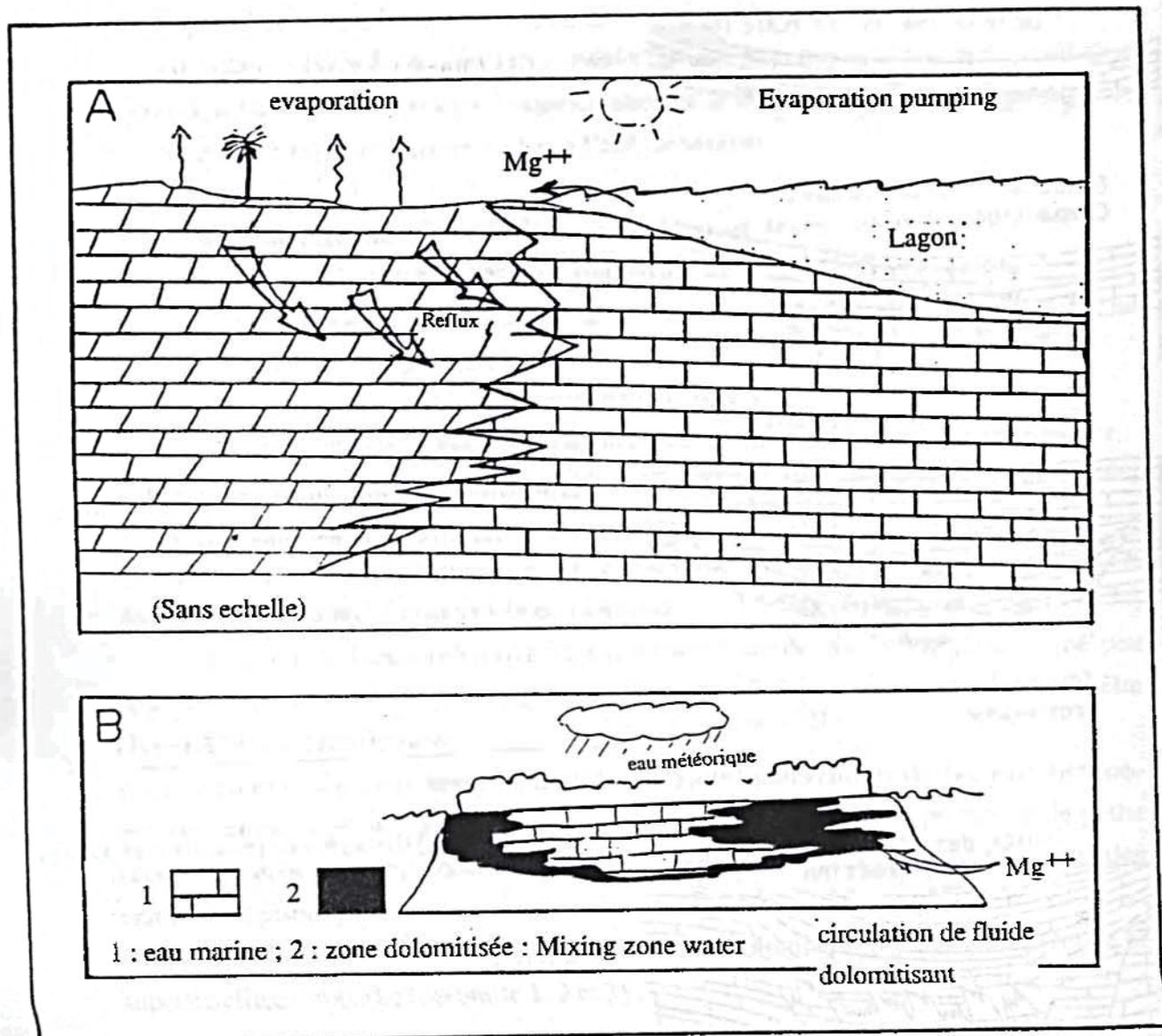


Fig.71 : Les modèles de dolomitisation (Précoce) des affleurements carbonatés d'Oulad Abbou et Mechra Ben Abbou (Dévonien moyen).

A - Sans émergence

B - avec émergence : modèle mixing zone de Badiozamani (1973).

La deuxième phase de dolomitisation est en relation avec une augmentation de l'enfouissement s'accompagne par une augmentation de température. Ce phénomène est aidé localement par le jeu de failles généralement distensives et de blocs surélevés et abaissés (PIQUÉ, 1979; EL KAMEL, 1987). Le phénomène de compaction engendre des expulsions d'eau de la formation entraînant une dolomitisation syntectonique de faciès uniforme en un seul épisode, et ce, à cause de l'épuisement rapide du magnésium. Cependant, ce vecteur hydrodynamique va entraîner un colmatage de la porosité dans les zones dolomitisées (dolomite 4 baroque). La présence de la dolomite baroque et de la dolomite xénotopique dans les fractures confirme l'enfouissement important (>1500 m) et le degré élevé de température (> 60°C) que les sédiments ont subi.

Durant les phases tardives (télogénèse), il n'y a plus de dolomitisation. Seule la calcite cristallise dans les fissures d'origine tectonique.

C - Etude de la porosité:

L'histoire diagénétique précoce ou tardive se traduit par une évolution de la porosité de la roche. Cependant la diagenèse est liée à la nature, à l'environnement du sédiment et à l'histoire géodynamique du bassin. Elle débute par précipitations, puis par des phénomènes de cristallisation directe ou par accroissement du cristal.

Plusieurs méthodes directes ou indirectes ont été mises en oeuvre dans l'étude de la porosité:

- A l'échelle de l'affleurement nous avons abordé le sujet par la méthode directe à savoir les mesures des caractères pétrophysiques dans un porosimètre des échantillons de terrain. A l'échelle de la lame mince nous avons noté une porosité qui est globalement faible. Une analyse descriptive du réseau poreux permet d'éclaircir le contexte de son élaboration du réseau poreux particulièrement dans les dolomies. On peut observer trois types de porosité :

- La porosité naturelle du faciès (inter et intraorganismes; porosité initiale).
- La porosité de fractures, de joints de bancs porosité fissurale .
- La porosité liée aux phénomènes de dédolomitisation porosité de dissolution.

1 - A l'échelle de l'affleurement

Dans la formation dolomitisée la porosité est directement appréciable sur le terrain. La dissolution est très importante au niveau des joints de bancs, avec la formation de petites cavités centimétriques .

Dans les formations récifales et brèches récifales, il existe de nombreuses fractures remplies de calcite ou de dolomite, ainsi que des cavités correspondant le plus souvent aux empreintes d'organismes constructeurs. La taille de ces cavités ou géodes peut atteindre 15 cm.

Cette porosité peut changer suivant la structure et l'emplacement du sédiment. En effet dans le synclinal d'Oulad Abbou (Coupes de Douar Zrahna et d'Aïn Targa) des

mesures de porosité ont été choisies en fonction de leur situation dans le pli ; zone tabulaire, flancs du pli, periclinaux et sur le sommet du pli. Nous avons choisi un anticlinal du Dévonien inférieur (Emsien) de la coupe d'Aïn Targa et un autre repli du Dévonien moyen (Biostrome) de la coupe de Douar Zrahna. Concernant des roches du Dévonien inférieur situées dans le flanc Ouest du synclinal d'Oulad Abbou (fig.72), les résultats sont les suivants : (Les moyennes sont faites sur une dizaine de mesures).

N°d'éch.	POROSITE %	PERMÉABILITÉ %	
R4	6,58	0,5	Zone subhorizontale
R3	5,97	0,5	Flancs à faible pendage
R2	3,40	0,5	Zone de flexure
R1	1,36	0,5	Periclinal

Pour le Dévonien moyen situé sur le flanc Est du synclinal, (fig.89B)

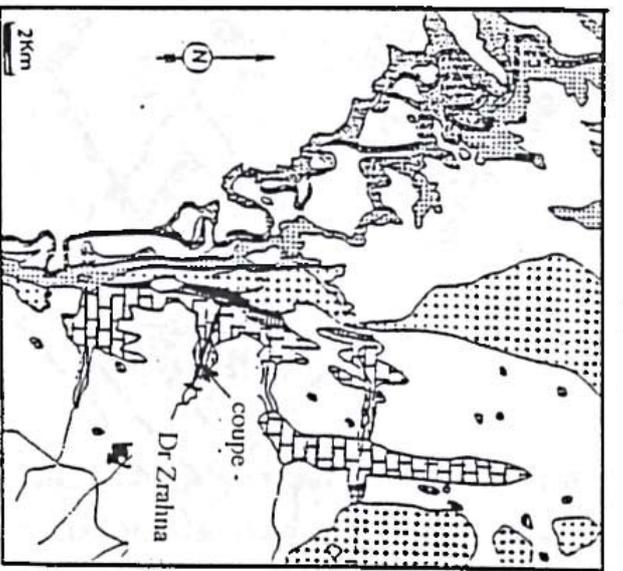
les résultats sont les suivants :

N°d'éch.	POROSITE %	PERMEABILITÉ %	
B3	2,20	0,5	Zone tabulaire 0°
B2	1,69	0,5	Zone subhorizontale 5°
B1	0,5	0,5	Zone à pendage faible 15°

- Interprétation des résultats :

Ces mesures mettent en évidence la liaison entre déformation structurale (Pli) et les variations des caractères pétrophysiques des sédiments. Ces variations sont dues soit à une compression mécanique (fracturation), soit à une pression-dissolution (stylolitisation oblique). L'origine du déclenchement de ces processus étant l'orogénèse hercynienne. En effet, nous avons observé une dégradation des propriétés matricielles dans les flancs légèrement redressés des deux exemples précédents à l'affleurement, le repli anticlinal est représenté par des dolomies blanchâtres silteuses dont la porosité varie de 0,78 à 7 %, tandis que le Biostrome du Dévonien moyen est représenté par des calcaires et calcaires dolomitiques dont la cimentation tardive réduit énormément la porosité, les valeurs varient entre 0,5 et 3 %..

Nous avons donc une réduction de la porosité en allant de la zone tabulaire vers les zones à pendage légèrement fort en passant par les zones subhorizontales. Dans la zone centrale du repli anticlinal où il y a un raccourcissement par flexion des couches, on observe une réduction de porosité. Celle-ci serait liée à la compression au niveau de l'intrados de l'anticlinal d'où la précipitation d'un ciment de calcite sparitique provenant de la compaction des grains dolomitiques (pression-dissolution) qui avait bouché tous les pores primaires. Par contre, au niveau de l'extrados, il y a une distension qui favorise la formation des fissures et le développement de la porosité .



- 1 : Post-Trias ; 2 : Trias indifférencié ; 3 : Dévonien supérieur ; 4 : Dévonien moyen ;
- 5 : Dévonien inférieur ; 6 : Silurien ; 7 : Ordovicien ; 8 : Cambrien,

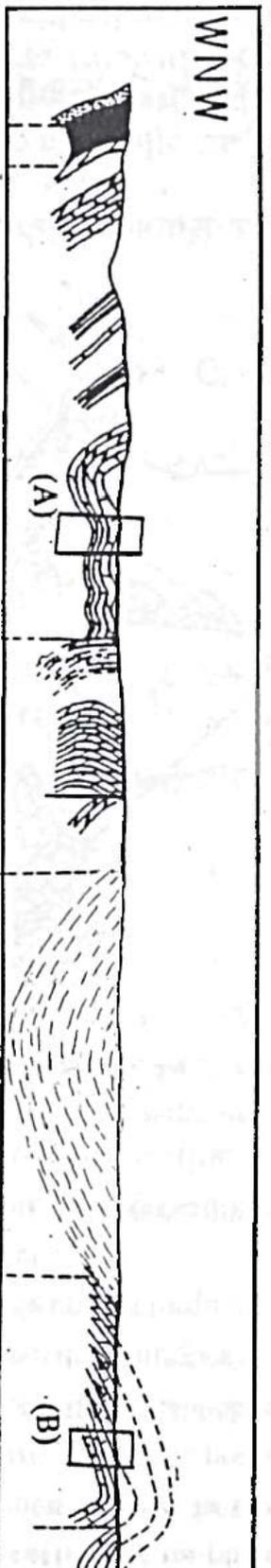


Fig.72 : Localisation de l'anticlinal du Dévonien inférieur (A) et de l'anticlinal du Dévonien moyen (B) (coupe du synclinal d'Oulad Abbou).

2 - A l'échelle de la lame mince et du cristal

La porosité est généralement faible, parfois nulle. Elle peut apparaître dans des fissures microscopiques, ou elle peut aussi être liée aux phénomènes de dédolomitisation. Ces derniers ont été observés dans la série de l'Oued Chéguiga.

la dédolomitisation est un phénomène tardi-diagénétique (télogénèse), il est aisée à mettre en évidence grâce à la méthode de coloration : coloration par l'alizarine et coloration au ferrocyanure de potassium. La première coloration permet de distinguer la dolomite (incolore) de la calcite (rose). La deuxième coloration permet de mettre en évidence les plages dolomitiques et les plages calcitiques riches en fer. Ainsi la dolomite ferrifère est teintée en vert turquoise, la calcite non ferrifère en rose, la calcite ferrifère en bleu foncé à violet.

La calcitisation, la calcitisation peut se faire de plusieurs façon dans les rhomboèdres originellement dolomitiques (fig.73) :

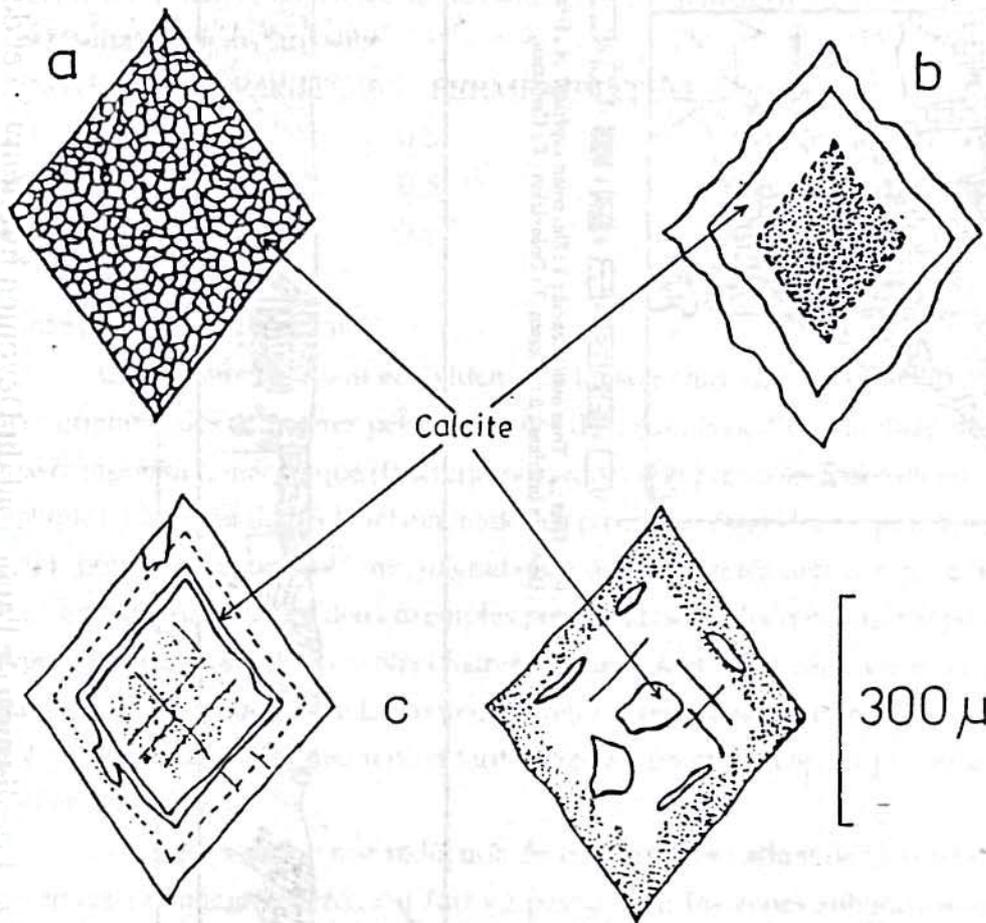


Fig.73 : Quelques figures de dédolomitisation de la coupe de l'Oued Chéguiga.

- a : dédolomitisation complète
- b : dédolomitisation centripède corrodant le pourtout du rhomboèdre
- c : dédolomitisation partielle.

- Par dédolomitisation complète, donnant naissance à des rhomboédres à contours flous, remplis d'une mosaïque de cristaux calcitiques minuscules
- Par dédolomitisation centripète corrodant les pourtours du rhomboédre
- Par dédolomitisation centripète, donnant naissance à des rhomboédres à contours flous, remplis d'une mosaïque de cristaux calcitiques minuscules
- Par dédolomitisation partielle affectant une zone, respectant la structure du rhomboédre ou inclusion de forme quelconque

La dissolution (fig.74), la calcite qui s'installe après dédolomitisation du cristal peut ensuite être dissoute. Ces figures de dissolution sont parfois le point de départ d'une porosité importante

- Dissolution de plusieurs cristaux.
- Dissolution partielle en respectant la structure zonée.
- Dissolution totale du cristal.

L'étude de la porosité a permis de définir plusieurs types de dissolution. Il s'agit principalement d'une porosité liée aux phénomènes de dédolomitisation. Cette dissolution est généralement intracristalline et localisée dans les fissures.

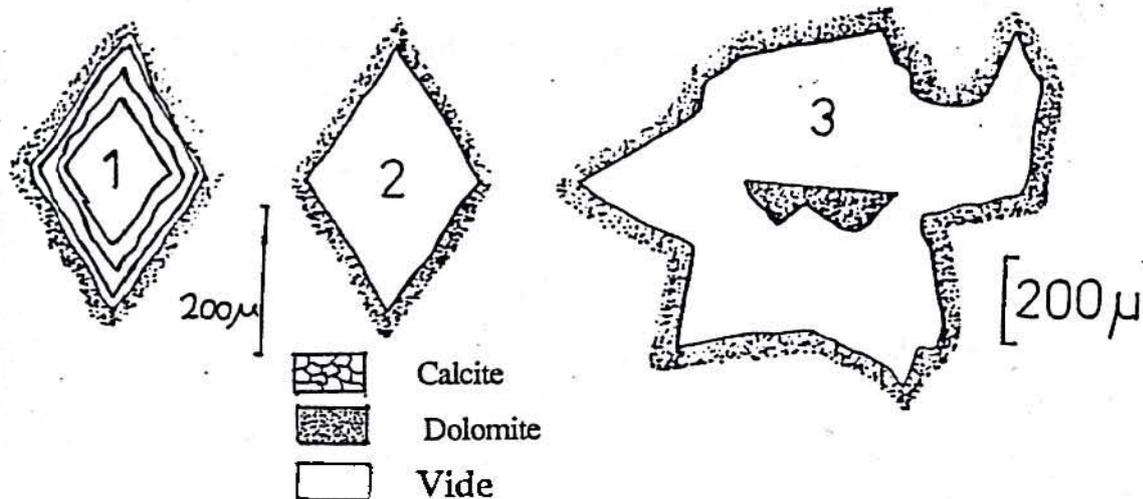


Fig.74 : Porosité liée à la dédolomitisation.

- 1 : Dissolution partielle de la calcite
- 2 : Dissolution total de la calcite
- 3 : Dissolution de plusieurs cristaux.

D - Résumé

L'étude diagénétique basée sur l'étude pétrographique des formations carbonatées dévoniennes révèle l'existence d'une diagenèse complexe et polyphasée. Les phénomènes diagénétiques précoces sont liés principalement aux milieux de dépôts.

Les phénomènes tardifs (mésogénétiques et télogénétiques) influencés par les facteurs tectono-sédimentaires sont prépondérants. Ils ont contrôlés la répartition des horizons dolomitiques et ont contribué globalement à une diminution de la porosité (compaction et colmatage des fissures).

3ème partie : Synthèse, comparaisons et discussions

Synthèse lithostratigraphique et séquentielle

2 - Synthèse lithostratigraphique et séquentielle (tab.5)

1 - Les étapes de la sédimentation

1.1 - Les étapes de la sédimentation de la Meseta occidentale d'Alger à l'échelle d'une série stratigraphique dérivée, d'origine en grande partie cartographique et géologique.

1.2 - Les étapes de la sédimentation de la Meseta occidentale d'Alger à l'échelle d'une série stratigraphique dérivée, d'origine en grande partie cartographique et géologique.

2 - Etape d'instauration de la sédimentation carbonatée (C1) en inférieure

Cette étape est particulièrement instaurée dans les régions de Djendel, de Guelma, de Guelma et d'Oran. Elle est caractérisée par une série de calcaires à épaisseur variable qui se développent sur une plate-forme à l'échelle d'une région. Dans la région de Mechech, les calcaires sont particulièrement développés.

3 - Etape de généralisation de la sédimentation carbonatée (C2) en inférieure

Cette étape est particulièrement instaurée dans les régions de Djendel, de Guelma, de Guelma et d'Oran. Elle est caractérisée par une série de calcaires à épaisseur variable qui se développent sur une plate-forme à l'échelle d'une région. Dans la région de Mechech, les calcaires sont particulièrement développés.

4 - Etape de généralisation de la sédimentation carbonatée (C3) en inférieure

Cette étape est particulièrement instaurée dans les régions de Djendel, de Guelma, de Guelma et d'Oran. Elle est caractérisée par une série de calcaires à épaisseur variable qui se développent sur une plate-forme à l'échelle d'une région. Dans la région de Mechech, les calcaires sont particulièrement développés.

5 - Etape de disparition de la sédimentation carbonatée (C4) en inférieure

Cette étape est particulièrement instaurée dans les régions de Djendel, de Guelma, de Guelma et d'Oran. Elle est caractérisée par une série de calcaires à épaisseur variable qui se développent sur une plate-forme à l'échelle d'une région. Dans la région de Mechech, les calcaires sont particulièrement développés.

Synthèse lithostratigraphique et séquentielle (tab.5)

1 - Les étapes de la sédimentation

Au cours du Dévonien la partie ouest de la Meseta occidentale était le siège d'une sédimentation variée détritique, fluviomarine ou marine et/ou carbonatée essentiellement marine.

Grâce aux discontinuités sédimentaires majeures, les sédiments accumulés enregistrent une évolution sédimentaire globale transgressive et montrent la superposition de trois grandes séquences sédimentaires (Formations) correlables à l'échelle de la région étudiée (Tab.5). Chaque formation, composée d'une ou de deux unités séquentielles (3ème ordre) enregistre parfaitement une étape dans la sédimentation dévonienne.

a - Etape **d'instauration** de la sédimentation carbonatée (Dévonien inférieur).

Cette période est particulièrement individualisée dans les régions de Doukkala (Formation marno-calcaire de Oualidia et d'Oulad Abbou, Formation marno-calcaire de Chéguiga). La sédimentation carbonatée est caractérisée par une prédominance de calcaires à entroques où se développe une plate-forme assez profonde (plate-forme externe). Dans la région de Mechra Ben Abbou la sédimentation est, par contre, terrigène.

b - Etape de **généralisation** de la sédimentation récifale (Dévonien moyen)

Elle constitue l'étape principale de la sédimentation carbonatée à caractère récifal : calcaires et dolomies de la Formation d'Oulad Abbou, les calcaires de la Formation de Mechra Ben Abbou et les calcaires récifaux de la Formation d'El Barba (région de Doukkala). Cette étape est subdivisée en deux phases identifiables dans toute la région étudiée :

- la phase **prémice** annonce l'arrivée de bioconstructions, les récifs s'installent périodiquement aux sommets des séquences régressives.

- la phase **d'homogénéisation** voit l'établissement d'une faune récifale (principalement les Stromatoporoides) dans toute la partie ouest de la Meseta occidentale, (dolomies récifales de Zrahna, calcaires récifaux de Bouchhada et calcaires récifaux d'El Barba).

c - Etape de **la disparition** de la sédimentation carbonatée (Dévonien supérieur)

La sédimentation devient totalement détritique : silico-clastique du milieu deltaïque (Formation de Nahilat à Mechra Ben Abbou) et les argiles grises ou noires du milieu profond à faune pélagique à Goniatites, (Formation de Sidi Abdellah à Oulad Abbou et Formation de Doukkala).

n° Oulad Abbou		Région de Mechra Ben Abbou				Région de Doukkala			
lithostratigraphique	Evolution géochronologique MSR11 +	Formations lithostratigraphiques Alfahri et al. 1989	Unités lithostratigraphiques	Evolution géochronologique MSR11 +	Noms des Formations actuelles	Unités lithostratigraphiques	Evolution géochronologique MSR11 +	Séquences 4ème ordre	Dates
les grès de Abdellah	↘	Formation de Nahlial	Calcaires gréseux et grès de Nahlial	↘	Formation de Doukkala	Argilites noires	↘	↘	
les supérieurs : récalcitrants de Zrabha	↘	Formation de Mechra Ben Abbou	membre supérieur : Calcaires récalcitrants de Bouchhab membre moyen : Calcaires noduleux membre inférieur : calcaires bien stratifiés	↘	Formation d'El Barba	membre supérieur : Calcaires récalcitrants membre inférieur : Calcaires et dolomites peu récalcitrants	↘	↘	
les inférieurs : lites noduleux	↘		membre des Détritiques supérieurs. membre d'Oulad Barba membre des Détritiques inférieurs	↘		membre supérieur : Marno-calcaire et calcaires à Entoques membre inférieur : Argilites grises	↘	↘	
les supérieurs	↘	Formation de Koudiat Diab		↘	Formation de Oualidia		↘	↘	
calcaire d'Ain Toba	↘			↘			↘		
les inférieurs : lites d'Ain Targa	↘			↘			↘		

Tableau 5 : Etapes de la sédimentation et découpage séquentiel du Dévonien de la partie ouest de la Meseta occidentale.

2 - Synthèse paléogéographique

Dans ces reconstitutions paléogéographiques, nous avons pris en considération les données qui sont actuellement acquises de nos prédécesseurs (PIQUÉ, 1972; MICHARD & al., 1982; RAIS-ASSA, 1984; CORNÉE & al., 1985; RUELLAN, 1985; EL KAMEL, 1987; SABER, 1989; EL HASSANI, 1990; TAHIRI, 1991; ZAHRAOUI, 1991; PIQUÉ, 1994).

Les figures 75 et 76 matérialisent chacune les trois étapes de la sédimentation reconnues grâce à l'analyse séquentielle.

2.1.- Dévonien inférieur (Fig.75A et 76A)

A partir du Dévonien inférieur, la géométrie du sillon ouest mesetien commence à se dessiner (EL KAMEL, 1987) le haut fond d'Imfout d'orientation submeridienne NNE-SSW, va guider la sédimentation et l'évolution de ces régions pendant tout le Dévonien et le Carbonifère inférieur. Cet axe qui se déplaçait au cours du temps (PIQUÉ, 1994), sépare la région de Mechra Ben Abbou au SW de celle d'Oulad Abbou-Doukkala à l'Ouest.

