HAL
open science

# Géologie du paléozoïque des Rehamna nord-orientaux, Maroc. Évolution sédimentaire et structuration hercynienne d'un bassin dévono-carbonifère. Sédimentation et déformation des molasses post-orogénique

F. El Kamel

▶ **To cite this version:**

F. El Kamel. Géologie du paléozoïque des Rehamna nord-orientaux, Maroc. Évolution sédimentaire et structuration hercynienne d'un bassin dévono-carbonifère. Sédimentation et déformation des molasses post-orogénique. Tectonique. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, 1987. Français. NNT : . tel-01015986

**HAL Id: tel-01015986**

**https://theses.hal.science/tel-01015986v1**

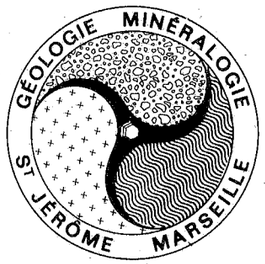
Submitted on 27 Jun 2014

**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.

ISSN : 0750-6228

# TRAVAUX DES LABORATOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE




7072

## GÉOLOGIE DU PALÉOZOÏQUE DES REHAMNA NORD - ORIENTAUX, MAROC

### EVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET STRUCTURATION HERCYNIENNE D'UN BASSIN DÉVONO - CARBONIFÈRE SÉDIMENTATION ET DÉFORMATION DES MOLASSES POST- OROGÉNIQUE

par

Fouad EL KAMEL

UNITÉ ASSOCIÉE AU CNRS, N° 132

1987 , série B , n° 28

SAINT - JÉRÔME MARSEILLE

*Trav. Lab. Sci. Terre , St. Jérôme , Marseille,* (B), n°28, Décembre 1987, 311 p., 175 fig., 6 tabl., 6 pl. h.-t.

7072

# GÉOLOGIE DU PALÉOZOÏQUE DES REHAMNA NORD - ORIENTAUX, MAROC

## EVOLUTION SÉDIMENTAIRE ET STRUCTURATION HERCYNIENNE D'UN BASSIN DÉVONO - CARBONIFÈRE. SÉDIMENTATION ET DÉFORMATION DES MOLASSES POST- OROGÉNIQUE

par

Fouad EL KAMEL*

THÈSE D'UNIVERSITÉ D'AIX-MARSEILLE III

Soutenue le 7 Juillet 1987

au Laboratoire de Géologie dynamique
et Pétrologie de la Surface

* Unité Associée au CNRS n° 132
Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme
13397 Marseille Cedex 13

*Le présent mémoire sur le Paléozoïque des Rehamna nord-orientaux (Maroc) a été réalisé au laboratoire de Géologie dynamique et de Pétrologie de la surface de Saint-Jérôme-Marseille.*

*Avant d'exposer les résultats de mes recherches, il m'est agréable d'exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui, à titres divers, m'ont aidé à les réaliser ou qui m'ont fait l'honneur de les juger.*

*Je tiens d'abord à remercier mon professeur M. SOUGY qui m'a confié ce sujet et a toujours porté un intérêt bienveillant à mes recherches, me réservant le meilleur accueil lors de nos entrevues et me faisant bénéficier de sa haute compétence tant sur le terrain qu'au laboratoire. Qu'il trouve ici, l'expression de ma profonde gratitude.*

*Ma sincère reconnaissance s'adresse particulièrement à M. MULLER, Directeur de recherche au CNRS. Il m'a initié aux méthodes de travail et c'est grâce à sa présence et son aide, jamais mesurée, sur le terrain et au laboratoire que j'ai pu achever le travail que je présente ici. Les remerciements que je lui adresse ici demeurent en-deça de la dette de reconnaissance que j'ai contractée à son égard.*

*J'ai l'agréable devoir de remercier MM. GUIEU, Professeur à l'Université de Provence-Marseille ; PUIGDEFABREGAS, Directeur du Service géologique de Catalogne (Espagne) et SCHOLTEN, Professeur à "Pennsylvania State University" de Pennsylvanie (USA), qui m'ont fait l'honneur de juger ce travail.*

*Je remercie également M. NAHON, Directeur du laboratoire de Géologie dynamique et de Pétrologie de la surface de Saint-Jérôme-Marseille, qui a mis à ma disposition le matériel de laboratoire nécessaire pour la réalisation de ce mémoire.*

*Ma reconnaissance s'adresse également à M. KAMPUNZU, professeur à la faculté des Sciences de Lumumbachi (Zaïre) et professeur associé à la faculté des Sciences de Saint-Jérôme-Marseille, qui m'a donné de précieux conseils et m'a aidé dans l'interprétation des données chimiques des roches magmatiques pré-orogéniques.*

*Mes remerciements s'adressent aussi à M. CORNEE, Attaché de recherches au CNRS pour ses critiques, ses conseils ainsi que son soutien moral et amical.*

*Je suis extrêmement redevable pour leur aide matérielle et scientifique à :*

*Au Maroc : M. DAHMANI, Directeur du Service de la carte géologique au Ministère des Mines et de l'Energie ; M. Tahiri, Chef du département de Géologie à l'Institut scientifique (Rabat) ; M. El Hassani, enseignant-chercheur au même organisme ; MM. OUKEMENI et ZAHRAOUI, enseignants-chercheurs à la Faculté des Sciences de Rabat et HOUFAIRI, Chef du Département de Géologie à la faculté des Sciences de Casablanca .*

*Au laboratoire de Géologie dynamique et de Pétrologie de la surface de Saint-Jérôme-Marseille je remercie particulièrement MM. DASSULLE et MOTTE pour leur aide efficace et amical, Mme PELEGRIN qui a assuré avec une grande conscience la dactylographie de ce travail , le personnel enseignant et technique ainsi que mes camarades de 3e cycle.*

*Sur un mode plus personnel, ma gratitude va à mes amis de Mechra ben Abbou : Fallah, Instituteurs, Cheminots et Gendarmes. Leur accueil souvent émouvant était pour moi un soutien moral et une aide efficace.*

*Je n'aurais garde d'oublier l'immense sacrifice consenti par mes parents pour la poursuite de mes études. Je leur dédie ce mémoire.*

# RESUME

L'introduction est essentiellement consacrée à l'historique des travaux géologiques faits sur le Primaire du massif des Rehamna et sur les interprétations proposées pour expliquer la structure de sa partie septentrionale (région de Mechra ben Abbou).

La première partie est relative à la stratigraphie des terrains impliqués dans l'orogenèse hercynienne et des molasses post-orogéniques, l'accent étant mis sur l'évolution paléogéographique des bassins. Le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien sont caractérisés par un régime de plate-forme peu profonde. A partir du Dévonien inférieur, la géométrie des bassins commence à se dessiner: un haut-fond (ou terre émergée) subméridien, placé au niveau de l'actuel axe d'Imfout va guider la sédimentation et l'évolution des bassins successifs pendant tout le Dévonien et le Carbonifère inférieur. Cette paléogéographie est analogue à celle de la Méséta nord-occidentale qui constitue le prolongement septentrional de la zone étudiée.

Les conglomérats de Mechra ben Abbou, produit de démantèlement de la chaîne hercynienne, ainsi que les produits volcaniques associés se sont déposés dans des bassins intramontagneux contrôlés par des failles d'abord E-W puis N30°.

La deuxième partie est consacrée à l'étude des déformations synsédimentaires qui ont accompagné l'ouverture des bassins : glissements intraformationnels synchrones de la sédimentation dans les bassins dévonien inférieur et viséen supérieur ; olistolites et olistostromes essentiellement dans le bassin dévonien inférieur; nappes gravitaires (ou klippes sédimentaires) sur la bordure occidentale du bassin viséen supérieur et failles synsédimentaires actives pendant l'ouverture des différents bassins du Dévonien au Carbonifère.

La troisième partie est consacrée à l'étude du magmatisme préorogénique viséen. Sur la base des analyses pétrographiques et chimiques des éléments majeurs, nous retiendrons qu'il s'agit d'un magmatisme tholéiitique associé à l'ouverture d'un bassin arrière arc. Ce résultat est en accord avec les études faites par d'autres auteurs sur le magmatisme dinantien des Jebilet centrales et de la Méséta nord-occidentale qui appartiennent paléogéographiquement au même ensemble.

La quatrième partie est axée sur l'étude tectonique ; Trois épisodes de déformation sont mis en évidence :

1 - déformation précoce caractérisée d'abord par un plissement P0 très modéré suivi d'une phase d'érosion et de la mise en place, en partie gravitaire, de l'unité allochtone de la Gada Jennabia ;

2 - déformation majeure d'intensité variable selon les zones : elle est maximale dans des couloirs répartis en deux directions N-S à N30° et N70°, sans doute héritées des zones d'anisotropie du socle sous-jacent, où se produisent successivement deux phases de plissement P1 et P2 suivies de cisaillement cassant à composante décrochante dextre. Dans des couloirs plus larges, la déformation majeure est moins intense ; les seuls plis P1 qui y sont représentés sont en échelon ; leur obliquité sur les couloirs indique encore une tendance décrochante dextre

3 - tectonique tangentielle tardi-hercynienne : d'abord une premiere phase qui se manifeste par des chevauchements du SE vers le NW dans certains couloirs de cisaillement ; il semble y avoir un passage du décrochement au chevauchement. Certains contacts tangentiels précoces sont également réactivés. Lors de la seconde phase, les déplacements sont du N vers le S.

Cette seconde phase est peut-être synchrone de la déformation des molasses post-orogéniques.

Les déformations post-orogéniques qui affectent les premiers dépôts conglomératiques et volcaniques (formation 1) ainsi que leur substratum paléozoïque se manifestent par un plissement N60° à N80° suivi d'écaillage à vergence N à NNW puis de fracturation N30° et N80° ; les conglomérats et le matériel volcanique de la formation 2 qui reposent en discordance angulaire sur les premiers sont flexurés par un rejeu tardif des failles N30°.

Dans la conclusion générale un essai de synthèse de l'évolution sédimentaire et tectonique dans l'ensemble du tronçon hercynien du Moyen Maroc a été proposé : la migration de la déformation paroxysmale de l'Est (Midelt) où elle est d'âge dévonien supérieur à l'Ouest (Méséta occidentale) où elle est d'âge post-namurien permet de placer la partie interne de la chaîne vers l'Est. Un modèle géodynamique déduit des résultats géochimiques des roches magmatiques dinantiennes envisage une suture probable vers l'Est du Maroc avec plongement d'une plaque océanique vers l'Ouest, sous la Méséta occidentale. Cette suture marocaine hypothétique pourrait constituer un prolongement vers le Sud de la suture méridionale de la chaîne hercynienne de l'Europe.



## ABSTRACT

In the northeastern part of the Paleozoic Rehamna massif, Cambrian to Lower Carboniferous sediments were structured during the Hercynian orogenesis posterior to the upper Visean to Namurian stage. The post-orogenic molasse, produced from rock falls and sliding of the latter edified fold belt, were deformed during the Permian compression.

The Cambrian-Ordovician and Silurian were prevailed by shallow marine shelf deposits. The shelf geometry started being modified as from the Upper Silurian due to the predominance of N30° and N80° fault sets accompanied by horsts and grabens : thus, the appearance of the submeridian Imfout horst and the graben of northeastern Rehamna. The Devonian and Carboniferous facies are characteristic of basinal margins. The lower Devonian sediments are thus detritic and biodetritic with shelf carbonates installed in the middle Devonian to the east of Imfout uplift with built-up reefal limits to the west. The Upper Devonian witnessed basinal subsidence east of the Rehamna with the sedimentation of turbidites. Shelf carbonates were deposited in the Upper Visean, borded to the west by a barrier reef. The shelf was later structured by listric faults during the basinal extension followed by sandy, silty and biodetritic sedimentation.

The Hercynian deformation started after the Upper Visean : an initial folding phase with Po folds followed up by a tangential shearing from the SE towards the NW originated the formation of the Gada Jennabia nappe. This nappe then evolved into a gravitational nappe which slided contemporaneously with the erosion of the substratum and the opening towards the west of a late Visean to Namurian ? flysch basin.

The major post-late Visean to Namurian ? deformation varies in intensity. It is particularly intense in thin zones (emplacement of synsedimentary paleofault sets) characterized by two folding homoaxial episodes (P1 and P2) whitch are synchronous to S1 and S2 schistosity, followed up by brittle shearing with transcurrent shearings evolved into thrust faults towards the NW engendering flower structures. Within larger bands, the major deformation is less intense, only the P1 folds are recorded while late Hercynian movements only engendered the reworking of the initial tangential contacts.

The fold belt was partly levelled by an active erosive phase. An E-W basin controlled by a major N80° fault and minor N30° faults was formed and infilled by molasse and volcanic materials. The latter basin underwent a compressive phase which induced N60° to N80° folds and thrust faults towards the N and NNW.

The remobilisation of N30° faults engendered a second basin infilled from active erosion with molassic materials an volcanics from faulting. These deposits were flexured along the N30° faults bordering the basin.

# SOMMAIRE

INTRODUCTION

I - Cadre géographique..... 10
II - Cadre géologique..... 12
III - Travaux antérieurs..... 13
IV - Commentaire de la carte géologique..... 16
1 - Les terrains paléozoïques affectés par l'orogenèse hercynienne. 16
1.1.1 - L'ensemble de Mechra ben Abbou..... 18
1.1.2 - L'ensemble de l'Oued Kibane..... 18
1.1.3 - L'ensemble du barrage el Massira..... 19
1.2 - L'unité de la Gada Jennabia..... 19
2 - Les dépôts molassiques post-orogéniques..... 20
3 - La couverture post-orogénique..... 20

Première partie
STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION DES BASSINS SEDIMENTAIRES

Chapitre I : LE SUBSTRATUM..... 22

I - Le Cambrien..... 22
II - L'Ordovicien..... 23
A - Travaux antérieurs..... 23
B - Ensemble du barrage el Massira..... 23
1 - La formation 1..... 23
2 - La formation 2..... 25
3 - La formation 3..... 26
4 - Corrélation avec les formations du flanc sud de l'anticlinal... 26
C - Ensemble de Mechra ben Abbou..... 27
D - Ensemble de l'Oued Kibane..... 28
E - L'Ordovicien . Discussion et reconstitution paléogéographique..... 28

III - Le Silurien..... 33
A - Travaux antérieurs..... 33
B - Ensemble du barrage el Massira..... 33
C - Ensemble de L'Oued Kibane..... 37
D - Ensemble de Mechra ben Abbou..... 38
1 - Oulad Amran..... 38
2 - Sidi Abdelaziz..... 38
E - Le Silurien. Conclusion..... 39

IV - Le Dévonien inférieur..... 40
A - Travaux antérieurs..... 40
B - Ensemble de l'Oued Kibane..... 40
1 - Coupe d'Amdidih..... 41
2 - Coupe de Foum el Mejez..... 43

C - Ensemble de Mechra ben Abbou..... 44
1 - Coupe de Skhirat - Koudiat ed Diab..... 44
2 - Coupe de Leffaïd..... 46
3 - Coupe de Chougga - Bou Jemaa..... 47
4 - Coupe D'Ajer el Baëd..... 47
5 - Coupe d'Oulad Barka..... 47
D - Le Dévonien inférieur en Méséta côtière..... 50
1 - Oulad Abbou..... 50
2 - Région de Safi..... 50
3 - Ben Slimane..... 50
4 - Ben Ahmed..... 50
5 - Conclusion..... 50
E - Conclusion..... 51

V - Le Dévonien moyen..... 54
A - Travaux antérieurs..... 54
B - Ensemble de Mechra ben Abbou..... 56
1 - Coupe d'Oulad Barka..... 56
2 - Les massifs au Nord de la gare de Mechra ben Abbou..... 56
3 - Sidi Bou Talaa..... 58
4 - Age..... 58
C - Ensemble de L'Oued Kibane..... 58
D - Le récif de Sidi Bou Talaa..... 59
1 - Schéma théorique..... 62
2 - Etude de l'exemple de Sidi Bou Talaa et comparaison avec le schéma théorique..... 62
3 - Conclusion..... 64
E - Le Dévonien moyen : conclusion et corrélation avec Oulad Abbou et L'Oued Cherrat..... 65

VI - Le Dévonien supérieur..... 68
A - Travaux antérieurs..... 68
B - Ensemble de L'Oued Kibane..... 68
1 - la formation argilo-gréseuse..... 68
2 - la formation gréseuse..... 72
C - Ensemble de Mechra ben Abbou..... 76
D - Le Dévonien supérieur dans les autres régions de la Méséta occidentale..... 79
1 - Les Rehamna méridionaux..... 79
2 - La Méséta nord-occidentale..... 79
3 - La Méséta côtière..... 80
4 - La Méséta méridionale..... 81
E - Le Dévonien supérieur. Discussion..... 82
1 - Reconstitution paléogéographique du bassin famennien à l'Est du môle côtier..... 82
2 - Le bassin famennien du môle côtier..... 84
F - Conclusion..... 85

VII - Le Viséen supérieur..... 86
A - Travaux antérieurs..... 86
B - Ensemble de Mechra Ben Abbou..... 86
1 - La formation de Bled Mekrach s.l..... 87
1.1 - La formation de Bled Mekrach s.s..... 87



1.1.1 - Coupe de Bled Mekrach.....89
1.1.2 - Coupe d'Oulad Moussa.....92
1.1.3 - Coupe de Merija nord.....92
1.1.4 - Coupe de Merija sud.....93
1.1.5 - Coupe d'el Gara nord.....93
1.1.6 - Coupe de Koudiat ben Abbou.....94
1.1.7 - Age de la formation de Bled Mekrach s.s.....94

1.2 - Le membre calcaire à Productus à l'Ouest et au Nord de Bled Mekrach - Koudiat ben Abbou.....95
1.3 - La formation de Bled Mekrach s.l. - Discussion.....97
1.3.1 - Essai de reconstitution paléogéographique lors de la transgression viséenne.....97
1.3.2 - explication de l'absence de certains niveaux de base de la formation de Bled Mekrach.....106
1.3.3 - Situation paléogéographique des affleurements ponctuels de calcaires à Productus affleurant au Nord et à l'Ouest de l'unité de la Gada Jennabia.....99
1.3.4 - La dislocation synsédimentaire.....100
1.3.5 - Formation de Bled Mekrach s.l. - Conclusion.....100
2. - La formation de Skikirat s.l.....101
2.1 - La formation de Skikirat s.s.....101
2.2 - Les calcaires de Draa Mils.....103
2.3 - La formation de Skikirat s.l. - Conclusion.....104
C - Ensemble du barrage el Massira.....105

Chapitre II - L'UNITE DE LA GADA JENNABIA.....107

I - L'écaille e1.....107
II - L'écaille e2.....110
III - L'écaille e3.....110
1 - Coupe de Bir Si Hmida.....111
2 - Autres coupes.....114

IV - L'écaille e4.....117
V - Conclusion.....119
VI - Restitution de l'unité allochtone de la Gada Jennabia.....119

Chapitre III : LE VISEEN SUPERIEUR DANS LES REHAMNA SEPTENTRION CONCLUSION.....122

I - Evolution sédimentaire du Viséen supérieur dans les Rehamna septentrionaux.....122
II - Discussion sur la position paléogéographique et mode de dépôt de la formation de Skikirat.....124
III - Conclusion.....125

Chapitre IV : LES MOLASSES POST-OROGENIQUES....126

I - Historique....126
II - Lithologie....128
1 - Formation 1....128
2 - Formation 2....133

III - Age des molasses post-orogéniques....133
IV - Géométrie des remplissages conglomératiques successifs....135

Deuxième partie
LES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES
(Chapitre V)

I - Les glissements intraformationnels....139
1 - Les plis synsédimentaires ou faisceaux contournés....139
2 - Les lentilles glissées (Slide)....140

II - Olistolites et olistrotromes....144
III - Les nappes gravitaires....146
IV - Les failles synsédimentaires....151

Troisième partie
MAGMATISME

Chapitre VI : LE MAGMATISME PREOROGENIQUE. GABBRO ET DOLERITE....154

I - Etude pétrographique....154
A - Substratum....154
1 - Localisation, mode de gisement et datation....154
2 - Description pétrographique....155
3 - Composition chimique....156
B - La nappe de la Gada Jennabia....158
1 - Localisation, mode de gisement et datation....159
2 - Description pétrographique....159
3 - Données chimiques....161

II - Diagrammes de caractérisation....162
1 - Diagramme de Pearce (1976)....162
2 - Diagramme de Kuno (1969)....162
3 - Diagramme FMA de Nockolds et Allen (1953)....164
4 - Diagramme SiO2 = f(F20*/MgO) de Miyachiro (1974)....165
5 - Diagramme de De la Roche (1974) : Al/3-K = f(Al/3-Na)....166
6 - Diagramme de De la Roche ( 1968) : (Al+ Fe+Ti)/3-K = f(Al+Fe+Ti)/3-Na....167
7 - Diagramme MgO+FeO+Al2O3....168
8 - Diagramme TiO2 = f(FeO*/MgO) (Bebien,1980)....168
9 - Diagramme Al+Fe+Ti = f(Ca+Mg) de DE la Roche....170



III - Synthèse et corrélation avec le bassin de Sidi Bettach en Méséta nord occidentale....171

Chapitre VII - LE MAGMATISME POST-OROGENIQUE....176

I - Les laves permo-carbonifères....176
II - Les filons de microdiorite....177

Quatrième partie
TECTONIQUE

Chapitre VIII : LES DEFORMATIONS HERCYNIENNES....182

I - Historique....184
II - Bref aperçu sur la chronologie des déformations hercyniennes dans le Môle côtier et dans les Rehamna méridionaux....185
III - Chronologie des déformations dans les Rehamna septentrionaux....188
IV - La déformation précoce....188
1 - Le plissement P0....188
2 - Les trois écailles précoces de l'unité de la Gada Jennabia....192
2.1 - L'écaille e1....192
2.2 - L'écaille e2....193
2.3 - L'écaille e3....193
2.4 - Mode de mise en place des écailles e1, e2 et e3 de l'unité de la Gada Jennabia....194
2.5 - Origine des écailles e1, e2 et e3 de l'unité de la Gada Jennabia....196

V - La déformation majeure....197
A - La déformation majeure dans le secteur nord....197
1 - Le plissement P1....197
1.1 - Secteur d'Oulad Barka....197
1.2 - La bande de Leffaïd - Jorf Jenn....199
1.3 - La bande de Foum el Mejez....206
1.4 - Secteur de Bou Assoun....213
1.5 - La bande de Bled Mekrach....215
1.6 - Le haut Oued Kibane....219
1.7 - Récapitulatif....219
2. - Cisaillement cassant dextre et plissement P2 associés....221
2.1 - Rappel des définitions relatives à la fracturation....222
2.2 - Le couloir de cisaillement de Foum el Mejez - Amdidih....223
2.3 - Le couloir de cisaillement de Leffaïd - Jorf Jenn....232
3 - Conclusion....233
B - La déformation majeure dans le secteur de Skikirat....235
1 - Le plissement P1....236
2 - Le plissement P2....237
3 - Le cisaillement cassant Vertical....237
4 - Conclusion sur la déformation majeure dans le secteur de Skikirat....239

C - La déformation majeure dans le secteur sud (ensemble du barrage el Massira) ..... 240
1 - Le plissement P1 ..... 240
2 - Le plissement P2 ..... 245
3 - Le cisaillement cassant dans le secteur d'Ain el Melah ..... 246
4 - Conclusion ..... 247
D - La déformation Majeure dans l'écaille e4 de l'unité de la Gada Jennabia ..... 248
E - Conclusion sur la Déformation majeure ..... 250

VI - Les déformations tangentielles tardi-hercyniennes ..... 252
A - Le premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux ..... 253
1 - Rappel de la succession des unités mises en place lors de cet épisode dans l'ensemble du massif des Rehamna ..... 253
2 - Le premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux dans les Rehamna septentrionaux ..... 253
2.1 - Les contacts tangentiels post-schisteux dans l'ensemble de barrage el Massira ..... 253
2.2 - Le Premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux dans l'ensemble de Mechra ben Abbou ..... 262
2.3- L'écaille e4 de l'unité de la Gada Jennabia ..... 264
2.4 - Conclusion sur le premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux ..... 266
B - Le deuxième épisode de tectonique tangentielle post-schisteux ..... 267
1 - Les écailles du secteur de Skikirat ..... 268
2 - importance des déplacements liés au second épisode de tectonique tangentielle ..... 269

Chapitre IX : LES DEFORMATIONS POST-OROGENIQUES ..... 270

1 - Plissement de la formation 1 ..... 270
2 - Ecaillage de la formation 1 ..... 273
3 - Fracturation N 30° ..... 275
4 - Conclusion ..... 276

Chapitre X : RESUME. EVOLUTION TECTONIQUE DES REHAMNA SEPTENTRIONAUX ..... 279

Chapitre XI : CONCLUSION GENERALE ..... 282

I - Evolution sédimentologique et tectonique du matériel paléozoïque des Rehamna septentrionaux ..... 282
1 - Le matériel sédimentaire impliqué dans la chaîne hercynienne ..... 282
2 - La déformation hercynienne ..... 283
3 - Les molasses post-orogéniques ..... 283

II - Influence de la structure du socle sur la sédimentation paléozoïque et la structuration hercynienne et post-hercynienne dans les Rehamna ..... 285

BIBLIOGRAPHIE ..... 289

LISTE DES FIGURES ..... 299



## PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS

L'étude du Paléozoïque des Rehamna nord-orientaux a permis de mettre en évidence :

- des discordances progréssives dans les terrains dévonien supérieur et viséen supérieur. Ces didscordances sont interprétées comme liées aux basculements de panneaux découpés par failles listriques lors de l'extension du bassin ;

- la dislocation synsédimentaire anté-viséen supérieur ;

- la reconstitution paléogéographique pendant le viséen supérieur et la réstitution de l'unité allochtone de la Gada Jennabia ;

- la présence d'un sillon flysch viséen terminal - namurien (?) à l'Ouest de Mechra ben Abbou ;

- un magmatisme préorogénique tholéiitique mais de composition chimique variant du substratum à la Gada Jennabia ;

- la déformation hercynienne précoce qui se manifeste par des plis $P_0$ de direction N70° à E-W et par la mise en place de l'unité allochtone de la Gada Jennabia ;

- la concentration de la déformation hercynienne majeure dans des couloirs étroits, emplacement de faisceaux de paléofailles synsédimentaires. Ces couloirs constituent des zones de cisaillement ;

- l'évolution de certains décrochements des couloirs de cisaillement en chevauchement induisant des structures en éventail ;

- l'ouverture d'un bassin molassique E-W où s'est déposée une première formation molassique et volcanique ;

- une phase de déformation post-molasses de la formation 1 qui se manifèste par des plis N60° à N80° suivis de chevauchements vers le N et le NNW impliquant également le substratum ;

un segond bassin molassique allongé dans une direction N30° mais dont les produits molassiques et volcaniques (formation 2) ne sont que flexurés par le rejeu tardif certines failles N30°.

# INTRODUCTION

Le présent travail est une nouvelle contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne de la Méséta marocaine. Il porte sur l'évolution sédimentaire, magmatique et tectonique des terrains paléozoïques des Rehamna nord-orientaux. Cette étude s'appuie sur des levés cartographiques qui ont abouti à l'établissement d'une carte géologique au 1/20.000 de Mechra ben Abbou.

## I - CADRE GEOGRAPHIQUE

Le massif hercynien des Rehamna, situé dans le Maroc occidental (fig. 1) à mi-chemin entre Casablanca et Marrakech, consiste en un ensemble de collines et de plaines rocheuses qui couvrent en partie deux provinces administratives séparées par le fleuve de l'Oum er Rbia : la Chaouia au Nord (province de Settat) et les Rehamna au Sud (province d'el Kalaa). Il est encadré : au Nord par le plateau crétacé de Settat qui le sépare du massif hercynien central, au Sud par la plaine de la Bahira qui l'isole des Jebilet, massif montagneux comme son nom l'indique, à l'Ouest par le bassin des Doukkala et à l'Est par celui des phosphates de Khouribga.

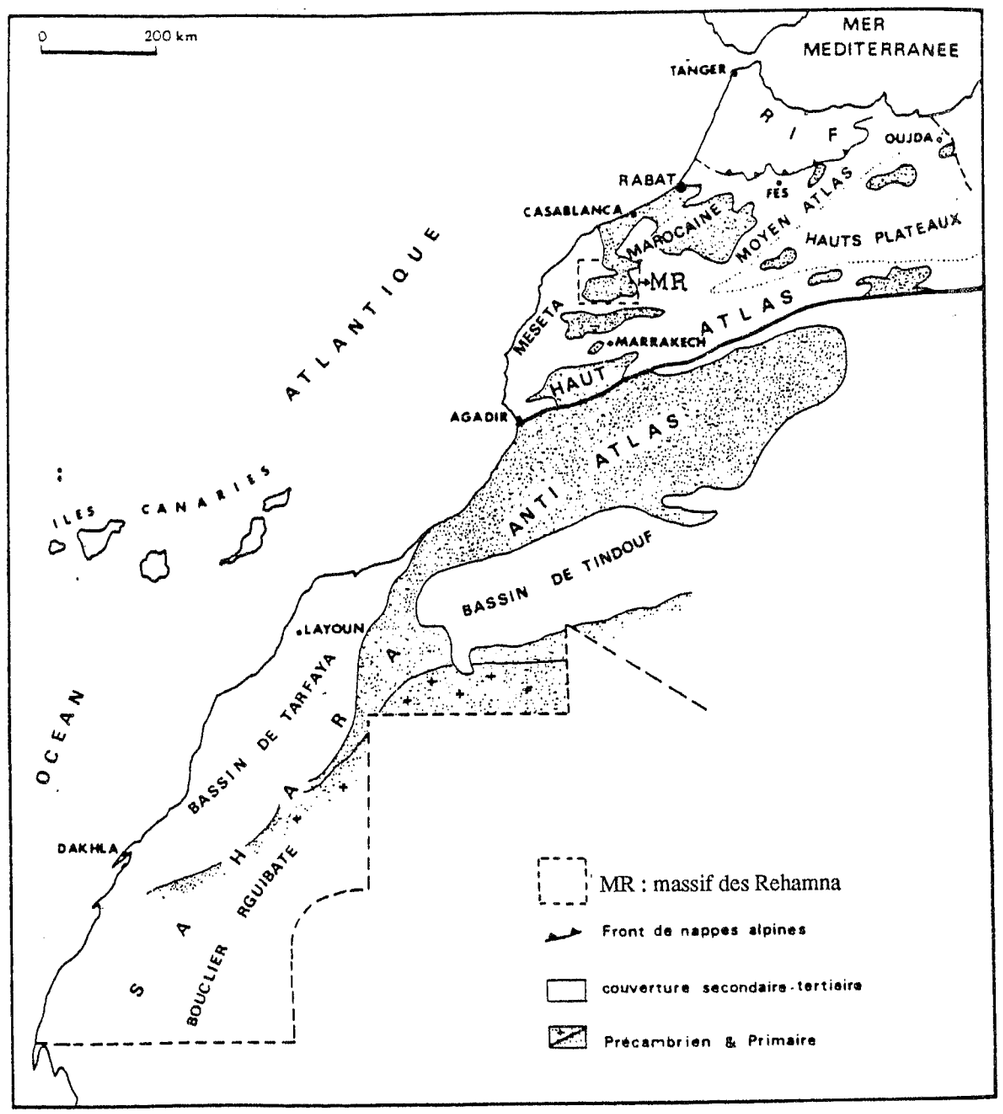



Fig.1: Place du massif paléozoïque des Rehamna dans le Primaire marocain.



Les traits morphologiques dominants dans les Rehamna sont : les *hauts plateaux* calcaires du Crétacé (les Gada) qui peuvent culminer jusqu'à 500 m ; les *crêtes* quartzitiques et calcaires paléozoïques qui forment dans certains endroits des "jbel" culminant jusqu'à 711 m à Skhour ; les *oueds* secs, à l'exception de l'oued Kibane et de l'oued Zraïkem, et qui convergent tous vers l'Oued Oum er Rbia.

Un plateau crétacé orienté Est-Ouest divise ce massif en deux parties à caractères morphologiques et géologiques différents :

- Les *Rehamna méridionaux*, ou massif des Rehamna proprement dit, caractérisés dans leur partie nord et ouest par des reliefs accusés et dans leur partie sud par de vastes plaines mollement ondulées.

- Les *Rehamna septentrionaux*, ou cuvette de Mechra ben Abbou, dépression tectonique limitée à l'Ouest par une barrière de collines aux formes molles dont les crêtes n'excèdent guère 300 m d'altitude, et entaillée par la large vallée de l'Oum er Rbia.

Le secteur objet de cette étude se situe dans la partie orientale des Rehamna septentrionaux. Il couvre la moitié occidentale de la feuille topographique à 1/50.000 Oued Kibane et la moitié orientale de la feuille Mechra ben Abbou (fig. 2).

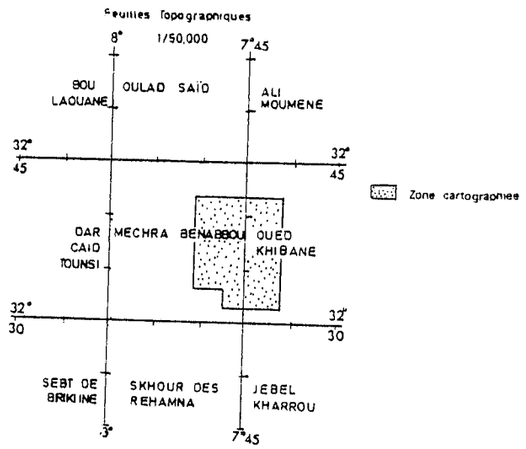



Fig. 2 : Feuilles topographiques utilisées.

Ce secteur, traversé par le fleuve Oum er Rbia autour duquel sont concentrés

plusieurs "douars", est sillonné par un réseau de pistes toutes carrossables ainsi que par trois routes goudronnées : la route principale 7 (RP 7) qui relie Casablanca et Marrakech, la route du barrage el Massira qui va de la RP 7 jusqu'au barrage et la route de Souk et Tnine qui relie la RP 7 à Settat en passant par Tmassine.

A l'exception d'une maigre agriculture autour des puits, des sources et au bord de l'Oum er Rbia, la végétation est pratiquement absente, ce qui offre de bonnes conditions d'affleurement.

## II - CADRE GEOLOGIQUE

Le massif des Rehamna constitue l'une des trois boutonnières hercyniennes de la Méséta marocaine située elle-même entre les deux chaînes alpines du Rif au Nord et le Haut et Moyen Atlas au Sud et à l'Est. La Méséta, comme l'ensemble du segment hercynien marocain, a constitué pendant le Mésozoïque un haut-fond appelé par Savorin (*in* Gigout, 1951) "dorsale marocaine" qui l'a rattaché au bouclier saharien, ou encore "promontoire marocain" par Gignoux (*in* Gigout, 1951). Ceci explique que les terrains mésozoïques marins s'y trouvent réduits ou absents et que les dépôts continentaux provenant du démantèlement de la chaîne hercynienne se limitent à des bassins locaux.

Le massif des Rehamna est constitué de terrains paléozoïques essentiellement marins, plissés, métamorphisés partiellement et traversés d'intrusions de granites tardi-hercyniens. Ces terrains sont recouverts en discordance stratigraphique par des molasses rouges attribuées au Permo-Carbonifère, elles-mêmes plissées et transgressées progressivement par des terrains tabulaires mésozoïques, cénozoïques et pléistocènes qui ont été recoupés ultérieurement par de rares failles.

Un grand contact anormal NNE, en partie chevauchant vers l'Ouest, traverse les trois boutonnières séparant ainsi deux domaines (fig. 3) :

- un domaine occidental, cambrien à dévonien, peu ou pas métamorphique, déformé en plis relativement simples, d'échelle plurikilométrique.
- un domaine oriental, ou zone orogénique calédono-hercynienne, caractérisé par des terrains allant du Cambrien au Viséen supérieur, dont l'histoire sédimentaire et tectono-métamorphique est assez complexe (riftings successifs, tectonique et métamorphisme localement polyphasés).



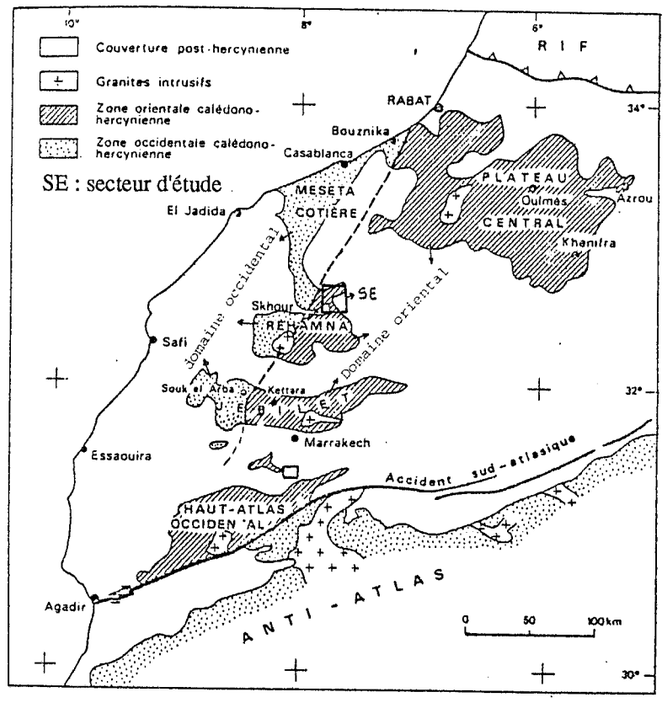



Fig. 3 : Situation des deux domaines structuraux de l'hercynien marocain.

## III - TRAVAUX ANTERIEURS

Les premiers travaux consistent en des observations ponctuelles avec Gentil (1909), Barthoux (1928), Neltner (1932), Délépine et Yovanovitch (1938) et Le Maître (1938), dont l'historique est détaillé dans la monographie de la Méséta marocaine publiée par Gigout (1951). Cet auteur, qui a travaillé dans les Rehamna de 1951 à 1965, est le premier à avoir effectué des travaux d'ensemble. Il a établi trois cartes géologiques : les deux premières (1954a et 1954b) à 1/200.000 et une dernière (1955a) à 1/20.000 qui reste encore à nos jours une base de référence pour la géologie de la région de Mechra ben Abbou. Gigout complète ensuite ses recherches par des études de nature essentiellement stratigraphique et tectonique (1952, 1955b, 1956 et 1965).

De 1965 à 1984, des études stratigraphiques et sédimentologiques sont effectuées sur l'Ordovicien (Destombes, 1971) et le Dévono-Carbonifère (Baecker *et al.*, 1965 ; Gendrot *et al.*, 1969 et Kergomard, 1970).

Les travaux d'interprétation structurale dans les Rehamna commencent à partir de 1967 avec l'équipe de l'université de Strasbourg (Guezou, 1975 ; Hoepffner, 1974, Jenny, 1974 et Piqué, 1972). Dans leurs conclusions, ces auteurs soulignent le rôle important de la tectonique cisaillante verticale à composante décrochante dextre qui constitue pour eux le trait géologique majeur de la chaîne hèrcynienne marocaine. A ces déformations cassantes sont associés des chevauchements tardifs de faible ampleur (Michard, 1982).

En 1976, Sougy propose une interprétation structurale de la boutonnière hercynienne des Jebilet (au Sud des Rehamna) selon laquelle ce segment de chaîne serait constitué d'un domaine occidental autochtone, peu déformé, surmonté tangentiellement d'un empilement de nappes tectoniques.

En 1978, Sougy et Muller étendent ce schéma au massif des Rehamna. Les études réalisées depuis par l'équipe structurale de Marseille-St Jérôme dans les Rehamna [Cornée *et al.* (1981, 1982, 1985) ; Cornée (1982) ; Rais Assa *et al.* (1983a, 1983b, 1985) ); Cornée (1984) ; Muller *et al.* (1983a, 1983b) et El Kamel *et al.* (1985)] et dans les Jebilet [Poutchkovsky (1978) ; El Hassani *et al.* (1982) ; El Hassani (1980 a, 1980 b), Zahraoui (1981) ; Tahiri (1980, 1982), Mayol *et al.* (1985) et Mayol (1987)] ainsi que des travaux sous presse ont permis de compléter l'évolution sédimentaire et la chronologie tectonique de ce segment de chaîne hercynienne : déformation synsédimentaire associée à un rifting débutant au Dévonien et peut être déjà au Siluro-Dévonien et qui s'est poursuivi jusqu'au Viséen supérieur. Après le Namurien, tectonique tangentielle précoce surtout évidente dans les Jebilet ; déformation majeure synschisteuse avec métamorphisme associé et cisaillement polyphasés, puis nouvel épisode de tectonique tangentielle à la fin du serrage hercynien.

En ce qui concerne le secteur étudié, deux interprétations structurales ont été avancées :

1 - Pour Michard *et al.* (1978 et 1982), la structuration postérieure au Viséen supérieur est liée à deux épisodes de déformations : l'un paroxysmal antérieur aux molasses rouges, l'autre tardi-orogénique postérieur à ces molasses (fig. 4).

La déformation paroxysmale se manifeste en général par des plis N30°, mais aussi N50° à N80° à l'Est du village de Mechra ben Abbou, N120° au Nord-Est de la Gada Jennabia et N150° à Foum el Mejez. Selon le matériel et selon les secteurs, ces plis sont accompagnés ou non de schistosité. *Michard et ses collaborateurs interprètent ces plis comme étant liés au déplacement progressif et simultané*



*d'amandes de cisaillement associées au jeu des décrochements majeurs*. La formation de ces plis est suivie de *chevauchements* vers l' WNW, de flèche inférieure à 2 ou 3 km, interprétés comme une réponse, en fin de plissement, aux compressions affectant la mozaïque d'amygdales de décrochements dans un niveau structural supérieur.

Les déformations postérieures aux dépôts des molasses de démantèlement de la chaîne se manifestent par un rejeu des anciens accidents qui produit un basculement des couches molassiques et leur flexuration en cuvette ou en dôme contre les failles. Après ce jeu tardif des failles apparaissent des cassures secondaires transverses (N60° dextre et N20° senestre) donnant par leur entrecroisement une structure en mosaïque au secteur de Mechra ben Abbou.

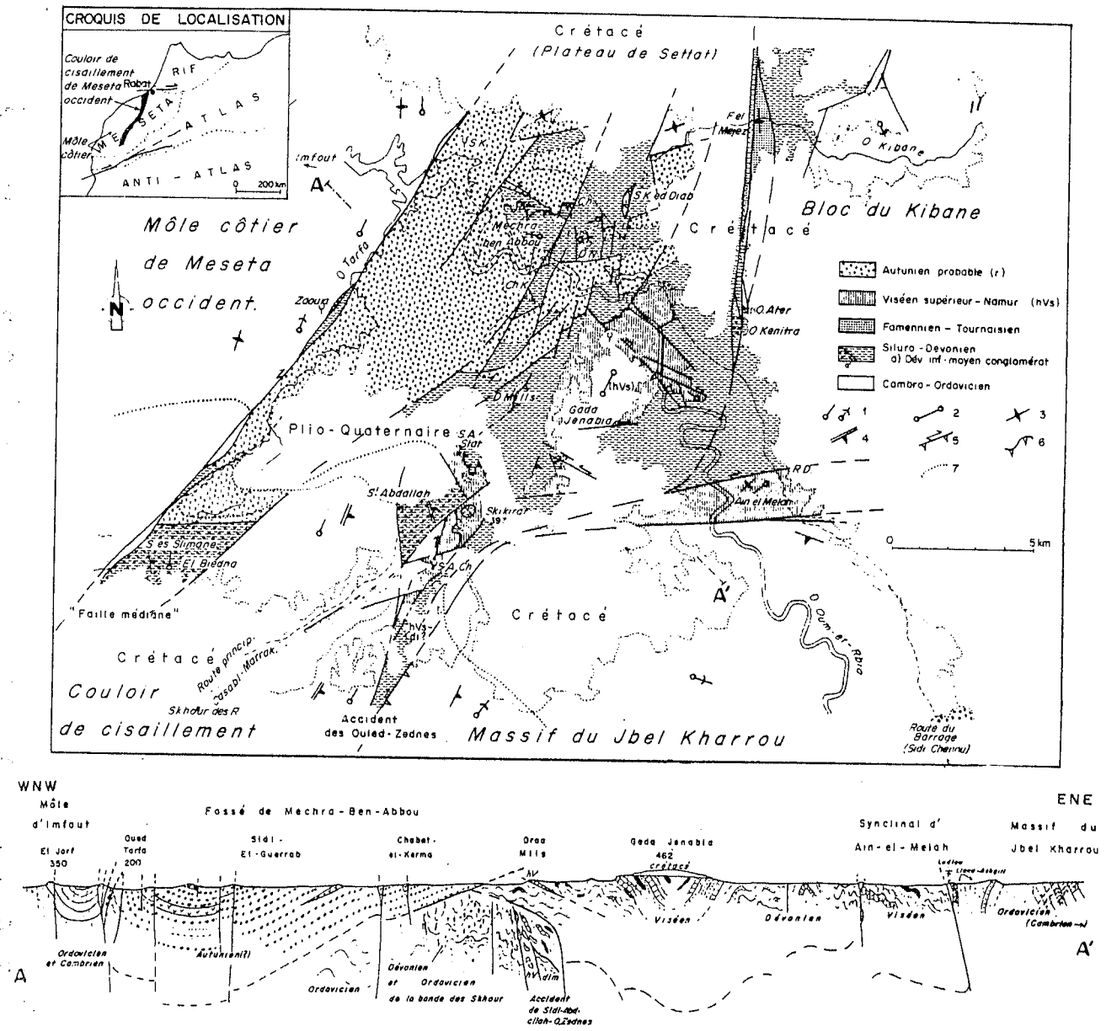



Fig. 4 : Carte structurale des Rehamna du Nord et coupe interprétative proposées par Michard *et al.* (1978).

2 - Pour Rais-Assa *et al.* (1983) et Rais Assa (1984), le trait le plus caractéristique de la déformation hercynienne dans la région de Mechra ben Abbou correspond à la *tectonique tangentielle* marquant la fin du serrage (fig. 5). Cette tectonique comprend deux épisodes après la formation des plis majeurs synschisteux et leur reprise par des cisaillements ductiles. Cette tectonique tangentielle a d'abord une vergence vers le Nord-Ouest, les nappes suivantes, épiglyptiques, mises en place après l'intrusion des granites autuniens, montrent des déplacements du Nord vers le Sud.

Le premier train d'unités allochtones, à déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, repose en contact anormal sur le substratum, autochtone relatif (môle côtier) déformé lui-même en plis synschisteux plurikilométriques N20°. Ce sont :

- les écailles de l'Oued Tarfa à matériel et déformation analogues à ceux du substratum autochtone. Elles sont considérées comme para-autochtones. Leur déplacement est estimé à 2 km.

- l'unité de Sidi Abdallah à roches plus métamorphiques (isograde de la biotite) déformées en plis synschisteux, hectométriques, repose sur les écailles précédentes et sur le substratum suivant un contact tectonique peu penté vers l'Est. Cette unité est elle-même découpée par des contacts mineurs subhorizontaux.

Le second train d'unités allochtones est à déplacement du Nord vers le Sud ou du Nord-Est vers le Sud-Ouest :

- l'unité de Skikirat comprend plusieurs écailles de Dévonien moyen à supérieur et de Viséen supérieur, non métamorphiques, qui reposent en contact anormal peu penté sur les terrains de l'unité de Sidi Abdalllah, elle métamorphique.

- l'unité de la Gada Jennabia, à matériel viséen supérieur plissé non métamorphique, surmonte l'unité précédente suivant un contact anormal presque horizontal

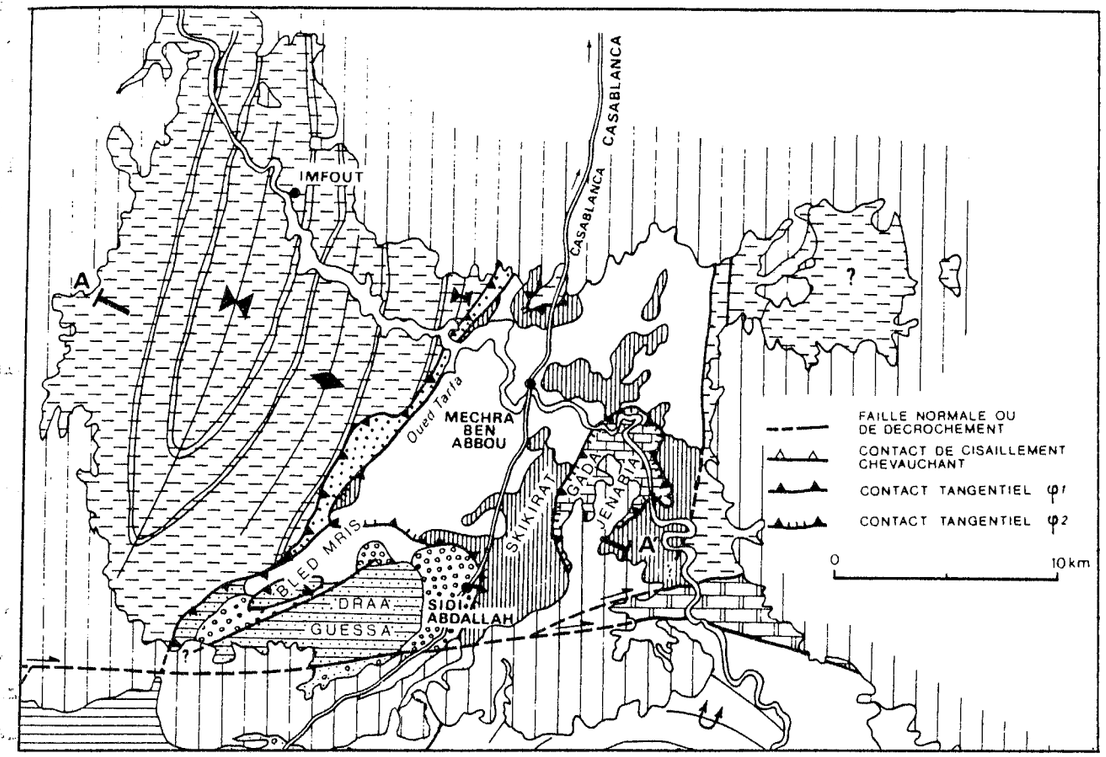
## IV - COMMENTAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE

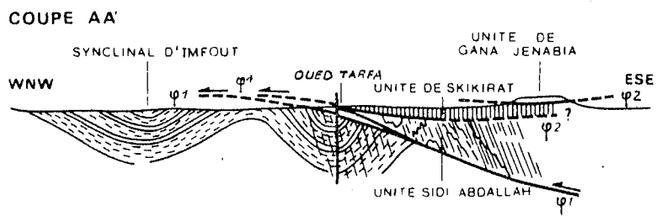
Dans ce travail consacré à l'étude structurale des Rehamna nord-orientaux nous avons réalisé une carte géologique au 1/20.000 (Pl. 1). Nous y distinguons (Pl. 5) :

*1 - Les terrains paléozoïques affectés par l'orogenèse hercynienne*

Les terrains hercyniens ont été divisés en un *substratum* surmonté, en contact anormal par *l'unité allochtone de la Gada Jennabia*.





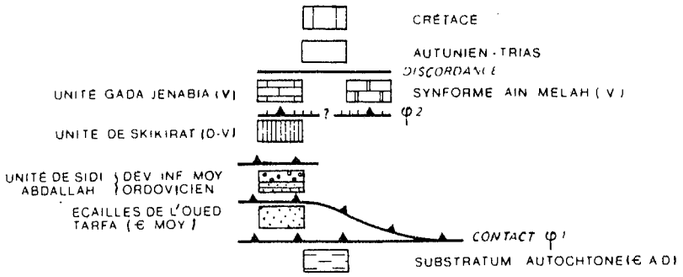




Fig. 5 : Carte structurale des Rehamna du Nord et coupe proposées par Rais-Assa *et al.* (1982).

*1.1 - Le substratum* comprend trois ensembles séparés par des contacts anormaux et distingués par leur caractère sédimentologique notamment la déformation synsédimentaire : *l'ensemble de Mechra ben Abbou* séparé par une bande de cisaillement à composante décrochante dextre de *l'ensemble de l'Oued Kibane*. L'*ensemble du barrage el Massira* est placé orthogonalement aux précédents par l'intermédiaire d'un contact est-ouest à la fois décrochant dextre et chevauchant vers l'WNW et le NW.

*1.1.1 - L'ensemble de Mechra ben Abbou* (USA + SD + VT)

Il occupe la partie occidentale de la carte. Au Nord-Ouest, il disparaît sous les conglomérats rouges post-orogéniques ; à l'Ouest, il est masqué par les placages quaternaires mais réapparaît dans les oueds et au Sud-Ouest, dans la région de Skikirat, il chevaucherait les terrains sédimentaires et métamorphiques de l'unité de Sidi Abdallah selon l'interprétation de Rais-Assa (1984) ; au Nord, il se prolonge dans la région de la gare de Mechra ben Abbou où il est écaillé et chevauche même les conglomérats rouges post-orogeniques ; au Nord-Est, il disparaît sous les terrains rouges tabulaires permo-triasiques de Lalla Mimouna et au Sud sous les terrains crétacés. A l'Est, il est limité par une zone de cisaillement dextre qui le sépare de l'ensemble de l'Oued Kibane.

Il est constitué de terrains d'âge allant du Cambrien au Viséen terminal avec lacunes stratigraphiques importantes au niveau du Frasnien supérieur, probablement la base du Famennien inférieur, Tournaisien et Viséen inférieur. Les terrains anté-viséen supérieur constituent des blocs et lames tectoniques de dimension décamétrique à kilométrique sans relations structurales entre elles. Ce morcèlement est expliqué en partie par une déformation synsédimentaire d'âge anté-viséen supérieur et même dès le Dévonien à laquelle se superposent les tectoniques liées à la phase paroxysmale synschisteuse et celles qui impliquent ensuite les molasses rouges permo-carbonifères.

*1.1.2 - L'ensemble de l'Oued Kibane* (EOK)

Sur la Pl. 1, cet ensemble forme une bande nord-sud affleurant sur 12 km de long depuis Foum el Mejez (Pl. 2), au Nord, jusqu'à la région d'Amdidih, au Sud. Le haut Oued Kibane qui appartient également à cet ensemble, fait l'objet d'une étude en cours par M. Houfaïri. Cette bande disparaît au Nord et à l'Est sous la couverture tabulaire méso-cénozoïque ; à l'Ouest, elle est limitée par la zone de cisaillement dextre qui la met en contact avec l'ensemble de Mechra ben Abbou, et au Sud elle est chevauchée par l'ensemble du barrage el Massira. Elle est constituée de terrains d'âge dévonien inférieur, moyen et supérieur déformés par des plis $P_1$ synchrones d'une schistosité S1 de direction N160° au Nord et N 50° au Sud, reprise localement par des plis P2 syvschisteux $S_2$ synchrones d'un cisaillement cassant nord-sud dextre.



*1.1.3 - L'ensemble du barrage el Massira* (EBM = UAM + UKASC)

Il affleure au Sud de la dépression de Mechra ben Abbou ; la partie étudiée de cet ensemble correspond au flanc nord de l'anticlinal arqué synschisteux de Koudiat el Adam Sidi-Chahou qui comprend deux unités structurales limitées par des contacts de chevauchement les superposant à l'ensemble de l'Oued Kibane :

- *l'unité de l'Aïn el Melah* divisée elle-même en deux écailles ; la première, à la base, formée de calcaires dolomitiques, pélites et grès-quartzites intensément déformés par des plis $P_1$ synschisteux. Son contact basal, jalonné de filons de microdiorite, doit se prolonger vers l'Ouest sous la couverture mésozoïque et pourrait rejoindre, par dessous la couverture mésozoïque, la zone de cisaillement des Oulad Zednes placée en dehors du secteur étudié (Pl.1). La seconde écaille est essentiellement constituée de pélites, également affectés par des plis $P_1$ synschisteux mais l'intensité de la déformation est plus faible que dans l'écaille inférieure.

- *l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou*, constituée par une série cambro-ordovicienne à matériel gréso-pélitique et quartzitique plissée en un grand anticlinal (anticlinal de Koudiat el Adam-Sidi Chahou) synschisteux $S_1$ puis repris par une ondulation orthogonale à la première. Elle surmonte l'unité précédente par un contact de chevauchement dans lequel est coincée, à l'Est, une petite écaille d'ampélites noires du Silurien à Graptolithes. L'interruption des bancs au contact suggère des troncatures basales.

*1.2 - Unité de la Gada Jennabia*

Cette unité surmonte le substratum par l'intermédiaire d'un contact anormal précoce qui malgré les déformations hercyniennes a conservé son caractère subhorizontal. Elle est constituée par un empilement de quatre écailles : les trois de base ($e_1$, $e_2$ et $e_3$) se sont mises en place après la formation de plis $P_0$ car ceux-ci sont tronqués par les contacts tangentiels. Ces structures $P_0$ et les contacts tangentiels sont repris avec le substratum par le plissement $P_1$ synschisteux.

L'écaille supérieure $e_4$, par contre, s'est mise en place après plissement $P_1$ comme en témoigne son contact basal cataclasé qui déforme la schistosité $S_1$ et perturbe les structures $P_1$ synschisteuses qui sont pratiquement orthogonales à celles du substratum et des autres écailles qu'elle surmonte.

- *L'écaille $e_1$*, formée de calcaires et pélites du Dévonien inférieur *surmontés transgressivement* par des calcaires bioclastiques, siltstones et grès du Viséen supérieur. Elle repose, en contact anormal, sur les volcanites viséen supérieur du substratum.

- *L'écaille $e_2$* est formée de grès, siltstones et cinérites du Viséen supérieur. Elle chevauche l'écaille $e_1$ et le substratum.

- *L'écaille* $e_3$ est constituée à sa base par des pélites et calcaires du Siegénien, *surmontés transgressivement* par des calcaires, siltstones, grès et cinérites du Viséen supérieur. Elle repose à la fois sur les écailles précédentes et sur le substratum.

- *L'écaille* $e_4$ : son matériel est comparable à celui de l'écaille $e_3$. Elle surmonte en contact anormal postschisteux à la fois le substratum et l'écaille $e_3$.

La structure interne des écailles précoces ($e_1$, $e_2$ et $e_3$) qui sont plissées avec leur substratum après le Viséen terminal (V3c supérieur) est caractérisée par des plis $P_1$ en moyenne N20° accompagnés d'une schistosité $S_1$ subverticale N20° dont l'intensité est variable d'une écaille à l'autre et au sein d'une même écaille, d'une zone à l'autre. Dans l'écaille $e_4$, les plis $P_1$ et schistosité $S_1$ qui sont de direction N30° dans sa moitié méridionale passent brutalement, dans sa moitié septentrionale, à une direction N120° selon une rotation horaire.

*2 - Les dépôts molassiques rouges post-orogéniques*

Ils reposent en discordance angulaire sur les terrains paléozoïques déformés lors de l'orogenèse hercynienne et sont représentés par des conglomérats, grès, argilites et laves ; ils occupent les parties nord et ouest du secteur d'étude. Ils sont limités à l'Ouest par la faille N30° de l'Oued Tarfa, disparaissent au Nord sous les terrains tabulaires mésozoïques et au Sud sous les placage quaternaires et récents.

*3 - La couverture post-hercynienne*

Elle est constituée de Permo-Trias, de Crétacé et de Quaternaire.

Les terrains conglomératiques et argilo-gréseux rouges subhorizontaux attribués au Permo-trias affleurent largement au Nord-Ouest du secteur d'étude, dans la région de Lalla Mimouna. Ils forment un liséré rouge à la base des plateaux crétacés qui dominent la dépression de Mechra ben Abbou. Leur pendage, visible à Lalla Mimouna, est de quelques degrés vers l'Est ; ils sont coupés par des failles d'effondrement nord-sud.

Les terrains horizontaux du Crétacé supérieur, de couleur claire, forment les plateaux ou "Gada". C'est leur profonde entaille par l'Oum er Rbia qui donne à cette dépression le caractère de boutonnière. Ces terrains sont représentés par des calcaires et des marnes marins affectés localement par des failles est-ouest.

Les terrains quaternaires et récents comprennent des conglomérats grossiers déposés sur glacis d'érosion, des éboulis et limons de pentes encroûtés et les alluvions anciennes et récentes de l'Oum er Rbia.



Première partie

# STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION DES BASSINS SEDIMENTAIRES

L'étude stratigraphique porte sur les terrains paléozoïques impliqués dans la chaîne hercynienne et les formations molassiques provenant de son démantèlement. La couverture tabulaire ne fera l'objet que de quelques remarques.

Malgré la complexité structurale de la région d'étude liée à la superposition des dislocations synsédimentaires et tectoniques hercyniennes et post hercyniennes, des logs (ou des coupes) stratigraphiques, dont quelques-uns sont synthétiques, ont été dressés. La succession stratigraphique a pu être contrôlée grâce au grand nombre de gisements fossilifères mis en évidence par les auteurs et complétés par nos propres récoltes paléontologiques.

Compte tenu du bon calage stratigraphique satisfaisant des terrains dans nos différentes coupes, la description sera abordée système par système d'abord dans les trois ensembles du substratum et puis dans les quatres écailles de l'unité allochtone de la Gada Jennabia. Nous consacrerons un chapitre particulier aux conglomérats rouges de Mechra ben Abbou.

*CHAPITRE 1*

# LE SUBSTRATUM

## I - LE CAMBRIEN

Après les premiers travaux effectués par Barthoux, Levillain et Yovanovitch (1932) sur le Cambrien des Rehamna, Gigout, en 1951, donne une répartition détaillée des schistes à *Paradoxides* du Cambrien moyen (Acadien) et des terrains qui lui sont attribuables par analogie de faciès.

Dans le secteur de Mechra ben Abbou, le seul affleurement de Cambrien se situe au nord du viaduc du chemin de fer, dans la région d'el Aouaj. Il est représenté par un faciès silto-gréseux rouge qui constitue un lambeau de terrain de quelques hectares, en juxtaposition avec des argiles du Siluro-Dévonien inférieur ; la nature du contact entre ces deux terrains n'est pas évidente. Dans ce faciès silto-gréseux, Gigout (1951) a identifié un gisement fossilifère (gisement 171) où il indique :

*Paradoxides rugulosus* (corda)
*Hartishillia marrocana* nov. sp.
*Liostracus tener* Hart., var.

lui permettant de conclure à un âge cambrien moyen.

Dans l'ensemble du barrage el Massira, en dehord du secteur cartographié, des terrains attribuables au Cambrien affleurent au coeur du grand anticlinal qui constitue l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. Définis sous le nom de "formation de Sidi Bou Oukfa" par Destombes (1971), ces terrains sont essentiellement constitués de schistes verts grauwackeux à gréseux, dans lesquels s'intercalent une barre quartzitique de 70 m d'épaisseur et des grès-quartzites lités en bancs de



0,4 à 0,6 m à leur sommet. Par analogie de faciès et par position stratigraphique sous l'Ordovicien inférieur daté, ces terrains ont été attribués au *Cambrien moyen* (Hoepfner, 1974).

## II - L'ORDOVICIEN

### *A - TRAVAUX ANTERIEURS*

Couvrant de vastes surfaces dans le massif hercynien des Rehamna, l'Ordovicien a fait l'objet de nombreux travaux dont les permiers remontent à Barthoux (1924), Neltner (1933), Yovanovitch (1938) et Gigout (1951-1955). En 1971, Destombes présente une synthèse de l'Ordovien du Maroc dans laquelle il évoque les terrains de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou (ou massif du Kharrou-Allahia) et ceux du synclinal d'Imfout placé dans le domaine occidental (môle côtier) (Fig. 5). Piqué (1972), Hoepffner (1974) et Jenny (1974) décrivent ensuite diverses coupes stratigraphiques et lithostratigraphiques des formations ordoviciennes dans les Rehamna centraux et orientaux.

Dans le secteur d'étude, l'Ordovicien sera présenté successivement pour l'ensemble du barrage el Massira et pour celui de l'Oued Kibane. Dans l'ensemble de Mechra ben Abbou, la présence de l'Ordovicien est seulement présumée. Les attributions ont été faites par analogie de faciès avec les coupes datées ailleurs.

### *B - ENSEMBLE DU BARRAGE EL MASSIRA*

Dans cet ensemble, les terrains ordoviciens appartiennent essentiellement à la grande structure anticlinoriale de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. Les différentes coupes qui ont été faites dans l'Ordovicien par les auteurs (Destombes, 1971 ; Hoepffner, 1974 et Cornée, 1982) ont toutes été relevées dans le flanc sud de l'anticlinal. Nous avons effectué une coupe dans le flanc nord, depuis Mechra el Khemi, au Sud, jusqu'à Sidi Bou Nafa, au Nord. De bas en haut ont été rencontrées trois formations (fig. 6-c) :

*1 - La formation 1,* divisée en deux membres :

*1.1 - Le membre inférieur* est constitué essentiellement par des grès fins avec

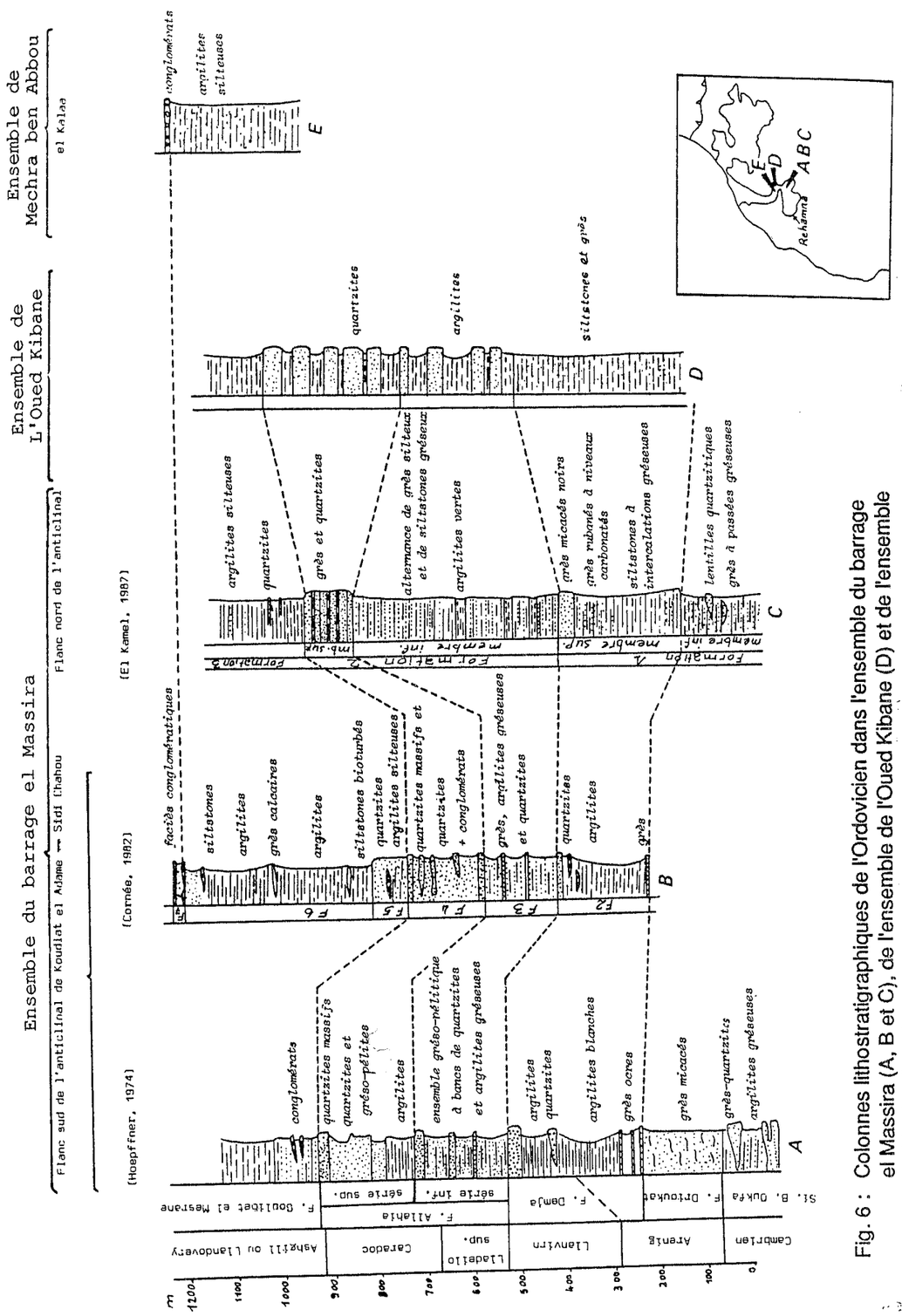



Fig. 6 : Colonnes lithostratigraphiques de l'Ordovicien dans l'ensemble du barrage el Massira (A, B et C), de l'ensemble de l'Oued Kibane (D) et de l'ensemble de Mechra ben Abbou (E).



passées silteuses. Vers la base, où le matériel détritique est fin (silto-gréseux), s'intercalent des niveaux lenticulaires de quartzites gris clair correspondant à des décharges détritiques plus ou moins grossières. Vers le sommet, apparaît une alternance de lits gréseux bruns de 2 à 10 cm et de lits silteux. Dans les lits gréseux s'observent des convolutes, parfois des ripples-marks et des traces d'activité organique.

*1.2 - Le membre supérieur* (260 m) : le passage avec le membre inférieur est progressif : des alternances de grès fins et de siltstones on passe à des siltstones dans lesquels s'intercalent quelques couches gréseuses d'épaisseur décimétrique. Au-dessus, le matériel redevient plus grossier ; il s'agit de grès rubanés en bancs centimétriques à la surface desquels se trouvent des ripple-marks. Ils s'y intercalent quelques niveaux carbonatés. Ce membre se termine par un niveau de grès micacé noir.

*2 - La formation 2*, divisée également en deux membres :

*2.1 - Le membre inférieur* (450 m) est caractérisé par des alternances de grès silteux et de siltstones gréseux à patine verte, à micas flottés et flammes lie de vin parallèles à la stratification. Les niveaux gréseux montrent des figures de charge, des pistes et des terriers. Au sein de ce membre s'individualisent trois niveaux d'argilites vertes d'épaisseur décamétrique.

*2.2 - Le membre supérieur* (100 m) correspond à un niveau compétent qui constitue l'armature d'une crête allongée dans une direction ESE-WNW depuis la cote 315, au niveau de Mechra Zerdeb, jusqu'au douar Oulad Mimoun pour disparaître vers l'Est sous la couverture mésozoïque. Ce membre est constitué essentiellement de grès à patine brune à gris foncé et de quartzites à patine grise en bancs décimétriques (10 à 50 cm) à interlits argileux micacés. Les niveaux gréseux et quartzitiques qui augmentent d'épaisseur vers le sommet du membre sont marqués particulièrement par des cannelures (pistes de vers) entrecroisées de 2 à 4 cm de largeur.

*3 - La formation 3* :

Au-dessus des grès et quartzites qui terminent la formation 2, se développe, au pied nord de la crête de Mechra Zerdeb - Oulad Mimoun, une série argilo-gréseuse de teinte panachée rouge et verte quand les roches sont altérées et gris-noir à la cassure fraîche. Les bancs de 10 cm qui constituent cette formation sont bioturbés

et montrent des pistes de vers. Des couches de grès fins sont intercalées dans les argiles ; elles montrent, à la cassure, une lamination parallèle à la stratification ou en forme de berceaux. Quelques lentilles de quartzites à grains grossiers, bruns, de longueur décamétrique et d'épaisseur métrique qui correspondent à d'anciens chenaux sableux, s'intercalent également dans cette série. Elles forment l'armature de certaines crêtes. Au sommet de la formation se développe, à l'Est de la zone étudiée (route du barrage el Massira), des grès en bancs centimétriques à décimétriques à joints silteux. L'épaisseur, pour ce qu'il en reste, est de 200 m.

*4 - Corrélations avec les formations du flanc sud de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou*

Comme nous n'avons pas récolté de fossiles dans cette coupe et que nous n'en avons pas trouvé dans l'inventaire bibliographique, la corrélation que nous proposons se base uniquement sur une analogie des faciès. Mais elle est cependant délicate à établir, en raison de l'absence de barres quartzitiques repères dans le flanc nord de l'anticlinal et qui sont si caractéristiques dans le flanc sud.

- Le membre inférieur de la formation 1, gréseux à passées silteuses, est comparé à la *formation de Drioukat* (Hoepffner, 1974) attribuée à l'*Arenig* (cet auteur a basé cette attribution uniquement sur l'âge arenig inférieur à moyen de la formation sus-jacente à celle de Drioukat).

- Le membre supérieur de la formation 1, à faciès silteux et gréseux vers le sommet, pourrait être l'équivalent de la *formation de Demja* (Hoepffner, 1974) dont la base a livré à Destombes (1971) :

*Dyadinograptus*
*Seleropeltis*
*Cyclopige*
*Zelliskella (Mlytocephala)* sp.
des Ostracodes et des orthocères

qui indiquent un âge *arenig inférieur et moyen*. La partie supérieure de cette formation étant liée au *Llanvirn*.

- Le membre inférieur de la formation 2, caractérisé par une alternance de grès silteux et de siltstones gréseux, est comparé à la *série inférieure de la formation d'Allahia* (Hoepffner, 1974) dont la base a livré :

à Gigout (1951) : *Opsimasaphus nobilis* (Barr.)
à Destombes (1971) : *Calmenella (Clymenella)* sp.
*Dalmanitinia (Dalm.)* primula (Dest. n.) sp.
*Kloncekia (Phocopidina)* sp.



leur permettant de conclure à un âge *Llandeilo supérieur* ou *Caradoc inférieur*.

- Le membre supérieur de la formation 2, gréseux et quartzitique, est mis en parallèle avec la série supérieure de la formation d'Allahia (Hoepffner, 1974). Celle-ci a été attribuée au *Caradoc* (Hoepffner, 1974) par position sur les terrains *llandeilo supérieur* ou *caradoc inférieur* et par analogie de faciès avec la barre quartzitique caradoc de Trimah Beddouz au Maroc central.

- La formation 3, argilo-silteuse, peut être rapprochée de la *partie inférieure* de la *formation de Goulibet el Mesran* (Hoepffner, 1974) attribuée par Destombes (1971) à l'*Ashgill*.

## *C - ENSEMBLE DE MECHRA BEN ABBOU*

Des siltstones très schistosés de cet ensemble ont été attribués (Gigout, 1955) à l'Ordovicien uniquement par analogie frappante de faciès. Ils sont connus au NNE du secteur étudié, dans la région d'el Kalaa où ils forment une massif allongé en direction nord-sud sur à peu près 3 km. Dans un affleurement (x = 279,75 ; y = 233,65) au bord de la route de Souk-et-Tnine, ces siltstones sont surmontés d'une couche conglomératique de 2 m : galets millimétriques à centimétriques, bien roulés, de quartzites gris avec un ciment argileux ou argilo-gréseux tendre. Comme cet affleurement se situe juste à côté des épondages détritiques rouges post-orogéniques, ces conglomérats n'ont pas été distingués de ceux-ci par Gigout (1955).

Ces conglomérats d'el Kalaa présentent beaucoup d'analogie avec certains faciès glaciaires ordoviciens (Sougy, comm. orale) où les galets et microgalets de quartzites sont interprétés comme une reprise de matériaux glaciaires déposés alors dans un milieu de sédimentation calme (périglaciaire). Ces faciès sont répandus dans l'Ordovicien terminal (Ashgill) de tout le Maroc. Dans les Rehamna sud orientaux, ils ont été décrits par Destombes (1971) et Hoepffner (1974) au sommet de la formation de Goulibet el Mesrane. Les siltstones d'el Kalaa rappellent d'ailleurs beaucoup le faciès de la formation de Goulibet el Mesrane, ce qui suggère leur corrélation avec ceux qui affleurent dans le flanc nord de l'anticlinal de Koudiat el Adam-Sidi Chahou. Pour la même raison ils peuvent être attribués à l'*Ashgill* ou au *Llandovery inférieur* (Fig. 6).

### *D - ENSEMBLE DE L'OUED KIBANE*

Les terrains ordoviciens de l'ensemble de l'Oued Kibane affleurent à l'Est du secteur étudié. Le seul travail qui tient compte de l'Ordovicien de cette région consiste en une carte au 1/40.000 dressée par Jenny (1974). Il y a reconnu une succession identique à celle du flanc sud de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. La découverte d'un gisement de *Marrolithus* sp. et *Cryptolithus* sp. du *Llandeilo supérieur* (dét. Destombes) lui a permis de confirmer l'attribution de la partie supérieure de sa coupe à l'Ordovicien. Signalons le grand développement qu'atteignent ici les faciès quartzitiques, ce qui montre le changement de l'environnement sédimentaire d'une coupe à l'autre au cours de l'Ordovicien.

### *E - L'ORDOVICIEN. DISCUSSION ET RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE.*

Dans le secteur étudié, la série stratigraphique ordovicienne la plus complète est située dans le flanc nord de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou (ensemble du barrage el Massira). Elle y est tronquée dans sa partie supérieure par le contact tectonique qui la met en superposition anormale sur l'unité d'Ain el Melah. Cette série est comparée à celle du flanc sud du même anticlinal ainsi qu'à celle de l'Oued Kibane. Par la suite, seront comparées la série de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou (flancs nord et sud) et celle du môle côtier (domaine occidental).

Dans les deux flancs de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou, le matériel est essentiellement détritique : argileux, gréseux et quartzitique. Mais des variations de faciès et d'épaisseur apparaissent d'un flanc à l'autre :

A l'Ordovicien inférieur (de l'Arenig au Llandeilo supérieur), les dépôts dans le flanc nord sont argilo-gréseux et ont une épaisseur de 700 m ; par contre, dans le flanc sud, ils sont argileux puis argilo-gréseux et quartzitiques et ont une épaisseur moindre qui varie, selon les auteurs, de 350 m (Cornée, 1982) à 480 m (Hoepffner, 1974). Cette variation de l'épaisseur qui double du Sud au Nord indique, pendant l'Ordovicien inférieur, une subsidence vers le Nord, dans la région de Talaat bel Meknassi, avec un passage des faciès détritiques grossiers, au Sud, à des faciès détritiques plus fins, au Nord. L'évolution des faciès encore plus au Nord est inconnue puisque la série ordovicienne est tronquée par le faisceau de failles chevauchantes d'Ain el Melah.



Les affleurements ordoviciens de l'Oued Kibane où les faciès quartzitiques sont très développés, ne semblent pas constituer le prolongement septentrional de l'évolution sédimentologique remarquée au niveau des terrains ordovicien inférieur de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. Ceci suggère que, pendant l'Ordovicien inférieur, les Rehamna orientaux étaient divisés en deux domaines (fig. 7-A) : un domaine nord-oriental et un domaine sud-oriental. La transgression du Dévonien inférieur directement sur les schistes à Paradoxides du Cambrien moyen au voisinage du deuxième viaduc de la RP 7 au Nord de Mechra-ben Abbou, peut indiquer que cette zone était soulevée pendant l'Ordovicien (pas de dépôt de sédiments ordoviciens ou faible dépôt aussitôt érodé) et confirme la distinction entre les deux domaines. Ainsi, le domaine nord-oriental soulevé sous forme de promontoire s'approfondit progressivement vers l'Est et le domaine sud-oriental s'approfondit depuis le Sud du jbel Kharrou jusqu'au secteur d'Ain el Melah comme le suggère l'épaississement des dépôts ordovicien inférieur.

Ces deux domaines paraissent être séparés par le faisceau de failles d'Ain el Melah (Pl. 1) réactivée pendant le serrage hercynien.

A l'Ordovicien supérieur les dépôts des deux flancs de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou (domaine sud-oriental) sont corrélables entre eux du point de vue des faciès mais pas des épaisseurs, la troncature d'une partie du flanc nord ne permet pas d'estimer la puissance initiale de la série.

La comparaison des séries ordoviciennes de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou (domaine sud oriental) et du môle côtier (domaine occidental) fait ressortir une grande variation de l'épaisseur de dépôts (fig. 6-II).

Pendant l'Arenig, les siltstones grès et quartzites épais de 700 m à Imfout (môle côtier) indiquent une subsidence plus forte dans le domaine occidental que dans le domaine sud oriental où l'épaisseur des terrains arénigs est de 200 m.

Pendant Llanvirn-Llandeilo, l'épaisseur des dépôts dans les deux domaines paraît équivalente. Par contre, pendant l'Ordovicien supérieur (Caradoc-Ashgill), la différence de subsidence mise en évidence entre les deux domaines s'inverse complètement : la période Caradoc-Ashgill caractérisée dans le domaine oriental par des dépôts argileux et gréseux ayant une puissance de 600 m n'est représentée dans le domaine occidental que par des quartzites et conglomérats qui n'exèdent guère 70 m d'épaisseur.

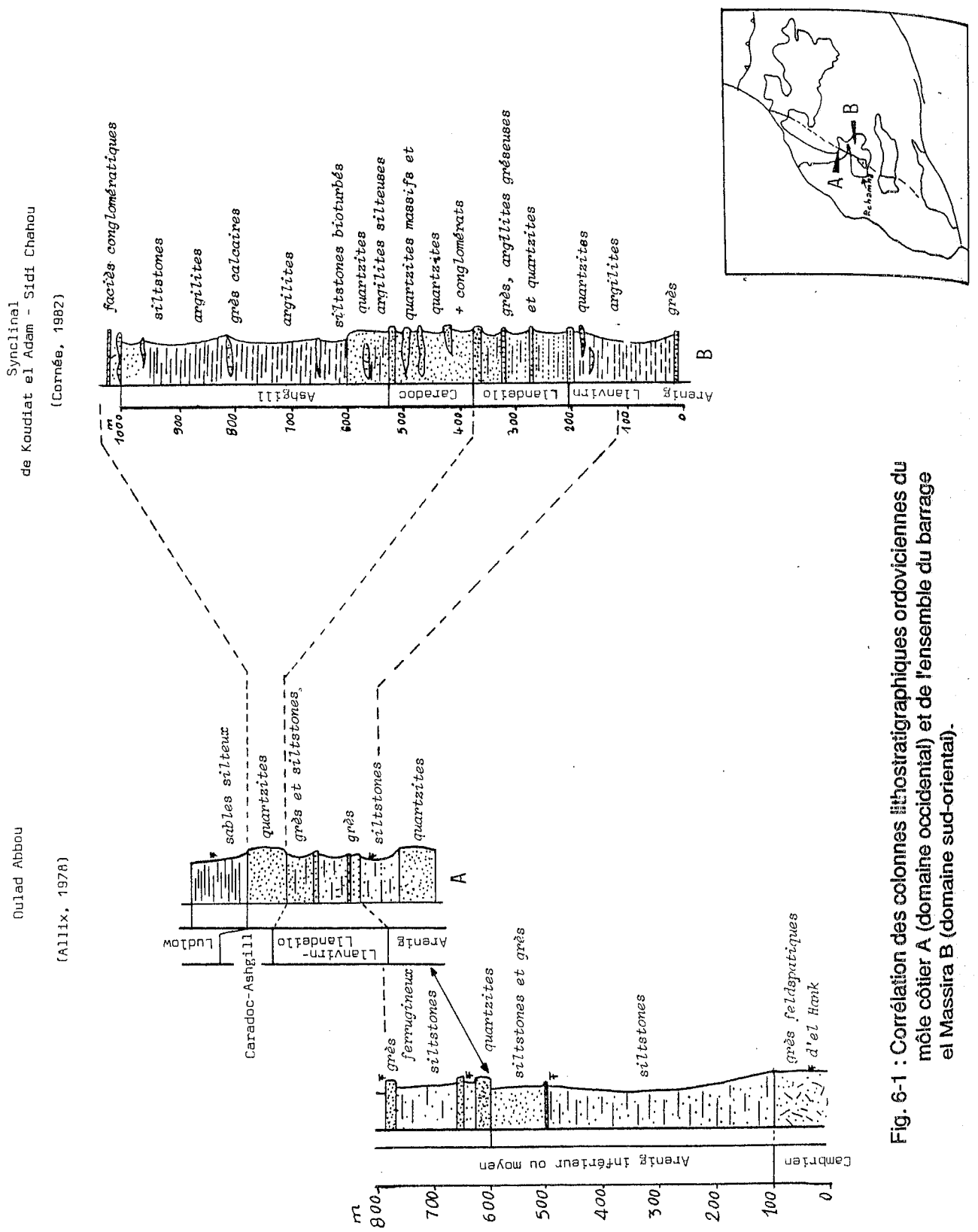



Fig. 6-1 : Corrélation des colonnes lithostratigraphiques ordoviciennes du môle côtier A (domaine occidental) et de l'ensemble du barrage el Massira B (domaine sud-oriental).



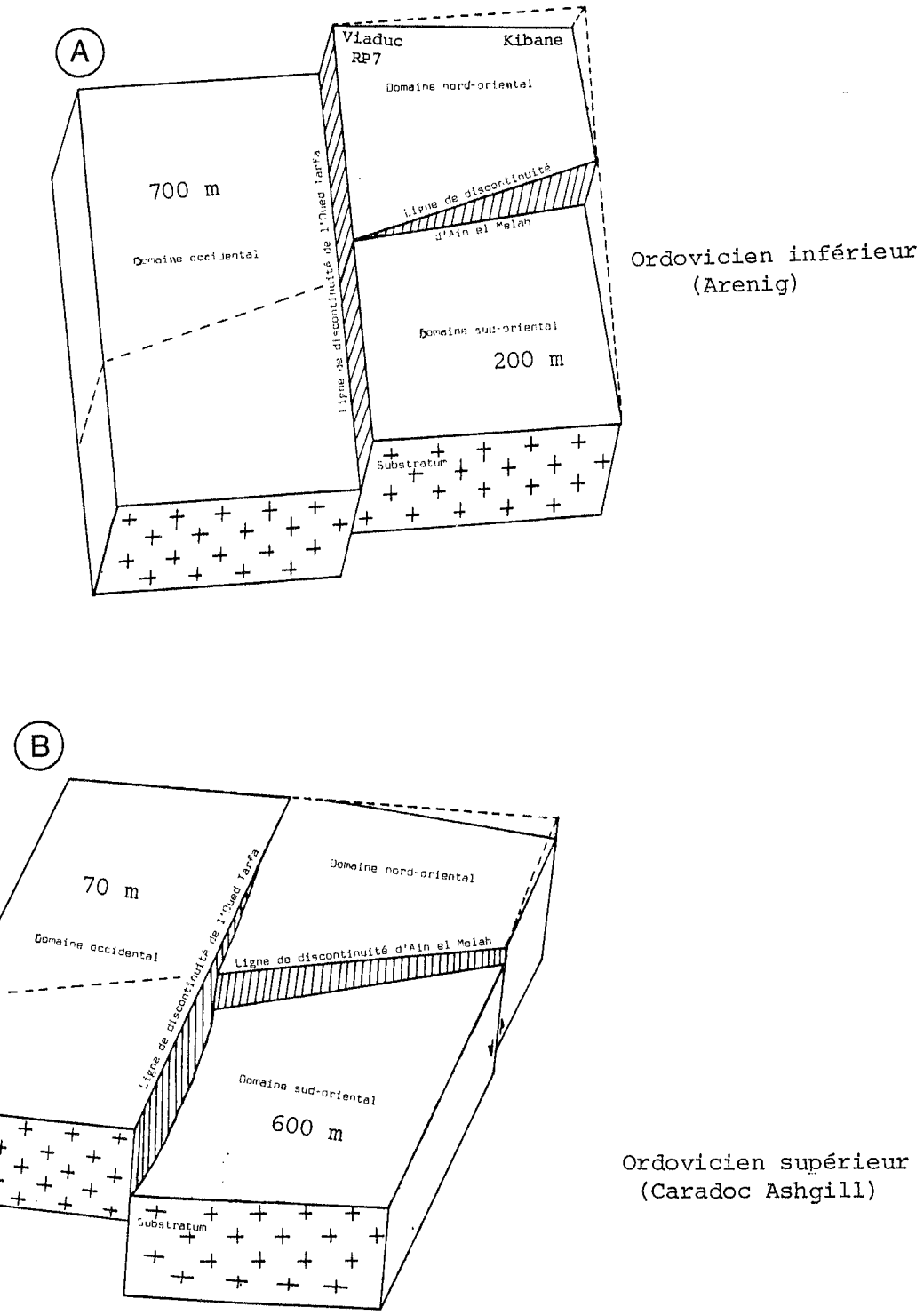



Fig. 7 : A-Géométrie du bassin recevant les sédiments ordovicien inférieur dans les Rehamna.
B-Géométrie du bassin recevant les sédiments ordovicien supérieur dans les Rehamna.

De ce fait, il ressort que, pendant l'Arenig, une faille synsédimentaire probablement subméridienne, séparait le domaine oriental du domaine occidental. Cette faille a permis l'affaissement du compartiment occidental (fig. 7-A) ; après le Llandeilo elle a rejoué en sens inverse en effondrant le compartiment oriental (fig. 7-B). Cette faille synsédimentaire dont on ne connaît pas l'emplacement avec précision pourrait être placée au niveau de l'actuel faisceau de failles N30° de l'Oued Tarfa (Pl. 3) Ainsi, pendant l'Ordovicien, trois blocs s'individualisent dans les Rehamna. Ils sont limités par des failles N30° et est-ouest qui seront réactivées pendant le serrage hercynien en décrochements et en chevauchements : le bloc nord-oriental regroupant les ensembles de l'Oued Kibane et de Mechra ben Abbou, le bloc sud-oriental où nous avons défini l'ensemble du barrage el Massira et le bloc occidental ou môle côtier.

## CONCLUSION

L'Ordovicien est caractérisé par une série de faciès détritiques fins avec intercalations de bancs de grès et quartzites développés essentiellement à partir du Llandeilo et continus pendant le Caradoc. Cette série qui se retrouve pratiquement dans toute la Méséta occidentale est caractéristique de dépôts de plate-forme peu profonde où la part carbonatée est absente mais avec des subsidences variables selon les régions. Cette variation dans les taux de sédimentation qui est déjà relevée par Destombes (1971) et par Piqué (1979), nous semble due, tout au moins dans les Rehamna, à un basculement de blocs gouvernés par des failles ou faisceaux de failles sans doute héritées du socle précambrien.



# III - LE SILURIEN

### *A - TRAVAUX ANTERIEURS*

Dans le massif hercynien des Rehamna, le Silurien est connu depuis la découverte de *Cardiola interrupta* par Neltner près de l'Oum er Rbia, en amont de l'oued Kinetra (*in* Gigout, 1951). Gigout (1951-1955), Baecker *et al.* (1965) et Kergomard (1970) ont localisé ensuite de nombreux autres affleurements siluriens en y mentionnant des gisements fossilifères dont la liste a été complétée plus récemment par les récoltes d'Hoepffner (1974), de Michard (1982) et de Sougy (septembre 1983, tournée géologique du PICG 27).

### *B - ENSEMBLE DU BARRAGE EL MASSIRA*

Des terrains siluriens datés affleurent à la faveur de la nouvelle route du barrage el Massira à 250 m au Nord du pont sur l'Oued Timesdag (n = 285,1 ; y = 220,9). Ils constituent une petite écaille hectométrique coincée entre deux unités tectoniques (fig. 8 et 9-1). Ces terrains sont constitués (Fig. 8) d'ampélites noires intensément plissées et écaillées, dans lesquelles se trouvent des miches carbonatées de 10 à 40 cm de diamètre et des veines de gypse. Les graptolites récoltés dans cet affleurement par Michard (1982) ont été déterminés par Willefert qui a reconnu :

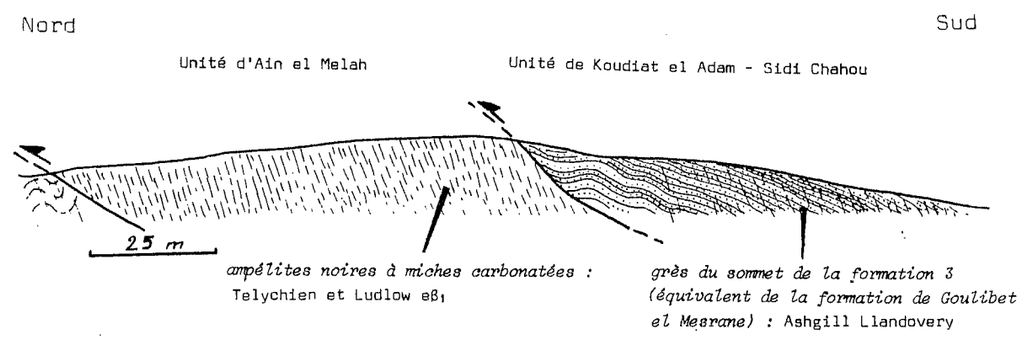
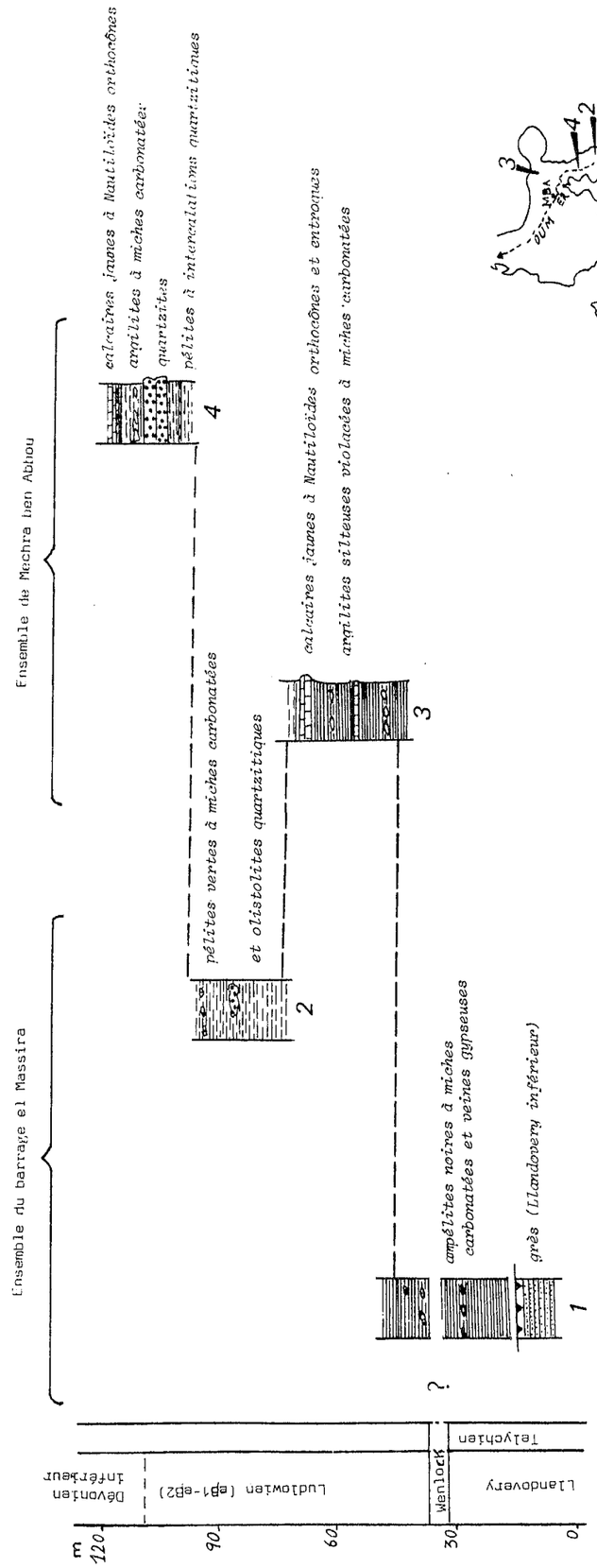
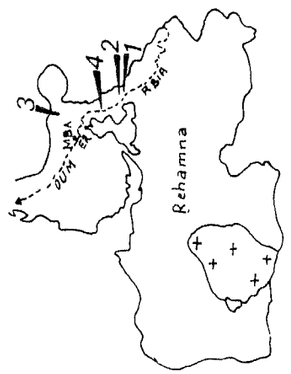



Fig. 8 : Coupe de la tranchée de la route du barrage el Massira à 250 m au Nord du pont sur l'oued Timesdag : écaille d'ampélites siluriennes surmontées en contact anormal par des grès ordoviciens (ensemble du barrage el Massira).




1 Coupe de la route du barrage el Massira à 200m Nord du pont de l'oued Timesday

2 Terrains constituant l'écaille sphérieure de l'unité d'Ain el Melah

3 Coupe de Skhirat - Koudiat ed Diab

4 Coupe de Sidi Abdelaziz (ensemble de l'Oued Kibane) et de Ras Douaia ( ensemble de Mechra ben Abhou )

Fig. 9 : Essai hypothétique de reconstitution d'un log synthétique des terrains siluriens des Rehamna septentrionaux.



*Gothograptus massa* (Holm)

*Lobograptus* aff. *scanicus* (Tullberg) emend. Urbanek.

et des fragments indéterminables de Retiolitidés pouvant correspondre soit à *Holoretiolites* sp., soit à *Spinograptus*

lui permettant de conclure à un âge *Ludlow* $e\beta_1$.

Nous avons récolté en trois points différents du même affleurement des graptolithes déterminés également par Willefert :

prélèvement Sil.1 : *Retiolites germitzians angustidens* Elles et Wood.
*Monograptus priodon* (Bronn) et/ou *M. marri* Perner
*Pristiograptus initialis* (Kirste)
*Monoclimacis griestoniensis* (Nicol)
*Spirograptus protens* (Barrande)
Thèques du groupe de *Spirograptus spiralis* (Geinitz)
*Globosograptus singularis* (Törnquist)
âge : base du *Telychien supérieur*.

prélèvement Sil.2 : *Pristiograptus largus* (Perner)
*Monoclimacis griestoniensis* (Nicol)
*Spirograptus protens* (Barrande)
*Spirograptus* gr. *spiralis* (Geinitz)
*Diversograptus* cf. *pergracilis* (Boucek) } Branches
*Diversograptus* cf. *capillaris* (Carruthes) } Branches
Parties proximales de *Globosograptus singularis* (Törnquist) ou *Gl. sartorius* (Törnquist)
*Retiolites geinitzianus angutidens* Elles et Wood
*Monograptus priodon* (Bronn)
*Pristiograptus largus* (Perner)
*Spirograptus* probablement *falx* Pribyl
âge : *Telychien* vers *Telychien supérieur*.

prélèvement Sil.3 : *Petiolites geinitzianus angustidens* Elles et Wood.
*Monograptus priodon* (Bronn)
*Monoclimacis* probablement *Crenulata* (Törnquist).
âge : vers *Telychien supérieur*.

Donc deux datations différentes dans un même affleurement et dans des faciès identiques indiquant la présence de Telychien et celle de Ludlow sans

aucun indice du Wenlock entre les deux. Cette lacune peut être expliquée ici par la tectonique en raison de l'intense déformation des roches affleurant dans cette écaille.

Des ampélites noires identiques à celles du nord de l'oued Timesdag affleurent au Sud de l'anticlinal Koudiat el Adam - Sidi Chahou. Dans cet affleurement, les récoltes donnent toutes un âge Llandovery : Llandovery supérieur (Gigout, 1951), Fronien supérieur - Telychien inférieur (Baecker *et al.*, 1965, *in* Michard, 1982) et Telychien supérieur pour les dernières récoltes prélevées par Sougy (PICG 27, septembre, 1983) et déterminées par Willefert :

*Monograptus priodon* (Bronn)
*Monograptus marii* (Perner)
*Pristiograptus largus* (Perner)
*Monoclimacis crenulata* (Törnquist)
*Spirograptus spirolis* (Geinitz)
*Spirograptus proteus* (Borronde)
*Spirograptus* cf. *planus* (Elles et Wood)
*Retiolites geinitzianus angustidens* (Elles et Wood)

Dans ces deux affleurements d'ampélites nord et sud de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou, où la continuité stratigraphique avec les terrains ordoviciens et dévoniens n'est jamais observée en raison de désorganisation provoquée par la tectonique des couches, nous décelons : le Fronien supérieur, le Telychien inférieur et supérieur et le Ludlow inférieur $e\beta_1$. Notons que le Wenlock n'a jamais été reconnu dans les Rehamna ni ailleurs en Méséta occidentale.

Dans cet ensemble du barrage el Massira, les pélites vertes de l'écaille supérieure de l'unité de l'Ain el Melah présentent un intérêt particulier. Elles ont été attribuées au Silurien par Gigout (1951) puis au Viséen supérieur par Michard (1982). Nous avons repris l'attribution au Silurien proposée par Gigout (El Kamel *et al.*, 1985), tout en précisant qu'il pourrait s'agir aussi de Siluro-Dévonien inférieur. En effet, dans ces pélites vertes, nous avons observé (Fig. 9-2) des miches décimétriques gréso-carbonatées (fig. 10) ainsi que de rares lits centimétriques de calcaires bioclastiques rappelant les terrains siluro-dévoniens inférieur de l'ensemble de Mechra ben Abbou. Des blocs décamétriques de quartzites dont le faciès évoque celui des barres quartzitiques ordoviciennes de Koudiat el Adam, sont amballés dans ces terrains. Ces



blocs pourraient correspondre à des olistolithes provenant de reliefs émergés en bordure du bassin siluro-dévonien, mais rappelons que l'âge de la formation reste hypothétique.

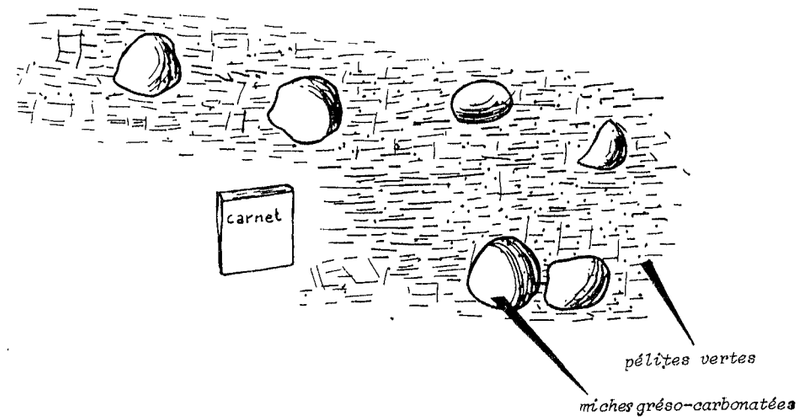



Fig. 10 : Miches gréso-carbonatées emballées dans les pélites vertes de l'écaille supérieure de l'unité d'Ain el Melah (ensemble du barrage el Massira).

### *C - ENSEMBLE DE L'OUED KIBANE*

Des terrains siluriens ont été datés dans la partie sud de cet ensemble près de Ras Douaïa. Dans la zone de contact avec l'ensemble du barrage el Massira, affleure (fig. 9-4) une barre quartzitique lenticulaire qui surmonte, en polarité inverse, des argiles à miches carbonatées centimétriques à décimétriques et des calcaires à Nautiloïdes orthocônes. A l'extrémité orientale de la barre, à Ras Douaïa, les termes argileux ont fourni à Baecker *et al.* (1965) des graptolites où Willefert a reconnu :

*Pristiograptus tumescens* (Wood)
*Bohemograptus bohemicus*
*Saetograptus leintwardinensis incipiens* (Wood)

lui permettant d'avancer un âge Ludlow inférieur $e\beta_1$.

