Étude lithostratigraphique et tectonométamorphique des Rehamna sud-orientales, Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine

Jean-Jacques Cornée

▶ **To cite this version:**

Jean-Jacques Cornée. Étude lithostratigraphique et tectonométamorphique des Rehamna sud-orientales, Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. Stratigraphie. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, 1982. Français. NNT : . tel-01015855

HAL Id: tel-01015855
https://theses.hal.science/tel-01015855

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.

UNIVERSITÉ DE DROIT, D'ÉCONOMIE
ET DES SCIENCES D'AIX-MARSEILLE

FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE ST. JÉRÔME

12313

THÈSE

présentée par

Jean-Jacques CORNÉE

pour obtenir le grade de Docteur de 3ème cycle

Mention Géologie Dynamique
Option Géologie Structurale

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES REHAMNA SUD-ORIENTALES PLISSEMENTS ET NAPPES

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DE LA CHAÎNE HERCYNIENNE EN MESETA MAROCAINE

Soutenue le 11 Janvier 1982 devant la commission d'examen :

MM.	J. SOUGY	Président
	J. MULLER	Examinateurs
	C. HOEPFFNER	
	J. RODGERS	
	R. SCHOLTEN	

Je l'avais toujours dit et personne ne voulait le croire. Je l'avais toujours dit et tout le monde se moquait de moi. Je l'avais toujours dit et maintenant tout le monde y croit. Et voilà que je commence à y croire aussi.

Norge

RESUME

Dans les Rehamna orientales (meseta hercynienne marocaine), quatre unités structurales ont été individualisées, séparées par des contacts anormaux peu pentés. Ce sont, de bas en haut :

1 - *L'unité des Oulad Aguil*

Cette unité comprend deux grands groupes lithostratigraphiques dont les relations structurales ne sont pas encore définitivement établies :

- au N, c'est le *groupe de la Koudiat el Adam*, non métamorphique, daté de l'Ordovicien et constitué d'environ 1.500 m de sédiments détritiques (grès, quartzites, siltstones, argilites) déposés en milieu marin peu profond; les roches de ce groupe constituent un vaste anticlinal kilométrique originellement déversé au NW.
- au S, c'est le *groupe des Ouled Hassine*, métamorphique, non daté mais probablement d'âge post-ordovicien supérieur, constitué de roches métamorphiques variées (quartzites, calcaires, conglomérats, phyllites, slates) qui rappellent des faciès marins de plate-forme; l'épaisseur de la succession est au moins d'un millier de mètres; les roches de ce groupe constituent un vaste synclinorium déversé au NW qui semble relayer normalement vers le S l'anticlinal précédent; dans ce groupe le métamorphisme est prograde vers le S.

2 - *L'unité de Benguerir*

Cette unité est constituée de roches métamorphiques, non datées, d'origine volcano-sédimentaire (quartzophyllites, phyllites, schistes, métatufs basiques, amphibolites, épidotites) rappelant beaucoup certains faciès d'âge viséen supérieur connus plus au N et plus au S ; le métamorphisme est prograde vers le S. Cette unité repose sur le groupe des Ouled Hassine au N par l'intermédiaire d'un contact anormal faiblement penté au SSE.

3 - *L'unité du Jebel Kharrou*

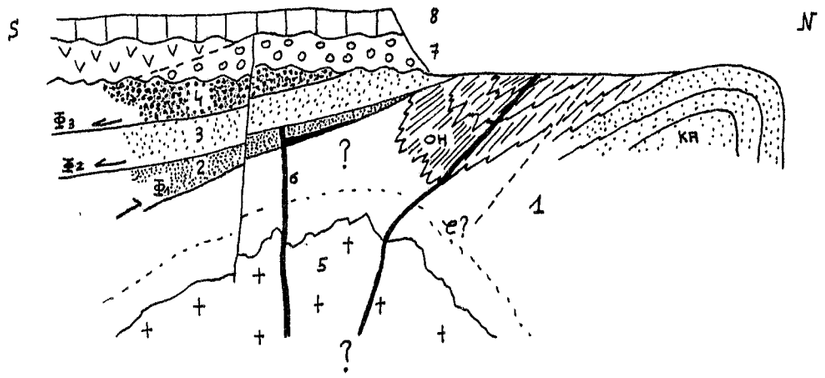
Cette unité, non métamorphique, datée de l'Ordovico-Silurien, est constituée des mêmes roches que le groupe de la Koudiat el Adam; elle est tronquée à la base par un contact anormal bréchifié très peu penté et repose sur les deux unités précédentes.

4 - *L'unité de Dalaat*

Cette unité, non métamorphique, est constituée de roches détritiques (grès,

siltstones, argilites silteuses, conglomérats) et carbonatées (calcaires) d'âge viséen supérieur-namurien (?); elle constitue une klippe, tronquée à la base par un contact anormal bréchifié, et elle repose sur l'unité du Jebel Kharrou.

Le dessin ci-dessous représente de façon *très simplifiée* l'histoire du segment hercynien étudié.



1 : unité des Oulad Aguil (OH = groupe des Ouled Hassine; KA = groupe de la Koudiat el Adam); 2 : unité de Benguerir; 3 : unité du Jebel Kharrou; 4 : unité de Dalaat; 5 : granite; 6 : filons de microdiorite quartzique; 7 : conglomérats et laves attribués à l'Autunien; 8 : crétacé marin.

Les deux unités les plus basses, bien que séparées par un contact anormal, ont subi des évolutions tectono-métamorphiques similaires; elles représentent le substratum relatif des deux autres unités sus-jacentes.

EVOLUTION TECTONIQUE, METAMORPHIQUE ET MAGMATIQUE DES REHAMNA ORIENTALES

Cette évolution peut être grossièrement divisée en trois périodes, après le dépôt des sédiments (Cambrien à Viséen supérieur-Namurien (?)).

1 - *Entre le Viséen supérieur-Namurien (?) et l'Autunien* se situe une évolution tectono-métamorphique polyphasée, essentiellement commandée par des cisaillements de moins en moins ductiles avec le temps; la *tendance générale est à un déplacement de matière vers l'W ou le NW* : après un premier épisode de plissement isoclinal déversé au NW, synchrone du métamorphisme régional à séricite-biotite, on a un paroxysme thermique du métamorphisme marqué par la cristallisation de grenat, de staurotide et de cordiérite. Ces minéraux sont ensuite repris par un deuxième épisode de plissement déjeté au NW ou à l'W, accompagné de couloirs

de cisaillements ductiles fortement pentés à l'Est dans lesquels il n'y a pas de nouvelles cristallisations. Un troisième épisode de plissement N 140° lié à des décrochements dextres, réoriente les structures précédentes.
L'unité de Benguerir chevauche ensuite l'unité des Oulad Aguil du SE vers le NW en conditions superficielles. Ce chevauchement est *peut-être* recoupé par des granites dans les Rehamna centrales; dans ce cas, il serait anté-granites, datés de - 273± 2 M.a.(Autunien basal). Le contact anormal est recoupé dans le secteur étudié par des filons de microdiorite quartzique eux-mêmes postérieurs aux granites.

2 - Pendant l'Autunien (sous réserve des attributions chronologiques) le bâti est affecté d'une importante tectonique tangentielle marquée par la mise en place d'une nappe tectonique épiglyptique: l'unité de Dalaat. Cette nappe transporte des roches déjà plissées et tronquées à la base. Le déplacement se fait du N vers le S, à partir d'une patrie actuellement inconnue et sur au moins 22 km. Le passage de cette nappe entraîne des morceaux de substratum (unité du Jebel Kharrou) en position paraautochtone sur au moins 20 km vers le Sud. Les causes de cette tectonique tangentielle du Nord vers le Sud sont actuellement inconnues. La mise en place de ces nappes achève la fin du cycle hercynien.

3 - Les premiers dépôts post-orogéniques sont représentés par des conglomérats attribués à l'Autunien et qui proviennent de l'érosion de la chaîne hercynienne. Il leur fait suite l'épanchement de laves permo-triasiques, suivis de la formation de horsts et de grabens N 70°. Ces deux derniers événements pourraient marquer une distension régionale post-hercynienne. Après une nouvelle période d'érosion, la mer transgressera cette région au Crétacé inférieur.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS
RESUME 1
SOMMAIRE 5
CHAPITRE I GENERALITES 15
I - PRESENTATION DU SECTEUR 15
A - CADRE GEOGRAPHIQUE 15
B - CADRE GEOLOGIQUE 16
II - TRAVAUX ANTÉRIEURS 17
III - BUT DE L'ÉTUDE 18
IV - MÉTHODES DE TRAVAIL ET MATÉRIEL UTILISÉ 18
A - METHODES 18
1 - Etudes préliminaires au laboratoire 18
2 - Travaux de terrain 18
B - DOCUMENTS UTILISES 19
1 - Feuilles topographiques 19
2 - Photographies aériennes 19
3 - Cartes géologiques 19
C - DEFINITION DES PRINCIPAUX TERMES UTILISES 19
1 - Pétrographie 19
a - Roches détritiques 19
b - Roches métamorphiques 20
2 - Tectonique 20
a - Objets planaires 20
b - Objets linéaires 21
c - Plis 21
d - Mesures à la boussole 21

V - DÉFINITION DES UNITÉS TECTONIQUES ET COMMENTAIRE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE 21
A - COMMENTAIRE DU SCHEMA STRUCTURAL 21
1 - L'unité des Oulad Aguil 21
2 - L'unité de Benguerir 21
3 - L'unité du Jebel Kharrou 22
4 - L'unité de Dalaat 22
B - COMMENTAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE 22
1 - L'autochtone relatif 22
a - L'unité des Oulad Aguil 22
b - L'unité de Benguerir 22
2 - Le paraautochtone relatif : l'unité du Jebel Kharrou 23
3 - L'allochtone : l'unité de Dalaat 24
4 - Les formations post-orogéniques 24
VI - SUBDIVISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES 24
A - UNITE DES OULAD AGUIL 24
B - UNITE DE BENGUERIR 24
C - UNITE DU JEBEL KHARROU 24
D - UNITE DE DALAAT 24
VII - PLAN D'ÉTUDE 25
CHAPITRE II L'UNITE DES OULAD AGUIL 27
I - LE GROUPE DE LA KOUDIAT EL ADAM 27
A - LITHOSTRATIGRAPHIE 27
1 - Description des coupes de références 27
a - La formation 1 27
a1 : Description des faciès 28
a2 : Conditions de dépôt 28
a3 : Age de la formation 1 28
b - La formation 2 30
b1 : Description des faciès 30
b2 : Conditions de dépôt 30
b3 : Age de la formation 2 30
c - La formation 3 31
c1 : Description des faciès 31
c2 : Conditions de dépôt 31
c3 : Age de la formation 3 31

d - La formation 4 31
d1 - Descritpion des faciès 31
d2 - Conditions de dépôt 32
d3 - Age de la formation 4 32
e - La formation 5 32
e1 - Description des faciès 32
e2 - Conditions de dépôt 33
e3 - Age de la formation 5 33
f - La formation 6 33
f1 - Description des faciès 34
f2 - Conditions de dépôt 36
f3 - Age de la formation 6 36
g - La formation 7 36
g1 - Description des faciès 36
g2 - Conditions de dépôt 39
g3 - Age de la formation 7 40
h - La formation 8 40
i - Conclusion sur l'Ordovico-Silurien des Rehamna orientales 40
2 - Lithostratigraphie des lambeaux méridionaux 41
B - EVOLUTION TECTONIQUE ET MAGMATIQUE 43
1 - Le problème du feuilletage des argilites 43
2 - Le premier épisode de plissement 43
a - Description des structures 43
b - Orientation des structures 43
3 - Le deuxième épisode de plissement 44
a - Description des structures 44
b - Orientations des structures 44
4 - L'effondrement du massif d'Allahia 44
5 - La mise en place des filons de microdiorite 46
6 - Les décrochements N 70° à N 90° 47
C - LE METAMORPHISME ET SES RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE 47
II - LE GROUPE DES OULED HASSINE 49
COMMENTAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE 49
A - LITHOSTRATIGRAPHIE 51
1 - La formation 1 53
2 - La formation 2 54
a - Les quartzites 54
b - Les calcaires 56
c - Les phyllites 56

3 - La formation 3 56
a - Les calcaires conglomératiques 57
b - Les phyllites à galets et à lentilles conglomératiques 57
4 - La formation 4 58
5 - La formation 5 58
6 - La formation 6 59
7 - Conclusion sur la lithostratigraphie 59
B - EVOLUTION TECTONIQUE ET MAGMATIQUE 59
1 - Les veines de quartz "Q1" 59
2 - Le premier épisode de plissement 60
a - Description des éléments structuraux 60
b - Orientation des éléments structuraux 62
c - Etude de la dissymétrie des plis P1;
structure générale du groupe des Ouled Hassine;
relations structurales avec le groupe de la Koudiat el Adam;
âge du groupe des Ouled Hassine 63
d - L'exagération du premier épisode de plissement 66
3 - Le deuxième épisode de plissement 67
a - Description des structures 67
b - Orientation des éléments structuraux 69
c - Cinématique des plis P2 69
4 - Le troisième épisode de plissement 70
a - description des éléments structuraux 70
b - Orientation des éléments structuraux 70
5 - Le premier épisode de tectonique tangentielle 70
a - Description des structures 70
b - Orientation des structures et sens des déplacements 71
6 - La mise en place de filons de microdiorite 71
7 - Les failles N-S 76
8 - Le deuxième épisode d'écaillage 76
9 - Les décrochements dextres N 40° - N 90° 76
C - LE METAMORPHISME ET SES RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE 76
1 - Le métamorphisme synschisteux 76
a - Les slates 76
b - Les phyllites 78
c - Les calcaires 78
d - Les quartzites 78
e - Conclusion 78
2 - La porphyroblastèse 78
a - Le grenat 79
b - La cordiérite 80
c - L'épidote 81

3 - Relations entre le métamorphisme et la tectonique 81
III - CONCLUSION 82
CHAPITRE III L'UNITE DE BENGUERIR 85
I - LITHOSTRATIGRAPHIE 85
A - LES ROCHES DE LA TRANCHEE DE BENGUERIR 85
1 - Phyllites gris clair 85
2 - Quartzites 85
3 - Chlorithoschistes 86
4 - Quartzophyllites 86
5 - Slates 88
6 - Chloritophyllites mouchetées 88
7 - Phyllites à rubanement centimétrique rouge et blanc 88
8 - Conclusion 89
B - LES ROCHES DE L'EST DES REHAMNA 89
1 - Quartzophyllites 89
2 - Schistes vert sombre 90
3 - Amphibolites 91
4 - Epidotites 92
5 - Phyllites à grenat 93
6 - Quartzites 93
C - CONCLUSION 94
II - EVOLUTION TECTONIQUE ET MAGMATIQUE 94
A - ETUDE DES FLANCS DE LA TRANCHEE DE BENGUERIR 94
COMMENTAIRE DE LA PLANCHE V 94
1 - Veines de quartz Q1 95
2 - Mise en place de pegmatite 95
3 - Le premier épisode de plissement 97
a - Description des structures 97
b - Orientation des éléments structuraux 98
c - Conclusion 98
d - L'exagération du premier épisode de plissement 98
4 - Le deuxième épisode de plissement 100
a - Description des structures 100
b - Orientation des éléments structuraux 101
c - Cinématique des plis P2 101
5 - Le troisième épisode de plissement 102
a - Description des structures 102
b - Orientation des éléments structuraux 102
6 - Les veines de quartz Q2 102
7 - Les écaillages internes 102
a - Description des structures 102
b - Orientation des éléments structuraux 104
c - Sens des mouvements d'écaillage 104

8 - Mise en place de filons de microdiorite 105
9 - Le problème de la diorite de Benguerir 105

B - L'EST DES REHAMNA 106
1 - Commentaire régional 106
a - Secteur de la Koudiat Smina 106
b - Entre Er Rouirguet et Souk el Had 107
Relations structurales entre les unités des Oulad Aguil (groupe des Ouled Hassine) et de Benguerir 107
c - Entre khenidlet, la Dalaat et Kahlat et Kaïs 109
d - Entre Khenidlet, le Guelb Lahrach et Haïcham 110
2 - Chronologie résumée des événements tectoniques et magmatiques de l'Est des Rehamna 111

III - LE METAMORPHISME ET SES RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE 111

A - LE METAMORPHISME SYNSCHISTEUX 112
1 - Les phyllites 112
2 - Les phyllites à grenat 112
3 - Les métatufs basiques 112
4 - Chloritophyllites mouchetées 112
5 - Les épidotites 112
6 - Conclusion 112
B - LA PORPHYROBLASTESE 112
1 - Les blastes dans les schistes et les phyllites 112
a - La cordiérite ou l'andalousite 112
b - Le grenat 113
c - Le staurotide 114
2 - Influence de l'épisode thermique post-schisteux dans les métabasites 115
3 - Conclusion 115
C - RELATIONS ENTRE LE METAMORPHISME ET LA TECTONIQUE 115

IV - CONCLUSION SUR L'UNITÉ DE BENGUERIR 116

CHAPITRE IV L'UNITE DU JEBEL KHARROU 119

I - LITHOSTRATIGRAPHIE 119
II - EVOLUTION TECTONIQUE 121

A - LE PREMIER EPISODE DE PLISSEMENT 121
1 - Lambeau du Goulibet 121
2 - Lambeaux méridionaux 121
B - LE DEUXIEME EPISODE DE PLISSEMENT 122
1 - Lambeau du Goulibet 122
2 - Lambeaux méridionaux 124
C - LES FILONS DE MICRODIORITE 124
D - LA TECTONIQUE TANGENTIELLE POSTERIEURE AUX FILONS DE MICRODIORITE 124
1 - Structures observées dans l'Ordovicien 124
a - Lambeau du Goulibet 124
b - Lambeaux méridionaux 124
2 - Le contact de base du lambeau du Goulibet et des lambeaux méridionaux 125
a - Limite sud du lambeau du Goulibet 125
b - Limite nord du lambeau du Goulibet 126
c - Le contact de base dans les lambeaux méridionaux 127
3 - La brèche de base de l'unité du Jebel Kharrou 127
4 - Déformations liées au déplacement tangentiel 128
5 - Importance du contact anormal; sens du déplacement et ampleur du recouvrement 128
a - Direction et sens de l'unité du Jebel Kharrou 131
b - Ampleur du recouvrement 132
6 - Age de la mise en place de la nappe du Jebel Kharrou 132
7 - Mécanisme de mise en place de la nappe 133
E - LES FAILLES VERTICALES; RELATIONS ENTRE L'UNITE DU JEBEL KHARROU ET L'UNITE DES OULAD AGUIL DANS LE SECTEUR DE SKOURA. 133

III - METAMORPHISME 134
IV - CONCLUSION 134

CHAPITRE V L'UNITE DE DALAAT 135

I - LITHOSTRATIGRAPHIE 135
A - La formation 1 135
1 - Description des faciès 135
2 - Age de la formation 1 137

B - LA FORMATION 2 137
1 - Description des faciès 137
2 - Age de la formation 2 138
C - LA FORMATION 3 138
1 - Description des faciès 138
2 - Age de la formation 3 139
D - ROCHES ATTRIBUEES A l'UNITE DE DALAAT 140
E - CONDITIONS DE SEDIMENTATION, AGE ET CORRELATIONS 140
1 - Conditions de sédimentation 140
2 - Age du matériel de l'unité de Dalaat 141
3 - Corrélations 141
a - Rehamna du Nord 141
b - Jebilet orientales 141

II - ÉVOLUTION TECTONIQUE 142
A - LE PREMIER EPISODE DE PLISSEMENT 142
1 - Description des structures 142
2 - Orientation des éléments structuraux 142
B - LE DEUXIEME EPISODE DE PLISSEMENT 144
1 - Description des structures 144
2 - Orientation des éléments structuraux 144
C - LA TECTONIQUE TANGENTIELLE 145
1 - Structures observées dans l'unité de Dalaat 145
2 - Le contact de base 145
3 - Sens de déplacement de l'unité de Dalaat 148
a - Direction des mouvements tangentiels 148
b - Sens des mouvements tangentiels 148
4 - Ampleur du recouvrement 150
5 - Age du déplacement tangentiel 150
D - LES FAILLES SUBVERTICALES 151
III - CONCLUSION 151
CHAPITRE VI LES FORMATIONS POST-OROGENIQUES 153
I - LITHOLOGIE 153
A - LES CONGLOMERATS 153
1 - Description des faciès 153
2 - Age des conglomérats 153

B - LES LAVES 154
1 - Description des faciès 154
2 - Age des laves 154
C - CRETACE-TERTIAIRE 154
II - TECTONIQUE 154
III - CONCLUSION 155
CHAPITRE VII CONCLUSION GENERALE 157
I - REHAMNA ORIENTALES 157
LES UNITES STRUCTURALES .....
A - LITHOSTRATIGRAPHIE 157
1 - Substratum et paraautochtone 157
2 - Allochtone 157
B - TECTONIQUE, METAMORPHISME ET MAGMATISME 158
1 - L'évolution tectono-métamorphique polyphasée .....
2 - La tectonique tangentielle du N vers le S 160
3 - L'évolution post-orogénique 161
II - COMPARAISON ENTRE LES EPISODES DE TECTONIQUE TANGENTIELLE DES REHAMNA ET DES JEBILET 161
BIBLIOGRAPHIE 163
LISTE DES FIGURES ET DES PLANCHES 171

CHAPITRE I GENERALITES

I - PRESENTATION DU SECTEUR

A - CADRE GEOGRAPHIQUE

Le secteur étudié se situe au Maroc, dans le massif des Rehamna, à environ 80 km au NNE de Marrackech (fig. 1). Au Sud, sa limite correspond à la plaine de la Bahira, à la hauteur du parallèle 32°15' (pl. 1); à l'Est le méridien 7°30' constitue sa limite, au Nord le parallèle 32°20' et à l'Ouest le méridien 7°50'. Ce secteur couvre la totalité de la feuille topographique Jebel Kharrou au 1/50000 , déborde à l'Ouest sur la feuille Skhour des Rehamna et empiète légèrement à l'Est sur la feuille Mzizoua.

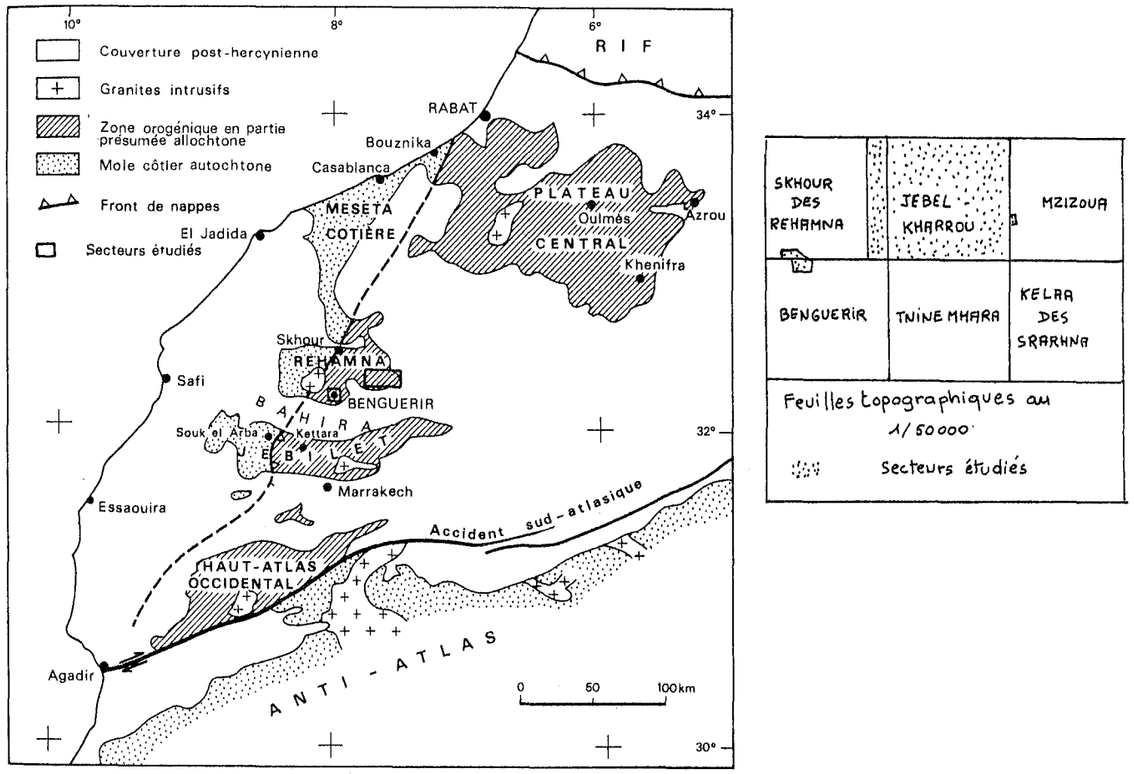


Fig. 1 : PLACE DES REHAMNA DANS LE MAROC HERCYNIEN
(d'après J. Sougy, 1976)

En plus de ce secteur, nous avons travaillé dans la nouvelle tranchée du chemin de fer des phosphates à 1,5 km au N de Benguerir (fig. 2). L'accès des zones étudiées est facile de la route nationale RP7 par de nombreuses pistes carrossables.

La partie nord de notre terrain étudié a un relief accusé, souligné par les crêtes quartzitiques de la Koudiat el Adam et du Jebel Kharrou qui culminent à 554 m; au Sud s'étend par contre une vaste plaine à 340 m d'altitude où les affleurements sont rares (pl. 1). Les oueds sont temporaires (sauf l'oued Zraïkem) et sont drainés au NE vers

l'oued Oum Er Rbia, en aval du grand barrage d'Al Massira.

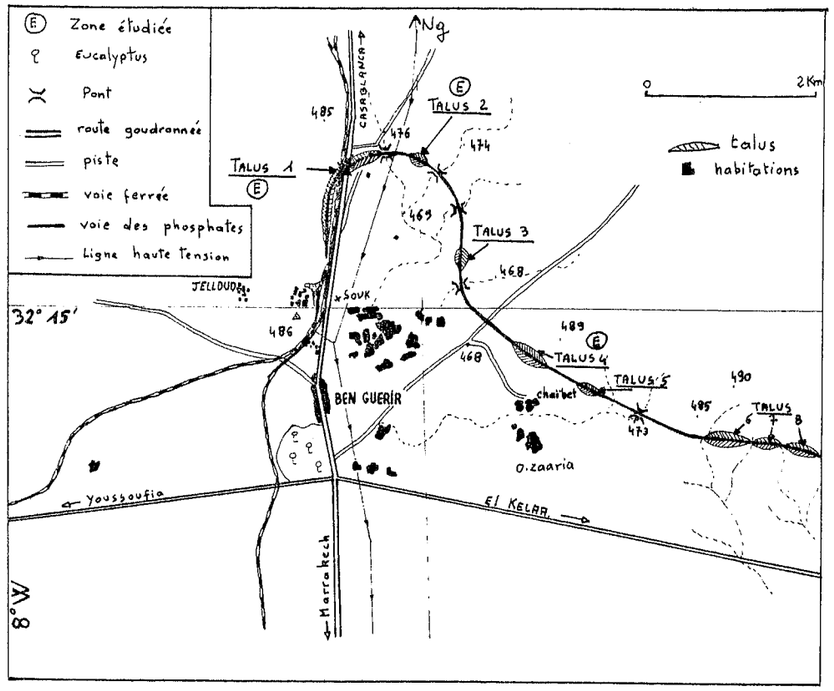


Fig. 2 : LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS EN TALUS LE LONG DE LA VOIE FERREE DES PHOSPHATES AU NORD IMMEDIAT DE BENGUERIR.

B - CADRE GEOLOGIQUE

Les Rehamna font partie de la chaîne hercynienne du Maroc. Ils constituent une boutonnière de Paléozoïque plissé qui affleure sous les dépôts discordants et tabulaires du Crétacé et du Tertiaire. Cette boutonnière a 80 km dans le sens E-W et 60 km dans le sens N-S (fig. 1). On y distingue deux domaines (fig. 1) :

1 - *Le domaine occidental*, ou môle côtier, présumé autochtone, constitué de terrains sédimentaires cambriens à dévoniens affectés de plis cylindriques NNE-SSW de demi-longueur d'onde d'ordre kilométrique.

2 - *Le domaine oriental*, ou zone orogénique calédono-*hercynienne*, caractérisée par des roches métamorphiques au Sud passant à des roches sédimentaires au Nord (pl. 1A), et par la présence d'unités allochtones au moins dans sa partie la plus orientale. Ces matériaux ont des âges s'échelonnant du Cambrien moyen au Permo-Trias. Ils ont subi des tectoniques polyphasées.

Les relations structurales entre les deux domaines ne sont pas définitivement établies et plusieurs hypothèses prévalent : soit qu'il s'agisse d'une zone de décrochement fortement

pentée à l'Est, soit qu'il s'agisse, comme dans les Jebilet, d'un front de nappes actuellement repris par une faille subverticale. Enfin, les deux domaines sont traversés par des granites tardi-orogéniques puis recoupés par des failles N70°.

II - TRAVAUX ANTERIEURS DANS LES REHAMNA

Après quelques observations ponctuelles de BARTHOUX (1924), NELTNER (1932), DELEPINE et YOVANOVITCH (1938) (Ce dernier soupçonnant déjà la présence de mouvements tangentiels), le premier travail d'ensemble sur les Rehamna a été réalisé par GIGOUT (1951, 1952, 1955a, 1955b, 1956) et a notamment abouti à la publication de cartes géologiques (1954a, 1954b, 1959) au 1/200 000.

Depuis 1967, l'équipe de géologie structurale de Strasbourg, dirigée par A. MICHARD, a étudié en détail ce massif en insistant sur les zones métamorphiques. De nombreuses notes ont paru (MICHARD, 1967, 1968a, 1968b, 1969, 1976, 1978; MICHARD *et al.*, 1978a, I et II, 1978b; HOEPFFNER *et al.*, 1972, 1974, 1975a, 1975b; PIQUE, 1973, 1975, 1980; GUEZOU *et al.*, 1975, 1976), trois monographies (PIQUE, 1972; HOEPFFNER, 1974; JENNY, 1974) et une synthèse du massif est actuellement sous presse aux *Notes et mém. Serv. géol. Maroc* (MICHARD *et al.*, 1981). Ces travaux démontrent le rôle majeur des cisaillements synschisteux en bordure du môle côtier et mettent en évidence des écaillages tardifs dans les Rehamna du Nord et de l'Est (Jebel Kharrou).

A cette conception essentiellement autochtoniste, où les déformations sont commandées par des rejeux du socle, s'est opposée récemment une conception allochtoniste : RICHERT et PERRIN (1972) pensent qu'une importante tectonique tangentielle affecte les Rehamna du Nord; puis, SOUGY *et al.* (1978), proposent une hypothèse selon laquelle la zone orogénique hercynienne est constituée d'un empilement de nappes tectoniques en relation avec celles mises en évidence dans les Jebilet (SOUGY, 1976; MULLER *et al.* 1979); ils distinguent dans les Rehamna plusieurs unités charriées qui sont de bas en haut et d'Ouest en Est :

- l'unité de Bou Gader, métamorphique, polystructurée, attribuée au Cambrien inférieur, prolongation de l'unité définie dans les Jebilet;
- l'unité des Skhirats, constituée de matériel sédimentaire d'âge ordovico-dévonien dilacéré en blocs tectoniques;
- l'unité du Jebel Kharrou, sédimentaire à métamorphique, cambro-silurienne;
- l'unité de Ksama, métamorphique et polystructurée, d'âge inconnu;
- l'unité d'Abda, métamorphique et polystructurée, d'âge inconnu, très analogue à la même unité définie dans les Jebilet;
- l'unité d'Abda, faciès métamorphique à grenat , d'âge inconnu;
- une unité carbonifère, sédimentaire.

Pour ces auteurs le front d'érosion des nappes se situe actuellement à la limite des domaines occidental et oriental, car le plan de base des nappes est recoupé par un accident vertical (faille de l'Oued Tarfa).

TISSERAND (1977) publie un important travail de géochronologie absolue concernant quelques massifs hercyniens du Maroc, dont les Rehamna. Dans ce dernier massif la chronologie des événements magmatiques tardi à post-orogéniques est la suivante (PIQUE 1972, JENNY 1974, HOEPFFNER 1974) après les plissements et le métamorphisme :

- mise en place de granites calco-alcalins (Brikiine, Ras el Abiod, pl. 1A)
- mise en place de filons de microdiorite (dacitoïdes, HOEPFFNER, 1974) qui recoupent les granites et leur encaissant (JENNY 1974 et observations personnelles sur photos aériennes n° 105, 106, 107, 160, 161, 162, mission 4, Maroc, 1948, pour le granite de Ras el Abiod)
- mise en place de laves acides intercalées ou au-dessus de conglomérats rouges post-orogéniques (formation de Mechra Ben Abbou et de Nzala Hararcha, GIGOUT, 1951).

Les datations ont été faites par la méthode RUBIDIUM/STRONTIUM, et les âges ont été calculés avec les constantes suivantes : $^{85}Rb/^{87}Rb = 2,591$; $^{86}Sr/^{88}Sr = 0,1194$; $\lambda^{87}Rb = 1,47 \times 10^{-11}\ an^{-1}$. Ainsi, pour neuf échantillons provenant du batholite de Brikiine et Ras el Abiod (granites et filons de dolérite-diabase altérés et pneumatolysés) analysés sur *roche totale*, sept des points représentatifs s'alignent suivant une *isochrone* $t = 273 \pm 2$ *M.a.*, les deux autres étant légèrement au-dessus, dans le diagramme $^{87}Sr/^{86}Sr$; $^{87}Rb/^{86}Rb$. Par ailleurs, la muscovite d'un échantillon du granite de Ras el Abiod a donné un âge de 275 ± 2 M.a. (Autunien).

Les datations tentées sur les roches métamorphiques n'ont pas donné de résultats. Considérant cet âge 273 ± 2 M.a. pour les granites des Rehamna, TISSERAND propose un âge autunien pour les dépôts molassiques post-orogéniques (conglomérats rouges) qui sont discordants sur la chaîne hercynienne et qui étaient, auparavant, attribués par analogie de faciès avec d'autres régions au Westphalo-Autunien (GIGOUT 1951, MICHARD 1976).

III - BUT DE L'ÉTUDE

L'objectif qui avait été fixé au départ pour ce travail était de réaliser une étude lithostratigraphique, tectonique et métamorphique dans les Rehamna orientales afin d'y définir les différentes unités, allochtones, paraautochtones, autochtones, et de déterminer la nature et l'âge des contacts anormaux, enfin la direction et le sens des mouvements.

IV - MÉTHODES DE TRAVAIL ET MATÉRIEL UTILISÉ

A - METHODES

1 - Etudes préliminaires au laboratoire

Au cours de l'année 1978-1979 nous avons réalisé sur le massif des Rehamna une étude bibliographique ainsi qu'une étude photogéologique.

2 - Travaux de terrain

Quatre missions ont été effectuées dans les Rehamna : du 08/08/78 au 26/08/78,

du 05/10/79 au 20/12/79, du 08/09/80 au 12/10/80 et du 12/02/81 au 14/03/81; soit un total de 90 jours dans les Rehamna et de 20 jours dans les Jebilet. Les premiers résultats ont fait l'objet de rapports préliminaires et de notes (CORNEE, 1979, 1980, 1981).

B - DOCUMENTS UTILISES

1 - Feuilles topographiques au 1/50.000

- Benguerir NI - 29 - V - 1a
- Skhour des Rehamna NI - 29 - V - 1c
- Jebel Kharrou NI - 29 - V - 1d
- Mzizoua NI - 29 - V - 2c

Les levés de terrains ont été reportés sur des agrandissements au 1/25.000 . Nous avons en outre relevé des flancs de talus à Benguerir et au SW de Drioukat sur des photographies au 1/100 (pl. 4 et 5).

2 - Photographies aériennes au 1/43.000

Mission aérienne I.G.N. années 1950-1951, NI 29 - V - 1d, n° 1 à 8, 17 à 26, 27 à 40, 41 à 54, 55 à 67.

3 - Cartes géologiques

- Carte géologique de la Meseta côtière entre Settat et Mazagan, 1/200.000, par GIGOUT (1954, a).
- Carte géologique de la Meseta côtière entre Safi et Mechra Ben Abbou, 1/200.000, par GIGOUT (1954, b).
- Carte géologique du plateau des phosphates (feuille El Borouj), 1/200.000 (1959);
- Carte géologique des Rehamna orientales, 1/50.000 , par HOEPFFNER (1974).

C - DEFINITION DES PRINCIPAUX TERMES UTILISES

1 - Pétrographie

a - Les roches détritiques

Elles sont classées selon l'échelle de WENTWORTH :

Taille des grains	Nom de la roche
< 2 µ	*Argilites*
2 µ à 64 µ	*Siltstones*
64 µ à 126 µ	*Grès très fins*
126 µ à 250 µ	*Grès fins*
250 µ à 500 µ	*Grès moyens*
0,5 mm à 1 mm	*Grès grossiers*
1 mm à 2 mm	*Grès très grossiers*
> 2 mm	*Conglomérats*

Grès argileux microconglomératiques : grès très fins à très grossiers contenant des éléments détritiques divers très hétérogranulaires dans un ciment argileux, et renfermant de 1 à 5 % d'éléments détritiques d'une taille supérieure à 2 mm.

Les lames minces sont décrites en petits caractères typographiques avec les abréviations suivantes : LN : lumière naturelle; LP : lumière polarisée; µ : micron (10^{-3} mm). La composition minéralogique des roches a été parfois réajustée en fonction des éléments peu abondants.

b - Roches métamorphiques

Les roches contenant au moins 50% de micas néoformés (séricite, biotite, muscovite) sont nommées d'après les définitions de WILLIAMS *et al.* (1955) :

- *Slates* : roches métamorphiques dont les minéraux sont à peine visibles au microscope.
- *Phyllites* : roches métamorphiques à grain fin montrant un rubanement dont les minéraux sont visibles à la loupe.
- *Schistes* : roches métamorphiques à grain grossier montrant un rubanement bien marqué dont les minéraux sont visibles à l'oeil nu.

Autres roches :

- *Amphibolites* : roches essentiellement constituées d'amphiboles, de quartz et de feldspaths, orientés ou non.
- *Epidotites* : roches dont le minéral dominant est l'épidote (clinozoïsite essentiellement).

La description des lames minces se fait comme pour les roches détritiques (§ a)

2 - Tectonique

a - Objets planaires

- *Stratification* (So) : débit planaire de la roche qui correspond au dépôt initial des sédiments.
- *Clivage grossier* : débit de la roche le long de plans irréguliers d'espacement centimétrique à décimétrique non accompagné de recristallisations minérales; de part et d'autre de ces plans les déplacements sont nuls ou négligeables.
- *Schistosité de fracture ou clivage* : débit de la roche suivant des plans irréguliers d'espacement centimétrique à millimétrique; au microscope la roche est affectée de plans de rupture discontinus de part et d'autre desquels les déplacements sont nuls ou faibles; il n'y a pas de recristallisation de minéraux.
- *Clivage de crénulation* (Strain slip cleavage) : zones de fractures d'espacement inframillimétrique à centimétrique "plan-axiales" de microplis qui affectent généralement une roche déjà pourvue d'une schistosité de flux; le clivage de crénulation correspond à des cisaillements intimes de la roche qui sont spatialement discontinus; il n'y a pratiquement pas de

recristallisations de minéraux dans ces plans.

- *Schistosité de flux* : débit planaire de la roche en très fins feuillets accompagné de recristallisations, essentiellement de micas, parallèles à ces feuillets.

b - Objets linéaires

- *Linéation d'intersection* : intersection entre deux structures planaires; entre So et une surface Sx postérieure : L_O^X; entre une surface Sx et une surface Sy postérieure : S_X^Y.
- *Linéation minérale* : orientation privilégiée de minéraux sur une structure planaire ou dans la roche
- *Stries de friction* : trace en relief ou en creux laissée par le déplacement différentiel de deux blocs; elles sont en général limitées à des surfaces listriques et ne sont pas des déformations intimes de la roche.

c - Plis

Pour chaque pli nous avons mesuré l'orientation spatiale de la *charnière*, du *plan axial*, ainsi que le *sens d'entraînement des flancs* (ou dissymétrie des flancs, ou encore enroulement des plis).

d - Mesures à la boussole

Les mesures à la boussole, corrigées, sont données par rapport au Nord géographique en tenant compte de la déclinaison magnétique de - 6°. Nous avons par ailleurs utilisé l'hémisphère supérieur du canevas de WULF pour les reports d'axes et de plans.

V - DÉFINITION DES UNITÉS TECTONIQUES ET COMMENTAIRE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

A - COMMENTAIRE DU SCHEMA STRUCTURAL (pl. 1A)

Nous avons distingué quatre unités structurales dans l'Est des Rehamna, qui sont de bas en haut :

1 - *L'unité des Oulad Aguil*, sédimentaire au Nord et de plus en plus métamorphique vers le Sud, d'âge ordovicien à post-ordovicien supérieur; sa base est inconnue et à l'Ouest elle est limitée par une zone de cisaillements ductiles pentés à l'Est qui ont essentiellement fonctionné en décrochement dextre (bande des Ouled Zednes, JENNY 1974) et en chevauchement vers le NW.

2 - *L'unité de Benguerir*, métamorphique, non datée, limitée à la base par un contact anormal faiblement penté au Sud qui semble recoupé plus à l'Ouest par le granite de Ras el Abiod (JENNY 1974, observations personnelles sur photographies aériennes), daté de 273± 2 M.a. (p.18).

Ces deux premières unités constituent dans nos interprétations le *substratum (ou autochtone relatif)* des deux suivantes :

3 - *L'unité du Jebel Kharrou*, sédimentaire et dénuée de métamorphisme, datée de l'Ordovicien, et qui semble constituée de lambeaux éparpillés tronqués à la base par des contacts

anormaux bréchifiés. La forme de ces lambeaux est difficilement appréciable en raison des terrains sus-jacents. Dans cette unité nous avons distingué au Nord le *lambeau du Goulibet* (3a), le plus important, des autres affleurements beaucoup plus discontinus, *"les lambeaux méridionaux"* (3b). L'unité du Jebel Kharrou est enracinée à l'Ouest (partie nord de l'unité des Oulad Aguil) et apparaît donc en position *paraautochtone relative*, les lambeaux méridionaux ayant subi un déplacement important.

4 - L'unité de Dalaat, sédimentaire et dénuée de métamorphisme, datée du Viséen supérieur-Namurien (?), limitée à la base par un contact anormal peu penté, et qui se présente actuellement sous forme de klippes au Nord de Maïat et au SSW de Sidi Bou Yahia. L'origine de cette nappe est inconnue et elle apparaît en position *allochtone*.

B - COMMENTAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE (pl. 1)

Nous commenterons cette carte en exposant les résultats de notre travail afin de présenter une vue d'ensemble sur les problèmes traités; la partie interprétative sera justifiée par la suite.

1 - L'autochtone relatif : les unités des Oulad Aguil et de Benguerir

a - L'unité des Oulad Aguil

Cette unité s'étend du douar (village) Jaafra au Sud à la Koudiat el Adam au Nord et englobe aussi le massif d'Allahia au NE. Elle est sommitalement tronquée au Sud par le contact de base de l'unité de Benguerir, au NE par celui de l'unité du Jebel Kharrou et s'ennoie au Nord sous les placages crétacés (pl. 1A)

A la base, c'est-à-dire essentiellement au Nord, elle est constituée d'un ensemble détritique sédimentaire non métamorphique daté de l'Ordovicien, ou *groupe de la Koudiat el Adam*, auquel succède en *continuité apparente*, mais non *encore définitivement prouvée* des roches métamorphiques d'origine nettement sédimentaire (phyllites, calcaires, conglomérats, quartzites) ou *groupe des Ouled Hassine*, d'âge indéterminé mais post-Ordovicien supérieur si cette continuité est effective.

Au Nord, le groupe de la Koudiat el Adam constitue le flanc sud de l'anticlinal kilométrique de la Koudiat el Adam, de direction N 40° et déversé au NW dans sa partie ouest, réorienté en N 120° et déversé au SW à la hauteur de Drioukat; au Sud, cet anticlinal est relayé par le synclinorium kilométrique des Ouled Hassine, de direction moyenne N 30° et déversé au NW comme la partie ouest de l'anticlinal.

Le métamorphisme est prograde vers le Sud dans cette unité (pl. 1A) : le front supérieur de la schistosité de flux (apparition de la séricite) est approximativement E-W à la hauteur de Skoura où il est intercepté par le contact de base de l'unité du Jebel Kharrou (pl. 1). Vers le Sud apparaissent la biotite, puis des phénoblastes de grenat, de staurotide et de cordiérite post-biotite, et, dans le même temps, les plis synschisteux se resserrent. Notons que le groupe des Ouled Hassine est intégralement situé dans le domaine métamorphique et n'a pu être daté paléontologiquement.

b - L'unité de Benguerir

L'unité de Benguerir constitue une bande de terrains orientés NNE-SSW qui

s'étend de la Koudiat Smina à l'Ouest jusqu'aux placages crétacés à l'Est sur 3 à 7 km de largeur. Au Nord elle est limitée par son contact anormal de base; au NE et au SE elle est sommitalement tronquée par le chevauchement de l'unité du Jebel Kharrou; au Sud elle est en contact faillé subvertical avec des conglomérats rouges attribués à l'Autunien.

Cette unité est constituée de roches volcano-sédimentaires métamorphisées : quartzophyllites, schistes , métatufs basiques, amphibolites, épidotites. Ni le matériel, ni le métamorphisme ne sont datés; toutefois, si on se réfère à des analogies de faciès avec les roches volcano-sédimentaires des Rehamna du Nord (GIGOUT, 1951; JENNY, 1974) et des Jebilet plus au Sud (série du Sarhlef, HUVELIN,1975; HUVELIN *et al.*,1977), l'unité de Benguerir peut être attribuée avec réserves au Viséen supérieur.

Bien qu'ayant subi des tectoniques polyphasées, aucune grande structure n'a pu être mise en évidence en l'absence de tout banc repère continu; grosso-modo, les directions structurales sont N30° à l'Ouest et passent à des directions N 100° vers l'Est (Haïcham). Le métamorphisme est prograde vers le Sud : au Nord c'est la zone à biotite, et vers le Sud apparaissent des blastes de grenat et de staurotide postérieurs aux plis synschisteux; l'isograde correspondant à l'apparition de ces minéraux est sensiblement orienté NNE-SSW et son tracé cartographique ne permet pas de connaître ses relations avec les tracés de divers contacts anormaux dans le secteur étudié.

2 - Le paraautochtone relatif : l'unité du Jebel Kharrou

Le *lambeau du Goulibet* repose en contact anormal au Sud sur le groupe des Ouled Hassine (unité des Oulad Aguil) entre Skoura et Khenidlet, puis sur l'unité de Benguerir entre Khenidlet et le Guelb Lahrach; au Nord il repose en contact anormal sur le groupe de la Koudiat el Adam (unité des Oulad Aguil) entre Ouled Chérif et Ouled Aïssa el Oued. Il est constitué de roches détritiques (argilites, grès, quartzites), datées par des faunes de l'Ordovicien au Silurien moyen, identiques à celles du groupe de la Koudiat el Adam (unité des Oulad Aguil). Ce lambeau représente une partie du flanc sud renversé de l'anticlinal de la Koudiat el Adam, cisaillé par un contact anormal très peu penté.

Les lambeaux méridionaux, très tectonisés, contiennent des roches analogues, d'âge ordovicien supérieur. Ils affleurent entre Oulad Mannsour à l'Ouest, Maïat au Sud et Ouled Sbaya au NE, sous forme de copeaux dissociés les uns des autres, de taille métrique à kilométrique; le degré de discontinuité de ces lambeaux n'est pas toujours facile à apprécier à cause des couvertures ultérieures.

3 - L'allochtone : l'unité de Dalaat

Cette unité repose en contact anormal peu penté sur l'unité du Jebel Kharrou entre Hamed el Haj à l'Ouest, Maïat au Sud, Sidi Jafer au Nord; plus à l'Ouest, elle semble s'étendre jusqu'à El Hararcha. Deux échardes dissociées du bloc principal se

trouvent à Draa el Rebib et au SSW de Toumiat. Réservée du métamorphisme, elle est constituée de grès et siltstones calcaires, de calcaires bioclastiques, de grès et de conglomérats, datés par des faunes du Viséen supérieur-Namurien (?). Ce qui en reste actuellement dessine un arc synclinal à concavité sud entre Hamed el Haj et le Bled Deloua, d'axe N 160° plongeant au Sud.

4 - Les formations post-orogéniques

Ces dépôts sont représentés par des conglomérats rouges hétérométriques et polygéniques, en discordance de ravinement sur les unités précédemment décrites (= conglomérats de Mechra Ben Abbou et de Nzala Hararcha, GIGOUT, 1951) attribués à l'Autunien par des corrélations indirectes (GIGOUT; 1951, TISSERAND, 1977). Ils sont surmontés par des laves de type trachy-andésites en coulées massives. Toutes ces roches sont conservées dans un graben N 70° entre Oulad Mannsour et Maïat; elles affleurent également à l'Est des massifs d'Allahia et du Jebel Kharrou. Ces roches sont surmontées en discordance angulaire par les sédiments marins horizontaux du Crétacé et du Tertiaire, les premiers dépôts datant du Néocomien (GIGOUT 1951).

VI - SUBDIVISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Chacune des quatre unités structurales ainsi définies a été divisée en *groupes* lithostratigraphiques, eux-mêmes divisés en *formations* lithostratigraphiques.

A - Unité structurale des Oulad Aguil

- *Groupe de la Koudiat el Adam* au Nord, divisé en sept formations ordoviciennes (pl. 2)
- *Groupe des Ouled Hassine* au Sud, divisé en six formations lithostratigraphiques malgré l'état métamorphique (fig. 21)

B - Unité structurale de Benguerir

Aucun log n'a pu être établi faute de repère; nous avons seulement pu dresser un inventaire des roches, regroupant ainsi 13 faciès différents.

C - Unité structurale du Jebel Kharrou

Il a été retrouvé les six dernières formations du groupe de la Koudiat el Adam, auxquelles s'adjoint au sommet une autre formation datée du Silurien (pl. 2).

D - Unité de Dalaat

Elle a été divisée en trois formations lithostratigraphiques assignées au Carbonifère (pl. 6).

VII - PLAN D'ÉTUDE

Notre plan d'étude correspond aux divisions cartographiques en unités structurales, en commençant par la plus basse et en remontant dans l'édifice. Au sein de chaque unité nous traiterons la lithostratigraphie, puis l'évolution tectonique et magmatique, et enfin le métamorphisme et ses relations avec la tectonique. Les contacts anormaux seront traités au cours de l'évolution tectonique de l'unité sus-jacente. Un dernier chapitre sera consacré à un rapide survol des formations post-orogéniques.

CHAPITRE II L'UNITE DES OULAD AGUIL

I - LE GROUPE DE LA KOUDIAT EL ADAM

Le groupe de la Koudiat el Adam est constitué de roches sédimentaires datées de l'Ordovicien. Nous l'avons étudié sur le flanc sud de l'anticlinal de la Koudiat el Adam, entre Hayar et Sakhet Dabbar (pl. 3). Il constitue également le massif d'Allahia (pl. 1) étudié par HOEPFFNER (1974).

A - LITHOSTRATIGRAPHIE (GROUPE DE LA KOUDIAT EL ADAM ET UNITE DU JEBEL KHARROU)

Les roches du groupe de la Koudiat el Adam de l'unité structurale des Oulad Aguil sont identiques à celles de l'unité structurale du Jebel Kharrou. Nous les décrirons donc ensemble dans ce chapitre. La succession lithostratigraphique de ce groupe a été divisée en huit formations. Dans l'unité des Oulad Aguil la huitième et dernière ne semble pas exister, tandis que dans l'unité du Jebel Kharrou, où la succession est la plus complète, c'est la plus ancienne qui n'affleure pas, puisque le contact anormal basal de cette dernière unité est situé au-dessus de cette formation la plus ancienne (pl. 1).

Les roches étudiées sont affectées d'une schistosité de fracture S1 liée à des plis P1 qui existent dans les deux unités (Oulad Aguil et Kharrou). Dans l'unité des Oulad Aguil, cette schistosité S1 passe à une schistosité de flux vers l'Ouest de Sakhet Dabbar (pl. 1). Ces structures sont ensuite reprises par des plis ouverts P2. Enfin, un épisode de tectonique tangentielle n'affecte que l'unité du Jebel Kharrou.

Nous avons établi deux coupes de référence qui ont conduit aux deux logs de la planche 2 :

- l'une, du point x = 285,5 x y = 211,2 au point x = 283 x y = 208,4, entre l'oued Goulibet et Drioukat, où affleure la succession de l'unité du Jebel Kharrou (log de Medreb Jemal) et la base de celle de l'unité des Oulad Aguil;
- l'autre, du point x = 281 x y = 213,6 au point x = 280,4 x y = 211,2, entre Sakhet Dabbar et la Koudiat el Adam, où affleurent les formations supérieures de l'unité des Oulad Aguil. La succession lithostratigraphique des terrains attribués à l'Ordovico-Silurien a déjà été étudiée par HOEPFFNER dans le massif d'Allahia essentiellement. Nous préciserons chaque fois les coupures qui correspondent aux formations définies par ce dernier, notre découpe en huit formations lithostratigraphiques correspondant à des observations personnelles dans des secteurs voisins.

1 - Description des coupes de référence

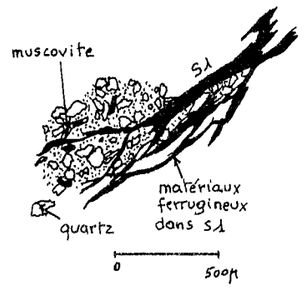
a - La formation 1 (= formation de Drioukat, HOEPFFNER 1974)

Cette formation affleure dans les environs immédiats du village de Drioukat entre le massif d'Hayar à l'Ouest et le massif d'Allahia à l'Est (pl. 3). Sa base n'a pas été observée. D'après HOEPFFNER, elle repose au N de Drioukat sur la formation gréso-argileuse de Sidi Bou Oufka attribuée au Cambrien moyen (fig. 3A).

a1 - Description du faciès

La formation 1 est représentée par des *grès micacés bioturbés* à patine vert brun formant de petites collines arrondies. Ces grès se débitent en petits nodules centimétriques allongés selon la stratification et frangés d'un film micacé rouge. Leur débit est irrégulier. La surface de stratification montre des terriers et des pistes animales. Dans le secteur étudié une schistosité de fracture S1 oblique sur la stratification accentue ce débit noduleux. Vers la base des grès s'intercalent quelques bancs décimétriques de grès bruns ferrugineux. Au sommet, ces grès passent progressivement en une vingtaine de mètres à des argilites silteuses intercalées de grès roux en bancs décimétriques à figures de charge. L'épaisseur de cette formation est de l'ordre de 300 m.

Grès micacés (lame mince JJC 75)
TEXTURE : détritique, grains jointifs ou isolés
ELEMENTS FIGURES, 71,5% dont : quartz, 65%, anguleux, mal calibré, d'une sphéricité moyenne, de 20µ à 200µ, en moyenne de 80µ à 90µ ; muscovite détritique, 5%, en baguettes ou en tonnelets de 100µ légèrement pléochroïques (muscovites ferrifères), généralement orientés dans la stratification, parfois flexurés biotite détritique, rare; plagioglase détritique, 5%, non altéré; opaques, 1%; zircon et tourmaline verte détritiques, 0,5%.
CIMENT : 23,5%, représenté par des amas micacés flous qui correspondent essentiellement à de l'illite avec quelques traces de chlorite (rayons X sur la fraction argileuse). Les lisérés micacés rouges de la roche contiennent de petits grains de quartz, de muscovite, de biotite et de chlorite mêlés à des matériaux ferrugineux.



Cette roche apparaît donc comme un grès très fin à micas flottés et à ciment argileux.

a2 - Conditions de dépôt

Les éléments détritiques anguleux ont subi un faible transport. La présence de phénomènes de bioturbation indiquerait un milieu marin peu profond.

a3 - Age de la formation 1

Par analogie de faciès avec les grès et les silstones micacés, bioturbés vers le haut, des formations 5 et 6 de la coupe du synclinal d'Imfout (fig. 3c) HOEPFFNER attribue la formation 1 à *l'Arenig*, ce qui est compatible avec l'âge arenig supérieur de la base de la formation sus-jacente (p. 30). Dans le synclinal d'Imfout, GIGOUT (1951) signale dans la formation 5 d'ALLIX (fig. 3c) *Didymograptus* cf *nitidus* HALL, *"Ogytes" desideratus* BARR., *"Orthis"* cf *bussacensis*, et DESTOMBES (1971) y signale en plus *Asaphellus desideratus* (BARR.); le graptolite indiquerait l'Arenig inférieur ou moyen.

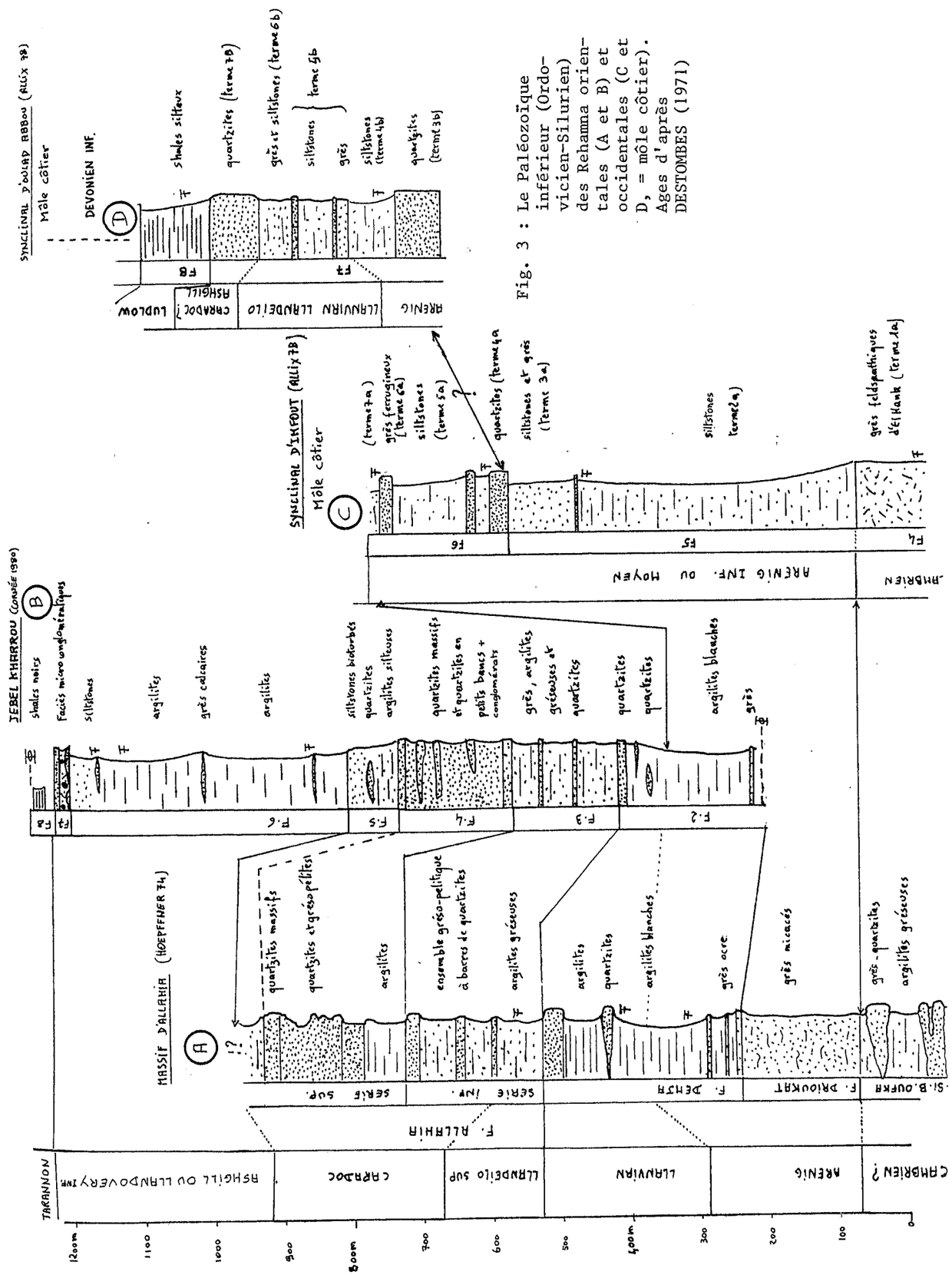


Fig. 3 : Le Paléozoïque inférieur (Ordovicien-Silurien) des Rehamna orientales (A et B) et occidentales (C et D, = môle côtier). Ages d'après DESTOMBES (1971)

b - La formation 2 (= formation de Demja, HOEPFFNER 1974)

La formation 2 constitue un excellent repère dans la plaine entre Ouled Chérif et Ouled Aïssa el Oued.