Dans la région de Mechra Ben Abbou, la Paléogéographie du bassin (type plate-forme) Dévonien inférieur a pu être reconstituée (EL KAMEL, 1987) grâce à la répartition des axes et leurs relations avec les failles synsédimentaires (faille de l'Oued Tarfa, la faille de Sidi Abdellah, la faille subméridienne d'El Kalaa).

Le découpage des terrains anté-dévonien par des failles synsédimentaires normales subméridiennes permet d'envisager une reconstitution du bassin de type plate-forme peu profonde au Dévonien inférieur en lui donnant un caractère plus dynamique; celui-ci était limité à l'ouest par une terre émergée (le môle d'Imfout), source d'approvisionnement en matériel détritique.

Un second bassin de type plate-forme paraît fonctionner parallèlement à celui de Mechra Ben Abbou, il en est séparé par le môle d'Imfout (fig.76A), il se situe dans la partie occidentale de la Meseta côtière et correspond aux régions d'Oulad Abbou - Doukkala. L'évolution de la région d'Oulad Abbou a, sans doute, débuté dès le Silurien supérieur, tandis que celle de Doukkala, a débuté dès le Silurien-Dévonien inférieur. En effet, les coulées volcaniques intercalées dans le Silurien terminal à Oulad Abbou (volcanisme basique; CORNÉE & al., 1985), à Doukkala (roche volcaniques interstratifiées du forage OYB1), et au large d'El Jadida (Ruellan, 1985) seraient interprétées comme un événement "calédonien" associées au début de la distension dévonienne.

La sédimentation est représentée par des faciès relativement profonds à la base du Dévonien inférieur (argile grise) et devenant peu profond (calcaire à entroques).

A l'Emsien supérieur, elle marque le début de l'installation de la plate-forme carbonatée.

Ces calcaires de l'Emsien supérieur marque le début d'installation des faciès carbonatés

(Etape d'instauration).

2.2 - Dévonien moyen (fig.75B et 76B)

La sédimentation carbonatée annoncée dès l'Emsien supérieur s'intensifie pendant le Dévonien moyen. Elle est caractérisée particulièrement par le dépôt des faciès récifaux dans l'ensemble de la Meseta occidentale (EL HASSANI, 1990; FADLI, 1990; TAHIRI, 1991; ZAIRAOU, 1991; PIQUÉ, 1994).

La paléogéographie du Dévonien moyen est caractérisée par l'extension de l'axe haut d'Imfout qui s'étend vers le NE (Meseta nord occidentale) et vers le NW en direction du forage OYB1 où le Dévonien moyen est absent.

Dans les régions de Mechra Ben Abbou et d'Oulad Abbou, toujours séparées par le Môle Imfout (fig.75B), on assiste à l'installation de la plate-forme carbonatée pendant le Dévonien moyen. Celle-ci est marquée par la prolifération de faciès périrécifaux et récifaux. L'installation de ces édifices construits s'est effectuée pendant la même période dans les deux régions (LEGLISE & COSTA GIOLA, 1985). Toutefois GENDROT (1969) n'exclut pas la présence de ces récifs dès l'Emsien à Oulad Abbou.

A Doukkala le Dévonien moyen des différents forages a montré une plate-forme carbonatée parsemée de nombreuses constructions récifales interprétées par la sismique et rencontrées dans les forages (EBA₁, SN₁, OZN₁, OBZ₁ et DOΓ₁).

L'extension latérale des faciès construits est inhibée par la subsidence verticale différentielle des blocs, liée au rejeu local synsédimentaire des anciennes failles du socle (RABATÉ, 1976; BARBU, 1977).

2.3 - Dévonien supérieur (fig.75C et 76C)

Pendant le Dévonien supérieur, la paléogéographie est toujours influencée par la ride d'Imfout qui semble gagner la partie NE (région d'Oued Cherrat, El Kamel, 1987).

La sédimentation de Mechra Ben Abbou diffère de celle de Doukkala et Oulad Abbou.

Le matériel détritique de Mechra Ben Abbou diffère de celui d'Oulad Abbou.

Le rejeu en trantension des accidents de l'Oued Tarfa et de la faille de Chougga a favorisé le remplissage du bassin par des sables et grès des milieux très peu profonds.

De l'autre côté de la ride d'Imfout à Oulad Abbou et Doukkala, on assiste à un approfondissement progressif du bassin vers l'ouest (fig.76C) qui se comble par des argilites versicolores à goniatites et ostracodes à (Oulad Abbou) et des argilites noires à goniatites à (Doukkala). Ce bassin subsident est contemporain de celui de Sidi Bettache (PIQUÉ, 1994) : Le sillon d'Oulad Abbou séparé de celui de Sidi Bettache par une ride allongée en direction NE-SW.

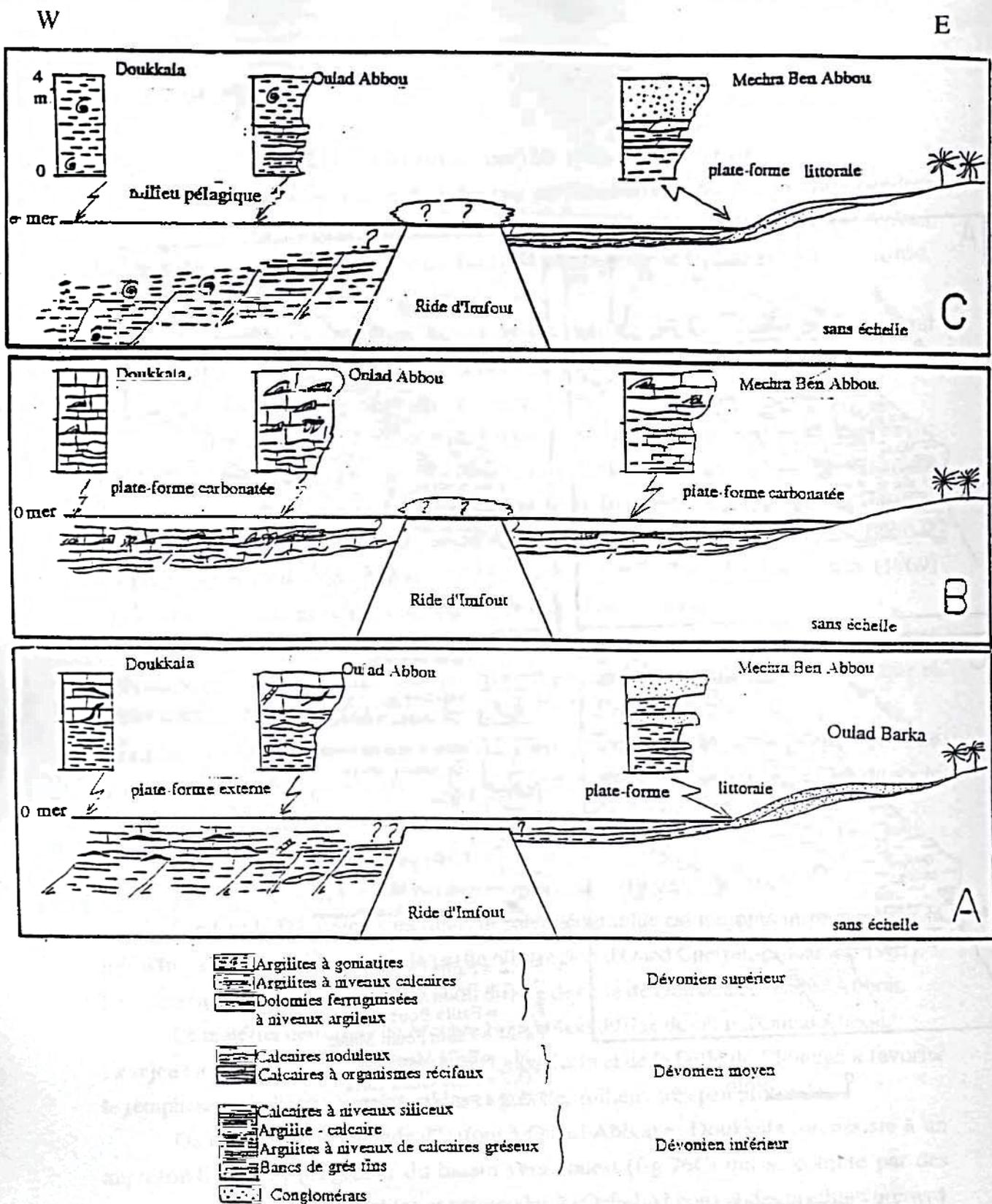


Fig. 76 : Reconstitution paléogéographique de la partie ouest de la Meseta occidentale au cours du Dévonien.
 A - Dévonien inférieur; B - Dévonien moyen; C - Dévonien supérieur.

Facteurs qui contrôlent la répartition de la sédimentation

1 - Tectoniques

Nous avons utilisé les résultats des études structurales de auteurs tels que CHALDRAN (1978), ZAKHARA (1981), FAHRY (1983), RAIS ASSA & EL-SAYED (1984), OLIVIERO (1984) et MORTON (1985), EL KAMEL (1987), COURSI (1988), FAHRY (1989), EL-HASSANI (1989), FAHRY (1991), FAHRY (1991), EL-ABRANI (1991). En subséquent, nous avons fait appel à la géophysique (sismologie) pour la compréhension de la tectonique de la région de Dakhla. Pour ce, nous avons choisi et révisé les données sismiques de deux forages (D720 et D724) et les données géophysiques de nombre d'auteurs (FAHRY (1977), ELFRIDON (1980), EL-KAMEL (1980), EL-HASSANI (1980) et EL-ABRANI (1991)).

Les structures majeures tectoniques de la Mésozoïque occidentale sont décrites par CHOUK (1951), qui a identifié une zone NW-SE. La tectonique est caractérisée par des failles à caractère structuré qui ont été étudiées dans les zones de Dakhla (1977; FIGUÉ 1977; JESSY 1974; JAMBOUR 1971; CHALDRAN, 1978; EL-SAYED, 1984; SOUBRY & MULLER, 1984). Les données tectoniques ont été synthétisées par Michel (1982), qui a subdivisé le massif en trois domaines tectoniques: Les Reliefs centraux et Reliefs occidentaux (à l'ouest) et des Reliefs orientaux (à l'est) plus importants et le métamorphisme est caractérisé par un gradient de température et de pression. Les Reliefs occidentaux sont séparés des Reliefs orientaux par la faille médiane et des Reliefs orientaux par les grands failles des Dakhla Zedra.

Chapitre 2

Facteurs qui contrôlent la répartition de la sédimentation

Les Reliefs centraux et Reliefs occidentaux (à l'ouest) et des Reliefs orientaux (à l'est) plus importants et le métamorphisme est caractérisé par un gradient de température et de pression. Les Reliefs occidentaux sont séparés des Reliefs orientaux par la faille médiane et des Reliefs orientaux par les grands failles des Dakhla Zedra.

Pour interpréter la Mésozoïque occidentale FIGUÉ (1977) a proposé un modèle de tectonique intracraté et a distingué deux grands domaines: à l'ouest un domaine autochtone marqué par une phase de refroidissement métamorphique et à l'est un domaine allochtone recouvert par un empilement de séries sédimentaires et volcaniques.

Depuis plusieurs études structurales ont été effectuées dans la Mésozoïque occidentale (CHALDRAN, 1978; POLTCHERANSKY, 1978; FIGUÉ, 1979; ZAKHARA, 1981; COURSI & MULLER, 1981; THOMP, 1982; COURSI & al., 1982; RAIS ASSA & al., 1983; RAIS ASSA, 1984; MAYOT & MULLER, 1985; EL KAMEL & al., 1987; EL-SAYED & FERDANONI, 1987; HOKN, 1987; ZAKHARA, 1988; MAYOT, 1987; EL-KAMEL, 1987; ELIASSE, 1997; COURSI, 1988; COURSI & al., 1988 et al. de SAÏF, 1990; BOUABEYRI, 1989; FAHRY, 1990; EL-HASSANI, 1990; ZAKHARA, 1991; FAHRY, 1991; EL-KAMEL & EL-HASSANI, 1991; EL-ABRANI, 1994; FIGUÉ, 1994). Sur la base de ces travaux, l'évolution tectono-sédimentaire de la Mésozoïque occidentale peut être résumée comme suit:

une phase majeure, qui est caractérisée par une tectonique intracratéenne autochtone et une tectonique allochtone (FIGUÉ, 1977).

une phase principale, durant laquelle les séries sédimentaires et volcaniques sont déposées.

Facteurs qui contrôlent la répartition de la sédimentation

1 - Tectonique

Nous avons utilisé les résultats des études structurales de surface des auteurs : CHALOUAN (1981), ZAHRAOUI (1981), FADLI (1983), RAIS ASSA (1984), COSTA GLIOLA, 1984 et CORNÉE (1985), EL KAMEL (1987), CORSINI (1988), SABER (1989), EL HASSANI (1990), FADLI (1990), TAHIRI (1991), PIQUÉ (1994), EL AMRANI (1994). En subsurface, nous avons fait appel à la géophysique (sismique) pour appréhender la structuration du bassin de Doukkala. Pour cela nous avons choisi et réinterprété deux profils sismiques de direction est - ouest (DB6 et DK24) et les données existantes des auteurs : BARBU (1977), LERIDON (1986), TREPANIER (1988), BERNARDIN (1988) et LEROY (1993).

Les structures majeures hercyniennes de la Meseta occidentale décrites par GIGOUT (1951), ont une orientation NNE-SSW. Ce n'est qu'à partir de 1967 que de nombreuses études à caractère structural ont été réalisées dans les Rehamna (MICHARD 1967; PIQUE 1972; JENNY 1974; HOEPPFNER 1974, GUEZZOU, 1975; SOUGY, 1976; SOUGY & MULLER, 1978). Les données obtenues ont été synthétisées par Michard (1982); qui a subdivisé le massif des Rehamna en trois domaines structuraux: Les Rehamna occidentaux, où l'intensité de la déformation et du métamorphisme sont faibles; les Rehamna centraux et Rehamna orientaux où l'intensité de la déformation est plus importante et le métamorphisme est mésozonal (cristallisation de staurotide et de disthène). Les Rehamna centraux sont séparés des Rehamna occidentaux par la faille médiane et des Rehamna orientaux par la bande faillée des Oulad Zedness.

Pour interpréter la Meseta occidentale SOUGY (1976) a proposé un modèle de tectonique tangentielle et a distingué deux grands domaines: à l'Ouest un domaine autochtone modérément plissé et faiblement métamorphique et à l'Est, un domaine allochtone constitué par un empilement d'unités tectoniques charriées vers l'Ouest.

Depuis; plusieurs études structurales ont été effectuées dans la Meseta occidentale (CHALOUAN, 1978; POULCHKOVSKY, 1978; PIQUÉ, 1979; ZAHRAOUI, 1981; CORNÉE & MULLER, 1981; TAHIRI, 1982; CORNÉE & al. , 1982; RAIS ASSA & al., 1983; RAIS ASSA, 1984; MAYOL & MULLER, 1985; EL KAMEL & al., 1985; CORNÉE & FERRANDINI, 1985; HUON, 1985; ZOUINE, 1986; MAYOL, 1987; EL KAMEL, 1987; LAGARDE, 1987; CORSINI, 1988; CORSINI & al., 1988 a et b; SABER, 1989; BOUABDELLI, 1989; FADLI, 1990; EL HASSANI, 1990; ZAHRAOUI, 1991; TAHIRI, 1991; EL KAMEL & EL HASSANI, 1993; AL AMRANI, 1994; PIQUÉ, 1994). Sur la base de ces travaux, l'évolution tectono-métamorphique de la Meseta occidentale peut être résumé comme suit :

- une phase majeure, antérieurement qualifiée de namuro-westphalienne actuellement daté de Westphalien - Stéphanien (HUON, 1985).
- une phase principale donnant :

- * un premier épisode de plissement synshisteux
 - * un deuxième épisode de plissement synschisteux
 - * des cisaillements synschisteux.
- une granitisation syn-cinématique ; soit syntectonique (Oulmès) soit post-tectonique.
- une phase de tectonique, cassante tardive : décrochement; chevauchement.

1.1 - Données tectoniques de surface

1.1.1 - Déformations syn-sédimentaires

Dans la région de Mechra Ben Abbou, (secteur d'Oulad Barka), EL KAMEL (1987) a décrit deux principaux types de déformations synsédimentaires: les glissements synsédimentaires, les failles synsédimentaires.

Dans le secteur étudié, deux types de glissements synsédimentaires ont été distingués: (slump), ou encore faisceaux contournés (BOIRIE & SOUQUET, 1979), et les lentilles glissées.

* Les blocs syn-sédimentaires

Il s'agit de blocs essentiellement rencontrés dans les terrains du Dévonien inférieur. Le matériel constitutif est surtout gréseux, présentant des lamines parallèles et obliques. Leur taille est variable : quelques centimètres au mètre. Ces corps sédimentaires se présentent sous deux formes :

- soit des olistolites dans les pélites montrant un plissement avec un axe tordu et un flanc complètement écrasé et aminci et développant un débitage (shear planes) (fig.77).

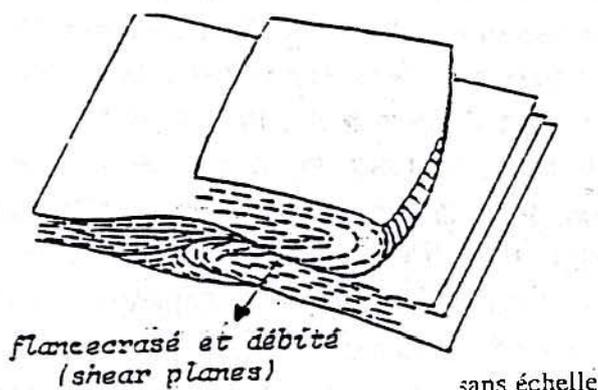


Fig.77 : Schéma de pli synsédimentaire à flanc écrasé et tronqué (El Kamel, 1987).

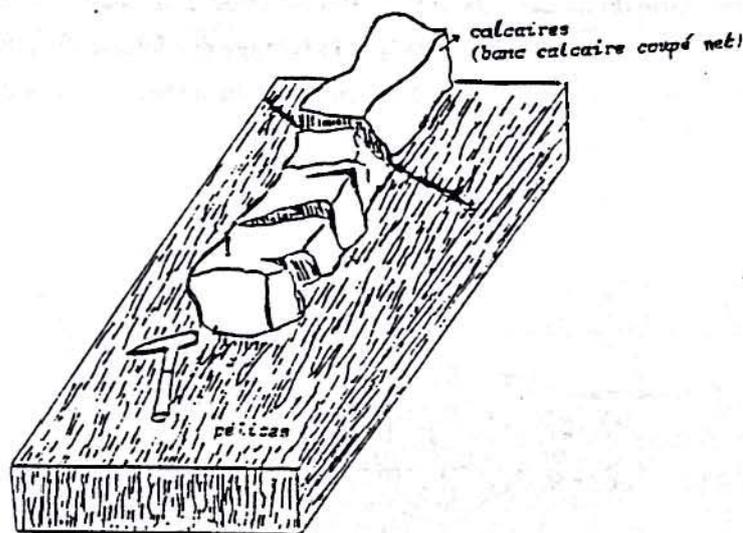
- soit en une série de plis superposés à directions axiales très dispersées, parfois à axes courbes. Quand il y a rupture dans les flancs, on observe un écrasement et une troncation du matériel.

Ce type de déformation est le résultat d'un processus de sédimentation les plus répandus dans les zones de talus et de bas de talus (EL KAMEL, 1987). C'est un glissement synchrone à la sédimentation qui affecte du matériel généralement gréseux hydroplastique limité à la partie supérieure des sédiments sous-aquatiques qui viennent de se déposer; il s'agit de roches n'ayant pas encore subi la diagenèse, imbibées d'eau qui se déplacent très facilement au moindre déséquilibre. Ces corps sédimentaires se trouvent généralement enrobés dans une boue hémipélagique

* Les lentilles glissées

Rencontrées dans les terrains du Dévonien inférieur, les lentilles glissées se forment préférentiellement à partir des niveaux calcaires d'épaisseur décimétrique à décamétrique, exemple les calcaires d'Amdidih.

A l'affleurement on observe souvent des coupures nettes des bancs (fig.78) et des figures d'arrachement à leur base (fig.79) excluant ainsi toute idée de boudinage tectonique. Ces bancs calcaires déformés ultérieurement par des plis syn-schisteux ne présentent pas de continuité entre eux.



sans échelle

Fig. 78 : Banc calcaire mis en relief par érosion montre une coupure nette; la coupure ne se prolonge pas dans les pélites englobant le banc calcaire (El Kamel, 1987).

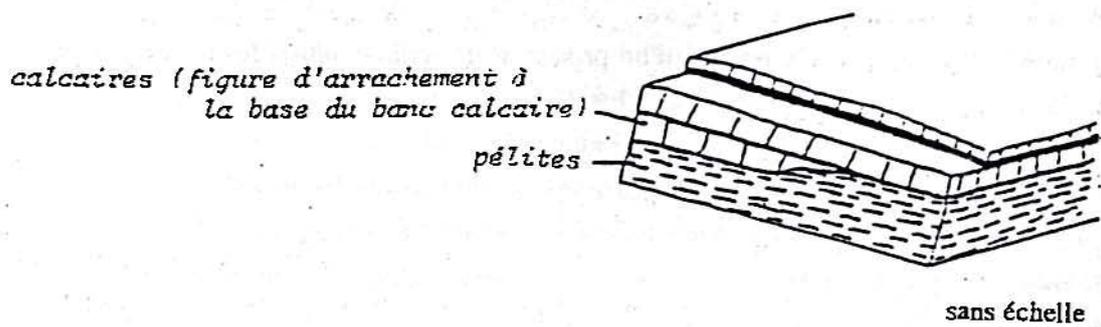


Fig.79 : Figure d'arrachement à la base d'un banc calcaire (El Kamel, 1987).

* Olistolithes et Olistostromes

La présence de blocs quartzitiques probablement ordoviciens dans les pélites et les grés-pélites du Silurien supérieur - Dévonien inférieur est un phénomène souvent observable dans les Rehamna du Nord et particulièrement à Mechra Ben Abbou où ces olistolithes participent pour une part importante à son état chaotique. Il s'agit de blocs exotiques (olistolithes) très répandus et concentrés dans la partie occidentale de Mechra Ben Abbou (Amdidih) où ils sont emballés dans un matériel grés-pélitique (fig.80); leur taille moyenne varie du mètre cube au décamètre cube. Par contre, à l'Est, dans la partie orientale de Mechra Ben Abbou, au niveau du barrage el Massira, ils sont moins répandus mais généralement de taille variable du décamètre cube à l'hectomètre cube.

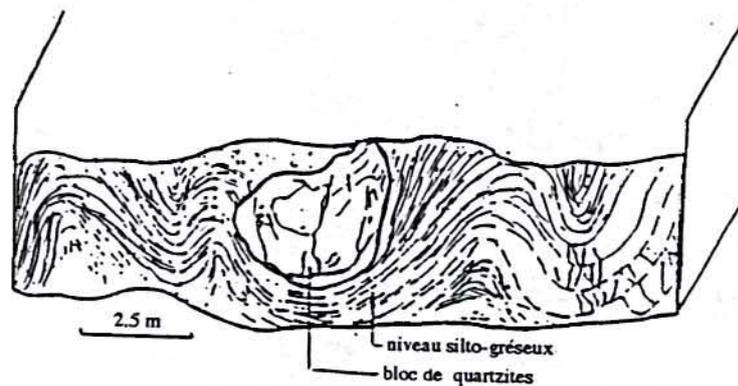


Fig.80 : Bloc quartzitique emballé dans les terrains silto-gréseux du Dévonien inférieur d'Amdidih.

Ces blocs, dont le faciès évoque les quartzites ordoviciens, sont généralement très fracturés et sans stratification évidente. Quand ils sont peu déformés et présentant une stratification, des figures d'arrachement sont observables à leur base et quand ils sont isolés par l'érosion, c'est-à-dire non emballés dans les grés-pélites, ils se présentent comme des klippes sédimentaires.

*** Les failles syn-sédimentaires**

Dans la région d'Amdidih, SABER (1989) a décrit des failles normales syn-sédimentaires. Il a mis en évidence des microfailles syn-sédimentaires inverses (fig.81) et des microfailles syn-sédimentaires inverses dans les grès du membre de Nahilat (fig.82).

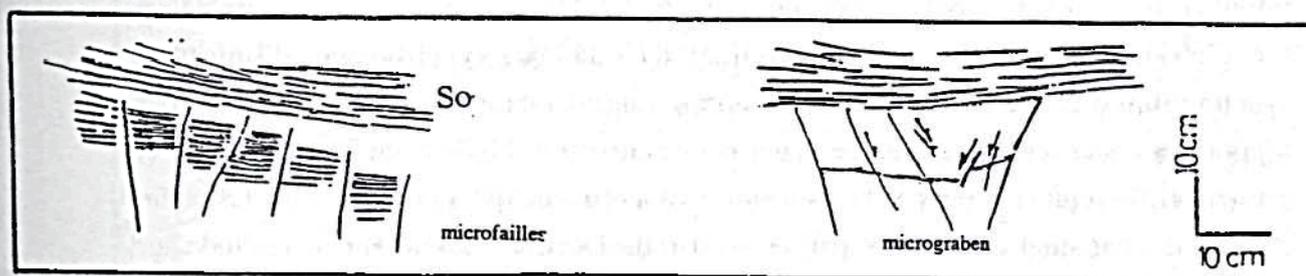


Fig.81 : Microfailles synsédimentaires normales dans le membre gréseux de Nahilat.

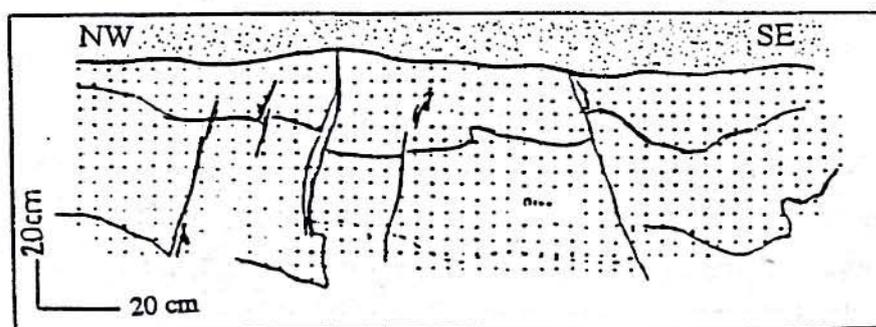


Fig.82 : Microfailles synsédimentaires inverses dans le membre gréseux de Nahilat.