## D - ENSEMBLE DE MECHRA BEN ABBOU

### 1 - Oulad Amrane

A 400 m au Sud du douar Oulad Amrane, le Silurien est représenté dans la coupe de Skhirat-Koudiat ed Diab par (Fig. 9-3) des argiles silteuses violacées dans lesquelles s'intercalent des lits de calcaires fossilifères à entroques et Nautiloïdes orthocônes, des miches carbonatées et de veines gypseuses.

Les argiles silteuses sont peu différentes de celles datées du Dévonien inférieur qui les surmontent ; elles ont une patine gris-clair à violacée, un grain très fin et un toucher savonneux. Les bancs calcaires dolomitiques, très disloqués, qui s'y intercalent, ont une patine jaune et noire à la cassure et alternent avec des lits décimétriques de grès-quartzites ocres. Les Nautiloïdes orthocônes, abondants dans ces calcaires, ne permettent cependant pas de les différencier de ceux du Dévonien inférieur.

Baecker *et al.* (1965) ainsi que Kergomard (1970) ont soupçonné dans ces terrains siluriens la présence de cinérites les rapprochant de celles connues dans le môle côtier au niveau du synclinal d'Oulad Abbou.

*Scyphocrinus elegans* (Zenker) qui a été récolté avec des entroques et des Nautiloïdes orthocônes par Gigout (1951-1955) indique un âge *Ludlow* $e\beta_1$-$e\beta_2$.

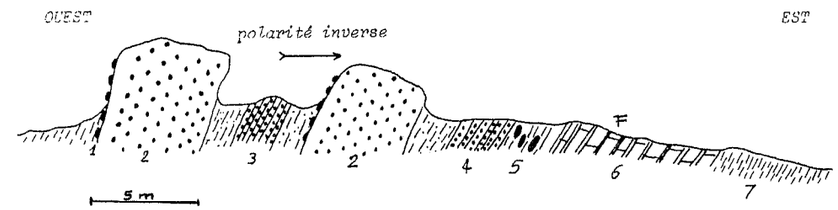
### 2 - Sidi Abdelaziz

A 200 m au NNE de Sidi Abdelaziz, une barre quartzitique allongée selon une direction N145° repose en polarité inverse sur des argiles à miches carbonatées et des calcaires à Nautiloïdes orthocônes (fig. 11). Cette barre qui montre un conglomérat à galets carbonatés à la base, pourrait correspondre à celle qui affleure à Ras Douaïa et dont les argiles sousjacentes, en polarité inverse, sont datées du *Ludlow inférieur* $e\beta_1$.

Dans les calcaires à Nautiloïdes orthocônes de cet affleurement, nous avons récolté des fragments très mal conservés de graptolites qui ont cependant permis à Willefert de proposer un âge silurien.

Deux affleurements, situés à 600 m à l'WNW de Jaïffa, montrent des calcaires jaunes à Nautiloïdes orthocônes qui présentent de fortes ressemblances de faciès avec les calcaires décrits dans la coupe de Sidi Abdelaziz et de Ras Douaia (ensemble de l'Oued Kibane).






1 : niveau conglomératique à galets carbonatés
2 : banc de quartzites gris
3 : couches de quartzites contenant des niveaux carbonatés
4 : quartzites en couches centimétriques
5 : niveau argileux à nodules centimétriques à décimétriques de grès et de calcaires
6 : niveau de calcaires jaunes à interlits silteux : niveau très fossilifère (Nautiloïdes orthocônes, Brachiopodes, et Graptolites siluriennes)
7 : pélites violacées

**Fig. 11 : Coupe dans les terrains d'âge silurien au Nord de Sidi Abdelaziz (ensemble de Mechra ben Abbou).**

En raison des dislocations synsédimentaires et tectoniques qui affectent l'ensemble de Mechra ben Abbou, il est parfois très difficile de différencier les terrains du Silurien de ceux du Dévonien inférieur ; ceci a conduit les auteurs à attribuer certaines séries pélitiques et calcaires à la limite Silurien - Dévonien inférieur. C'est le cas par exemple à Leffaïd où des pélites rouges à intercalations de lits gréso-quartzitiques, de calcaires à entroques avec un niveau repère à Nautiloïdes orthocônes ont été attribuées au Ludlow-Gedinnien par Baecker *et al.* (1965) et Kergomard (1970).

## E - LE SILURIEN - CONCLUSION

Le log synthétique proposé (fig. 9) reste très hypothétique, aucun repère n'ayant pu être mis en évidence pour corréler les différents affleurements. Il est uniquement basé sur la datation de chaque coupe par les faunes de graptolites.

Dans les Rehamna, les affleurements du Silurien sont très réduits. Ils sont représentés, vers le bas de la série, par des ampélites noires à graptolites avec intercalations de miches carbonatées suivies de pélites gris-vert intercalées de bancs de calcaires fossilifères ainsi que de miches carbonatées. Ces faciès, presque uniformes dans toute la Méséta marocaine, se sont déposés

dans une mer calme aux eaux confinées dont la transgression serait due à la fonte de l'inlandsis fini-ordovicien.

Vers le sommet, la variation des faciès (intercalations de grès et de quartzites dans les pélites) indique un changement paléogéographique et annonce le passage aux dépôts du Dévonien inférieur. Ainsi les blocs de quartzites emballés dans les pélites et grès de l'écaille supérieure de l'unité d'Ain el Melah pourraient correspondre à des olistolites (voir chapitre V) et leur présence pourrait marquer l'ouverture d'un fossé, dans la région concernée, dès le Silurien supérieur - Dévonien inférieur

## IV - LE DEVONIEN INFERIEUR

### *A - TRAVAUX ANTERIEURS*

Le Dévonien inférieur dans les Rehamna septentrionaux a fait l'objet de divers travaux, notamment par Gigout (1951, 1955) qui a localisé de nombreux gisements fossilifères, puis par Baecker *et al.* (1965) qui en ont indiqué d'autres et ont proposé une synthèse stratigraphique. D'autres essais de synthèses stratigraphiques ont été tentées par Hollard (1967), Kergomard (1970) et Michard (1979, 1982). Dans toutes ces synthèses, les auteurs se sont mis d'accord sur le fait que les conglomérats affleurant à la base de la série dévonienne étaient un indice de surrection acadienne.

Notre étude stratigraphique du Dévonien inférieur a consisté à reprendre les coupes déjà décrites. Ces coupes ainsi que celles que nous avons dressées nous ont permis de faire des corrélations basées sur les calages stratigraphiques et analogie de faciès et d'établir une colonne stratigraphique synthétique (Fig. 12).

### *B - ENSEMBLE DE L'OUED KIBANE*

Les terrains du Dévonien inférieur affleurant dans cet ensemble sont répartis entre deux secteurs : le secteur de la vallée du haut oued kibane et plus à l'Ouest, la bande nord-sud qui affleure depuis Foum el Mejez, au Nord, jusqu'à Amdidih, au Sud. Dans notre étude nous nous limiterons à cette bande nord-sud.



*1 - Coupe d'Amdidih*

Les terrains peu disloqués d'Amdidih offrent une coupe assez continue qui montre le passage du Silurien au Dévonien inférieur (fig. 13).

La succession débute par les terrains siluriens de Ras Douaïa qui sont formés de quartzites, de pélites à miches carbonatées et des calcaires à Nautiloides orthocônes. Ces couches sont légèrement renversées au niveau du contact de chevauchement avec l'ensemble du barrage el Massira. Au-dessus se trouve une formation divisée en deux membres qui sont de bas en haut (fig. 12-1) :

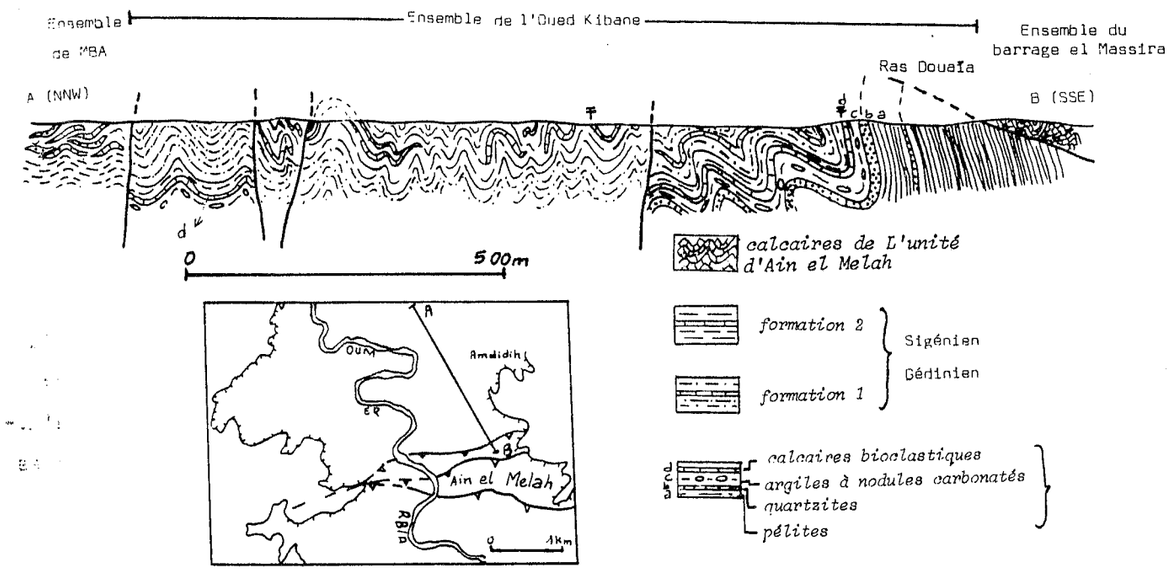



Fig. 13 : Coupe dans les terrains siluro-dévoniens d'Amdidih (ensemble de l'oued Kibane).

*1.1 - Membre 1* constitué de *pélites et grèso-pélites* 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).

*1.2 - Membre 2* constitué de *pélites vertes* dans lesquelles s'individualisent quelques niveaux d'épaisseur décamétrique 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.

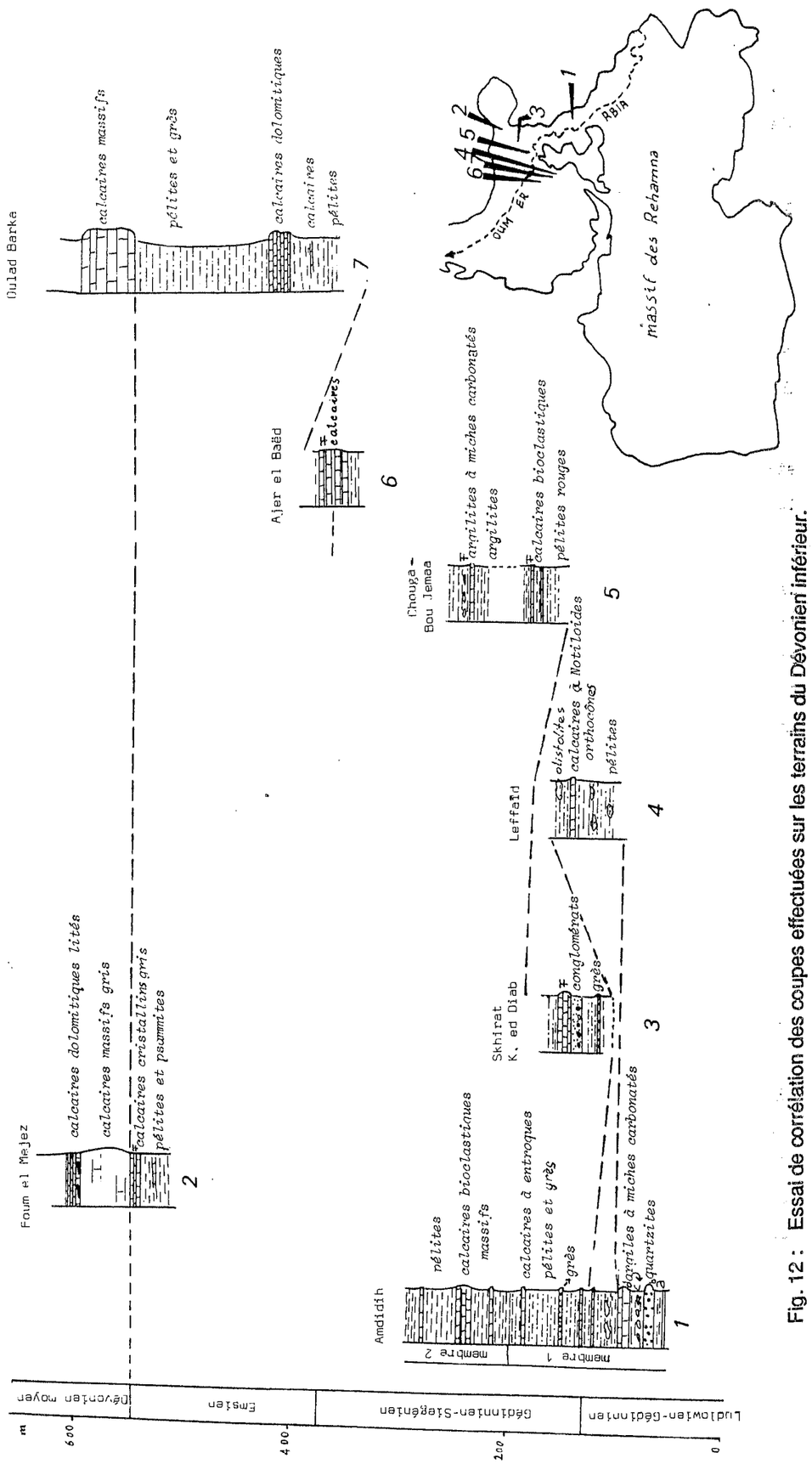



Fig. 12 : Essai de corrélation des coupes effectuées sur les terrains du Dévonien inférieur.



La puissance de ces deux membres (200 m environ) n'est qu'estimée à cause des déformations synsédimentaires et tectoniques qui affectent les roches.

Le gisement fossilifère 903 (x = 284 × 223,6) localisé dans le membre 2 par Gigout (1951) a fourni *Cleistopora geometrica* M.E. et H d'âge *Sieginien*.

*2 - Coupe de Foum el Mejez*

A Foum el Mejez, les terrains du Dévonien inférieur affleurent en deux bandes faillées subméridiennes, centrale et orientale, séparées par des terrains d'âge dévonien moyen et supérieur (Pl. 2).

Dans la bande centrale, le Dévonien inférieur est surmonté en continuité stratigraphique par les calcaires du Dévonien moyen. Nous y rencontrons (Fig. 12-2) : à la base, des pélites violacées et des psammites à terriers dans lesquelles s'intercale un niveau métrique de calcaires bioclastiques en bancs décimétriques. Ces pélites sont surmontées par des calcaires gris lités, à joints silteux, à la base desquels Le Maitre (1928 et 1947) a récolté une faune à *Euryspirifere paradoxus* (Scholotheim) d'âge *emsien supérieur*. Cette datation a été confirmée par Baecker *et al.* (1965) qui ont récolté de plus dans le même niveau :

*Glossimulus mimicus* (Barrande)
*Euryspirifer mosellanus* cf. *steiningeri*
*Alatiformia* sp. e. gr. *alatiformis*
Pentameridés.

La présence de *Paraspirifer cultrigigatus* leur a permis cependant d'élargir la fourchette jusqu'à l'*Eifelien inférieur*.

La bande occidentale des terrains du Dévonien inférieur est coincée, par l'intermédiaire de deux failles verticales, entre les argiles et grès du Famennien, à l'Est, et les terrains rouges attribués au Trias, à l'Ouest. Là, les terrains du Dévonien inférieur sont essentiellement pélitiques violacés avec intercalations de miches carbonatées. Vers le Sud de cette bande, apparaissent des blocs décamétriques de quartzites emballés dans les pélites.

## C - ENSEMBLE DE MECHRA BEN ABBOU

### 1 - Coupe de Skhirat - Koudiat ed Diab

Cette coupe a déjà été signalée par plusieurs auteurs dont Gigout (1951 et 1955), Baecker *et al.* (1965), Hollard (1967), Kergomard (1970) et Michard (1982) qui ont tous indiqué dans cette région une continuité de la série 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 série qui paraît continue, Hollard (1967) et Baecker *et al.* (1965) indiquent un gisement fossilifère (Tableau I) d'âge gédinnien. Cette succession est constituée de bas en haut par (Fig. 12-3 et 14) :

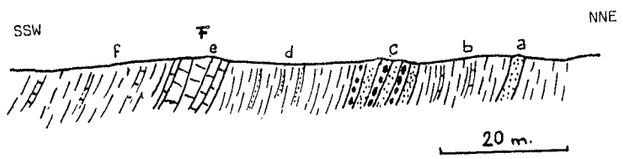



Fig. 14 : Coupe du Dévonien inférieur de Skhira - Koudiat ed Diab (ensemble de Mechra ben Abbou).

*a*. couches gréseuses de 2 m d'épaisseur à stratifications obliques qui passent, 100 m plus au Nord, à une lentille de conglomérat à galets siliceux ;

*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 (Tableau 1) qui indiquent un âge *gedinnien* (Michard, 1982) ;

*f*. pélites gréseuses dans lesquelles s'intercalent des lits de calcaires bioclastiques.



| GEDINNIEN | A | B | | C |
|---|---|---|---|---|
| | | 187 | 1358 | |
| *Opikina imbrex* | + | | | |
| *Isoorthis sp.* | + | | | |
| *Howellella mercuri* (Gosselet) | + | + | | |
| *Howellella* gr. *mercuri* | | | | |
| *Lanceomyonia boualiformis* (Siem.) | + | + | | |
| *Athyris* sp. | + | | | |
| *Warburgella rugulosa* (Alth.) | + | | | |
| *Acastella patulla* Holl. 1963 | + | | | |
| *Acastella* sp. | | | | |
| *Conocardium* sp. | + | | | |
| Ostracodes | + | | | |
| SIEGENIEN A EMSIEN | | | | |
| *Uncinulus princeps* (Barr.) | | + | | |
| *Athyris concentrica* V. (Buch) | | + | | + |
| *Athyris undata* (Defr) | | | | + |
| *Leptaena roboïdalis* (Wilck) | | | + | |
| *Spirifer nerei* (Barr.) | | | + | |
| *Spirifer* sp. | | | | |
| *Camarotoechia daleidensis* (Schnur) | | | + | |
| *Hysteriolites hystericus* (Schlot) | | | | + |
| *Cleistopora geometrica* M. ED. et H. | | | | + |

A : coupe de Skhirat - Koudiat ed Diab - gisement 1314 de Gigout (1951) et coupe 211 de Baëcker *et al.* (1965).

B : coupe de Chougga - Bou Jemaa - gisement 187 et 1358 de Gigout (1955).

C - coupe d'Oulad Barka - gisement 1300 et 1301 de Gigout (1955).

Tableau 1 : Faunes des terrains dévonien inférieur de l'ensemble de Mechra ben Abbou.

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. Malgré la discontinuité essentiellement synsédimentaire entre les terrains siluriens et dévoniens observée dans cette région, cette hypothèse nous paraît plausible puisque ce conglomérat se place juste sous les calcaires fossilifères datés du Gédinnien.

*2 - Coupe de Leffaïd*

Dans la région de Leffaïd, située à l'Ouest de l'unité de la Gada Jennabia, affleure un lambeau de terrains constitués (fig. 12-4 et 15) de pélites rouges, localement intercalées de couches décimétriques de calcaires jaunes à Nautiloïdes orthocônes et de lits gréseux centimétriques à décimétriques. Dans ces terrains pélitiques d'épaisseur estimée à 80 m, s'intercalent un niveau repère formé par une trilogie où affleurent de bas en haut :

- banc quartzitique (20 à 30 cm)
- banc de calcaires à chailles (20 cm)
- banc de calcaires à crinoides et Nautiloides orthocônes (20 cm).

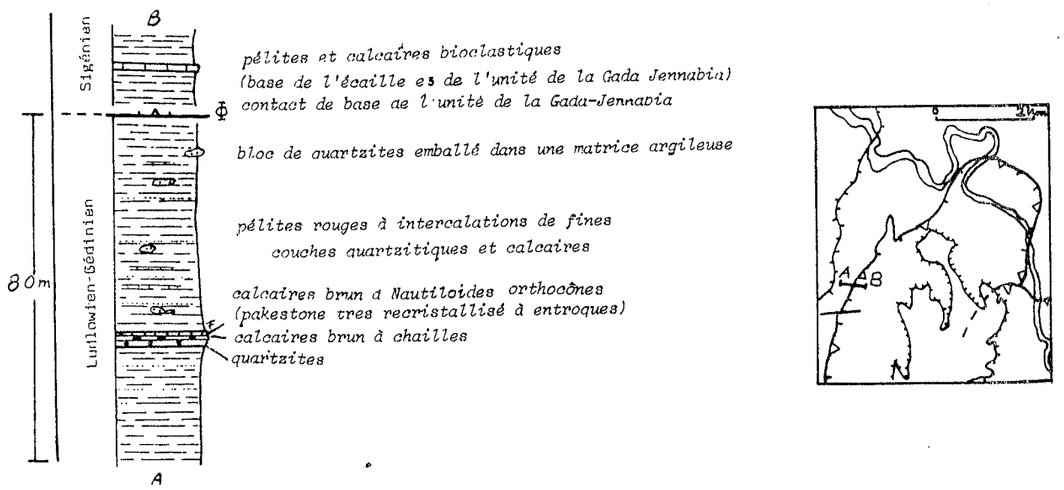



Fig. 15 : Colonne lithologique du Ludlowien-Gédinnien de Leffaïd (ensemble de Mechra ben Abbou).



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-marins indiquant que le matériel n'était pas encore consolidé quand ces déformations synsédimentaires se sont produites.

D'après Baecker *et al.* (1965), ces terrains sont attribuables au *Ludlow*. Pour Kergomard (1970), ils seraient plus jeunes : *Ludlow-Gedinnien*.

*3 - Coupe de Chougga - Bou Jemaa*

A l'Est de Chouga, au bord de la route du barrage el Massira, affleurent (fig. 12-5) des pélites rouges à intercalations de lits calcaires bioclastiques où Gigout (1951) indique une faune (gisement 187 : x = 278,8 × y = 231,4) d'âge *gédinnien-siegénien* (Tableau 1). 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 *siegénien*: gisement 1358 (x = 279,5 × y = 231).

*4 - Coupe d'Ajer el Baëd*

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 (fig. 12-6). 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 Baecker *et al.* (1965) d'attribuer à ces terrains un âge *siegénien-emsien*.

*5 - Coupe des Oulad Barka*

Au Nord-Est du douar des Oulad Barka, la tranchée de chemin de fer offre une coupe qui permet de recouper en continuité sur 210 m, de bas en haut (fig. 12-7 et 16) :

*a.* pélites gréseuses brun où se développent des bancs décimétriques de calcaires ocres à Entroques.

*b.* barre de 15 m d'épaisseur formée de bancs décimétriques de calcaires dolomitiques jaunes à interlits silteux.

*c.* pélites gréseuses brun à gris à intercalations, dans la partie supérieure, de couches centimétriques de calcaires à entroques.

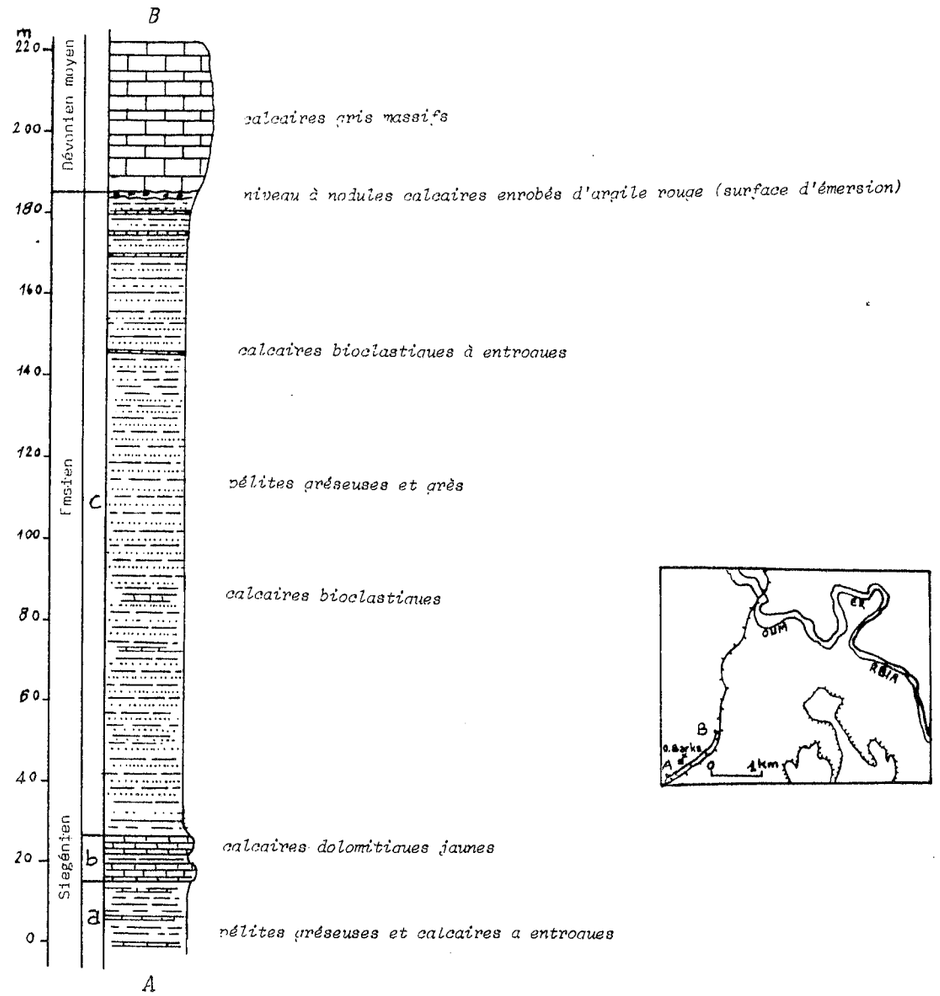






Fig. 16 : Coupe d'Oulad Barka (ensemble de Mechra ben Abbou).

Ces pélites et grès passent, au sommet, à des calcaires gris massifs du Dévonien moyen, par l'intermédiaire d'un niveau oxydé à galets calcaires interprété par Kergomard (1970) comme une surface de ravinement, preuve d'une lacune sédimentaire de l'Emsien supérieur dans les Rehamna septentrionaux.

Dans la barre calcaire dolomitique (niveau *b*) Gigout a mis en évidence une faune (gisement 1300 et 1301 de Gigout, 1955) d'âge *siegenien à emsien* (Tableau 1). Quant aux terrains du niveau *a* nous leur attribuons un âge *emsien* du fait de leur position sous le Dévonien moyen.



D'autres coupes dressées dans les terrains du Dévonien inférieur de l'ensemble de Mechra ben Abbou nous permettent d'ajouter ces quelques remarques:

- des figures de glissement sous-marin ont été observées à plusieurs reprises dans les couches gréseuses au NNE du Dalaa Touila, dans la région du Cheikh el Basri et à Leffaïd.

- des conglomérats inclus dans les terrains du Dévonien inférieur, déjà signalés par Gigout (1951), affleurent dans la dépression de Bou Jmaa. 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 Rehamna, en dehors du secteur cartographié, par Piqué (1979) et Rais Assa (1984) ; il s'agit de :

+ *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 calcaro-argileuse et gréso-phylladique : le premier niveau (45 m) est à galets calcaires et quartzitiques de taille centimétrique à décimétrique et à ciment gréso-pélitique. Le second niveau (20 m) renferme des galets centimétriques à décimétriques de quartzites et de calcaires ainsi que de nombreuses intercalations silto-gréseuses.

Dans la formation calcaro-argileuse englobant les niveaux conglomératiques, un banc calcaire a livré à Hoepffner *et al.* (1972) :

*Atrypa reticularis* L.
*Plectospira* sp. cf. *ferita* Hall
*Dalmanellacea*

qui ont permis à Hollard d'avancer un âge dévonien inférieur-moyen.

+ *conglomérats de Skhira 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 gréso-pélites.

+ *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 centimétrique et sont très aplatis dans le plan de la schistosité.

## *D - LE DEVONIEN INFERIEUR EN MESETA COTIERE*

### *1 - Oulad Abbou*

Au Silurien argileux et calcaire avec intercalations de coulées volcaniques (Cornée *et al.*, 1985), succèdent, sur 150 m d'épaisseur, des calcaires à crinoïdes et argiles d'âges gédinnien. Au-dessus, le *Siegénien* et *l'Emsien inférieur* sont représentés, sur 400 m d'épaisseur, par une alternance d'épaisses couches d'argiles silteuses et de barres calcaires dolomitiques à cherts. A l'*Emsien supérieur* commencent à s'édifier là les premiers récifs.

### *2 - Région de Safi*

Le forage SN1 de Safi (Barbu, 1977) n'a pas atteint le *Gédinnien*, le *Siegénien* et *l'Emsien*, totalisant ensemble 350 m d'épaisseur, sont représentés par des argiles à intercalations de calcaires à Crinoïdes qui se développent de plus en plus vers la fin de l'Emsien.

### *3 - Ben Slimane*

D'après Destombes et Jeannette (1966), le Dévonien inférieur de Ben Slimane est représenté par 50 m d'argiles gris-rouge du *Lochkovien*, puis par 10 m d'argiles à intercalations de bancs calcaires du *Lochkovien supérieur*.

### *4 - Ben Ahmed*

Dans la région de Ben Ahmed, Termier (1951) signale la présence du *Siegénien* représenté par des argiles à intercalations de calcaires à Bryozoaires et encrines. Pour ce même auteur la présence du Gédinnien est probable dans cette coupe.



### *5 - Conclusion*

Par comparaison avec les Rehamna septentrionaux, on constate d'ores et déjà, en Méséta côtière, l'absence de conglomérat de base avec une subsidence marquée à Oulad Abbou par le développement à l'Emsien supérieur, de faciès récifaux (tendance positive du fond marin ou baisse eustatique du niveau de la mer) alors que plus à l'Ouest (Safi), les faciès détritiques fins et carbonatés continuent à se déposer

## *E - CONCLUSION*

Dans le secteur étudié, le Dévonien inférieur surmonte le Silurien sans discordance angulaire apparente. Il est représenté à la base par un matériel détritique grossier (conglomérats et grès à tendance rouge) à traces de plantes qui indiquent la proximité d'une terre émergée, source des apports. Au-dessus viennent des pélites avec intercalations de calcaires bioclastiques à organismes fixés et de grès rouges montrant que les dépôts, au moins du *Gédinnien* au *Siegénien*, se sont effectués dans une mer peu profonde à bathymétrie néanmoins accidentée correspondant à la bordure occidentale d'un bassin qui s'approfondit vers l'Est.

La présence fréquente d'olistolithes quartzitiques, gréseux ou calcaires emballés dans les pélites ainsi que des phénomènes de slumping et de glissement ou dislocation intraformationnelle plaident en faveur d'une activité permanente de cette bordure occidentale du bassin. Celle-ci constitue le rivage oriental d'une terre émergée qui sépare le bassin de Mechra ben Abbou d'un second bassin occidental, centré sur Safi.

La Paléogéographie du bassin dévonien inférieur de Mechra ben Abbou a pu être reconstituée grâce aux conglomérats datés (conglomérat d'el Aouine et de Skhirat - Koudiat ed Diab) ou attribués (conglomérats de Skhirat es Slimane et ceux de Sidi Abdallah) au Dévonien inférieur :

Piqué (1972) considérait, dans une hypothèse qui a été également envisagée par Rais-Assa (1984), que ces conglomérats appartiennent à un même niveau stratigraphique.

Michard *et al.* (1982) proposent une interprétation dans laquelle les conglomérats de Skhirat es Slimane s.l. (conglomérat d'el Aouin et conglomérats de Skhirat es Slimane s.s.) correspondent à des dépôts continentaux à caractère torrentiel très distal. Ils les mettent en parallèle avec ceux de Kef el Mouneb, situés plus au Sud, dans les Rehamna méridionaux (Piqué, 1972), et ceux de

Skhirat - Koudiat ed Diab et proposent des passages latéraux des uns aux autres (fig. 17). Pour ces auteurs ainsi que pour Hollard *et al.* (1976), une terre émergée, source d'alimentation, serait située immédiatement à l'Ouest de la région de Kef el Mouneb où les éléments de conglomérat sont les plus gros. Ils interprètent ces dépôts comme résultant d'un soulèvement calédonien (phase ardeno-acadienne) qui amène à l'érosion des terres cambro-ordoviciennes à l'Ouest des Rehamna.

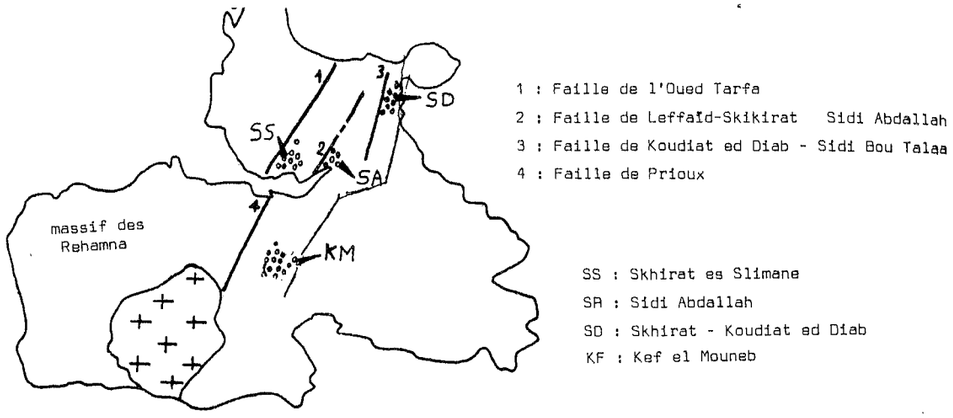



Fig. 17 : Localisation des conglomérats du Dévonien inférieur dans les Rehamna.

Dans une autre interprétation on pourrait expliquer la formation des conglomérats non seulement en terme de dépôt torrentiel mais aussi par des écroulements en bordure des falaises comme semble le prouver le caractère anguleux et très grossier (blocs de diamètre décimétrique) des conglomérats de Skhirat es Slimane et de Skhirat - Koudiat ed Diab. La granulométrie du matériel d'Ouest en Est dans les affleurements de Skhirat es Slimane et de Sidi Abdallah, pour autant qu'ils soient de même âge, permet de placer une falaise en bordure occidentale de chaque affleurement signalé (fig. 18). Nous pensons que ces falaises à regard est seraient entretenues par des failles vivantes ultérieurement réactivées, lors du serrage hercynien et post-hercynien. On peut envisager déjà l'éxistence des failles vivantes :

- la faille de l'Oued Tarfa en bordure de laquelle se déposent les conglomérats de Skhirat es Slimane. Son prolongement méridional pourrait correspondre à la faille de Prioux en bordure de laquelle se déposent les conglomérats de Kef el Mouneb.



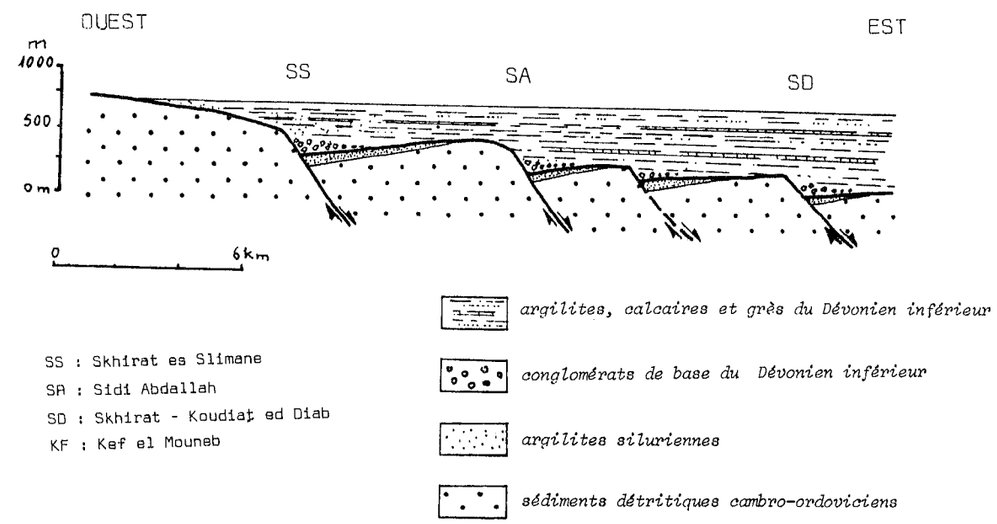



Fig. 18 : Coupe interprétative dans les Rehamna septentrionaux pendant le Dévonien inférieur.

- la faille qui passe par douar Sidi Abdallah et se prolonge au Sud dans le faisceau de failles d'Oulad Zednes (Pl. 1) . En bordure de cette faille affleurent les conglomérats de Sidi Abdallah.

- la faille subméridienne d'el Kalaa (Pl. 3) qui se prolonge au Sud dans le secteur de Koudiat el Fourcha. En bordure de cette faille se sont déposés les conglomérats de Skhirat - Koudiat ed Diab.

Ce découpage des terrains anté-dévoniens par failles subméridiennes permet d'envisager une reconstitution du bassin dévonien inférieur de Mechra ben Abbou en lui donnant un caractère plus dynamique ; ce bassin était limité à l'Ouest par une terre émergée (le môle d'Imfout), source d'approvisionnement en matériel détritique. Sa bordure orientale est inconnue car masquée par la couverture méso-cénozoïque.

Un second bassin subméridien paraît fonctionner parallèlement à celui de Mechra ben Abbou ; il en est séparé par le môle d'Imfout (fig. 19), il se situe dans la partie occidentale de la Méséta côtière et correspond aux affleurements d'Oulad Abbou qui se prolongent vers Safi (recoupé par sondage, Kergomard, 1970) ; ce bassin occidental présente un matériel détritique et carbonaté d'âge Siegénien ? - Emsien. Son fonctionnement a, sans doute, débuté dès le Silurien supérieur comme en témoignent les coulées volcaniques intercalées dans la série silurienne d'Oulad Abbou (Cornée *et al.*, 1985).

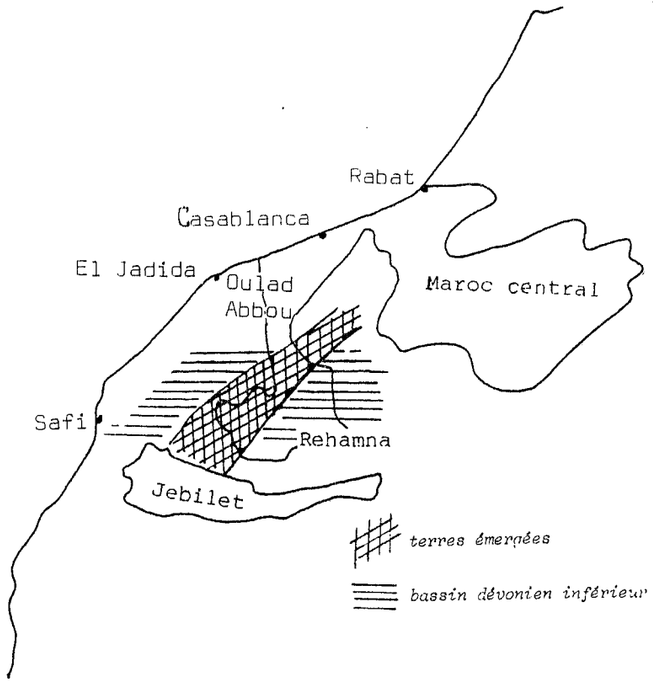



Fig. 19 : Schéma paléogéographique de la Méséta occidentale pendant le Dévonien inférieur.

## V - LE DEVONIEN MOYEN

### *A - TRAVAUX ANTERIEURS*

Les calcaires du Dévonien moyen ont été datés en 1928 par la découverte d'un gisement de Calcéoles dans une carrière au Sud de la gare de Mechra ben Abbou (Termier, 1928). Ils ont été rangés par la suite (Termier, 1936) dans le Givetien.

En 1938, Le Maître précise la stratigraphie du Dévonien moyen en localisant dans le secteur de Mechra ben Abbou cinq nouveaux gisements fossilifères à *Calceola sandalina* qu'elle range dans l'Eifelien inférieur. En 1951 et 1955, Gigout exploite d'autres points fossilifères dans les calcaires de Mechra ben Abbou. Il interprète les massifs calcaires de cette région comme étant le résultat de la tectonique qui a produit des gonflements et des étirements de calcaire aidés par la recristallisation.



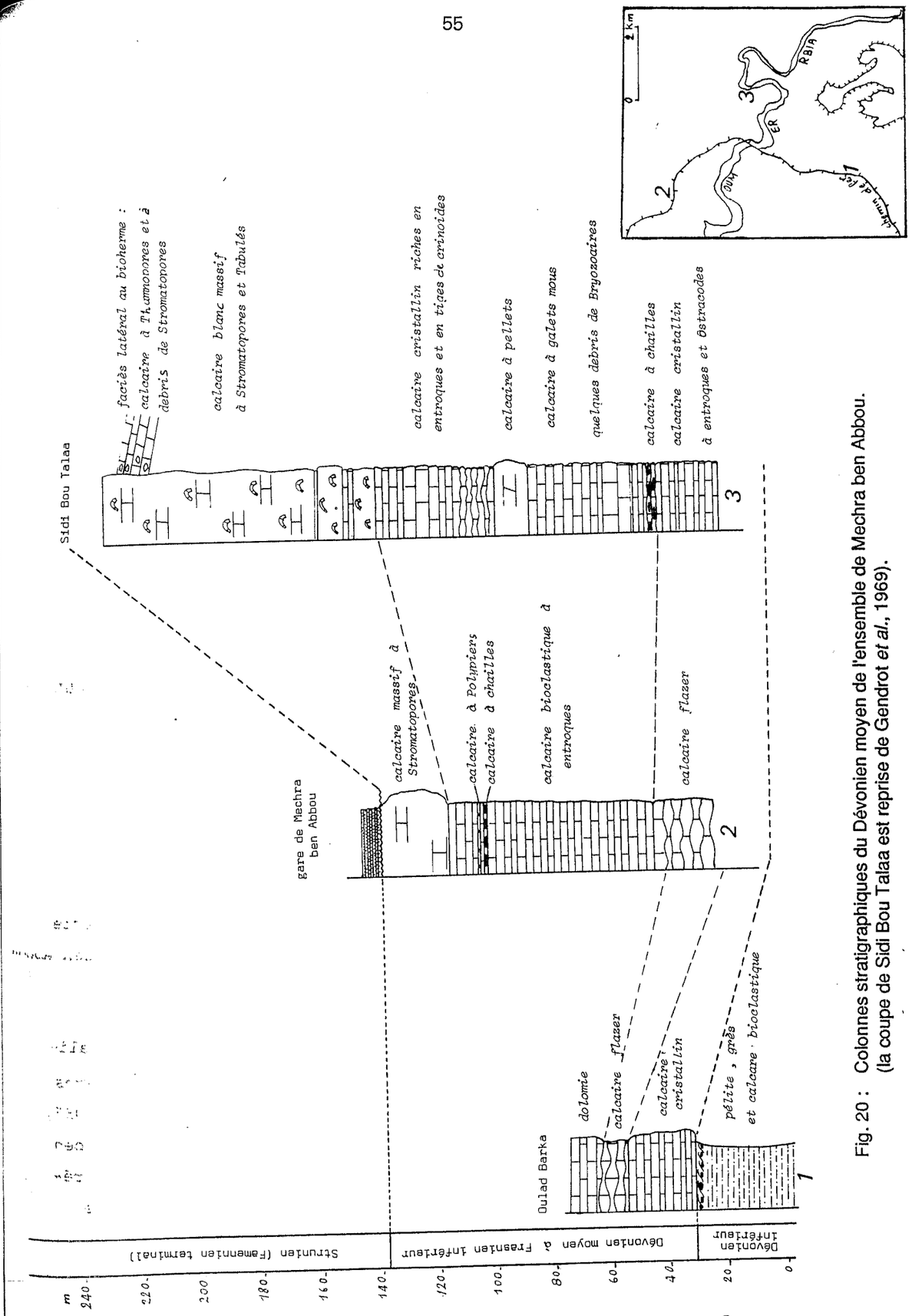



Fig. 20 : Colonnes stratigraphiques du Dévonien moyen de l'ensemble de Mechra ben Abbou. (la coupe de Sidi Bou Talaa est reprise de Gendrot *et al.*, 1969).

Par la suite Baecker *et al.* (1965) indiquent l'existence d'une surface de ravinement et d'oxydation qui sépare les schistes du Dévonien inférieur des calcaires péri-récifaux du Dévonien moyen. La première étude sédimentologique du Dévonien moyen sous l'angle des bioconstructions a conduit Gendrot *et al.* (1969) à identifier plusieurs édifices récifaux.

Nous ne ferons que résumer les travaux antérieurs, notamment ceux de Gendrot *et al.*, en y ajoutant quelques observations et interprétations personnelles.

## *B - ENSEMBLE DE MECHRA BEN ABBOU*

Les affleurements du Dévonien moyen se présentent sous des faciès calcaires péri-récifaux lités (calcaires bioclastiques à Crinoïdes, calcaires micritiques) et récifaux (biohermes, brèches récifales). Ces calcaires sont morcelés en massifs de taille hectométrique à kilométrique répartis tout autour de Mechra ben Abbou, depuis Bouchhada, à l'Ouest, jusqu'à Koudiat-ed-Diab, à l'Est, et Sidi Abdallah, au Sud.

### *1 - Coupe d'Oulad Barka*

Cette coupe (Fig. 20-1) déjà mentionnée à propos du Dévonien inférieur, permet de voir que les apports détritiques, caractéristiques de toute la période paléozoïque inférieure s'arrêtent brutalement et qu'au Dévonien moyen s'instaure un régime carbonaté. Le passage se fait par l'intermédiaire d'un niveau de 20 cm d'argiles rouges dans lesquelles sont enrobés des galets calcaires pouvant signifier une émersion qui, d'après Kergomard 1970, peut expliquer la lacune de l'Emsien supérieur dans les Rehamna septentrionaux.

Dans cette coupe, les faciès du Dévonien moyen sont représentés, sur 45 m d'épaisseur, à la base par des calcaires gris cristallins en bancs décimétriques à métriques, à joints ondulés en section. Vers le sommet apparaissent des calcaires flaser. Des dolomies qui surmontent cette séquence montrent une troncature basale, ce qui n'assure pas la continuité de la série.

### *2 - Les massifs au Nord de la gare de Mechra ben Abbou*

Au Nord de la gare de Mechra ben Abbou, cinq massifs calcaires sont alignés dans une direction Est-Ouest depuis Bouchhada, à l'Ouest, jusqu'à Koudiat Gara, à l'Est. Les couches, qui ont en moyenne une direction Est-Ouest avec



pendage sud, s'infléchissent à Bouchhada vers le Nord-Ouest. Une coupe synthétique des cinq massifs montre de bas en haut (fig. 20-2) :

- calcaire flaser (20 m) (Fig. 21) gris à fins débris de fossiles.

- calcaire bioclastique à entroques en bancs de 40 à 60 cm qui montrent dans la partie supérieure un niveau repère de 1 à 2 m d'épaisseur présent dans tous les massifs calcaires de Mechra ben Abbou. Ce niveau, déjà signalé par Le Maître (1938), est constitué d'un banc de calcaire à *accidents siliceux* et d'un banc de calcaires à *Polypiers silicifiés* (*calceola sandolina*) (Fig. 22). Les accidents siliceux, plus ou moins abondants selon les massifs, se présentent soit sous forme de petites dalles de 2 à 3 cm d'épaisseur discontinues et parallèles à la stratification, soit sous forme de nodules.

- calcaire massif à *Stromatopores* (formes récifales) associé à une brêche sédimentaire (brêche récifale). Ce calcaire est surmonté en discordance de transgression par les grès-quartzites du Strunien.

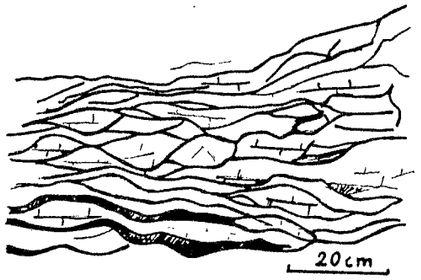



Fig. 21 : Calcaire flaser à la base de la coupe des massifs de la gare de Mechra ben Abbou.

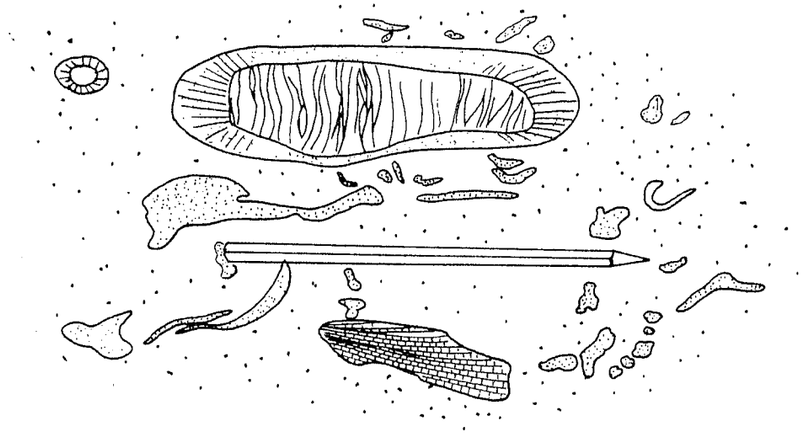


Fig. 22 : Calcaire à Polypiers silicifiés et débris d'organismes dans une matrice carbonatée.

*3 - Sidi Bou Talaa*

Le Jbel de Sidi Bou Talaa constitue un massif calcaire dont les couches subméridiennes viennent en contact tectonique avec les pélites du Dévonien inférieur suivant une faille verticale. Une coupe dans ce massif montre d'Ouest en Est et de bas en haut (Fig. 20-3) :

- 20 m de calcaire gris cristallin à entroques et Ostracodes en bancs de 5 à 20 cm surmontés de calcaires à chailles en bancs de 20 à 60 cm ;

- 80 m de calcaire cristallin riche en entroques et tiges de Crinoïdes en bancs plus ou moins ondulés de 20 à 40 cm ;

- masse calcaire formée par un niveau de brèche monogénique à ciment carbonaté (brèche récifale), puis ensemble de biohermes en dômes de calcaires à Stromatopores et Tabulés.

Dans les autres massifs calcaires (Kt. el Forcha, Bou Jemaa, Kt. Dib, Kt. ed Diab, Sokhrat et Tolba...), le Dévonien moyen est incomplet : les séries sont tronquées tectoniquement soit à la base soit vers le sommet et chevauchent ou sont chevauchées par des pélites du Dévonien inférieur ou bien encore sont recoupées par la discordance du Strunien ou du Viséen supérieur.

*4 - Age*

Dans l'ensemble de Mechra ben Abbou, l'âge des calcaires s'étale de l'Emsien supérieur au Frasnien inférieur probable. L'Eifelien (Couvinien) et le Givétien sont reconnus (Tableau 2) dans les calcaires péri-récifaux stratifiés, notamment dans les collines de la gare de Mechra ben Abbou. Les formations récifales qui surmontent ces calcaires péri-récifaux ont été attribuées au Givétien-Frasnien (Gendrot *et al.*, 1969) par comparaison avec le second édifice récifal de l'Oued Cherrat (récif de Mohamed ben Brahim) qui est daté du Givetien-Frasnien inférieur (Gendrot *et al.*, 1969 ; Chalouan, 1977).

## *C - ENSEMBLE DE L'OUED KIBANE*

Le Dévonien moyen de l'ensemble de l'Oued Kibane est représenté par une barre calcaire qui s'allonge en direction nord-sud sur 3 km depuis la cuesta crétacée, au Nord, jusqu'à ed Darbala, au Sud (Pl. 2). Un lambeau de cette



barre affleure plus au Sud, à une centaine de mètres au Sud de l'Oued Ater (Oued Kenitra). Une coupe réalisée à travers la barre de Foum el Mejez laisse voir de bas en haut (Fig. 23) :

*a* - 20 m de calcaires gris en bancs décimétriques alternant avec des lits argileux centimétriques ;

*b* - 20 m de calcaires massifs péri-récifaux

*c* - 25 m de calcaires dolomitiques jaunes en bancs centimétriques à décimétriques, riches en Polypiers, alternant avec des lits silteux.

*Age* : le niveau *a* est daté de l'*Emsien supérieur - Eifelien inférieur* (voir ci-dessus). Les niveaux *b* et *c* sont attribués au *Givetien* (Baecker *et al.*, 1965).

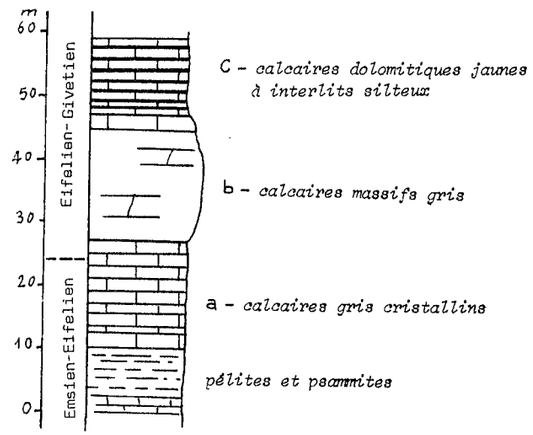



Fig. 23 : Coupe à travers la barre calcaire d'âge dévonien moyen de Foum el Mejez (ensemble de l'oued Kibane).

Nous signalerons ici l'absence de *biohermes* caractéristiques de l'ensemble de Mechra ben Abbou. De part leur faciès péri-récifal, les calcaires dévonien moyen de Foum el Mejez paraissent se situer à l'emplacement de la plate-forme carbonatée externe.

## *D - LE RECIF DE SIDI BOU TALAA*

A l'ESE de Mechra ben Abbou, dans le tronçon ouest du méandre de l'Oum er Rbia, le jbel de Sidi Bou Talaa constitue l'un des récifs les plus complets et les mieux conservés, où peuvent être identifiées les différentes parties d'un corps récifal. Nous nous proposons d'exposer ici cet exemple à partir de la documentation issue du rapport de Gendrot *et al.* (1969).

| | A | B | C | D | E | F | G |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Heliophyllum halli* M.E. & H. | | + | + | + | + | | |
| *H. moghraiense* Le Maître, 1947 | | | | | | | |
| *Acanthophillum heterophyllum* M.E. & H. | + | + | | | | | |
| *A. multiseptatum* Amansh. | | + | | | | | |
| *"Schizophyllum" acanthicus* Frech | | + | | | | | |
| *Cystiphyllum vesiculosum* Goldf | ..non précisé.. | | | | | | |
| *C. (Lithoph.). septatum* Wedk | avec Calceola.. | | | | | | |
| *Calceola sandalina* LMK. | + | + | + | + | + | | |
| *Favosites goldfussi* d'Orb. var. *alta* Le Maître | avec Calceola.. | | | | | | |
| *Favosites* procheeifeliensis Nichols. | ..non précisé.. | | | | | | |
| *F. granulosa* Le Maître | | + | | | | | |
| *Thamnopora marucchiensis* Le Maître | | | | | | + | |
| *Chaetetes regularis* Lecompte | | + | | | | | |
| *Alveolites formicata*Schluter | | + | | | | | |
| *Alveolites formicata var. crassa* Le Maître | + | + | | | | | |
| *Alveolites suborbicularis* LMK | | + | | | | | |
| *Coenites escharoides* Steininger | | | + | | | | |
| *Heliolites porosus* Goldf. | | + | + | | | | |
| *H. intermedius* Le Maître | | | | + | | | |
| *H. intermedius var. rebianus* Le Maître | | | | | | | |
| *H. margaritatus* Le Maître | | | | | | | |
| *Actinostroma verrucosum* Goldf. | | | | | | | + |
| *Actinostroma clatratum* Nichols. | | | + | | | | |
| *Scutellum (Metascutellum) vustulatum* (Barrande) | | + | | | | | |
| *Scutellum umbellifer* (Beyrich) | | + | | | | | |
| *Pentamerus multiplicatus* Roemer | | + | | | | | |
| *Phacops fecundus var. major* | | | + | + | + | | |
| *Spirifer aculeatus* Schuchert | | | + | + | + | | |
| *Paraspirifer cultrijugatus* | | | + | + | + | | |
| *Brachyspirifer carinatus* | | | + | + | + | | |
| *Chaetetes rotundus* Lecompte | | | | + | | | |

gisement A : 275,5 ; 230,35 (Sud gare)
gisement B : 274,8 (275,2) ; 231,7 (Bouchhada)
gisement C : 277 ; 230,5 (cote 255, Sakhrat Tolba)
gisement D : 276,1 ; 230,9 (231,4) (Nord gare)
gisement E : 276,7 ; 230,5 (cote 270, Sud-Est gare)
gisement F : 225,6 ; 273,8 (ouest route principale, Km 127)
gisement G : 279,2 ; 231,1 (Kt. ed Dib)

Tableau 2 : Faunes des calcaires dévonien moyen de l'ensemble de Mechra ben Abbou (d'après D. Le Maître, 1938 et 1947, *in.* Michard *et al.*, 1982).



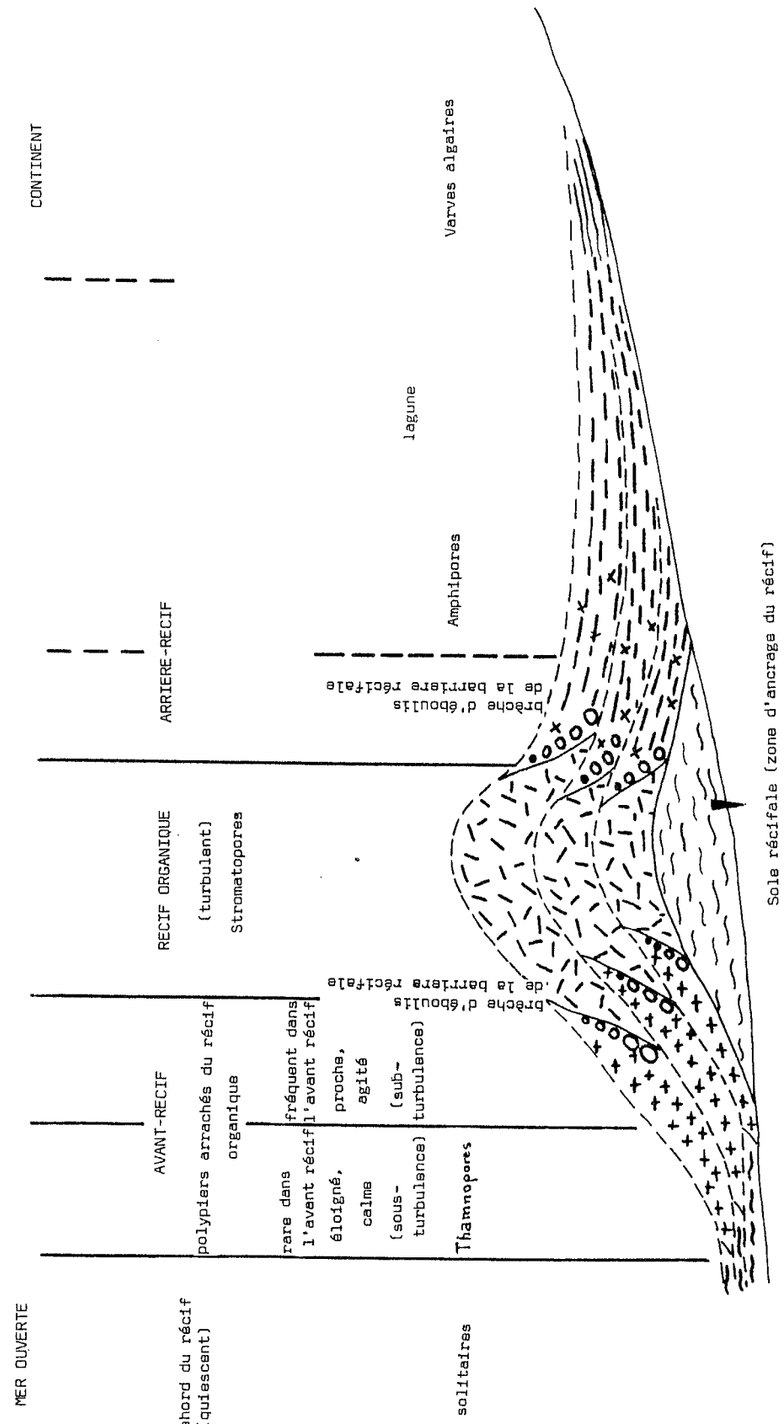



Fig. 24 : Schéma de principe du dispositif récifal dévonien moyen à Mechra ben Abbou.

*1 - Schéma théorique* : la figure 24 représente un schéma théorique montrant les différentes parties d'un édifice récifal : le *récif organique*, ou *barrière récifale*, qui se développe sur une *sole récifale* (zone d'ancrage du récif) correspond à une masse de rochers à fleur d'eau constituée de coraux constructeurs développés dans des eaux chaudes et claires en présence d'un degré d'agitation, de salinité et de turbidité. Ce récif qui, dans notre exemple, est situé au large, abrite un plan d'eau (*lagon*) en communication avec la haute mer par d'étroites passes ; il s'agit d'un milieu calme et confiné qui reçoit du matériel d'érosion à proximité de la barrière récifale (*brèches d'éboulis d'arrière-récif*). Du côté externe, *l'avant-récif, ou pente récifale*, dépassant 45° de pente, reçoit des éboulis de blocs coralliens anguleux détachés de la barrière récifale (brèche d'éboulis du récif organique).

*2 - Etude de l'exemple de Sidi Bou Talaa et comparaison avec le schéma théorique* :

La vue panoramique de l'Est vers l'Ouest du jbel de Sidi Bou Talaa (*fig.* 25) ainsi que la coupe qui lui est perpendiculaire (*fig.* 26) montre que l'édifice récifal constituant ce jbel comporte deux formations calcaires (*fig.* 27).

*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.

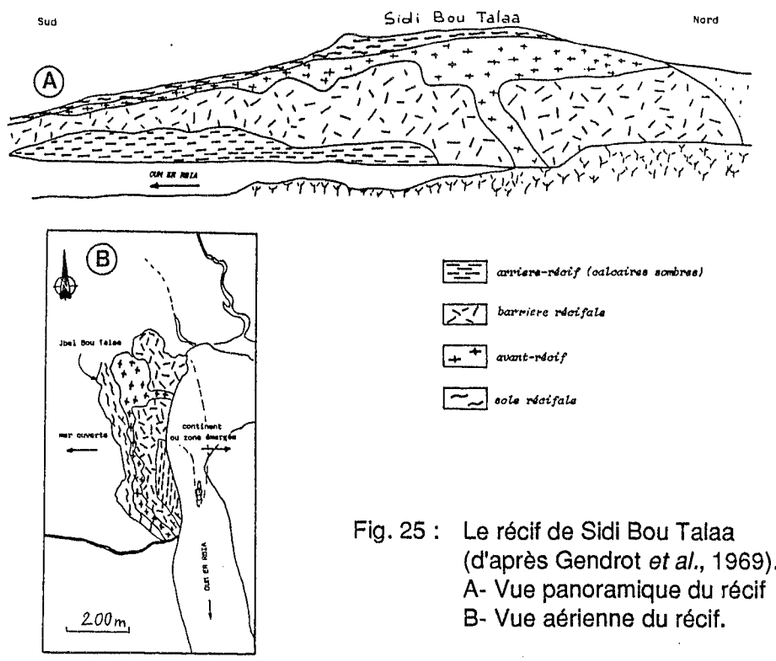
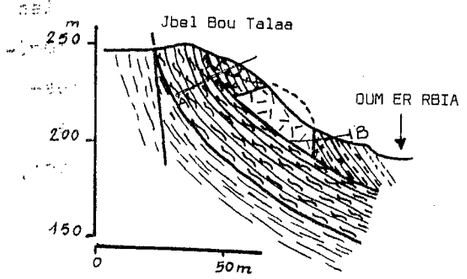



Fig. 25 : Le récif de Sidi Bou Talaa (d'après Gendrot *et al.*, 1969).
A- Vue panoramique du récif
B- Vue aérienne du récif.






(Légende : voir fig. 25)

Fig. 26 : Coupe à travers les formations calcaires du Jbel Sidi Bou Talaa.

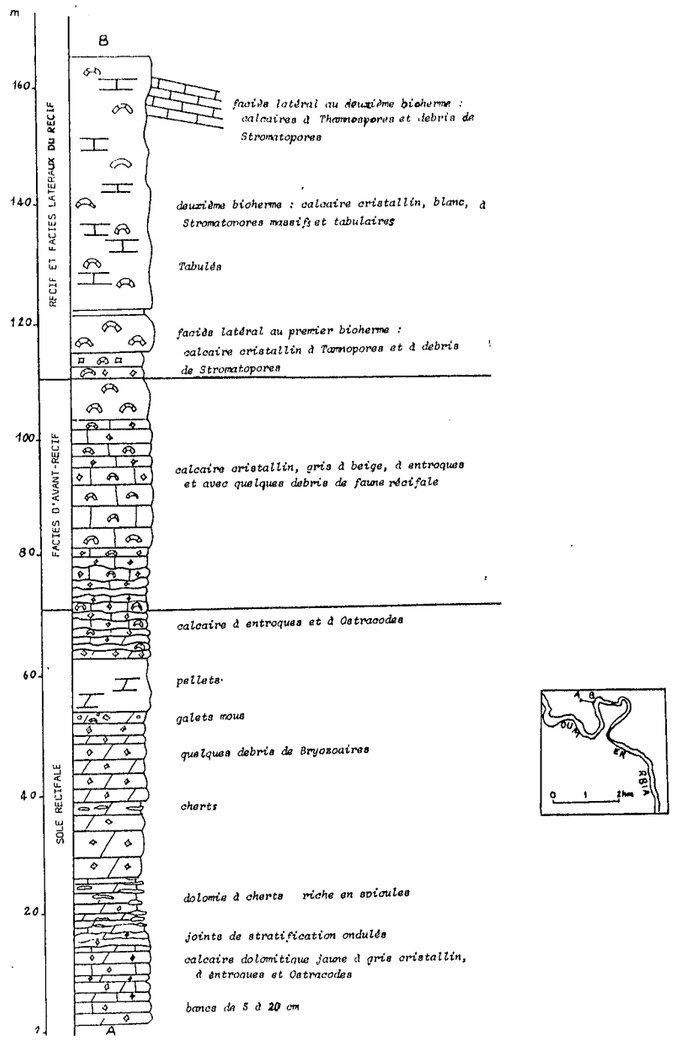



Fig. 27 : Coupe à travers le massif de Sidi Bou Talaa (d'après Gendrot *et al.*, 1969).

*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 *et al.*, cet alignement semble 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-récif* : 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. Quand on s'éloigne du récif, les Amphipores (*fig.* 28) se développent, alors que la taille des débris récifaux diminue ; il s'établit ainsi une alternance de bancs à Amphipores et de bancs à débris de constructeurs et Amphipores.

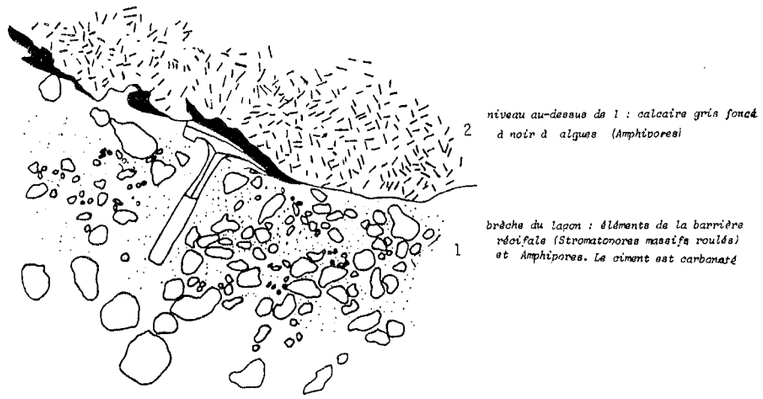



Fig. 28 : Faciès lagon de Sidi Bou Talaa : alternance de niveau à Amphipores et à brèche dans un milieu réducteur calme (Coupe verticale).

*3 - Conclusion*

L'édifice récifal de Sidi Bou Talaa correspond donc à un schéma classique des récifs actuels connus en Australie et à l'île Maurice. D'après cette étude, la mer ouverte serait à l'Ouest et le continent à l'Est. Mais la reconstitution paléogéographique dans l'ensemble de la Méséta occidentale montre que, durant l'intervalle fin Givetien - début Frasnien, la mer ouverte était vers l'Est. Cette interprétation reste valable si on sait que les terrains paléozoïques de Mechra ben Abbou étaient soumis en partie à une déformation synsédimentaire puis



à une tectonique hercynienne pouvant provoquer un déplacement et une rotation du récif de Sidi Bou Talaa et de son substratum.

## *E - LE DEVONIEN MOYEN : CONCLUSION ET CORRELATION AVEC OULAD ABBOU ET OUED CHERRAT*

Vers la fin du Dévonien inférieur (Emsien supérieur), les dépôts détritiques qui ont caractérisé la région de Mechra ben Abbou pendant toute la période Paléozoïque inférieur cessent d'approvisionner le bassin. Durant l'intervalle Emsien supérieur - Givetien, une tendance positive du fond marin (ou une baisse enstatique des mers) permet l'installation, sous un climat chaud, d'une plate-forme carbonatée qui couvre la totalité du secteur de Mechra ben Abbou. Pendant cette période, l'édification des récifs qui a débuté dès l'Emsien à Oulad Abbou continue à évoluer dans toute la région des Doukkala en édifiant tout un complexe récifal (Fig. 29) où Rabaté (1976) a mis en évidence un bassin marginal à dépôts terrigènes, un récif barrière, un récif interne et un récif frangeant. Ce complexe paraît isolé de la plate-forme carbonatée de Mechra ben Abbou par une terre émergée : le môle d'Imfout qui alimente le bassin marginal en matériel terrigène. L'existence de cette terre émergée pourrait indiquer que la plate-forme carbonatée de Mechra ben Abbou était bordée à l'Ouest par un récif actuellement érodé (fig. 30-A).

A la fin du Givétien - début Frasnien, la tendance positive des fonds marins continue et la terre émergée d'Imfout paraît gagner vers l'Est, ainsi les récifs s'édifient cette fois-ci, à Mechra ben Abbou, sur les calcaires péri-récifaux (calcaires de plate-forme externe) de l'Eifelien - Givetien. Le calcaire de plate-forme externe de cette époque correspondrait aux calcaires péri-récifaux de Foum el Mejez (fig. 30-B).

Ce même phénomène de migration des édifices récifaux vers l'Est se manifeste également dans la région de l'Oued Cherrat (Gendrot *et al.*, 1969) : le premier édifice d'âge Emsien supérieur - Eifelien (Couvinien) est localisé à l'Ouest du second qui est d'âge Givetien à Frasnien inférieur.

Cette migration des récifs vers l'Est, marquée aussi bien à Mechra ben Abbou qu'à l'Oued Cherrat, indique en même temps l'augmentation de la surface des terres émergées du môle d'Imfout, donc le retrait de la mer vers l'Est, et annonce l'émersion générale des Rehamna septentrionaux pendant le Frasnien supérieur et probablement le début du Famennien inférieur.

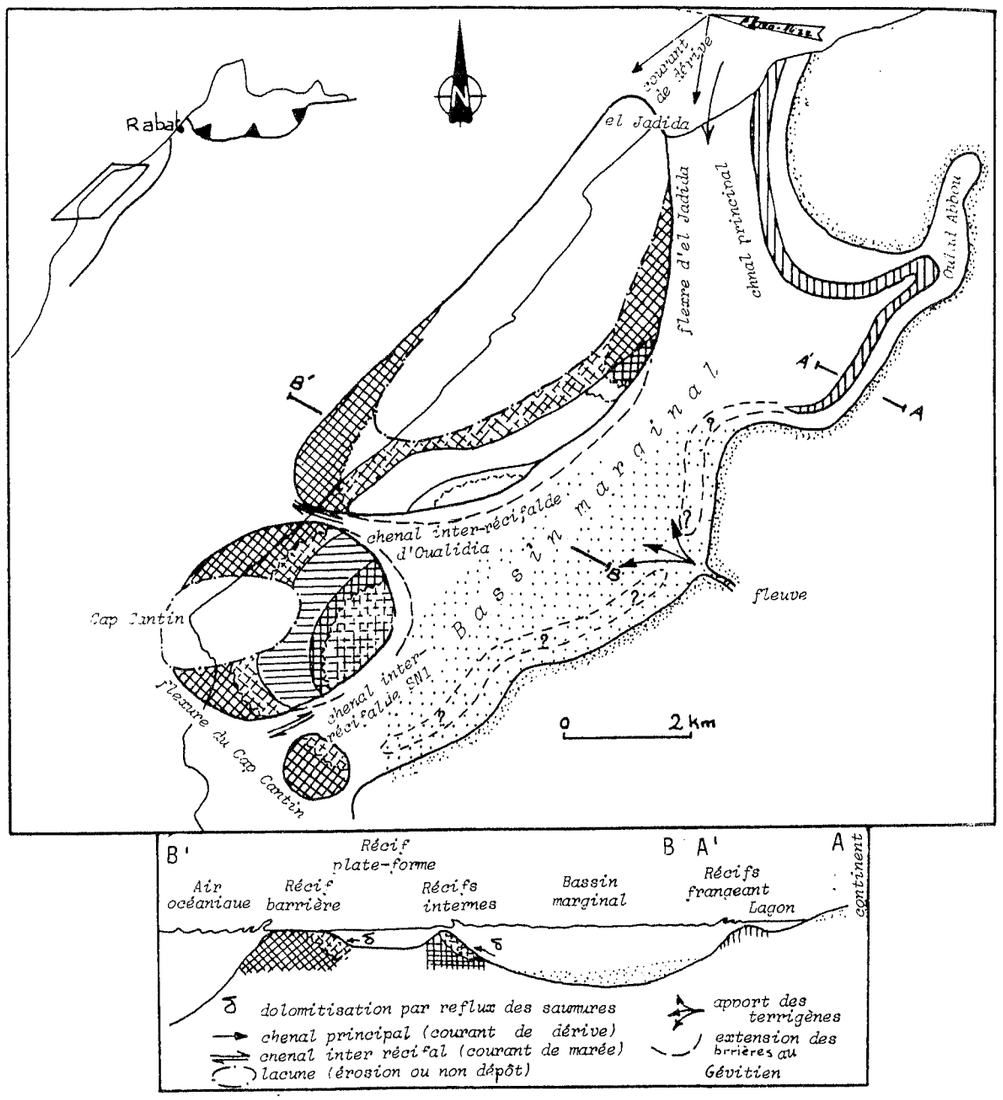
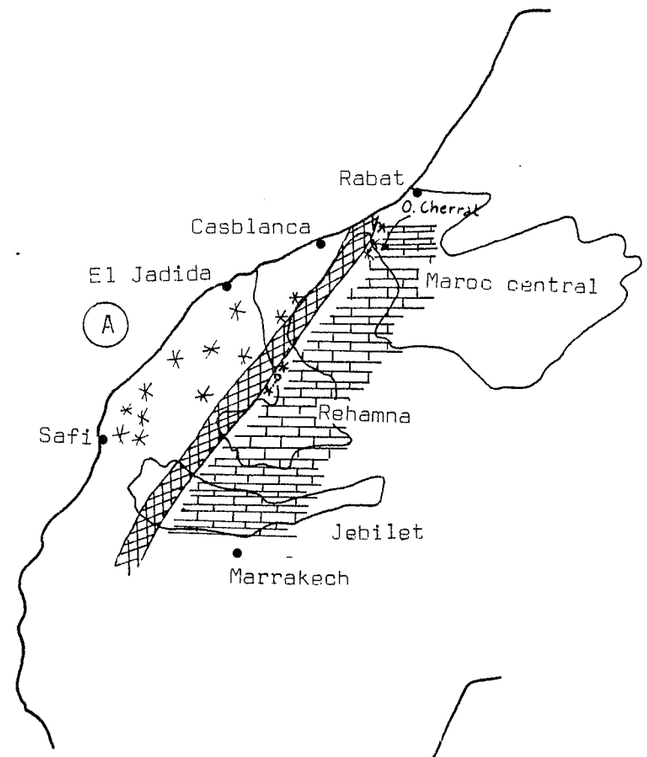
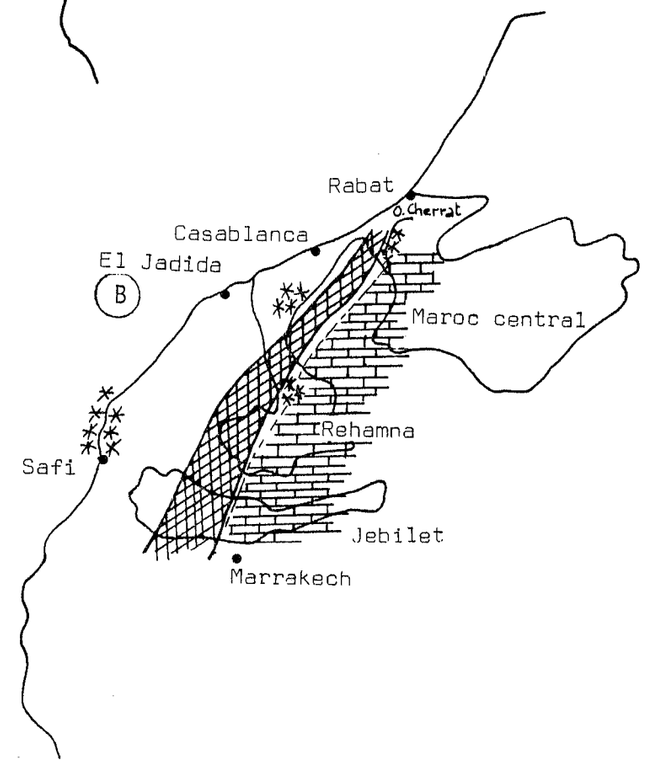



Fig. 29 : Reconstitution paléogéographique du Dévonien récifal des Doukkala (Eifélien) (d'après Rabaté, 1976).






terre émergée

plate-forme carbonatée

barrière récifale

Fig. 30 : A - Reconstitution paléogéographique de la Méséta occidentale pendant l'Emsien supérieur-Eifélien à Givétien.
B - Reconstitution paléogéographique de la Méséta occidentale pendant la fin du Givétien-début Frasnien.

# VI - LE DEVONIEN SUPERIEUR

## *A - TRAVAUX ANTERIEURS*

Dans les Rehamna septentrionaux, les dépôts carbonatés du Dévonien moyen sont surmontés de matériel à nouveau détritique représenté par deux formations : l'une *argilo-gréseuse* et l'autre *gréseuse*, datées respectivement du Famennien et du Famennien terminal ou Strunien. Une lacune paraît correspondre à l'époque du Frasnien supérieur - début du Famennien qui n'est individualisée nulle part dans les Rehamna.

La découverte du Famennien dans les Rehamna septentrionaux est due à Delépine et Yovanovitch (1938) qui ont découvert le premier gisement fossilifère dans les grès-quartzites de Nahilat. En 1951, Gigout a récolté d'autres fossiles dans ce même gisement et a proposé un âge *strunien*. Il a attribué le même âge à la formation argilo-gréseuse de Foum el Mejez. En 1967, Hollard intègre les deux formations (argilo-gréseuse et gréseuse) dans le Famennien supérieur en raison de l'absence de faune proprement dinantienne.

Le Dévonien supérieur affleure 1) dans l'ensemble de l'Oued Kibane où les formations argilo-gréseuse et gréseuse surmontent en discordance de transgression les calcaires du Dévonien moyen et 2) dans l'ensemble de Mechra ben Abbou où seule la formation gréseuse est présente, surmontant directement ces mêmes calcaires par l'intermédiaire d'une discordance de transgression. L'absence de la formation argilo-gréseuse dans l'ensemble de Mechra ben Abbou constitue une caractéristique importante de ce domaine (Fig. 31).

## *B - ENSEMBLE DE L'OUED KIBANE*

Dans cet ensemble le Dévonien supérieur est représenté par les deux formations : argilo-gréseuse et gréseuse. Celles-ci affleurent dans la bande orientale de l'ensemble de l'Oued Kibane (Fig. 31-2 et 3 et Pl. 2).

### *1 - La formation argilo-gréseuse*

Les terrains étant découpés par des failles nord-sud, il est difficile de voir la base de la formation argilo-gréseuse. A Foum el Mejez cependant, le Dévonien supérieur qui affleure à l'Ouest de la barre calcaire du Dévonien moyen,



surmonte directement les calcaires jaune lités. Ce Dévonien supérieur est représenté par des siltstones jaunes altérés dans lesquels s'intercalent des niveaux gréseux fins. La patine jaune qui caractérise à la fois le sommet de la barre calcaire du Dévonien moyen et la formation argilo-gréseuse rend difficile ici l'observation de la limite entre les deux formations. Pour Jenny (1974), cette limite correspond à un contact de transgression qui est discordant.

L'essentiel de la formation affleure dans une bande subméridienne encadrée par deux failles décrochantes dextres N155° à 170° et découpée par des failles transversales N50° à N90°. Une coupe qui a été dressée sur la colline de Dalaa (rive droite de l'Oued Kibane), à l'Est de la barre calcaire de Foum el Mejez (fig. 32) montre une alternance de grès et d'argilites dans laquelle s'intercalent vers le sommet de la formation trois barres quartzitiques dont l'une couronne la colline de Dalaa

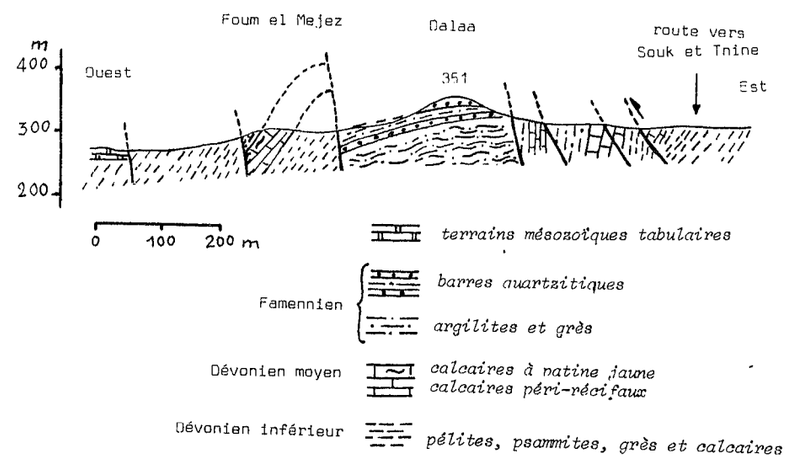



Fig. 32 : Coupe dans le Dévonien de Foum el Mejez (rive droite de l'oued Kibane).

A la base de la formation, les bancs gréseux sont peu épais, centimétriques, rarement décimétriques, à matériel fin sans granoclassement visible, les bancs argileux à patine jaune sont également centimétriques à décimétriques (fig. 33). Au-dessus, avant d'arriver aux barres quartzitiques (Talus de Dalaa), les bancs gréseux bruns sont plus épais (40 cm) et à matériel grossier ; ils montrent des stratifications entrecroisées, des traces d'activité organique et localement des concentrations de Brachiopodes. Les trois barres quartzitiques sommitales sont d'épaisseur décamétrique, et à patine gris clair à rose ; les structures sédimentaires essentiellement les lamines parallèles, parfois des ripples-marks, y sont fréquentes. La faune y est très rare, parfois quelques moulages de Brachiopodes sont observables.

L'épaisseur totale de la formation peut être estimée à 300 m.

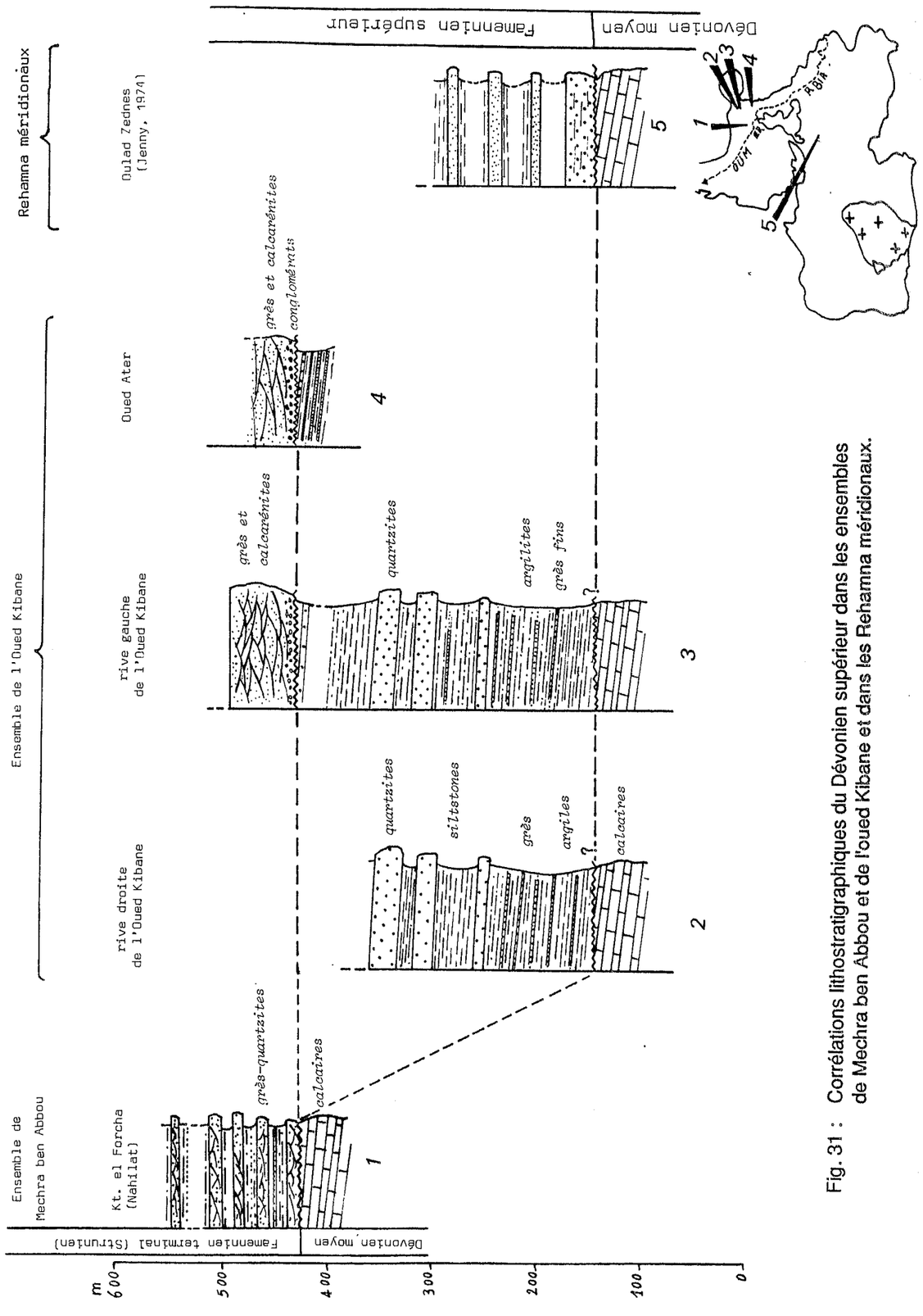



Fig. 31 : Corrélations lithostratigraphiques du Dévonien supérieur dans les ensembles de Mechra ben Abbou et de l'oued Kibane et dans les Rehamna méridionaux.



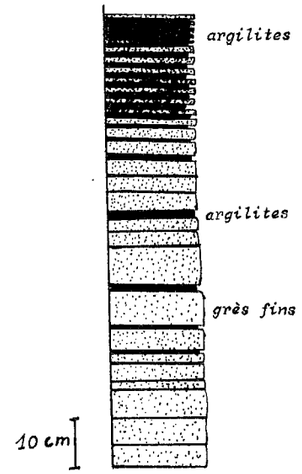



Fig. 33 : Les argilites et grès du Famennien de Dalaa (ensemble de l'oued Kibane). Type de séquence granodécroissante : alternance de grès fins et d'argilites.

- *Conditions de dépôts*

La rythmicité des dépôts argilo-gréseux a conduit Gigout à utiliser le terme flysch, mais ce terme, actuellement bien défini, est utilisable pour indiquer des dépôts qui regroupent des termes particuliers [séquence de Bouma : niveau grano-classé (a), lamines inférieures (b), ripples (c), lamines supérieures (d) et pélites (e)]. Or ces critères ne caractérisent pas les dépôts de la formation argilo-gréseuse : le granoclassement ainsi que les figures de courant sont très rares dans les bancs gréseux. Pour Michard *et al.* (1982), la fréquence des figures de stratifications entrecroisées indique plutôt un dépôt deltaïque de profondeur variable, mais sans doute faible. En effet, les argilites alternées avec les niveaux gréseux peu épais et à matériel fin qui constituent la base de la formation peuvent être considérés comme des dépôts d'une zone transitionnelle entre *prodelta* et *front delta*. Par contre, les dépôts sommitaux où se développent des bancs gréseux plus épais avec un matériel grossier ainsi que des barres quartzitiques peuvent correspondre à des dépôts de *front-delta à front-delta proximal*. On remarque donc que cette formation argilo-gréseuse correspond à une mégaséquence négative impliquant une progradation de l'appareil deltaïque.

- *Age* : à mi-pente de la colline de Dalaa, dans un petit ravin, un niveau gréseux a livré à Gigout (1951) un gisement fossilifère (gisement 1330 : x = 283,65 y = 235,40) lui permettant de ranger la formation argilo-gréseuse dans le *Strunien*.

*Productus scabriculus* (Martin)
*Cyrtospirifer vermenili* (Murch.)

*Cyrtospirifer julii* (Dehee) var.
*Athyris concentrica* (V. Buch.)
*Athyris royssi* (Leveillé)
*Rynchonella* cf. *pugnus* (Martin)
*Rynchonella* cf. *crumena* (Martin)
Auloporidé.

D'autres récoltes et la révision de la collection de Gigout effectuée par Baecker *et al.* (1965), ainsi que par Hollard (1967) et par Jenny (1974) ont permis à ces auteurs de proposer un âge *famennien inférieur* probable pour la base de la formation (présence de *Buchiola* sp.) et *famennien supérieur* pour le sommet. Ces nouvelles récoltes sont :

*Productulla subaculeata*
*Productus productoïdes*
*Productus prealongus*
*Rynchonella Lletiensis*

*2 - La formation gréseuse*

Dans l'ensemble de l'Oued Kibane, la formation gréseuse surmonte la formation argilo-gréseuse par l'intermédiaire d'une discordance angulaire qui n'a jamais été décrite jusqu'ici.

*2.1 - La discordance angulaire entre les deux formations*

Cette discordance a été mise en évidence dans deux localités : dans l'Oued Ater (région d'Oulad el Abid) (Pl. 1) et à Foum el Mejez (Pl. 2).

Dans l'Oued Ater, le talus d'un ravin taillé par ce même oued, au Sud-Ouest du douar Oulad el Abid (Fig. 35), laisse voir des alternances argilo-gréseuses et quartzitiques (formation argilo-gréseuse) de direction N160°, 65° WSW sur lesquelles reposent obliquement des chenaux d'abord conglomératiques et gréseux, puis gréseux, de direction N130°, 50° SW. Comme le montre le schéma (fig. 36), la discordance angulaire est aussi nettement évidente dans le paysage.

A Foum el Mejez, contrairement au premier exemple, la discordance angulaire n'est décelable que d'après les pendages de $S_0$ reportés sur la carte de détail (Pl. 2). Une coupe passant par les points cotés 335 et 317 montre (fig. 37) que, dans la verticale du point (x = 254,5 ; y = 234,2), les couches de la formation argilo-gréseuse sont plus pentées vers l'Ouest (40°) que les terrains de la formation gréseuse à pendage moyen (30-25°) également vers l'Ouest.



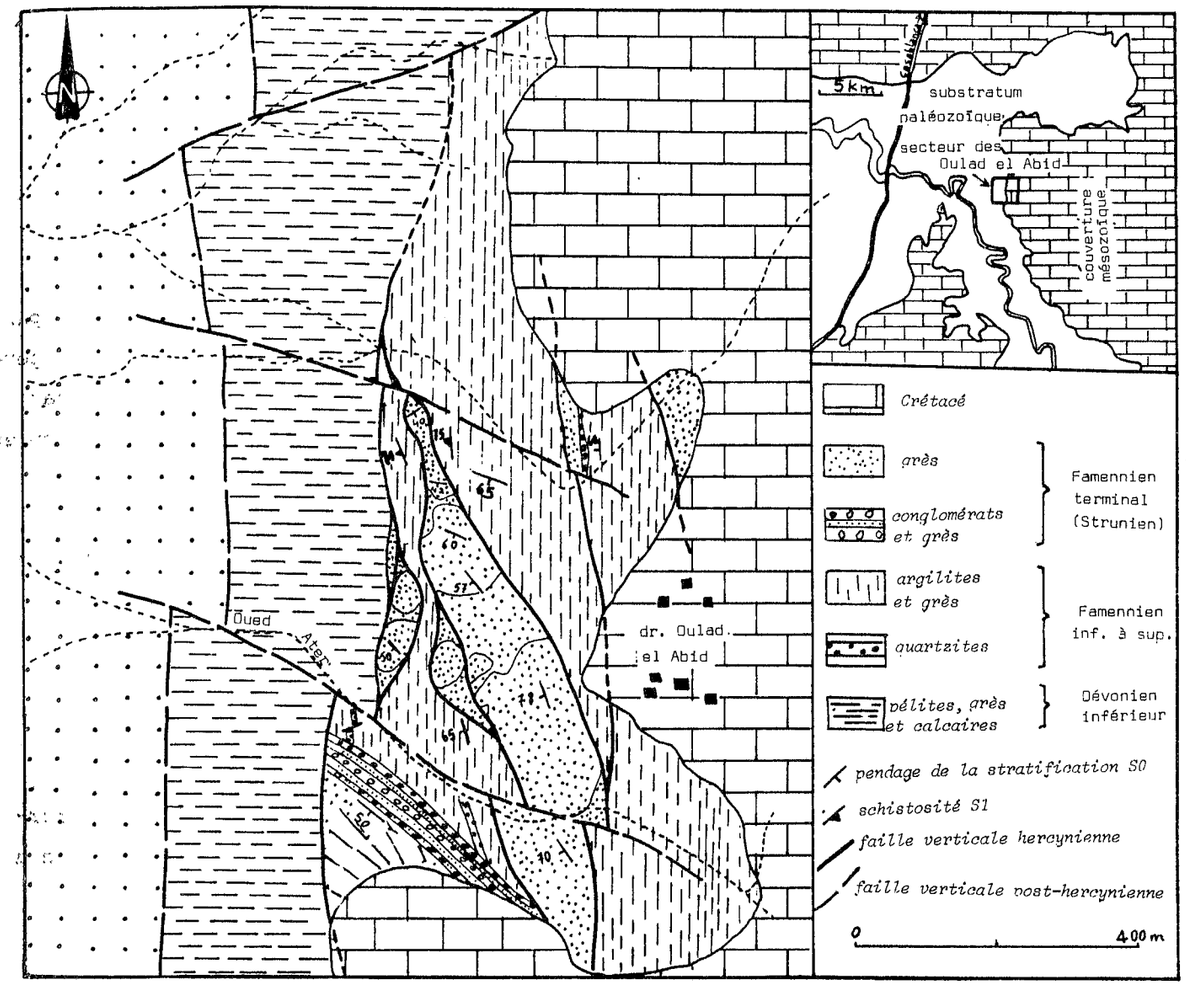



Fig. 35 : Carte géologique du secteur d'Oulad el Abid montrant la discordance angulaire du Famennien terminal (Strunien) sur le Famennien inférieur à supérieur.

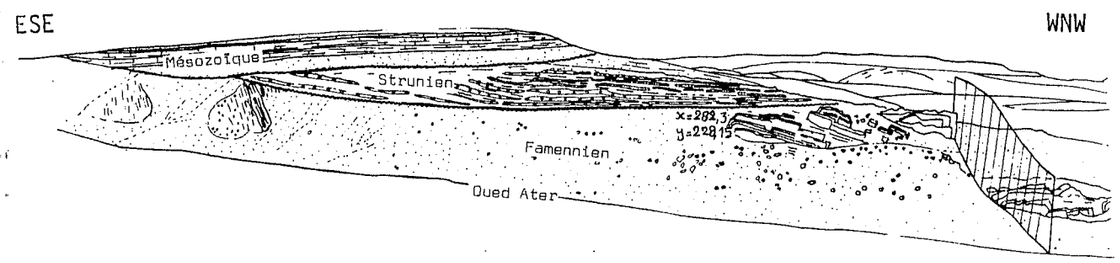



Fig. 36 : Schéma panoramique vu du Nord-Est montrant la discordance angulaire intra-Dévonien supérieur de la formation gréseuse sur la formation argilo-gréseuse sur la rive gauche de l'oued Ater (ensemble de l'oued Kibane).

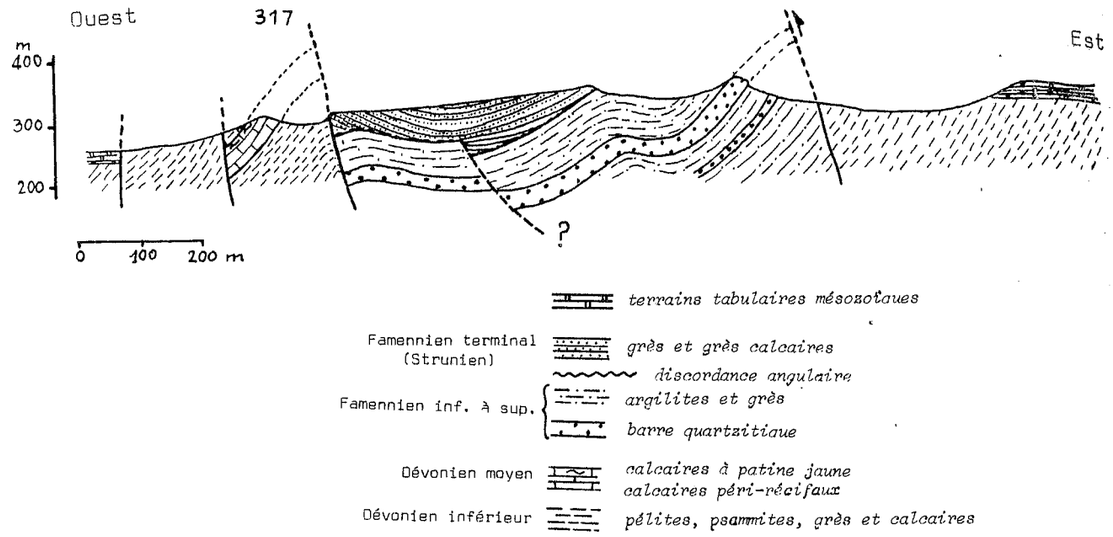



Fig. 37 : Coupe de la rive gauche de l'oued Kibane montrant la discordance angulaire entre la formation argilo-gréseuse et la formation gréseuse : failles d'origine synsédimentaire réactivées lors du serrage hercynien. Le rejet normal de certaines de ces failles n'est pas compensé lors du serrage hercynien.

*2.2 - Description des faciès*

*a - Conglomérat de base* : ils ont été mis en évidence uniquement dans l'Oued Ater où ils surmontent en discordance angulaire la formation sous-jacente (*fig.* 31 et 36) ; l'affleurement (x = 282,3 ; y = 228,15) montre une barre décamétrique, quartzitique à sa base et gréso-pélitique à son sommet, surmontée en discordance angulaire par un chenal à matériel conglomératique et bréchique (fig. 38) formé d'éléments quartzitiques gris brun et mauve issus sans doute de la barre quartzitique sous-jacente ; le ciment est gréseux. Au-dessus de ce chenal se dépose un niveau gréseux grossier et granoclassé, puis de nouveau un chenal conglomératique. L'alternance conglomérat-grès se poursuit sur à peu près 20 m d'épaisseur.

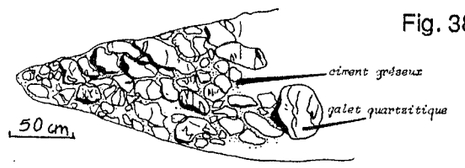



Fig. 38 : Chenal conglomératique à la base de la formation gréseuse du Famennien terminal (Strunien). Les galets quartzitiques sont anguleux à subanguleux.



*b - Grès et calcarénites* : dans la coupe du ravin de l'Oued Ater (fig. 39) le passage des conglomérats de base aux grès est progressif ; le matériel devient de plus en plus fin vers le haut. A cet endroit, la suite de la série est masquée par la couverture crétacée ; elle n'apparaît qu'à l'Ouest du douar Oulad el Abid (Pl. 1), au Nord de Jenaïne (500 m au Nord), à ed Darbala (Pl. 2) et surtout à Foum el Mejez (Pl. 2) où la formation gréseuse est largement affleurante. Dans tous ces affleurements, la formation gréseuse est représentée par un faciès monotone formé, sur 50 m, de grès molassiques. Il s'agit d'une alternance de grès roux à stratifications obliques érodés en creux et de grès calcaires (calcarénite) brun plus indurés et en relief, présentant également des stratifications obliques.

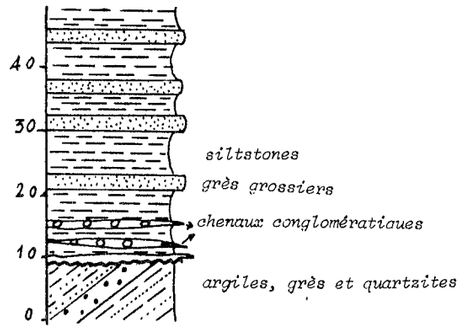



Fig. 39 : Coupe à travers les formations dévonien supérieur du talus de l'oued Ater, au Sud du douar Oulad el Abid.

*2.3 - Conditions de dépôt*

L'analyse des stratifications entrecroisées, bien marquées dans les niveaux gréseux (*fig.* 40), fait penser à un dépôt de plate-forme à énergie du milieu assez élevée permettant le développement de petites rides (ripples) décimétriques. Ces rides, pratiquement unidirectionnelles, montrent un courant principal du Nord vers le Sud (apports détritiques du Nord vers le Sud). Par

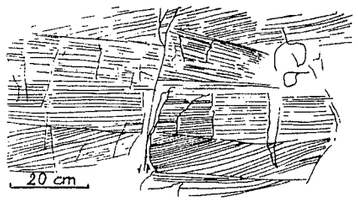



Fig. 40 : Stratifications entrecroisées dans la formation gréseuse du Famennien terminal à Foum el Mejez.

endroits, à ce courant principal se superposent des courants de marée engendrant des structures sédimentaires en rides bimodales (herring bones).

*2.4 - Age*

Gigout (1951) signale deux gisements fossilifères dans cette formation lui permettant de conclure à un âge *strunien* :

*Phacops* cf. *bergiens* (Drevermann)
*Schizophoria* sp.
*Spirifer julii* (Dehée)

Michard (1982) signale un Cyrtosperiferidé lui permettant d'avancer un âge *dévonien terminal* à tournaisien.

En l'absence de fossiles caractéristiques du Tournaisien, nous garderons l'âge *famennien supérieur élevé* ou *strunien*, bien que pour cette raison Hollard (1967) ne propose qu'un âge famennien supérieur et non strunien.