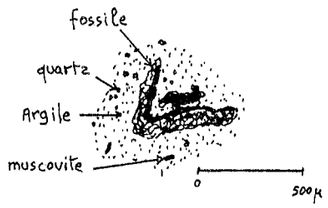
b1 - Description des faciès

La formation 2 est représentée par des *argilites blanches*, pulvérulentes en surface, qui prennent une teinte violacée à proximité des failles. Au SW de Drioukat et à Ouled Cherif, ces argilites renferment des grès ocre à figures de charge, marquant le passage de la formation 1 à la formation 2. Au sommet des argilites apparaissent des lentilles décamétriques à hectométriques de *quartzites* sombres à cassure claire (pl. 1, pl. 2, pl. 3) qui correspondent à d'anciens chenaux sableux. Ce phénomène se retrouve dans le massif d'Allahia (fig. 3A). Cet ensemble est couronné par une barre repère de *quartzites* que l'on suit depuis Ouled Aïssa el Oued jusqu'à la Koudiat el Adam; cette barre de 40 m montre de bas en haut :

- quartzites massifs clairs à patine jaune en bancs de 0,50 m à 1 m; 15 m.
- grès en plaquettes et siltstones micacés, à figures de charge, en alternances décimétriques; 10 m.
- quartzites gris à bruns en bancs de 0,10m; 15 m.

L'épaisseur totale de la formation 2 est de l'ordre de 250 m.

Argilites blanches (lame mince JJC 87)
TEXTURE : grains isolés dans un ciment argileux.
ELEMENTS FIGURES, 24%, dont : quartz; 7%, d'une bonne sphéricité et d'un bon arrondi, de 30 µ ; muscovite détritique, 15%, en paillettes de 30 µ à 50 µ , légèrement pléochroïque (muscovite ferrifère), plus ou moins orientée dans la stratification; fossiles,, 2%, sous formes de fragments quartzo-ferrugineux indéterminables de 500 µ.
CIMENT, 76%, sous forme d'une pâte argileuse constituée d'illite et d'interstratifiés illite-chlorite qui ne gonflent pas au glycolage et qui représenteraient un stade intermédiaire de la transformation de l'illite en chlorite (PARRON, com. or.).



b2 - Conditions de dépôt

La formation 2 correspond à un dépôt argileux marin (cf fossiles, § b3) raviné par des chenaux sableux. HOEPFFNER (1974), y décrit au microscope des alternances de lentilles de grès à petits quartz anguleux de 50 µ et d'argile; ces structures rappellent des "linsen-bedding" (READING, 1979) qui caractérisent des milieux très peu profonds.

La côte pourrait donc être proche du milieu de dépôt et la présence d'illite peut en partie avoir une origine détritique puisqu'il y a des muscovites détritiques dans la roche.

b3 - Age de la formation 2

Dans le massif d'Allahia, DESTOMBES (1971), signale à la base des argilites

(fig. 3A) *Didymograptus* sp., *Selenopeltis*, *Cyclopige*, *Zeliszkella* (*Mytocephala*) sp., des Ostracodes et des "orthocères" vers le sommet, sous la première barre gréseuse. Cet auteur attribue un âge *arenig supérieur* pour la base de cette formation et *llanvirn* (?) vers le haut. Ces faciès argileux n'existent pas dans le môle côtier (fig. 3, C et D)

c - La formation 3 (= formation d'Allahia, "série" inférieure HOEPFFNER 1974)

c1 - Description des faciès

La formation 3 est caractérisée par des alternances *de grès fins argileux et d'argilites gréseuses à micas flottés*, à patine vert sale et à flammes lie de vin. Ces roches ont un débit rognoneux avec des surfaces de bancs irrégulières portant des pistes, des terriers, des figures de charge et de courant. En section les grès montrent parfois des laminations parallèles à la stratification .Vers le sommet de la séquence s'intercalent des niveaux à "slumping-balls" cylindriques de 1,50 m de longueur pour 0,40 m de diamètre. Dans cet ensemble s'intercalent plusieurs lentilles d'extension hectométrique à kilométrique et d'épaisseur décamétrique de quartzites sombres en bancs de 0,10 m à joints argilo-micacés, bien visibles sur Hayar (pl. 3). Nos observations montrent que l'épaisseur de la formation 3 est de 235 m sur la Koudiat el Adam contre 150 dans Medreb Jemal (pl. 2); il y a donc un épaississement de l'Est vers l'Ouest, en faible partie dû à des replis d'origine tectonique.

c2 - Conditions de dépôt

Les phénomènes de bioturbation, les variations d'épaisseur et la présence de fossiles marins (§ c3) pourraient indiquer la poursuite d'un paléomilieu marin peu profond.

c3 - Age de la formation 3

Dans le massif d'Allahia, des argilites gréseuses à la base de la formation 3 ont livré à GIGOUT (1951) *Opsimasaphus nobilis* (BARR.), et DESTOMBES (1971) signale dans ces mêmes niveaux (site du barrage de Sidi-Cheho, sur l'oued Oum er Rbia, flanc N du massif d'Allahia) *Calymenella* (*Calymenella*) sp., *Dalmanitina*(*Dalm.*) *primula* DEST.n. sp., *Kloucekia* (*Phacopidina*) sp. qui indiquent un *âge llandeilo supérieur ou caradoc inférieur*. Cette formation n'existe pas dans le môle côtier (fig. 3).

d - La formation 4 (= formation d'Allahia, "série" supérieure, HOEPFFNER , 1974)

La formation 4, plus compétente, constitue un niveau repère qui correspond aux crêtes déchiquetées de la Koudiat el Adam, El Hayar, El Ouennkel, Medreb Jemal et du Jebel Kharrou.

d1 - Description du faciès

La formation 4 constitue un puissant ensemble quartzitique. On y trouve essentiellement des *quartzites* clairs à patine grise ou rosée en bancs décimétriques à joints stylolithiques argilo-micacés. La surface des bancs montre parfois des terriers, des ripple-marks et des figures de charge. En section, on peut localement y observer des stratifications obliques. Cette monotonie est rompue par des niveaux décimétriques de

de grès bruns micacés en plaquettes et parfois par des lits d'argilites silteuses micacées. Dans cet ensemble s'intercalent des barres lenticulaires de *quartzites massifs* grossièrement laminés en bancs de 0,50 m à 1 m. Ces barres peuvent atteindre plusieurs kilomètres de longueur pour une trentaine de mètres d'épaisseur. Leur base est fréquemment conglomératique, avec des dragées de quartz luisant et des éléments centimétriques de grès ocre . De véritables *bancs conglomératiques*, épais de 0,10 m, s'intercalent d'ailleurs dans les quartzites en petits bancs. D'après HOEPFFNER, il existe deux niveaux conglomératiques sur le flanc sud du Jebel Kharrou qui se réduisent à un niveau mince sur El Ouennkel (pl. 3) et qui contiennent des éléments de schistes et de grès ocre . L'épaisseur totale de cette formation est de 150m.

Quartzites clairs en bancs décimétriques (lame mince JJC 58)
TEXTURE : quartzitique.
ELEMENTS FIGURES : quartz; 92%, jointif, à extinction onduleuse, de 100 µ à 200 µ , certainement avec un nourrissage important; muscovite détritique, 1%, en baguettes de 100 µ ; pellets argileux et lisérés argileux, 5%, opaques, 1%; zircon et tourmaline verte, 1%.

d2 - Conditions de dépôt

Les faciès sédimentaires et les structures sédimentaires observés rappellent certains dépôts deltaïques (quartzites massifs lenticulaires à base conglomératique, stratifications obliques, BALDWIN, *comm. or.*).

d3 - Age de la formation 4

Par analogie de faciès avec les puissantes barres de quartzites du Maroc central, HOEPFFNER (1974) puis CAILLEUX (1978) attribuent la formation 4 azoïque au Caradoc moyen et supérieur. Dans le Maroc central (région des Smaala) les quartzites du Caradoc supérieur ont été datés par *Destombesium cf akkaensis* HAVLICEK, et *Calymenella* sp. (dét. DESTOMBES *in* CAILLEUX, 1978). Cet âge est compatible avec l'âge llandeilo sup.- caradoc inf. de la base de la formation 3. La formation 4 pourrait être aussi pro-parte l'équivalent lithostratigraphique des quartzites du terme 7b de la coupe d'Oulad Abbou dans le môle côtier (fig. 3D), cependant moitié moins épais.

e - La formation 5 (= formation d'Allahia, "série supérieure" partie terminale, HOEPFFNER, 1974)

e1 - Description des faciès

La formation 5 constitue un ensemble peu épais, 80 m, qui apparaît brusquement au-dessus des quartzites précédemment décrits.

Elle débute par une trentaine de mètres d'*argilites silteuses* à "linsen-bedding" (fig. 4) plus ou moins micacées, et plus ou moins feuilletées, tendres, de couleur lie de vin. Bien exprimés sur Medreb-Jemal et El Ouennkel, (pl. 3) ces faciès se réduisent vers l'Ouest (Koudiat el Adam). Ces argilites renferment de petits lits de *grès grossiers* bruns à patine noire et quelques lits de *siltstones* à figures de courant. Vers le sommet s'intercalent des lentilles décamétriques à hectométriques, d'au maximum 10 m d'épaisseur, de *quartzites* à grain grossier, bruns, à cassure conchoïdale, qui correspondent à d'anciens chenaux sableux très évasés. La base de ces quartzites montre des perforations remplies de matériel ferrugineux.

Argilites à "linsen-bedding" (lames minces JJC 57 et 275)
TEXTURE : "linsen-bedding" : petites lentilles mm silteuses (30% de la roche) parfois bioturbées dans une matrice argileuse (70% de la roche).
LINSEN-BEDDING : quartz, 95%, anguleux, à extinction roulante, de 70 µ ; muscovite détritique, 5%, en baguettes parfois flexurées de 100 µ ; tourmaline verte, rare.
MATRICE : quartz, 20%, anguleux à moyennement arrondi, de 80 µ à 20 µ avec une dominance à 30 µ ; chlorite, 20%, qui provient de la transformation de muscovites ferrifères détritiques, en tablettes ou en tonnelets de 60 µ ; opaques, 2%, en granules de 30 µ à 40 µ ; ciment argileux, 58%, constitué d'illite et de chlorite (rayons X sur la fraction argileuse).

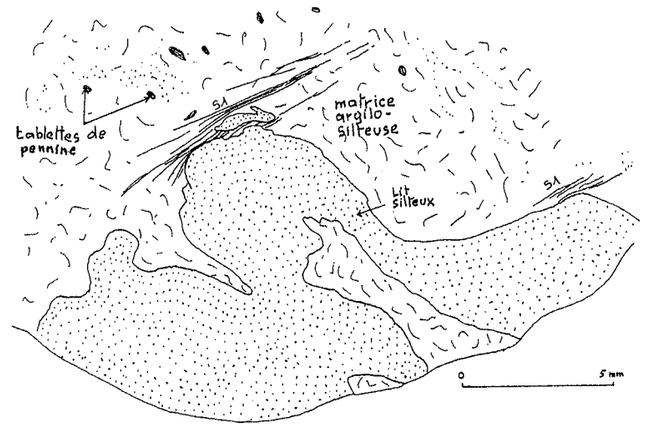


Fig. 4 : Argilite silteuse à "linsen-bedding" de la formation 5 (lame JJC 275) où les lentilles silteuses sont bioturbées. La roche est affectée d'une schistosité de fracture. Noter la présence de micas détritiques transformés en pennine. Sidi Jafer, unité du Jebel Kharrou, section ⊥ stratification (x = 299,2 x y = 196).

Au-dessus des argilites silteuses se développe un ensemble de *siltstones panachés rouges et verts* à patine très foncée, en bancs de 0,10 m, extrêmement bioturbés : les surfaces de bancs portent de nombreuses traces d'animaux, des terriers, avec en plus des figures de courant (flute-cast) et des figures de charge. Ces siltstones renferment des lentilles décimétriques de *grès bruns carbonatés* et un ou deux bancs de *calcaires* jaunes. L'épaisseur de ce deuxième ensemble est d'une cinquantaine de mètres.

Siltstones panachés (lame mince JJC 55)
TEXTURE : détritique, avec lentilles millimétriques argilo-ferrugineuses dans des siltstones à grains jointifs.
ELEMENTS FIGURES, 68% dont : quartz, 60%, arrondi à anguleux, d'une sphéricité moyenne, de 60 µ ; muscovite détritique, 7%, en baguettes de 150 µ ; plagioclase, rare, frais; opaques, 1%, en granules de 40 µ ; zircon, rare, avec une auréole sombre.
CIMENT, 32%, dont : 27% d'une pâte argileuse floue constituée d'illite essentiellement et de chlorite (rayons X sur la fraction argileuse); 5% de plages ferrugineuses tardives.

Calcaires jaunes (lame mince JJC 56)
TEXTURE : éléments figurés disséminés.
ELEMENTS FIGURES, 21%, dont : plages constituées de quartz fibreux, de calcite et de matériaux ferrugineux, 20%, de forme prismatique, ronde ou amygdalaire, de 500 µ , qui pourraient correspondre à d'anciens fossiles; opaques, 1%, en granules.
CIMENT : calcite microcristalline mêlée à des matériaux ferrugineux, 79%.

e2 - Conditions de dépôt

La présence de linsen-bedding, de chenaux sableux, de carbonates, de phénomènes importants de bioturbation et de figures de courant caractérisent un milieu très peu profond, sublittoral (READING, 1979). Ceci est confirmé par les rapides variations d'épaisseur de cette formation dont HOEPFFNER note la disparition vers l'Ouest dans la Koudiat el Adam.

e3 - Age de la formation 5

En l'absence de tout fossile HOEPFFNER, en se basant sur la continuité lithostratigraphique avec la formation 4, attribue à la formation 5 un âge *caradoc-ashgill* (?).

f - La formation 6 (= formation du Goulibet, HOEPFFNER, 1974)

La formation 6 constitue un puissant ensemble argileux qui affleure bien dans le secteur de l'oued Goulibet (pl. 3) et au NW de Skoura. Ces argiles constituent une plaine au pied sud des crêtes quartzitiques de la formation 4 (fig. 5).

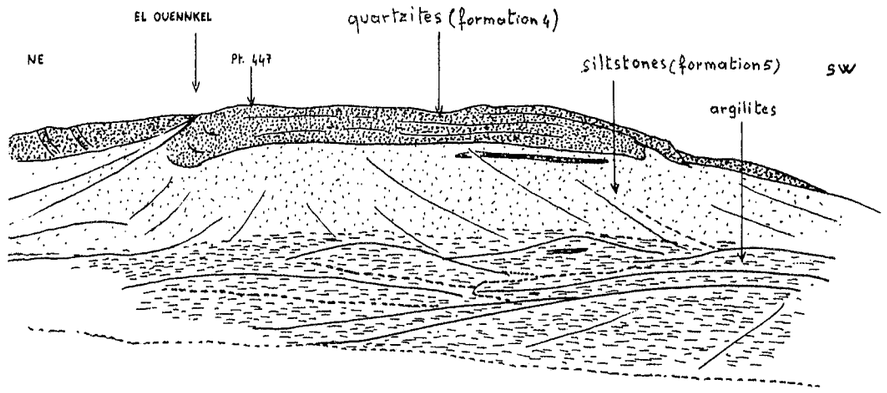


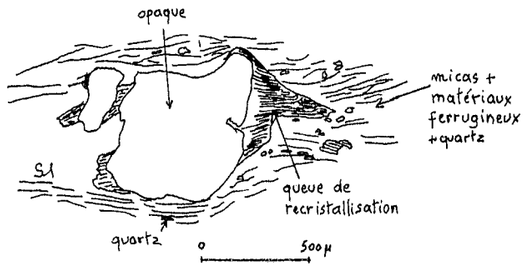
Fig. 5 : Panorama montrant les crêtes quartzitiques d'El Ouennkel et la dépression des argilites de la formation 6. Unité du Jebel Kharrou. Vue du SW vers le NE.
La série est ici en position renversée - Ordovicien

f1 - Description des faciès

Au-dessus des siltstones panachés de la formation 5 les couches de passage sont marquées par quelques mètres d'*argilites silteuses* rouges et vertes.

Vient ensuite un puissant ensemble d'*argilites vertes*, feuilletées, luisantes, qui renferment de rares terriers noirs.

Argilites vertes feuilletées (lames minces JJC 33)
TEXTURE : détritique, éléments figurés isolés dans un ciment argileux; figures de bioturbation (terriers); texture litée très rare (lits silteux).
TECTONIQUE : schistosité de fracture S_1 mal exprimée, en surface discontinues.
ELEMENTS FIGURES : quartz, 8%, épars, en grains subsphériques moyennement arrondis de 20 µ à 40µ (5%) et en grains allongés parallèlement à S1 (3%); muscovite détritique, 25%, en baguettes ou en tonnelets de 5µ à 80µ parfois kinkés, réorientés mécaniquement dans S_1; chlorite, 1%, en lamelles abimées parfois kinkées, qui proviennent de la transformation anté-S_1 de biotites ou de muscovites ferrifères détritiques (diagénèse ?); biotite détritique; 1% en lamelles abimées ; opaques, 1%; tournés lors du clivage S_1, avec des queues de recristallisation composites chlorite-biotite ? parfois en ailes de moulins.
CIMENT : 64%, sous forme d'une pâte argileuse floue constituée d'illite avec de la chlorite qui semble moins abondante (rayons X sur fraction argileuse).
Les terriers sont consitués de quartz détritique, de mica détritique et de matériaux ferrugineux qui englobent des fragments de valves quartzeuses de fossiles.



Dans ces argilites s'intercalent quelques barres lenticulaires de *grès très fins roux à ciment carbonaté* (pl. 1) en bancs de 0,10 m à 0,20 m qui alternent avec des *grès en plaquettes* et des *argilites micacées*. La surface des bancs montre quelques terriers, des figures de courant et des figures de charge. En section on peut observer des laminations parallèles à la stratification et des berceaux. Exceptionnellement les grès calcaires sont désorganisés par des glissements sous-marins (slumpings) donnant

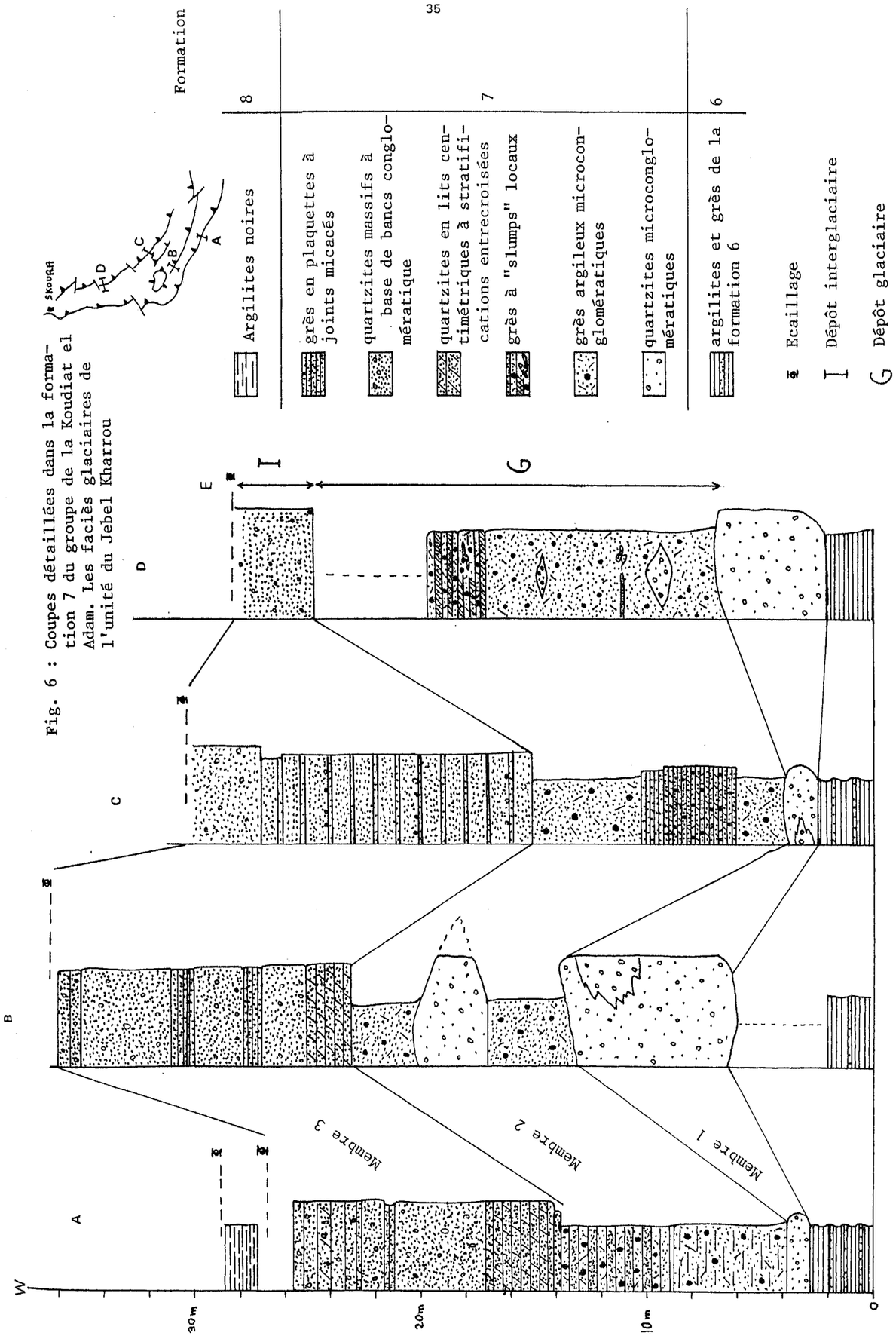


Fig. 6 : Coupes détaillées dans la formation 7 du groupe de la Koudiat el Adam. Les faciès glaciaires de l'unité du Jebel Kharrou

naissance à des replis décimétriques synsédimentaires. Ces grès ont livré des fossiles vers le sommet de la série (pl. 2) dans l'unité du Jebel Kharrou :

- des thanatocénoses lenticulaires de valves de brachiopodes en base de bancs, en x = 283,2 x y = 209,85, à la base de la formation;
- des entroques et des brachiopodes avec les deux valves, en x = 282,8 x y = 207,6, au sommet de la formation. Ces fossiles ont été confiés à J. DESTOMBES.

Nous avons également trouvé quelques niveaux lenticulaires de calcaires jaunes, rares, vers la base des argilites, apparemment azoïques.

Grès très fins calcaires (lames minces JJC 29 et 319)
TEXTURE : détritique, à grains non jointifs.
ELEMENTS FIGURES : quartz, 45%, anguleux, bien trié, subsphérique, de 60 µ à 80 µ ; muscovite détritique, 5%, en baguettes de 100 µ à 200 µ ; plagioclases, 1%, altérés; orthose, rare; zircon, rare; fossiles, 3%, correspondant à des valves brisées de brachiopodes perforés, en calcite.
CIMENT : 36%, constitué de calcite microcristalline avec de petits grains de quartz et des matériaux ferrugineux.

Au sommet, les argilites vertes passent à des siltstones verts feuilletés.

Siltstones verts feuilletés (lame mince JJC 28) :
TEXTURE : détritique, à grains jointifs.
ELEMENTS FIGURES, 63%, dont : quartz, 50%, anguleux de 40 µ à 50 µ ; biotite, 4% en paillettes parfois flexurées de 70 µ orientées dans la stratification; muscovite, 7%, parfois ferrifère, en paillettes de 70 µ parfois flexurées et entourées d'un halo ferrugineux; plagioclases, rares, arrondis, de 30 µ ; opaques, 2%, en granules de 40 µ ;
CIMENT : 37 %, en liserés argilo-ferrugineux autour des grains.

L'épaisseur totale de cette formation est de 500 m à 600 m et ne peut pas être mieux précisée à cause de nombreux replis.

f2 - Conditions de dépôt

Cette formation marque un approfondissement de la mer par rapport aux faciès sublittoraux de la formation 5 avec une subsidence active et une importante alimentation en détritiques fins (illite, micas).

f3 - Age de la formation 6

Vers le sommet de la succession des grès calcaires ont livré des brachiopodes (*Salopina* sp., *Ornothyrella ornatella* HAVLICEK), des conulaires, des trilobites (*Brongniartella ?*, Phacopina) et des encrines (DESTOMBES 1971). Par ses brachiopodes le sommet de cette formation appartiendrait déjà à un Silurien très inférieur (Llandovery inférieur ?). L'ensemble de la formation 6 peut donc être rapporté à *l'Ashgill-Llandovery inférieur* (?). Ce type de dépôt n'existe pas dans le môle côtier (fig. 3).

g - La formation 7

g1 - Description des faciès

La formation 7, très mince (30 m), est caractérisée par deux barres quartzitiques renversées dessinant plusieurs arcs à concavité nord depuis Skoura jusqu'à Ouled Aïssa Skhaira (pl. 1 et pl. 3), les répétitions étant dues à des écaillages. Cette formation n'existe que dans l'unité structurale Jebel Kharrou, à l'exception du chicot quartzitique le plus occidental de Sakhet Dabbar (pl. 3); à ce

point, on peut observer que la formation 7, non tectonisée, se biseaute et *disparaît par un processus sédimentaire* et non tectonique : plus à l'Ouest, elle n'existe plus. Sur la figure 6 nous avons reporté quatre coupes mesurées dans la formation 7, qui nous ont permis de distinguer trois membres qui sont, de bas en haut :

Membre 1 : à la base, ce sont des lentilles de 1 à 10 m d'épaisseur de *quartzites grossiers blancs*, massifs, parfois laminés, qui montrent des passées de *microconglomérats monogéniques* à dragées de quartz millimétriques arrondis, exceptionnellement centimétriques.

Quartzites microconglomératiques (lame mince JJC 22)
TEXTURE : quartzitique.
ELEMENTS FIGURES : quartz, 90%, en grains ronds, microfissurés, de 160 µ à 1.500 µ avec une dominance à 700 µ , certains grains jointifs subissant un phénomène de dissolution et acquérant un contour dentelé;
CIMENT : 10% de petits grains de quartz, de petites paillettes micacées et taches ferrugineuses qui frangent certains grains et remplissent les vides.

Nous dénommerons cette roche *"quartzite microconglomératique"*

Membre 2 : *grès argileux microconglomératiques* violacés à verdâtres, massifs, dans lesquels s'intercalent des *grès jaunes* à stratifications entrecroisées, à ripple-marks et à figures de charge, ainsi que des lentilles sédimentaires métriques de *quartzites microconglomératiques* rubanés grossièrement (fig. 7). L'ensemble représente le membre 2 (fig. 6).

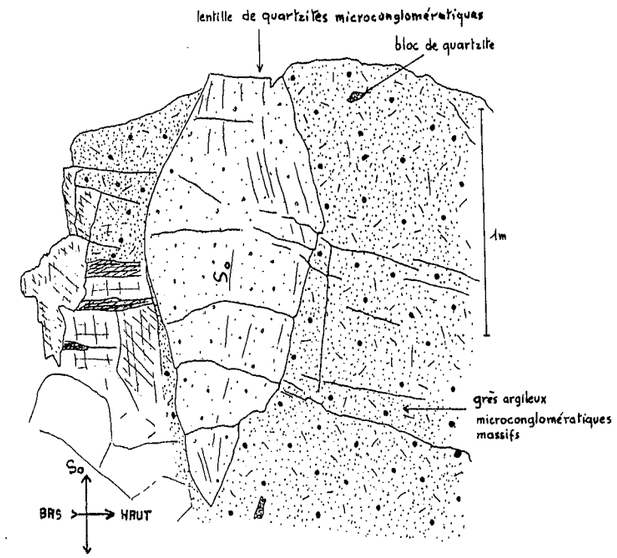
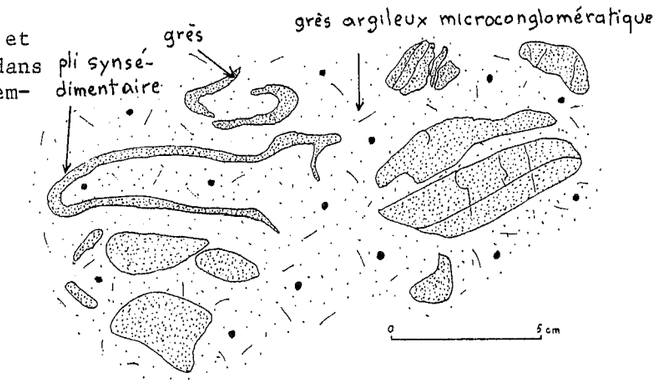


fig. 7 : Membre 2 de la formation 7 du groupe de la Koudiat el Adam (Ordovicien supérieur) comportant une lentille de quartzites microconglomératiques et quelques blocs centimétriques anguleux de quartzites. Sud de Skoura, unité du Jebel Kharrou (x = 282,6 x y = 209)

Les grès jaunes peuvent passer latéralement à des brèches sédimentaires et à des zones de glissements sous-marins (fig. 8).

Les grès argileux microconglomératiques renferment des dragées de quartz éparses et quelques blocs anguleux de quartzites; exceptionnellement, on peut y observer des fragments d'argilites vertes de la formation 6. Ils renferment au microscope deux populations de quartz (fig. 9).

fig. 8 : Bréchification sur place et replis syndésimentaires dans des niveaux gréseux du membre 2 de la formation 7 (groupe de la Koudiat el Adam), Ordovicien sup. Sud de Skoura (x = 282,6 x y = 209).



Grès argileux microconglomératiques (lame mince JJC 21A)
TEXTURE : détritique, microconglomératique, à grains non jointifs.
ELEMENTS FIGURES, 54%, dont : quartz rond, 20%, avec parfois des golfes de corrosion, de 100 µ à 2000 µ ; quartz anguleux, 30%, parfois en esquilles, de 20 µ à 200 µ ; muscovite, 1%, en lamelles parfois flexurées; biotite, rare; chlorite, rare; opaques, 3%, en granules; tourmaline verte et zircon avec une auréole sombre.
CIMENT : 46%, dont : 27% d'amas micacés flous, constitués essentiellement d'illite avec de la chlorite moins abondante (rayons X sur la fraction argileuse); 10%, de petits quartz anguleux de 10 µ ou moins; 9% de matériaux ferrugineux qui semblent pro-parte postérieurs au dépôt.

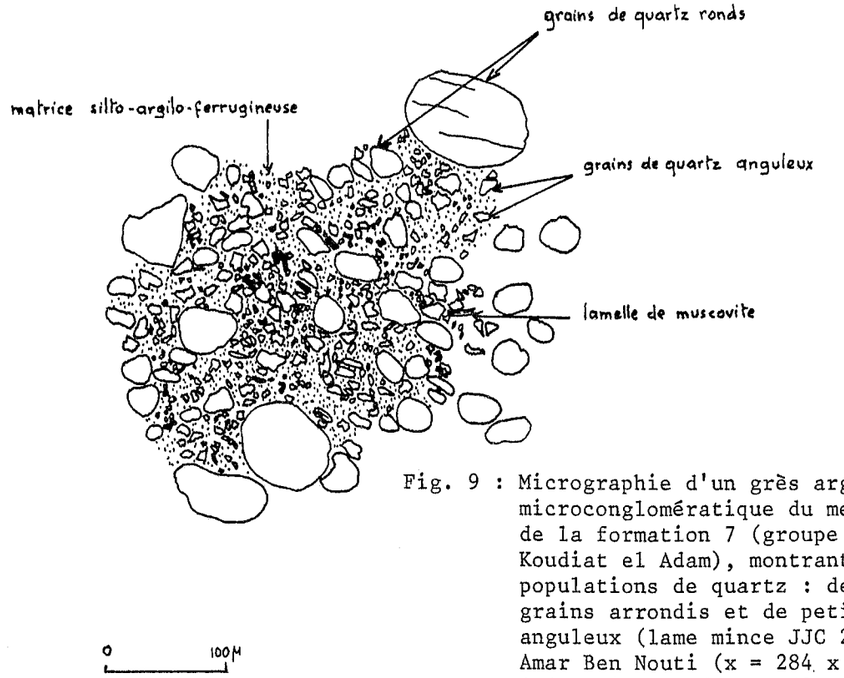


Fig. 9 : Micrographie d'un grès argileux microconglomératique du membre 2 de la formation 7 (groupe de la Koudiat el Adam), montrant deux populations de quartz : de gros grains arrondis et de petits grains anguleux (lame mince JJC 21A). Amar Ben Nouti (x = 284 x y = 205,7). Ordovicien supérieur (?), Silurien inférieur (?).

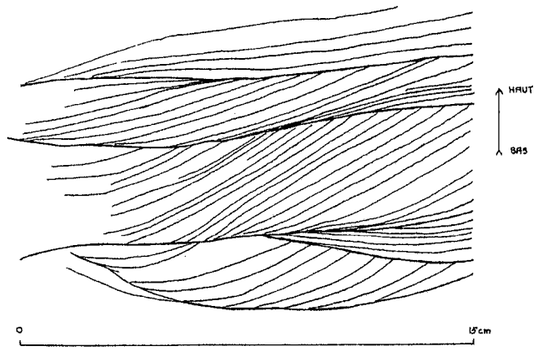
Cette roche est donc constituée d'un mélange hétérogranulaire d'éléments détritiques les uns évolués (grains ronds) et les autres peu évolués (grains anguleux), où la fraction supérieure à 1,5 mm est peu abondante.
L'épaisseur du membre 2 est de 9 à 17 m.

Membre 3 : barre de *quartzites clairs* à patine jaune-rouille et à débit en boules, épaisse d'une quinzaine de mètres. Cette barre débute par quelques mètres de quartzites en plaquettes centimétriques à stratifications entrecroisées (fig. 10) et à ripple-marks. Puis vient une alternance de quartzites massifs grossiers localement

rubanés, en bancs de 0,50 m à 1m à base microconglomératique, et de grès micacés en plaquettes peu épais.

Quartzites massifs (lame mince JJC 6)
TEXTURE : quartzitique
ELEMENTS FIGURES : quartz, 98%, recristallisé, de 150 µ en moyenne, de 1.500 µ max.; pellets micacés, muscovite, biotite, zircon, tourmaline, opaques, 2%.

Fig. 10 : Stratifications entrecroisées dans les quartzites du membre 3 de la formation 7 (groupe de la Koudiat el Adam), Ordovicien supérieur, Point coté 381, 2 km au NW d'Amar Ben Nouti



g2 - Conditions de dépôt

Macroscopiquement et microscopiquement les grès argileux microconglomératiques rappellent beaucoup certains faciès glaciaires ordoviciens et précambriens décrits par DEYNOUX (1980) sur le craton Ouest-Africain dans l'Adrar Mauritanien et le Hodh. Dans ces faciès, les grains de quartz ronds correspondent à une reprise glaciaire de matériaux éoliens. Au Maroc, les faciès microconglomératiques sont répandus à l'Ordovicien terminal : Anti-Atlas (DESTOMBES, 1968, a et b), Maroc central (CAILLEUX, 1978), Jebilet (HUVELIN, 1977) etc...

La séquence sédimentaire que nous avons décrite (grès argileux microconglomératiques surmontés par des quartzites à figures sédimentaires (fig. 6) et les épaisseurs des différents membres rappellent tout à fait les faciès glacio-marins distaux quaternaires décrits sur la plate-forme arctique marine par BOULTON *et al.* (in press), où les grès argileux microconglomératiques correspondent aux dépôts glaciaires et les sables sus-jacents (quartzites) aux dépôts de période interglaciaire (fig. 11).
Le caractère aquatique de ces dépôts glaciaires est attesté par la présence de grès jaunes stratifiés avec des figures sédimentaires et des figures de glissement sous-marin. L'origine des quartzites microconglomératiques du membre 1, parfois également intercalés dans le membre 2, est pour l'instant énigmatique. Il semblerait qu'il s'agisse de matériaux exclusivement éoliens (grains ronds) repris par des eaux et transportés jusqu'en milieu de dépôt glaciaire dans des chenaux, mais ceci reste à approfondir. L'inlandsis qui recouvre le Sahara est donc ici en bordure nord d'une zone marine.

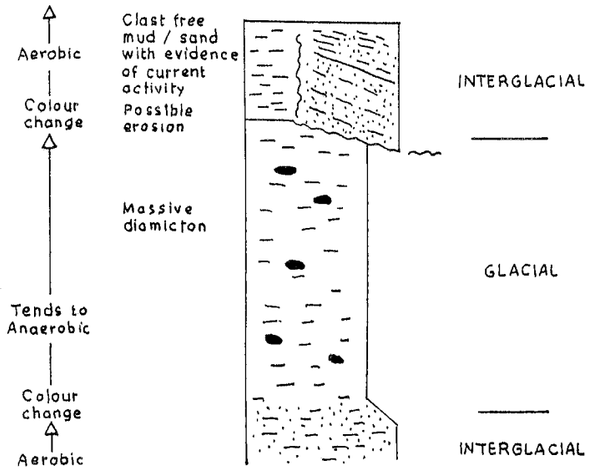


Fig. 11 : Sédimentation en milieu distal au cours d'une période de glaciation. *Diamicton* : mélange hétérométrique polygénique d'éléments détritiques dans des sédiments initialement en suspension. Quaternaire de la plate-forme artique (BOULTON *et al.*, in press). Hauteur approximative du log : une vingtaine de mètres.

g3 - Age de la formation 7

Cette formation n'a livré aucun fossile. Par analogie de faciès avec certaines roches du Maroc central HOEPFFNER lui attribue un âge *fini-ordovicien supérieur* ou *silurien inférieur*, ce qui est en accord avec un âge llandovery sup.de la formation 8. Dans les Jebilet orientales (HUVELIN, 1977; ZAHRAOUI, 1981; CORNEE *et al.* sous presse) ces faciès glaciaires existent dans les nappes ordovico-dévoniennes où ils marquent la fin de l'Ordovicien car ils sont surmontés par le Silurien (Jebel Smaha). C'est d'ailleurs à l'Ordovicien terminal que se produit en Afrique de l'Ouest une grande glaciation de type inlandsis (SOUGY *et al.* 1963; DESTOMBES, 1968, a et b; BEUF *et al.*, 1971; DEYNOUX, 1980)

h - La formation 8

Cette formation est représentée par quelques mètres d'argilites noires broyées au-dessus de la formation 7, qui affleurent sur une dizaine de mètres à l'WSW d'Oulad Aïssa Skhaïra (pl. 1) au point x = 285,8 x y = 203,2. GIGOUT (1951) y signale *Monograptus nicholsoni* PERNER, *M. nodifer* TORNQUIST, *M. involutus* LAPWORTH, *M. cf concinnus* LAPWORTH, *M. cf tubiferus* PERNER, qui caractériseraient le *Llandovery supérieur*. Une détermination de WILLEFERT (in HOEPFFNER 1974) permet de préciser un âge tarannon. Ce type de dépôt indique un milieu marin, calme et réducteur.

i - Conclusion sur l'Ordovico-Silurien des Rehamna orientales

La séquence n'est que localement datée. On peut admettre par corrélation qu'elle comprend tous les étages de l'Ordovicien, et le Silurien inférieur. Epaisse de 1.500 à 1.600 m, elle est essentiellement de nature détritique : argileuse, gréseuse et quartzitique.

D'un point de vue minéralogique, l'Ordovicien est caractérisé dans les faciès argileux et silteux par des biotites et des muscovites ferrifères, détritiques, transformées en pennine *avant* l'apparition de la schistosité de fracture S1, puisque cette chlorite est flexurée ou kinkée par S1. (fig. 12). Ces chlorites ont déjà été signalées dans l'Ordovicien du Maroc central

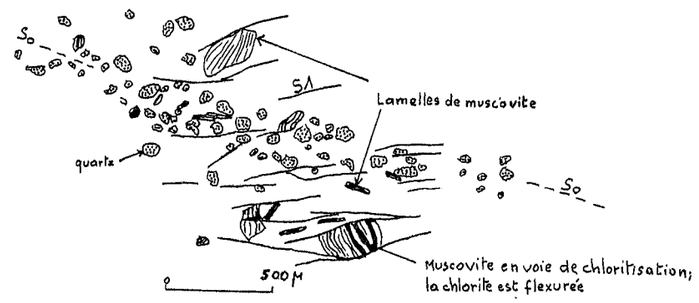


Fig. 12 : Micrographie d'une argilite silteuse à micas détritiques (muscovite ferrifère) en voie de chloritisation; muscovite et chlorite sont moulées et déformées par la schistosité de fracture S1. La stratification So est marquée par des lits silteux (lame mince JJC 280).

formation 4 ou 5 du groupe de la Koudiat el Adam, Sidi Jafer (x = 298,4 x y = 196,6).

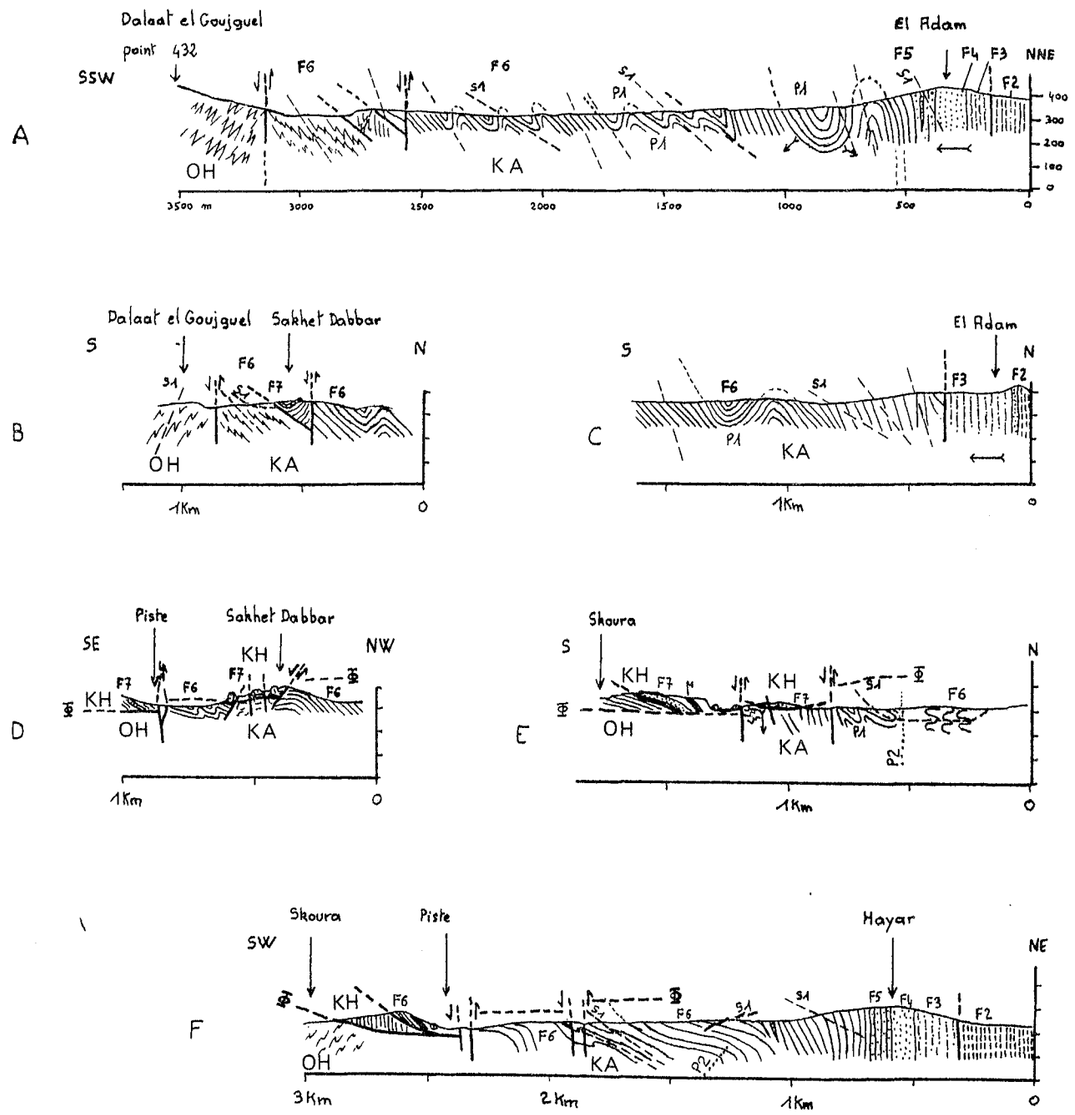
(RIBEYROLLES, 1972; CAILLEUX, 1974) et des Rehamna (PIQUE, 1972; HOEPFFNER, 1974; JENNY, 1974). Cette chloritisation des micas détritiques semble *diagénétique* (HOEPFFNER 1974). Ceci est confirmé par nos analyses aux RX : dans tous les cas observés, la fraction argileuse est composée essentiellement d'*illite* avec de la *chlorite*; une partie de l'illite est sûrement d'origine sédimentaire puisqu'on a de nombreux micas détritiques, tandis que la chlorite provient de la transformation de l'illite puisque dans la formation 2 (p. 30) on a des *interstratifiés illite-chlorite* qui marquent une étape de l'évolution de l'illite en chlorite.

Sur le plan sédimentologique l'Ordovicien des Rehamna orientales est caractérisé par des dépôts marins peu profonds (bioturbations dans toutes les formations), lenticulaires. Nous y avons reconnu des faciès rappelant des dépôts deltaïques (formation 4) des faciès sublittoraux (formation 5) et des faciès glacio-marins distaux de plate-forme (formation 7). Ces dépôts sont assez différents de ceux de l'Ordovicien du môle côtier. Ceci peut s'expliquer par des variations latérales de faciès déjà observables en partie à l'échelle du secteur étudié, et peut-être aussi par des rapprochements tectoniques.

2 - Lithostratigraphie des lambeaux méridionaux de l'unité du Jebel Kharrou

Les lambeaux méridionaux de l'unité du Jebel Kharrou sont représentés par des fragments de séquence des formations 6 et 7 essentiellement (pl. 1. et exceptionnellement par des fragments de séquence de la formation 5 (Sidi Jafer). Ces affleurements discontinus et tectonisés ont été attribués aux trois dernières formations de l'Ordovicien d'après leurs caractères macroscopiques et microscopiques (lames minces JJC 319, 280, 271, 274, 275, 346, 471', 123).

fig. 13 : Coupes sériées dans l'unité des Oulad Aguil (groupe de la Koudiat el Adam) à l'Ouest et au Nord du Skoura. Relations entre l'unité du Jebel Kharrou et l'unité des Oulad Aguil (localisation des coupes sur la planche 3).



KH : Unité du Jebel Kharrou, Ordovicien

KA : Unité des Oulad Aguil, groupe de la Koudiat el Adam, Ordovicien.

OH : Unité des Oulad Aguil, groupe des Ouled Hassine, métamorphique (séricite).

→ : Polarité sédimentaire

—μ : Filon de microdiorite

P1 : Pli P_1 S1 : S_1 schistosité ou clivage S_1

P2 : Pli P_2

Φ : Chevauchement de base de l'unité du Jebel Kharrou.

Formations lithologiques de l'Ordovicien de bas en haut :

F2 : formation 2 ; F3 : " 3 ; F4 : " 4 ; F5 : " 5 ; F6 : " 6 ; F7 : " 7.

B - EVOLUTION TECTONIQUE ET MAGMATIQUE

Les roches du groupe de la Koudiat el Adam sont affectées de deux épisodes de plissement, nommés P1 et P2, le premier développant seul une schistosité de fracture S1; vient ensuite la mise en place de filons de microdiorites et enfin un système de failles subverticales N 80°.

1 - Le problème du feuilletage des argilites

Les argilites de la formation 6 (pl. 2) du groupe de la Koudiat el Adam montrent un débit fissile millimétrique sur des surfaces plus ou moins satinées qui ont un aspect de schistosité. En fait, de nombreuses mesures d'orientation comparées avec la stratification (grès) et des études microscopiques montrent que ce feuilletage correspond à un microrubanement de la roche d'origine nettement sédimentaire.

2 - Le premier épisode de plissement

a - Description des structures

Le premier épisode de plissement est caractérisé par la formation de l'anticlinal synschisteux de la Koudiat el Adam. Dans le secteur étudié (pl. 3) les roches sont affectées de plis cylindriques P1 centimétriques en chevron à hectométriques. Les alternances flanc long - flanc court signent tantôt des replis du type flanc inverse (fig. 13E), tantôt des replis du type flanc normal (fig. 13, A, B, D, F), alors que globalement la série est en position renversée. Ce phénomène peut être interprété comme un gondolement initial du flanc sud de l'anticlinal repris par les plis P1. A ces plis est localement associé un clivage frustre S1 (fig. 14) en éventail, plan axial des plis P1. L'intersection entre la stratification So et le clivage S1 crée dans les argilites un débit en frites qui matérialise la linéation d'intersection L_0^1.

Au microscope (lame JJC 937) les argilites sont affectées de plis cylindriques P1, de demi-longueur d'onde centimétrique, qui développent une schistosité de fracture S1 locale (fig. 15) découpant les lits silteux et plissant les micas détritiques (fig. 12) Vers le Sud, à la hauteur de Sakhet Dablar, cette schistosité de fracture S1 devient une schistosité de flux S1 avec apparition de séricites néoformées : on passe le front supérieur de la schistosité de flux (HOEPFFNER, 1974; pl. 3). Dans le même temps les plis P1 s'aplatissent. Au SW de Sakhet Dabbar les argilites de l'Ordovicien sont indissociables des phyllites des Ouled Hassine car les unes comme les autres sont affectées d'une schistosité de flux S1 qui reste parallèle (pl. 1).

Dans le secteur de Drioukat l'existence de couloirs de schistosité S1 fine peu pentée peut être mise en évidence. En rive gauche de l'Oued Zraikem, au point x = 284,9 × y = 211,4, on peut observer dans un talus le passage assez brutal d'un clivage frustre S1 avec des bancs gréseux bien stratifiés à une schistosité de fracture S1 très fine et très pénétrative dans la roche qui amygdalise les bancs gréseux (pl. 4). Les déplacements relatifs des amygdales gréseuses sont très modestes.

b - Orientation des structures

A l'Ouest de Sakhet Dabbar la stratification et les axes de plis P1 sont orientés

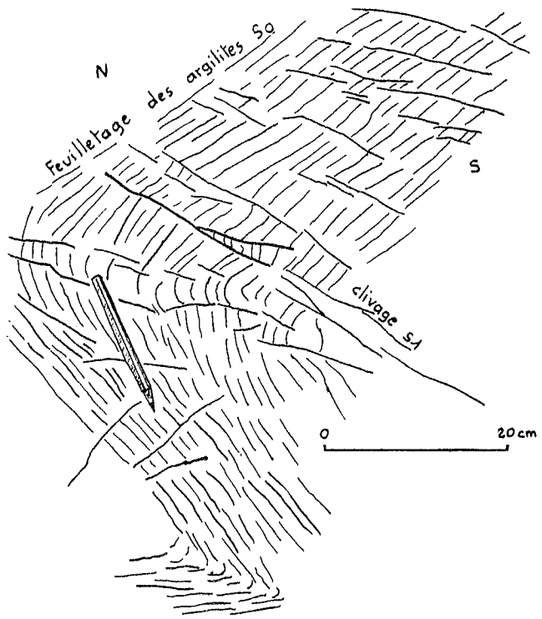


Fig.14 : Pli P_1 décimétrique en chevron à plan axial subhorizontal avec clivage S_1 frustre en éventail recoupant le feuilletage des argilites qui correspond à la stratification. Unité du Jebel Kharrou, formation 6, Sud de Skoura . Vue en coupe. (x = 282,1 x y = 207,9)

N 40° et passent à N120° entre Hayar et Ouled Chérif (pl. 3). Ce dispositif est imputable au deuxième épisode de plissement qui déforme les plis P1 (fig. 16 et 17). Ces plis P1 sont déjetés à déversés au Sud (fig. 13A). Le clivage S1 est presque toujours faiblement penté au NE (fig. 16 et 17) avec une stratification très souvent plus redressée que S1 : il s'agit donc bien d'un *flanc renversé d'un grand pli d'ordre supérieur* (flanc sud de l'anticlinal de la Koudiat el Adam).

3 - Le deuxième épisode de plissement

a - Description des structures

Le deuxième épisode de plissement est caractérisé par des plis P2 à grand rayon de courbure qui replissent So et S1 (pl. 4), de demi-longueur d'onde décimétrique à kilométrique. Ces plis P2 sont responsables de la torsion de l'arc de la Koudiat el Adam (pl. 1) et du renversement du flanc sud de l'anticlinal du même nom. A ces plis sont associés de petits décrochements dextres N 150° qui hachent les quartzites de cet arc (pl. 1, pl. 3) et décalent les tronçons est vers le sud.

b - Orientation des structures

Entre Hayar et Sakhet Dabbar (fig. 16), ainsi qu'entre Drioukat, Ouled Chérif et Hayar (fig. 17), les plis P2 dispersent So, S1 et les axes P1 autour d'axes construits N 160° - 10° N à 80° N et à plans axiaux subverticaux.
HOEPFFNER (1974), a montré que ces plis P2 sont corrélables avec la troisième génération de plis, N 140° des zones métamorphiques situées plus au Sud (p.70)

4 - L'effondrement du massif d'Allahia

Dans la plaine qui s'étend entre les massifs d'Allahia et du Jebel Kharrou, le groupe de la Koudiat el Adam est affecté de failles à pendage nord moyen (40°-50°) (fig. 80,A, B, C). Ces failles séparent au Nord le flanc normal de l'anticlinal de la Koudiat el Adam (massif d'Allahia) et au Sud son flanc inverse (Jebel Kharrou). Ils effondrent le compartiment nord puisque les deux massifs sont à la même altitude (pl. 1).

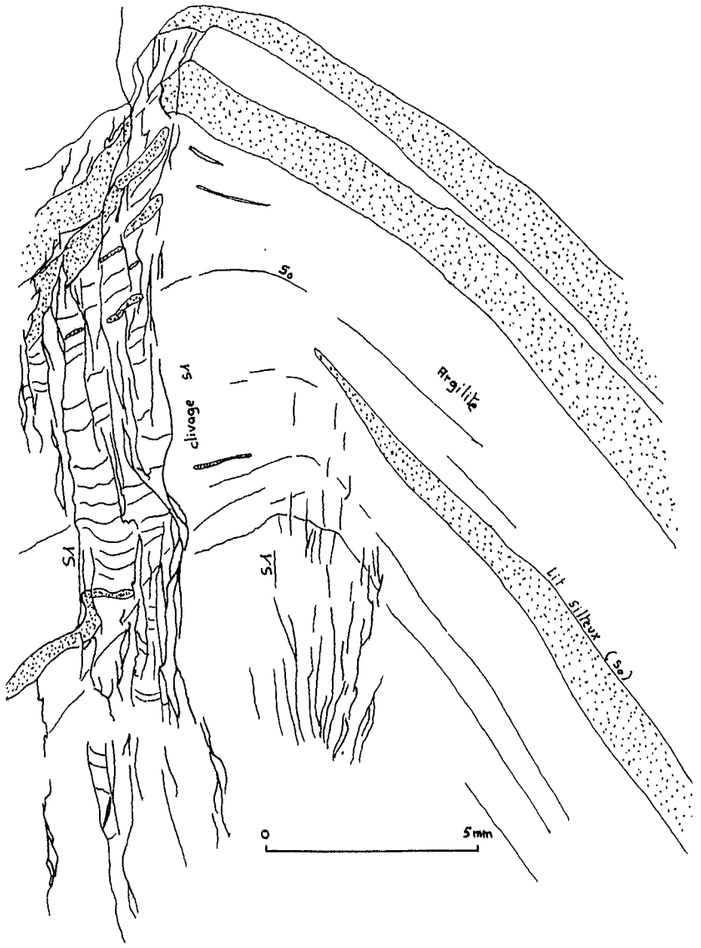


Fig. 15 : Micrographie d'une argilite verte feuilletée (lame mince JJC 937), avec des lentilles silteuses (So), affecté de plis P1 développant une schistosité de fracture S1 dont les plans sont espacés de 1 mm à 0,2mm Unité des Oulad Aguil, groupe de la Koudiat el Adam, formation 6 (N de Skoura, x = 280,8 x y = 212,4).

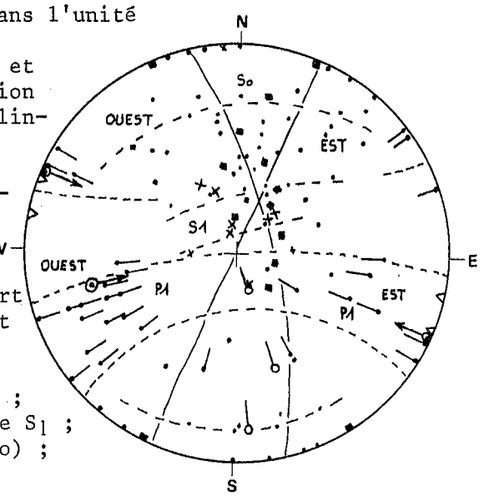


Fig. 16 : Stéréogramme des déformations dans l'unité des Ouled Aguil.
Entre Sakhet Dabbar (à l'Ouest) et Hayar (à l'Est), la stratification est déformée par des plis P_1 cylindriques N80 à l'Ouest et N110 à l'Est ; ces plis sont en effet dispersés par des plis P_2 cylindriques sur des petits cercles, dont l'orientation est N165 - 10N à 80 N. Noter le faible pendage du clivage S_1 par rapport à la stratification, qui traduit une renversement général de la série.
⟵ :Pli P_1 ; ⟶ :pli P_1 construit ;
• :stratification So ; × :clivage S_1 ;
▪ :feuilletage des argilites (So) ;
⟜ :pli P_2 construit ;
▵ :plan axial de pli P_2.