1.1.2 - Style structural de la Meseta occidentale

L'analyse des déformations hercyniennes et post-hercyniennes dans la Meseta côtière, aux environs de Casablanca, vallée de l'Oued Oum er Rbia en bordure nord-est du bassin des Doukkala et du massif des Rehamna (CORSINI, 1988), montre que leur répartition n'est pas homogène dans toute cette région : le style et l'intensité de la déformation varient considérablement d'un secteur à l'autre. Cette différence de structuration conduit à distinguer deux domaines principaux séparés par une zone de cisaillement disposée en relais (fig.83):

- un domaine occidental ou Môle côtier (MICHARD, 1976), dans lequel la déformation et le métamorphisme hercyniens sont faibles (PIQUÉ, 1979; WYBREHT, 1984; RAIS ASSA, 1984). Des plis de demi-longueur d'onde hectométrique et de faible amplitude caractérisent la structuration principale à l'intérieur de ce domaine; leur orientation est globalement subméridienne (N10 à N15) : anticlinorium de Casablanca (couches faiblement basculées), anticlinal d'El Jadida, synclinorium d'Imfout et synclinorium d'Oulad Abbou. Celui-ci montre une tectonique relativement faible par rapport au reste des Rehamna. Le synclinal de direction NNE a un bord redressé et présente deux replis mineurs à l'Ouest et un bord moins incliné à l'Est (fig.84). La partie centrale du synclinal est occupée par les argiles du Dévonien supérieur. Une étude sur stéréogramme a été faite par COSTAGIOLA et al. (1985) dans le flanc Ouest du synclinal pour préciser la géométrie de celui-ci. En effet, les études de GENDROT et al. (1969) qui indiquaient l'existence de récifs superposés du Dévonien inférieur, n'étaient que des dômes structuraux (stéréo.3; fig.84). Ces dômes correspondent à des replis qui affectent un même niveau carbonaté (dolomie blanche riche en entroques).

Le report des stratifications sur le canevas de Wülf (hémisphère supérieure) a permis de préciser que les deux structures appartiennent à une même phase de plissement de direction N23 (stéréo-5, fig.84). Cette direction correspond à la direction axiale de la phase majeure de déformation de l'orogénèse hercynienne (PIQUÉ, 1979) dans le Môle côtier.

- un domaine oriental ou Meseta centrale (PIQUÉ, 1981), qui est une zone où la déformation et le métamorphisme redeviennent faibles lorsqu'on s'éloigne du domaine central.

Au Nord, ce domaine correspond à la région de l'Oued Korifla (PIQUÉ, 1979) et du massif du Khatouat structuré en une succession d'arcs emboîtés correspondant à une virgation originelle du plissement à l'intérieur du Bassin de Sidi Bettache.

Au Sud, les Rehamna orientaux subissent très fortement l'influence du flux thermique et des pressions liées à la zone de cisaillement ductile des Rehamna centraux. Le métamorphisme est mésozonal avec des paragenèses à staurotide, disthène et grenat (HOEPFFNER, 1974). Les plis sont très serrés au SW, ils redeviennent amples en même temps que le métamorphisme diminue au NE (CORSINI, 1988).

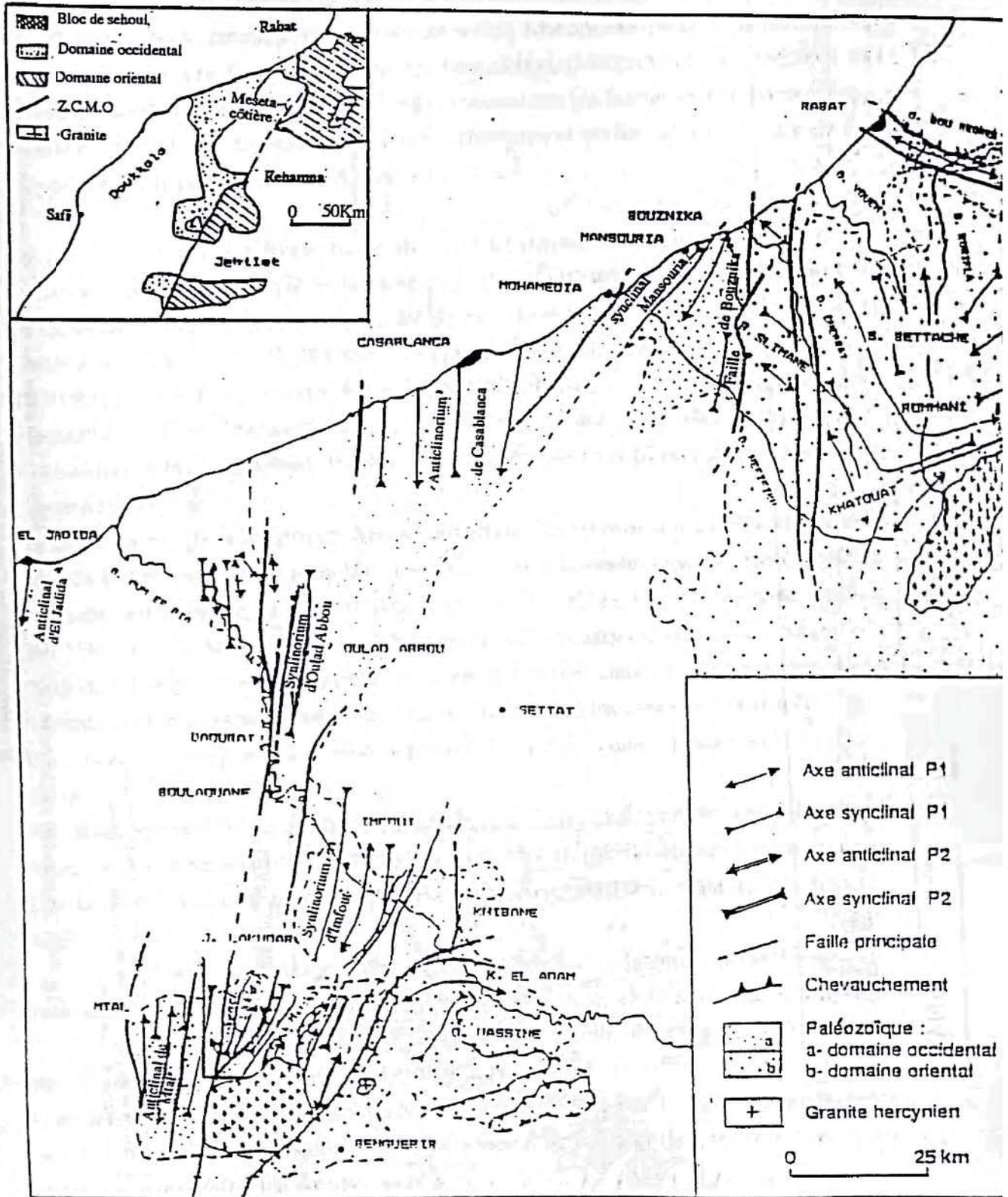
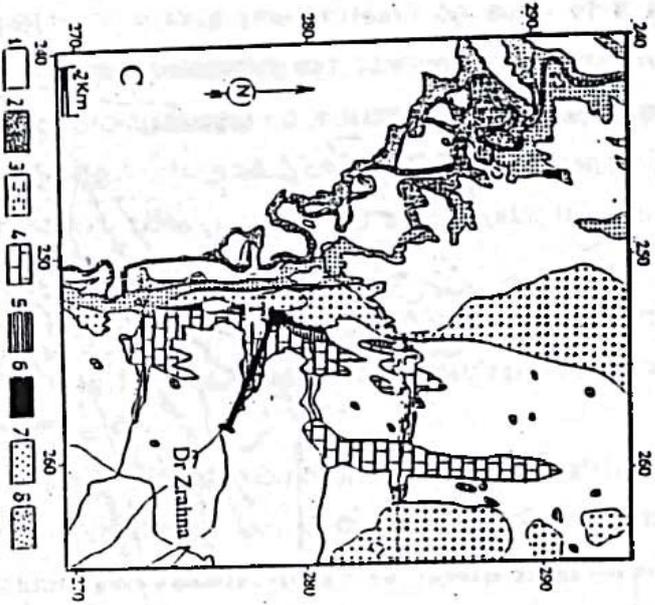
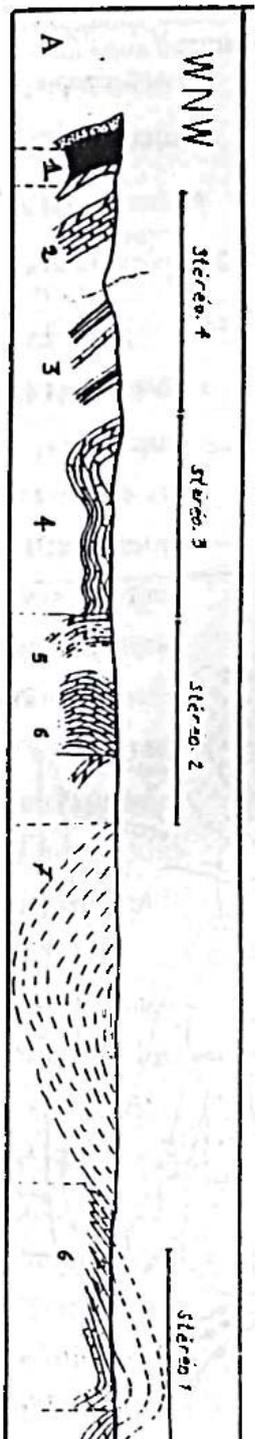


Fig.83 : Carte structurale de la Meseta occidentale (Corsini, 1988).



- 1 : Post-Trias; 2 : Trias indifférencié; 3 : Dévonien supérieur;
- 4 : Dévonien moyen; 5 : Dévonien inférieur; 6 : Silurien;
- 7 : Ordovicien; 8 : Cambrien.

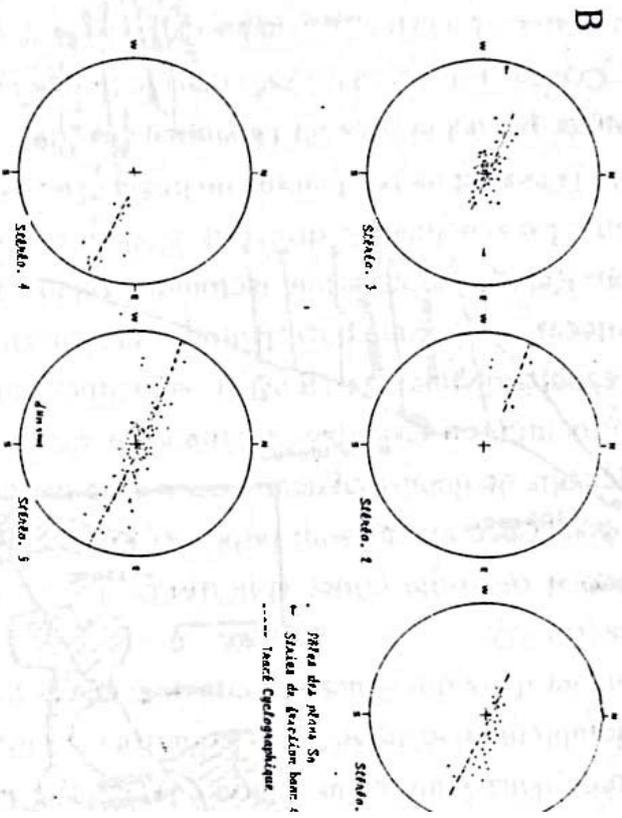


Fig. 84 : Organisation du Dévonien du synclinal d'Oulad Abbou (Costagliola & Leglise, 1985 modifiée)

A - coupe géologique
 B - stéréogramme sur Caneva de Wolf hemisphere supérieur.
 C - Localisation de la coupe du synclinal d'Oulad Abbou

Dans la région de Mechra Ben Abbou la déformation tardi-hercynienne est responsable du chevauchement et des failles inverses. Les coupes structurales (fig.85, 86, 87, 88) respectivement à travers les collines de Mechra Ben Abbou; la carrière de Bouchhada au niveau de la gare de Mechra Ben Abbou, (MICHARD & al., 1982) et au niveau de Koudiat Forcha HOUFAÏRI (1987) montrent que les failles sont en général sub-parallèles entre elles et engendrent des chevauchements et où les calcaires du Dévonien moyen chevauchent le Viséen et l'Autunien.

1.1.3 - Chronologie des déformations rencontrées.

L'évolution tectonique de la Meseta occidentale (POUTCHIKOVKY, 1978; ALLIX, 1978; PONS, 1979; MULLER & al., 1979; EL HASSANI, 1980, ZAIRAOUI, 1981; CORNÉE & MULLER, 1981; TAHIRI, 1982; CORNÉE & al., 1982; RAIS ASSA & al., 1983; RAIS ASSA, 1984; MAYOL & MULLER, 1985; EL KAMEL & al., 1985; CORNÉE et FERRANDINI, 1985; MAYOL, 1987; EL KAMEL, 1987; CORNÉE & al., 1987; BERNARDIN, 1987; OUKEMINI, 1988; CORSINI & al., 1988 a et b) est marquée par quatre phases de déformations :

*la phase anté-Viséen supérieur, liée à l'ouverture des bassins qui s'individualisent à partir du Dévonien inférieur jusqu'au Viséen supérieur à la limite orientale du môle côtier : bassin de Sidi Bettache au Nord (CHALOUAN, 1977; PIQUÉ, 1979), bassin de Mechra Ben Abbou (EL KAMEL, 1987), des Jebilet et du Haut-Atlas occidentaux (MAYOL, 1987; CORNÉE & FERRANDINI, 1985). Cette phase est caractérisée dans un premier temps par la dislocation et le glissement en masse (olistostrome) des terrains qui bordent le bassin dévono-carbonifère, puis par la mise en place de nappes gravitaires précoces (EL KAMEL, 1987).

*La phase majeure hercynienne : L'évolution tectonique hercynienne est polyphasée. Plusieurs phases se succèdent entre le Viséen supérieur, âge du dernier terrain impliqué dans la déformation, et le Westphalo-Permien, discordant (EL KAMEL & MULLER, 1988).

- la phase D1 est responsable de la formation de plis droits subméridiens P1, d'une schistosité S1.

- la phase D2, postérieure à la schistosité S1 qu'elle déforme, est à l'origine de plis P2 avec une schistosité de crénulation S2.

*Les déformations hercyniennes tardives se caractérisent par le jeu des principales failles subméridiennes en décrochement sénestre ou en failles inverses avec un déplacement qui s'effectue du SE vers NW.

*Les déformations post-hercyniennes qui caractérisent la région étudiée sont marquées essentiellement par une tectonique en distension liée à l'ouverture de l'atlantique, qui se manifeste dès le Trias par le jeu normal des accidents subméridiens et des failles N50-70 et N100-120. Cette tectonique distensive entraîne le basculement vers le Nord des Rehamna méridionaux par rapport aux Rehamna septentrionaux.

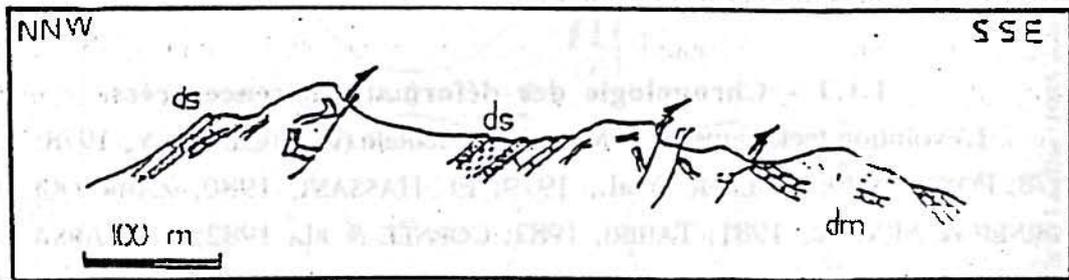


Fig.85 : Coupe effectuée à travers les collins au Nord de Mechra Ben Abbou (Michard, 1982).

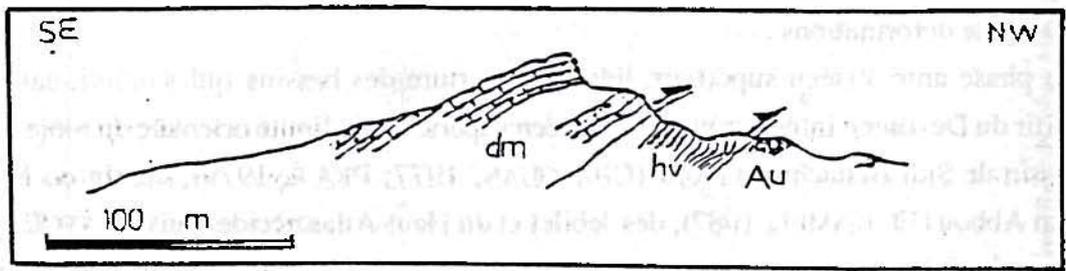


Fig.86 : Coupe effectuée au N-E de Mechra Ben Abbou (Michard, 1982).

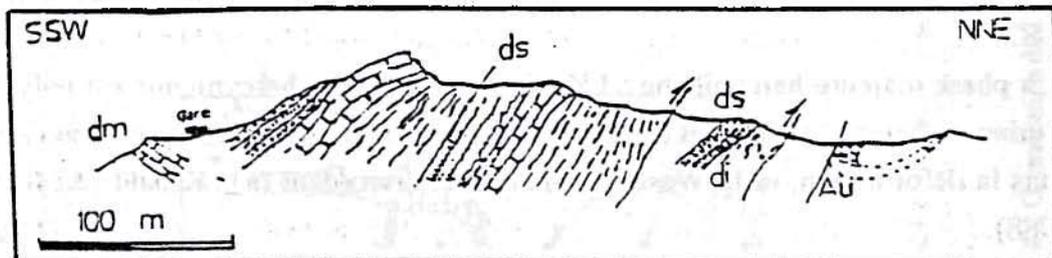


Fig.87 : Coupe effectuée au niveau de la gare de Mechra Ben Abbou (Michard, 1982).

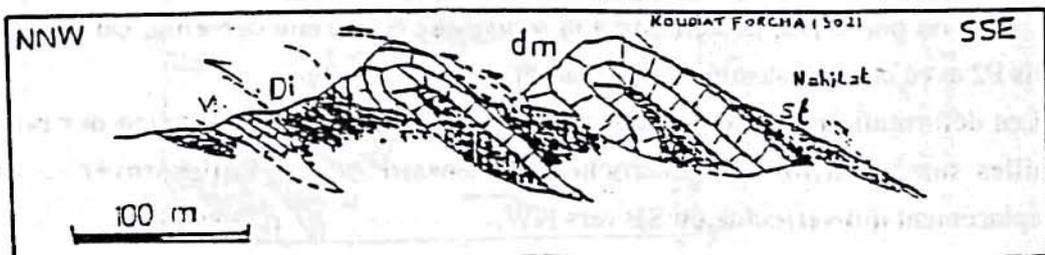


Fig.88 : Coupe effectuée au niveau du Douar Nahilat (Houfaiiri, 1987).

- Au : conglomérats indurés autuniens
- Hv : Grès et Pélites Viséennes
- Ds : Grès roux Struniens
- Dm : Calcaires massifs (Dévonien moyen).

1.2 - Données tectoniques en subsurface

1.2.1 - Essai de synthèse sur l'évolution tectonique des Doukkala

La région de Doukkala a fait l'objet de plusieurs études géophysiques : sismique et gravimétrique. Les différentes interprétations disponibles, réalisées à partir de données géophysiques et de sondages (BARBU, 1977; LERIDON, 1986; BERNARDIN, 1988; LEROY, 1993) portent sur la structuration profonde du bassin de Doukkala. Cette région a été le siège d'une activité tectonique caractérisée par une évolution qui englobe les cycles "calédonien" des mouvements dévoniens, les cycles hercynien et post-hercynien (en particulier au Trias-Lias) (MICHARD, 1978) se manifestent inégalement suivant les secteurs. En effet cette tectonique est matérialisée par la présence de horsts et grabens dès le Cambrien. Ces structures participent au contrôle de la paléogéographie du Dévonien, et à la structuration hercynienne. Elle se poursuit jusqu'au Trias-Lias (Rifting Atlantique) voir même jusqu'à l'Actuel (Escarpement d'El Jadida) en réactivant les structures anciennes.

1.2.1.1 - Période cambrienne :

Au Cambrien se développe une sédimentation à dominante détritique (grès et siltites). La puissance de ces dépôts cambriens ou cambro-ordoviciens indifférenciés a pu être estimée à partir d'une étude gravimétrique surface (BERNARDIN, 1987). Les principaux résultats sont rassemblés sur la carte isopaque déduite des données de la sismique et de la gravimétrie (fig.89, 90). Il en résulte des zones hautes et des zones affaissées. D'ouest en est, il a distingué :

A - le horst de Sali, B - le graben d'Oulad Bouzid (OBZ1), C - le horst d'El Jadida, D - le graben de Bouhlal (BHL1).

Cette architecture en horst et graben indique la présence d'une tectonique en extension contrôlée principalement par le jeu normal de zones faillées subméridiennes (fig.89,91):

- ainsi que la zone de cisaillement de la Meseta occidentale de direction globale N30 à l'est et au Sud, le faisceau de failles du Tizi-n'Test de direction N60.

Pendant cette période cambrienne, le bassin s'est comporté comme un rift intracontinental qui semble être guidé par la différentiation en zones hautes et en zones basses. Cette différenciation repose sur la variabilité des taux de subsidence.

Cette configuration se poursuit à l'Ordovicien, en effet le passage du Cambrien à l'Ordovicien n'est pas connu en subsurface (BARBU, 1977). Cependant la présence des faciès détritiques attribués à l'Ordovicien dans les forages OYB1 et BHL1 suggérerait que le bassin Ordovicien avait approximativement la même étendue que celle du bassin cambrien.

A l'Ordovicien supérieur (Hirnantien), l'Ouest marocain (englobant la région des Doukkala) a été le siège d'une sédimentation-épicontinentale, littorale (HAMOUMI, 1988). En effet, les zones subsidentes ont migré vers les zones orientales marocaines. Un

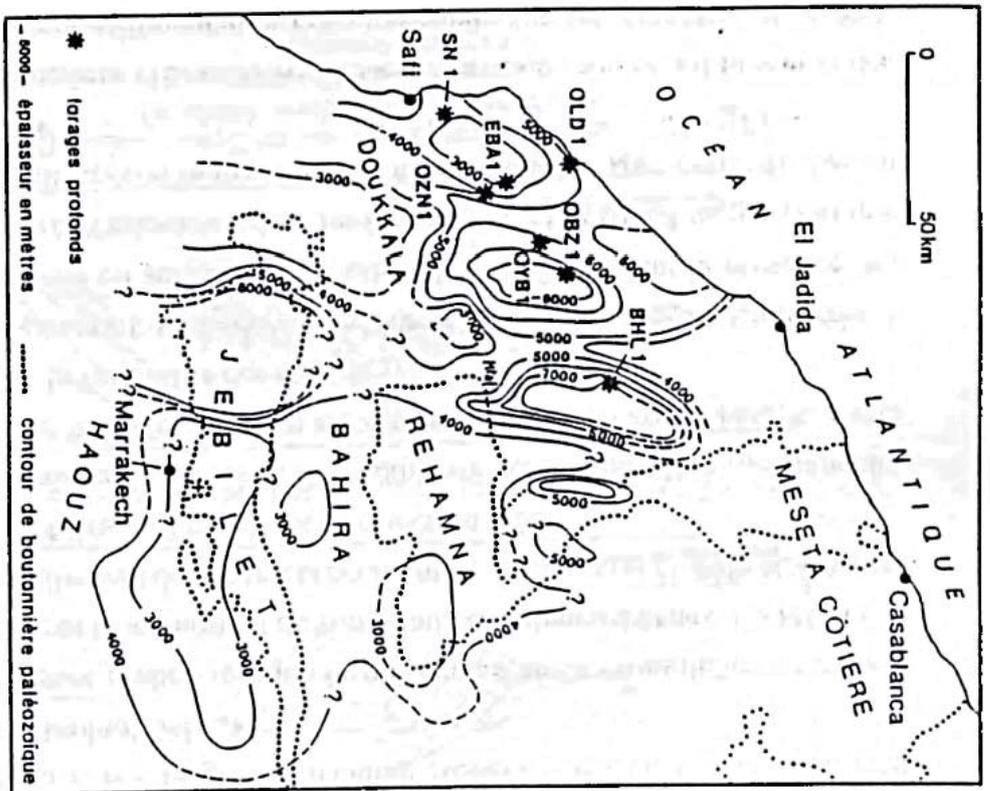


Fig. 90 : Le graben cambrien moyen ouest-mésétien : isopaques des dépôts terrigènes du Cambrien moyen (Bernardin & al., 1988).

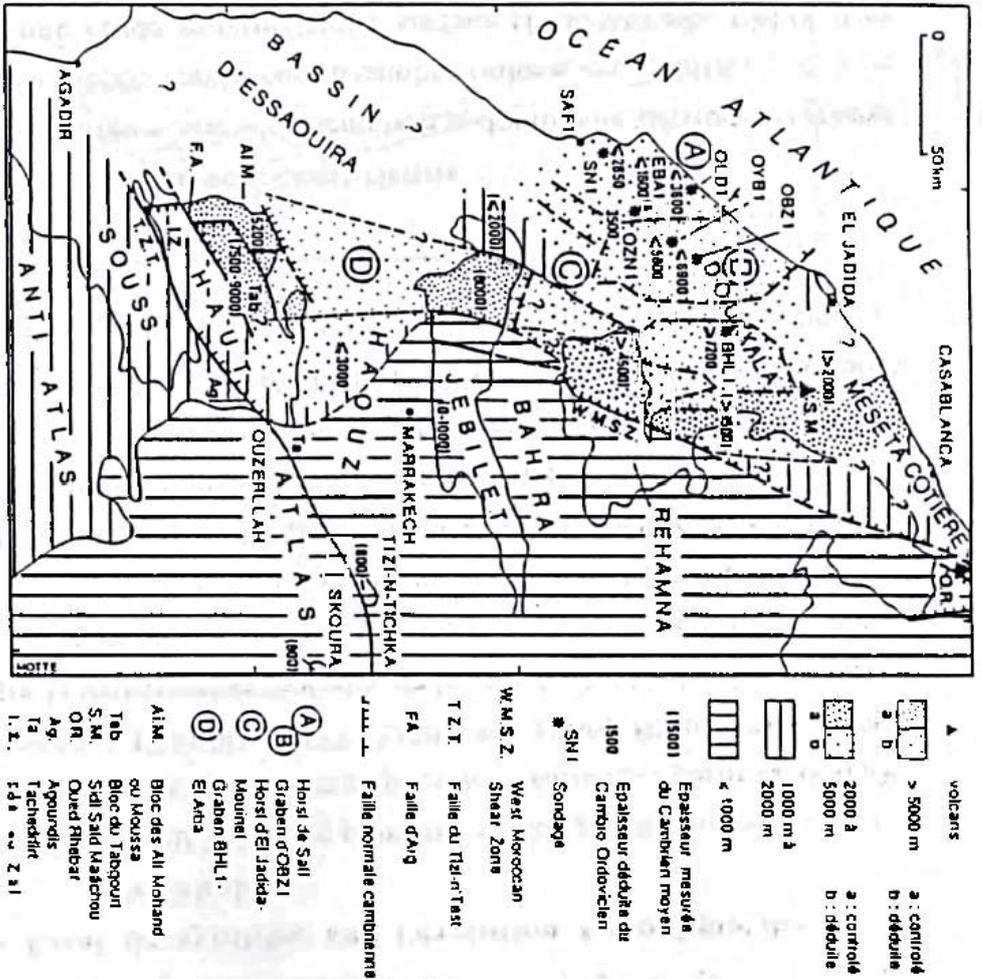


Fig.89 : Carte des isopaches du paléozoïque de la Meseta occidentale d'après les données de surfaces et de subsurface (Bernardin, 1987).

domaine de talus se situait dans le Maroc central. Cette paléogéographie s'est maintenue, globalement, au Silurien (PIQUÉ, 1979, 1994; ZAHRAOUI, 1991; TAHIRI, 1991).