## *C - ENSEMBLE DE MECHRA BEN ABBOU*

Dans cet ensemble, le Dévonien supérieur 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 transgresser soit les pélites du Dévonien inférieur, soit les calcaires du Dévonien moyen (fig. 31-1 et 41).

*1 - Contact de transgression*

Au Nord-Ouest de Chougga, deux affleurements permettent de voir ce contact de transgression :

- le premier, à l'Est de Koudiat Gara (fig. 41-3), *où les grès struniens viennent surmonter les pélites du Dévonien inférieur* avec, au contact, un niveau de ravinement à texture graveleuse ; à la base des grès sont observés des grains de quartz de 0,5 cm de diamètre (niveau microconglomératique).

- le second, qui est observé non seulement à Koudiat Gara (fig. 41-2 et 42) mais aussi à Koudiat el Forcha (Nahilat) (fig. 41-1), met, en discordance angulaire (Jenny, 1974), *les grès-quartzites du Dévonien supérieur sur les calcaires du Dévonien moyen*. Dans les calcaires, au contact, on observe la présence de



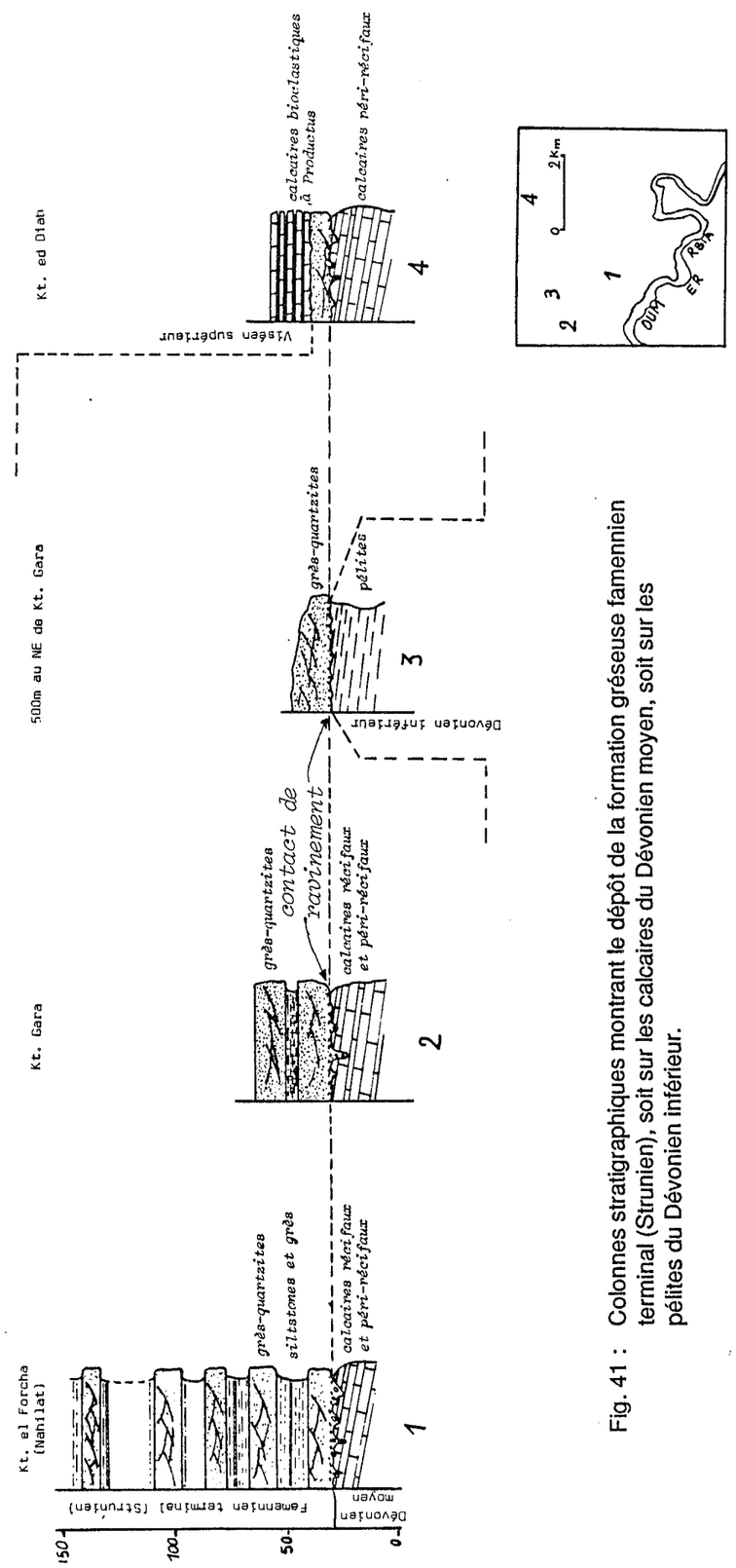



Fig. 41 : Colonnes stratigraphiques montrant le dépôt de la formation gréseuse famennien terminal (Strunien), soit sur les calcaires du Dévonien moyen, soit sur les pélites du Dévonien inférieur.

cavités décimétriques remplies de grès et galets qui peuvent indiquer que la transgression s'est faite sur un fond ayant sans doute émergé.

Malgré ce caractère transgressif indéniable, le contact à Koudiat el Forcha a été interprété par Gigout (1955) puis par Baecker *et al.* (1965) comme étant un contact de tectonique tangentiel.

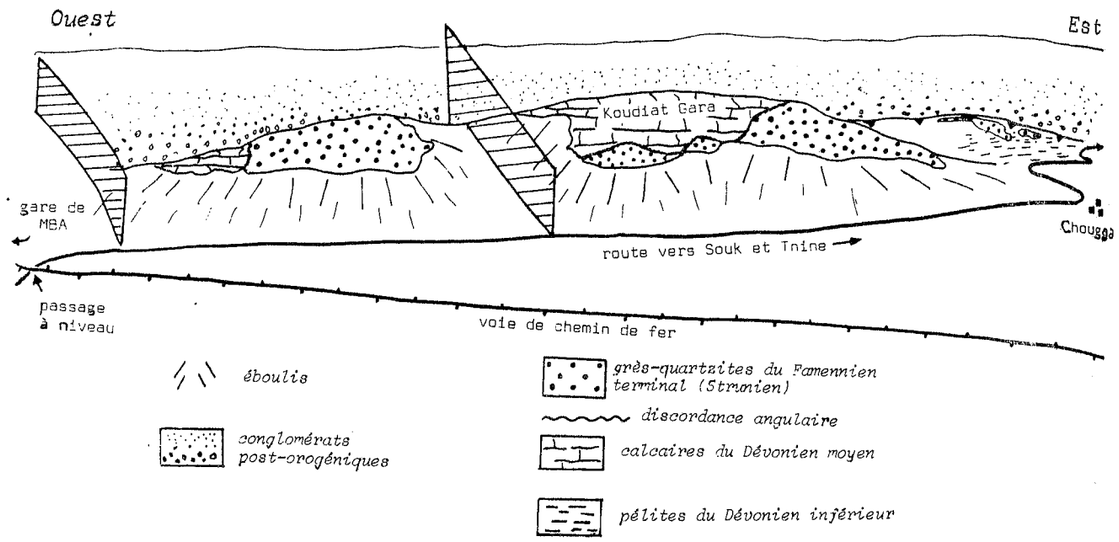



Fig. 42 : Vue panoramique de Koudiat Gara prise du Sud montrant la formation strunienne directement transgressive sur les calcaires du Dévonien moyen et les pélites du Dévonien inférieur.

*2 - Description de faciès*

La coupe d'el Forcha (fig. 31-1 et 41-1) montre que les terrains du Dévonien supérieur sont constitués essentiellement par des grès-quartzites brun à ciment carbonaté, grossiers, rarement conglomératiques, en bancs décimétriques à stratifications entrecroisées pratiquement du même type que celles de la formation gréseuse de l'Oued Kibane. Il s'y intercale des niveaux argilo-silteux métriques et parfois des niveaux de grès blancs. L'épaisseur, pour ce qu'il en reste, est de 130 m.

*3 - Age*

La colline 302 (Koudiat el Forcha) a livré un gisement fossilifère à Délepine et Yovanovitch (1938) leur permettant de dater les grès quartzites du *Famennien*.



*Spirifer vermeuili* (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 caperata* (Sow.)
*Productus scabriculus* (Martin)
*Rhynchonella letemsis* (Gosselet)
*Rhynchonella pugnus* (Martin)
*Rhynchonella pleuredon* (Philips)
*Aulopora* sp.

## *D - LE DEVONIEN SUPERIEUR DANS LES AUTRES REGIONS DE LA MESETA OCCIDENTALE*

*1 - Les Rehamna méridionaux*

Dans une coupe levée par Jenny (1974) à Oulad Zednes (fig. 31-5), des grès et quartzites surmontés de calcarénites gréso-quartzitiques métamorphiques (120 m d'épaisseur) sont mis en corrélation avec les deux formations argilo-gréseuse et gréseuse du Dévonien supérieur des Rehamna septentrionaux (Foum el Mejez). Cette coupe a l'intérêt de montrer que ces faciès surmontent là encore en discordance angulaire des calcaires sub-récifaux (ou péri-récifaux) à niveaux détritiques et à chailles mis en parallèle avec les calcaires d'âge dévonien moyen de Mechra ben Abbou.

*2 - La Méséta nord-occidentale*

Dans la Méséta Nord occidentale, Piqué (1979) signale que le *Famennien transgressif sur les terrains d'âge paléozoïque inférieur et moyen*, présente des faciès détritiques dont la disposition trace les bordures du bassin dans lequel ils se sont déposés. Une séquence-type se retrouve identique sur chacune des marges de ce bassin ; elle est essentiellement constituée par un faciès détritique grossier (les grauwackes fini dévoniennes). Latéralement vers le centre du bassin, le matériel devient plus fin, représenté par des grauwackes fines et

un flysch distal. Ces terrains du Famennien supérieur surmontés de terrains tournaisiens, forment une bande continue qui entoure un bassin dans trois de ses quatre côtés : le bassin de Sidi Bettache défini par Piqué (1979).

*3 - La Méséta occidentale*

En Méséta occidentale, le Famennien supérieur - Strunien affleure dans trois régions (fig. 43-A).

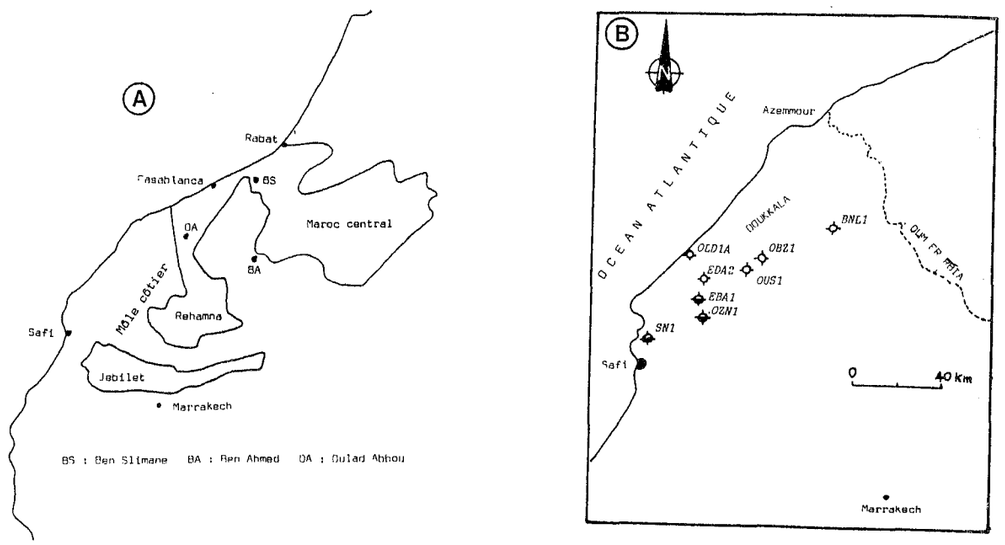



Fig. 43 : A - Localisation des régions d'affleurement du Dévonien supérieur.
B - Localisation des forages effectués par PREUSSAG et BRPM entre 1964 et 1967.

*a* - A *Oulad Abbou*, le Dévonien supérieur, transgressif sur le Dévonien inférieur, affleure au coeur du synclinal d'Oulad Abbou. Il est représenté par des sédiments pélagiques : des argilo-pélites gris-clair à rose violacé. Gigout (1951) y signale des Ptéropodes et *Burchiola angulifera* Boemer d'âge dévonien supérieur.

*b* - Dans la région de *Ben Ahmed* (à 14 km au Nord-Est de la ville), Termier (1936) et Piqué (1979) indiquent la présence du Famennien représenté par des



siltstones gris foncé à intercalations de lits gréseux et calcaires griottes. A 10 km au NNW de la ville de Ben Ahmed, ces mêmes auteurs indiquent la présence du Strunien constitué de grès, pélites et calcarénites à stratifications entrecroisées.

*c* - Dans la région de *Ben Slimane* (Oued Hmira), des pélites gris foncé ont été rattachées par Destombes et Jeannette (1966) au Dévonien supérieur.

*d* - Dans les sondages effectués par PREUSSAG en collaboration avec le BRPM entre 1964 et 1967 (fig.43-B) dans le bassin des doukkala (rapport inédit), le Dévonien supérieur est représenté de bas en haut par :

. 600 à 700 m d'argiles silteuses ou très silteuses, parfois légèrement carbonatées avec des passées de siltstones ou grès très fins, rencontrés dans les sondage OLD1 et EBA-1 ;

. 260 m de grès fins quartzitiques à intercalations argileuses du Famennien et 340 m d'alternance de grès-quartzites et d'argilites avec quelques lits de calcaires fossilifères du Strunien rencontrés dans le sondage SN1.

*4 - La Méséta méridionale (région de Marrakech)*

*a* - A *Tamesloht*, situé à 14 km au SSW de Marrakech, affleure une petite boutonnière paléozoïque où Jenny (1974) signale la présence de calcaire bleu crinoïdique avec niveaux gréseux fins, rubanés du Dévonien moyen surmonté en discordance angulaire par une série famennienne flyschoïde à la base (argilites gréso-carbonatées) et gréso-quartzitique au sommet. L'épaisseur totale de la série famennienne est estimée à 400 m.

*b* - A *jbel Ardouz*, le Famennien est connu depuis Roche (1930) qui y a signalé *Spirifer vermeuili*, *Atrypa* sp. et *Streptorhynchus devonicus* ; il est représenté par un faciès gréso-quartzitique dont la succession lithologique a été détaillée par Tahiri (1984). Pour cet auteur, les ravinements qui ont eu lieu lors de la sédimentation, les figures sédimentaires et les tests de Brachiopodes dans les niveaux lumachelliques témoignent d'une profondeur faible d'eau lors de la sédimentation.

## *E - LE DEVONIEN SUPERIEUR. DISCUSSION.*

### *1 - Reconstitution paléogéographique du bassin famennien à l'Est du môle côtier.*

#### *1.1 - Le bassin famennien dans les Rehamna septentrionaux.*

Les faciès argilo-gréseux famenniens, autrefois qualifiés de flysch par Gigout(1951), correspondent en fait à des dépôts deltaïques peu épais (300 m). Ils ne sont connus qu'à Foum el Mejez où ils surmontent directement et en *discordance de transgression* (Jenny, 1974) les calcaires péri-récifaux du Dévonien moyen.

Les grès et calcarénites du Famennien terminal (Strunien) qui les surmontent encore en *discordance*, à Foum el Mejez, se rencontrent également à Mechra ben Abbou ; mais là ils viennent, sans interposition de terrains famenniens, directement en *discordance de transgression* sur les calcaires péri-récifaux et récifaux du Dévonien moyen. L'idée d'une érosion des terrains argilo-gréseux famenniens, dans la région de Mechra ben Abbou, peut être envisagée mais sans preuve. La transgression, parfois, des grès-quartzites famennien terminal (Strunien) sur les pélites dévonien inférieur peut plaider en faveur de cette érosion ; mais une dislocation en bordure occidentale du bassin par glissements gravitaires des blocs et lentilles découpés dans le substratum est également à envisager. L'absence de tout indice de dépôt de ce Famennien permet à tout le moins de considérer la zone de Mechra ben Abbou, comme l'a d'ailleurs proposé Piqué (1979) et Michard *et al.* (1982), comme une ride émergée limitant, vers l'Ouest, le bassin de Foum el Mejez. La bordure orientale de ce bassin pourrait correspondre à la ride du haut Oued Kibane (fig. 44-A).

#### *1.2 - Rôle des failles subméridiennes dans l'ouverture du bassin.*

L'ouverture du bassin famennien de Foum el Mejez paraît être contrôlée par des failles subméridiennes. En effet, ce bassin est bordé à l'Est par un faisceau de failles subméridiennes qui se prolongent à l'affleurement depuis la cuesta crétacée, au Nord de Foum el Mejez, jusqu'à l'ensemble du barrage el Massira, au Sud. Les données stratigraphiques et sédimentologiques indiquent que ce faisceau de failles était actif pendant le Famennien et qu'il limitait une terre émergée à l'Ouest.



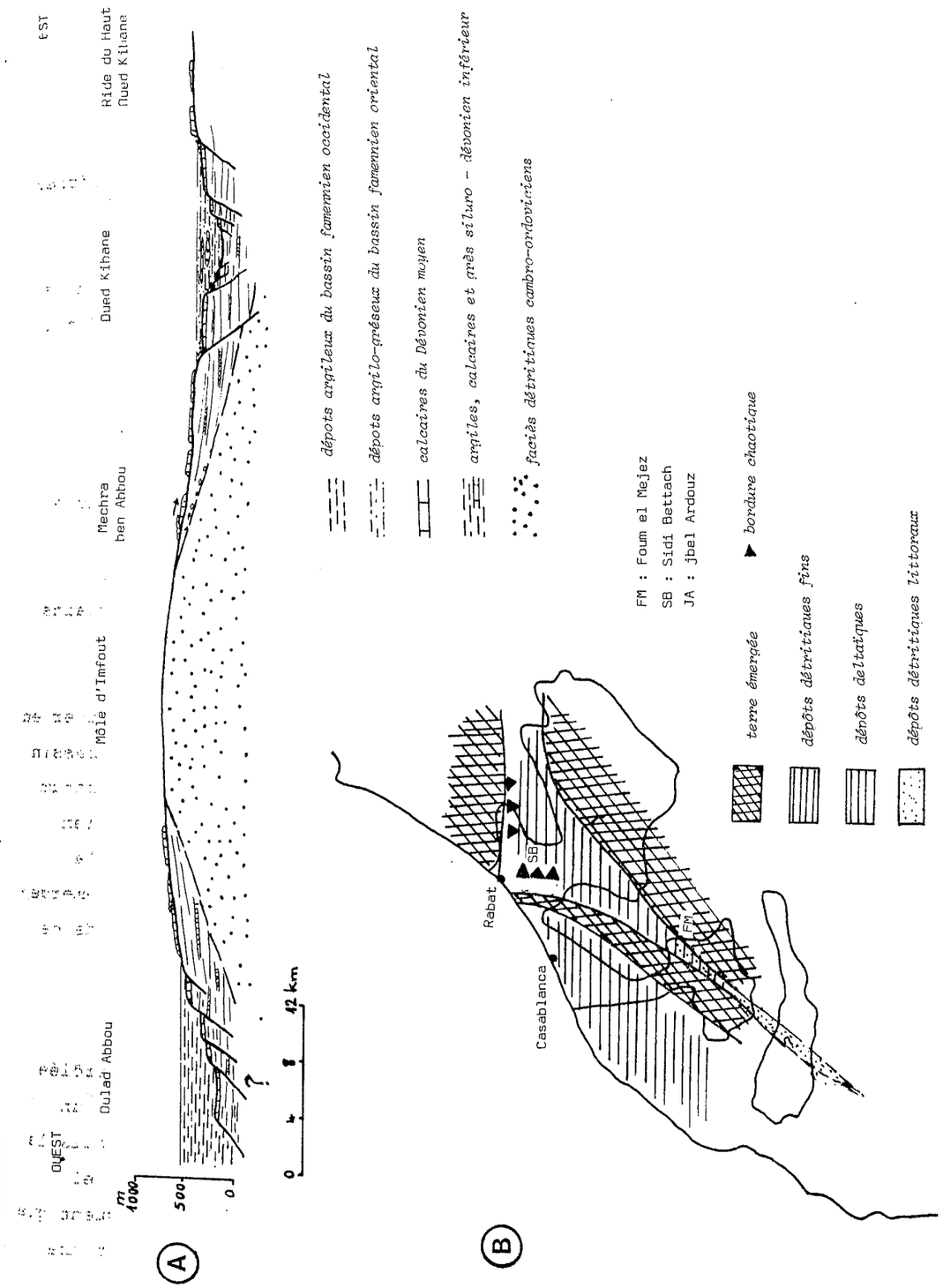



Fig. 44 : A - Coupe interprétative dans les Rehamna septentrionaux et les Doukkala pendant le Famennien inférieur à supérieur.
B - Schéma paléogéographique de la Méséta occidentale pendant le Famennien inférieur à supérieur (Strunien non inclus).

Les coupes dressées dans le secteur de Foum el Mejez à partir de la carte au 1/10 000 (Pl. 2) (fig. 32 et 37) permettent de préciser le rôle des failles subméridiennes dans l'ouverture du bassin. En effet, ces coupes, après soustraction des plissements, mettent en évidence une structure syn-famennienne en panneaux cabrés : le basculement des panneaux serait lié à un effondrement systématique du compartiment oriental le long des failles listriques. Le rejeu de ces mêmes failles, pendant le Famennien terminal (Strunien), engendre un nouveau cabrage des panneaux comme le montre : a) la discordance angulaire observée entre la formation argilo-gréseuse et la formation gréseuse (fig. 36); b) la présence locale, à la base de la formation gréseuse, de conglomérats à galets anguleux qui pourraient correspondre à des produits d'écroulement en bordure des failles listriques.

*1.3 - Prolongements du bassin au Nord et au Sud.*

La ride du haut Oued Kibane que nous avons proposée comme limite orientale du bassin de Foum el Mejez par simple absence de dépôts famenniens semble se prolonger au Nord-Est, sous le plateau des phosphates, jusqu'à la ride de Zaër qui, selon Piqué (1979), correspond à la limite sud-orientale du bassin de Sidi Bettach. Ainsi, le bassin étroit de Foum el Mejez serait un prolongement méridional du bassin de Sidi Bettach (fig. 44-B) : les faciès deltaïques de Foum el Mejez peuvent passer au Nord à des faciès plus fins, déposés dans un milieu plus profond qui correspond à la partie centrale du bassin de Sidi Bettach. Les bordures de ce bassin de Sidi Bettach recevaient pendant cette période, du matériel chaotique provenant du démantèlement des trois rides submergées qui le bordaient (la ride Zaër au sud-est, le bloc des Shoul au Nord et le môle côtier à l'Ouest) (Piqué, 1979).

Les dépôts détritiques grossiers à Brachiopodes du jbel Ardouz (Tahiri, 1982), au Sud des Jebilet (fig. 44-B) peuvent constituer un indice du prolongement méridional du bassin ; là, il s'agit des dépôts marins très littoraux.

Le bassin famennien de Sidi Bettach - Foum el Mejez - jbel Ardouz s'ouvre donc en V avec un angle très faible, ce qui explique la différence entre Sidi Bettach et jbel Ardouz.

*2 - Le bassin famennien du môle côtier.*

Au même temps que s'ouvrait le bassin oriental (Sidi Bettach - Foum el Mejez - jbel Ardouz), un autre bassin occidental, centré sur Safi, recevait des dépôts détritiques fins, pélagiques, caractéristiques de milieux distaux et



profonds. Ces deux bassins subméridiens sont séparés par une terre émergée : le môle d'Imfout incluant la région de Mechra ben Abbou (fig. 44-A).

## *F - CONCLUSION*

Après une émersion des Rehamna qui a duré pendant le Frasnien supérieur et probablement jusqu'au début du Famennien, la mer revient au Famennien. Elle s'insinue dans la partie orientale des Rehamna grâce à l'ouverture d'un bassin guidé par des failles subméridiennes (le bassin de Foum el Mejez) et y dépose un matériel détritique fin et grossier deltaïque. Ces dépôts paraissent passer, au Nord, aux faciès distaux plus fins du bassin de Sidi Bettach qui constitue ainsi un prolongement septentrional de celui de Foum el Mejez. Son prolongement méridional pourrait atteindre la région de jbel Ardouz (Sud des Jebilet) caractérisée par des faciès littoraux.

Les faciès détritiques grossiers qui se développent au sommet de la série famennienne indiquent une progradation de l'appareil deltaïque vers le Nord qui va favoriser, pendant le Strunien, l'installation d'un régime de sédimentation détritique de plateforme à énergie assez élevée. Le matériel déposé va déborder partiellement les rides limitant le bassin famennien. Pendant cette époque, alors que le bassin de Foum el Mejez cesse de s'approfondir, le bassin de Sidi Bettach continue à se creuser en recevant du matériel chaotique et volcanique sur ses bordures et un matériel détritique fin au centre.

Bien que nous ayons déjà annoncé, dès le Siluro-Dévonien inférieur, l'ouverture d'un bassin à l'Est du môle côtier (Bassin de Mechra ben Abbou), ce n'est qu'au *Famennien* que le problème est bien cerné. C'est à partir de cette époque que s'opère, aussi bien dans les Rehamna que dans la Méséta nord-occidentale, une différentiation nette entre ride et bassin et que se positionnent les failles actives qui guident l'extension des bassins.

# VII - LE VISEEN SUPERIEUR

## *A - TRAVAUX ANTERIEURS*

Le Viséen supérieur a été reconnu dans les Rehamna septentrionaux par Termier (1936) qui a découvert dans la tranchée de chemin de fer à Sidi Abdallah et à Bouchhada deux gisements fossilifères datant du Viséen supérieur.

La même année, Yovanovitch indique trois autres gisements fossilifères du Viséen supérieur dans des calcaires affleurant au niveau des collines situées à l'Est de Mechra ben Abbou.

En 1951 et 1955, Gigout complète les associations dans les gisements localisés par ses prédécesseurs. Dans la partie est du méandre de l'Oum er Rbia (Bled Mekrach), cet auteur mentionne la présence d'une barre calcaire attribuée au Viséen supérieur, surmontée par une brèche récifale. Il signale également au Sud-Ouest de Sidi Nefaa, la présence d'échardes calcaires qu'il date du Viséen supérieur ; une étude micro-paléontologique effectuée par Vachard (El Kamel *et al.*, 1985) permet de ranger ces calcaires de Sidi Nefaa plus précisément dans le Viséen terminal (V3c supérieur).

Jenny (1974) dresse une coupe dans les terrains viséen supérieur de Bled Mekrach qu'il met en parallèle avec ceux de la coupe de Bir Si Hmida affleurant dans l'unité allochtone de la Gada Jennabia.

## *B - ENSEMBLE DE MECHRA BEN ABBOU*

Les terrains d'âge viséen supérieur de l'ensemble de Mechra ben Abbou se divisent en deux formations :

- *la formation de Bled Mekrach*, constiant deux entités :

. l'une est largement représentée à l'affleurement au Nord et à l'Est, en bordure de l'unité allochtone de la Gada Jennabia : c'est la *formation de Bled Mekrach* s.s. constituée de 6 membres.

. l'autre entité est représentée par des affleurements dispersés et ponctuels au Nord-Ouest et à l'Ouest de l'unité de la Gada Jennabia. La série y est



réduite à un seul membre, celui des *calcaires à Productus*, connu également dans la formation de Bled Mekrach.

- *la formation de Skikirat* affleure essentiellement au Sud et au Sud-Est de la station de Sidi Abdallah. Elle se prolonge également vers le NNE, dans le secteur de Draa Mils.

### *1 - La formation de Bled Mekrach s.l.*

#### *1.1 - La formation de Bled Mekrach s.s.*

La surface de transgression du Viséen supérieur est bien visible à Bled Mekrach, à l'Est de la route du barrage el Massira. Elle laisse voir des pélites et calcaires du Dévonien inférieur désorganisés, sur lesquels reposent obliquement, et donc en *discordance angulaire* (fig. 45) les calcaires et les conglomérats de la base de la séquence d'âge viséen supérieur. Ce contact de transgression est souligné par une surface de ravinement ferruginisée pouvant être un indice d'une émersion de la ride de Mechra ben Abbou - Imfout avant la transgression viséenne.

Cette formation, dont le nom est emprunté à la région de Bled Mekrach où elle est la plus complète et où elle affleure le mieux, se poursuit vers le Sud jusqu'à Koudia Merija et vers l'Ouest, en passant sous l'unité allochtone de la Gada Jennabia, réapparaît non loin du douar el Gara.

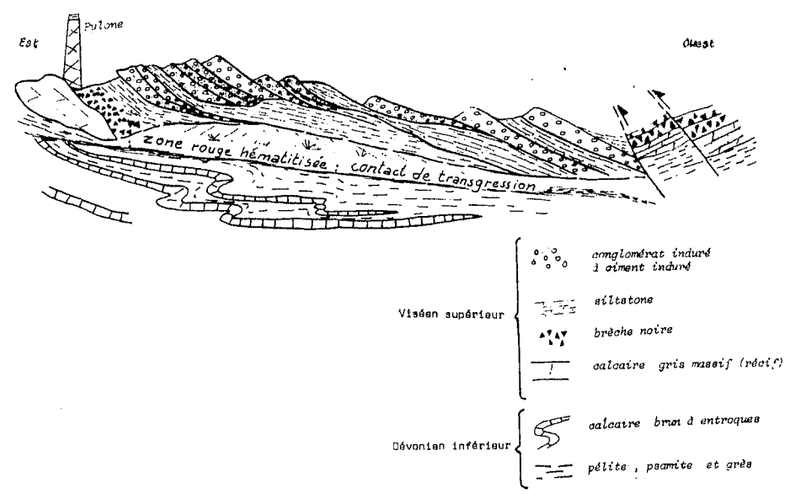



Fig. 45 : Vue panoramique montrant la base de la série viséenne transgressive sur les calcaires et pélites du Dévonien inférieur à Bled Mekrach : colline à l'Est de la route du barrage el Massira (ensemble de Mechra ben Abbou).

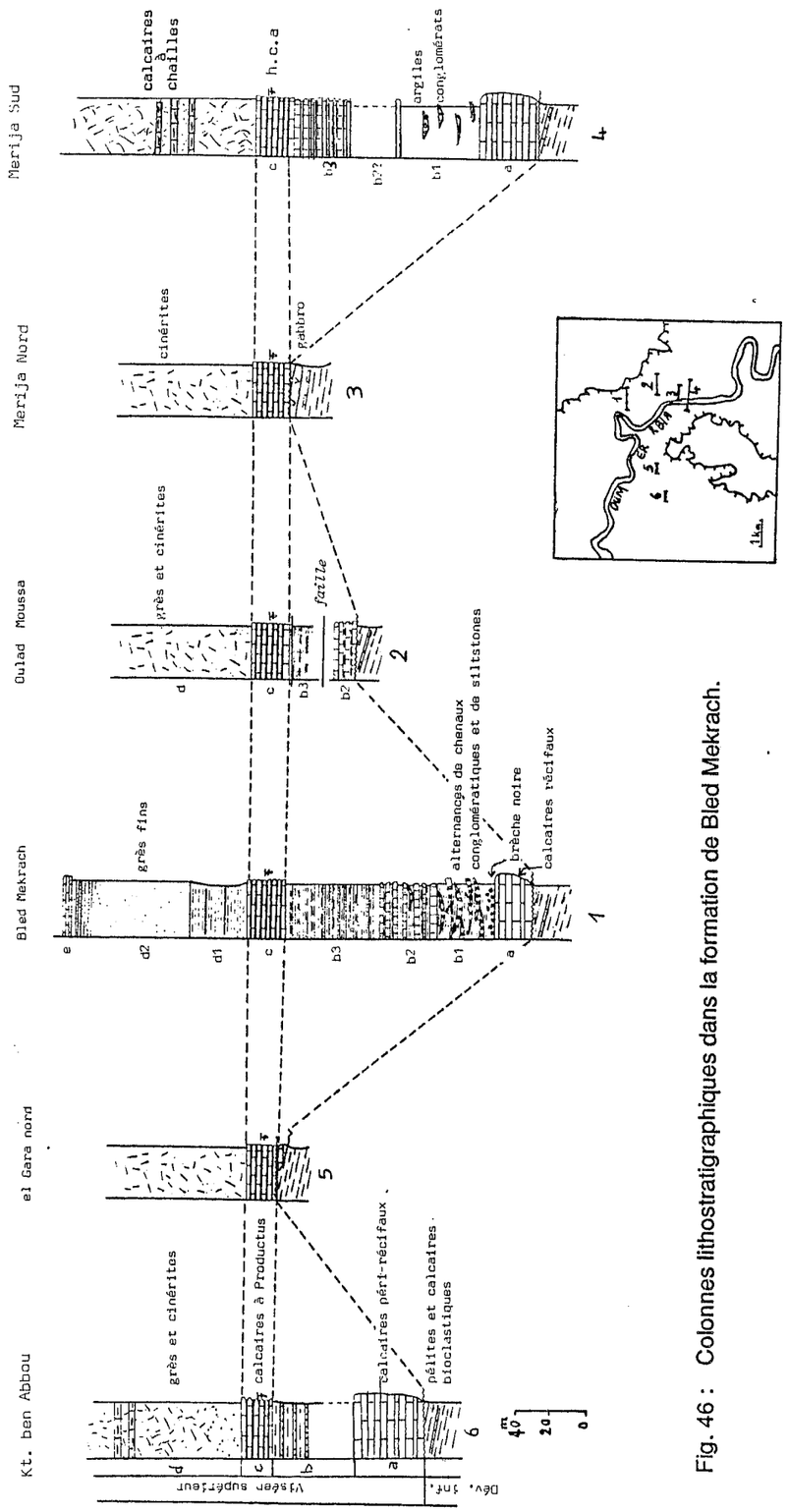



Fig. 46 : Colonnes lithostratigraphiques dans la formation de Bled Mekrach.



*1.1.1 - Coupe de Bled Mekrach*

Elle montre de bas en haut et d'Est en Ouest (fig. 46-1), au-dessus des pélites et calcaires à entroques du Dévonien inférieur et en discordance angulaire avec ceux-ci, la succession suivante :

- *membre a* : *calcaires à Tabulés, Stromatopores* et quelques *rugueux* constituant une *barre récifale*. Il s'agit d'un ou plusieurs biohermes surmontés par une brèche noire monogénique calcaire pouvant être interprétée comme une *brèche de pente récifale*. Gigout (1955) a bien indiqué la présence d'une brèche récifale au-dessus de la barre calcaire de Bled Mekrach, mais il y a englobé aussi les conglomérats calcaires du membre $b_1$ qui surmonte l'ensemble.

- *membre* $b_1$ (20 m) : la base de ce membre est constituée de conglomérats à galets calcaires subanguleux à arrondis, de taille centimétrique à décimétrique et à ciment gréso-carbonaté ; il s'agit d'un matériel de remaniement des calcaires récifaux sous-jacents qui se présentent en chenaux d'épaisseur métrique alternant avec des niveaux silteux et gréseux roux également en structures chenalisantes et montrant des biseaux stratigraphiques (fig. 47). Vers le sommet du membre, le matériel silteux et gréseux est plus abondant par rapport aux conglomérats qui affleurent ici en chenaux isolés de quelques mètres de large. Parfois, ce sont des lentilles de microbrèches qui sont englobées dans les siltstones et grès. Latéralement, vers le Nord, ce sont des blocs métriques, subanguleux de calcaires gris-clair (olistolites) qui sont emballés dans du matériel silteux. Ces blocs qui correspondent à des produits de remaniement des calcaires sous-jacents diminuent progressivement de taille vers le Sud où ils passent aux lentilles conglomératiques et microbréchiques (fig. 48). On assiste ainsi, du Nord au Sud, sur quelques centaines de mètres, à une granodécroissance du matériel chaotique caractéristique des bordures de bassins. En plus, les termes supérieurs du membre transgressent progressivement vers l'Ouest le substratum dévonien

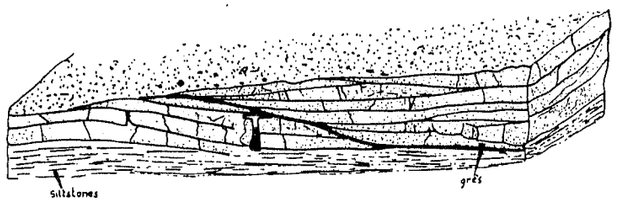



Fig. 47 : Détail d'un niveau gréseux du membre $b_1$ de la formation de Bled Mekrach montrant une structure chenalisante.

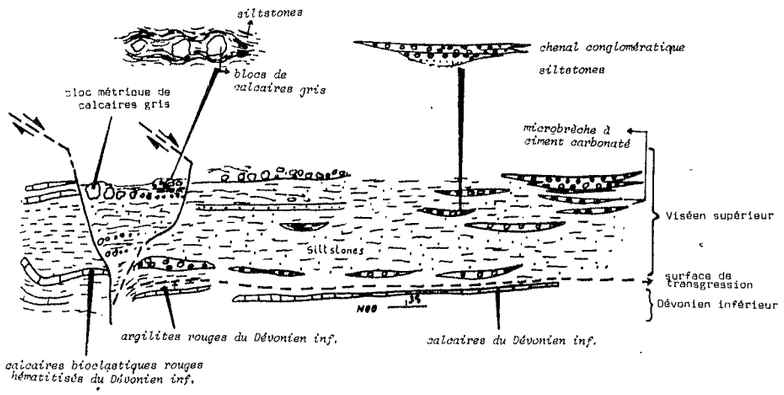



Fig. 48 : Vue panoramique du membre $b_1$ de la formation de Bled Mekrach montrant des blocs calcaires emballés dans un matériel silteux et des chenaux conglomératiques et microbréchiques alternés avec des niveaux silteux et gréseux.

- *membre* $b_2$ : au-dessus des conglomérats mais également en passage latéral vers le SSE, se déposent sur 30 m d'épaisseur (fig. 49) des calcaires biodétritiques, parfois bréchiques, riches en débris d'organismes à liant carbonaté (fig. 50). Ces calcaires forment des bancs de 40 cm à patine gris-brun, alternant avec des lits silto-gréseux. Quelques lentilles microconglomératiques à microbréchiques d'épaisseur métrique à décamétrique sont intercalées dans ce niveau (fig. 51) : les éléments, généralement anguleux, sont enrobés dans un liant micritique à cristaux de quartz. Comme le témoigne la taille des intraclastes (1 cm parfois), ces faciès sont caractéristiques d'une sédimentation de haute énergie hydrodynamique, non loin de la bordure littorale.

- *membre* $b_3$ : alternance, sur 50 m d'épaisseur, de grès et argilites silteuses formant une séquence de faible énergie pouvant contenir cependant des petites lentilles microconglomératiques. Les bancs gréseux comportent souvent des lamines parallèles sans granoclassement évident. Cette sédimentation détritique de faible profondeur est manifestement liée à l'érosion d'un domaine émergé non loin du milieu de dépôt.

- *membre* $c$ : *calcaires à Productus*. Ils constituent un niveau repère de 20 m d'épaisseur formé de bancs calcaires alternant avec des lits silteux. Les bancs calcaires d'épaisseur variable entre 5 et 30 cm sont de patine grise parfois jaune quand ils sont dolomitisés et sont gris à la cassure dégageant une



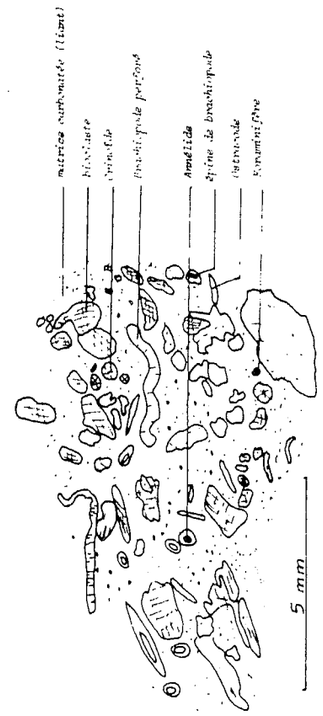



Fig. 50 : Structure microscopique d'un calcaire biodétritique du membre $b_2$ de la formation de Bled Mekrach.

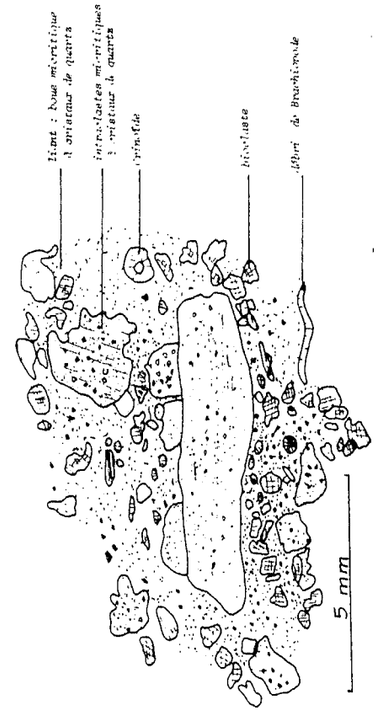



Fig. 51 : Structure microscopique d'un microconglomérat (ou microbrèche) du membre $b_2$ de la formation de Bled Mekrach. Les éléments anguleux indiquent un remaniement sans transport important, mais à forte énergie du milieu de dépôt.

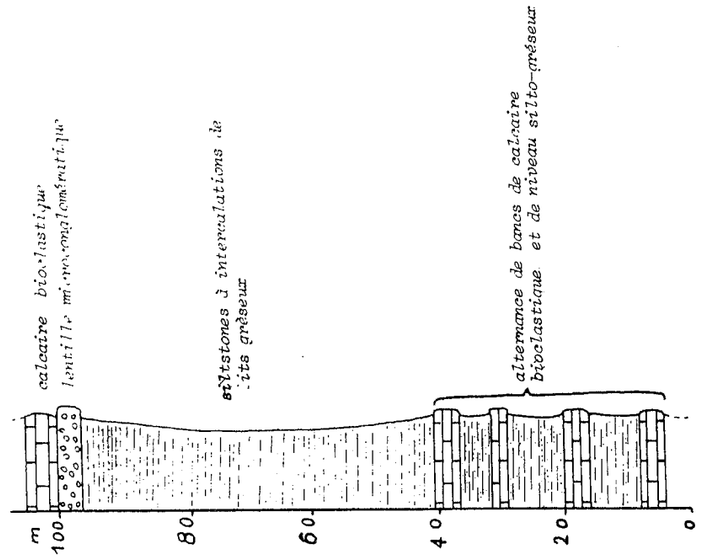



Fig. 49 : Coupe détaillée à la base du membre $b_2$ de la formation de Bled Mekrach (ensemble de Mechra ben Abbou).

odeur fétide ; ils contiennent de nombreux Brachiopodes avec fréquemment le genre *Gigantoproductus*. Les niveaux silteux sont gris, d'épaisseur centimétrique à décimétrique présentant des traces de fossiles dont des Brachiopodes.

- *membre* $d_1$ : pélites violacées (30 m) dans lesquelles s'intercalent de rares lits centimétriques (1 à 3 cm) de grès fins.

- *membre* $d_2$ : série de grès fins verdâtres à la base puis de grès bruns à granulométrie plus ou moins grossière au sommet. Les bancs sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique et présentent des lamines parallèles et obliques (60 m).

- *membre e* : la coupe se termine par des bancs de calcaires à fissures remplies de calcite.

*1.1.2 - Coupe des Oulad Moussa*

Cette coupe dressée à 1 km au Sud de Bled Mekrach (fig. 46-2), dans la région des Oulad Moussa présente deux intérets : a) elle permet de confirmer la discordace angulaire des calcaires du Viséen supérieur sur les calcaires à entroques et pélites du Dévonien inférieur. b) elle montre que la transgression viséenne débute à cet endroit par le membre $b_2$ (calcaires bioclastiques à encrines) donc avec lacune des membre *a* et $b_1$ rencontrés dans la coupe de Bled Mekrach. Cette lacune est probablement liée à une érosion profonde de la plate-forme carbonatée viséenne comme le laisse supposer l'accumulation des conglomérats de Bled Mekrach.

Dans cette coupe , on retrouve les même membres qu'à Bled Meckrach : calcaires biodétritiques alternant avec des lits silto-gréseux ($b_2$) ; grès grossiers ($b_3$) ; calcaires gris à *Productus* (*c*) et grès fins bruns (*d*). La mesure des épaisseurs est rendue difficile par la présence des failles décrochantes. Mais, au sommet, il manque le membre e qui est tronqué sous l'unité de la Gada Jennabia.

*1.1.3 - Coupe de Merija* Nord

Cette coupe (fig. 46-3) montre qu'ici, le Viséen supérieur débute par les calcaires à *Productus* (membre *c* ) qui surmontent directement et en discordance angulaire les terrains disloqués du Dévonien inférieur. Cartographiquement le membre *c* se biseaute (devient de moins en moins épais) vers le Nord et le membre *d* vient alors se reposer directement sur les terrains dévoniens sous-jacents. Ainsi, on a, à cet endroit, un point stratigraphique triple (fig. 55-C et Pl. 1).



Signalons, dans cette coupe, que le membre d , tronqué sommitalement par le contact de base de l'unité de la Gada Jennabia présente un faciès gréseux fin indiquant une variation granulométrique latérale par rapport aux deux coupes précédentes.

*1.1.4 - Coupe de Merija sud*

Cette coupe est corrélable avec celle de bled Mekrach. Le contact de transgression n'est pas observable ici à cause de l'intrusion d'un filon-couche de gabbro entre les terrains du Dévonien inférieur et ceux du Viséen supérieur. La coupe va de la colline 267 jusqu'au contact de l'unité allochtone de la Gada Jennabia et montre de bas en haut la succession suivante (fig. 46-4) :

*a - calcaires* gris lités (30 m) en bancs massifs d'ordre décimétrique à métrique, constituant l'armature de la colline 267. Au microscope, il s'agit de wackestone bioclastique avec stylolitisation en queue de cheval et dolomitisation (rhombohèdres isolés et dolosparite). L'abondance des organismes : Trilobites, Crinoïdes, piquants d'Echinides, Ostracodes, Brachiopodes (piquants de test), Bryozoaires (Fenestelles) et Algues (Noravamminides) montre qu'il s'agit de calcaires de plate-forme externe.

$b_1$ - *pélites* violacées (40 m) constituant le talus de la colline 267, dans lesquelles s'intercalent de nombreuses lentilles conglomératiques métriques à décimétriques formées d'éléments calcaires arrondis à subanguleux de taille allant de quelques millimètres à 10 cm de diamètre et de ciment gréso-carbonaté.

$b_2$ et $b_3$ - alternance de *grès*, de *calcaires* bioclastiques à encrines et débris d'Echinodermes, de grès calcaires et de siltstones gréseux (65 m).

*c - calcaires* gris à *Gigantoproductus* en bancs de 5 à 20 cm à interlits silteux (15 m visibles).

*d - cinérite* (fig. 52) alternant avec des calcaires à chailles en bancs décimétriques. Ce niveau est mis en parallèle, de par sa position stratigraphique, avec les grès du membre *d* de la coupe de Bled Mekrach.

*1.1.5 - Coupe d'el Gara nord*

Dans cette coupe (Fig. 46-5), le Viséen supérieur débute par les calcaires à *Productus* du membre *c* qui reposent , en discordance, sur les pélites du Dévonien inférieur, sauf au point (x = 278,25 ; y = 228,075) où ces

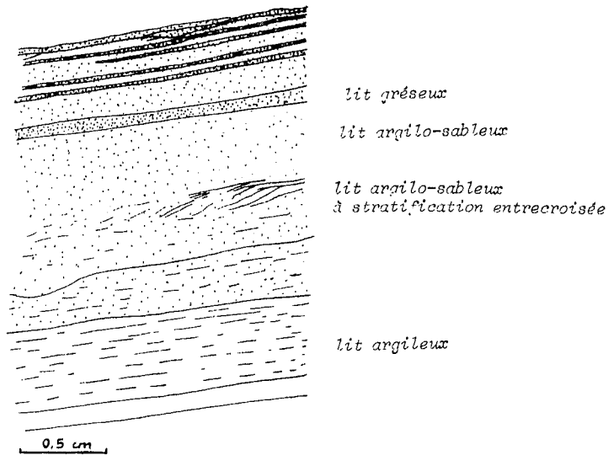



Fig. 52 : Microstructure des cinérites du membre d (sur toutes les lames taillées nous n'avons pas observé ni niveau typique du volcanisme, ni fragments de roches volcaniques ; ce terme est adopté d'après Gigout (1951 et 1955) et Michard *et al.*, (1982)).

calcaires à *Productus* surmontent un bloc décamétrique de calcaire gris massif non daté (Dévonien moyen ou Viséen supérieur ?) qui lui aussi repose, en contact anormal, par l'intermédiaire d'un liséré de brèche, sur les pélites du Dévonien inférieur. Au-dessus des calcaires à *Productus*, vient le membre "d" à matériel volcano-détritique (cinérites) très caractéristique avec ses vacuoles de dégazage perpendiculaires à la stratification.

*1.1.6 - Coupe de Koudiat ben Abbou*

Dans cette coupe réalisée à l'Ouest d'el Gara (fig. 46-6), les terrains du Viséen supérieur où le contact de base n'affleure pas à cause des éboulis de pente, montrent pratiquement la même succession que les coupes de Merija sud et de Bled Mekrach, mais présente des variations dans les épaisseurs. On remarquera que les calcaires de base sont lités et contiennent en abondance de Crinoides et desTabulés indiquant qu'il s'agit d'un faciès de plate-forme externe (avant récif ?).

*1.1.7 - Age de la formation de Bled Mekrach s.s.*

La base de la formation de bled Mekrach est attribuée par Gigout (1951, 1955) au Viséen supérieur sans preuve paléontologique. Le premier niveau qui a été daté correspond aux calcaires à *Gigantoproductus* (membre *c* ). Gigout (1955) y a localisé trois gisements fossilifères (644, 645 et 647) d'âge viséen supérieur :



*Rhipidomella michelini* (Lév.)
*Spirifer bisulcatus* (Sow.)
*Athyris royssii* (Lév.)
*Martinia glabra* var. *decora* (Phil)
*Productus semireticulatus* (Martin)
*Productus giganteus* (Martin)
Coelentérés.

Une étude micropaléontologique effectuée par Vachard sur des échntillons taillés de ce membre *c* lui permet de déterminer :

*Hexaphyllis mirabilis*
*Exvofarisella index*
*Koskinotextularia*

indiquant un âge Viséen V2b-V3.

*1.2 - Le membre calcaire à Productus à l'Ouest et au Nord de* Bled Mekrach - Koudiat ben Abbou

A l'Ouest et au Nord du secteur de Bled Mekrach-Koudiat ben Abbou, la formation de Bled Mekrach n'apparaît que dans des affleurements ponctuels. Elle est très réduite et n'est représentée que par le membre calcaire à *Productus*. D'un affleurement à l'autre, ce calcaire est transgressifs soit sur les pélites du Dévonien inférieur, soit sur les calcaires du Dévonien moyen soit sur les grès quartzitiques du Famennien terminal (Strunien) (fig. 53). Dans tout ce secteur, les roches sont très tectonisées. Ainsi, les calcaires à *Productus* peuvent être pris en "sandwich" entre deux contacts tectoniques tangentiels comme à Koudiat Gara.

Ce membre calcaire à *Productus* est essentiellement constitué par des calcaires gris-noir à la cassure et jaunes quand ils sont dolomitisés. Ils se présentent en bancs calcaires d'épaisseur décimétrique, riches en *Productus*, alternant avec des lits silteux d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Ces calcaires sont l'équivalent du membre *c* décrit dans la formation de bled Mekrach.

*Age*. Ces calcaires à *Productus* sont datés du Viséen supérieur dans deux gisements fossilifères indiqués par Yovanovitch (1938).

(x = 276,2 ; y = 230,1) *Dviesiella comoides* (Sow.)
(x = 275,7 ; y = 230,3) *Productus giganteus* (Martin)

et un autre gisement indiqué par Gigout (1951) (gisement 886 : x = 277,6 ; y = 231).

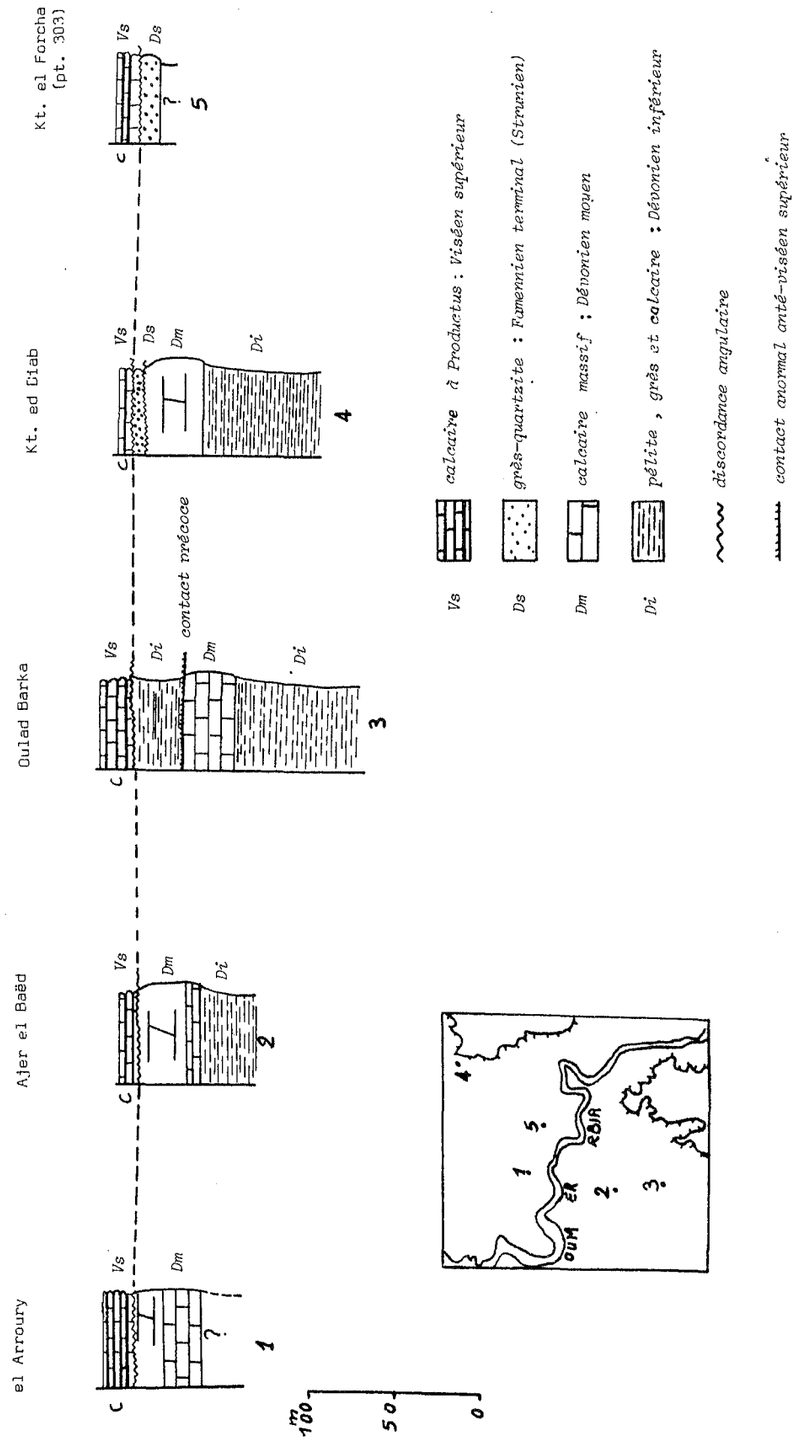



Fig. 53 : Colonnes lithostratigraphiques montrant la transgression des calcaires à *Productus* du membre C de la formation de Bled Mekrach. s.l. sur différents terrains dévoniens de l'ensemble de Mechra ben Abbou.



*Productus giganteus* (Martin)
*Productus costatus* (Sow.)
*Productus concunus* (Sow.)
*Productus longispinus* (Sow.)
*Productus terrellatus* (De Kon.)
*Spirifer trigonatis* (Martin)

### *1.3 - La formation de Bled Mekrach s.l. - Discussion.*

#### *1.3.1 - Essai de reconstitution paléogéographique lors de la trangression viséenne.*

Comme le montrent les coupes de bled Mekrach, de Merija et de Koudiat ben Abbou, la transgression du Viséen supérieur dans les Rehamna septentrionaux débute avec l'édification d'une plate-forme carbonatée favorisée par une bathymétrie peu profonde, une température et un degré d'agitation assez élevés. La présence d'une barrière récifale est attestée par les calcaires récifaux de Bled Mekrach.

En nous basant sur les observations de terrains et quelques éléments de micropaléontologie, nous proposons une reconstitution paléogéographique pour l'épisode correspondant à l'édification de cette plate-forme carbonatée de base. Cette reconstitution reste évidemment hypothétique en l'absence d'un nombre suffisant d'affleurements et de datation précise des calcaires de base.

Selon le schéma proposé (fig. 54), la barrière récifale de bled Mekrach (partie inférieure du membre a) devait passer au Nord du méandre pour rejoindre la Koudiat ben Abbou à l'Est de laquelle se trouvait la plate-forme externe (coupes d'Oulad Abbou et de Merija sud) ; la barrière devait continuer probablement vers le Sud. Le continent devait être situé au Nord et à l'Ouest de la barrière.

#### *1.3.2 - Explication de l'absence de certains niveaux de base de la formation de Bled Mekrach dans certaines coupes.*

Dans la coupe de Bled Mekrach, le niveau $b_1$ est essentiellement constitué d'un matériel chaotique (blocs, conglomérats et microbroches) provenant du remaniement de la dalle calcaire sous-jacente. Le caractère subanguleux, parfois anguleux, du matériel remanié ainsi que son granoclassement local suggèrent que le matériel provient de l'écroulement d'un escarpement en bordure d'une falaise avivée par le jeu d'une faille normale découpant la dalle carbonatée. Les vestiges de cette falaise sont, évidemment, absents au droit des

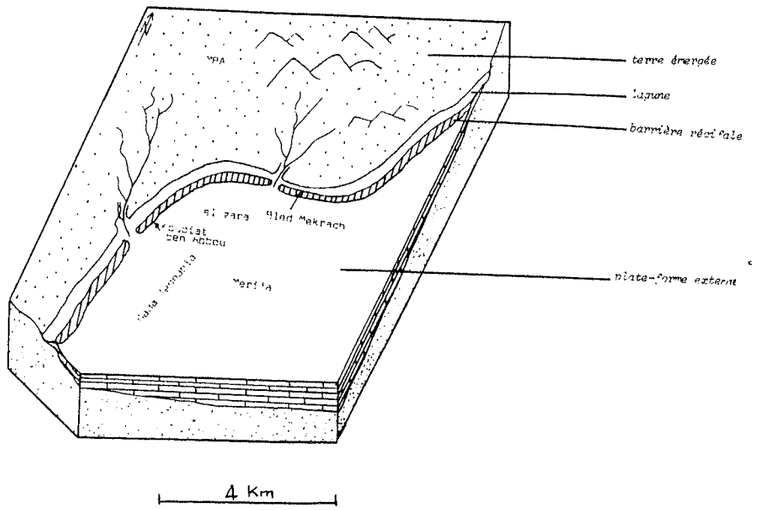



Fig. 54 : Reconstitution paléogéographique au début de la transgression viséenne dans la région de Mechra ben Abbou.

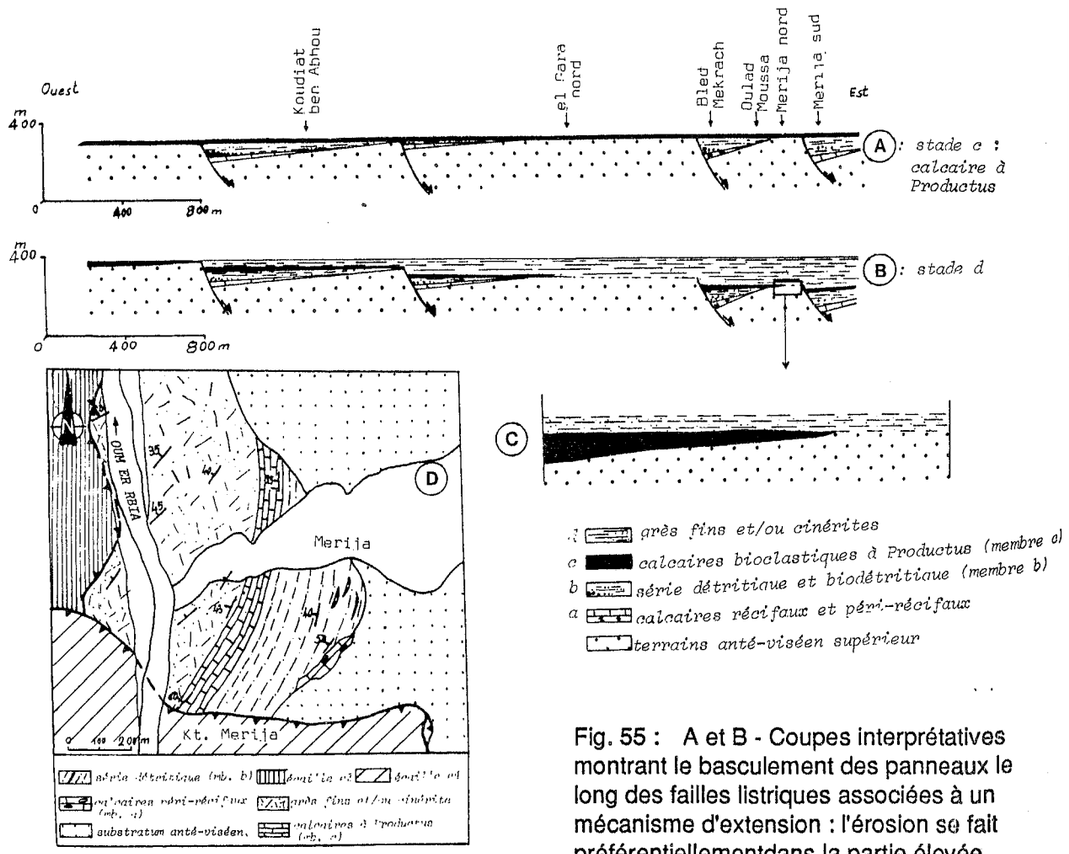



Fig. 55 : A et B - Coupes interprétatives montrant le basculement des panneaux le long des failles listriques associées à un mécanisme d'extension : l'érosion se fait préférentiellementdans la partie élevée du panneau cabré et dépôts successifs engendrent des biseaux stratigraphiques (point triple C). D - Biseau stratigraphique des membres b et c de la formation de Bled Mekrach dans le secteur de Merija nord.



affleurements actuels, mais la proximité d'une faille hercynienne NE-SW, située au Nord-Ouest du matériel chaotique, nous autorise à proposer qu'il pourrait s'agir d'une ancienne faille synsédimentaire viséenne.

A partir de cela, le découpage de la dalle carbonatée par des failles liées à l'extension du bassin viséen apparaît plus réel. Ces failles vont engendrer un basculement de panneaux et favorise l'érosion préférentielle des parties les plus élevées des panneaux. Ceci implique que les failles découpant la dalle sont de type listrique. Leur jeu permanant, qui accompagne la sédimentation, favorise l'entretien des falaises. Ainsi, en raison du basculement des panneaux, selon la zone où la coupe est dressée, la séquence viséenne est privée, ou non, de sa base : la séquence la plus complète se situe en pied de falaise (ou de faille vivante) et la séquence la plus réduite se situe au sommet de la falaise dans le panneau effondré, entre les deux se placent les coupes intermédiaires, privées seulement des premiers termes de la formation.

Sur la coupe synthétique de la figure 55 nous avons indiqué la localisation de chaque log. Les anciennes failles sur lesquelles est basée cette reconstitution sont actuellement représentées sur le terrain par des failles de décrochement ou des failles normales, hercyniennes à post-hercyniennes de direction NNE. Nous sommes fort tentés d'y voir plus qu'une coincidence et proposons qu'elles peuvent correspondre à des failles initialement synsédimentaires réactivées lors du serrage hercynien.

### *1.3.3 - Situation paléogéographique des affleurements ponctuels de calcaires à Productus affleurants au Nord et à l'Ouest de l'unité de la Gada Jennabia.*

Le dispositif des calcaires à *Productus* (membre c) qui, au Nord et à l'Ouest de l'unité allochtone de la Gada Jennabia, sont directement transgressifs sur le substratum dévonien disloqué, peut être interprété de deux manières :

a - la transgression aurait débuté, comme à Bled Mekrach, par le dépôt des membres a, $b_1$, $b_2$ et $b_3$ qui auraient été ensuite érodés avant le dépôt des calcaires à *Productus*. Si ceci était le cas, les produits d'érosion devaient se retrouver vers l'Est, dans la zone d'approfondissement du bassin. Or à Bled Mekrach, il n'y en a aucune trace après le niveau $b_1$ de la formation.

b - les membres a, $b_1$, $b_2$ et $b_3$ ne seraient jamais déposés dans cette région,

affleurements actuels, mais la proximité d'une faille hercynienne NE-SW, située au Nord-Ouest du matériel chaotique, nous autorise à proposer qu'il pourrait s'agir d'une ancienne faille synsédimentaire viséenne.

A partir de cela, le découpage de la dalle carbonatée par des failles liées à l'extension du bassin viséen apparaît plus réel. Ces failles vont engendrer un basculement de panneaux et favorise l'érosion préférentielle des parties les plus élevées des panneaux. Ceci implique que les failles découpant la dalle sont de type listrique. Leur jeu permanant, qui accompagne la sédimentation, favorise l'entretien des falaises. Ainsi, en raison du basculement des panneaux, selon la zone où la coupe est dressée, la séquence viséenne est privée, ou non, de sa base : la séquence la plus complète se situe en pied de falaise (ou de faille vivante) et la séquence la plus réduite se situe dans la partie haute du panneau effondré ; entre les deux se placent les coupes intermédiaires, privées seulement des premiers termes de la formation

Sur la coupe synthétique de la figure 55 nous avons indiqué la localisation de chaque log. Les anciennes failles sur lesquelles est basée cette reconstitution sont actuellement représentées sur le terrain par des failles de décrochement ou des failles normales, hercyniennes à post-hercyniennes de direction NNE. Nous sommes fort tentés d'y voir plus qu'une coincidence et proposons qu'elles peuvent correspondre à des failles initialement synsédimentaires réactivées lors du serrage hercynien.

*1.3.3 - Situation paléogéographique des affleurements ponctuels de calcaires à Productus affleurants au Nord et à l'Ouest de l'unité de la Gada Jennabia.*

Le dispositif des calcaires à *Productus* (membre c) qui, au Nord et à l'Ouest de l'unité allochtone de la Gada Jennabia, sont directement transgressifs sur le substratum dévonien disloqué, peut être interprété de deux manières :

a - la transgression aurait débuté, comme à Bled Mekrach, par le dépôt des membres a, $b_1$, $b_2$ et $b_3$ qui auraient été ensuite érodés avant le dépôt c des calcaires à Productus. Ceci implique que les produits d'érosion devraient se retrouver vers l'Est, dans la zone d'approfondissement du bassin ce qui n'est pas le cas

b - les membres a, $b_1$, $b_2$ et $b_3$ ne seraient jamais déposés dans cette région,



*2 - La formation de Skikirat s.l.*

*2.1 - La formation de Skikirat s.s.*

Depuis la carrière de Sidi Abdallah, au Nord, jusqu'au Marabou de Sidi Abdallah, au Sud, affleure, de façon discontinue, dans une bande de largeur kilométrique, un ensemble de terrains chaotiques d'âge allant du Dévonien inférieur au Viséen supérieur. Ces terrains sont entourés à l'Est, au Nord et à l'Ouest par des terrains quaternaires et viennent en contact, au Sud et Sud-Ouest avec les terrains métamorphiques de l'unité de Sidi Abdallah (Rais-Assa, 1984). Au sein de cette bande, le Viséen supérieur affleure en deux localités : dans la tranchée de chemin de fer, entre les bornes 131,4 et dans la colline 351, au Sud de Draa Sania.

*Dans la tranchée de chemin de fer*, Michard *et al.* (1982) puis Rais Assa (1984) ont décrit du Sud au Nord et du bas vers le haut, sans aucun indice de polarité, trois niveaux qui sont (fig. 56-2) :

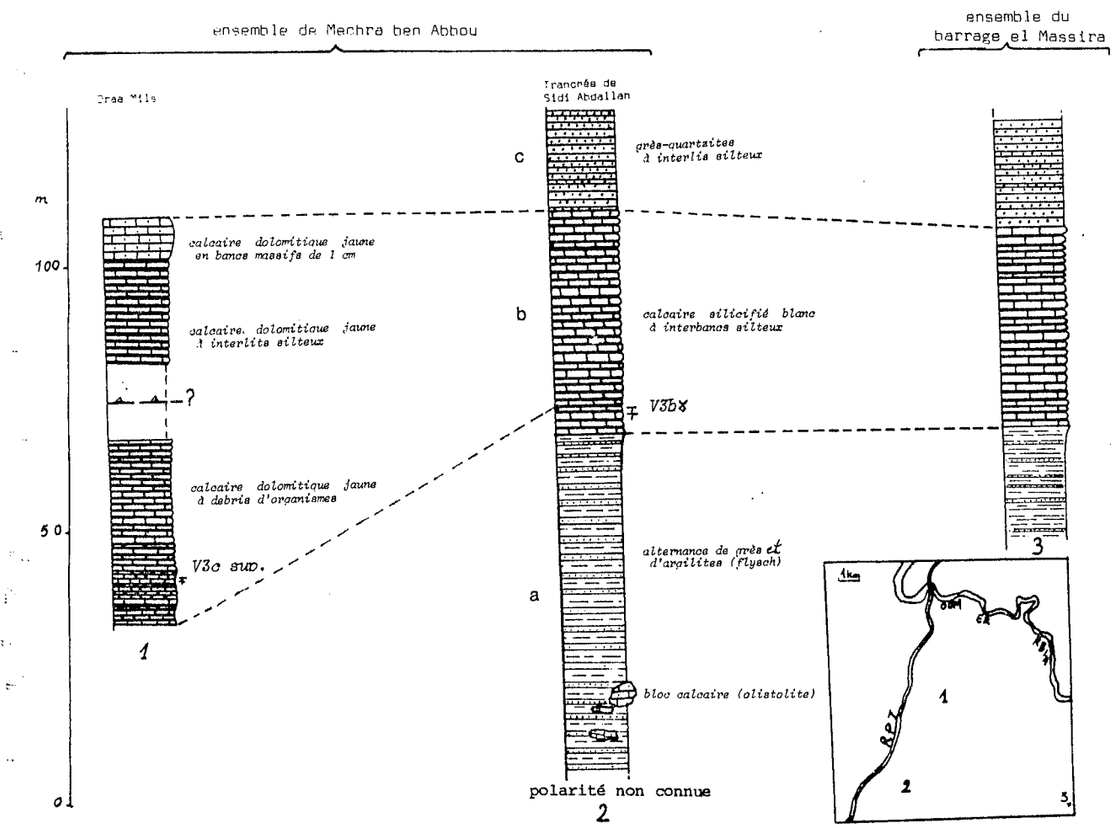



Fig. 56 : Colonnes lithostratigraphiques du Viséen terminal dans les ensembles de Mechra ben Abbou et du barrage el Massira.

*a - Alternance de grès et d'argilites*

Il s'agit d'une série litée et rythmique constituée de bancs gréseux à gréso-carbonatés, fins à grossiers, centimétriques et parfois décimétriques, alternés à des argilites feuilletées en couches décimétriques. Vers la bordure sud de la tranchée, des *lentilles sédimentaires* de grès carbonatés roux, grès-quartzites et grès sont emballées dans la série argilo-gréseuse. Cette série a été qualifiée de flysch par Hoepffner *et al.* (1972) et Rais-assa (1984) puis de wild-flysch par Michard *et al.*

*b - Calcaires jaunes et blancs*

Le niveau *a* est surmonté en légère troncature basale par des calcaires silicifiés, fossilifères, localement dolomitiques, jaunes à blancs, en bancs centimétriques à décimétriques, alternant avec des lits argilo-carbonatés centimétriques.

*c - Grès et quartzites*

Ce niveau forme une succession de bancs de 20 cm, roux-brun à gris, légèrement carbonatés à interlits argileux vert-gris, millimétriques à centimétriques. Il est surmonté vers l'extrémité nord de la tranchée par des gréso-pélites carbonatés finement lités.

Les deux derniers niveaux de cette succession de la tranchée de Chemin de fer se rencontrent également dans le *flanc occidental de la colline 351, au Sud de Draa Sania* : calcaires jaunes surmontés de grès et quartzites ; ils reposent ensemble sur un matériel tendre, généralement masqué par les éboulis, qui forme le talus occidental de la colline. Par endroits, dans ce talus, ressortent, entre les éboulis, des pélites vertes alternant avec des grès et contenant parfois des lambeaux décimétriques à métriques de calcaires bioclastiques à entroques rappelant les faciès du Dévonien inférieur. Ce matériel du talus semble donc constituer un Wild-flysch comparable au membre *a* de la tranchée de chemin de fer.

*Dans le secteur de skikirat*, des gréso-pélites, analogues à ceux du niveau *a*, affleurent à plusieurs reprises entre les éboulis. Ils semblent constituer l'essentiel du matériel sur lequel flottent (ou dans lequel sont emballés) les blocs et lentilles dévoniens et viséens de Skikirat. Il est probable que ce matériel soit une matrice englobant les blocs et lentilles de Skikirat dont quelques uns peuvent s'apparenter au matériel de l'unité de la Gada Jennabia,



notamment les dolomies (cargneule) corrélables aux faciès des barres calcaires des différentes écailles de cette unité. Mais malheureusement l'état des affleurements ainsi que la topographie régionale qui est pratiquement plate, ne permettent pas de meilleurs observations pour confirmer cette idée ; idée qu'il faut adopter avec prudence quand on sait que les terrains de ce secteur sont plissés, cisaillés puis encore écaillées lors de deux phase de tectonique tangentielle hercynienne (voir étude tectonique). En effet, la tectonique tangentielle tardi-hercynienne (Rais-Assa, 1984) découpe en écailles les terrains de Skikirat et produit des rapprochements dont il faut tenir compte dans les reconstitutions paléogéographiques.

Dans tous les cas, il faut garder cette idée de mélange synsédimentaire (olistostrome), déjà proposée par Rodgers et Saint Julien lors du PICG 27 (Septembre 1983), sur laquelle nous reviendrons d'ailleurs lorsque nous aborderons les reconstitutions paléogéographiques pendant le Viséen supérieur

- *Age de la formation de Skikirat* : Deux gisements fossilifères localisés dans les calcaires jaunes à blancs de la tranchée de chemin de fer indiquent un âge *viséen supérieur* de cette formation.

Gigout : gisement 787 (x = 273 ; y = 220,3) :

*Philipsia* sp.
*Productus costatus*
*Martinia glabra*
*Athyris* sp.
*Rhynchonella (Camarotoechia) pleurodon* (Phil.)
*Orthotetes* cf. *crenistria* (Phil.)

Michard *et al.* (1978) :

*Anticatonia costata*
*Dielasma* sp.
*Rhipidomella* sp. cf. *acanthoplicto mesolobate*

*2.2 - Les calcaires de Draa Mils*

Dans la région de Draa Mils, située à quelques kilomètres au Nord-Est de Sidi Abdallah station, les terrains viséens affleurent en écailles et klippes. Ils sont représentés par des calcaires silicifiés (fig. 56-2), localement dolomitiques, jaunes, en bancs centimétriques à décimétriques. Une lame taillée dans

notamment les dolomies carqneulisées correlables aux faciès des barres calcaires des differentes écailles de cette unité.

Cette idée de mélange synsédimentaire (olistostrome) a déjà été proposée par Rodgers et Saint Julien lors de l'excurssion du PICG 27 (Septembre 1983).

- *Age de la formation de Skikirat* : Deux gisements fossilifères localisés dans les calcaires jaunes à blancs de la tranchée de chemin de fer indiquent un âge *viséen supérieur* de cette formation.

Gigout : gisement 787 (x = 273 ; y = 220,3) :

*Philipsia* sp.
*Productus costatus*
*Martinia glabra*
*Athyris* sp.
*Rhynchonella (Camarotoechia) pleurodon* (Phil.)
*Orthotetes* cf. *crenistria* (Phil.)

Michard *et al.* (1978) :

*Anticatonia costata*
*Dielasma* sp.
*Rhipidomella* sp. cf. *acanthoplicto mesolobate*

*2.2 - Les calcaires de Draa Mils*

Dans la région de Draa Mils, située à quelques kilomètres au Nord-Est de Sidi Abdallah station, les terrains viséens affleurent en écailles et klippes. Ils sont représentés par des calcaires silicifiés (fig. 56-1), localement dolomitiques, jaunes, en bancs centimétriques à décimétriques. Une lame mince de ce faciès montre qu'il s'agit d'une dolomite à microsparite bioclastique à entroques (les autres bioclastes sont à l'état de fantomes indéterminables), la bioturbation originelle est préservée ainsi que la texture générale de la roche. Les interbancs, d'épaisseur variable de 1 à 20 cm, sont argilo-silteux, parfois carbonatés bruns à jaunes.

La tectonique tangentielle qui affecte ce calcaire empêche d'évaluer l'épaisseur. Celle mesurée au niveau de la klippe de Draa Mils est de l'ordre de 80 à 100 m, mais il est possible qu'il y'ait une répétition en raison de l'écaillage tectonique.



- *Age des calcaires de Draa Mils* : Dans la klippe de Draa Mils, Gigout (1955) a localisé un gisement fossilifère (gisement 1297 : x = 274,8 × y = 225) dans lequel il a reconnu une faune d'âge viséen supérieur :

*Productus concinus* (Sow.)
*Spirifer bisulcatus* (Sow.)
*Athyris royssii* (Lev.)
*Camaroloechia pleurodon* (Phil)
*Pugnax acuminatus* (Martin)

Une datation micropaléontologique plus précise a été faite par Vachard (1984).

Aoujgaliide : *Stacheia marginulinoides*
Foraminifère : *Loeblichia parammonoides*

qui indiquent un âge viséen terminal ($V_{3c}$ supérieur).

Sur la base de cette dernière datation ainsi que par analogie de faciès, les calcaires jaunes du secteur de Draa Mils et ceux du membre *b* rencontrés dans la succession de la tranchée de chemin de fer de Skikirat sont corrélables. La formation de Skikirat pourrait ainsi avoir un âge viséen terminal ($V_{3c}$ supérieur) permettant de la placer stratigraphiquement au-dessus de la formation de Bled Mekrach qui, elle par contre, est datée du Viséen supérieur ($V_{3b\gamma}$).

*2.3 - La formation de Skikirat s.l. - Conclusion*

La formation viséenne de Skikirat mise en évidence au Sud et au Nord-Est de Sidi Abdallah station ne montre pas de relation avec les terrains sous-jacents. Selon les affleurements, cette formation est soit tronquée à sa base soit elle n'est pas mise entièrement à l'affleurement. Son matériel, formé de wild-flysch surmonté de calcaires et grès-quartzites, paraît être déposé dans un territoire occidental qui était émergé au moment du dépôt des premiers termes de la formation de Bled Mekrach.

Une hypothèse est envisageable pour le milieu de dépôt de la formation de Skikirat : le bassin viséen, dont les dépôts ont débuté à Bled Mekrach, gagne vers l'Ouest par accentuation du mouvement extenssif avec formation de wild-flysh sur sa bordure occidentale.

### *C - ENSEMBLE DU BARRAGE EL MASSIRA*

Dans l'ensemble du Barrage el Massira, les terrains viséens affleurent uniquement dans l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah où ils surmontent, en contact anormal, le Siluro-Dévonien de l'ensemble de l'Oued Kibane et sont surmontés à leur tour par les pélites attribuées au Silurien qui constituent l'écaille supérieure de l'unité d'Ain el Melah. Ces terrains ont été d'abord attribués au Silurien par Gigout (1951), puis au Viséen supérieur par Michard *et al.* (1982). Dans une note préliminaire (El Kamel *et al.*, 1985), nous les avions groupés avec les pélites siluriennes qui les surmontent.

Fortement plissés et schistosés, ces terrains viséens sont essentiellement constitués (fig. 56-3) de calcaires dolomitiques jaunes à blancs où la stratification est peu évidente sauf quand les bancs sont massifs (40 à 80 cm). Au microscope, il s'agit d'une dolomite à microsparite bioclastique à entroques rappelant les calcaires dolomitiques datés du Viséen terminal (V3c supérieur) du secteur de Draa Mils. Vers le sommet de l'écaille apparaissent des niveaux de grès et de grès-quartzites en bancs décimétriques à métriques, par endroit décamétriques (rive droite de l'Oum et Rbia), et des pélites à rares intercalations de grès psammitiques.

*Age* : Dans les calcaires jaunes, Michard *et al.* (1982) ont récolté un *Productunae*, des épines de Productidés, *Athyris* sp., *Deilasma* sp. Ils proposent un âge viséen et probablement viséen supérieur par analogie avec les couches de la Gada Jennabia. Nous avons récolté des Brachiopodes où J. Drot a pu reconnaître des Productudés lui permettant d'exclure tout âge plus ancien que le Dévonien supérieur.

Par analogie de faciès, les calcaires dolomitiques jaunes peuvent être corrélés à ceux constituant le membre *b* de la formation viséenne de Skikirat ; les grès et grès-quartzites qui les surmontent sont corrélables au membre *c* de la même formation.



## *CHAPITRE II*

# L'UNITE DE LA GADA JENNABIA

Entourée par les terrains paléozoïques du substratum, l'unité de la Gada Jennabia est constituée d'un empilement de quatre écailles à matériel sédimentaire et volcano-sédimentaire dévono-carbonifère (El Kamel *et al.*, 1985). Les trois écailles de base ($e_1$, $e_2$ et $e_3$), mises en place après une phase de plissement modérée, suivie d'érosion, sont *reprises avec le substratum* par le plissement $P_1$ synschisteux $S_1$. L'écaille supérieure ($e_4$), par contre, est mise en place après le plissement $P_1$. Le contact de base de l'unité, aussi bien pour les écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ que pour l'écaille $e_4$, montre des troncatures dans les séries plissées autochtones et allochtones.

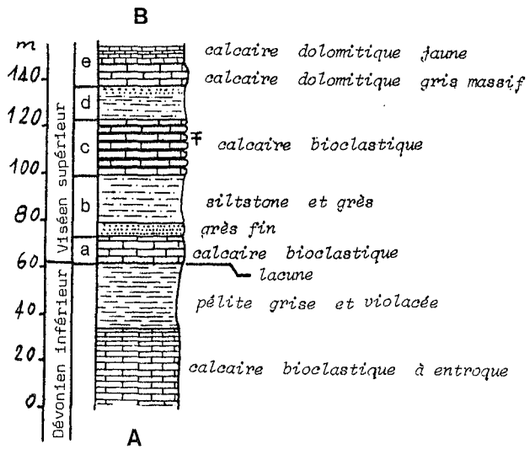
## I - L'ECAILLE $e_1$

L'écaille $e_1$ affleure au NNE du douar el Gara. Elle est constituée de terrains dévono-carbonifères en polarité normale qui reposent par l'intermédiaire d'un contact tangentiel peu penté vers l'Est sur les cinérites du Viséen supérieur (membre *d* de la formation de Bled Mekrach) appartenant au substratum.

Une coupe Ouest-Est, dans cette écaille, montre stratigraphiquement de bas en haut (fig. 57):

- 50 m de calcaires bruns bioclastiques à entroques, faciès caractéristique du Dévonien inférieur. Ils affleurent en bancs d'épaisseur variable de 5 à 30 cm à interlits silteux, intercalés parfois avec des niveaux lumachelliques. En lame mince, ces calcaires correspondent à un wackestone bioclastique

à matrice recristallisée (dolomie ?) riche en Rugueux, entroques, Bryozoaires et Ostracodes. Ces calcaires bruns sont surmontés par des pélites gris-violacé à rares intercalations de lits centimétriques de grès-quartzites (35 m). Au-dessus vient la séquence viséenne suivante :



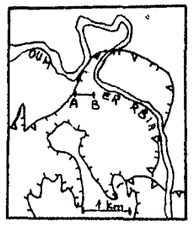



Fig. 57 : Colonne lithostratigraphique des terrains du Dévonien inférieur et Viséen supérieur affleurant dans l'écaille $e_1$.

*a* - barre de 15 m d'épaisseur de calcaires gris cristallins en bancs massifs décimétriques à métriques à joints argileux. Une lame taillée dans un niveau supérieur de cette barre montre qu'il s'agit d'un wakestone bioclastique à débris de Brachiopodes, Crinoides, Trilobites, Rugueux et Ostracodes. C'est un niveau qui rappelle la barre calcaire *a* constituant la base de la coupe de Merija sud (formation de Bled Mekrach) (fig. 46-4).

C'est une barre plus ou moins lenticulaire montrant à sa base une brèche sédimentaire à blocs parfois métriques qui témoignent d'une instabilité et milieu de dépôts et des glissements intraformationnels

*b* - grès fins bruns à laminations parallèles surmontés de siltstones et grès (35 m).

*c* - calcaires bioclastiques (30 m) gris en bancs centimétriques à décimétriques alternant avec des lits silteux. C'est un faciès qui rappelle les calcaires gris à *Productus* (membre c) très constant de la formation de Bled Mekrach. Au microscope, il s'agit d'un wackestone à packestone, silteux, légèrement dolomitisé, bioturbé et bioclastique, à débris de Métazoaires : spicules



monaxones sparitisés, Rugueux, entroques, Gastéropodes, Bryozoaires, Bivalves, épines de Productacea et Foraminifères.

*d* - grès bruns en couches décimétriques avec intercalations de niveaux détritiques grossiers à microconglomératiques (17 m).

*e* - barre de 20 m d'épaisseur formée à la base par des calcaires dolomitiques (dolosparite) gris en bancs massifs d'ordre métrique et au sommet par des calcaires dolomitiques jaunes (dolomicrosparite) en bancs décimétriques à interbancs argileux.

*Age* :

Deux niveaux fossilifères ont été décrits dans cette coupe :

- les calcaires bruns bioclastiques à entroque à la base de la coupe où Gigout (1955) a trouvé une faune d'âge *coblencien* et probablement *siegénien* :

*Asteropyge* sp.
*Schizophoria provulvaria* (Maurer)
*Stropheodonta explanata* (Sow.)
*Leptaena rhomboidalis* (Wilck.)
*Spirifer hystericus* (Schlot.)
*Athyris concentrica* (V. Buch)
*Athyris undata* (Befr.)
*Rhynchonella* cf. *daleidensis* (Schnur)

- les calcaires bioclastiques du membre c dans lesquels Vachard (1954) a pu déterminer les Foraminifères suivants :

*Diplospharina inaequalis*
*Earlandia minor*
*Pseudoammodiscus volgensis*
*Endothyra prisea*
*Endothyra similis*
*Endothyra* sp.
*Omphalotis* sp.
*Endothyranopsis* cf. *crassa*
*Endostaffella parva*
*Mediocris breviscula*
*Tetrataxis* sp.

*Valvulmello youngi*
*Koskinotextularia bradyi*
*Nodoss perodiscus* cf. *demaniti*
*Archaediscus karreri*

qui sont d'âge viséen *supérieur V3bγ*.

La base de la coupe est donc datée du Dévonien inférieur qui est surmonté par des terrains dont une partie est datée du Viséen supérieur V3bγ. Le premier niveau de transgression viséenne peut correspondre à la première barre calcaire du membre a, au-dessus des pélites grises. Ce contact stratigraphique, apparamment en accordance, implique une lacune importante.

## II - L'ECAILLE $e_2$

Cette écaille dont le contact de base coupe perpendiculairement et en sifflet les couches de l'écaille $e_1$, affleure au Nord d'el Gara. Son matériel de nature détritique, est intensément déformé (plis, écaillage et fracturation), ce qui rend difficile le relevé d'une coupe continue. La séquence est essentiellement constituée de cinérites, de grès et de siltstones avec des intercalations de calcaires bioclastiques.

*Age* : aucune datation n'y a été faite. Mais la présence de cinérites caractéristiques du Viséen supérieur dans les Rehamna septentrionaux peut indiquer que les terrains de cette écaille appartiennent au moins au viséen supérieur

## III - L'ECAILLE $e_3$

Affleurant largement, cette écaille constitue une grande partie de l'unité de la Gada Jennabia ; elle surmonte en contact tangentiel peu penté, à la fois les écailles précédentes ($e_1$ et $e_2$) et le substratum (Pl. 1). Ses terrains ont fait l'objet d'étude de plusieurs auteurs (Gigout, 1955 ; Baecker *et al.*, 1965 ; Kergomard, 1970 et Jenny, 1974) qui ont dressé des coupes essentiellement dans la partie occidentale de l'écaille jusque-là considérée comme constituant le flanc Ouest d'un synclinal



Gigout (1955) signale un gisement fossilifère à *Gigantoproductus* dans la première barre de cette écaille, ce qui lui permet ainsi de la dater du Viséen supérieur. En 1970, Kergomard envisage, d'après les microfaciès, que cette barre soit attribuée au Dévonien. Jenny (1974) signale une légère discordance angulaire de 15 à 20° à la base de cette première barre lui permettant d'expliquer la lacune entre les pélites du Dévonien inférieur et la barre calcaire viséenne qui les surmonte. Cette lacune a été expliquée, par la suite, par Rais-Assa *et al.* (1983) comme étant liée à un contact tectonique tangentiel qui sépare les deux terrains.

### *1 - Coupe de Bir Si Hmida*

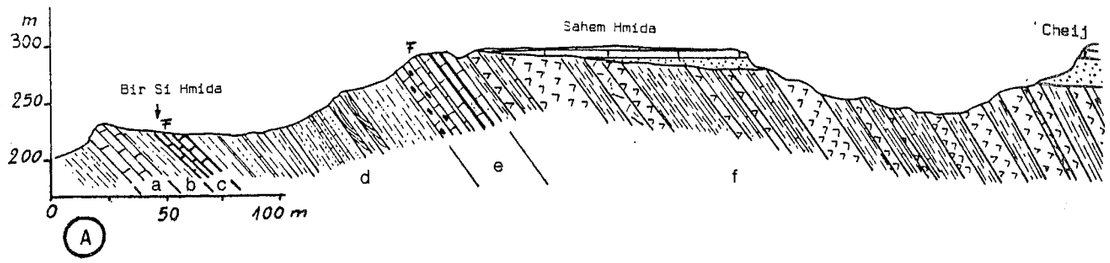
Il s'agit d'une coupe dressée depuis la base de l'écaille, à l'Ouest, qui passe par Bir Si Hmida, et se poursuit vers l'Est jusqu'aux recouvrements mésozoïques de Cheij. De bas en haut et au-dessus du substratum à matériel antéviséen disloqué on rencontre (fig. 58) d'abord des pélites grises et violacées à intercalations de lits gréseux centimétriques. Au sein de ces pélites affleure un niveau d'ordre métrique constitué de calcaire bioclastique à entroques daté du Siegénien (Baecker *et al.*, 1965). Au-dessus vient en accordance la séquence suivante :

*a* - barre de *calcaires* gris plus ou moins dolomitiques (20 m). A la base, il s'agit à un mudstone avec quelques passées argileuses centimétriques passant au sommet d'un grainstone bioclastique qui, lorsqu'il n'est pas dolomitisé, laisse voir des Bryozoaires.

*b* - *argilite silteuse* versicolore à passées gréseuses et calcaires centimétriques (9 m).

*c* - *calcaire bioclastique* plus ou moins dolomitisés, en couches décimétriques, alternant avec des lits silteux (10 m). Au microscope, il s'agit d'un wackestone à Rugueux et Foraminifères.

*d* - séquence *détritique et carbonatée* variée où alternent sur 75 m d'épaisseur : pélite à Crinoïdes et à débris de Brachiopodes, calcaire bioclastique en lits centimétriques, couches lumachelliques, tufs volcaniques, grès à ciment calcareux, calcaire oolitique et grès fin à laminations parallèles. Au sein de cette série s'individualisent deux niveaux de 2 m d'épaisseur de calcarénite sombre à stratifications entrecroisées.



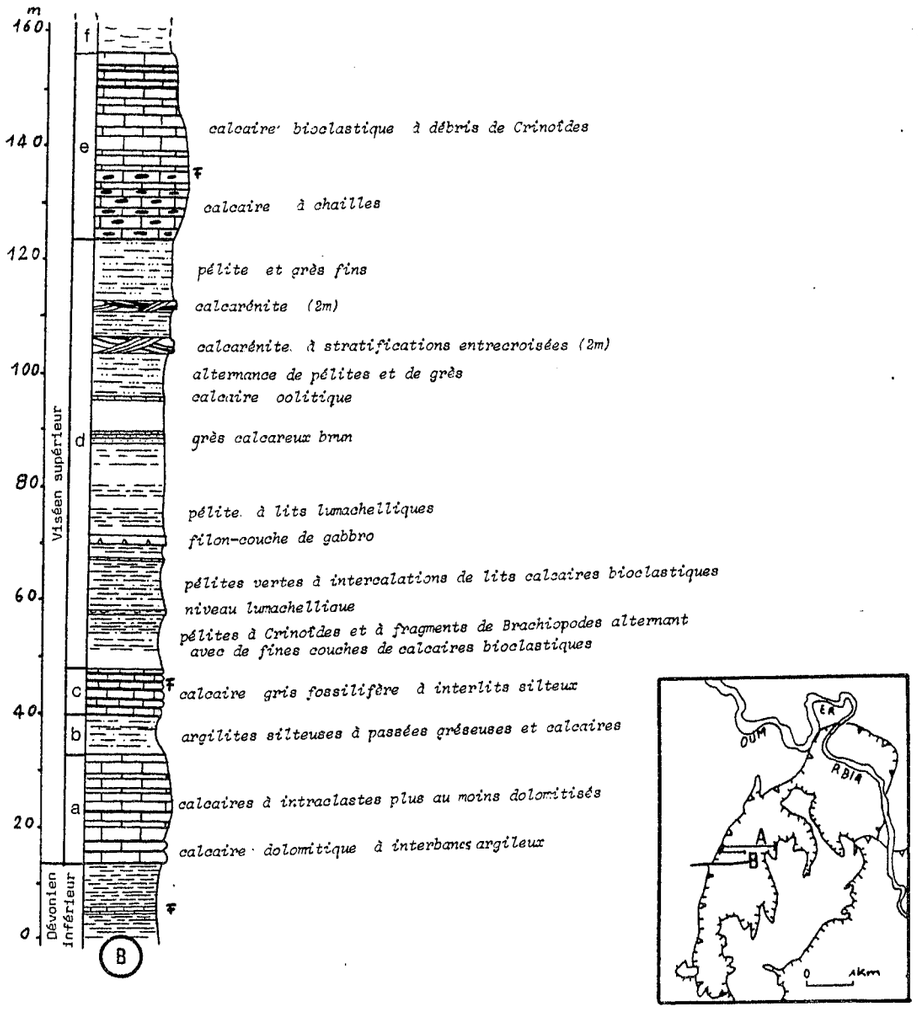




Fig. 58 : A - Coupe de Bir Si Hmida dans l'écaille $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia.
B - Détail dans la séquence viséen supérieur de l'écaille $e_3$ (unité de la Gada Jennabia).



*e* - deuxième barre *calcaire*, plus puissante que la première (30 m) : à la base, elle est constituée de calcaire dolomitique à chailles montrant dans certains bancs une lamination et parfois des encroûtements lumachelliques (Lamellibranches et Brachiopodes) à la surface des bancs. Vers le sommet, le calcaire est plus grossier : calcaire bioclastique à débris de Crinoïdes montrant des perturbations qui indiquent une augmentation d'énergie du milieu. Les niveaux qui terminent la barre contiennent des passées argileuses qui alternent avec les bancs calcaires annonçant l'installation d'un régime de sédimentation dans un milieu plus calme probablement plus profond. Au microscope, deux lames minces prélevées à la base et au sommet de la barre montrent un faciès dolosparitique légèrement sableux à entroques.

*f* - épaisse séquence de dépôts détritiques fins où alternent pélites, siltstones, grès fins et cinérites avec de rares intercalations de couches de calcaire siliceux fin. Dans cette séquence, les intrusions de roches vertes gabbroïques et doléritiques sont fréquentes (fig. 59) : généralement il s'agit de filons-couches disposés parallèlement aux couches sédimentaires dans lesquelles ils produisent un léger métamorphisme de contact.

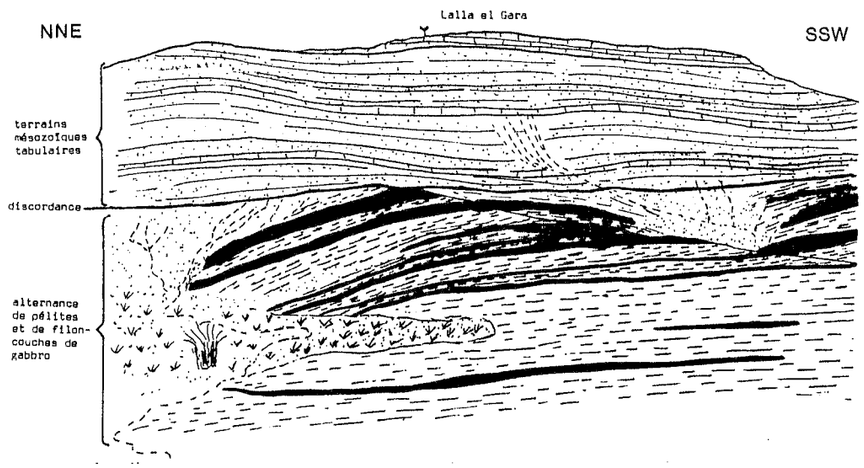



Fig. 59 : Vue panoramique du versant ouest de Lalla el Gara montrant la disposition des filon-couches de gabbro (en noir) parallèlement à la stratification des pélites viséennes.

*Age* :

Le niveau de base, placé sous la première barre calcaire *a* , est daté du Siegénien par Baecker *et al.* (1965). Par contre la barre calcaire du membre *a* a fait l'objet de diverses propositions :

- Gigout (1951) lui donne un âge viséen supérieur à la suite de la découverte de *Productus giganteus* (Martin) et *Spirifer striatus* (Martin) du gisement 884 au sud du douar Jaïffa.

- Kergomard (1970) l'attribue au Dévonien d'après l'étude de microfaciès.

- Vachard (1985) qui a déterminé avec doute *Issinella* sp. et *Septaglomospiranella* sp. propose un âge strunien.

Le fait que le Dévonien moyen montre généralement des faciès différents de celui de cette barre et le Dévonien supérieur (ou Strunien) n'étant pas connu sous ce faciès, ni dans les Rehamna ni même dans toute la Méséta marocaine, nous permet de retenir la proposition de Gigout qui est basée sur la découverte de deux fossiles viséens.

Le membre fossilifère c qui vient au-dessus de cette barre est daté du Viséen supérieur, ce qui implique que les terrains qui le surmontent sont au moins moins de cet âge. Dans ce membre c, Baecker *et al.* (1965) citent :

*Endothyra*
*Palaeotextularia*
*Archaediscus*
*Tetrataxis*

Vachard pour sa part y a déterminé des microorganismes indiquant un âge viséen supérieur V3 indifférencié.

*Earlandia* sp.
*Endothyranopsis* cf. *crassa*

*2 - Autres coupes*

Vers le Sud et le Sud-Ouest de l'écaille $e_3$ (région de Jaïffa), la partie supérieure de la coupe (membre *f*) située au-dessus de la deuxième barre calcaire (membre e) est masquée par les terrains tabulaires mésozoïques. Quatre autres coupes (fig. 60) ont été réalisées dans cette partie sud-ouest de l'écaille. On y note :

- une lenticulation de la première barre calcaire (membre *a*) dont l'épaisseur peut aller de 0 m, dans les zones où le membre b repose directement sur les terrains du Dévonien inférieur, à 30 m. A proximité de Jorf Jenn, un large développement de la surface affleurante de cette barre est liée en partie au plissement synschisteux très serré qui caractérise cette zone



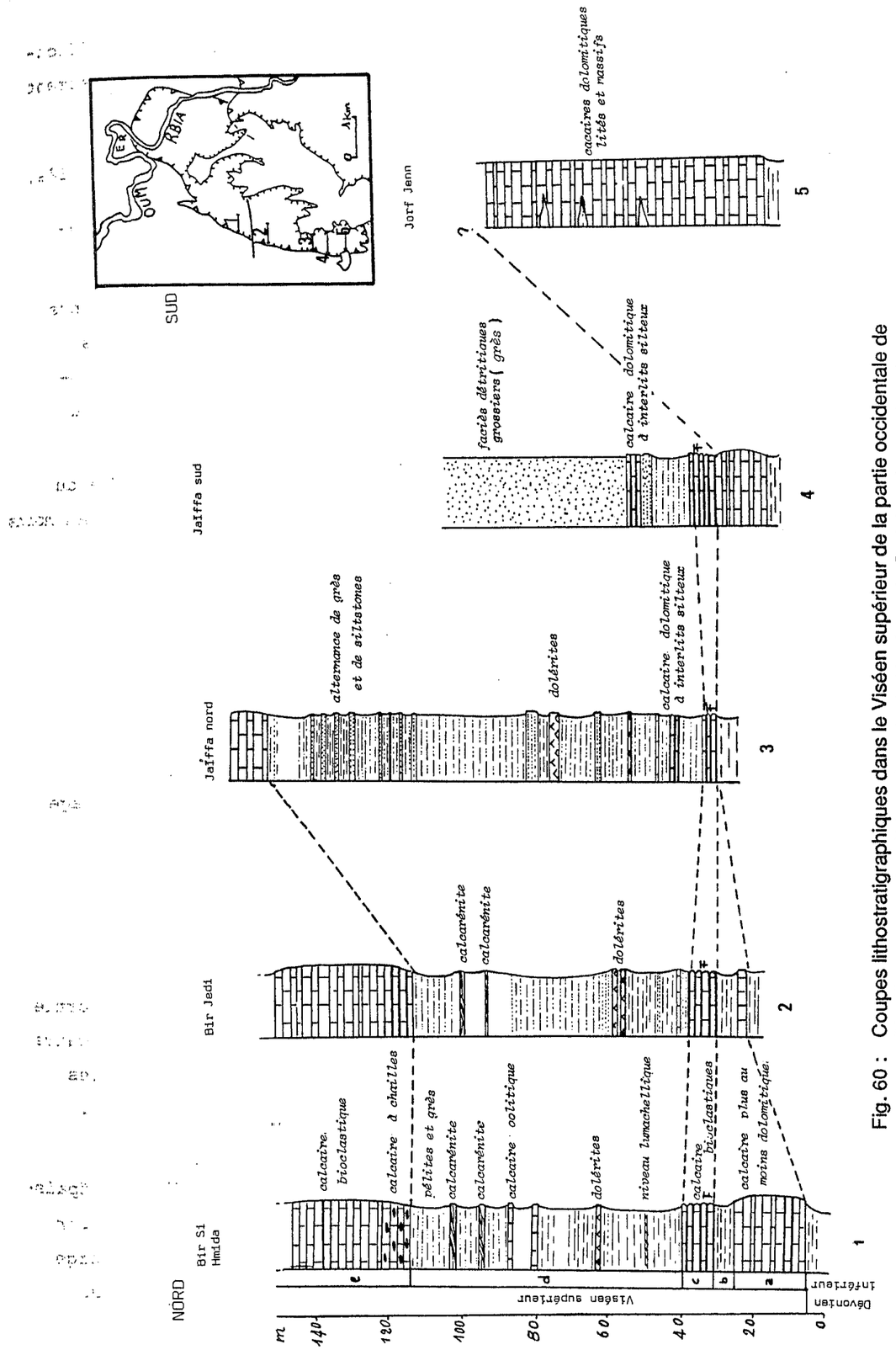



Fig. 60 : Coupes lithostratigraphiques dans le Viséen supérieur de la partie occidentale de l'écaille $e_3$ : granulométrie croissante du Nord vers le Sud dans le membre d, lenticulation de la barre calcaire a et épaississement de celle-ci à Jorf Jenn.