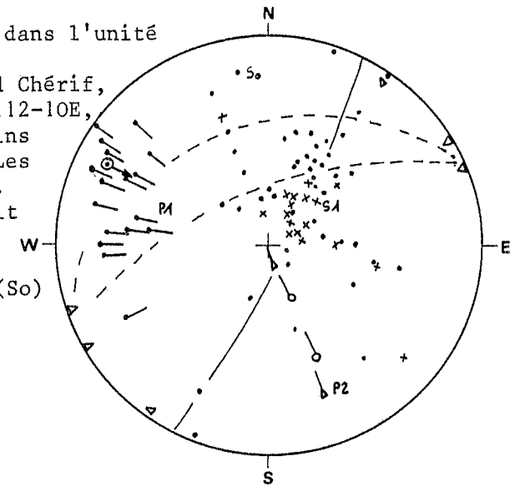


Fig.17: Stéréogramme des déformations dans l'unité des Ouled Aguil
Entre Hayar, Drioukat et Ouled Chérif, les plis P_1 sont en moyenne N112-10E, le clivage S_1 est toujours moins penté que la stratification. Les plis P_2 sont N158 - 15N à 80N.
⌐ :Pli P_1 ; ⌐⊙ :pli P_1 construit
• :Stratification So ;
× :Clivage S_1
▪ :Feuilletage des argilites (So)
⌐ :Pli P_2 construit
⌐ :Pli P_2 mesuré
◿ :Plan axial de pli P_2

Le meilleur affleurement de cette zone faillée est situé en rive gauche de l'Oued Zraïkem (pl. 4) : sur une zone où se développent des couloirs de schistosité S1 serrée (§ 2), se surimposent des cisaillements, ici subparallèles à la stratification, orientés N 110° - 40° N et portant des stries de friction N 90° - 30° E. Ces cisaillements recoupent la schistosité S1 et les plis P2. Ils sont matérialisés par d'étroites zones (10 cm) de broyage (pl. 4) où s'accumulent des matériaux ferrugineux et du quartz. La schistosité S1 y est intimement poissonnée et les amygdales tectoniques dessinent des figures sigmoïdes. Les relations stries de friction - figures sigmoïdes indiquent que cette zone faillée a fonctionné en *décrochement dextre normal*, les stries plongeant de 30° à l'Est.

La superposition clivage S1 très fin - cisaillements décrochants postérieurs transforme les argilites de la formation 2 en phyllonites.

La nature de ces failles (surfaces de rupture planes, amygdalisation de la roche à l'échelle macroscopique et microscopique (pl. 4), désorganisation intime de la roche dans d'étroites bandes faillées, phyllonites) et l'orientation des stries de friction montrent que l'effondrement du massif d'Allahia est survenu non pas au cours du relâchement des contraintes tectoniques, mais en régime compressif (décrochement normal).

5 - La mise en place de filons de microdiorite

Après les événements tectoniques que nous venons de décrire se mettent en place des filons de roches à patine verte ou orangée et à cassure gris-vert. On y reconnaît à l'oeil nu des phénocristaux de quartz, de plagioclase zoné et parfois d'amphibole et de chlorite dans une matrice microlithique ou microgrenue. Ce sont des *microdiorites quartziques* encore dénommées "dacitoïdes" par HOEPFFNER (1974) à cause de leur composition chimique. L'épaisseur de ces filons varie de quelques décimètres à quelques mètres; ils ne sont jamais plissés ni schistosés. Ils affleurent au NW et à l'Est de Skoura (pl. 1) mais sont surtout abondants dans les zones métamorphiques. Ils utilisent fréquemment le plan de faiblesse S1 pour se mettre en place.

6 - Les décrochements dextres N 70° à N 90°

Dans le secteur de Sakhet Dabbar (pl. 3), le groupe de la Koudiat el Adam est affecté de décrochements dextres N 70° à N 90° qui marquent la limite entre l'unité des Ouled Aguil et celle du Jebel Kharrou (pl. 1). Ces décrochements surélèvent les compartiments nord (fig. 13), puisqu'ils portent des stries qui plongent à l'Ouest (0° à 40°), et rejettent le contact anormal de base de l'unité du Jebel Kharrou en altitude. Ces failles sectionnent les filons de microdiorites (fig. 18). Si ces filons sont les mêmes que ceux qui traversent les granites, ces décrochements sont postérieurs à 273 ± 2 M.a. (TISSERAND,1977).

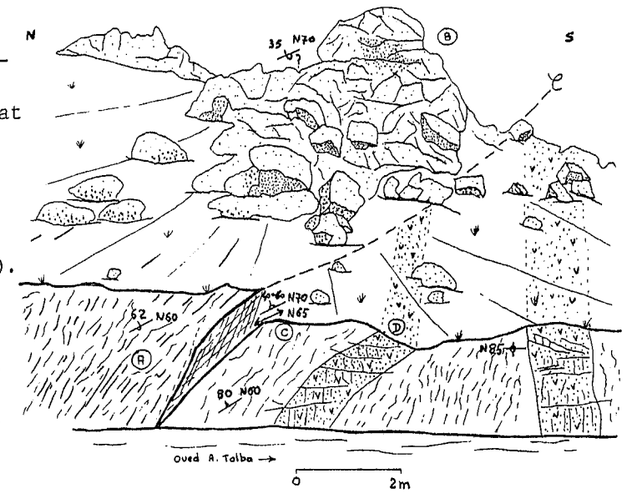


Fig. 18: Décrochement N70 à stries horizontales recoupant des quartzites de la formation 7 du groupe de la Koudiat el Adam ainsi que des filons de microdiorite ,Sakhet Dabbar (fig.19), unité des Ouled Aguil (x = 280,2 x y = 211,2).
⌐ :Surface de faille ou orientation des filons
↙ :Strie de friction
A :Argilites de la formation 6
B :Quartzites de la formation 7
C :Argilites épimétamorphiques de la formation 6
D :Filon de microdiorite tectonisé. ◿ :Schistosité S_1.

C - LE METAMORPHISME ET SES RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE

Dans le secteur étudié du groupe de la Koudiat el Adam, la schistosité de fracture S1 n'est pas accompagnée de recristallisations. L'étude de la cristallinité de l'illite (HOEPFFNER,1974) a montré que ces roches appartiennent à l'anchizone. Vers l'Ouest et vers le Sud apparaît une schistosité de flux S1 qui marque l'épizone supérieure (pl. 3) (apparition de la séricite néoformée). Nous verrons qu'au contraire le groupe des Ouled Hassine est intégralement situé dans le domaine métamorphique.

II - LE GROUPE DES OULED HASSINE

Le groupe des Ouled Hassine affleure largement dans les Rehamna centrales et orientales où il constitue un vaste ensemble de roches métamorphiques de natures variées. A l'Ouest, il est limité par la zone de cisaillement des Ouled Zednes (pl. 1A) étudiée par JENNY (1974); au Nord, il *semble* surmonter, normalement, le groupe de la Koudiat el Adam (unité des Oulad Aguil); au NE il est chevauché par l'Ordovicien renversé du Jebel Kharrou, prolongation de son substratum de l'W; à l'Est et au Sud il est surmonté en contact anormal peu penté par l'unité de Benguerir.

En raison de la meilleure qualité des affleurements de cette région, notre étude porte sur la partie sud du groupe des Ouled Hassine entre El Abasna et Souk el Had (fig. 19). Cette étude nous a permis d'analyser la structure interne des roches du groupe et de connaître leurs relations avec celles de l'unité de Benguerir (p.107). Un commentaire préliminaire de la carte (fig. 19) facilitera l'exposé détaillé de cette étude.

COMMENTAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE DU GROUPE DES OULED HASSINE AU SUD D'EL KSAMA (fig.19)

Dans le secteur situé au Sud d'El Ksama se trouvent en présence deux unités structurales séparées par un contact anormal :

- au N, *l'unité des Ouled Aguil* qui comprend deux groupes lithostratigraphiques dont celui des Ouled Hassine qui affleure dans le secteur considéré; ce groupe est constitué de roches métamorphiques variées (slates, phyllites, quartzites, calcaires, conglomérats) affectées par *trois épisodes de plissement* que nous avons dénommé dans l'ordre chronologique P1, P2 et P3. HOEPFFNER (1974) a montré que ces plis P1 correspondaient aux plis P1 du groupe de la Koudiat el Adam et que ces plis P3 correspondaient aux plis P2 du même groupe. Aux plis sont respectivement associés une schistosité S1 et des clivages S2 et S3 (fig. 20). On distingue de grands plis isoclinaux P1, d'axes plongeant au NE, déversés au NW, mis en évidence seulement lorsqu'on dessine l'enveloppe des lames de quartzites cisaillés (fig. 28), en particulier entre le Jebel Ben Kassem et la Dalaat el Had. Ces plis P1 sont déformés par des plis P2, puis par des plis P3, bien visibles entre Ras el Amar et El Abasna.
- au S, et au-dessus de l'unité structurale précédente se trouve, *l'unité de Benguerir*, ici constituée de quartzophyllites avec quelques niveaux de tufs basiques épimétamorphisés . Ces roches ont subi une évolution tectonométamorphique *très analogue* à celles du groupe des Ouled Hassine.

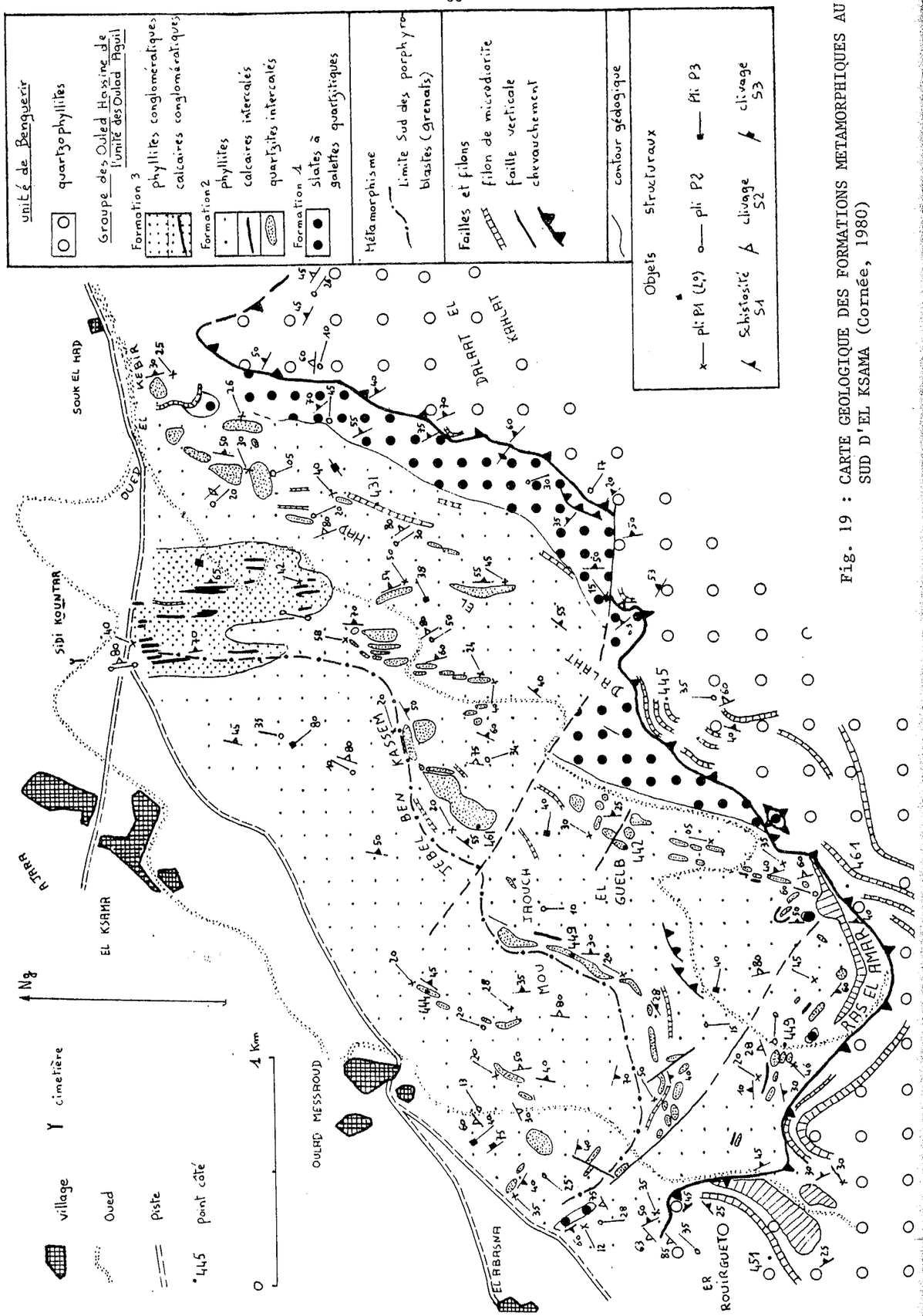


Fig. 19 : CARTE GEOLOGIQUE DES FORMATIONS METAMORPHIQUES AU SUD D'EL KSAMA (Cornée, 1980)

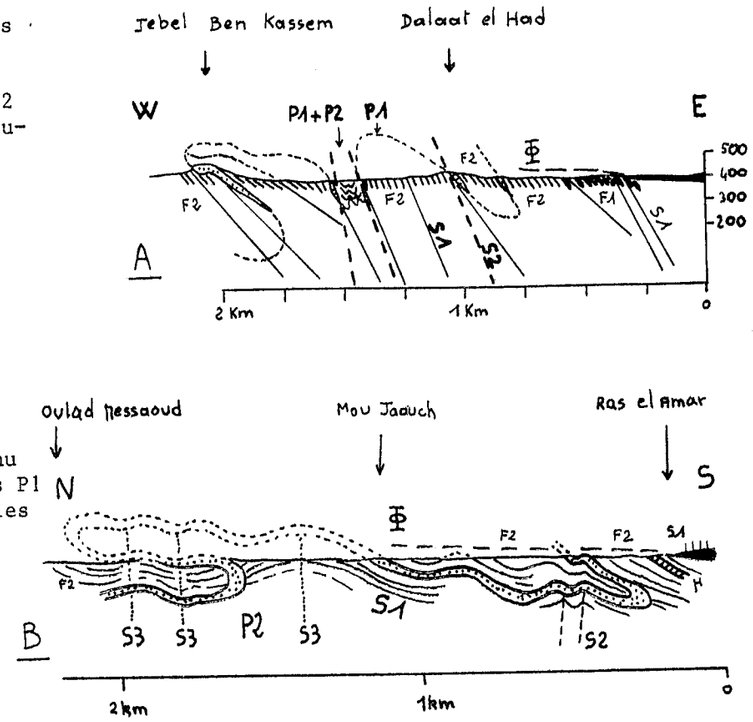


Fig. 20 : Coupes dans le groupe des Ouled Hassine montrant les trois épisodes de plis P1, P2 et P3 avec les schistosités et clivages S1, S2 et S3 associés, ainsi que le chevauchement de l'unité de Benguerir. Sud d'El Ksama.

S1 : schistosité de flux S1
S2 : Clivage de crénulation S2
S3 : Clivage grossier S3
P1 : P1i P1
P2 : P1i P2
P3 : P1i P3
Φ : chevauchement de l'unité de Benguerir
F1 : Formation 1
F2 : Formation 2

Sur la figure B il n'a pas été tenu compte de la dilacération des plis P1 Le plan de coupe est oblique sur les structures.

Slates des Ouled Hassine (formation 1) ; Quartzites des Ouled Hassine (formation 2) ; Phyllites ; Quartzophyllites de l'unité de Benguerir ; μ : filon de microdiorite ; Φ : surface de chevauchement.

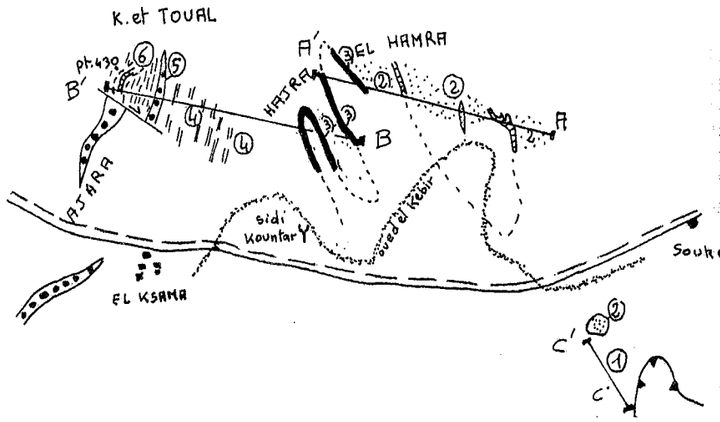
Entre les deux unités existe une surface de chevauchement très faiblement pentée au SSE qui sectionne les structures précédemment décrites dans l'unité nord. Ce chevauchement intercepte ainsi d'Est en Ouest, dans le groupe des Ouled Hassine, des slates, puis des phyllites à blocs de quartzites. Des filons de microdiorite faiblement pentés au SSE abondent dans l'unité de Benguerir juste au-dessus du contact anormal, en particulier à Ras el Amar, et parfois au-dessous. Ces filons se sont introduits dans le contact anormal préexistant.

A - LITHOSTRATIGRAPHIE

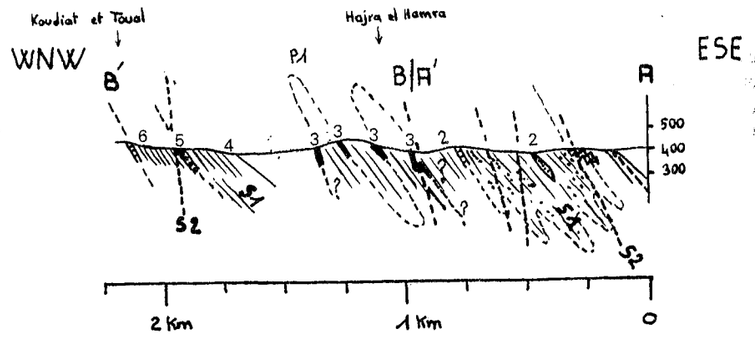
Toutes les roches du groupe des Ouled Hassine sont affectées par un métamorphisme régional synchrone et postérieur à la schistosité S1. En raison de ce métamorphisme qui a effacé toute structure sédimentaire, et en l'absence de toute datation paléontologique, l'étude lithostratigraphique s'est appuyée sur une cartographie détaillée des faciès (fig. 19) et une étude structurale. Nous avons établi trois coupes dans le groupe des Ouled Hassine entre Souk el Had et la Koudiat et Toual (fig. 21). Sur la coupe de la fig. 21 B, on voit que les différentes formations individualisées dessinent des plis

Fig. 21 : COUPE TYPE DU GROUPE DES OULED HASSINE

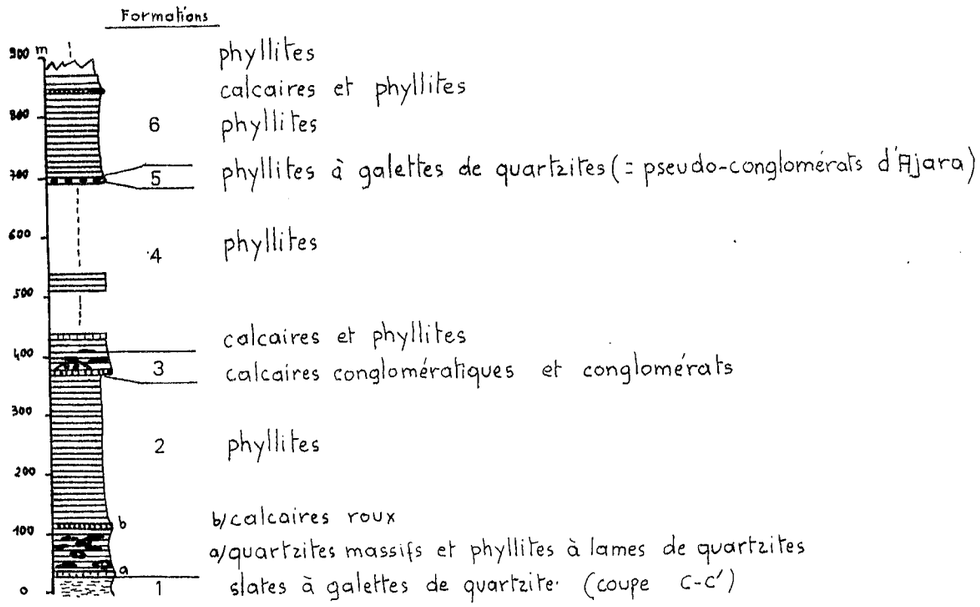
A Localisation des coupes



B Succession lithologique observée sur le terrain



C Log synthétique proposé pour le groupe des Ouled Hassine.



P1 isoclinaux déversés à l'Ouest avec une schistosité de flux S1 de plan axial, pentée à l'E. Ces plis appartiennent à une structure synforme kilométrique déversée à l'W. La schistosité S1 est *localement* à son tour déformée par des plis P2 et le clivage S2 associé a un pendage raide vers l'E. La polarité de la colonne lithostratigraphique sera justifiée par la suite (p. 63). Les épaisseurs proposées pour les différentes formations (fig. 21C) ne sont toutes que des évaluations car les plis P1 souvent cisaillés, ont des charnières épaissies et des flancs étirés. Nous avons distingué *6 formations* cartographiables (fig. 21C) dont seules les trois plus basses affleurent sur la fig. 19. Ce sont, de bas en haut (fig. 21C) :

1 - La formation 1 : slates à galettes de quartzite (coupe CC', fig. 21A)

Cette formation affleure au SW immédiat de Souk el Had (fig. 19). Elle est constituée de *slates* vert pâle satinés à séricite contenant des *galettes quartzitiques* beiges d'origine tectonique de 5 à 10 cm de grand axe pour 1 à 2 cm d'épaisseur, aplaties dans la schistosité S1. Cette schistosité de flux correspond au débit principal de la roche.

Ces slates renferment également des lentilles décimétriques de quartzites clairs et des amandes de *quartz* laiteux *moulées* par la schistosité S1 (fig. 25). L'abondance du quartz confère à cette formation une couleur claire dans le paysage et sur photographies aériennes.

Au sommet de la formation 1 les slates passent à quelques mètres de *quartzophyllites* vert-jaune.

Slates (lames minces JJC 194 et 195')
TEXTURE : lépidoblastique, avec alternance lenticulaire, invisible à l'oeil nu, de lentilles très étirées micacées et quartzo-micacées (S1); quelques yeux de quartz existent.
METAMORPHISME : séricite et biotite, orientées selon la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1, puis cisaillements et amygdalisation le long de surfaces subparallèles à S1 (fig.30), et enfin microplis P2 conjugués sans clivage associé.
MINERALOGIE DES LENTILLES MICACEES : séricite, 80%, en paillettes automorphes soulignant S1, de 12 µ x 3 µ ; quartz, 7% xénomorphe, aligné dans S1, de 35 µ x 10 µ ; biotite, 5%, en paillettes automorphes parfois transformées en chlorite, alignées dans S1, de 12 µ ; chlorite, 6%, en yeux de 100 µ x 15 µ anté-cisaillements post-S1; zircon et tourmaline verte, 1%; opaques, 1%.
MINERALOGIE DES LENTILLES QUARTZO-MICACEES : séricite, 60%, en paillettes de 15 µ alignées selon S1; quartz, 39,5%, xénomorphe, de 12 µ x 5 µ ; zircon, 0,5%, en prismes trapus avec une auréole pléochroïque sombre.
MINERALOGIE DES YEUX DE QUARTZ : quartz, en mosaïque, de 45 µ x 70 µ , jointif; quelques séricites automorphes

Galettes de quartzite (lame mince JJC 187)
TEXTURE : granoblastique isogranulaire.
METAMORPHISME : séricite-biotite, orientées selon une schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : pli P1 isoclinal à flancs accolés avec S1 de plan axial.
MINERALOGIE : quartz, 90%, grains xénomorphes jointifs, de 70µ ; séricite, 7%, en paillettes automorphes de 40 µ orientées selon S1; biotite, 2%, en paillettes automorphes; zircon avec auréole sombre et opaques, 1%.

Lentilles décimétriques de quartzite (lame mince JJC 153)
TEXTURE : granoblastique isogranulaire.
METAMORPHISME : séricite-biotite, avec alignement préférentiel selon la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : extinction roulante de certains quartz, post S1.
MINERALOGIE : quartz, 80%, de 45 ; séricite, 14%, en paillettes automorphes; biotite, 5%, en paillettes automorphes en voie de chloritisation; opaques, 0,5%, en plages tardives dans les fissures; tourmaline et zircon, 0,5%.

Origine des slates à lentilles de quartzite :

Les galettes et les lentilles de quartzite contenues dans les slates ont à notre avis une origine purement tectonique; il ne s'agit pas à l'origine d'une structure sédimentaire conglomératique car :

- d'une part, il n'y a pas de mélange de roches différentes,
- d'autre part, les galettes dessinent parfois des charnières de plis P1 isolées de leurs flancs; elles semblent donc provenir de lits quartzitiques sédimentaires, plissés isoclinalement en climat synmétamorphique (néoformations de micas), et l'exagération de ce plissement provoque un étirement extrême des flancs de plis qui aboutit à leur rupture et isole des amygdales dans les slates. Le processus est amorcé sur la fig. 25.

Quartzophyllites (lame mince JJC 223)
TEXTURE : lépidoblastique à lépido-granoblastique, avec lentilles millimétriques quartzeuses et quartzo-micacées (S1).
METAMORPHISME : séricite-biotite, dont l'orientation marque la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1, puis plis P2 avec clivage de crénulation S2 de plan axial.
MINERALOGIE DES LENTILLES QUARTZEUSES : quartz, 85%, xénomorphe, de 15 µ x 40 µ ; chlorite, 20%, vert pâle en LN, automorphe, orientée selon S1, de 100 µ ; plagioclase, rare, arrondi; zircon et tourmaline, rares; opaques, rares.
MINERALOGIE DES LENTILLES QUARTZO-MICACEES : quartz, 15%, xénomorphe; séricite, 75%, en paillettes automorphes; chlorite, 5%, en paillettes automorphes; zircon, plagioclase et tourmaline, 1%; opaques, 4% en plages tardives.

Origine de la roche : Siltstone argileux ou argilite silteuse avec rares plagioclases détritiques, métamorphisé et plissé trois fois.

2 - la formation 2 :

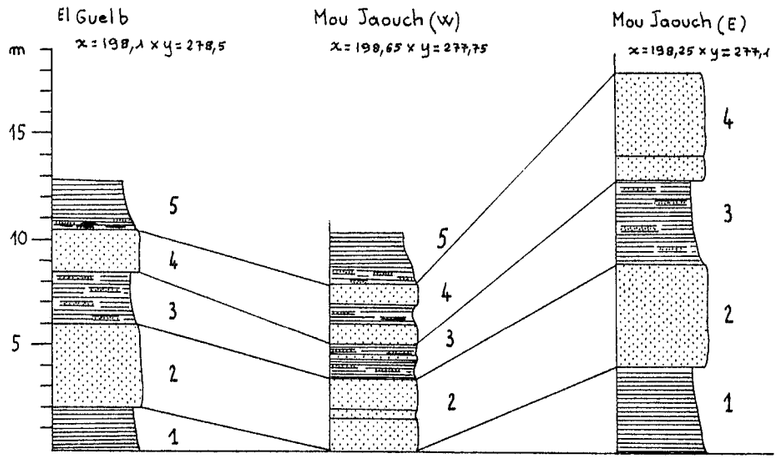
La formation 2 débute par des phyllites à lames de quartzite , surmontées de calcaires puis de phyllites vertes.

a - La formation 2 débute par des *quartzites* massifs de couleur gris clair. Ils ne sont pas en bancs continus mais forment des lames décimétriques à hectométriques moulées dans la schistosité S1 des phyllites encaissantes. Dans le paysage, les grosses lames constituent de petits "guelbs" : ce sont de petites collines, couronnées d'un bloc de quartzite dégagé par l'érosion, et apparemment disposées au hasard. Les petites lames de quartzite sont toujours emballées et aplaties dans la schistosité S1 et certaines dessinent des charnières de plis isoclinaux P1 isolées avec S1 de plan axial (fig. 27); elles correspondent donc à des plis P1 dilacérés. De même, les grosses lames, avant la dilacération, se reliaient les unes aux autres à l'origine et constituaient des bancs continus qu'il est possible de reconstituer en traçant cartographiquement l'enveloppe de tous les morceaux en fonction de la schistosité S1 et des axes de plis P1 (fig. 28). Ces lames de quartzites portent une forte linéation d'intersection entre la stratification So et la schistosité S1.

Entre Mou Jaouch et El Guelb (fig. 19), ces quartzites sont moins déformés et on peut y observer la succession suivante (fig. 22), reconstituée de bas en haut (la justification de la polarité des colonnes est donnée p.64) :

Fig. 22 :

COUPES DANS LES LAMES DE QUARTZITE AU SUD D'EL KSAMA, groupe des Ouled Hassine.



1: quartzophyllites vertes - 2: quartzites bruns - 3: quartzites et quartzophyllites
4: quartzites clairs grossiers - 5: phyllites vertes avec quartzites à la base.

1 : phyllites et quartzophyllites vert sombre, satinées, se débitant selon des plans tapissés de séricite qui correspondent à la schistosité S1

2 : quartzites gris à patine brune, fortement linnés, se débitant en plaques d'épaisseur pluricentimétrique parallèles à S1; la stratification n'y est pas décelable

3 : alternances centimétriques à décimétriques de grès, de quartzites et de quartzophyllites argentées à séricite

4 : quartzites clairs massifs à cassure blanche saccharoïde, fortement linnés; ce banc peut localement se dédoubler, ce qui pourrait être l'indice de dépôts sédimentaires chenalisants

5 : phyllites vertes à séricite avec localement des galettes de quartzite beige aplaties dans S1 à la base et avec des lits quartzitiques d'épaisseur centimétrique

A Mou Jaouch et à Ras el Amar se trouve un banc très local de 0,20 m d'épaisseur de calcaire roux à quelques mètres au-dessus des quartzites "4" (fig. 19.)
Ces lames de quartzite peuvent atteindre 20 m d'épaisseur (Djebel Ben Kassem, fig.19) et exceptionnellement 30 m (El Menaat pl. 1) pour 1 km maximum d'épaisseur; c'est essentiellement le niveau "2" qui s'épaissit alors.

Phyllites (lame mince JJC SK)
TEXTURE : lépidoblastique, avec alternance lenticulaire de lits quartzomicacés et micacés (S1)
METAMORPHISME : séricite, dont l'alignement définit la schistosité de flux S1
TECTONIQUE : schistosité S1, puis plis P2 avec clivage de crénulation S2 de plan axial qui réoriente mécaniquement les micas de S1.
MINERALOGIE DES LITS QUARTZOMICACES : quartz, 90%, xénomorphe, en grains jointifs; séricite, 10%, en paillettes automorphes alignées (S1); plagioclases et opaques, rares.
MINERALOGIE DES LITS MICACES : quartz, 20%, xénomorphe , allongé selon S1; séricite, 75%, en paillettes automorphes alignées (S1); opaques, 5%, en bâtonnets parallèles à la séricite; zircon, rare, avec auréole sombre; tourmaline, rare.

b - Au-dessus des phyllites à lames de quartzites on trouve quelques mètres (fig. 21C) de *calcaires roux* en bancs métriques, à cassure bleutée et à grain saccharoïde, montrant des laminations claires et sombres, millimétriques, parallèles à la schistosité S1 des phyllites encaissantes. Ces calcaires montrent une linéation d'intersection L_o^1 fréquemment repliée par des plis P2 non cylindriques à axes courbes. Entre ces bancs on trouve des *quartzophyllites* argentées qui se débitent selon les plans de schistosité de flux S1.

Calcaires roux (lame mince JJC 220A)
TEXTURE : litée, avec alternance millimétrique de lits sombres à micas et de lits clairs à micas rares (S1).
METAMORPHISME : séricite-chlorite, parallèles au rubanement de la roche et définissant la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité de flux S1.
MINERALOGIE DES LITS SOMBRES : quartz, 25%, xénomorphe, jointif ou isolé, à extinction roulante; chlorite, 15%, vert pâle LN, en chevelus ou en paillettes automorphes orientées (S1); séricite, 15%, en paillettes automorphes parallèles à la chlorite; calcite, 45%, microcristalline, localement sparite, entre les grains; tourmaline, rare, zonée; opaques, rares, en cubes.
MINERALOGIE DES LITS CLAIRS : quartz, 35%, en grains détritiques isolés avec golfes de corrosion, ou en lentilles polycristallines de grains xénomorphes; chlorite, 5%, en paillettes automorphes orientées (S1); calcite, 60%, soit microcristalline, soit en lits de sparite non orientée parallèles à S1; tourmaline, rare; opaques, rares, en plages tardives dans la calcite.
ORIGINE DE LA ROCHE : calcaire silteux ou gréseux (30% de quartz en moyenne).

Origine de ces calcaires :

Ces calcaires renfermaient environ 30% d'éléments détritiques (quartz) à l'origine. C'étaient probablement des calcaires gréseux.

Quartzophyllites argentées (lame mince JJC 220)
TEXTURE : granolépidoblastique à lépidogranoblastique, alternances minérales lenticulaires soulignant S1.
METAMORPHISME : séricite-biotite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1.
MINERALOGIE (composition moyenne) : quartz, 58%, xénomorphe, jointif, de 40 µ à 50 µ , en lentilles allongées selon S1; séricite, 20%, en paillettes automorphes de 50 µ x 10 µ orientées; biotite, 20%, brune en LN, en paillettes automorphes parallèles à la séricite, de 50 µ x 10 µ ; calcite, 1%, en veinules obliques sur S1; zircon, tourmaline, opaques, 1%.

Origine de la roche : siltstone ou grès, argileux.

c - Au-dessus des calcaires se développent environ 250 m de *phyllites* argentées vert clair (analogues à celles décrites au § a) montrant localement un rubanement inframillimétrique parallèle à la schistosité S1. Les quarante derniers mètres de ces phyllites montrent des galettes centimétriques de quartzite , d'origine tectonique, aplaties dans la schistosité S1 et des lits de 2 à 10 cm d'épaisseur de quartzite brun fréquemment affectés de plis P2 (fig. 34).

3 - La formation 3 : les faciès conglomératiques

Cette formation est constituée de bancs décimétriques à métriques de *calcaires conglomératiques* intercalés dans des *phyllites à galets* isolés et à *lentilles conglomératiques*, déjà signalées par GIGOUT (1955b). L'épaisseur de cette formation est de l'ordre de 50 m.

a - Les calcaires conglomératiques

Ce sont des calcaires roux à cassure bleutée et à laminations claires et sombres, avec des joints de phyllites vertes. Ces calcaires renferment des dragées isolées de quartz et des galets de quartzite . Ces galets ont un diamètre centimétrique; ils sont isolés dans le calcaire ou en accumulations locales.

Calcaires conglomératiques (lame mince JJC 234)
TEXTURE : litée, avec lits millimétriques clairs et sombres parallèles à S1.
METAMORPHISME : séricite-chlorite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1.
MINERALOGIE DES LITS CLAIRS : calcite, 98,5%, sous forme de cristaux maclés de sparite non orientée, de 750 µ ; quartz détritique, 1%, arrondi, isolé, de 100 µ ; séricite, 0,5%, en paillettes automorphes.
MINERALOGIE DES LITS SOMBRES : calcite, 60%, microcristalline, partiellement recristallisée en sparite de 30 µ à 130 µ ; quartz, 20%, xénomorphe, isolé ou jointif en yeux polycristallins allongés selon S1; séricite, 15%, en paillettes automorphes alignées (S1), de 65 µ x 13 µ ; chlorite, 5%, vert pâle en LN, gris bleu en LP, parallèle à la séricite.

Origine de la roche : calcaire conglomératique à galets de quartzite et grains de quartz, plus ou moins argileux.

b - Les phyllites à galets et à lentilles conglomératiques

Ce sont des phyllites vert foncé, satinées, dont le feuilletage correspond à la schistosité S1. Elles contiennent des galets isolés de quartzite sombre à cassure claire, fracturés et parfois étirés dans S1 (fig. 23). Par intermittence, ces phyllites renferment des lentilles métriques de conglomérats déformés (fig. 24) où les galets sont très étirés et cisaillés.

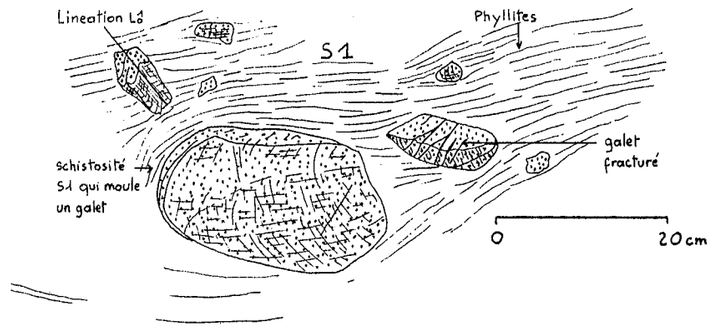


Fig. : 23
Galets de quartzites fracturés dans des phyllites. Groupe des Ouled Hassine, formation 3, Hajra el Hamra
(x = 279,5 ; y = 201)

Ces lentilles renferment :
- Ciment, 30%, constitué de phyllites sombres affectées par S1 et de calcite qui s'accumule dans les ombres de pression des galets.
- Eléments figurés, 70%, représentés par trois types de galets de quartzite :
  . quartzites blancs
  . quartzites gris clair à veines blanches
  . quartzites gris foncé.

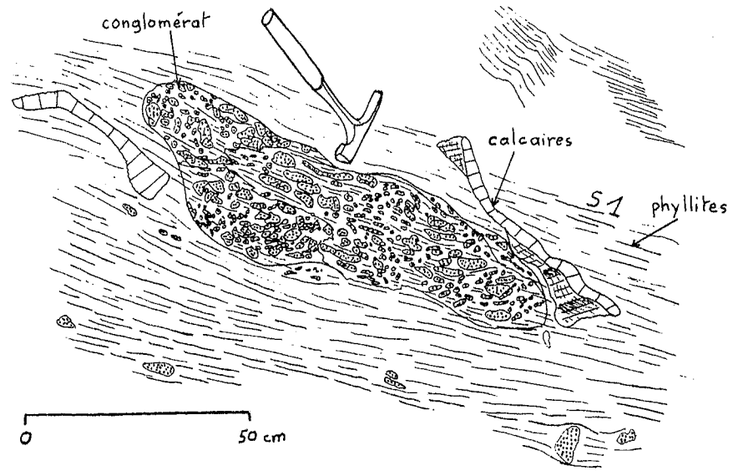


Fig. 24 :

Lentille conglomératique dans des phyllites. Groupe des Ouled Hassine, formation 3, Hajra el Hamra
(x = 279,5 ; y = 201)

Lentilles conglomératiques (lame mince JJC 232)
TEXTURE : oeillée, donnée par des galets millimétriques à centimétriques de quartzites étirés dans S1 emballés dans un ciment lépido-granoblastique à grain fin.
METAMORPHISME : séricite-chlorite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité de flux S1 avec étirement des galets, puis microplis P2 et enfin fentes de tension.
MINERALOGIE DES GALETS ETIRES : quartz, 95%, xénomorphe, jointif, de 100 µ ; séricite, 3%, en paillettes automorphes isolées de 80 µ ; calcite, 2%, en plages intergranulaires; zircon, rare, avec une auréole sombre.
MINERALOGIE DU CIMENT : quartz, 60%, parallèle aux micas, à extinction roulante, de 40 µ ; séricite, 10%, en paillettes automorphes alignées (S1) de 40 µ ; chlorite, 10%, en lisérés ou en paillettes automorphes parallèles à la séricite, de 40 µ ; calcite, 19%, en plages intergranulaires fréquentes dans les ombres de pression des galets, parfois sparite de 35 µ à 230 µ ; opaques, 1%; zircon, rare, avec auréole sombre.

Origine de la roche : conglomérat à galets arrondis centimétriques de quartzite et à ciment quartzo-argilo-calcaire.

4 - La formation 4 : calcaires et phyllites (fig. 21C)

La formation 4 débute par une trentaine de mètres de phyllites vert clair à microrubanement (S1), analogues à celles précédemment décrites, avec des galettes de quartzite d'origine tectonique, dans lesquelles s'intercalent des bancs décimétriques de calcaire roux à cassure grise montrant des laminations claires et sombres parallèles à S1.

Au-dessus, se développe une monotone série phylliteuse vert sombre à passées millimétriques quartzomicacées locales, sur environ 250 m.

5 - La formation 5 : les pseudoconglomérats d'Ajara (GIGOUT, 1955b; HOEPFFNER, 1974)

La formation 5 est représentée par des *phyllites* vert clair, satinées, qui renferment 50% de *galettes de quartzite* beiges de 2 à 15 cm de longueur pour 1 à 3 cm d'épaisseur. Elle affleure sous forme d'une bande continue uniquement depuis le NW d'Oulad Messaoud jusqu'à la Koudiat et Toual à l'Est. Partout ailleurs elle semble absente (pl. 1).

Certaines galettes dessinent des charnières de plis P1 séparées de leurs flancs qui sont moulées par S1 à l'extérieur du pli.

GIGOUT (1955b) attribuait ces roches à d'anciens conglomérats dont les éléments auraient été considérablement aplatis et étirés dans la schistosité S1. HOEPFFNER (1974), discute de l'origine de ces roches et penche plutôt pour une origine tectonique

de ce faciès. Nous pensons également que ces faciès à galettes quartzitiques proviennent de la dilacération de lits sédimentaires gréso-quartzitiques par les plis P1 et les cisaillements postérieurs (p.66), d'une part, parce que certaines galettes sont des plis à flancs accolés et rompus de leurs attaches, et d'autre part, parce que le matériel quartzitique est très homogène : nous n'avons jamais observé de mélange de roches différentes dans les galettes de la formation 5. L'épaisseur des pseudoconglomérats d'Ajara est de 10 à 15 mètres, mais il s'agit de l'épaisseur d'une "couche de plis".

6 - La formation 6 : phyllites et calcaires (fig. 21C)

La formation 6 débute par environ 150 m de *phyllites* vert clair à laminations parallèles au débit S1, semblables à celles précédemment décrites. Au-dessus, on trouve une vingtaine de mètres de *phyllites* vert sombre avec quelques bancs décimétriques de *calcaire* roux à cassure grise, puis des phyllites vert sombre à vert clair, semblables à toutes les autres, satinées, qui constituent le coeur des affleurements du groupe des Ouled Hassine et dont l'épaisseur ne peut pas être estimée.

7 - Conclusion sur la lithostratigraphie du groupe des Ouled Hassine

Le groupe des Ouled Hassine est constitué d'environ un millier de mètres de métasédiments probablement d'origine marine. On a une succession où prédominent des sédiments détritiques fins (argilites, argilites silteuses, siltstones) actuellement transformés en slates et en phyllites. Dans ces phyllites s'intercalent vers la base des quartzites (formation 2) avec quelques bancs calcaires, puis au-dessus des faciès conglomératiques (lentilles conglomératiques, méta-argilites à galets épars , formation 3), et enfin des quartzites en petits lits (formation 5) et des calcaires en petits bancs (formation 6). Il semble donc qu'il s'agisse de dépôts de plate-forme, mais le métamorphisme et la tectonique ont gommé toute structure sédimentaire (hormis les lentilles conglomératiques) permettant une reconstitution du paléomilieu de dépôt, ainsi que tout critère de polarité et tout fossile. Ce groupe n'est donc pas daté, mais, comme nous le verrons p.64, il est possible que son âge soit post-ordovicien supérieur.

B - EVOLUTION TECTONIQUE ET MAGMATIQUE

L'histoire tectonique du groupe des Ouled Hassine a été étudiée entre El Abasna et Souk el Had (fig. 19), c'est-à-dire dans la partie sud des affleurements de ce groupe. Les levés détaillés de ce secteur nous ont permis d'y reconnaître l'existence de 9 épisodes tectoniques et magmatiques, dont trois (2ème, 3ème, et 4ème) épisodes de plissement superposés (fig. 26).

Par ordre chronologique, nous avons distingué :

1 - La mise en place de veines de quartz "Q1"

Dans la formation 1 du groupe des Ouled Hassine essentiellement, on observe fréquemment des veines de quartz qui dessinent des plis P1 avec la schistosité S1 plan axial (fig. 25). Elles sont donc antérieures à la fin du plissement P1 et pourraient provenir d'exudations de silice au début de ce plissement.

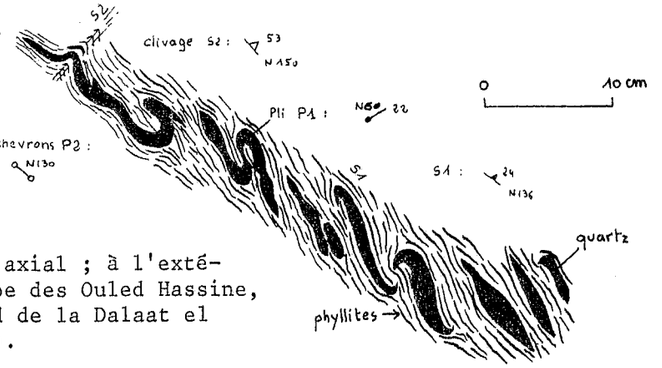


Fig. 25 : Veine de quartz déformée par des plis P_1 isoclinaux ; après la formation de la schistosité S_1 on a des rejeux le long de plans subparallèles à S_1 qui étirent les flancs des plis P_1 et en isolent les charnières ou des portions de flanc . A l'intérieur des charnières S_1 est plan axial ; à l'extérieur elle les moule. Groupe des Ouled Hassine, formation 1, extrémité nord de la Dalaat el Had (x = 280,4 x y = 198,8).

2 - Le premier épisode de plissement

a - Description des éléments structuraux

Le premier épisode de déformation est caractérisé par des *plis isoclinaux intrafoliaires à axes courbes P1* à flancs étirés et à charnières épaissies, synchrones d'une schistosité de flux S1 de plan axial. Cette schistosité S1, dont le pendage originel n'est pas connu, est la schistosité principale de l'unité des Oulad Aguil, et, comme nous le verrons Chap. III, la principale de l'unité de Benguerir.

La cartographie détaillée des affleurements de quartzite de la formation 2 (fig. 19) montre que ceux-ci correspondent à une couche sédimentaire découpée en lames parallèlement à la schistosité S1. Cette couche a ainsi été transposée dans cette schistosité. Si on trace l'enveloppe de ces lames, c'est-à-dire en reliant de proche en proche chaque affleurement de quartzite en fonction de son pendage (fig. 28), on s'aperçoit qu'elles dessinent des plis isoclinaux P1 d'amplitude hectométrique (fig. 20) à axes courbes, que nous avons reconstitués sur la fig. 26; la schistosité S1 est plan axiale de ces plis.

Les plis P1 (moyennes et petites structures) sont rares. On peut les observer dans les quartzites des formations 1, 2 et 5; ce ne sont *toujours* plus que des charnières isoclinales, isolées et séparées de leurs flancs, avec S1 de plan axial (fig. 27), aboutissant parfois au faciès pseudoconglomérat (Ajara, formation 5).

Sur le terrain, les phyllites sont intimement affectées par la schistosité S1, structure fondamentale à l'échelle de toute l'unité. Cette schistosité a transposé la stratification originelle car toutes les roches ont des surfaces de "banc " satinées. L'intersection entre deux surfaces qui sont probablement la stratification So et la schistosité S1 crée une linéation particulièrement bien visible dans les quartzites, les calcaires et les quartzophyllites. C'est la plus ancienne des linéations et nous l'appellerons L_0^1.

L'observation microscopique des roches du groupe des Ouled Hassine montre qu'elles sont toutes affectées d'une *schistosité de flux S1*. Dans les phyllites et les slates, cette schistosité est soulignée par l'alternance millimétrique à inframillimé-

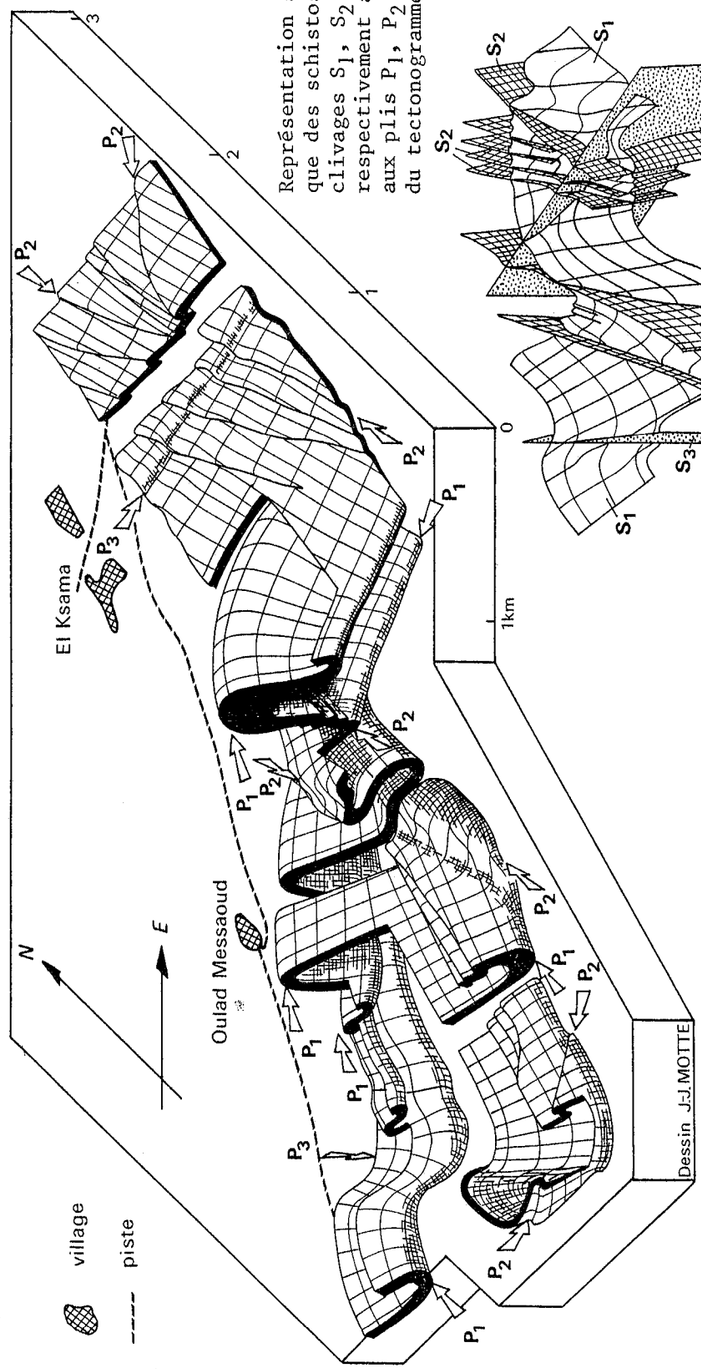
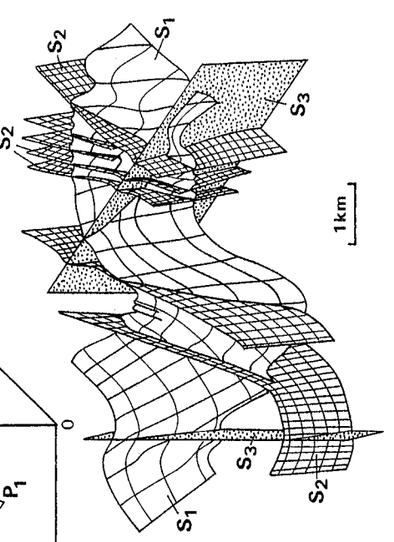


Fig. 26 : Tectonogramme des déformations superposées hercyniennes dans les Rehamna au SE d'Oulad Messaoud. Le banc représenté correspond à des quartzites.
Pour des raisons graphiques, la dilacération du banc par les cisaillements tardifs S_1 n'a pas été représentée.



Représentation schématique des schistosité et clivages S_1, S_2 et S_3 respectivement associés aux plis P_1, P_2 et P_3 du tectonogramme.

P_1 : pli de premier épisode de plissement
P_2 : " " deuxième " " "
P_3 : " " troisième " " "

d'après CORNEE et al. 1981

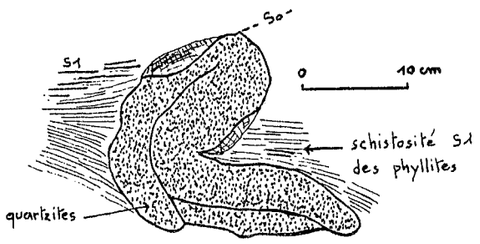


Fig. 27 :
Charnière isolée de pli P_1 à axe vertical dans des quartzites. Groupe des Ouled Hassine, formation 2, extrémité est du Jebel Ben Kassem (voir fig.19).
Vue en plan.

trique de lentilles quartzomicacées et micacées (fig. 30) et par des néoformations minérales orientées : séricite, chlorite, biotite et quartz.
Cette schistosité S1 se développe dans le plan axial de microplis isoclinaux (fig. 47) à charnières épaissies et à flancs étirés qui se limitent à un feuillet de la roche. Ce sont donc des plis intrafoliaires.

b - Orientation des éléments structuraux

Dans le secteur étudié les axes de plis P1 (c'est-à-dire les linéations L_o^1) ont une direction N 55° (fig. 44) et plongent de 20° à 65° au NE. La schistosité S1, bien que repliée deux fois ultérieurement, a une direction générale N-S et un pendage de 30° à 50° à l'E (fig. 45). Les plis P1 sont isoclinaux et déversés à l'W ou au NW. Des observations analogues ont été faites dans d'autres secteurs du groupe des Ouled Hassine (HOEPFFNER, 1974; JENNY, 1974).
La géométrie et l'orientation de ces plis donnent un transport de matière vers le NW au cours du premier épisode de plissement. Le caractère courbe des axes de plis s'explique par des glissements différentiels de matière le long du plan axial des plis P1 et est caractéristique de déformations cisaillantes (HANSEN, 1971).

c - Etude de la dissymétrie des plis P1; structure générale du groupe des Ouled Hassine; relations structurales entre les groupes des Ouled Hassine et de la Koudiat el Adam; âge du groupe des Ouled Hassine.

Dissymétrie des plis P1

Dans le secteur étudié (fig. 19), les plis P1 sont déversés au NW avec des plans axiaux (S1) pendant en moyenne de 30° à 50° à l'E. La reconstitution de ces plis à l'échelle cartographique (fig. 28), nous a permis de mettre en évidence des structures antiformes à flancs supérieurs longs et à flancs inférieurs plus courts (fig. 20). De plus, la succession de ces plis du NE vers le SW montre que les quartzites de la formation 2 passent vers le Nord *sous* les phyllites de la formation 2 (fig. 28), et donc sous les formations 3 à 6 , puisque la première bande d'affleurement de ces quartzites au Sud d'Ouled Messaoud correspond à un flanc inférieur d'antiforme secondaire (fig. 20B), comme celle qui constitue le Jebel Ben Kassem (fig. 20A); plus vers le Nord (fig. 19), les quartzites n'affleurent plus. Vers le Sud, par contre, les quartzites constituent les flancs supérieurs de synformes secondaires (fig. 20). Ce dispositif permet d'affirmer que les plis P1 au Sud d'El Ksama appartiennent au flanc SE d'un *synforme kilométrique déversé au NW*.

Fig. 28 :

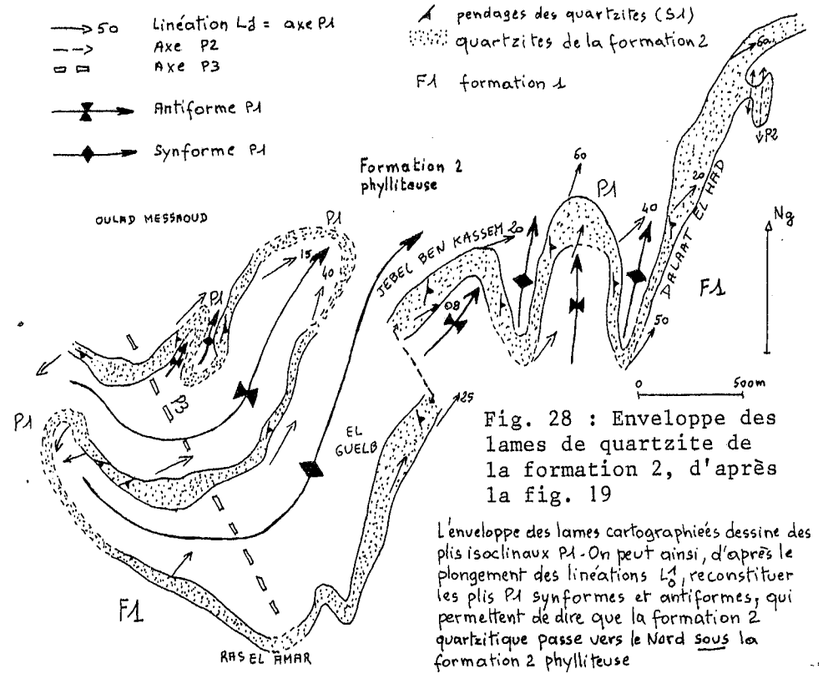


Fig. 28 : Enveloppe des lames de quartzite de la formation 2, d'après la fig. 19

L'enveloppe des lames cartographiées dessine des plis isoclinaux P1. On peut ainsi, d'après le plongement des linéations L_o^1, reconstituer les plis P1 synformes et antiformes, qui permettent de dire que la formation 2 quartzitique passe vers le Nord sous la formation 2 phylliteuse

Structure générale du groupe des Ouled Hassine

Dans la partie N du groupe des Ouled Hassine, entre le Guelb Zraïkem et El Goujguel (pl. 1), les faciès sont légèrement différents par rapport à ceux du secteur d'El Ksama : on y note l'absence des formations 1 (slates à galettes quartzitiques) et 5 (pseudoconglomérats d'Ajara). Cependant, on y retrouve les mêmes quartzites (formation 2) et les mêmes calcaires conglomératiques avec des phyllites à lentilles conglomératiques (formation 3) (HOEPFFNER 1974, et observations personnelles). Les formations 2 et 3 forment ainsi deux bandes d'affleurement (pl. 1) : l'une, N, va du Guelb Zraïkem à El Goujguel; l'autre, E à S, affleure depuis la Dalaat et Zebbouj au N jusqu'à El Abasna au S. Ces deux bandes d'affleurement constituent donc les deux flancs d'un pli kilométrique. Or, sur le flanc N de ce grand pli on a la formation 3 calcaire *sur* la formation 2 quartzitique alors que le flanc S montre globalement la formation 2 *sur* la formation 3 (pl. 1, fig. 19). *Le groupe des Ouled Hassine constitue donc un vaste synforme P1 déversé au NW* (fig. 29) à flanc SE légèrement inverse. L'axe cartographique de ce synforme est en moyenne N 30° (pl. 1A).