1.2.1.2 - Période dévonienne :

Au début du Dévonien, la paléogéographie de la Meseta est dominé par la présence d'un sillon profond (de Marrakech - Oujda) à sédimentation flyschoides au Dévonien inférieur (PIQUÉ, 1979; PIQUÉ & al., 1983; HOEPFFENER, 1987; BOUABDELLI, 1989), ce sillon est bordé à l'ouest, d'abord par un domaine de talus (régions d'Azrou - Khénifra) puis par une plate-forme occidentale dans la Meseta occidentale (dont la région des Doukkala). Dans cette plate-forme, la sédimentation est terrigène devenant exclusivement carbonatée et récifale au Dévonien moyen. Cette plate-forme connaîtra des différenciations en zones hautes et basses sous l'effet d'une tectonique distensive reprenant les failles anciennes, en particulier celles ayant joué au Cambrien et à l'Ordovicien.

Dans la région de Doukkala, l'architecture de la tectonique dévonienne a été proposée par BARBU (1977). Il distingue quatre zones séparées par des accidents tectoniques (fig.92):

A) La zone d'El-Bella-Ouled-Abid, comprise entre la côte Atlantique et la faille régionale d'Oulad-Ziane où les argilites du Dévonien supérieur prédominent.

B) La zone d'Oulad-Yacoub bordée par les failles d'Oulad-Ziane et de Drabla. Celle-ci est marquée par des dépôts carbonatés du Dévonien moyen. Ces deux failles par leur rajeunissement successifs, ont joué un grand rôle dans l'évolution ultérieure de Doukkala.

C) La zone de Bourada, longue et étroite, comprise entre la faille de Drabla et la ligne qui marque vers l'Est la disparition des formations dévoniennes.

D) La zone de Beni-Hlal, où le Trias repose sur le Cambro-Ordovicien.

Dans les profils sismiques que nous avons réinterprété DB6 et DK24, ces failles présentent une orientation globalement NE-SW avec des pendages variables vers l'ouest et/ou l'est. Dans le détail les profils DB6 et DK24 montrent :

* Profil sismique DK24 (fig.93A)

Le profil sismique DK₂₄ long de 30 km et orienté Ouest-Est, passe par le sondage DOT₁ qui est utilisé pour le calage .

Les mêmes horizons que ceux décrits précédemment, se retrouvent dans ce profil:

- Le toit du Dévonien moyen et celui du Dévonien inférieur qui sont continus tout au long du profil sismique, Le toit du Dévonien supérieur qui disparaît au point de tir 330, Le toit du Permo-Carbonifère qui se montre toujours continue, Le toit du Trias.

Dans ce profil les variations d'épaisseur des séries allant du Dévonien inférieur au Trias obéissent aux changements brutaux de la profondeur du socle ancien (anté-cambrien probable). Trois zones tectono-sédimentaires ont été définies :

- au centre du profil, se situe un graben (entre les points de tir 315-490) subsident dans

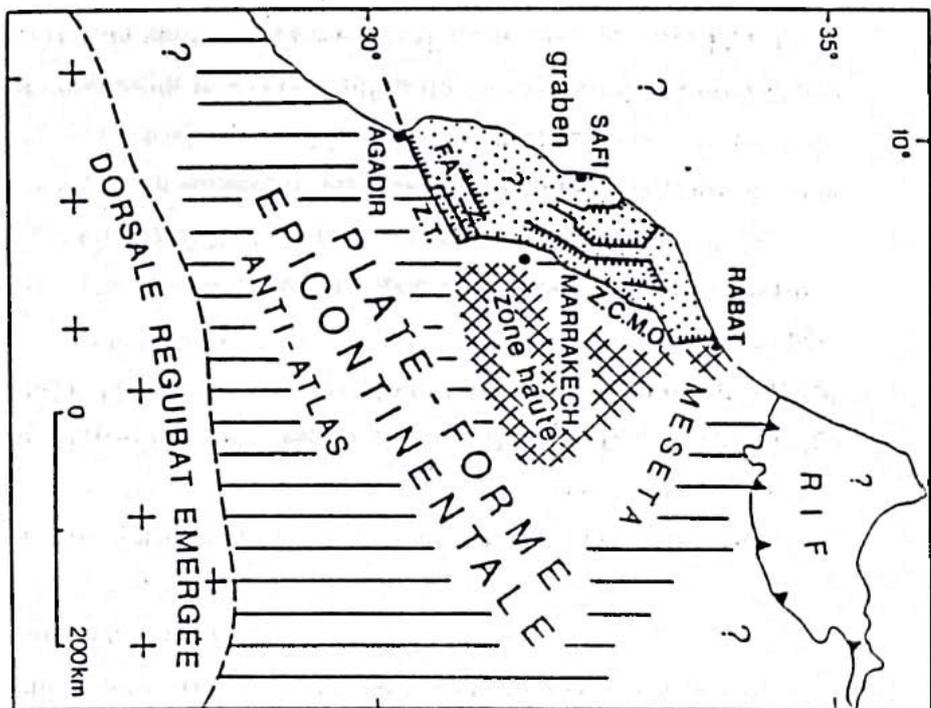


Fig. 91 : Les zones tectono-sédimentaires du Maroc au Cambrien moyen
 (D'après Bernardin & al., 1988).

Z.C.M.O. : Zone de Cisaillement de la Meseta occidentale ;
 F.A. : Faille d'Arg ; Z.T. : Faille du Tizzin Test

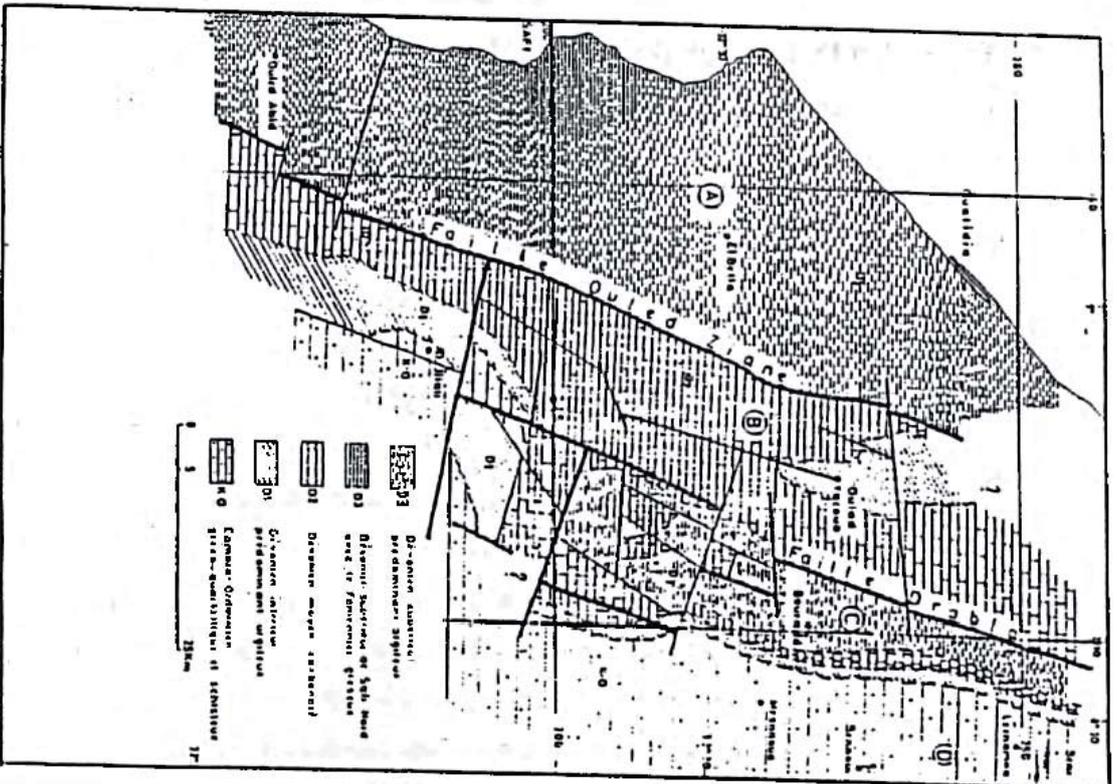


Fig. 92 : Carte de distribution de faciès à la surface de discordance post-dévonienne avec mise en évidence des zones des Doukkala (D'après Barbu, 1977).

- (A) ZONE D'EL BELLA - OULED ABID
- (B) ZONE D'OULAD YACOUR
- (C) ZONE DE BOUMADA
- (D) ZONE DE BEHI HIAL

lequel les séries post-ordoviciennes et anté-triasiques sont affectés par des failles inverses; tandis que les séries anté-ordoviciennes sont relativement calmes, ce qui laisse penser la présence d'un décollement entre l'anté-ordovicien les séries triasiques. Il semble que les failles normales délimitant le graben jouent en inverse pendant l'orogénèse hercynienne (crochon de faille).

- à l'Est l'érosion ou même l'absence des termes post dévoniens moyen semble être expliquée par la présence d'un horizon qui correspondrait à la continuation du soulèvement du socle anté-cambrien localisé au niveau des Jebilet comme en témoigne les modèles gravimétriques des profils 1 et 2. (BERNARDIN, 1988).

*** Profil sismique DB6 (fig.93B)**

Le profil de 50 km de longueur est orienté Ouest-Est ; quatre horizons ont été distingués:

- l'horizon du toit du Dévonien inférieur, l'horizon du toit du Dévonien moyen, l'horizon du toit du Dévonien supérieur, l'horizon du toit du Permo-carbonifère, l'horizon triasique.

Le profil interprété montre une zone non tectonisée à léger pendage vers l'Ouest. Vers l'Est on rencontre un système de failles inverses de direction N-S et à vergence ouest. Un chevauchement a été identifié au point du tir 460 mettant en contact le Dévonien moyen sur le Dévonien supérieur.

L'extrême partie Est du profil est marquée par une faille synsédimentaire au Dévonien à vergence Ouest. Cette dernière est scellée par la discordance d'âge probable Dogger.

La variation d'épaisseur du Dévonien inférieur, la lacune du Dévonien supérieur et la fossilisation des failles par le Trias montrent que pendant le Dévonien régnait le caractère synsédimentaire. Certaines failles sont listriques et confirment la structuration en blocs basculés du soubassement dévono-carbonifère.

*** Déformations des séries du Paléozoïque inférieur et moyen**

Les formations du paléozoïque inférieur et moyen observées dans les profils sismiques que nous avons réinterprétés, ainsi que dans ceux de LEROY (fig. 94 et 95) (DB1, DA5, DB6 et DA3, 1993) et de TREPANIER (DB6 et DK24) (fig.96) montrent des épaisseurs variables sur toute la région de Doukkala. Cette variation est liée à l'intensité de l'érosion post dévonnaie différentiellement exposée à la suite des déformations hercyniennes. L'amplitude de ces déformations varie d'un point à l'autre (fig.97) :

- Dans la partie sud-ouest (partie ouest du profil DB6), ces déformations sont faibles et limitées à un vaste anticlinal de direction SSW-NNE, celui-ci conserve les trois termes du Dévonien. D'une manière plus générale, c'est l'ensemble des séries situées à l'ouest des Doukkala qui est peu déformé durant cette orogénèse (profils DB1, DA5, DB6, DA3).

- La zone haute centrale apparaît en revanche plus affectée (profils DB6, DA5); on y distingue un grand synclinal englobant l'ensemble du paléozoïque auquel se superpose

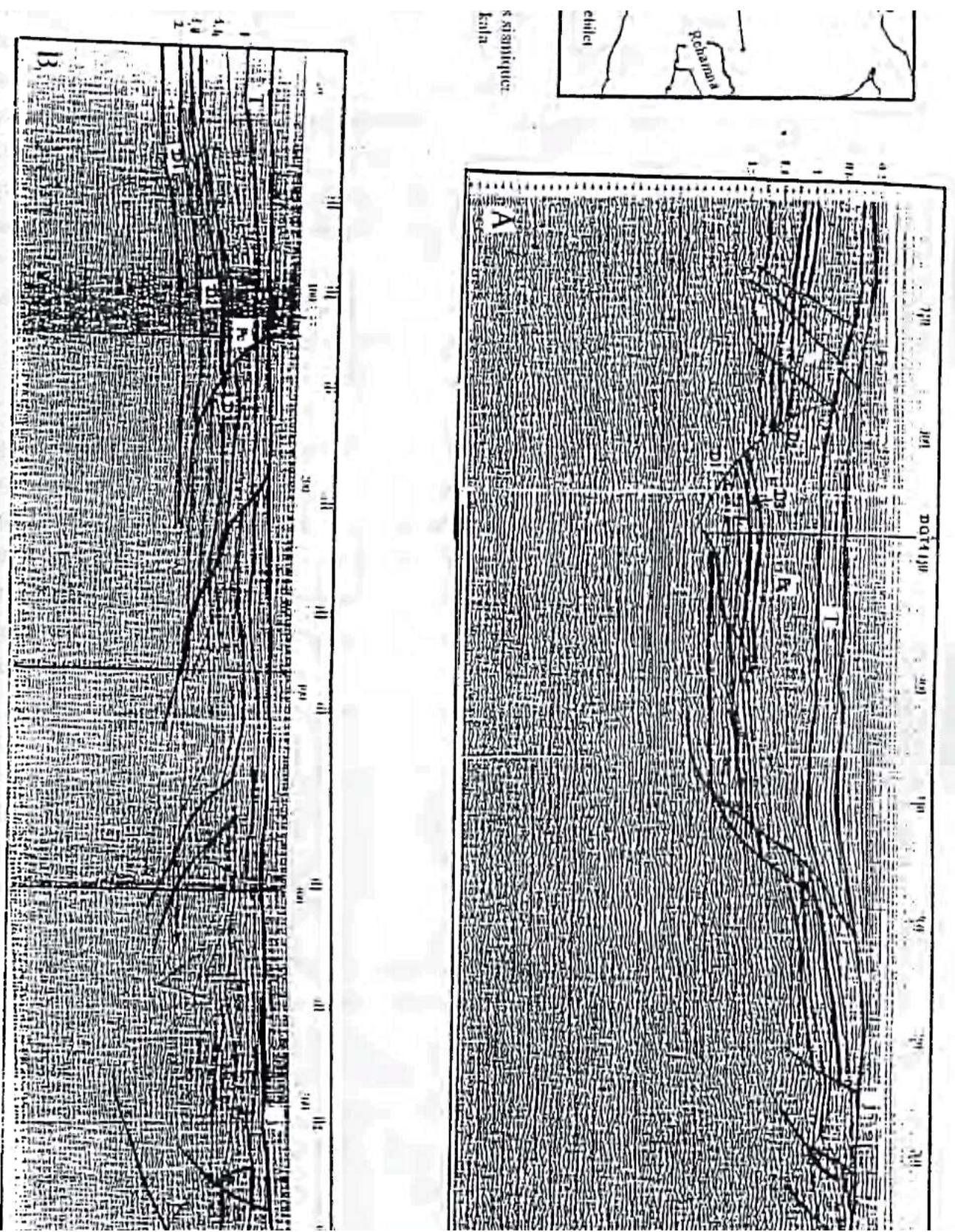
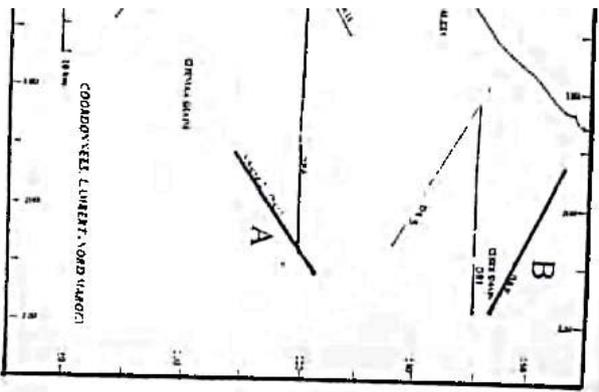


Fig. 93 : Profils sismiques réduits DK24 (A) et DB6 (B) à travers le bassin de Doukkala



Position des profils sismiques A et B dans le bassin de Doukkala

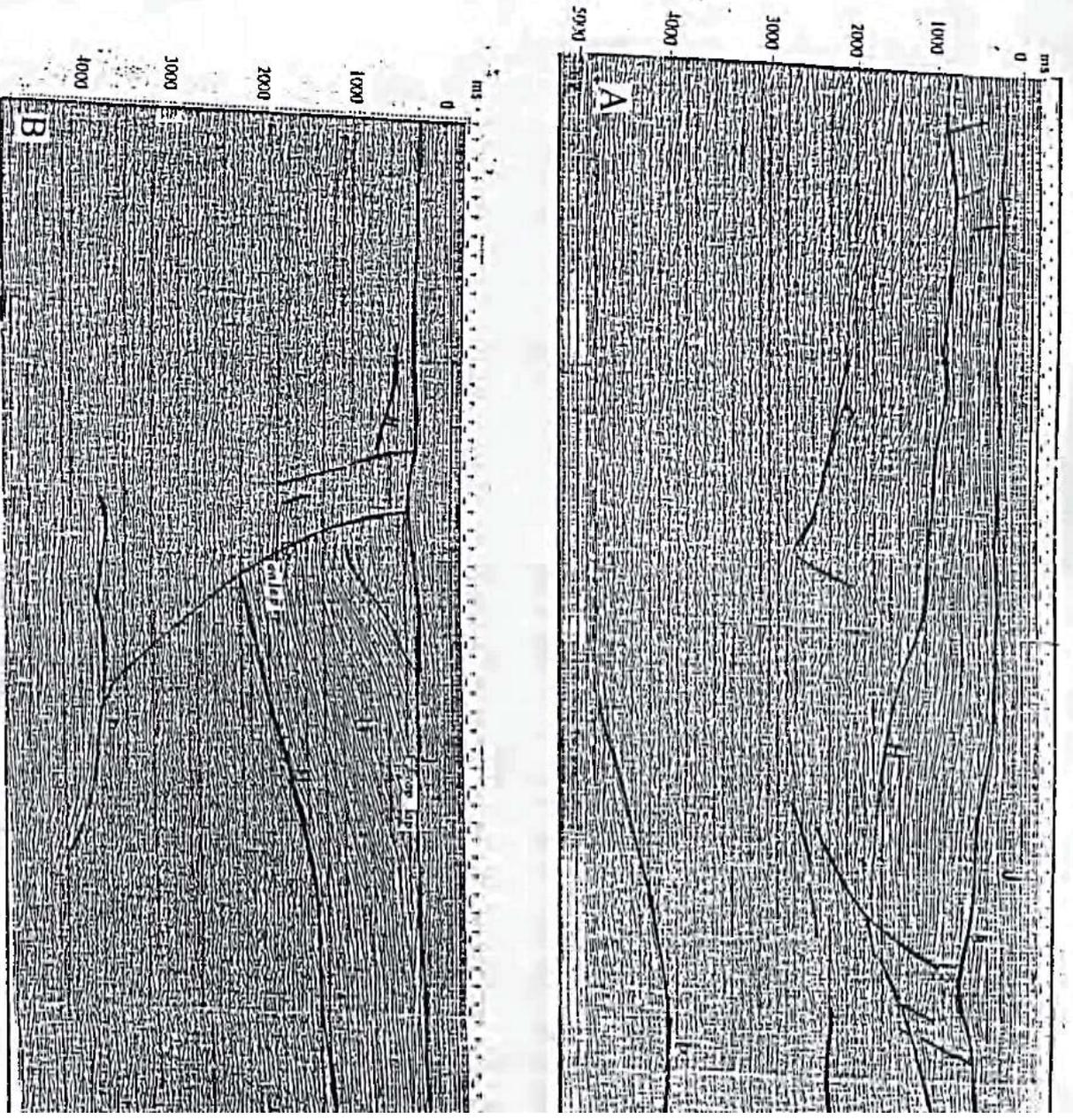


Fig. 95 : Profils sismiques réduits DA13 (A) et DA8 (B) à travers le bassin de Doukkala

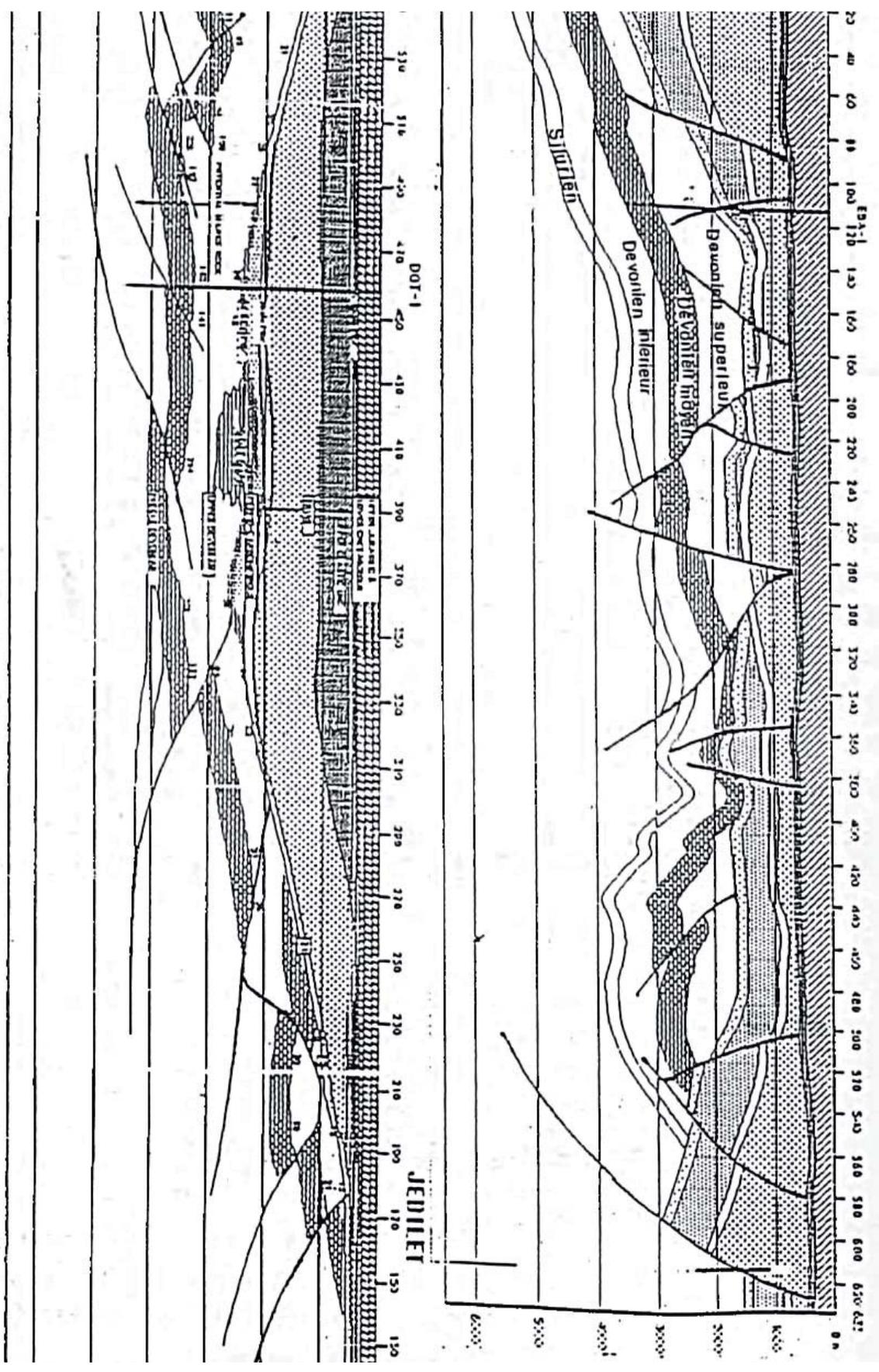
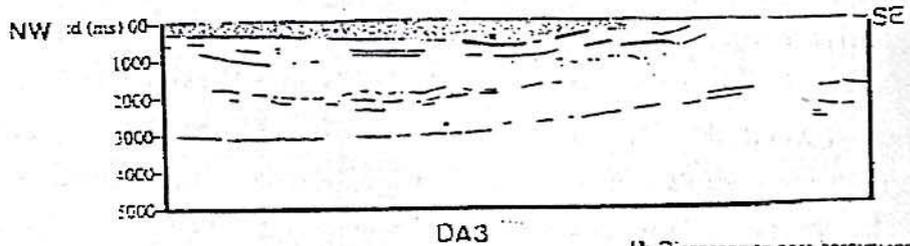
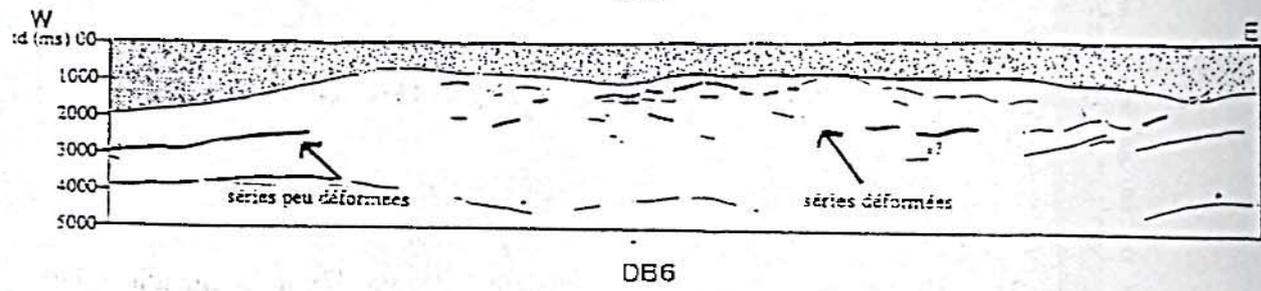
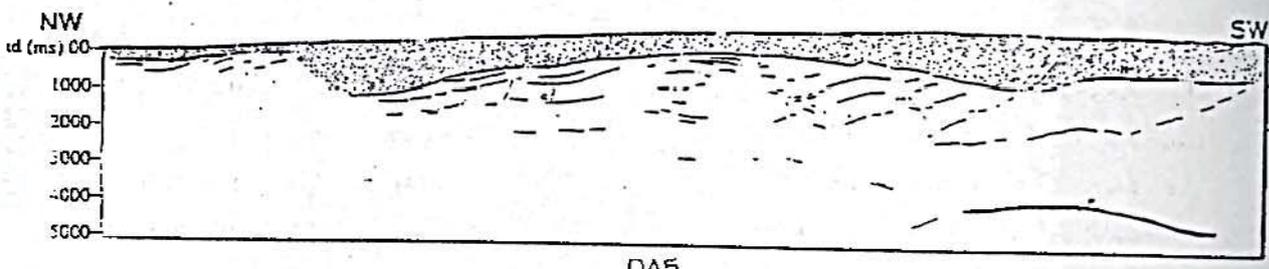
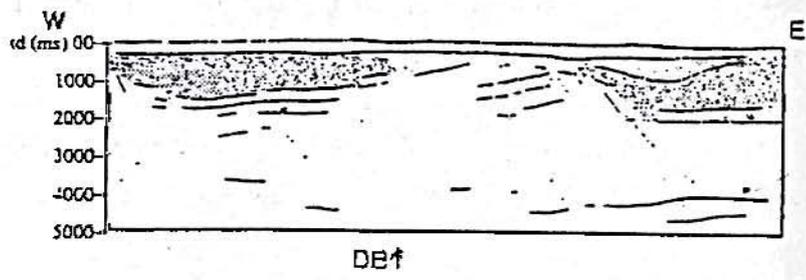


Fig. 96 : Coupes géosismiques des profils DB6 (A) et DK24 (B)
 (D'après Trepanier, 1988).