- une variation latérale des faciès du membre d' qui sont de plus en plus grossiers vers le Sud. La région de Jaïffa paraît avoir occupé originellement une position proche d'un haut-fond, source des apports.

Vers le Nord-Est (cote 254 et Ouest des Oulad Moussa), le matériel basal de l'écaille est tronqué et la deuxième barre calcaire (membre e), très désorganisée et coupée en sifflet, vient en contact direct avec le substratum, ici le Viséen supérieur de l'ensemble de Mechra ben Abbou.

## IV - L'ECAILLE $e_4$

Constituant la partie sud-est de l'unité de la Gada Jennabia, l'écaille $e_4$ chevauche à la fois l'écaille $e_3$ et le substratum disloqué. L'essentiel de son matériel est constitué par des terrains peu déformés du Dévonien inférieur et du Viséen supérieur, corrélables avec ceux de l'écaille $e_3$.

*Coupe de l'Oued Jenanat*

L'entaille de l'Oued Jenanat, affluent de l'Oum er Rbia, offre une coupe stratigraphique continue qui nous a permis de reconnaître d'Est en Ouest et de bas en haut (fig. 61) d'abord une séquence de base constituée de pélites vertes et grises (100 m) dans lesquelles s'intercalent de fines passées gréseuses de 2 à 4 cm et des bancs de calcaire bioclastique , à entroques, brun , d'épaisseur variable de 10 à 80 cm. Dans cette séquence s'individualise une barre de 7 m de calcaire dolomitique à patine jaune et gris à la cassure, en bancs décimétriques alternant avec des lits argileux. La base de cette séquence est tronquée au Sud du douar Cheikh el Basri et à l'Ouest de Sidi Abdelaziz, au Nord-Est de l'écaille, elle est entièrement tronquée.

Au-dessus et en accordance se trouve la succession suivante :

*a* - barre (60 m) de *calcaire dolomitique* gris, cristallin , en bancs épais de 60 cm à 1 m, à joints argileux. Au microscope, il s'agit d'une dolosparite en mosaïque.

*b* - *argilites* violacées (40 m) contenant des petits galets calcaires en billes de diamètre centimétrique, dispersés dans la matrice argileuse. Le matériel des galets est identique à celui de la barre calcaire (membre *a*) sous-



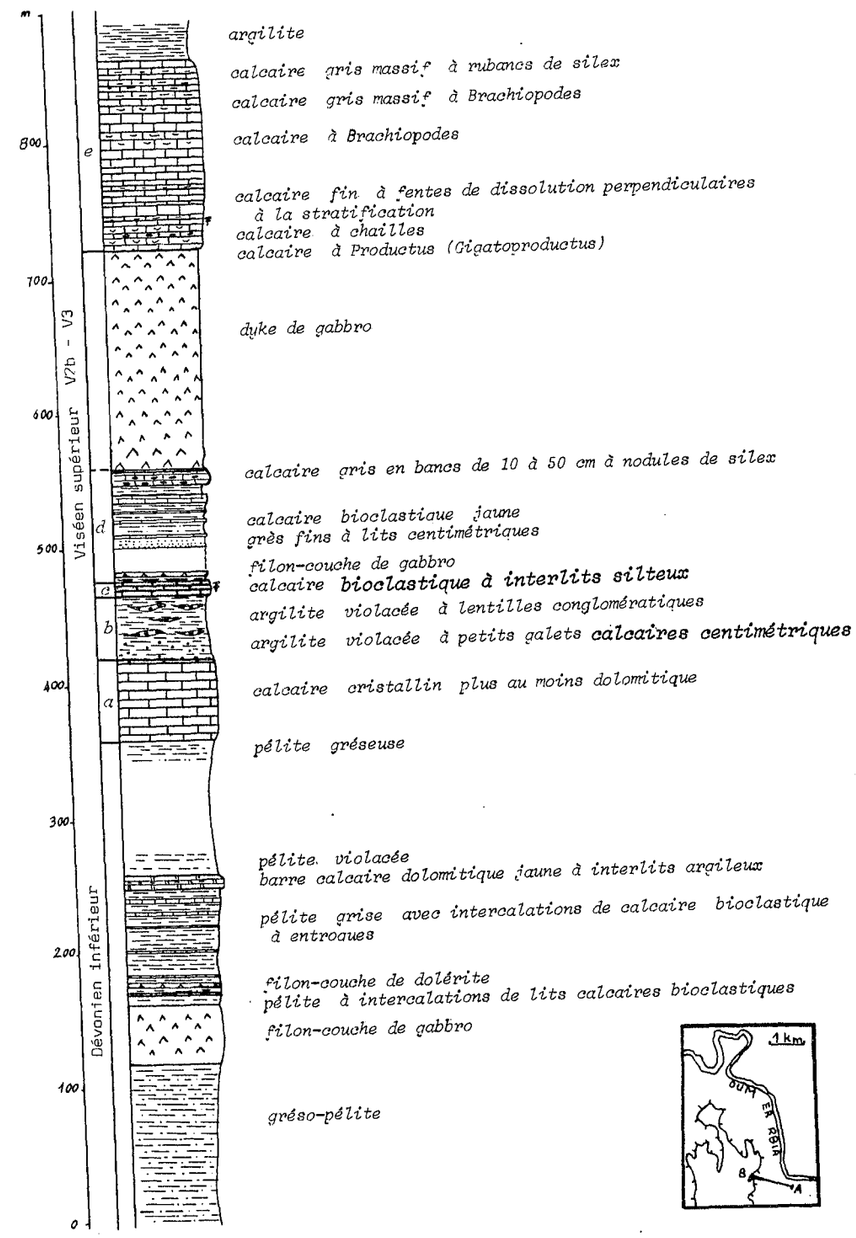



Fig. 61 : Colonne lithostratigraphique du Dévono-carbonifère de l'écaille $e_4$ de l'unité de la Gada Jennabia.

jacente dont ils pourraient être issus ; ceci impliquerait que cette barre calcaire devait se trouver émergée non loin de là. Au-dessus, dans ces argilites, se développent des chenaux conglomératiques de 40 cm à 2 m d'épaisseur dont les galets sont de 2 à 4 cm de diamètre avec une matrice détritique et carbonatée.

*c - calcaires bioclastiques* jaunes plus ou moins dolomitiques (10 m) en bancs décimétriques alternant avec des lits silteux.

*d* - alternance de *pélites, calcaire gréseux, grès calcaire , calcaire bioclastique calcaire à chailles* et grès (80 m). Les bancs calcaires, généralement dolomitiques (dolomicrosparite), dominent dans cette séquence et forment parfois des barres individualisées dans la topographie.

*e* - après un dyke qui coupe en biais la séquence du membre *d* vient une barre calcaire de 100 m d'épaisseur, elle aussi coupée par ce dyke. Cette barre est constituée de *calcaire dolomitique* (dolomicrosparite) en bancs de 20 cm à 2 m dont certains contiennent des rubans ou des nodules de silex. Quand les couches sont biodétritiques, elles sont généralement riches en Brachiopodes (*Giganto-productus*). Vers le sommet de la barre, le calcaire devient micritique avec intercalations de lits argileux et marquent le passage du faciès de plate-forme aux faciès de mer plus profonde : argilite de milieu pélagique.

*Age* :

La série de base est attribuée par analogie de faciès au Dévonien inférieur (Gigout, 1955).

Dans la première barre calcaire (membre *a*), Neltner (*in* Gigout, 1955) signale la présence de *Daviesiella comoides* (Sow.) d'âge viséen supérieur. Deux lames taillées dans le calcaire bioclastique des membres c et *d* ont permis à Vachard (1984) de reconnaître :

*Endothyra* sp.
*Archaediscus* sp.
*Hexaphyllia* sp.
*Epistacheoides* sp.

et de dater ces calcaires du Viséen supérieur V2b à V3.



## V - CONCLUSION

Les écailles de l'unité de la Gada Jennabia sont donc constituées de terrains d'âge dévonien inférieur et d'âge viséen supérieur. Les terrains d'âge dévonien inférieur, représentés par des pélites à intercalations de calcaires bioclastiques, parfois dolomitiques, et de grès, forment la semelle de trois écailles $e_1$, $e_3$ et $e_4$. Les terrains viséens sont présents dans les quatre écailles. Dans l'écaille $e_3$ qui paraît la plus complète, ces terrains forment d'abord une séquence de mer transgressive constituée de calcaires péri-récifaux, de calcaires bioclastiques riches en Brachiopodes, de grès et siltstones, puis une séquence de mer plus profonde à matériel argileux avec intercalations de cinérite. C'est dans cette seconde séquence où est injecté le maximum de roches gabbroïques et doléritiques des Rehamna septentrionaux.

## VI - RESTITUTION DE L'UNITE ALLOCHTONE DE LA GADA JENNABIA

Dans trois écailles ($e_1$, $e_3$ et $e_4$) de l'unité de la Gada Jennabia, les premiers termes stratigraphiques du Viséen supérieur, comprenant la première barre calcaire (membre *a*) et la séquence détritique et carbonatée qui la surmonte (membres *b*, *c* et *d*), présentent des analogies de faciès et de microfaunes avec ceux de la formation de Bled Mekrach (fig. 62) :

- La première barre calcaire (membre *a*) des écailles de la Gada Jennabia est analogue du point de vue faciès à celle de Merija sud (formation de Bled Mekrach). Paléogéographiquement, les calcaires (membre *a*) de ces deux coupes se situent dans la plate-forme carbonatée externe. Sur le schéma paléogéographique proposé dans la figure 54, les calcaires *a* des écailles de la Gada Jennabia seraient placés plus à l'Est de leur position actuelle, au moins dans la position des calcaires *a* de Merija.

- Les faciès détritiques plus ou moins fins et carbonatés des membres *b*, *c* et *d* des écailles $e_1$, $e_3$ et $e_4$ témoignent, à l'exception de quelques lentilles conglomératiques de l'écaille $e_4$, d'un milieu de sédimentation plus calme qu'à Bled Mekrach où se déposaient des sédiments détritiques et biodétritiques grossiers. Ceci implique que les dépôts de l'unité de la Gada Jennabia s'effectuent assez loin du rivage.

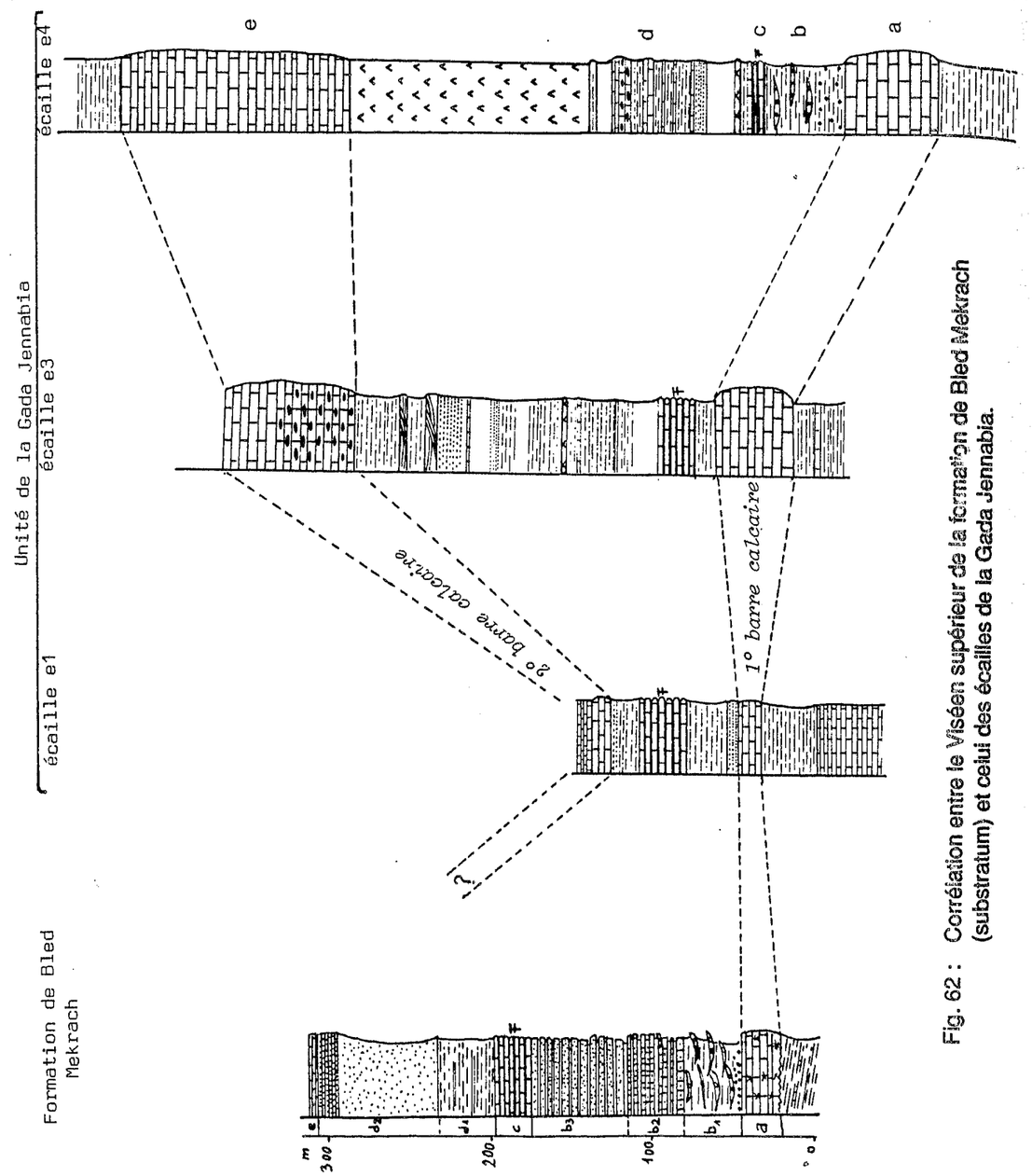



Fig. 62 : Corrélation entre le Viséen supérieur de la formation de Bled Mekrach (substratum) et celui des écailles de la Gada Jennabia.



Vers le sommet, les grès à lamines parallèles et à stratifications entrecroisées constituant les termes supérieurs du membre *d* indiquent un retour à des conditions littorales et l'approche d'une terre émergée pouvant être liée soit au comblement du bassin soit à une baisse eustatique du niveau marin.

Par la suite s'installe, sous des conditions favorables, une plate-forme carbonatée (membre *e*) dont on a nulle part la trace ni dans la formation de Bled Mekrach ni dans la formation de Skikirat. Pour expliquer l'absence de cette barre calcaire *e* dans les formations viséennes du substratum, nous envisageons deux hypothèses : disparition par érosion ou absence de dépôts. Cette deuxième hypothèse qui paraît plus plausible laisse supposer un retrait de la mer : la plate-forme carbonatée serait édifiée plus à l'Est, une barrière récifale pourra ainsi exister ; elle limitera, vers l'Est, la plate-forme externe (calcaires du membre *e*) et vers l'Ouest, une terre émergée correspondant à l'actuel Rehamna septentrionaux (fig. 63-B).

Les faciès argileux pélagiques *f*, eux aussi ne présentant pas de témoins dans le substratum (Bled Mekrach), indiquent un approfondissement du bassin viséen supérieur. Ces terrains seront par la suite intrudés par des filons couches et dykes de roches magmatiques en relation avec l'extension du bassin.

Ceci permet de montrer, comme il sera d'ailleurs prouvé, par la suite, par l'étude géochimique des roches magmatiques, que les terrains des écailles de la Gada Jennabia se placent plus à l'Est ou au Sud-Est, à une dizaine de kilomètres de leur actuel emplacement.

*CHAPITRE III*

# LE VISEEN SUPERIEUR DANS LES REHAMNA SEPTENTRIONAUX. CONCLUSION.

## I - EVOLUTION SEDIMENTAIRE DU VISEEN SUPERIEUR DANS LES REHAMNA SEPTENTRIONAUX

Après comblement du bassin famennien par du matériel détritique et débordement des dépôts struniens sur ses bordures, intervient, dans les Rehamna septentrionaux, une phase d'émersion durant l'intervalle Tournaisien-Viséen inférieur. Cette phase est accompagnée d'érosion et probablement de dislocation synsédimentaire au sein du matériel anté-viséen. Le retour de la mer viséenne instaure un régime sédimentaire carbonaté avec édification d'une barrière récifale précisant que la transgression marine a débuté dans la partie orientale des Rehamna septentrionaux, l'Ouest et le Nord étant émergé. La plate-forme calcaire ainsi édifiée sera par la suite découpée par des failles listriques avec basculement de panneaux et érosion préférentielle dans les parties relevées des panneaux basculés. Les terres émergées à l'Ouest alimentent en matériel détritique le bassin qui s'ouvre à l'Est. Le rejeu permanent des failles listriques poursuit l'entretien des parties soulevées des panneaux basculés ; la mer gagne par la suite vers l'Ouest et dépose des calcaires et siltstones à *Productus* directement sur le substratum anté-viséen supérieur puis du matériel détritique gréseux et argileux.

Durant cette période viséenne, les premiers dépôts de Bled Mekrach se retrouvent également dans les premiers termes viséen supérieur de l'unité de la Gada Jennabia, mais ils y sont plus fins et sans doute distaux, ce qui indiquerait que cette unité devait se trouver plus à l'Est ou au Sud-Est de sa position actuelle.

Puis s'installe de nouveau un régime de sédimentation carbonatée (deuxième barre calcaire *e* des écailles de l'unité de la Gada Jennabia), caractéristique seulement de la patrie de l'unité de la Gada Jennabia et absent



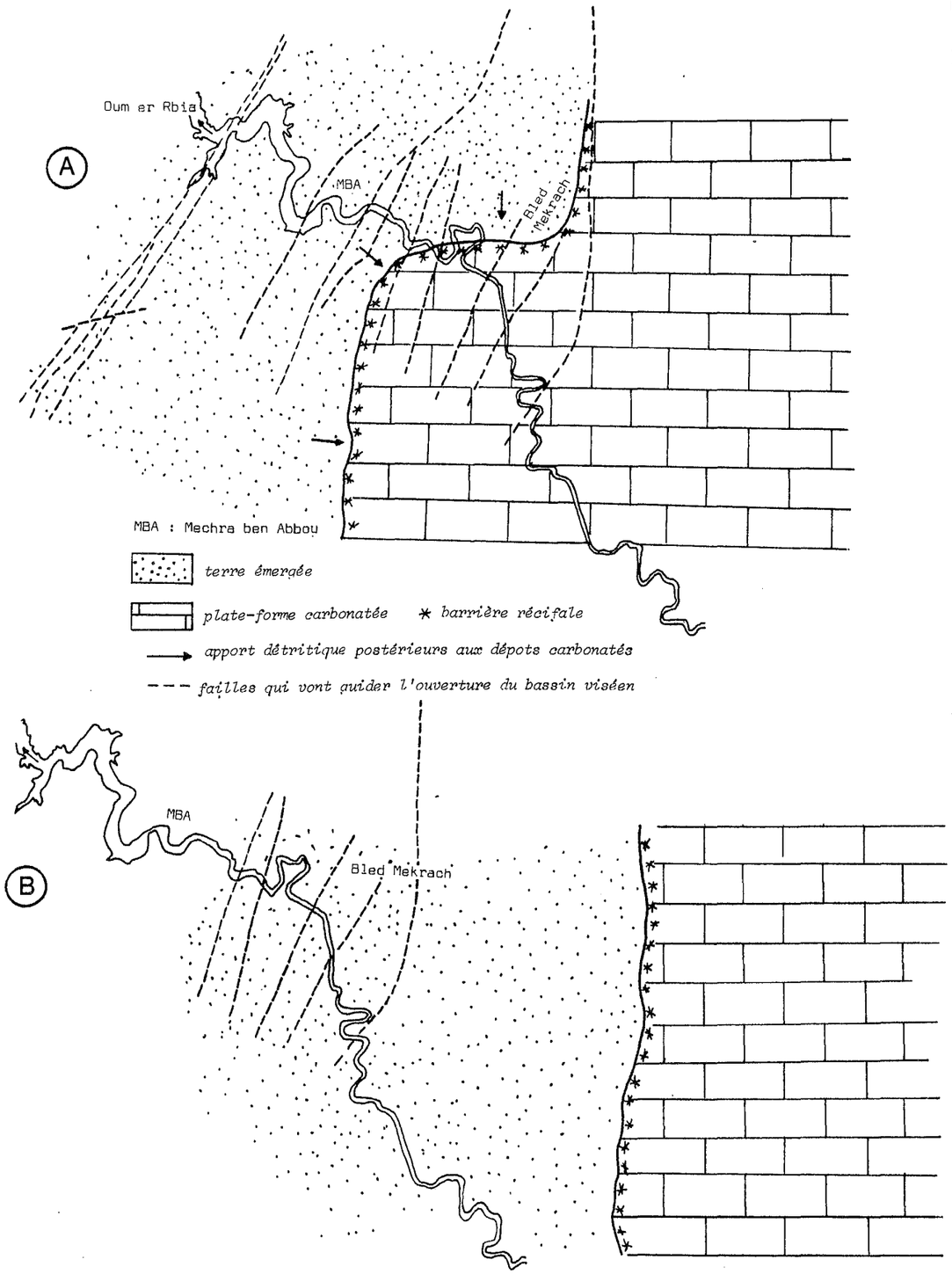



Fig. 63 : A - Schéma paléogéographique des Rehamna septentrionaux au début de la transgression viséenne (membre a)
B - Schéma paléogéographique des Rehamna septentrionaux lors de l'édification de la seconde barre calcaire (membre e) viséen supérieur des écailles de l'unité de la Gada Jennabia.

dans le secteur de Bled Mekrach, impliquant ainsi une régression de la mer. Ces dépôts carbonatés sont suivis par une sédimentation détritique fine de type pélagique indiquant un approfondissement du bassin.

## II - DISCUSSION SUR LA POSITION PALEOGEOGRAPHIQUE, ET LE MODE DE DEPOT DE LA FORMATION DES SKIKIRAT

La formation de Skikirat ne présente pas d'équivalent ni dans la formation de Bled Mekrach ni dans les terrains viséen supérieur des écailles de l'unité de la Gada Jennabia. Pour cela, et comme le confirme son âge viséen terminal (V3c supérieur), la formation de Skikirat se place, dans un log stratigraphique synthétique, bien au-dessus de la formation de Bled Mekrach et des séquences viséennes de la Gada Jennabia dont les plus jeunes terrains sont datés du Viséen supérieur (V3bγ).

Le wild-flysch appartenant à la formation de Skikirat n'affleure que très localement dans la tranchée de chemin de fer de Sidi Abdallah. Associé au matériel chaotique de Skikirat (blocs et lentilles), ce wild-flysch pourrait caractériser la bordure d'un bassin flysch. Mais le nombre réduit d'affleurements ne permet pas la reconstitution paléogéographique de ce bassin. Nous proposons ici une interprétation dans laquelle le wild-flysch de Skikirat serait synchrone de la déformation précoce post-viséen supérieur. En effet, comme il sera démontré dans l'étude tectonique, les terrains viséens de la formation de Bled Mekrach ainsi que ceux de l'unité de la Gada Jennabia sont plissés puis érodés au même temps que se déplacent, par glissement gravitaire, les différentes écailles de l'unité de la Gada Jennabia.

Ces deux derniers phénomènes (l'érosion succédant au plissement et le glissement gravitaire des nappes) sont généralement synchrones de l'ouverture d'un bassin placé au front des nappes gravitaires et dont la bordure est chaotique. C'est le cas au Sud-Est du Maroc central (Allary, Lavenu et Ribeyroles, 1976), à l'Est des Jebilet (Huvelin, 1977) et à Aït-Tamlil (Jenny, 1980). Ainsi, le wild-flysch de Skikirat paraît correspondre aux produits d'érosion d'une terre soulevée par plissement qui sont resédimentés dans un bassin créé à l'Ouest au même temps que continue l'érosion et que se déplace, de l'Est vers l'Ouest ou du Sud-Est vers le Nord-Ouest, la nappe gravitaire de la



Gada Jennabia (voir étude tectonique). Du matériel de cette nappe pourrait se retrouver sous forme d'olistolithes dans le wild-flysch : c'est le cas du bloc de grès carbonatés roux, situé à l'extrémité sud de la tranchée de Skikirat, qui peut s'apparenter aux couches du membre *d* de l'écaille $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia.

Si on considère que certains blocs hectométriques et décamétriques d'âge dévonien inférieur et moyen de Skikirat comme des olistolithes qui étaient emballés dans une matrice actuellement érodée, on pourrait établir, après restitution des écailles de cette région, un granoclassement latéral de blocs depuis l'Est (bordure occidentale de l'unité allochtone) où les blocs sont hectométriques jusqu'à l'affleurement de Skikirat où les blocs sont métriques.

A la chaotisation de la bordure de ce bassin viséen occidental peut être associée une partie de la dislocation caractéristique de l'ensemble de Mechra ben Abbou. Nous précisons ici, qu'il ne peut s'agir que d'une partie de la dislocation puisque l'essentiel de cette déformation synsédimentaire est lié à l'ouverture des bassins orientaux (bassin famennien de l'Oued Kibane et bassin viséen supérieur de Bled Mekrach) témoignée par la *transgression de la formation de Bled Mekrach sur du matériel anté-viséen chaotique* (voir chapitre V).

La sédimentation dans le second bassin se termine par les dépôts de carbonates puis de grès débordant probablement sur ces bordures et se propageant dans la région d'Ain el Melah.

## III - CONCLUSION

En résumé, le Viséen supérieur des Rehamna septentrionaux est caractérisé par l'ouverture de deux bassins séparés dans le temps par une phase de déformation précoce pouvant être qualifiée d'intraviséenne : un bassin oriental d'allongement subméridien comme en témoigne la direction des failles synsédimentaires et de matériel de plate-forme s'approfondissant progressivement vers l'Est pour passer à du matériel pélagique. Le second bassin occidental est à matériel wild-flysch en bordure orientale pouvant passer plus à l'Ouest à des flysch. Ce dernier bassin dont on ne connait pas la géométrie, faute de réduction d'affleurements, pourrait être également allongé en direction méridienne pour englober le matériel viséen supérieur de la tranchée de chemin de fer de Bouchhada (Michard *et al.*, 1982).

*CHAPITRE* IV

# LES MOLASSES POST OROGENIQUES

Sur les terrains paléozoïques déformés lors de la phase hercynienne paroxysmale, reposent, en discordance angulaire, des molasses continentales connues sous le nom de "*conglomérats rouges de Mechra ben Abbou*". Ces molasses, qui proviennent de démantèlement de la chaîne hercynienne, se sont déposées dans des bassins intramontagnes. Elles sont attribuées au Permo-carbonifère par analogie de faciès avec les terrains datés affleurant dans d'autres régions du Maroc. Elles sont surmontées en discordance angulaire par des formations détritiques rouges subtabulaires affleurant sur de grandes surfaces et attribuées au Trias (Gigout, 1951).

## I - HISTORIQUE

De nombreux travaux ont été consacrés à ces conglomérats rouges post-orogéniques dans les Rehamna et ailleurs au Maroc.

Dès 1920, Gentil figure les molasses post hercyniennes sur une carte provisoire du Maroc (*in* Gigout, 1951).

En 1924, Barthoux les étudie dans les Jebilet et les Rehamna, leur attribue un âge triasique et émet l'hypothèse d'une stratification originelle inclinée. Il compare les conglomérats de Mechra ben Abbou aux éboulis de pente des montagnes en régions désertiques.

En 1928, Termier range les conglomérats de Mechra ben Abbou dans le Permien et en décrit les faciès. En 1936, il les compare à ceux connus dans le Maroc central à Sidi Kassem et conclut à leur âge westphalo-autunien.



Gigout (1951) donne une description plus détaillée de la formation conglomératique de Mechra ben Abbou, signale la discordance angulaire avec les terrains sous-jacents et évalue la puissance à 4000 m. Il partage avec Barthoux l'idée de sédimentation des conglomérats en couches obliques au pied des reliefs érodés et compare celles-ci aux éboulis de pentes ou aux cônes torrentiels.

En 1955, Gigout et Termier se mettent en accord sur l'analogie de faciès des molasses rouges de Mechra ben Abbou avec celles datées du Westphalien C dans le Maroc central à Sidi Kassem.

Piqué (1972), démontre par une étude statistique de l'orientation des axes "Lo" de galets que les paléotransports avaient une direction nord-est - sud-ouest.

Tisserant (1977) a montré par des arguments géochronologiques indirects que l'âge de ces conglomérats est probablement autunien. Ils seront déposés juste après l'intrusion des granites et des filons tardi-orogéniques des Rehamna.

Hoepffner *et al*. (1975) signalent le caractère post-orogénique franc des conglomérats de Mechra ben Abbou, dans lesquels les galets de granite et de microdiorites sont absents.

Michard *et al*. (1982) localisent dans les tranchées de la route RP7 la discordance entre les conglomérats et les terrains sous-jacents, signale la déformation de ces conglomérats par une tectonique tardi-orogénique se manifestant par le rejeu de failles N30° et estime l'épaisseur de cette formation à 2000 m.

Deux découvertes faites en 1984 par Muller et Houfaïri à Koudiat Gara, au Nord-Est de Mechra ben Abbou, l'une d'un contact anormal faisant chevaucher les terrains du Dévonien et du Viséen sur les conglomérats post-orogéniques (El Kamel *et al*., 1985) et l'autre d'un niveau de calcaire fossilifère au sein de ces conglomérats, nous ont incité à reprendre l'étude des molasses dans le but de connaître l'importance et l'âge de cette tectonique tangentielle tardive. Cette étude a abouti aux résultats suivants :

- Deux formations conglomératiques qui restent non datées sont séparées par une discordance angulaire : la formation 1 s'est déposée dans un demi-graben est-ouest. Après sa déformation suivie d'une érosion, elle a été transgressée par la formation 2 qui n'a été ensuite que modérément flexurée.

- La structuration de la formation 1 consiste en un plissement N60°-80° à vergence NNW suivie d'un écaillage puis d'une fracturation selon une direc-

tion N30° accompagnée de formation de horsts aussitôt nivelés par l'érosion, avant le dépôt de la formation 2. Celle-ci n'a été ensuite que modérément flexurée par le rejeu des failles N30°.

## II - LITHOLOGIE

### *1 - Formation 1*

Elle a été divisée en deux membres, inférieur et supérieur, lithologiquement peu différents mais séparés par une coulée de lave acide que nous rattachons au second membre (fig. 64 et pl. 4).

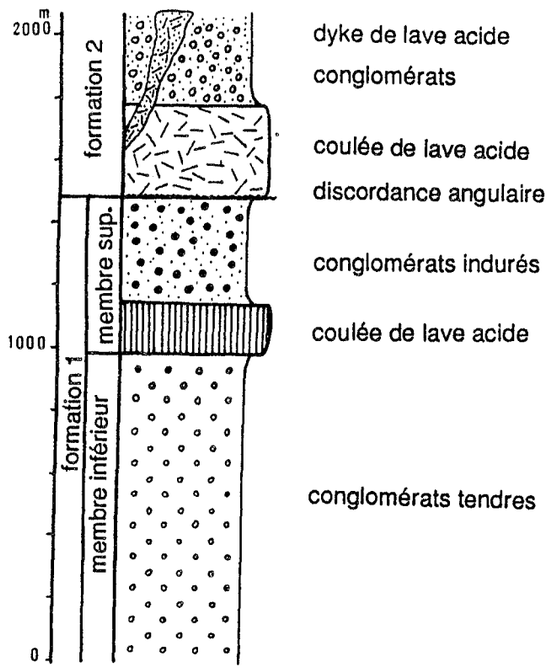



Fig. 64 : Colonne lithostratigraphique des molasses et laves post-orogéniques.

#### *1.1 - Le membre inférieur*

Il occupe la partie sud et sud-ouest des affleurements conglomératiques des Rehamna nord. A Oulad Barka, les terrains de ce membre reposent en discordance angulaire sur les terrains dévoniens et viséens plissés à l'Hercynien (fig. 65). Dans la plaine de Sidi Abdahllah, ils sont masqués par les placages quaternaires et à l'Ouest sont en contact anormal avec les terrains cambro-ordoviciens plissés et schistosés du môle côtier d'Imfout, par l'intermédiaire d'une faille verticale N30°.



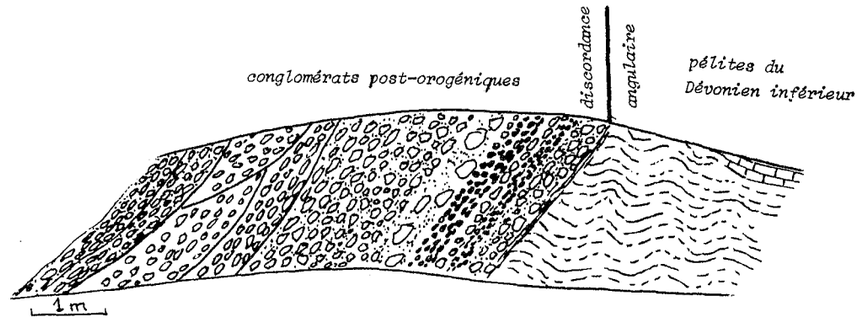



Fig. 65 : Discordance angulaire entre le substratum paléozoïque et les molasses post-orogéniques.

Présentant un pendage permanent vers le Nord, les terrains de ce membre sont constitués de décharges conglomératiques en général calibrées et chenalisées. Les galets du conglomérat sont sub-anguleux, jamais bien arrondis, de tailles très variables de 1 à 20 cm de diamètre. Ils sont englobés dans un ciment argilo-gréseux tendre. Ces argilites sableuses forment en outre des lits d'épaisseur variable au sommet des séquences conglomératiques (fig. 66). Les galets sont constitués de matériel essentiellement dévonien et viséen. L'examen de leur nature pétrographique montre, selon les affleurements, soit un remaniement du substratum immédiat, comme peut le témoigner leur caractère anguleux à subanguleux, soit un apport lointain. Ainsi on peut mettre en évidence :

Au Sud-Ouest, dans la région de Chbenia (Pl. 4), les galets sont constitués de quartzites et microquartzites qui, d'après Piqué (1972), correspondent à des faciès semblables à ceux des terrains cambrien inférieur du synclinal d'Imfout, situé à 7 km au Nord-Ouest de cette localité. Ce même auteur signale aussi la présence de galets de schistes phylladiques dont la source, compte tenu de la répartition des zones les plus métamorphiques, ne peut être envisagée qu'à l'Est et au Sud-Est.

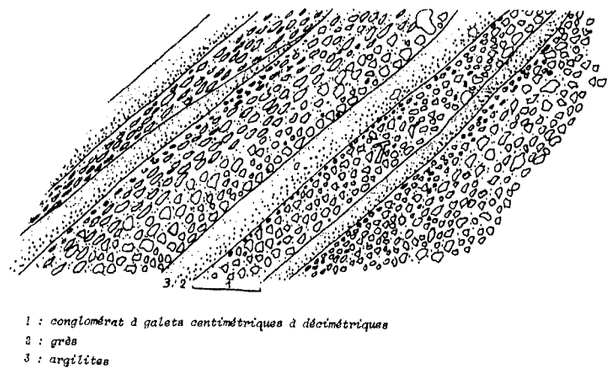



Fig. 66 : Quatre séquences granoclassées dans le membre inférieur de la formation 1 des conglomérats post-orogéniques de Mechra ben Abbou.

Le long de la RP7, les chenaux conglomératiques sont comblés de galets essentiellement quartzitiques, gréseux et pélitiques.

Au Sud du douar Ajer el Baëd, les galets de la série de base sont formés de calcaires jaunes fossilifères du Dévonien inférieur empruntés aux terrains dévoniens sous-jacents qui affleurent non loin de là.

Au Nord du douar Oulad Barka, cette séquence de base contient des galets de tufs volcaniques, de calcaires bioclastiques et de poudingues viséens qui paraissent provenir tous de la formation viséenne du substratum de Bled Mekrach. Des galets de quartzites gris à noirs qui leur sont associés rappellent les quartzites du Famennien qui n'affleurent que dans les secteurs de Foum el Mejez et des Oulad el Abid à une dizaine de kilomètres plus au Nord-Est. En se rapprochant du sommet du membre, à une centaine de mètres au Sud du viaduc ferroviaire, les galets sont constitués soit de quartzites soit de calcaires du Dévonien moyen.

- *Direction et sens de transport du matériel conglomératique* : les chenaux conglomératiques, quand ils sont bien marqués, ce qui est rare, sont orientés Est-Ouest. Les galets cabrés indiquent des courants du Nord-Est vers le Sud-Ouest ou de l'Est vers l'Ouest. Ce sens est confirmé aussi par la situation des galets du conglomérat par rapport à leur source possible : au Nord d'Oulad Barka, l'abondance de galets de quartzites du Famennien et de poudingues du Viséen dont la source ne peut être située qu'au Nord-Est à Bled Mekrach et à Foum el Mejez, confirme bien ce sens général de transport du Nord-Est vers le Sud-Ouest.

*1.2 - Le membre supérieur*

Les terrains du membre supérieur reposent en légère discordance sur ceux du membre inférieur. Ils affleurent dans deux secteurs séparés par un affleurement du substratum paléozoïque : l'un au Sud de la faille N80° de Nahilat et le second au Nord de Koudiat Gara. Ce membre montre de bas en haut la succession suivante :

- *coulée de lave acide* qui repose en légère discordance angulaire (10°) sur les terrains du membre inférieur plus penté. Sa base, scoriacée, suit les irrégularités des lits conglomératiques sous-jacents. Son épaisseur maximale est de 160 m au droit de la tranchée de chemin de fer, à Guelb Hemar. Elle se poursuit vers l'Ouest en s'amincissant jusqu'à une faille N20° qui limite à l'Est le bloc soulevé d'Ajer el Baëd (pl. 4). Vers l'Est, elle disparaît au



droit du méandre de l'Oum er Rbia. L'affleurement isolé de lave au Nord de Bled Mekrach pourrait correspondre, en raison de sa structure annulaire, au centre d'émission.

Des filons (ou dykes) volcaniques acides disposés en relais suivant une orientation N130° dans les terrains conglomératiques, au sommet du membre inférieur, à l'Ouest de la voie ferrée pourraient également être liés à cet épisode volcanique. A ce dernier, on associe enfin un filon qui, au Sud du douar Nahilat, paraît emprunter la faille est-ouest de Nahilat, faille sur laquelle on reviendra en raison de son rôle important dans la sédimentation. Sur le plan pétrographique, cette lave est une *trachy-andésite* (Michard, 1982) à couleur violette quand la cassure est fraîche et brune quand la roche est altérée. Des ponctuations blanches correspondant à des amas de cristaux de feldspath sont caractéristiques de cette roche.

- *argilites rouges* (30 m) dans lesquelles s'intercalent quelques passées conglomératiques chenalisées (fig. 67).

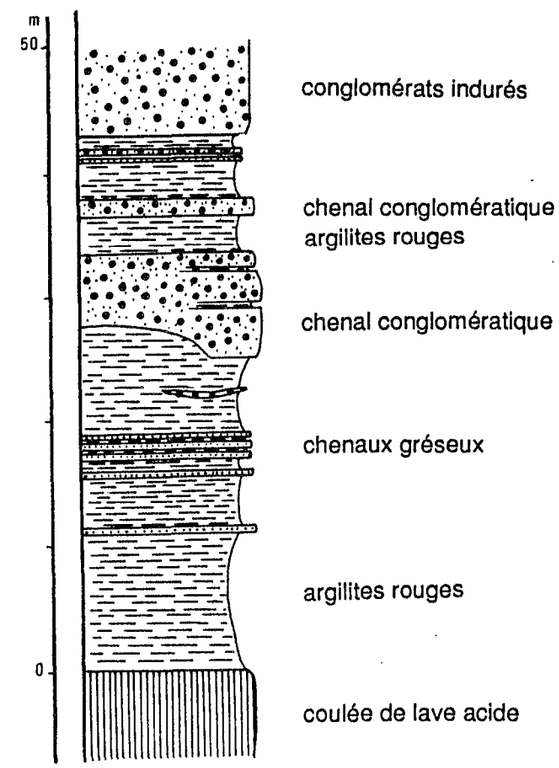



Fig. 67 : Coupe lithologique au Nord du viaduc ferroviaire, au-dessus de l'Oum er Rbia : Base du membre supérieur de la formation 1 des conglomérats post-orogéniques de Mechra ben Abbou.

- *conglomérat à ciment très induré*. Cette forte induration est caractéristique et reste pratiquement constante jusqu'au sommet du membre. Les galets du conglomérat sont arrondis, de 1 à 20 cm de diamètre, par endroits même jusqu'à 50 cm, et sont constitués de :

. calcaires gris à chailles et à Polypiers du Dévonien moyen, particulièrement fréquents dans la région de la gare de Mechra ben Abbou.

. laves bulleuses provenant probablement du remaniement des coulées de lave qui se trouvent à la base du membre.

. grès bruns et quartzites du Strunien pouvant localement, comme au Sud de Nahilat, représenter le 80% des galets.

. poudingues viséens à galets calcaires.

Dans ce membre supérieur, la présence de niveaux argileux rouges est fréquente ; on notera ceux de la tranchée de chemin de fer à Ajra Baëda et ceux de la nouvelle route du barrage el Massira (au Nord-Est de Koudiat Gara). A quelques dizaines de mètres au Nord-Est de cette dernière localité, au sein des grès et argilites, apparaît un *banc lenticulaire de 20 cm d'épaisseur de calcaires noirs, bioclastiques, à Gastéropodes* (fig. 68), *à kystes et filaments d'Algues ( mate algaire)*. Ce banc, qui n'a pu être suivi que sur une dizaine de mètres en raison des complications tectoniques, est le seul niveau fossilifère trouvé dans la formation 1.

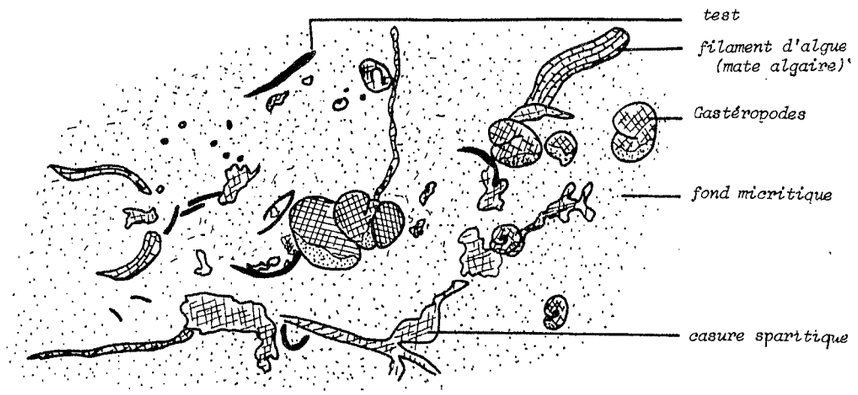



Fig. 68 : Structure microscopique des calcaires noirs à Gastéropodes intercalés dans les conglomérats du membre supérieur de la formation 1.



- *Direction et sens de transport du matériel conglomératique* : La direction des chenaux conglomératiques, comme celle des cannelures d'érosion visibles grâce au moulage des bancs gréseux, est assez régulièrement orientée Est-Ouest. Le sens de transport n'a pu être précisé, mais l'abondance de gros galets de poudingues du Viséen supérieur au Nord de Bouchhada laisse supposer, comme cela l'était déjà pour le membre inférieur, une *source orientale*, car le seul endroit où sont connus de tels faciès se trouve à Bled Mekrach à 5 km à l'ESE.

*2 - Formation 2*

Affleurant largement à l'Ouest de Mechra ben Abbou, cette formation repose, en discordance angulaire, sur les terrains plissés et érodés de la formation 1. Elle est caractérisée à la base par une coulée de lave acide, surmontée d'épandages conglomératiques, l'ensemble étant traversé, selon Gigout (1955), par un dyke volcanique acide.

La coulée basale, dont l'épaisseur atteint 300 m au Nord-Ouest de Mechra ben Abbou, s'amincit vers le Sud et le Sud-Est. A cette coulée nous rattachons l'affleurement de lave subhorizontale de 10 m d'épaisseur de Dhar Diba qui repose en discordance angulaire sur les couches fortement pentées vers le Nord de la formation 1, ainsi que les petits témoins de coulée encore plus mince (quelques mètres) qui surmontent directement les pélites et les calcaires du Dévonien d'Ajar el Baëd. Ces divers témoins indiquent un amincissement notable de la coulée vers l'Est et paraissent même en marquer la limite sud-est. Cela laisse supposer que le horst d'Ajer el Baëd, limité par deux failles N30°, aurait été entièrement décapé de la formation 1 par érosion avant la mise en place de la coulée de la formation 2.

## III - AGE DES MOLASSES POST OROGENIQUES

Des âges allant du Westphalien C au Trias ont été proposés pour les conglomérats rouges de Mechra ben Abbou sans preuve paléontologique, essentiellement par simple analogie de faciès avec les séries datées de Khénifra et de Sidi Kassem, dans le Maroc central.

Les recherches palynologiques et de Coccolithophoracées effectuées, respectivement dans le laboratoire de Biologie Végétale de l'Université d'Aix-Marseille III - St Jérôme et dans le laboratoire de Géologie historique de

l'Université de Provence, sur les calcaires noirs intercalés dans les conglomérats du membre supérieur de la formation 1 n'ont malheureusement donné aucun résultat. Ni les Gastéropodes rapprochés du genre physa (Deloffre, communication écrite), ni les débris algaires n'ont permis de lever l'indétermination sur l'âge de ces terrains.

On en reste donc au calage stratigraphique déjà connu : l'intervalle de temps dans lequel se placent les formations 1 et 2 s'étale entre le Viséen terminal (V3C supérieur) (El Kamel *et al.*, 1985), dernier terrain daté impliqué dans l'orogenèse hercynienne, et le Cénomanien identifié paléontologiquement (Gigout, 1951) dans la série transgressive tabulaire, à 45 m au-dessus des derniers niveaux conglomératiques, à el Aouaj (fig. 69). On peut réduire cette large fourchette d'attribution d'âge en tenant compte des données du Maroc central d'une part et du bassin des Doukkala d'autre part. Les molasses de Mechra ben Abbou sont vraisemblablement post-namuriennes puisque dans le Maroc central qui fait partie de la même zone structurale que les Rehamna (Piqué et Michard, 1981), les terrains du Namurien sont impliqués dans les plis hercyniens. Elles seraient antérieures au Trias supérieur sur la base des données de sondages des Doukkala : dans le forage E.B.A.1 (fig. 43) (rapport BRPM) existe une séquence détritique attribuée au Permo-Carbonifère, de 600 m d'épaisseur, reposant sur le socle hercynien et renfermant trois niveaux (dont un de 4 m) de calcaires marneux à Gastéropodes ; cette séquence est surmontée en discordance par des grès et argilites à niveaux salifères. Ces derniers terrains, bien que non datés, sont corrélables avec la séquence, de faciès identique, du Haut-Atlas datée paléontologiquement du Trias supérieur (Jenny, 1982 ; Le Marec *et al.*, *1982*).

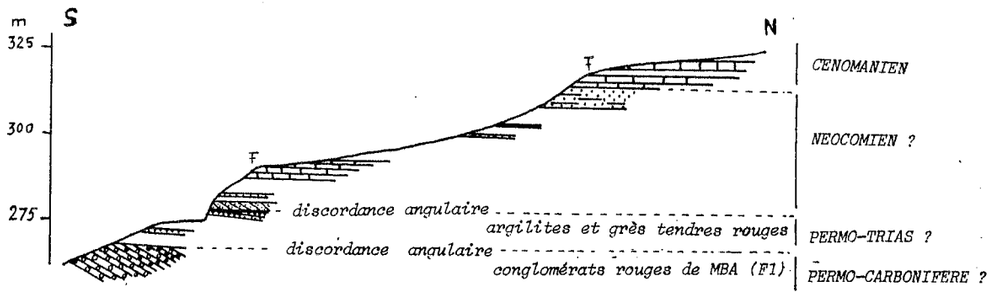



Fig. 69 : Coupe naturelle d'el Aouaj montrant la discordance angulaire entre les conglomérats post-orogéniques de Mechra ben Abbou et les terrains mésozoïques tabulaires.



Sur la base des calcaires à Gastéropodes, on pourrait donc envisager une corrélation entre le Permo-carbonifère des Doukkoula et les formations molassiques de Mechra ben Abbou qui seraient placées dans ce cas entre le Carbonifère moyen et le Trias moyen.

## IV - GEOMETRIE DES REMPLISSAGES CONGLOMERATIQUES SUCCESSIFS

1 - *Formation 1* : la localisation des dépôts molassiques et volcaniques de la formation 1 ainsi que leur épaisseur estimée impliquent l'existence *de deux domaines de sédimentation* séparés par une faille N80° à regard sud située à 500 m au Sud de Nahilat (fig. 70) : au Sud, un demi-graben subsident où s'empilent les sédiments et au Nord, un promontoire sur lequel seuls transgressent les termes supérieurs de la formation 1 (membre supérieur).

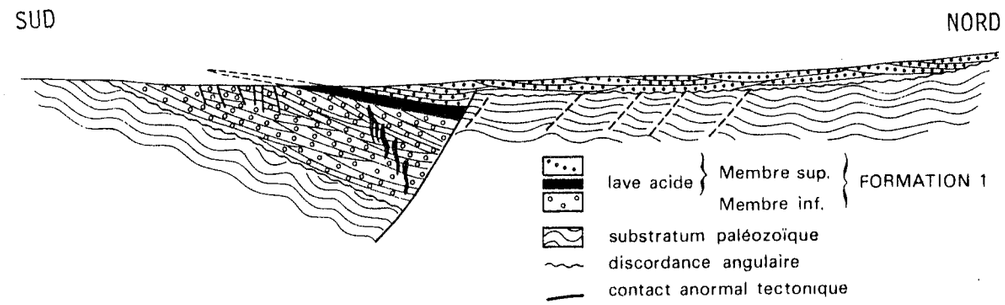



Fig. 70 : Coupe nord-sud interprétative montrant la géométrie du remplissage conglomératique (formation 1) dans le demi-Graben sud de la formation 1.

Dans le demi-graben sud, les dépôts de la formation 1 (membre inférieur et une partie du membre supérieur) ont une épaisseur importante estimée à 1000 m. Une discordance angulaire de 10° s'observe à la base du membre supérieur. Cette discordance implique un basculement vers le Nord des terrains sous-jacents avant l'épanchement de la coulée volcanique, base du membre 2. Le fort pendage vers le Nord des chenaux conglomératiques, dans ce demi-graben, est en partie lié à ce basculement de terrains, mais l'essentiel de ce pendage est le résultat de la déformation succédant le dépôt de la formation 1 (voir étude tectonique).

Sur le promontoire nord, les grès et les conglomérats du membre supérieur de la formation 1 sont directement transgressifs sur le substratum plissé dévono-viséen ; leur puissance est de 300 m pour ce qu'il en reste.

Dans le demi-graben sud, l'épaisseur de la formation 1 est maximale à l'Ouest comme le montre l'empilement des chenaux ; elle décroît considérablement vers l'Est et devait s'annuler à Bled Mekrach comme le laisse prévoir le biseau stratigraphique du membre inférieur (pl. 4). Cette localité paraît être restée découverte pendant toute la période des dépôts conglomératiques de la formation 1; elle devait constituer l'une des sources du matériel détritique approvisionnant le demi-graben sud et le promontoire nord, comme en témoigne la présence de galets de poudingues viséen supérieur de faciès "Bled Mekrach" aussi bien dans le membre inférieur que dans le supérieur. On peut donc déduire du modèle sédimentologique que le demi-graben sud se relevait vers l'Est (fig. 71).

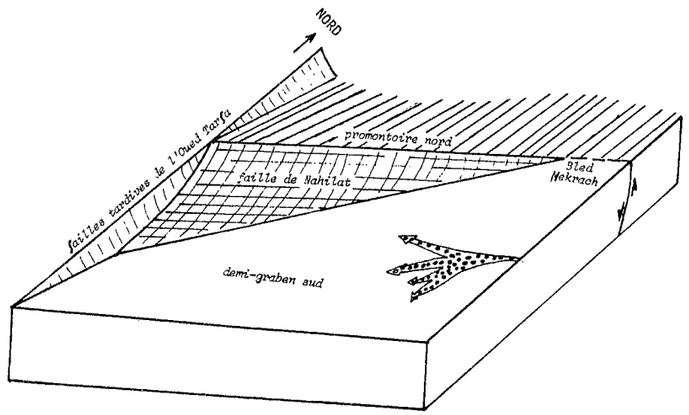



Fig. 71 : Géométrie du demi-graben sud, dégagé de son remplissage, montrant son soulèvement vers l'Est.

- *Cinématique du demi-graben de Nahilat* : la faille N80° de Nahilat paraît avoir contrôlé l'ouverture de demi-graben. Cette faille a le caractère d'une faille vivante pour les raisons suivantes :

. basculement de 10° vers le Nord des chenaux conglomératiques du membre inférieur avant l'épanchement de la coulée volcanique du membre supérieur.

. présence de petites failles normales synsédimentaires (N100 à N140°), sub parallèles et conjuguées par rapport à la faille N80° de Nahilat affectant les terrains du membre inférieur (fig. 72).

. localisation des produits volcaniques exclusivement dans le demi-graben sud (coulée et filon en relais) au voisinage de la faille de Nahilat.

2 - *Formation 2* : elle s'est déposée en discordance angulaire sur une surface applanie dans un petit bassin d'orientation N30°.



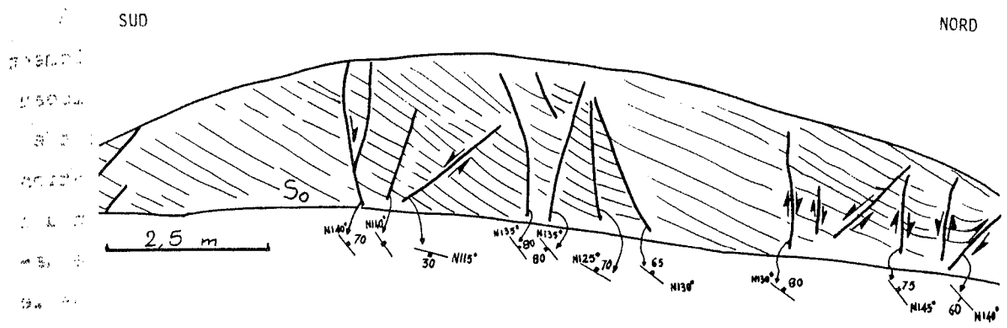



Fig. 72 : Coupe naturelle sur la tranchée de chemin de fer, à 450 m au Sud de Guelb Hemar, montrant un découpage des conglomérats du membre inférieur (formation 1) par des failles synsédimentaires.

- *cinématique* : après plissement et écaillage de la formation 1 (voir étude tectonique), des failles N30° verticales apparaissent, déterminant une structure en horsts et grabens, tel le bloc soulevé d'Ajer el Baëd, au sein du demi-graben de Nahilat. Ces zones hautes sont immédiatement nivelées par l'érosion. Les produits de cette érosion sont évacués en dehors de la région de Mechra ben Abbou puisque le premier niveau de la formation 2 transgressif sur la surface nivelée est une coulée volcanique indicatrice d'une nouvelle distension. Ceci montre bien que le faisceau de failles de l'Oued Tarfa n'était pas encore réactivé. Cette réactivation ne s'est produite qu'au moment de l'épanchement de la lave basale de la formation 2, engendrant un léger basculement vers l'Ouest de la surface nivelée d'où une terminaison en biseau de la coulée vers Ajer el Baëd. Un nouveau demi-graben est ainsi créé, d'orientation N30°, réglé cette fois-ci sur les failles listriques de l'Oued Tarfa à regard ESE. La formation 2 qui comble ce demi-graben N30° sera flexurée lors d'une réactivation des failles N30° puis recouverte en discordance angulaire par une formation argilo-gréseuse et conglomératique rouge, attribuée au Permo-trias qui, elle par contre, reste pratiquement tabulaire.

D e u x i è m e  p a r t i e

*(Chapitre V)*

# LES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES

En 1978, Sougy *et al.* soulignent et comparent la "chaotisation" affectant l'ensemble de Mechra ben Abbou à celle caractéristique des Skhirat dans les Jebilet, considérée par Poutchkovsky (1978) et Tahiri (1982) comme une brèche tectonique à la base de la nappe d'Abda. En 1979, Bordonaro *et al.* placent ces terrains chaotiques des Skhirat en bordure occidentale d'un bassin viséen qui s'ouvre vers l'Est et les considèrent comme un olistostrome.

Dans les Rehamna septentrionaux, Michard *et al.* (1982) ont signalé pour la première fois une dislocation synsédimentaire néofamenienne et ont utilisé cette observation pour interpréter les blocs quartzitiques emballés dans les schistes gréso-phylladiques de Bled Mris.

De notre côté, dans une note préliminaire (El Kamel *et al.*, 1985), nous avons insisté sur le caractère chaotique des terrains de l'ensemble de Mechra ben Abbou ; "chaotisation" que nous avons interprété comme étant liée à une dislocation de terrains anté-viséen supérieur, en bordure occidentale d'un bassin famenno-viséen.

Dans ce chapitre, nous proposons d'exposer cette *déformation* synsédimentaire, très caractéristique des Rehamna nord-orientaux, avant d'entreprendre l'étude de la déformation liée au serrage hercynien et tardi-hercynien. Quatre types de déformations synsédimentaires seront abordés : les glissements intraformationnels, les olistolithes et olistostromes, les nappes gravitaires (ou klippes sédimentaires) et les failles synsédimentaires.



## I - LES GLISSEMENTS INTRAFORMATIONNELS

Dans le secteur étudié, deux types de structures engendrées par les glissements intraformationnels ont été distingués : *les plis synsédimentaires (slump)*, ou encore *faisceaux contournés* (Boirie et Souquet, 1979), et *les lentilles glissées* ou *slide*.

### *1 - Les plis synsédimentaires ou faisceaux contournés*

Il s'agit de corps sédimentaires essentiellement rencontrés dans les terrains du Dévonien inférieur. Le matériel constitutif est surtout gréseux, présentant des lamines parallèles et obliques, jamais entrecroisées. Leur taille est variable (quelques centimètres au mètre) avec l'épaisseur du niveau glissé. Ces corps sédimentaires se présentent sous deux formes :

- soit en blocs ayant la forme de "pain de sucre" isolé dans les pélites et montrant un plissement avec axe tordu et un flanc complètement écrasé et aminci et développant un débitage (shear planes) (fig. 73).
- soit en une série de plis superposés à directions axiales très dispersées, parfois à axes courbes. Quand il y a repture dans les flancs, on observe un écrasement et troncature du matériel.

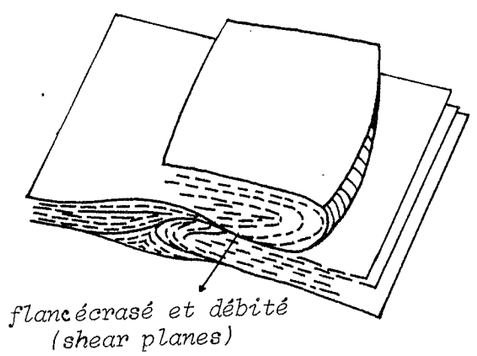



Fig. 73 : Schéma de pli synsédimentaire à flanc écrasé et tronqué.

Ce type de déformation synsédimentaire liée à des dépôts appelés "dépôts de slumping" ou "slump" est le résultat d'un processus de sédimentation les plus répandus dans les zones de talus et de base de talus. 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 (séisme par exemple). Ces corps sédimentaires se trouvent généralement enrobés dans une boue hémipélagique et peuvent être associés à des turbidites (Weker et Mutti, 1973).

*2 - Les lentilles glissées (slide)*

Rencontrées dans les terrains du Dévonien inférieur et du Viséen supérieur, les lentilles glissées correspondent à des intraclastes qui se forment préférentiellement à partir des niveaux calcaires d'épaisseur décimétrique à décamétrique. Elles sont spectaculaires quand les bancs disloqués sont décamétriques : c'est la cas pour les calcaires intercalés dans le membre supérieur de la coupe d'Amdidih (Dévonien inférieur de l'ensemble de l'Oued Kibane) et pour les calcaires formant la première barre calcaire viséenne (membre a) de l'écaille $e_3$ dans l'unité de la Gada Jennabia.

Malgré la localisation du premier exemple dans une zone plissée, schistosée et cisaillée, cette dislocation synsédimentaire peut y être mise en évidence cartographiquement : les planches 1 et 3 montrent des bancs dispersés dans un matériel argileux. A l'affleurement on observe souvent des coupures nettes des bancs (fig. 74) et des figures d'arrachement à leur base (fig. 75) excluant ainsi toute idée de boudinage tectonique. Ces bancs calcaires déformés ultérieurement par des plis synschisteux ne présentent pas de continuité entre eux.

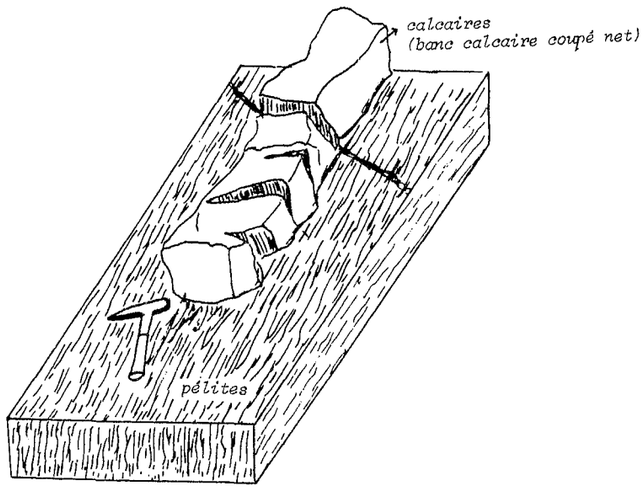



Fig. 74 : Banc calcaire mis en relief par érosion montrant une coupure nette : la coupure ne se prolonge pas dans les pélites englobant le banc calcaire.



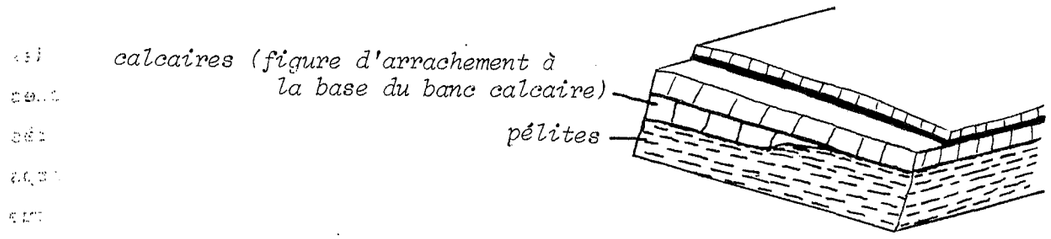



Fig. 75 : Figure d'arrachement à la base d'un banc calcaire.

Le second exemple, évident cartographiquement (Pl. 1), montre une lenticulation de la première barre calcaire de l'écaille $e_3$ (membre a situé en bordure occidentale de l'écaille). Cette lenticulation peut être attribuée à trois phénomènes différents : le premier serait un étirement et boudinage tectonique, mais celui-là, comme il sera décrit par la suite, ne caractérise que la partie sud de la barre, là où il existe un cisaillement décrochant dextre. Le second pourrait être une sédimentation chenalisante, mais aucun argument ne permet de la prouver. Le troisième fait intervenir un *glissement synsédimentaire*. En effet, cette barre lenticulaire montre des variations d'épaisseur de 5 à 30 m. Elle surmonte les pélites du Dévonien inférieur et est surmontée en accordance par les siltstones et calcaires fossilifères du Viséen supérieur. Là où les lentilles calcaires sont absentes, les pélites du Dévonien inférieur sont directement surmontées par les siltstones du Viséen supérieur, ce qui est observable juste au Nord-Est de Jaïffa. Les extrémités des lentilles calcaires montrent parfois des coupures nettes. Des figures d'arrachement sont fréquentes à leur base où une pellicule de brèche, sans figures de cisaillement, est localement observable. Aucune trace d'érosion ni d'émersion n'est évidente au sommet des lentilles calcaires ce qui permet d'exclure l'idée d'une érosion à l'origine de la réduction de l'épaisseur de la barre et de sa lenticulation. Une imbrication des lentilles avec une désorientation des couches est également observable ; c'est le cas à Bir Si Hmida et à Bir Jedi (Pl. 1).

Au Sud, dans le secteur de Jorf Jenn, cette barre montre cartographiquement un épaississement considérable qui est certes en partie lié à un plissement dans cette localité (voir étude tectonique) ; mais un redoublement par glissements sédimentaires n'est pas à exclure.

*- Mise en place des lentilles de glissements intraformationnels*

Cette dislocation ainsi décrite est clairement liée à des glissements

gravitaires (fig. 76) qualifiés d'intra-formationnels puisqu'il s'agit d'un remaniement se produisant dans la même séquence lithologiquement continue. Dans les deux exemples exposés, les lentilles calcaires reposent sur une semelle pélitique facilitant le glissement en présence d'une pente liée à l'ouverture du bassin (bassin dévonien inférieur pour le premier exemple et bassin viséen supérieur pour le second).

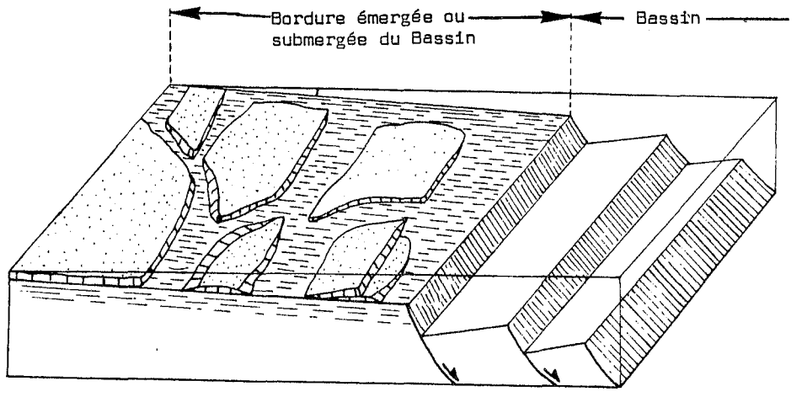



Fig. 76 : Bloc-diagramme interprétatif montrant le découpage d'une dalle calcaire et le glissement des blocs découpés sur un matériel argileux (cas des calcaires du Dévonien inférieur de la formation 2 d'Amdidih et de la barre calcaire a de l'écaille $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia).

Les lentilles calcaires du Dévonien inférieur invoquées dans le premier exemple se situent juste à l'Est de la zone hachée par le faisceau de failles de Foum el Mejez - Amdidih, considérée comme une zone de faiblesse héritée du socle. Cette coincidence suggère que le glissement gravitaire des lentilles calcaires est étroitement lié à l'activité de la zone de faiblesse : un séisme engendré par réactivation des failles lors de l'ouverture du bassin dévonien inférieur peut entraîner le glissement de terrains. Ce glissement peut également être effectué en bordure orientale d'une falaise entretenue par les failles vivantes de Foum el Mejez - Amdidih.

Dans le cas du second exemple (fig. 77), le matériel sédimentaire est allochtone, par conséquent même si on estime la flèche de déplacement, et donc la localisation de la patrie du matériel, nous ne possédons pas d'argument direct d'un phénomène pouvant être à l'origine de la dislocation de la première barre calcaire viséenne (membre a) de l'écaille $e_3$. Mais



l'empilement de lentilles calcaires à Jorf Jenn peut tout de même évoquer une accumulation du matériel glissé en bordure d'un talus ou falaise selon un modèle proposé dans la figure 77. La présence permanente d'une telle falaise à cet endroit peut être aussi prouvée par le granoclassement décroissant vers le Nord du matériel détritique du membre *d* dans l'écaille $e_3$.

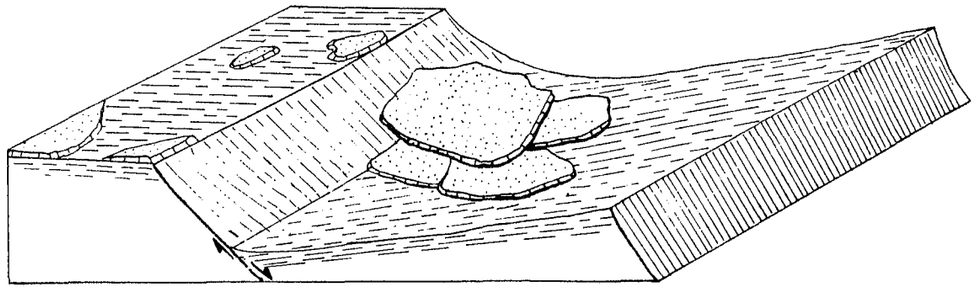


Fig. 77 : Bloc-diagramme montrant l'accumulation des blocs calcaires glissés au pied d'une falaise liée à une faille normale listrique (cas de la première barre calcaire a de l'écaille $e_3$) à Jerf Jenn (interprétation).

La dislocation de cette barre pourrait s'effectuer en deux étapes successives :

- la première étape correspondrait à la lenticulation de la barre et le glissement des plaques découpées selon le modèle de la figure 76. Le glissement qui ne nécessite que quelques degrés d'inclinaisons pour son déclanchement pourrait s'effectuer lors des premiers mouvements d'extension qui débutent dans l'axe du bassin viséen, engendrant une pente "centripète". Le sens du glissement de terrains serait donc vers l'axe du bassin.

- la seconde étape se produirait quand l'extension aurait gagné vers les bordures du bassin, y engendrant un découpage par failles listriques. Au jeu de ces failles listriques serait associé un basculement des panneaux découpés ; la pente qui au début était "centripète", facilitant la propagation des lentilles calcaires, deviendrait centrifuge et les lentilles détachées des falaises s'accumulent à leur bordure.

## II - OLISTOLITHES ET OLISTOSTROMES

L'intercalation de blocs quartzitiques dans les pélites et les gréso-pélites du Silurien supérieur - Dévonien inférieur est un phénomène souvent observable dans les Rehamna du Nord et particulièrement dans l'ensemble de 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 l'ensemble de Mechra ben Abbou où ils sont emballés dans un matériel gréso-pélitique (fig. 78) ; leur taille moyenne varie du mètre cube au décamètre cube. Par contre, à l'Est, dans la partie orientale de l'ensemble de Mechra ben Abbou, dans l'ensemble de l'Oued Kibane (Pl. 2) et dans l'ensemble du barrage el Massira (Pl. 1), ils sont moins répandus mais généralement de taille variable du décamètre cube à l'hectomètre cube. 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 souvent observables à leur base et quand ils sont isolés par l'érosion, c'est-à-dire non emballés dans les gréso-pélites, ils se présentent comme des klippes sédimentaires.

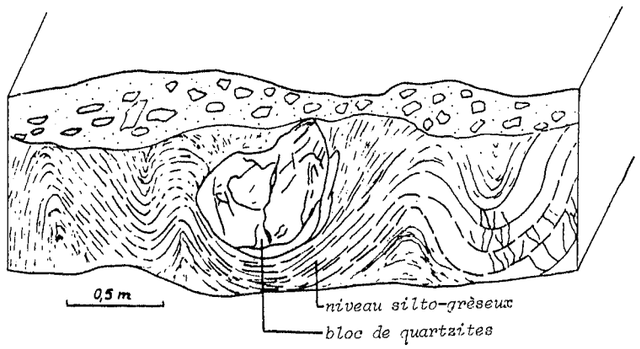



Fig. 78 : Bloc quartzitique emballé dans les terrains silto-gréseux du Dévonien inférieur.

Nous interprétons ces blocs comme des pans des falaises détachés d'une zone de relief bordant le bassin siluro-dévonien inférieur de Mechra ben Abbou et ayant glissé sur une pente sous-marine. Comme il a été signalé dans les reconstitutions paléogéographiques des Rehamna septentrionaux pendant le Silurien supérieur - Dévonien inférieur (voir étude



stratigraphique), la zone en relief alimentant le bassin en matériel détritique est placée à l'Ouest, au niveau de la ride d'Imfout, ce qui peut être confirmé par la diminution de la concentration des blocs quartzitiques vers l'Est : près de la bordure occidentale du bassin, forte concentration des blocs, et plus à l'Est (zones distales), les blocs sont peu répandus mais de grandes tailles indiquant que les grandes masses peuvent glisser sur de grandes distances.

Dans la bordure occidentale du bassin dévonien inférieur, on peut intégrer les blocs quartzitiques de Bled Mris (fig. 79). En effet, ces blocs enrobés dans une matrice de schistes gréso-phylladiques étaient interprétés par Michard *et al.* (1982) comme des produits d'escarpements de falaises, en bordure du bassin famennien, comparables aux schistes conglomératiques de Biar setla en Méséta nord-occidentale (région de l'Oued Cherrat) qui, d'après Piqué (1979), constituent également des produits d'escarpement en bordure d'une falaise subméridienne longeant le rivage de la mer famenno-tournaisienne. Les schistes gréso-phylladiques de Bled Mris n'étant pas datés, on peut les considérer, comme l'a déjà proposé Piqué (1972), comme un olistostrome d'âge dévonien inférieur, corrélable à celui de l'ensemble de Mechra ben Abbou.

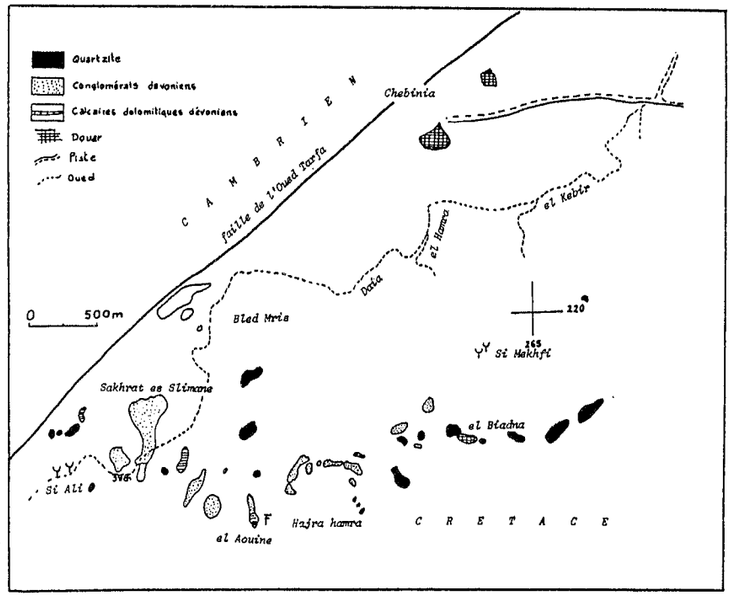



Fig. 79 : Carte de Bled Mris montrant les blocs quartzitiques interprétés comme des klippes sédimentaires flottant sur un matériel détritique fin et les affleurements de conglomérats et calcaires attribués au Dévonien inférieur-moyen.

## III - LES NAPPES GRAVITAIRES

Deux types de nappes gravitaires ont été mis en évidence dans les Rehamna septentrionaux : les nappes gravitaires anté-viséen supérieur voir même anté-famennien, en relation avec l'ouverture des bassins famennien et viséen (tectonique d'extension) et les nappes gravitaires post-viséen supérieur, en relation avec la tectonique de compression.

Dans cette partie consacrée aux déformations synsédimentaires, seul le premier type sera traité. Le second fera l'objet d'une étude dans la partie tectonique.

### *1 - Les nappes gravitaires (ou klippes sédimentaires) anté-viséen supérieur*

La complexité de structure qui caractérise l'ensemble de Mechra ben Abbou est due en grande partie à une déformation précoce qui est à l'origine de l'empilement de blocs et lentilles de glissement de différents faciès et de différentes tailles (du mètre cube à quelques kilomètres cubes).

Toutes les tentatives d'interprétation cartographique de détail effectuées dans l'ensemble de Mechra ben Abbou où ont été délimitées les lentilles et blocs ont montré qu'il est indispensable d'envisager cet épisode de lenticulation précoce anté-viséen supérieur. Celle-ci a été surtout mise en évidence dans certains affleurements où la chronologie des évènements apparaît évidente. C'est le cas au Nord-Est des Oulad Barka. En effet, dans cette région (fig. 80), des calcaires du Dévonien moyen à *polarité normale* sont surmontés, en *contact anormal*, par une lentille formée de pélites à intercalations de calcaires du Dévonien inférieur. Des calcaires à *Productus* du Viséen supérieur qui viennent au sommet de l'affleurement, surmontent, en *discordance transgressive*, à la fois les pélites du Dévonien inférieur et les calcaires du Dévonien moyen, fossilisant ainsi le contact anormal qui les sépare. L'ensemble est, par la suite, déformé en un pli $P_1$ en genou de demi-longueur d'onde hectométrique, accompagné d'une schistosité $S_1$ qui traverse les deux contacts, anormal et transgressif, séparant les différents termes (voir étude tectonique : secteur des Oulad Barka).

De la même façon, les affleurements de la région de Bled Mekrach montrent le dépôt des terrains d'âge viséen supérieur sur des calcaires et pélites du Dévonien inférieur lenticulés et anormalement superposés. Ceci

Fig.80 : Vue panoramique à Leffaïd montrant la superposition anormale des terrains anté-viséen supérieur.

pélites du Silurien et/ou du Dévonien inférieur et de calcaires du Dévonien moyen. Les grès-quartzites du Famennien terminal (Strunien) ont été à leur tour remaniés lors de l'ouverture du bassin viséen supérieur. Dans la plupart des cas, il est remarquable de constater que lorsque la lentille est formée de matériel compétent (généralement les calcaires du Dévonien moyen), elle comporte à sa base du matériel détritique fin argileux ou pélitique. Celui-ci constitue une semelle argileuse qui facilite le déplacement de la masse compétente. Parfois on peut voir, à la base des blocs calcaires, un mélange (brèche) d'argiles et de blocs calcaires et gréseux arrondis (fig. 81) faisant penser à des billes sur lesquelles aurait roulé la lentille ou la masse calcaire pendant son glissement. Des déformations telles que plis et cisaillement sont parfois enregistrées dans cette brèche basale, mais il est difficile de les distinguer de celles produites lors des déformations hercyniennes et post-orogéniques.

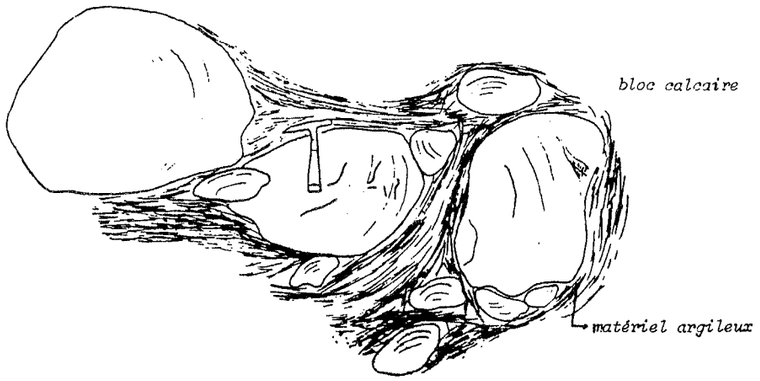



Fig. 81 : Blocs calcaires emballés dans une matrice argileuse (ou brèche) à la base des lentilles (ou nappes) gravitaires à déplacement anté-dépôts viséen supérieur. Les blocs sont généralement apparentés de la lentille sus-jacente et la matrice argileuse est apparentée de la semelle dela lentille ou du substratum sur lequel elle glisse.

*- Mode de mise en place des nappes glissées, zone d'alimentation et cause de glissement*

Nous avons vu dans les reconstitutions paléogéographiques, pendant le Famennien et le Viséen supérieur, qu'une terre émergée, d'étendue variable selon les époques, limitait le bassin famennien puis le bassin viséen dans leur bordure occidentale : il s'agit de la ride d'Imfout qui, lors de son



ressort également sur cartographie de détail (Pl. 1) : les terrains d'âge viséen supérieur, bien que déformés lors du serrage hercynien, présentent une continuité des niveaux qui s'agencent suivant une certaine géométrie ; par contre les terrains du Dévonien inférieur et moyen sous-jacents sont chicotés et ne présentent aucune continuité géométrique même dans les zones modérément déformées.

Cette dislocation qui caractérise particulièrement l'ensemble de Mechra ben Abbou et une partie de l'ensemble de l'Oued Kibane est clairement d'âge anté-viséen supérieur puisqu'elle est fossilisée par la transgression viséenne. Elle pourrait avoir débuté dès le Famennien et s'est accentuée jusqu'avant la transgression de la mer viséenne. Pendant le Famennien, alors que s'individualise un bassin dans les Rehamna orientaux, la région de Mechra ben Abbou constituait une terre émergée ou à peine submergée qui alimentait le bassin en matériel détritique. Quelques degrés d'inclinaison centripète (vers le centre du bassin) de cette terre émergée peuvent engendrer, en présence d'une faible tranche d'eau, un glissement du matériel dévonien inférieur et moyen. De la même manière, ces glissements accompagnent l'ouverture du bassin viséen et caractérisent sa bordure occidentale.

Ainsi, dans l'ensemble de Mechra ben Abbou, les terrains anté-viséen supérieur constituent une sorte de *mégabrèche* sédimentaire que l'on peut associer à un rifting. Sur cette mégabrèche repose, en discordance transgressive, les terrains viséens de la formation de Bled Mekrach *s.l.* Il s'agit d'une mégabrèche où aucune matrice ni famennienne ni viséenne n'a été mise en évidence. Il est possible cependant que des sédiments détritiques fins famenniens et/ou viséens se trouvent resédimentés avec l'ensemble disloqué et qu'ils n'aient de ce fait jamais pu être dissociés des blocs et lentilles glissées. C'est pourquoi le terme d'olistostrome qui, d'après Broquet (1970), doit réunir un ciment (ou matrice) et des masses dispersées plus dures, ne peut être employé.

D'après la terminologie proposée par Boirie et Souquet (1979), on peut considérer les masses glissées de Mechra ben Abbou comme des *klippes sédimentaires*. L'utilisation du terme nappes gravitaires est discutable en raison des tailles de blocs parfois très réduites (mètre au décamètre).

*- Nature, âge et comportement du matériel glissé en bordure du bassin*

Dans l'hypothèse proposée, les blocs et lentilles glissés en bordure occidentale des bassins famennien et viséen sont essentiellement formés de

exhaussement synchrone à l'ouverture du bassin (fig. 82), provoque un glissement du matériel sédimentaire en blocs et lentilles disloqués sur la bordure émergée ou à peine submergée du bassin. Cette bordure du bassin, qui correspond à la région de Mechra ben Abbou, reçoit donc des klippes sédimentaires (blocs et lentilles) alors que le bassin proprement dit, situé plus à l'Est, ne reçoit que des dépôts détritiques fins et grossiers.

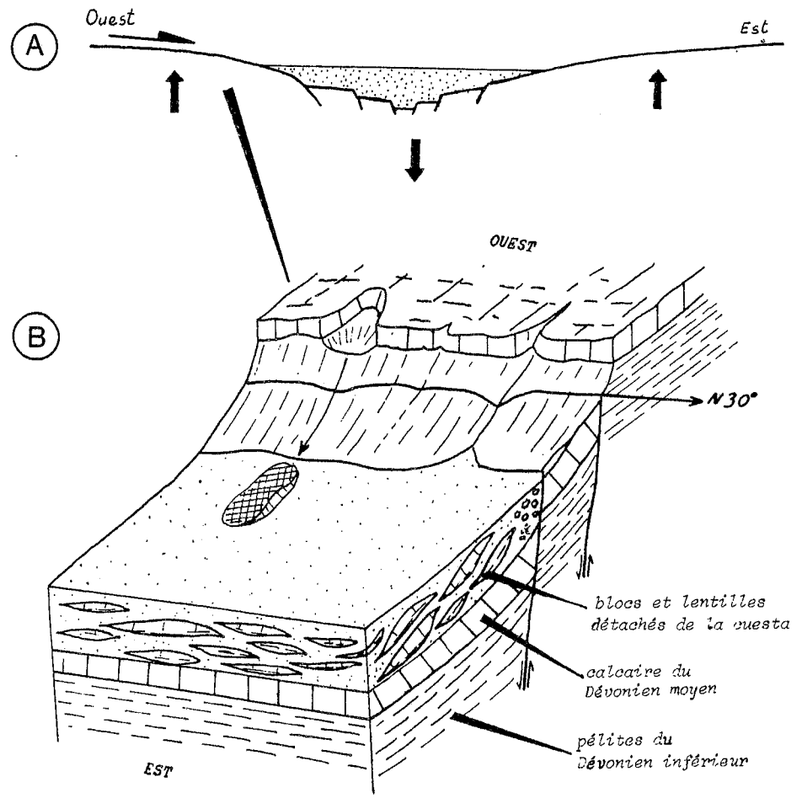



Fig. 82 : A - Schéma simplifié illustrant la relation ouverture de bassin - exhaussement de ses bordures.
B - Bloc-diagramme illustrant la bordure occidentale faillée du bassin famenno-viséen. Les glissements de klippes sédimentaires se font à partir des horsts soulevés dans la bordure.

Le moteur du déplacement doit être recherché dans la différence d'altitude engendrée par l'exhaussement de la ride : cette différence de topographie peut être également le résultat d'une activité de failles liées à la tectonique d'extension.



La répétitivité de la mise en place des blocs et lentilles indique un entretien du relief probablement grâce au jeu permanent des failles : failles pouvant aviver une ou des falaises desquelles se sont détachés des panneaux calcaires du Dévonien moyen surmontant une semelle pélitique du Dévonien inférieur ainsi que des lentilles du Dévonien inférieur et silurien. L'accumulation des eaux d'infiltration à la base des calcaires perméables du Dévonien moyen a pu favoriser le déclanchement des glissements.

- *Conclusion*

Pendant l'ouverture du bassin famenno-viséen, des blocs et lentilles formés de terrains anté-viséen supérieur ont glissé le long de sa bordure occidentale émergée ou à peine submergée. Nous utilisons pour les masses glissées le terme de *klippes sédimentaires*. Le mélange accumulé en bordure du bassin peut constituer une sorte de mégabrèche. Le terme "olistostrome" est à écarter en raison de l'absence de matrice enrobant les masses glissées.

Cette bordure du bassin famenno-viséen où ont dû s'empiler les masses glissées semble se situer partout à l'Est du môle côtier : elle pourrait englober les terrains disloqués ordoviciens, siluriens et dévoniens de Bouznika et de l'Oued Cherrat dans la Méséta nord-occidentale, les quartzites ordoviciens des Skour et de Draa Gassa (Rais-Assa, 1984) dans les Rehamna, et les zones de mélange des Skhirat dans les Jebilet (Mayol et Muller, 1985).

## IV - LES FAILLES SYNSEDIMENTAIRES

D'après ce que nous venons d'exposer dans les trois paragraphes ci-dessus, la dislocation synsédimentaire (glissements intraformationnels, olistolithes-olistostromes, et klippes sédimentaires) paraît en relation étroite avec l'ouverture des bassins dévonien inférieur, famennien et viséen qui se greffent pratiquement les uns sur les autres en réutilisant les mêmes failles d'extension. L'emplacement de certaines de ces failles est déjà discuté et précisé dans l'étude stratigraphique. Parmi elles, certaines, situées dans l'ensemble de l'Oued Kibane, conservent actuellement, après serrage hercynien et tardi-hercynien, l'image qu'elles possédaient pendant

l'ouverture du bassin. Nous citons celles de Foum el Mejez de direction subméridienne qui, malgré un jeu décrochant dextre, correspondant au dernier mouvement enregistré, montrent un décalage vertical d'effondrement (fig. 83). Celles de Dad situées dans le haut Oued Kibane, en dehors du secteur cartographié, montrent sur une vue panoramique (fig. 84), une barre quartzitique découpée par des failles normales engendrant des horsts et grabens avec un basculement vers l'Ouest des panneaux. Ce basculement de panneaux peut indiquer que les failles extensives sont *listriques* dont le jeu permanent donne naissance à des *discordances progressives*. Les plus importantes discordances ont été déjà mentionnées dans l'étude stratigraphique ; elles se placent entre le Dévonien moyen et le Famennien ainsi qu'entre le Famennien et le Strunien.

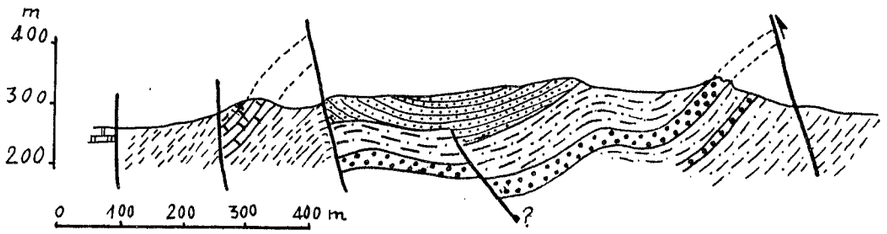



Fig. 83 : Coupe à travers les terrains dévoniens de Foum el Mejez montrant le décalage par des failles normales liées à l'ouverture du bassin famenno-viséen.

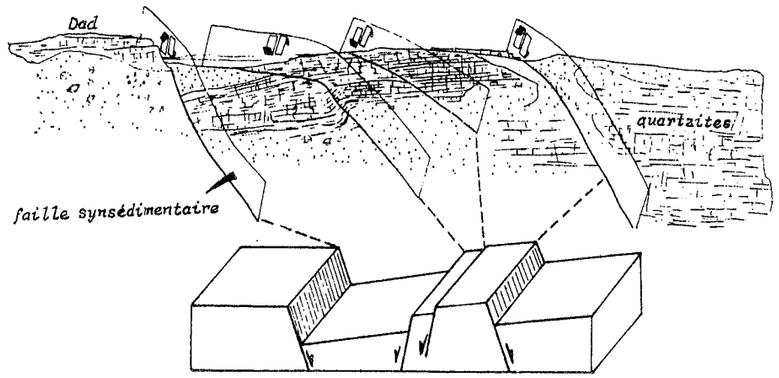



Fig. 84 : Vue panoramique prise au Sud de Dad (oued Kibane)montrant le découpage des quartzites ordoviciens par des failles normales : le rejet des failles qui est lié à l'ouverture du bassin famenno-viséen n'est pas compensé après serrage hercynien.



Troisième partie

# MAGMATISME

Les Rehamna septentrionaux sont caractérisés par un important magmatisme hercynien. Deux ensembles volcaniques et intrusifs sont distingués ; le premier, pré-orogénique, est représenté par des roches plutoniques : gabbros et dolérites post-viséen supérieur. Le second, post-orogénique, est représenté par les coulées volcaniques associées aux molasses post-orogéniques et par des filons microdioritiques. Dans les Rehamna méridionaux, à ces deux grands groupes de roches magmatiques, s'ajoutent des plutons granitiques synchrones à post cinématiques.

Dans le secteur étudié affleurent surtout les gabbros et dolérites pré-orogéniques dont les caractéristiques pétrographiques et géochimiques sont discutées dans ce travail. Toutefois, pour une meilleure modélisation géodynamique, nous avons en plus synthétisé et utilisé dans ce mémoire les données bibliographiques (Kharbouch, 1982) relatives aux produits magmatiques préorogéniques d'autres secteurs du Maroc hercynien. Quelques données bibliographiques sur le magmatisme post-orogénique sont résumées à la fin de cette partie d'étude.

*CHAPITRE* VI

# LE MAGMA PREOROGENIQUE GABBRO ET DOLERITE

## I - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Malgré l'uniformité macroscopique des produits basiques équivalents dans l'ensemble du secteur étudié, nous décrivons séparément les roches basiques du substratum et de l'unité allochtone de la Gada Jennabia.

### *A - SUBSTRATUM*

*1 - Localisation, mode de gisement et datation*

Dans le substratum, les gabbros et dolérites affleurent dans les trois ensembles définis.

*Dans l'ensemble du barrage el Massira* (Pl. 1), ces roches magmatiques sont surtout présentes dans l'écaille supérieure siluro-dévonienne de l'unité d'Ain el Melah où elles sont boudinées et schistosées. Deux filons décamétriques affleurent à l'extrémité nord de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou, en rive gauche de l'Oum er Rbia.

*Dans l'ensemble de l'Oued Kibane* (Pl. 1 et 2), des affleurements de roches gabbroïques sont localisés dans sa partie sud, au niveau des pélites et grès du Dévonien inférieur, en contact immédiat avec l'ensemble du barrage el Massira. Quelques pointements sont aussi localisés dans la bande



de Foum el Mejez, à l'Est de Sidi Chakker, où ils sont étirés selon la direction méridienne de cisaillement. Enfin, dans la vallée de l'Oued Kibane, un pointement a été repéré au Sud du douar Oulad Mimoun.

*Dans l'ensemble de Mechra ben Abbou* (Pl. 1), les affleurements sont dispersés aussi bien dans sa partie ouest que est, de part et d'autre de la nappe de la Gada Jennabia. Ils sont plus concentrés à l'Est, dans le secteur du douar el Basri, de Merija et de Bled Mekrach.

Cartographiquement ces roches apparaissent en "amas" très dispersés en raison du boudinage et de la dislocation tectonique qui les affectent. Néanmoins, il est toujours possible de reconstituer leur mode de gisement en sills et dykes. Leurs épaisseurs dépassent généralement le mètre pour atteindre parfois 30 à 40 m. Ils traversent surtout les terrains pélitiques et gréso-pélitiques d'âge dévonien et viséen V3bγ dans lesquels ils développent un léger métamorphisme de contact sur quelques centimètres.

*Age* : Dans le substratum, ces roches magmatiques peuvent avoir un âge post-viséen supérieur (V3bγ), derniers terrains datés dans lesquels ils sont intrusifs, et anté-serrage hercynien dans lequel ils sont impliqués. Aucune relation de ces roches magmatiques avec les terrains datés du Viséen terminal (V3c supérieur) n'a été mise en évidence sur le terrain.

*2 - Descriptions pétrographiques*

Dans les zones peu déformées, quand les bordures de la roche intrusive sont conservées, des variations structurales sont visibles entre la bordure et le coeur du sill.

La bordure figée est caractérisée par une roche très fine (taille moyenne de 2 mm) ; elle devient de plus en plus grossière au fur et à mesure qu'on évolue vers le centre de l'intrusion où la texture est parfois franchement gabbroïque. La couleur de la roche est grise sombre, parfois verte-olive, en bordure, alors qu'elle est verte sombre avec des taches noires, correspondant aux lattes de pyroxènes, au coeur. Cette différence des caractéristiques macroscopiques a été confirmée par l'étude microscopique.

La bordure figée est microlitique, porphyrique et le coeur est à texture généralement doléritique passant à la texture gabbroïque au centre des dykes épais. Les phénocristaux de plagioclase (2 à 3 mm en bordure et 5 à 8 mm au coeur) sont plus ou moins albitisés et altérés ; ceux de pyroxène

sont pseudo-morphosés en chlorite.

*3 - Composition chimique*

13 échantillons ont été sélectionnés pour les analyses chimiques (Tableau 3). Il s'agit des échantillons provenant des sills et dykes de l'ensemble de Mechra ben Abbou (s.310, s.415, s.469 et s.471), de l'ensemble de l'Oued Kibane (s.58, s.131, s.136, s.381, s.483 et s.486) et de l'ensemble du barrage el Massira (s.196, s. 226 et s. 231) (fig. 85).

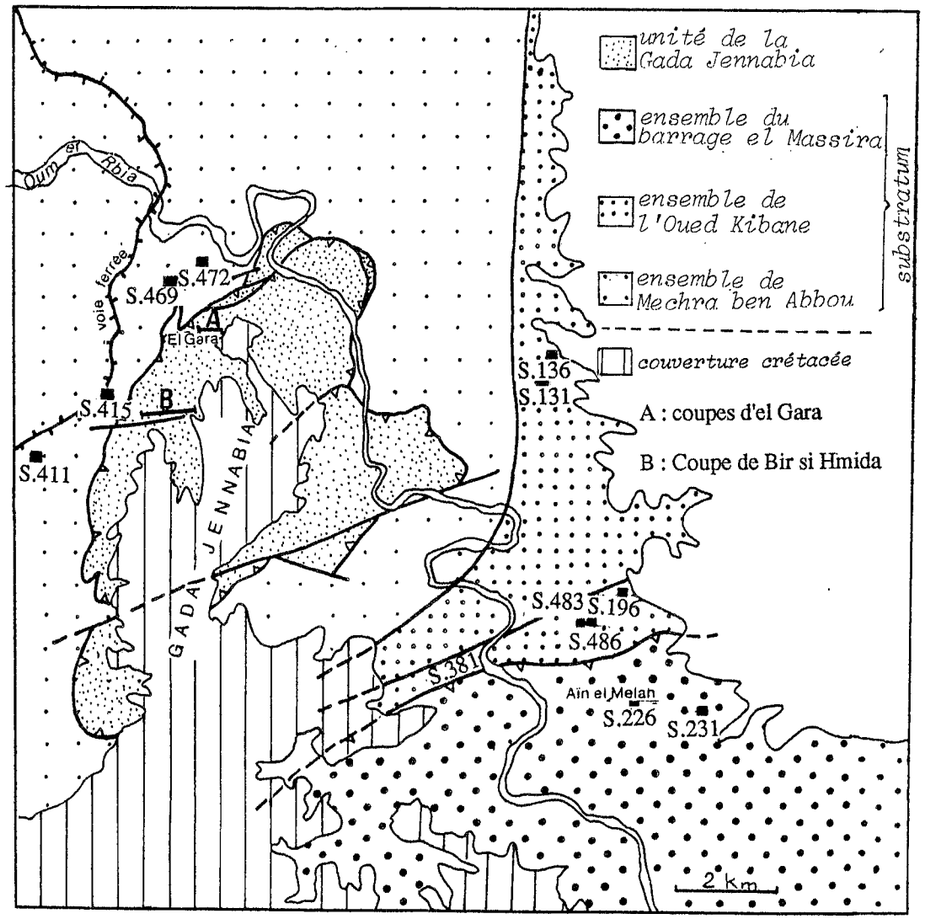



Fig. 85 : Positions des stations d'échantillonnage.

L'examen du tableau 3-A où sont présentées les analyses chimiques des éléments majeurs permet de remarquer que le pourcentage en $H_2O$ est assez élevé, ce qui peut être attribué aux transformations post-magmatiques.

Lorsqu'on considère l'évolution des éléments en fonction de $H_2O^+$, il



(A)

| No An. | 1 S.58 | 2 S.131 | 3 S.136 | 4 S.196 | 5 S.226 | 6 S.231 | 7 S.381 | 8 S.411 | 9 S.415 | 10 S.469 | 11 S.472 | 12 S.483 | 13 S.486 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SiO2 | 49.340 | 54.410 | 55.500 | 47.810 | 48.280 | 53.690 | 46.730 | 49.310 | 50.490 | 48.000 | 49.980 | 53.130 | 52.410 |
| TiO2 | 1.520 | 1.930 | 1.810 | 1.850 | 1.810 | 1.700 | 1.700 | 1.520 | 1.770 | 2.310 | 1.710 | 1.620 | 1.630 |
| Al2O3 | 19.340 | 16.000 | 17.230 | 16.410 | 19.310 | 18.040 | 12.450 | 18.510 | 18.560 | 10.810 | 17.850 | 16.780 | 16.840 |
| Fe2O3 | .370 | 4.410 | 3.530 | 1.700 | 1.400 | 2.250 | .950 | 1.190 | 2.400 | 4.400 | 1.930 | .830 | 1.120 |
| FeO | 10.060 | 6.700 | 6.960 | 10.480 | 7.400 | 6.600 | 10.490 | 7.720 | 8.080 | 11.790 | 7.760 | 9.460 | 9.320 |
| MnO | .170 | .260 | .130 | .190 | .140 | .130 | .150 | .140 | .150 | .180 | .100 | .170 | .140 |
| MgO | 8.010 | 5.330 | 4.590 | 10.910 | 7.590 | 7.140 | 14.600 | 8.000 | 7.910 | 7.170 | 6.750 | 6.580 | 5.750 |
| CaO | 8.020 | 5.570 | 4.610 | 7.400 | 8.810 | 4.170 | 10.750 | 9.410 | 8.150 | 14.240 | 9.850 | 5.120 | 6.840 |
| Na2O | 2.670 | 4.410 | 4.770 | 1.850 | 4.210 | 5.240 | 1.580 | 2.820 | .340 | .470 | 3.300 | 5.180 | 5.110 |
| K2O | .130 | .110 | .050 | 1.090 | .430 | .300 | .010 | .760 | 1.590 | .200 | .330 | .170 | .200 |
| P2O5 | .200 | .750 | .640 | .680 | .450 | .440 | .410 | .330 | .240 | .170 | .200 | .210 | .470 |
| CO2 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H2O+ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H2O- | .120 | .160 | .130 | .200 | 1.000 | .110 | .120 | .220 | .250 | .200 | .190 | .160 | .110 |
| Total | 99.95 | 100.04 | 99.95 | 100.57 | 100.83 | 99.81 | 99.94 | 99.93 | 99.93 | 99.94 | 99.95 | 99.41 | 99.94 |

(B)

| No An. | 1 S.58 | 2 S.131 | 3 S.136 | 4 S.196 | 5 S.226 | 6 S.231 | 7 S.381 | 8 S.411 | 9 S.415 | 10 S.469 | 11 S.472 | 12 S.483 | 13 S.486 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SiO2 | 45.050 | 49.570 | 52.330 | 42.070 | 43.280 | 48.640 | 40.100 | 43.720 | 42.980 | 39.450 | 47.230 | 48.640 | 49.250 |
| TiO2 | 1.390 | 1.760 | 1.710 | 1.630 | 1.630 | 1.620 | 1.460 | 1.350 | 1.510 | 1.900 | 1.620 | 1.490 | 1.540 |
| Al2O3 | 17.660 | 14.580 | 16.250 | 14.440 | 17.310 | 16.350 | 10.690 | 16.410 | 15.800 | 8.890 | 16.870 | 15.410 | 15.830 |
| Fe2O3 | .340 | 4.020 | 3.330 | 1.500 | 1.260 | 2.040 | .820 | 1.060 | 2.050 | 3.620 | 1.830 | .960 | 1.060 |
| FeO | 9.190 | 6.110 | 6.570 | 9.230 | 6.640 | 6.040 | 9.010 | 6.850 | 6.880 | 9.690 | 7.340 | 8.660 | 8.760 |
| MnO | .160 | .240 | .120 | .170 | .130 | .120 | .130 | .130 | .130 | .150 | .100 | .160 | .130 |
| MgO | 7.320 | 4.860 | 4.330 | 9.600 | 6.810 | 6.470 | 12.530 | 7.100 | 6.740 | 5.900 | 6.380 | 6.030 | 5.410 |
| CaO | 7.330 | 5.090 | 4.350 | 6 520 | 7.900 | 3.780 | 9.230 | 8.350 | 6.940 | 11.710 | 9.310 | 4.960 | 6.430 |
| Na2O | 2.440 | 4.020 | 4.500 | 1.630 | 3.780 | 4.750 | 1.360 | 2.500 | .290 | .390 | 3.120 | 4.720 | 4.810 |
| K2O | .120 | .010 | .050 | .960 | .390 | .280 | .010 | .680 | 1.360 | .170 | .320 | .160 | .190 |
| P2O5 | .190 | .690 | .610 | .060 | .410 | .400 | .360 | .300 | .210 | .140 | .190 | .200 | .450 |
| CO2 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H2O+ | 8.970 | 8.720 | 6.820 | 10.610 | 9.550 | 8.360 | 13.370 | 10.510 | 14.530 | 16.940 | 4.540 | 7.490 | 4.840 |
| H2O- | .110 | .150 | .130 | .180 | .090 | .100 | .110 | .200 | .220 | .170 | .180 | .150 | .110 |
| Total | 100.27 | 99.81 | 101.10 | 98.60 | 99.18 | 98.95 | 99.18 | 99.16 | 99.64 | 99.12 | 99.03 | 99.03 | 98.81 |

Tableau 3 : A - Compositions chimiques des gabbros et des dolérites du substratum.
B- Compositions recalculées sans $H_2O^+$ des produits basiques du substratum.

apparaît une bonne corrélation entre $SiO_2$, $Al_2O_3$, CaO, $Na_2O$ et $H_2O$ ou $Fe_2O_3$/FeO qui prouve que ces éléments ont été fortement affectés par les processus post-magmatiques. Seuls $TiO_2$, MgO et FeO ne montrent pas de corrélation avec $H_2O$ prouvant que ces éléments ont été relativement peu mobiles.