Relations entre les groupes de la Koudiat el Adam et des Ouled Hassine

HOEPFFNER (1974), en se basant sur des analogies de faciès avec le Dévonien des Rehamna centrales et septentrionales, pense que le groupe des Ouled Hassine constitue un anticlinal déversé au NW, à flanc N inverse et à flanc S normal. Il conclut donc qu'il existe une zone de chevauchement entre le groupe des Ouled Hassine et le groupe de la Koudiat el Adam, ces deux groupes formant alors deux anticlinaux côte à côte sans qu'il

y ait de synclinal entre eux. La présence d'un accident expliquerait l'absence vers l'Ouest des quartzites de la formation 7 du groupe de la Koudiat el Adam ainsi que l'absence de Silurien (argilites noires à graptolites).

Nos observations sont les suivantes :

- le groupe des Ouled Hassine est un synforme ;
- les quartzites de la formation 7 du groupe de la Koudiat el Adam se biseautent vers l'Ouest par un processus sédimentaire (p.37);
- sur le terrain la limite entre les deux groupes est quasiment impossible à cerner avec précision; nous n'y avons jamais observé de contact tectonique bréchifié à part les décrochements de Sakhet Dabbar et les chevauchements à Skoura (dans ce secteur, le groupe des Ouled Hassine est d'ailleurs très désorganisé);
- au Sud d'Oulad Mimouna (pl. 1), la schistosité S1 est de type flux et garde la même direction et presque le même pendage dans les deux groupes; l'empilement des couches ne semble pas perturbé;
- le flanc nord du synclinal des Ouled Hassine est continu, cartographiquement parallèle aux bancs du groupe de la Koudiat el Adam (formation 4 par ex.);
- le groupe de la Koudiat el Adam dessine un anticlinal déversé au NW et celui des Ouled Hassine un synforme déversé au NW; ce relaisde plis du N vers le S semble tout à fait logique;
- Nous n'avons jamais retrouvé les argilites noires du Silurien.

Nous pensons donc que le synforme des Ouled Hassine relaie *normalement* vers le Sud l'anticlinal de la Koudiat el Adam mais dans une zone plus métamorphique (schistosités de flux S1 parallèles, mêmes déversements, même ordre de grandeur des plis), au cours du premier épisode de plissement. Le seul argument en faveur d'un accident entre les deux grands plis est l'absence du Silurien. Notons cependant que d'une part le Silurien n'est connu qu'en un seul endroit des Rehamna méridionales (p.40) au NNW de Khenidlet, où il est très peu épais, et que, d'autre part, il est possible que le métamorphisme l'ait rendu méconnaissable sur le flanc N des Ouled Hassine; nous penchons donc pour *l'hypothèse* suivante : *anticlinal* de la Koudiat el Adam relayé au Sud par le *synclinal* (synclinorium) des Ouled Hassine (fig. 29) avec *peut-être* entre les deux un accident synschistosité S1 qui pourrait faire disparaître le Silurien; cet accident ne serait pas cependant, très important. Ainsi se trouve justifiée, par des arguments structuraux, la polarité du log du groupe des Ouled Hassine (fig. 21) que nous avons proposé.

Age du groupe des Ouled Hassine

Si notre hypothèse est exacte, le groupe des Ouled Hassine serait stratigraphiquement au-dessus des formations 6 et 7 du groupe de la Koudiat el Adam. La formation 6 a livré vers son sommet des fossiles indiquant un âge "silurien très inférieur"

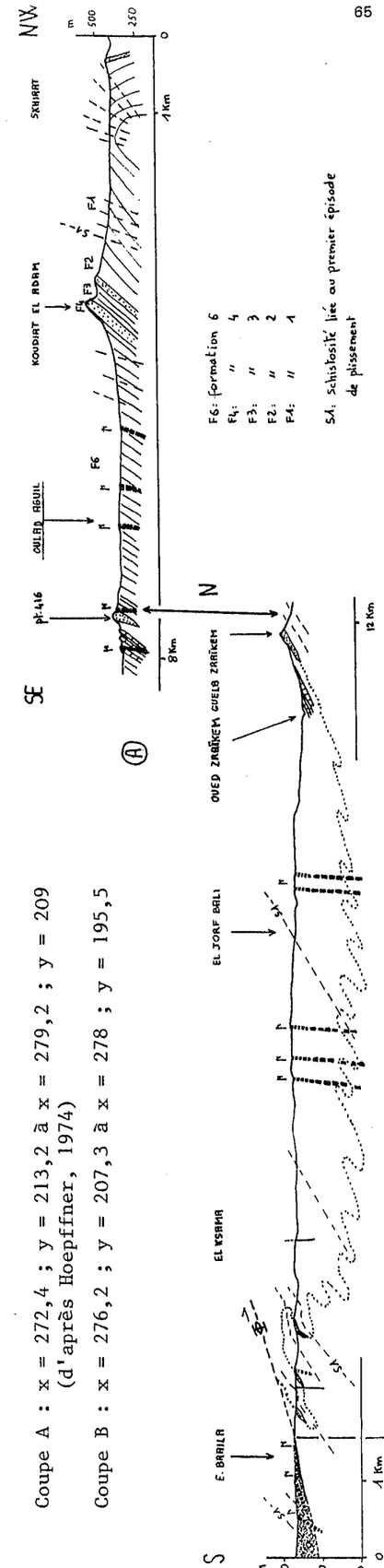


Fig. 29 : COUPE SYNTHETIQUE DANS L'UNITE DES OULAD AGUIL : Les grandes structures du premier épisode de plissement

Coupe A : x = 272,4 ; y = 213,2 à x = 279,2 ; y = 209
(d'après Hoepffner, 1974)

Coupe B : x = 276,2 ; y = 207,3 à x = 278 ; y = 195,5

GROUPE DES OULAD AGUIL

quartzites; microdiorites; NOTE : le pendage des filons de microdiorite n'est pas connu ; ils ont été représentés subverticaux.

UNITE DES

calcaires

Le groupe des Ouled Hassine représente un synclinorium déversé au NW et le groupe de la Koudiat el Adam un anticlinal déversé au NW. Ces structures sont chevauchées ultérieurement par l'unité de Benguerir.

(p. 36); le groupe des Ouled Hassine serait donc d'âge *post-ordovicien supérieur*, et peut-être donc pro-parte dévonien comme l'avait proposé HOEPFFNER (1974). Cette hypothèse reste à confirmer par des critères de polarité, que nous n'avons pas trouvé dans les Ouled Hassine .

d - L'exagération du premier épisode de plissement : *les cisaillements selon des plans subparallèles à S1*

Après l'acquisition de la schistosité S1 on observe fréquemment une amygdalisation microscopique de la roche le long de plans subparallèles à S1. Par exemple, dans les slates de la formation 1 (fig. 30), le rubanement (schistosité S1) est recoupé par des surfaces subparallèles à S1 qui sont soulignées par des résidus opaques. Ces surfaces décalent localement de petites veines de quartz et semblent accompagnées par des phénomènes de pression-dissolution.

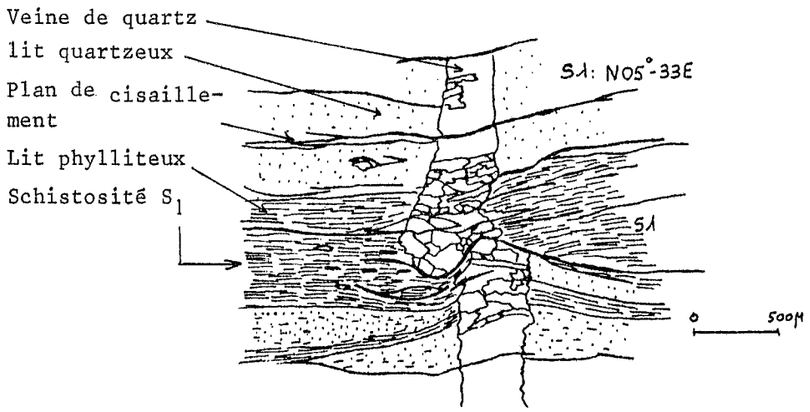


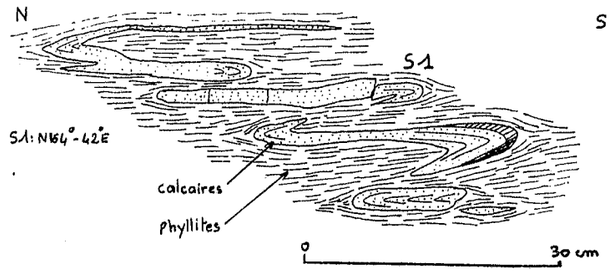
Fig. 30 : Micrographie d'un slate (lame JJC 195') de la formation 1 du groupe des Ouled Hassine montrant une veine de quartz postérieure à la schistosité de flux S_1 cisaillée le long de plans subparallèles à S1.
Ces plans sont soulignés par des résidus ferrugineux.
2 km SE de souk el Had (x = 282,15 x y = 199,5).

Cette dilacération se retrouve à l'affleurement :

- elle est responsable du débitage en lames des quartzites dans la formation 2 (fig. 19).
- A l'extrémité N de la Dalaat el Had, on peut observer des veines de quartz pliées isoclinalement par des plis P1 (fig. 25); des déplacements postérieurs à la schistosité S1 sur des surfaces qui lui sont subparallèles *étirent les flancs des plis P1 qui se rompent en amygdales moulées par S1*, et se séparent de leurs charnières. Ces amygdales sont *ensuite déformées* par des plis P2.

- A Hajra el Hamra, de petits lits calcaires (fig. 31) montrent des charnières de plis P1 séparées de leurs flancs; ces charnières forment actuellement des "rods" moulés par S1.

Fig. 31 : Charnières de plis P_1 avec schistosité S_1 de plan axial formant des "rods" (voir légende fig. 25). Groupe des Ouled Hassine, calcaires de la formation 3, Hajra el Hamra (x = 279,4 x y = 200,7). Vue en coupe.



- Sur la Koudiat et Toual (pl.1) dans la formation 5, les galettes de quartzite dessinent des charnières isoclinales P1 fortement aplaties, séparées de leurs flancs (HOEPFFNER, 1974).

Ce phénomène apparaît donc comme une phase terminale du plissement P1 et non pas comme un épisode ultérieur isolé.

3 - Le deuxième épisode de plissement

a - Description des structures

A l'Affleurement les plis P2 sont des plis non cylindriques à axes fortement courbes (fig. 26). Ils replissent la schistosité de flux S1 et enroulent la linéation L_0^1. Ces plis s'observent depuis l'échelle centimétrique jusqu'à l'échelle décamétrique. A ces plis est parfois associé un *clivage de crénulation S2* de plan axial en éventail, qui se développe par couloirs décimétriques (fig. 37) à décamétriques cartographiquement discontinus.

Le style des plis P2 varie selon le matériel plissé :

Dans les phyllites les plis P2 ont des amplitudes décimétriques à millimétriques. Dans ce dernier cas la schistosité S1 supporte une linéation qui est une crénulation très fine L_1^2 . Les plis varient du type conique sans clivage S2 (fig. 32) au type non cylindrique avec clivage S2 de plan axial (fig. 33).Dans les quartzites en petits lits centimétriques se développent des plis P2 non cylindriques à axes courbes et à charnières épaissies (fig. 34) . Dans les lames métriques de quartzite massif les plis P2 ont une demi-longueur d'onde et une amplitude métrique; ils sont non cylindriques et leurs axes curvilignes (fig. 39, 40, 41). Lorsque le clivage S2 est exprimé dans les phyllites encaissantes, il se dispose en éventail, et l'intersection entre la schistosité S1 et le clivage S2 provoque la formation de meneaux L_1^2 dans les quartzites (fig. 35). Dans les calcaires, les plis P2 sont en général sub-isoclinaux (fig. 36) avec des axes très fortement courbes (fig. 42) et des charnières très épaissies; ils ne sont jamais recoupés par le clivage S2 même lorsqu'il existe dans les phyllites encaissantes.

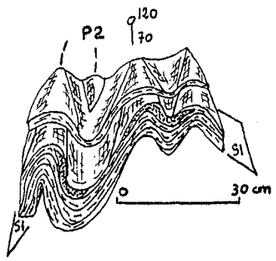


Fig. 32 : Plis P2 coniques replissant la schistosité S1 dans des phyllites à galettes quartzitiques. Extrémité sud de la Dalaat el Had, formation 1.

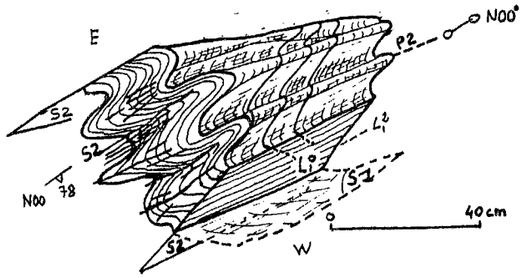


Fig. 33 : Plis P2 non cylindriques reprenant la schistosité S1 et la linéation L_0^1. Clivage S2 de plan axial. Phyllites, formation 4, Hajra el Hamra.

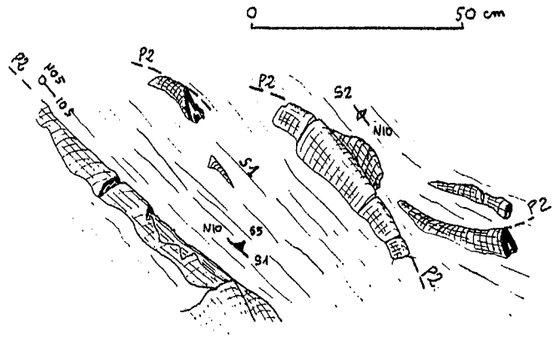


Fig. 34 : plis P2 non cylindriques à courbes replissant la schistosité S_1 dans les alternances de quartzites et de phyllites. Sommet de la formation 2, 1,8 km WSW de Souk el Had. Vue en biais du dessus.

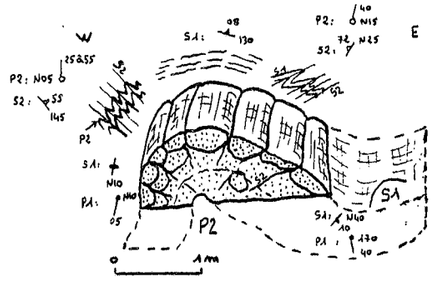


Fig. 35 : Antiforme métrique P2 dans les quartzites massifs; meneaux d'intersection L_2^1 entre S1 et S2. Microplis P2 dans les phyllites sus-jacentes avec clivage S2 en éventail. Formation 2,1 km SSW d'El Guelb.

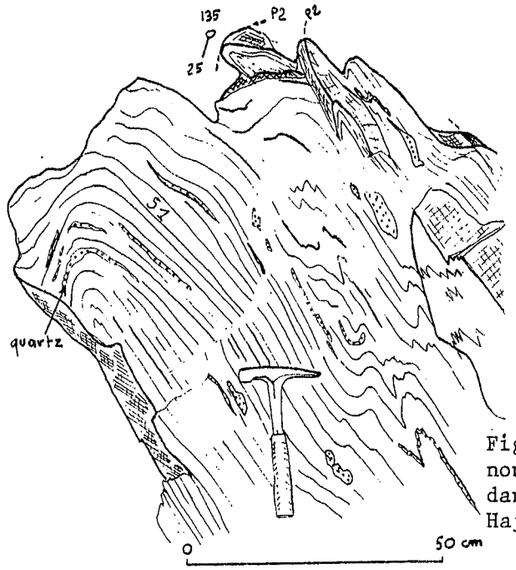


Fig. 36 : Plis P2 sub-isoclinaux, non cylindriques à axes courbes, dans des calcaires. Formation 2, Hajra el Hamra. Vue en coupe.

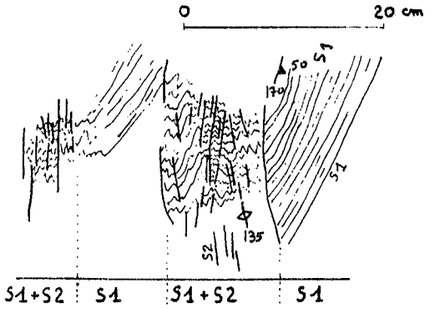


Fig. 37 : Développement du clivage S2 par couloirs dans des phyllites. Formation 2, extrémité S de la Dalaat el Had. Vue en plan.

Au microscope, on observe dans les phyllites des microplis P2 crénulants qui déformentla schistosité S1 (fig. 48 et 49). Ces microplis varient depuis un type ouvert, en système conjugué, de 600 µ de demi-longueur d'onde et sans clivage associé, jusqu'à un type serré avec un clivage de crénulation S2 de plan axial, de 50 µ de demi-longueur d'onde. Ce clivage S2 découpe les lits micacés de la roche en microlithons à l'intérieur desquels S1 est plissotée. Il réoriente mécaniquement les séricites néoformées de la schistosité de flux S1 et n'est pas accompagné de nouvelles cristallisations. Les lits quartzeux sont par contre simplement ployés : la fig. 52, qui provient d'une quartzophyllite de l'unité de Benguerir, montre des plis P2 avec un clivage S2 de crénulation marqué seulement dans les lits phylliteux.

b - Orientation des éléments structuraux

Dans le secteur étudié les axes de plis P2 montrent une orientation préférentielle N 160° à N 20° avec un plongement variable généralement faible (fig. 44). Le clivage S2 a une direction N 160° à N 10° (fig. 45), sauf lorsqu'il est déformé par les plis P3. Il se développe par faisceaux de couloirs métriques N 170°, comme dans toute la partie méridionale des affleurements du groupe des Ouled Hassine (HOEPFFNER 1974). Le pendage de ce clivage est de 65° à 80° vers l'Est, presque toujours plus fort que celui de la schistosité S1. Les plis P2 sont donc déjetés à l'W.

c - Cinématique des plis P2

Les plis P2 sont non cylindriques à axes courbes; ils déforment les axes de pli P1 sur un grand cercle (fig. 39 à 42) et leurs axes se dispersent dans leur plan axial (charnières courbes). D'autre part le clivage S2 se développe par couloirs. Ces plis P2 se forment donc essentiellement par cisaillement ductile (HANSEN 1971). La dissymétrie de ces plis (fig. 26) et le faible plongement moyen de leurs axes attestent un déplacement essentiellement *subvertical* en faille inverse de la matière dans les couloirs de clivage S2, c'est-à-dire une migration assez réduite des roches vers l'W ou le NW. Ces résultats sont en accord avec ceux des auteurs précédents (HOEPFFNER, 1974; HOEPFFNER *et al.*, 1975 b). Le clivage S2 et la schistosité S1 ayant des directions voisines, le deuxième épisode de plissement apparaît comme la prolongation dans le temps du premier épisode de plissement avec une diminution de l'intensité de la déformation. Ce deuxième épisode de plissement, localisé, est peu important par rapport au premier car il correspond à un serrage bien moindre de la matière.

Dans les Rehamna centrales (région de Skhour , pl. 1 A), l'obliquité entre la schistosité S1 et le clivage S2 n'est pas suffisante pour qu'il y ait formation de plis P2; on a alors des glissements et des cisaillements dans la schistosité S1 avec des flux de matière subhorizontaux vers l'Ouest (JENNY 1974; HOEPFFNER *et al.*, 1975 b).

4 - Le troisième épisode de plissement

a - Description des éléments structuraux

Le troisième épisode de plissement est caractérisé par des plis P3 cylindriques en éventail (fig. 26) qui déforment la schistosité S1 et le clivage S2 (fig. 45). Ces plis sont conjugués et développent parfois un clivage grossier S3 de plan axial, en éventail, subvertical.

Entre Oulad Messaoud et Ras el Amar (fig. 19), les quartzites dessinent des arcs à concavité Nord qui correspondent à des plis P3 à grand rayon de courbure de demi-longueur d'onde hectométrique (fig. 20B). Ces plis sont associés à des décrochements dextres N 140° (fig. 19; HOEPFFNER 1974). Le rejet horizontal de ces accidents est cependant faible : par exemple, le décalage des quartzites de la formation 2 entre Ras el Amar au Sud et El Abasna au Nord (Pl. 1) est essentiellement dû aux replis P1.

Dans les phyllites les plis P3 varient du type chevron ouvert au type kink-bands conjugués (fig. 38) et se développent en couloirs dans le coeur des structures d'ordre supérieur.

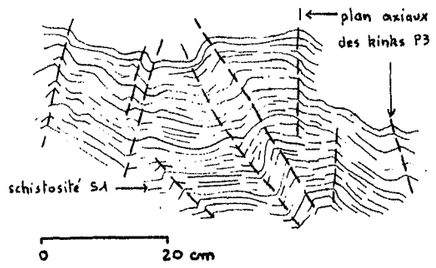


Fig. 38 : Kink-bands conjugués dans des phyllites, groupe des Ouled Hassine, formation 2, Mou Jaouch (voir fig. 19).

Dans les calcaires, on a essentiellement des ondulations décimétriques avec un clivage très grossier S3 en éventail.

b - Orientation des éléments structuraux

Les plis P3 s'organisent à toutes les échelles en un système de plis conjugués qui ne se reprennent pas mutuellement (fig. 44 et 45). Deux grandes familles directionnelles ont été distinguées : P3 et P'3.

- Les *plis P3* sont N 90° à N 140° avec des plongements forts vers l'E ou le SE (fig. 43, 44), parfois verticaux. Leurs plans axiaux sont orientés N 100° à N 140° (fig. 45) avec des pendages raides au NE (fig. 43). Ils sont associés à de petits décrochements dextres N 140° visibles entre El Abasna et le Jebel Ben Kassem.

- Les *plis P'3* sont moins bien exprimés sur le terrain. Ils sont orientés N 50° à N 70° et plongent d'une trentaine de degrés à l'ENE (fig. 43, 44). Leurs plans axiaux sont soit N 70°, soit N 140° avec un faible pendage au NE. Ces plis P'3 sont visibles à Mou Jaouch et apparaissent cartographiquement entre El Guelb et Souk el Had (fig. 19 et fig. 45).

5 - Le premier épisode de tectonique tangentielle

a - Description des structures

Au SW d'El Guelb et à proximité du contact avec l'unité de Benguerir

(fig. 19), le groupe des Ouled Hassine est affecté de trois failles peu pentées qui recoupent les structures précédemment décrites. Ces surfaces de faille bréchifient les phyllites et portent des stries de friction, des fentes de traction, des placages argileux rouges et des encroûtements cuivreux. Au SW d'El Guelb, ces failles sont minéralisées : elles sont soulignées par des "filons" d'hématite eux-mêmes striés tectoniquement. Ces surfaces de faille sont des écaillages internes dus au recouvrement anormal de l'unité de Benguerir sur l'unité des Ouled Aguil (p.107) .

b - Orientation des structures et sens des déplacements

Les surfaces d'écaillage sont orientées N 70° avec un faible pendage au SSE (10° à 20°). Les stries de friction ont une direction moyenne N 158°. Les relations stries de friction/fentes de traction montrent un déplacement relatif des compartiments supérieurs du SSE vers le NNW quand elles sont observables.
Nous considérons (CORNEE *et al.*, 1981) que ces écaillages internes et le chevauchement associé marquent la fin du processus de cisaillement décrit pendant les deux premiers épisodes de plissement, puisqu'on a à nouveau transport de matière vers le NW mais dans un niveau structural plus superficiel (voir p. 62 et p. 69).

6 - La mise en place de filons de microdiorite

Les filons de microdiorite dans le groupe des Ouled Hassine sont identiques à ceux du groupe de la Koudiat el Adam.

Microdiorite altérée (lame mince JJC 194')
TEXTURE : microgrenue avec phénocristaux
COMPOSITION MINERALOGIQUE : quartz, 15%, en grains de 60 µ à 15 µ qui comblent les vides entre les cristaux; plagioclases, 55%, damouritisés, en phénocristaux de 150 µ à 400 µ , parfois plus; chlorite, 15%, en rosette, bleu foncé en LP; calcite, 5%, en plages poecilitiques; ap atite, 5%, en fines aiguilles; opaques, 3%, en granules; sphène, 2%; zircon, rare.

Ces filons sont toujours en bon état, hormis une diaclasation *très locale*. Ils suivent le plus souvent les directions structurales majeures. Ils sont soit subverticaux, soit concordants dans la schistosité S1 (fig. 46) et empruntent les formes des plis P3. Dans le secteur étudié, ils se mettent aussi en place à proximité ou dans la surface de chevauchement de l'unité de Benguerir dont l'observation est alors délicate (Ras el Amar, fig. 19).

Ces filons qui empruntent des surfaces de moindre résistance sont donc postérieurs aux événements déjà décrits.

Les filons ont une direction générale NNE - SSW dans le groupe des Ouled Hassine (pl. 1) c'est-à-dire qu'ils ont la direction générale de la schistosité S1. Leur disposition en relais pourrait indiquer qu'ils se sont mis en place dans des fentes ouvertes à la faveur d'une compression régionale plutôt qu'au cours d'une période de distension (HUVELIN, 1971) mais ceci reste totalement à confirmer.

Fig.39

Antiforme hectométrique P_1 repris par des plis P_2 dans des quartzites. Les axes de plis P_2 se dispersent dans leur plan axial moyen N168-75SE ; ils sont donc non cylindriques avec des axes courbes. Les axes de plis P_1 sont dispersés sur des grands cercles. Les pôles de S_1 et S_2 sont enroulés par des plis P_3 d'axe N75-50E. Affleurements entre le Jebel Ben Kassem et la Dalaat el Had (fig.19), formation 2, groupe des Ouled Hassine.

Fig.40

Antiforme métrique P_2 non cylindrique à axe courbe dans des quartzites. Les axes de plis P_2 se dispersent dans leur plan axial ; ils ont une direction moyenne N160. Les axes de plis P_1 sont répartis sur un grand cercle. Les plis P_2 se forment donc essentiellement par cisaillements (Hansen, 1971). Dalaat el Had (extrémité nord, fig.19), formation 2, groupe des Ouled Hassine.

Fig.41

Plis P_2 dans des quartzites et des phyllites. Les pôles de S_1 et S_2 sont dispersés par des plis P_3 N75. Les axes de plis P_2 sont dispersés dans leur plan axial et sont en moyenne N-S. Les axes de pli P_1 sont répartis sur un grand cercle. Les plis P_2 se forment donc par cisaillement. Barre de quartzite entre El Guelb et Ras el Amar (fig.19), formation 2, groupe des Ouled Hassine.

Fig.42

Répartition des axes de plis P_2 dans les calcaires : les axes de plis P_2 sont dispersés dans leur plan axial S_2 ; ils se forment donc par glissement ou cisaillement. Hajra el Hamra (pl. 1), formation 3, groupe des Ouled Hassine.

Fig.43

Les pôles des plans S_1 et S_2 sont dispersés par P_3 N130-40E autour d'un grand cercle ; P_1 et P_2 sont dispersés par P_3 N105-40E autour d'un petit cercle. Les plis P3 sont donc cylindriques. Simultanément apparaissent des plis P'3 conjugués N75. Les plans axiaux des plis P_3 et P'_3 sont N140. Quartzites et phyllites entre El Abasna et Ras el Amar (fig.19), formation 2, groupe des Ouled Hassine.

LEGENDE DES FIGURES 39 à 43

Fig. 39 :

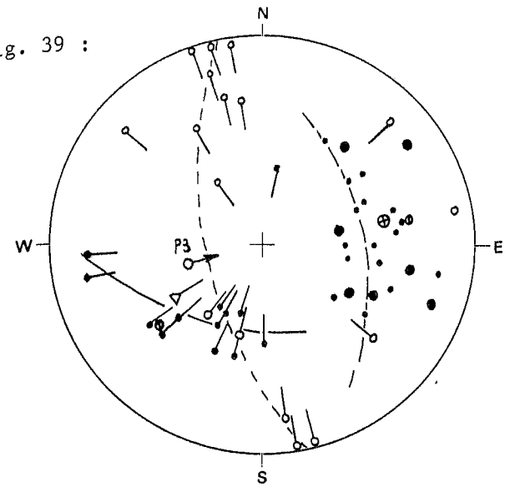


Fig. 40 :

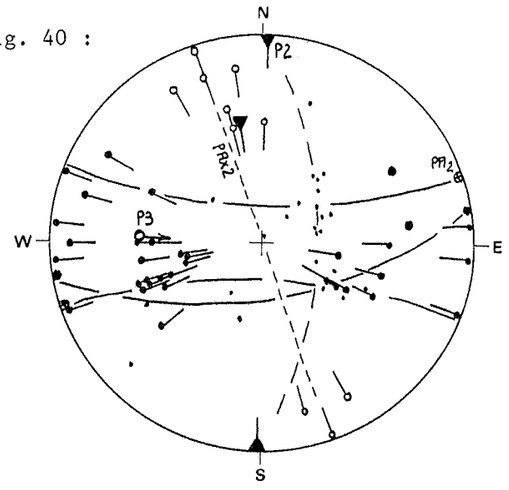


Fig. 41 :

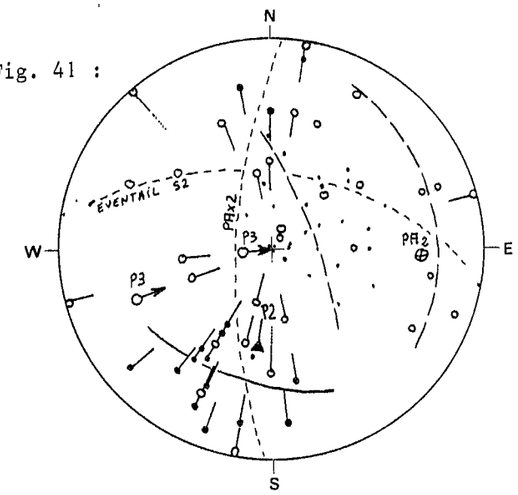


Fig. 42 :

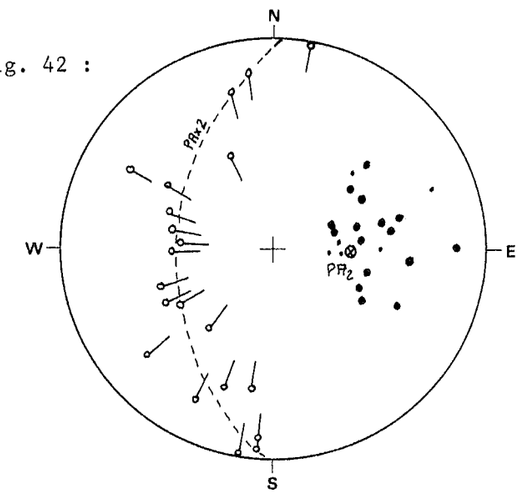
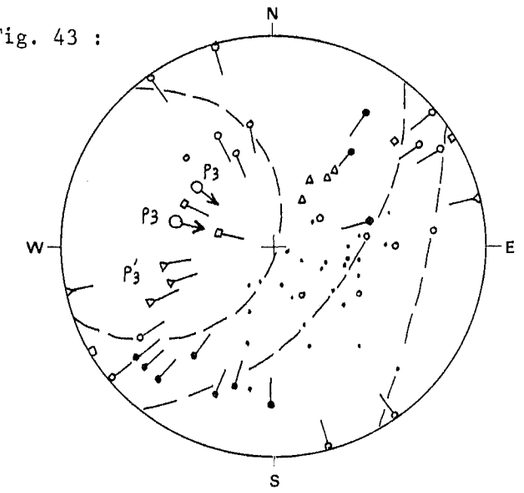


Fig. 43 :



STEREOGRAMMES DES DEFORMATIONS SOUPLES DANS LE SUD DU GROUPE DES OULED HASSINE (Secteur SE d'El Ksama).

- Axe de pli P1 (L_o^1)
- Schistosité S1
- Axe de pli P2
- Axe de pli P2 construit
- plan axial P2 (PAx2)
- clivage S2
- plan axial P2 construit
- Axe de pli P3
- plan axial P3
- Axe de pli P'3 conjugué
- plan axial P'3
- Axe de pli P3 construit

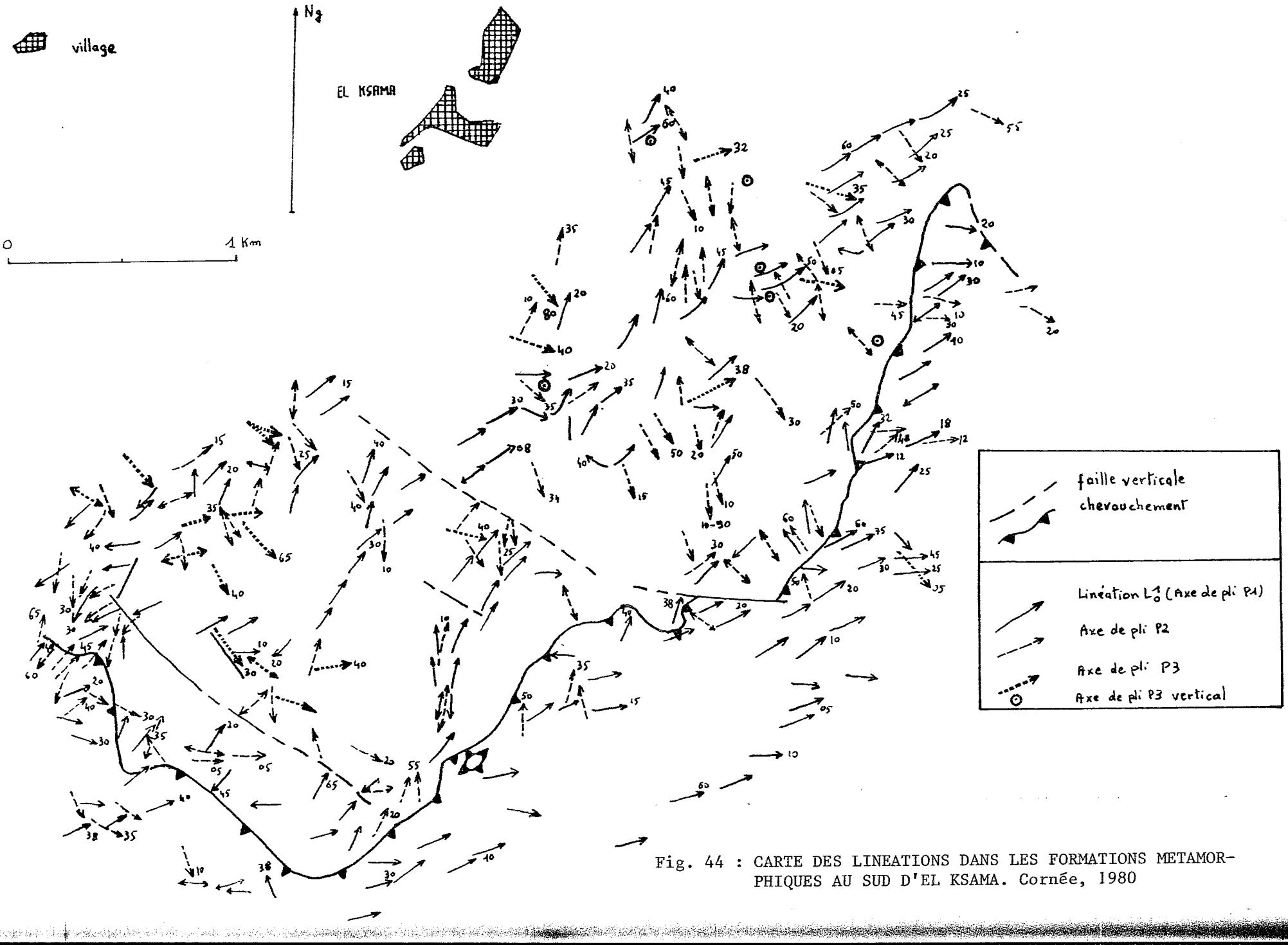


Fig. 44 : CARTE DES LINEATIONS DANS LES FORMATIONS METAMORPHIQUES AU SUD D'EL KSAMA. Cornée, 1980

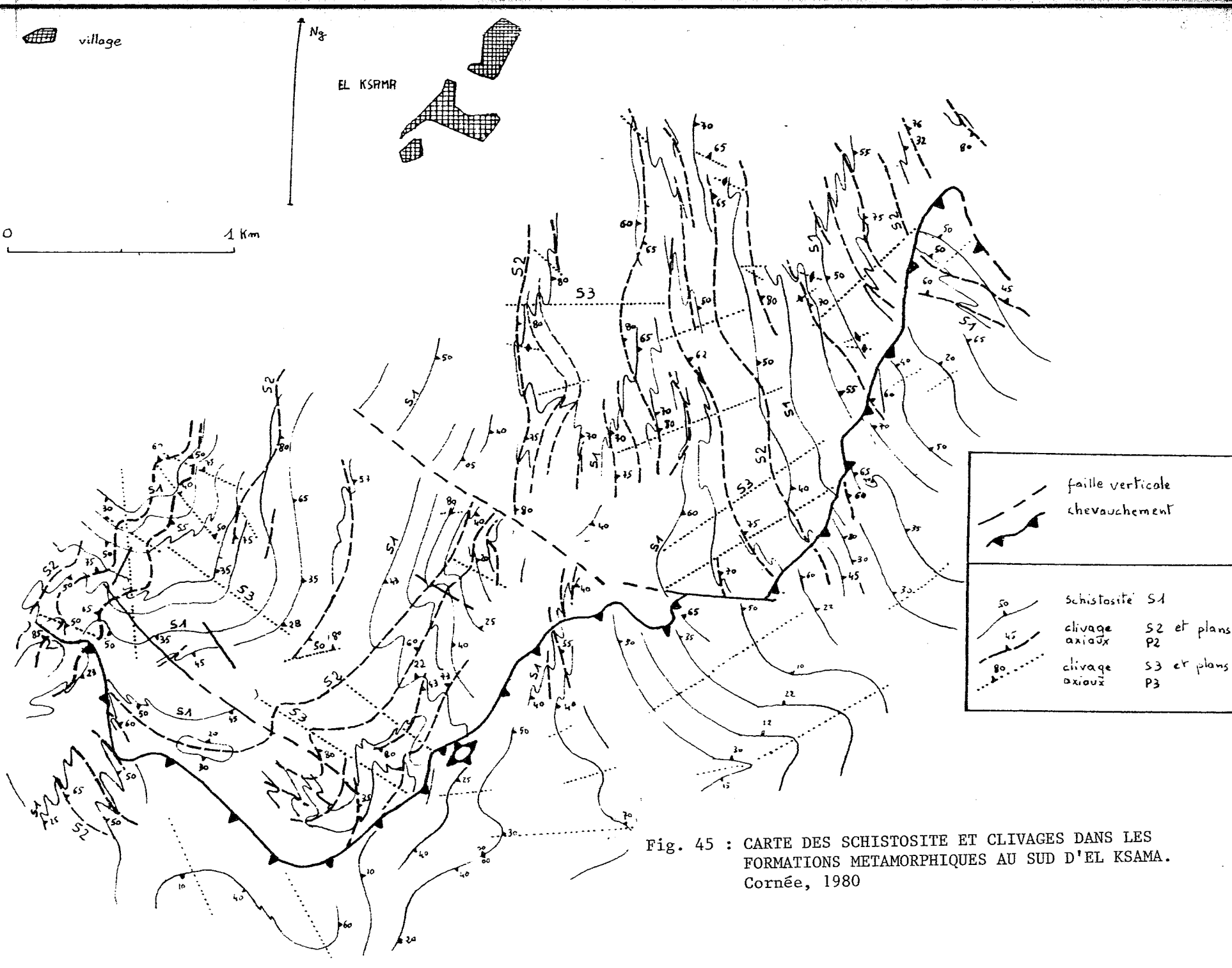


Fig. 45 : CARTE DES SCHISTOSITE ET CLIVAGES DANS LES FORMATIONS METAMORPHIQUES AU SUD D'EL KSAMA. Cornée, 1980

1 : phyllites claires à galettes quartzititques
2 : phyllites vert clair
3 : microdiorites subparallèles à S_1 pouvant localement la recouper
4 : quartzophyllites vert foncé.

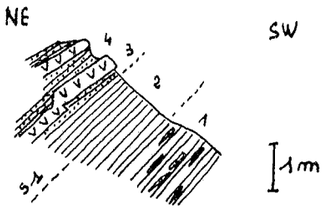


Fig.46 : Microdiorites dans la schistosité S_1 pouvant localement la recouper. Extrémité nord de la Dalaat el Had (fig.19), groupe des Ouled Hassine, sommet de la formation 1 (x = 280,4 x y = 199,8).

7 - Les failles verticales N-S

A l'extrémité N de la Dalaat el Had une filon de microdiorite est cassé par un faille N-S à rejet vertical métrique. Ces petits accidents se retrouvent un peu partout et leur rejet est toujours très faible (1 à 2 m).

8 - Le deuxième épisode d'écaillage

Cet épisode n'est visible qu'entre Souk el Had et El Mesrane et à El Menaat (pl. 1). Il est matérialisé par des surfaces d'écaillage peu pentées qui recoupent et broyent les filons de microdiorite , comme au Guelb Boualla. Ces écaillages internes sont bien marqués à proximité du contact chevauchant de l'unité du Jebel Kharrou qui sera étudié au Chap. IV (p.124).

9 - Les décrochements dextres N 40° à N 90°

Ces petits décrochements dextres (en moyenne N 50°) recoupent le chevauchement de l'unité du Jebel Kharrou entre Skoura et El Mesrane (pl. 3) ainsi que les roches du groupe des Ouled Hassine sous-jacent.

C - LE METAMORPHISME ET SES RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE

Le métamorphisme affectant le groupe des Ouled Hassine a été étudié au Sud d'El Ksama (fig. 19), où coexistent des faciès "épizonaux" et "mésozonaux". Deux épisodes de métamorphisme ont été observés, qui se suivent à peu près en continuité. Le premier, de type régional est *syn-schistosité de flux S1* . Cette schistosité apparaît avec les premiers plis P1 et elle est soulignée par des cristallisations orientées dans leurs plans axiaux (séricite, quartz, chlorite ou biotite). Après l'acquisition de cette schistosité S1 et avant le deuxième épisode de plissement P2 se situe le paroxysme thermique du métamorphisme avec la *cristallisation de blastes* de grenats, de cordiérite et de clinozoïsite au cours d'une phase statique.

1 - Le métamorphisme synschisteux

a - les Slates

Les slates sont représentés dans la formation 1 du groupe des Ouled Hassine. La schistosité y est marquée par un *rubanement lenticulaire* uniquement visible au microscope et des cristallisations orientées dans S1 (lames JJC 194, 195, 195') (fig. 30) de très petite taille :

- quartz, xénomorphe, allongé dans S1 de 25 µ x 10µ;

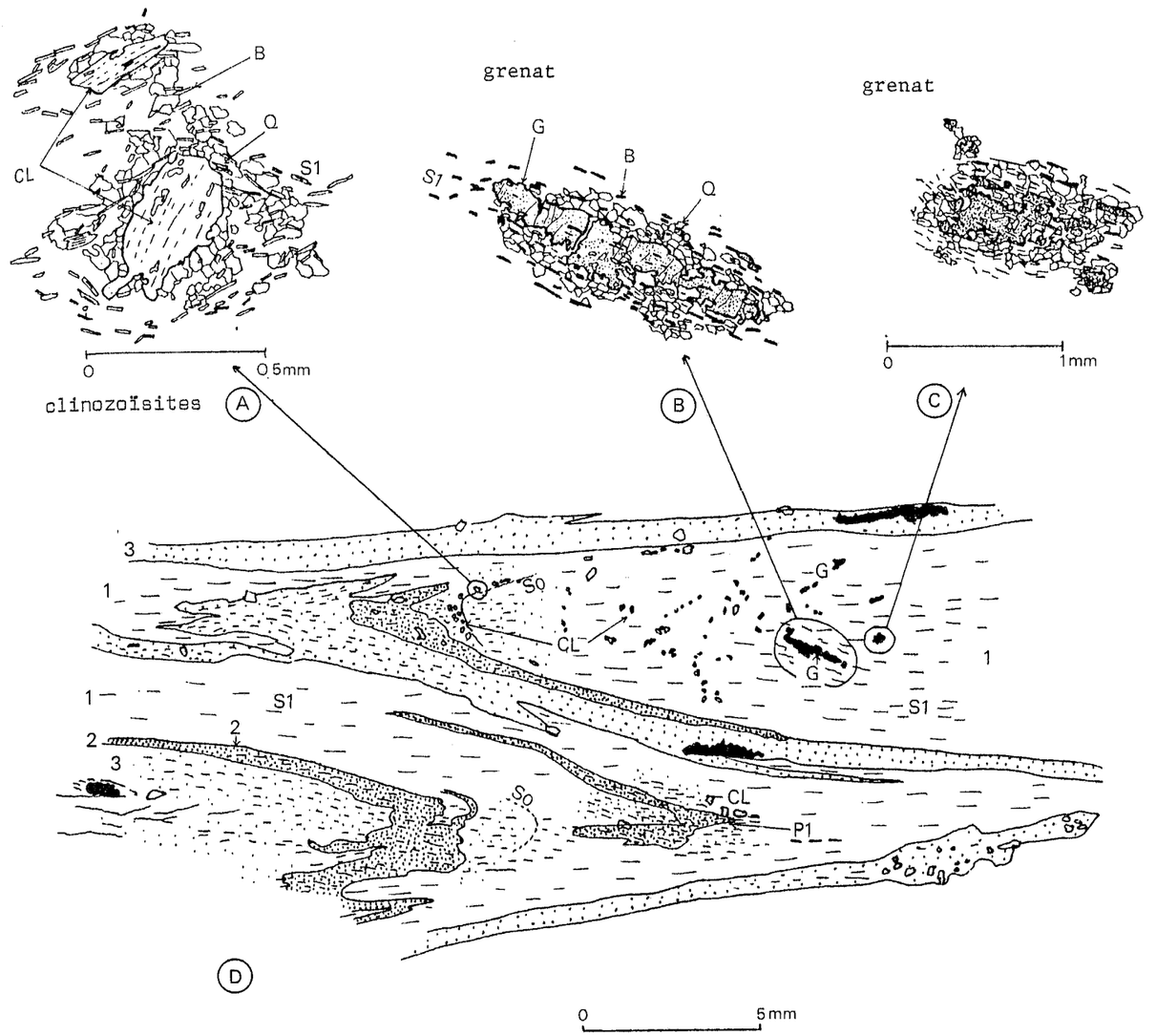


Fig. 47 : Micrographie d'une quartzophyllite de la formation 2 du groupe des Ouled Hassine (lame JJC 511) montrant des plis P_1 isoclinaux intrafoliaires à charnières épaissies avec une schistosité de flux S_1 de plan axial. Des blastes de clinozoïsite et de grenat se développent postérieurement à S_1 qu'ils fossilisent sous forme d'inclusions. Mou Jaouch (x = 277,8 x y = 198,35).

So : Stratification
S_1 : Schistosité de flux S_1
P_1 : Pli isoclinal synschisteux P_1
1 : Lit quartzomicacé clair
2 : Lit micacé sombre
3 : Lit quartzomicacé sombre
G : Grenat
CL : Clinozoïsite
B : Biotite
Q : Quartz

Sur la figure A, la clinozoïsite du bas a pivoté entre des plans S1 à cause des plis P2, invisibles ici. L'épidote et le grenat cristallisent en suivant la stratification (lisérés ferrugineux discrets) et donnent des "arcs polygonaux" dans le pli du haut de la figure D.

- séricite et biotite brune, en paillettes automorphes disposées selon S1, de 12 µ x 3 µ .

Aucune structure sédimentaire n'a été observée, et la stratification est complètement transposée dans S1.

b - Les phyllites

Les phyllites constituent l'essentiel du groupe des Ouled Hassine (fig. 21 C). Elles montrent un rubanement infra-millimétrique à millimétrique composé de lentilles micacées et de lentilles quartzomicacées, qui souligne la schistosité de flux S1, visible à l'oeil nu parfois. Les recristallisations minérales sont orientées dans S1 :

- quartz, xénomorphe, aplati dans S1, de 50 µ x 30 µ;
- biotite brun vert, en paillettes automorphes de 50 µ x 10 µ ;
- séricite, en paillettes automorphes, de même taille que la biotite;
- chlorite vert pâle en LN à faible biréfringence, en paillettes automorphes de 40 µ x 10 µ ; la chlorite brun vert pléochroïque en LN, bleu foncé à lie de vin en LP (pennine), rare, semble provenir de la transformation des biotites syn-S1.

Les éléments originels de la roche ne sont pas reconnaissables. La transposition de la stratification dans S1 est totale, sauf parfois dans des quartzophyllites où elle est à peine decelable (fig. 47).

c - Les calcaires

La calcite, minéral dominant, est soit sous forme de plages microcristallines post-deuxième épisode de déformation, soit en cristaux maclés de sparite de 0,30 mm à 0,75 mm qui se disposent en lits parallèles à S1. La stratification a disparu; le quartz est xénomorphe, de 100 µ , en dehors des lits calcitiques; la séricite apparaît en paillettes automorphes orientées selon S1, de 80 µ . Dans certains cas, il est possible d'observer des grains de quartz détritique originels isolés dans la calcite.

d - Les quartzites

On y trouve essentiellement du quartz xénomorphe de 50 µ .

e - Conclusion

Le métamorphisme synschisteux est marqué par l'association quartz + chlorite + séricite ou quartz + biotite + séricite. Il s'agit donc de l'épizone, zone à biotite ou zone à chlorite-séricite.

Notons qu'une partie des chlorites provient de la rétromorphose de biotites du métamorphisme. La présence de slates correspond à un niveau lithologique et non pas à une variation de l'intensité de métamorphisme.

2 - La porphyroblastèse

Cet épisode est caractérisé par l'apparition de blastes qui perturbent la trame micacée S1. Sur le terrain, elle est repérable grâce à l'apparition du grenat au N d'une

isograde s'étendant de Sidi Kountar à El Abasna (fig. 19) et se bouclant d'ailleurs très vite au N (pl. 1A).

Deux lames minces caractéristiques seront utilisées pour décrire les paragenèses (fig. 47, 48, 49)

Quartzophyllite rubané (lame mince JJC 511)
TEXTURE : granolépidoblastique avec pophyroblastes.
METAMORPHISME : biotite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1, puis grenat.
TECTONIQUE : pli isoclinal P1 intrafoliaire replissant la stratification So localement soulignée par des enduits ferrugineux; schistosité S1 de plan axial.
MINERALOGIE : quartz, 65%, en mosaïque, de 10 µ à 80 µ ; biotite, 10%, en paillettes automorphes de 30 µ x 10 µ alignées (S1); chlorite, 12%, en paillettes provenant de la transformation de la biotite; pistachite et clinozoïsite, 5%, en poeciloblastes de 300 µ ; grenat, 3%, en blastes millimétriques; opaques, 5%, en plages tardives; tourmaline verte et zircon avec auréole sombre, rare.

Phyllite (lame mince JJC 567 B)
TEXTURE : lépidoblastique, avec des alternances lenticulaires quartzomicacées et micacées soulignant S1.
METAMORPHISME : biotite-séricite alignées selon S1, puis grenat-cordiérite post-S1.
TECTONIQUE : S1, puis clivage de crénulation P2.
MINERALOGIE : séricite et biotite syn-S1; chlorite, dont une partie au moins vient de la transformation de biotite, quartz, zircon, tourmaline, cordiérite et grenat.

a - Le grenat

Le grenat cristallise en blastes millimétriques disposés en lits au sein de la roche, empruntant donc des zones chimiquement favorables à sa formation (probablement So transposée dans S1). Il se présente sous deux aspects différents, selon qu'on le trouve dans des lentilles quartzeuses ou micacées.

Dans les *lentilles quartzo micacées* le grenat forme des blastes généralement très allongés parallèlement à la schistosité S1 (fig. 47, B et D) qui peuvent atteindre 6,5 mm de longueur pour 0,3 mm d'épaisseur. Ces cristaux se développent en "atolls" (BARD, 1980) à partir d'interstices entre les cristaux de quartz et de micas en digérant progressivement des septas de la matrice quartzomicacée (fig. 47, B,C). Les blastes bien développés (fig. 47 B,C et 48 A) montrent ainsi sur leurs bordures des digitations qui englobent d'autres grains; à l'intérieur ils renferment des inclusions de la matrice (pseudo-schistosité interne) et des inclusions charbonneuses (véritable schistosité interne Si) rigoureusement parallèles à la schistosité externe S1 de la roche (fig. 47, B et C et fig. 48 A en haut à droite). Les grenats se présentent donc sous la forme de *blastes statiques sur la schistosité S1* de la roche, c'est-à-dire qu'ils cristallisent après la formation de S1 en la fossilisant. Ce phénomène est particulièrement bien visible sur la fig. 47 D où, dans les charnières des plis P1, les grenats forment des "arcs polygonaux" qui suivent la stratification So sans que les cristaux soient déformés. Certains grenats poecilitiques présentent des fractures transversales (fig. 47 B), des extrémités rebroussées, et ont parfois même tourné entre des plans de S2, cependant mal exprimés dans les lits quartzeux. Ces grenats ont donc cristallisé *entre* les deux premiers épisodes de plissement.

Dans les *lits micacés* les grenats existent en cristaux subautomorphes de diamètre millimétrique. Au microscope, ils renferment des inclusions hélicitiques

rectilignes ou à peine sigmoïdes marquées par des inclusions quartzeuses et charbonneuses (fig. 48 A) qui leur confèrent une schistosité interne "Si". Ces blastes recoupent la

Fig.48A : Micrographie d'une phyllite à grenat (lame JJC 567 B), Dalaat el Had, groupe des Ouled Hassine, formation 3.

Dans les lits quartzeux, le grenat fossilise la trame micacée (S_1) sans rotation.

Dans les lits phylliteux, il est tourné lors des cisaillements S_2, entraînant la trame S_i.

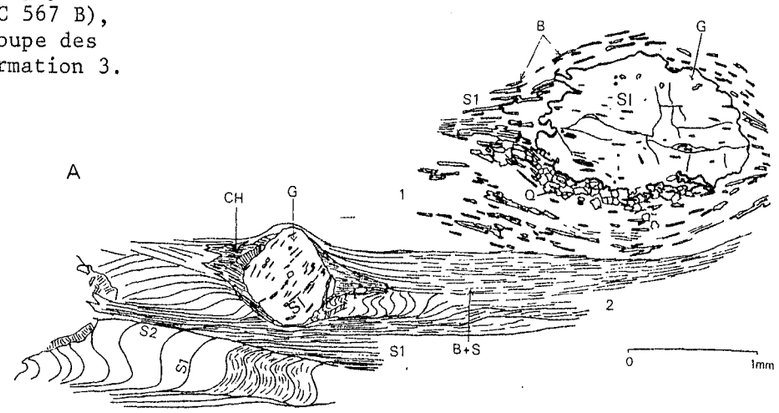
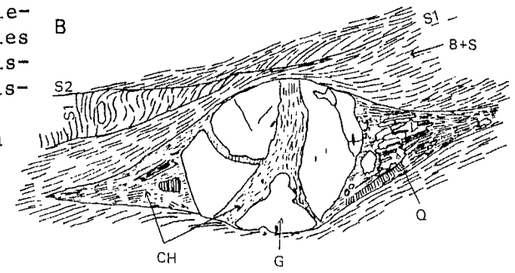


Fig. 48 B : Grenat fracturé en voie de chloritisation tourné lors du cisaillement S_2. Dans les queues de recristallisation cristallisent du quartz et de la biotite.



G : Grenat
B : Biotite
S : Séricite
CH : Chlorite
Q : Quartz
S_1 : Schistosité de flux S_1
S_2 : Clivage de crénulation S_2
1 : lit quartzeux
2 : lit micacé.
S_i : "schistosité interne " des grenats

schistosité de flux S1 et ont subi une rotation avec rupture entre S1 et "Si"; dans les queues de recristallisation se mettent en place du quartz orienté et des rosettes de chlorite verte, pléochroïque en lumière naturelle et bleu foncé en lumière polarisée (fig. 48 A et 48 B). Cette rotation est due aux plans de cisaillement S2, clivage de crénulation des microplis P2 (fig. 48 A et 48 B), qui les moulent. Les cristaux brisés commencent à être transformés en chlorite (fig. 48 B) postérieure à P2.
Dans les lits phylliteux, le grenat cristallise lui aussi *entre* les deux premiers épisodes de déformation. Ceci est confirmé par l'absence d'inclusions hélicitiques syncinématiques franches (pas de spirales, ni d'inclusions franchement sigmoïdes).

b - <u>La cordiérite</u>

Elle n'a été observée que dans un seul échantillon (JJC 567 B). Elle se présente au microscope sous forme d'yeux à inclusions micacées d'un grand axe moyen de 0,5 mm

de longueur, sécants sur S1 et apparemment moulés par le clivage de crénulation S2 (fig. 49). Certaines cordiérites montrent un étirement avec ouverture de fentes d'extension

CO: Cordiérite
Ch: Chlorite
B : Biotite
S : Séricite
Q : Quartz
S_1: Schistosité de flux S_1
S_2: Clivage de crénulation S_2

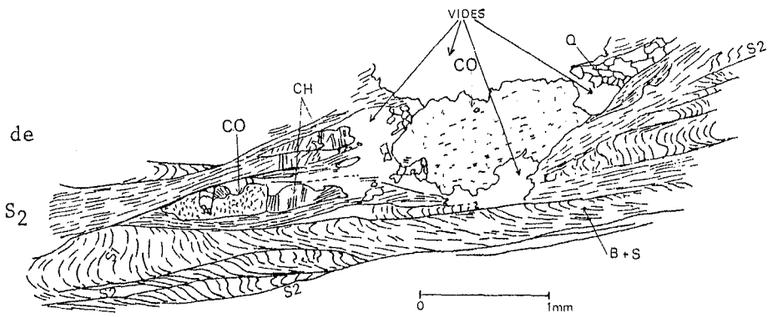


Fig.49 : Micrographie d'une phyllite à cordiérite (lame JJC 567B), Dalaat el Had, groupe des Ouled Hassine, formation 3.
La cordiérite forme des yeux moulés par le clivage S_2 (minéral à gauche sur le schéma). Dans les ombres de pression cristallisent quartz et chlorite. (x = 279 x y = 199,5).

remplies de quartz. Dans leurs ombres de pression cristallise de la chlorite bleu foncé en lumière polarisée (pennine ?) ou du quartz en mosaïque. La cordiérite cristallise donc après l'acquisition de la schistosité S1 et avant le deuxième épisode de plissement P2, comme le grenat.

c - <u>L'épidote</u>

L'épidote existe sous deux variétés : la clinozoïsite, de loin la plus abondante, et la pistachite.
La clinozoïsite forme des plages poecilitiques d'une taille comprise entre 520 µ x 210µ et 200 µ x 80µ . Ces plages se développent, comme le grenat, à partir d'interstices entre les grains de la matrice en en isolant progressivement des septas (fig. 47A). Très rarement les épidotes atteignent le stade de cristal automorphe ; certaines d'entre elles ont un noyau radioactif d'orthite. Dans les charnières des plis P1 la clinozoïsite suit la stratification (fig. 47B) sans être déformée. La clinozoïsite cristallise donc au cours d'une phase statique après l'acquisition de la schistosité de flux S1 et avant le clivage S2 puisque certains cristaux ont tourné entre ces surfaces S2, comme le grenat.

La *pistachite*, plus rare, est toujours associée à de la clinozoïsite et se dispose également en interstices entre les grains de quartz.

3 - <u>Relations entre métamorphisme et tectonique</u>

Au cours du premier épisode de plissement cristallisent des minéraux orientés dans les plans axiaux des plis P1, qui soulignent une schistosité de flux S1. L'association comprend quartz + séricite + chlorite ou biotite. Il s'agit donc d'un métamorphisme régional, faciès *"schistes verts"* zone de la chlorite ou de la biotite. Cette dernière semble un peu plus abondante dans le Sud du secteur étudié qu'au Nord .