0 5KM

H: Discordance post-hercynienne
 C: Top du cambrien
 P: Base du cambrien

Formations post-hercyniennes

Formations paléozoïques

Fig.97 : Mise en évidence des déformations hercyniennes sur la zone des Doukkala à partir de 4 profils étages du Nord au Sud (d'après Leroy, 1993)

une succession de plis (toujours orientés SSW-NNE) qui déforment uniquement le paléozoïque moyen et supérieur.

Ces plis apparaissent souvent limités par des failles normales à pendage orienté vers l'Est qui amènent à l'individualisation de blocs. Si la majorité des failles sont scellées par la discordance H (post-hercynienne), il semble que certaines failles inverses (difficiles à mettre en évidence sur les profils sismiques) ou normales aient pu être générées aux premiers stades de la fracturation comme en témoignent les déformations de la discordance H visibles sur certains coupes (ex : profil DB6). Les différences de niveaux de ces blocs induisent une érosion différentielle du Dévonien dont les termes conservés au toit de la série varient du Dévonien moyen au Dévonien inférieur.

- La partie Est semble également peu déformée. A la différence de la situation à l'Ouest, la quasi-totalité des dépôts dévoniens a été érodée et il est en réalité difficile d'apprécier objectivement les déformations hercyniennes dans cette zone.

1.2.1.3 - Période triasique :

La zone de Doukkala pendant cette période est constituée d'un ensemble d'hémigrabens dont l'individualisation est postérieure au Trias supérieur (LEROY, 1993). Cet épisode de fracturation, antérieur à contemporain de la série supra-basales est daté du Lias basal. Les failles qui bordent les grabens sont listriques.

Les profils sismiques étudiés par TRÉPANIER (1988), LEROY (1993) et les profils que nous avons réinterprété, montrent l'enracinement des failles en profondeur dans les niveaux du paléozoïque.

Les hémigrabens recoupés par ces diverses sections montrent un remplissage régulier. Les structures faillées et l'extension dont elles témoignent sont les marqueurs les plus évidents du rifting.

1.3 - Conclusion :

La tectonique distensive a débuté dès le Cambrien par l'individualisation d'un ensemble de zones hautes et de zones basses. Celle-ci sont limitées par des failles bordières souvent listriques (Rift intra-continental). Le Dévonien n'a pas échappé à cette tectonique distensive. Les anciennes zones de flexures cambriennes sont réactivées et ont permis l'installation de bioconstructions récifales très probablement au dévonien inférieur et supérieur. La période relativement calme (Dévonien moyen) a permis l'installation de bioconstructions récifales puis leur homogénéisation à l'ensemble de la Meseta occidentale. Pendant le Trias la région de Doukkala est constituée d'hémigrabens limités par des failles bordières dont les plus importantes sont situées à l'emplacement des limites du graben cambrien.

(Rift Atlantique contrôlé par les flexures cambriennes).

Ainsi, la région de Doukkala a été en permanence depuis le Cambrien (au moins) jusqu'au Trias, le théâtre d'une activité tectonique (parfois synsédimentaire) faisant

activer et / ou les failles anciennes sub-méridiennes.

2 - Eustatisme : successions sédimentaires et stratigraphie séquentielle

Pour appliquer la stratigraphie séquentielle aux dépôts dévoniens de la région étudiée nous avons choisi comme exemple le Dévonien moyen (fig.98). Au cours de cette période la sédimentation carbonatée principalement biogène a envahi d'une façon homogène l'ensemble de la Meseta occidentale.

2.1 - Discontinuités sédimentaires

Le Dévonien moyen est bien encadré par deux discontinuités sédimentaires majeurs identifiées dans la partie ouest de la Meseta occidentale et dans l'ensemble de la Meseta marocaine.

La discontinuité basale (discontinuité D1) marquant le passage Emsien-Eifélien est matérialisée sous différents aspects : surface irrégulière, brusque changement de la lithologie et niveau ferrugineux.

La discontinuité sommitale qui marque le passage Givétien-Frasnien se caractérise par les aspects suivants : surface bioturbée et changement brutale dans les sédimentation. Par ailleurs à l'intérieur du Dévonien moyen, d'autres discontinuités existent dont la discontinuité intra dévonienne moyen (limite Eifélien-Gévitién) d'ampleur régionale est relativement importante (limite des séquences de 3^{ème} ordre).

Ces trois discontinuités majeurs correspondent aux limites des séquences régionales (3^{ème} et 4^{ème}). Elles sont considérées comme des discontinuités (discordances, VAIL & al., 1987) de baisse des eaux marines. Elles sont par définition, synchrone (lignes-temps) dans l'ensemble du territoire considéré.

2.2 - Les cycles eustatiques et cortèges sédimentaires associés

Sur le plan sédimentaire, les dépôts du Dévonien moyen sont marqués par des lithologies variées à savoir :

- des carbonates de milieu de plate-forme interne qui correspondent à des calcaires bien stratifiés alternant avec des calcaires noduleux;
- des calcaires bioconstruits qui soulignent le développement d'une plate-forme carbonatée récifale.

Sur le plan tectonique, le Dévonien moyen est une période relativement calme, les indices d'une tectonique synsédimentaires sont rares voire absents.

En considérant ces caractéristiques et les grandes discontinuités, l'interprétation stratigraphique séquentielle des dépôts du Dévonien moyen met en évidence deux cycles eustatiques (séquences sédimentaires de 3^{ème} ordre). Le premier cycle d'âge Eifélien est marqué par l'association de trois cortèges sédimentaires :

- le premier cortège sédimentaire s'apparente à un prisme de bordure de plate-forme (PBP). Il a été identifié dans les régions d'Oulad Abbou et Doukkala, il est

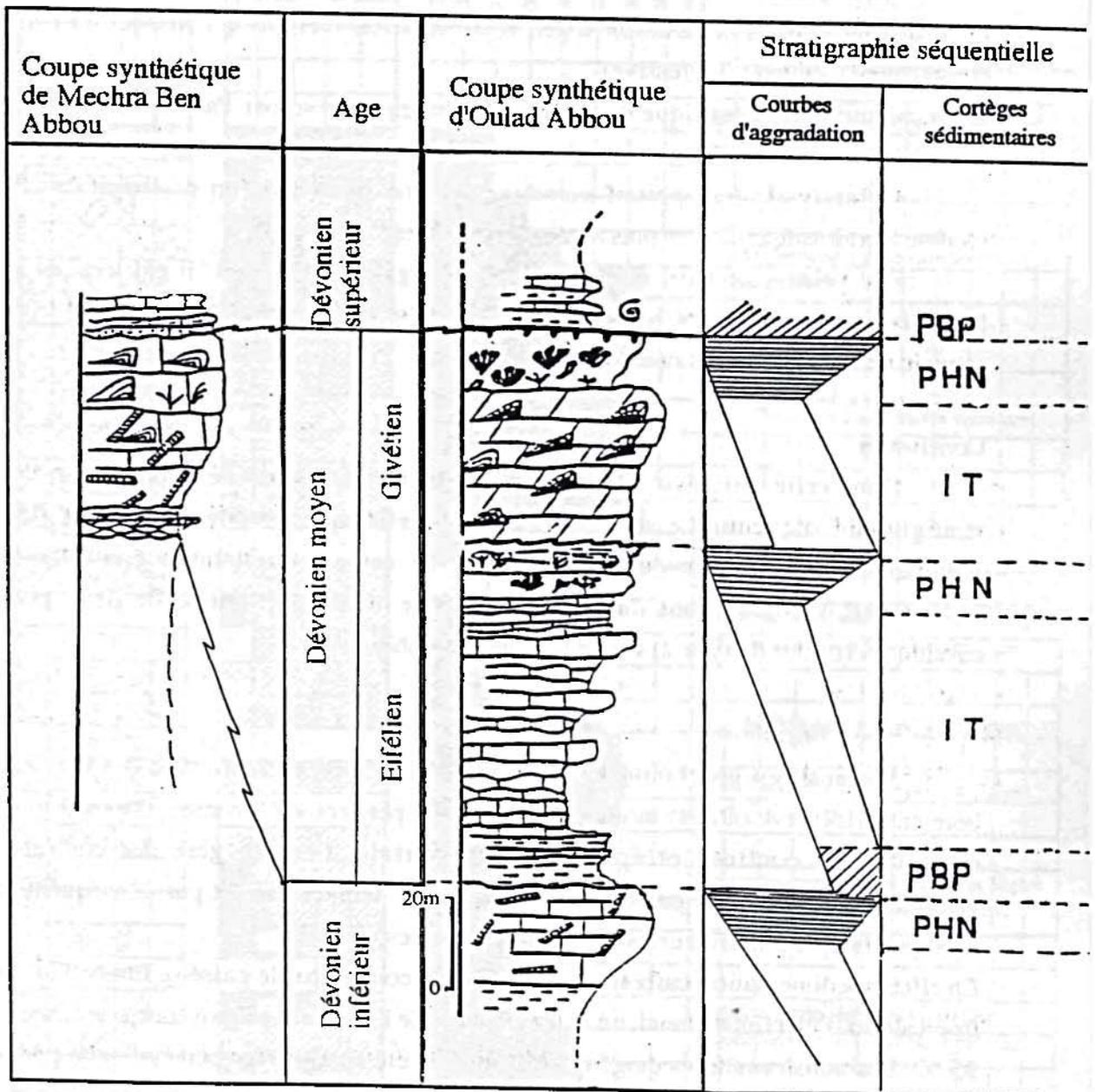


Fig.98 : Coupes synthétiques de Mechra Ben Abbou et d'Oulad Abbou interprétées en terme de stratigraphie séquentielle.

Prisme de bordure de plate-forme = PBP; 2 : Prisme de haut niveau = PHN; 3 : Intervalle transgressif = IT

essentiellement marno-calcaire;

- le deuxième cortège sédimentaire correspond à l'intervalle transgressif qui est (IT) marqué par l'étalement du faciès calcaires noduleux sur l'ensemble de la région étudiée;

- le troisième cortège sédimentaire constitue le prisme de haut niveau marin (PHN) et se distingue par l'installation d'une sédimentation récifale qui marque la fin du comblement (séquence régressive).

Le deuxième cycle eustatique d'âge Givetien est caractérisé par l'association de deux cortèges sédimentaires. Leur distinction est basée sur leur contenus fauniques :

- l'intervalle transgressif correspond à une sédimentation péri-récifale et/ou récifale à prairie de crinoïdes puis à stromatoporoïdes;

- le prisme de haut niveau (PHN) est également récifal, il est marqué par l'abondance des coraux en batonnets (stick corals) et en cornes (horn corals) vivant souvent en buissons ou en prairies.

Conclusion

Dans cette tentative (absence de la charte eustatique) de l'application de la stratigraphie séquentielle, notre analyse a montré que le développement de la sédimentation carbonatée du Dévonien moyen est essentiellement contrôlée par l'eustatisme. Les variations du niveau de la mer montre l'évolution de deux cycles eustatiques (cycles de type 2) sur un fond marin stable.

3 - Climat

Les analyses géochimiques (SNPA, 1965); relatives à l'évolution des teneurs en bore entre 150 et 450PPM) montrent (fig.99) que pendant le Dévonien moyen le milieu est nettement confinée et épisodiquement sursalé. Ceci suggère des contraintes écologiques interprétées par une augmentation de température et par conséquent une superposition de phase de croissance des organismes récifaux.

En effet la sédimentation carbonatée dans l'actuel comme par le passé se limite à la zone tropicale sous un climat chaud, où la température de l'eau varie en moyenne entre 20 et 35 °C. Les transformations diagénétiques qui ont été enregistrées pendant cette période dévonienne montrent l'importance des oscillations climatiques dont témoignent la recurence des période émerssives. D'autre part des structures sédimentaires et diagénétiques : cimentation précoce, dolomitisation synsédimentaire, polygones de dessiccation et diversité de la faune récifale, plaident en faveur de l'instauration d'un climat chaud pendant le Dévonien moyen.

D'une façon globale, l'événement biosédimentaire récifal du Dévonien moyen constitue la fin d'un cycle climatique où le réchauffement est maximal.

L'influence du climat se manifeste à plusieurs échelles à travers la relation glaciation-eustatisme. Il contribue à l'élaboration des séquences moyennes 2ème et 3ème

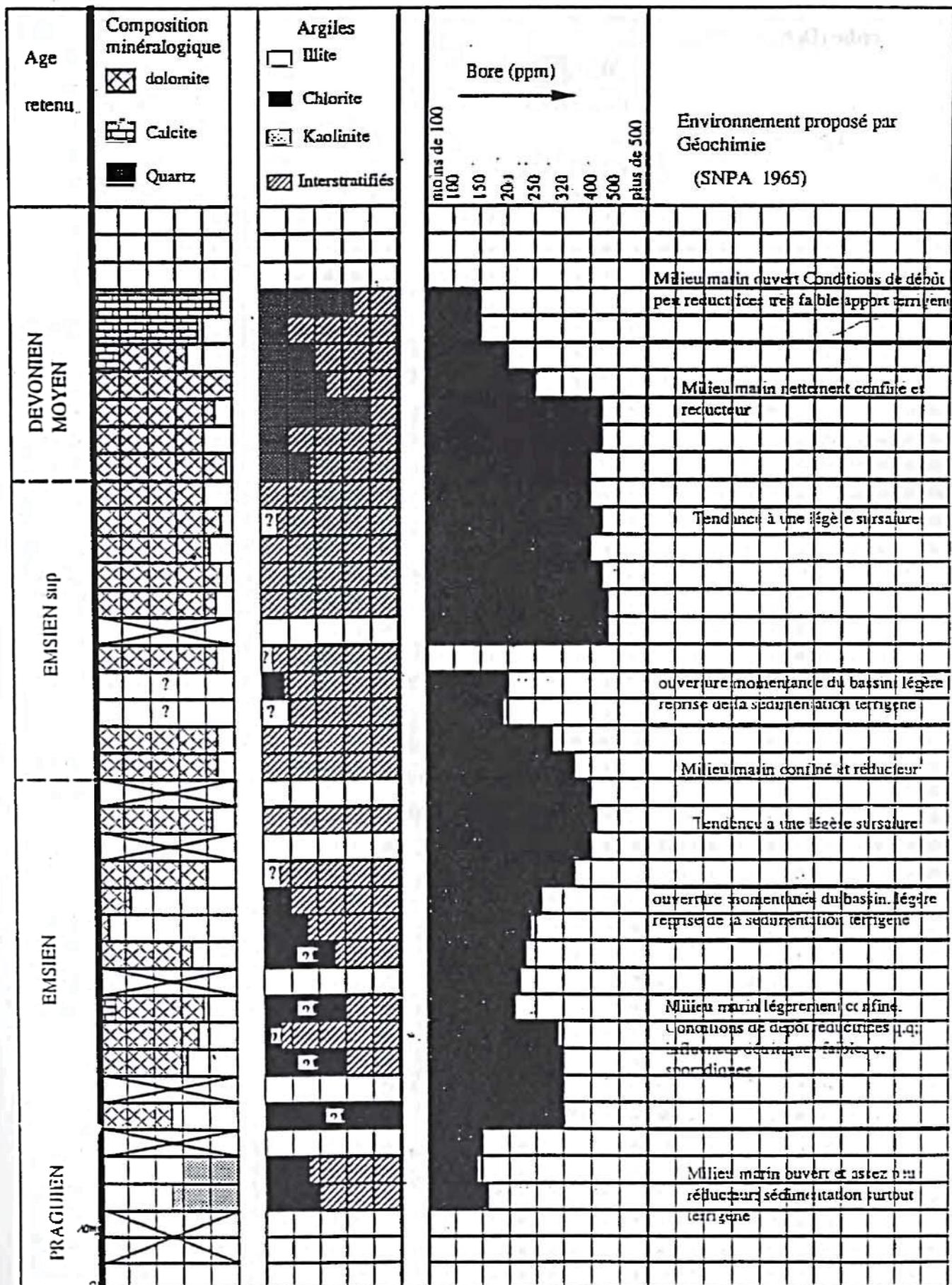


Fig.99 : Evolution minéralogique et géochimique du flanc Ouest du synclinal d'Oulad Abbou (SNPA Elf Aquitaine, 1965).

ordre (Delfaud, 1986).

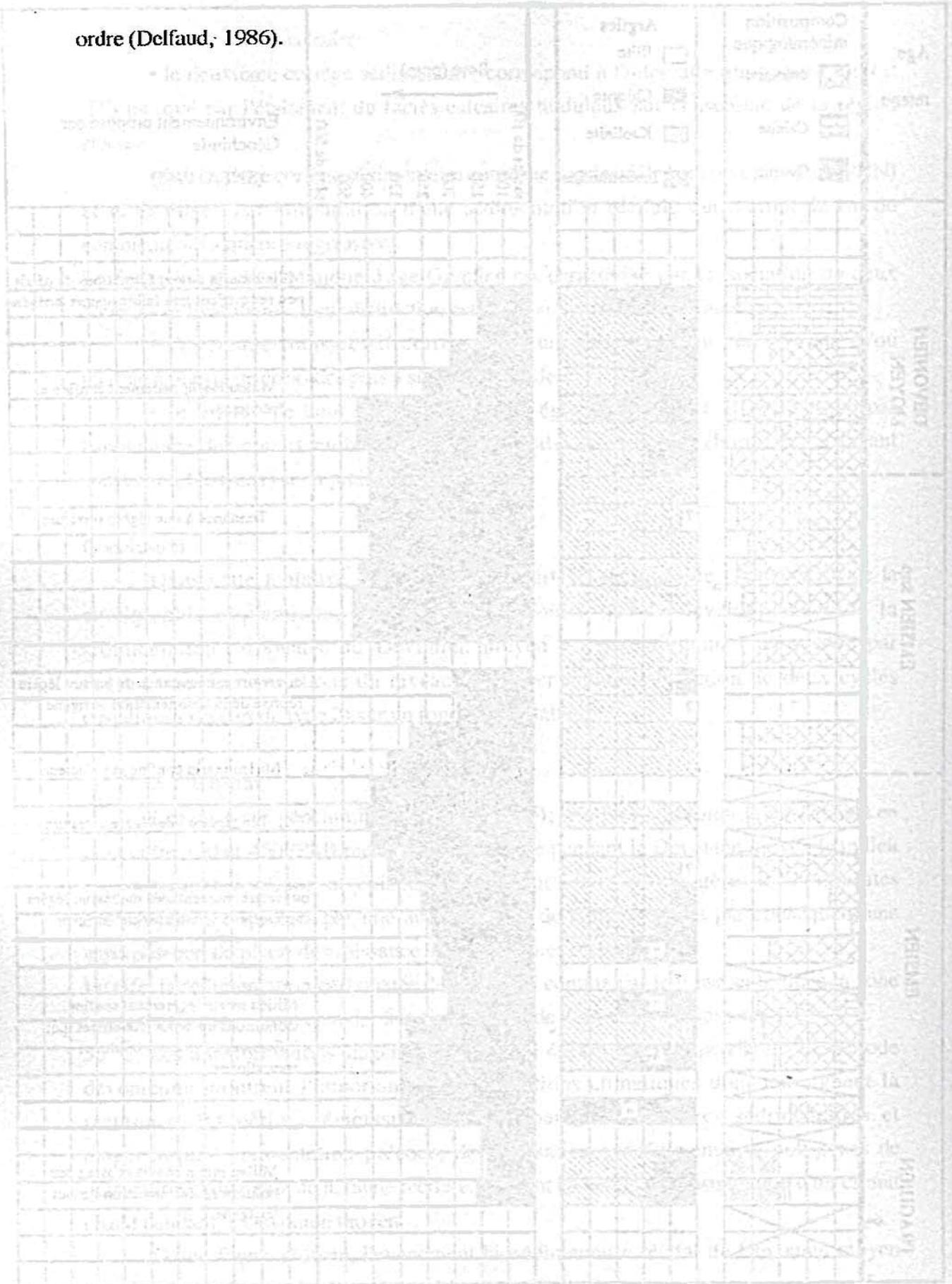


Fig. 20. Evolution of the stratigraphic column and facies in the area of the ...

Chapitre 3
Evolution tectono-sédimentaire et place de la région étudiée dans
le domaine mésétien

Evolution tectono-sédimentaire et place de la région étudiée dans le domaine mésétien

Durant le paléozoïque, l'évolution tectono-sédimentaire de la région étudiée s'est effectuée en relation avec celles des régions mésétiennes voisines. La sédimentation au paléozoïque inférieur dans le domaine de la chaîne hercynienne marocaine est celle d'une plate-forme épicontinentale.

Au Cambrien, une distension intracontinentale a eu lieu, donnant naissance à un graben subsident sub-méridien dans la partie ouest marocaine (région des Doukkala comprise) (Bernardin & al., 1988). Cette distension liée à un rejeu de failles anciennes (précoces), a été associée à un épisode de rifting (sans océanisation), exceptée les laves de l'Oued Rhebbar (PIQUÉ, 1979; ZAIRAOUI, 1991; BERNARDIN, 1987; CORSINI, 1988).

A l'Ordovicien, un changement paléogéographique a eu lieu : la partie occidentale du Maroc (Doukkala inclus) devient le lieu d'une sédimentation littorale (HAMMOUMI, 1988). Par conséquent, un soulèvement de ces régions entraîne l'apparition d'un domaine profond dans le Maroc oriental et d'un domaine de talus dans le Maroc central (HAMMOUMI, 1988; AFTOU, 1990; TAHIRI, 1991). Pendant cette période (Ordovicien - Silurien), dans la région de Rabat-Tiflet a lieu une phase de plissement synschisteuse (métamorphisme épizonale) et une granitisation associée à des cisaillements (granite de Sehoul : 480 Ma; PIQUÉ 1979; EL HASSANI et ZAIRAOUI, 1984; EL HASSANI, 1990; HUON et EL HASSANI, 1990, 1991). Ces mouvements ont été associés à l'Orogenèse calédonienne.

Au cours du Silurien le réchauffement global amorcé dès l'Ordovicien terminal (Période interglacière : DESTOMBES, 1985; HAMMOUMI, 1988) déclenche l'apparition progressive d'une sédimentation carbonatée.

Sur le plan géodynamique les contre-coups de l'Orogenèse calédonienne (déformations tardi-calédoniennes) ont été enregistrés de différentes manières selon les régions: volcanisme basique intensif dans le Silurien d'Oulad Abbou (CORNÉE et COSTA, 1985), lacunes sédimentaires de différents étages du Silurien dans la Meseta occidentale : Meseta côtière, Maroc central, axe-Rabat-Tiflet (MICHARD, 1976; PIQUÉ, 1979; CHALOUAN, 1978; FADLI, 1990; EL HASSANI, 1990; ZAIRAOUI, 1991; BOUABDELLI, 1989; TAHIRI, 1991).