Le calcul de la composition chimique sans $H_2O^+$ permet "d'effacer" artificiellement l'apport d'eau dans la roche pendant les transformations post-magmatiques. Les analyses ainsi corrigées (tableau 3-B) permettent de noter que tous les produits étudiés sont typiquement basiques car généralement caractérisés par des teneurs en $SiO_2$ < 53% (sauf les analyses s.136, s.231 et s.483 qui ont respectivement 55.500%, 53.690% et 53.130%). Les teneurs en $TiO_2$ sont relativement élevées (> 1,5%) et rappellent les magmas basiques des contextes distensifs. En revanche, les teneurs en $Al_2O_3$ des analyses corrigées sont très fortes (généralement > 17%) dans toutes les roches qui, avant correction, contiennent moins de 10% de $H_2O^+$. Ces fortes teneurs en $Al_2O_3$ comparables à ceux des "high alumina basalt" sont symptomes des magmas associés à un contexte tectonique compressif mais en fait elles pourraient également témoigner plus simplement un enrichissement post-magmatique.

Les teneurs en alcalins montrent une grande flectuation ; les teneurs en $Na_2O$ forte (jusqu'à 5,2% dans les analyses corrigées) suggèrent une certaine spilitisation par ailleurs compatible avec les observations pétrographiques.

## *B - LA NAPPE DE LA GADA JENNABIA*

### *1 - Localisation, mode de gisement et datation*

C'est dans l'unité allochtone de la Gada Jennabia que les roches gabbroïques et doléritiques sont les mieux développées. Elles affleurent essentiellement dans l'écaille $e_3$ où elles s'intercalent, en sills et dykes, dans les terrains argileux (termes pélagiques) qui constituent la partie supérieure de la série stratigraphique de cette écaille ; dans sa partie inférieure, les gabbros ne forment que quelques rares filons-couches



d'épaisseur métrique. On les rencontre également dans les autres écailles ($e_1$, $e_2$ et e4) mais elles y sont proportionnellement moins développées que dans l'écaille $e_3$. Dans cette dernière, les sills sont généralement d'extension plurihectométrique, parfois kilométrique, avec des épaisseurs qui varient du mètre au décamètre. Les dykes, moins représentés que les sills, sont d'épaisseur pluridécamétrique.

Dans l'écaille $e_4$, un dyke à l'Ouest d'ed Dalaat (Pl. 1), s'allongeant dans une direction de N35°, traverse en biais la barre calcaire supérieure de l'écaille $e_3$ ayant une direction N20°. Il est d'extension et d'épaisseur hectométrique.

Au contact de ces intrusions, s'observent parfois des transformations (métamorphisme de contact) des sédiments encaissants. La bande métamorphisée est d'autant plus visible que le corps intrusif est épais. Le développement de cubes de pyrite qu'on rencontre à plusieurs reprises dans l'encaissant phyllitique des sills et dykes a été considéré par Gigout (1951) comme étant lié à ce métamorphisme de contact. Lorsque l'encaissant est calcaire, des recristallisations se manifestent en engendrant de la dolomie avec un enchevêtrement calcitique.

Contrairement au substratum, les corps intrusifs de l'unité de la Gada Jennabia présentent une certaine continuité dans l'espace témoignant la faible désorganisation tectonique à laquelle ils sont soumis : faible déformation à laquelle est associée une schistosité $s_1$ enregistrée préférentiellement dans les filons peu épais.

*Age* : Les gabbro et dolérite de l'unité de la Gada Jennabia recoupent les terrains d'âge dévonien inférieur et viséen supérieur et ils sont impliqués dans le plissement hercynien d'âge namurien-westphalien. Par conséquent, ils sont post-viséen supérieur et anté-namurien.

### *2 - Description pétrographique*

Deux coupes ont été levées dans les terrains de l'écaille $e_3$ où les roches gabbroïques et doléritiques sont les plus développées : la coupe de Bir Si Hmida (fig. 58-A) et la coupe de Lalla el Gara (fig. 59). Elles montrent en général un alternance de produits sédimentaires fins (pélites, argilites et jaspes), de sills et dykes gabbroïques. En détail, il y a une répétition de 4 termes : 1) argilites, 2) phyllites de l'encaissant

**A**

| 4I | Echantillons de Lalla el Gara | | | | | | | | 4II | Echantillons de Bir Si Hmida | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| No An. | G3 | G5 | G6 | G11 | G17 | G14 | G19 | G22 | 488.5 | 488.7 | 488.9 | 488.10 | 488.12 | 488.14 | 488.15 | L.1 |
| SiO2 | 37.640 | 43.950 | 44.210 | 41.110 | 42.040 | 40.120 | 43.020 | 43.340 | 43.380 | 44.550 | 46.100 | 48.150 | 46.510 | 44.950 | 45.210 | 43.500 |
| TiO2 | 1.310 | 1.220 | 1.280 | 1.290 | 1.300 | 1.690 | 2.360 | 2.330 | 1.160 | 1.330 | 1.320 | 1.650 | 2.580 | 1.350 | .980 | 2.640 |
| Al2O3 | 19.620 | 18.550 | 17.970 | 17.420 | 18.700 | 18.520 | 18.160 | 17.370 | 19.630 | 20.330 | 20.590 | 18.840 | 17.170 | 20.920 | 19.320 | 11.400 |
| Fe2O3 | 3.240 | 2.330 | 1.890 | 1.850 | 2.230 | 1.070 | 1.600 | 1.500 | 1.120 | 1.710 | 1.050 | 1.180 | 3.520 | 2.240 | 1.420 | 16.500 |
| FeO | 6.770 | 7.120 | 7.440 | 7.310 | 7.630 | 7.930 | 7.710 | 6.930 | 6.610 | 6.640 | 7.260 | 7.140 | 8.380 | 6.080 | 6.250 | - |
| MnO | .120 | .140 | .120 | .120 | .130 | .110 | .110 | .110 | .120 | .140 | .130 | .140 | .230 | .130 | .130 | .190 |
| MgO | 6.200 | 11.150 | 8.640 | 6.280 | 9.950 | 9.360 | 8.420 | 6.130 | 5.130 | 9.730 | 6.410 | 4.580 | 4.420 | 8.500 | 9.800 | 2.910 |
| CaO | 8.340 | 7.220 | 5.220 | 8.650 | 4.830 | 6.870 | 5.300 | 7.290 | 11.630 | 6.700 | 8.570 | 8.770 | 8.530 | 7.690 | 7.740 | 9.400 |
| Na2O | 1.360 | 2.360 | 4.920 | 4.320 | 4.120 | 3.320 | 3.720 | 3.400 | 2.130 | 2.520 | 2.630 | 3.440 | 3.750 | 2.420 | 1.780 | 2.260 |
| K2O | 1.760 | .670 | .170 | .380 | .040 | .720 | .390 | .550 | .750 | 1.120 | 1.130 | 1.550 | .100 | .910 | 1.650 | .160 |
| P2O5 | .170 | .160 | .170 | .170 | .180 | .340 | .680 | .690 | .170 | .180 | .160 | .160 | .370 | .150 | .130 | - |
| CO2 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H2O+ | 12.580 | 5.550 | 8.160 | 10.580 | 9.170 | 9.940 | 9.190 | 10.000 | 7.650 | 4.760 | 4.000 | 3.390 | 3.250 | 3.900 | 4.650 | 10.270 |
| H2O- | .400 | .180 | .090 | .060 | .100 | .150 | .140 | .190 | .060 | .060 | .060 | .090 | .090 | .110 | .150 | - |
| Total | 99.51 | 100.60 | 100.28 | 99.54 | 100.42 | 100.14 | 100.80 | 99.83 | 99.54 | 99.77 | 99.41 | 99.08 | 98.90 | 99.35 | 99.21 | 98.23 |

**B**

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| No An. | G.3 | G.5 | G.6 | G.11 | G.17 | G.14 | G.19 | G.22 | 488.5 | 488.7 | 488.9 | 488.10 | 488.12 | 488.14 | 488.15 | L.1 |
| SiO2 | 43.470 | 46.950 | 47.990 | 46.210 | 46.070 | 44.470 | 46.950 | 48.240 | 47.200 | 46.880 | 48.310 | 50.310 | 48.620 | 47.090 | 47.810 | 48.450 |
| TiO2 | 1.510 | 1.280 | 1.380 | 1.450 | 1.420 | 1.870 | 2.570 | 2.590 | 1.260 | 1.390 | 1.380 | 1.720 | 2.690 | 1.410 | 1.030 | 3.000 |
| Al2O3 | 22.660 | 19.510 | 19.500 | 19.580 | 20.490 | 20.530 | 19.820 | 19.330 | 21.360 | 21.390 | 21.580 | 19.680 | 17.950 | 21.910 | 20.430 | 12.960 |
| Fe2O3 | 3.740 | 2.450 | 2.050 | 2.070 | 2.440 | 1.180 | 1.740 | 1.660 | 1.210 | 1.790 | 1.100 | 1.230 | 3.680 | 2.340 | 1.500 | 18.750 |
| FeO | 7.820 | 7.490 | 8.070 | 8.210 | 8.360 | 8.790 | 8.410 | 7.710 | 7.190 | 6.980 | 7.600 | 7.460 | 8.760 | 6.360 | 6.600 | - |
| MnO | .130 | .140 | .130 | .130 | .140 | .120 | .120 | .120 | .130 | .150 | .130 | .140 | .240 | .130 | .140 | .210 |
| MgO | 7.160 | 11.730 | 9.370 | 7.050 | 10.900 | 10.370 | 9.190 | 6.820 | 5.580 | 10.240 | 6.710 | 4.780 | 4.620 | 8.900 | 10.360 | 3.300 |
| CaO | 9.630 | 7.590 | 5.660 | 9.720 | 5.290 | 7.610 | 5.780 | 8.110 | 12.650 | 7.050 | 8.980 | 9.160 | 8.910 | 8.050 | 8.180 | 9.540 |
| Na2O | 1.570 | 2.480 | 5.340 | 4.850 | 4.510 | 3.680 | 4.060 | 3.780 | 2.310 | 2.650 | 2.750 | 3.590 | 3.920 | 2.530 | 1.880 | 2.560 |
| K2O | 2.030 | .700 | .180 | .420 | .430 | .790 | .420 | .610 | .810 | 1.270 | 1.180 | 1.610 | .100 | .950 | 1.740 | .180 |
| P2O5 | .190 | .160 | .180 | .190 | .190 | .370 | .740 | .760 | .180 | .190 | .170 | .170 | .380 | .150 | .140 | - |
| CO2 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H2O+ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| H2O- | .460 | .190 | .970 | .670 | .100 | .160 | .150 | .210 | .610 | .630 | .620 | .940 | .940 | .110 | .160 | - |
| Total | 100.37 | 100.67 | 100.82 | 100.55 | 100.34 | 99.94 | 99.95 | 99.94 | 100.49 | 100.61 | 100.51 | 100.79 | 100.81 | 99.93 | 99.97 | 98.95 |

Tableau 4 : A - Compositions chimiques des gabbros et dolérites de l'unité allochtone de la Gada Jennabia.
B- Compositions recalculées sans $H_2O^+$ des gabbros et dolérites de l'unité de la Gada Jennabia.



métamorphisé, 3) filon-couche gabbroïque et 4) une seconde bande de phyllites. Les filons gabbroïques montrent des bordures figées marquées à leur toit et leur mur par des faciès à grains fins, de teinte rosâtre, marquant le refroidissement rapide aux épontes.

La description macroscopique et microscopique des gabbros et dolérites de l'unité de la Gada Jennabia, aussi bien en bordure des filons qu'à leur centre, est identique à celle du substratum. Néanmoins leur comparaison fait ressortir quelques différences :

Les phénocristaux de plagioclase plus ou moins zonés sont moins albitisés au niveau des roches de la nappe de la Gada Jennabia : on y reconnaît du labrador de l'andésine et parfois de l'oligoclase. Le pyroxène est une augite moins transformée que dans le substratum.

### 3 - *Données chimiques*

15 échantillons de l'unité de la Gada Jennabia ont été analysés (tableau 4). Ils ont été complétés par 6 autres analyses (tableau 5) tirées de l'étude de Hoepffner sur les roches magmatiques des Rehamna (*in* Michard *et al.*, 1982). Les analyses des tableaux 4-I et 5 proviennent de la région de Lalla el Gara et ceux du tableau 4-II proviennent de la coupe de Bir Si Hmida.

**A**

| 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---|---|---|---|---|
| L.4 | L.8 | L.10 | L.11 | L.13 |
| 45.500 | 45.900 | 46.000 | 47.300 | 34.400 |
| 1.700 | 1.650 | 2.520 | 1.350 | 1.040 |
| 12.400 | 15.800 | 16.900 | 21.500 | 16.600 |
| 12.600 | 11.200 | 11.600 | 8.600 | 11.600 |
| - | - | - | - | - |
| .180 | .170 | .120 | .130 | .100 |
| 5.340 | 7.300 | 5.070 | 3.490 | 6.280 |
| 9.000 | 8.800 | 4.700 | 7.900 | 11.200 |
| 3.450 | 3.160 | 5.500 | 3.600 | 2.300 |
| .320 | .280 | .250 | 1.390 | 1.540 |
| - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - |
| 7.580 | 3.940 | 7.180 | 3.750 | 13.180 |
| - | - | - | - | - |
| 98.07 | 98.20 | 99.84 | 99.01 | 98.24 |

**B**

| 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|---|---|---|---|---|
| L.4 | L.8 | L.10 | L.11 | L.13 |
| 50.280 | 48.690 | 49.600 | 49.650 | 40.440 |
| 1.870 | 1.750 | 2.710 | 1.410 | 1.220 |
| 13.700 | 16.760 | 18.230 | 22.560 | 19.510 |
| 13.920 | 11.880 | 12.510 | 8.020 | 13.630 |
| - | - | - | - | - |
| .190 | .180 | .130 | .130 | .110 |
| 5.900 | 7.740 | 5.470 | 3.660 | 7.380 |
| 9.940 | 9.330 | 5.070 | 8.290 | 13.160 |
| 3.810 | 3.350 | 5.970 | 3.770 | 2.700 |
| .350 | .290 | .260 | 1.450 | 1.810 |
| - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - |
| - | - | - | - | - |
| 99.96 | 99.97 | 99.95 | 98.94 | 99.96 |

Tableau 5 : A - Compositions chimiques des gabbros et dolérites de Lalla el Gara (unité de la Gada Jennabia), d'après Hoepffner, tirées du rapport sur le Paléozoïque des Rehamna, Michard *et al.*, 1982).
B- Compositions recalculées sans $H_2O^+$ des produits magmatiques de Lalla el Gara.

Comme pour les roches magmatiques du substratum, ces analyses sont caractérisées par des fortes teneurs en $H_2O^+$ à lier aux transformations post-magmatiques. Néanmoins, il s'agit dans ce cas aussi, des produits basiques ($40 < SiO_2 < 51$ pour les analyses corrigées).

Les analogies avec les roches basiques du substratum se retrouvent également au niveau des fortes teneurs en $Al_2O_3$ et au niveau des teneurs en $TiO_2$ qui, malgré leur flectuation, sont souvent supérieures à 1,5 %. De même, $Na_2O$ flectue beaucoup et atteint ici aussi des valeurs anormalement élevées typiques d'une albitisation.

## II - DIAGRAMMES DE CARACTERISATION

Pour essayer de caractériser ce magmatisme basique, nous avons eu recours à un certain nombre de diagrammes pétrologiques dans lesquels ont été portées les analyses corrigées.

*1 - Diagramme de Pearce (1976)*

- Le diagramme $F_1/F_2$ (fig.87-A) suggère que les laves analysées ne sont pas intraplaques (WPB) parce que tous les points se localisent dans les domaines des basaltes calco-alcalins (CAB), des tholérites d'arc insulaire (LKT) et des tholérites abysales (OFB).

- Le diagramme $F_2/F_3$ (fig. 87-B) montre que la majeure partie des analyses sort des champs définis par Pearce (1976). Ce diagramme n'est donc pas concluant dans ce cas, vraisemblablement parce qu'il utilise les éléments très mobiles lors de l'altération et/ou de processus d'enrichissement (albitisation et calcitisation).

*2 - Diagramme de Kuno (1969)*

Globalement les produits analysés (fig. 88) se répartissent entre les séries à hypersthène de Kuno (1969) pour les basaltes du substratum et la série alcaline pour les produits de la nappe. En réalité, compte tenu du fait que ces produits sont spilitisés, ces résultats pourraient ne pas traduire leur nature initiale surtout que les fortes teneurs en $Al_2O_3$ des laves de l'unité de la Gada Jennabia ne semblent pas compatibles avec une souche alcaline.



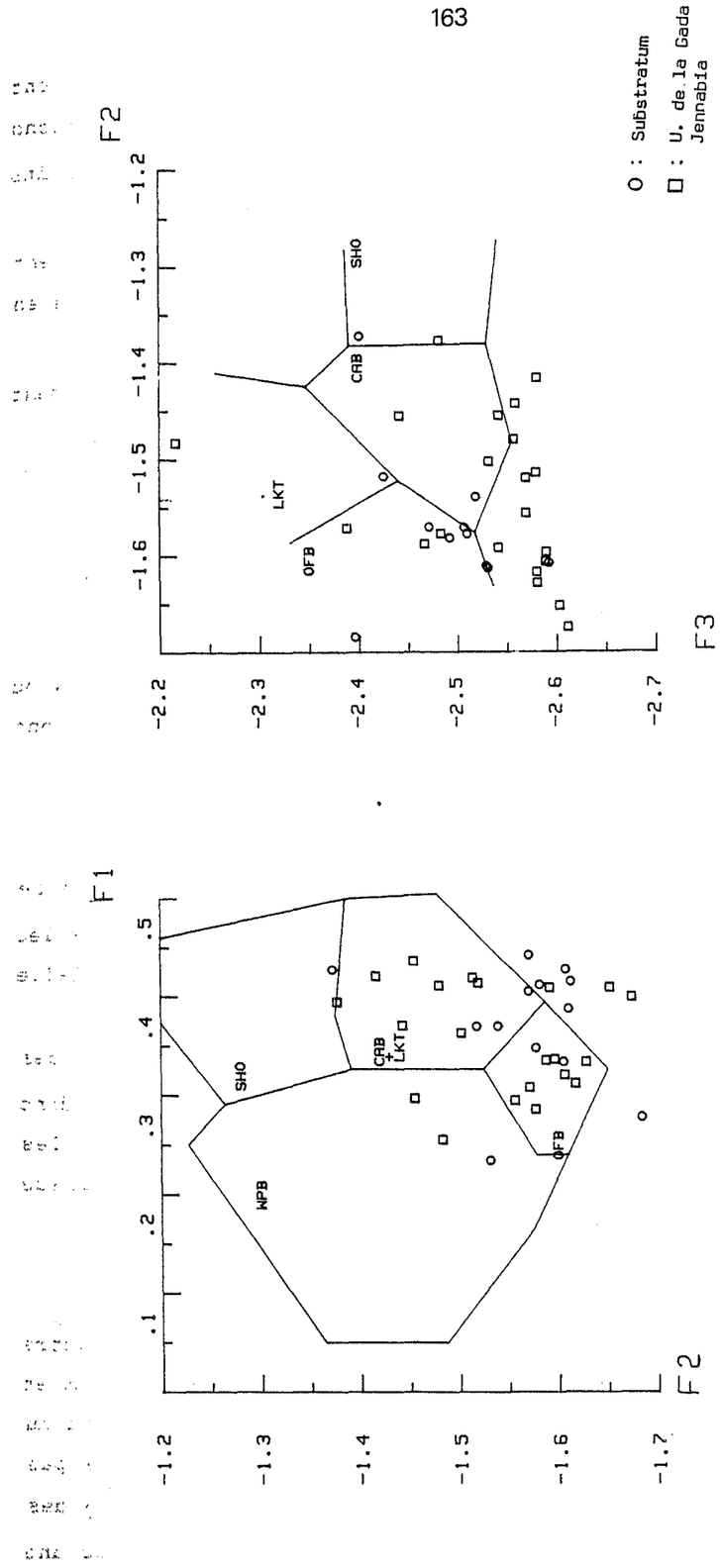



Fig. 87 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de Pearce.

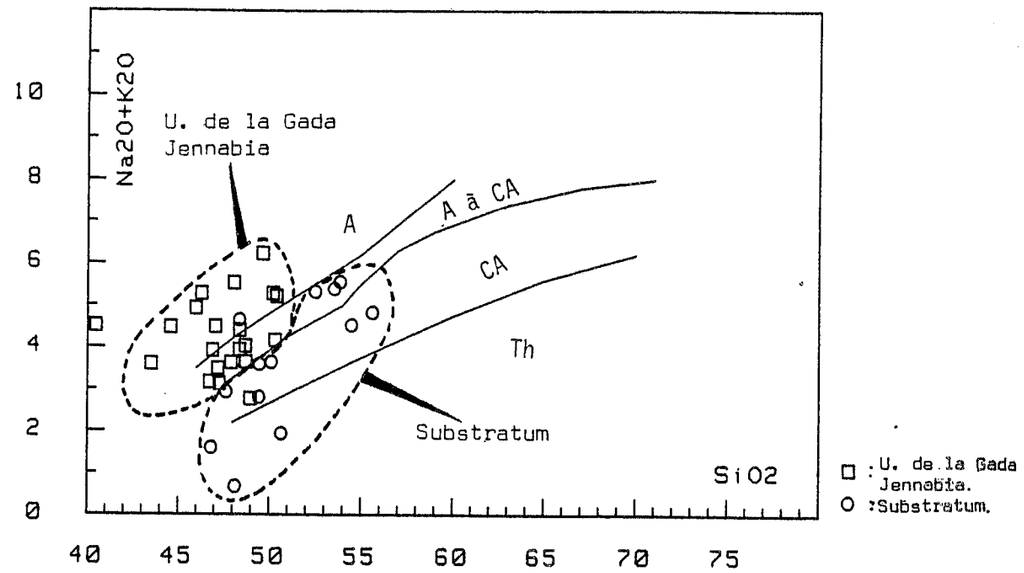



Fig. 88 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de Kuno (1969) modifié par Irvine et Baragar (1971).

Au niveau du détail, l'intérêt de ce diagramme est d'avoir dégagé deux unités pétrographiques nettement distinctes : magmatisme du substratum d'une part à faible valeur en alcalins et de l'unité allochtone, d'autre part, relativement riche en alcalin. L'origine de cette différence n'est pas à lier à un taux de spilitisation plus important dans l'allochtone parce que les données pétrographiques nous ont permis d'établir que cette unité était justement la moins affectée au niveau des transformations minéralogiques (présence des plagioclases relativement basiques et des clinopyroxènes préservés).

*3 - Diagramme FMA de Nockolds et Allen (1953)*

Dans ce diagramme (fig. 89), la courbe évolutive des produits de l'unité de la Gada Jennabia est caractérisée par un très fort enrichissement en fer qui n'est pas compatible avec une souche alcaline suggérée par le diagramme de Kuno (1969). Il est intéressant de noter que le "trend" des laves de l'unité de la Gada Jennabia marque un enrichissement plus important que celui identifié dans les roches basiques du substratum qui sont, d'après le diagramme de Kuno (1969), à ranger dans la série à hyperstène.



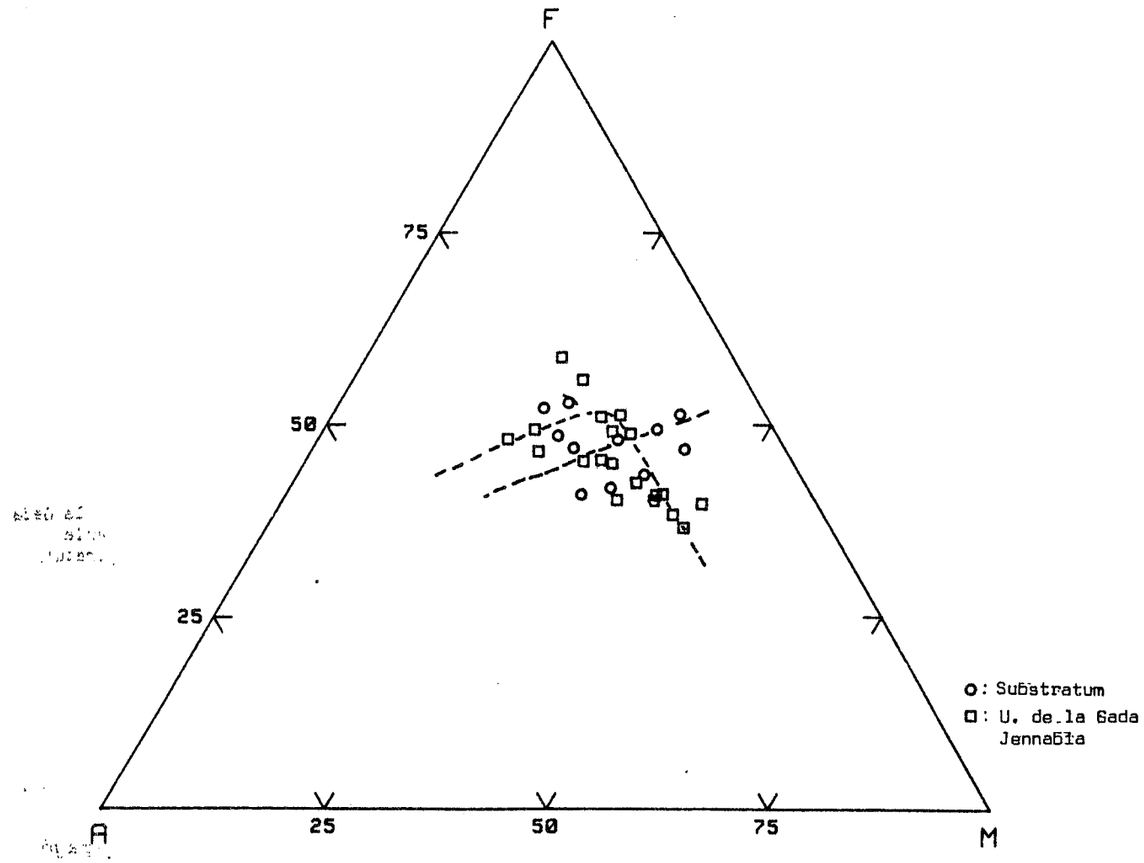



Fig. 89 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de FMA de Nockolds et Allen (1953).

Compte tenu du caractère relativement peu mobile de FeO et MgO lors des processus d'albitisation, on pourrait déduire que tous les produits basiques étudiés ne sont pas alcalins ; leur enrichissement en fer (Fenner trend) étant symptomatique d'une souche tholéiitique.

*4 - Diagramme $SiO_2 = f(F_2O^*/MgO)$ de Miyachiro (1974)*

Ce diagramme (fig. 90) confirme les conclusions précédentes en établissant que :

- Tous ces produits basiques sont tholéiitiques comme l'a suggéré le diagramme FMA. Toutefois, les teneurs en $SiO_2$ et $FeO^*/MgO$ discriminent également les produits des deux ensembles structuraux définis : les produits de l'unité allochtone sont franchement tholéiitiques alors que ceux

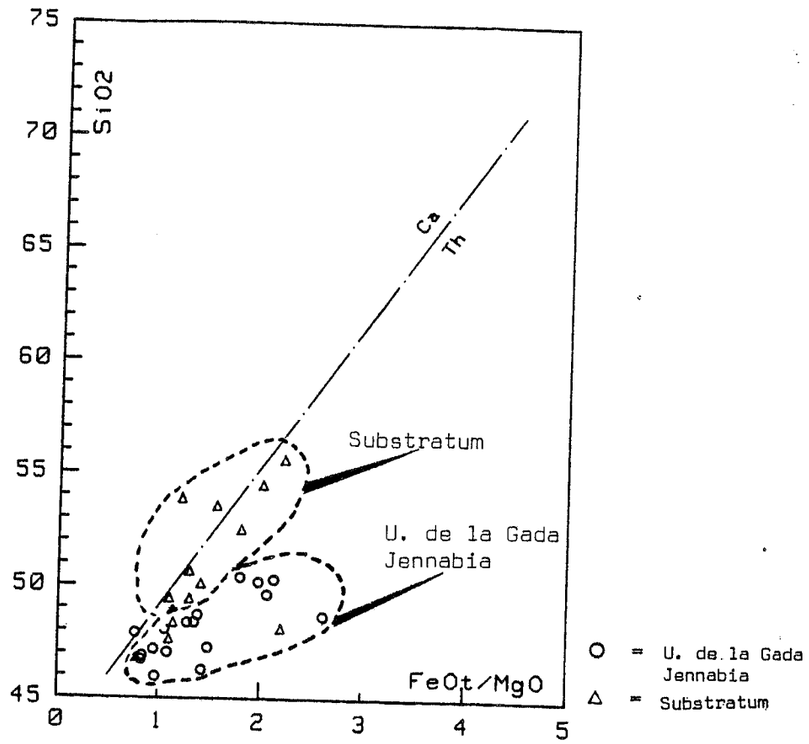



Fig. 90 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de Miyachiro (1974).

du substratum sont des tholéiites présentant quelques affinités avec les roches calco-alcalines.

- Les roches basiques de l'unité de la Gada Jennabia sont, à silice égale, de nature plus "ferrifère" que les produits du substratum, par conséquent leur richesse relative en alcalins est le reflet de la spilitisation comme le confirment par ailleurs les observations pétrographiques.

*5 - Diagramme de De la Roche (1974) Al/3-k = f(Al/3-Na)*

Ce diagramme a été conçu par De la Roche *et al.* (1974) pour caractériser les associations spilitiques et les distinguer des associations volcaniques classiques non spilitisées.

La position des analyses dans le diagramme Al/3-k en fonction de Al/3-Na (fig. 91) montre que les laves étudiées s'alignent selon un "trend"



de type spilitique. Dans ces conditions, la caractérisation sériale de ces produits devra s'appuyer sur les éléments peu mobiles : MgO, FeO, $TiO_2$.

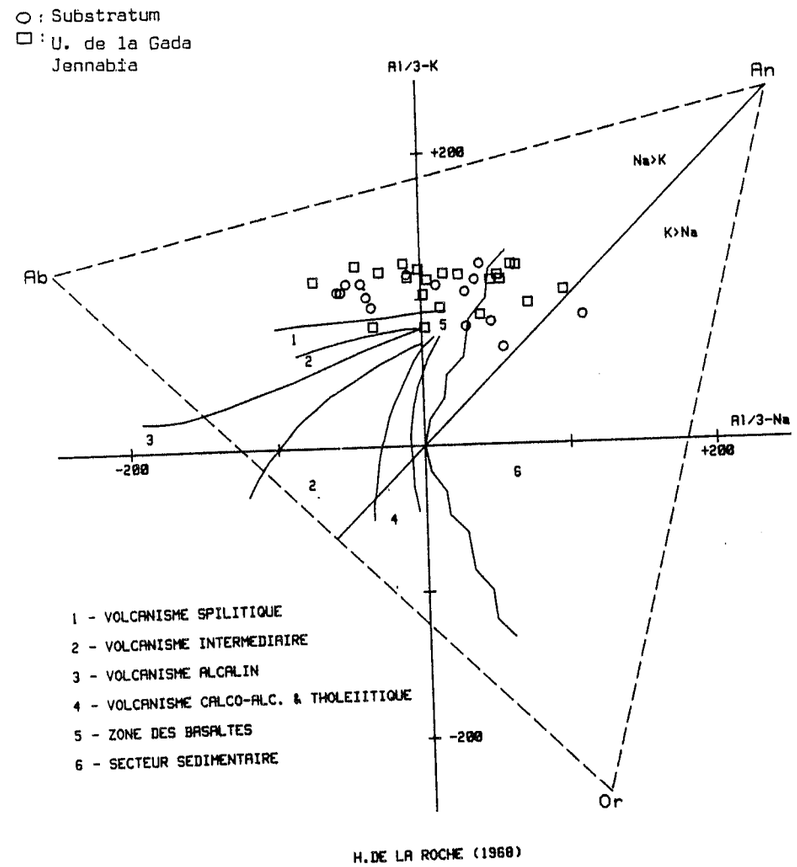



Fig. 91 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de De la Roche (1968) : (Al/3-K = f(Al/3-Na).

*6 - Diagramme de De la Roche (1968) : (Al+Fe+Ti)/3-k = f(Al+Fe+Ti)/3-Na*

Ce diagramme indique (fig. 92) que les produits analysés sont essentiellement de nature basaltique, ce qui est compatible avec les teneurs relativement faibles en silice aussi bien pour l'unité de la Gada Jennabia que pour le substratum.

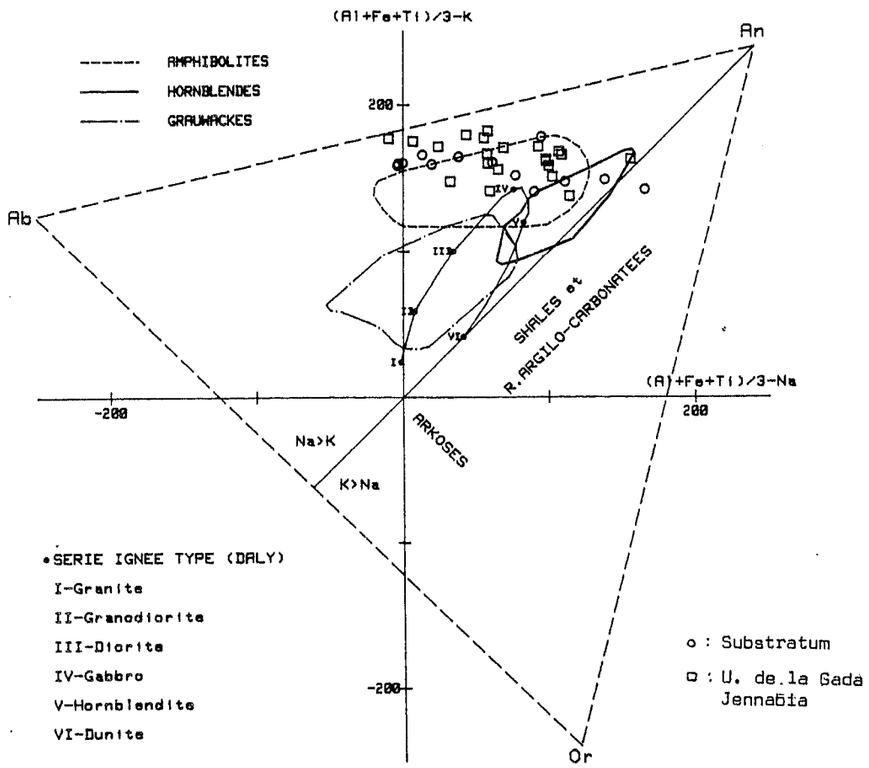



Fig. 92 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de De la Roche : (Al+Fe+Ti)/3-K = f(Al+Fe+Ti)/3-Na).

*7 - Diagramme MgO + FeO + $Al_2O_3$*

Par rapport aux précédents, ce diagramme (fig. 93) est basé sur des éléments relativement moins mobiles. Il suggère que toutes les roches étudiées, y compris les produits basiques de l'unité de la Gada Jennabia, sont orogéniques.

*8 - Diagramme $TiO_2$ = f(FeO*/MgO) (Bebien, 1980)*

Ce diagramme est également basé sur des éléments relativement peu mobiles et permet de discriminer les séries anisotitanées (AT) fréquentes dans les domaines anorogéniques s.s. et dans les bassins distensifs associés à une zone de subduction et les séries isotitanées (IT) caractéristiques des domaines orogéniques.



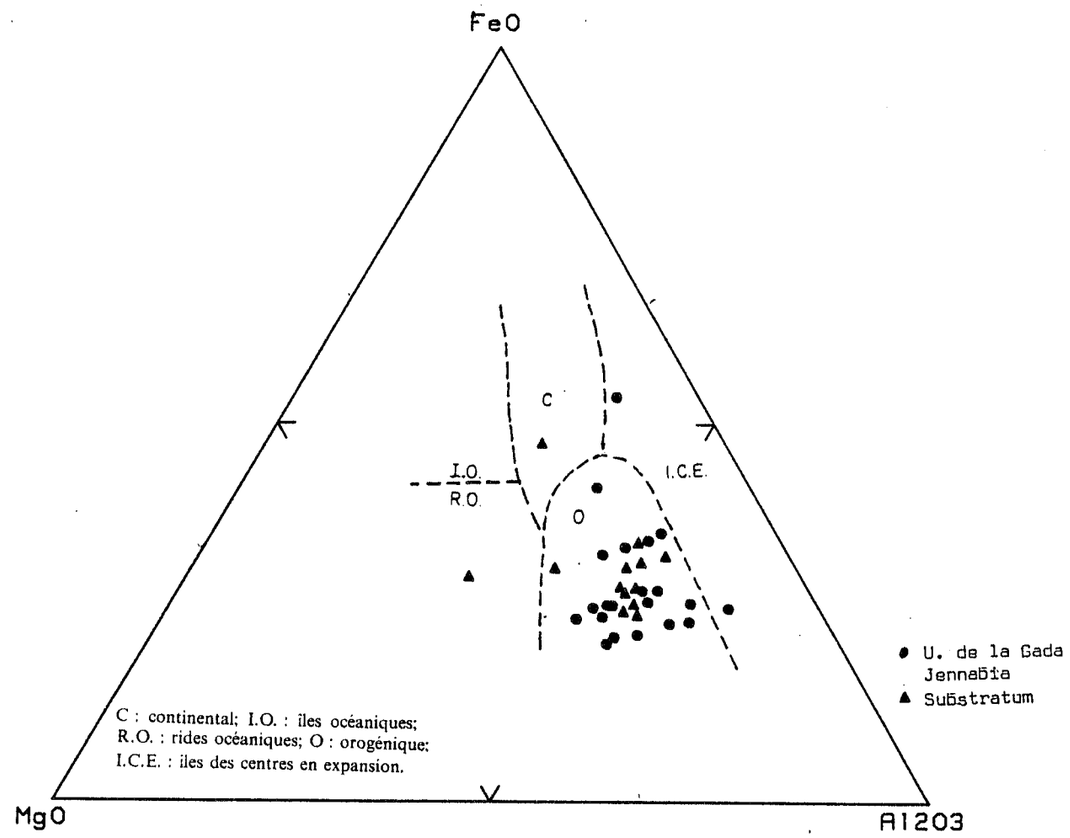



Fig. 93 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme MgO+FeO+$Al_2O_3$.

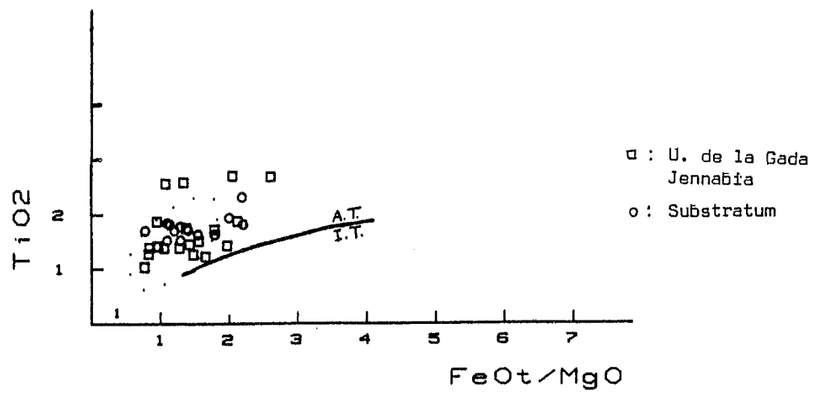



Fig. 94 : Localisation des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme $TiO_2$, FeO / MgO.
La droite de séparation des séries isotitanées (IT) et anisotitanisées (AT) a été définie par Bébien (1980).

Dans ce diagramme (fig. 94), les analyses des roches magmatiques de l'unité de la Gada Jennabia et du substratum sont situées dans le domaine anisotitané défini par Bebien (1980). Elles indiquent par leur forte teneur en $TiO_2$ qu'il s'agit d'un magmatisme anorogénique lié à une zone de distension. Ceci est, a priori, en contradiction avec les conclusions tirées du diagramme MgO + FeO + $Al_2O_3$, sauf si l'on considère qu'il s'agit d'un magmatisme basique mis en place dans une zone distensive située dans un contexte général de type subduction.

*9 - Diagramme Al + Fe + Ti = f(Ca + Mg) de De la Roche (1968)*

Ce diagramme (fig. 95) permet également de dégager les différences qui existent entre les produits basiques des deux ensembles structuraux définis sur le terrain : les laves de l'unité de la Gada Jennabia sont, à teneur en Ca + Mg égale, plus riches en Al + Fe + Ti que celles du substratum. Il semble donc que dans ce cas également où l'on ne tient compte que des éléments relativement peu mobiles, les produits basiques de l'unité allochtone soient de tendance plus ferrifère que leur équivalent du substratum.

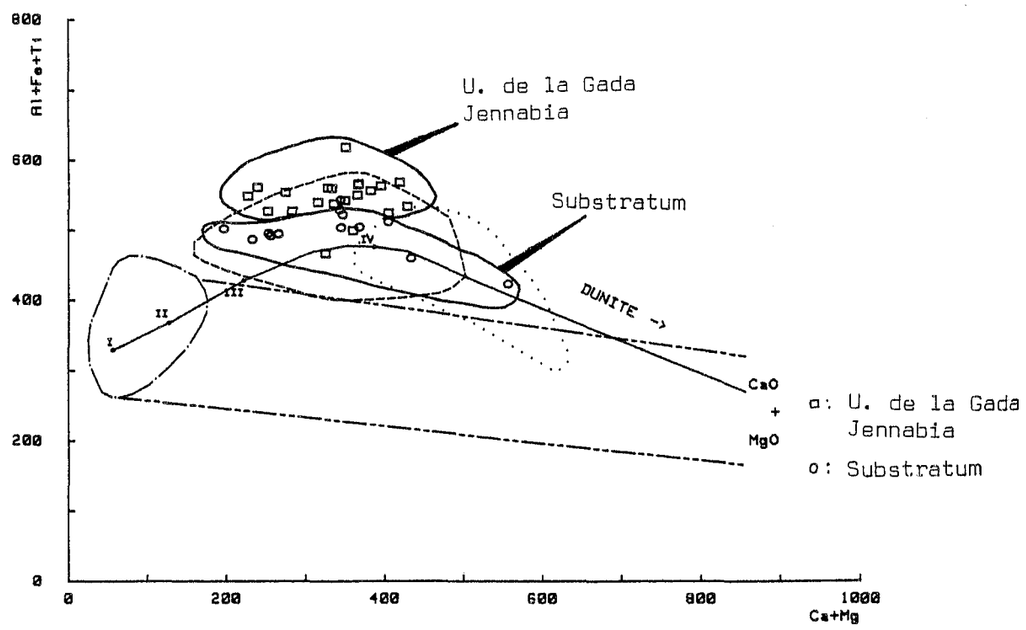



Fig. 95 : Localisation des roches magmatiques préorogéniques de l'unité de la Gada Jennabia et du substratum dans le diagramme Al+Fe+Ti = f(Ca+Mg) de DE la Roche (1968).



## III - SYNTHESE ET CORRELATION AVEC LE BASSIN DE SIDI BETTACH EN MESETA NORD OCCIDENTALE

A partir de cette étude nous remarquons que seuls certains diagrammes sont concluants notamment ceux qui utilisent les éléments chimiques peu mobiles. Nous pouvons retenir que :

- dans la majorité des diagrammes se distingue une différence de composition chimique entre les roches magmatiques de la nappe de la Gada Jennabia et celles du substratum. Les premières sont plus spilitisées que les secondes ;
- tous ces produits sont néanmoins de nature tholéiitique ;
- les diagrammes pétrologiques basés sur les éléments majeurs relativement peu mobiles conduisent à des résultats ambivalents, c'est-à-dire certains définissant un contexte distensif (diagramme de Bébien) alors que d'autres (diagramme MgO-FeO-$Al_2O_3$) caractérisent un site géotectonique compressif. Une telle ambivalence est actuellement interprétée comme étant la signature des contextes géodynamiques de type bassins marginaux, bassins arrières arcs, c'est-à-dire des bassins distensifs associés à un site géotectonique en compression. Une telle interprétation ne peut être contrôlée qu'à l'aide de la géochimie des éléments traces relativement peu mobiles au cours des processus post-magmatiques. Ces analyses n'ont pas été réalisées sur nos échantillons et nous avons donc, pour pouvoir modéliser, pris en compte les données relatives au volcanisme du bassin de Sidi Bettach (Kharbouch, 1982) correspondant au prolongement septentrional du secteur que nous avons étudié.

Dans ce bassin septentrional à matériel famenno-dinantien, le volcanisme, de type effusif et intrusif limité aux marges du bassin, s'est manifesté en deux temps (Kharbouch, 1982) : d'abord montée des laves de Beni Abid et des shoul d'âge tournaisien, ensuite les laves de l'Oued Khorifla d'âge viséen inférieur et post viséen supérieur. Ces dernières, représentées essentiellement par des sills doléritiques, peuvent être corrélées, en raison de leur âge et leur faciès, à celles des Rehamna septentrionaux (Mechra ben Abbou). Les compositions chimiques relatives à ces dolérites de l'Oued Khorifla sont données dans le tableau 6 tiré de la thèse de Kharbouch (1982). Leur comparaison avec les compositions des gabbros et dolérites

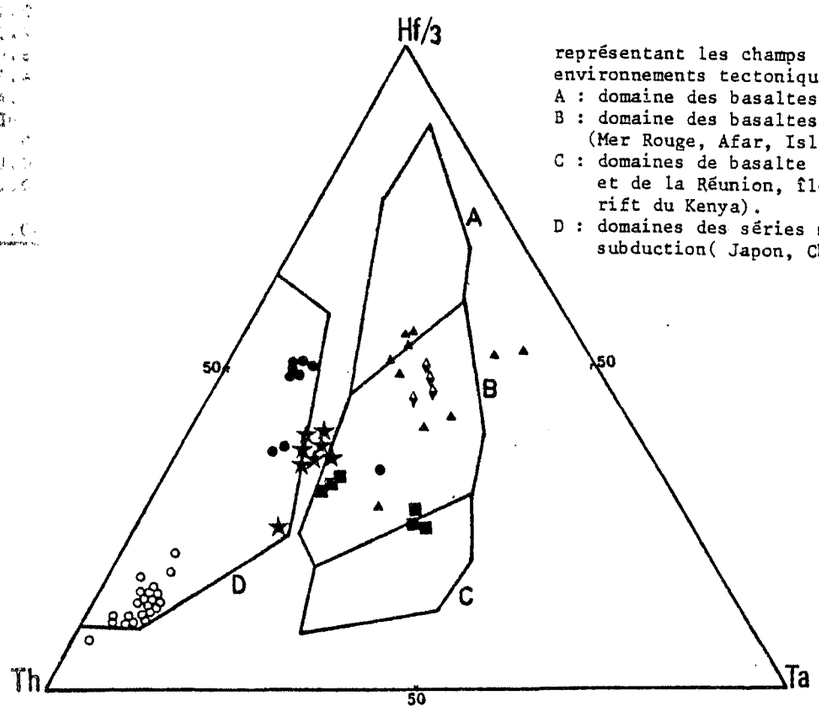
| | F 79 1 | F 79 2 | F 79 35 | F 79 36 | F 79 37 | F 79 38 | F 79 39 | F 79 40 | F 79 41 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SIO2 | 52.62 | 52.36 | 48.73 | 50.27 | 50.21 | 50.65 | 49.73 | 51.29 | 50.72 |
| TIO2 | 2.34 | 2.43 | 1.67 | 1.69 | 2.28 | 2.61 | 2.39 | 2.30 | 2.46 |
| AL2O3 | 17.62 | 19.66 | 16.59 | 17.87 | 17.51 | 18.00 | 17.17 | 18.07 | 17.31 |
| FE2O3 | 2.56 | 4.90 | 1.62 | 2.36 | 1.52 | 1.62 | 2.11 | 1.65 | 2.42 |
| FEO | 7.19 | 7.71 | 8.33 | 6.47 | 8.84 | 8.61 | 7.84 | 8.11 | 8.26 |
| MNO | 0.34 | 0.20 | 0.20 | 0.15 | 0.22 | 0.19 | 0.25 | 0.19 | 0.19 |
| MGO | 5.41 | 4.95 | 12.01 | 8.60 | 7.52 | 7.00 | 7.09 | 6.34 | 7.28 |
| CAO | 6.91 | 1.70 | 7.31 | 7.69 | 6.45 | 5.46 | 9.25 | 5.88 | 6.02 |
| NA2O | 4.37 | 5.65 | 3.01 | 3.94 | 5.16 | 5.08 | 3.88 | 5.72 | 4.92 |
| K2O | 0.65 | 0.42 | 0.26 | 0.97 | 0.29 | 0.42 | 0.30 | 0.26 | 0.41 |
| P2O5 | ND | ND | 0.27 | ND | ND | 0.36 | ND | 0.19 | ND |
| CR2O3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| NIO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| ZNO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| TOTAL | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |

Tableau 6 : Analyses chimiques des dolérites de l'oued Khorifla (d'après Kharbouch,1982).
Analyses corrigées anhydres sont calculées après correction sur le fer, élimination de la calcite et de la perte au feu et ramenées à 100%.



étudiés à Mechra ben Abbou permettent de dégager des ressemblances au niveau de la plupart des éléments.

Si l'on considère les teneurs en éléments traces relatives aux produits magmatiques dinantiens de Sidi Bettach (Kharbouch, 1982), ils ont des rapports Th/Ta qui varient entre Th/Ta = 2 correspondant à un rapport typique d'un magmatisme associé à une zone distensive alors que Th/Ta = 5 est une valeur intermédiaire entre les domaines distensif et compressif. Ceci est confirmé par le diagramme de Wood (1979) (fig. 97) qui montre que ces laves occupent partiellement une position intermédiaire entre celles des magmas intraplaque et orogénique. Cette localisation particulière a été interprétée par Kharbouch (1982) comme étant la signature d'un magmatisme de bassin arrière arc, ce qui est conforme à la conclusion tirée de notre étude sur les éléments majeurs.




représentant les champs magmatiques de différents environnements tectoniques.
A : domaine des basaltes océaniques tholéitiques.
B : domaine des basaltes des séries transitionnelles (Mer Rouge, Afar, Islande)
C : domaines de basalte intraplaque( îles des Açores et de la Réunion, îles des Marquises et Hanish, rift du Kenya).
D : domaines des séries magmatiques des zones de subduction( Japon, Chili, Sardaigne).

Fig. 97 : Localisation des formations magmatiques dévono-dinantiennes de la Méséta nord-occidentale et de la Méséta orientale dans le diagramme triangulaire Hf/3-Th-Ta (Wood *et al.*, 1979), (d'après Kharbouch, 1982).

Nous considérons que l'existence de deux groupes géochimiquement différents au sein de ce magmatisme du bassin marginal de Mechra ben Abbou est une indication de degré différent de maturation de l'ouverture du bassin (fig. 98). Les roches basiques de l'unité de la Gada Jennabia seraient placées dans un bassin plus évolué que celui dans lequel sont localisés les produits basiques du substratum ; autrement dit, les produits de l'unité allochtone seraient plus jeunes et se seraient mis en place vers le centre du bassin (c'est-à-dire plus à l'Est). Une telle interprétation est compatible avec les conclusions tirées de l'étude stratigraphique et paléogéographique en ce qui concerne le sens de déplacement de la nappe de la Gada Jennabia : déplacement se faisant de l'Est vers l'Ouest ou du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

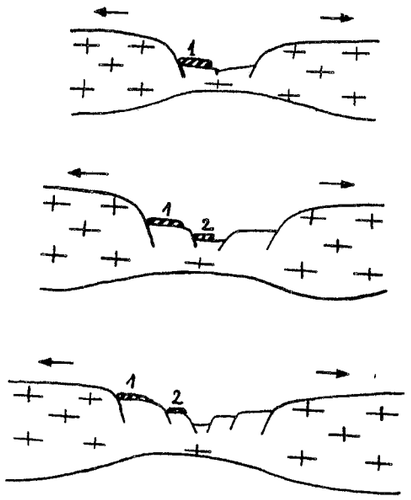



Fig.98 : Schéma montrant l'évolution du bassin de Mechra ben Abbou avec migration des anciens produits magmatiques vers la bordure occidentale du bassin.

Les analogies que présentent les secteurs de Mechra ben Abbou et de Sidi Bettach au niveau des évolutions sédimentologique, paléogéographique et magmatique (roches pré-orogéniques) montrent à l'évidence que ces deux régions étaient en connexion.

Ces données nous conduisent à adopter l'interprétation géodynamique proposée par Kharbouch (1982) sur la base de l'étude géochimique des produits volcaniques d'âge tournaisien-viséen de Méséta nord-occidentale ayant une affinité *alcaline à transitionnelle de type bassin marginal* et des



boutonnières orientales qui sont de *type "andin"* (non étudiés dans cette thèse).

Dans cette interprétation qui n'est basée que sur la polarité géochimique, une plaque océanique située à l'Est de la Méséta plongeait sous la croûte continentale mésétienne (fig. 99).

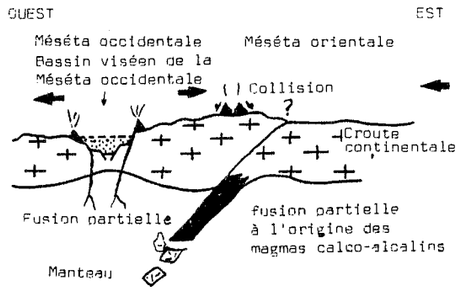



Fig. 99 : Schéma géodynamique proposé par Kharbouch (1982).

*Chapitre* VII

# MAGMATISME POST OROGENIQUE

## I - LES LAVES PERMO-CARBONIFERES (POST-OROGENIQUES)

Dans le massif paléozoïque des Rehamna, le volcanisme permo-carbonifère (post-orogénique) interstratifié dans les conglomérats rouges, produits de démantèlement de la chaîne hercynienne, affleure en deux domaines : à l'Est des Rehamna méridionaux et autour de Mechra ben Abbou, dans les Rehamna septentrionaux. Dans ce dernier domaine qui fait l'objet de notre étude, nous avons mis en évidence deux épisodes magmatiques différents : le premier, intercalé dans la formation 1, est formé d'une coulée de lave et de dykes. Le second, intercalé dans la formation 2, est composé d'une coulée de lave à la base et un dyke affleurant au coeur du synclinal que dessine cette formation.

C'est un volcanisme à composition évoluée avec des roches à structure microlitique porphyrique. Les microlites sont formés de plagioclase, de biotite parfois chloritisée et d'amphibole. Les phénocristaux sont des feldspaths potassiques et des plagioclases dont la composition varie de l'oligoclase à l'andésine. La présence d'oxydes de fer est constante ainsi que l'apatite et le zircon.

D'après Gigout (1951), ces laves post orogéniques des Rehamna correspondent à des trachytes et des andésites. Pour Hoepffner (*in* Michard *et al.*, 1982) ce sont des latites à caractère alcalin.



7072

## II - LES FILONS DE MICRODIORITES

Dans les Rehamna septentrionaux à matériel paléozoïque non métamorphique, les filons de microdiorites sont proportionnellement moins représentés que dans les Rehamna méridionaux où ils sillonnent les terrains métamorphiques. Dans le secteur étudié, ils affleurent dans trois régions :

- à Sidi Abdallah, un filon d'épaisseur décamétrique est introduit dans la faille décrochante séparant les terrains métamorphiques de Sidi Abdallah des terrains sédimentaires des Skikirat.
- au Nord de l'unité du barrage el Massira, les filons lenticulaires sont injectés dans les contacts anormaux peu pentés séparant différentes unités.
- au Nord de Koudiat Gara, un filon, également lenticulaire, est situé dans une faille peu pentée mettant, en contact anormal, les terrains dévoniens et les conglomérats post-orogéniques.

*Pétrographie*

Ces roches ont eu différentes nominations en raison de la grande variété pétrologique rencontrée : Gigout (1951) les appelait microgranites principaux des Rehamna, Luca (1957) et Huvelin (1974) les appelle microdiorites, Michard (1967) utilise le terme d'orthophyre, enfin Hoepffner (*in* Michard *et al.*, 1982) utilise le terme de dacitoïdes ou microdiorites quartzitiques. Leur structure est microgrenue ou microlitique intersertale. Les phénocristaux sont surtout représentés par du quartz et feldspath conférant à la roche son caractère porphyrique. A ces minéraux sont associés : la chlorite verte, la calcite, l'épidote, l'apatite et les oxydes de fer.

*Géochimie*

L'étude géochimique des éléments majeurs effectuée par Hoepffner (*in* Michard *et coll.*, 1982) a montré une grande dispersion des analyses chimiques attribuée à une différentiation du magma qui serait calco-alcalin avec une tendance alcaline. En fait, les transformations minéralogiques post-magmatiques qui caractérisent ces roches impliquent que seule une étude géochimique fine basée sur les éléments traces peu mobiles pourrait permettre de mieux caractériser ce magmatisme. Une telle étude n'existe pas encore.

*Age*

Jusque là, la mise en place des filons microdioritiques était considérée comme postérieure à la mise en place des granites des Rehamna méridionaux 273 ± 2 Ma (Tisserant, 1977) et antérieure aux conglomérats rouges post orogéniques pour lesquels Tisserant envisage un âge autunien. Toutefois, ceci n'est pas confirmé en raison de l'absence de galet dans le conglomérat. Compte tenu du fait que nous avons observé un filon de microdiorite injecté dans un contact anormal superposant les terrains dévoniens sur les conglomérats rouges post orogéniques, l'âge de ces microdiorites, si elles appartiennent toutes à une seule génération, est post-conglomérat de la formation 1.



Quatrième partie

# TECTONIQUE

Les déformations tectoniques affectant les Rehamna septentrionaux appartiennent à trois épisodes : hercynien, post-hercynien et alpin.

- *Les déformations hercyniennes* sont polyphasées ; elles se sont produites entre le Viséen terminal (V3c supérieur), dernier terrain daté impliqué dans les plis, et les molasses westphalo-permiennes ? (El Kamel et Muller, 1987).

. P.ov : *une phase de plissement Po est-ouest,* très modérée, suivie, après érosion, par la *mise en place de l'unité allochtone de la Gada Jennabia.*

. P.1v : *une phase de plissement $P_1$ majeure* dont la direction varie d'un endroit à l'autre de N140° à N70°. Elle est associée à une schistosité $S_1$ développée préférentiellement dans des couloirs.

. P.2v : *une phase de cisaillement cassant* à composante décrochante dextre qui se développe dans les couloirs plus restreints que ceux de la schistosité. Ce cisaillement est localement accompagné d'un plissement $P_2$ synchrone ou non d'une schistosité.

. P.3v : - *une phase de chevauchement du Sud-Est vers le Nord-Ouest* se produit vers la fin de l'orogenèse. Elle est l'expression en surface de certains décrochements de la région d'Ain el Melah et elle est à l'origine de la réactivation de certains contacts anormaux précoces.

- *une autre phase de chevauchement du Nord vers le Sud,* dont on ne trouve les effets que dans la partie sud-ouest du secteur étudié, pourrait être reliée à l'épisode suivant.

- *Les déformations post-orogéniques* affectent les conglomérats westphalo-permiens rouges discordants (El Kamel et Muller, 1987) ainsi que leur substratum paléozoïque. Nous y distinguons les phases suivantes :

. P.1pv : *une phase de distension* qui donne naissance à un demi-graben est-ouest contrôlé par la faille N80° de Nahilat. Le comblement de ce demi-graben par la première formation conglomératique et volcanique est contemporain du jeu vertical de certaines failles N30° et N130°.

. P.2pv : *une phase de plissement* d'orientation N60° à N80° suivie d'un *chevauchement* à vergence NNW.

. P.3pv : une seconde phase de distension contrôlée par des failles N30° et suivie par le dépôt d'une seconde formation volcanique et conglomératique qui scelle les déformations précédentes.

. P.4pv : faible rejeu de failles N30° qui engendre de légères flexures.

- *Les déformations alpines* : Les derniers mouvements tectoniques qui affectent la région, après les dépôts mésozoïques, ne se manifestent que par un léger rejeu de failles subméridiennes à N30° et N70°.



## Légende des symboles utilisés sur les stéréogrammes

Projection équatoriale (Canevas de Wulf), hémisphère supérieur

- (S0) Pôle du plan de stratification de flanc normal
- (S0) Pôle du plan de stratification de flanc inverse
- (S1) Pôle du plan de schistosité de phase 1
- (S2) Pôle du plan de schistosité de phase 2
- Pôle du plan axial de pli P1
- Axe de pli $P_0$ calculé
- Axe de pli $P_1$ mesuré
- Axe de pli $P_1$ calculé
- Linéation $L_0$
- Axe de pli $P_2$
- Pôle du plan de faille décrochante hercynienne
- Pôle du plan de faille décrochante tardi à post-hercynienne
- Strie de friction sur décrochement dextre hercynien
- Strie de friction sur décrochement dextre tardi à post-hercynien
- Strie de friction sur plan de faille peu pentée
- SAxe calculé de pli post orogénique (postérieur à la formation conglomératique 1 et antérieur à la formation 2)
- Axe calculé de pli post-conglomérats de la formation 2

*CHAPITRE* VIII

# LES DEFORMATIONS HERCYNIENNES

## I - HISTORIQUE

En 1909, Gentil indique que les plissements varisques ont une direction NNE et rejette l'idée de l'existence de mouvements calédoniens. En 1938, Yovanovitch publie une note sur l'existence de plissements calédoniens dans les Rehamna, précisant qu'à l'Ouest de Mechra ben Abbou, les plis méridiens d'Imfout et de Tolba seraient calédoniens et s'opposeraient ainsi aux failles transversales d'âge hercynien (in Gigout, 1951). La même année, cet auteur publie avec Delépine une note accompagnée d'une carte de la région de la gare de Mechra ben Abbou sur laquelle les blocs calcaires du Dévonien moyen sont limités par des contacts anormaux interprétés comme étant plats et subhorizontaux.

Dans son rapport sur la région de Mechra ben Abbou, Gigout (1955) signale une discordance cartographique entre le Dévonien inférieur et le Viséen supérieur de la Gada Jennabia. Il place la phase principale de l'orogenèse hercynienne entre le Viséen-Namurien et les molasses rouges post-orogéniques qui reposent en discordance angulaire sur les terrains sous-jacents.

En 1978 Michard et al. dans une étude sur le secteur des Rehamna septentrionaux mettent l'accent sur la présence :

- d'une phase compressive siluro-dévonienne ;
- d'une phase de distension famennienne et néo-viséenne ;
- de phases de compression hercyniennes.

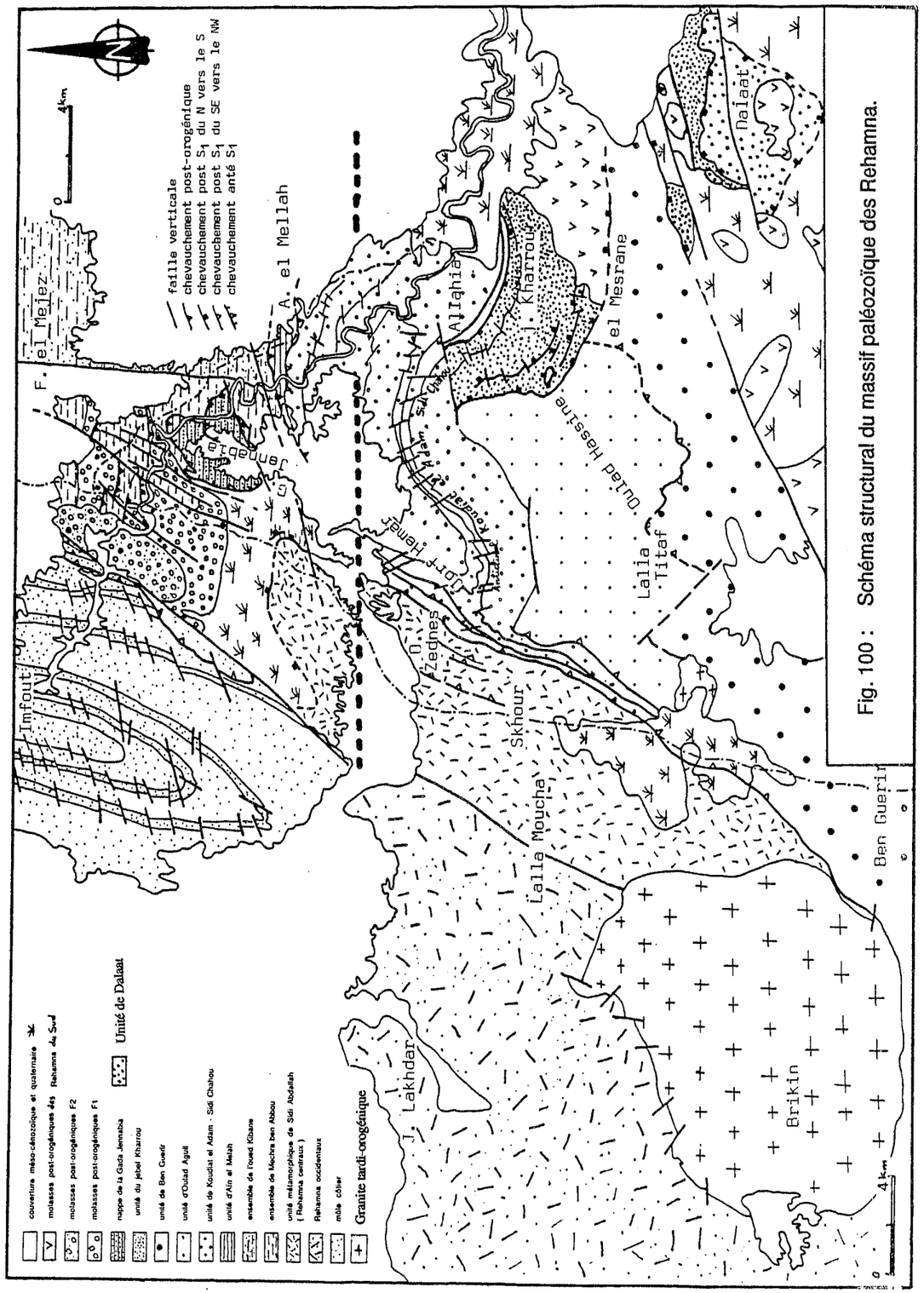



Fig. 100 : Schéma structural du massif paléozoïque des Rehamna.



Dans les phases hercyniennes dont ils soulignent le caractère supracrustal, ils insistent sur le rôle dominant des failles décrochantes entraînant d'abord un découpage en blocs ou amygdales inégalement déformés, puis tardivement des écaillages cisaillants.

En 1984, Rais-Assa insiste sur l'importance de la tectonique tangentielle tardi-hercynienne dans la partie occidentale des Rehamna septentrionaux. Il distingue deux épisodes de chevauchement :

- un premier épisode avec déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, au minimum décakilométrique ;

- un second épisode avec des déplacements du Nord vers le Sud de même ampleur au minimum décakilométrique.

## II - BREF APERCU SUR LA CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS HERCYNIENNES DANS LE MOLE COTIER ET LES REHAMNA MERIDIONAUX.

Les études détaillées entreprises plus particulièrement dans les Rehamna méridionaux ont permis de faire une analyse assez complète de l'évolution tectono-métamorphique du massif.

Dans l'ensemble de ce massif (fig. 100), les déformations hercyniennes varient en style et en intensité du domaine occidental (môle côtier) au domaine oriental et au sein de ce dernier, structuralement complexe, du Nord vers le Sud et d'une unité structurale à l'autre.

P.ov - Rais-Assa (1984) signale la possibilité d'une déformation anté-schisteuse $S_1$ dans le môle côtier.

P.ov - Dans le domaine occidental (ou môle côtier), Guezou et Michard (1976), dans la partie sud, puis Rais-Assa (1984), dans la partie nord, ont reconnu essentiellement une phase de plissement majeur, exprimé par des plis $P_1$ à demi-longueur d'onde plurikilométrique et faible amplitude (2,5 à 3,5 km), droits, subméridiens et à axes subhorizontaux. Ils développent une schistosité de fracture $S_1$ de plan axial, en éventail. A ces mégaplis sont associés des plis plus petits, d'amplitude et de demi-longueur d'onde décamétrique à hectométrique, également synschisteux, d'orientation parfois oblique aux grandes structures (Rais-Assa, 1984).

A l'Est du domaine occidental, Michard (1969) distingue trois zones

structurales : Rehamna occidentaux, centraux et orientaux.

P.1v + 2 v - Dans les *Rehamna occidentaux*, entre jbel Lakhdar et Lalla Moucha (zone de transition entre le domaine occidental et le domaine oriental), les terrains sont structurés par des plis $P_1$ synmétamorphiques de type concentrique, orientés N30° à N40° et déversés vers le Nord-Ouest. Ce déversement s'accentue vers l'Est où les plis deviennent isoclinaux et couchés (Piqué, 1972). Dans cette zone, une seconde phase de déformation se traduit par une délacération et glissement des charnières des plis $P_2$ le long des plans de schistosité $S_1$.

- Dans les Rehamna orientaux (bande des Oulad Zednes et des Skhour), le plissement majeur $P_1$ est difficilement reconnaissable en raison du développement d'une déformation cisaillante intense pendant la phase qui suit. Dans la partie orientale des Skhour où le cisaillement est moins fort, les plis $P_1$ sont cylindriques et associés à un métamorphisme épizonal. Ils ont une direction N30° à N40° et plongent vers le Nord-Est. Ils sont déversés vers le Nord-Ouest et très souvent cisaillés dans leur flanc inverse.

La schistosité $S_1$ cristallophylienne qui leur est associée est marquée par le développement de mica épizonale. Dans le Sud de cette bande, le métamorphisme atteint le faciès à amphibolite et disthène (Michard, 1968) ; une variation notable se marque au niveau du style des plis qui deviennent couchés et isoclinaux (Jenny, 1974).

Ce plissement est suivi par un cisaillement qui s'est effectué en conditions synmétamorphiques (développement du grenat, chloritoïde et staurotide). Ce cisaillement produit une dilacération des plis $P_1$, un étirement et fluage de la matière par glissement suivant les plans de la schistosité $S_1$ (Jenny, 1974). Les niveaux compétents affectés par ce cisaillement sont débités par de grands plans de cisaillement qui rendent indépendants les panneaux. Les niveaux compétents intercalés dans les micaschistes sont boudinés, dilacérés et transformés en amandes de différentes tailles. Parfois, les glissements suivant la foliation sont transposés.

- *Dans les Rehamna sud-orientaux* (Hoepffner, 1974 et Cornée, 1982), la phase de plissement majeur $P_1$ conduit à des plis N40° également déversés vers le Nord-Ouest. Là aussi, l'évolution du style de plissement varie en fonction de l'augmentation du degré de métamorphisme qui croît de



l'anchizone, à l'Est à l'épizone, à l'Ouest, et le mésozone, au Sud-Ouest avec développement de la schistosité de flux, dans la terminaison périclinale sud-ouest de l'anticlinal de Koudiat el Adam Sidi Chahou. Il est intéressant de noter que dans les Rehamna orientaux, les isogrades de métamorphisme recoupent les structures et que l'évolution tectonique se produit pratiquement dans la même série lithologique. Pour Hoepffner (1974), cette évolution du degré de métamorphisme qui n'est pas liée à la pression lithostatique peut être due à l'accentuation du gradient géothermique vers le Sud.

La deuxième phase de déformation qui suit le plissement $P_1$ consiste, là aussi, en une déformation cisaillante, mais avec une certaine obliquité des plans de cisaillement sur les plans de schistosité $S_1$ (Hoepffner, 1974 et Cornée, 1982). Elle amène à l'individualisation de "*lanières* " dans lesquelles les plis $P_2$, qui reprennent la foliation, engendrent une schistosité $S_2$ et de "*couloirs* " parallèles aux plans de cisaillement où la déformation est marquée par un laminage parallèle aux plans de la foliation.

P.3v - Après les plis $P_1$ et $P_2$, il se produit des chevauchements plus ou moins importants qui affectent l'ensemble du massif. C'est le premier épisode de tectonique tangentielle des auteurs, caractérisé par des déplacements du Sud-Est vers le Nord-Ouest : chevauchement des écailles de l'Oued Tarfa (Rais-Assa, 1984) et celles de Lalla Moucha et jbel Lakhdar (Guezou et Michard, 1976), sur le môle côtier ; chevauchement de l'unité de Ben Guerir sur celle d'Oulad Aguil (Cornée, 1982).

P.4v - des plis $P_4$ à grand rayon de courbure N140° à N150° avec des axes à fort plongement participent à la réorientation de l'anticlinal de Koudiat el Adam Sidi - Chahou qui passe de l'orientation N40° à N120° (fig. 1) avec renversement de son flanc sud (Cornée, 1982). A cette phase de déformation sont associés des décrochements N140° et N30° facilitant la torsion de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. Une schistosité $S_3$ locale est également associée à cette phase.

Dans les Rehamna orientaux, avant les dépôts des conglomérats rouges, intervient un deuxième épisode de tectonique tangentielle marquée par la mise en place de la nappe du jbel Kharrou à matériel ordovico-silurien et celle de Dalaat à matériel carbonifère (Cornée, 1982) ; cette dernière nappe de type épiglyptique provient du Nord et se déplace vers le Sud en cisaillant le substratum sédimentaire, entraînant des

lambeaux ordoviciens, déjà structurés comme l'unité de jbel Kharrou, appartenant au flanc inverse de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou.

## III - CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS DANS LES REHAMNA SEPTENTRIONAUX

Dans notre région d'étude, trois phases de déformation caractérisent l'orogenèse hercynienne :

P.ov - *déformation précoce* débutant par un plissement Po accompagné d'une schistosité très peu marquée suivie de mise en place de trois écailles allochtones constituant une partie de l'unité de la Gada Jennabia.

P.1v - *déformation majeure* caractérisée par des plis $P_1$ synchrones de la schistosité $S_1$, suivie, dans des couloirs précis, d'une seconde phase de plissement également synschisteux $S_2$ synchrone ou suivie, selon les secteurs, de cisaillement vertical cassant. L'ensemble est contrôlé par une tectonique cisaillante verticale.

P.3v - *déformation tardi-hercynienne* caractérisée par des chevauchements.

## IV - LA DEFORMATION PRECOCE

### *1 - Le plissement Po*

Caractérise uniquement l'ensemble de Mechra ben Abbou ; cette phase de déformation est représentée par quelques structures antérieures à la mise en place de l'unité allochtone de la Gada Jennabia. En effet, à plusieurs endroits, le contact de base de cette unité allochtone est très oblique sur les couches du substratum, notamment celles du Viséen supérieur transgressif, qui n'ont pas subi de désorganisation synsédimentaire. Dans l'ensemble, ce contact reste pratiquement horizontal à faiblement ondulé



bien qu'il soit localement repris par le plissement $P_1$ et traversé par la schistosité $S_1$.

- A l'WNW d'Oulad Moussa, le contact de base de l'unité de la Gada Jennabia recoupe presque perpendiculairement les couches du Viséen supérieur transgressif du substratum (formation de Bled Mekrach), dont le membre c (calcaire à *Productus*), qui sont orientées N70° à N90° et pentées de 45° vers le Nord (fig. 101).

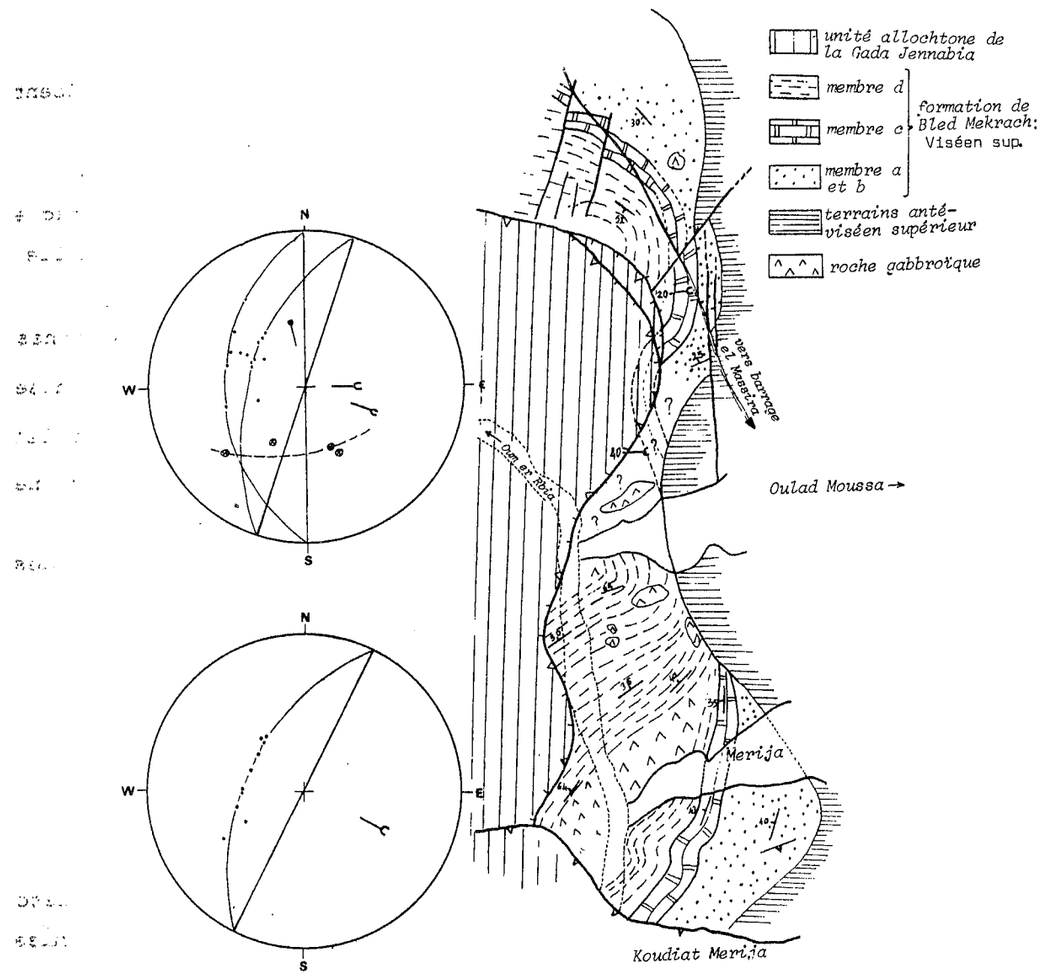



Fig. 101 : Cartographie des strates viséen supérieur montrant, à Oulad Moussa, un plissement $P_0$ N90° à N110°.

- A 1 km au SSW de cette localité, sur la rive gauche de l'Oum er Rbia, on voit le même phénomène, mais cette fois-ci ce sont les couches du membre *d* (cinérites) orientées N60°, 50° NNW (fig. 102) qui sont coupées obliquement par le contact de base de l'unité allochtone.

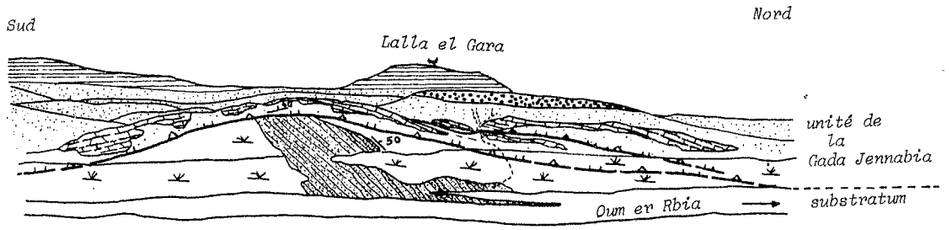



Fig. 102 : Vue panoarmique montrant la troncature des strates du membre d (formation de Bled Mekrach) par l'unité de la Gada Jennabia qui la surmonte en contact anormal.

- *Reconstitution des structures dans le substratum*

Dans ces zones où nous avons mis en évidence ces discordances, les terrains paléozoïques sont parfois masqués par les alluvions des Oueds, mais un essai de reconstitution des structures sous le contact, d'après la cartographie de détail (fig. 101), laisse voir, au Nord de Merija, un large pli Po de demi-longueur d'onde kilométrique et d'amplitude hectométrique. L'axe calculé de ce pli varie de N90°, 52°W à N110°, 40WNW.

Des plis plus petits mais de même style ont été observés à deux autres endroits :

- le premier s'observe à la faveur des tranchées de la route du barrage el Massira au point (x = 280,65 ; y = 227,60) ; il affecte les calcaires à *Productus* du membre *c*. Il s'agit d'un pli très ouvert à plan axial vertical et d'axe ayant une direction moyenne N80° ; son plongement est de 20°W dans la tranchée est de la route et de 20°E dans la tranchée ouest, ce qui implique qu'il est arqué (fig. 103). Cette arquature s'explique par la reprise des plis Po par un pli $P_1$ qui, comme on le verra par la suite, a une direction N20°.

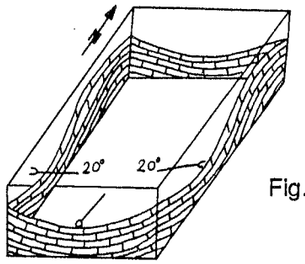



Fig. 103 : Schéma illustrant la faible ondulation du plissement $P_0$ qui est repris par le plissment $P_1$.



- le second, observé à 300 m au NNW de Koudia Merija, affecte les cinérites alternées avec les calcaires à silex du membre *d*. Il s'agit de plis cylindriques plus serrés que les précédents dont la direction calculée est N115°, 30° WNW. Dans cette zone se développe une schistosité de fracture très sporadique, marquée essentiellement dans les niveaux incompétents, variant de N90° à N140° (fig. 101) et indiquant qu'elle est reprise par la phase de plissement postérieur $P_1$.

D'autres structures plissées tronquées par le contact de base de l'unité allochtone de la Gada Jennabia se situent au Nord et au Nord-Ouest d'el Gara (fig. 104). L'axe calculé (fig. 105) de ces plis (N05°, 23 S et N175°, 32 S) indique que ceux-ci sont pratiquement orthogonaux à ceux discutés ci-dessus. On peut envisager qu'ils aient été initialement de direction est-ouest, mais réorientés, par la suite, lors de la mise en place de l'unité de la Gada Jennabia, comme semble le montrer le déversement vers l'Ouest du synclinal occidental dans le substratum viséen.

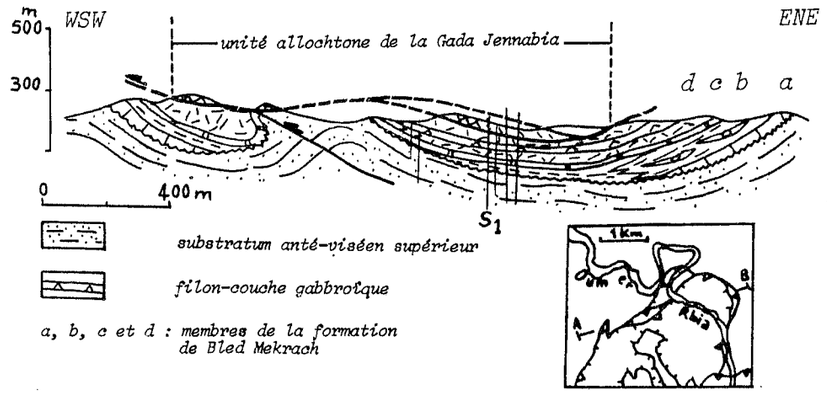



Fig. 104 : Coupe au Nord d'el Gara montrant la troncature sommitale des strates du substratum sous l'unité de la Gada Jennabia qui, elle, est tronquée dans sa partie basale. Une schistosité $S_1$ verticale recoupe les deux ensembles.

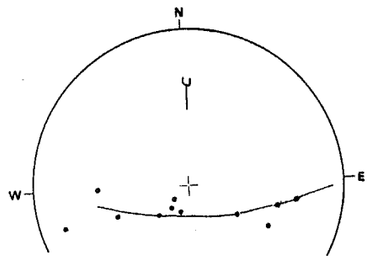



Fig. 105 : Stéréogramme du plissement $P_0$ dans le substratum au Nord d'el Gara.

Les séries charriées de l'unité de la Gada Jennabia montrent souvent des troncatures basales par le contact anormal avec le substratum. La forte obliquité des couches sur le contact, nettement observée au Nord et au Nord-Ouest d'el Gara ainsi qu'au SSE de Jorf Jenn, laisse penser que ces terrains étaient déjà plissés avant leur charriage. Mais cela sans qu'on puisse mettre en évidence ce plissement puisque seule la phase de plissement $P_1$ synchrone d'une schistosité $S_1$ est évidente. La reconstitution des structures de l'unité de la Gada Jennabia montre que les plis précoces devaient avoir la même direction que les plis $P_1$ comme l'indique la direction des couches redressées tronquées.

*2 - Les trois écailles précoces de l'unité de la Gada Jennabia*

La région comprise entre Bou Hamida et Cheikh el Basri, au Sud, et le méandre du fleuve, au Nord, est caractérisée par des recouvrements anormaux : le substratum, composé de terrains du Viséen supérieur discordants sur ceux du Dévonien, est chevauché par des terrains du Dévonien inférieur et Viséen supérieur. Dans le matériel charrié, *trois écailles* ont été distinguées : écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ (Pl. 1 et 5). Une fois mises en place, ces trois écailles et leur substratum ont été affectées par le plissement $P_1$ synchrone de la schistosité $S_1$, puis par des déformations tardi à post-hercyniennes caractérisées essentiellement par des décrochements nord-sud et est-ouest. Le plissement $P_2$ n'affecte pas les terrains de l'unité charriée.

*2.1 - L'écaille $e_1$*

Les terrains calcaires et argileux d'âge dévonien inférieur placés à la base de l'écaille $e_1$ surmontent en contact anormal les cinérites et calcaires à silex du Viséen supérieur du substratum (membre *d* de la formation de Bled Mekrach). Ce contact a été interprété par Gigout (1955) comme une faille verticale nord-sud affaissant le compartiment occidental. Mais la cartographie de détail ainsi que la coupure en sifflet des couches sous-jacentes montrent bien qu'il s'agit d'un chevauchement penté de 45° vers l'Est.



*2.2 - L'écaille $e_2$*

Elle surmonte à la fois l'écaille $e_1$ et le Viséen supérieur transgressif du substratum. Son contact anormal de base est très net en raison des obliquités des couches sus-jacentes et sous-jacentes : au Sud-Ouest de l'écaille, ce contact subhorizontal montre une troncature basale du matériel sus-jacent et au Nord-Est on voit une troncature sommitale des couches sous-jacentes.

Au point triple correspondant à l'intersection des contacts des écailles $e_1$ et $e_2$ avec le substratum, on observe une dislocation remarquable avec enregistrement, sur des plans de cisaillement sub-horizontaux à faiblement pentés vers l'Est affectant le matériel détritique du membre *d*, de deux familles de stries de friction : une première de direction N130°, 25° SE recoupée par une seconde subméridienne. Ces dernières, comme on le verra plus loin, peuvent être en relation avec les mouvements post-orogéniques.

*2.3 - L'écaille $e_3$*

Cette écaille occupe une grande partie de l'unité de la Gada Jennabia. Elle est constituée par un matériel pélitique du Dévonien inférieur qui affleure en un liséré subméridien, en bordure occidentale de l'écaille. Sur ces pélites dévonien inférieur reposent, sans discordance angulaire apparente, des terrains viséen supérieur représentant l'essentiel du matériel allochtone.

A l'Ouest, bien que l'écaille $e_3$ repose par l'intermédiaire des pélites du Dévonien inférieur sur du matériel du substratum également d'âge dévonien inférieur, le contact anormal est évident par le contraste qui se présente entre les deux entités (fig. 106) : le matériel du substratum est très désorganisé par une dislocation synsédimentaire (voir chapitre V), alors que celui de l'écaille $e_3$ ne l'est pas puisque, en plus de la stratification continue dans les pélites, un niveau calcaire métrique se suit, sans désorganisation, du Nord au Sud du liséré dévonien inférieur de l'écaille.

Au SSE de Jorf Jenn, malgré l'intensité de plissement $P_1$ et de la schistosité $S_1$ associés, qui affectent l'écaille $e_3$ et son substratum, le contact anormal entre les deux entités est bien souligné par la troncature basale des terrains allochtones (fig. 107).

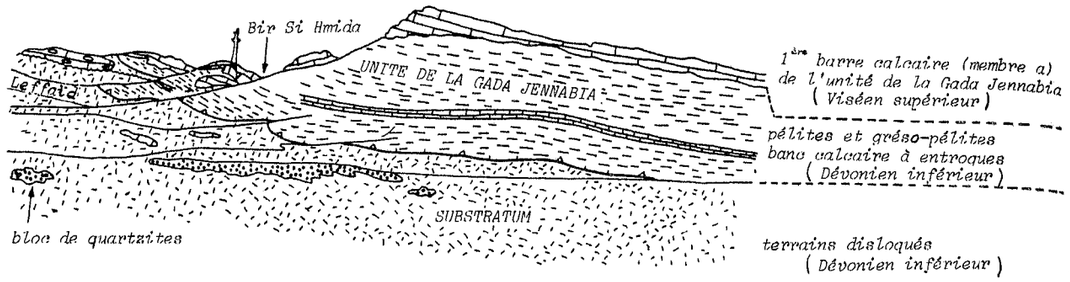



Fig. 106 : Vue panoramique de la partie occidentale de l'écaille $e_3$ (unité de la Gada Jennabia) : contact anormal net entre le substratum à matériel chaotique et l'unité de la Gada Jennabia à stratification continue.

A l'WNW et au Nord-Ouest d'el Gara, les couches d'âge viséen supérieur du substratum sont coupées en sifflet dans leur partie sommitale par le contact de base de l'écaille $e_3$. De la même façon, les terrains allochtones sont également tronqués à leur base : les filons-couches de gabbro, très développés à el Gara, s'arrêtent brusquement au Nord de cette localité et ne montrent pas de prolongement dans l'écaille sous-jacente $e_2$ qui, elle par contre, est rarement traversée par ce matériel magmatique.

*2.4 - Mode de mise en place des écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia*

Après soustraction des plis $P_1$ qui déforment les écailles et le contact de base de celles-ci, on arrive à connaître la géométrie de ce plan de contact : c'est une surface plus ou moins plane qui tronque des bancs à pendage varié appartenant aux flancs de plis anticlinaux et synclinaux de la phase Po. Aucune brèche tectonique ni lambeau de poussée n'a été observé au niveau du contact. Ceci permet d'envisager deux hypothèses pour la mise en place de l'unité allochtone :

- soit un déplacement à la suite du raccourcissement SE-NW à SSE-NNW engendrant en même temps un découpage de l'unité allochtone en différentes écailles. Dans ce cas la surface aplanie correspondrait à une surface de cisaillement tangentielle.

- soit un déplacement par glissement gravitaire. Dans ce cas il faudrait que la masse glissée soit mise en place sur une surface érodée et aplanie.



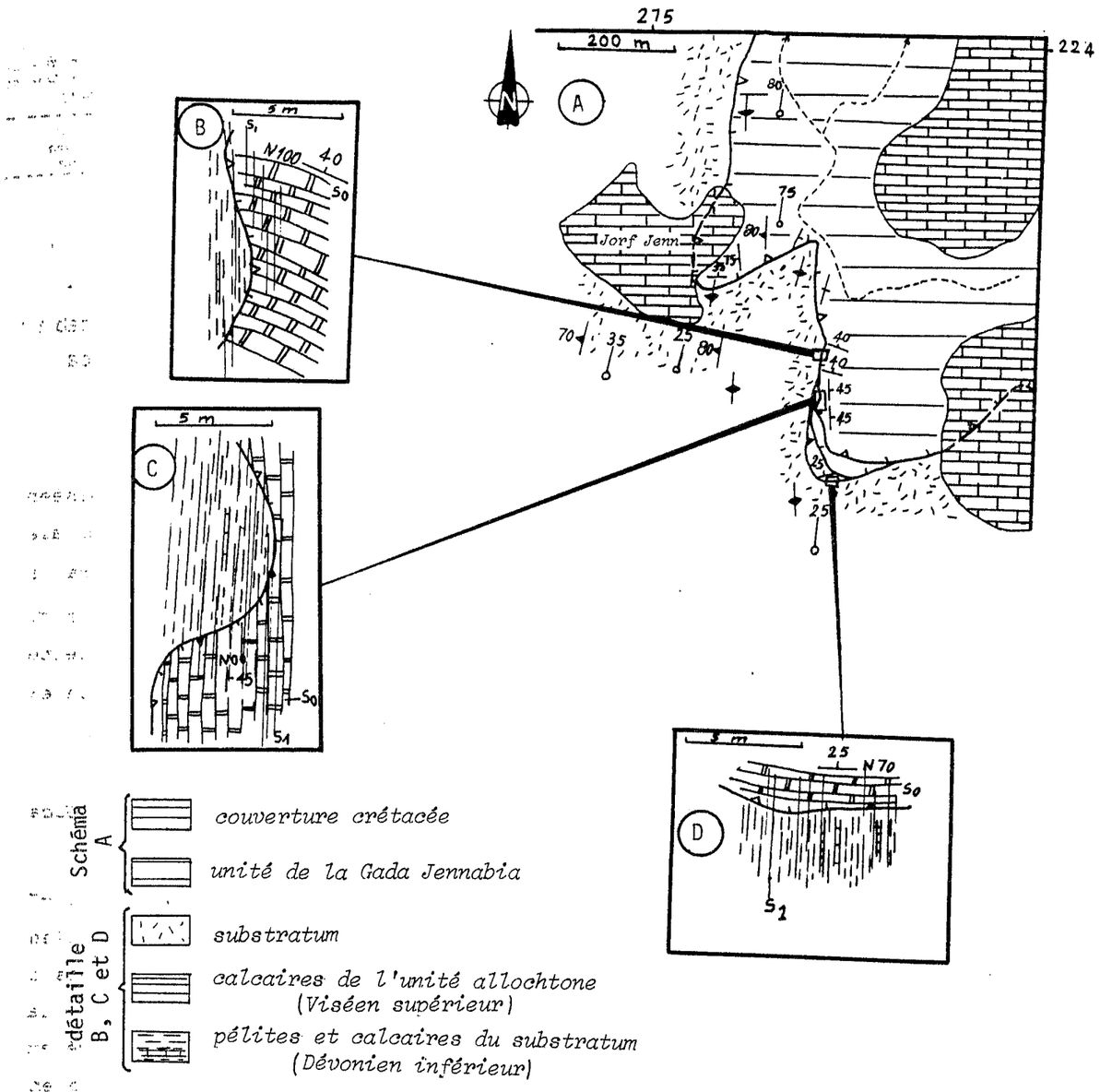



Fig. 107 : Cartographie du contact anormal de l'unité de la Gada Jennabia dans la région de Jorf Jenn.

Cette seconde hypothèse nous paraît plus plausible : le matériel érodé du substratum pourrait alimenter le bassin flysch viséen terminal (v3c supérieur) qui, rappelons-le, s'ouvre à l'Ouest et dont il subsiste le témoin de Skikirat. Dans ce cas, le glissement gravitaire de l'unité de la Gada Jennabia qui se produirait en bordure d'un bassin, serait grandement facilité par la présence d'une faible tranche d'eau. Si on envisage que la nappe de la Gada Jennabia devait être initialement plus étendue qu'elle ne l'est actuellement, elle devait recouvrir, avant son érosion, le bassin flysch de Skikirat. Cet affleurement est situé, compte tenu du sens de déplacement SE-NW de la nappe, à 3,5 km plus au Sud-Ouest du pont actuel du chevauchement.

La première hypothèse serait à écarter dans l'hypothèse d'un synchronisme entre le cisaillement tangentiel qui engendre la nappe et l'ouverture du bassin flysch de Skikirat : les reconstitutions paléogéographiques nous amènent à replacer le matériel de la nappe à une vingtaine de kilomètres au Sud-Est de sa position actuelle. Les deux événements, cisaillement et ouverture du bassin, sont incompatibles à si courte distance, sauf dans le cas d'ouverture de bassin sur décrochement, ce qui n'est nullement prouvé.

Par contre, il est tout de même possible d'associer les deux hypothèses, à condition que les deux événements soient métachrones : cisaillement tangentiel intervenant après le plissement Po, ce qui permet de dissocier la nappe de sa patrie puis glissement gravitaire intervenant lors de la période de relaxation qui engendre l'ouverture du bassin flysch de Skikirat ; la nappe pourra glisser en ce moment par gravité en même temps que s'effectue l'érosion et l'applanissement du substratum.

*2.5 - Origine des écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia*

Comme nous l'avons déjà démontré dans l'étude stratigraphique, la patrie des quatre écailles de l'unité de la Gada Jennabia se situe plus à l'Est ou au Sud-Est de leur position actuelle. Cette origine peut être confirmée et précisée par deux faits :

- les rares *stries de friction* enregistrées dans les contacts basaux des écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ indiquent une direction de déplacement N130°.

- le *déversement vers l'Ouest* des plis du substratum au Nord et au Nord-Ouest d'el Gara. En effet ces plis peuvent correspondre à des plis Po ultérieurement déversés vers l'Ouest lors du déplacement de l'unité allochtone.



Comme l'indiquent ces deux critères qui s'ajoutent au critère paléogéographique, la patrie des trois écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ doit être à l'Est ou au Sud-Est. Il en est de même pour l'écaille $e_4$, comme nous l'avons démontré dans la reconstitution paléogéographique. Cela implique que la mise en place de cette écaille a pu être initialement gravitaire puis qu'elle ait été remobilisée lors du serrage tardi-hercynien.

## III - LA DEFORMATION MAJEURE

Pour une meilleure compréhension de la répartition de cette déformation majeure dans la région d'investigation, nous proposons de l'étudier séparément dans deux secteurs : le *secteur nord* regroupant l'ensemble de l'Oued Kibane et l'ensemble de Mechra ben Abbou surmonté des écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia ; le *secteur sud*, représenté par l'ensemble du barrage el Massira.

### *A - LA DEFORMATION MAJEURE DANS LE SECTEUR NORD*

*1 - Le plissement $P_1$*

Dans le secteur nord, le plissement $P_1$ varie en direction et en intensité d'une zone à l'autre. Nous le décrirons 1) d'abord dans les zones intensément plissées qui sont : le secteur d'Oulad Barka, la bande de Leffaïd - Jorf Jenn, la bande de Foum el Mejez - Amdidih et le secteur de Skikirat ; 2) ensuite dans les zones peu déformées qui sont : le secteur de Bou Assoun, la bande de Bled Mekrach et le haut Oued Kibane.

*1.1 - Secteur d'Oulad Barka*

Dans la tranchée de la voie ferrée, à l'Est et au Nord-Est d'Oulad Barka (fig. 108), les terrains gréso-pélitiques du Dévonien inférieur et les calcaires du Dévonien moyen qui les surmontent forment un pli anticlinal en genou ou légèrement déversé vers l'Ouest ; son flanc est (flanc long) a une

orientation 90°, 40°N et son flanc ouest (flanc court) est de direction N25° subvertical à fortement penté (80°) vers l'Est, en polarité inverse. Il a une amplitude et une demi-longueur d'onde hectométrique ; son axe construit a une direction N25° et plonge de 40° au NNE. Au coeur de cette structure, se trouvent des plis de demi-longueur d'onde et d'amplitude décimétrique à métrique, en genou N40 à N60°, déversés à couchés vers l'Ouest avec des plans axiaux pentés vers l'Est ou le Nord-Est et des axes qui ont un plongement moyen de 30° vers le Nord-Est (fig. 109).

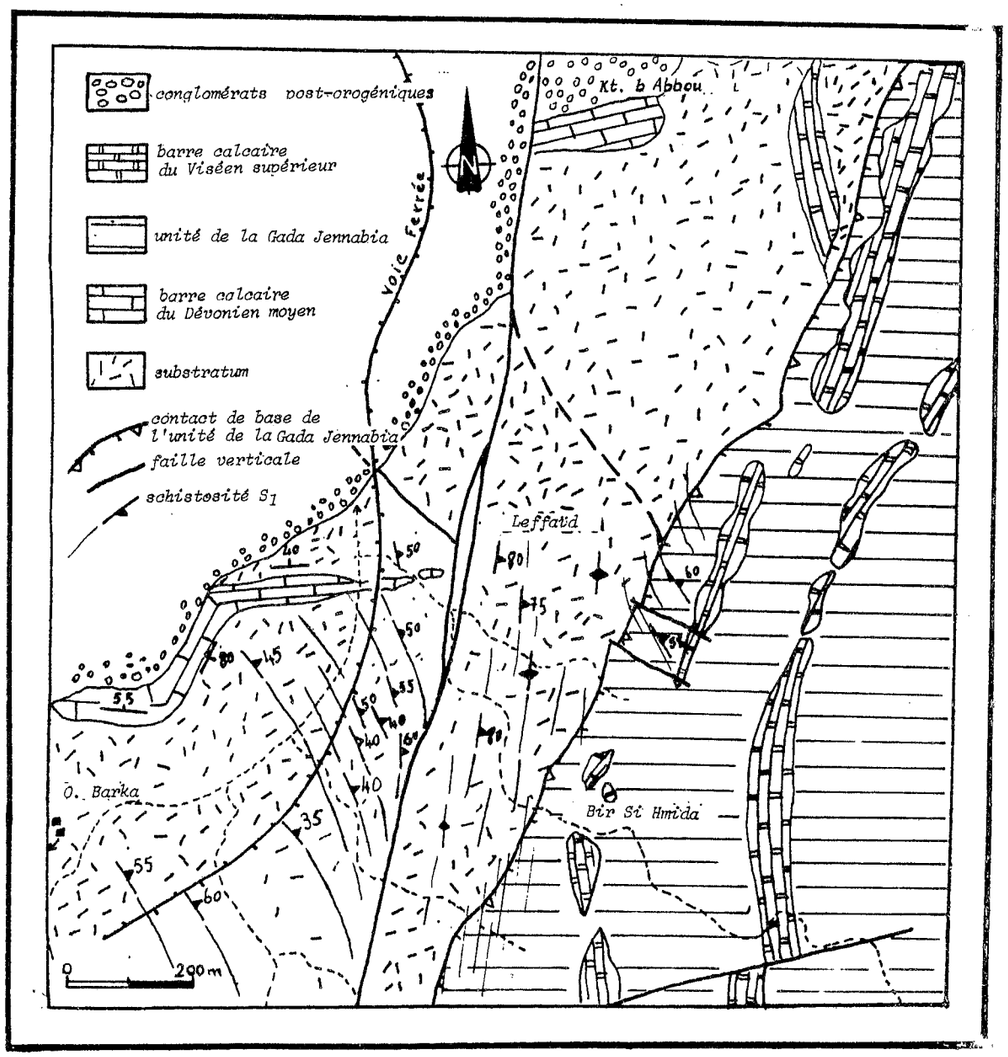



Fig. 108 : Carte de la disposition de la schistosité $S_1$ dans la région de Leffaïd et d'Oulad Barka.