Après l'acquisition de cette schistosité S1 se situe un paroxysme thermique qui induit la formation de grenat, de cordiérite et de clinozoïsite au cours d'une phase statique. Cette association de minéraux marque donc le faciès *"amphibolite"* (MIYASHIRO, 1978) en régime de basse pression et assez forte température. Les minéraux sont ensuite tournés par le clivage de crénulation S2 du deuxième épisode de plissement. Les grenats sont finalement transformés en chlorite. Cette transformation est postérieure aux plis P2 puisque la chlorite de leurs ombres de pression n'est jamais déformée par ceux-ci.

Dans les Rehamna centrales et orientales (partie occidentale), les paragenèses mésozonales signalées sont plus complètes et les relations cristallisations/tectonique sont différentes. On y trouve (HOEPFFNER, 1974; PIQUE, 1972; JENNY, 1974; HOEPFFNER *et al*, 1975 b) :

- des phénoblastes de biotite, syn à post-S2;
- " " muscovite, syn-S2;
- " " grenat à structure interne spiralée, syn-S2 à post-S2;
- " " staurotide, syn-S2 à post-S2;
- du disthène, très local, dans des zones à haute pression, post-S2;
- du chloritoïde, syn à post-S2.

Dans ces régions qui sont plus à l'Ouest que le secteur étudié, le deuxième épisode de plissement est donc synmétamorphique. La phénoblastèse mésozonale est donc plus précoce dans le secteur étudié puisqu'elle correspond à un développement statique de cristaux entre S1 et S2. Le deuxième épisode P2, n'est pas accompagné de recristallisations notables.

III - CONCLUSION

L'unité des Oulad Aguil est constituée de deux groupes lithostratigraphiques :

- au N, c'est le groupe de la Koudiat el Adam, non métamorphique dans la région étudiée, constitué de sédiments détritiques peu profonds, datés dans la fourchette de l'Ordovicien inférieur au Silurien inférieur terminal.
- au S, c'est le groupe des Ouled Hassine, métamorphique, probablement d'âge post-ordovicien supérieur puisqu'il semble en continuité stratigraphique avec le groupe précédent, constitué de sédiments probablement de plate-forme marine ensuite métamorphisés.

Le premier épisode de plissement P1 est marqué au N par l'anticlinal de la Koudiat el Adam relayé vers le S par le synclinorium des Ouled Hassine. Ces plis sont originellement N 40° - N 50° et déversés au NW, de type ouvert et plus ou moins cylindrique au N, de type isoclinal au S. Ces plis développent une schistosité de fracture S1 dans le secteur de la Koudiat el Adam, qui passe progressivement à une schistosité de flux S1 moyennement pentée au SE ou à l'E vers le Sud, dans le groupe des Ouled Hassine. Cette schistosité de

flux S1 est marquée par des recristallisations de micas dans les plans axiaux des plis P1 et elle transpose complètement la stratification. Le premier épisode de plissement est donc synmétamorphique au S. Dans la partie sud du groupe des Ouled Hassine cristallisent ensuite des phénoblastes de grenat, de cordiérite et de clinozoïsite, au cours d'une phase statique. Ces blastes sont ensuite tournés par le deuxième épisode de plissement P2. Ce deuxième épisode de plissement n'existe que dans les zones métamorphiques; il est marqué par des plis P2 non cylindriques à axes courbes généralement N-S, associés à un clivage de crénulation S2, fortement penté à l'E, qui ne se développe que par couloirs. Ces plis P2 sont engendrés par un processus de cisaillement ductile localisé et attestent d'un déplacement essentiellement ascensionnel de la matière. Le deuxième épisode de plissement apparaît comme peu important par rapport au premier et en constitue le prolongement dans le temps, mais atténué. Les deux premiers épisodes de plissement sont ensuite repris par un troisième, P3, caractérisé par des plis cylindriques à axes raides conjugués, qui développent deux familles de plans axiaux, généralement subverticaux ou fortement pentés à l'E : N 140° et N 70°. Ces plis P3 du groupe des Ouled Hassine correspondent aux plis P2 du groupe de la Koudiat el Adam qui sont responsables de la réorientation de l'arc de la Koudiat el Adam. A ces plis sont associés de petits décrochements dextres N 140°. Toutes ces structures sont recoupées par un premier épisode d'écaillage interne , dû au recouvrement sus-jacent de l'unité de Benguerir qui s'est déplacée du SE vers le NW (voir p.108) sur le groupe des Ouled Hassine, puis par des filons de microdiorite qui empruntent les zones de faiblesse préexistantes, et enfin par un deuxième épisode d'écaillage interne , dû au recouvrement anormal de l'unité du Jebel Kharrou qui se déplace du N vers le S sur le groupe des Ouled Hassine. Le bâti est recoupé en dernier lieu par des décrochements dextres N 40° à N 90°.

CHAPITRE III L'UNITE DE BENGUERIR

L'unité structurale de Benguerir constitue un vaste ensemble de roches métamorphiques d'origine volcano-sédimentaire, qui affleure en une bande ENE-WSW de 60 km de longueur depuis le granite de Brikiine jusqu'aux confins orientaux des Rehamna (pl. 1A). Nous l'avons étudiée en deux secteurs distincts :

- d'une part entre la Koudiat Smina à l'Ouest jusqu'à sa disparition sous le Crétacé d'El Gaada à l'Est (pl. 1);
- d'autre part dans la nouvelle tranchée du chemin de fer des phosphates à 1,5 km au Nord de Benguerir (fig. 2, CORNEE 1979, 1980), où un travail détaillé a pu être réalisé.

Ces roches avaient été dénommées "formation des micaschistes à amphibolites" par JENNY (1974). Or, nos études montrent que leur limite nord correspond à un chevauchement sur l'unité des Oulad Aguil (pl. 1). C'est pourquoi nous les désignerons sous l'appellation *"Unité de Benguerir"*, terme structural qui correspond mieux à la réalité des faits. D'ailleurs, les affleurements de référence sont décrits dans la tranchée de Benguerir. Les roches qui constituent l'unité structurale de Benguerir ont subi une évolution tectonique polyphasée comportant trois épisodes de plis que nous désignerons par ordre chronologique P1, P2 et P3, et auxquels sont respectivement associés une schistosité de flux S1, un clivage de crénulation S2 et un clivage grossier S3.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

En l'absence de tout banc repère , nous avons été dans l'impossibilité de dresser un log dans l'unité de Benguerir. Aussi nous bornerons-nous à établir un inventaire des roches rencontrées, d'abord dans la tranchée de Benguerir, puis dans l'Est des Rehamna.

A - LES ROCHES DE LA TRANCHEE DE BENGUERIR

Nous avons distingué sept types de roches dans la tranchée de Benguerir.

1 - *Phyllites gris clair*, argentées, à séricite, biotite et chlorite :

Ces roches sont parfois laminées (S1) et pourraient correspondre à d'anciennes argilites ou à d'anciens siltstones. Ces phyllites sont les roches les plus répandues.

Diverses lames minces montrent leur homogénéité (lames JJC 35, 47, 600, 500, Talus 1).

2 - *Quartzites* :

gris à bruns, qui se développent par bandes métriques constituées d'alternances centimétriques de quartzites et des phyllites précédentes (talus 2).

Phyllites gris-clair (lame mince JJC 35)
TEXTURE : lépidoblastique, avec alternance de lentilles micacées et de lentilles quartzomicacées allongées selon S1.
METAMORPHISME : séricite-biotite, dont les orientations préférentielles définissent la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1, puis crénulation P2.
MINERALOGIE DES LENTILLES QUARTZOMICACEES : quartz, 80%, en grains xénomorphes jointifs orientés dans S1 de 50 µ à 200 µ , à extinction onduleuse; chlorite, 10%, bleu outremer en LP (pennine), en paillettes de 50 µ orientées dans S1 mais qui proviennent de la transformation de la biotite; biotite, 1%, en paillettes automorphes de 50 µ orientées (S1); séricite, 9%, en paillettes automorphes de 50 µ orientées (S1); opaques et tourmaline, rares.
MINERALOGIE DES LENTILLES MICACEES : quartz, 13%, xénomorphe, de 30 µ à 50 µ , orienté dans S1; biotite, 40%, en paillettes automorphes de 30 µ à 50 µ dont l'orientation définit S1, certains cristaux montrant un début de chloritisation; séricite, 40%, en paillettes automorphes de 40 µ parallèles à la biotite; opaques, 7%, en bâtonnets de 30 µ à 50 µ orientés dans S1; zircon, rare.

3 - *Chloritoschistes* vert clair, pulvérulents

Ces roches prennent une teinte orangée à l'air libre ; elles se présentent en niveaux centimétriques à décimétriques continus (pl. 5A) ou en accumulations interdigitées (fig. 50) dans les phyllites.

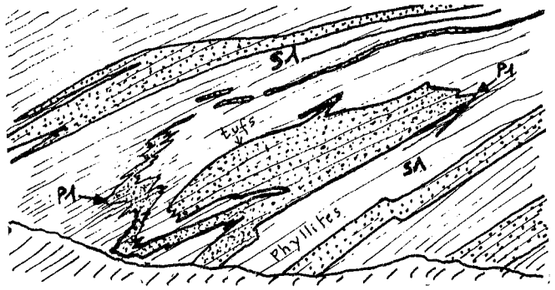


Fig. 50 : Accumulation volcano-sédimentaire interdigitée replissée par plis P1 uniquement et traversée par la schistosité S1. Vue en coupe, talus 1, tranchée de Benguerir, unité de Benguerir.

0 1m

Chloritoschistes (lames minces JJC 39A)
TEXTURE : lépidoblastique.
METAMORPHISME : chlorite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1, puis crénulation P2.
MINERALOGIE : quartz, 30%, xénomorphe, isolé, aplati selon S1, de 50 µ à 130 µ ; chlorite, 55%, en paillettes automorphes de 85 µ x 15 µ lie de vin en LP, orientées (S1); calcite, 10%, en plages poecilitiques de 40 µ à 400 µ post-P2; clinozoïsite, 1%, en prismes orientés dans S1, souvent associés à la calcite; pistachite, 0,5%; séricite, 1%, en amas de 300 µ qui semblent provenir de la transformation d'anciens feldspaths; opaques, 2%, en granules; zircon, 0,5%, avec une auréole sombre.

Une analyse chimique (Ech. 39, fig. 51), montre une nette pauvreté en silice, une teneur en fer élevée, et un faible pourcentage en K_2O imputable à une forte hydratation de la roche (rétromorphose ? altération ?).
Les caractères suivants : niveaux très continus, accumulations interdigitées, présence probable de feldspaths, richesse en chlorite, forte teneur en ferro-magnésiens et net déficit de silice, indiquent une roche métamorphique originellement de type *tuf basique*. Dans l'Est des Rehamna nous avons retrouvé ces niveaux, mieux conservés (fig. 53).

4 - *Quartzophyllites* à laminations sédimentaires millimétriques grises et blanches (fig. 59) très dures.

Ces roches se présentent en lits centimétriques associés aux métatufs basiques précédents. On peut très localement y reconnaître des microstratifications obliques en polarité normale.

Fig. 51 : ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES DE L'UNITE DE BENGUERIR - COMPARAISON ENTRE LES AMPHIBOLITES ET CERTAINES LAVES ALCALINES

(Analyses : M. O. LAI, Mars 1980)

Echantillon	39	142	46	119	167	203	112	1	MIYASHIRO, 1978, p.31	in DEMANT (1975 p. 30)		
SiO_2	48,88	43,77	61,88	50,49	51,34	50,63	50,87	53,76	50,3	48,60	51,90	51,55
TiO_2	0,94	1,79	0,71		2,52	2,26	2,08	2,51	1,6	3,16	2,57	2,14
Al_2O_3	16,72	16,59	17,84		16,53	15,83	19,64	15,80	15,7	16,49	16,65	16,92
Fe_2O_3	2,38	2,81	3,35		1,42	2,26	0,30	0,30	3,6	4,19	4,25	5,22
FeO	7,88	7,54	3,29	1,66	8,49	8,91	5,61	9,11	7,8	7,40	6,17	4,35
MnO	0,20	0,15	0,07		0,09	0,15	0,02	0,08	0,2	0,18	0,21	0,20
MgO	7,87	7,18	2,73	4	4,87	4,99	4,61	4,59	7,0	4,70	3,56	2,67
CaO	2,99	6,82	0,32		9,37	9,45	9,96	7,37	9,5	7,79	6,30	6,64
Na_2O	0,41	1,66	0,27		2,45	2,16	3,23	2,62	2,9	4,43	5,22	5,62
K_2O	1,69	0,49	3,96		0,16	0,19	0,40	0,22	1,1	1,60	2,01	2,68
P_2O_5	0,07	0,34	0,18		0,34	0,33	0,18	0,27	0,3	0,69	0,93	1,95
H_2O^+	8,87	9,42	3,85	6,40	1,32	1,69	1,69	2,48				
H_2O^-	0,37	1,00	0,27	0,48	0,14	0,18	0,29	0,46				
Fe_2O_3 Total	11,12	11,17	7,00		10,84	12,15	6,52	10,41		11,59	10,62	9,57
TOTAL	99,27	99,56	98,72		99,04	99,03	98,88	99,57	100	99,23	99,77	99,94
Roche	METATUF	CHLORITO PHYLLITE	PHYLLITE RUBANEE	EPIDOTITE	AMPHIBOLITES				Composition moyenne d'amphibolites	Hawaïte	Mugearite	Mugearite
Origine	TRANCHE DE BENGUERIR			EST DES REHAMNA						Hawaï		Hoggar

Les compositions chimiques des amphibolites (essentiellement les proportions de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , et Fe_2O_3 total) rappellent les compositions chimiques d'hawaites de mugearites. Les amphibolites pourraient provenir de roches alcalines basiques. L'hydratation de ces amphibolites (métamorphisme ? altération ?) pourrait être responsable du départ d'une partie des éléments alcalins (K^+ essentiellement).

Quartzophyllites rubanées (lame mince JJC 35B)
TEXTURE : litée, avec des laminations d'origine sédimentaire, quartzeuses et micacées.
METAMORPHISME : séricite-biotite, l'orientation de ces minéraux définissant la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : pli isoclinal P1 à charnière épaissie avec S1 de plan axial, subparallèle à la stratification So dans les flancs des plis (fig.59)
MINERALOGIE DES LITS QUARTZEUX (les plus abondants) : quartz, 74%, xénomorphe, jointif, de 70 µ , allongé dans S1; chlorite, 25%, en paillettes automorphes de 50µ orientées selon S1; opaques, 1%, en bâtonnets orientés dans S1; calcite, séricite, zircon et tourmaline, rares.
MINERALOGIE DES LITS MICACES (peu abondants) : quartz, 10%, xénomorphe, isolé; chlorite anté-S1, 20%, bleu sombre en LP, en cristaux de 60 µ à 100µ diversement orientés et flexurés dans des lits minces d'origine sédimentaire (chlorites détritiques ou diagénétiques) ; séricite, 50%, en paillettes automorphes de 20 µ orientées selon S1; biotite, 10%, en paillettes automorphes de 50 µ parallèles à la séricite; opaques, 10%, en granules; calcite, rare, en petites plages poecilitiques post-S1.

5 - *Slates orangés*, satinés, montrant parfois un rubanement sédimentaire millimétrique (fig. 58).

Slates orangés (lame mince JJC 147)
TEXTURE : lépidoblastique.
METAMORPHISME : séricite-biotite, dont l'orientation souligne la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1.
MINERALOGIE : quartz, 30%, en grains xénomorphes de 25µ ; séricite, 60%, en paillettes automorphes de 20µ orientées selon S1; biotite, 9%, en paillettes automorphes de 20µ parallèles à la séricite; opaques, 1%, en bâtonnets orientés dans S1.

6 - *Chloritophyllites mouchetées*, de couleur vert sombre :

Elles se disposent actuellement en amandes métriques moulées et traversées par la schistosité S1. Ces roches montrent des taches millimétriques de chlorite qui pourraient correspondre à d'anciens minéraux ferro-magnésiens complètement transformés. Ces lentilles métriques semblent concordantes avec les niveaux de métatufs.

Chloritophyllites mouchetées (lame mince JJC 142)
TEXTURE : oeillée.
METAMORPHISME : (?) chlorite-biotite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1, crénulation P2 discrète.
MINERALOGIE : quartz, 35%, en aggrégats lenticulaires de grains xénomorphes jointifs de 30 µ à extinction onduleuse, parfois cassés; chlorite, 35%, en paillettes orientées dans S1; calcite, 15%, en plages poecilitiques post-P2 de 100µ ; biotite; 7%, en lamelles de 100µ parfois flexurées par P2, en voie de transformation en chlorite; clinozoïsite, 3%, en cristaux parfois brisés, de 60µ ; sphène, 3%, en grains leucoxénisés de 200µ ; plagioclases, 2%, en cristaux altérés de 150µ ; apatite, rare, en fines aiguilles; zircon, rare, avec auréole sombre; opaques, rares. L'association calcite + épidote + chlorite pourrait provenir de la transformation de minéraux ferro-magnésiens (amphiboles?).

Une analyse chimique (Ech. 142, fig. 51) montre que la roche est très pauvre en silice, riche en fer et en magnésium, et qu'elle est fortement hydratée. Nous pensons qu'il s'agit d'un ancien sill de roche éruptive basique du type gabbro ,épimétamorphisé et rétromorphosé.

7 - *Phyllites à rubanement centimétrique rouge et blanc* d'origine sédimentaire : elles affleurent dans le talus 4, au Sud immédiat d'un laccolithe dioritique intrusif (fig. 2).

Une analyse chimique (Ech. 46, fig. 51) montre qu'il s'agit d'une roche silico-alumineuse. Ce pourrait être une roche détritique argilo-silteuse, schistosée lors du métamorphisme régional (S1). D'autres minéraux de métamorphisme de contact se surimposent ultérieurement.

Phyllites rubanées rouge et blanc (lame mince JJC 46)
TEXTURE : alternance centimétrique de lits rouges à texture nodulaire et de lits blancs à texture lépidogranoblastique qui correspondent à la stratification.
METAMORPHISME : séricite-chlorite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1, puis métamorphisme de contact avec quartz+chlorite.
TECTONIQUE : schistosité S1.
MINERALOGIE DES LITS ROUGES : nodules, 50%, constitués de 50% de quartz xénomorphe de 30µ et de 50% de séricite automorphe de 35µ mal orientées qui pourraient provenir du métamorphisme de contact; chlorite du métamorphisme de contact, rare, qui pousse radialement autour de certains opaques; séricite, 40%, en paillettes automorphes de 10µ orientées selon S1, obliques sur la stratification; quartz, 5%, xénomorphes, de 10µ , allongées selon S1; opaques, 5%, en granules de 5µ rouge sang en LN.
MINERALOGIE DES LITS BLANCS : séricite, 45%, en paillettes automorphes de 60µ orientées selon S1; quartz, 30%, xénomorphe, de 20µ ; opaques, 5%, en granules rouge sang en LN de 5µ ; chlorite du métamorphisme de contact post-S1, 20% en petites taches à lamelles non orientées.

8 - Conclusion :

La tranchée de Benguerir montre donc des roches métamorphiques originellement détritiques (argilites, siltstones, quartzites) dans lesquelles s'intercalent du matériel éruptif basique.

B - LES ROCHES DE L'EST DES REHAMNA

En l'absence de banc de repère cartographiable nous dresserons ici un inventaire des roches rencontrées entre la Koudiat Smina et El Gaada. Les différents faciès seront décrits du Nord vers le Sud. Sur le terrain, les limites entre ces faciès sont floues en raison du métamorphisme et de la tectonique polyphasée. S'il n'a pas été possible de les cartographier, six types de roches ont pu être distingués :

1 - *Quartzophyllites* à patine vert sombre, dures :

Elles affleurent entre El Abasna à l'Ouest et Khenidlet à l'Est sur environ 1 à 2 km de largeur et sont en contact direct avec l'unité des Oulad Aguil (pl. 1). On les retrouve sur quelques centaines de mètres de largeur sous le chevauchement du Guelb Lahrach (pl. 1). Ces quartzophyllites sont constituées d'une alternance millimétrique de lentilles d'au plus 2 cm de longueur, quartzeuses, et de lentilles micacées. L'aplatissement de ces lentilles définit la schistosité S1 et elles sont fréquemment plissées en chevron par des plis P2 centimétriques qui développent un clivage S2 de plan axial très fin (fig. 52).

Quartzophyllites vert sombre (lames minces JJC 91,95,151), fig.52 :
TEXTURE : granolépidoblastique, avec des alternances millimétriques de lentilles quartzuses et quartzo-micacées.
METAMORPHISME : séricite-biotite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : schistosité S1, puis crénulation P2 avec clivage de crénulation S2 de plan axial qui réoriente mécaniquement les micas de S1.
MINERALOGIE DES LENTILLES QUARTZEUSES : quartz, 90%, en grains xénomorphes jointifs de 25µ à 175µ ; chlorite post-S1, 3%, bleue en LN, en paillettes de 60µ à 100µ qui proviennent de la transformation de biotites; séricite, 5%, en paillettes automophes de 50 ; opaques post-S2, 2%, en plages ou en cubes; zircon et tourmaline, rare.
MINERALOGIE DES LENTILLES MICACEES : quartz, 10%, xénomorphe, allongé selon S1; séricite, 85%, en paillettes automorphes de 60µ orientées selon S1; biotite, 1%, en paillettes partiellement transformées en chlorite; opaques, 10%, en granules orientés dans S1; tourmaline verte, 3%, automorphe, parfois cassée, alignée dans S1, de 15µ à 50µ ; zircon, rare, en prismes parfois cassés, avec une auréole sombre, de 30µ x 50µ .

Fig. 52 : Micrographie d'une quartzophyllite de l'unité de Benguerir (lame mince JJC 151). Une alternance de lits quartzeux et micacés souligne la schistosité de flux S1, reprise par des plis P2 avec un clivage de crénulation S2 dans les lits phylliteux uniquement. 1,5 km SSW de Souk el Had.
(x = 280,65 x y = 199,35)

1 : lit quartzeux
2 : lit micacé à séricite (biotite rare).
Lame perpendiculaire aux axes P2.

Ces quartzophyllites renferment des niveaux de *chloritoschistes* (fig. 53) vert clair pulvérulents analogues aux métatufs basiques décrits dans la tranchée de Benguerir (p. 86).

Dans la lame mince JJC 161 on retrouve : quartz, chlorite en paillettes automorphes orientés selon S1, calcite post-S1, opaques, séricite, zircon, avec en plus : plagioclases altérés et tournés par S1 (fig.53) et sphène, ce qui atteste bien un dépôt original volcanique.

2 - *Schistes vert sombre*, à chlorite et biotite :

Ils montrent localement des lits clairs silteux millimétriques d'origine sédimentaire, qui affleurent au Sud des quartzophyllites précédentes depuis la Koudiat Smina jusqu'à Haïcham à l'Est (pl. 1) sur 2 à 3 km de largeur. Entre le Guelb Lahrach et Haïcham (pl. 1), ces schistes renferment des boudins d'épidotite et d'amphibolite (fig. 54).

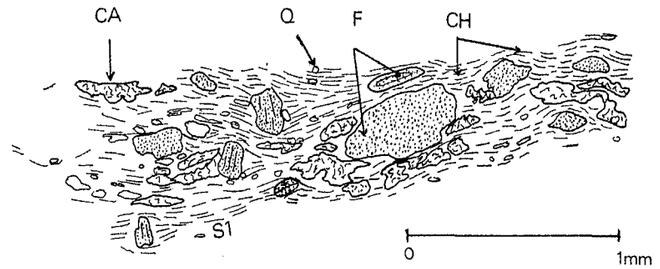


Fig. 53 : Micrographie d'un chloritoschiste qui correspond à un ancien tuf volcanique (lame JJC 161). Noter la présence de feldspaths originels tournés dans les plans de schistosité S1. Unité de Benguerir, extrémité ouest de la Dalaat el Kahlat (x = 280,2 x y = 198,2)

CA : Calcite tardive; Q : quartz;
F : feldspaths damouritisés;
CH : Chlorite; S1 : Schistosié de flux.

Schistes vert sombre (lames minces JJC 207 et 118)
TEXTURE : lépidogranoblastique, avec alternances inframillimétriques de lentilles parfois centimétriques, quartzeuses et quartzomicacées, en partie d'origine sédimentaire.
METAMORPHISME : biotite, dont l'orientation définit la schistosité de flux S1.
TECTONIQUE : plis P1 avec S1 de plan axial, reprenant la stratification.
MINERALOGIE DES LENTILLES QUARTZEUSES : quartz, 80%, xénomorphe de 65µ , jointif; chlorite post-S1, 20%, bleue en LP (pennine?), en cristaux de 65µ à 330µ , qui provient de la transformation de biotites; tourmaline, rare.
MINERALOGIE DES LENTILLES QUARTZOMICACEES : quartz, 50%, xénomorphe de 65µ ; biotite, 15%, en cristaux automorphes de 65µ à 160µ , brune en LN, orientée selon S1 dans les plans axiaux des plis P1; chlorite post-S1, 25%, en paillettes bleues en LP (pennine) provenant de la transformation des biotites; opaques, 5%, en bâtonnets orientés dans S1; opaques post-S1, 5%, en plages tardives; calcite, rare; zircon avec une auréole sombre et tourmaline verte , 3%; blastes, 2%, en prismes quadratiques à coeur séricitеux et périphérie de biotite, post-S1, qui pourraient être d'anciennes andalousites ou d'anciennes cordiérites transformées.

3 - *Amphibolites* : Ces roches compétentes forment des boudins tectoniques vert sombre dans lesquels on peut reconnaître à l'oeil nu des aiguilles d'amphibole. Ces boudins ont des tailles variables : de 0,50 m jusqu'à plusieurs décamètres de longueur (Koudiat Smina) pour 0,10 m à quelques mètres d'épaisseur. Ils montrent des extrémités avec des recristallisations quartzeuses et sont moulés par la schistosité S1 des phyllites encaissantes. Dans certains cas, les boudins montrent une orientation préférentielle de leurs minéraux qui prolongent S1 à travers la roche. Ces amphibolites affleurent au Sud d'une ligne Koudiat Smina à l'Ouest-300 m au Sud du Guelb Lahrach à l'Est (pl. 1); les concentrations les plus abondantes sont la Koudiat Smina, Kaïs, Taouaf et les environs d'Haïcham.

L'encaissant de ces amphibolites est soit un *schiste à biotite* (§ 2), soit une *phyllite à grenat* (§5); l'isograde + grenat recoupe en effet la bande des amphibolites. Vers le Sud, les phyllites à boudins d'amphibolite sont en contact faillé avec les conglomérats autuniens ou les lambeaux méridionaux de l'unité du Jebel Kharrou.

Des analyses chimiques (Ech. 1, 112, 167, 203, fig. 51) montrent que ces roches ont un caractère *basique* avec 54 % de silice, environ 10% de fer et 9% de calcium. Nous

pensons que ces amphibolites, qui rappellent les chloritophyllites mouchetées de la tranchée de Benguerir (§ A, 6), proviennent d'anciennes roches éruptives (plutôt que volcano-sédimentaires) basiques, métamorphisées anté-S1 et dilacérées par la tectonique. Des sills doléritiques ont d'ailleurs été décrits dans les Rehamna du Nord, à la Gada Jenabia (GIGOUT, 1951; JENNY, 1974), associés à des faciès volcano-sédimentaires d'âge viséen sup-namurien (BAECKER *et al.*, 1965). Les amphibolites des Rehamna orientales rappellent, par leur composition chimique, des roches éruptives calco-alcalines (fig. 51).

Amphibolites (lames minces JJC 1, JJC 112, JJC 118' et JJC 117)
TEXTURE : nématoblastique à granoblastique.
METAMORPHISME : hornblende verte, andésine, biotite.
MINERALOGIE : amphibole, 40% en sections basales avec quadrillage losangique ou en baguettes de 200µ parfois millimétriques, de couleur vert pâle à vert en LN, (intermédiaire actinote-hornblende), contenant des inclusions quartzeuses; chlorite, 10%, en rosettes ou en paillettes de 200µ sans orientations préférentielles; quartz, 30%, xénomorphe, de 50µ, comblant les vides entre amphiboles et feldspaths; fedspaths, 12%, en petits cristaux de 300µ, soit de feldspaths alcalins, soit de plagioclases parfois zonés du type An 30; épidote, 5%, en cristaux poecilitiques de 200µ max., à extinction droite (clinozoïsite ?) mêlés à un peu de pistachite en granules; opaques, 2%; sphène, leucoxénisé, 1%.

4 - *Epidotites*

Les épidotites sont des roches noires très dures, massives, montrant des aiguilles vertes d'épidote. Elles affleurent en boudins tectoniques d'au plus 1 m de longueur pour au plus 0,4 m d'épaisseur (fig. 54). Ces boudins sont moulés par la schistosité principale S1 des phyllites encaissantes. Ils n'affleurent qu'entre le

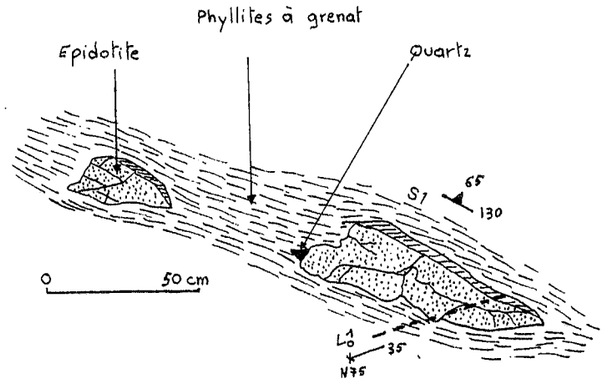


Fig. 54 : Epidotites boudinées dans des phyllites à grenat . Unité de Benguerir, 1 km au NNW d'Haïcham (x = 292 x y = 200,2) Vue en biais du dessus.

Guelb Lahrach et Haïcham, ainsi qu'à Kaïs, associés à des amphibolites, à de minces lits quartzitiques et exceptionnellement à de minces niveaux de calcaire jaune (x = 292 x y = 200,2). Les phyllites encaissantes contiennent soit de la biotite, soit des grenats (§5).

Epidotites (lame mince JJC 119)
TEXTURE : granoblastique hétérogranulaire.
METAMORPHISME : actinote.
MINERALOGIE : épidote, 50%, en cristaux maclés de 50µ à 3000µ poecilitiques de clinozoïsite qui se développe à partir des plans de clivage de l'amphibole, et en granules de pistachite; quartz, 29%, xénomorphe, jointif, de 26µ à 260µ, dans le fond de la roche; chlorite, 6%, en paquets millimétriques de paillettes brunes en LP, de 30µ ; calcite, 10%, en plages poecilitiques de 400µ post-quartz et post-clinozoïsite; amphibole, 1%, vert pâle en LN (actinote ? hornblende verte ?), de 100µ ; opaques, 3%, en granules; apatite, zircon et sphène leucoxénisé, 1%.

Une analyse aux RX (Ech. 119), confirme la présence de quartz, de chlorite et d'épidote, et décèle la présence de feldspaths, certainement associés au quartz dans le fond de la roche. Une analyse chimique (Ech. 119, fig. 51), s'est avérée incomplète, la roche n'ayant pas pu être totalement dissoute. Le résultat partiel est celui d'une roche basique. Ces épidotites pourraient provenir d'un matériel éruptif basique de type gabbro à cause de la présence de feldspaths, de quartz, d'apatite et de sphène, et de la richesse en calcium puisqu'on a 50% d'épidote dans la roche et 10% de calcite en plages tardives.

5 - *Phyllites à grenat* (éventuellement biotite et grenat.) :

Ce sont des phyllites très sombres, satinées, montrant des blastes de grenat d'au plus 1 mm de diamètre, presque toujours transformés en chlorite évidée par l'érosion. A la Koudiat Smina cependant, les grenats atteignent un centimètre de largeur (fig. 76) mais sont silicifiés. L'apparition des grenats sur le terrain (vers le Sud) est progressive et correspond donc à un *isograde* qui s'étend approximativement de la la Koudiat Smina à l'Ouest jusqu'à 1 km au N d'Haïcham à l'Est (pl. 1A). Ces faciès à grenat affleurent suivant une bande de 1 à 2 km de largeur, formant le Sud de l'unité de Benguerir. Aucun pli P1 n'a pu être observé dans ces roches. Elles ont subi un métamorphisme général synschisteux (S1), suivi d'une cristallisation des porphyroblastes (grenat, staurodite), et enfin des microplis P2 ont déformé le tout.

Phyllites à grenat (lames minces JJC 1B, 166, 171, 174, 391)
TEXTURE : porphyroblastique, avec des alternances de lentilles quartzeuses (peu abondantes) et micacées (dominantes)
METAMORPHISME : séricite-biotite, dont l'orientation définit la schistosité S1, puis grenat-staurotide post-S1.
TECTONIQUE : schistosité S1, puis microplis P2 en chevrons fermés avec clivage S2 de plan axial très mal exprimé, et enfin ondulations P3 (fig. 77, fig.78 et fig.79).
MINERALOGIE : séricite, 55% en paillettes automorphes de 100µ à 150µ orientées selon S1; quartz, 30%, xénomorphe, allongé selon S1, de 100µ ; biotite syn-S1, en paillettes automorphes de 100µ orientées selon S1 (lames 166 et 1B); biotite post-P2, en grands cristaux 300µ qui proviennent de la transformation des grenats (lame 166); grenat, 2-5%, en blastes subautomorphes post-S1 anté-S2, arrondis, de 500µ à 1500µ , fracturés, avec des inclusions quartzeuses rectilignes ou à peine sigmoïdes; chlorite grise en LP et quartz parfois orienté post-S2 et anté-P3 dans les queues de recristallisation composites des grenats ou remplaçant les grenats; chlorite bleue en LP (pennine, lame 166), provenant de la transformation des biotites post-P2; séricite, provenant de la transformation des grenats; staurotide, très rare (lame 171, fig.79), en blastes de 2000µ damouritisés; tourmaline verte et zircon, rares; opaques dans S1, 2%, en granules de 150 µ ; opaques post-P3, 8%, en plages mimant les microstructures.

6 - *Quartzites* massifs, blancs, à cassure saccharoïde :

Ils se présentent en lames d'épaisseur décamétrique moulées par la schistosité S1, comme ceux du groupe métamorphique des Ouled Hassine (formation 2). Ces quartzites n'affleurent qu'à Haïcham, sur quelques centaines de mètres (pl.1). Ils montrent des meneaux L_o^1 d'intersection entre So et S1 de diamètre décimétrique.
Au-dessus et au-dessous de ces quartzites se trouvent une dizaine de mètres *d'alternances décimétriques de quartzites et de phyllites à grenat* contenant quelques boudins *d'amphibolite* . La schistosité S1 restant concordante, on peut affirmer que les quartzites d'Haïcham font partie des roches de l'unité de Benguerir.

Quartzites en bancs décimétriques (lame mince JJC 112')
TEXTURE : granoblastique isogranulaire
METAMORPHISME : séricite, orientée selon la schistosité de flux S1.
MINERALOGIE : quartz, 90%, xénomorphe, jointif, de 50µ ; séricite, 9%, en paillettes automorphes de 60µ ; opaques, tourmaline verte et zircon, 1%.

C - CONCLUSION

L'unité de Benguerir est donc constituée de roches originellement sédimentaires détritiques fines (phyllites, slates, schistes, quartzites), volcano-sédimentaires (chloritoschistes) et magmatiques (amphibolites, épidotites). *Ces faciès sont constants depuis Benguerir à l'Ouest jusqu'aux Rehamna orientales.* Dans les Rehamna centrales, à Lalla Tittaf, JENNY (1974) décrit des calcaires métamorphiques, des *amphibolites, des métatufs dolèritiques* et des métatufs rhyolitiques, ce qui pourrait correspondre à des roches du même ensemble.

Aucun fossile n'a été découvert dans ces roches métamorphiques. Cependant, à la suite de JENNY (1974), on peut, en raisonnant sur des analogies de faciès, penser que les roches de l'unité de Benguerir rappellent celles de la partie supérieure de la Gada Jenabia (Rehamna du Nord; GIGOUT, 1951; JENNY, 1974) datées du Viséen sup.-Namurien ? (p.141), et rappellent également celles de la série du Sarhlef volcano-sédimentaire, dans les Jebilet (HUVELIN, 1977), datée à son sommet du Viséen supérieur (HOLLARD *et al.*,1977). Ces deux séries montrent des tufs volcaniques acides et basiques, des jaspes, des cinérites, des roches éruptives basiques, des calcaires, des argilites et des silstones. L'unité de Benguerir pourrait représenter la prolongation vers le NE de la série du Sarhlef, datée du Viséen supérieur.

II - EVOLUTION TECTONIQUE ET MAGMATIQUE

L'évolution tectonique et magmatique de l'unité de Benguerir est déduite du secteur de Haïcham à la Koudiat Smina, mais aussi des observations très détaillées qui ont pu être faites à 1,5 km au N de Benguerir, dans la nouvelle tranchée du chemin de fer des phosphates (fig. 2 et pl. 5).

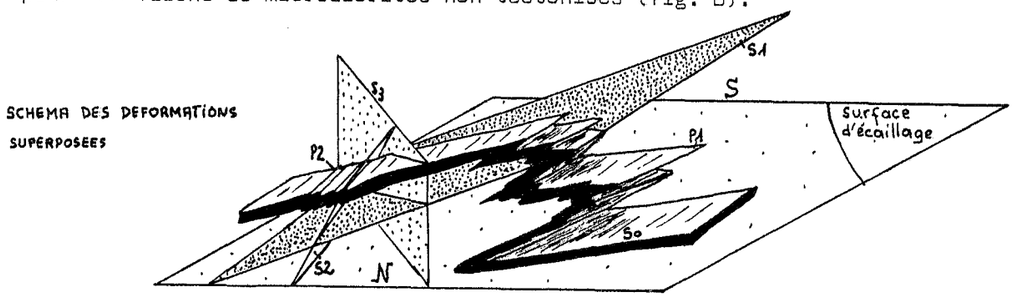
Dans un premier temps seront analysés les flancs de la tranchée, où se trouvent des conditions exceptionnelles d'affleurement de l'unité. Ensuite, ceci permettra un examen plus rapide de sa prolongation dans les Rehamna orientales.

A - ETUDE DES FLANCS DE LA TRANCHEE DE BENGUERIR

COMMENTAIRE DE LA PLANCHE 5 : LA SUCCESSION DES EVENEMENTS TECTONIQUES ET MAGMATIQUES

Sur cette planche ont été représentées trois portions de talus qui permettent de reconstituer cette histoire. Sur la figure A, on observe des niveaux de chloritoschistes (métatufs basiques) qui dessinent des plis isoclinaux P1 décimétriques avec une schistosité de flux S1 de plan axial. Cette schistosité est reprise par des plis P2 centimétriques associés à un clivage S2 qui se développe par couloirs métriques, parfois au sein de plis d'amplitude métrique (fig. B). Un clivage S3, beaucoup plus frustre, vertical (fig. C) recoupe S1 et S2. Tardivement, un système d'*écaillages internes* (fig. C) découpe la roche et toutes les déformations précédentes en amygdales métriques, avant

la mise en place de filons de microdiorites non tectonisés (fig. B).



Par ordre chronologique, nous avons distingué, après les dépôts volcano-sédimentaires, les événements suivants :

1 - Mise en place de veines de quartz "Q1"

Les phyllites et les métatufs basiques sont recoupés de *veines de quartz* d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Ces veines sont étirées dans la schistosité S1 (pl. 5A, 5B, 5C) et constituent des amygdales qui dessinent parfois des charnières isolées de plis P1 avec S1 de plan axial (fig. 55). Ces exudations quartzeuses pourraient être liées au début du plissement P1.

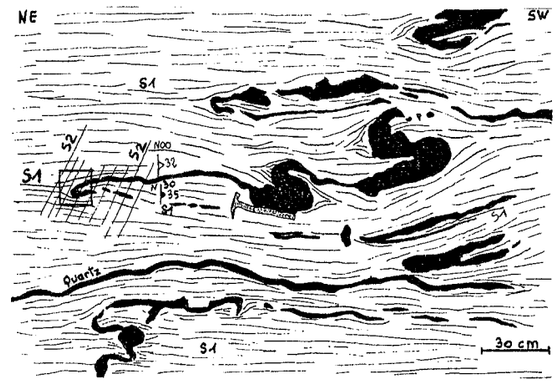


Fig. 55 : charnières isoclinales de plis P1 dans des veines de quartz "Q1". Les charnières sont aplaties dans la schistosité S1 et recoupées par le clivage S2; certaines d'entre elles sont isolées dans les phyllites par étirement et rupture des flancs des plis P1. Unité de Benguerir, Talus 1, vue en coupe

2 - La mise en place de filons de pegmatite

Cet épisode magmatique est caractérisé par la mise en place d'un filon leucocrate pegmatitique à peine oblique sur la stratification, où on reconnaît à l'oeil nu de la muscovite et des feldspaths arrondis. Ce filon est actuellement étiré et boudiné dans la schistosité S1, et déformé par les plis P2 (fig. 56). Entre les boudins recristallise du quartz. Sur sa bordure, la pegmatite se débite en feuillets mylonitiques subparallèles à la schistosité S1 des phyllites encaissantes, tandis qu'au centre il montre une fluidalité tectonique (fig. 57) de même orientation.

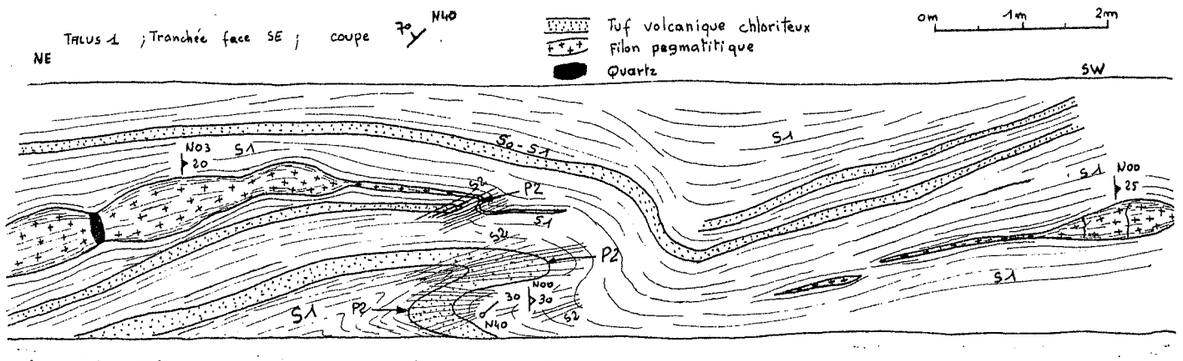
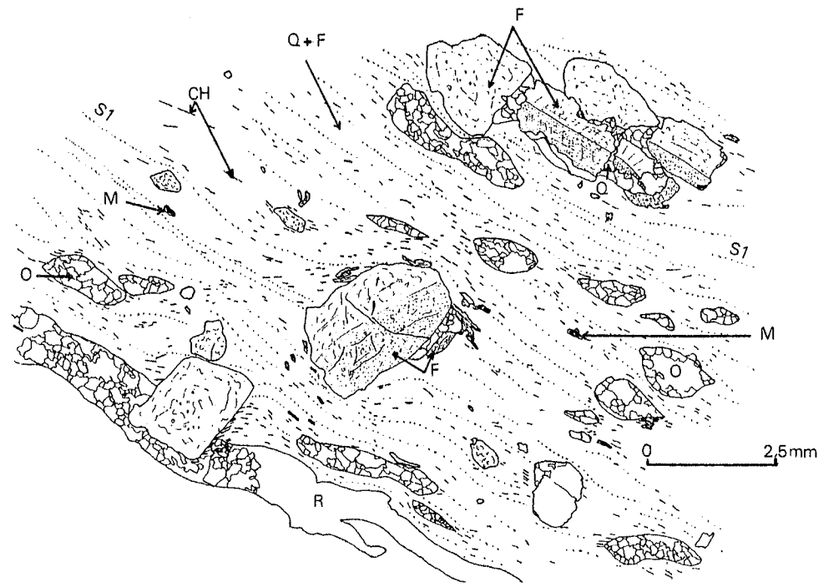


Fig. 56 : Filon de pegmatite étiré et boudiné dans la schistosité S1, puis replié par les plis P2. Ce filon montre une fluidalité mylonitique parallèle à S1. Tranchée de Benguerir, talus 1, vue en coupe.

Pegmatite boudinée (lame mince JJC 37, fig.57)
TEXTURE : mylonitique oeillée; matrice à grain fin (85% de la roche) et phénocristaux de feldspaths (15% de la roche).
METAMORPHISME : chlorite.
TECTONIQUE : fluidalité mylonitique S1 (alignements de chlorites, rubans quartzeux,fluidalité dans la matrice)
MINERALOGIE DE LA MATRICE : quartz, 90%, sous trois formes : 75% de grains xénomorphes jointifs de 30µ très suturés, 5% de rubans polycristallins parallèles à S1 constitués de cristaux de 80µ , 10% d'yeux mono à polycristallins parallèles à S1 constitués de grains xénomorphes ou en mosaïque de 150µ à 600µ , ces yeux tendant à se joindre pour former des rubans polycristallins; chlorite néoformée, 7%, en paillettes de 20 µ à 50 µ orientées selon la fluidalité mylonitique S1; biotite, 1%, en cristaux déformés de 200µ transformés en chlorite secondaire; muscovite, 1%, en lamelles de 200 µ à 300µ parfois kinkées; clinozoïsite,1%, en cristaux poecilitiques de 200 µ à 300µ post-S1 associés à la chlorite secondaire, avec parfois un coeur d'orthite; opaques, 1%, en granules orientées dans S1; calcite, rare, en petites plages poecilitiques post-S1; zircon, rare, avec une auréole sombre.
MINERALOGIE DES phénocristaux : orthose perthitique et microcline; ces minéraux sont anté-S1 car ils sont tournés, tordus et boudinés par les plans S1; parfois leurs bordures se granulent très finement.



Q+F : matrice granulée quartzo-feldspathique
F : feldspaths potassiques
CH : chlorites néoformées
M : muscovites originelles
Q : quartz
O : oeil de quartz
R : ruban polycristallin de quartz parallèle à S1
S1 : fluidalité mylonitique.

Fig. 57 : Micrographie d'une pegmatite à texture mylonitique oeillée (lame JJC 37). Cette roche montre une matrice quartzo-feldspathique dans laquelle on décèle une fluidalité mylonitique parallèle à la schistosité de flux S1 de l'encaissant du filon. Les phénocristaux de feldspaths potassiques sont boudinés (en haut à droite) et tournés dans S1 (moitié inférieure du dessin). Des néoformations (chlorites orientées) soulignent S1, ainsi que des yeux et des rubans polycristallins de quartz. Unité de Benguerir, talus 1.

La mylonisation de la pegmatite a donc eu lieu pendant le premier épisode de plissement synschisteux puisqu'on a des néoformations orientées (chlorite, quartz). La présence de tels filons avant les plis synschisteux évoque une pneumatolyse précoce, déjà observée en Haute Moulouya et soupçonnée dans les Rehamna (TISSERAND, 1977) ainsi que dans les Jebilet centrales (HUVELIN, 1977; EL HASSANI, 1980).

3 - Le premier épisode de plissement

a - Description des structures

Le premier épisode de plissement est caractérisé par des *plis P1 isoclinaux en Z vus du Nord* à axes courbes (pl. 5A). Ces plis sont synchrones d'une schistosité de flux S1 de plan axial subparallèle à la stratification dans les flancs des plis P1.

A l'affleurement des plis P1 s'observent dans les métatufs volcaniques et les roches finement laminées, depuis l'échelle millimétrique (fig. 58) jusqu'à l'échelle

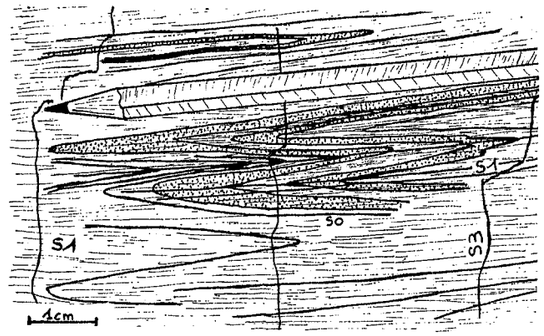


Fig. 58 : Plis isoclinaux P1 centimétriques dans des slates à fines laminations d'origine sédimentaire (S_o). Ces plis développent une schistosité de flux S1 de plan axial qui est ici recoupée par le clivage grossier S3. Unité de Benguerir, tranchée de Benguerir, talus 1, vue en coupe.

métrique (pl. 5A). Ils semblent liés à des plis d'ordre supérieur, au moins hectométiques et actuellement déversés au NW ou à l'W. En effet, dans la partie NE de la planche 5A, S1 est oblique sur So et plus pentée. A partir du pont de chemin de fer et vers le SW, So est intensément repliée et parallélisée avec S1 dans les flancs des plis (So-S1). Dans tout ce secteur, les plis P1 sont en Z vus du N ou du NW; il pourrait donc s'agir d'un flanc normal d'un grand pli anticlinal avec sa charnière au niveau de la zone intensément repliée (avec la réserve toutefois du cas d'une tête plongeante où ce serait un flanc inverse de synclinal, puisque les polarités sédimentaires ne sont pas connues, mais c'est peu probable). L'intersection entre la stratification So et la schistosité S1 se matérialise dans les phyllites par des alternances de bandes claires et sombres de 0,5 cm à 1 cm de largeur (linéation L_o^1).

Au microscope (lame JJC 35 B), les microplis P1 ont des flancs étirés et des charnières épaissies (fig. 59). Dans le plan axial se développent des néoformations minérales (quartz, micas) orientées. Dans les flancs des plis la schistosité, soulignée par les minéraux orientés, fait un angle faible avec la stratification. *Cette schistosité de flux S1 correspond à la structure planaire fondamentale de toute l'unité de Benguerir.*

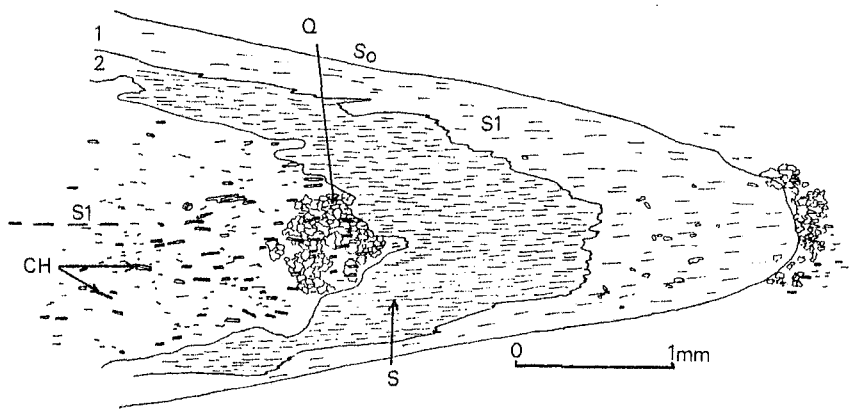


Fig. 59 : Micrographie d'une quartzophyllite rubanée (lame JJC 35 B) montrant un pli isoclinal P1 à charnière épaissie avec une schistosité de flux S1, de plan axial, subparallèle à la stratification So dans les flancs.
1 : lit quartzeux; 2 : lit micacé; CH : chlorite néoformée; Q : quartz. Unité de Benguerir, tranchée de Benguerir, talus 1, lame perpendiculaire à L_o^1.

b - Orientation des éléments structuraux

Les axes de plis P1 (et les linéations L_o^1) ont été déformés deux fois ultérieurement (fig. 61). Après déduction des plis P3 (les plis P1 et P2 étant pratiquement coaxiaux) on obtient une direction initiale moyenne N45° avec des plongements d'une trentaine de degrés au NE pour les plis P1, ce qui correspond à la concentration moyenne sur la fig. 61. La schistosité S1, bien que dispersée ultérieurement (fig. 60), montre un maximum de concentration à N00° - 30°E. Les plis sont donc déversés vers le NW. Notons cependant que l'orientation initiale de la schistosité S1 n'est pas connue, car elle a pu être basculée tardivement.

c - Conclusion sur le premier épisode de plissement

Les plis P1 de l'unité de Benguerir montrent les mêmes caractéristiques géométriques et d'orientation que les plis P1 du groupe des Ouled Hassine. La tendance est donc à un transport de matière vers l'W ou le NW au cours d'un plissement accompagné d'un phénomène de cisaillement ductile synmétamorphe (plis à axes courbes) peu penté, puisque S1 pend de 30° à l'Est. Notons que par rapport au groupe des Ouled Hassine, plus à l'E, S1 semble un peu moins pentée dans la tranchée.

d - L'exagération du premier épisode de plissement : les cisaillements selon des plans subparallèles à S1.

Après l'acquisition de la schistosité S1 et avant le deuxième épisode de plissement, un épisode d'aplatissement-cisaillement affecte les roches. Par exemple, la schistosité de flux S1 moule des charnières de plis P1 plissant des veines de quartz "Q1" (fig. 64) qui sont séparées de leurs flancs (fig. 55) et qui ont tendance à former des "rods" moulés par S1. Des déplacements le long de plans subparallèles à S1 ont donc dilacéré ces plis P1. De même, il est possible d'observer des plis P1, dans des quartzites, écrasés puis repris par des plis P2. Ce phénomène est analogue à l'accentuation

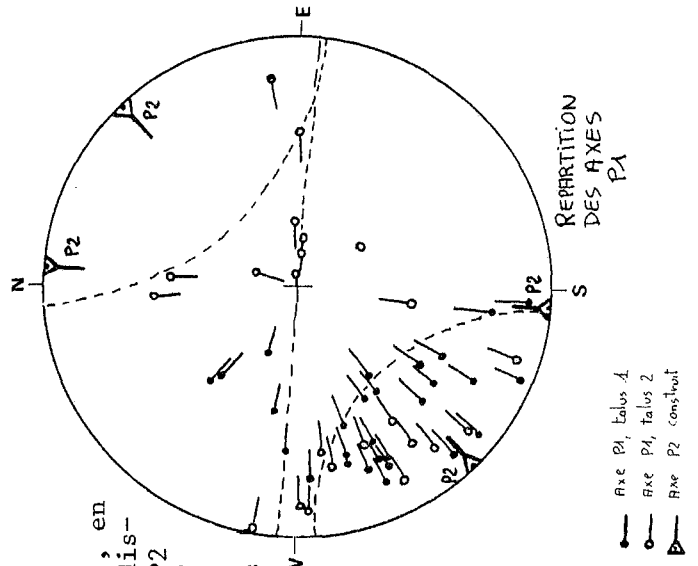


Fig. 61 : les axes P1, en moyenne N 45°, sont dispersés par des plis P2 qui passent de N 145° (talus 1) à N 04° (talus 2) à cause des plis P3 (non représentés). Noter la coaxialité des plis P1 par rapport aux plis P2 (fig. 63)

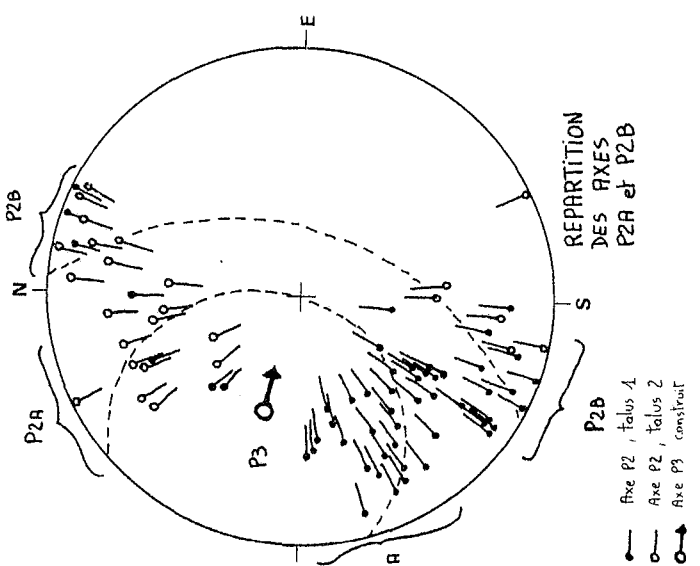


Fig. 63 : Du talus 1 au talus 2 les axes P2 sont dispersés par P3 : N106° - 40°E. Dans chaque talus la dispersion des P2 est due d'une part à un phénomène de conjugaison et d'autre part à la courbure naturelle des plis.

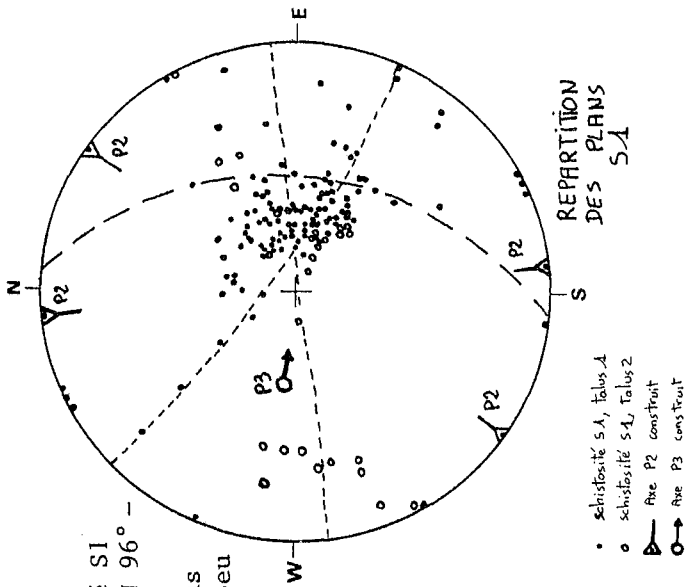


Fig. 60 : La schistosité S1 est dispersée par P3 : N 96° - 50° E, comme P2 : N 34° (talus 1) à N 175° (talus 2). S1 est globalement peu pentée à l'E.

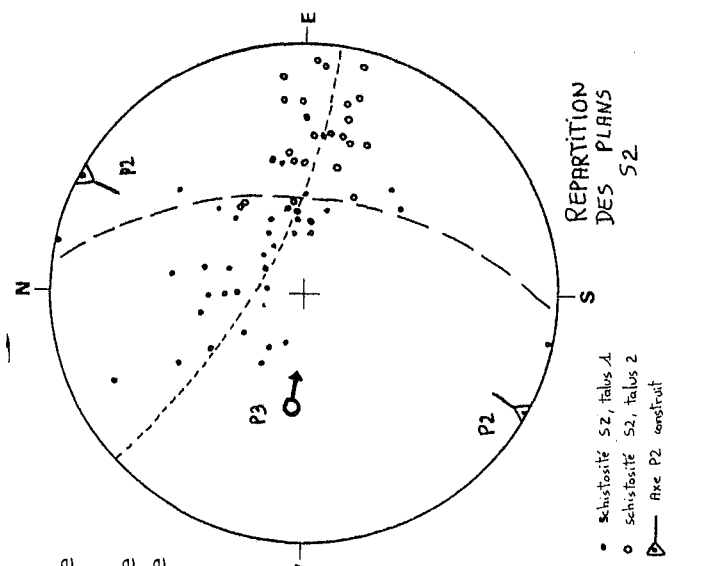


Fig. 62 : Le clivage S2 se disperse autour d'un axe moyen N 28°. Cet axe ne se retrouve pas sur la figure 63. Il correspond donc à un axe P2, les plans S2 étant en éventail dans les plis. S2 est de plus dispersé par P3 : N 96° - 40° E.