Le Dévonien se caractérise principalement par : le développement d'une plate-forme carbonatée (Dévonien inférieur et moyen) et par une tectonique distensive synsédimentaire. A partir du Dévonien inférieur, l'histoire sédimentaire se fait en relation avec le sillon mésétien (l'axe Marrakech-Oujda; PIQUÉ & al., 1983; HEOPFFNER, 1987; BOUABDELLI, 1989 et PIQUÉ & MICHARD; 1989; fig.100). Toute la partie ouest de la

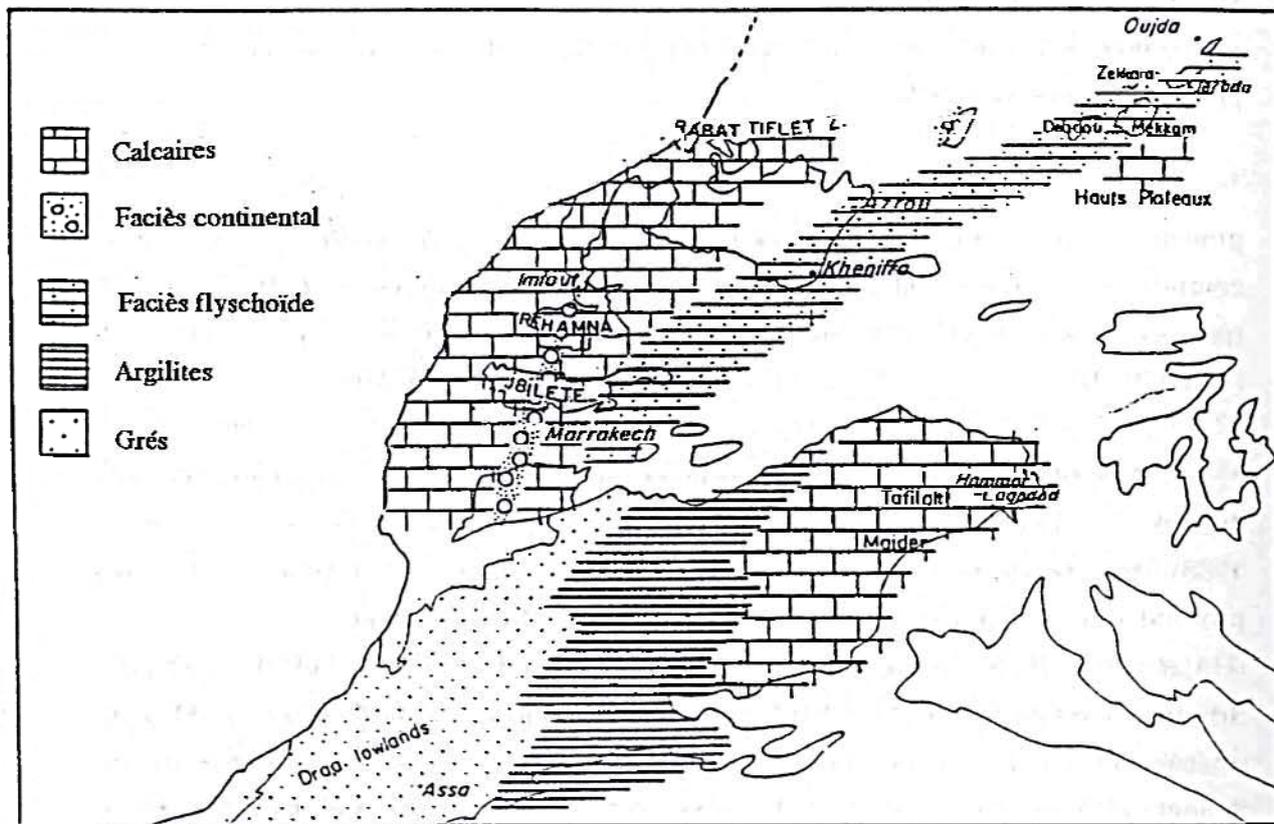


Fig.100 : Carte paléogéographique de la Meseta marocaine au Dévonien inférieur (d'après Piqué & Michard, 1989).

Meseta occidentale se comporte comme une plate-forme peu profonde dont les premiers signes de l'instabilité se font sentir dès le Lochkovien Praguien alors qu'à l'Est se développe un domaine de talus individualisé dans la région d'Azrou Khénifra (PIQUÉ & al. , 1983; BOUABDELLI, 1989).

Sur le plan structural la sédimentation essentiellement carbonatée s'est effectuée sous un régime distensif. La réactivation des anciens accidents a entraîné un compartimentage du domaine ouest mésetien en zone hautes parfois émergées (axe d'Imfout) et en zones basses assez profonde.

Au Dévonien moyen la sédimentation carbonatée bioconstruite se généralise dans l'ouest mesetien (stade d'homogénéisation) et s'installe dans l'ensemble de la Meseta occidentale (EL HASSANI, 1990; FADLI, 1990; TAHIRI, 1991; ZAHRAOUI, 1991). Cette sédimentation récifale a été élaboré globalement sous contrôle eustatique.

Sur le plan tectonique le Dévonien moyen est une période relativement calme, néanmoins des instabilités tectoniques ont été localement signalées dans la Meseta occidentale (PIQUÉ, 1979; FADLI, 1989; BOUABDELLI, 1989; EL HASSANI, 1990; TAHIRI, 1991).

Au Dévonien supérieur, on assiste à un net changement dans la sédimentation. La Meseta occidentale sera le siège d'une sédimentation essentiellement detritique.

Sur le plan dynamique la disparition des carbonates au passage Dévonien moyen - Dévonien supérieur coïncide avec la dislocation de la plate-forme (révolution lamennienne, PIQUÉ, 1979), celle-ci est provoquée par le rejeu en décrochement des accidents subméridiens sous un régime en transtension (contrainte régionale ENE-WSW; HOEPFFNER, 1987; BOUABDELLI, 1989; ZAHRAOUI, 1991; TAHIRI, 1991).

En résumé dans cette évolution géodynamique de la partie ouest de la Meseta occidentale, il convient de signaler que l'évolution durant le Dévonien (stade d'ouverture de bassin) se place au début du cycle hercynien.

CONCLUSIONS GENERALES

La contribution de ce travail touche de nombreux axes :

- des études lithostratigraphiques du Dévonien de la partie ouest de la Meseta occidentale qui conduisent à proposer un découpage lithostratigraphique et séquentiel (discontinuités sédimentaires) de la série carbonatée pour mieux appréhender les variations latérales;
- des études sédimentologiques qui ont d'analyser et de hiérarchiser les séquences sédimentaires et d'établir leurs évolutions sédimentologiques;
- l'étude de la diagenèse précise l'histoire post-sédimentaire en relation avec le cadre géodynamique régional. Elle est traitée en respectant la chronologie relative des transformations diagénétiques. En particulier les étapes de la dolomitisation et les effets de la tectonique;
- Une reconstitution paléogéographique du Dévonien a été esquissée. Elle est basée sur l'ensemble des données sédimentologiques, diagénétiques, géophysiques et structurales.

Ainsi, les trois étapes de la sédimentation carbonatée se résument comme suit :

1 Période d'instauration de la sédimentation carbonatée (Dévonien inférieur) dont le sommet est marqué par une discontinuité sédimentaire: D1 représenté par un niveau conglomératique rouge ferrugineux.

2 Période de généralisation de la sédimentation carbonatée récifale (Dévonien moyen) dont le sommet est marqué par une autre discontinuité sédimentaire: D2 (niveau bioturbé). Cette période a montré une phase prémice et une phase d'homogénéisation.

3 Période de cessation de la sédimentation carbonatée qui marque une variation importante du niveau marin (prisme de bordure de plate-forme) par rapport aux deux premières périodes (prisme de haut niveau).

L'étude des transformations diagénétiques des sédiments montre :

- des stades précoces, liés à l'environnement où se développent des processus de dolomitisation dans un contexte confiné.

- des stades tardifs, liés à l'histoire dynamique du bassin. Ils sont marqués par de fortes recristallisations sous l'action de l'enfouissement et par un réseau de fracture montrant des précipitations directe de la dolomite de type 4 sous l'action conjointe de la température et de l'enfouissement. Ces phénomènes tardifs ont contrôlé la répartition des dolomites.

Nous avons distingués plusieurs phases de dolomitisations :

- Une première phase associée à l'environnement sédimentaire et où les facteurs de pression et de température sont absents. Elle est marquée par les dolomites de type 1, 2 et 3.

- Une deuxième phase de dolomitisation qui s'effectue au cours de l'enfouissement; et où les effets de la pression et de la température sont dominants, elle est traduite par

l'apparition de la dolomite baroque particulièrement dans les fractures.

- Une troisième phase de dolomitisation qui affecte pratiquement tout le faciès s'exprime sous forme de dolomite de recristallisation (dolomite de type 5).

L'analyse pétrographique a également permis d'inventorier les étapes de porosité, d'étudier leur relation avec le faciès, la compression tectonique et leur évolution avec le temps. Les phénomènes de dissolution et de fracturation sont les plus intéressants dans l'amélioration du réseau poreux.

La partie ouest de la Meseta occidentale est caractérisée au cours du paléozoïque par la permanence d'une activité tectonique, depuis le Cambrien jusqu'au Trias, celle-ci a permis l'individualisation de zones hautes et basses pendant le Cambro-ordovicien et participe au contrôle de la paléogéographie du Dévonien. En effet au début du Dévonien la paléogéographie de la Meseta est dominé par la présence d'un sillon profond (de Merrakech - Oujda) à sédimentation flyschoidé au Dévonien inférieur (PIQUÉ & MICHARD, 1989), ce sillon est bordé à l'ouest, d'abord par un domaine de talus (régions d'Azrou - Khénifra) puis par une plate-forme occidentale dans la Meseta occidentale (dont la région des Doukkala). Dans cette plate-forme, la sédimentation est terrigène devenant exclusivement carbonatée et récifale au Dévonien moyen. Cette plate-forme connaîtra des différenciations en zone hautes et basses sous l'effet d'une tectonique distensive reprenant les failles anciennes de direction NE-SW.

- ADAMS P.E., RHODES M.L. (1960). - Dolomitization by seawater refluxion. *A.A.P.G.*, vol. 44, n° 12, p. 1912-1920, 4 fig.
- ALBERTI, G.P.R. (1960). - Nota preliminare sui qualche Trioboliti (con particolare dei Proctoliti) del Silurien, del Dévonien inférieur et moyen du Maroc. *Bol. et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 189, PP. 55-63.
- ALLEN, J.R.L. (1963). - Asymmetrical ripple marks and the origin of water sand crosses of cross strata. *Liverpool Manchester Geol. J.*, v. 3, p. 187-216.
- ALLEN, J.R.L. (1969). - Structures in fluvial sedimentation: six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Wesoh Basin. *Sedimentology*, v. 3, p. 163-188.
- ALLIX (1978). - Coupes lithostratigraphiques réalisées dans le cadre d'un projet de la mission coëxécutive entre l'Institut Océanographique (MAROC) et l'Institut de Géologie de Marseille, n° 28.
- ANDRADE A.A.S. (1979). - Aspectos geoquímicos do oriolocidade de rejeit. *comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* LXIV, 29-45.
- ANTHONY J.B. and FRIEDMAN G.M. (1994). - Dolomite rock textures and secondary dolomite development in Ellenburger Group carbonates (Lower Ordovician), west Texas and Southern New Mexico. *Sedimentology* 38, 40, 343-361.
- ANTHONY J.B. et JEAN BOURQUIN (1978). - L'insolubilité et l'origine diagenétique tardive des argillolites du massif des Argilles Rouges (Vaucluse, Suisse). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. V, n° 1, PP. 123-132.
- BARKER C. GENDROT et NEGRONI P. (1965). - Structures du Sturtien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région nord-est de la Meseta marocaine (S.ILFAM-PROUSSAG, Rabat, mérid.).
- BADRIZAMANI K. (1978). - The diagenetic dolomitization model. Application to the middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, Vol. 48, n° 4, P. 965-985.
- BAROU A. (1977). - Le concept de zone pétrolière potentielle dans l'exploration du bassin de Doukkala. *Mines, Géologie et Energie Rabat, Maroc*, 42-49-57.
- BAUD J.F. et MOINE R. (1977). - Variations géochimiques et affinités tectoniques abyssales des roches amphibolitiques dans la ceinture métamorphique de basse pression d'Araçona, Espagne. *Rev. Ann. Sci. Terre, Rennes*, P. 41.
- BATHURST R.G.C. (1966). - Boring algae, micritic envelopes and lithification of molluscan bioclasts. *Geol. Jour.*, 5, p. 15-32.
- BATHURST R.G.C. (1970). - Carbonates sediments and their diagenesis. Elsevier Sc. Pub. New-york.
- BATHURST R.G.C. (1975). - Carbonates sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 2ème éd. New-york, Elsevier Sc. Publ. Co., 658 p.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS J.E., RHODES M.L. (1960).- Dolomitization by seepage refluxion. A.A.P.G, vol. 44, n° 12, p. 1912-1920, 4 fig.
- ALBERTI, G.K.B (1966).- Note préliminaire sur quelques Trilobites (en particulier des Proetidés) du Silurien, du Dévonien inférieur et moyen du Maroc. Notes et Mém. Serv. Geol. Maroc, 188, PP-55-68.
- ALLEN, J.R.L., (1963).- Asymmetrical ripple marks and the origin of water laid cosets of cross-strata : Liverpool Manchester Geol. J., v. 3, p. 187 - 236.
- ALLEN, J.R.L. (1969). - Studies in fluviatile sedimentation : six cyclothems from the lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin : Sedimentology, v. 3, p. 163 - 198.
- ALLIX (1978).- Coupes lithostratigraphiques mesurées dans le paleozoïque de la méséta côtière entre Imfout et Oulad Abbou (MAROC). Trav. Lab. Sci. Terre. St. Jérôme; Marseille, n° 28 .
- ANDRADE A.A.S (1979).- Aspectos geoquímicos do ofiolitoide de Beja; comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal LXIV, 39 - 48.
- AMTHOR J.E. and FRIEDMAN G .M. (1991).- Dolomite rock textures and secondary porosity development in Ellen-burger Group carbonates (Lower Ordovician), west Texas and Southern New Mexico . Sedimentology 38, PP. 343 - 362 .
- AMIEUX P. et JEAN BOURQUIN P. (1989).- Cathodoluminescence et origine diagénétique tardive des carnéoles du massif des Aiguilles Rouges (Valais, Suisse) Bull. Soc. geol. France,(8), t.v, n° 1, PP. 123 - 132 .
- BACKER C. GENDROT et NEGRONI P.(1965).- Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région nord sud de la Meseta marocaine B.R.P.M-PREUSSAG, Rabat, inédit.
- BADIOZAMANI K. (1973). -The dorag dolomitization model. Application to the middle Ordovician of wisconsin J. Sedim. Petrol, Tulsa, Vol. 43, n° 4 P. 965-985
- BARBU A. (1977). - Le concept de zone pétrolière potentielle dans l'exploration du bassin de Doukkala. Mines, Géologie et Energie Rabat, Maroc, 42- 49 - 57.
- BARD J.P. et MOINE B. (1977) - Variations géochimiques et affinités tholeiques abyssales des orthoamphibolites dans la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena, Espagne; Rev, Ann, Sci. Terre, Rennes, P. 41.
- BATHURST R.G.C. (1966).- Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. Géol. Journ., 5, p. 15-32.
- BATHURST R.G.C. (1975). - Carbonates sediments and their diagenesis. Elsevier Sc. Pub. New-york.
- BATHURST R.G.C. (1975). - Carbonates sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, 2ème éd. New-york, Elsevier Sc. Publ. Co., 658 p.

- BENFRIKA M. (1994). - Conodontes siluriens et dévoniens (Wenlock-Givétien) du Nord-Ouest de la Meseta marocaine : Systématique, stratigraphie et biofaciès. *dept. géographie-géologie, univ. catho. de Leuven, Belgique.
- BERNARDIN CH. (1988). - Interprétations gravimétrique et structure profonde de la Meseta marocaine et de sa marge atlantique ; Thèse Doct. Univ. Aix Marseille III et Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, série B, 162 P.
- BERNARD, and MAJOR, JR., (1963). - Recent meander belt deposits of the Brazos River : An alluvial "sand" model : A.A.P.G. Bulletin, v. 47, N°. 2, p. 350.
- BENSAID M. (1979). - L'Ordovicien supérieur, le Silurien et le Dévonien inférieur dans l'Est du Maroc central. Mines, Géologie et Energie, Rabat, v. 46, p.83-86.
- BEUN, N., BOULANGER, D., HUVELIN, P. et TAJ-EDDINE, K. (1986). - Le Paléozoïque de Khémis n'Ga : un paléorelief sous la série gypseuse jurassico-crétacée des Mouissat (région de Safi, Maroc). C. R. Acad. Sci. Paris, 320, II, 1, pp: 39-42.
- BOICHARD R. et DRULLION G. (1982). - Genèse et évolution diagenétique des formations carbonatées granulaires du Bajocien du Quercy. Evolution de leurs propriétés réservoirs. Thèse 3ème cycle, Bordeaux III.
- BOIRIE I.M. et SOUQUET P. (1979). - Le flysch : une mise au point. Congrès de l'A.P.B.G., Toulouse, Fr.
- BOUABDELLI M. (1982). - Stratigraphie et évolution structurale du Paléozoïque d'Azrou (NE du Maroc central). Thèse 3ème cycle. Strasbourg, 164 p.
- BOUABDELLI M. (1989). - Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique : le sillon viséen d'Azrou Khénifra (Est du Massif hercynien central du Maroc). Thèse Sci., univ. L. Pasteur, Strasbourg, 262 p.
- BOUABDELLI M, FAIK F., et HABIBI M. (1989). - Tectonique en blocs basculés et glissement contemporains dans le Dévonien moyen et supérieur du Jebel Bouechot : un nouvel élément pour la compréhension de l'évolution anté-viséenne de l'Est du Maroc central. C. R. Acad.Sci. Paris, t, 308, p. 761-766.
- BOURROUILH F. (1972). - Diagenèse récifale : calcitisation et dolomitisation, leur répartition horizontale dans un atoll soulevé, île de Lifou, Territoire de la Nouvelle Calédonie. Cahiers ORSTOM, Ser. Géol., IV, p. 121-148.
- BOURROUILH F. (1973). - Dolomitisation actuelle dans le monde : une revue. Sci. de la Terre, t. XVIII, n° 3, p. 279-298, 4 fig.
- BOURROUILH-LEJAN F. (1973). - Les dolomies et leur genèse. Bull. Cent. Rech. Pau-SNPA, 7, 1, p. 111-135.
- BUCHBINDER L.G. (1981). - Dolomitization porosity development and late mineralization in the Jurassic Zonar (Brur Calcarenite) and Sederot Formations in Ashdod - Gan Yavne. Israel Journal of Earth Sciences, vol. 30, p. 64-80.
- BUCHBINDER L.G., MAGARITZ M., GOLDBERG M. (1984). - Stable isotope study of Karstic related dolomitization : Jurassic rocks from the costal plain, Israël. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 54, n° 1, p. 236-256.

- CHILINGAR G.V., DISSEL H.J., and FAIRBRIDGE R.W. (1967).- Carbonate rocks : origin occurrence and classification. Elsevier Developments in Sedimentology, 471 p.
- CHOQUETTE P.W., STEINEN R.P. (1980).- Mississippian non-supratidal dolomite, Ste Genevieve limestone, Illinois basins : evidence for mixed water dolomitization. SEPM, Sp. Publ., n° 28, p. 163-196.
- COLEMAN, J.M., (1969). - Brahmaputra River : channel processes and sedimentation : Sedimentary Geology, v. 3, 129-239.
- COLEMAN, J.M and S.M. GAGLIANO, (1965). - Cyclic sedimentation in the Mississippi River plain : Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., v. 14, p.67 - 80.
- CHALOUAN A. (1977).-Stratigraphie et structure du paleozoïque de l'Oued Cherrat : segment de cisaillement de la meseta occidentale, Thèse de 3^{ème} cycle, Strasbourg .
- CHALOUAN A. (1979).- La région de l'Oued Cherrat un ségment du couloir de cisaillement de la Meseta occidentale (Maroc). Thèse 3ème cycle, univ. Strasbourg, Fr.
- CHALOUAN A. (1981). - Stratigraphie et structure du Paléozoïque de l'Oued Cherrat : un segment du couloir de cisaillement de Meseta occidentale (Maroc). Notes Serv. géol. Maroc, 42, 308, p. 33-100.
- CHALOUAN A. et MICHARD A. (1990) - The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco : a variscanhip in the Alpine belt ; tectonics, 9, 6, 1565 - 1583.
- CHARLOT, R. (1973). -Etude géochronologique préliminaire des granites de la région de Rabat Tiflet (Maroc occidental. Notes et Mém.serv.géol.Maroc 249, PP.55-58
- CORNEE J.J. et MULLER J. (1981).- Evolution tectonique des roches métamorphiques de la partie orientale du massif hercynien des Rehamna (Maroc). C.R. Acad. Sci. Paris, sér. II, t. 293, pp. 453 - 455, 3 fig.
- CORNEE J.J. (1982). - Etude lithostratigraphique et tectono-métamorphique des Rehamna Sud orientales. Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. Thèse Doc. Spe. Univ. d'Aix Marseille III 174 P.
- CORNEE J.J, MULLER J. et SOUGY J. (1982).- Style et âge des nappes hercyniennes dans le massif des Rehamna (Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, sér. II, t. 293, p. 453-455.
- CORNEE J.J. et FERRANDINI J. (1985).- Sur la tectonique précoce hercynienne et le rôle des accidents anté-schisteux dans le Haut-Atlas occidental paléozoïque au Sud d'Imintanout (Maroc). Relation avec les Jebilet occidentales. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 301, Série II, n° 15.
- CORNEE J.J (1985). -Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien Supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou. Manifestations volcaniques au Silurien. Ann. soc. géol. Nord, Lille, France.
- CORSINI M. (1988).- Relation entre la marge du bassin Cambrien et la cinématique hercynienne de la Meseta occidentale du Maroc. univ. de droit, d'écon. et des sci. Aix Marseille. Fr.

- COSTAGIOLA Ch. et LEGLISE H. (1985).- Etude structural de la région d'Oulad Abbou. Rapport ONAREP.
- DAVIÈS G. R (1979) .-Dolomite reservoir rocks processes, controls, porosity developement. A.A.P.G; Short course on carbonate porosity, Tulsa .
- DELFAUD J. (1972).- Un essai de reconstitution des mécanismes de dépôt et des évolutions diagenétiques en milieu récifal. Son application à l'édifice du Lichamcumendy dans les Pyrénées basques. Revue Géog. phys. et Géol, dyn., Paris, (2), vol. XIV, p. 305-318.
- DELFAUD J. (1974).- La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens. Colloque A.G.S.O. Sédimentation silico-calstique, Pau, déc. 1973. Bull. Centr. Rech. Pau-SNPA, 8, 1, p. 241-262, 13 fig.
- DELFAUD J. (1974).- L'apport du raisonnement séquentiel dans l'interprétation des assises carbonatées Bull. Soc. Hist. Nat. Afrday, Alger, t. 65, fasc. 1 et 2.
- DELFAUD J. (1974).- L'apport du raisonnement séquentiel dans l'interprétation des assises carbonatées Bull. Soc. Hist. Nat. Afrday, Alger, t. 65, fasc. 1 et 2, p. 393-434.
- DELFAUD J. (1984). - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. Géol. Fr (7), t. xvi, n° 6.
- DELFAUD J. (1974).- Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. B.S.G.F., (7), t. XVI, n° 6, p. 643-652.
- DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1966). - Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50000. Région de Mohammedia, Bouznika, Ben-Slimane. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 180 bis, 104 p.
- DESTOMBES J., HOLLARD H. et WILLEFFERTS. (1985).- Lower Paleozoic rocks of Morocco; in : Lower Paleozoic rocks of in the world. C.H. Holland ed., London, vol.A, P. 91-366.
- DUNHAM, R.J.(1962). -Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of carbonate rocks.A symposium, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Mem; 1 PP 108-121.
- EL HASSANI A. (1980).- Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Sidi bou Othmane (Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution du segment hercynien des Jebilet centrales. Thèse 3ème cycle, Univ. Marseille-St. Jérôme, Fr., 114 p., 4 pl. h. -t.
- EL HASSANI A.(1990). -La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne calédonienne des sehoul et plate forme nord mesétienne. Thèse d'état, U.L.P. Strasbourg, 208P.
- EL HASSANI, A. (1991).- Une déformation d'âge ordovicien moyen dans la zone des Sehoul (Meseta marocaine septentrionale).Regard sur les ségments "Calédoniens" au NW de l'Afrique.C.R.Acad .se , Paris , 312, II, PP.1027-1032.

- EL KAMEL F., MULLER J. et SOUGY J. (1985).- Dispositif sédimentaire et évolution tectonique hercynienne du Paléozoïque de Mechra ben Abbou, Rehamna (Maroc). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 301, Série II, n° 19.
- EL KAMEL F. et MULLER J. (sous presse).- Histoire sédimentaire et tectonique d'un bassin molassique post-orogénique : l'exemple des conglomérats permio-carbonifères de Mechra ben Abbou, Rehamna (Maroc). *Hercynica* (sous presse).
- EL KAMEL (1987).- Evolution sédimentaire et structurale hercynienne d'un bassin Devono-Carbonifère. Sédimentation et déformation des molasses post orogéniques. Thèse de l'université, Aix Marseille III P. 288
- EL KAMEL F. et EL HASSANI A. (1993).- Tectonique synsédimentaire dans le Dévonien inférieur des Rehamna septentrionaux (Meseta marocaine occidentale). 14 th internat. Meeting of sedimentology, Marrakech, Avril 1993, résumé, p. 139.
- ELLOY (1972).- Quelques réflexions sur les environnements récifaux du paleozoïque bull. Centre, recherche S. N. E. A. P. Pau.
- FADLI, D.(1990).- Evolution sédimentaire et structurale des massifs de Mdakra et des Khatouat. Deux segments hercyniens de la Meséta marocaine nord occidentale. Thèse es-sciences, univ.Mohammed V Rabat.
- FAIK F. (1988). - Le Paléozoïque de la région de Mrirt (Est du Maroc central). Evolution stratigraphique et structurale. Thèse 3ème cycle, Toulouse, 233p.
- FEDAN B. (1985).- Naissance et évolution d'une plate-forme carbonatée : l'exemple du Moyen Atlas (Maroc) au cours du Lias, comparaisons avec les régions voisines. Bull. in st. sci. Rabat. n° 9, p. 43-65.
- FOLK R.L. (1959).- Pratical petrographic classification of limestones.Bull. A. A. P. G. Tulsa, vol 43, n° 1 .
- FOLK R.L. (1959).- Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In : Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium. édit. by Pray L.C. and Murray R.C., S.E.P.M., Sp. publ., n° 13, July 1965, p. 14-48.
- GENDROT, KERGOMABD, RABATE (1969).-Etude des formations récifales du Dévonien de la méséta occidentale. Rapport B. R. P. M. N° 40. 476 .
- GENDROT (1973).-Environnement du Dévonien récifal au Maroc, Mem.Serv. Géol. du Maroc, n° 34, 254. P. 55 - 86 .
- GUEZZOU J.C. (1975).- Lithostratigraphique et évolution du sytyle tectonique dans les Rehamna occidentaux. Rapport de mission, Strasbourg, 13 p. inédit.
- GIGOUT. M (1955).- Sur la tectonique hercynienne de Mechra Ben Abbou (Maroc C.R. Acad. Sci. Paris, t. 240, P. 891 - 982 .
- GIGOUT M. (1951). -Etudes géologiques sur la meseta marocaine occidentale (Arrière pays Casablanca, Mazagna et Safi). Trav. Inst. Sci, Rabat, 3, et notes et Mem. Ser. geol. Maroc, 86, 507 P.
- GIGOUT M. (1955). -Une phase premonitoire hercynienne d'âge Dévonien dans les Rhamna Nord (Maroc occidental). C. R. Acad Sci. Paris, 240. P. 2249 - 2251.