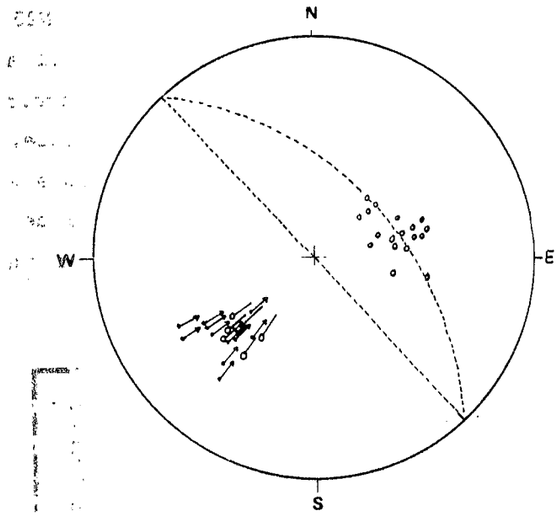



Fig. 109 :

Stéréogramme des plis $P_1$ dans la région d'Oulad Barka. Noter la reprise de la schistosité $S_1$ par une légère torsion (fig. 108).

La schistosité $S_1$, plan axial des plis $P_1$, est planaire et pénétrative dans cette zone : elle est très fine et serrée dans les lits pélitiques où elle constitue le débit principal de la roche, alors qu'elle est fruste et réfractée dans les lits gréseux ; les bancs calcaires, généralement décimétriques, ne sont affectés que par des fractures (ou craquelures). Le plan de schistosité $S_1$, porteur d'une linéation d'intersection $Lo^1$, orientée sensiblement comme les axes de plis $P_1$, est penté en moyenne de 40° à 60° vers le Nord-Est ou l'ENE, ce qui indique qu'elle est plissée. Effectivement, le report de mesures de la schistosité $S_1$ sur une carte de détail (fig. 108) montre que les plans de cette schistosité décrivent une trajectoire curviligne de direction N130° vers l'Ouest passant à N175° vers l'Est ; autrement dit, cette schistosité prend une direction subméridienne quand elle se rapproche de la faille limitant, vers l'Ouest, la bande méridienne de Leffaïd - Jorf Jenn.

Nous avons déjà signalé dans le chapitre V que cette zone d'Oulad Barka est caractérisée par la nette superposition anormale de lentilles de terrains d'âge et de facies différents. Cette déformation a pu y être qualifiée de synsédimentaire en partie grâce à la schistosité $S_1$, assez bien exprimée, qui traverse les contacts anormaux entre les différentes lentilles.

*1.2 - La bande de Leffaïd Jorf - Jenn*

Séparée du secteur d'Oulad Barka par une faille verticale N20° qui

décale aussi les conglomérats permo-carbonifères, la bande de Leffaïd Jorf Jenn englobe deux unités :

1) une partie du substratum formée de pélites intercalées de lits gréseux et calcaires ainsi que de blocs quartzitiques, déjà lenticulés par déformation synsédimentaire.

2) la partie sud-ouest de l'écaille $e_3$ de l'unité allochtone de la Gada Jennabia, formée d'un liséré de pélites dévonien inférieur surmonté des premiers termes viséens de l'écaille. Dans cette bande où le métamorphisme est faible à nul, l'intensité de déformation augmente du Nord au Sud.

*1.2.1 - Secteur de Leffaïd*

A Leffaïd, les pélites rouges où s'intercalent des lits gréseux et calcaires en couches décimétriques sont déformées par des plis $P_1$ de style et d'orientation différents de ceux de la zone d'Oulad Barka : dans les bancs calcaires compétents, les plis sont de type isopaque (fig. 110), d'amplitude et de demi-longueur d'onde métrique et dans les pélites à niveaux de grès fins, ils tendent vers le type semblable (fig. 111), de demi-longueur d'onde et d'amplitude centimétriques à décimétriques. La direction moyenne de ce plissement est subméridienne et les axes sont dispersés dans les plans axiaux verticaux nord-sud (fig. 112). Dans les bancs incompétents, on observe fréquemment deux plis $P_1$ antiformes à plongement axiaux opposés séparés par un pli $P_1$ synforme à plongement axial intermédiaire (fig. 113). Dans les pélites à intercalations de grès fins, cette déformation, bien exprimée ici, montre des plis $P_1$ à axes fortement pentés et à axes courbes. Cette courbure des axes, aussi bien dans les niveaux compétents que dans les niveaux incompétents, montre que ces plis sont en fourreau liés à une tectonique cisaillante bien que la déformation se soit effectuée, d'après l'intensité du métamorphisme, dans un étage structural élevé où la température devait être inférieure à celle nécessaire à la formation de *plis en fourreau* classiques définis par l'expérience de Quinquis et Gobbold (1980).

La schistosité $S_1$ constitue dans ce secteur le débit principal des pélites. Ce débit est globalement orienté verticalement avec une direction subméridienne. Par contre, dans les niveaux calcaires aucune trace de cette schistosité n'a été constatée ; on peut seulement observer parfois des



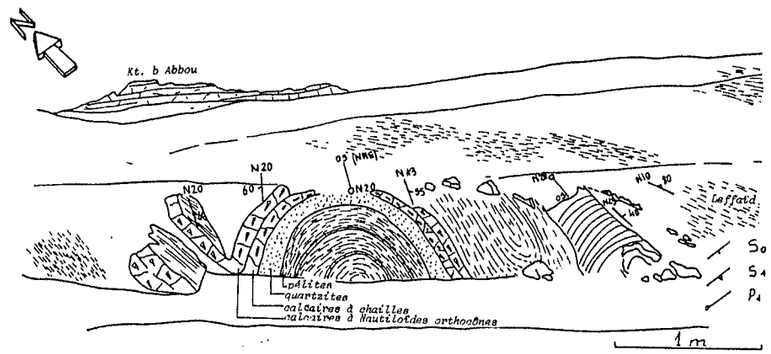



Fig. 110 : Plis $P_1$ isopaques de la zone de Leffaïd.

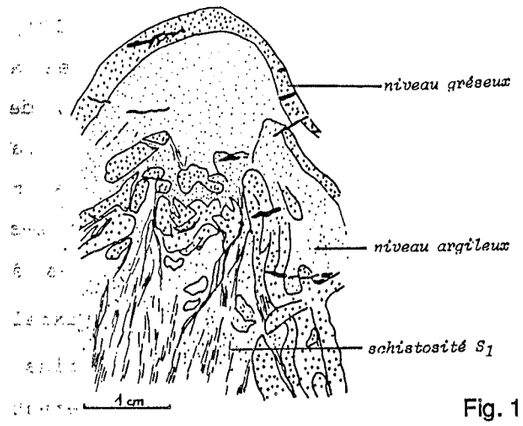



Fig. 111 : Pli centimétrique de la région de Leffaïd montrant une disharmonie et un débit $S_1$ dans son coeur.

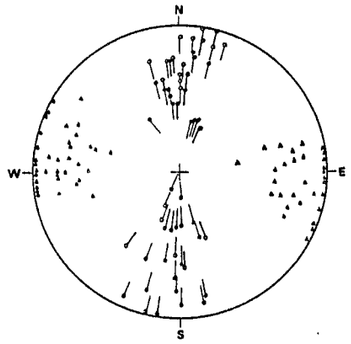



Fig. 112 : Stéréogramme des plis $P_1$ dans le secteur de Leffaïd. Noter la dispersion des axes de plis $P_1$ dans le plan axial moyen subvertical et subméridien.

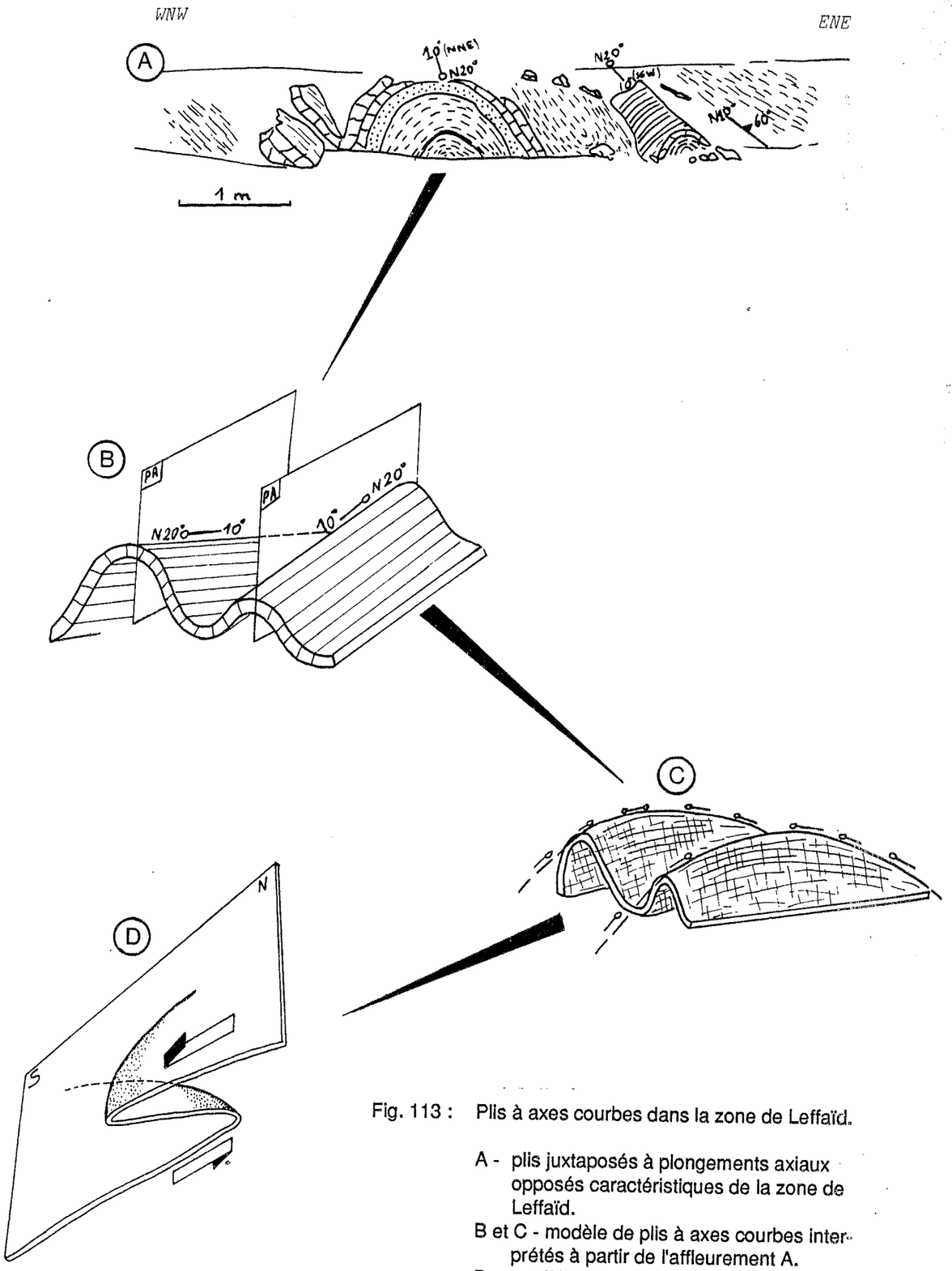



Fig. 113 : Plis à axes courbes dans la zone de Leffaïd.

A - plis juxtaposés à plongements axiaux opposés caractéristiques de la zone de Leffaïd.
B et C - modèle de plis à axes courbes interprétés à partir de l'affleurement A.
D - modèle de plis à axes courbes conjugués et à plongements opposés liés à un cisaillementdextre (pli en fourreau, d'après Quinquis et Gobbold, 1980).



fentes d'extension, comblées ou non de calcite, dans les charnières des plis. Quand les pélites sont alternées aux grès fins, le débit $S_1$ ne s'observe que dans les niveaux pélitiques et principalement au coeur des plis (charnières).

Au microscope, les lames taillées dans les niveaux de pélites et de grès fins montrent généralement une désharmonie (fig. 111) au droit de la charnière. La schistosité $S_1$ est marquée, en lumière naturelle (fig. 114), par des joints noirs assez continus, réguliers, affectant préférentiellement les niveaux argilo-silteux, et ne traversant pas les niveaux gréseux. Dans ces joints schisteux se concentrent des micas détritiques réorientés dans le plan de la schistosité, des granules d'opaques, mais pratiquement aucun grain de quartz. Les joints délimitent des microlithons où la fabrique sédimentaire n'est pratiquement pas modofiée : au centre du microlithon les grains de quartz conservent leur forme sédimentaire initiale et vers les bordures leur taille diminue et leur forme devient aplatie dans le plan de la schistosité.

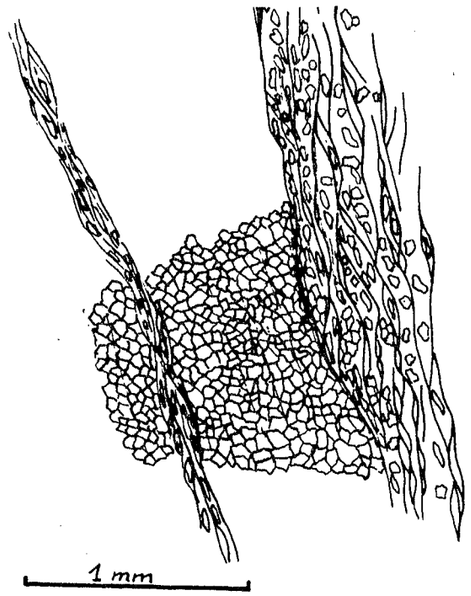



Fig. 114 : Schistosité $S_1$ dans les terrains argileux gréseux de Leffaïd : les grains de quartz orientés dans la schistosité ont une forme plus effilée et des dimensions plus réduites que ceux qui sont situés dans les microlithons, où ils ont conservé leur forme sédimentaire.

D'après ces critères, cette schistosité serait du type *planaire et non pénétrative*. Parfois, cette schistosité se présente sous forme de "queue de cheval" bien marquée par des joints anastomosés dans les lits pélitiques qui convergent vers une seule zone du lit gréseux. Ce type de schistosité correspond à une *transition entre le débit non planaire et non pénétratif et le débit planaire et non pénétratif* (Piqué, 1979). On pourrait donc être placé, à Leffaïd, dans une zone de transition entre ces deux types de schistosité.

Cette déformation s'atténue vers l'Est, dans l'écaille $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia, où seule une schistosité de fracture N130° affecte le banc calcaire intercalé dans les pélites du Dévonien inférieur constituant la semelle de l'écaille $e_3$.

*1.2.2 - Secteur de Jorf Jenn*

De Jaïffa, au Nord, à Bou Hamida, au Sud, les pélites du substratum sont plissées et schistosées en commun avec les calcaires et faciès détritiques de l'écaille $e_3$ qui les surmontent en contact anormal. Les pélites du substratum où s'intercalent des couches calcaires et gréseuses sont affectées par des plis $P_1$ N0° à N20° de type semblable (fig. 115-A), de demi-longueur d'onde et d'amplitude décimétrique à métrique, de plan axial généralement vertical et de direction moyenne N0° à N20°, avec des axes assez dispersés dans les plans axiaux (fig. 115-B). La schistosité $S_1$, mieux exprimée que dans le secteur de Leffaïd, est de type *planaire et pénétrative*, à débit fin dans les pélites, assez fruste dans les niveaux gréseux et calcaires. Quand ces derniers ne sont pas découpés par la schistosité, des fentes d'extension, occupées par du quartz ou de la calcite peuvent apparaître dans les charnières de plis. La direction qu'emprunte cette schistosité $S_1$ dans le substratum à Jorf Jenn varie entre N170° et N20° subverticale.

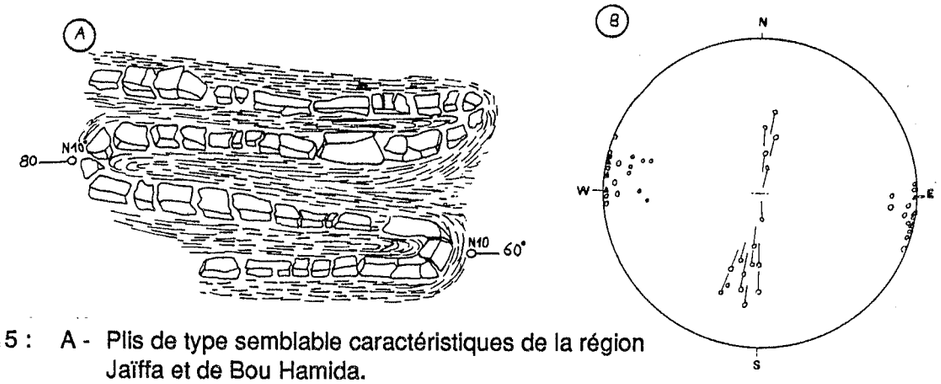



Fig. 115 : A - Plis de type semblable caractéristiques de la région Jaïffa et de Bou Hamida.
B - Stéréogramme des plis $P_1$ dans la région de Bou Hamida.



Dans le matériel de l'écaille allochtone $e_3$, cette déformation est également mieux exprimée et plus intense qu'à Leffaïd. La stratification est difficilement séparable de la schistosité $S_1$, sauf dans les charnières où elles sont toutes deux presque orthogonales entre elles. Les plis $P_1$ cylindriques de demi-longueur d'onde décamétrique ont des axes verticaux à fortement pentés vers le Nord, ce qui engendre, dans ce secteur, un épaississement cartographique de la première barre calcaire de l'écaille $e_3$. La schistosité $S_1$ est de type fruste dans les calcaires et les grès (fig. 116) et plus serrée et pénétrative dans le faciès détritique fin.

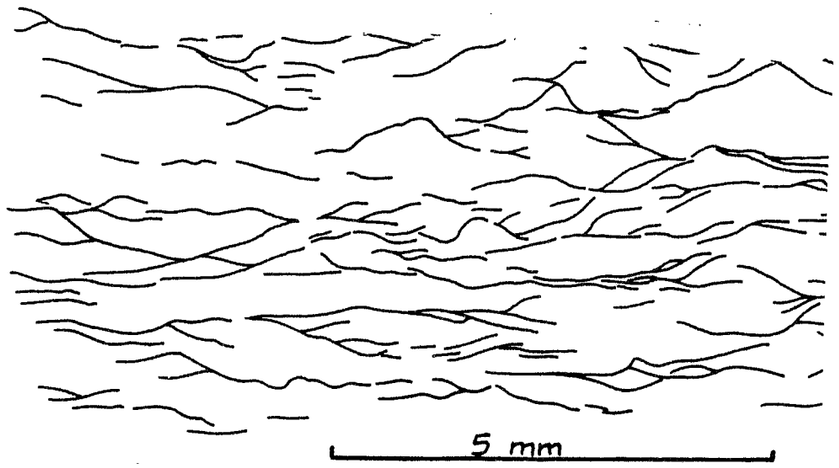



Fig. 116 : Débit $S_1$ dans les faciès gréseux du membre d de la séquence viséenne de l'unité de la Gada Jennabia.

L'étude microscopique des lames taillées dans les grès du membre *d* du matériel allochtone (écaille $e_3$) indique que le métamorphisme associé au plissement dans cette zone est de type séricite naissante caractéristique de la partie supérieure de l'épizone.

Cette schistosité diminue d'intensité progressivement vers le Nord. A Bir Jedi, elle est absente.

Au Sud-Est de Jorf Jenn, le contact tangentiel séparant le substratum de l'unité allochtone montre qu'il est repris par le plissement $P_1$, mais surtout traversé par la schistosité $S_1$ (fig. 117).

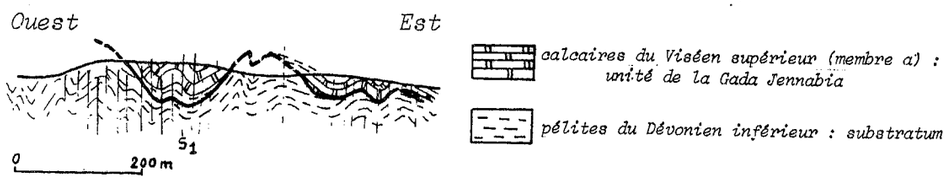



Fig. 117 : Coupe E-W au Sud-Est de Jorf Jenn montrant le plissement de l'unité de la Gada Jennabia (écaillage $e_3$) avec son substratum (le contact de base de l'unité allochtone est traversé par la schistosité $S_1$.

Entre les secteurs de Leffaïd et de Jorf Jenn, la schistosité $S_1$ est très peu marquée. Seuls les plis $P_1$ sont très répandus. Affectant des terrains gréso-pélitiques du Dévonien inférieur, ces plis en moyenne subméridiens (fig. 118) sont généralement d'amplitude et de demi-longueur d'onde décimétrique, de plan axiaux subverticaux à fortement pentés et d'axes très dispersés dans les plans axiaux.

*1.2.3 - Conclusion sur le plissement $P_1$ dans la bande de Leffaïd Jorf - Jenn*

La bande de Leffaïd - Jorf Jenn se présente comme un couloir de déformation intense, de direction subméridienne à N20°. Elle est caractérisée par une croissance de l'intensité de la déformation du Nord au Sud : à Leffaïd, la schistosité $S_1$ est intermédiaire entre non planaire non pénétrative et planaire non pénétrative, passant dans le secteur de Jorf Jenn à une schistosité planaire et pénétrative. Le long de cette bande, les axes de plis $P_1$ sont toujours dispersés dans les plans axiaux indiquant qu'il y a des plis de type axe courbe caractéristiques des zones de cisaillement.

*1.3 - La bande de Foum el Mejez - Amdidih*

La bande de Foum el Mejez - Amdidih, large de 3 km et allongée Nord-Sud sur 14 km, est constituée de terrains dévoniens plissés et schistosés avec une intensité variable du Nord au Sud, compris dans un faisceau de failles décrochantes dextres (Pl. 2, 3 et 5).

*1.3.1 - Secteur de Foum el Mejez*

Dans le secteur de Foum el Mejez (Pl. 2), les terrains pélitiques (Dévonien inférieur), calcaires (Dévonien moyen), argilo-gréseux et



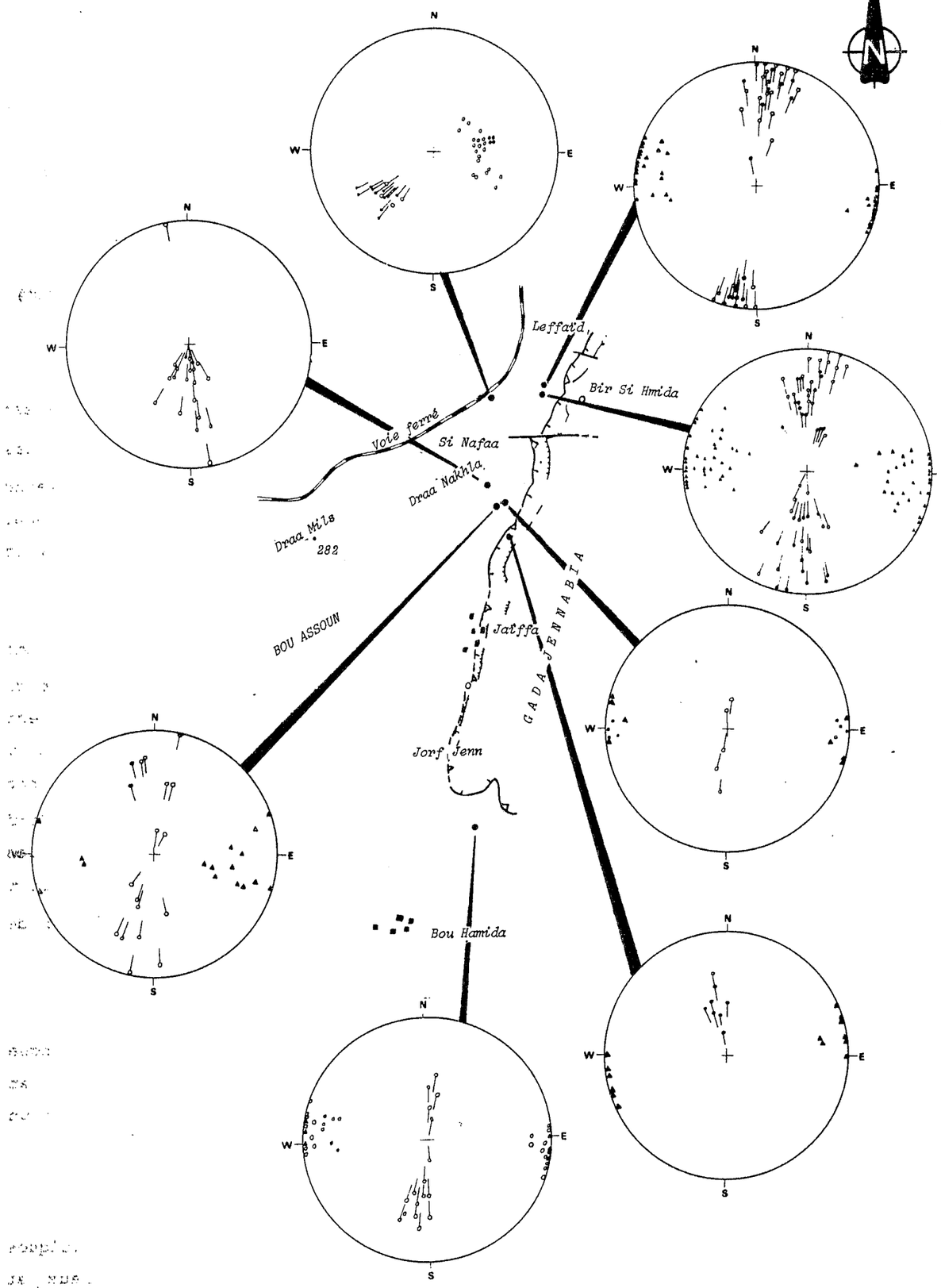



Fig. 118 : Stéréogramme des plis $P_1$ synschisteux entre Leffaïd et Bou Hamida dans le substratum et l'unité de la Gada Jennabia.

quartzitiques (Famennien) sont découpés par un système de failles importantes méridiennes à N160°, subverticales. Ces failles délimitent des panneaux à couches le plus souvent monoclinales, fortement pentées vers l'Ouest ou subverticales, qui ne montrent pas de charnières de plis évidentes. Des plis $P_1$ cylindriques de demi-longueur d'onde et d'amplitude centimétriques à métriques existent, par contre, dans les niveaux argilo-gréseux du Famennien supérieur ; la route de Souk et-Tnine qui traverse ces terrains plissés offre une tranchée est-ouest (Dalaa) permettant de différencier (fig. 119) des *lanières* et des *couloirs* plus étroits séparés par des failles subméridiennes à N160° postérieures aux plis $P_1$. Les plis $P_1$, auxquels est associée une schistosité S1, varie des *lanières* aux *couloirs* :

Dans les lanières 1 et 3 (fig. 119), découpées postérieurement aux plis $P_1$ par des failles décrochantes subméridiennes et N160°, les plis $P_1$ sont généralement du type cylindrique plus ou moins ouverts, de demi-longueur d'onde métrique, parfois nettement supérieurs à l'amplitude. Leurs plans axiaux sont verticaux et leurs axes de direction N160° sont subhorizontaux à faiblement pentés (5°). La schistosité $S_1$, en éventail, est de type *planaire* et *pénétrative* ; elle est de direction N150° à N160°, fortement pentée vers le NNE ou le SSW.

La lanière 2, également découpée par des décrochements subméridiens postérieurs aux plis $P_1$, montre des structures monoclinales à pendage soit vers l'Ouest ou vers l'Est, affectées par une schistosité $S_1$ également de type *planaire* et *pénétrative*, de direction N150° à N160° à fort pendage WSW.

Dans les couloirs 1 et 2, *les plis $P_1$ sont très serrés de type semblable*, de demi-longueur d'onde décimétrique. Leur direction est subméridienne à N170° mais ici les axes, parfois verticaux, sont dispersés dans les plans axiaux. La schistosité $S_1$, très pénétrative, est de direction N160° à N170° subverticale.

Cette coupe fait ressortir l'existence de lanières où les plis $P_1$ à axes subhorizontaux sont de direction NNW-SSE et de couloirs où les plis $P_1$ sont de direction nord-sud à *axes dispersés dans les plans axiaux subméridiens*. Bien que le style de plissement et les directions soient différents des lanières aux couloirs, ces déformations paraissent synchrones puisqu'aucune schistosité dans cette coupe n'est reprise.



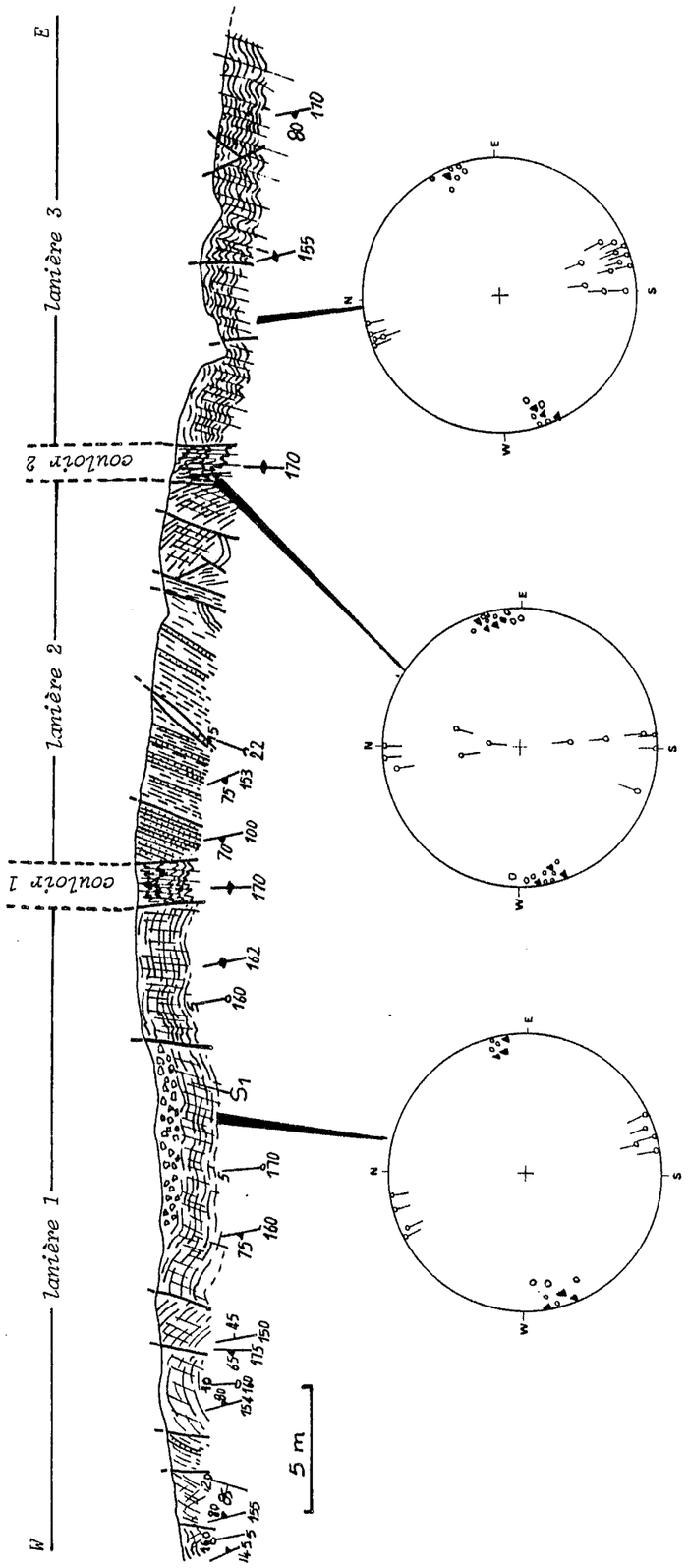



Fig. 119 : Coupe E-W de Dalaa effectuée sur une tranchée de la route de Souk et Tnine montrant trois lanières de déformation peu intense séparées par deux couloirs intensément déformés (déformation affectant les argilites et grès du Famennien).

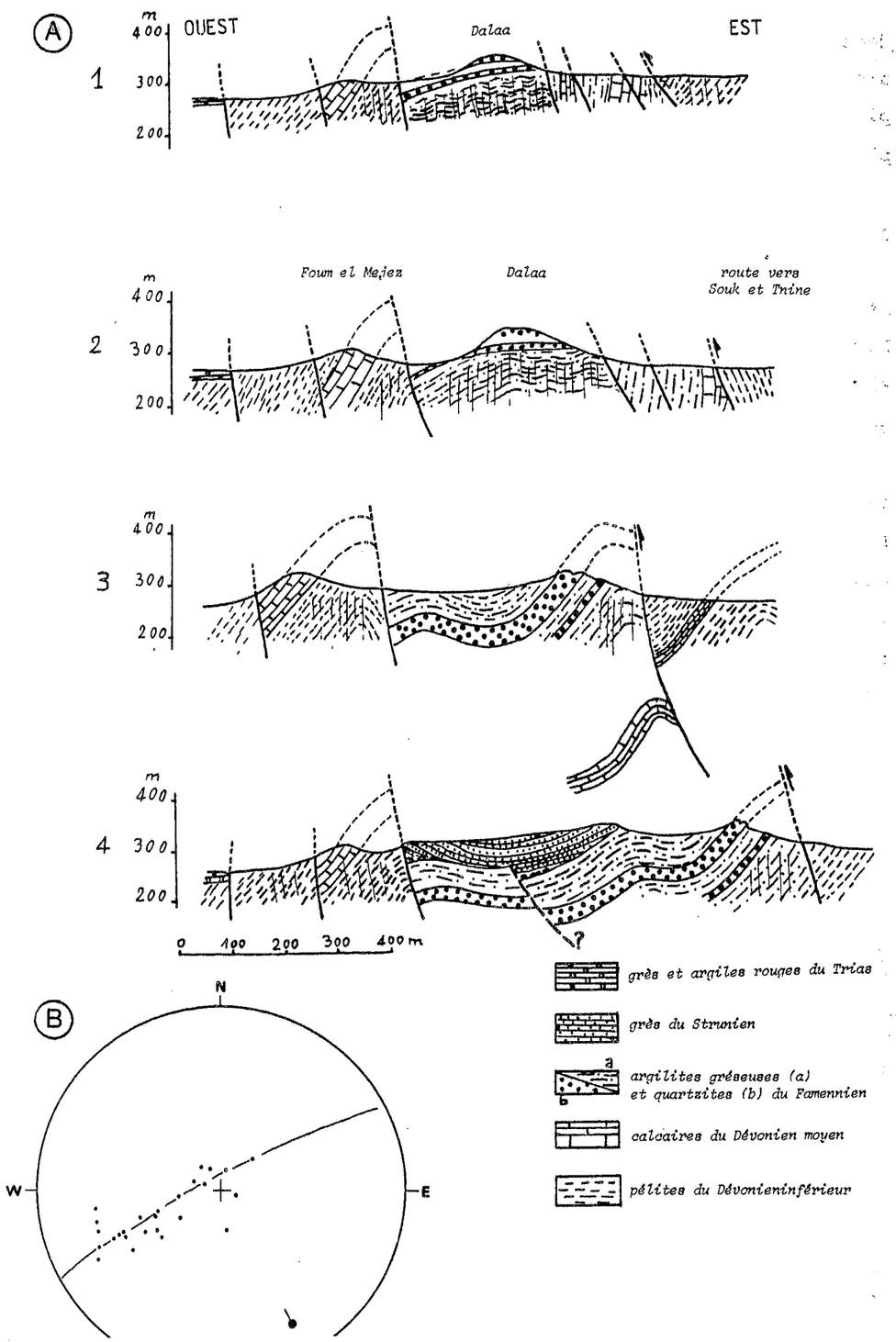



Fig. 120 : A - Coupes sériées 1 à 4 du Nord au Sud montrant le style de plis tectoniques $P_1$ affectant les terrains de la partie ouest de l'ensemble de l'oued Kibane.
B - Stéréogramme synthétique des plis affectant la retombée ouest de la structure de l'oued Kibane (terrains dévoniens de Foum el Mejez).



L'existence de plis de demi-longueur d'onde hectométrique n'a été décelée que par reconstitution structurale (fig. 120). Il s'agit de plis droits dont l'orientation calculée sur stéréogramme est N155°, 15° NNW. Ces plis, de par leur style, paraissent aussi appartenir à la phase de plissement $P_1$.

*1.3.2 - Secteur d'Oulad el Abid*

Le secteur d'Oulad el Abid (Pl. 1) est situé dans le prolongement méridional du faisceau faillé de Foum el Mejez. Les deux formations du Dévonien Supérieur (argilo-gréseuse et gréseuse) y constituent des amygdales allongées Nord-Sud. La phase de plissement $P_1$ a été reconnue grâce à quelques plis semblables de demi-longueur d'onde décimétrique, enregistrés dans les terrains de la formation argilo-gréseuse. Leur direction axiale varie entre N135° et N175° avec plongement vers le Sud-Est ou le Nord-Ouest. La schistosité $S_1$ qui leur est associée est *pénétrative* et fortement pentée vers le Sud-Ouest. Sa direction dans les amygdales de terrains argilo-gréseux famenniens, où elle est imprimée, varie de N175° près de la zone de contact anormal vertical avec l'amygdale de grès struniens (famennien terminal) à N135° dans son centre (fig. 121).

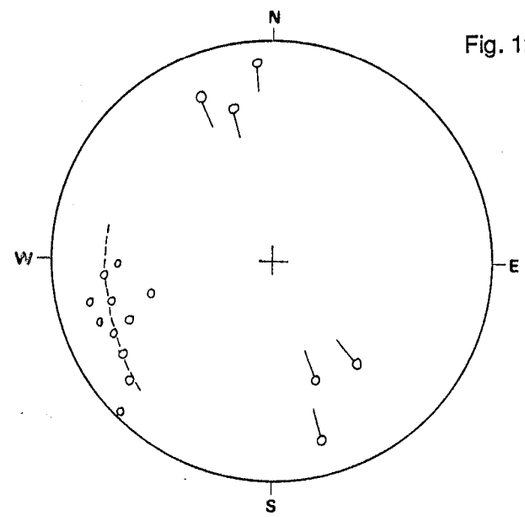



Fig. 121 : Stéréogramme de plis $P_1$ et schistosité $S_1$ dans le secteur d'Oulad el Abid. A noter la répartition de la schistosité indiquant une virgation liée à la forme sigmoïdale des trajectoires de la schistosité entre les grands décrochements subméridiens (déformation affectant la formation argilo-gréseuse du Famennien).

*1.3.3 - Secteur d'Amdidih*

Dans le secteur d'Amdidih (Pl. 3) qui se situe dans le prolongement méridional de la bande de terrains faillés de Foum el Mejez, affleurent deux formations du Dévonien inférieur : une formation pélitique à intercalations

de bancs calcaires et une formation gréso-pélitique où s'intercale une barre quartzitique. Les plis $P_1$ marqués dans les bancs compétents (calcaires et quartzites) sont de type isopaque et semblable et ont des demi-longueurs d'onde métriques à décamétriques, alors qu'au niveau des pélites et gréso-pélites ils sont également de type semblable mais de demi-longueur d'onde décimétrique. Il s'agit de plis à axes courbes (localité 2 et 5 de Pl. 3) ; on remarquera surtout que les plis de la moitié nord de ce secteur ont des axes plongeant plutôt vers le Sud alors que ceux de la moitié sud plongent généralement vers le Nord, ce qui caractérise une structure à ensellement est-ouest bien marquée dans le détail. De part et d'autre des failles importantes qui recoupent ce secteur, les axes des plis peuvent avoir des plongements opposés importants (localités 9 et 5 de la pl. 3). Ces plongements opposés peuvent aussi apparaître au sein d'un même banc dans la même amygdale (localité 11 de la pl. 3). Le stéréogramme (fig. 122) montre une dispersion des axes de plis dans le plan axial moyen, liée à cette variation de plongement des axes.

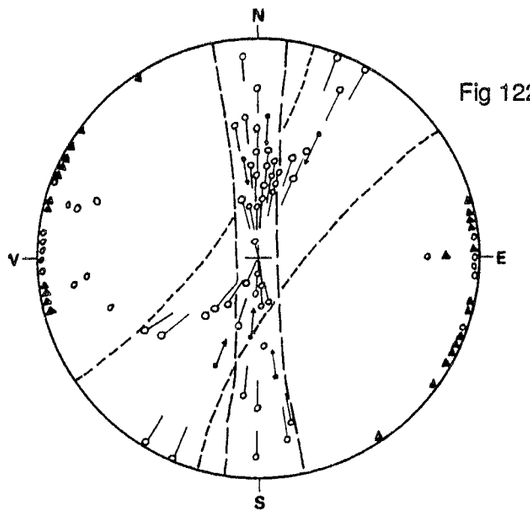



Fig 122 : Stéréogramme synthétique des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ dans le secteur d'Amdidih. A noter la grande dispersion des axes dans plans axiaux. La variation de la direction des axes de plis $P_1$ de Nord-Sud à N150° ainsi que celle des plans axiaux et de la schistosité est liée à la torsion tardive à proximité de l'oued el Guetta.

Ces plis développent une schistosité $S_1$ *pénétrative*, de plan axial marquée essentiellement dans les niveaux pélitiques et argilo-gréseux. Généralement subverticale, cette schistosité présente une direction voisine de celle des plis $P_1$. Son intersection avec les plans de stratification engendre une linéation $Lo^1$ à peu près de même orientation que les axes de plis $P_1$. Parfois, les pélites sont débitées en "allumettes" dont l'allongement matérialise la linéation d'intersection $Lo^1$. Ce débit *planaire et pénétratif* est bien caractéristique de ce secteur du faisceau faillé de Foum el Mejez.



Les planches 1, 3 et 5 montrent en outre une virgation des plis $P_1$ qui passent d'une direction méridienne, au Nord-Est à une direction N50°, au Sud-Ouest (fig. 122). Vers le Sud-Ouest, le prolongement des structures est en grande partie masqué par les alluvions quaternaires, puis par les terrains tabulaires du Mésozoïque.

*1.3.4 - Conclusion sur le plissement $P_1$ dans la bande de Foum el Mejez-Amdidih*

Dans la partie ouest de l'ensemble de l'Oued Kibane se développe une bande assez tectonisée, *le faisceau faillé de Foum el Mejez*. Ce faisceau faillé est caractérisé par un style de plissement lié à une intensité de déformation qui augmente du Nord au Sud :

- au Nord, les plis $P_1$ sont généralement cylindriques à axes horizontaux et subhorizontaux de direction N150° à N160°, à l'exception de certains couloirs étroits où les plis N170° à subméridiens sont serrés (type semblable) et à axes dispersés dans les plans axiaux. La schistosité $S_1$ y est pénétrative.

- au Sud, les plis $P_1$ sont à ensellement et axes courbes confirmés sur stéréogramme par une forte dispersion des axes de plis dans un plan axial moyen. La schistosité $S_1$, assez développée, pénétrative mais plus serrée qu'au Nord, débite les pélites en "allumettes". Ces structures méridionales subissent une virgation, passant d'une direction méridienne, au Nord-Est, à N50°, au Sud-Ouest.

*1.4 - Secteur de Bou Assoun*

Cette zone, située à l'Ouest de la bande de Leffaïd - Jorf Jenn (Pl. 1), est modérément plissée. On peut la considérer comme un prolongement méridional de la zone d'Oulad Barka bien que le plissement $P_1$ n'y soit que modérément exprimé.

Caractérisée par son découpage en blocs et lentilles en grande partie synsédimentaires, cette zone montre deux familles de plis $P_1$, dispersés, peu différents par leur style mais différents par leur direction. La première famille a des plis isoclinaux, parfois déversés vers l'Ouest de direction axiale N10° à N20°, moyennement pentés (20° à 50°) vers le SSW ou

le NNE (fig. 123). La seconde est constituée de plis cylindriques, mais parfois déversés vers le Nord-Est, avec des directions variant entre N110° et N150° (fig. 124).

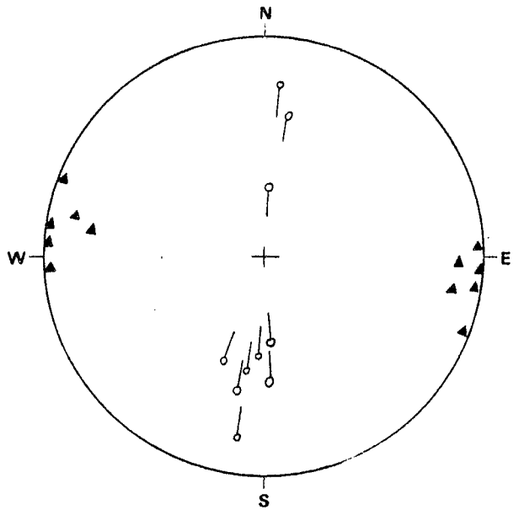



Fig. 123 : Stéréogramme des plis $P_1$ nord-sud à Bou Assoun (substratum).

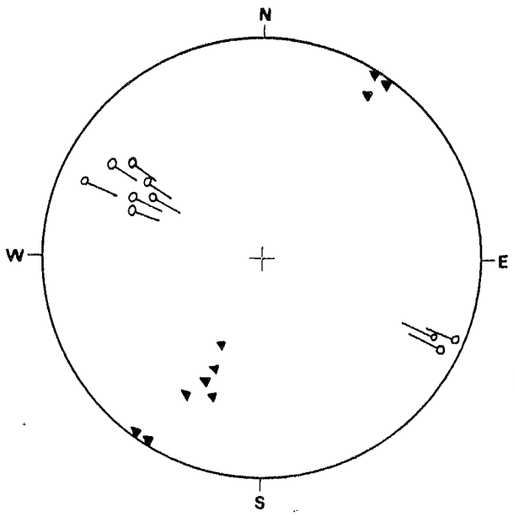



Fig. 124 : Stéréogramme des plis $P_1$ N120° à Bou Assoun (substratum).

La schistosité $S_1$ est pratiquement absente, mais elle se manifeste parfois dans les pélites avec une orientation N10°-20° subverticale, donc liée à la première famille, et dans les charnières de quelques plis où elle est *non planaire et non pénétrative*. Aucune reprise de cette schistosité n'a été mise en évidence. Cependant, il est difficile, voire impossible, d'établir une chronologie d'antériorité d'une famille de plis par rapport à l'autre. Il est possible qu'elles soient synchrones.



*1.5 - La bande de Bled Mekrach*

Il s'agit d'une bande de 6 km de large, allongée Nord-Sud sur presque 14 km, depuis la cuesta crétacée, au Nord, jusqu'à la couverture crétacée de la Gada Jennabia. C'est une bande stable, relativement peu déformée par rapport aux bandes de Foum el Mejez - Amdidih et de Leffaïd - Jorf Jenn qui l'encadrent. Deux zones différentes par leur style et intensité de plissement y ont été distinguées : une zone occidentale et une zone orientale.

*1.5.1 - La zone occidentale* est occupée par les écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia et par leur substratum dévono-viséen. Cet ensemble dessine une large structure synclinale (fig. 125) de demi-longueur

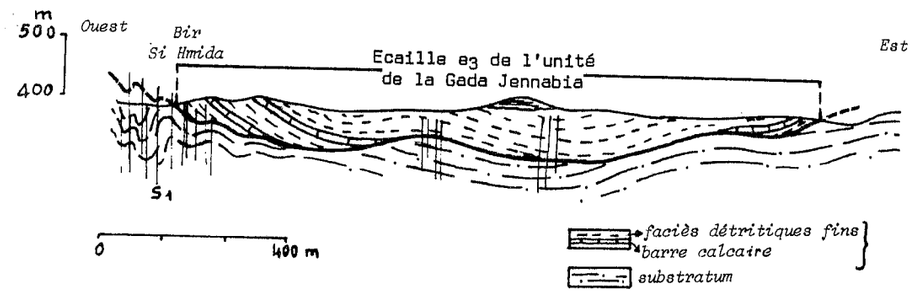



Fig. 125 : Coupe E-W à travers l'écaille $e_3$ : écaille, substratum et leur contact sont plissés ensemble.

d'onde (2 km) nettement supérieure à son amplitude (600 m). De part et d'autre de cette structure, les pendages des couches allochtones et autochtones ainsi que ceux du contact tangentiel qui les sépare convergent vers son axe. Au coeur de cette structure, à l'Est de Lalla el Gara, des couches gréseuses forment un pli synclinal de type cylindrique de demi-longueur d'onde et d'amplitude hectométrique, de direction N35° plongeant de 25° au Nord-Est (fig. 126). Son flanc oriental montre des petits plis également cylindriques de demi-longueur d'onde et d'amplitude métrique, d'orientation moyenne N20°, 40° NNE. La géométrie de ce synclinal axial ayant une demi-longueur d'onde égale à l'amplitude ne s'agence pas avec celle de la structure synclinale d'ensemble (synclinal de Bled Mekrach) qui est très ouverte. Ceci laisse penser qu'une partie de la géométrie de cette dernière structure est héritée du plissement précoce Po, ce qui est

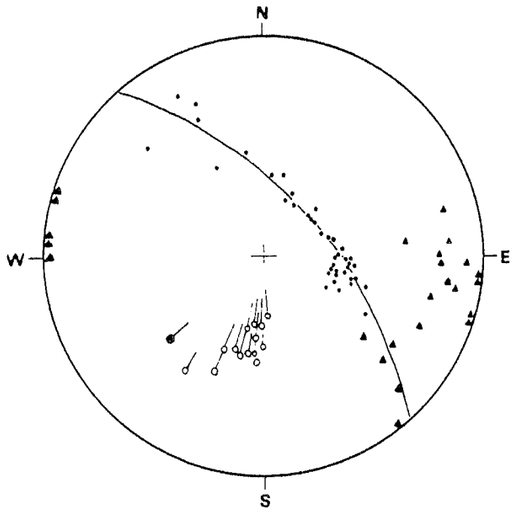



Fig. 126 : Stéréogramme des éléments de déformation du synclinal hectométrique à l'Est de Lalla el Gara (écaille $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia).

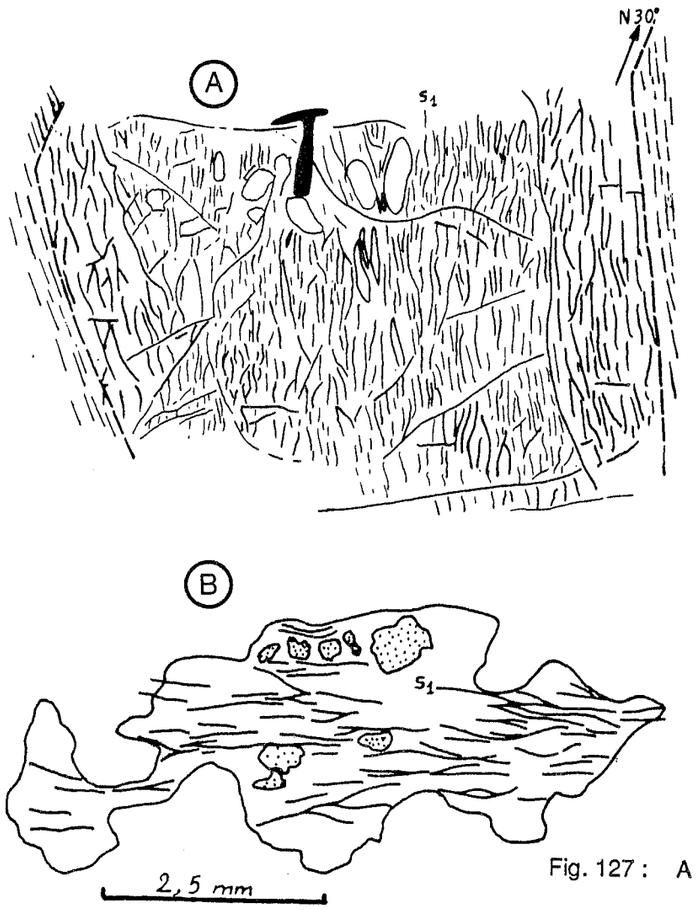



Fig. 127 : A - Filon-couche de gabbro affecté par une schistosité $S_1$ de fracture pénétrative.
B- Débit $S_1$ affectant une latte de pyroxène altérée d'un échantillon de gabbro de l'écaille $e_3$.



possible puisque les plis Po tronqués dans la nappe de la Gada Jennabia sont également de direction N20 à N30°, comme l'indique l'allongement des barres calcaires de l'écaille $e_3$. Donc la déformation majeure n'a fait qu'accentuer ici le plissement précoce en conservant la même direction. Par conséquent, la déformation majeure $P_1$ dans la zone occidentale de la bande de Bled Mekrach est très peu intense. Celle-ci se concentre préférentiellement dans des couloirs de direction N10° au Sud, passant à N30° au Nord (Pl. 5) ; on notera en particulier le couloir rejoignant Lalla el Gara par le grand méandre qui traverse ainsi les contacts anormaux entre les trois écailles ($e_1$, $e_2$ et $e_3$). Dans ce couloir la schistosité $S_1$ fruste affecte les niveaux pélitiques, les filons-couches de gabbro (fig. 127) et les faciès argilo-gréseux où elle est généralement pénétrative. La linéation d'intersection $Lo^1$ s'y manifeste, parfois, par un débit des pélites en allumettes de direction N10° au Sud (fig. 128-A), passant à N30° au Nord (fig. 128-B) avec des plongements axiaux constants vers le NNE.

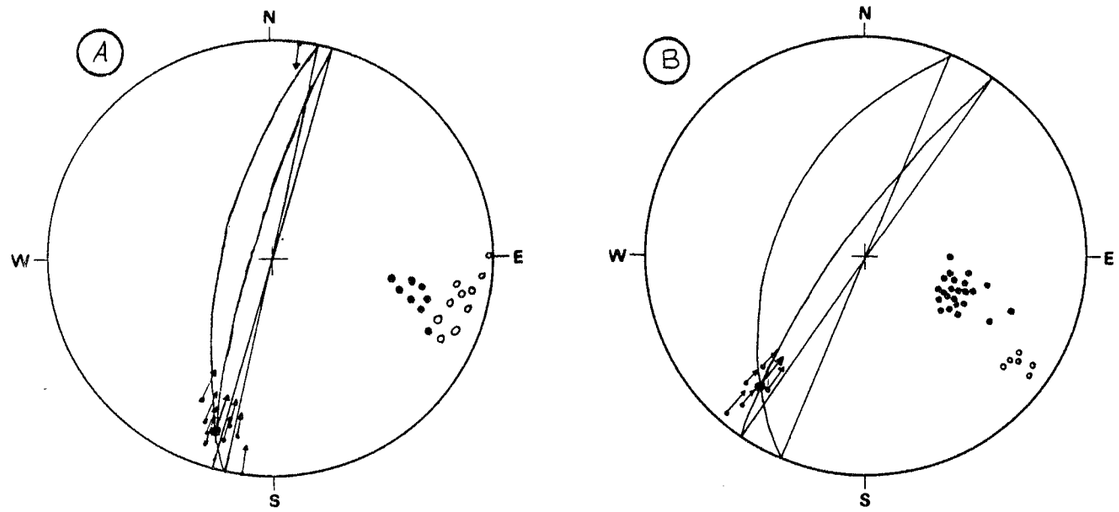



Fig. 128 : Stéréogramme montrant la variation en direction de $L_0^1$ du Sud A au Nord B de l'écaille $e_3$ (unité de la Gada Jennabia).

*1.5.2 - La zone orientale* est affectée par un plissement dont l'intensité augmente avec développement d'une schistosité $S_1$ de plus en plus serrée à proximité de la bande de Foum el Mejez - Amdidih. Les plis $P_1$, de type cylindrique à semblable, ont une demi-longueur d'onde décimétrique dans les

faciès gréso-pélitiques du Dévonien inférieur et décamétrique dans une barre quartzitique également d'âge dévonien inférieur. Leur direction moyenne est N140° avec, en général, des axes subhorizontaux sauf à proximité de la bande de Foum el Mejez - Amdidih où ils sont dispersés dans les plans axiaux. La schistosité $S_1$, peu développée dans l'ensemble, est de type *planaire non pénétrative* ; elle est de direction moyenne N140° et subverticale (pl. 3). La direction N140° des plis et de la schistosité qui caractérise la bordure occidentale de la bande de Foum el Mejez - Amdidih à Sidi Abdelaziz se retrouve également en bordure occidentale de cette bande plus au Nord, à l'Ouest d'ed Darbala (pl. 2), où les axes de plis sont aussi dispersés dans les plans axiaux (fig. 129).

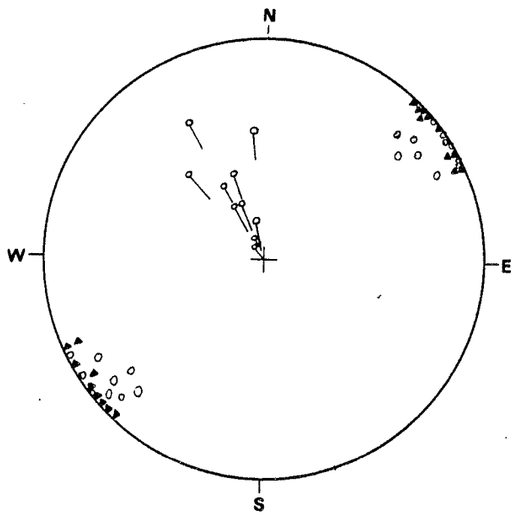



Fig. 129 : Stéréogramme des plis $P_1$ à el Darbala (bordure sud-ouest du secteur de Foum el Mejez). Schistosité affectant la formation argilo-gréseuse du Famennien.

*1.5.3 - Conclusion sur la bande de Bled Mekrach*

Ainsi, les terrains encadrés par la bande de Leffaïd - Jorf Jenn et la bande faillée de Foum el Mejez - Amdidih sont caractérisés par *deux déformations* : l'une, à proximité de la bande faillée orientale, montre des plis N140° très serrés et synschisteux diminuant d'intensité vers l'Ouest et l'autre, qui occupe une surface importante, développe un vaste synforme d'axe N30° au Nord et N10° au Sud qui englobe le substratum et les écailles ($e_1$, $e_2$ et $e_3$) de l'unité de la Gada Jennabia. Aucune chronologie entre les deux plissements n'a pu être établie. On peut par conséquent penser qu'ils sont synchrones. Dans l'ensemble, cette bande est peu déformée, sauf à proximité de la bande faillée de Foum el Mejez - Amdidih.



*1.6 - Le haut Oued Kibane*

Ce secteur, situé en dehors de notre cadre d'étude, est constitué, d'après Jenny (1974), de matériel argileux et quartzitique de l'Ordovicien déformé en une vaste structure anticlinale de demi-longueur d'onde plurikilométrique et de direction moyenne subméridienne.

*1.7 - Récapitulatif*

Les données tectoniques recueillies dans le secteur nord des Rehamna septentrionaux montrent une compartimentation de ce secteur en zones modérément plissées ou *lanières* alternant avec des zones fortement plissées ou *couloirs*. Trois lanières et deux couloirs sont ainsi mis en évidence : les lanières de Bou Assoun, de Bled Mekrach et du haut Oued Kibane et les couloirs de Leffaïd - Jorf Jenn et de Foum el Mejez - Amdidih.

*Dans les lanières*, les plis caractérisant les zones de contact avec les couloirs (sauf Oulad Barka) ont une demi-longueur d'onde décimétrique de direction NW-SE, à axes très dispersés dans les plans axiaux. La schistosité $S_1$, généralement verticale à fortement pentée au Nord-Est, est également de direction NW-SE. Elle dessine des trajectoires curvilignes en se rapprochant des couloirs avec lesquels elle tend à se paralléliser. Dans la lanière de Bled Mekrach, cette intensité de plissement tend à s'atténuer en s'éloignant du couloir de Foum el Mejez - Amdidih pour passer à une large structure synforme en partie héritée du plissement précoce Po de la nappe de la Gada Jennabia.

*Dans les couloirs*, les plis sont globalement subméridiens, compte tenu des ondulations tardives. Leurs axes de direction subméridienne sont dispersés dans les plans axiaux subverticaux de direction également subméridienne. La schistosité $S_1$ est généralement bien développée. Remarquable aussi est l'augmentation de l'intensité de déformation du Nord au Sud.

De ce dispositif en lanières et couloirs (fig. 130) avec un style, une intensité et une direction caractéristiques pour chacun d'entre eux, nous pouvons déduire que les couloirs correspondent à des *zones de cisaillement* dans lesquelles les plis à axes courbes et à axes verticaux sont une conséquence de jeux cisaillants horizontaux dans un plan vertical. Les plis $P_1$ associés à la schistosité $S_1$ empruntent la direction générale du couloir de cisaillement. Dans les lanières, les plis $P_1$ NW-SE peuvent être

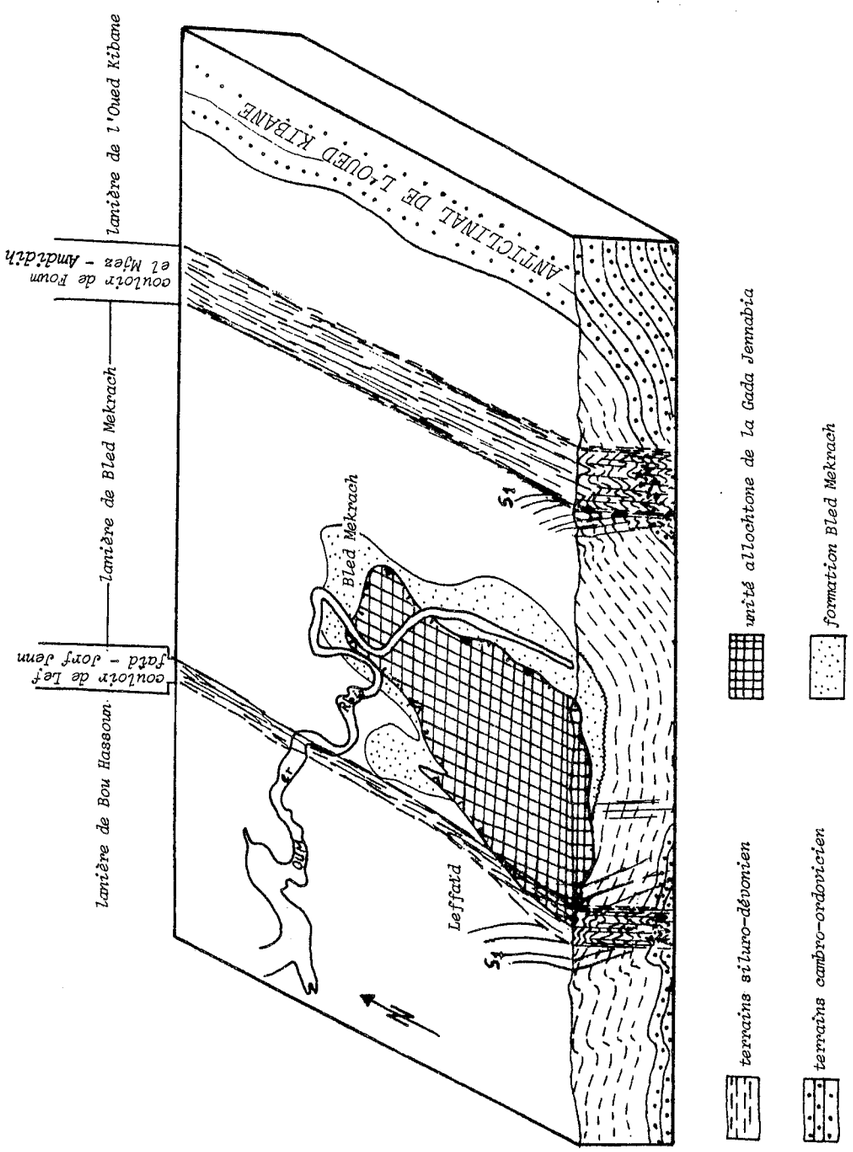



Fig. 130 : Bloc-diagramme des Rehamna nord-orientaux : localisation des couloirs et lanières mis en évidence.



interprétés comme des plis en échelons nés dans des zones moins soumises à la déformation.

Rappelons que ce dispositif régional en couloirs et lanières pendant la phase de plissement $P_1$ se retrouve à petite échelle dans la tranchée est-ouest de la route de Souk-et Tnine, à Foum el Mejez (fig. 119) : c'est ici l'image en petit de ce qu'on reconstitue en grand pour toute la région nord.

L'évolution dans le temps de ce mouvement cisaillant caractérisant les couloirs étroits mène par la suite, suivant les secteurs, à une reprise locale de la schistosité $S_1$ par des plis $P_2$ cisaillants synchrones d'une schistosité de crénulation $S_2$ ou un cisaillement cassant dextre découpant les plis parallèlement à leurs plans axiaux. C'est ce que nous développerons ci-dessous.

*2 - Cisaillement cassant dextre et plissement $P_2$ associés*

Les plis $P_1$ nés au cours de la phase de plissement majeure ont été en partie repris dans des zones particulières des couloirs de cisaillement précédemment définis. Cette déformation paraît liée à la précédente dont elle poursuivait l'évolution dans le temps. Elle est également connue dans les Rehamna du Sud (Piqué, 1972 ; Jenny, 1974 et Hoepffner, 1974) où, plus particulièrement dans les Rehamna centraux et à l'Ouest des Rehamna orientaux, elle s'est déroulée dans des conditions synmétamorphiques dues, selon Michard *et al.* (1982), à une montée des isogrades dans la série. Dans les Rehamna du Nord, par contre, cette déformation s'est produite dans les niveaux structuraux supérieurs, d'où *la prédominance de la déformation cassante* sur la déformation souple pendant cette phase.

Avant d'aborder l'examen des secteurs où le cisaillement cassant est le plus marqué nous tenons à rappeler certaines définitions relatives à la déformation cassante (géométrie et fracture) et les critères de déplacement utilisés dans nos descriptions et interprétations.

La géométrie (orientation des failles) dans les *zones de cisaillement discontinu* a été traitée par de nombreux auteurs (Cloos, 1955 ; Skempton, 1966 ; Tchalenko, 1970 ; Wilcox *et al.*, 1973 ; Courbouleix *et al.*, 1980) de sorte que nous ne donnerons ici qu'un bref rappel de leurs conclusions principales.

*2.1 - Rappel de définitions relatives à la fracturation*

*. Les fractures de Riedel*

Au fur et à mesure de l'évolution d'une zone de cisaillement il se forme deux groupes de failles verticales sécantes sur la zone de cisaillement selon deux directions préférentielles (fig. 131-A) :

- le premier groupe est formé de failles appelées *failles synthétiques de Riedel* (R) faisant un angle de 10° à 30° avec la direction générale du cisaillement. Selon ces failles se produit un glissement important dans le sens du décrochement majeur.

- le deuxième groupe est formé de failles dites *antithétiques de Riedel* (R') faisant un angle de 65° à 85° avec la direction générale du décrochement. Elles ont un sens de mouvement relatif inverse de celui du décrochement principal.

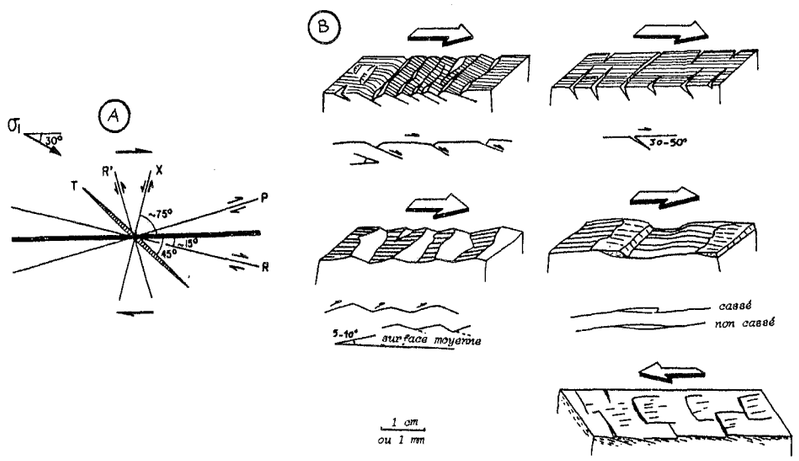



Fig. 131 : A - Fracture de deuxième ordre en relation avec une faille dextre.
B- Synthèse de critères de sens de mouvement caractéristiques des granites et des roches compétentes gréseuses et quartzitiques.

*. Les fractures (P)*

Une fois vaincue la résistance de la roche il y a apparition de fractures (P) de direction de plus en plus proche de celle de la zone de cisaillement (fig. 131-A). Ces fractures (P) (passives de Skempton, 1966) sont orientées symétriquement par rapport aux fractures synthétiques de Riedel (R). Elles résultent d'une tendance à la rotation du fragment de la roche découpée qui se situe entre les fractures synthétiques de Riedel (Tchalenko, 1970 et Freund, 1974).



*. Les fentes de tension*

Suivant les conditions physiques et les propriétés rhéologiques de la roche apparaissent, en même temps que naissent les fractures conjuguées de Riedel, des fentes de tension T (fig. 131-A) qui s'orientent suivant la bissectrice du cisaillement.

*. Marqueurs du sens de déplacement*

Les marqueurs les plus importants du sens du déplacement sont les *décalages de terrains* et de *structures préexistantes*, les *tectoglyphes* et les *crochons*.

- les *tectoglyphes* : ces structures de taille variable, mais généralement millimétrique à centimétrique, résultent du mouvement relatif d'un compartiment contre l'autre le long du miroir de faille. Plusieurs auteurs ont discuté le mécanisme de leur formation et leur utilisation comme marqueur du sens du mouvement (Tjia, 1967 ; Syne, 1971 ; Gay, 1970 ; Stok et Pratt, 1966...etc). Nous ne reprendrons ici que les critères de sens de mouvement offerts par les tectoglyphes généralement marqués dans les roches compétentes quartzitiques, gréseuses et granitiques (fig. 131-B).

- les *crochons* : c'est un critère rarement observé lorsque la fracturation s'est produite dans un niveau structural trop superficiel. Les crochons se produisent seulement là où le comportement de la roche a été semi-ductile et à proximité du plan de mouvement.

D'autres définitions de critères de déplacement seront encore examinées dans l'étude des failles de la région d'investigation.

*2.2 - Le couloir de cisaillement de Foum el Mejez - Amdidih*

Compte tenu de l'augmentation vers le Sud du gradient de déformation, la structure et les corps tectoniques liés au cisaillement dans le couloir de Foum el Mejez - Amdidih seront analysés secteur par secteur du Nord vers le Sud. Nous distinguerons : le secteur de Foum el Mejez - ed Darbala, le secteur d'Oulad el Abid et le secteur d'Amdidih - Sakhrat Belif.

*2.2.1 - Secteur de Foum el Mejez - ed Darbala*

Les terrains du secteur de Foum el Mejez - ed Darbala sont traversés par de nombreuses failles verticales décamétriques à kilométriques. Le réseau est constitué de deux familles contemporaines et d'une troisième tardive orientée N70°, qui sera étudiée plus loin. Des petites failles, d'importance moindre, sont associées à ces failles principales et constituent des structures d'un autre ordre.

- *Failles de la famille N160° à Nord-Sud* : cette direction mise en évidence cartographiquement correspond aux failles verticales kilométriques qui découpent les terrains de la région de Foum el Mejez (Pl. 2). De ce découpage résultent des lanières ou/et des amygdales formées de terrains dévoniens qui se présentent généralement en couches monoclinales à pendage ouest, parfois verticales ou en cuvettes.

A l'échelle de l'affleurement, des miroirs verticaux de failles de cette famille sont imprimés dans les faciès gréseux du Famennien terminal (Strunien). Ils présentent des stries de friction horizontales à légèrement pentées soit vers le Sud, soit vers le Nord et des tectoglyphes indiquant un déplacement relatif dextre. Des fractures de moindre ampleur mais de même orientation que les précédentes découpent les faciès argilo-gréseux du Famennien (fig. 119) avec formation de brèche pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres de large.

- *Failles de la famille N20° à N25°* : peu évidentes cartographiquement, ces failles apparaissent à l'échelle de l'affleurement. Elles sont marquées, comme pour les failles précédentes, dans les faciès argilo-gréseux du Famennien. Certaines failles de cette famille changent de direction et se parallélisent à celles de la première, ou bien se greffent sur celles-ci. Sur leurs miroirs sont enregistrées des stries de friction horizontales. Leur sens de mouvement relatif dextre, marqué par les tectoglyphes, montre que cette famille de failles est née avec la précédente dans un même système de cisaillement décrochant dextre.

- *Boudinage* : certaines couches de grès de la formation argilo-gréseuse du Famennien qui sont parallèles ou légèrement obliques à la schistosité $S_1$ subverticale sont boudinées par étirement suivant une direction subméridienne (direction du plan xy d'alignement des boudins), direction générale du cisaillement. Les boudins engendrés sont subverticaux. Ce phénomène pourrait être synchrone du plissement majeur $P_1$, mais être accentué lors du cisaillement cassant qui a suivi.

- *Crochons* : peu abondantes, ces structures ont été mises en évidence essentiellement dans la tranchée de la route de Souk-et-Tnin (Dalaa). Elles correspondent à des plis (rebroussements) à axes verticaux indiquant là encore un mouvement décrochant dextre. Placés dans les couloirs caractérisés par les plis à axes dispersés dans les plans axiaux, ces crochons peuvent correspondre à des plis $P_1$ découpés dans leur plan axial lors de l'accentuation du mouvement cisaillant.



- *Interprétation*

L'agencement des failles qui affectent le secteur de Foum el Mejez et le sens dextre des rejets sont caractéristiques d'une zone de cisaillement engendrée par un déplacement suivant les grandes cassures N160° à Nord-Sud. Comme conséquence du déplacement, il est apparu un système de failles selon le modèle de Riedel (fig. 132-A et 132-B) : failles directes (D) N160° à Nord-Sud parallèles à la direction générale du cisaillement, failles synthétiques (R) N20° à N25°, boudinage et crochons. Dans ce modèle manquent les failles antithétiques (R'). En principe, ces failles doivent être senestres et faire un angle moyen de 75° avec la direction générale du cisaillement. Des failles ayant un tel angle avec la direction générale du cisaillement existent dans ce secteur, elles décalent les terrains (pl. 2), mais dans un sens dextre. Le décalage dextre de ces failles ayant une direction moyenne N70° est considéré, dans l'ensemble de la Méséta marocaine, comme tardi-hercynien. Pour le secteur de Foum el Mejez, on peut, à titre d'hypothèse, envisager pour ces failles N70° un décalage primitif senestre lors de la déformation cassante dextre puis, tardivement, un rejeu dextre.

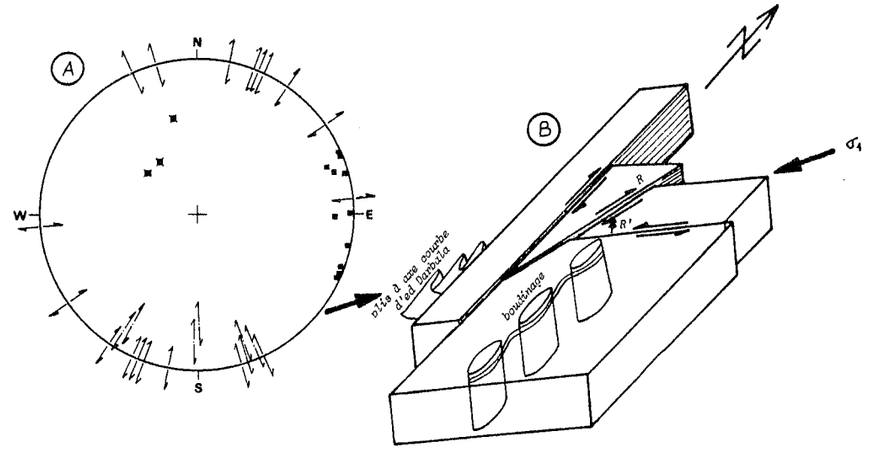



Fig. 132 : A - Stéréogramme des stries de friction portées par les failles décrochantes verticales dextres du secteur de Foum el Mejez.
B- Bloc-Diagramme illustrant les différents types de fractures avec quelques corps tectoniques observés dans la bande de Foum el Mejez : fractures liées à un cisaillement vertical dextre.

2,2,2 - *Secteur d'Oulad el Abid*

Ce secteur est découpé par des failles verticales (fig. 133) de direction moyenne N170° à N30° délimitant des amygdales allongées dans la

même direction. Ces amygdales sont recoupées par des failles de direction N120° et N70° qui décalent le Trias (Pl. 1). Les stries subhorizontales à faiblement pentées (fig. 134), enregistrées sur les miroirs de failles N170° à N30° qui découpent en amygdales les niveaux gréseux et quarzitiques ainsi que des tectoglyphes relevés sur ces miroirs, indiquent un mouvement décrochant dextre. Comparativement au secteur de Foum el Mejez - ed Darbala qui est découpé en lanières de longueur plurikilométrique, la déformation cisaillante affectant la région d'Oulad el Abid paraît plus accentuée, comme le montre cartographiquement la forte amygdalisation et aussi la taille hectométrique des amygdales.

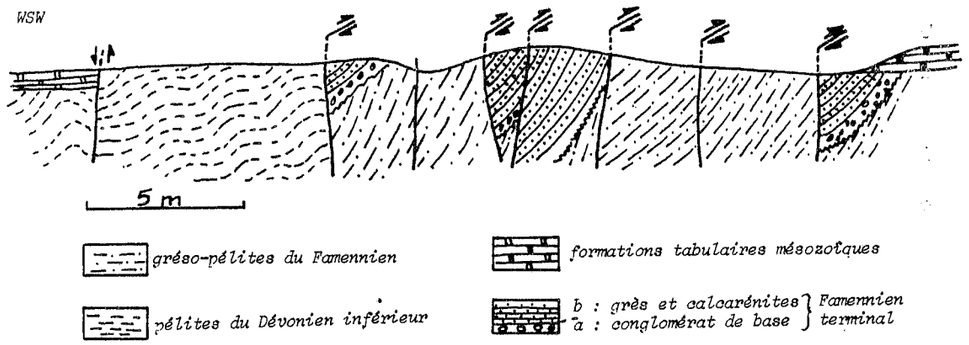



Fig. 133 : Coupe dans le secteur d'Oulad el Abid : les terrains dévoniens sont découpés en lanières et amygdales par des décrochements dextres. Le rejeu tardif de l'un de ces accidents effondre à l'Ouest les terrains triasiques.

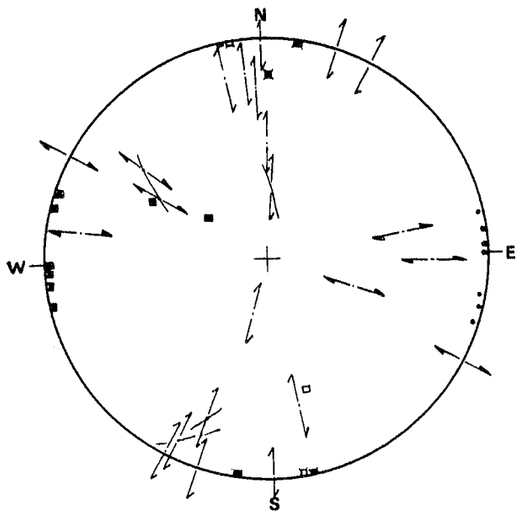



Fig. 134 : Stéréogramme des stries de friction portées par les failles décrochantes dextres du secteur d'Oulad el Abid.



*2.2.3 - Secteur d'Amdidih - Sakhrat Belif*

Comme nous l'avons signalé à propos du plissement $P_1$ (page ), ce secteur est caractérisé par une intensité de déformation élevée par rapport à celle qui caractérise les secteurs déjà décrits. C'est d'ailleurs là où, par endroit, la schistosité $S_1$ est reprise par des plis $P_2$ : plissement synchrone des derniers mouvements enregistrés.

*- Les plis $P_2$*

Les affleurements qui montrent ce plissement $P_2$ se situent essentiellement dans la zone de Sakhrat Belif (200 m au NNE dans l'Oued er Rdida) correspondant à la zone la plus déformée. Les plis $P_2$, généralement bordés par des décrochements (fig. 135), sont en chevron, parfois isoclinaux, de demi-longueur d'onde décimétrique, de direction subméridienne, à axes subverticaux à fortement pentés vers le Nord ou vers le Sud. La schistosité $S_2$ qui leur est associée est sensiblement de même direction que les axes de plis $P_2$, elle est subverticale à fortement pentée vers l'Ouest.

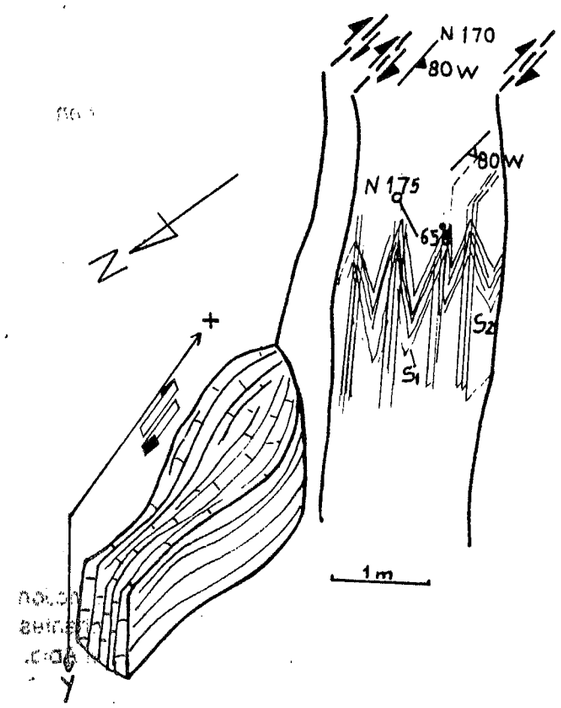



Fig. 135 :

Reprise de la schistosité $S_1$ par un plissement $P_2$ engendrant une schistosité $S_2$ dans une zone de cisaillement dextre (Amdidih). On note le boudinage du banc calcaire lié au cisaillement.

- *Les failles*

Sur une largeur de 2 km qui correspond à celle de la bande faillée de Foum el Mejez on recoupe, à plusieurs reprises, dans les Oued, une série de failles qui interrompent les assises. Ces failles subméridiennes sont diversement espacées ; la distance qui les sépare varie de quelques décimètres à quelques mètres. Elles sont généralement parallèles aux plans axiaux des plis $P_1$. Parfois on peut observer un découpage dans la charnière du pli (fig. 136).

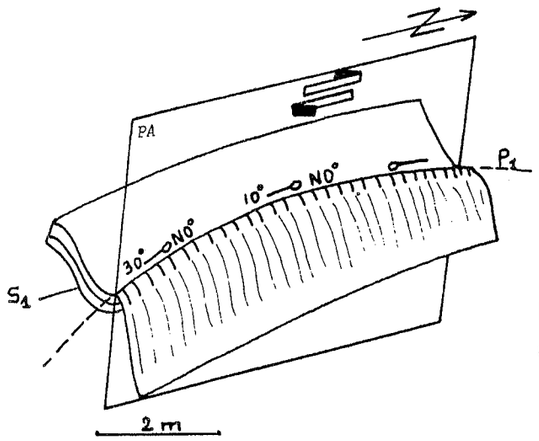



Fig. 136 :

Découpage d'un pli $P_2$ à axe courbe par décrochement dextre parallèle à son plan axial.

Les mesures de direction des plans de failles montrent l'existence de deux familles ; l'une de direction moyenne Nord-Sud subverticale à fortement pentée vers l'Est et l'autre en moyenne N25°, subverticale (fig. 137). Les rejets horizontaux indiqués par les crochons montrent pour les deux familles un mouvement décrochant dextre. Dans un modèle de fracturation de Riedel, la première famille correspondrait aux failles directes (D) parallèles à la direction générale du cisaillement, la seconde aux failles synthétiques (R). Les failles antithétiques (R') pourraient être représentées par les failles décrochantes de direction N80° qui ont été mesurées mais sans détermination du sens de mouvement qui théoriquement devrait être senestre.

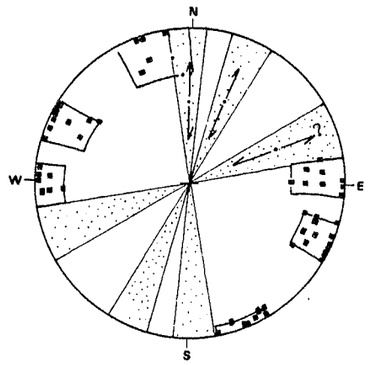



Fig. 137 :

Stéréogramme synthétique de distribution de la fracturation liée au cisaillement cassant au Nord-Ouest du secteur d'Amdidih-Sakhrat Belif.



- *Les corps tectoniques associés au cisaillement*

. *lentilles de cisaillement* : dans le secteur d'Amdidih - Sakhrat Belif, les lentilles sont associées à des failles de différents ordres, leur taille variant en conséquence. A l'échelle cartographique, il apparaît une lenticulation allongée grossièrement dans la direction de la bande faillée de Foum el Mejez - Amdidih (Pl. 3).

A l'échelle de l'affleurement, ces lentilles de cisaillement ont été observées particulièrement dans la région de Sakhrat Belif, affectant des terrains argilo-gréseux. Leur découpage se fait suivant des fractures directes (D) et passives (P) et chaque lentille est découpée à son tour en lentilles plus petites ; par conséquent leur taille varie, à l'échelle de l'affleurement, du mètre au centimètre (fig. 138). La taille est un indicateur de l'intensité de la déformation cassante près des failles majeures. Quand cette intensité est élevée, les faces des lentilles sont émoussées et striées horizontalement.

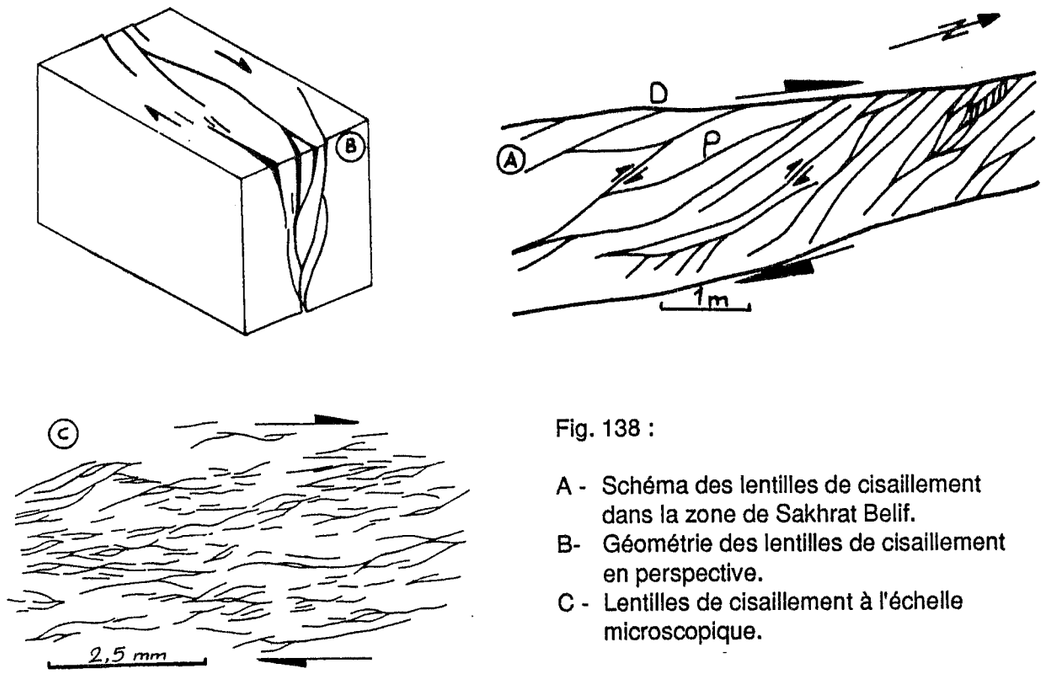



Fig. 138 :

A - Schéma des lentilles de cisaillement dans la zone de Sakhrat Belif.
B- Géométrie des lentilles de cisaillement en perspective.
C - Lentilles de cisaillement à l'échelle microscopique.

Dans la zone de Sakhrat Belif qui correspond à un point d'inflexion de la virgation des structures de la bande de Foum el Mejez - Amdidih, la direction moyenne des failles directes (D) est N30°, celle des fractures (P) est N10° à N15°.

. *corps fusiformes* : il s'agit de corps apparaissant à la suite de torsion sur une lentille de cisaillement. A l'intérieur de la lentille, cette
torsion se manifeste par des cassures voilées (hélicoïdale) en raison de la tendance à la rotation du volume lenticulaire qui l'amène à s'accomoder à la cavité qui le contient (fig. 139).

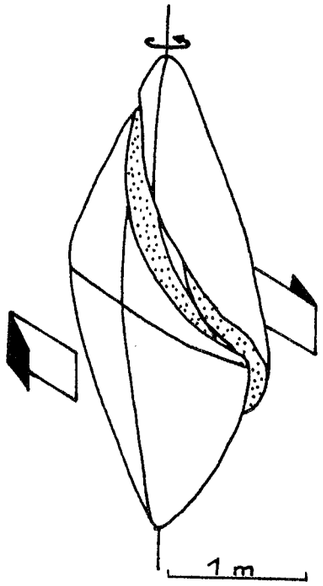



Fig. 139 : Corps fusiforme correspondant à l'effet de torsion sur une lentille de cisaillement.

De tels corps ont été observés également dans la zone fortement déformée de Sakhrat Belif ; ils affectent des niveaux compétents (gréseux) intercalés dans les argilites. Seule la moitié supérieure apparaît à l'affleurement, l'autre moitié est enracinée dans le substratum. Un jeu de stries horizontales perpendiculaires à l'axe de rotation du corps apparaît à sa surface.

. *Boudinage* : deux types de boudinage ont été observés dans ce secteur :

- Le premier type est caractéristique des bancs calcaires et quartzitiques centimétriques à décimétriques intercalés dans les pélites au Nord-Est de Sakhrat Belif (Oued er Rdida) ; les boudins sont alignés en général dans un plan parallèle à celui des failles décrochantes et également au plan de la schistosité $S_1$. Leur axe y est généralement vertical à fortement penté. Le parallélisme entre les plans d'alignement des boudins, les failles et la schistosité $S_1$ montre que ce type de boudinage est lié à un étirement du matériel en relation étroite avec la déformation cisaillante



qui caractérise la bande de Foum el Mejez - Amdidih (même dispostion que fig. 132-B).

- Le second type de boudinage correspond à un découpage en "tablette de chocolat" qui a été mis en évidence uniquement au niveau de la barre quartzitique d'épaisseur décamétrique intercalée dans les pélites gréseuses, en bordure occidentale du faisceau faillé de Foum el Mejez - Amdidih. Dans cette barre, le boudinage se fait par découpage en parallélépipèdes décamétriques suivant quatre familles de fracturation (fig. 140). Deux verticales, conjuguées, de direction N150° et N30° portant des stries horizontales et deux autres familles de direction commune N170° et pentées de 65° l'une vers l'ENE et l'autre vers l'WSWW. Les stries de friction inscrites dans ces deux dernières familles sont de direction N80° pentées de 65° vers l'ENE ou l'WSW.

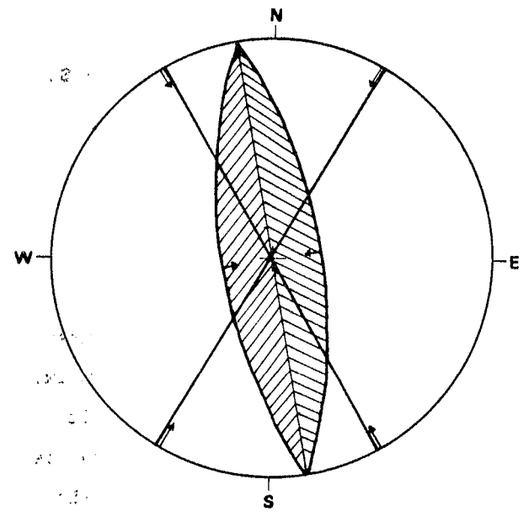


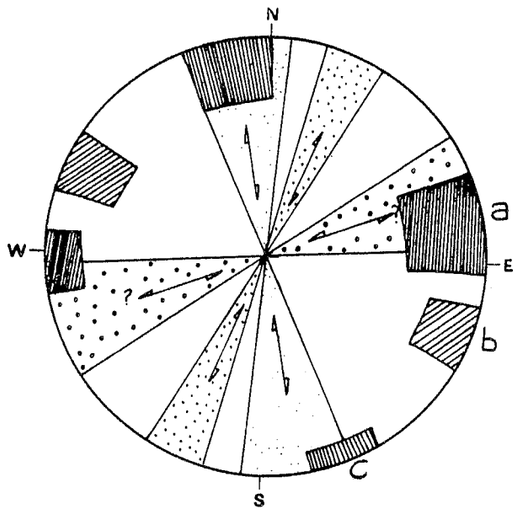

Fig. 140 : Stéréogramme de répartition des plans de fracture engendrés par boudinage en tablette de chocolat.

Ce second type de boudinage, où l'extension se fait au minimum dans deux directions, suivant l'axe X et l'axe Y, est généralement lié (Nicolas, 1982) à une fragmentation par écrasement de la matière permettant de placer l'axe de raccourcissement Z perpendiculairement au plan d'aplatissement des parallélépipèdes. Dans notre cas, il faudrait effectuer une rotation de 30° dans le sens antihoraire pour remettre l'ensemble à sa position initiale méridienne. Le plan de boudinage actuellement de direction N170°, serait orienté N140° qui correspond à la direction des plis $P_1$ et schistosité $S_1$ de la bordure occidentale de la bande de Foum el Mejez - Amdidih.

*2.2.4 - Conclusion*

De cette analyse globale du faisceau faillé de Foum el Mejez -

Amdidih découle un schéma cohérent de déformation. Toutes les structures observées, du millimètre au kilomètre, s'intègrent dans une géométrie de cisaillement dextre dans un plan vertical nord-sud conforme au modèle de fracturation de Reidel, géométrie résumée par le stéréogramme de la figure 141.




a : aire de dispersion des fractures de type D (directe)

b : aire de dispersion des fractures R (synthétiques)

c : aire de dispersion des fractures R´ (antithétiques)

Fig. 141 :

Stéréogramme synthétique de distribution des décrochements liés au cisaillement cassant dans la bande de Foum el Mejez - Amdidih.

*2.3 - Le couloir de cisaillement de Leffaïd - Jorf Jenn*

*2.3.1 - Secteur de Leffaïd*

- *Plissement $P_2$* : Dans le secteur de Leffaïd, les gréso-pélites du Dévonien inférieur plissées lors de la phase 1 sont reprises par une phase 2, coaxiale de la première, qui engendre des plis de demi-longueur d'onde et d'amplitude décimétrique (fig. 142). La dispersion des axes $P_2$ dans le plan axial moyen indique qu'il s'agit de plis à axes courbes. Des plis $P_2$ à axes courbes et à axes raides ont en effet été observés dans ce secteur, indiquant que cette phase de plissement, comme la précédente, est liée au mouvement de cisaillement dans cette bande. Au microscope un débit non planaire et non pénétratif est observé.

- *cisaillement cassant* : Dans le secteur de Leffaïd, le substratum ainsi que l'unité de la Gada Jennabia sont découpés par des failles décrochantes de direction moyenne nord-sud à N20°. A ces failles décrochantes qui sont parfois obliques par rapport à la schistosité $S_1$ est associée une lenticulation verticale d'échelle centimétrique à décamétrique liée à un étirement du matériel. On citera par exemple la lenticulation en



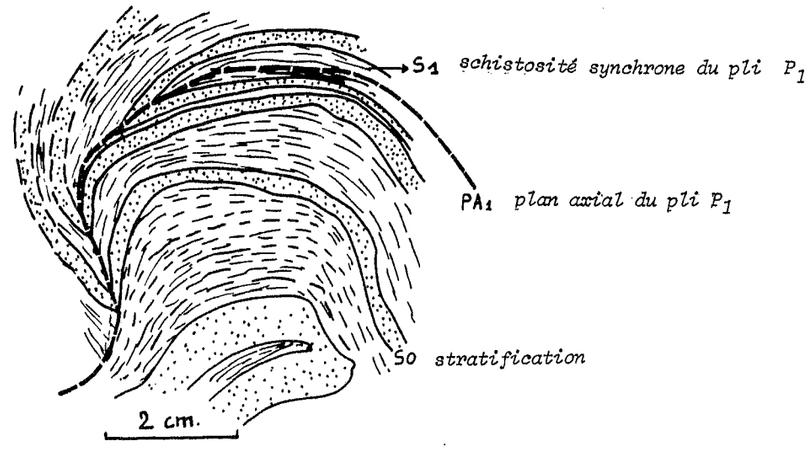
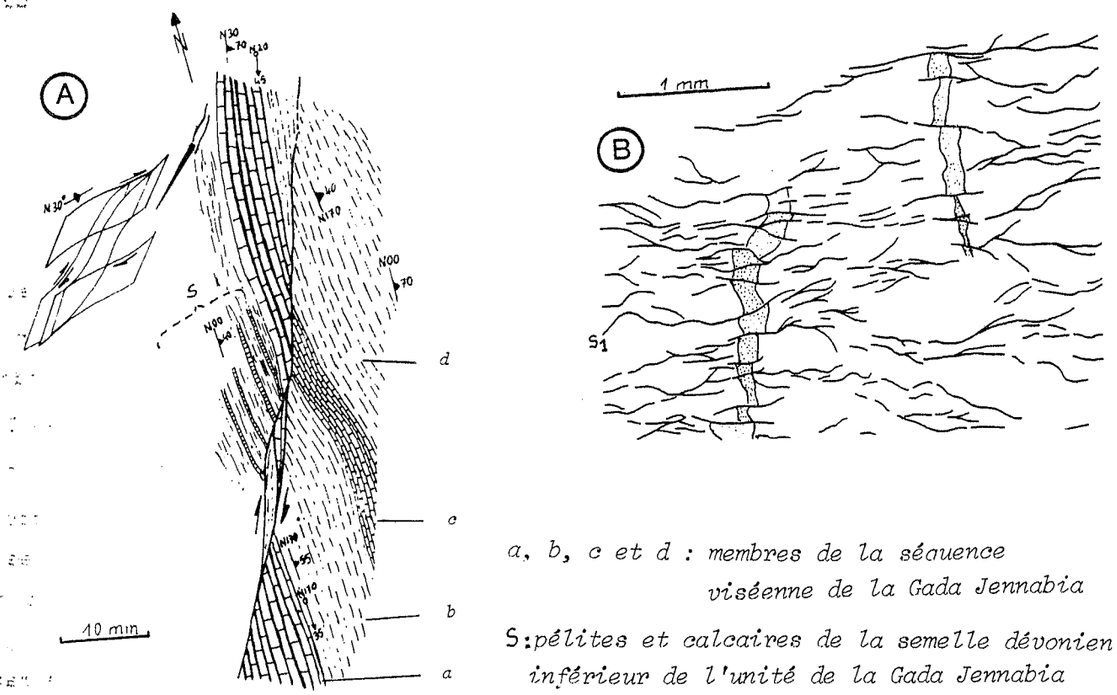



Fig. 142 : Schéma d'un micropli $P_2$ échantillonné dans la zone de Leffaïd (déformation affectant les pélites et grès dévonien inférieur).




*a, b, c et d : membres de la séquence viséenne de la Gada Jennabia*

*S : pélites et calcaires de la semelle dévonien inférieur de l'unité de la Gada Jennabia*

Fig. 143 : A - Découpage des terrains de l'unité allochtone de la Gada Jennabia (nord de Jaïffa) par le cisaillement cassant dextre.
B- Structure microscopique des grès affectés par le cisaillement cassant dextre de la région de Jaïffa. Notons les décalages dans le niveau gréseux.

bordure occidentale de la bande de Leffaïd - Jorf Jenn, à proximité du puits de Leffaïd.

*2.3.2 - Secteur de Jaïffa*

Ce qui est remarquable dans ce secteur, et particulièrement à 300 m au NNW du douar Jaïffa, c'est la lenticulation tectonique liée au cisaillement cassant dextre. En effet dans cette zone, on observe un système de décrochements dextres de direction moyenne N15° dont celui qui recoupe obliquement la première barre calcaire (membre *a*) de l'écaille $e_3$ (fig. 143 et Pl. 1). A ce système de décrochements majeurs est associée une seconde famille de moindre importance ayant une direction moyenne N30°. Dans le modèle de fracturation de Riedel, la première famille de décrochements N15° correspondrait aux failles directes (D), parallèles à la direction générale de la bande de cisaillement de Leffaïd - Jorf Jenn et la seconde aux failles synthétiques (R).

*3 - Conclusion sur la déformation majeure dans le secteur nord*

Pendant la déformation majeure, les Rehamna nord-orientaux ont été marqués par un découpage en lanières et en couloirs présentant chacun une structuration spécifique :

- les *lanières* sont modérément déformées sauf à leur bordure en contact avec les couloirs ; leur zone centrale est marquée par un faible plissement $P_1$ subméridien à N30° engendrant des mégaplis (haut Oued Kibane et bled Mekrach), parfois de demi-longueur d'onde nettement plus grande que l'amplitude (synclinal de Bled Mekrach). A Bou Assoun et dans les petites boutonnières qui affleurent entre les recouvrements conglomératiques permo-carbonifères, la déformation est également très modérée. A la bordure des lanières, près de leur contact avec les couloirs de cisaillement, la déformation augmente d'intensité et engendre des plis $P_1$ décimétriques de direction N140°, d'axes dispersés dans les plans axiaux, et associés, dans la plupart des cas, à une schistosité $S_1$ fruste.

- les *couloirs* sont caractérisés par une déformation cisaillante d'intensité croissante du Nord vers le Sud, génératrice d'un premier plissement $P_1$, puis d'un second plissement $P_2$ synchrone d'une déformation cassante.

. les plis $P_1$ ont la même direction que celle du couloir de cisaillement. Leurs axes dispersés dans les plans axiaux indiquent qu'il



s'agit de plis à axes courbes. La schistosité $S_1$ associée est fruste mais devient de plus en plus serrée vers le Sud.

. les plis $P_2$ coaxiaux des premiers sont également à axes dispersés dans les plans axiaux. Ils sont associés ou non à une schistosité $S_2$.

. la déformation cassante associée au plissement $P_2$ engendre des décrochements de différents ordres qui s'agencent dans un modèle de fracturation de Riedel.