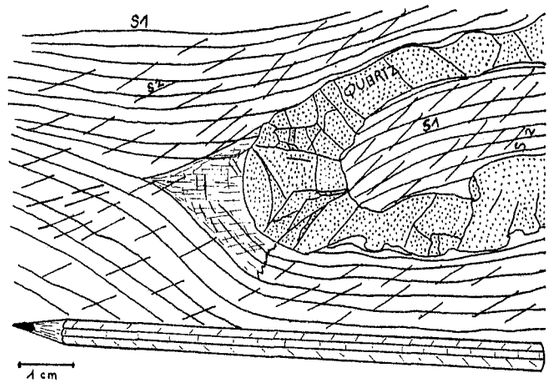


Fig 64 : Détail agrandi en cartouche sur la fig. 55 : charnière isoclinale P1 dans une veine de quartz "Q1". A l'intérieur du pli la schistosité de flux S1 est de plan axial; à l'extérieur du pli elle moule la charnière, ce qui montre un aplatissement post-plis P1. L'ensemble est recoupé par le clivage S2. Unité de Benguerir, tranchée de Benguerir, talus 1, vue en coupe.

des plis P1 du groupe des Ouled Hassine (p.66)

4 - Le deuxième épisode de plissement

a - Description des structures

Le deuxième épisode de plissement est caractérisé par des plis P2 non cylindriques à axes courbes (fig. 65), souvent conjugués, synchrones d'un clivage de crénulation S2 de plan axial. Les microplis sont en général en chevron.

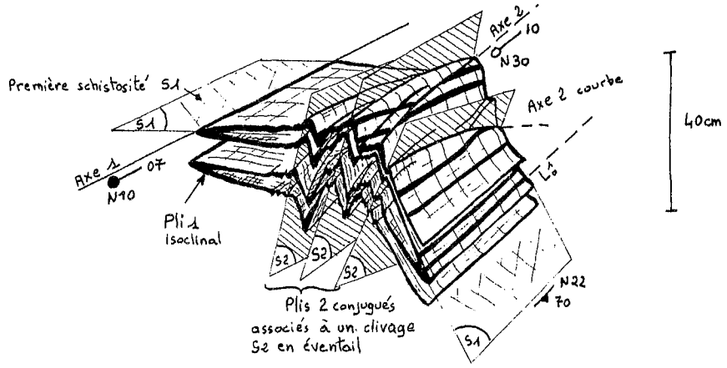


Fig. 65 : Superposition de plis P1 isoclinaux et de plis P2 non cylindriques à axes courbes. S1 : schistosité S1; S2 : clivage S2. Unité de Benguerir, tranchée de Benguerir, talus 1.

Sur le terrain les plis P2 sont visibles depuis l'échelle millimétrique jusqu'à l'échelle métrique (pl. 5A et 5B). Ils déforment la schistosité S1 et la linéation L_0^1. Les plis P2 métriques sont ouverts. Le clivage S2 se développe par couloirs, indépendamment de la longueur d'onde des plis P2 (pl. 5A et 5B), de largeur métrique à décimétrique (fig. 66), généralement plus penté que la schistosité S1. Ces couloirs se groupent en faisceaux plurimétriques espacés les uns des autres d'une dizaine de mètres. Cette périodicité semble caractéristique du clivage S2. L'intersection entre S1 et S2 crée un débit "en frites" dans les phyllites qui matérialise la linéation L_1^2. Lorsque S2 est moins pénétratif, les surfaces S1 portent une crénulation P2.

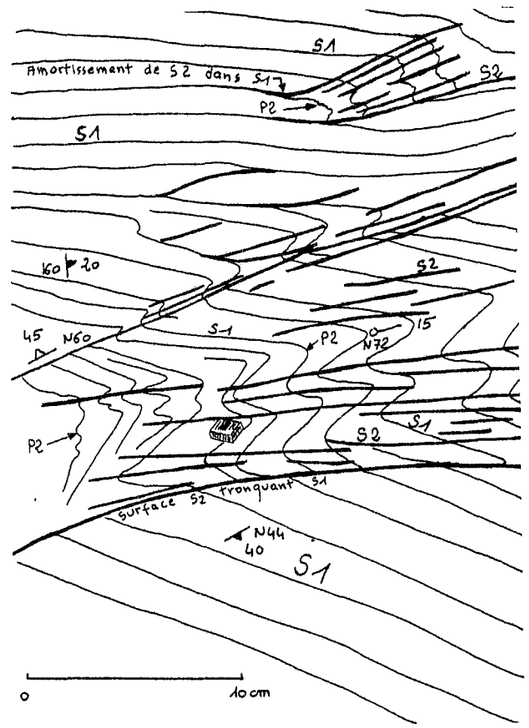


Fig. 66 : Détail des relations entre la schistosité S1 et le clivage de crénulation S2. Le clivage S2 apparaît par bandes. P2 : micropli P2. Unité de Benguerir, talus 1, vue en coupe.

Au microscope les plis P2 varient du type chevron de demi-longueur d'onde centimétrique à un type plus ferme de demi-longueur d'onde moyenne de 200 µ .
Le clivage S2, lorsqu'il existe, correspond à des surfaces de rupture qui réorientent mécaniquement les néoformations de la schistosité S1 sans qu'il y ait de nouvelles cristallisations (fig. 52).

b - Orientation des éléments structuraux

Les axes des plis P2, après déduction des plis P3, ont des orientations qui varient entre N30° et N50°, avec des plongements faibles vers le NE ou le SW (fig. 63). Les couloirs de clivage S2 ont une direction moyenne N-S et pendent le plus souvent de 40° à 90° vers l'Est.

c - Cinématique des plis P2

Les plis P2 et leur clivage S2 localisé n'ont que peu d'importance par rapport aux plis synschisteux P1. Les plis P2 sont déjetés à l'W ou au NW. Le développement du clivage S2 par couloirs et leur caractère non cylindrique à axes courbes indiquent que ces plis sont engendrés par un processus de cisaillement ductile dans des couloirs privilégiés assez fortement pentés à l'E. Notons cependant que dans certains cas (chevrons) ces plis P2 peuvent aussi naître par flexion puisqu'ils peuvent enrouler L_0^1 selon des petits cercles (fig. 63). Les axes de plis P2 étant faiblement pentés et le clivage S2 étant généralement assez fortement penté à l'E, la matière a tout de même tendance à

migrer vers l'Ouest avec une composante majeure ascensionnelle. Les éléments structuraux (P1, P2, S1 et S2) ayant des directions très voisines (fig. 60 à 63), le deuxième épisode de plissement apparaît comme la prolongation probable dans le temps du premier, mais la déformation est beaucoup moins pénétrative. Ces résultats sont analogues à ceux du groupe des Ouled Hassine (p. 69).

5 - Le troisième épisode de plissement

a - Description des structures

La troisième phase plicative est caractérisée par des plis P3 centimétriques à hectométriques qui déforment le clivage S2. Les microplis P3 centimétriques sont du type *kink-band* ou *chevron ouvert* ; les plis P3 d'ordre supérieur ont un grand rayon de courbure. A ces plis est localement associé un *clivage grossier S3*, subvertical, en éventail au sein des plis métriques. Aucune néoformation minérale n'a été observée dans ces plans.

b - Orientation des éléments structuraux

Les plis P3 dispersent les pôles de S1 et S2 sur des grands cercles et les axes P1 et P2 sur des petits cercles (fig. 60, 62, 63). Leur enveloppe est donc cylindrique. Les axes mesurés et les axes construits P3 ont une orientation moyenne N 100° - 45° E. Le clivage S3 est en général vertical.

6 - Les veines de quartz "Q2"

Cette génération de veines de quartz est caractérisée par leur longueur plurimétrique et leur épaisseur centimétrique. Elles se mettent en place dans les plans de clivage S3 suivant des formes lenticulaires.

7 - Les écaillage internes, anté-microdiorites

a - Description des structures

Cet épisode est caractérisé par des *surfaces d'écaillage peu pentées* qui coupent toutes les structures précédemment décrites (pl. 5c). Ces surfaces sont bien visibles, vues du Sud, sur le flanc NW du talus 1 (fig. 67). Elles sont lisses, bosselées et portent des stries de friction et des fentes d'extension. Elles sont soulignées par des ferruginisations, des placages calcitiques et des enduits argileux. Elles se répartissent en deux ensembles : il existe des surfaces d'écaillage principales assez continues sur lesquelles se greffent des surfaces secondaires courbes. La roche est ainsi débitée en amygdales tectoniques métriques (pl. 5c), elles-mêmes découpées suivant le même processus en amygdales décimétriques dont l'enveloppe porte des stries de friction et qui renferment des plis *P4 d'entraînement* dont les orientations sont très variables (fig. 68).

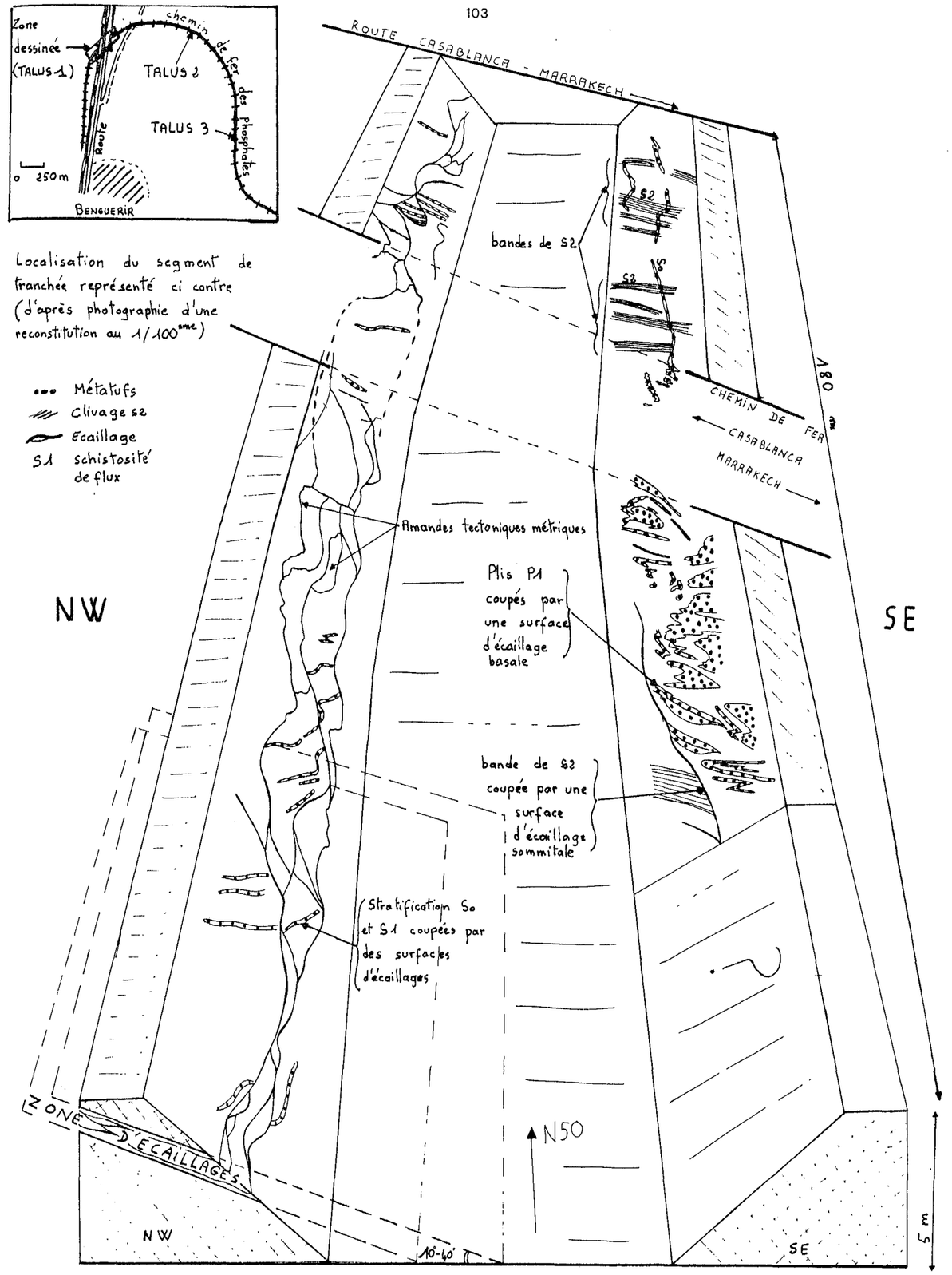


Fig. 67 : panorama schématique d'un segment de tranchée montrant une zone d'écaillages sur son flanc NW (Talus 1) 1,5 km au Nord de Benguerir.

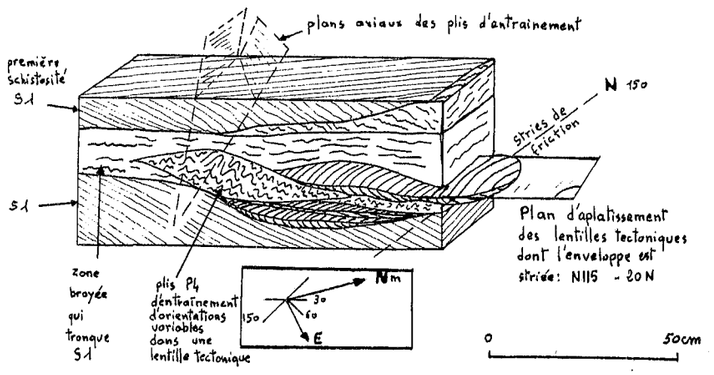


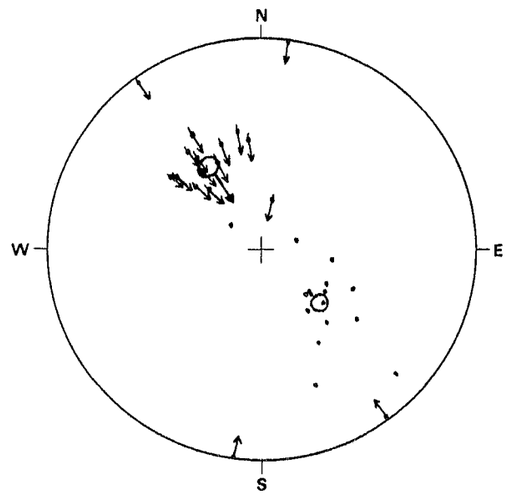
Fig. 68 : Zone d'écaillage en matériel phyllíteux . Le grand axe des lentilles n'est pas connu. Reconstitution d'une vue en coupe, unité de Benguerir, talus 1.

Ces surfaces d'écaillage sont également marquées par des zones de *brèche tectonique* d'épaisseur millimétrique à décimétrique qui peuvent passer à des zones froissées avec des poissons tectoniques centimétriques dans des matériaux argileux.

b - Orientation des éléments structuraux

La zone d'écaillage du versant NW du talus 1 (fig. 67), ne se retrouve pas sur le versant SE parce qu'elle a un pendage compris entre 10° et 40° vers le SE. Les mesures faites sur les surfaces d'écaillage secondaires donnent en effet une orientation moyenne N 42° - 40° SE (fig. 69). Les stries de friction portées par ces surfaces ont une direction moyenne N 148°.

Fig. 69 : Orientations de quelques stries de friction et de quelques surfaces d'écaillage dans la tranchée de Benguerir, talus 1 (entre les ponts).
Orientation moyenne des stries :
N 148° - 40° SE
Orientation moyenne des surfaces :
N 42° - 40° SE
Unité de Benguerir.



⟿ Stries de friction mesurées
• Plans d'écaillage mesurés
⟿ Strie de friction moyenne
○ Plan moyen d'écaillage

c - Sens des mouvements d'écaillage

Les plis d'entraînement P4 sont trop déformés pour être utilisables. La direction des stries de friction nous donne la direction des mouvements d'écaillage, qui est donc N 148°. Le sens du déplacement relatif entre compartiments inférieur et supérieur

par rapport à une surface d'écaillage a été déterminé lorsque des lunules d'arrachement ou des fentes de traction ont été trouvées associées aux stries de friction. Dans ce cas, on a toujours un phénomène de faille inverse (fig. 70).

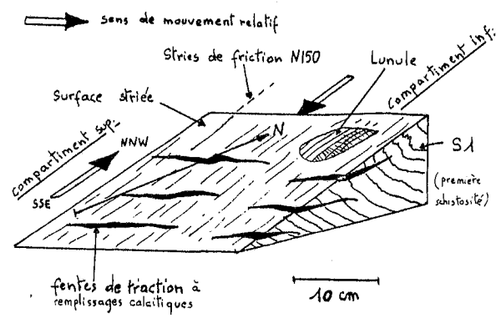


Fig. 70 : Détermination du sens des écaillages. Le côté abrupt de la lunule est au N. Les fentes de traction sont subhorizontales ou pentées au N. Unité de Benguerir. Talus 1, tranchée de Benguerir.

Ces écaillages sont donc imputables à une *tectonique tangentielle dirigée du SE vers le NW selon la direction N 148°*. Comme nous le verrons au § B, 1, b, ces écaillages sont dus au chevauchement de l'unité de Benguerir sur les unités sous-jacentes, tel le groupe des Ouled Hassine à l'Est du secteur étudié.

8 - Mise en place de filons de microdiorite

Dans les talus 2 et 3 (fig. 2), S1, S2 et S3 sont recoupés par des filons décimétriques de microdiorite (pl. 5B). Ces filons sont frais, ni plissés, ni schistosés, ni traversés de veines de quartz. Nous pensons donc qu'ils sont postérieurs à l'épisode d'écaillage qui ne semble pas les affecter.

9 - Le problème de la diorite de Benguerir

Dans le talus 4 de la tranchée de Benguerir (fig. 2), affleure, sur 150 m de longueur et 5 m de hauteur, la partie supérieure d'un laccolithe d'une diorite verte à texture grenue équante et à cristaux millimétriques, déjà signalée par GIGOUT (1951). Au microscope (lame JJC 46 A), on y reconnaît 30% de hornblende verte, de l'actinote kinkée, de la clinozoïsite, de la zoïsite dans des fractures tardives, du quartz tardif qui scelle les cristaux, des plagioclases damouritisés, des feldspaths alcalins, du sphène abondant, de la calcite en plages poecilitiques et de l'apatite.

Cette lentille est *intrusive dans des phyllites rubanées* :

- elle présente une bordure figée verdâtre à grain fin d'un mètre d'épaisseur, dans laquelle on reconnaît au microscope (lame JJC 46 B) des plagioclases, du quartz et de l'épidote dans une matrice microlithique, avec quelques sphènes, zircons et apatites.

- A son contact les phyllites sont rougies et indurées, esquilleuses; à 5 m du

contact les phyllites sont tachetées et montrent au microscope des textures nodulaires et des taches de chlorite (lame JJC 46, p.88) :

L'âge de cette intrusion n'a pas pu être déterminé avec certitude : sur le terrain elle recoupe la schistosité S1 et le clivage S2; elle est donc postérieure au deuxième épisode de plissement. Par ailleurs, cette diorite est intensément fracturée : elle se débite en parallélépipèdes par plusieurs réseaux conjugués de fractures dont certaines sont remplies de quartz. Au microscope certains cristaux de la diorite sont cassés ou kinkés et les quartz ont une extinction onduleuse. La diorite a donc été brisée soit par les plis P3, soit par l'épisode d'écaillage,qui lui font suite.

D'après JENNY (1974), HOEPFFNER (1974) et PIQUE (1972), les granites intrusifs des Rehamna et le métamorphisme de contact associé sont antérieurs ou postérieurs aux plis P3.

La fracturation qui affecte la diorite est essentiellement verticale; de plus, les veines de quartz la traversent jusque dans les phyllites sus-jacentes et ces veines pourraient correspondre aux veines "Q2". La diorite se mettrait donc en place entre les deuxième et troisième épisodes de plissement, peut-être en relation avec les granites, mais ceci reste à confirmer (datation absolue).

B - L'EST DES REHAMNA

L'unité de Benguerir a été étudiée dans l'Est des Rehamna entre la Koudiat Smina à l'Ouest et Haïcham à l'Est. L'évolution tectonique et magmatique de cette zone est tout à fait semblable à celle décrite dans les flancs de la tranchée de Benguerir, à quelques détails près. Nous nous bornerons donc à commenter l'étude structurale faite dans cette zone d'Ouest en Est en insistant plus particulièrement sur les observations qui complètent les données recueillies dans la tranchée.

1 - Commentaire régional (Pl. 1)

a - Secteur de la Koudiat Smina

La schistosité de flux S1 et le clivage de crénulation sont indissociables à l'oeil nu car ils sont presque parallèles. Ils sont orientés N 40° - 60° E. Les linéations L_o^1 et L_1^2 sont orientées N 40° avec de faibles plongements au NE. Le troisième épisode de plissement est bien exprimé sous forme de kink-bands P3 à axes très raides dont les plans axiaux (S3) sont orientés N 140° - vertical.

Au microscope (lame JJC 1, fig. 71), la schistosité de flux S1, marquée par l'alignement de biotites néoformées, est déformée par des microplis P2 à flancs accolés de demi-longueur d'onde de 300 µ . Un clivage de crénulation local S2 est subparallèle à S1 dans les flancs des plis. Les plans axiaux des plis P2 sont eux-mêmes repliés par des microplis ouverts P3 de demi-longueur d'onde de 600 µ , dont les plans axiaux sont très obliques sur S1 et S2.

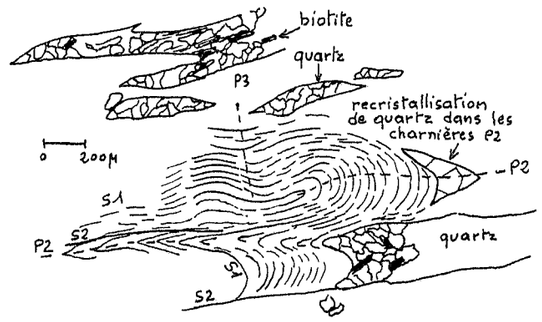


Fig. 71 : Micrographie d'une phyllite à biotite montrant une schistosité de flux S1, repliée par des plis P2 avec clivage S2 local, l'ensemble étant déformé par des P3 (ondulations légères). Unité de Benguerir, Koudiat Smina.

Des filons de microdiorite N 40° se mettent ensuite en place en suivant les directions structurales préexistantes (S1 et S2).

b - Entre Er Rouirguet et Souk el Had (Fig. 19), les axes de plis P1 (linéations L_o^1) sont orientés N 70° - 00° à 60° NE (fig. 44) en moyenne et la schistosité S1 est très repliée (fig. 45). Les axes de plis P2 sont N 30° à N 90° (fig. 44), plongeant faiblement au NE ; le clivage de crénulation S2 est ici oblique sur S1 (fig. 45). Les plis P3 montrent deux directions conjuguées : N 140° et N 75° (fig. 45) et les microstructures correspondent à des kink-bands à axes raides.

RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LES UNITES DES OULAD AGUIL (gr. DES O. HASSINE) ET DE BENGUERIR

Ce secteur s'est révélé propre à l'analyse des relations structurales entre l'unité des Oulad Aguil et celle de Benguerir (fig. 19) :

- sur la figure 19, la limite entre les deux unités suit approximativement les courbes de niveaux. Les calculs topographiques ainsi que nos observations de terrain montrent que la surface de contact est *plane* et pend de 3° à 11° au SSE. L'unité de Benguerir est donc *au-dessus* du groupe des Ouled Hassine (fig. 72).
- Le contact entre les deux unités recoupe à Ras el Amar les formations 1 et 2 du groupe des Ouled Hassine, la formation 1 réapparaissant en fenêtre sous les quartzophyllites de l'unité de Benguerir dans ce secteur. Cette zone de contact est localement soulignée par des bréchifications;elle est jalonnée de filons de microdiorite très faiblement pentés au SSE, en bon état,n'ayant pas subi de bréchification.
- Les directions structurales des trois premiers épisodes de plissement sont obliques sur le tracé du contact (fig. 44 et 45). La surface de contact étant plane,elle est postérieure aux trois premiers épisodesde plissement qu'elle tronque.

Ces observations nous permettent d'affirmer que la surface de contact entre l'unité de Benguerir et le groupe des Ouled Hassine correspond à un recouvrement dont le plan est

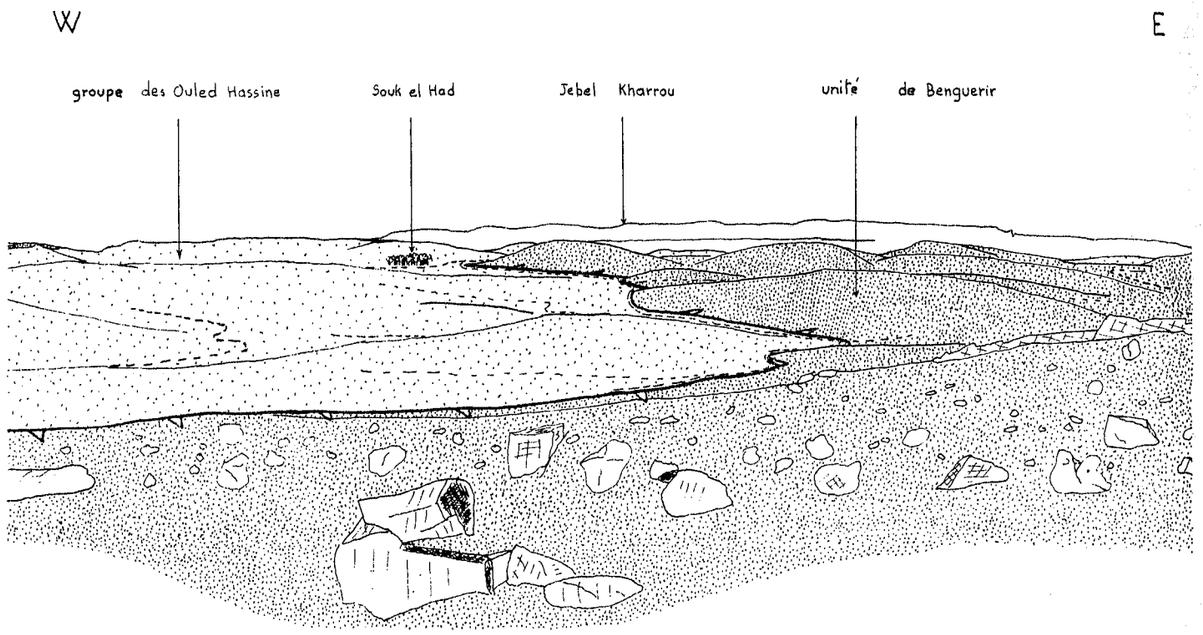


Fig. 72 : Panorama montrant le chevauchement de l'unité de Benguerir sur l'unité des Oulad Aguil (groupe des Ouled Hassine) au SSW de Souk el Had. Vue depuis l'extrémitéSW de la Dalaat el Kahlat vers le Nord.

faiblement incliné au SSE (CORNEE *et al.*, 1981). Dans le secteur étudié ce recouvrement *est postérieur au troisième épisode de plissement et antérieur aux filons de microdiorite* qui utilisent cette zone de faiblesse pour se mettre en place (fig. 29). Dans les Rehamna centrales, la limite entre les faciès de l'unité de Benguerir et ceux du groupe des Ouled Hassine serait recoupée par le granite de Ras el Abiod et son auréole de contact. Si le contact anormal de base de l'unité de Benguerir se prolonge vers l'Ouest dans les Rehamna centrales et si le granite le recoupe effectivement, l'âge de ce contact serait alors anté 273± 2 M.a. (p. 18), âge proposé par TISSERAND (1977) pour les granites des Rehamna. Ce problème reste néanmoins en suspens.

Si on considère que les écaillages internes de l'unité de Benguerir décrits dans la tranchée des phosphates semblent bien anté-microdiorites (p.105), et que le sens du mouvement tangentiel est presque le même dans cette tranchée (SE vers NW selon N 148°) que dans les Ouled Hassine (SSE vers NNW, selon N 158°, voir p.71) il semble légitime d'associer ces écaillages internes au recouvrement anormal de l'unité de Benguerir qui est lui aussi anté-microdiorites et post-P3. Si cela est exact, l'unité de Benguerir se serait déplacée du SE vers le NW selon la direction moyenne N 150°.

Ce recouvrement ne nous apparaît pas avoir une flèche très importante : *il met en superposition anormale deux unités qui ont subi des évolutions tectoniques et métamorphiques pratiquement identiques avec des directions structurales très voisines* (Chap. III, IV). Si on trace une ligne entre El Abasna et Souk el Had en joignant les

affleurements les plus nordiques de l'unité de Benguerir dans le secteur étudié (fig. 19), la flèche minimale du recouvrement est de 2 km entre cette ligne et Ras el Amar selon la direction N 150°, mais elle est probablement plus importante.

Ce chevauchement pourrait marquer la fin du rétrécissement engendré par le processus du cisaillement ductile des deux premiers épisodes de plissement, puisqu'on a nouveau transport de matière du SE vers le NE.

c - Entre Khenidlet, la Dalaat el Kahlat et Kaïs (pl. 1)

Au N Khenidlet (E de Dalaat el Kahlat), S1 a des orientations variables et S2 est N-S avec forts pendages à l'E; les axes P1 et P2 sont en moyenne N 40° - 30° NE. Vers Kaïs les directions structurales des deux premiers épisodes de plissement passent à des

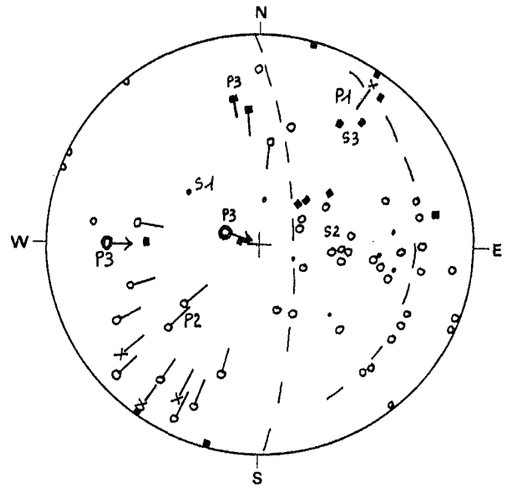


Fig. 73 : Stéréogramme des éléments structuraux entre Khenidlet et Kaïs. Les plis P1 et P2 sont en moyenne N 40° - 30° E. Les plis P3 construits sont N 90° plongeant à l'E. Simultanément se développent des chevrons P'3 conjugués N 170°.

• : Schistosité S1
: L Axe de pli P1
: P2 Axe de pli P2
° : S2 clivage S2
: Axe P3 construit
: Axe de pli P'3 conjugué
▪ : Plan axial P3

directions E-W car elle sont reprises par des plis P3 d'axes construits N 90° à N 115° qui plongent à l'Est (fig. 73). Les filons de microdiorite, postérieurs aux plis P3, sont en général orientés N 50° - 50° SE. A l'Ouest de Khenidlet (x = 285,6 x y = 201,15), des surfaces d'écaillage peu pentées recoupent ces filons et sont liées au chevauchement de l'unité du Jebel Kharrou (Chap. IV., II, D) (fig. 74).

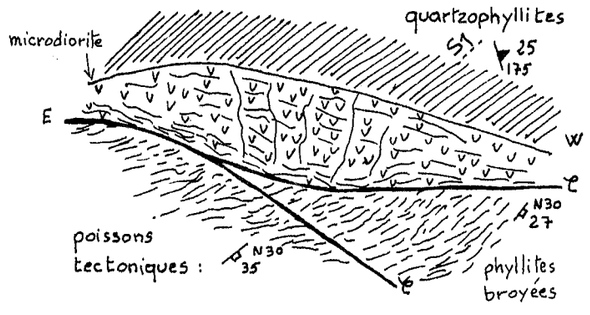


Fig. 74 : Microdiorite sécante sur S1 sectionnée à la base et bréchifiée par des écaillages internes peu pentés. Unité de Benguerir W de Khenidlet (x = 285,6 x y = 201,15). Vue en coupe du N → S

d - Entre Khenidlet, le Guelb Lahrach et Haïcham (pl. 1)

La schistosité S1 et le clivage S2 sont très dispersés mais montrent une tendance générale N-S à l'Ouest qui passe à E-W vers l'E. De même, vers l'Est, les axes de plis P1 et P2 plongeant au NE passent à une direction E-W avec des plongements vers l'E. Cette torsion kilométrique est due à des plis P3 montrant deux directions conjuguées N 150° et 75° (fig. 75), à axes raides plongeant à l'Est.

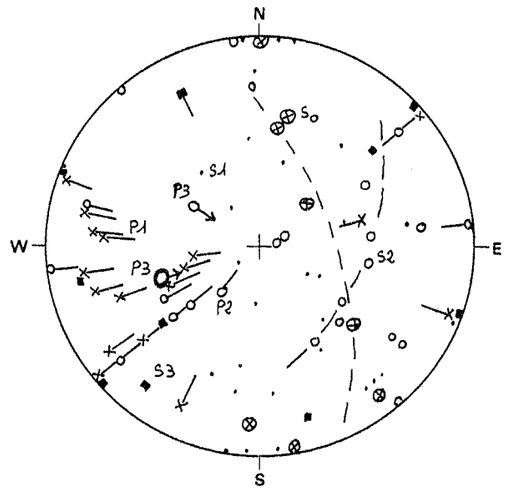


Fig. 75 : Stéréogramme des éléments structuraux entre le Guelb Lahrach et Haïcham. Les plis P1 et P2 sont en moyenne N 90°, plongeant à l'E. Ce changement de direction par rapport à la fig. 73 est dû à une torsion kilométrique P3 à axe raide. Les plis P3, probablement conjugués, varient de N 75° à N 150°, plongeant à l'E.

- · : Schistosité S1
- ×— : L_o^1 Axe de pli P1
- ◇— : Axe de pli P2
- ○ : Clivage S2
- ○→ : Axe P3 construit
- ▪— : Axe P'3 conjugué
- ▪ : Plan axial P3

Au microscope on retrouve cette superposition avec une schistosité de flux S1 à séricite-biotite, reprise par des plis P2 ouverts au Nord, de demi-longueur d'onde millimétrique, avec un clivage de crénulation S2 (fig. 52), fermés au Sud, de demi-longueur d'onde de 150 µ à 80 µ (fig. 77), mais avec un clivage S2 moins net qui tend à se paralléliser avec S1 dans les flancs des plis P2. Ces plis P2 sont eux-mêmes déformés par une crénulation P3 de demi-longueur d'onde de 300 µ à 500 µ .

Le pourcentage d'étirement perpendiculaire à L_o^1 imputable au premier épisode de plissement a été calculé à 1 km au NNW d'Haïcham sur des boudins d'épidotite moulés par S1 (fig. 54). Au total une cinquantaine de boudins ont été mesurés avec les espaces interboudins. La schistosité S1 est orientée N 130° - 65° NE et les boudins portent une linéation minérale L_o^1, parallèle à leur grand axe, orientée N 75° - 50° NE. Nous avons mesuré l'étirement des boudins dans le plan perpendiculaire à L_o^1.

Pour des boudins d'épaisseur comprise entre 0,15 m et 0,30 m, l'étirement dans le plan de schistosité S1 est de 400 %, perpendiculairement à L_o^1.

Pour des boudins d'épaisseur comprise entre 0,30 m et 0,50 m, l'étirement dans le plan de schistosité S1 est de 280 %, perpendiculairement à L_o^1.

Le boudinage imputable au premier épisode de plissement a certainement été légèrement accentué par des rejeux de la schistosité S1, observés dans la tranchée de Benguerir.

Un étirement de l'ordre de 300 % dans les flancs des plis P1 et perpendiculairement à L_o^1

semble raisonnable. Cette valeur indique donc un serrage très important. La matière semble migrer selon une direction approximativement N 150° peu pentée dans le plan de schistosité S1 à cet endroit.

2 - Chronologie résumée des événements tectoniques et magmatiques dans l'Est des Rehamna

Nos observations dans l'Est des Rehamna permettent de dresser la chronologie suivante :

1/ - Mise en place de *veines de quartz "Q1"*, très répandues dans les schistes.

2/ - *Premier épisode de plissement P1* : plis isoclinaux P1 N 60° plongeant au NE avec schistosité de flux S1 de plan axial N 40° - 30° à 50° E; déversement de matière vers le NW au cours d'un serrage très important.

3/ - *Deuxième épisode de plissement P2* : plis non cylindriques à axes courbes, ouverts au N, serrés au S, N-S à N 50° ; clivage de crénulation S2 au N qui se développe par couloirs N-S penté à l'E, et qui a tendance à se paralléliser avec S1 vers le Sud.

4/ - *Troisième épisode de plissement* : plis P3 conjugés N 75° et N 150° à grand rayon de courbure, à axes raides; clivage S3 local fortement penté à l'E.

5/ - *Chevauchement de l'unité de Benguerir* sur celle des Ouled Aguil (gr. O. Hassine) dirigé du SE vers le NW selon la direction N 150°.

6/ - Mise en place de *filons de microdiorite* dans les plans de discontinuité précédents.

7/ - *Ecaillages* dus au chevauchement de l'unité du Jebel Kharrou sus-jacente.

8/ - *Failles normales N 70°* séparant l'unité de Benguerir des conglomérats autuniens (pl. 1) situés plus au S.

III - LE MÉTAMORPHISME ET SES RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE

L'unité de Benguerir est affectée d'un métamorphisme régional syn et post schistosité S1, mais antérieur au clivage S2. La bande qui constitue les deux tiers septentrionaux de l'unité de Benguerir dans l'Est des Rehamna et les affleurements de la tranchée de Benguerir son affectés d'un *métamorphisme régional épizonal synschisteux à séricite-biotite*. Le tiers méridional de l'unité de Benguerir dans l'Est des Rehamna (pl. 1A) est affecté d'un épisode de *porphyroblastèse*, plus localisé, marqué par la cristallisation de blastes de grenat, localement de staurotide peut-être de cordiérite; ces blastes perturbent la trame micacée S1 et sont, semble-t-il, cassés par le clivage S2.

Nous étudierons d'abord le métamorphisme synschisteux, puis l'épisode de porphyroblastèse.

A - LE METAMORPHISME SYNSCHISTEUX

1 - Les phyllites

Ces roches sont affectées d'une schistosité de flux S1 marquée par la disposition planaire de minéraux dont l'association est : quartz + séricite + biotite ; plus rarement on peut avoir quartz + séricite + chlorite. La taille moyenne des cristaux est de 40 µ à 70 µ de longueur pour 8 µ à 25 µ d'épaisseur (micas).

2 - Les phyllites à grenat

La trame micacée perturbée ultérieurement par les grenats montre la même association quartz + séricite + biotite ± chlorite mais les cristaux sont plus grands : de 100 µ à 150 µ (lames JJC 171, 174, 166, 391, 1B)

3 - Les métatufs basiques

La schistosité de flux S1 y est marquée par l'orientation de minéraux néoformés : quartz + chlorite (lie de vin en LP; lames JJC 161 et 39A). La taille des cristaux varie de 50 µ à 130 µ . On trouve en outre de l'épidote et un peu de séricite.

4 - Chloritophyllites mouchetées (métabasites)

Dans la tranchée de Benguerir elles sont retromorphosées; on y trouve l'association (lames JJC 142) : quartz + biotite + épidote + chlorite. La longueur des cristaux est de l'ordre de 60 µ .

5 - Les épidotites

On y trouve épidote + quartz + actinote + chlorite (?) ; les feldspaths déterminés aux RX pourraient être d'origine éruptive ou métamorphique.

6 - Conclusion

L'association dominante dans les schistes et les phyllites est quartz + séricite ± biotite, ± chlorite. Dans les métabasites on a quartz + chlorite ± biotite + épidote ± actinote. Il s'agit donc d'un métamorphisme général dans le faciès "*schistes verts*" zone de la biotite.

B - LA PORPHYROBLASTESE

Cet épisode de métamorphisme se caractérise sur le terrain par l'apparition de grenat au Sud d'une isograde s'étendant de la Koudiat Smina à 1 km au N d'Haïcham (pl. 1 et pl. 1A). Deux minéraux caractérisent ce métamorphisme thermique : *le grenat*, très abondant, et le *staurotide*, très rare; un troisième minéral, *cordiérite ou andalousite*, existe peut-être mais est actuellement complètement transformé en séricite + biotite.

1 - Les blastes dans les schistes et les phyllites

a - La cordiérite ou l'andalousite

A 1,5 km au NNW de Kaïs (x = 285 x y = 197,8), des phyllites vertes montrent de

petites taches sombres (lame JJC 207, chap. III, I, B, 2) qui correspondent au microscope à des blastes sub-quadratiques de 0,5 mm à 2 mm, complètement transformés en séricite au centre et en biotite sur leur périphérie. Ces blastes semblent fossiliser la trame micacée S1 et pourraient correspondre à d'anciennes cordiérites ou à d'anciennes andalousites, mais ceci n'est pas confirmé par l'observation directe du minéral.

b - le grenat

Les grenats apparaissent en cristaux de 1 à 2 mm de diamètre fréquemment transformés en chlorite. Ils sont dans des phyllites ou des schistes très foncés où ils peuvent représenter jusqu'à 5 % de la roche. Exceptionnellement, à la Koudiat Smina, ces grenats mesurent jusqu'à 1 cm de diamètre (fig. 76); ils sont alors arrondis car ils ont tourné entre les plans de clivage S2, ici très proches de la schistosité S1 (fig. 71).

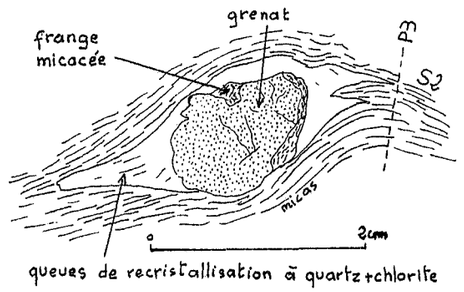


Fig. 76 : Grenat arrondi, tourné par le clivage S2; les queues de recristallisation sont déformées par des plis P3, phyllites à biotite et grenat. Unité de Benguerir, Koudiat Smina, Vue en coupe.

Au microscope (lame JJC 174, 171, 166, 1A, 391), les grenats sont sub-automorphes; ils semblent recouper S1 mais sont moulés par les plans axiaux des microplis P2 ou le clivage S2 lorsqu'il existe (fig. 77), ce qui provoque une rotation des cristaux. Ces

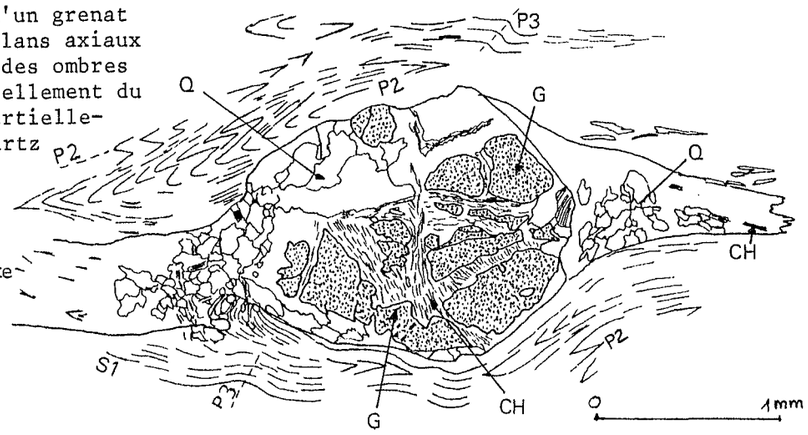


Fig. 77 : Micrographie d'un grenat fracturé moulé par les plans axiaux des plis P2 et montrant des ombres de pression avec essentiellement du quartz. Le grenat est partiellement remplacé par du quartz et de la chlorite.
S1 : schistosité de flux S1; P2 : microplis P2; P3 : microplis P3;
Q : quartz; CH : chlorite
G : Grenat;
Unité de Benguerir, Ouled Ouggad el Oued (x = 293,9 x 198,2),
Lame JJC 391

derniers contiennent des inclusions quartzeuses rectilignes ou à peine arquées obliques sur S1 et S2. *Le grenat est donc postérieur à la schistosité S1 et antérieur au clivage S2*, et pourrait avoir cristallisé au cours d'une phase thermique statique puisque les inclusions hélicitiques sont rectilignes. Dans les zones d'ombre des grenats recristallisent du quartz et de la chlorite (fig. 77, 78); ces ombres de pression de microplis P2 sont plissées par les plis P3 (fig. 78)

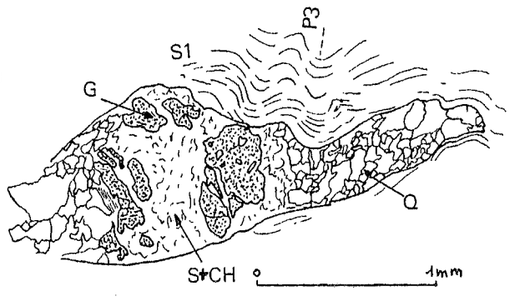


Fig. 78 : Micrographie d'un grenat en voie de chloritisation avec des ombres de pression quartzeuses repliées par les microplis P3.
S1 : schistosité de flux S1;
P3 : microplis P3; G : grenat; Q : quartz;
S : séricite; CH : chlorite.
Unité de Benguerir, lame JJC 171, 1,2 km au S de Haïcham (x = 293 x y = 198,5).

Les grenats sont presque toujours fracturés et en grande partie transformés en chlorite (fig. 77 et 78). Cette "rétromorphose" est postérieure aux microplis P2 et antérieure aux microplis P3 puisque ces chlorites sont flexurées seulement par ces derniers. A la Koudiat Smina, les grenats (lame JJC 1A) sont presque intégralement remplacés par des recristallisations siliceuses et des matériaux ferrugineux.

c - Le staurotide

Le staurotide n'a été observé que dans une seule lame mince (JJC 171, x = 293 x y = 198,5) à 1,2 km au SSE d'Haïcham. Au microscope il se présente en granules de 300 µ fracturés et noyés dans une amande de 4 mm de longueur d'amas micacés flous (fig. 79). Le staurotide a donc été presque totalement damouritisé. Il semble moulé par

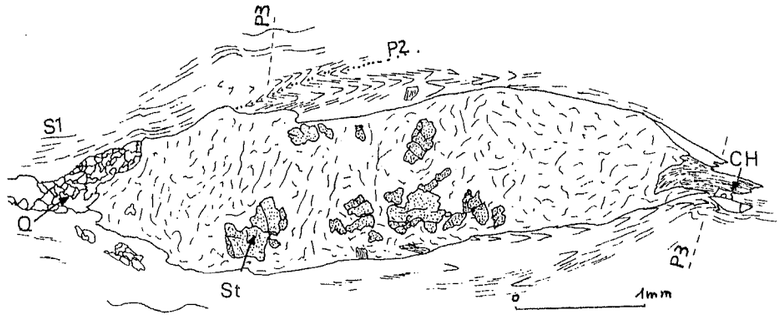


Fig. 79 : Staurotide damouritisé. Dans les zones d'ombre cristallisent quartz et chlorite. Unité de Benguerir, 1,2 km au S d'Haïcham, lame JJC 171 (x = 293 x y = 198,5)
St : staurotide;Q : quartz;
CH : chlorite;S1 : schistosité de flux S1; P2 : micropli P2; P3 : micropli P3.

les plans axiaux des microplis P2 et ses queues de recristallisation à quartz + chlorite sont légèrement déformées par les plis P3. Le staurotide pourrait donc avoir cristallisé entre les deux premiers épisodes de plissement comme le grenat, mais ceci reste à confirmer dans les Rehamna orientales.

2 - Influence de l'épisode thermique post-schisteux dans les métabasites

Les amphibolites emballées dans des phyllites à grenat montrent l'association suivante : quartz + hornblende verte ± actinote + andésine-oligoclase + épidote, la chlorite semblant plus tardive. Par rapport aux chloritophyllites du faciès "schistes verts", on note l'apparition de la hornblende verte et d'un plagioclase An30.

3 - Conclusion

Les associations minérales décrites dans les schistes, les phyllites et les métabasites indiquent un métamorphisme de basse pression, probablement dû à un flux de chaleur, dans le faciès *amphibolite* (MIYASHIRO, 1978). Ce métamorphisme se traduit par la cristallisation de grenat et de staurotide entre les deux premiers épisodes de plissement, les microplis P2 ou le clivage S2 provoquant leur rotation et leur fracturation. Les blastes sont ensuite remplacés par des micas ou du quartz et dans les zones d'ombre recristallisent quartz et chlorite, entre P2 et P3. Les microplis P3 déforment à leur tour les minéraux de la "rétromorphose" et les ombres de pression.

C - RELATIONS ENTRE LE METAMORPHISME ET LA TECTONIQUE

Le métamorphisme de l'unité de Benguerir peut être divisé en deux épisodes qui se suivent presque en continuité dans le temps.
On a d'abord un épisode de métamorphisme régional synchrone des plis P1. Dans les plans de la schistosité S1 cristallisent des minéraux orientés qui indiquent le faciès métamorphique "schistes verts": séricite, chlorite et biotite dans les phyllites et les schistes, actinote, chlorite, biotite (rare) et épidote dans les métabasites. Au cours de cet épisode de métamorphisme synschisteux on peut mettre en évidence une évolution texturale des roches : grosso-modo, dans la partie N de l'unité les micas néoformés ont des tailles variant entre 40 µ et 70 µ ; dans la partie S la taille du micas augmente pour atteindre en moyenne 100 µ à 150 µ . Le métamorphisme synschisteux semble donc avoir été plus intense dans le sud de l'unité de Benguerir.

Après l'acquisition de la schistosité de flux S1 et très probablement avant le deuxième épisode de déformation (P2), se situe la cristallisation de porphyroblastes dans les schistes et les phyllites : grenat, staurotide (très rare) et peut-être andalousite ou cordiérite. Notons que des biotites poecilitiques post-S1 existent dans les chloritophyllites de la tranchée de Benguerir, mais que les relations de ces biotites avec les plis P2 n'ont pas été observées. Dans les métabasites, les minéraux index sont la hornblende verte et l'andésine. Cet événement métamorphique semble correspondre à une élévation localisée du flux thermique en basse pression, les paragenèses étant

celles du faciès amphibolite.

Ces épisodes du métamorphisme sont suivis d'une transformation qui pourrait correspondre à une rétromorphose post-P2 et anté-P3 :

- la biotite de la schistosité S1 est transformée partiellement en pennine;
- le grenat est transformé en chlorite, grise en LP, et exceptionnellement en biotite (elle-même en voie de transformation en pennine);
- le staurotide est damouritisé
- dans les zones d'ombre des blastes cristallisent de la chlorite et du quartz.

Tous ces minéraux post-P2 sont déformés par les plis P3, comme les ombres de pression des blastes.

IV - CONCLUSION SUR L'UNITÉ DE BENGUERIR

L'unité de Benguerir est constituée de matériaux détritiques et éruptifs basiques métamorphisés.

Un premier épisode de plissement synschisteux et synmétamorphe affecte les roches. Les plis P1 (qui semblent avoir des axes courbes dans la tranchée de Benguerir) sont orientés en moyenne N 50° et plongent au NE; la schistosité de flux S1, régionale, est N-S à N 40° et pend moyennement à l'E ou au SE. Les structures sont déversées à l'W ou au NW. Le métamorphisme syntectonique correspond au faciès "schistes verts", zone de la biotite essentiellement. Après l'acquisition de la schistosité S1, le paroxysme thermique du métamorphisme se traduit par la cristallisation du grenat et très localement du staurotide, probablement au cours d'une phase statique.

Ces minéraux sont déformés par des plis non cylindriques à axes courbes P2 orientés N 30° à N 50° avec un clivage S2 de crénulation qui se développe par couloirs métriques N-S fortement pentés à l'Est. Ce clivage S2 a tendance à se paralléliser avec S1 dans la partie sud de l'unité. Les transports de matière se font à nouveau vers l'W ou le NW, avec une composante majeure ascensionnelle. Ce deuxième épisode de plissement est mineur par rapport au premier et pourrait en représenter la prolongation dans le temps. Une rétromorphose générale des minéraux s'ensuit, suivie d'un troisième épisode de plissement développant des plis P3. Ces plis sont du type kink-band, en relation avec des ondulations kilométriques. Ils sont orientés N 75° et N 150°, avec des axes raides, car ils constituent un système conjugué; leurs plans axiaux sont généralement N 140° avec de très forts pendages au NE. L'unité de Benguerir chevauche ensuite le groupe des Ouled Hassine du SE vers le NW. Ce chevauchement marque la fin du rétrécissement du segment et du processus de cisaillement des deux premiers épisodes de plissement. Le bâti est alors injecté de filons de microdiorite qui empruntent les directions structurales majeures, puis à nouveau écaillé lors du chevauchement de l'unité du Jebel Kharrou, et enfin affecté de failles normales N 70° qui marquent le relâchement des contraintes tectoniques.

Cette évolution tectonique, magmatique et métamorphique est tout à fait proche de celle du groupe des Ouled Hassine, avec des directions structurales très voisines. Ces deux ensembles métamorphiques (gr. des O. Hassine et unité de Benguerir) constituent donc le substratum des nappes que nous décrivons dans les deux chapitres suivants. Le chevauchement de l'unité de Benguerir, *dans le secteur étudié*, ne semble pas correspondre à un recouvrement de très grande ampleur, les compartiments chevauchant et chevauché ayant été structurés dans des conditions thermodynamiques très voisines :

Nous avons résumé l'évolution tectonique, magmatique et métamorphique de ce substratum dans le tableau p.118 .

UNITE DE BENGUERIR — UNITE DES OULAD AGUIL

Tranchée de Benguerir	Est des Rehamna	Groupe des Ouled Hassine	Groupe de la Koudiat el Adam
	Failles N 70°		Failles N 40° à 90°
	Ecaillages liés au chevauchement du Jebel Kharrou		
		petites failles N-S	
Filons de microdiorite postérieurs aux granites datés de 273±2M.a. Granites postérieurs au chevauchement de l'unite de Benguerir ?			
Chevauchement de l'unité de Benguerir du SE vers le NW; écaillages internes des unités; stries N 150°.			
Veines quartz "Q2"			Effondrement du massif d'Allahia Décrochements dextres N 110°
Plis P3 conjugués N 140° et N 70° à axes raides; clivage grossier subvertical S3, N 140° Petits décrochements dextres N 140° - N 150°. Réorientation en E-W de l'anticlinal de la Koudiat el Adam.			
Intrusion dioritique ?	Rétromorphose des minéraux du métamorphisme. Zones d'ombre des blastes à quartz + chlorite		
Plis P2 non cylindriques à axes courbes N-S à N 50°, déjetés à l'W. Clivage de crénulation S2, en couloirs N-S métriques parallèles à S2, fortement penté à l'E.			
	Porphyroblastèse (apex thermiques) : grenat, cordiérite, staurotide		
Déplacements le long de plans subparallèles à S1			
Plis P1 isoclinaux à axes courbes N 40° à N 70° déversés au NW; schistosité de flux S1 N-S à N 40°; métamorphisme régional à séricite-biotite. Synclinorium des Ouled Hassine.			Plis P1 cylindriques N 40° déversés au NW. Anticlinal de la Koudiat el Adam
Pegmatite			
Veines de quartz "Q1"			
Dépôt volcano-sédimentaire, magmatisme basique précoce.		Dépôt de sédiments	

L'EVOLUTION TECTONIQUE, METAMORPHIQUE ET MAGMATIQUE DES UNITES DE BENGUERIR ET DES OULAD AGUIL

CHAPITRE IV L'UNITE DU JEBEL KHARROU

L'unité structurale du Jebel Kharrou est constituée de terrains sédimentaires ou anchimétamorphiques (HOEPFFNER, 1974) datés dans la fourchette de l'Ordovicien au Silurien inférieur terminal (Chap. II, I, A). On peut assimiler ces terrains à ceux du groupe de la Koudiat el Adam de l'unité structurale des Oulad Aguil, avec lesquels ils sont presque en continuité, mais cisaillés à la base par un contact anormal subhorizontal (troncature basale).

Nous avons divisé cette unité en deux sous-unités structurales (pl. 1 A) :

- au Nord, le *lambeau du Goulibet* qui forme les reliefs de Medreb Jemal et du Jebel Kharrou; ce lambeau représente une partie du flanc sud, renversé et tronqué à la base par une faille plate, de l'anticlinal de la Koudiat el Adam. Dans ce secteur, le flanc normal de cet anticlinal correspond au massif d'Allahia, qui continue à l'E l'unité des Oulad Aguil (pl. 1). Ce lambeau constitue une entité homogène où on peut observer une succession lithostratigraphique et une évolution tectonique complètes. Nous rattachons les affleurements du Guelb Lahrach au lambeau du Goulibet car ils font très probablement partie du même bloc (pl. 1 A) au N de l'unité de Benguerir.
- au Sud, les *lambeaux méridionaux* (pl. 1 A), constitués de nombreux affleurements discontinus métriques à kilométriques cisaillés à la base suivant une troncature basale. Ils renferment des séquences identiques à des fragments de la succession lithostratigraphique du lambeau du Goulibet. Les lambeaux méridionaux les plus importants sont ceux (pl. 1) de Nzelat, de Mkemka, d'Ouled Sbaya-Sidi-Jafer-Bled Deloua, du secteur de l'Oued Mou Debira et d'Oulad Mannsour. D'autres affleurements, beaucoup plus réduits, sont représentés par des chicots quartzitiques métriques à décamétriques à Driat Tabo (pl. 1), Souaïr, El Hararcha et au Nord de Maïat. Ces affleurements émergent des recouvrements conglomératiques antuniens ou quaternaires, qui les isolent les uns relativement aux autres, ou disparaissent au Sud sous les couches tabulaires du Crétacé. Les figures de base de banc dans les lambeaux méridionaux indiquent fréquemment des morceaux de *séries renversées*, qui semblent donc liés au lambeau du Goulibet, d'autant plus que les faciès sont identiques et non métamorphiques.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

La succession lithostratigraphique de l'unité du Jebel Kharrou est presque identique à celle du groupe de la Koudiat el Adam. Elle a déjà été décrite dans le chapitre II, I, A. Les roches de l'unité ici étudiée comprennent sept formations lithostratigra-

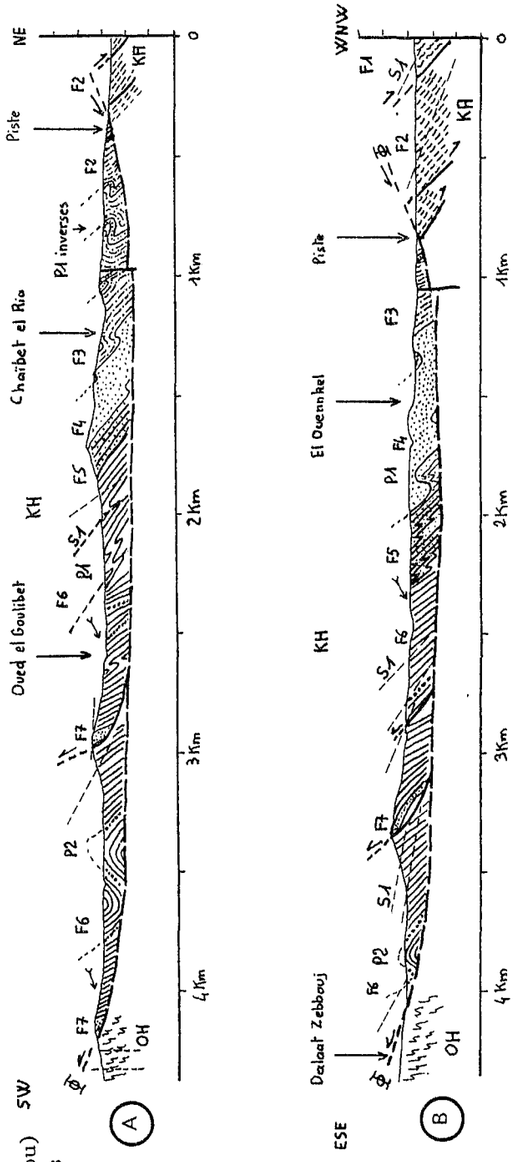


Fig. 80 : Coupes sériées dans le lambeau du Goulibet (unité du Jebel Kharrou) montrant ses relations avec les groupes des Ouled Hassine et de la Koudiat el Adam (unité des Oulad Aguil) voir pl.3 pour la localisation des coupes).
OA : unité des Oulad Aguil, avec :
OA : groupe des Ouled Hassine
KA : groupe de la Koudiat el Adam
KH : Unité du Jebel Kharrou.
Ordovicien : groupe de la Koudiat el Adam et unité du Jebel Kharrou:
F1 : formation 1 ; F2 : " 2; F3 : " 3 ;
F4 : " 4 ; F5 " 5; F6 : " 6 ;
F7 : " 7
P1 : pli 1; P2 : pli 2; ⊕ : chevauchement; → : jeu des failles;
: polarité des couches.

phiques dont les âges s'échelonnent de l'Arenig au Llandovery supérieur. Nous ne les redécrirons pas dans ce chapitre.