- GIGOUT M. (1956). - Sur les conglomérats dévoniens et galets fracturés des Rhamna (Maroc occidental) C. R. Acad. Sci. Paris, 242. P. 151 - 153 .
- GIGOUT M. (1956 b). - Sur les déformations plastiques dans les conditions du métamorphisme général des conglomérats du nord des Rehamna (Maroc occidental) . C. R. Acad. Sci. Paris, 242. P. 390 - 392.
- GINSBURG R.N. (1957). - Early diagenesis and lithification of shallow water carbonate sediments in South-Florida. In : "Regional aspects of carbonate sedimentation" (R. Leblanc and J.C. Breeding édés.). Soc. Econ. Paleont. Min., Publ. sp., n° 5, p. 80-99.
- GREGG J.M. et SIBLEY D.F. (1984) .-Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopie dolomite texture. Journ. of Sedim. Petrology, vol. 54, n° 3, Sept. 84, p. 908-931.
- GREGG J. and SIBLEY . (1986) .-Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopie dolomite texture - Rebly. j. Sedim. Petrol. Vol. 56, n° 5, P. 735 - 736.
- GRIMALDI M.H. (1988).- La dolomie tidale du Jurassique terminal des Pyrénées occidentales. Sédimentogenèse, diagenèse polyphasée et contexte dynamique. Thèse Univ. Pau, 2 t., 470 p., 10 pl. ph., 3 cartes géol. h.t.
- GOODELL H.G., GARMAN R.K. (1969).- Carbonate geochemistry of the Superior Deep test well, Andros Island, Bahamas. A.A.P.G., vol. 53, n° 3, p. 513-536.
- HAIRUO et ERIC W. MOUNTJOY (1988).-Multistage dolomitization in Rainbow buildups, middle Devonian Keg River formation, Alberta - Canada j. sedim. Petro. Vol. 59, n° 1, P. 114-126.
- HAQ (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, waschington 235, PP. 157 - 1166.
- HOLLARD. H. (1967) .- Le Dévonien du Maroc et du Sahara Nord occidental . International Symposium on the Devonien System Calgary, vol. 1 , pub.Alberta soc.Petrol. Geol., P.203-244.
- HOLLARD H., MICHAARD A., JENNY P., HOEPFFER C. et WILLFERTS. (1982).- Stratigraphie du primaire de Mechra ben Abbou, Rehamna. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 33, 249, P. 7-14.
- HOEPFFNER (1972) . -Observations sur la stratigraphie du paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna.(méséta marocaine meridionale). C.R.Acad. Paris, 275, P. 1737 - 1740 .
- HOEPFFNER C. (1974).- Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le materiel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. Thèse 3ème cycle, univ. Strasbourg, Fr., 92 P.
- HOEPFFNER, Ch. (1987). - Le massif paléozoïque du Tazekka (Maroc). Analyse des déformations liées à un linéament tectonique. Sci. Géol. Bull. Strasbourg, 280p.
- HOEPFFNER, ch. (1987).- La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc .Thèse es-sciences , U.L.P' strasbourg, 280 P.

- HSU K.J., SIEGENTHALER C. (1969).- Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, vol. 12, p. 11-25.
- HUON S. (1985). - Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans les schistes paléozoïques du Maroc. Etude microstructurale et isotopique. Conséquences régionales. Thèse Univ. Strasbourg, 123p.
- HUVELIN P. (1977). - Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). Notes et Mém. Serv. Géol.Maroc.232 bis, 308 P.
- IZART A. (1990). - Les bassins dévono-carbonifères de la Meseta marocaine; stratigraphie, sédimentologie et paléogéologie. Mém. Habil., Univ. de Bourgogne, 351 p.
- JENNY P. (1974).- Contribution à la géologie des Rehamna (méséta marocaine méridionale) le matériel paléozoïque et son évolution dans le centre du massif. Thèse de 3^{ème} cycle, Strasbourg.
- JENNY P. et LEMARREC A. (1974).- Mise en évidence d'une nappe à la limite meridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Jamlil (Haut Atlas central, Maroc). *Ecl. geol.Helv.* 73, p. 681-696.
- JENNY et LEMAREC A. (1980).- Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Tamlil (Haut-Atlas central, Maroc). *Eclogae géol. Helv.* vol. 73/3, P. 681-696.
- KHARBOUCH F. (1982). - Pétrographie et géochimie des laves dinantiennes de la Meseta nord-occidentale et orientale marocaine. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Strasbourg, 140 p.
- KERGOMARD (1970).- Contribution à l'étude du Siluro-Dévonien du Maroc occidental. Rapport. B.R.P.M. N° 30.892 .
- KAZI-TANI N.(1986). - Evolution géodynamique de la bordure Nord- africaine. Le domaine intraplaque Nord-Algerien. Approche mégaséquentielle thèse, uni.Paris, 871P.
- KERGOMARD D. (1970).- Contribution à l'étude du Siluro-Dévonien de la Meseta occidentale. Bur.Rech. Part. min., Rabat, inéd.
- KHATTACH D. (1989) - Paléomagnétique de formations Paléozoïques du Maroc. Thèse Univ. Rennesel et Mem et Docum. centre Arm. Et. Socle, Rennes, 30, 2
- KREUZER, H (1984).- Petrography and k/Ar dating of the Mazagan granodiorite, in HINZ and al., initial reports of the Deep sea drilling project, leg 79 , holes 554 A and 547 B Washington D.C., U.S. Government Printing office , V.79,PP:543-549 .
- LAADILA M. et DELFAUD J. (1989).- Place des stades successifs de dolomitisation dans l'évolution d'une plate-forme carbonatée soumise au rifting tethysien : le Lias inférieur du Moyen-Atlas. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, série II, p. 210-2104.
- LAGARDE,J.L. (1987). - Les plutons granitiques hercyniens marqueurs contemporains de la déformation crustale : l'exemple de la Meseta marocaine. Thèse ès-sciences, Univ. Rennes.
- LAND L.S. (1985).- The origin of massive dolomite. *Journal of geological education*, vol. 33, n° 2, p. 112-125.

- LAZREQ N. (1992).- Le Dévonien du Maroc central : biostratigraphie des conodonts. Biofaciès et événements Kellwasser. Thèse. Sci., univ. cadí Ayyad, Marrakech, 260 P.
- LECOINTRE G. (1926).- Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. Mém.Soc. Sci. nat. Maroc, 14, 158 P.
- LEFFORT J.P et BENSALMIA A. (1992). - Etude géophysique du socle de la Meseta marocaine et provinces maritimes canadiennes thèse, univ. Rennes I.
- LE MAITRE. (1938). - Sur quelques gisements fossilifères des calcaires Dévoniens de Mechra Ben Abbou (Maroc occidental) .C.R. Somm. Soc. géol. Fr.
- LERIDON J. (1986). - Combined interpretation of gravity and Seismic data from the basins coastal of Marocco. First Break, 4,1,15, 19.
- LEROY. P, (1993). - Interprétation des données sismiques sur la zone des Doukkala (Maroc occidental): Géométrie des bassins triasico-liasiques; cinématique du rifting atlantique, DEA "OCEANS" de l'Université de Bretagne occidentale, Brest, France.
- LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson édit., Paris, 722 p.
- MARHOUMI R., HOEPFFER C., DOUBINGER J. et RAUSCHER R. (1983).- Données nouvelles sur l'histoire hercynienne de la Meseta orientale du Maroc : l'âge dévonien des Schistes de Debdou et du Mekkam. C.R. Acad. Sci. Paris, 297, II, P. 69-72.
- MAYOL S. et MULLER J. (1985).- Mise en évidence d'une unité allochtone hercynienne précoce dans les Jebilet occidentales (Maroc). Etude de la structuration de la zone de contact. C.R. Acad. Sci. Paris, II, 300, P. 369-372.
- MAYOL S. et MULLER J. (1987.- Mise en évidence d'une unité allochtone hercynienne précoce (autéshisteuse) dans les Jebilet occidentales (Maroc). Etude de la structuration de la zone de contact C.R. Acad. sci. Paris, II, 300, p. 369-372.
- MAYOL S. (1987) .- Géologie de la partie occidentale de la boutonnière paleozoïque de Jebilets, Maroc. Un exemple de l'évolution structurale hercynienne de bassins intracontinentaux, Cambrien et Carbonifère Thèse de l'univ d'Aix. Marseille III .
- M'RABET A. et PURSER B.H. (1978).- Diagenèse d'enfouissement : dolomitisation tardive dans un paléoaquifère du Crétacé inférieur de ls Tunisie centrale. C.R. Acad Sci. Paris, t. 286, série D, p. 1097-1100.
- M'RABET A. (1981).- Stratigraphie, Sédimentologie et Diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. Thèse d'Etat, Univ. d'Orsay.
- MICHARD, A. (1967). - Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc).C.R.soc.geol. Fr,8,PP.347-348.
- MICHARD A. (1969).- Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). C.R. Acad. Sci. Paris Serv. D, t. 266, P. 1813-1816.

- MARHOUMI, M, R (1983).- Etudes palynologiques des series devantiennes de la Meseta marocaine conséquences stratigraphiques et structurales . Thèse 3^{eme} cycle, U.L.P. strasbourg, 111 P.
- MICHARD A. (1976). - Eléments de géologie marocaine. Notes et MEM. Sev. Géol. Maroc, Rabat, n° 252, 408 P.
- MICHARD. A. (1982) . -Massif paléozoïque des Rhamna. Stratigraphie, tectonique et pétrogénèse d'un segment de la chaîne varisque, N. et Mem. géol. Maroc, n 303
- MICHARD. A. , CAILLEUX Y. ET HOFFNER C. (1983). Horogène mésétien du Maroc : structure, déformation hercynienne et déplacements. Colloque Rabat, P.I.C.G 27 .
- MICHARD A. , CAILLEUX Y. et JENNY P. (1978) .- Le couloir de cisaillement calédono-hercynien la méséta occidentale sur la transversale de Mechraa Ben Abbou (Rehamna) Bull. Soc. géol. Fr. (7), xx, P. 889 - 894 .
- MUTTI, E. (1979). - Turbidites et cône sous marins profonds in : sédimentation détritique fluviatile, littorale et marine). cours 3eme cycle Romand Fribourg , Suisse, PP: 355-395 (inédit) .
- MULLER J., RAMSAY D., SOUGY J. et STURT B. (1979).- Structures en nappes des Jebilet hercyniennes, Meseta marocaine. C.R. 10^{ème} Coll. Géol. afr., Mont pellier, En., 25-27 Avr., P. 121.
- PERRODON A. (1983). - Géodynamique des bassins sédimentaires et systèmes pétroliers. Bull. Centre rech. expl. - Prod. Elf-Aquitaine, Pan, 7, 2, P. 645 - 676.
- PETTIJHON F.J., POTTER P.E et SIEVER R. (1972).- Sand and Sandstones. Springer Verlag, Berlin, 617 P.
- PIQUE A. (1972).- Contribution à la géologie structurale des Rehamna : Le materiel Paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du massif. Thèse 3^{ème} cycle, univ. Strasbourg, Fr., 101 P., 1 carte h.t.
- PIQUE A. (1979) . -Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Méséta marocaine Nord occidentale. Thèse d'etat, U.L.P. strasbourg , 243 P.
- PIQUE A. (1981).- La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-Ouest de l'Afrique. Sci. géol. Bull., Strasbourg, Fr., 34, (2), P. 123-134.
- PIQUE. A & MICHARD A. (1981) . -Les zones Structurales du Maroc hercynien . Sc. Geol. Bull, 3, 2, P. 135 - 146 Strasbourg .
- PIQUE A (1983).- Structural domain of the hercynian belt in Morocco. In : SCHENK P.E. ed., Regional trends in the geology of the Appalachian caledonian - Hercynian Mauritanides ovogen . Riedel , PP : 339-345.
- PIQUE A. (1984).- Faciès sédimentaire et évolution d'un bassin : Le bassin dévono-dinantien de Sidi - Bettache (Maroc occidental). Bull. Soc. géol. France. 26, P. 1015-1023.

- PIQUE A et MICHAARD, A. (1989). - Moroccan Hercynides : a synopsis . The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa , Am. jour. Sc ., 289-290.
- PIQUE A (1994). - Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale Dept. Sc. Terre. univ., de Bretagne Brest, France,
- POUTCHKOVSKY A. (1978). - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Gader. Relations entre les Jebilet occidentales autochtones et centrales allochtones, Meseta marocaine. Thèse 3ème cycle, univ. Aix. Marseille III, Fr., 74 P.
- PONS D. (1979). - Etude géologique et structurale des formations Paléozoïques de la région de Bou Kricha, Jebilet centrales. Trav. Lab. Sc. Terre et Jérôme, Marseille, Fr., Serie x, n° 49, 35 P.
- PURSER, B.H. (1973). -The persian gulf. Holocene Carbonate sedimentation and diagenesis in a chalow epicontinental sea, Springer Berlin 471. P.
- PURSER B.H. (1973).- Aspects de la diagenèse carbonatée précoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens. Sciences de la Terre, t. XVIII, n° 3, p. 299-313.
- PURSER B.H. (1973).- Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse Doc. ès-Sciences, Paris Sud-Orsay.
- PURSER B.H. (1975).- Sédimentation et diagenèse Précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse Doc. ès-sciences, Paris Sud-Orsay.
- PURSER B.H. (1980).- Sédimentation et diagenèse des carbonates récents récents. Tome 1. Editions Technip.
- PURSER B.H. (1983).- Sédimentation et diagenèse des carbonates récents récents. Tome 2. Editions Technip.
- RAIS - ASSA R., CORNEE J.J., MULLER J. F. SOUGY J. (1983). - Les unités allochtones du massif des Rehamna, Maroc hercynien. C.R. Acad. Sci. Paris, III, 296, P. 783-786.
- RAIS - ASSA (1984) .- Etude géologique de la partie occidentale du massif hercynien des Rehamna septentrionales (méséta marocaine), lithostratigraphie, plissement et métamorphisme ; chevauchements. et nappes . -Thèse de 3ème cycle, univ. Marseille et Jérôme, 200 P.
- RUELLAN E. (1985).- Géologie des marges continentales passives. Evolution de la marge atlantique du Maroc (Mazagour, étude par submersible Seabeam et sismique réflexion comparaison avec les marges N.O africaines et la marge homologues E.américaine. Thèse. univ. Bretagne occidentale, Brest, 297 P.
- REY J. (1988).- Stratigraphie séquentielle et corrélations eustatiques. Applications aux dépôts de plate-forme. Fasc. Formation Exploration, Univ. Toulouse.
- REY J. et TAJ - EDDINE K. (1989).- La stratigraphie séquentielle : une lecture des séries sédimentaires. Exemple d'application dans le Haut-Atlas atlantique (Maroc). Sci. Géol., Mém., 8-1, P. 47-60.

- SABER N. (1989) .- Evolution tectono sédimentaire du bassin Dévono - Dinantien de Mechra Ben Abbou (Rehamna septentrionaux) Thèse de 3ème cycle. Univ. Cadi Ayyad, Fac. Sc. Marrakech 172 P.
- SEARL A. (1988) .-Mixing - zone dolomites in the GullyOolite, Lower Carboniferous, South Wales j. Geol. Soc. London, Vol. 145, PP. 891 - 899.
- SHUKLA V. (1986).-Epigenetic Dolomitization and the Origin of xenotopic dolomite texture -Discussion j. sedim. Petrol. Vol. 56, n° 5 PP. 33 - 736.
- SOUDANT M. (1965).- Contribution à l'étude pétrographique et sédimentologique du Bathonien dans le gisement pétrolifère de Coulomines (Seine et Marne). Sciences de la Terre, t. X, (1964-1965), n° 2, p. 133-209.
- SOUDANT (1965).- Contribution à l'étude pétrographique et sédimentologique du Bathonien dans le gisement pétrolifère de coutomines (Seine et Marne). Sciences de la Terre, t. x, n° 2, p. 133-209.
- SOUGY J. (1964).- Les formations paléozoïques du Zemmour (Mauritanie Septentrionale). Etude stratigraphique, pétrographique et paléontologique Ann. Fac. Sci. Dakar, 15, 679 P.
- SOUGY, J.(1976).- Existance d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées , dans les Jebilet occidentales et centrale (Meseta marocaine) . trav.Lab.Sc.Terre st Jérôme , Marseille , Fr , ser.B, N°12, 41 P .
- SOUGY, J. (1978). - Tectonique de nappes dans la Meseta marocaine hercynienne , Jbilet - Rehamna . C.R. 6eme Reu.ann.Terre , Orsay, Fr.. 25-27, P.371 .
- SIBLEY J. & GREGG J. (1987).-Classification of dolomite rock textures. J. Sedim. Petrol. -Vol. 57, n° 6 PP. 967 - 975.
- ODIN G.S, CURRY D., GALE N. H. et KENNEDY W. J. (1982).- The Phanerozoic time Scale in 1981. Numirical dating in stratigraphy. Odin édit., J. WILEY and Sons, New york, 2 tomes, 1040 P.
- TREMOLIERES P. REUILLETJ. (1978) .-Influence des déformations tectonique sur les caractères petrophysiques matricielles des reservoirs calcaires . Revue I.F.P, Paris;
- TAHIRI A. (1982) .-Lithostratigraphie, structure et metamorphisme de la partie Sud des Jebilet occidentales autochtones et allochtones. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. Thèse 3ème cycle, Marseille.
- TAHIRI A. (1991).- Le Maroc central septentrional : stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque; un exemple de passages des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc. Thèse Sci., univ. de Bretagne occidentale, Brest, 311 P.
- TERMIER , H(1936).- Etude geologique sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional . Notes et. Mem Serv. géol. Maroc, 33, 1566 P .
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes of Sea-level. in : Paiton C.Ed., Seismic stratigraphy. Application to Hydrocarbon exploration. A.A.P.G., Mem. 26, P. 63-81.

- VOS R.G. (1977).-Sedimentology of the upper paleozoic river, wave and lide influenced delta system in Southern Morocco. *J. Sedim. Petrol.* 47, P. 1242 - 1260 .
- WORONICK R.E. et LAND L.S. (1985):- Late burial diagenesis, lowxer cretaceous pearsall and lower glennrose formations, South Texas. *J. Sedim. Petrol S.E.P.M.*, p. 265-275.
- YOVANOVITCH (1938). - Sur la présence de grès du Famennien et de calcaires coralligènes du Dévonien moyen à Mechraa Ben Abbou (Maroc occidental) *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 206, P. 119 - 121.
- ZAHRAOUI M. (1981).- Etude lithostratigraphique et structurale des nappes de la région du Jbel Tekzin (Jebilet centrales - Maroc^o. Contribution à la connaissance de l'évolution de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine. Thèse 3ème cycle univ. Aix-Marseille III, 115 P., 4 pl. 2 cartes h.-t.
- ZAHRAOUI M. (1991).- La plate-forme carbonatée dévonienne du Maroc occidental et sa dislocation hercynienne. Thèse sci., univ. Bretagne occidentale, Brest, 261 P.
- ZANKL H. (1969).- Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks. *Sedimentology*, vol. 12, H. Fuchtbauer ed., Elsevier.
- ZENGER D.H. (1976).- Dolomitization and dolomite "dykes" in the Wyman Formation (Precambrian) Northeastern Inyo mountains, California. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 46, n° 3, p. 457-462.
- ZENGER D.H. (1981).- Stratigraphy and petrology of the Little Falls Dolostone (Upper Cambrian), East-Central New- York. Map and Chart series 34, New-York State Museum, 138 p.
- ZENGER D.H. (1983).- Burial dolomitization in the Lost Burro Formation (Devonian), East-Central California and the significance of late diagenetic dolomitization. *Geology*, vol. 11, p. 519-582.
- ZOUINE E. M. (1986). - Evolution structurale tardi-hercynienne de la bordure NW du Maroc central entre Tiddas et Jebel Tariona. D.E.S. Géol., E.N.S. Rabat, 131p.

Liste des figures

- Figure 1 - Provenance et de la région étudiée :
 A - Situation; B - zones structurales du Massif hercynien (d'après MICHARD & alii 1973).
- Figure 2 - Classification des roches carbonatées de DENISON (1962).
- Figure 3 - Classification des roches silico-carbonatées de PETROVIC (1972).
- Figure 4 - Séquences types de plate-forme (ELI ASSAÏNE, 1973):
 1 - séquence lithologique distale; 2 - séquence turbiditique proximale;
 3 - séquence de chenal de marée.
- Figure 5 - Séquences types de plate-forme (LE ASSAÏNE, 1977):
 4 - séquence de lagun; 5 - séquences inférieures.
- Figure 6 - Typologie relative des séquences sédimentaires.
- Figure 7 - Principaux paramètres affectant la géométrie des cônes d'émoussure.
- Figure 8 - Autogéographie régionale: schéma d'un cône d'émoussure de 1^{er} ordre continu.
- Figure 9 - Localisation des coupes de Zrinda: CHU Ain Targa, Zrinda Est, Zrinda Ouest, ZO. (Extrait de la carte de GÉRALD, 1991).
- Figure 10 - Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe d'Ain Targa.
- Figure 11 - Le Dévoien inférieur de Zrinda:
 1 - Corrélation des coupes d'Ain Targa et Zrinda;
 2 - Interprétation et évolution selon le transect N-S.
- Figure 12 - Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Zrinda Ouest.
- Figure 13 - Les séquences de premier ordre du secteur de Zrinda.
- Figure 14 - Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Zrinda Est.
- Figure 15 - Le Dévoien moyen et supérieur de Zrinda:
 1 - Corrélation des coupes: Zrinda Est, Zrinda Ouest et Ain Targa;
 2 - Interprétation et évolution selon le transect E-W.
- Figure 16 - Répartition des roches du Dévoien d'Oulad Abou sur un profil paléogéographique en regard du Déposé sédimentaire.
- Figure 17 - Log stratigraphique synthétique des formations dévoïennes d'Oulad Abou.
- Figure 18 - Localisation de la coupe d'Oulad Barka.
- Figure 19 - Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe d'Oulad Barka.

Liste des figures

- Figure 1 : Présentation de la région d'étude
A - Situation; B - zones structurales du Maroc hercynien
(d'après MICHARD & al., 1983).
- Figure 2 : Classification des roches carbonatées de DUNHAM (1962).
- Figure 3 : Classification des roches silico-clastiques de PETTLOHN (1975).
- Figure 4a : Séquences types de plate-forme (ELF AQUITAINE, 1977).
1 : séquence turbiditique distale; 2 : séquence turbiditique proximale;
3 : séquence de chenal de marée.
- Figure 4b : Séquences types de plate-forme (ELF AQUITAINE, 1977).
4 : séquence de lagon; 5 : séquence loféritique.
- Figure 5 : Typologie scalaire des séquences sédimentaires.
- Figure 6 : Principaux paramètres affectant la géométrie des corps sédimentaires.
- Figure 7 : Stratigraphie séquentielle : séquence théorique de dépôt et surfaces de discontinuité.
- Figure 8 : Localisation des coupes de Chéguiga : CH; Aïn Targa : T; Zrahna Est : ZE
et Zrahna Ouest : ZO, (Extrait de la carte de GIGOUT, 1995).
- Figure 9 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Chéguiga.
- Figure 10 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe d'Aïn Targa.
- Figure 11 : Le Dévonien inférieur de Chéguiga
A : Corrélation des coupes d'Aïn Targa et Chéguiga;
B : Interprétation et évolution selon le transect N-S.
- Figure 12 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Zrahna Ouest.
- Figure 13 : Les séquences de premier ordre du secteur de Zrahna.
- Figure 14 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Zrahna Est.
- Figure 15 : Le Dévonien moyen et supérieur de Zrahna
A : Corrélation des coupes : Zrahna Est, Zrahna Ouest et AïnTarga;
B : Interprétation et évolution selon le transect E-W.
- Figure 16 : Répartition des faciès du Dévonien d'Oulad Abbou sur un profil paléographique en regard du Dépôt sédimentaire.
- Figure 17 : Log stratigraphique synthétique des formations dévoniennes d'Oulad Abbou
- Figure 18 : Localisation de la coupe d'Oulad Barka.
- Figure 19 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe d'Oulad Barka.

- Figure 20: Essai de corrélation des coupes effectuées sur les terrains du Dévonien inférieur (EL KAMEL, 1987).
- Figure 21 : Localisation des coupes de Bouchhada Nord : BN; Bouchhada Sud : BS; Bouchhada Est : BE; Koudiat El Gara : KTG et Nahilat : NT (Extrait de la carte de GIGOUT, 1955).
- Figure 22 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Bouchhada Nord.
- Figure 23 : Les séquences de premier ordre du secteur de Bouchhada.
- Figure 24 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Bouchhada Sud.
- Figure 25 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Bouchhada Est.
- Figure 26 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Koudiat El Gara.
- Figure 27 : Le Dévonien moyen de Bouchhada
A : Corrélation des coupes : Bouchhada Nord, Bouchhada Sud, Bouchhada Est, Koudiat Gara et Nahilat; B : Interprétation et évolution selon le transect E-W.
- Figure 28 : Comparaison lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle des coupes de Bouchhada Nord (A) et Bouchhada Sud (B).
- Figure 29 : Répartition des faciès du Dévonien de Mechra Ben Abbou sur un profil paléogéographique en regard du dépôt sédimentaire.
- Figure 30 : Le récif de Sidi Bou Talaa (d'après GENDROT & al., 1969).
- Figure 31 : Evolution lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la coupe de Nahilat.
- Figure 32 : Colonnes stratigraphiques montrant le dépôt de la formation gréseuse du Famennien terminal (Strunien), soit sur les calcaires du Dévonien moyen, soit sur les pelites du Dévonien inférieur (EL KAMEL, 1987).
- Figure 33 : Corrélation lithostratigraphiques du Dévonien supérieur dans les ensembles de Mechra Ben Abbou et de l'Oued Kibane et dans les Rehamna méridionaux (EL KAMEL, 1987).
- Figure 34 : Le Dévonien inférieur et moyen du secteur d'Oulad Barka
A : Corrélation des coupes de Bouchhada Nord (coupe type) et d'Oulad Barka;
B : Interprétation et évolution selon le transect N-S.
- Figure 35 : Répartition des environnements entre Ouled Barka et Bouchhada pendant le Dévonien inférieur.
- Figure 36 : Log stratigraphique synthétique de la formation du Dévonien de Mechra Ben Abbou.
- Figure 37 : Localisation des forages du bassin de Doukkala.
- Figure 38 : Log.lithostratigraphique, sédimentologique et séquentiel du forage OLD1.