Dans ce dispositif, la déformation est guidée par les couloirs de cisaillement qui fonctionnent comme des décrochements dextres entre deux compartiments (lanières). Il s'agit d'un dispositif comparable à celui signalé par Piqué (1979) dans la zone limite entre le môle côtier et le Maroc central (Méséta nord-occidentale) c'est-à-dire les régions de Ben Slimane, de l'Oued Cherrat et sa bordure orientale. En effet, cette corrélation structurale qui s'appuie sur un raccord stratigraphique a été déjà proposée par Bordonaro *et al.* (1977), Piqué *et al.* (1979) et Piqué (1979). Ce dernier propose une corrélation entre la région de Mechra ben Abbou et celle des Oulad Zednes (fig. 100). Des similitudes entre ces deux régions peuvent effectivement exister, le passage des zones structurales de l'une aux zones de l'autre n'est pas très évident en raison des déformations tardives et des recouvrements mésozoïques et quaternaires. Une zone qui paraît faire la transition entre ces deux régions est le secteur de Skikirat où nous analyserons ci-dessous la déformation fondamentale.

## *B - LA DEFORMATION MAJEURE DANS LE SECTEUR DE SKIKIRAT*

Situé au Sud-Ouest de la zone cartographiée (Pl. 1), le secteur de Skikirat est formé de terrains divisés en trois entités séparées par des contacts anormaux. D'Ouest en Est on rencontre :

- des terrains métamorphiques (phyllades et métaconglomérats) représentant la partie nord-orientale de l'unité structurale de Sidi Abdallah définie par Rais-Assa (1982) ;

- des terrains pélitiques probablement viséen terminal (V3c supérieur) ,séparés des précédents par une faille décrochante dextre ;

- des terrains chaotiques dévono-viséens formant la partie sud-est de l'ensemble de Mechra ben Abbou qui surmonte les deux entités précédentes par un contact tangentiel peu penté vers le Nord et le Nord-Est.

*1 - Le plissement $P_1$*

Dans la partie nord-est de l'unité métamorphique de Sidi Abdallah, la phase de plissement majeure, associée à un métamorphisme de faciès chlorite-muscovite, est très intense, engendrant une *schistosité de flux* qui oblitère la stratification. Les seuls indices de la direction de cette phase de plissement sont fournis par les linéations $Lo^1$ et l'allongement de galets de conglomérats indiquant une direction moyenne N45° avec des plongements axiaux variables du Nord-Est au Sud-Ouest (fig. 144-A). A l'Ouest de cette localité, l'intensité de déformation ainsi que le métamorphisme diminuent progressivement ; la schistosité y devient fruste et le métamorphisme est de faciès séricite naissante.

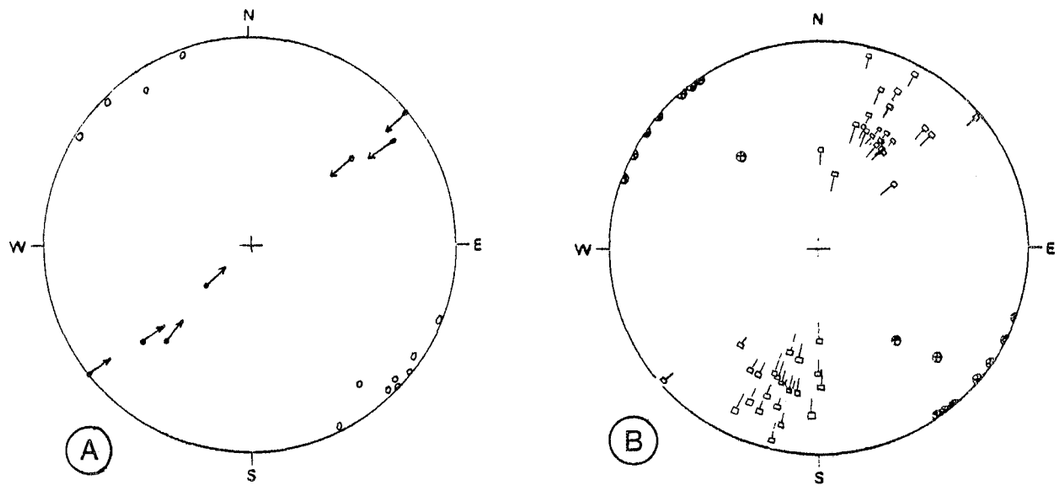



Fig. 144 : A - Stéréogramme des linéations $L_0^1$, d'allongement des galets et de la schistosité $S_1$ dans les terrains métamorphiques du secteur de Skikirat.
B- Stéréogramme des plis $P_2$ et schistosité $S_2$ dans les terrains métamorphiques du secteur de Skikirat.

Dans les pélites attribuées au Viséen terminal (V3c supérieur), la déformation est moins intense et la stratification est conservée. Le plissement $P_1$ est de direction moyenne N45° accompagné d'une schistosité $S_1$, plan axial des plis $P_1$, subverticale à fortement pentée vers le Sud-Est, de direction N45°.

Dans les terrains chaotiques des Skikirat le plissement $P_1$ peu marqué et la schistosité $S_1$ très sporadique sont très perturbés par les écaillages tardifs.



*2 - Le plissement $P_2$*

Le plissement $P_2$ n'est marqué que dans les terrains métamorphiques de l'unité de Sidi Abdallah. La schistosité de flux $S_1$ engendrée lors de la phase de plissement $P_1$ est reprise par des plis $P_2$ de demi-longueur d'onde centimétrique, anisopaque, de plans axiaux orientés N20° à N40° au Nord du secteur et N0° au Sud (fig. 144-B). Ces plis $P_2$ sont légèrement déversés vers l'Ouest et cisaillés dans leur charnière selon les plans de schistosité $S_2$ de fracture-crénulation, plan axial des plis $P_2$. Les axes de plis sont pratiquement de même direction que la linéation $L_1^2$ (N45°). D'après Piqué (1975) les charnières de ces plis sont déformées sous l'effet du cisaillement.

*3 - Le cisaillement cassant vertical*

Cette déformation qui se manifeste par le cisaillement dextre des plis $P_2$ selon les plans de schistosité $S_2$ est à l'origine du grand décrochement qui sépare les terrains métamorphiques de Sidi Abdallah et les pélites probablement viséen terminal. Ceci peut être mis en évidence dans les deux talus de la tranchée de chemin de fer, au pied occidental de la colline de Skikirat 397. Une coupe dans le talus occidental (fig. 145) laisse voir du Nord au Sud :

. des terrains métamorphiques constitués de phyllades argentées luisant, débitées selon un plan vertical S de direction N40° (Pl. 1) ;

. une zone de 2 à 3 m, de cataclasite à matériel argilo-gréseux rougeâtre (altéré), broyé et étiré avec formation de lentilles de cisaillement centimétriques à décimétriques, verticales, allongées dans une direction moyenne N30° et portant sur leur face des stries de friction horizontales à légèrement pentées vers le Sud-Ouest ou vers le Nord-Est.

. un filon de microdiorite de 5 à 6 m d'épaisseur, *non déformé* ;

. une seconde zone de cataclasite présentant les mêmes caractères que la première. Ces deux zones constituent donc une seule bande de cataclasite dans laquelle s'est introduit un filon de microdiorite post-tectonique ;

. des pélites gris-vert dans lesquelles s'intercalent des lits décimétriques de grès et de calcaires, affectées par une schistosité fruste N45° subverticale et traversées par un certain nombre de failles de moindre importance.

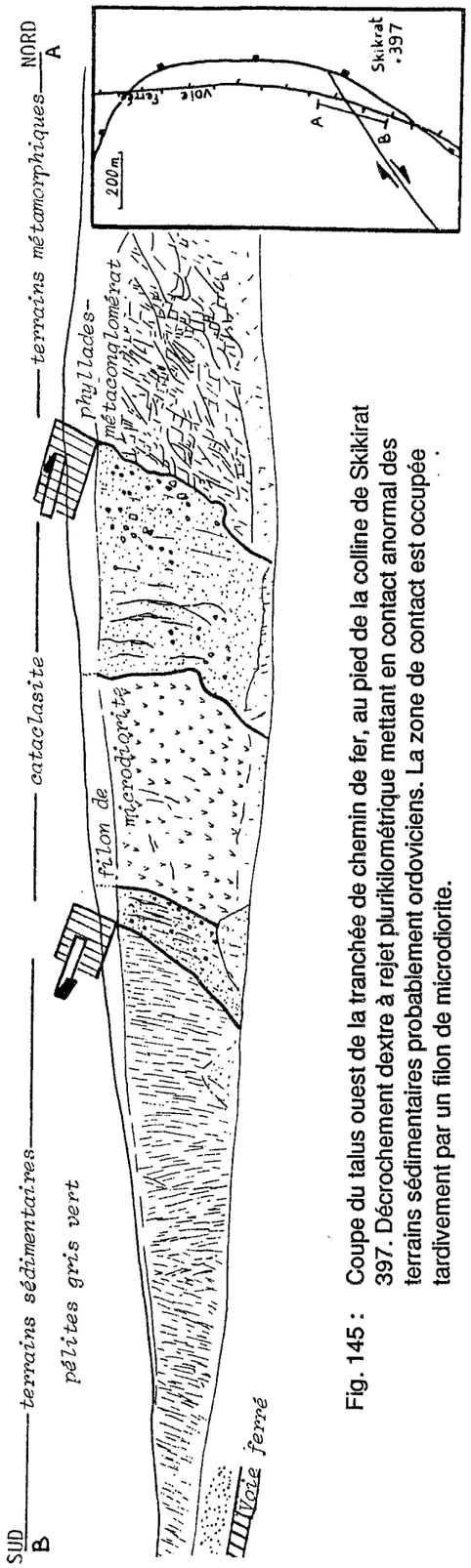



Fig. 145 : Coupe du talus ouest de la tranchée de chemin de fer, au pied de la colline de Skikirat 397. Décrochement dextre à rejet plurikilométrique mettant en contact anormal des terrains sédimentaires probablement ordoviciens. La zone de contact est occupée tardivement par un filon de microdiorite.



Cette coupe permet donc de voir le contact cataclasé vertical qui sépare les terrains métamorphiques des terrains non métamorphiques. Ce contact peut être suivi, vers le Sud, dans une direction N40° sur à peu près 1 km. Il recoupe obliquement les structures antérieures ($P_1$ et $P_2$) visibles dans l'unité métamorphique de Sidi Abdallah. Vers le Nord, il est recoupé par un contact tangentiel peu penté vers le Nord qui a fait chevaucher ultérieurement l'ensemble de Mechra ben Abbou sur la zone métamorphique comme l'avait montré Rais-Assa (1982).

A ce décrochement sont associées d'autres failles décrochantes mais de faible décalage affectant les pélites vertes non métamorphiques. Elles sont soit subparallèles à la direction générale du décrochement (N40°) soit légèrement obliques (N60°), constituant des failles synthétiques (R) dans un modèle de fracturation de Reidel. Les crochons engendrés par ces failles ont des axes verticaux ; leur sens d'entraînement indique là encore un décrochement dextre.

Ainsi le rapprochement des terrains métamorphiques de Sidi Abdallah et ceux non métamorphiques (pélites attribuées au Viséen terminal) est lié, comme l'a déjà proposé Gigout (1955), Michard (1969) et Michard *et al.* (1978), à la grande faille décrochante dextre N45°. Le recouvrement tangentiel par les terrains chaotiques de Skikirat que Rais-Assa (1982) propose comme facteur essentiel du contact anormal entre terrains métamorphiques et non métamorphiques est en fait un phénomène tardif qui va produire un rapprochement tangentiel scellant ainsi les terrains métamorphiques de l'unité de Sidi Abdallah, les pélites attribuées au Viséen terminal et le décrochement dextre qui les sépare.

*4 - Conclusion sur la déformation majeure dans le secteur de Skikirat*

La déformation caractérisant la partie orientale de la région de Skikirat paraît le résultat d'une déformation cisaillante comme peuvent le montrer les critères suivants :

- Plissement $P_1$ à axes dispersés dans les plans axiaux.

- Cisaillement dans les charnières de $P_2$ selon les plans de la schistosité $S_2$.

- Grand décrochement dextre N45° rapprochant les terrains métamorphiques et ceux non métamorphiques.

Michard *et al.* (1978) considère les roches métamorphiques de Sidi Abdallah comme le prolongement septentrional de ceux d'Oulad Zednes (fig.

100) ; le cisaillement dextre qui caractérise les roches de cette dernière se prolonge donc au Nord dans la région de Sidi Abdallah. Plus au nord, cette zone de cisaillement est interrompue en raison des recouvrements tangentiels tardifs. Pour cela il est difficile de faire des corrélations avec les couloirs de cisaillement du secteur Nord (Mechra ben Abbou) surtout que nous ne disposons pas d'arguments directs pour estimer la valeur du déplacement tangentiel (c'est ce que nous discuterons dans le paragraphe des déformations tardives).

## *C - LA DEFORMATION MAJEURE DANS LE SECTEUR SUD (ENSEMBLE DU BARRAGE EL MASSIRA)*

Structuralement, l'ensemble du barrage el Massira est représenté en grande partie par un grand anticlinal arqué de matériel cambro-ordovicien : l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou ; la série stratigraphique cambro-ordovicienne semble être en continuité, vers le Sud avec les terrains métamorphiques présumés dévoniens du groupe d'Oulad Hassine (unité d'Oulad Aguil de Cornée, 1982) (fig. 100). Entre cette mégastructure et l'ensemble de l'Oued Kibane sont coincées, par l'intermédiaire de failles chevauchantes vers le Nord-Ouest, trois écailles (Pl. 1 et fig. 100) constituées respectivement du haut vers le bas et du Sud vers le Nord de terrains siluriens, siluro-dévonien inférieur et viséens. Notre étude s'est limitée à celle des trois écailles et du flanc nord tronqué de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou.

### *1 - Le plissement $P_1$*

#### *1.1 - L'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou*

##### *1.1.1 - Description de la structure d'après Hoepffner (1974) et Cornée (1982)*

Cette structure présente des caractères qui varient d'Ouest en Est (fig. 100).

- Dans le *secteur occidental* de Jorf Ahmar - Koudiat el Adam, l'anticlinal a une direction N40° à N50° et est déversé au Nord-Ouest (flanc nord inverse). Vers le Sud-Ouest, à la terminaison péri-anticlinal, l'axe



devient d'abord Est-Ouest puis, plus au Sud, reprend l'orientation N30°. En allant vers l'Est, la direction devient également Est-Ouest. Hoepffner (1974) interprète cette structure comme une réorientation liée à l'effet de décrochements N140° à N170°. Le flanc sud-est ou sud de l'anticlinal est à polarité normale mais compliqué par des microplis dissymétriques à flanc sud-est long et peu penté, et à flanc nord-ouest court et raide. Le flanc nord-ouest de l'anticlinal est déversé et recoupé par un certain nombre de failles inverses le mettant en contact anormal avec la formation des Oulad Zednes (fig. 100).

- Le secteur oriental d'Allahia - jbel Kharrou - el Mesrane constitue le prolongement oriental du même anticlinal qui prend une direction N120° à N150° (fig. 100). Dans le coeur de la structure, là où apparaît le Cambrien probable (Hoepffner, 1974), la série est normale, par contre dans son flanc sud, dans la région de jbel Kharrou - el Mesrane, la série ordovico-silurienne est renversée et chevauche les terrains métamorphiques des Rehamna du Sud représentés, selon Cornée (1982), par les unités de Ben Guerir et d'Oulad Aguile.

##### *1.1.2 - Analyse tectonique du flanc nord de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou*

. *Description des structures* : il s'agit du flanc normal nord de l'anticlinal, tronqué à sa base par un contact de chevauchement penté au Sud. La stratification, à polarité normale, est au contraire généralement pentée vers le Nord (Pl. 1). Les roches argileuses, argilo-gréseuses et quartzitiques d'âge présumé ordovicien sont affectées par des plis cylindriques, très ouverts, de demi-longueur d'onde décamétrique à hectométrique et d'axes subhorizontaux. A ces plis est associée une schistosité fruste et pénétrative, en éventail, et imprimée dans les faciès incompétents. L'intersection entre la stratification $S_0$ et la schistosité $S_1$ crée, dans les argilites, un débit en "frites" qui matérialise la linéation d'intersection $Lo^1$.

. *Orientation des structures*

A l'Ouest du secteur de Mechra Zerdeb, la stratification et les axes de plis sont orientés N70°. Cette orientation passe à N120° vers l'Est, dans la région d'Ain Blal. Cette disposition est imputable à la virgation tardive de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou (fig. 100). La schistosité

$S_1$ qui suit cette torsion reste cependant en éventail. Son pendage est généralement fort, soit vers le Sud, soit vers le Nord ou est subvertical (fig. 146).

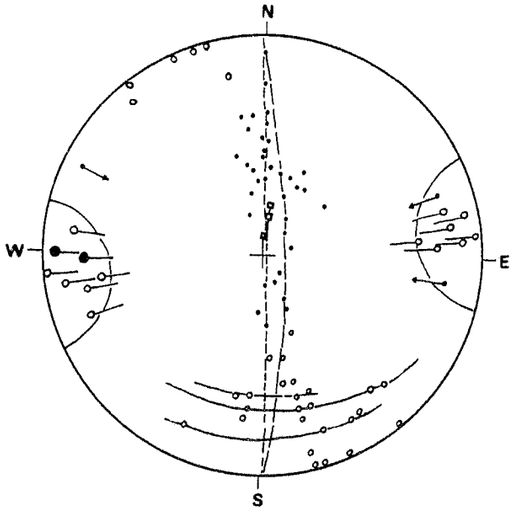



Fig. 146 :

Stéréogramme des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ dans le flanc nord de l'anticlinal de Koudiat el Adam-Sidi Chahou (ensemble du barrage el Massira).

*1.2 - L'unité d'Ain el Melah*

Cette unité est formée de deux écailles coincées entre l'unité tronquée de Koudiat el Adam - Sidi Chahou qui la surmonte et l'ensemble de l'Oued Kibane qui est au-dessous. Rappelons que l'écaille supérieure est formée de pélites à intercalations de niveaux gréseux et calcaires et de miches carbonatées, attribuées au Silurien et que l'écaille inférieure est formée de pélites, quartzites et calcaires dolomitiques à Productidés probablement viséens. Une petite écaille hectométrique d'ampélites noires du Silurien se trouve dans le contact supérieur de l'unité.

*1.2.1 - L'écaille silurienne*

A proximité du contact tectonique avec l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou, les argilites noires sont extrêmement cataclasées. En s'écartant du contact il n'apparaît qu'un seul débit subvertical correspondant à une schistosité $S_1$ de direction Est-Ouest, mais on ne voit ni plis ni stratification.

*1.2.2 - L'écaille supérieure*

Les terrains de cette écaille sont affectés par des plis $P_1$ isopaques à semblables, droits, parfois déversés vers le Nord, d'amplitude et de demi-longueur d'onde décimétrique à décamétrique. Ils sont synchrones d'une schistosité $S_1$ planaire et pénétrative, plan axial des plis $P_1$,



subverticale à pentée vers le Sud. Les filons couches de gabbro qui se trouvent dans cette écaille sont également affectés par la schistosité $S_1$ indiquant que leur mise en place est antérieure au serrage.

Les axes de plis $P_1$ mesurés sont orientés en moyenne N45° à N55° (fig. 147). Leur dispersion dans le plan moyen de schistosité $S_1$ confirme l'existence de plis à axes courbes ; la variation de direction de la schistosité $S_1$ de N55° à N90° est en partie imputable aux déformations postérieures synchrones de la virgation de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou de l'unité sus-jacente.

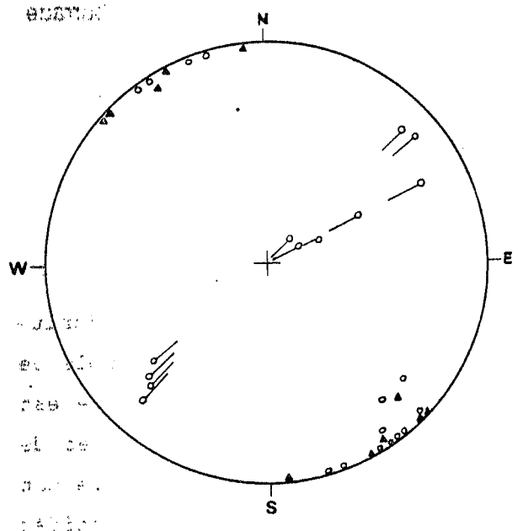



Fig. 147 :

Stéréogramme des éléments de déformation des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ de l'écaille supérieure de l'unité d'Ain el Melah (ensemble du barrage el Massira).

*1.2.3 - L'écaille inférieure*

Cette écaille plus tectonisée que la précédente, est caractérisée par des plis $P_1$ N35° (fig. 148), isopaques et semblables, d'amplitude et de demi-longueur d'onde centimétrique à décamétrique. Ils sont associés à une schistosité $S_1$ planaire et pénétrative, subverticale, moyennement orientée N45°, qui affecte aussi bien les pélites que les calcaires et quartzites. La dispersion des axes de plis dans le plan de schistosité $S_1$ indique, comme dans l'écaille sus-jacente, l'existence d'axes courbes.

*1.2.4 - Récapitulatif*

Dans la partie nord de l'ensemble du barrage el Massira, les plis $P_1$ synschisteux sont cylindriques et très ouverts dans la partie nord de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. Par contre, ils sont très serrés

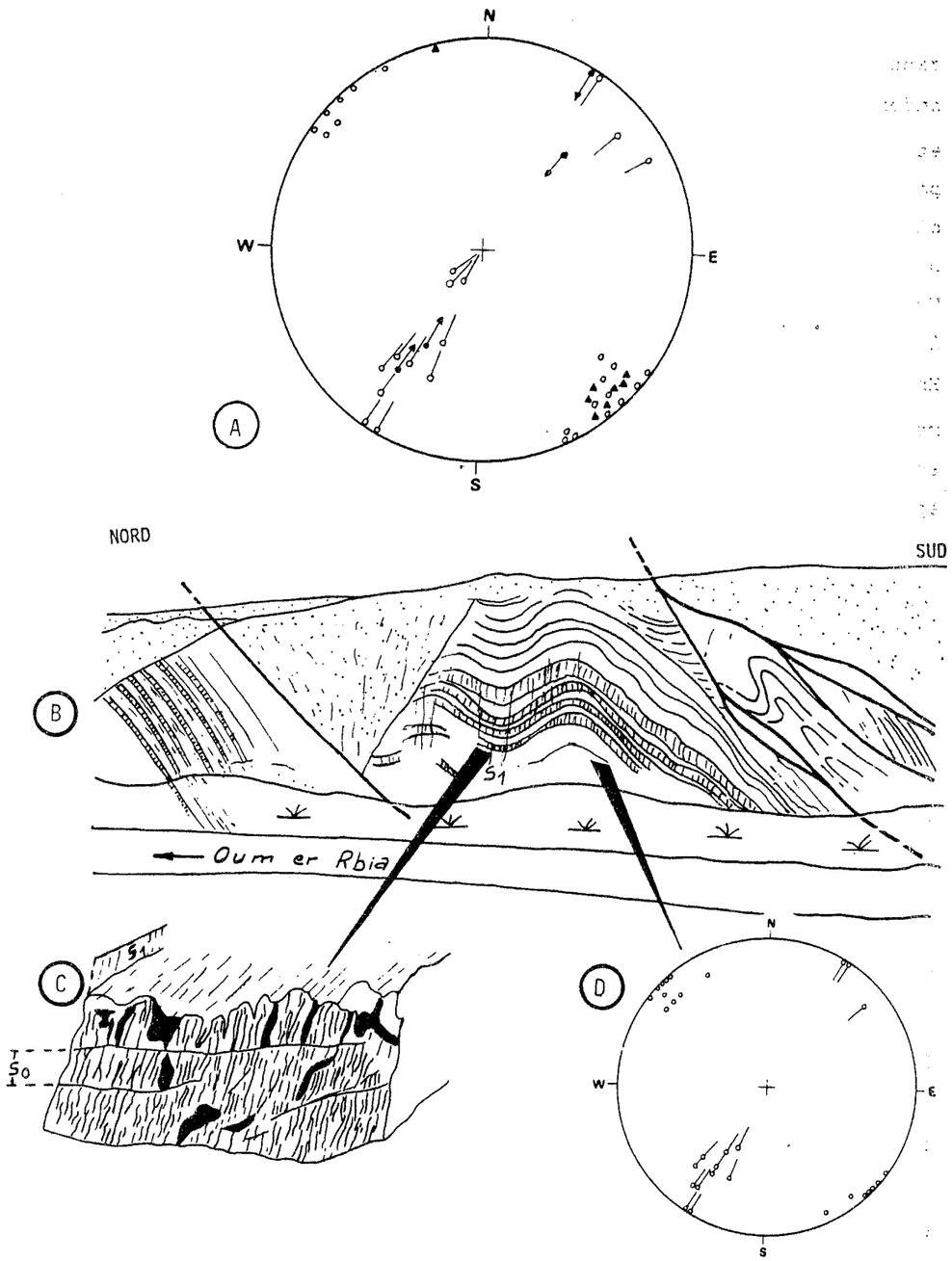



Fig. 148 : A - Stéréogramme des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ dans la partie orientale de l'écaille inférieure de l'unité d'Aïn el Melah.
B- Vue panoramique des calcaires viséen terminal plissés
C - Schistosité $S_1$ affectant les calcaires viséen terminal de l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah.
D - Stéréogramme des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ dans la partie occidentale de l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah.



dans l'unité d'Ain el Melah et plus particulièrement dans son écaille inférieure. La schistosité $S_1$, associée à ce plissement, est fruste, espacée et peu pénétrative dans l'unité supérieure mais elle est serrée et pénétrative dans l'unité inférieure. Il y a donc une évolution du style de plissement, avec augmentation de l'intensité de déformation du Sud vers le Nord, c'est-à-dire de l'unité supérieure à l'unité inférieure. D'après Hoepffner (1974), cette évolution est également remarquable au sein de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou de l'Est (région du jbel Kharrou - el Mesrane) où la schistosité $S_1$ de fracture est accompagnée d'un métamorphisme anchizonal à l'Ouest (Koudiat el Adam) où il y a une schistosité de flux accompagnée de cristallisation de mica de métamorphisme épizonal. Une autre évolution se remarque aussi entre le Nord-Ouest de l'anticlinal où les plis sont de type concentrique et le Sud-Ouest, dans la terminaison périclinale de la structure, où la déformation est souple et les plis sont de type concentrique-aplati (Hoepffner, 1974).

*2 - Le plissement $P_2$*

Le plissement $P_2$ n'affecte pas la partie nord de l'ensemble du barrage el Massira. Il apparaît à l'Ouest de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou et dans les régions de Lalla Titaf et d'Oulad Hassine (Hoepffner, 1974) (fig. 100).

A l'Ouest de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou, le plissement $P_2$ est représenté par des plis centimétriques à axe raide indiquant qu'ils sont liés à un cisaillement de composante de déplacement principalement horizontale, mais surtout par des glissements parallèles ou légèrement obliques par rapport au plan de la schistosité $S_1$ provoquant ainsi une variation du plongement des linéations $Lo^1$.

Dans les régions de Lalla Titaf et d'Oulad Hassine, les plis $P_2$ sont non-cylindriques à axes courbes (dispersion des axes dans leur plan axial) formés par glissement différentiel dans le plan axial, en relation avec un cisaillement vertical. Ce cisaillement se traduit à Lalla Titaf et à Oulad Hassine par l'individualisation de lanières où sont observables les plis $P_2$ et de couloirs de cisaillement parallèles aux plans axiaux des plis $P_2$ où la foliation 1 est presque entièrement transposée et sans plis $P_2$ visibles.

*3 - Le cisaillement cassant dans le secteur d'Ain el Melah*

La tectonique cisaillante qui, au Sud, engendre des plis $P_2$, se manifeste au Nord, dans le secteur d'Ain el Melah, par une tectonique cassante à l'origine des failles décrochantes découpant les plis $P_1$ et la schistosité $S_1$. Ces failles y sont de plus en plus serrées et bien exprimées du Sud vers le Nord.

Au Sud, dans la région de Mechra Zerdeb, ces failles ont une direction moyenne N95°, 65°S (fig. 149) légèrement oblique par rapport à celle de la schistosité $S_1$ de cette zone (N80°, 60° Sud). Cette orientation des failles obliques sur la schistosité $S_1$ reste pratiquement constante sur presque 1 km jusqu'à Sidi Nafa. A l'Est, dans la même unité, à 100 m au Nord du pont sur l'Oued Timesdag, ces failles qui montrent ici nettement leur caractère décrochant dextre, indiqué sur leur miroir par des stries de friction horizontales et des tectoglyphes, ont une direction N120° avec un fort pendage vers le SSW. Elles suivent ainsi la virgation tardive de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou déjà indiquée à propos du plissement $P_1$.

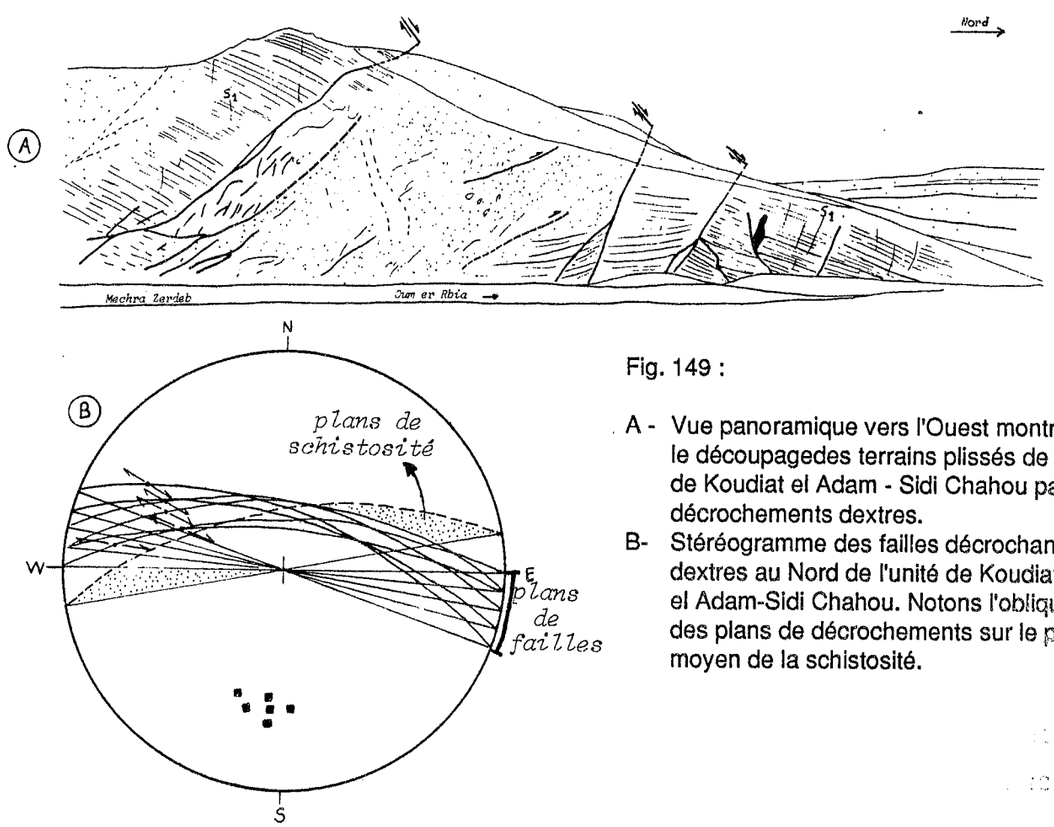



Fig. 149 :

A - Vue panoramique vers l'Ouest montrant le découpagedes terrains plissés de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou par des décrochements dextres.

B- Stéréogramme des failles décrochantes dextres au Nord de l'unité de Koudiat el Adam-Sidi Chahou. Notons l'obliquité des plans de décrochements sur le plan moyen de la schistosité.



Au Nord, dans l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah, les tranchées de la route du barrage el Massira mettent en évidence une coupe qui montre un découpage très intense des terrains par des failles verticales qui s'ajoutent à la schistosité $S_1$, elle aussi très serrée, à laquelle elles sont légèrement obliques, mais parfois parallèles (fig. 150). Quand le découpage par failles affecte les niveaux gréso-quartzitiques de cette écaille, des stries de friction horizontales sont parfois enregistrées, indiquant que le déplacement est horizontal. Ce rejet horizontal est également observé au niveau des roches gabbroïques concentrées dans l'écaille supérieure de l'unité d'Ain el Melah. Dans l'écaille inférieure, le seul critère qui permet de préciser le sens de déplacement consiste en plis affectant les calcaires jaunes ; ils indiquent, par leur axe raide et par leur style en flanc nord long et flanc sud court, que le mouvement de ces failles est là encore décrochant dextre.

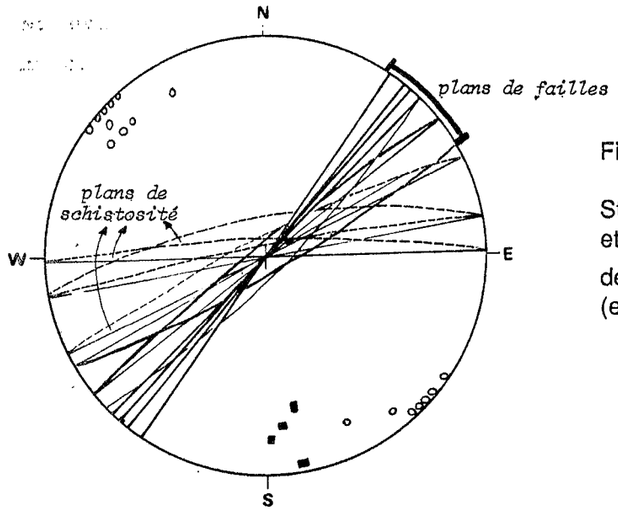



Fig. 150 :

Stéréogramme des plans de décrochements et de schistosité $S_1$ dans la partie orientale de l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah (ensemble du barrage el Massira).

*4 - Conclusion*

Les données tectoniques de la déformation majeure dans les différentes zones de l'ensemble du barrage el Massira nous permettent de mettre en évidence des zones de forte intensité de déformation en bordures nord et ouest de cet ensemble : 1) Au Nord, l'unité d'Ain el Melah caractérisée par des plis $P_1$ serrés, synschisteux et axes dispersés dans les plans axiaux verticaux des plis et par un cisaillement vertical cassant légèrement oblique par rapport à la schistosité $S_1$, mais parfois parallèles. 2) A l'Ouest, la bande d'Oulad Zednes (Rehamna centraux) caractérisée selon

Jenny (1974) par deux phases de plissement ($P_1$ et $P_2$) suivies d'un cisaillement cassant dextre.

Il s'agit de deux zones de faiblesse ayant fonctionné, lors de la déformation majeure, en cisaillement vertical dextre. On les considère comme des couloirs de cisaillement hérités du socle qui ont guidé la déformation dans cette région et responsables de l'arcature de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou qui, lui par contre, représente une structure peu déformée dans l'ensemble.

### *D - LA DEFORMATION MAJEURE DANS L'ECAILLE $e_4$ DE L'UNITE DE LA GADA JENNABIA*

L'écaille $e_4$ est la seule structure de l'unité de la Gada Jennabia dont le contact de base subhorizontal ait un caractère cisaillant. Ce contact tronque les plis $P_1$, seules structures édifiées pendant la déformation majeure.

Dans cette écaille, le plissement $P_1$, accompagné d'une schistosité $S_1$ est variable du Sud au Nord.

*Dans la partie méridionale*, entre ed Dalaat et Cheikh el Basri, la structure est monoclinale, de direction moyenne N30° à N35°, à fort pendage Nord-Ouest. Une schistosité pénétrative et planaire également N30° mais légèrement plus pentée que la stratification est observable. Ce monoclinal appartient vraisemblablement au flanc oriental d'un synclinal de demi-longueur et d'amplitude kilométriques dont le flanc occidental, en grande partie masqué par la couverture mésozoïque, n'apparaît à l'affleurement qu'à l'ESE du douar Bou Hamida (Pl. 1) : là il s'agit d'un monoclinal de direction N30°, 65° E en même temps flanc oriental d'un anticlinal cyclindrique tronqué par le contact tangentiel basal de l'écaille $e_4$ (fig. 151).

*Dans la partie septentrionale* de cette écaille, les plis $P_1$ et la schistosité $S_1$ associés prennent une direction moyenne N120° tel le synclinal de Merija déversé vers le NNE avec un plongement axial de 20° WNW (fig. 152). Le déversement des structures est interprété comme lié au déplacement tangentiel de l'écaille $e_4$ qui a engendré en même temps une



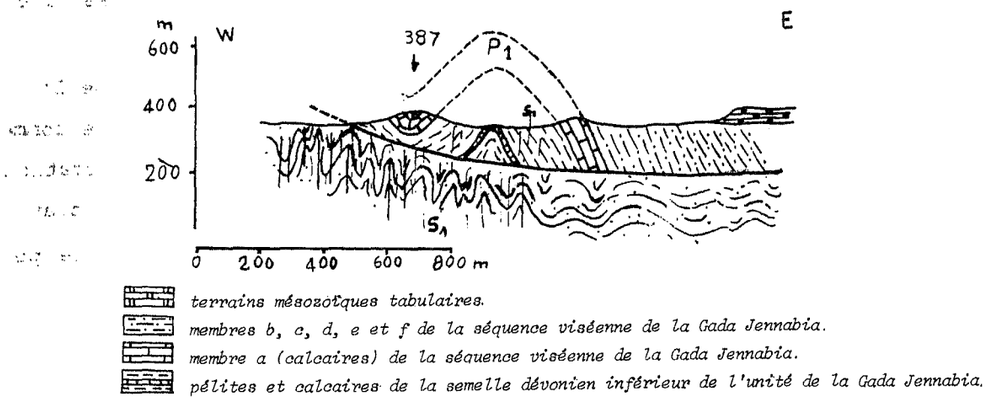



Fig. 151 : Coupe dans l'affleurement sud-occidental de l'écaille $e_4$ (unité de la Gada Jennabia), au Sud de Bou Hamida.

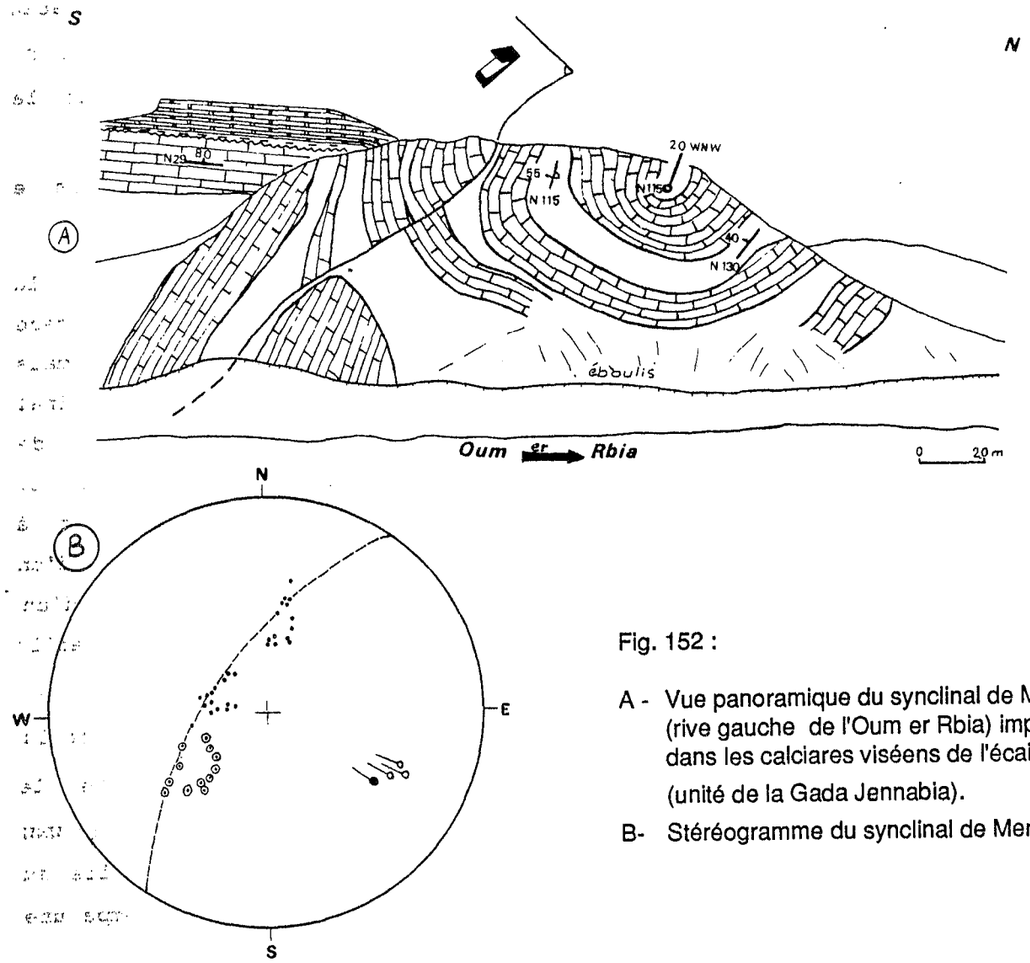



Fig. 152 :

A - Vue panoramique du synclinal de Merija (rive gauche de l'Oum er Rbia) imprimé dans les calciares viséens de l'écaille $e_4$ (unité de la Gada Jennabia).

B- Stéréogramme du synclinal de Merija.

torsion dans le sens horaire de la structure générale du synclinal qui passe de N30° à N120°. Cette torsion est facilitée par des failles de décrochement dextre et sénestre. Cartographiquement, ces failles apparaissent limitées à l'écaille $e_4$, ce qui implique qu'elles sont une conséquence de la torsion et non pas une cause comme l'ont suggéré Michard *et al.* (1982). Cette torsion des structures de l'écaille $e_4$ a pu se produire lors du déplacement tangentiel de l'écaille $e_4$ par frottement et par blocage contre un bloc latéral plus rigide.

### *E - CONCLUSION SUR LA DEFORMATION MAJEURE*

Dans le secteur nord des Rehamna septentrionaux (ensembles de l'Oued Kibane et de Mechra ben Abbou surmonté par les écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$), la déformation majeure se manifeste par deux phases de plissement ($P_1$ et $P_2$) généralement homoaxiales, continues dans le temps et accompagnées puis suivies d'un cisaillement cassant à composante décrochante dextre. Cette déformation est guidée par des glissements horizontaux s'effectuant le long de bandes étroites qualifiées de couloirs de cisaillement. Dans certaines conditions de température et de pression, le jeu cisaillant horizontal le long de ces couloirs engendre, dans la couverture, une déformation qui s'exprime différemment dans les couloirs et les lanières plus larges qu'ils limitent.

- Dans les *couloirs* de cisaillement où la déformation est intense, deux phases de plissement homoaxiaux et synschisteux sont développées, la dernière avec discretion. Globalement, dans les Rehamna nord-orientaux qui intéressent notre étude, cette déformation s'est produite dans un niveau structural supérieur, mais avec une augmentation notable d'intensité de déformation du Nord au Sud.

- Dans les *lanières,* par contre, la déformation, moins intense, est caractérisée par une seule phase de plissement qui devient plus intense et synschisteuse à proximité des couloirs.

Cette disposition des terrains en zones étroites intensément déformées par jeu cisaillant horizontal dextre et zones plus larges modérément déformées se retrouve également dans la partie nord-orientale de l'unité métamorphique de Sidi Abdallah (secteur des Skikirat) et dans l'ensemble du barrage el Massira. Dans la partie nord-orientale de ce



dernier (secteur d'Ain el Melah) les structures (plis $P_1$ et failles de décrochement dextre) sont obliques à celles du secteur nord.

En somme, les zones de faiblesse qui sont le reflet, dans la couverture paléozoïque, d'une préfracturation du bâti précambrien sous-jacent, se disposent, après soustraction des déformations tardives, selon deux directions : une direction dominante subméridienne à N30° et une autre N70°. Le fonctionnement synchrone de ces deux familles de zones de faiblesse en cisaillement horizontal dextre témoigne d'un *raccourcissement régional de direction N80° à N85°* (fig. 153).

L'arcature de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou (N70° au Nord-Est et N30° au Sud-Ouest), engendré lors de ce raccourcissement N80° à N85° et avant sa torsion tardive, est le résultat d'un moulage du pli sur les limites des blocs découpés dans le bâti précambrien (zone de cisaillement d'Ain el Melah au Nord et celle d'Oulad Zednes à l'Ouest).

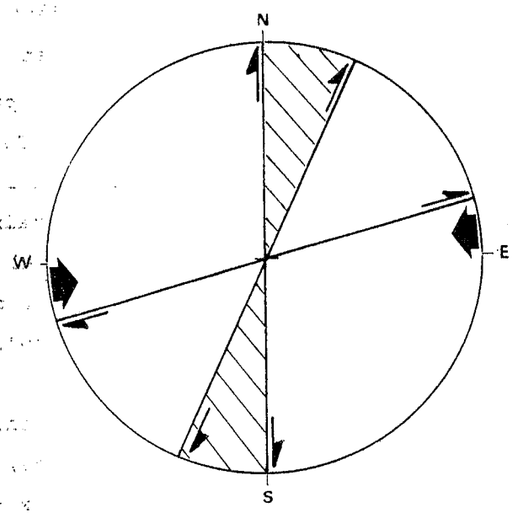



Fig. 153 : Direction de compression lors de la déformation hercynienne majeure.

## III - LES DEFORMATIONS TANGENTIELLES TARDI-HERCYNIENNES

Dans les Rehamna, la déformation tangentielle tardi-hercynienne a fait l'objet de deux interprétations différentes :

- dans la *première*, avancée par Michard *et al.* (1978), cette déformation est considérée comme un phénomène de moindre importance engendrant des chevauchements de faible déplacement. Parmi ces chevauchements ont été signalés ceux du Draa Mils, de Sidi Abdallah station, de Bouchhada et du jbel Kharrou déjà indiqué en 1974 par Hoepffner.

- dans la *seconde* interprétation découlant de travaux récents (Cornée, 1982 ; Rais Assa *et al.*, 1983 ; Muller *et al.*, 1983 et Rais-Assa, 1984), deux épisodes de tectonique tangentielle tardi-hercyniens ont été mis en évidence. Durant le *premier épisode* qui se place après la formation des plis majeurs et leur découpage par des cisaillements décrochants dextres, se produisent des chevauchements à vergence nord-ouest. Durant le *second épisode*, après l'intrusion des granites autuniens, se mettent en place des nappes épiglyptiques du Nord vers le Sud. Dans ces deux tectoniques tangentielles les déplacements sont de l'ordre décakilométrique.

Dans deux notes préliminaires (El Kamel *et al.*, 1985 ; El Kamel et Muller, sous presse) nous avons signalé, en plus de ces deux épisodes de tectonique tangentielle mis en évidence par Rais Assa (1983), l'existence d'un autre épisode de chevauchement à vergence NNW affectant les conglomérats post-orogéniques après leur plissement. En l'absence de conglomérats, il est très difficile de faire une distinction entre ces différents épisodes de tectonique tangentielle, notamment entre le premier et le dernier, qui ont tous les deux une vergence presque identique Nord-Ouest à NNW.

Dans ce chapitre nous décrirons successivement les deux phases tectoniques tangentielles tardi-hercyniennes. La phase post-conglomérat sera étudiée dans le chapitre suivant.



III - LES DEFORMATIONS TANGENTIELLES TARDI-HERCYNIENNES

Dans les Rehamna, la déformation tangentielle tardi-hercynienne a fait l'objet de deux interprétations différentes :

- dans la *première*, avancée par Michard *et al.* (1978), cette déformation est considérée comme un phénomène de moindre importance engendrant des chevauchements de faible déplacement. Parmi ces chevauchements ont été signalés ceux du Draa Mils, de Sidi Abdallah station, de Bouchhada et du jbel Kharrou déjà indiqué en 1974 par Hoepffner.

- dans la *seconde* interprétation découlant de travaux récents (Cornée, 1982 ; Rais Assa *et al.*, 1983 ; Muller *et al.*, 1983 et Rais-Assa, 1984), deux épisodes de tectonique tangentielle tardi-hercyniens ont été mis en évidence. Durant le *premier épisode* qui se place après la formation des plis majeurs et leur découpage par des cisaillements décrochants dextres, se produisent des chevauchements à vergence nord-ouest. Durant le *second épisode*, après l'intrusion des granites autuniens, se mettent en place des nappes épiglyptiques du Nord vers le Sud. Dans ces deux tectoniques tangentielles les déplacements sont de l'ordre décakilométrique.

Dans deux notes préliminaires (El Kamel *et al.*, 1985 ; El Kamel et Muller, sous presse) nous avons signalé, en plus de ces deux épisodes de tectonique tangentielle mis en évidence par Rais Assa (1983), l'existence d'un autre épisode de chevauchement à vergence NNW affectant les conglomérats post-orogéniques après leur plissement. En l'absence de conglomérats, il est très difficile de faire une distinction entre ces différents épisodes de tectonique tangentielle, notamment entre le premier et le dernier, qui ont tous les deux une vergence presque identique Nord-Ouest à NNW.

Dans ce chapitre nous décrirons successivement les deux phases tectoniques tangentielles tardi-hercyniennes. La phase post-conglomérat sera étudiée dans le chapitre suivant.

kilomètre plus au Sud, le synclinal viséen d'Ain el Melah se trouve coincé entre les deux.

- La même année, Sougy *et al.* l'interprètent comme un *contact plat post-schisteux* en connexion avec l'accident des Oulad Zednes qui amènerait en superposition des nappes à déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Une cartographie détaillée nous a permis de mettre en évidence, au sein même de l'ensemble du barrage el Massira, deux unités anormalement superposées : l'unité d'Ain el Melah comportant deux écailles, inférieure et supérieure, et la grande unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. Sur le plan cinématique, il existe à la fois des déplacements par chevauchement et par décrochement.

*2.1.1 - Contact basal majeur de l'unité d'Ain el Melah*

Cette limite met en contact anormal des calcaires, pélites et grès attribués au Viséen terminal, fortement plissés et schistosés (écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah), sur des pélites à intercalations de quartzites et de calcaires datés du Siluro-Dévonien inférieur, modérément plissés et sans schistosité évidente (ensemble de l'Oued Kibane). La différence de style et d'intensité de déformation de part et d'autre du contact est un argument en faveur de l'allochtonie de l'unité d'Ain el Melah. Le tracé cartographique de ce contact n'est pas vraiment sinueux, mais il présente des rentrants en V au niveau des oueds indiquant que son pendage vers le Sud est faible à moyen (25° à 45°).

A l'Est, dans le secteur de Ras Douaïa, ce chevauchement provoque une forte désorganisation dans la série immédiatement sous-jacente : brèche formée de blocs de quartzites et de calcaires emballés dans une matrice fine argileuse et troncature horizontale d'une barre quartzitique qui indique un *déplacement vers le Nord-Ouest* de l'ensemble chevauchant dans une direction variant entre N100° et N145° (fig. 154).

Le contact de chevauchement est jalonné par des intrusions filoniennes microdioritiques ne montrant aucune trace de déformation, ce qui prouve que le mouvement de chevauchement s'est produit avant l'épisode d'extension associé à la mise en place des microdiorites attribuées au Permien par Tisserant (1977). A l'Est de Ras Douaïa, le contact anormal est masqué par les dépôts tabulaires crétacés et les placages quaternaires.



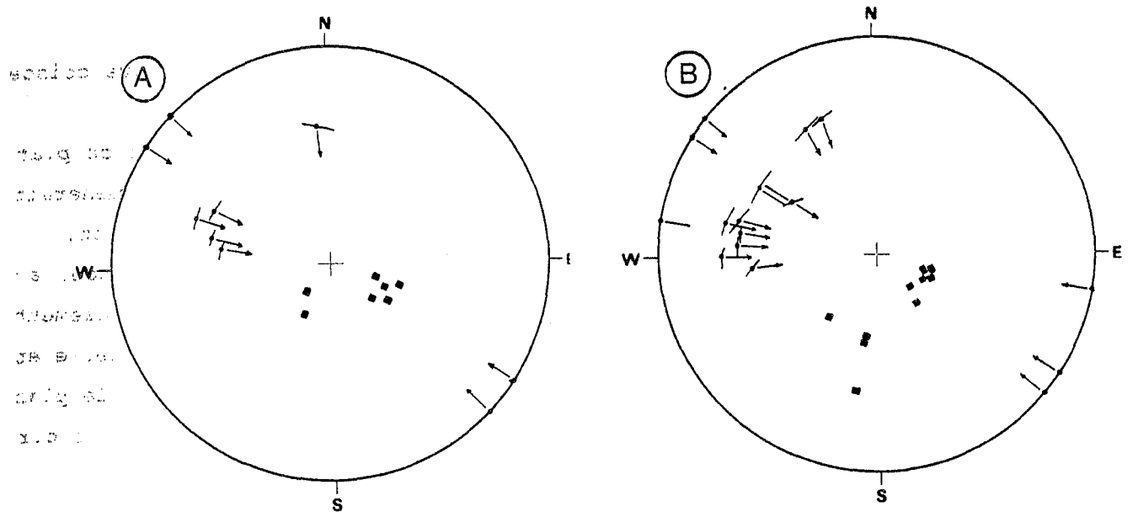



Fig. 154 : Stéréogrammes des stries de friction portées par des plans peu pentés au niveau du contact tangentiel de base de l'unité d'Ain el Melah (ensemble du barrage el Massira)
A - région ouest du contact.
B- région est du contact.

*2.1.2 - Contact de chevauchement séparant les deux écailles de l'unité d'Ain el Melah*

Il s'agit d'un contact anormal qui sépare deux écailles constituées de matériel d'âge différent en ordre inverse (Silurien sur Viséen). Ce contact est oblique sur les structures internes aux deux écailles qu'il recoupe en sifflet. Son tracé cartographique sinueux indique qu'il est peu à moyennement penté vers le Sud. Vers l'Ouest, il est intercepté par le contact de base de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou (Cambro-Ordovicien) qui vient directement reposer sur l'ensemble de l'Oued Kibane (point triple). Dans l'écaille inférieure, immédiatement sous le contact, des failles inverses peu pentées (fig. 155), à faible rejet, s'agencent en amygdales ou lentilles de tailles décimétriques à décamétriques. Le plan de ces failles, parfois bréchiques, favorise une néocristallisation de calcite. Quand le décalage qui se produit le long de ces failles est plus important, la schistosité recoupée dessine des crochons à axes horizontaux de direction moyenne N40° indiquant là encore un *déplacement vers le Nord-Ouest de l'écaille sus-jacente.*

*2.1.3 - Contact de base de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou*

Entre l'affleurement situé à 100 m au Nord du pont de la route du barrage el Massira sur l'Oued Timesdag à l'Est et Ghar el Melah à l'Ouest,

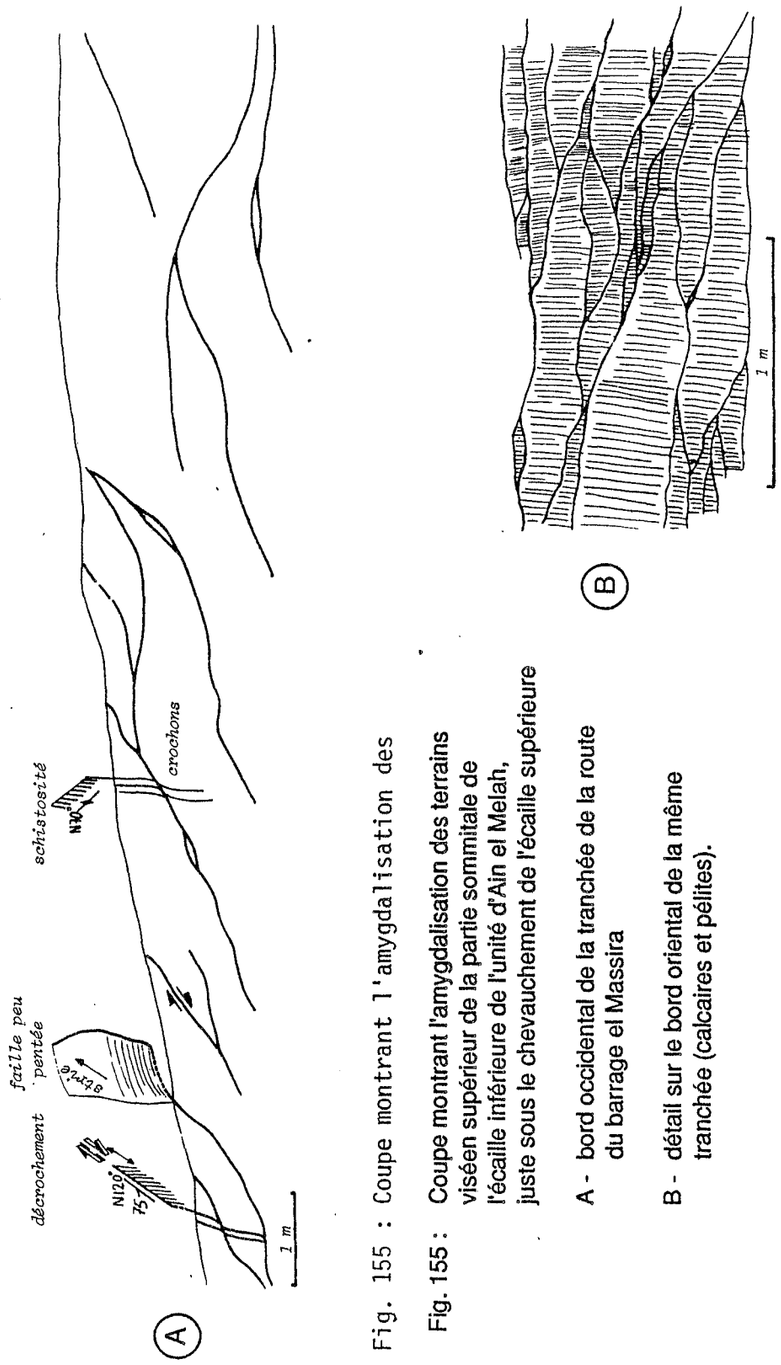



Fig. 155 : Coupe montrant l'amygdalisation des

Fig. 155 : Coupe montrant l'amygdalisation des terrains viséen supérieur de la partie sommitale de l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah, juste sous le chevauchement de l'écaille supérieure

A - bord occidental de la tranchée de la route du barrage el Massira

B - détail sur le bord oriental de la même tranchée (calcaires et pélites).



le contact de base de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou a un tracé sinueux présentant des rentrants au droit des oueds qui le traversent, ce qui indique que la surface de chevauchement est peu pentée vers le Sud. Mais par endroits, ce contact est assez redressé (70° Sud). Les couches d'argilites et de grès à fort pendage nord du flanc septentrional de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou sont tronquées à leur base par le contact et viennent reposer par leur tranche sur l'écaille supérieure de l'unité d'Ain el Melah (Pl. 1).

A l'Ouest, près de la cuesta crétacée de Ghar el Melah, ce contact est exprimé par une zone bréchique de 2 m d'épaisseur. Il montre une troncature des structures sus-jacentes et sous-jacentes. Dans cette zone, des stries de friction marquées sur plans de cisaillement subhorizontaux indiquent une direction de déplacement N130°.

Vers l'Est, une écharde d'ampélites siluriennes de quelques 400 m de long est coincée sous la base de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. La route du barrage el Massira, au Nord du Pont sur l'Oued Timesdag, traverse en tranchée cette petite écaille (fig. 156) et offre une coupe d'une centaine de mètres qui montre deux types de structures : une série de failles chevauchantes mettant en superposition anormale des terrains ordoviciens gréseux et silto-gréseux, plissés et schistosés, appartenant à l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou, sur les ampélites noires du Silurien extrêmement broyé à proximité du chevauchement et intensément schistosé plus au Nord. Le contact de chevauchement qui à l'affleurement a un pendage de 45° Sud, paraît moins penté en profondeur comme le montre l'amygdalisation qui affecte les terrains gréseux et silto-gréseux ordoviciens. Les failles limitant ces amygdales ont une direction N90° à N120°, sont peu pentées au Sud et portent des stries de friction de direction N130° faiblement pentées au Sud-Est.

Dans la même tranchée, à quelques dizaines de mètres au Sud du contact chevauchant majeur, sont imprimés des plans de failles décrochantes de direction moyenne N125° et fortement pentées vers le Sud-Ouest. Ces plans de failles portent des stries de friction et des tectoglyphes indiquant un *décalage horizontal dextre* (fig. 156). Dans la zone où ces failles décrochantes sont nombreuses, apparaît, en plus de la troncature des structures, un écrasement du matériel gréseux engendrant un débit aussi fin que la schistosité régionale. Ce débit de direction moyenne N105° à N110° qui porte aussi des stries de friction subhorizontales peut correspondre, dans le modèle de fracturation de Reidel, à des fractures passives (P) qui

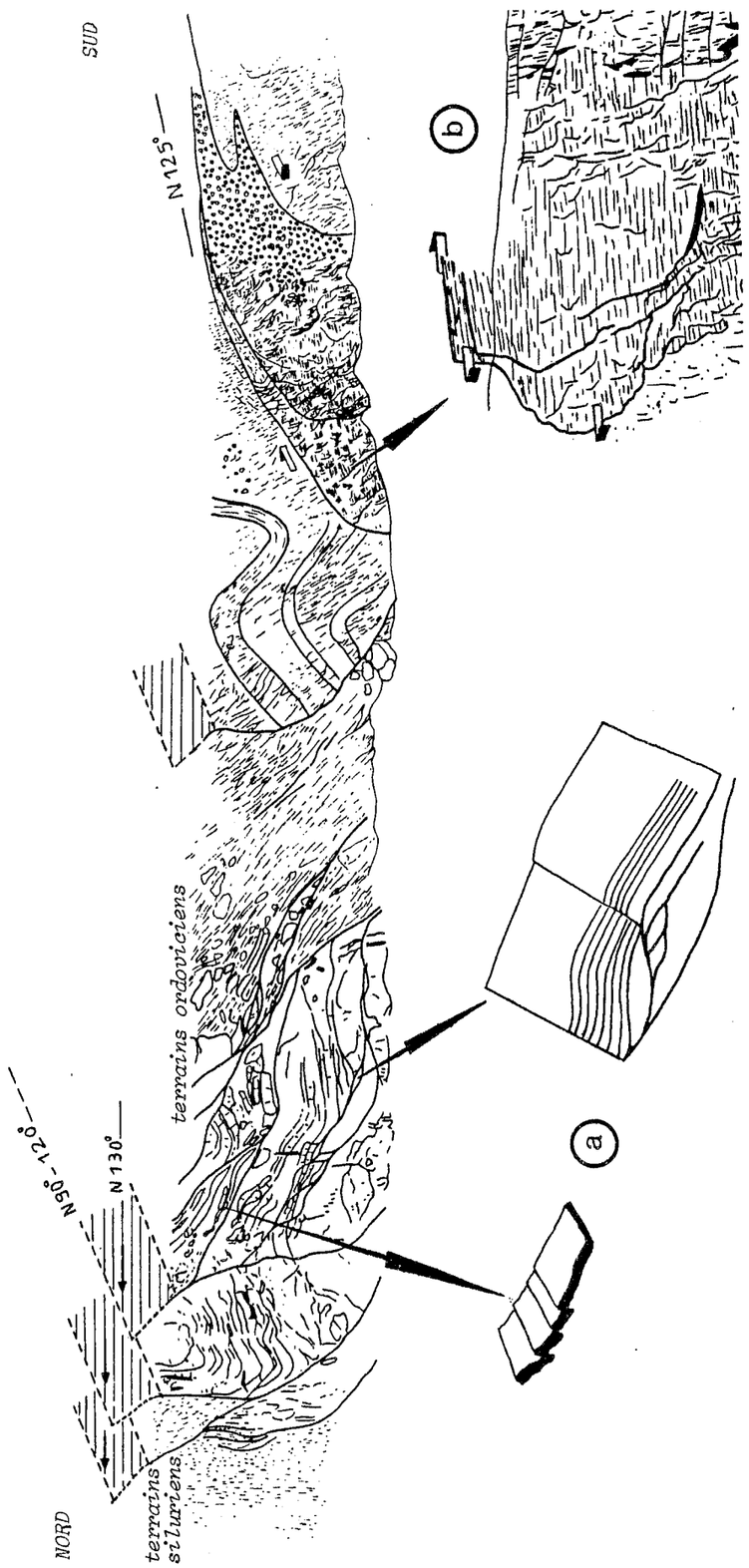



Fig. 156 : Coupe du talus oriental de la tranchée de la route du barrage el Massira à 100 m au Nord du pont sur l'oued Timesdag. Deux types de structures se distinguent sur cette coupe : a) au Nord, chevauchement des terrains ordoviciens sur les terrains siluriens avec amygdalisation associée au chevauchement et troncature basale de plis ; b) au Sud, failles subverticales décrochantes dextres de direction N125°.



participent à la fabrication de microlentilles de cisaillement.

Dans cette tranchée, malheureusement aucun argument ne permet d'établir cependant de chronologie relative entre le mouvement de décrochement et celui de chevauchement. Il est possible d'envisager la postériorité des chevauchements sur les décrochements, comme le laisse suggérer la coupe 156. Mais, on pourrait également envisager le synchronisme des phénomènes, surtout que la direction des stries de friction enregistrées sur les failles peu pentées et fortement pentées est approximativement la même. En effet, au sein même de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou, à Mechra Zerdeb, on peut voir (fig. 149), à l'extrémité sud d'une falaise à regard est, le passage de failles peu pentées (N90°,25°S) portant des stries de friction N135° aux failles fortement pentées (N90°,70°S) portant des stries subhorizontales. De même, le contact de base de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou montre, par endroits, un pendage très fort vers le Sud.

*2.1.4 - Conclusion sur les contacts tangentiels post-schisteux de l'ensemble du barrage el Massira*

Le contact frontal de l'ensemble du barrage el Massira est chevauchant vers le Nord-Ouest suivant une direction variant entre N100° et N130°, il en est de même pour le contact qui sépare les deux écailles de l'unité d'Ain el Melah. Par contre, le contact basal de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou paraît à la fois chevauchant vers le Nord-Ouest et décrochant dextre selon une même direction de déplacement moyenne WNW indiquée par les stries de friction.

Cette disposition de ces contacts chevauchants et décrochants qui présentent une même direction de déplacement évoque les structures en bouquet (flowers structures) (Plancharel, 1978 et Lowell, 1972) ou structures en éventail résultant d'un cisaillement horizontal dans un plan vertical (fig. 157) : les contacts chevauchants seraient une expression ultime en surface d'un cisaillement profond indiquant un *enracinement des contacts*. La direction cisaillante en profondeur se divise donc, à la surface, en deux directions cinématiques de déplacement suborthogonales dont la résultante est nécessairement oblique à la direction des plans de failles décrochantes. Le modèle proposé (fig. 158) montre que le mouvement de serrage se décompose, à la surface, lors de l'épisode de la déformation tardive, en deux directions conjuguées respectivement parallèles et perpendiculaires à la direction moyenne des plans de décrochements. La résultante de ces deux directions peut être indiquée par les stries de friction N130° enregistrées sur les plans de chevauchement.

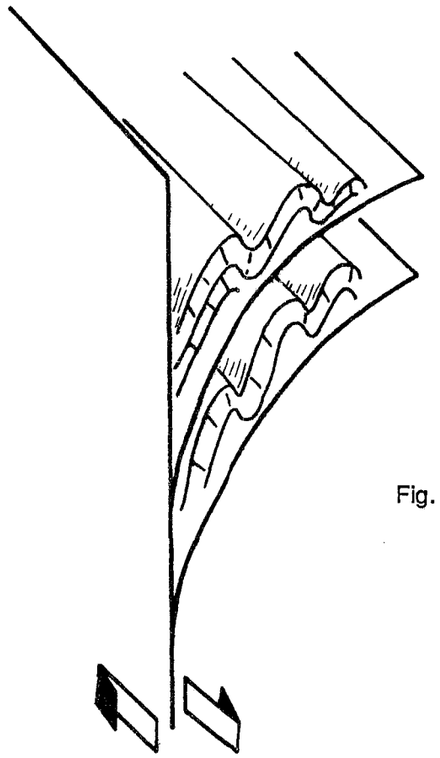


Fig. 157 : Structures en éventail résultant d'un cisaillement horizontal dans un plan vertical (in. Plancherel, 1978).

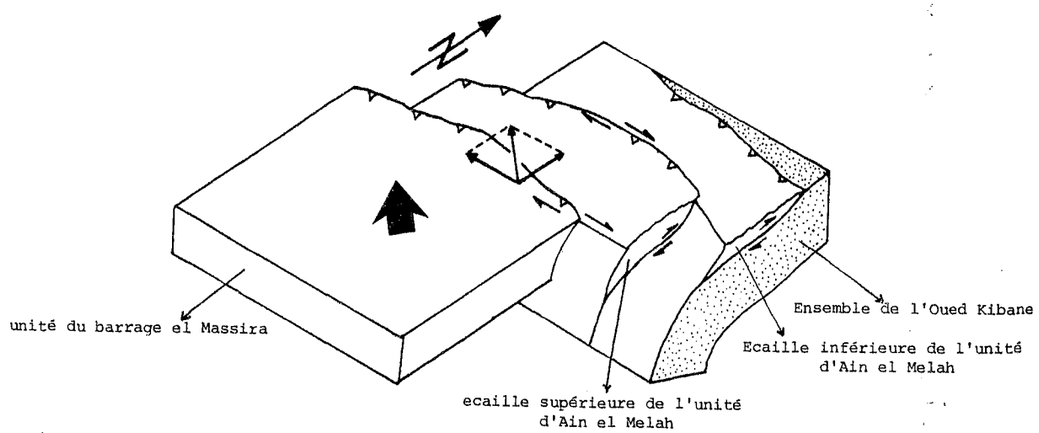



Fig. 158 : Bloc-diagramme interprétatif des contacts anormaux du secteur d'Ain el Melah : la direction de convergence (compression) se décompose, dans la zone de faiblesse d'Ain el Melah, en deux directions conjuguées respectivement parallèle et orthogonale à la direction du couloir de faiblesse hérité du socle.



Il paraît donc évident que cette déformation chevauchante tardive n'est que le résultat de l'accentuation du mouvement cisaillant caractéristique du secteur d'Ain el Melah. Rappelons que ce même cisaillement a engendré, dans un premier temps, un plissement $P_1$ synschisteux (plis à axes dispersés dans les plans axiaux) puis un découpage cassant dextre légèrement oblique par rapport à la schistosité $S_1$.

La limite occidentale de l'ensemble du barrage el Massira (fig. 100) qui correspond à une zone de cisaillement (accident d'Oulad Zednes) est constituée, d'après Jenny (1974), par deux composantes : une composante décrochante dextre, représentant l'élément majeur de l'accident et une composante chevauchante vers le Nord-Ouest considérée comme secondaire.

Si ces deux accidents, ceux d'Ain el Melah et d'Oulad Zednes, ont fonctionné en cisaillement décrochant dextre lors des premiers mouvements de raccourcissement post-viséen terminal (déformation majeure), il ne semble pas le cas lors des déformations tardi-hercyniennes : le mouvement cisaillant décrochant dextre d'Ain el Melah a continué à évoluer lors des déformation tardi-hercyniennes alors que celui d'Oulad Zednes s'est arrêté et ne s'est manifesté pendant cette période que par un déversement vers le Nord-Ouest des anciens décrochements dextres et des plis $P_1$ et $P_2$. Ceci semble le résultat d'une légère réorientation de la direction du serrage à N115° (fig. 159) empêchant une zone de fonctionner en cisaillement décrochant dextre et permettant à l'autre de continuer son fonctionnement initial auquel s'ajoute une composante chevauchante.

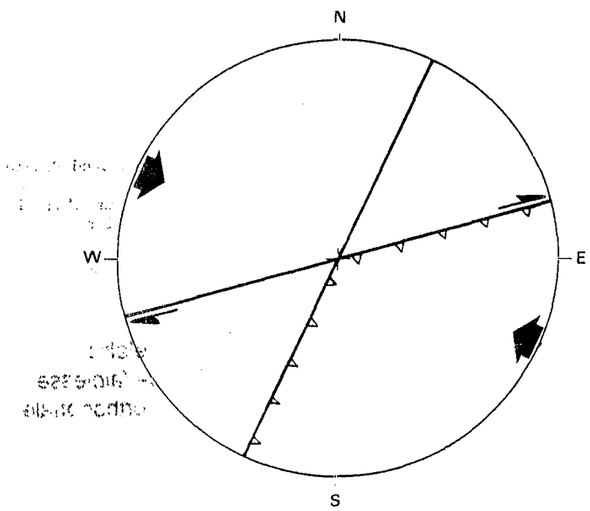



Fig. 159 : Direction de compression lors de la déformation tardi-hercynienne.

2.2 - *Le premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux dans l'ensemble de Mechra ben Abbou*

Ce premier épisode de tectonique tangentielle y est difficile à mettre en évidence pour deux raisons :

- En l'absence de schistosité $S_1$ ou de plis $P_1$, il n'est pas aisé de le distinguer des glissements synsédimentaires et des glissements gravitaires précoces post-plissement $P_o$ qui affectent lès roches de l'ensemble de Mechra ben Abbou.

- En l'absence de conglomérats molassiques, il est difficile de le dissocier de la phase de déformation tangentielle post-orogénique, car dirction et vergence sont sensiblement les mêmes dans les deux cas.

On peut citer quelques structures appartenant à cet épisode malgré des difficultés de chronologie.

- A 600 m au Nord-Ouest de Sidi Abdelaziz affleure une écaille de calcaires à *Productus* du Viséen supérieur prise en sandwich entre les pélites à lits gréseux et calcaires du Dévonien inférieur (fig. 160). La schistosité $S_1$ N150°, 70° NE affectant ces calcaires n'est observable ni dans les terrains sus-jacents ni sous-jacents, ce qui indique qu'il s'agit d'un phénomène post-schisteux. Sur la bordure méridionale de cette écaille, une tranchée laisse voir des lentilles de cisaillement dont le plan d'aplatissement moyen est subhorizontal à légèrement penté vers le Sud-Ouest, portant sur leur surface des stries de friction de direction N130° subhorizontales (fig. 160-B).

- Dans le secteur de Draa Mils, s'empilent des écailles et des klippes (fig. 162) de tailles variables dont quelques unes n'ont pas été cartographiées en raison de leur faible extension. Il s'agit d'un écaillage de terrains constitués d'alternance de pélites, de grès et de calcaires à entroques du Dévonien inférieur chaotique et de calcaires jaunes du Viséen terminal (V3c supérieur). La schistosité $S_1$, assez répandue dans ces écailles, est de direction et pendage variables d'une écaille à l'autre, ce qui implique une tectonique tangentielle ici post-schistosité $S_1$. Deux familles de stries de friction sont marquées sur les plans de cisaillement subhorizontaux, sans critères chronologiques pour situer l'une par rapport à l'autre : une famille a une direction N130° et l'autre une direction Nord-Sud. Il semblerait que la mise en place de ces écailles se soit effectuée lors du premier épisode de tectonique tangentielle, mais avec une



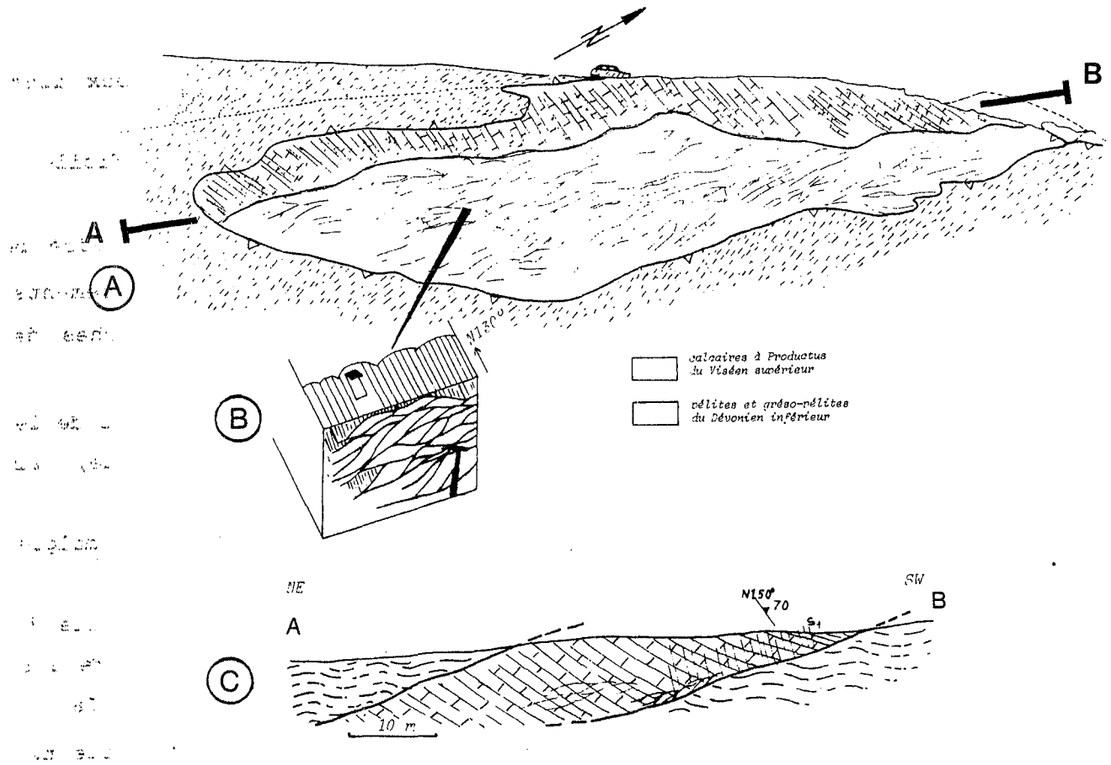



Fig. 160 : A - Vue panoramique à 600 m au Nord de Sidi Abdelaziz montrant le chevauchement des terrains dévonien inférieur sur ceux du viséen supérieur découpés en amygdales.
B - Détail de l'amygdalisation affectant les calcaires du Viséen supérieur.
C - Coupe SW-NE montrant l'écaille viséenne prise en sandwich entre les terrains pélitiques du Dévonien inférieur.

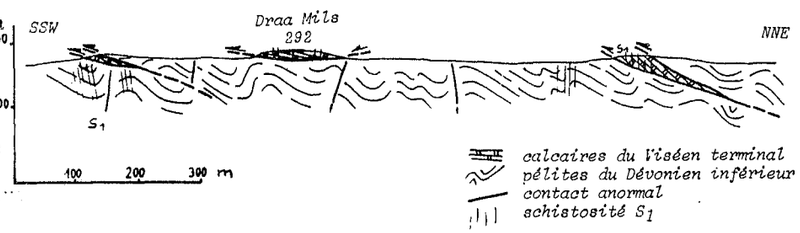



Fig. 162 : Coupe NNE-SSW à travers les écailles du calcaire viséen terminal (V3c supérieur) de la région du Draa Mils.

réactivation lors du second épisode qui, comme on le verra dans ce qui suit, présente un sens de déplacement du Nord vers le Sud.

Quand il n'y a pas de superposition anormale de terrains, cet épisode de tectonique tangentielle post-schisteux est souvent marqué par des plans de cisaillement subhorizontaux à faiblement pentés qui découpent les terrains sans produire de grands décalages (fig. 163). Les stries de friction enregistrés sur ces plans de cisaillement sont de direction moyenne N130°.

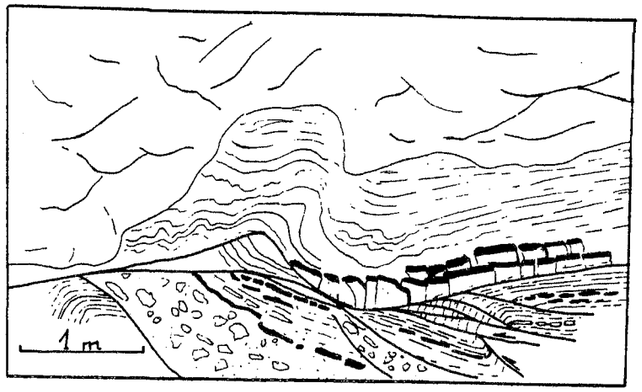



Fig. 163 : Schéma montrant un cisaillement lié au premier épisode de tectonique tangentielle manifesté dans des terrains de grès et pélites du Dévonien inférieur affleurant sous le massif calcaire dévonien moyen d'Oulad Barka. Des stries de friction enregistrées sur les plans de cisaillement peu pentés vers le Sud-Est sont de direction N125°.

### 2.3 - *L'écaille $e_4$ de l'unité de la Gada Jennabia*

Elle constitue la seule écaille de l'unité allochtone de la Gada Jennabia dont le contact de base ait un caractère cisaillant post-schisteux.

Au Sud-Ouest, ce contact n'est pas évident, mais on observe un contact net entre le substratum de l'écaille, aux terrains dévoniens inférieurs caractérisés par une chaotisation synsédimentaire et un plissement $P_1$, et les terrains de l'écaille $e_4$ également dévoniens inférieurs mais structurés en monoclinaux à pendage Nord-Ouest.

A l'Est, dans le secteur de Sidi Abdelaziz, le contact tronque les structures des terrains sus-jacents et sous-jacents. Des lentilles décamétriques formées de cinérites attribuées au Viséen supérieur par analogie de faciès se trouvent coincées entre le substratum et l'écaille $e_4$.



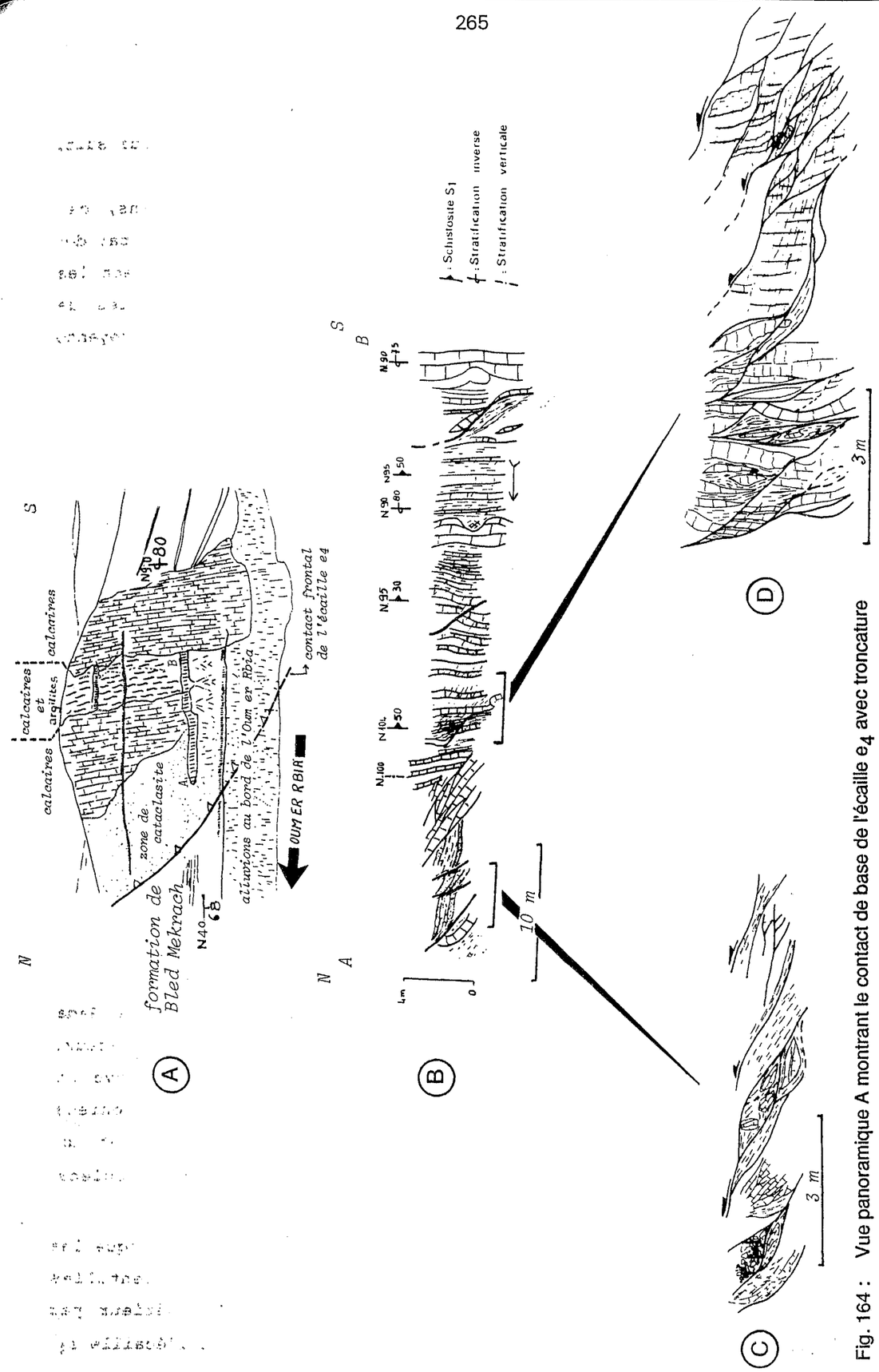



Fig. 164 : Vue panoramique A montrant le contact de base de l'écaille $e_4$ avec troncature basale des couches viséennes subverticales de l'écaille. Les coupes de détail B,C et D relevées à proximité du contact montrent une amygdalisation des couches avec déplacement des amygdales supérieures vers le Nord et le Nord-Ouest.

Au Nord-Est, le contact de base est facilement mis en évidence en raison des troncatures basales des plis synschisteux de l'écaille et sommitales des structures du substratum. Des tranchées creusées dans les falaises du défilé de l'Oum er Rbia pour l'étude géologique du site d'un barrage permettent de voir à la fois le contact de base et la structure interne de l'écaille (fig. 164) : le contact de base est matérialisé par une cataclasite formée d'un matériel calcaire et argileux broyé. Plus loin du contact, vers le Sud, les calcaires viséen supérieur en couches subverticales à renversées vers le Sud, sont cisaillées suivant des plans faiblement pentés vers le Sud. Ceci entraîne un découpage en amygdales qui, dans les tranchées nord-sud, montrent un allongement dans une direction méridienne. Les plans de contact des amygdales sont soulignés par des brèches d'épaisseur centimétrique constituées principalement d'un matériel silteux.

Au SSW de Koudiat Merija, sur la rive gauche de l'Oum er Rbia, en falaise, une coupe naturelle (fig. 165) montre que la structure interne de l'écaille $e_4$ peut, elle aussi, être découpée par des plans d'écaillage peu pentés vers le Sud. Ce découpage, observé à la base de la falaise, n'est pas évident dans les terrains sus-jacents. Il semble donc être caractéristique de la seule base de l'écaille et par conséquent son contact tangentiel de base paraît près de la surface topographique, ce qui confirme le *caractère pelliculaire* de cette écaille.

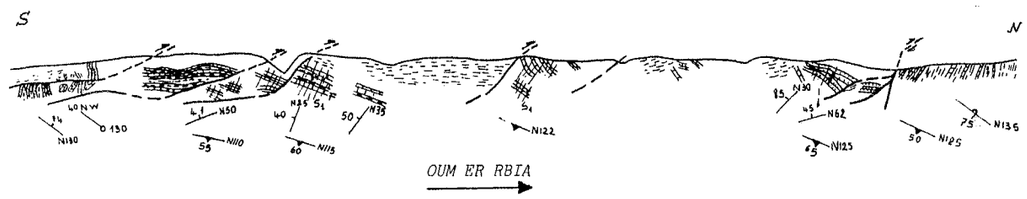



Fig. 165 : Découpage tangentiel au sein de l'écaille $e_4$ (Viséen supérieur) : coupe relevée sur la rive gauche de l'Oum er Rbia à 200m au Sud-Ouest de Koudiat Merija.

2.4 - *Conclusion sur le premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux*

Dans les Rehamna nord orientaux, le premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux se manifeste par un écaillage et des chevauchements en direction de WNW à Nord-Ouest.

- Au Nord de l'ensemble du barrage el Massira, dans la région d'Ain el Melah, les chevauchements à vergence WNW ont un dispositif en éventail



(flower structures), expression en surface d'une zone de cisaillement décrochant profond tels que le confirment les indices de décrochements dextres dans le plan de contact de base de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou qui est moyennement penté vers le Sud. Ce mouvement de cisaillement post-schisteux constitue un prolongement dans le temps de celui engendrant le plissement $P_1$ puis le cisaillement cassant dextre.

- Le plan de chevauchement basal de l'écaille $e_4$ (unité de la Gada Jennabia) qui coupe $S_1$ implique une remobilisation de la partie sud-ouest de la nappe de la Gada Jennabia lors du serrage tardi-hercynien la faisant chevaucher, avec une vergence nord-ouest, à la fois l'écaille $e_3$ et le substratum : remobilisation tardive puisque cette écaille $e_4$ est considérée comme initialement mise en place par glissement gravitaire tout comme les autres écailles de l'unité avec lesquelles elle présente une analogie de faciès. Cette remobilisation peut impliquer ainsi un déplacement post-schisteux de faible ampleur.

- Ces chevauchements liés au premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux, que nous avons mis en évidence dans les Rehamna nord-orientaux, ne donnent que de faibles déplacements (quelques kilomètres) par rapport à celui de l'unité de Benguerir sur celle d'Oulad Aguil (Cornée, 1982) et celui de l'unité de Sidi Abdallah sur le môle côtier (Rais-Assa, 1984) qui, eux par contre, sont considérés par ces auteurs comme déplacés sur des distances décakilométriques.

- Cette phase de déformation tangentielle post-schisteuse qui semble à l'origine de la troncature et du déversement des structures antérieures ($P_1$ et $P_2$) vers le Nord-Ouest, intervient après le cisaillement cassant dextre et est antérieure à la mise en place de filons microdioritiques qui se sont intrudés dans les plans de chevauchement. Elle est également antérieure aux dépôts des molasses rouges permo-carbonifères scellant, dans les Rehamna sud-orientaux, le contact anormal peu penté qui superpose l'unité de Ben Guerir à celle d'Oulad Aguil (Cornée, 1982).

## *B - LE DEUXIEME EPISODE DE TECTONIQUE TANGENTIELLE POST-SCHISTEUX*

Dans les Rehamna, cet épisode de tectonique tangentielle a laissé des traces aussi bien au Sud (Cornée, 1982) qu'au Nord (Rais Assa, 1984).

Dans les Rehamna sud-orientaux (fig. 100), Cornée (1982) rattache le chevauchement de l'unité de jbel Kharrou sur celle de Ben Guerir ainsi que le chevauchement de l'unité de Dalaat sur celle du jbel Kharrou à cet épisode. Le déplacement des unités s'est fait *du Nord vers le Sud* ou *du NNE vers le SSW*. Dans les Rehamna du Nord, Rais Assa (1984) décrit des chevauchements de même âge relatif dans la région des Skikirat où des terrains disloqués, appartenant à notre ensemble de Mechra ben Abbou, chevauchent l'unité métamorphique de Sidi Abdallah (fig. 100), elle aussi découpée par des contacts tangentiels tardifs pentés vers le Nord et le Nord-Est.

*1 - Les écailles du secteur de Skikirat*

Des indices de tectonique tangentielle ont été signalés dans la région de Skikirat par Michard *et al.* (1982). Le phénomène a été généralisé par Rais Assa (1984) qui a divisé cette région en deux unités superposées par l'intermédiaire d'un contact tangentiel subhorizontal à peu penté vers le Nord : l'unité de Sidi Abdallah surmontée par l'unité de Skikirat (fig. 5).

De l'étude de cet auteur, nous tirerons les éléments importants suivants :

- Dans la tranchée de chemin de fer de Skikirat, les terrains viséens sont découpés par deux générations de failles peu pentées vers le Nord engendrant une amygdalisation ayant pour résultat une diminution de l'épaisseur de la série. Ce phénomène est lié à un déplacement des écailles sus-jacentes.

- Sur les plans de ces failles plates ou peu pentées se trouvent deux groupes de stries dont la chronologie n'est pas établie : l'un de direction N130° a été interprété comme étant lié au premier épisode de tectonique tangentielle post-schisteux : le sens de déplacement se fait du Sud-Est vers le Nord-Ouest. L'autre groupe qui rassemble le plus grand nombre de stries, montre un éventail entre N160° et N50° ; l'auteur pense que ces stries sont liées à un deuxième épisode de tectonique tangentielle post-schisteux nord-sud.

Dans le secteur étudié et notamment à l'Ouest de l'unité de la Gada Jennabia, des indices de cet épisode de déformation sont souvent représentés : on citera les stries de friction nord-sud marquées sur les contacts anormaux séparant les écailles de Draa Mils et les plis, rencontrés dans les régions de Skikirat et de Bou Assoun, qui sont de direction N100° à N140°, déversés vers le Sud, et parfois découpés par des plans de



cisaillement parallèles à leur plan axial.

*2 - Importance des déplacements liés au second épisode de tectonique tangentielle*

En raison des pendages monotones vers le Nord des terrains de l'unité de Sidi Abdallah, les faciès métamorphiques qui, dans le secteur des Skikirat, sont du type chlorite-muscovite, doivent se prolonger encore loin vers le Nord avant d'atteindre les faciès anchizonaux et de diagenèse. Ceci pourrait indiquer que leur recouvrement par l'ensemble de Mechra ben Abbou est important. Les deux épisodes de tectonique tangentielle sont inscrits sur ce contact de recouvrement, par conséquent il est difficile d'attribuer l'essentiel de déplacement à l'un ou à l'autre des deux épisodes. Ce qui paraît clair est que, dans ce secteur, le second épisode réactive les plans de chevauchement édifiés lors du premier épisode.

*Chapitre* IX

# L E S  D E F O R M A T I O N S  P O S T - O R O G E N I Q U E S

Les déformations postérieures à l'orogenèse hercynienne *s.s.* ont été définies par rapport à la série molassique rouge discordante sur le paléozoïque plissé, cisaillé et écaillé durant l'orogenèse hercynienne. Nous distinguons *deux épisodes de déformation post-orogéniques* : un épisode lié à une extension, en relation avec la formation du bassin dans lequel se sont déposés les conglomérats de la formation 1 ; cette extension engendre surtout un découpage du substratum anté-viséen terminal par des failles N30°, N130° mais surtout N80° avec basculement de panneaux découpés (voir étude stratigraphique). L'épisode suivant que nous développerons dans ce chapitre, consiste en un serrage avec plissement de la formation 1 et écaillage, suivi de fracturation impliquant également les terrains dévono-viséens sous-jacents.

## *1 - Plissement de la formation 1 (Pl. 4)*

Le style des déformations des séries molassiques de la région de Mechra ben Abbou et de leur substratum paléozoïque est lié directement à l'existence de la faille N80° de Nahilat, responsable des variations d'épaisseur de la couverture détritique et volcanique et de la répartition en un demi-graben sud et d'un promontoire nord (pag...).

*Dans le demi-graben sud,* la séquence conglomératique, puissante, a une structure monoclinale à fort pendage nord. Dans ce monoclinal, les pendages relevés sur le terrain, qui varient de 70° à 45° nord, font apparaître des ondulations d'axe N80° de faible amplitude (fig. 166). Ces structures, compte tenu de leur style, semblent appartenir à un vaste anticlinal englobant l'ensemble des Rehamna : les conglomérats du



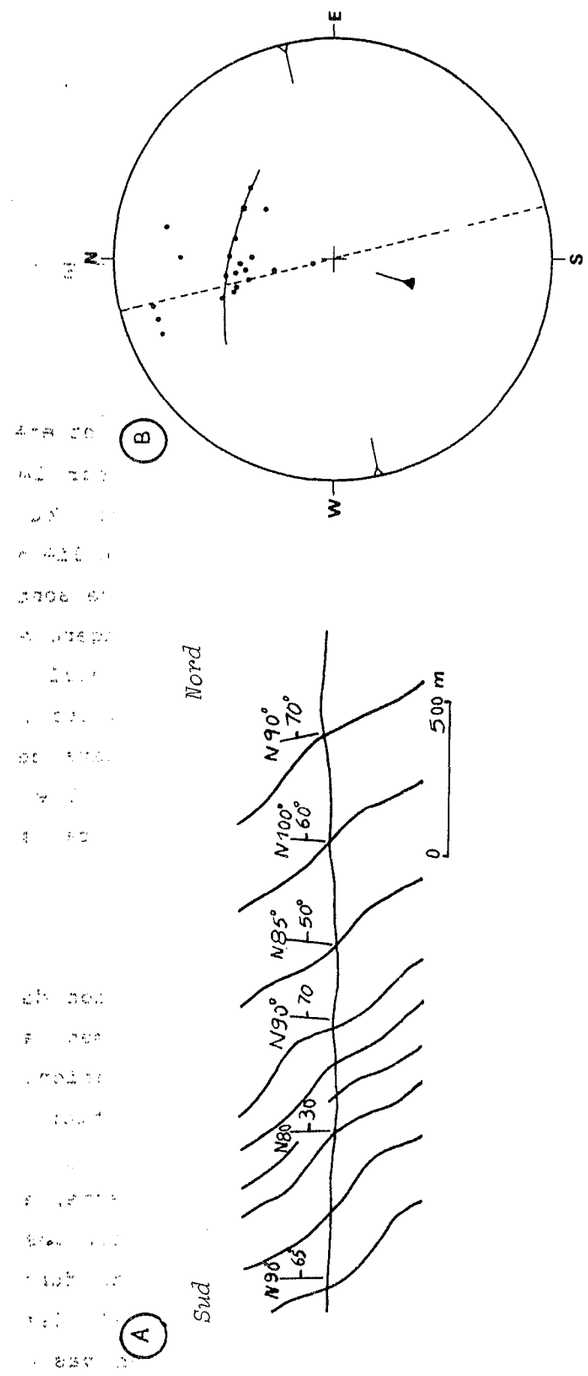



Fig. 166 : Coupe le long de la R.P.7. A montrant une ondulation moyenne N80°B affectant les terrains conglomératiques rouges post-orogéniques.

demi-graben de Mechra ben Abbou représenteraient son flanc septentrional, ceux des Rehamna sud-orientaux, à pendage sud, pouvant constituer son flanc méridional et ceux de la couverture d'Allahia, très faiblement pentée à l'Est, se plaçant sur la voûte anticlinale (fig. 167).

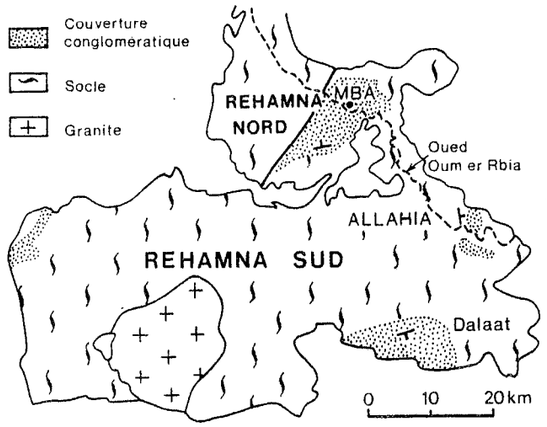



Fig. 167 :

Position des affleurements des conglomérats post-orogéniques dans le massif paléozoïque des Rehamna.

*La série du promontoire nord*, plus mince, montre un style de déformation complètement différent. Cette déformation se traduit par des plis dissymétriques, déversés au NNW, d'axe orienté N60°, 25°WSW (fig. 168) et de demi-longueur d'onde hectométrique. Ce style de déformation apparaît aussi bien dans la couverture conglomératique du promontoire que dans les terrains dévono-carbonifères du substratum. Ceci explique la présence, à l'Est du village de Mechra ben Abbou, de plis N70° à N90° déversés au Nord (fig. 169) jusque là considérés comme liés au serrage hercynien mais difficiles à associer aux plis $P_1$ synschisteux du fait que eux sont de direction variable du NW-SE au NNE-SSW.

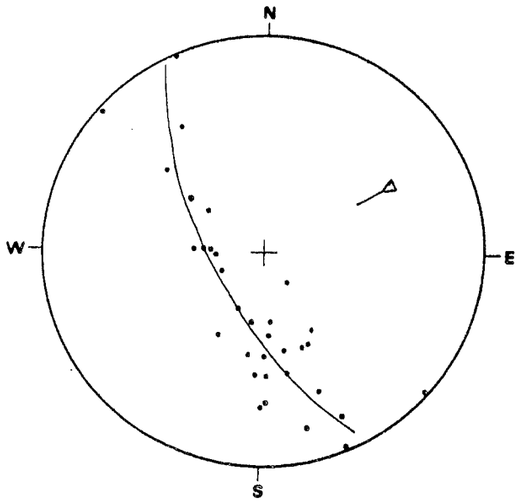
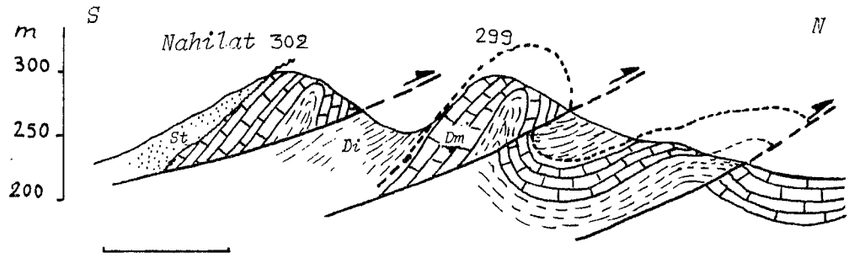



Fig. 168 :

Stéréogramme donnant l'axe calculé du pli-sement des conglomérats post-orogéniques au Nord de Koudiat Gara.






*St : Strunien*
*Dm : Dévonien moyen*
*Di : Dévonien inférieur*

Fig. 169 : Coupe nord-sud à travers les collines situées à l'Est de Mechra ben Abbou montrant les chevauchements du Sud vers le Nord des formations du substratum des conglomérats post-orogéniques.

Le déversement des plis vers le NNW dans les conglomérats, au Nord de Koudiat Gara, est parfois accompagné, au voisinage de la charnière, d'un clivage de plan axial avec étirement des galets suivant une direction N150°. Cet étirement affecte préférentiellement les galets quartzitiques de forme originellement ovale dont le grand axe est disposé perpendiculairement à l'axe b des plis ; les galets calcaires sont flués.

*2 - Ecaillage de la formation 1*

*Dans le demi-graben sud*, à proximité immédiate de la faille de Nahilat, l'accentuation du serrage conduit à un écaillage et une amygdalisation avec des stries de friction N170° à N20°, fortement pentées au Sud, bien marquées dans les faciès argilo-gréseux.

*Dans le promontoire nord*, aussi bien dans les conglomérats que les pélites et calcaires dévono-viséens du substratum, l'accentuation du déversement des plis conduit à une rupture dans les flancs inverses suivie de chevauchements : au Nord-Est de Koudiat Gara, les couches conglomératiques à pendage inverse jusqu'à 30° sud (polarité vérifiée par le granoclassement et les structures chenalisantes) sont surmontées, en contact anormal à faible pendage sud, directement par les quartzites famennien terminal (Strunien) (fig. 170). Le contact de chevauchement se suit sur 2 km vers l'Ouest jusqu'au Nord de Bouchhada (Pl. 1) où, également, des terrains dévono-viséens surmontent, en contact peu penté vers le Sud, les conglomérats à polarité inverse. Les stries de friction associées à ces

chevauchements indiquent des mouvements de rotation lors du déplacement qui passe de la direction N140° à N10° (fig. 171). Des chevauchements de même style et de même direction affectent également le substratum paléozoïque à l'Est du village de Mechra ben Abbou, engendrant un empilement d'écailles de matériel d'âge dévonien inférieur, dévonien moyen, dévonien supérieur (Strunien) et viséen supérieur (fig. 169).