II - EVOLUTION TECTONIQUE

L'unité du Jebel Kharrou a subi la même évolution tectonique que le groupe de la Koudiat el Adam, mais à laquelle s'ajoute un épisode de tectonique tangentielle que nous détaillerons. Nous ne redécrirons pas les structures analogues à celles du groupe de la Koudiat el Adam (chap. II, I, B)

A - LE PREMIER EPISODE DE PLISSEMENT

1 - Dans le lambeau du Goulibet

Les plis P1 sont soit de type flanc inverse (fig. 80 A), soit de type flanc normal (fig. 80 B à D). Le plus spectaculaire de ces plis P1 de grand flanc inverse est dessiné par les quartzites de la formation 7 en rive gauche de l'Oued Zraïkem (fig. 81).

Pendage normal

Pendage inverse

Clivage S1

Chevauchement

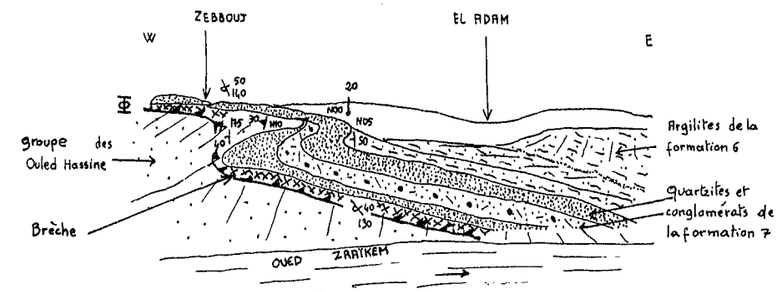


Fig. 81 : Pli P1 de type repli de flanc inverse dans la formation 7 de l'unité du Jebel Kharrou. Ce pli repose en contact anormal (front du chevauchement de l'unité du Jebel Kharrou) sur le groupe métamorphique des Ouled Hassine - Sud de Skoura (x = 281,5 x y = 209,2), rive gauche de l'Oued Zraïkem.

Sur El Ouennkel les plis P1 sont N 112° - 20°E, déversés au SSW (fig. 82); sur Chaïbet el Ria (fig. 83), les directions de ces plis varient de N 80° à N 140° à cause des plis P2. Plus au Sud, vers El Mesrane (pl. 3), ils repassent à des directions N 100°. En général les plis P1 plongent faiblement à l'Est (pl. 3)

2 - Dans les lambeaux méridionaux

Les plis des lambeaux méridionaux ont des orientations très variables, vraisemblablement en raison du transport qu'ils ont subi ultérieurement. Les figures 84 à 88 illustrent cette variation de direction et de plongement d'un lambeau à l'autre.

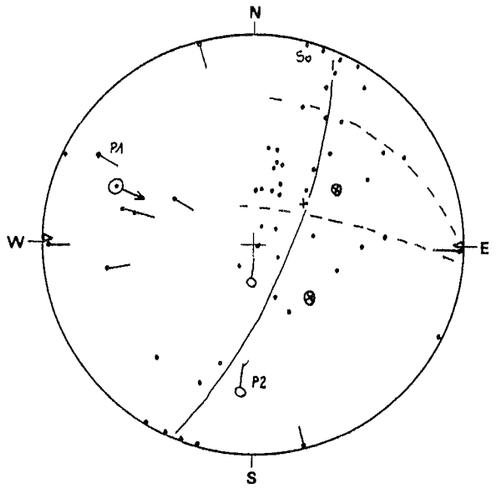


Fig. 82 : Stéréogramme des déformations sur El Ouennkel (quartzites et silstones). Les plis P1 dispersent So autour d'un axe construit N 112° - 20° E. Des plis P2 cylindriques redispersent So autour d'axes N 04° - 20° N à 70° N.

- So (feuillage des argilites;
- So, stratification;
- x schistosité de fracture S1;
- ⊗ plan axial de pli P1;
- ⊷ axe P1 mesuré;
- ⊙→ axe P1 construit;
- ⊶ axe P2 mesuré;
- ▵ plan axial de pli P2.

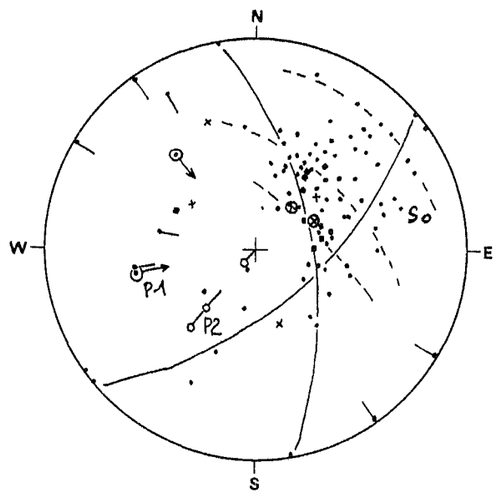


Fig. 83 : Stéréogramme des déformations entre Chaïbet el Ria, le point coté 521 et l'Oued Goulibet. Les plis P1 dispersent So selon des directions N 80° à N 140° car ils sont eux-mêmes déformés par des plis P2 N 38° - 40° à 80° N

B - LE DEUXIEME EPISODE DE PLISSEMENT

1 - Dans le lambeau du Goulibet

Le deuxième épisode de plissement est responsable de l'arcature du Jebel Kharrou et du renversement du flanc sud de l'anticlinal de la Koudiat el Adam (Hayar, Jebel Kharrou). A el Ouennkel les axes des plis P2 en chevron sont N-S et plongent fortement au N; les axes P2 construits sont N04° - 20° N à 70°N (fig. 82). Sur Chaïbet el Ria ils sont N38° - 40°E à 70°E (fig. 83). Les plis P2 de l'unité du Jebel Kharrou ont donc tourné dans le sens des aiguilles d'une montre par rapport à ceux de l'unité des Oulad Aguil, où ils sont N 160° avec de forts plongements N. L'arcature du Jebel Kharrou est donc

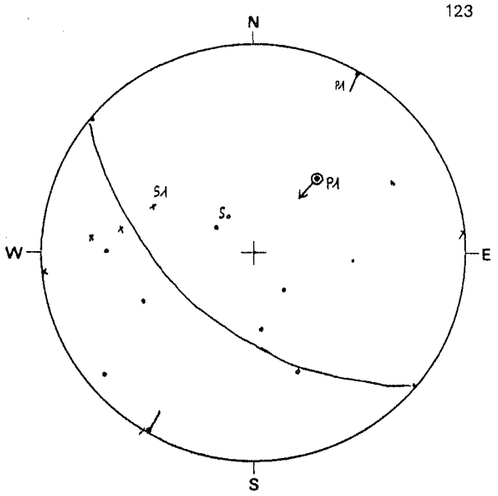


Fig. 84 :
Guelb Lahrach. P1 : N40° - 40° SW
S1 : N06° - 70° E

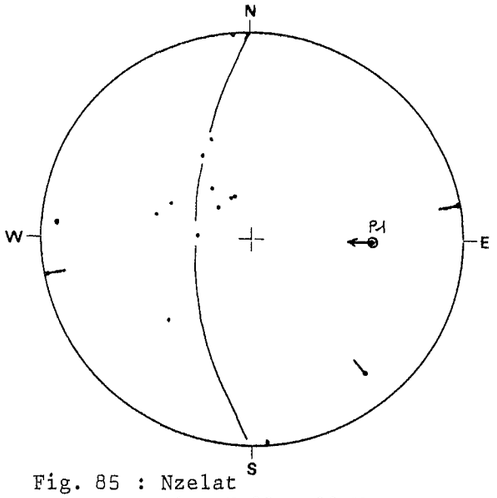


Fig. 85 : Nzelat
P1 : N 90 - 30 W

Stéréogrammes des déformations dans certains lambeaux méridionaux de l'unité du Jebel Kharrou.
• Stratification So; x schistosité de fracture S1;
⊷ Axe de pli P1; ⊙→ axe de pli P1 construit;
⊶ Axe de pli P2.

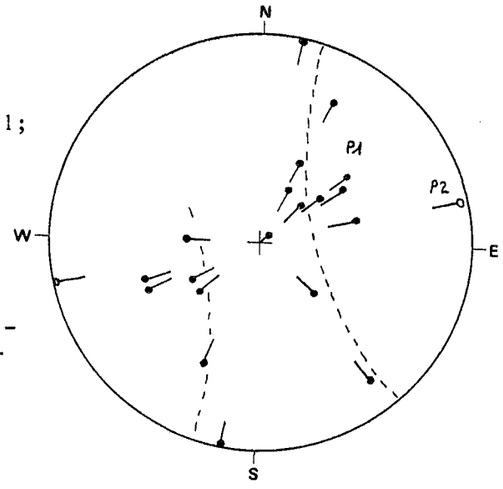
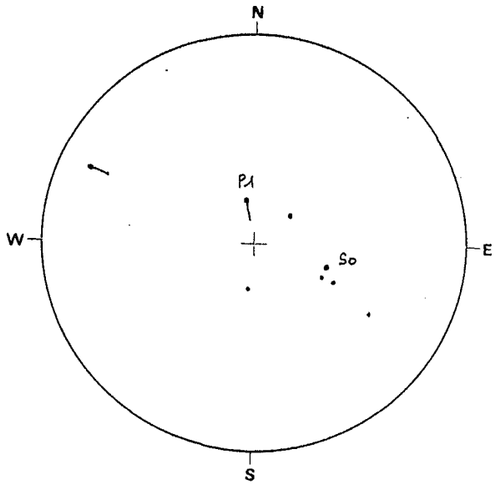


Fig. 86 : Ouled Sbaya - Sidi-Jafer - Bled Deloua.
P1 : N60°;
P2 : N80°.

Fig. 87 : SW de Toumiat - P1 : N25°



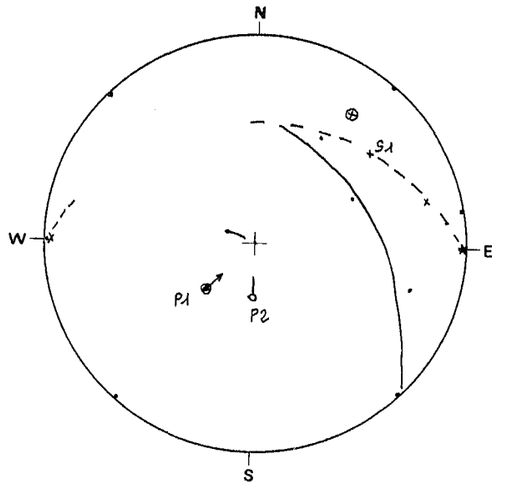


Fig. 88 : Oued Mou Debira
P2 : N02° - 60°N
P1 : N45° - 55°NE

accentuée par l'épisode de tectonique tangentielle (§ D) dans la région de Skoura, les failles postérieures n'étant pas importantes (§ E).

2 - Dans les lambeaux méridionaux

Ces lambeaux sont en général trop peu étendus pour y discerner les effets du deuxième épisode de plissement. A Sidi Jafer - Ouled Sbaya - Bled Deloua nous attribuons la dispersion des axes P1 (Pl. 7 et fig. 86) à des plis P2 d'axes construits N76° - 00°; dans le secteur de l'Oued Mou Debira nous attribuons la disperson du clivage S1 à des plis P2 N 02° - 60° N (fig. 88). Ces orientations variables sont imputables à l'épisode tangentiel.

C - LES FILONS DE MICRODIORITES

Ils sont rares dans l'unité du Jebel Kharrou ; on les trouve près de Skhoura et à El Mesrane, où ils sont coupés par des cisaillements peu pentés liés à l'épisode tangentiel (Pl. 3, p.132). Dans les lambeaux méridionaux nous les avons retrouvés au Sud de Toumiat et le long de l'Oued Mou Debira (pl. 1) très tectonisés.

D - LA TECTONIQUE TANGENTIELLE, POSTERIEURE AUX FILONS DE MICRODIORITES

Dès 1969 MICHARD reconnaît le chevauchement du Jebel Kharrou, de flèche supérieure à 3 km, étudié ensuite par HOEPFFNER (1974) entre Skoura et Ouled Aïssa Skhaira (pl. 1).

1 - Structures observées dans l'Ordovicien

a - Dans le lambeau du Goulibet

Le lambeau du Goulibet est affecté d'écaillages secondaires (fig. 80 et pl. 3).

Au SE de Skoura les argilites vertes de la formation 6 sont recoupées par des surfaces d'écaillage orientées N 125° - 30° N avec des stries de friction N-S. Entre Skoura et Oulad Aïssa Skhaira la formation 7 glacio-marine (Pl. 3 et Pl. 1) forme plusieurs bandes en polarité inverse tronquées à la base par des accidents pentés de 30° à 80° au NE (fig. 80) : à El Mesrane on a ainsi quatre répétitions au maximum de quartzites (pl. 3) et au Guelb-Lahrach deux (Pl. 1).

b - Dans les lambeaux méridionaux

Les lambeaux méridionaux, et en particulier les petits chicots de quartzite de la formation 7, sont toujours broyés au point que la stratification devient parfois indécelable (fig. 89). Ce phénomène affecte tous les affleurements des lambeaux méridionaux, étendus ou non, et se manifeste principalement dans les quartzites, compétents, alors que les argilites sont moins déformées. Nous attribuons ce phénomène à l'épisode de tectonique tangentielle, d'autant plus que les quartzites broyés se débitent souvent selon des surfaces peu pentées.

Bien qu'il soit difficile d'apprécier leur limite exacte à cause des recouvrements postérieurs, l'aspect des petits chicots de quartzite évoque une dilacération

en blocs d'un banc, comme dans l'unité allochtone des Skhirats dans les Jebilet (SOUGY, 1976).

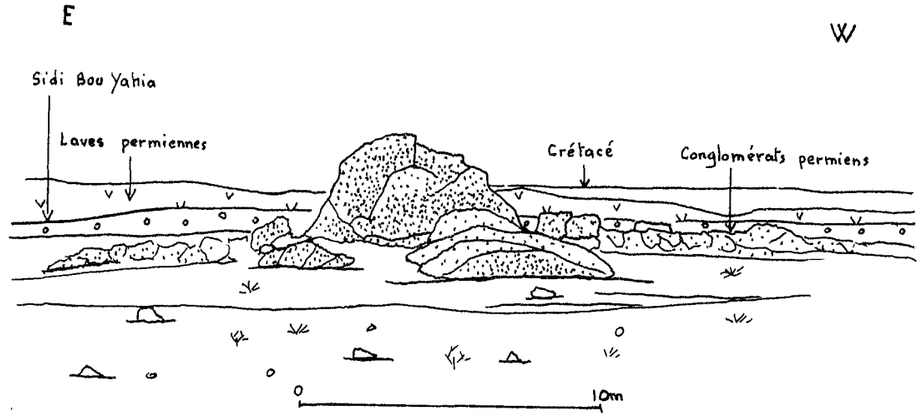


Fig. 89 : Chicot de quartzite de la formation 7 broyé émergeant des encroûtements quaternaires à l'Est de Driat Tabo (x = 286 x y = 194,8).

2 - Le contact de base du lambeau du Goulibet et des lambeaux méridionaux

a - Limite sud du lambeau du Goulibet

Entre Skoura et El Mesrane (Pl. 3), le contact de base de l'unité du Jebel Kharrou dessine un contour persillé qui suit presque parfaitement les courbes de niveau. La surface de chevauchement est donc très peu pentée (fig. 80). Cette surface fait reposer des argilites et des quartzites redressés, renversés et tronqués, sédimentaires (unité du Jebel Kharrou), sur le groupe des Ouled Hassine, métamorphique. Ce dernier réapparaît *en fenêtre* sous des quartzites de l'unité du Jebel Kharrou, 300 m au NW d'El Mesrane (Pl. 1; MICHARD, 1969; HOEPFFNER, 1974). Des *klippes* de l'unité sédimentaire sus-jacente se retrouvent au front du contact, sur des phyllites, à Sekhra Bou Dabbia et à 500 m à l'E du point 391 du Jebel Zraïkem (pl. 1). L'unité du Jebel Kharrou est donc *sur* l'unité des Oulad Aguil.

Plus vers l'Est, entre El Mesrane et Ouled Aïssa el Oued, ce contact disparaît sous les encroûtements quaternaires (pl. 1); cependant, la brèche qui le souligne se retrouve dans certaines entailles d'oueds à côté des roches de l'unité de Benguerir. A 500 m au SW de Khenidlet existe un important filon de microdiorite (pl. 1) qui est tectonisé et bréchifié au sommet de la colline alors qu'il est intact plus bas; de plus, à 200 m au sud de cet endroit, on retrouve *au sommet* des collines des restes de la brèche de base de l'unité du Jebel Kharrou (blocs broyés et ferruginisés, hématite, morceaux de quartz striés), *posés* sur l'unité de Benguerir sous-jacente (x = 285,15 x y = 201) sous forme de placages de quelques mètres carrés.

Au Guelb Lahrach enfin (pl.1 et fig. 90), le contact de base, qui avait disparu sous les sédiments post-orogéniques, met en superposition anormale la formation 7 du Jebel Kharrou sur des phyllites à biotite, polyphasées et injectées de filons de microdiorite, appartenant à l'unité de Benguerir. Ces filons, qui sont verticaux, sont topographiquement plus bas que les quartzites du Guelb Lahrach et ne les traversent pas; un puits situé à une dizaine de mètres à l'E du contact n'a remonté que des phyllites de l'unité de Benguerir; enfin, le tracé topographique de la surface de contact montre qu'elle pend faiblement au N. Toutes ces observations montrent que le lambeau du Goulibet repose en troncature basale *sur* l'unité de Benguerir. *Le contact de base de l'unité du Jebel Kharrou recoupe donc celui de l'unité de Benguerir au NW de Khenidlet* (pl. 1).

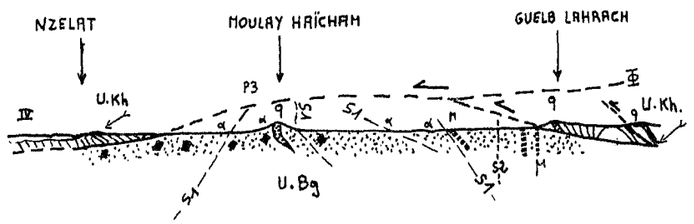


Fig. 90 : Le chevauchement de l'unité du Jebel Kharrou sur l'unité de Benguerir dans l'Est des Rehamna. Ce chevauchement n'est pas replié. Il est postérieur aux filons de microdiorite, eux-mêmes postérieurs aux plis P3 dessinés par S1. Etant donné les pendages opposés de la surface de chevauchement au N et au S du métamorphique, les lambeaux méridionaux sont tronqués par plusieurs niveaux de contacts anormaux.

b - Limite nord du lambeau du Goulibet

D'après HOEPFFNER (1974), le contact de base du lambeau du Goulibet s'enracine vers le Nord sous le Jebel Kharrou. Ce dernier apparaît comme un flanc inverse éjecté vers le Sud.

Nos observations nous ont amené à des constatations et à des conclusions différentes :

- les roches du Jebel Kharrou sont très peu déformées, ce qui est en désaccord avec l'expulsion vers le sud d'un flanc inverse kilométrique, car un tel phénomène nécessite un serrage considérable qui aurait dû profondément affecter les roches par aplatissement et cisaillement.
- Dans la plaine qui s'étend entre Ouled Chérif et Ouled Aïssa el Oued existe une épaisseur anormalement grande d'argilites de la formation 2 (fig.80 C), ici subverticales, en partie seulement explicable par les failles qui effondrent le massif d'Allahia (p. 44).
- Il existe de plus une zone bréchique qui affleure très mal et qui semble très peu pentée d'après son tracé topographique (pl. 3) sur le flanc nord du Jebel Kharrou.

Nous pensons donc que le contact anormal peu penté qui cisaille l'unité du Jebel Kharrou entre Skoura et El Mesrane se retrouve au Nord du Jebel Kharrou (pl. 3) qui apparaît alors comme un copeau tectonique entièrement cisaillé à la base par un contact très peu penté (fig. 80), responsable de l'épaississement apparent de la formation 2 (fig.80 C).

c - Le contact de base dans les lambeaux méridionaux (pl. 1)

Le lambeau ordovicien qui affleure à Nzelat repose au N en contact anormal sur l'unité de Benguerir. Dans ce secteur, la brèche de base suit la topographie et au point x = 293,9 x 198,2 l'entaille d'un oued montre que la brèche de base pend d'une vingtaine de degrés au Sud, séparant des phyllites à grenat appartenant à l'unité de Benguerir sous-jacente, d'argilites et de grès sédimentaires de la formation 6, renversés, de l'unité du Jebel Kharrou sus-jacente. Ces chevauchements sont représentés sur la figure 90 Nulle part ailleurs le substratum des lambeaux méridionaux n'affleure. Cependant, en raisont de leur intense tectonisation (p.124), nous pensons qu'ils ont tous certainement été transportés lors de l'épisode tangentiel, et l'unité de Benguerir apparaît en *demi-fenêtre* sous l'unité du Jebel Kharrou.

Le problème est donc de savoir si les lambeaux méridionaux représentent des klippes isolées ou bien une nappe continue qui n'affleure que sporadiquement sous les recouvrements postérieurs érodés. Sur le terrain, il est impossible de trancher. Cependant, nous penchons plutôt en faveur de la première hypothèse pour les raisons suivantes :

Les lambeaux méridionaux sont constitués des formations 5, 6 et 7 de l'unité du Jebel Kharrou, *tout à fait* identiques aux faciès du lambeau du Goulibet. En particulier, on retrouve fréquemment les quartzites de la formation 7 qui n'existent que sur le flanc sud du Jebel Kharrou, ainsi que les argilites vertes feuilletées non métamorphiques, à grès calcaires et lumachelles de brachiopodes, de la formation 6. De plus, les affleurements des lambeaux méridionaux montrent, quand on peut la voir, une polarité inverse. Enfin, on retrouve dans les lambeaux méridionaux, comme dans le Jebel Kharrou, deux phases de plis suivies de l'injection de microdiorites, la première pouvant développer une schistosité de fracture. Il ne fait donc aucun doute que les lambeaux méridionaux étaient à l'origine des morceaux du lambeau du Goulibet. Or, si ces lambeaux représentaient une nappe continue, elle s'étendrait d'Oulad Mannsour au Bled Deloua et de Nzelat à l'Oued Mou Debira, ce qui correspond à une surface *quatre fois* plus grande que le lambeau du Goulibet et pose de nombreux problèmes de reconstruction. Nous pensons donc que les lambeaux méridionaux représentent plutôt des *fragments* du lambeau du Goulibet, indépendants les uns des autres mais dont on ne connaît pas les limites exactes et donc la taille.

? - La brèche de base de l'unité du Jebel Kharrou

Cette brèche tectonique peut atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur. Elle est en général annoncée par une bréchification et d'importants écaillages secondaires dans

les compartiments chevauché et chevauchant. Nous la décrirons au point x = 285 x y = 202,4, dans les entailles de l'Oued el Kebir à l'Ouest de Khenidlet.
Le phyllites épimétamorphiques du groupe des Ouled Hassine sont broyées et intimement "poissonnées". La roche est découpée en amygdales tectoniques métriques limitées par des surfaces d'écaillage courbes (fig. 91) soulignées par des enduits argilo-ferrugineux. Ces surfaces d'écaillage portent des stries de friction N 135° à N 55° et des placages de quartz fibreux dont les fibres sont parallèles aux stries de friction.

Au microscope, ce quartz fibreux montre (lamme JJC 391A, x = 293,9 x y = 198,2, prélevée à l'E d'Ouled Ouggad el Oued) des fibres de quartz constituées de cristaux xénomorphes de 3 à 5 mm de longueur pour 300 µ à 400 µ de diamètre. Ces cristaux sont localement kinkés avec une extinction onduleuse. Ils présentent une microfissuration transversale et parfois un début de granulation fine. Les mouvements tangentiels ont donc continué après la cristallisation du quartz.

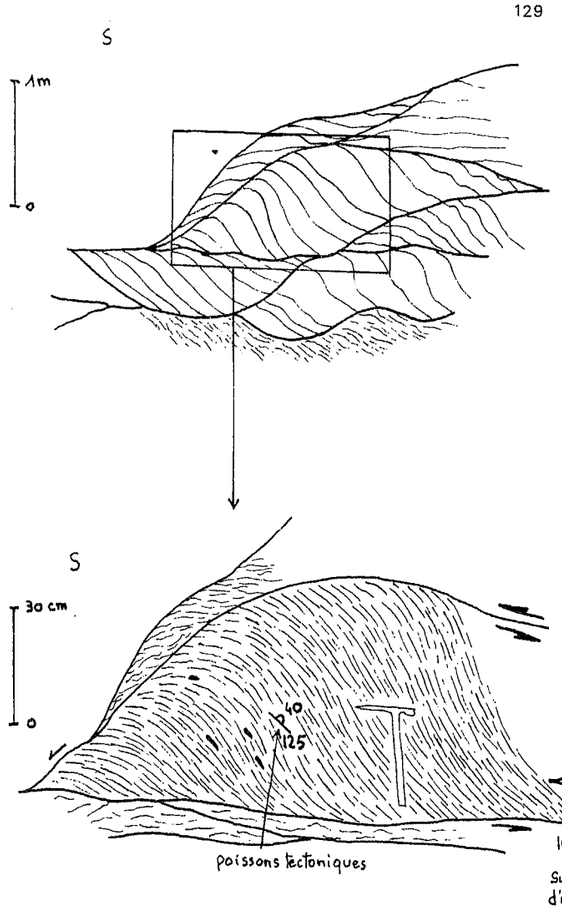
Les amygdales tectoniques montrent des figures sigmoïdes soulignées par la schistosité poissonnée des phyllites (fig. 92) et parfois des microplis d'entraînement (fig. 93). L'orientation des poissons tectoniques est fréquemment soulignée par des lentilles centimétriques de quartz. L'abondance de ce quartz et les ferruginisations donnent à la brèche une couleur rouge et jaune à l'affleurement et une teinte rosée à blanchâtre dans le paysage.
Enfin, cette brèche désorganise toute structure (bancs, plis, schistosités). Ainsi, elle renferme fréquemment des blocs polygéniques hétérométriques broyés ou éclatés : quartzites des Ouled Hassine (fig. 93) et *microdiorites*. Cette brèche souligne également les écaillages internes du groupe des Ouled Hassine (Sekhra Bou Dabia, Guelb Boualla) et de l'unité de Benguerir, 1 km au SW de Khenidlet.

4 - Déformations liées au déplacement tangentiel

Outre les bréchifications et les écaillages des unités, l'épisode de tectonique tangentielle accentue la courbure de l'arc du Jebel Kharrou, ce qui entraîne une réorientation des plis P2 (P.122), et donc une réorientation des plis P1, surtout aux alentours de Skoura (pl. 3). Par ailleurs, vers le front sud du lambeau du Goulibet la schistosité de fracture S1 a tendance à s'horizontaliser (fig. 80) alors qu'elle n'est que rarement replissée, c'est-à-dire que l'épisode de tectonique tangentielle accentue le renversement vers le Sud de la série du Jebel Kharrou déjà provoqué par les plis P2.

5 - Importance du contact anormal; sens du déplacement et ampleur du recouvrement

L'unité du Jebel Kharrou repose sur le groupe des Ouled Hassine épimétamorphique entre Skoura et El Mesrane, puis sur l'unité de Benguerir, zone métamorphique de la biotite vers l'Est et du grenat vers le Sud (pl. 1A).
Il y a donc un important rapprochement de deux ensembles structurés dans des domaines aux conditions thermo-dynamiques différentes puisque l'unité du Jebel Kharrou est restée sédimentaire.



Vues en coupe, Oued el Kebir x = 285 x y = 202,4

Fig. 91 : Phyllites du groupe des Ouled Hassine découpées en amygdales tectoniques métriques par des surfaces de cisaillement courbes portant des stries de friction dont l'orientation varie entre N20° et N160°.

Fig. 92 : A l'intérieur des amygdales la schistosité des phyllites est finement poissonnée et dessine des figures sigmoïdes d'entraînement. Ici, déplacements relatifs des compartiments supérieurs vers le Sud.

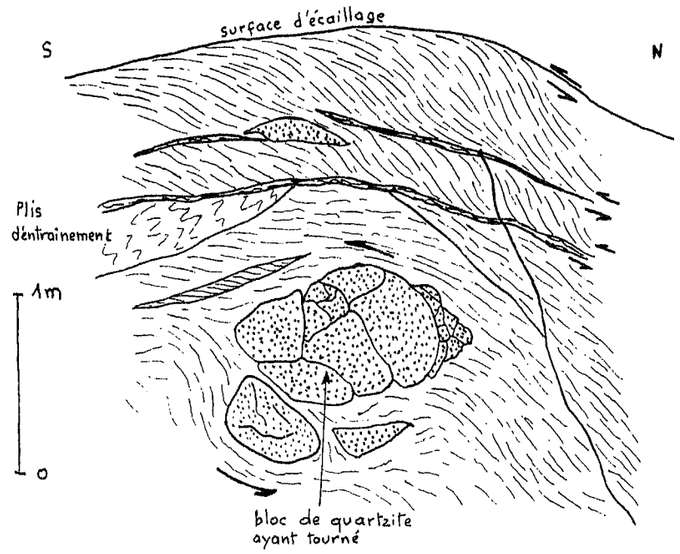


Fig. 93 : Bloc de quartzite fracturé et strié emballé dans des phyllites du substratum (groupe des O. Hassine) ; figures sigmoïdes entre les surfaces d'écaillage.

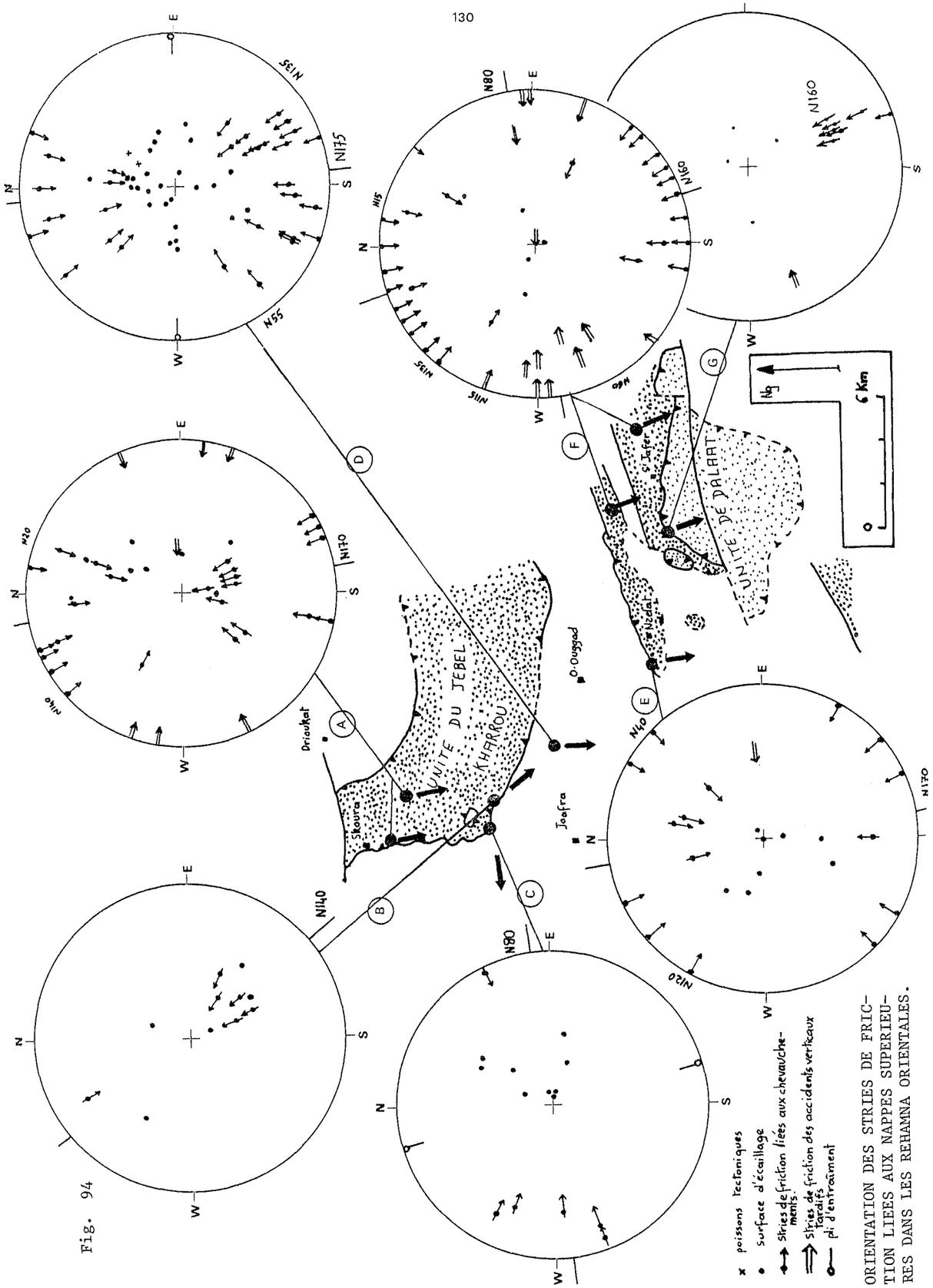


Fig. 94

ORIENTATION DES STRIES DE FRICTION LIEES AUX NAPPES SUPERIEURES DANS LES REHAMNA ORIENTALES.

a - Direction et sens du déplacement de l'unité du Jebel Kharrou

Nous avons analysé les divers objets structuraux liés à l'épisode tangentiel en plusieurs points (fig. 94).

La *direction* des mouvements tangentiels est donnée par les stries de friction portées par les écaillages dans la brèche de base ou par les écaillages internes des unités. Les plis d'entraînement n'ont pas été utilisés car ils sont très déformés.

Le *sens* du déplacement est déterminé par les rebroussements des poissons tectoniques de part et d'autre des surfaces d'écaillage, c'est-à-dire par l'allure des figures sigmoïdes (fig. 92). Dans le cas de matériaux compétents (quartzites essentiellement), le sens du mouvement est déduit de l'orientation des fentes de traction et des lunules d'arrachement sur la surface des failles.

On constate ainsi que la direction des stries de friction des écaillages n'a pas une valeur constante : elle varie à l'échelle de l'affleurement comme à l'échelle régionale entre N 140° et N 35° (fig. 94). Les mouvements tangentiels fragmentent en effet les roches déplacées en amygdales tectoniques kilométriques à décimétriques et chaque amygdale bouge par rapport à une autre avec une certaine indépendance et une direction légèrement différente. La nature de la brèche tectonique et ce phénomène soulignent le caractère *très superficiel* du déplacement. Nous considérons que la direction du déplacement tangentiel correspond à la direction moyenne des stries de friction pour chaque affleurement étudié :

- dans le secteur de Skoura (fig. 94 A)et d'El Mesrane les stries sont N 140° à N 20°; le déplacement se fait du Nord vers le Sud selon la direction moyenne N 170°.
- Sur le front Sud du chevauchement au SW d'El Mesrane (fig. 94 B et C) les déplacements se font du NW vers le SE selon la direction N 140° ou de l'Est vers l'Ouest selon la direction N 80°.
- Dans l'Oued el Kebir, au point x = 285 x y = 202,4, les stries sont orientées N 135° à N 55°, avec un sens de déplacement moyen du Nord vers le Sud selon la direction N 175° (fig. 94 D).

Dans le lambeau du Goulibet, les surfaces d'écaillage sont le plus souvent faiblement pentées au NE (fig. 94 A à D).

- A Ouled Ouggad el Oued, au point x = 292,5 x y = 198, 5 (fig. 94 E), les stries sont orientées N 120° à N 40°, avec un déplacement du N vers le S selon une direction moyenne N 170°; les plans d'écaillage sont ici faiblement pentés au SW.
- Entre Ouled Sbaya, Sidi Jafer et Bled Deloua (fig. 94 F) les stries portées sur des écaillage internes dans des quartzites sont orientées N 135° à N 15° avec un déplacement moyen selon la direction N 160°.

Il apparaît donc que l'unité du Jebel Kharrou s'est déplacée globalement du Nord vers le Sud selon une direction moyenne N 170°.

b - Ampleur du recouvrement

Si on trace une ligne N-S entre les affleurements les plus méridionaux d'Ordovicien allochtone et le secteur de Skoura où l'Ordovicien est autochtone, on obtient un déplacement horizontal de 20 km pour les affleurements du Sud de Toumiat (pl. 1). Le déplacement des lambeaux méridionaux est donc très important, *au moins 20 km*, et l'unité du Jebel Kharrou apparaît comme une nappe tectonique de matériel paraautochtone dont on connaît l'origine.

6 - Age de la mise en place de la nappe du Jebel Kharrou

La surface de contact anormal de base n'est pas repliée; elle tronque tous les plis et tous les clivages ou schistosité associés (fig. 80) du matériel qu'elle transporte ou qu'elle recouvre (fig. 90). *Elle est donc postérieure aux plis P1 et P2 et au métamorphisme* du substratum (unités des Oulad Aguil et de Benguerir).

Nos observations de terrain nous permettent en outre d'affirmer que la nappe du Jebel Kharrou est postérieure aux filons de microdiorite . En effet :

- A Skoura (pl. 3) ces filons sont sectionnés par le contact de base.
- A El Mesrane (pl. 3) ces filons de microdiorite sont écaillés en même temps que la formation 7.
- Dans l'Oued El Kebir, au point x = 285 x y = 202,8, on trouve des blocs métriques de microdiorite , tectonisés et emballés dans la brèche de base.
- Au Guelb Boualla (pl. 1) et à 500 m au SW de Khenidlet, des écaillages internes du substratum métamorphique bréchifient et recoupent des filons décimétriques parcourus de veinules d'hématite (fig. 74).
- Dans les affleurements ordoviciens du SW de Toumiat et de l'Oued Mou Debira on rencontre des filons extrêmement broyés et disloqués qui ont donc été transportés.
- Au Guelb Lahrach, des filons de microdiorite verticaux (pl. 1 et fig. 90) sont recouverts par l'Ordovicien chevauchant.

Le recouvrement de l'unité du Jebel Kharrou est donc postérieur aux venues de microdiorite . Si ces dernières sont de la même génération que les filons qui recoupent les granites datés de 273 ± 2 M.a. (TISSERAND,1977; voir p.18), la mise en place de la nappe est *post-273 ± 2 M.a.*

Par ailleurs, les lambeaux méridionaux de cette unité sont recouverts en discordance angulaire par les conglomérats attribués à l'Autunien (TISSERAND 1977) à Oulad Mannsour et Souaïr (pl. 1) et par les laves permo-triasiques (?) au SW de Toumiat (pl. 1).

La mise en place de la nappe du Jebel Kharrou date donc de l'Autunien, sous réserve de l'exactitude de ces données chronologiques.

7 - Mécanisme de mise en place de la nappe

Dans la plaine d'Ouled Cherif (pl. 1), le contact anormal de base du lambeau du Goulibet montre un déplacement de l'ordre de 500 m vers le Sud (fig. 80), entraînant un épaississement apparent de la formation 2. Entre Skoura et Ouled Aïssa Skhaïra, le déplacement est plus important puisque l'Ordovicien repose sur des roches métamorphiques (HOEPFFNER estime que la flèche du chevauchement est là de 3 km vers le Sud). La différence de l'ampleur du recouvrement observée est imputable aux écaillages internes du lambeau du Goulibet (pl. 3, fig. 80). Globalement, le lambeau du Goulibet s'est donc peu déplacé vers le Sud. Comment expliquer alors la présence de témoins ordoviciens charriés, souvent en série inverse, à 20 km de leur zone d'origine ?

Nous pensons que l'unité du Jebel Kharrou ne s'est pas déplacée sur une surface de chevauchement unique mais qu'il existe plusieurs niveaux de cisaillement plats dans le flanc inverse du Jebel Kharrou. Cette unité aurait ainsi été débitée en lames de tailles variables (fig. 90) qui se seraient étalées vers le Sud, comme un paquet de cartes, les lambeaux supérieurs subissant ainsi le plus grand déplacement (lambeaux méridionaux) et les lambeaux les plus inférieurs subissant un faible déplacement (lambeau du Goulibet). A l'intérieur de chaque lame ainsi constituée peuvent se former des écaillages secondaires comme ceux d'El Mesrane (pl. 3). Le tronçonnage et le transport des lames ordoviciennes serait dû au passage d'une nappe tectonique au-dessus du Jebel Kharrou, actuellement représentée par l'unité de Dalaat, d'âge carbonifère, et qui repose en troncature basale sur de l'Ordovicien charrié dans l'Est des Rehamna (pl. 1). Un tel mécanisme de mise en place existe par exemple dans le massif de la Sainte-Baume en Provence (CARRON *et al.* 1967), où on a une série autochtone renversée puis cisaillée à plusieurs niveaux par le passage d'une écaille de couverture (série normale du bassin du Beausset).

E - LES FAILLES VERTICALES; RELATIONS ENTRE L'UNITE DU JEBEL KHARROU ET L'UNITE DES OULAD AGUIL DANS LE SECTEUR DE SKOURA .

Le lambeau du Goulibet est affecté de décrochements *dextres* N 40° à N 90° à faible rejet horizontal (une centaine de mètres au maximum) qui recoupent également l'unité des Oulad Aguil sous-jacente (pl. 3). A Sakhet Dabbar (pl. 3) ces décrochements recoupent le contact de base de la nappe du Jebel Kharrou et le rejettent en altitude (au-dessus du substratum,fig. 13 D, E, F) car les stries portées par les miroirs de faille (Sakhet et Dabbar et fig. 94) plongent de 0° à 40° au SW. L'unité du Jebel Kharrou est presque en position *autochtone* au Nord de Skoura (Sakhet Dabbar) puisqu'elle repose sur des faciès identiques à ceux qu'elle contient mais légèrement plus métamorphiques.

Les lambeaux méridionaux sont eux aussi affectés d'un réseau de failles verticales N 70°, jouant essentiellement verticalement. Ces failles recoupent aussi les conglomérats et les laves permo-triasiques (?) mais sont fossilisées par le Crétacé tabulaire

(pl. 1). Leur âge est donc triasique à jurassique. On observe également des décrochements peu importants, porteurs de stries de friction peu pentées orientées N 60° à N 115° (fig. 94 E, F, G). Il existe en outre des failles N 160° à Oulad Mannsour, N 40° et N 120° à l'Est de Sidi Jafer (pl. 7).

III - MÉTAMORPHISME

L'unité du Jebel Kharrou est située dans l'anchizone d'après la cristallinité de l'illite (HOEPFFNER 1974). Nulle part on n'y a observé de métamorphisme net, ce qui contraste avec le substratum qu'elle chevauche.

IV - CONCLUSION

L'unité du Jebel Kharrou est constituée de 1.300 m de sédiments détritiques fins à grossiers déposés en milieu peu profond à l'Ordovicien et au Silurien (voir Chap. II, I, A). Le Dévonien n'y a pas été caractérisé. Postérieurement au dépôt survient d'abord une transformation en chlorite des biotites et muscovites ferrifères détritiques. Cette transformation pourrait être diagénétique (p.40 ; HOEPFFNER 1974). Ces roches sont ensuite affectées d'un premier épisode de plissement à plis P1 originellement N 40° (actuellement réorientés en N 100° à N 130°) qui sont synchrones d'un clivage S1 de plan axial, local (actuellement peu penté au Nord). Tous ces éléments structuraux sont ensuite redéformés par des plis P2 à grand rayon de courbure et à axes plongeant vers le Nord. Ces plis P2 sont responsables de la réorientation des plis P1 et en partie du renversement du flanc sud de l'anticlinal de la Koudiat el Adam dans le secteur du Jebel Kharrou. Cet épisode est corrélable avec les plis P3 des zones métamorphiques c'est-à-dire que comme dans le groupe de la Koudiat el Adam, les couloirs de cisaillement S2 du groupe des Ouled Hassine n'existent pas.

Après la mise en place de filons de microdiorite , beaucoup moins abondants que dans les zones métamorphiques, un important épisode de tectonique tangentielle transporte du Nord vers le Sud une partie du flanc renversé du Jebel Kharrou sur des plans de cisaillement subhorizontaux jusqu'à une distance minimale de 20 km. Cet épisode tangentiel daterait de l'Autunien, encadré par les microdiorites tectonisées et les conglomérats rouges discordants. Il est donc postérieur au chevauchement de l'unité de Benguerir sur l'unité des Oulad Aguil, daté anté-Autunien (p.108), qu'il recoupe effectivement au NW de Khenidlet (pl. 1). L'unité du Jebel Kharrou apparaît comme une nappe tectonique para-autochtone, constituée des mêmes terrains qu'une partie du substratum chevauché (groupe de la Koudiat el Adam), et ayant subi une évolution tectonique souple identique à celui-ci avant d'être déplacée. La région de Skoura correspond à la zone d'*enracinement axial* de la nappe.

CHAPITRE V L'UNITE DE DALAAT

L'unité structurale de Dalaat est constituée par un ensemble sédimentaire gréso-silteux, en partie daté du Viséen-supérieur, qui affleure dans les confins sud-orientaux du massif des Rehamna, d'une part, entre Hamed el Haj et le Bled Deloua, et d'autre part, au SSW de Toumiat (pl. 1). Cette unité repose en *troncature basale* sur l'Ordovicien supérieur charrié de l'unité structurale du Jebel Kharrou au Nord, s'ennoie au Sud et à l'Est sous les placages quaternaires ou crétacés et disparaît à l'Ouest sous les conglomérats attribués à l'Autunien discordant (TISSERAND 1977).

Nous avons distingué trois formations lithostratigraphiques dans cette unité (pl. 7) :

- la formation 1, à la base est représentée par une barre de *grès calcaires* qui affleure entre Hamed el Haj et le Bled Deloua. Cette barre dessine actuellement un arc à concavité sud et correspond à la colline allongée de Dalaat. A la base, la formation 1 repose en contact anormal peu penté sur le lambeau méridional de Sidi Jafer de l'unité structurale du Jebel Kharrou;
- la formation 2, au-dessus, est silto-calcaire, avec des *silstones calcaires* dans lesquels s'intercalent des *calcaires à entroques* puis des calcaires bioclastiques vers le sommet. Cette formation n'est bien visible qu'au Sud de Sidi Jafer;
- la formation 3, au sommet, est un puissant ensemble *gréso-conglomératique* qui affleure très mal à El Hararcha et au Sud de la colline de Dalaat.

D'un point de vue tectonique l'unité de Dalaat est affectée de *deux épisodes de plissement* P1 et P2, suivis d'un *épisode tangentiel* qui l'amène en contact anormal, visible sur son front nord, sur les lambeaux méridionaux de l'unité du Jebel Kharrou; elle est ensuite recoupée par des failles subverticales N 70° à N 90° essentiellement, qui remontent des affleurements du substratum ordovicien (pl. 7) entre Sidi Jafer et Maïat.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

Les trois formations dans l'unité de Dalaat ont été numérotées 1 à 3 de bas en haut (pl. 6). Deux coupes types ont été définies qui ont conduit au log de la planche 6 :

Coupe A : au Sud de Sidi Jafer, du point x = 298,9 x y = 195,8 au point x = 298,9 x y = 195,4, affleurent bien les formations 1 et 2;

Coupe B : au Nord de Hamed el Haj, entre les points x = 294,9 x y = 193,9 et x = 295,3 x y = 192,5, affleurent bien les faciès de la formation 3.

A - LA FORMATION 1 (pl. 6)

1 - Description des faciès

La formation 1 débute par un banc de quelques mètres de *calcaires gréseux à entroques* à patine claire. Entre Sidi Jafer et le Bled Deloua cette barre disparaît par

troncature basale dûe à l'épisode de tectonique tangentielle (pl. 7)

Au-dessus se développent environ 90 m d'alternances décimétriques à métriques de *grès calcaires fins* à très fins roux à stratifications obliques (fig.95) et de *siltstones gréseux* verdâtres à lie de vin parfois micacés. Ces niveaux sont pratiquement azoïques : nous n'y avons trouvé qu'une valve brisée de brachiopode. Ils sont fréquemment bréchifiés et traversés de veinules quartzeuses ou calcitiques.

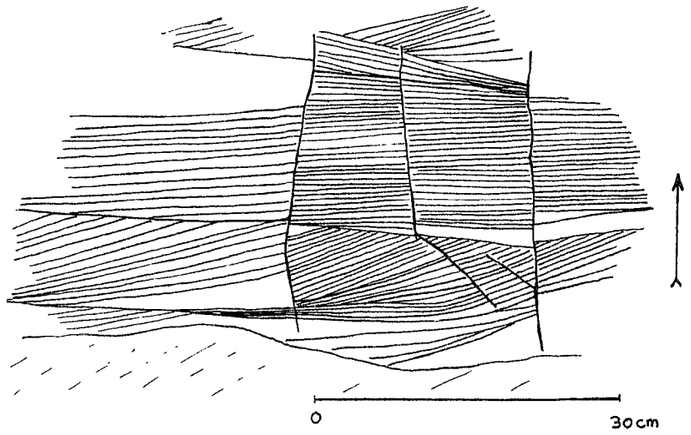
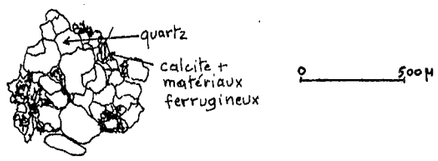


Fig. 95 : Stratifications obliques dans des grès à ciment calcaire de la formation 1 de l'unité de Dalaat. Vue en coupe, polarité normale. Bled Deloua (x = 303 x y = 195,9). ⟶ : polarité

Grès calcaires, (lames JJC 134 et 135)

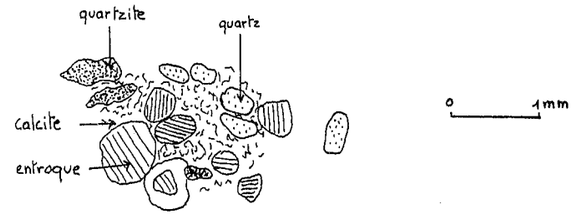
TEXTURE : éléments détritiques hétérogranulaires rarement jointifs dans un ciment calcitique
ELEMENTS FIGURES : quartz, 50 à 80 %, en grains anguleux, parfois avec nourrissage secondaire, de 40µ à 200µ, avec une dominance à 80µ - 100µ. Ces grains sont parfois corrodés par le ciment et ont une extinction onduleuse ; muscovite détritique, 1 %, en baguettes flexurées ; tourmaline et zircon, 1 %, souvent fissurés : la tourmaline est souvent zonée et le zircon a une auréole pléochroïque sombre ; fragments de microquartzite , rares.
CIMENT : 48 à 18 % de calcite microcristalline envahie de matériel ferrugineux avec quelques amas micacés (jusqu'à 4 % de la roche). La roche est recoupée de veinules sparite en cristaux de 0,5 mm.



Siltstones gréseux verdâtres à lie de vie (lame mince JJC 753)
TEXTURE : alternance millimétrique de lits gréseux à grains jointifs et de lits silteux à grains non-jointifs.
ELEMENTS FIGURES DES LITS GRESEUX : quartz, 70%, anguleux, fissuré, à extinction roulante, de 160µ ; muscovite détritique, 2% ; tourmaline, rare.
CIMENT DES LITS GRESEUX : 28% de paillettes micacées très petites.
ELEMENTS FIGURES DES LITS SILTEUX : quartz, 50%, anguleux, moyennement sphérique, de 60µ en moyenne; muscovite détritique, 4%.
CIMENT DES LITS SILTEUX : 46% de paillettes micacées très petites avec parfois des matériaux ferrugineux.

La formation 1 se termine par des *calcaires massifs biodétritiques gréseux* de couleur rousse, à cassure grise, qui renferment des stratifications obliques grossières et des entroques. Ils sont épais d'une dizaine de mètres et forment des lentilles sédimentaires.

Calcaires biodétritiques gréseux (lames minces JJC 128)
TEXTURE : petits lits silto-gréseux et lits plus épais à débris organiques. Eléments figurés rarement jointifs.
ELEMENTS FIGURES DES LITS A DEBRIS ORGANIQUES : quartz, 17%, à extinction roulante, avec des grains arrondis subsphériques de 60µà 310µ abondants et des grains anguleux, plus rares; microgalets de quartzites, 3%, arrondis, contenant de rares séricites automorphes; fragments organiques, 50% : entroques très abondants, fragments de bryozoaires et de polypiers plus rares.
CIMENT DES LITS A DEBRIS ORGANIQUES : 29% de calcite microcristalline, en voie de recristallisation, qui corrode le quartz.
ELEMENTS FIGURES DES LITS SILTO-GRESEUX : quartz, 35 %, anguleux à arrondi, de 80µ à 150µ , corrodés.
CIMENT DES LITS SILTO-GRESEUX : 65 % de calcite microcristalline, localement sparite.



2 - Age de la formation 1

La formation 1 n'a livré que de rares valves de brachiopodes indéterminables. Dans les calcaires gréseux sommitaux les recristallisations ont rendu impossible la détermination des microorganismes, malgré le nombre de lames effectuées. Cependant, les associations de faune (entroques, polypiers, bryozoaires) sont identiques à celles que nous trouverons dans la formation 2 qui a été datée Viséen supérieur. Nous pensons donc, comme GIGOUT (1952), que l'on peut rapporter la formation 1 au *Carbonifère*. Cet auteur pense que la présence de bancs calcaires peu développés pourrait marquer la base du Dinantien, mais il souligne la fragilité de cet argument.

B - LA FORMATION 2

1 - Description des faciès

La formation 2 débute, en continuité avec la formation 1, par quelques mètres de *grès* gris à laminations parallèles à la stratification qui montrent localement des ripple -marks.

Au-dessus, vient une vingtaine de mètres de *siltstones calcaires* massifs, gris-noir, à débit plus ou moins noduleux, où la stratification n'est que localement exprimée par des lits argilo-micaces ténus.

Siltstones calcaires massifs (lame mince JJC 127)
TEXTURE : grains jointifs bien calibrés
ELEMTS FIGURES : quartz, 60%, anguleux, de 60µ ; muscovite détritique, 1%; plagioclases altérés, rares; opaques, 2%, de 13µ à 26µ ; zircon, rare; tourmaline, rare; fragments de bryozoaires, 1%, de 500µ .
CIMENT : 25 % de calcite microcristalline, en flaques, partiellement transformée en sparite; 11% d'amas micacés.
La roche est recoupée de veinules de sparite.

Au-dessus de ces siltstones se développe un puissant ensemble de *siltstones calcaires verdâtres*, massifs, localement laminés, azoïques. Vers la base s'intercale un niveau centimétrique de *calcaires silteux à brachiopodes*, verdâtres; au-dessus, il existe plusieurs bancs décimétriques de *calcaires conglomératiques à entroques*, jaunes, en bancs de 0,20 m maximum. Ces calcaires conglomératiques renferment environ 5% d'éléments détritiques macroscopiquement visibles : des galets de quartzite arrondis, centimétriques, épars, des grains de quartz millimétriques et des fragments de siltstones de l'encaissant, centimétriques. Vers le milieu des siltstones nous avons rencontré une passée d'argilites rosées, feuilletées, qui contient de petites boules gréseuses dont la signification reste obscure. Enfin, au sommet de cette formation s'intercalent deux à trois lentilles de calcaires bioclastiques gris à bleutés (pl. 6), qui renferment des brachiopodes et des polypiers centimétriques. Ces lentilles bioclastiques affleurent bien au Sud de Sidi Jafer, où elles atteignent 2 m d'épaisseur pour plusieurs centaines

de mètres de longueur; elles sont fréquemment traversées de veines de calcite. L'épaisseur totale des siltstones calcaires avec bancs calcaro-détritiques est de l'ordre de 190 m.

Siltstones calcaires verdâtres (lames minces JJC 283 A et JJC 284 B); composition minéralogique identique à la base comme au sommet.
TEXTURE : grains isolés, laminations très rares.
ELEMENTS FIGURES : quartz, 58%, anguleux, bien calibré, de 30 µ à 50 µ ; muscovite détritique, 3%, en lamelles flexurées de 80 µ ; tourmaline, rare ; opaques, 1%, de 40 µ et 2% en plages tardives
CIMENT : 30% de calcite, microcristalline; 6% d'amas micacés flous.

Calcaires silteux à brachiopodes (lame mince JJC 283) :
TEXTURE : grains isolés
ELEMENTS FIGURES : quartz, 35%, anguleux, de 50 µ ; muscovite détritique, 2%; opaques, 1%; plagioclases, rares, non altérés; valves de brachiopodes perforés 10%, calcitiques; entroques, rares.
CIMENT : 52% de calcite microcristalline.

Calcaires conglomératiques jaunes (lame mince JJC 292) :
TEXTURE : litée, avec des alternances millimétriques de lits quartzeux (25 % de quartz) et de lits calcitiques (7% de quartz)
ELEMENTS FIGURES : quartz, 10% en moyenne, avec des petits grains plutôt anguleux et des grains plus gros plutôt arrondis, de 80 µ à 500 µ ; muscovite détritique, rare; débris organiques, 30%, entroques essentiellement et bryozoaires recristallisés.
CIMENT : 55% de microsparite; 5% de dolomie secondaire. Dans certains cas le ciment est envahi d'oxydes de fer (lame mince JJC 345) qui peuvent remplacer la calcite et rendent la roche beaucoup plus compétente.