- Figure 39 : Profil sismique DA5 montrant l'extension du complexe récifal (R) vers le SE passant par le forage OBZ1 (ONAREP 1988).
- Figure 40 : Position probable des bioconstructions récifales dans les carbonates du Dévonien moyen de Doukkala d'après l'interprétation des sondages.
- Figure 41 : Le Dévonien du bassin de Doukkala
Corrélation des forages SN1, EBA2, EBA1 et OBZ1.
- Figure 42 : Le Dévonien du bassin de Doukkala
Corrélation des forages DOT1 et DKL1.
- Figure 43 : Le Dévonien du bassin de Doukkala
Corrélation des forages OLD1, EBA2 et EBA1.
- Figure 44 : Log lithostratigraphique de la formation dévonienne de Doukkala.
- Figure 45 : Corrélation E-W des dépôts du Dévonien inférieur et moyen d'Oulad Abbou, Ben Slimane et Cherrat.
- Figure 46 : Comparaison de la Formation de Chéguiga avec les séries du Dévonien inférieur du Maroc central septentrional (TAHIRI, 1991), Maroc central méridional (CAILLEUX, 1974), Maroc central oriental (BOUABDELLI, 1989) et la Meseta orientale (HOEPFFNER, 1987).
- Figure 47 : Comparaison de la Formation d'Oulad Abbou avec les séries du Dévonien moyen du Maroc central septentrional (TAHIRI, 1991), Maroc central oriental (BOUABDELLI, 1989) et la Meseta orientale (HOEPFFNER, 1987).
- Figure 48 : Comparaison de la Formation de Sidi Abdellah avec les séries du Dévonien supérieur du Maroc central septentrional (TAHIRI, 1991), Maroc central oriental (BOUABDELLI, 1989) et la Meseta orientale (HOEPFFNER, 1987).
- Figure 49 : Les faciès du Dévonien supérieur - Tournaisien (d'après PIQUÉ, 1994).
- Figure 50 : Profil schématique montrant les rapports entre la morphologie du ciment précoce et son milieu de formation (PURSER, 1973).
- Figure 51 : Schéma du catalogue pétrographique : Inventaire des événements diagénétiques.
- Figure 52 : Courbe temps - profondeur du sondage EBA1 pour la limite entre le Dévonien inférieur et le Dévonien moyen selon le modèle LOPATIN (1989).
- Figure 53 : Courbe temps - profondeur du sondage OLD1 & SN1 pour la limite entre le Dévonien inférieur et le Dévonien moyen selon le modèle LOPATIN (1989).
- Figure 54 : Profil schématique montrant la disposition des quatre principaux milieux de la diagenèse précoce (PURSER, 1980).
- Figure 55 : Modèle de dolomitisation par pompage évaporitique (d'après HSU et SIEGEN THALER, 1969).
- Figure 56 : Modèle de dolomitisation par "seepage refluxion" proposé par ADAMS et RHODES, 1960 (d'après MELAS P., 1982).

- Figure 57 : Schéma proposé par DEFFEYES & al. (1965) et traduit par MICHARD (1969) des deux types de dolomitisation observables à Bonaire, en rapport avec un domaine supracotidal de mer chaude : croûtes dolomitiques associées à des sulfates et dolomies de remplacement des sédiments marins imbibés par le reflux des saumures lagunaires.
- Figure 58 : Résumé des principaux types de processus invoqués pour l'apport du magnésium provoquant des dolomitisations massives (LAND, 1985).
- Figure 59 : Répartition et densité des fractures ayant causées une dolomitisation syntectonique sur leur trajet.
- Figure 60 : Carte d'isodensité de fracture du bassin de Doukkala (SNPA, 1976).
- Figure 61 : Répartition des dolomites principales dans la coupe de Zrahna.
- Figure 62 : Répartition des dolomites principales dans la coupe de Bouchhada.
- Figure 63 : Répartition générale des dolomites principales du bassin de Doukkala.
- Figure 64 : Dolomite d'exsolution en réponse à la silicification à SN1 à la profondeur 2422 - 2423,5 m.
- Figure 65 : Relation entre la dolomite 1 et la dolomite baroque (OLD1 à 1954 et 1874 m).
- Figure 66 : Relation dolomite 1 et dolomite baroque débordant sur l'encaissant (SN1 : 2032,43 m).
- Figure 67 : Inclusions rassemblées dans la partie centrale du rhomboèdre.
- Figure 68 : Cristaux zonés de dolomite la fréquence et la forme des zones sont proportionnelles à la dimension des pores et à l'importance des impuretés.
- Figure 69 : Classification des textures des dolomites, d'après Gregg et Sibley (1984).
- Figure 70 : Modèle de l'évolution du bassin.
- Figure 71 : Les modèles de dolomitisation (Précoce) des affleurements carbonatés d'Oulad Abbou et de Mechra Ben Abbou (Dévonien moyen).
 A - Sans émergence
 B - avec émergence : modèle mixing zone de BADIOZAMANI (1973).
- Figure 72 : Localisation de l'anticlinal du Dévonien inférieur (A) et de l'anticlinal du Dévonien moyen (B) (coupe du synclinal d'Oulad Abbou).
- Figure 73 : Quelques figures de dédolomitisations de la coupe de l'Oued Chéguiga.
- Figure 74 : Porosité liée à la dédolomitisation.
- Figure 75 : Esquisses paléogéographiques des régions étudiées, A : Dévonien inférieur; B : Dévonien moyen; C : Dévonien supérieur.
- Figure 76 : Reconstitution paléogéographique de la partie ouest de la Meseta occidentale au cours du Dévonien : A - Dévonien inférieur ; B - Dévonien moyen ; C - Dévonien supérieur
- Figure 77 : Schéma de pli synsédimentaire à flanc écrasé et tronqué.

- Figure 57 : Schéma proposé par DEFFEYES & al. (1965) et traduit par MICHARD (1969) des deux types de dolomitisation observables à Bonaire, en rapport avec un domaine supracotidal de mer chaude : croûtes dolomitiques associées à des sulfates et dolomies de remplacement des sédiments marins imbibés par le reflux des saumures lagunaires.
- Figure 58 : Résumé des principaux types de processus invoqués pour l'apport du magnésium provoquant des dolomitisations massives (LAND, 1985).
- Figure 59 : Répartition et densité des fractures ayant causées une dolomitisation syntectonique sur leur trajet.
- Figure 60 : Carte d'isodensité de fracture du bassin de Doukkala (SNPA, 1976).
- Figure 61 : Répartition des dolomites principales dans la coupe de Zrahna.
- Figure 62 : Répartition des dolomites principales dans la coupe de Bouchhada.
- Figure 63 : Répartition générale des dolomites principales du bassin de Doukkala.
- Figure 64 : Dolomite d'exsolution en réponse à la silicification à SN1 à la profondeur 2422 - 2423,5 m.
- Figure 65 : Relation entre la dolomite 1 et la dolomite baroque (OLD1 à 1954 et 1874 m).
- Figure 66 : Relation dolomite 1 et dolomite baroque débordant sur l'encaissant (SN1 : 2032,43 m).
- Figure 67 : Inclusions rassemblées dans la partie centrale du rhomboèdre.
- Figure 68 : Cristaux zonés de dolomite la fréquence et la forme des zones sont proportionnelles à la dimension des pores et à l'importance des impuretés.
- Figure 69 : Classification des textures des dolomites, d'après Gregg et Sibley (1984).
- Figure 70 : Modèle de l'évolution du bassin.
- Figure 71 : Les modèles de dolomitisation (Précoce) des affleurements carbonatés d'Oulad Abbou et de Mechra Ben Abbou (Dévonien moyen).
A - Sans émergence
B - avec émergence : modèle mixing zone de BADIOZAMANI (1973).
- Figure 72 : Localisation de l'anticlinal du Dévonien inférieur (A) et de l'anticlinal du Dévonien moyen (B) (coupe du synclinal d'Oulad Abbou).
- Figure 73 : Quelques figures de dédolomitisations de la coupe de l'Oued Chéguiga.
- Figure 74 : Porosité liée à la dédolomitisation.
- Figure 75 : Esquisses paléogéographiques des régions étudiées, A : Dévonien inférieur; B : Dévonien moyen; C : Dévonien supérieur..
- Figure 76 : Reconstitution paléogéographique de la partie ouest de la Meseta occidentale au cours du Dévonien : A - Dévonien inférieur ; B - Dévonien moyen ; C - Dévonien supérieur
- Figure 77 : Schéma de pli synsédimentaire à flanc écrasé et tronqué.

- Figure 78 : Banc calcaire mis en relief par érosion montre une coupure nette; la coupure ne se prolonge pas dans les pélites englobant le banc calcaire (EL KAMEL, 1987).
- Figure 79 : Figure d'arrachement à la base d'un banc calcaire (EL KAMEL, 1987).
- Figure 80 : Bloc quartzitique emballé dans les terrains silto-gréseux du Dévonien inférieur d'Amdidih.
- Figure 81 : Microfailles synsédimentaires normales dans le membre gréseux de Nahilat.
- Figure 82 : Microfailles synsédimentaires inverses dans le membre gréseux de Nahilat.
- Figure 83 : Carte structurale de la La Meseta occidentale (CORSINI, 1988).
- Figure 84 : Organisation du Dévonien du synclinal d'Oulad Abbou (COSTAGLIOLA & LEGLISE, 1985 modifiée), A : coupe géologique, B : stéréogramme sur Caneva de Wolf hemisphere supérieur.
- Figure 85 : Coupe effectuée à travers les collines à l'Est de Mechra Ben Abbou (MICHARD, 1982).
- Figure 86 : Coupe effectuée au Nord de Mechra Ben Abbou (MICHARD, 1982).
- Figure 87 : Coupe effectuée au niveau de la gare de Mechra Ben Abbou (MICHARD, 1982).
- Figure 88 : Coupe effectuée au niveau du Douar Nahilat (HOUFAÏRI, 1987).
- Figure 89 : Carte des isopaques du paléozoïque de la Meseta occidentale d'après les données de surfaces et de subsurface (BERNARDIN, 1987).
- Figure 90 : Le graben cambrien moyen ouest-mésétien : isopaques des dépôts terrigènes du Cambrien moyen (BERNARDIN & al., 1988).
- Figure 91 : Les zones tectono-sédimentaires du Maroc au Cambrien moyen (d'après BERNARDIN & al., 1988).
- Figure 92 : Carte de distribution de faciès à la surface de discordance post-dévonienne avec mise en évidence des zones des Doukkala (d'après BARBU, 1977).
- Figure 93 : Profil sismique réduits DK24 (A) et DB6 (B) à travers le bassin de Doukkala.
- Figure 94 : Profil sismique réduits DB1 (A) et DB6 (B) à travers le bassin de Doukkala (d'après LEROY, 1993)
- Figure 95 : Profil sismique réduits DA13 (A) et DA8 (B) à travers le bassin de Doukkala..
- Figure 96 : Coupes géosismiques des profils DB6 (A) et DK24 (B) (d'après TREPANIER, 1988).
- Figure 97 : Mise en évidence des déformations hercyniennes sur la zone des Doukkala à partir de 4 profils étagés du Nord au Sud (d'après LEROY, 1993).
- Figure 98 : Coupes synthétiques de Mechra Ben Abbou et d'Oulad Abbou interprétées en terme de stratigraphie séquentielle.
- Figure 99 : Evolutions minéralogique et géochimique du flanc Ouest du Synclinal d'Oulad Abbou (S.N.P.A ELFAQUITAINE, 1965).
- Figure 100 : Carte paléogéographique de la Meseta marocaine au Dévonien inférieur (d'après PIQUÉ & MICHARD, 1989)

Liste des tableaux

Tableau 1 : Découpage lithostratigraphique du Dévonien de la partie ouest de la Meseta occidentale.

Tableau 2 : Evolution diagenétique du Dévonien du bassin de Doukkala.

Tableau 3 : Intervalle de profondeur et gradients géothermiques des sondages EBA1, OLD1 et SNI.

Tableau 4 : Synthèse des différents événements diagenétiques affectant les formations carbonatées dévoniennes des régions étudiées.

Tableau 5 : Etapes de la sédimentation et découpage séquentiel du Dévonien de la partie ouest de la Meseta occidentale.

Liste des tableaux

Liste des tableaux

Tableau 1 : Découpage lithostratigraphique du Dévonien de la partie ouest de la Meseta occidentale.

Tableau 2 : Evolution diagénétique du Dévonien du bassin de Doukkala.

Tableau 3 : Intervalle de profondeur et gradient géothermique des sondages EBA1, OLD1 et SN1.

Tableau 4 : Synthèse des différents événements diagénétiques affectant les formations carbonatées dévoniennes des régions étudiées.

Tableau 5 : Etapes de la sédimentation et découpage séquentiel du Dévonien de la partie ouest de la Meseta occidentale.

PLANCHES PHOTOS

PLANCHES PHOTOS

Planche I : Photos de surface polies des carottes montrant différents faciès carbonatés du Dévonien moyen des forages OLD1, EBA 1 et un faciès argileux du forage DOT1.

A - Calcaire micritique riche en coquilles de brachiopodes recristallisées partiellement et/ou totalement. (OLD1, 1680,7 m)

B - Calcaire noduleux à débris de brachiopodes. Les nodules sont séparées par des stylolites. (OLD1, 1746 m).

C - Passage d'un calcaire micritique (a) à un calcaire encrinitique (b) (OLD1, 1760 m).

D - Calcaire bioclastique : entroques, brachiopodes. Les grains se juxtent mais ne sont pas tassés. (OLD1, 1801 m).

E - Calcaire à brachiopodes de grande taille (a) et de débris d'entroques (OLD1, 1802 m).

F - Calcaire bioclastique grainstone à brachiopodes et entroques (OLD1, 1803 m).

G - Calcaire bioconstruit à stromatopores en boule (OLD1, 1804,5 m).

H - Calcaire à faune récifale : polypiers rugueux stromatopores lamellaires et des débris de lamellibranches (OLD1, 1806 m).

I - Calcaire riche en débris de stromatopores lamellaires, d'entroques et de lamellibranches (OLD1, 1809 m).

J - Calcaire à stromatopores lamellaires du Dévonien moyen (EBA 1, 3197 m).

K - Argilite chargée de niveaux silteux du Dévonien inférieur (DOT1, 4399 m).

Planche I

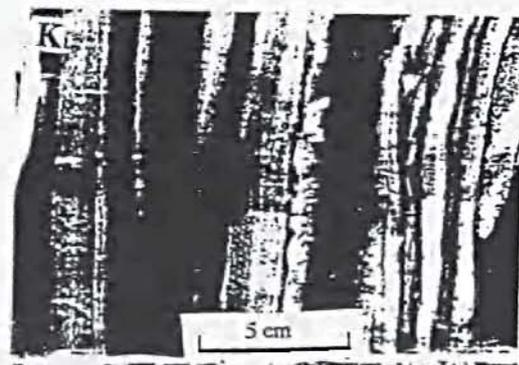
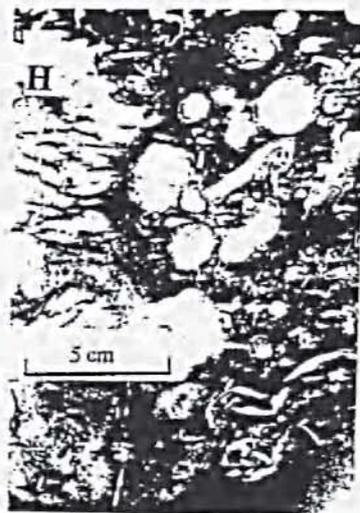
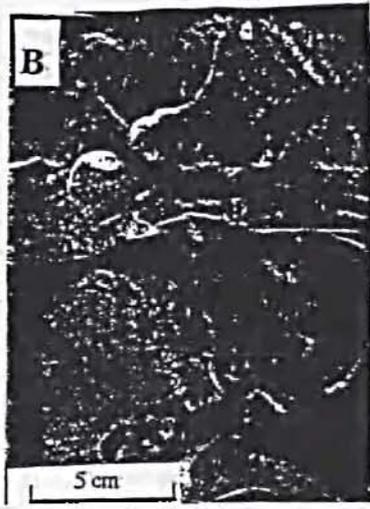


Planche II : Photos de lames minces du Dévonien d'Oulad Abbou et de Mechra Ben Abbou.

A - Calcaire wackstone à packstone à débris de brachiopodes et de rare entroques. Les grains sont partiellement recristallisés (Bouchhada Nord - Dévonien moyen).

B - Calcaire à crinoïdes. Les grains ne sont pas tassés mais montrent une certaine abrasion (Bouchhada Nord).

C - Faciès marno-calcaire du Dévonien inférieur montrant une organisation en séquence de comblement (a) - Chéguiga - Oulad Abbou

D - Calcaire packstone-grainstone à débris d'algues rouges (a) et d'entroques (b) ferruginisés. Chéguiga - Dévonien inférieur.

E - Calcaire packstone à débris d'entroques, lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes Chéguiga - Dévonien inférieur.

F - Dissolution de cristaux de dolomite le long d'une fracture. Zrahna - Dévonien moyen.

G - Base de la coupe de Zrahna montrant l'alternance de bancs stratifiés (a) et conglomératiques (b). Oulad Abbou - Dévonien moyen.

H - Banc bréchifié du Dévonien moyen riche en faune récifale. Douar Zrahna - Oulad Abbou.

I - Calcaire noduleux montrant une imbrication de lentilles les unes sur les autres. Bouchhada-Dévonien moyen.

Planche II

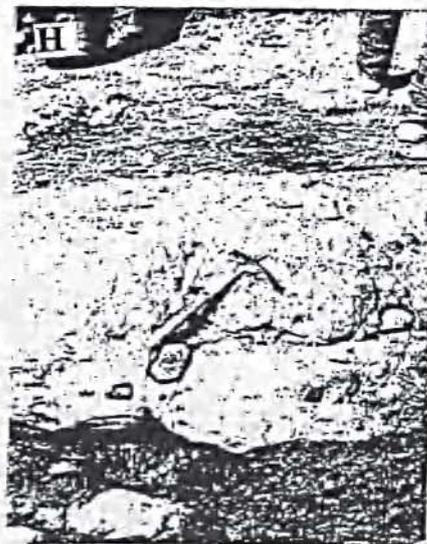
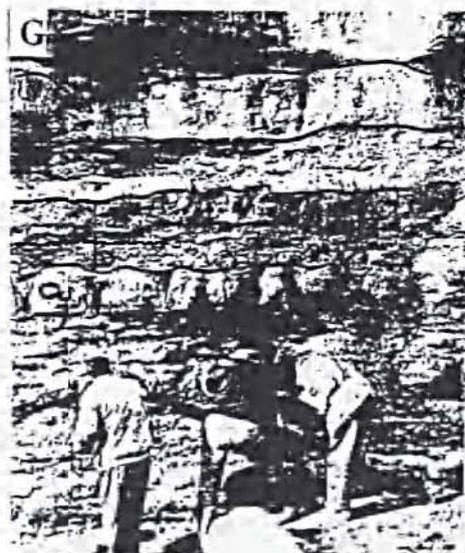
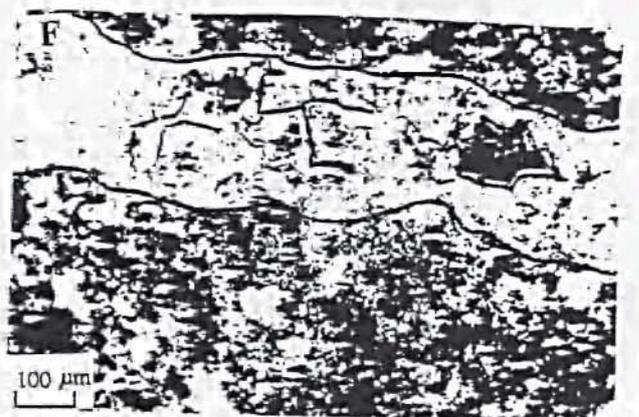
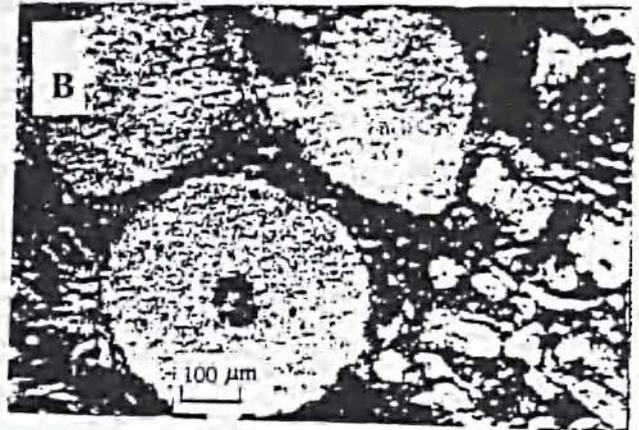
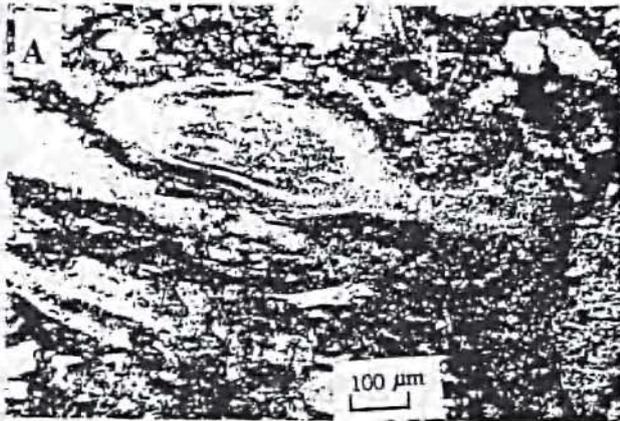
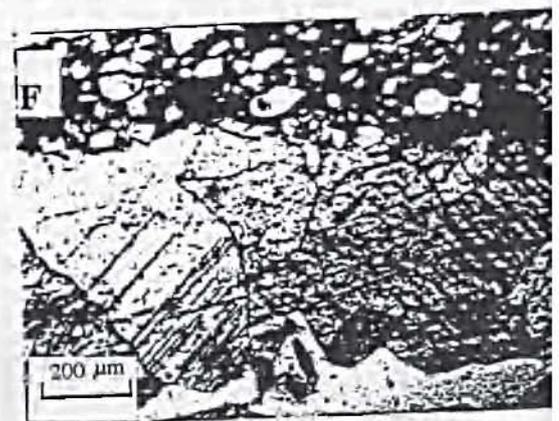
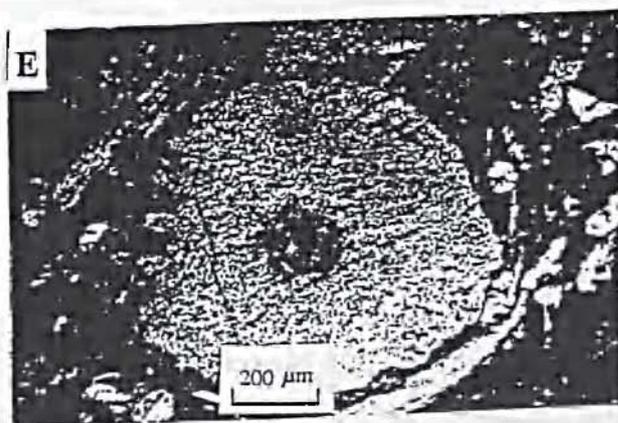
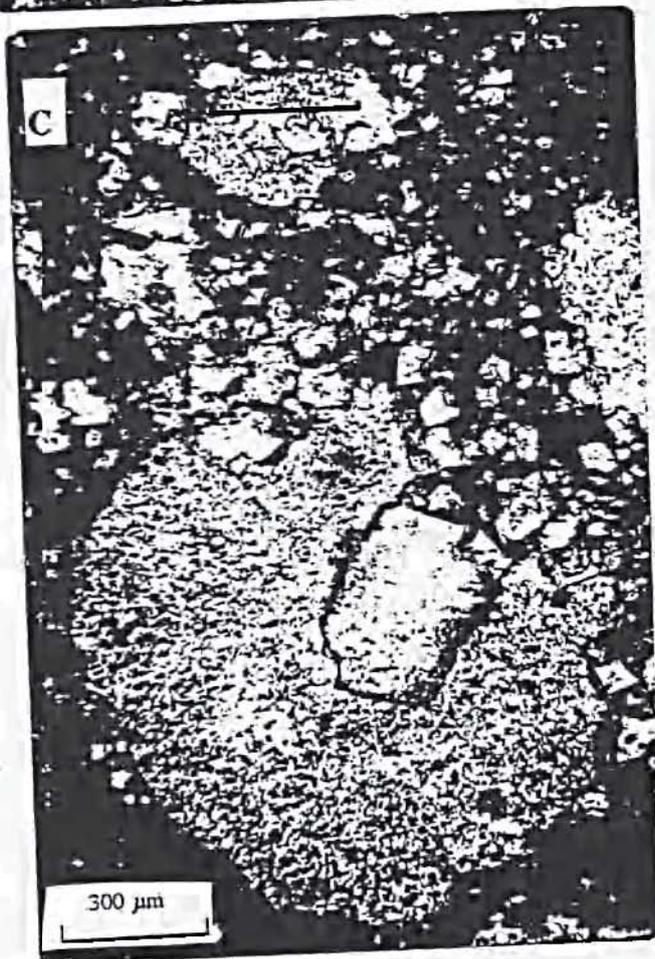


Planche III : Phénomènes de dolomitisation et de calcitisation

- A - Dolomitisation intragranulaire (a) et intergranulaire (b). Les cristaux losangiques de dolomite montrent des surfaces d'accroissement. (SN1, 2032,43 m ; EBA1, 3378,7 m)
- B - Calcite de fracture montrant des stries de croissance (Grès de Nahilat; Famennien).
- C - Dolomitisation affectant le faciès carbonaté échinodermique. On note le remplacement du crinoïde par les cristaux losangiques de dolomite (Bouchhada - Dévonien moyen).
- D - Dolomitisation de type baroque montrant un accroissement epitaxique tout le long de la fracture
(OLD1, 2090,5 m et EBA1 3046,5 m).
- E - Faciès échinodermique et dolomitisation de la matrice (Dolomite de remplacement; Bouchhada - Dévonien moyen).
- F - Calcitisation au niveau des fractures montrant des stries d'accroissement (Faciès gréseux de Nahilat - Famennien).

Planche III



Légende commune aux coupes

<u>Lithologie</u>	<u>Figures sédimentaires</u>
 Calcaire	 Litage parallèle
 Calcaire argileux	 Litage oblique
 Calcaire bioclastique	 Stratifications entrecroisées
 Calcaire nodulaire	 Laminites
 Calcaire gréseux	 Stylolites
 Calcaire siliceux	 Surface de ravinement
 Dolomie	
 Argilite	
 Conglomérats	
 Brèche	
 Grès	
 Joint argileux ou marneux	

Éléments de caractérisations

Classification de Dunham (1962)

6: Pellétoïdes 	1: Mudstone
7: Stromatopores en boule 	2: Wackstone
8: Stromatopores lamellaires 	3: Packstone
9: Polypiers solitaires 	4: Grainstone
10: Echinodermes 	5: Boundstone
11: Bryozoaires 	
12: Brachiopodes 	
13: Lamellibranches 	
14: Ostracodes 	
15: Glauconie 	