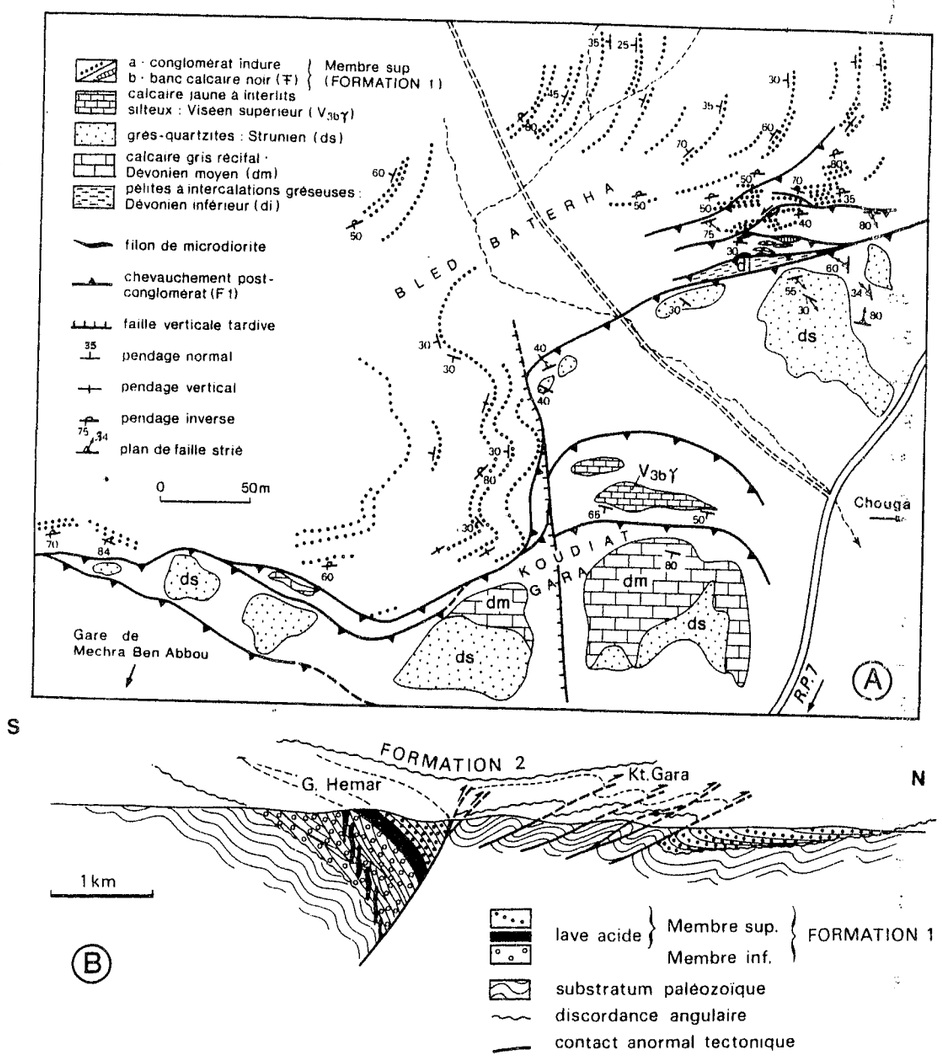



Fig. 170 : A - Cartographie de détail dans le secteur de Koudiat Gara.
B- Coupe nord-sud dans les Rehamna septentrionaux montrant le plissement et écaillage affectant les conglomérats post-orogéniques et leur substratum.



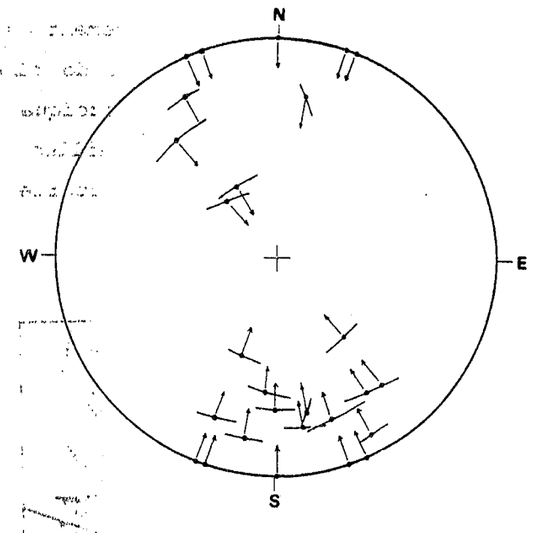



Fig. 171 :

Stéréogramme des stries de friction enregistrées dans les quartzites struniens de la région de Koudiat Gara.

Dans le secteur Nord-Ouest de Koudiat Gara (fig. 170-A), les conglomérats viennent en contact par faille nord-sud subverticale avec le Paléozoïque chevauchant. La déformation des conglomérats est ici synchrone du mouvement de la faille comme le montre le renversement des couches et la présence de plis coniques. Le jeu de la faille est à la fois normal et senestre. Ce déplacement senestre est aussi vérifié par les stries subhorizontales relevées sur des miroirs de failles mineures.

Il est intéressant de relever la présence d'un filon de microdiorite dans le contact de chevauchement séparant les terrains dévoniens des conglomérats rouges, à 200 m au NNE de Koudiat Gara (fig. 170-A). Ce filon discontinu, de 10 à 30 cm d'épaisseur, s'est introduit dans le contact postérieurement à l'écaillage, ainsi qu'en témoignent le moulage des épontes et l'absence de cataclase des roches filoniennes. Le filon qui post-date le chevauchement n'est pas daté chronologiquement. Il appartient vraisemblablement à l'essaim de filon post-autuniens de même type qui recoupent le granite de Brikine (fig. 100) daté 273 ± 2 m.a. (Tisserant, 1977).

*3 - Fracturation N30°*

Après l'épisode de plissement et de chevauchement, des failles N30°, verticales, apparaissent : le bloc d'Ajer el Baëd dans le domaine sud limité par deux failles N30° est soulevé ; il a été ensuite décapé de la formation 1 par érosion avant la transgression de la coulée volcanique acide de la formation 2 qui repose à cet endroit directement sur le substratum paléozoïque.

Après le dépôt de la formation 2, se produit un nouveau rejeu vertical de certaines des failles N30°. Celle de l'Oued Tarfa, en bordure du môle côtier, a pour effet d'effondrer l'ensemble du bassin de Mechra ben Abbou en provoquant une flexure synclinale d'axe N30° dans les couches conglomératiques (Draa Damania) (fig. 172).

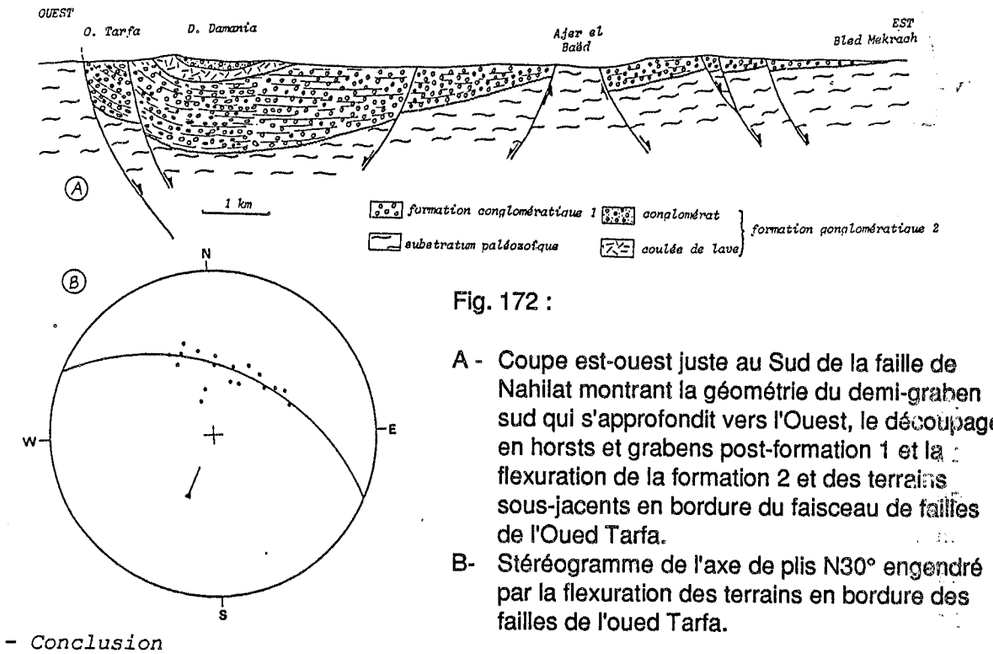



Fig. 172 :

A - Coupe est-ouest juste au Sud de la faille de Nahilat montrant la géométrie du demi-graben sud qui s'approfondit vers l'Ouest, le découpage en horsts et grabens post-formation 1 et la flexuration de la formation 2 et des terrains sous-jacents en bordure du faisceau de failles de l'Oued Tarfa.

B- Stéréogramme de l'axe de plis N30° engendré par la flexuration des terrains en bordure des failles de l'oued Tarfa.

*4 - Conclusion*

Le style de déformation dans la couverture molassique et notamment celle de la formation 1 semble être directement lié à l'épaisseur des dépôts : les séries les plus épaisses du demi-graben sud (Sud de la faille de Nahilat) paraissent dessiner un large pli anticlinal N80° s'appuyant sur le promontoire nord et provoquant par contre-coup, dans la couverture réduite de celui-ci, une série de plis N60° à N80° déversés au NNW et des chevauchements vers le Nord et le NNW impliquant aussi le substratum paléozoïque.

L'étude des éléments tectoniques (striation, axe de pli et étirement de galets des conglomérats) permet de définir un raccourcissement Z nord-sud à N150° (fig. 173). Cette direction est assez semblable à celle déterminée, pour la même période, dans le Haut-Atlas occidental (Ferrandini *et al.*, 1987) et dans le Maroc central (Cailleux *et al.*, 1982).

Les failles N30° et est-ouest à N80° qui affectent tardivement les molasses post-orogéniques paraissent être héritées du substratum hercynien voir même précambrien : ce sont les directions d'anisotropie qui ont déjà



joué un rôle important dans la sédimentation paléozoïque et la tectonique hercynienne.

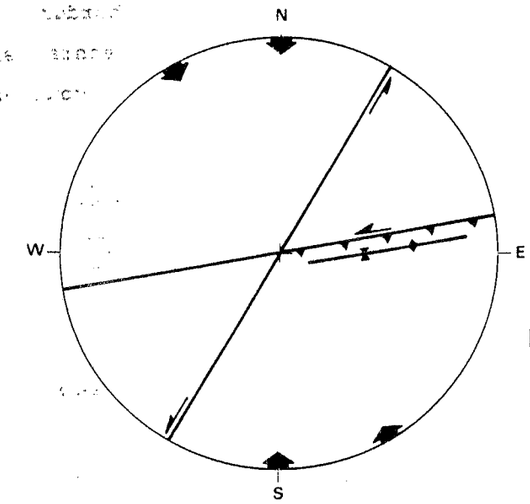



Fig. 173 : Direction de compression régionale lors de la déformation post-orogénique (déformation postérieur aux conglomérats de la formation 1).

Compte tenu de la direction de raccourcissement Z nord-sud à N150°, le plissement et le chevauchement qui affectent la couverture molassique de la formation 1 et son substratum paraissent liés au coulissement senestre des failles N30° et N80° qui découpent le substratum. Par extension on peut envisager que le jeu senestre relevé sur certaines grandes failles N30° de la Méséta est de même âge c'est-à-dire Stéphano-Permien. La montée du pluton granitique d'Oulmès daté 268 ± 7 m.a. (Tisserant, 1977) synchrone du jeu senestre d'une faille N10° (Diot *et al.*, 1987) paraît en être la confirmation.

Dans le secteur de la Gare de Mechra ben Abbou (fig. 170), certaines des failles chevauchantes attribuées à la déformation post-conglomérats 1 (formation 1) peuvent correspondre à des failles initialement synsédimentaires de la même famille que celle N80° de Nahilat, mais qui ont été réactivées lors du serrage nord-sud à N150°. Ce même raisonnement peut être envisagé pour les chevauchements des Skikirat - Sidi Abdallah : les failles actuellement chevauchantes à vergence sud (ou seulement quelques unes de ces failles) peuvent correspondre à d'anciennes failles normales synsédimentaires à pendage nord, faisant partie de la bordure sud du bassin est-ouest de Mechra ben Abbou où s'est déposée la formation 1. Le serrage qui a engendré les chevauchements à vergence nord à NNW du secteur de la Gare de Mechra ben Abbou pourrait être également à l'origine des chevauchements de Skikirat - Sidi Abdallah édifiant ainsi une structure en

éventail (fig. 174). Toutefois l'absence de conglomérats dans cette zone, au contact de ces failles ne permet pas de l'affirmer.

Les failles chevauchantes de Skikirat ne sont pas toutes des failles initialement synchrones des dépôts conglomératiques ; certaines sont liées au premier épisode de tectonique tangentielle, comme en témoignent les stries de friction N130°, et ont été remobilisées dans un sens nord-sud lors du serrage post-conglomératique.

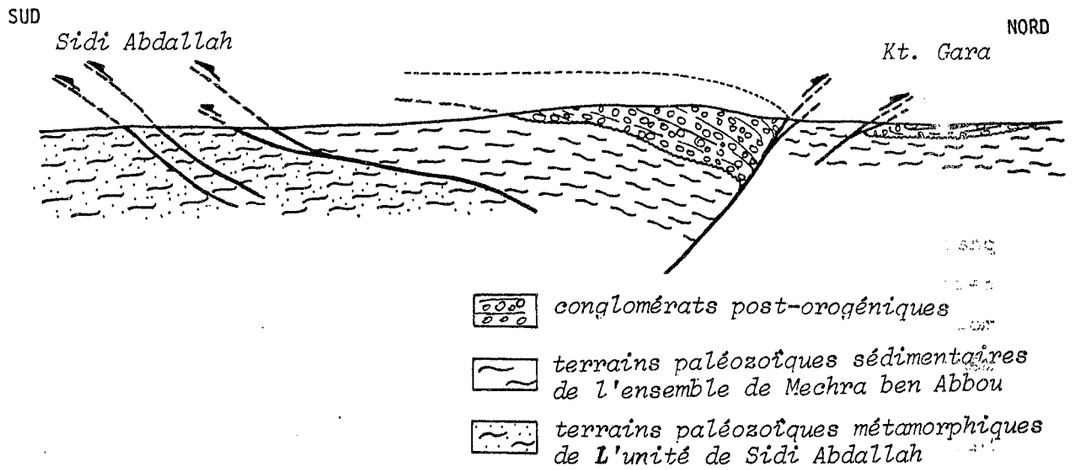



Fig. 174 : Coupe nord-sud montrant des structures en éventail possibles en partie liées au serrage post-conglomérats de la formation 1.



*Chapitre IX*

# RESUME : EVOLUTION TECTONIQUE DES REHAMNA SEPTENTRIONAUX

Les déformations analysées traduisent la superposition de plusieurs phases de serrage : serrages hercyniens qui se sont produits entre le Viséen terminal (V3c supérieur), dernier terrain plissé et le Westphalo-Permien molassique discordant ; serrage post-hercynien qui affecte les molasses en même temps que le Paléozoïque déjà plissé.

La phase de plissement anté-Viséen supérieur reconnue à l'Est du Maroc central (Allary *et al.*, 1972) et dans les boutonnières orientales (Vauchez, 1976 et Hoepffner, 1978) n'a pas d'équivalent ici. Au contraire, pendant cette période, une phase d'extension caractérise la région de Mechra ben Abbou.

Après les dépôts des terrains du Viséen supérieur sur un substratum fracturé en panneaux et à matériel disloqué, intervient une *première phase de plissement* $P_0$ très modérée, pratiquement sans schistosité, de direction moyenne est-ouest qui n'a été mise en évidence que dans la lanière de Bled Mekrach. Elle a été suivie ensuite par une érosion décapant les charnières des anticlinaux édifiés et également une pénéplanation des terrains sur lesquels se sont mises en place les écailles de l'unité de la Gada Jennabia. Nous pensons que le déplacement de la nappe de la Gada Jennabia s'est effectué en deux étapes : d'abord par cisaillement se produisant à la suite du serrage qui a engendré les plis $P_0$ puis par glissement gravitaire lors d'une phase de relaxation synchrone à l'érosion de terrains plissés dont les produits ont alimenté le bassin flysch de Skikirat.

Ces deux épisodes de déformation, plissement précoce et mise en place de nappe, n'ont encore jamais été signalés dans les Rehamna. Des phénomènes identiques ont pourtant été reconnus ailleurs : à l'Est du Maroc

central (Allary *et al.*, 1972), dans les Jebilet central et oriental (Muller *et al.*, 1983 ; Oukemeni, en cours), dans le Haut-Atlas d'Aït Tamlil (Jenny et Le Marrec, 1980) ; mais il y a une différence notable à savoir que la phase de plissement précoce précédant la mise en place des nappes est, dans ces quatre régions orientales, plus intense et accompagnée d'une schistosité.

La déformation majeure paraît être contrôlée par des zones de faiblesse dont la direction est celle de la fracturation principale des bassins ordovicien, dévonien et famenno-viséen (nord-sud à N30° et N70° à N80°). En raison de l'orientation de la direction de raccourcissement qui est, pendant cette phase, N80° à N85°, ces zones de faiblesse fonctionnent en cisaillements verticaux à composante décrochante dextre. Leur répartition très irrégulière dans le détail offre un schéma d'ensemble simple et cohérent à l'échelle régionale : quatre lanières peu déformées, séparées par des couloirs intensément tectonisés ont été mis en évidence. Dans l'ensemble de l'Oued Kibane et celui de Mechra ben Abbou surmonté des écailles $e_1$, $e_2$ et $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia, les couloirs et lanières sont orientés dans une direction subméridienne à N30°. Ils sont interceptés par ceux de l'ensemble du barrage el Massira, dont la direction passe de N70° vers l'Est à N20°-30° à l'Ouest.

La partie centrale de chaque lanière est occupée par de larges structures plissées $P_1$ de même direction que l'allongement général de la lanière. La schistosité associée à ces plis est de type fruste. Sur les bordures des lanières, l'intensité de la déformation augmente très rapidement avec fort développement de la schistosité $S_1$. Cette schistosité $S_1$ est oblique sur les limites du couloir. Elle rentre dans le couloir en changeant rapidement de direction et tend alors à se paralléliser à la direction du couloir.

Dans les couloirs de cisaillement où la déformation est intense, les plis $P_1$ sont serrés et les axes de plis sont dispersés dans les plans axiaux verticaux nord-sud ; l'intensité de déformation croît en direction méridionale. C'est dans ces couloirs que le prolongement du serrage va engendrer en continuité une seconde phase de plissement $P_2$ accompagnée ou suivie, selon les couloirs, de cisaillement cassant. Tous ces caractères montrent qu'on se situe dans un étage tectonique caractéristique de la limite entre la schistosité et la fracturation.



L'exagération des *mouvements cisaillants décrochants dextres* dans le couloir d'Ain el Melah produit des chevauchements selon un modèle de *structures en éventail*. Cette phase de déformation qui paraît être produite après une réorientation de la direction de serrage à N115° est responsable du déversement des structures vers le Nord-Ouest ainsi que des chevauchements dans ce même sens, caractéristiques du massif des Rehamna.

Une évolution structurale semblable avec des cisaillements synschisteux à composante décrochante dextre a été décrite par Piqué (1979) dans la Méséta nord-occidentale à la jonction entre le môle côtier et le Maroc central (zone de Ben Slimane, de l'Oued Cherrat et de l'Oued Yanem). Aussi bien dans ces zones que dans les Rehamna qui représentent leur prolongement méridional, les couloirs de cisaillement ainsi localisés paraissent coïncider avec les linéaments subméridiens qui ont précédemment contrôlé la sédimentation pendant le Paléozoïque.

La superposition des plissements $P_1$ et $P_2$ synschisteux avec développement du cisaillement cassant dans ces zones étroites traduit sans doute, dans la couverture Paléozoïque, l'effet de fractures découpant déjà en blocs le socle précambrien. Ce sont les mouvements relatifs de ces blocs qui engendrent les déformations de la couverture : déformation intense à l'aplomb des fractures et modérée dans les secteurs "protégés" au-dessus des blocs.

L'évolution tectonique post-orogénique se traduit par : ouverture d'un demi-graben N80° recevant des produits molassiques et volcaniques acides (formation 1) ; premier rejeu de failles N30° ; plissement N60° à N80° suivi de déversement des plis vers le NNW puis de chevauchements vers le Nord et le Nord-Ouest ; rejeu des failles N30° qui, avec la faille N80°, contrôlent la morphologie d'un nouveau bassin qui se superpose au premier (bassin recevant la formation 2). Le dernier rejeu des failles N30° engendre une flexuration des terrains à leur bordure.

# CONCLUSION GENERALE

## I - EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE ET TECTONIQUE DU MATERIEL PALEOZOIQUE DES REHAMNA SEPTENTRIONAUX (Pl. 6)

### *1 - Le matériel sédimentaire impliqué dans la chaîne hercynienne*

Les plus anciens terrains connus dans le Rehamna sont datés du *Cambrien*. Ils sont essentiellement présents dans le domaine occidental (môle côtier), mais aussi dans le domaine oriental où ils n'apparaissent qu'en deux affleurements étudiés. Ce système est représenté par la trilogie : calcaires et shales du Cambrien inférieur, schistes (shales) à *Paradoxides* et quartzites, datés ensemble du Cambrien moyen. L'épaisseur totale du matériel cambrien dans le domaine occidental est de 2000 à 8000 m. Ces terrains constituent un cycle qui débute par des dépôts carbonatés et s'achève par une émersion au Cambrien supérieur probablement liée à des mouvements épirogéniques (Cornée *et al.*, sous presse). Cette émersion pourrait être à l'origine de l'érosion du Cambrien supérieur (Destombes, 1983) qui précède la transgresion ordovicienne, début du second cycle.

Le second cycle comprend les dépôts argileux et gréseux de l'*Ordovien*, les argilites à graptolites du *Silurien*, les grès, conglomérats, pélites et calcaires bioclastiques du *Dévonien inférieur* et enfin les faciès récifaux et péri-récifaux du *Dévonien moyen* à *Frasnien inférieur*. Il s'achève par une émersion au Frasnien supérieur - début du Famennien.

Pendant ces deux cycles, les dépôts sont caractéristiques de ceux d'une plate-forme peu profonde subdivisée en *bassins* et *hauts-fonds* ayant des évolutions variées et contrôlées par des failles de direction subméridienne à N30° et ENE. Aucune discordance angulaire n'a été mise en évidence dans les dépôts du Paléozoïque inférieur et moyen des Rehamna septentrionaux, ce qui exclut l'existence, dans cette partie de la Méséta



marocaine, de plissement pendant les trois phases taconique, calédonienne et acadienne.

Après l'émersion au *Frasnien supérieur*, un fossé s'est développé dans la plate-forme pendant le *Famennien*. Assez profond et large dans la Méséta nord-occidentale (Piqué, 1979), ce fossé se rétrécit considérablement vers le Sud dans les Rehamna nord-orientaux où il n'est plus individualisé que par des faciès détritiques littoraux et deltaïques provenant en partie de l'érosion de sa marge occidentale émergée ou à peine submergée à Mechra ben Abbou. Sur cette marge du fossé, se produisaient, pendant l'ouverture, une érosion profonde des terrains émergés et peut-être un début de glissements gravitaires des terrains anté-famenniens. Lors du comblement du fossé, la mer a gagné vers l'Ouest et au *Famennien terminal (Strunien)* elle a déposé, aussi bien dans l'axe du bassin que sur sa bordure, un matériel détritique de type littoral (conglomérats, grès et calcarénites).

Pendant le Tournaisien et le Viséen inférieur, alors que la sédimentation se poursuivait encore dans la Méséta nord-occidentale, les Rehamna connaissaient une fois de plus l'émersion.

C'est au Viséen supérieur que la mer envahit de nouveau les Rehamna à la faveur de l'ouverture d'un bassin subméridien marqué par le jeu permanent des failles normales déjà en partie individualisées au Famennien et même dès le Dévonien inférieur. Elle y dépose, en gagnant progressivement vers l'Ouest, des faciès carbonatés et détritiques en même temps que se produit l'intrusion des roches gabbroïques et doléritiques du type tholéiitique caractéristique d'une *distension intracontinentale*.

### *2 - La déformation hercynienne*

Un serrage post *viséen supérieur* et peut être *anté-viséen terminal* intervient, après l'intrusion des roches magmatiques. Il engendre un plissement Po, modéré dans notre secteur d'étude, de direction moyenne est-ouest à N70°, puis, par cisaillement tangentiel se produisant plus à l'Est ou Sud-Est, la formation de la nappe de la Gada Jennabia qui évolue ensuite en nappe gravitaire. Synchrone du glissement gravitaire de celle-ci, un sillon occidental (Skikirat) s'ouvre et reçoit, pendant le Viséen terminal et probablement le Namurien, un wild-flysch dont le matériel paraît provenir de l'érosion du substratum et de la nappe de la Gada Jennabia.

Le serrage hercynien qui, dans les Rehamna, débute après le *Viséen terminal* (V3c supérieur), dernier terrain daté impliqué dans le plissement hercynien, est divisé en deux épisodes de déformation :

- La *déformation majeure* dans notre secteur d'étude est celle qui engendre deux phases de plissement $P_1$ et $P_2$ synchrones de schistosité $S_1$ et $S_2$ suivies d'un cisaillement cassant à composante décrochante dextre. Elle est variable des zones étroites (couloirs) à des zones larges (lanières) :

- *dans les couloirs étroits* qui sont répartis en deux directions nord-sud à N30° et N70°, sans doute hérités des zones d'anisotropie du socle sous-jacent, le serrage engendre successivement des plis $P_1$ serrés, à axes courbes, accompagnés d'une schistosité $S_1$ subparallèle à la direction du couloir ; ces plis sont déformés par des nouveaux plis $P_2$ avec schistosité $S_2$ subparallèle à $S_1$, puis, de manière synchrone ou métachrone au plissement $P_2$, apparition d'un cisaillement cassant subvertical dextre découpant les plis $P_1$, parfois les plis $P_2$, parallèlement (ou avec légère obliquité) à leurs plans axiaux.

- *dans les lanières* où seul le plissement $P_1$ est imprimé, on distingue deux types de plis : les premiers, très amples, d'amplitude nettement inférieure à leur demi-longueur d'onde kilométrique, sont orientés parallèlement à la lanière et occupent son centre ; les seconds, serrés et synschisteux, sont localisés en bordure des couloirs de cisaillement par rapport auxquels ils sont obliques. Cette déformation majeure semble être contrôlée par des mouvements cisaillants à composante décrochante dextre se produisant le long des couloirs étroits où la déformation est la plus intense. Le fonctionnement synchrone de ces couloirs nord-sud à N30° et N70° implique que le raccourcissement à l'état final de cette déformation est orienté N80° à N85° (fig. 175).

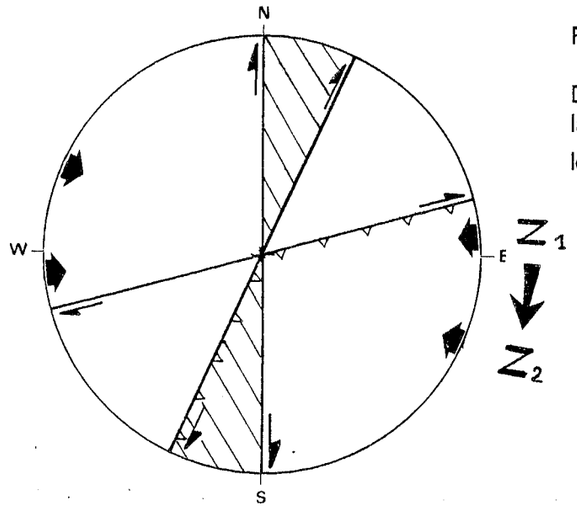



Fig. 175 :

Direction de compression régionale lors de la déformation hercynienne majeure $Z_1$ et lors de la déformation tardi-hercynienne $Z_2$.



- La *déformation tardive* intervient après une rotation de cette direction de raccourcissement qui passe à N115° (fig. 175). Elle se manifeste par des déplacements tangentiels, qui peuvent atteindre un ordre décakilométrique comme à l'Oued Tarfa et dans les Rehamna sud-orientaux (Rais-Assa, 1984 ; Cornée, 1982). Dans certains couloirs de cisaillement (Ain el Melah), à la composante décrochante dextre s'ajoute une composante chevauchante selon un modèle de structures en éventail (flower structures). Parfois, cette déformation tardive se traduit par une remobilisation de certains contacts précoces (écaille e4 de l'unité de la Gada Jennabia).

### 3 - *Les molasses post-orogéniques*

Deux épisodes de relaxation post-orogénique séparés par une phase de serrage permettent l'ouverture de deux petits bassins qui vont recevoir après le *Namurien* (El Kamel et Muller, 1987) et avant le *Trias* les produits de démantèlement de la chaîne hercynienne ainsi que des épanchements volcaniques de type trachy-andésite ou rhyolite ou dacite.

Pendant le premier épisode s'ouvre un bassin est-ouest contrôlé par des failles N80° et N30° qui reçoit une formation 1 de 1300 m d'épaisseur constituée de conglomérat et d'une coulée de lave acide. Ce matériel déposé et son substratum sont affectés par des plis N60° à N80° suivis d'écaillage à vergence nord et NNW puis de fracturation N30°. Après érosion de certains blocs soulevés lors de la fracturation N30°, s'ouvre, pendant le second épisode de relaxation post-orogénique, un bassin réglé sur failles N30°. Le matériel volcanique et conglomératique déposé n'est que flexuré par le rejeu tardif des failles N30°.

C'est le jeu alternant ou synchrone des failles N80° et N30° qui guide à la fois l'ouverture des bassins et la déformation de leur matériel. Cette dernière s'effectue par raccourcissement régional de direction nord-sud à N150°.

## II - INFLUENCE DE LA STRUCTURE DU SOCLE SUR LA SEDIMENTATION PALEOZOIQUE ET LA STRUCTURATION HERCYNIENNE ET POST HERCYNIENNE DANS LES REHAMNA.

Dans l'ensemble des Rehamna, la structure faillée des bassins commence à se dessiner dès le Cambrien. Récemment, Corsini *et al.* (sous presse) a mis en évidence des indices d'un socle précambrien dans les

Rehamna sud-occidentaux (Nord-Est du granite de Brikine) lui permettant de proposer l'existence d'une faille importante N30° à Prioux, limitant ainsi, à l'Ouest, un bassin cambrien subsident (2000-8000 m) correspondant à l'actuel môle côtier, et à l'Est, un haut-fond où l'épaisseur des sédiments cambriens déposés est très réduite. Ce contrôle des isopaques du Cambrien par des failles NNE-SSW se retrouve également dans les Jebilet occidentales où il a été proposé par l'interprétation des données gravimétriques (Bernardin, 1986) et stratigraphiques (Mayol, 1987). Cette activité des failles se poursuit pendant l'Ordovicien inférieur. En effet, dans les Rehamna, l'épaisseur des sédiments de l'Ordovicien inférieur (Arenig) dans le domaine occidental (700 m) comparativement à celle mesurée dans le domaine oriental (200 m) suggère un effondrement continu du compartiment occidental toujours selon cette direction de faille N30°.

A l'Ordovicien supérieur, les phénomènes s'inversent et la subsidence se fait cette fois-ci du côté oriental (600 m dans le domaine oriental et 70 m dans le domaine occidental). Parallèlement au fonctionnement de cette ligne de discontinuité N30°, une seconde discontinuité ENE-WSW (N70°), située aux environs du faisceau de failles d'Ain el Melah, découpe le domaine oriental en deux blocs nord-oriental et sud-oriental dans lesquels les faciès et les épaisseurs des sédiments varient.

domaine oriental se poursuit pendant le Siluro-Dévonien inférieur, le Dévonien moyen, le Dévonien supérieur et le Viséen supérieur. Durant la période dévonienne, deux bassins subméridiens évoluent parallèlement, séparés par la terre émergée d'Imfout. Pendant le Viséen supérieur, seul le bassin oriental paraît fonctionner. La ride d'Imfout qui, structuralement, correspond à un horst, est limitée dans sa partie orientale par un système de failles subméridiennes à N30°.

A partir du Dévonien inférieur, les Rehamna du Nord paraissent constitués d'un ensemble de zones subméridiennes soulevées (rides) et abaissées (bassins) contrôlées par un faisceau de failles subméridiennes à N30° ainsi que ENE-WSW. Les bordures des bassins sont caractérisées par des faciès chaotiques [écroulement de falaises sans doute activé par des failles (Dévonien inférieur)] et par des discordances successives liées en partie à des basculements de panneaux (Dévonien supérieur et Viséen supérieur).

Ces phénomènes qui sont la suite de ce qui s'était déjà produit au Cambrien, traduisent l'effet d'anciennes fractures, découpant le soubassement précambrien en blocs qui sont alors remis en mouvement lors des distensions paléozoïques. C'est encore ce découpage qui a contrôlé la



tectonique hercynienne, puis l'accumulation et la déformation du matériel post-orogénique.

Durant l'orogenèse hercynienne, la déformation est préférentiellement concentrée dans des couloirs *dont l'emplacement coïncide* avec celui des anciennes bordures faillées des bassins paléozoïques : en dehors de ces couloirs, c'est-à-dire à l'intérieur des blocs, la déformation reste faible.

Les coulissements des blocs du socle le long des fractures subméridiennes à N30° et ENE-WSW se réflètent, dans la couverture paléozoïque, par deux directions de plissement synchrones : une direction subméridienne à N30° et une autre N50°. Lors du serrage, les structures engendrées dans la couverture paléozoïque moulent les bordures des blocs en mouvement relatif : l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou en constitue un exemple spectaculaire : entre Ain el Melah et Oulad Zednes, la direction est-ouest s'infléchit brusquement vers la direction sub-méridienne formant ainsi une virgation originelle.

La concentration des produits magmatiques pré-orogéniques et post-orogéniques dans ce secteur de la Méséta marocaine traduit l'existence de conduits dans le socle, permettant l'ascension des matériaux magmatiques. En effet, à l'exception des produits magmatiques de l'unité allochtone de la Gada Jennabia, la majorité d'affleurements de filons gabbroïques pré-orogéniques et de coulées de laves acides post-orogéniques est située (Pl. 1) à proximité de/ou dans une zone de faiblesse intensément déformée.

- *Nature du substratum de la couverture paléozoïque*

Actuellement de nombreux auteurs (Piqué, 1979 ; Kharbouch, 1982 ; Aarab *et al.*, 1987, etc...) s'accordent sur la nature sialique du substratum sur lequel se sont déposées les différentes formations et sur lequel s'est bâti le segment marocain de la chaîne hercynienne, au moins dans sa partie occidentale (Méséta marocaine). Ce substratum affleure à el Jadida (Cornée, 1984), dans le coeur de certains anticlinorias du Maroc central et dans le Haut-Atlas. Cette nature sialique est montrée par les faits suivants :

- au début du Paléozoïque, la sédimentation est caractérisée par des dépôts détritiques et des formations carbonatées de plate-forme marine épicontinentale.

- l'abondance de granites dans la Méséta marocaine suggère la présence d'un substratum sialique. Les roches basiques connues qui accompagnent l'ouverture du bassin famenno-dinantien sont localisées dans les zones de fracture limitées, en bordure du bassin.

La formation des bassins paléozoïques successifs s'est effectuée sur une croûte continentale correspondant au socle précambrien structuré pendant l'orogenèse panafricaine ou avant, si on compare avec la situation de l'Anti-Atlas (Leblanc, 1975).



## LISTE BIBLIOGRAPHIQUE


AARAB E. M. et BEAUCHAMP J. (1987). - Le magmatisme carbonifère pré-orogénique des Jebilet centrales (Maroc). Précision pétrographique et sédimentologique. Implication géodynamique. *C. R. Acad. Sci.* , Paris , t. 304, Série II, n° 4, p. 169- 174.

ALLARY A. (1972). - Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Khénifra et Zaouia Aït Ishak). Thèse 3e cycle, Montpellier.

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1973). La chaîne hercynienne anté-viséenne du Maroc central. *1ère Réun. ann. Sc. terre,* Paris.

ANDRE J.-P., BOISSIN J.-P., CORSINI M. et RENARD J.-P. (sous press). - Sur le Cambrien de la région de Casablanca (Maroc) : la série de Dar Bou Azza. *Bull. soc. géol.* Fr.

BAECKER H. , GENDROT C. et NEGRONI P.(1965).- Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région du bord sud de la Méséta marocaine. *Bur. Rech. Parti. min.,* Rabat, inédit.

BARBU A. (1977). - Le concept de zone pétrolière potentielle dans l'exploitation du bassin des Doukkala (Maroc occidental). *Mines, Géologie et Energie,* Rabat, Maroc, 42, 49-57.

BARTHOUX J. (1924). - Note relative aux formations marocaines rouges dites Permo-Trias. *C. R. Congrés Soc. Savantes,* Dijon, Fr., 1-197.

BEBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU Th. et SAGON J.L. (1977). - Le volcanisme dévono-dinnantien, élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque. In : La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Colloque international *C.N.R.S.*, Rennes, 1974, n° 243, 275-291.

BEBIEN J., GAGNY C. et ROCCI G. (1980). La place du volcanisme dévono-dinnantien dans l'évolution magmatique et structurale de l'Europe moyenne varisque au Paléozoïque. *In : Colloque c6 du 26e Congr. Géol. internat.*, Paris, 213-225.

BOIRIE J.M. et SOUQUET P. (1979). - Le flysch : une mise au point. *Congrès de l'A.P.B.G.,* Toulouse, Fr.

BORDONARO M., CAILLEUX Y., CHALOUAN A., HOEPFFNER C., MICHARD A. et PIQUE A. (1977).- Les zones structurales de la Méséta cotière. *5ème Réun. ann. Sci. Terre,* Rennes, Fr., 19 - 24 Avril, p. 89.

BORDONARO M. (1983). - Tectonique et pétrographie du district à Pyrrhotine de Kettara (Paléozoïque des Jebilet, Maroc). Thèse de 3e cycle, Strasbourg, 132 p. 2 pl. h. t.

BROUQUET P. (1970). - La notion d'olistostrome et d'olistolite. Historique et étude critique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, France, XC, 2, p. 77-86.

CHALOUAN A. (1977). - Stratigraphie et structure du paléozoïque de L'Oued Cherrat : un segment de cisaillement de la Méséta occidentale (Maroc). Thèse 3e cycle, Strasbourg.

CHALOUAN A. et PIQUE A.(1979). - La région de l'oued Cherrat : un segment du couloir de cisaillement de la Méséta marocaine occidentale. *C. R. somm. Séances Soc. géol.* Fr., pp. 144 - 147.

CORNEE J.J. (1980 a).- Déformations superposées dans le Sud des Rehamna septentrionales (maroc hercynien). Etude de la nouvelle tranchée de chemin de fer des phosphates de Benguerir. *8ème Réun. ann. Sci. Terre*, Marseille, Fr. 21 - 23 Fév. 1980, p. 106, 4 fig.

CORNEE J.J. (1980 b).- Déformation superposées dans le Sud du massif hercynien des rehamna dans la région de Benguerir (Maroc). Tectonique tangentelle tardi-hercynienne. Rapport de mission (Oct-Nov.Déc. 1979), *Trav. Lab. Sci.Terre* St. Jérôme, Marseille, Sér. X, 37, 21 p. 19 fig., 5 pl. h.t.

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, 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., COSTAGLIOLA Ch. LEGLISE H. WILLEFERT S. et DESTOMBES J. (1985). - Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou (Méséta marocaine occidentale). manifestations volcaniques au Silurien. *Ann. Soc. Géol. Nord.* France, CVI, p.141-146.

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., FERRANDINI J. MULLER J. et SIMON B. (1987). - Le Haut-Atlas occidental paléozoïque : un couple décrochant N60E dextre à l'hercynien sur un graben cambrien moyen (Maroc). *C. R. Acad. SC.* Paris, Fr., (sous presse).

CORSINI M. et DIOT H. (1987). - Découverte du socle anté-cambrien probable des Rehamna centraux (Méséta marocaine) : implication sur la paléogéographie du Paléozoïque inférieur. *C. R. Acad. Sc.* Paris, Fr. (sous presse).

DE LA ROCHE H. (1968). - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, p. 39-42.



DELEPINE G. et YOVANOVITCH B.(1938). - Sur la présence de grès du Famennien et de calcaires coralligènes du Dévonien moyen à Mechra ben Abbou (Maroc occidental) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 206, p. 119 - 121, 1 fig.

DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1966). - Mémoire explicatif de la carte géologique de la Méséta côtière à l'Est de Casablanca au 1/50.000. Région de Mohammediat, Bouznika, Ben Slimane. *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc, n°180 bis, 104 p.

DESTOMBES J. (1971). - L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. Colloque Ordovicien-Silurien, Brest 1971. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris, 73, p. 237-263.

DIOT H., BOUCHEZ J.L., BOUTALEB M. et MACAUDIERE J. (1987). - Le granite d'Oulmès (Maroc central) : Structure de l'état magmatique à l'état solide et modèle de mise en place. *Bull. Soc. géol.* Fr. 3, 1, 158-168.

EL HASSANI A. (1980 a).- Lithostratigraphie et chronologie des minéraux de métamorphisme de la région de Sidi bou Othmane, Jebilet centrales, Maroc hercynien. *8ème Réun. ann. Sci.* terre, Marseille, Fr., 21-23 février, p. 137.

EL HASSANI A. (1980 b).- 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 KAMEL F., MULLER J. et SOUGY J. (1985). - Dispositif sédimentaire et évolution tectonique hercynienne du Paléozïque 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 permo-carbonifères de Mechra ben Abou, Rehamna (Maroc). Hercynica (sous presse).

EMMENS (1969). - Strike-slip rupture paterns in sand models. *Tectonophysics*, 7, (1), p. 71-87.

FERRANDINI J. CORNEE J.J. et SABER H. (1987). - Mise en évidence d'une compression subméridienne d'âge permien probable dans le massif ancien du Haut-Atlas occidental, Maroc. *C. R. Acad. Sc.* Paris, Fr., (sous presse).

FREUND R. (1974). - Kinemtics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21, p. 93-134.

GAY N. (1970). - The formation of step structure on slickensided shear surfaces. *Jour. of. Geol.*, 78, p. 523-532.

GENDROT C., KERGOMARD D. et RABATE J. (1969). - Etude des formations récifales du Dévonien de la Méséta occidentale. *Bur. Rech. Part. Min.*, Rabat, inéd.

GENTIL L. (1909). - Sur la tectonique de la Chaouia (Maroc occidental) C. R. Somm. Soc. géol. Fr., 9, 224-225

GENTIL L. (1920). - Carte géologique provisoire du Maroc au 1/500.000. Larose, Paris.

GIGOUT M. (1951). - Etude géologique sur la Méséta marocaine occidentale (arrière pays de casablanca, Mazagan et Safi). *Notes Mém. Serv. géol.* Maroc, Rabat, n° 86, t. I, 507 p., t II : 18 pl. photo., 9 pl., cartes et fig. h. -t.

GIGOUT M. (1954 a). - A propos du Gothlandien et du Dévonien inférieur de Mechra ben Abbou (Maroc occidental). *C.R. somm. S.G.F.*, n° 11, p. 234.

GIGOUT M. (1954 b). - Carte géologique de la Méséta entre Settat et Mazagan (Doukkala et Chaouia occidentale) au 1/200.000. *Notes et Mém. Serv. géol.* , Maroc., n° 75.

GIGOUT M. (1955). - Etude géologique de Mechra ben Abbou. *Trav. Inst. Sci. Chérifienne, sér. Géol. et Géogr. Phys.* Rabat, Maroc, 3, 1-67.

GIGOUT M. (1955 a). - Sur la tectonique hercynienne de Mechra ben Abbou (Maroc occidental). *C.R. Acad. Sc.*, t. 240, p. 891.

GIGOUT M. (1955 b). - Carte géologique de la Méséta entre Mechra ben Abbou et Safi (Abda, Doukkala et massif des Rehamna). *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc,n° 84. (1954, publiée 1955).

GIGOUT M. (1956). - Les conglomérats métamorphiques des Rehamna. Ibid., 4,149p.

GRAHAM J.R. (1982). - Wane-dominated shllow-marine sediments in the lowerCarboniferous of Morocco. *Journal of Sedimentary petrology*, vol. 52, n° 4, p. 1271-1276.

GUEZOU J.C. (1975). - Lithostratigraphie et évolution du style tectonique dans les Rehamna occidentaux. Rapport de mission, Strasbourg, 13 p. inédit.

GUEZOU J.C. et MICHARD A. (1976). - Note sur les structures du môle côtier mésétien dans l'Ouest des Rehamna (Maroc hercynien). *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, Fr., 29, 3, p. 171-182.

HOEPFFNER C., JENNY P. MICHARD A. et PIQUE A. (1972). - Nouvelles observations sur la stratigraphie du Paléozoïque dans la zone métamorphique des Rehamna (Méséta marocaine méridionale) *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275 D, p. 221-429.

HOEPFFNER C., JANNETTE D., JENNY P. MICHARD A. et PIQUE A.(1974).- Cristallogenèse mésozonale, cisaillements intrafoliaires et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *2ème Réun. ann. Sci. terre*, Pont-à-Mousson, Fr., 22-26 avril.

HOEPFFNER C. (1974).- Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Méséta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. Thèse de 3ème cycle Univ. Strasbourg, Fr. 92 p., 1 carte au 1/50 000.



HOEPFFNER C, JENNY P., et PIQUE A. (1975). - La tectogenèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc). Ecaillage et coulissement synmétamorphique en bordure du môle côtier mésétien. *Sci. Bull. Géol.* Strasbourg Fr., 28, 3, p. 179-203.

HOEPFFNER C. (1977). Données nouvelles sur le Paléozoïque de la bordure occidentale du massif de Tazekka (Maroc oriental). *C. R. Acad. Sci.* Paris, 284 D, p. 1635-1637.

HOEPFFNER C. (1978). - Le massif paléozoïque de Tazekka (Maroc). Analyse des déformations liées à un linéament tectonique. *Bull. Sci. Géol.*, 31, 1, 33-44.

HOEPFFNER C. (1979). - Le magmatisme viséo-namurien dans la Méséta marocaine. Données préliminaires. *7e R.A.S.T.*, Lyon. p. 253.

HOEPFFNER C. DESTEUCQ C. (1980). - Déformations hercyniennes dans la boutonnière paléozoïque de Debdou et du Mekkam (Maroc oriental). Comm. Journées de Géologie marocaine, 1980, *Mines et Géologie*, Rabat, 48.

HOEPFFNER C. (1981). - Le complexe volcano-sédimentaire d'âge carbonifère dans le massif de Tazekka ; sa place dans l'évolution hercynienne de la Méséta marocaine occidentale. *Sci. Géol. Bull.* 34, 2.

HOLLARD H. (1967). - Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental.Intern. Symp. Denonian Syst., Calgary, Can., 1967, v. 1, *publ. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, p. 203-244.

HOLLARD H., MICHARD A. et PIQUE A. (1976). - L'orogenèse acadienne dans les Hercynides marocaines. *4e Réun. ann. Sci. Terre.*

HOLLARD H. HUVELIN P. MAMET B. (1977). - Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la mise en place de la nappe des Jebilet orientales (Maroc). *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc, t. 37, n° 267, p. 7-22.

HUVELIN P. (1967). - Nappes précoces hercyniennes dans les Jebilet (Maroc) *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 265, p.1039-1042.

HUVELIN P. (1977). Etude géologique et gitologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc. 232 bis, 308 p.

IRIVIN T.N. et BARAGAR W.R.A. (1971). - A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Canad. J. Earth Sci., 8, 223-548.

IRIVIN E. (1977). - Drift of the major continental bloks since the Devoniane. *Nature*, 270, p. 304-309.

JENNY J. et LE MARREC A. (1980). - Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Ait Tamlil (Haut-Atlas central, Maroc). *Eclogae géol. Helv.* Vol. 73/3, p. 681-696.

JENNY M. (1982) . - Lithostratigrphie des dépots permo-triasiques du Haut-Atlas central au Sud d'Azilal (Maroc). Colloque sur le Permien et le Trias du Maroc. Bull. Fac. Sci., Marrakech, Maroc, 50.

KHARBOUCH F. (1982). - Petrographie et géochimie des laves dinnantiennes de la Méséta nord-occidentale et orientale marocaine. Thèse de 3e cycle, Strasbourg, 140 p. 3 pl. h. t.

KERGOMARD D. (1970). - Contribution à l'étude siluro-dévonien de la Méséta occidentale. *Bur. Rech. Part. min.*, Rabat, inéd.

LAGARDE J. L. (1985). - Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post-viséenne de la Méséta marocaine. *Hercynica* , France, I, 1, p.29-37.

LAVENU A. (1972). - Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Khénifre et Kef-en-Nsour). Thèse 3e cycle, Montpellier.

LAVILLE E. (1875). Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut-Atlas marocain (boutonnière de Skoura, nappe de Toundout). Thèse 3e cycle, Montpellier.

LECOINTRE G. (1926) . - Recherches géologiques dans la Méséta marocaine. *Mém. Soc. Sci. natur.* Maroc, 14, 158 p.

LEMAITRE D. (1938)- Sur quelques gisements fossilifères des calcaires dévoniens de Mechra-Ben-Abbou (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci.*, Paris t. 206, p. 119.

LE MARREC A. et TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982). Description lithostratigraphique du Permien ?-Trias du Haut Atlas de Demnat, Maroc et nouvelles datations palynologiques. Colloque sur le Permien et le Trias du Maroc. *Bull. Fac. Sci.* Marrakech, Maroc, 52-60.

LILLIE F. (1974). - Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse de 3e cycle. Univ. Strasbourg.

LOWELL J.D. (1972). - Tectonic transpression in caledonian Spitsbergen. *Géol. Mag.* 108.

LUCAS J. (1957). Note sur le métamorphisme de la région des Oulad Hassine-Sidi Bou Azouz (Rehamna). (Rapport S.E.G.M.,574 Bis, Rabat Inédit.

MATTE P. (1986). - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au permo-carbonifère. *Bull. Soc. Géol.* France, (8), t II, n° 1, 24 p.

MAYOL S. et MULLER J. (1985). - Mise en évidence d'une unité allochtone hercynienne précoce (antéschisteuse) dans les Jebilet occidentales. Etude de la structuration de la zone de contact. *C. R. Acad. Sci.* Paris, t. 300, Série II, n° 8, p. 369-372.

MAYOL S. (1987). - Géologie de la partie occidentale de la boutonnière paléozoïque des Jebilet, Maroc. Un exemple d'évolution structurale hercynienne de bassins intracontinentaux cambrien et carbonifère. Thèse en Sciences de l'université d'Aix-Marseille III.



MICHARD A. (1967).- Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). *C.R. somm. Séances Soc. géol.* Fr., 8, pp. 347-348.

MICHARD A. (1968). - Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci.* , Paris, t. 266, série D, p. 1639-1642.

MICHARD A. (1969).- Fracturations profondes et décrochement dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. somm. Séances Soc. Géol.* Fr. p. 89-90.

MICHARD A. (1976).- Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Sérv. géol.* Maroc, n. 252, 408 p., 1 carte au 1/3.000.000.

MICHARD A. (1978).- Brève description du segment calédono-hercynien du Maroc. *Géol. Surv. Can.* 78-13; p. 213-230.

MICHARD A., HOEPFFNER C, et JENNY P. (1978).- Le couloir de cisaillement calédono-hercynien de la Méséta occidentale sur la transversale de Mechra-Ben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. géol.* Fr., (7), t. XX, 6, pp. 889-894.

MICHARD A. et coll. (1982). - Le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *Notes Mém. Serv. géol.* Maroc, Rabat, n[. 303, 1 carte au 1/200.000.

MIYACHIRO A. (1974). - Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, 274, p. 321-355.

MIYACHIRO A. (1975). - Classification, caracteristics and origine of ophiolites. *J. GEOL.*, 83, 249-281.

MULLER J., RAMSAY D., SOUGY J., et STURT B. (1979). - Structure en nappes des Jebilet hercyniennes, Méséta marocaine. *10e Coll. Géol. afr.*, Montpellier, Fr., 25-27 avril, p. 121.

MULLER J. RAIS-ASSA R. et CORNEE J.-J. (1983). - Evolution du segment hercynien de la Méséta marocaine : Style, âge et origine des nappes. *12e coll. Géol. afr.*, Tervuren, Belg., p. 70.

MULLER J. et HOUFAIRI M. (1984). - Rapport de mission. *Archives Lab. Sc. Terre,* St. Jérôme, Marseille, Fr.

NEUTNER L. (1932). - Carte géologique provisoire de Mechra ben Abbou Est au 1/200.000. *Inédit. Arch. Sce. géol.* Maroc.

NICOLAS A. (1984). - Principes de tectonique. Masson, Paris, 196 p.

PECCIRELLO A. et TAYLOR S.R. (1976). - Geochemistry of upper Cretaceous volcanic rocks from the pontic chain Northern Turkey. *Bull. Volcanol.*, 39, 557-569.

PETIT J.P. (1976). - La zone de décrochement de Tizi n' test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère. Thèse de 3e cycle, Univ. Montpellier.

PIQUE A. (1972). - Contribution à la géologie hercynienne des Rehamna. Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du massif. Thèse de 3e cycle, Univ. Strasbourg, Fr. 101 p., 1 carte au 1/50.000.

PIQUE A. (1973).- La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Méséta marocaine). I : passage de la fracturation au flux plastique. *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, Fr., 26, 2-3, p. 219-244.

PIQUE A. (1975).- La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Méséta marocaine) : passage du plissement au cisaillement . *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, Fr., vol. 28, 3, p. 205-213.

PIQUE A. (1979). - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Méséta marocaine nord-occidentale. Thèse d'Etat, Strasbourg et *Sci. Géol. Mém.* 56, 243 p.

PIQUE A. (1981).- Développement de la schistosité dans les grauwackes cambriennes de la Méséta côtière (Maroc). *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, Fr., 34, (2), p. 107-116.

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. et MICHARD A. (1981).- Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, Fr., 34, (2), p. 135-146.

PIQUE A. CHALOUAN A. et FADLI D. (1985). - Des rides paléogéographiques aux anticlinaux. Permanence des directions structurales dans la Méséta marocaine occidentale au cours du Paléozoïque. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, Fr. 38, 2, p. 147-153.

PLANCHEREL R. (1976). - Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegrade - Lac Noir (Préalpes médianes fribourgoises). *Eclog. géol.* Pelv 69/2.

PROUST F., PETIT J.P. et TAPONNIER P. (1977). - L'accident de Tizi n' Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut-Atlas (Maroc). *Bull. Soc.géol.* France, (7), t. XIX, n°3, p. 541-551.

RABATE J. (1976). - Etude morphostructurale et tectono-sédimentaire du bassin des Doukkala. Ecorché géologique anté-viséen des récifs dévoniens : paléogéographie et problème pétrolier. *Rapport B.R.P.M.*, inédit.

RAIS-ASSA R., CORNEE J.J., MULLER J. et SOUGY J. (1983).- Les unités allochtones du massif des Rehamna, Maroc hercynien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 296, p. 783-786.

RAIS-ASSA R. (1984).- Etude géologique de la partie occidentale du massif hercynien des Rehamna septentrionales (Méséta marocaine). Lithostratigraphie, plissement et métamorphisme, chevauchements et nappes. Thèse 3ème. cycle, Univ. Marseille-St Jérôme, 200 p. ,15 pl. h.-t.



RIBEYROLLES M. (1972). - Etude tectonique et microtectonique d'un segment de la chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Aguelmous et Mrirt). Thèse 3e cycle, Montpellier.

RUHLAND M. (1973). - Métodes d'étude de la fracturation naturelle des roches associées à divers modèles structuraux. *Sci. géo. Bull.*, 26, 2-3, p. 91-113.

SKEMPTON A. (1966). - Some observation on tectonic schear zone. le cong. Int. Mécanique des Roches. Lisbone, 1966, p. 329-335.

SMITH A. G. (1981). - Phanerozoic Equal-Are Maps. *Geol. Rundsch.*, 70, p. 91-127.

SOUGY J. (1976).- Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées, dans les Jebilet occidentales et centrales (Méséta marocaines). *Trav. Lab. Sci.* Terre St-Jérôme, Marseille, Fr., sér. B, n° 12, 41 p.

SOUGY J., MULLER J. et POUTCHKOVSKY A. (1978).- Tectonique de nappes dans la Méséta marocaine hercynienne (Jebilet, Rehamna). *6e Réun. ann. Sci. Terre*, Orsay, Fr., p. 371, 1 fig.

STOCK T. et PRATT P. (1966). - Microstructural damae adjascent to brittle fracture. *Geol. Soc. of AM. Bull..*, 81, p. 1625- 1640.

SYME G. (1971). - A stady of surfaces fractures relating to brittle and semi-brittle fracture. *Tectonophysics.*, 12. (5), p. 349-391.

TAHIRI A. (1980). - Présence d'une mylonite à la base de la série calcaire dévonienne du Jebel Ardouz, Jebilet, Maroc hercynien. *8e Réun. ann. Sci. Terre*, Marseille, Fr., p. 334.

TAHIRI A. (1980). - Etude lithostratigraphique et structurale de la boutonnière allochtone du Jebel Ardouz. Les mylonites de base, Maroc hercynien. Rapport de mission (juillet-septembre 1978); *Trav. Lab. Sci. Terre*, St-Jérôme, Marseille, Fr., sér. X, n° 38, 20 p. 18 fig., 3 cartes.

TAHIRI A. (1982). - Lithostratigraphie, structure et métamorphisme de la partie sud des Jebilet occidentales autochtones et allochtones. Thèse 3e cycle Univ. Aix-Marseille III, 171 p., 52 66 fig., 6 pl. h.-t., 3 pl. photo h.-t.

TAHIRI A.(1983). - Lithostratigraphie et structure du jbel Ardouz - Maroc hercynien. *Bull. Inst. Sci.* Rabat, n° 7, p. 1-16.

TCHALENKO J. (1970). - Similarites between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 81, p. 1625-1640.

TERMIER G. (1928). - Sur la géologie de Mechra ben Abbou (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. géol.* Maroc, n°3.

TERMIER H. (1936). - Etude géologique sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. géol.* Rabat, Maroc, 33, 1-1566.

TERMIE H. (1951). - Stratigraphie et paléobiologie des terrains primaires de Benhamed (Chaouia sud, Maroc). Ibid., n° 85, p. 47.

TISSERANT D. (1977). - Les isotopes du Strantium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse 3e cycle université de Strasbourg, Fr., 1-103.

TJIA H. (1967). - Sens of fault displacements. *Geol. in Mijnbow*, 46, p. 393-396.

VAN DER VOO et FRENCH R.B. (1974). - Apparent polar wander for the Atlentic bordering continents : Late Carboniferous to Eocene. *Earth. Sci. Rev.*, 10, p. 99-119.

VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique. Masson, Paris, 118 p.

VACHARD D. (1984). - Détermination de microfaune carbonifère. Institut catholique Albert de la Parent, Paris.

VAUCHEZ A. (1976). - Les déformations anté-triasiques dans la boutonnière d'Aouli-Mibladen (Midelt, Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 282, p. 425-428.

WALKER R.G. et MUTTI (1973). - Turbidite facies association : Turbidites and deep water sedimentation. *Soc. econ. Paleont. Miner.* Short Course, Anaheim.119-158.

WILCOX E., HARDING T. P. et SEELY D. (1973). - Basic Wrench tectonics. *AAPG Bull.*, 57, (1), p. 74-96.

WOOD D.A., JORON J.L. et TREUIL M. (1979). - A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in differt tectonic settings. *Earth Planey. Sci. Lett.*, 45, 326-336.

YOVANOVITCH B. (1938). - Sur l'existence de de plissements calédoniens dans la Méséta marocaine occidentale. *CRS. SGF.*, p. 335.

ZAHRAOUI M. (1981). - Etude lithostratigraphique et structurale des nappes de la région du Jebel Tekzim (Jebilet centrales - Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution de la chaîne hercynienne de la Méséta marocaine. Thèse 3e cycle Univ. Aix-Marseille III, 115 p., 30 fig., 4 pl. 2 cartes h.-t.



## LISTE DES FIGURES

| | | pages |
|---|---|---|
| Fig. 1 : | Place du massif paléozoïque des Rehamna dans le Primaire marocain. | 10 |
| Fig. 2 : | Feuilles topographiques utilisées. | 11 |
| Fig. 3 : | Situation des deux domaines structuraux. | 13 |
| Fig. 4 : | Carte structurale des Rehamna du Nord et coupe interprétative proposées par Michard *et al.* (1978). | 15 |
| Fig. 5 : | Carte structurale des Rehamna du Nord et coupe proposées par Rais-Assa *et al.* (1982). | 17 |
| Fig. 6 : | Colonnes lithostratigraphiques de l'Ordovicien dans l'ensemble du barrage el Massira (A, B et C), de l'ensemble de l'oued Kibane (D) et de l'ensemble de Mechra ben Abbou (E) | 24 |
| Fig. 6-1 : | Corrélation des colonnes lithostratigraphiques ordoviciennes du môle côtier A (domaine occidental) et de l'ensemble du Barrage el Massira B (domaine sud-oriental). | 30 |
| Fig. 7 : | A- Géométrie du bassin recevant les sédiments ordovicien inférieur dans les Rehamna. B- Géométrie du bassin recevant les sédiments ordovicien supérieur dans les Rehamna. | 31 |
| Fig. 8 : | Coupe de la tranchée de la route du barrage el Massira à 250 m au Nord du pont sur l'oued Timesdag : écaille d'ampélites siluriennes surmontées en contact anormal par des grès ordoviciens. | 33 |
| Fig. 9 : | Essai hypothétique de reconstitution d'un log synthétique des terrains siluriens des Rehamna septentrionaux. | 34 |
| Fig. 10 : | Miches gréso-carbonatées emballées dans les pélites vertes de l'écaille supérieure de l'unité d'Ain el Melah (ensemble du barrage el Massira). | 37 |
| Fig. 11 : | Coupe dans les terrains d'âge silurien au Nord de Sidi Abdelaziz (ensemble de Mechra ben Abbou). | 39 |
| Fig. 12 : | Essai de corrélation des coupes effectuées sur les terrains du Dévonien inférieur. | 42 |
| Fig. 13 : | Coupe dans les terrains siluro-dévoniens d'Amdidih (ensemble de l'oued Kibane). | 41 |
| Fig. 14 : | Coupe du Dévonien inférieur de Skhira - Koudiat ed Diab (ensemble de Mechra ben Abbou). | 44 |

Fig. 15 : Colonne lithologique du Ludlowien-Gédinnien de Leffaïd (ensemble de Mechra ben Abbou).

Fig. 16 : Coupe d'Oulad Barka (ensemble de Mechra ben Abbou). 48

Fig. 17 : Localisation des conglomérats du Dévonien inférieur dans les Rehamna. 52

Fig. 18 : Coupe interprétative dans les Rehamna septentrionaux pendant le Dévonien inférieur 53

Fig. 19 : Schéma paléogéographique de la Méséta occidentale pendant le Dévonien inférieur. 54

Fig. 20 : Colonnes stratigraphiques du Dévonien moyen de l'ensemble de Mechra ben Abbou. 55

Fig. 21 : Calcaire flaser à la base de la coupe des massifs de la gare de Mechra ben Abbou 57

Fig. 22 : Calcaire à Polypiers silicifiés et débris d'organismes dans une matrice carbonatée. 57

Fig. 23 : Coupe à travers la barre calcaire d'âge dévonien moyen de Foum el Mejez (ensemble de l'oued Kibane). 59

Fig. 24 : Schéma de principe du dispositif récifal dévonien moyen à Mechra ben Abbou. 61

Fig. 25 : Le récif de Sidi Bou Talaa. 62

Fig. 26 : Coupe à travers les formations calcaires du Jbel Sidi Bou Talaa. 63

Fig. 27: Coupe à travers le massif de Sidi Bou Talaa. 63

Fig. 28 : Faciès lagon de Sidi Bou Talaa. 64

Fig. 29 : Reconstitution paléogéographique du Dévonien récifal des Doukkala. 66

Fig. 30 : A- Reconstitution paléogéographique de la Méséta occidentale pendant l'Emsien supérieur-Eifélien à Givétien.
B- Reconstitution paléogéographique de la Méséta occidentale pendant la fin du Givétien-début Frasnien. 67

Fig. 31 : Corrélations lithostratigraphiques du Dévonien supérieur dans les ensembles de Mechra ben Abbou et de l'oued Kibane et dans les Rehamna méridionaux. 70

Fig. 32 : Coupe dans le Dévonien de Foum el Mejez. 69

Fig. 33 : Les argilites et grès du Famennien de Dalaa. 71

Fig. 35 : Carte géologique du secteur d'Oulad el Abid montrant la discordance angulaire du Famennien terminal (Strunien) sur le Famennien inférieur à supérieur. 73



Fig. 36 : Schéma panoramique vu du Nord-Est montrant la discordance angulaire intra-Dévonien supérieur de la formation gréseuse sur la formation argilo-gréseuse sur la rive gauche de l'oued Ater. 73

Fig. 37 : Coupe de la rive gauche de l'oued Kibane montrant la discordance angulaire entre la formation argilo-gréseuse et la formation gréseuse. 74

Fig. 38 : Chenal conglomératique à la base de la formation gréseuse du Famennien terminal. 74

Fig. 39 : Coupe à travers les formations dévonien supérieur du talus de l'oued Ater, au Sud du douar Oulad el Abid. 75

Fig. 40 : Stratifications entrecroisées dans la formation gréseuse du Famennien terminal à Foum el Mejez. 75

Fig. 41 : Colonnes stratigraphiques montrant le dépôt de la formation gréseuse famennien terminal (Strunien), soit sur les calcaires du Dévonien moyen, soit sur les pélites du Dévonien inférieur. 77

Fig. 42 : Vue panoramique de Koudiat Gara prise du Sud montrant la formation strunienne directement transgressive sur les calcaires du Dévonien moyen et les pélites du Dévonien inférieur. 78

Fig. 43 : A- Localisation des régions d'affleurement du Dévonien supérieur.
B- Localisation des forages effectués par PREUSSAG et BRPM entre 1964 et 1967. 80

Fig. 44 : Coupe interprétative dans les Rehamna septentrionaux et les Doukkala pendant le Famennien inférieur à supérieur. 83

Fig. 45 : Vue panoramique montrant la base de la série viséenne transgressive sur les calcaires et pélites du Dévonien inférieur à Bled Mekrach. 87

Fig. 46 : Colonnes lithostratigraphiques dans la formation de Bled Mekrach. 88

Fig. 47 : Détail d'un niveau gréseux du membre $b_1$ de la formation de Bled Mekrach montrant une structure chenalisante. 89

Fig. 48 : Vue panoramique du membre $b_1$ de la formation de Bled Mekrach montrant des blocs calcaires emballés dans un matériel silteux et des chenaux conglomératiques et microbréchiques alternés avec des niveaux silteux et gréseux. 90

Fig. 49 : Coupe détaillée à la base du membre $b_2$ de la formation de Bled Mekrach. 91

Fig. 50 : Structure microscopique d'un calcaire biodétritique du membre $b_2$ de la formation de Bled Mekrach. 91

Fig. 51 : Structure microscopique d'un microconglomérat (ou microbrèche) du membre $b_2$ de la formation de Bled Mekrach. 91

Fig. 52 : Microstructure des cinérites du membre d. 94

Fig. 53 : Colonnes lithostratigraphiques montrant la transgression des calcaires à *Productus* du membre C de la formation de Bled Mekrach. s.l. sur différents terrains dévoniens de l'ensemble de Mechra ben Abbou. 96

Fig. 54 : Reconstitution paléogéographique au début de la transgression viséenne dans la région de Mechra ben Abbou. 98

Fig. 55 : A et B - Coupes interprétatives montrant le basculement des panneaux le long des failles listriques associées à un mécanisme d'extension. 98

Fig. 56 : Colonnes lithostratigraphiques du Viséen terminal dans les ensembles de Mechra ben Abbou et du barrage el Massira. 101

Fig. 57 : Colonne lithostratigraphique des terrains du Dévonien inférieur et Viséen supérieur affleurant dans l'écaille $e_1$. 108

Fig. 58 : A- Coupe de Bir Si Hmida dans l'écaille $e_3$ de l'unité de la Gada Jennabia.
B- Détail dans la séquence viséen supérieur de l'écaille $e_3$. 112

Fig. 59 : Vue panoramique du versant ouest de Lalla el Gara montrant la disposition des filon-couches de gabbro (en noir) parallèlement à la stratification des pélites viséennes. 113

Fig. 60 : Coupes lithostratigraphiques dans le Viséen supérieur de la partie occidentale de l'écaille $e_3$. 115

Fig. 61 : Colonne lithostratigraphique du Dévono-carbonifère de l'écaille $e_4$ de l'unité de la Gada Jennabia. 117

Fig. 62 : Corrélation entre le Viséen supérieur de la formation de Bled Mekrach et celui des écailles de la Gada Jennabia. 120

Fig. 63 : A- Schéma paléogéographique des Rehamna septentrionaux au début de la transgression viséenne (membre a)
B- Schéma paléogéographique des Rehamna septentrionaux lors de l'édification de la seconde barre calcaire (membre e) viséen supérieur des écailles de l'unité de la Gada Jennabia. 123



Fig. 64 : Colonne lithostratigraphique des molasses et laves post-orogéniques. 128

Fig. 65 : Discordance angulaire entre le substratum paléozoïque et les molasses post-orogéniques. 129

Fig. 66 : Quatre séquences granoclassées dans le membre inférieur de la formation 1 des conglomérats post-orogéniques de Mechra ben Abbou. 129

Fig. 67 : Coupe lithologique au Nord du viaduc ferroviaire, au-dessus de l'Oum er Rbia : Base du membre supérieur de la formation 1 des conglomérats post-orogéniques de Mechra ben Abbou. 131

Fig. 68 : Structure microscopique des calcaires noirs à Gastéropodes intercalés dans les conglomérats du membre supérieur de la formation 1. 132

Fig. 69 : Coupe naturelle d'el Aouaj montrant la discordance angulaire entre les conglomérats post-orogéniques de Mechra ben Abbou et les terrains mésozoïques tabulaires. 134

Fig. 70 : Coupe nord-sud interprétative montrant la géométrie du remplissage conglomératique (formation 1) dans le demi-Graben sud de la formation 1. 135

Fig. 71 : Géométrie du demi-graben sud, dégagé de son remplissage, montrant son soulèvement vers l'Est. 136

Fig. 72 : Coupe naturelle sur la tranchée de chemin de fer, à 450 m au Sud de Guelb Hemar, montrant un découpage des conglomérats du membre inférieur (formation 1) par des failles synsédimentaires. 137

Fig. 73 : Schéma de pli synsédimentaire à flanc écrasé et tronqué. 139

Fig. 74 : Banc calcaire mis en relief par érosion montrant une coupure nette: la coupure ne se prolonge pas dans les pélites englobant le banc calcaire. 140

Fig. 75 : Figure d'arrachement à la base d'un banc calcaire. 141

Fig. 76 : Bloc-diagramme interprétatif montrant le découpage d'une dalle calcaire et le glissement des blocs découpés sur un matériel argileux. 142

Fig. 77 : Bloc-diagramme montrant l'accumulation des blocs calcaires glissés au pied d'une falaise liée à une faille normale listrique. 143

Fig. 78 : Bloc quartzitique emballé dans les terrains silto-gréseux du Dévonien inférieur. 144

Fig. 79 : Carte de Bled Mris montrant les blocs quartzitiques interprétés comme des klippes sédimentaires flottant sur un matériel détritique fin et les affleurements de conglomérats et calcaires attribués au Dévonien inférieur - moyen. 145

Fig.80 : Vue panoramique à Leffaïd montrant la superposition anormale des terrains anté-viséen supérieur. 147

Fig. 81 : Blocs calcaires emballés dans une matrice argileuse à la base des lentilles gravitaires à déplacement anté-dépôts viséen supérieur. 148

Fig. 82 : A- Schéma simplifié illustrant la relation ouverture de bassin - exhaussement de ses bordures.
B- Bloc-diagramme illustrant la bordure occidentale faillée du bassin famenno-viséen. Les glissements de klippes sédimentaires se font à partir des horsts soulevés dans la bordure 150

Fig. 83 : Coupe à travers les terrains dévoniens de Foum el Mejez montrant le décalage par des failles normales liées à l'ouverture du bassin famenno-viséen. 152

Fig. 84 : Vue panoramique prise au Sud de Dad (oued Kibane) montrant le découpage des quartzites ordoviciens par des failles normales 152

Fig. 85 : Positions des stations d'échantillonnage 156

Fig. 87 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de Pearce. 163

Fig. 88 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de Kuno modifié par Irvine et Baragar. 164

Fig. 89 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de FMA de Nockolds et Allen. 165

Fig. 90 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de Miyachiro. 166

Fig. 91 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de De la Roche : (Al/3-K = f(Al/3-Na). 167

Fig. 92 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme de De la Roche :
(Al+Fe+Ti)/3-K = f(Al+Fe+Ti)/3-Na). 168

Fig. 93 : Position des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme $MgO+FeO+Al_2O_3$. 169

Fig. 94 : Localisation des formations magmatiques préorogéniques du substratum et de l'unité de la Gada Jennabia dans le diagramme $TiO_2$, FeO / MgO. 169



Fig. 95 : Localisation des roches magmatiques préorogéniques de l'unité de la Gada Jennabia et du substratum dans le diagramme Al+Fe+Ti = f(Ca+Mg) de DE la Roche. 170

Fig. 97 : Localisation des formations magmatiques dévono-dinantiennes de la Méséta nord-occidentale et de la Méséta orientale dans le diagramme triangulaire Hf/3-Th-Ta. 173

Fig.98 : Schéma montrant l'évolution du bassin de Mechra ben Abbou avec migration des anciens produits magmatiques vers la bordure occidentale du bassin. 174

Fig. 99 : Schéma géodynamique proposé par Kharbouch. 175

Fig. 100 : Schéma structural du massif paléozoïque des Rehamna. 184

Fig. 101 : Cartographie des strates viséen supérieur montrant, à Oulad Moussa, un plissement $P_0$ N90° à N110°. 189

Fig. 102 : Vue panoramique montrant la troncature des strates du membre d (formation de Bled Mekrach) par l'unité de la Gada Jennabia qui la surmonte en contact anormal. 190

Fig. 103 : Schéma illustrant la faible ondulation du plissement $P_0$ qui est repris par le plissment $P_1$. 190

Fig. 104 : Coupe au Nord d'el Gara montrant la troncature sommitale des strates du substratum sous l'unité de la Gada Jennabia qui, elle, est tronquée dans sa partie basale. 191

Fig. 105 : Stéréogramme du plissement $P_0$ dans le substratum au Nord d'el Gara. 191

Fig. 106 : Vue panoramique de la partie occidentale de l'écaille $e_3$ : contact anormal net entre le substratum à matériel chaotique et l'unité de la Gara Jennabia à stratification continue. 194

Fig. 107 : Cartographie du contact anormal de l'unité de la Gada Jennabia dans la région de Jorf Jenn. 195

Fig. 108 : Carte de la disposition de la schistosité $S_1$ dans la région de Leffaïd et d'Oulad Barka. 198

Fig. 109 : Stéréogramme des plis $P_1$ dans la région d'Oulad Barka. 199

Fig. 110 : Plis $P_1$ isopaques de la zone de Leffaïd 201

Fig. 111 : Pli centimétrique de la région de Leffaïd montrant une disharmonie et un débit $S_1$ dans son coeur. 201

Fig. 112 : Stéréogramme des plis $P_1$ dans le secteur de Leffaïd. 201

Fig. 113 : Plis à axes courbes dans la zone de Leffaïd. 202

Fig. 114 : Schistosité $S_1$ dans les terrains argileux gréseux de Leffaïd. 203

Fig. 115 : A- Plis de type semblable caractéristiques de la région Jaïffa et de Bou Hamida.
B- Stéréogramme des plis $P_1$ dans la région de Bou Hamida. 204

Fig. 116 : Débit $S_1$ dans les faciès gréseux du membre d de la séquence viséenne de l'unité de la Gada Jennabia. 205

Fig. 117 : Coupe E-W au Sud-Est de Jorf Jenn montrant le plissement de l'unité de la Gada Jennabia avec son substratum. 206

Fig. 118 : Stéréogramme des plis $P_1$ synschisteux entre Leffaïd et Bou Hamida dans le substratum et l'unité de la Gada Jennabia. 207

Fig. 119 : Coupe E-W de Dalaa effectuée sur une tranchée de la route de Souk et Tnine montrant trois lanières de déformation peu intense séparées par deux couloirs intensément déformés. 209

Fig. 120 : A- Coupes sériées 1 à 4 du Nord au Sud montrant le style de plis tectoniques $P_1$ affectant les terrains de la partie ouest de l'ensemble de l'oued Kibane.
B- Stéréogramme synthétique des plis affectant la retombée ouest de la structure de l'oued Kibane (terrains dévoniens de Foum el Mejez). 210

Fig. 121 : Stéréogramme de plis $P_1$ et schistosité $S_1$ dans le secteur d'Oulad el Abid. 211

Fig 122 : Stéréogramme synthétique des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ dans le secteur d'Amdidih. 212

Fig. 123 : Stéréogramme des plis $P_1$ nord-sud à Bou Assoun. 214

Fig. 124 : Stéréogramme des plis $P_1$ N120° à Bou Assoun. 214

Fig. 125 : Coupe E-W à travers l'écaille $e_3$ : écaille, substratum et leur contact sont plissés ensemble. 215

Fig. 126 : Stéréogramme des éléments de déformation du synclinal hectométrique à l'Est de Lalla el Gara. 216

Fig. 127 : A- Filon-couche de gabbro affecté par une schistosité $S_1$ de fracture pénétrative.
B- Débit $S_1$ affectant une latte de pyroxène altérée d'un échantillon de gabbro de l'écaille $e_3$. 216

Fig. 128 : Stéréogramme montrant la variation en direction de $L_0$ du Sud A au Nord B de l'écaille $e_3$. 217



Fig. 129 : Stéréogramme des plis $P_1$ à el Darbala. 218

Fig. 130 : Bloc-diagramme des Rehamna nord-orientaux : localisation des couloirs et lanières mis en évidence. 220

Fig. 131 : A- Fracture de deuxième ordre en relation avec une faille dextre.
B- Synthèse de critères de sens de mouvement caractéristiques des granites et des roches compétentes gréseuses et quartzitiques. 222

Fig. 132 : A- Stéréogramme des stries de friction portées par les failles décrochantes verticales dextres du secteur de Foum el Mejez.
B- Bloc-Diagramme illustrant les différents types de fractures avec quelques corps tectoniques observés dans la bande de Foum el Mejez : fractures liées à un cisaillement vertical dextre. 225

Fig. 133 : Coupe dans le secteur d'Oulad el Abid : les terrains dévoniens sont découpés en lanières et amygdales par des décrochements dextres. Le rejeu tardif de l'un de ces accidents effondre à l'Ouest les terrains triasiques. 226

Fig. 134 : Stéréogramme des stries de friction portées par les failles décrochantes dextres du secteur d'Oulad el Abid. 226

Fig. 135 : Reprise de la schistosité $S_1$ par un plissement $P_2$ dans une zone de cisaillement dextre (Amdidih). 227

Fig. 136 : Découpage d'un pli $P_2$ à axe courbe par décrochement dextre parallèle à son plan axial. 228

Fig. 137 : Stéréogramme synthétique de distribution de la fracturation liée au cisaillement cassant au Nord-Ouest du secteur d'Amdidih-Sakhrat Belif. 228

Fig. 138 : A- Schéma des lentilles de cisaillement dans la zone de Sakhrat Belif.
B- Géométrie des lentilles de cisaillement en perspective.
C- Lentilles de cisaillement à l'échelle microscopique. 229

Fig. 139 : Corps fusiforme correspondant à l'effet de torsion sur une lentille de cisaillement. 230

Fig. 140 : Stéréogramme de répartition des plans de fracture engendrés par boudinage en tablette de chocolat. 231

Fig. 141 : Stéréogramme synthétique de distribution des décrochements liés au cisaillement cassant dans la bande de Foum el Mejez - Amdidih. 232

Fig. 142 : Schéma d'un micropli $P_2$ échantillonné dans la zone de Leffaïd. 233

Fig. 143 : A- Découpage des terrains de l'unité allochtone de la Gada Jennabia par le cisaillement cassant dextre.
B- Structure microscopique des grès affectés par le cisaillement cassant dextre de la région de Jaïffa. 233

Fig. 144 : A- Stéréogramme des linéations $L_0$, d'allongement des galets et de la schistosité $S_1$ dans les terrains métamorphiques du secteur de Skikirat.
B- Stéréogramme des plis $P_2$ et schistosité $S_2$ dans les terrains métamorphiques du secteur de Skikirat. 236

Fig. 145 : Coupe du talus ouest de la tranchée de chemin de fer, au pied de la colline de Skikirat 397. 238

Fig. 146 : Stéréogramme des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ dans le flanc nord de l'anticlinal de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. 242

Fig. 147 : Stéréogramme des éléments de déformation des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ de l'écaille supérieure de l'unité d'Ain el Melah. 243

Fig. 148 : A- Stéréogramme des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ dans la partie orientale de l'écaille inférieure de l'unité d'Aïn el Melah.
B- Vue panoramique des calcaires viséen terminal plissés
C- Schistosité $S_1$ affectant les calcaires viséen terminal de l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah.
D- Stéréogramme des plis $P_1$ synschisteux $S_1$ dans la partie occidentale de l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah. 245

Fig. 149 : A- Vue parnormaique vers l'Ouest montrant le découpage des terrains plissés de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou par des décrochements dextres.
B- Stéréogramme des failles décrochantes dextres au Nord de l'unité de Koudiat el Adam - Sidi Chahou. 246

Fig. 150 : Stéréogramme des plans de décrochements et de schistosité $S_1$ dans la partie orientale de l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah. 247

Fig. 151 : Coupe dans l'affleurement sud-occidental de l'écaille $e_4$ au Sud de Bou Hamida. 249

Fig. 152 : A- Vue panoramique du synclinal de Merija imprimé dans les calciares viséens de l'écaille $e_4$.
B- Stéréogramme du synclinal de Merija. 249

Fig. 153 : Direction de compression lors de la déformation hercynienne majeure. 251



Fig. 154 : Stéréogrammes des stries de friction portées par des plans peu pentés au niveau du contact tangentiel de base de l'unité d'Ain el Melah.
A- région ouest du contact.
B- région est du contact. 255

Fig. 155 : Coupe montrant l'amygdalisation des terrains viséen supérieur de la partie sommitale de l'écaille inférieure de l'unité d'Ain el Melah, juste sous le chevauchement de l'écaille supérieure. 256

Fig. 156 : Coupe du talus oriental de la tranchée de la route du barrage el Massira à 100 m au Nord du pont sur l'oued Timesdag. 258

Fig. 157 : Structures en éventail résultant d'un cisaillement horizontal dans un plan vertical. 260

Fig. 158 : Bloc-diagramme interprétatif des contacts anormaux du secteur d'Ain el Melah. 260

Fig. 159 : Direction de compression lors de la déformation tardi-hercynienne. 261

Fig. 160 : A- Vue panoramique à 600 m au Nord de Sidi Abdelaziz montrant le chevauchement des terrains dévonien inférieur sur ceux du viséen supérieur découpés en amygdales.
B- Détail de l'amygdalisation affectant les calcaires du Viséen supérieur.
C- Coupe SW-NE montrant l'écaille viséenne prise en sandwich entre les terrains pélitiques du Dévonien inférieur. 263

Fig. 162 : Coupe NNE-SSW à travers les écailles du calcaire viséen terminal de la région du Draa Mils. 263

Fig. 163 : Schéma montrant un cisaillement lié au premier épisode de tectonique tangentielle manifesté dans des terrains de grès et pélites du Dévonien inférieur affleurant sous le massif calcaire dévonien moyen d'Oulad Barka. 264

Fig. 164 : Vue panoramique A montrant le contact de base de l'écaille $e_4$ avec troncature basale des couches viséennes subverticales de l'écaille. 265

Fig. 165 : Découpage tangentiel au sein de l'écaille $e_4$. 266

Fig. 166 : Coupe le long de la R.P.7. A montrant une ondulation moyenne N80°, B affectant les terrains conglomératiques rouges post-orogéniques. 271

Fig. 167 : Position des affleurements des conglomérats post-orogéniques dans le massif paléozoïque des Rehamna. 272

Fig. 168 : Stéréogramme donnant l'axe calculé du plissement des conglomérats post-orogéniques au Nord de Koudiat Gara. 272

Fig. 169 : Coupe nord-sud à travers les collines situées à l'Est de Mechra ben Abbou montrant les chevauchements du Sud vers le Nord des formations du substratum des conglomérats post-orogéniques. 273

Fig. 170 : A- Cartographie de détail dans le secteur de Koudiat Gara.
B- Coupe nord-sud dans les Rehamna septentrionaux montrant le plissement et écaillage affectant les conglomérats post-orogéniques et leur substratum. 274

Fig. 171 : Stéréogramme des stries de friction enregistrées dans les quartzites struniens de la région de Koudiat Gara. 275

Fig. 172 : A- Coupe est-ouest juste au Sud de la faille de Nahilat montrant la géométrie du demi-graben sud qui s'approfondit vers l'Ouest, le découpage en horsts et grabens post formation 1 et la flexuration de la formation 2 et des terrains sous-jacents en bordure du faisceau de failles de l'oued Tarfa.
B- Stéréogramme de l'axe de plis N30° engendré par la flexuration des terrains en bordure des failles de l'oued Tarfa. 276

Fig. 173 : Direction de compression régionale lors de la déformation post-orogénique. 277

Fig. 174 : Coupe nord-sud montrant des structures en éventail possibles en partie liées au serrage post-conglomérats de la formation 1. 278

Fig. 175 : Direction de compression régionale lors de la déformation hercynienne majeure $Z_1$ et lors de la déformation tardi-hercynienne $Z_2$. 284



## LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Faunes des terrains dévonien inférieur de l'ensemble de Mechra ben Abbou. 45

Tableau 2 : Faunes des calcaires dévonien moyen de l'ensemble de Mechra ben Abbou. 60

Tableau 3 : A- Compositions chimiques des gabbros et des dolérites du substratum.
B- Compositions recalculées sans $H_2O^+$ des produits basiques du substratum. 157

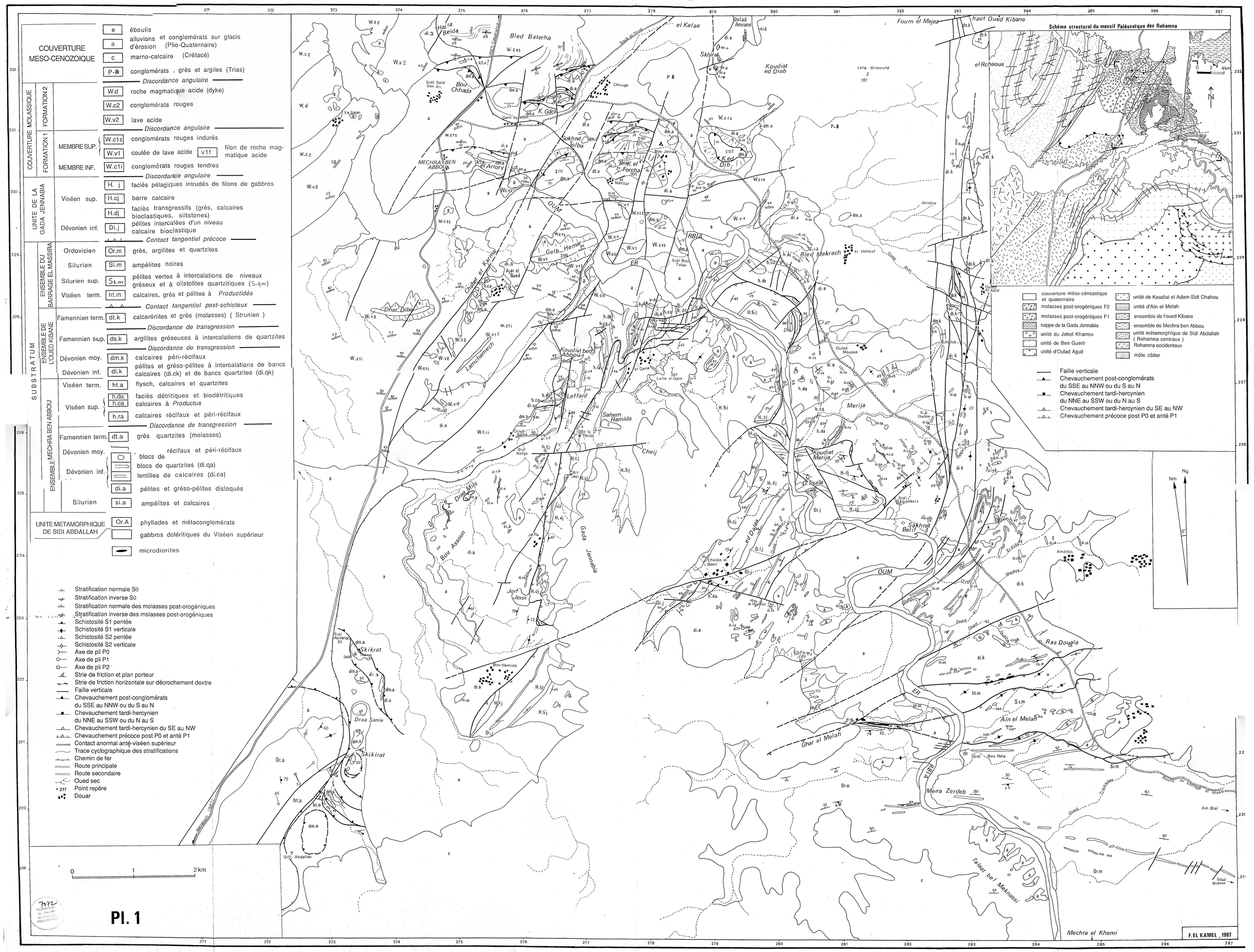
Tableau 4 : A- Compositions chimiques des gabbros et dolérites de l'unité allochtone de la Gada Jennabia.
B- Compositions recalculées sans $H_2O^+$ des gabbros et dolérites de l'unité de la Gada Jennabia. 160

Tableau 5 : A- Compositions chimiques des gabbros et dolérites de Lalla el Gara.
B- Compositions recalculées sans $H_2O^+$ des produits magmatiques de Lalla el Gara. 161

Tableau 6 : Analyses chimiques des dolérites de l'oued Khorifla. 172

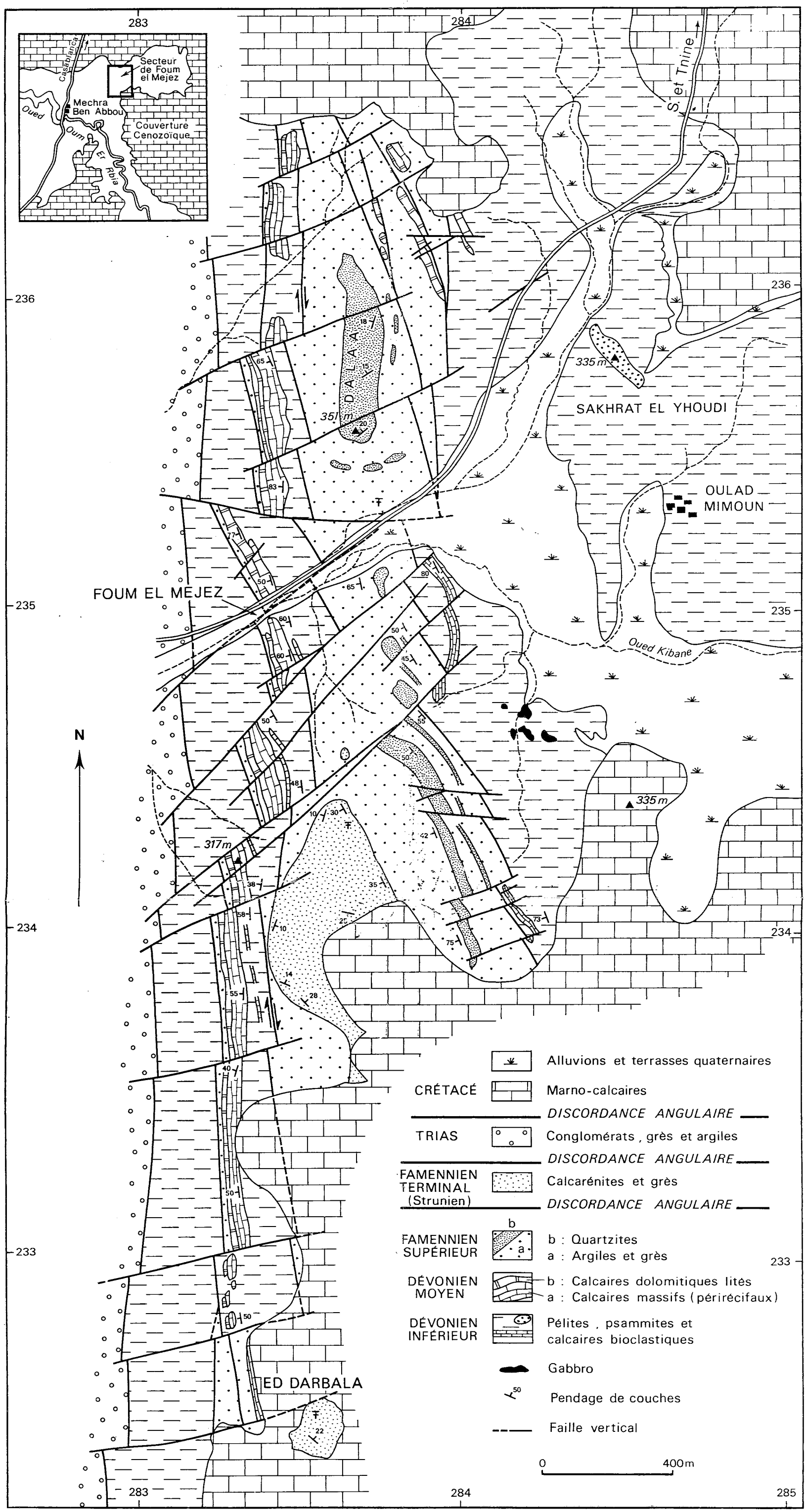
Imprimé à la
Faculté des Sciences et Techniques
de Saint-Jérôme
13397 MARSEILLE CEDEX 13

# CARTE GÉOLOGIQUE DES REHAMNA NORD-ORIENTAUX (MECHRA BEN ABBOU)



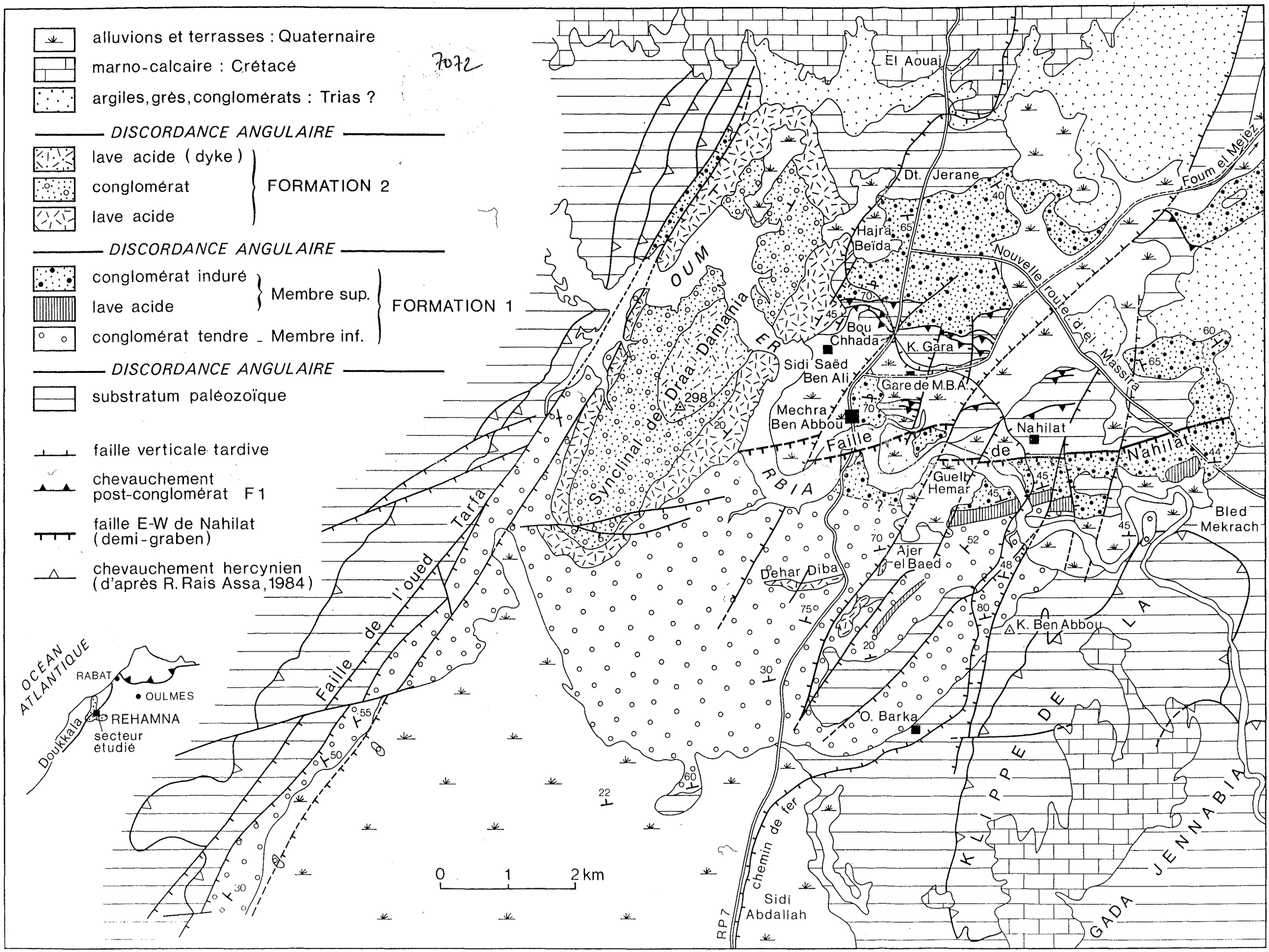

PI. 1

# PI. 2 CARTE GÉOLOGIQUE DE FOUM EL MEJEZ

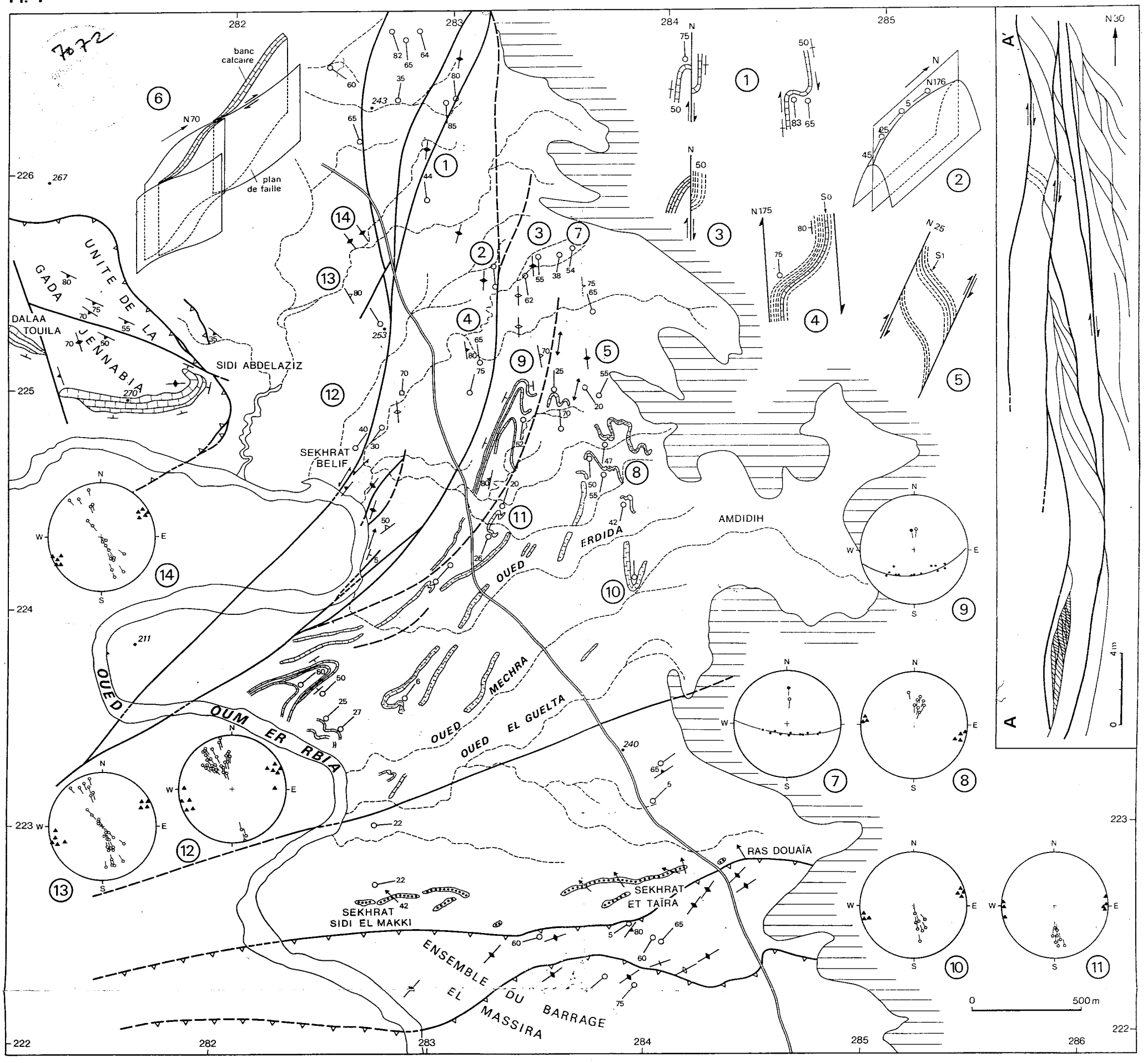



7072

# Pl. 3 CARTE STRUCTURALE DES MOLASSES POST-OROGÉNIQUES DE MECHRA BEN ABBOU



# CARTE STRUCTURALE D'AMDIDIH




Couverture méso-cénozoïque

Barre calcaire

Barre quartzitique

Contact chevauchant

Faille

• 211 Altitude en mètres

de (7) à (14) : Stéréogrammes des axes de pli P1

de (1) à (6) et coupe A-B : Structure indiquant le sens dextre des décrochements

**CARTE**

Stratification So inclinée — verticale

Schistosité S1 inclinée — verticale

Schistosité S2 inclinée

Pli P1 — (horizontal)

Pli P2

Strie de friction sur plan horizontal à peu pentée, flèche indiquant le sens de déplacement du compartiment supérieur

Strie de friction horizontal sur plan horizontal

**STÉRÉOGRAMMES**

HÉMISPHÈRE SUPÉRIEUR DE WULFF

• Pôle de stratification

▲ Plan axial de pli P1

Pli P1 (mesuré)

Pli P1 (calculé)