Calcaires bioclastiques (lame mince JJC 284 A) :
TEXTURE : éléments figurés non jointifs tectoniquement étirés
ELEMENTS FIGURES : entroques, bryozoaires, polypiers, foraminifères
CIMENT : Calcite microcristalline en voie de sparitisation
Présence de stylolithes ferrugineux et de veinules de sparite tardifs.

2 - Age de la formation 2

GIGOUT (1952) signale dans les calcaires bioclastiques sommitaux des polypiers attribués à *Caninia* sp. et des brachiopodes attribués à des *Spirifer* à sinus plissé. Il donne un âge Dinantien pour ces calcaires. Les foraminifères découverts dans ces calcaires ont été déterminés par M. LYS (échantillons JJC 284 A, pl. 6 ,dernière lentille calcaire) : *Earlandia vulgaris vulgaris* (R. et REITL), *Palaeotextularia* cf. *bella Lipina, Planoendothyra* sp., *Archaedixus* cf. *chernoussovensis* MAMET, *Archaediscus krestovnikovi krestovnikovi* RAUSER.

Cette microfaune indique un âge viséen moyen-supérieur (V2b - V3c). Les autres fossiles de la formation 2 n'ont pas été déterminés et les recherches de foraminifères dans d'autres niveaux calcareux sont restées vaines.

C - LA FORMATION 3

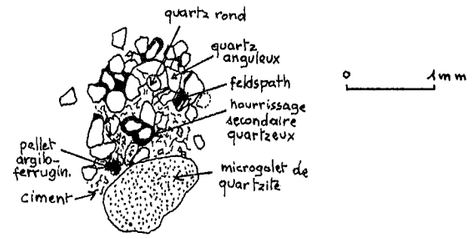
1-Description des faciès

La formation 3 affleure très mal, bien qu'elle constitue l'essentiel du volume de l'unité de Dalaat. Aucune coupe n'a pu être levée. Cette formation 3 affleure (pl.7) au Nord de Maïat, au Sud d'El Hararcha, au Nord d'Hamed el Haj; et (pl. 1) au SSW de Toumiat. Les relations structurales entre les formations 1 et 2 et la formation 3 nous autorisent à penser qu'elle est stratigraphiquement au-dessus des deux premières, mais en toute rigueur nous ne connaissons pas leurs relations stratigraphiques car nous ne les avons jamais observées en continuité. Base et sommet de la formation 3 ne sont pas connus. Cette formation 3 est essentiellement constituée d'alternances décimétriques régulières de *grès à lamines* et de *siltstones micacés* verts à lie de vin. Localement, comme au N de Hamed el Haj, les bancs de grès montrent des microséquences positives indiquant une polarité

normale : la base des bancs est conglomératique tandis que leur sommet est gréseux ; la surface supérieure des couches montre dans certains cas des fragments de tiges végétales charbonneuses et des brachiopodes. Ces *grès conglomératiques* peuvent parfois passer à de véritables bancs conglomératiques qui contiennent des galets centimétriques arrondis plus ou moins plats de quartzites, des grains de quartz millimétriques et des fragments de grès ocres. Exceptionnellement des *calcaires silteux jaunes à entroques,* en bancs décimétriques, et de très rares lits de *calcaires silteux verdâtres* (quelques centimètres) à brachiopodes s'intercalent dans la série, où ils sont associés à des *siltstones verts* L'épaisseur de la formation 3 n'a pu être calculée. Au N de Hamed el Haj (pl. 7) affleurent environ 150 m de ces faciès. D'après GIGOUT (1952), l'épaisseur de la formation 3 serait d'un millier de mètres.

Grès à lamines (lame mince JJC 475) :
TEXTURE : grès-quartzite, avec nourrissage secondaire important du quartz qui cimente les grains.
ELEMENTS FIGURES : quartz, 69%, dont 39% anguleux et 30% arrondis subphériques en général plus gros, de 50 µ à 160 µ , en moyenne de 100 µ ; microquartzites, 1%, en galets arrondis inframillimétriques; muscovite détritique, 5%, en paillettes corrodées; tourmaline, rare; zircon, rare.
CIMENT : 10% d'enduits micacés flous; 10% de plages ferrugineuses tardives; 5% de petites plages de calcite;

Grès conglomératiques (lames minces JJC 472, 472', 466)
TEXTURE : grès-quartzite, avec très important nourrissage secondaire de quartz qui cimente les éléments détritiques.
ELEMENTS FIGURES : quartz, 60%, dont 20% anguleux de 35 µ à 160 µ et 40% rond de 240 µ (max. 600 µ); microquartzites, 10%, en galets arrondis de 600 µ de diamètre, constitués de quartz xénomorphe de 40 µ à 80 µ et de séricites automorphes; pellets micacés ou quartzo-micacés, 5%, avec une frange ferrugineuse et parfois une structure interne zonée ou des chlorites en rosette; plagioclase, 1%, frais; muscovite détritique, rare; tourmaline verte, rare
CIMENT : 23% de petites paillettes micacées avec de petits grains de quartz, mélangés à un matériel ferrugineux; 1% de calcite microcristalline.



Calcaires silteux jaunes (lame mince JJC 472''')
TEXTURE : grains non jointifs bien calibrés
ELEMENTS FIGURES : quartz, 30%, anguleux, de 50 µ ; tourmaline, rare; microgalets de quartzites, rares; pellets micacés, rares.
CIMENT : 70% de calcite microcristalline mêlée à un voile ferrugineux.

2 - Age de la formation 3

La formation 3 a donc livré des entroques, des brachiopodes et des végétaux (x = 294,9 y = 192,8) au Nord d'Hamed el Haj. Les végétaux se sont avérés indéterminables en raison de leur état trop fragmentaire (Mme DIAZ, comm. or). GIGOUT (1952) a signalé au Nord de Maïat (x = 299,4 x y = 189,7 et 299,2 x 190,3) des encrines, des orthocères, des brachiopodes (fragments de *Spirifer, Rhynchonella, Productus*) et des plantes indéterminables, qu'il rangeait provisoirement dans le Dinantien supérieur-Namurien.

D - ROCHES ATTRIBUEES A L'UNITE DE DALAAT

1 - Au point x=297,3 y = 194,7, au SW de Sidi Jafer, les déblais d'un puits montrent, sous les conglomérats autuniens, *des calcaires silteux à entroques* gris-jaune, pulvérulents, qui rappellent certains faciès des formations 2 ou 3.

Calcaires silteux à entroques gris-jaune (lame mince JJC 388) :
TEXTURE : éléments figurés non jointifs
ELEMENTS FIGURES : quartz, 20%, anguleux, à extinction roulante, de 30 µ à 60 µ ; muscovite et chlorite détritiques, 2%, en baguettes de 40 µ ; tourmaline, rare; opaques, 0,5%, soit en granules soit en cubes non déformés (pyrite ?); débris de fossiles, 10%; avec entroques et rares restes de brachiopodes recristallisés.
CIMENT : 49,5% de calcite microcristalline claire; 18 % de très petites paillettes micacées, voile ferrugineux omniprésent.

2 - A l'Ouest d'El Harareha et à 1,5 km au Sud de Sidi Jafer (pl. 7) existent des *calcaires gris à jaunâtres* massifs en bancs décimétriques à cassure beige et à grain très fin, qui sont redressés, plissés et recouverts par les conglomérats attribués à l'Autunien.

Calcaires à grain fin (lames JJC 296 et 476)
TEXTURE : vacuolaire, avec 70% de calcite microcristalline; 30% de vacuoles de sparite (anciens fossiles?), quartz rarissime.

En raison du caractère carbonaté de ces roches, nous les rattachons à l'unité de Dalaat. L'affleurement du Sud de Sidi Jafer montrerait que ces calcaires se situent au-dessus des calcaires bioclastiques construits du sommet de la formation 2, et au-dessous de la formation 3, mais ceci reste à vérifier à cause de perturbations tectoniques possibles.

E - CONDITIONS DE SEDIMENTATION, AGE ET CORRELATIONS

1 - Conditions de sédimentation

La succession de l'unité de Dalaat renferme à divers niveaux des fossiles marins (brachiopodes, orthocères, encrines, bryozoaires, polypiers, foraminifères).

Les formations 1 et 2 sont caractérisées par des sédiments détritiques (grès à siltstones) à ciment essentiellement carbonaté, dans lesquels s'intercalent de minces niveaux de calcaires biodétritiques à entroques ou brachiopodes et des lentilles de calcaires bioclastiques construits : il s'agit donc de dépôts marins de plateforme peu profonde où il est possible de rencontrer des figures de courant comme les stratifications obliques de la formation 1. Le ralentissement ou l'arrêt des apports détritiques permet la formation momentanée de calcaires construits.

La formation 3 est essentiellement détritique, gréseuse et silteuse. L'existence de séquences positives (conglomérats en base de banc, grès au sommet), la présence de végétaux flottés uniquement au sommet de ces bancs et la rythmicité des dépôts montrent qu'il s'agit d'une sédimentation par gravité. Les grès contiennent 30% de grains ronds, ce qui pourrait indiquer une reprise de matériel éolien. Les végétaux indiquent une côte peu éloignée. Le milieu de sédimentation ne peut cependant pas être précisé à cause de la mauvaise qualité des affleurements qui rend l'observation très difficile. La présence locale de petits bancs de calcaires à entroques suggère cependant un milieu peu profond.

2 - Age du matériel de l'unité structurale de Dalaat

Seuls les calcaires bioclastiques du sommet de la formation 2 ont livré de bons fossiles stratigraphiques exploitables (pl. 6), indiquant un âge *Viséen moyen-supérieur*. Avec les autres fossiles trouvés par GIGOUT (1952) dans la formation 3, on peut admettre un âge *Viséen-Namurien (?)* pour l'ensemble de la série.

3 - Corrélations

a - Dans les Rehamna du Nord le Carbonifère existe à la Gada Jenabia (GIGOUT 1951) et à Sidi Abdallah.

La coupe de la Gada Jenabia montre (GIGOUT, 1951, HOEPFFNER *et al.*, 1972, JENNY, 1974, MICHARD *et al.* 1978) deux ensembles carbonifères :

- à la base, en transgression sur le Famenno-Tournaisien, 300 m de série constitués de calcaires (parfois bioclastiques), de grès micacés et de tufs arkosiques. Cet ensemble a été daté Viséen supérieur (V3a - V3b) (BAËCKER *et al.* 1965). Cette série présente d'après HOEPFFNER (1974) de grandes analogies avec les formations 1 et 2 de l'unité de Dalaat.
- au-dessus, on a des siltstones, des calcaires silicifiés, des sills gabbroïques, des tufs et des variolites, qui rappellent, mis à part le métamorphisme, les faciès de l'unité de Benguerir et la série volcano-sédimentaire du Sarhlef, dans les Jebilet centrales (HUVELIN 1977), post-viséen V3b ou V3c. Ces roches ne se retrouvent pas dans les Rehamna orientales où on a les grès conglomératiques marins de la formation 3.

b - Dans les Jebilet orientales, le Carbonifère est représenté par deux formations (HUVELIN, 1977; ZAHRAOUI, 1981) :

- la formation flyschoïde du Mchich, épaisse de 2.400 m, essentiellement constituée de grès quartzite en bancs décimétriques qui alternent avec des argiles, avec des turbidites, de rares lits calcaires, et un niveau de grès à plantes; cette formation n'est pas connue dans les Rehamna orientales.
- la formation de Bourkis, au-dessus de la précédente, représentée par 90 m d'argiles, d'argiles silteuses, de calcaires bioclastiques et de grès. Cette formation, datée du Viséen supérieur. V3b probable (HUVELIN 1977, ZAHRAOUI 1981), serait l'équivalent stratigraphique de la formation 2 de l'unité de Dalaat, d'autant plus que les faciès sont partiellement voisins.

Si stratigraphiquement, le Carbonifère des Rehamna du Nord, des Rehamna orientales et des Jebilet orientales peut être approximativement du même âge viséen supérieur, les successions lithostratigraphiques sont assez différentes et ne semblent pas provenir d'un même domaine de sédimentation.

II - EVOLUTION TECTONIQUE

L'unité de Dalaat a subi quatre épisodes de déformation : deux épisodes de plissement (fig. 96), puis un déplacement tangentiel, et enfin un découpage par des accidents subverticaux. Un clivage frustre est lié au premier épisode de plissement.

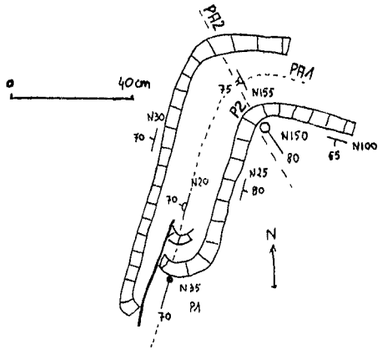


Fig. 96 : Superposition des deux épisodes de plissement dans l'unité de Dalaat-Draa el Rebib, 4 km au N de Hamed el Haj
(x = 295,3 x y = 195,6)
: Stratification
: Axe de pli P1
: Axe de pli P2
: Plan axial de P1
: Plan axial de P2

A - LE PREMIER EPISODE DE PLISSEMENT

1 - Description des structures

Le premier épisode de plissement est caractérisé par des plis coniques P1 serrés de demi-longueur d'onde décamétrique. Ces plis ont été observés sur les affleurements d'El Rebib (fig. 96) et à l'Est de Sidi Jafer, dans la formation 1 (pl. 7). Ils sont cependant rarement observables car l'état de bréchification avancé de la formation 1 gomme le plus souvent la stratification, en particulier au droit des charnières des plis. On les devine alors par les variations du pendage des couches, lorsqu'on peut les observer (partie occidentale de la formation 1 par ex., pl. 7). Dans les siltstones des formations 1 et 2 apparaît un clivage grossier S1 dont les plans sont espacés de quelques centimètres, et qui peut localement affecter de petits bancs calcaires. L'intersection entre la stratification So et le clivage S1 créé une linéation L^1_o, qui est parallèle aux axes de plis P1 mesurés ou construits.

2 - Orientation des éléments structuraux

La stratification So est déformée sur canevas de WULF sur des petits cercles, ce qui montre que les plis P1 sont coniques (fig. 97). Ces plis sont eux-mêmes déformés par le deuxième épisode de plissement, responsable de l'arcature actuelle de la formation 1. Les plis P1 sont déversés ou déjetés au SW ou au S. Entre Hamed el Haj et El Rebib les plis P1 construits ou mesurés passent d'une direction N-S à N 35°, avec des plongements généralement faibles (fig. 97, 1 à 3). Entre El Rebib et Sidi Jafer ces directions s'infléchissent vers l'Est jusqu'à N 90° (fig. 97, 4 à 5) avec des plongements très faibles. Entre Sidi Jafer et l'extrémité orientale des affleurements du Carbonifère les directions passent aussi de N 50° à N 112° (fig. 97, 6 à 8). Grosso-modo, les axes de plis P1 ont des directions N-S à l'Ouest et passent à des directions E-W vers l'E; la

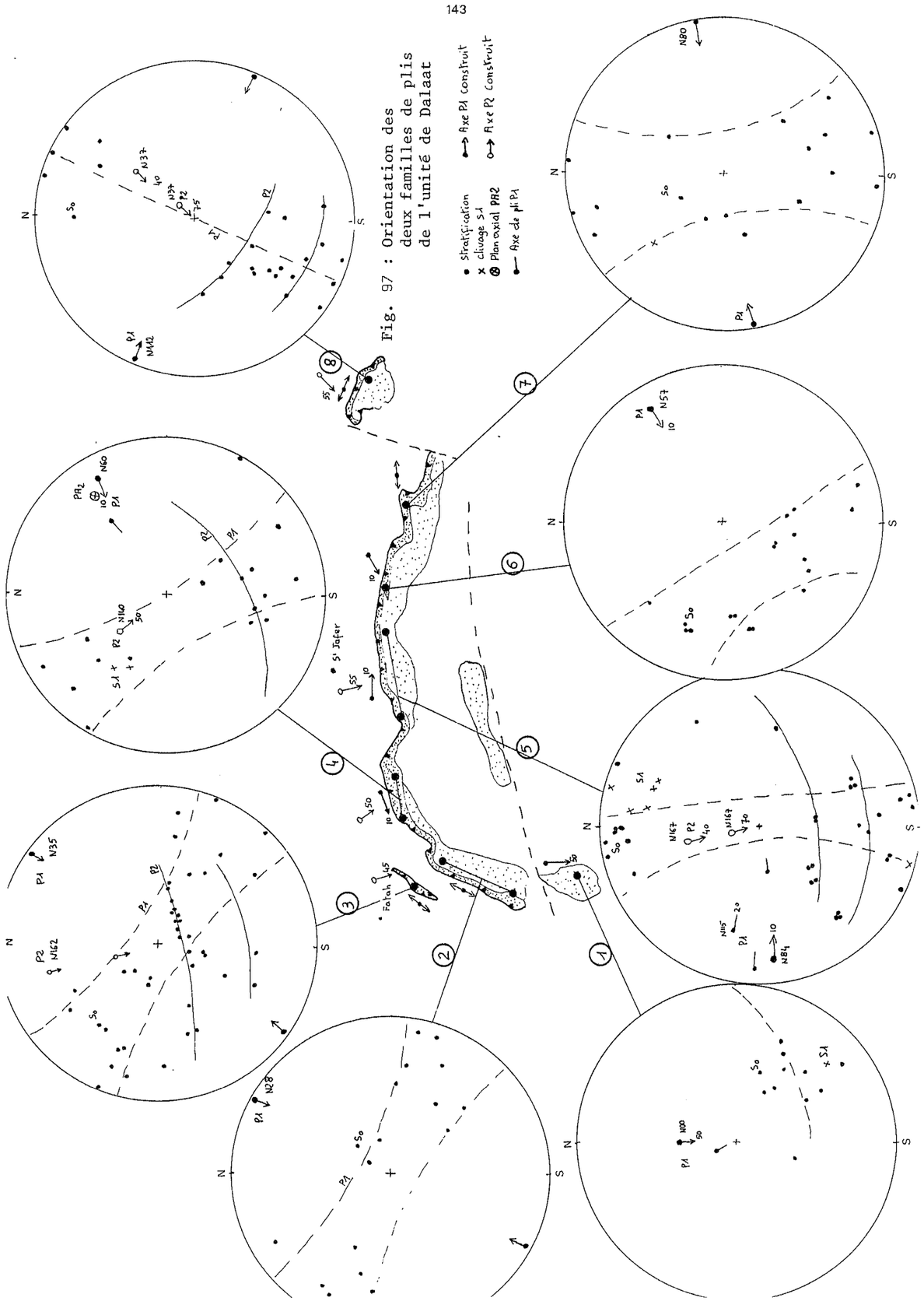


Fig. 97 : Orientation des deux familles de plis de l'unité de Dalaat

stratification suit également ce mouvement. Le clivage S1 passe d'W en E d'une direction N 30° à une direction N 120° (pl. 7) et pend de 60° à 90° vers le NW ou le NE. La dissymétrie des flancs des deux plis P1 cartographiés à 1,5 Km à l'ESE de Sidi Jafer dans la formation 1 (pl. 7) est du type flanc normal. Des critères de polarité comme des stratifications obliques (fig. 95) indiquent d'ailleurs que les couches sont en position normale.

B - LE DEUXIEME EPISODE DE PLISSEMENT

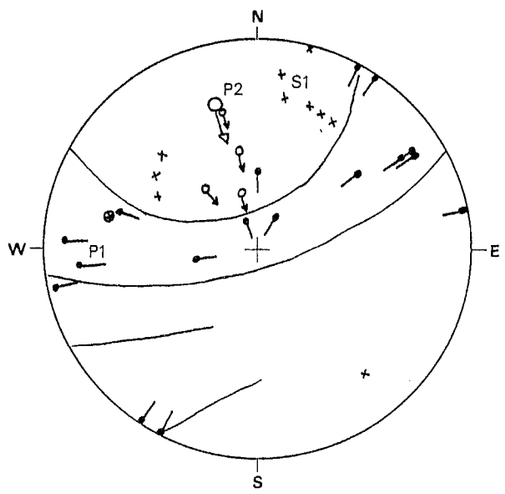
1 - Description des structures

Le deuxième épisode de plissement est caractérisé par les plis P2 à grand rayon de courbure, de demi-longueur d'onde décimétrique à kilométrique à axes souvent raides et à plans axiaux subverticaux qui reprennent les plis P1 (fig. 97). La torsion de la formation 1 de l'unité de Dalaat, c'est-à-dire l'arcature qu'elle dessine (pl. 7), est imputable à cet épisode de plissement comme nous le verrons au § 2. Aucun clivage, même frustre, n'a été observé associé à ces plis.

2 - Orientation des structures

Les plis du deuxième épisode de plissement ont une direction NNW-SSE assez constante comprise entre N 136° et N 170° avec des plongements compris entre 20° et 60° S (fig. 97), sauf dans l'extrémité E des affleurements où ils sont N 37° 40° à 75° S. Dans ce dernier cas, ils ont pu être réorientés lors de l'épisode tangentiel. Sur stéréogramme, l'ensemble des axes de plis P1 (L_0^1) relevés depuis Hamed el Haj à 1'W jusqu'au Bled Deloua (pl. 7) à l'E est dispersé sur des petits cercles selon un axe construit N 160° - 20° Sud (fig. 98). L'axe mesuré moyen semble plonger plus fort 50° S. L'arc formé par la barre gréseuse de Dalaat (pl. 7) est donc imputable à un synclinal P2 kilométrique, petites structures et grandes structures ayant des axes voisins.

Fig. 98 : Stéréogramme des axes de plis relevés depuis Hamed el Haj à 1'W jusqu'à Bled Deloua à 1'E (unité de Dalaat). La barre de grès calcaire est arquée par des plis P_2 d'axe construit N157-20S.



× : Clivage S1
• : Stratification
— : Axe P1
: Axe P2
: Axe P2 construit

C - L'EPISODE DE TECTONIQUE TANGENTIELLE

GIGOUT, le premier, avait noté que "Dans le détail la barre est découpée par des failles obliques en une multitude de segments qui se chevauchent" en parlant de la formation 1 de l'unité de Dalaat (1952, p. 35). Nos observations de terrain nous ont conduit à admettre que l'unité de Dalaat repose en troncature basale sur les lambeaux méridionaux de l'unité structurale du Jebel Kharrou.

1 - Structures observées dans l'unité de Dalaat

Le fait le plus frappant sur le terrain est de constater que les grès de la formation 1 sont très tectonisés alors que les autres formations sus-jacentes ne le sont pas. En effet, la barre basale de l'unité de Dalaat montre, surtout sur sa bordure nord, des traces de contraintes tectoniques sur toute son étendue : elle est affectée de fentes pennées fréquemment sigmoïdes (fig. 99) associées à de nombreux plans de fracture conjugués. De plus, les grès sont parfois tellement fissurés, qu'il est impossible d'y reconnaître la stratification. Cette fissuration peut localement affecter les fentes de tension elles-mêmes (fig. 99). Juste au-dessus du contact avec le substratum ordovicien (fig.100), la formation 1 est intensément découpée par des failles plates qui portent des cannelures et des stries de friction visibles dans la cluse de l'Oued Dalaat.

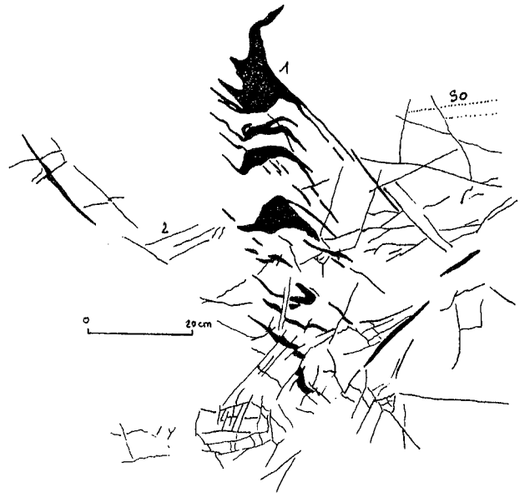


Fig. 99 : Fentes de tension sigmoïdes reprises par une fissuration ultérieure. Grès calcaires de la formation 1 de l'unité de Dalaat (x = 296,8 x y = 195).
1 : fentes quartzeuses
2 : fractures
So : stratification.

Vue en coupe

Entre le point coté 337 et l'Oued Dalaat (pl. 7) les grès fins calcaires sont écaillés et répétés par une faille pentée d'une cinquantaine de degrés au Sud qui apparaît comme un écaillage.

2 - Le contact de base de l'unité de Dalaat (pl. 7)

Ce contact n'est cartographiable qu'entre Hamed el Haj et le Bled Deloua où il sépare toujours la formation 1 de l'Ordovicien du Jebel Kharrou. Il suit approximati-

vement les courbes de niveau ; la surface de contact est donc peu pentée : une vingtaine de degrés vers le Sud (visée à la boussole).

Dans la cluse de l'Oued Dalaat, les grès de l'Unité de Dalaat fortement redressés, sont interceptés par le contact (fig.100) : en effet, malgré leur verticalité, ils ne passent pas à travers l'oued où affleurent des argilites ordoviciennes (formation 6 de l'unité du Jebel Kharrou) dont la stratification est nettement oblique sur celle des grès.

x = 295,8 x y = 195,3

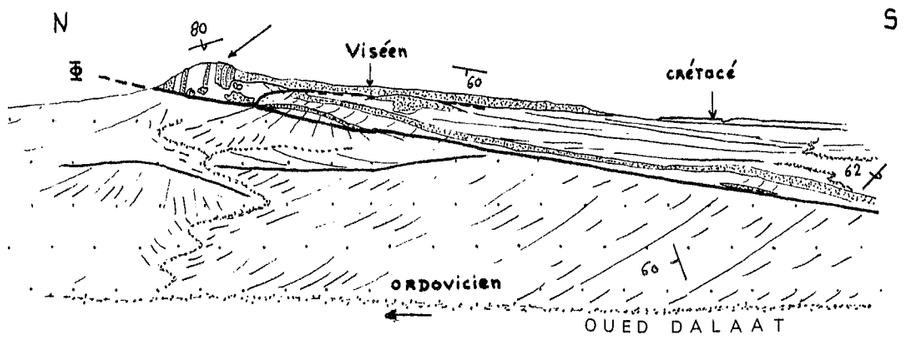


Fig.100 : Vue de l'Ouest vers l'Est de la cluse de l'Oued Dalaat montrant la troncature basale des grès calcaires de l'unité de Dalaat (formation 1), qui reposent sur des argilites ordoviciennes de l'unité de Jebel Kharrou. Au contact les grès sont broyés et affectés de surfaces d'écaillage subhorizontales.
Φ : chevauchement de base

Le contact entre l'unité de Dalaat et l'unité du Jebel kharrou n'est pas directement visible; cependant, juste au-dessus du contact, les grès de la première unité sont intensément bréchifiés; ils sont découpés par une multitude de surfaces d'écaillage planes (fig.101) et se débitent en amygdales décimétriques en forme de parallélogrammes,elles-mêmes constituées d'amygdales tectoniques centimétriques dont les deux plus grands axes sont dans un plan subhorizontal. Ces surfaces d'écaillage portent des stries de friction, des cannelures et des fentes de traction qui permettent d'analyser le sens des mouvements tangentiels (fig.103).

Entre l'Oued Dalaat et le point coté 337, un puits situé à une cinquantaine de mètres au N des grès a remonté des argilites ordoviciennes rougies extrêmement "poissonnées". A proximité, existent des lambeaux métriques broyés de quartzites ordoviciens.

A la hauteur de Sidi Jafer, les quartzites clairs de l'Ordovicien sont broyés et montrent des surfaces d'écaillage subhorizontales qui portent des stries de friction; sous le village, dans le talus de l'Oued, des argilites de la formation 5 de l'unité du Jebel Kharrou sont affectées de cisaillements courbes, en moyenne peu pentés au S (fig. 2 C), qui rappellent ceux de la brèche de base de l'unité du Jebel Kharrou. A une dizaine de mètres du contact affleurent de petits blocs broyés de matériel ordovicien. Là encore,

les directions structurales de l'Ordovicien sont obliques sur celles du Carbonifère (pl. 7).

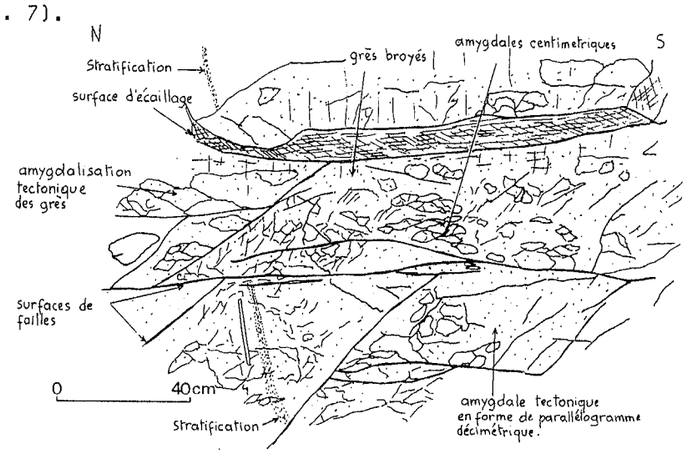


Fig.101 : Surfaces d'écaillages subhorizontales ou pentées au N délimitant des amygdales tectoniques décimétriques en forme de parallélogrammes; renfermant elles-mêmes des amygdales centimétriques. Grès calcaires de la formation 1 de l'unité de Dalaat, cluse de l'oued Dalaat, vue en coupe de l'W vers l'E, la surface d'écaillage de la partie supérieure du dessin étant vue légèrement du dessous (x = 295,8 x y = 195,3).

Dans la cluse de l'Oued el Fatmi, à une dizaine de mètres du Carbonifère, les argilites de la formation 6 de l'Ordovicien sont broyées et les calcaires à entroques de la base de l'unité de Dalaat disparaissent par troncature basale.

Entre la cluse de l'Oued el Fatmi et le point coté 358 le Carbonifère a une direction moyenne N 110° et pend au S; par contre, les affleurements ordoviciens d'El Matfilat, au point coté 367, ont des directions structurales variant entre N 00° et N 70°. Le contact qui suit la topographie n'est pas replié et est oblique sur les directions de l'Ordovicien (pl. 7).

- Dans le secteur du bled Deloua, l'affleurement le plus oriental de Carbonifère repose au Nord sur des argilites silteuses de la formation 6 de l'unité structurale du Jebel Kharrou et au SW sur des quartzites et des siltstones ordoviciens broyés. La barre de grès calcaires a à nouveau des directions obliques sur celles de l'Ordovicien (pl. 7) et se présente comme une klippe.

- A Draa el Rebib affleurent des grès calcareux de l'unité de Dalaat qui dessinent un anticlinal N 40°. Les couches ont une polarité normale identique à celles de l'arc gréseux de Dalaat. Elles reposent à nouveau sur des argilites ordoviciennes. La colline de Draa el Rebib apparaît donc comme une klippe de matériel carbonifère plissé et tronqué à la base, reposant sur l'unité du Jebel Kharrou.

- A l'W El Matfilat, au point y = 196,9 x x = 299 (pl. 7, près du point coté 329) nous avons trouvé 4 à 5 m2 de calcaires bioclastiques carbonifères reposant en troncature basale sur des argilites micacées de l'unité de Jebel Kharrou.

- Entre Sidi Jafer et Maïat, au point y =194,7x x= 299,2, une faille verticale remonte des argilites silteuses de l'Ordovicien de l'unité du Jebel Kharrou (pl. 7), et

au point x = 299 x y = 191,7 les déblais d'un puits montrent des grès micacés à figures de charge et de courant de l'Ordovicien (formation 5) ainsi que des argilites noires kinkées (Silurien? Ordovicien sup.?). *L'unité du Jebel Kharrou se poursuit donc sous l'unité de Dalaat qui doit être très mince.*

Vers le SW (pl. 1) les affleurements de Carbonifère font place à ceux de l'Ordovicien (Oued Mou Debira) et au Sud de Toumiat la formation 3 de l'unité de Dalaat en succession normale repose sur la formation 6 à l'envers de l'unité du Jebel Kharrou, l'ensemble étant scellé par les sédiments crétacés.

Tous les affleurements de l'unité de Dalaat apparaissent donc tronqués à la base par un contact anormal peu penté visible uniquement sur son front N et à Toumiat (fig.100; fig. 102). Ils reposent anormalement au Nord, à l'W et au SW sur l'Ordovicien charrié des lambeaux méridionaux de l'unité du Jebel Kharrou. Cette troncature basale fait disparaître une soixantaine de mètres de la formation 1 au Bled Deloua à l'E, où son épaisseur est d'une vingtaine de mètres, car plus à l'W cette formation atteint 80m d'épaisseur. Au S de Toumiat les formations 1 et 2 n'existent plus et c'est la formation 3 de l'unité de Dalaat qui repose sur l'unité du Jebel Kharrou. Ce contact est souligné par la fissuration intense des grès calcaires de la formation sur une vingtaine de mètres le long du contact et par l'écrasement des quartzites et des argilites de l'unité du Jebel Kharrou. *L'unité de Dalaat apparaît donc comme une vaste klippe en série normale tronquée à la base.*

3 - Sens de déplacement de l'unité de Dalaat

Il existe très peu d'affleurements au contact de base de l'unité de Dalaat.

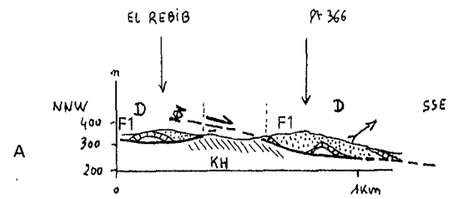
a - Direction des mouvements tangentiels

L'examen des plans de fracture conjugués et des fentes de tension dans les grès de la formation 1 a été succinctement étudié : dans tous les cas observés, ces structures sont dues à une tectonique cassante de type faille inverse avec un raccourcissement moyen N-S (J. FERRANDINI, *comm. orale*). Ceci est en accord avec les stries de friction portées par des surfaces d'écaillage au voisinage du contact anormal : ainsi, dans la cluse de l'Oued Dalaat, au point x = 295,8 x y = 195,3, stries et cannelures ont une direction moyenne N 160° (fig.103). Une deuxième famille de stries N 70° liées à des accidents verticaux les recoupe. A la hauteur de Sidi Jafer, les quartzites ordoviciens montrent des stries N 160° à N 00° et sous le village, dans une zone d'écaillage des argilites, les plis d'entraînement sont N 80° à N 100°. Des mesures ponctuelles réalisées sur toute la barre montrent des directions de stries comprises entre N 140° et N 180°.

b - Sens des mouvements tangentiels

Les objets tectoniques sur les plans d'écaillage sont peu abondants. Lorsqu'ils Lorsqu'ils sont observables , les relations stries de friction - cupules d'arrachement et stries de friction - fentes ouvertes (fig. 103) sur des surfaces d'écaillage au voisinage du contact anormal, indiquent un déplacement relatif

des compartiments supérieurs par rapport aux inférieurs du NNW vers le SSE selon la direction N 160°. Ce sens est identique à celui du lambeau méridional de Sidi Jafer (unité du Jebel Kharrou) sous-jacent (fig. 94).



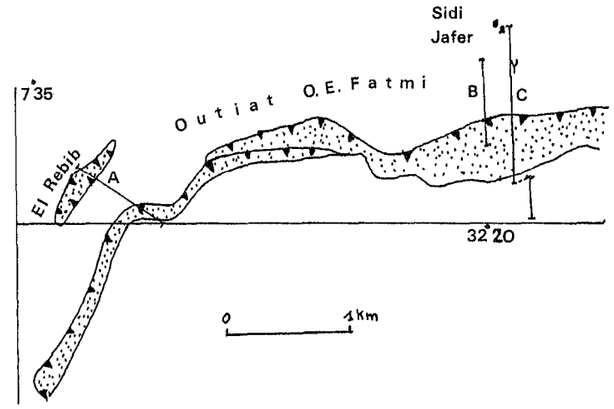
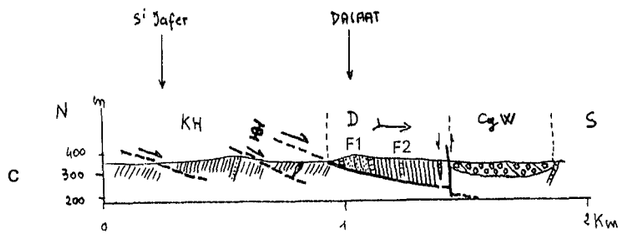


Schéma de situation des coupes



KH : Unité du Jebel Kharrou
D : Unité de Dalaat
F_1 formation 1, grès
F_2 formation 2, siltstones et calcaires
CgW : conglomérats attribués à l'Autunien
Ⓣ : chevauchement
⟶ : polarité

Fig.102: Coupes montrant le chevauchement de l'unité de Dalaat, tronquée à la base, sur l'unité de Jebel Kharrou entre El Rebib et Sidi Jafer.

Ces observations, bien que ponctuelles, nous amènent à considérer que les déplacements tangentiels des unités du Jebel Kharrou et de Dalaat appartiennent au même épisode tectonique, puisque les directions et les sens de déplacement sont identiques pour chacune des deux. La mise en place de la nappe de Dalaat pourrait représenter un témoin du matériel allochtone, et serait responsable de l'écaillage et du transport en position paraautochtone des divers lambeaux de l'unité du Jebel Kharrou, selon le mécanisme de mise en place de cette dernière unité évoqué p.133

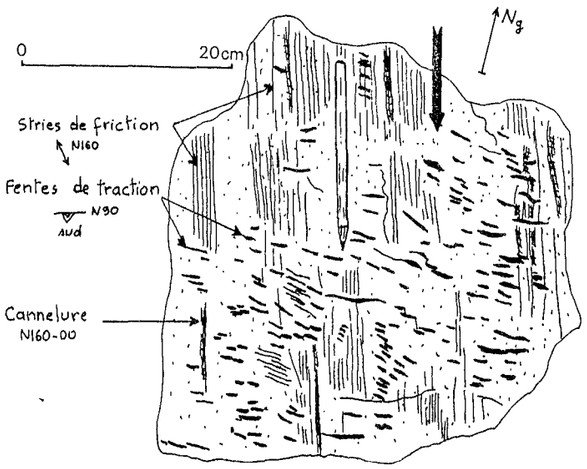


Fig. 103 : Vue en plan d'une surface listrique horizontale liée au charriage de l'unité de Dalaat, quelques mètres au-dessus du contact anormal de base. Cette surface porte des stries de friction et des cannelures N160 qui indiquent la direction des mouvements; les petites fentes de traction pentées au Sud indiquent un déplacement relatif du compartiment supérieur (non représenté) au NNW vers le SSE. Cluse de l'Oued Dalaat, grès calcaires de la formation 1 de l'unité de Dalaat. (x = 295,8 x y = 195,3).

4 - Ampleur du recouvrement

Si effectivement, comme nous le pensons, l'écaillage de l'unité du Jebel Kharrou est dû au passage sus-jacent de l'unité de Dalaat, cette dernière devait originellement se situer plus au Nord, c'est-à-dire au minimum au-dessus du massif d'Allahia. Si l'on considère que l'affleurement carbonifère le plus méridional se situe au Sud de Toumiat (pl. 1), *le déplacement minimum de l'unité de Dalaat est de 22 km dans la direction N-S.* Cette unité est donc une nappe tectonique, et il peut être envisagé qu'elle provienne d'une région beaucoup plus au N que le massif d'Allahia.

5 - Age du déplacement tangentiel

Le contact de base de l'unité de Dalaat recoupe les plis P1 et P2 de cette unité. Si, comme nous le pensons, les déplacements des unités de Dalaat et du Jebel Kharrou sont synchrones, ce déplacement interviendrait après 273 M.a. et avant le dépôt des conglomérats attribués à l'Autunien, c'est-à-dire peut-être pendant l'Autunien (p.132). Cet âge est confirmé par les observations de terrain : au Sud de Sidi Jafer et au Nord d'Hamed el Haj la barre de grès calcaires (formation 1) est recouverte en discordance, par les conglomérats autuniens qui renferment des blocs tectonisés (avec fentes de tension, et fracturation intense) de ces mêmes grès calcaires, et ces conglomérats recouvrent aussi le contact sans être affectés par l'épisode tangentiel (pl. 7). Les laves postérieures aux conglomérats sont horizontales et recouvrent le contact anormal dans l'affleurement le plus oriental de Carbonifère (Bled Deloua, pl. 7). Enfin, aucun filon de microdiorite ne se retrouve dans l'unité de Dalaat alors qu'il y en a dans l'unité du Jebel Kharrou sous-jacente. La nappe de Dalaat ne semble donc pas traversée par ces filons, postérieurs aux granites datés 273 ± 2 M.a., et sa mise en place leur semble bien postérieure.

D - LES FAILLES SUBVERTICALES

L'unité de Dalaat, ainsi que les conglomérats et les laves qui la recouvrent, sont découpés par des failles N 70° analogues à ceux décrits p.133 . La plus importante, visible en photo aérienne et localement sur le terrain (pl. 7) passe par le point coté 329 selon la direction N 80° et traverse intégralement l'unité; elle provoque une surélévation du compartiment nord. Ces failles ont fonctionné essentiellement en faille normale mais peut-être aussi parfois en décrochement.

III - CONCLUSION

L'unité de Dalaat est composée de sédiments marins de plateforme, peu profonds, d'âge viséen-namurien (?) Elle a subi deux épisodes de plissement; la direction originelle du premier est inconnue et les plis P1 sont actuellement déversés au SW ou au S;

le deuxième épisode de plissement a une direction actuelle N 160° avec des plongements moyens au SSE. L'unité de Dalaat a ensuite été déplacée selon une direction N 160°, probablement du N vers le S, sur une distance minimale de 22 km. La patrie de cette nappe est inconnue; elle provient soit du décoiffement du massif d'Allahia, soit de beaucoup plus loin au N. Sa mise en place se situe dans l'Autunien si les hypothèses faites p.132 sont vérifiées.

CHAPITRE VI LES FORMATIONS POST OROGENIQUES

Les formations post-orogéniques sont représentées par des conglomérats et des laves (formation de Mechra Ben Abbou, GIGOUT 1951) qui reposent en discordance sur les unités tectoniques précédemment décrites. Ces dépôts sont eux-mêmes recouverts transgressivement après une période d'érosion par des sédiments marins du Crétacé et du Tertiaire horizontaux. Le Quaternaire du secteur étudié est constitué d'encroûtements conglomératiques que nous ne ferons que mentionner ici.

I - LITHOLOGIE

A - LES CONGLOMERATS

1 - Description des faciès

Les conglomérats post-orogéniques sont préservés dans le graben NNE-SSW qui s'étend d'Oulad Mannsour à Ouled Sbaya (pl. 1) ; on en trouve également à l'Est d'Ouled Aïssa Skhaïra et sur le flanc est du massif d'Allahia.

Ces conglomérats sont caractérisés par leur ciment argileux rouge. Ils montrent des lits lenticulaires de graviers, d'argile et de conglomérats polygéniques hétérométriques qui constituent l'essentiel de la roche. Ces conglomérats renferment des *blocs* centimétriques à décimétriques *très anguleux* directement empruntés au substratum voisin :

- sur l'unité de Dalaat ils renferment essentiellement des blocs de grès tectonisés de la formation 1; ils contiennent en outre des blocs de calcaire et des fragments de silstone de la formation 2.
- sur les lambeaux méridionaux de l'unité de Jebel Kharrou (Souaïr, Driat Tabo, Oulad Mannsour), ils sont essentiellement constitués de blocs de quartzite ordovicien tectonisés.

Les éléments détritiques n'ont donc subi qu'un faible transport et proviennent du démantèlement sur place de la chaîne hercynienne.

L'épaisseur de ces conglomérats n'a pas pu être estimée dans le secteur étudié. Il nous semble cependant qu'elle doit être faible car le substratum (lambeaux méridionaux de l'unité du Jebel Kharrou) affleure sporadiquement (pl. 1).

2 - Age des conglomérats

Par analogie avec les couches de Sidi Kassem (Maroc central), GIGOUT (1951, 1952) leur attribue un âge Westphalien C - Autunien. TISSERAND (1977), ayant daté les granites des Rehamna à 273 ± 2 M.a., pense qu'ils sont autuniens puisque ces conglomérats sont discordants sur la chaîne hercynienne. Notons, cependant, que cette attribution est relative, car les conglomérats ne sont jamais discordants sur les granites et n'en renferment jamais d'éléments, probablement parce que l'érosion n'avait pas atteint le socle lors de

leur dépôt

B - LES LAVES

1 - Description des faciès

Les laves post-orogéniques sont toujours associées aux conglomérats rouges. On les trouve dans le Sud du secteur étudié entre Sidi Bou Yahia et Maïat, et à l'Ouest d'Ouled Sbaya; elles affleurent également à l'Est d'Ouled Aïssa Skhaïra et à l'Est du massif d'Allahia (pl. 1). Ces laves sont très souvent altérées et prennent une teinte violacée. Elles se présentent en coulées massives, compactes ou bulleuses, avec parfois des tufs. Des analyses chimiques (HOEPFFNER 1974) faites sur le secteur étudié et dans le Nord des Rehamna (MICHARD *et al.* 1978, I) montrent que ce sont des *trachy-andésites*. Quelques basaltes existent à l'Est d'Ouled Aïssa Skhaïra . Au microscope (lames JJC 175, 178, 181), ces laves montrent des lattes de plagioclases altérés soulignant une fluidalité avec un voile ferrugineux important.

2 - Age des laves

Dans le secteur étudié il semble que les laves soient postérieures aux conglomérats car ces derniers n'en contiennent pas de blocs remaniés. Ceci reste à confirmer car nous n'avons jamais pu observer le contact entre laves et conglomérats. Cependant, dans la région de Mechra Ben Abbou (Rehamna du Nord), ces laves sont en partie intercalées dans les conglomérats (MICHARD *et al.* 1978, I) et seraient donc pro-parte d'âge autunien. GIGOUT leur attribuait un âge permo-triasique (1951).

C - LE CRETACE - TERTIAIRE ,

Ces dépôts sont la trace d'une vaste transgression marine sur une topographie vallonnée et reposent indifféremment sur la chaîne hercynienne ou les sédiments post-orogéniques. Les niveaux de base datent du Néocomien (GIGOUT, 1951). La séquence débute par des marnes silteuses et des grès, faisant place ensuite à des calcaires, puis à des dépôts phosphatés exploités à Benguerir.

II - TECTONIQUE

Les conglomérats et les laves post-orogéniques ne sont jamais plissés ni schistosés. Dans le Sud des Rehamna les premiers sont orientés N 50° à N 70° avec des pendages de 25° à 40° au SE. Ces pendages sont *originels* (GIGOUT, 1951) à cause du caractère fluviatile (?) et progradant de ces dépôts en bordure de la chaîne hercynienne. Les laves sont horizontales au Bled Deloua et pendent d'une quarantaine de degrés au SSE vers Sidi Bou Yahia; il est possible qu'une partie de ces laves se soient solidifiées sur des pentes. Laves et conglomérats sont uniquement affectés de failles subverticales N 70°, jouant verticalement ou en décrochement (pl. 1), déjà signalées (p.111 , 133 , 151). La plus importante de ces failles s'étend de Gzoula à Mkemka et met en contact les phyllites à grenat

de l'unité de Benguerir contre les conglomérats autuniens; elle affaisse le compartiment sud. A proximité de ces failles les pendages des conglomérats sont accentués (Driat Tabo, SSW de Sidi Jafer). Elles semblent avoir de faibles rejets verticaux puisque la base du lambeau du Goulibet (unité du Jebel Kharrou), au N de la faille Gzoula-Mkemka, est pratiquement à la même altitude que les lambeaux méridionaux situés au S de cette faille (pl. 1).

III - CONCLUSION

Les conglomérats rouges représentent un dépôt molassique qui provient directement de l'érosion de la chaîne hercynienne à peine constituée. Ces roches semblent correspondre à de vastes épandages. Ils sont suivis de l'épanchement de laves marquant une distension post-orogénique. L'ensemble est recoupé par des failles N 70° fossilisées par la transgression du Crétacé inférieur.

CHAPITRE VII CONCLUSION GENERALE

I - REHAMNA ORIENTALES

Nos travaux dans les Rehamna orientales nous ont amené à définir quatre unités structurales séparées par des contacts anormaux peu pentés (pl. 1A)

- *L'unité des Ouled Aguil et l'unité de Benguerir*, séparées par un contact anormal faiblement penté au Sud, qui représentent le *substratum* de nappes paraautochtone et allochtone. Il est impossible de dire actuellement si ce substratum est lui-même en position autochtone ou allochtone.
- *L'unité du Jebel Kharrou*, qui représente une nappe constituée de matériel emprunté au substratum, et qui apparaît donc en position *paraautochtone* sur une faille plate. La partie sud de cette unité, ou "lambeaux méridionaux", affleure mal sous les revêtements plus récents.
- *L'unité de Dalaat*, qui représente une nappe franchement *allochtone*, reposant sur les lambeaux méridionaux du paraautochtone relatif par l'intermédiaire d'une faille plate faiblement inclinée au Sud.

A - LITHOSTRATIGRAPHIE

1 - Le substratum et le paraautochtone

Le substratum de la zone étudiée est constitué à la base par des terrains sédimentaires détritiques, peu profonds, datés de l'Ordovicien. C'est le groupe de la Koudiat el Adam (unité des Oulad Aguil) qui constitue aussi les roches du paraautochtone (unité du Jebel Kharrou). Dans ce dernier, la partie terminale du Silurien inférieur a été localement reconnue. L'Ordovicien est en général couronné d'une formation glacio-marine.

Au-dessus du groupe de la Koudiat el Adam, apparemment en continuité, on trouve des terrains de plus en plus métamorphiques, constitués de phyllites, de quartzites de calcaires et de conglomérats. C'est le groupe des Ouled Hassine (unité des Oulad Aguil), d'âge post-ordovicien supérieur si la continuité est bien effective.

Enfin, reposant sur le groupe des Ouled Hassine, mais en contact anormal, se développe un ensemble métamorphique d'origine volcano-sédimentaire avec des métabasites (unité de Benguerir), attribué au Viséen supérieur. L'épaisseur estimée de ces terrains est au minimum de 3.000 m mais on peut penser qu'elle est en réalité supérieure.

2 - L'allochtone

L'allochtone du secteur étudié renferme des roches détritiques d'origine marine dénuées de tout métamorphisme (grès, siltstones, conglomérats, calcaires). Ces roches ont localement été datées du Viséen supérieur. L'épaisseur de la succession est de l'ordre de 1.000 m, mais la base et le sommet ne sont pas connus. L'ensemble peut être rapporté au Viséen supérieur-Namurien (?).

B - TECTONIQUE, METAMORPHISME ET MAGMATISME

Les principaux événements géologiques hercyniens des Rehamna orientales sont exposés dans le tableau p. 159 .

Il ressort de notre étude que la chaîne hercynienne, dans le secteur étudié, s'est formée au cours de deux processus tectoniques différents dans le style et dans le temps :

1 - Evolution tectono-métamorphique polyphasée avec déplacements de matière vers le NW ou l'W.

2 - Tectonique tangentielle du N vers le S.

1 - Le substratum est d'abord affecté par une évolution tectono-métamorphique polyphasée, avec un phénomène de cisaillement penté à l'Est. Au cours de cette période la déformation est de moins en moins pénétrative avec le temps et la tendance générale est à un transport de matière vers le NW ou l'W. Le bâti est ensuite scellé par l'intrusion de granites dans les Rehamna centrales et occidentales :

1.1 - Après le dépôt des sédiments on assiste d'abord à une chloritisation des micas détritiques, peut-être d'origine diagénétique, visible dans les zones non métamorphiques.

1.2 - Le premier épisode de plissement est caractérisé au Nord (secteur de la Koudiat el Adam) par des plis concentriques N 40° déversés au NW et par la formation de l'anticlinal de la Koudiat el Adam (pl. 1A); cet épisode se retrouve dans le paraautochtone. Au Sud (Ouled Hassine, unité de Benguerir) les plis P1 passent progressivement à des plis isoclinaux N 40° à 60° développant une schistosité de flux S1 de plan axial, pentée de 40° à l'E ou au SE. L'anticlinal de la Koudiat el Adam est relayé au Sud par le synclinorium des Ouled Hassine (pl. 1A). Ces plis P1 à axes fortement courbes (fig. 26) sont en partie issus d'un processus de cisaillement ductile avec transport de matière vers l'W ou le NW. *Le premier épisode de plissement correspond aux structures fondamentales du massif.*

Un métamorphisme régional synchrone des plis P1, prograde du N vers le S, affecte la partie S du secteur (groupe des Ouled Hassine, unité de Benguerir). Il correspond au faciès "schistes verts" (*séricite-biotite*). Après l'acquisition de la schistosité S1 se situe le paroxysme thermique du métamorphisme au cours d'une phase statique, avec cristallisation de blastes de *grenat*, de *staurotide* et de *cordiérite*, signant un métamorphisme dans le faciès "amphibolite".

1.3 - Le deuxième épisode de plissement est marqué par des plis P2 non cylindriques à axes courbes N-S à N 40° déjetés à l'W. A ces plis est associé un clivage de crénulation S2 qui se développe par couloirs N-S et qui est issu d'un processus de cisaillement ductile avec transport de matière en faille inverse vers l'W ou le NW. Ce deuxième épisode de plissement, uniquement présent dans

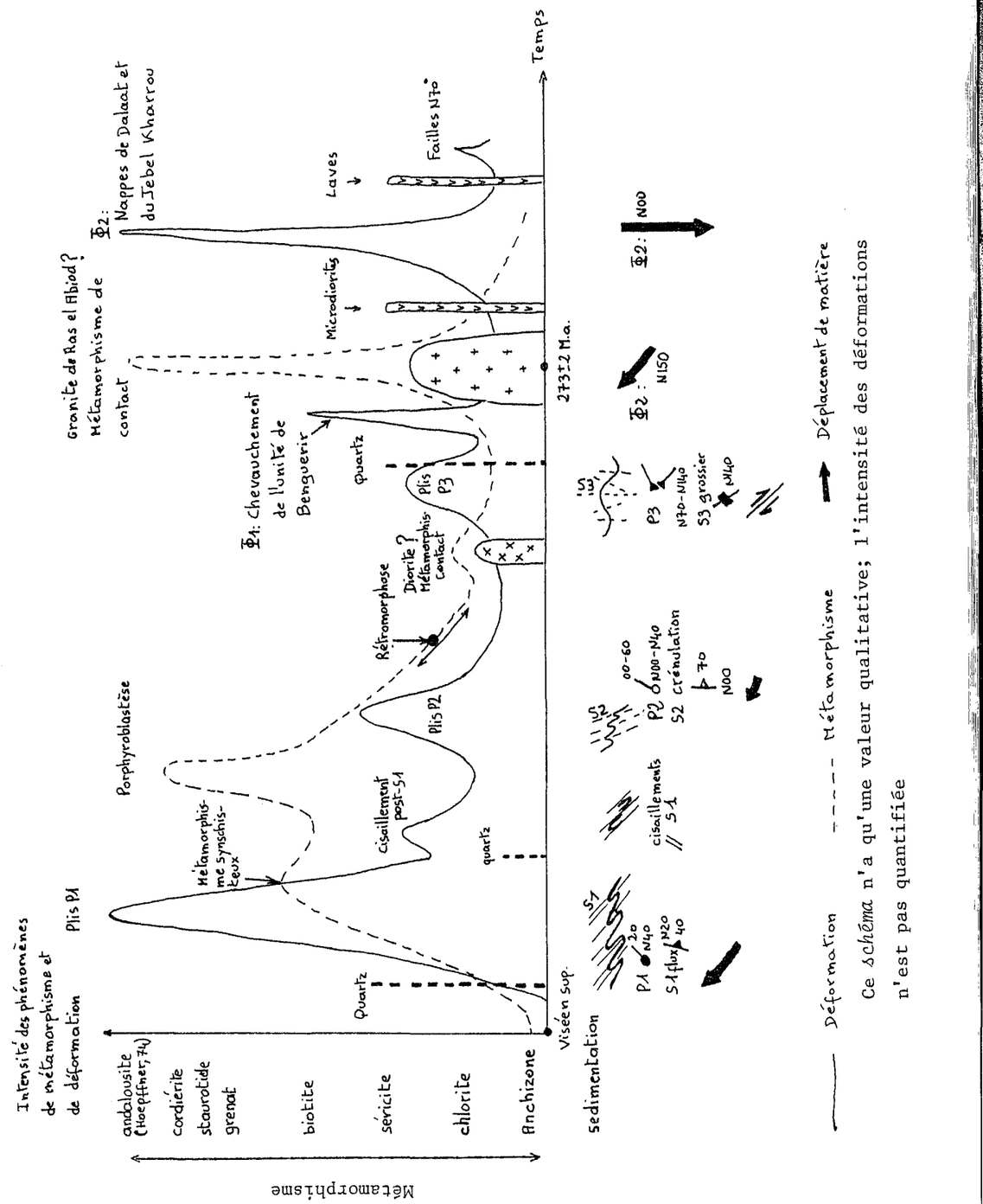


Fig. 104 : Schéma des relations métamorphisme/magmatisme/déformations

les zones métamorphiques, apparaît comme la prolongation dans le temps du premier épisode de plissement, avec une déformation moins pénétrative dans les roches et un effet relativement peu important.

1.4 - Dans la région de Benguerir se met ensuite en place un laccolithe dioritique induisant un métamorphisme de contact très limité. La position relative de cette diorite n'est pas certaine car elle pourrait être plus jeune que ce que nous proposons.

1.5 - Le troisième épisode de plissement est ensuite caractérisé par des plis P3 à grand rayon de courbure, N 140° à N 150° avec des axes raides, qui réorientent l'anticlinal de la Koudiat el Adam de sa position initiale N 40° jusqu'à N 120° (pl. 1A) et renversent son flanc sud. A ces plis sont associés de petits décrochements dextres N 140° - N 150°. La déformation est moins pénétrative qu'au cours du deuxième épisode de plissement, les roches n'étant que localement affectées par un clivage S3 grossier vertical ou fortement penté à l'E. Il existe localement des plis conjugués N 65° associés aux N 140° dans les zones métamorphiques.

1.6 - La fin du troisième épisode de plissement est marquée par l'effondrement du flanc N de l'anticlinal de la Koudiat el Adam (massif d'Allahia) grâce à un réseau d'accidents N 110° pentés de 50° N qui jouent à la fois en faille normale et en décrochement dextre.

1.7 - La fin du processus de cisaillement ductile est marquée par le chevauchement superficiel de l'unité de Benguerir sur celle des Ouled Aguil, avec à nouveau déplacement de l'unité supérieure du SE vers le NW. Ce chevauchement semble avoir une flèche limitée du fait de l'analogie de l'histoire tectono-métamorphique des deux unités.

1.8 - Dans les Rehamna centrales et occidentales le bâti est alors intrudé de massifs granitiques datés de 273± 2 M. années et l'encaissant subit un métamorphisme de contact. Le problème des relations entre le granite de Ras el Abiod et le chevauchement, qui est *peut-être* antérieur, est posé.

1.9 - Des filons de microdiorite se mettent ensuite en place, particulièrement abondants dans les zones métamorphiques où ils peuvent suivre les directions structurales majeures (épisodes 1.1 et 1.7 essentiellement).

2 - Le bâti hercynien est ensuite affecté d'une importante tectonique tangentielle épiglyptique post-microdiorites (elles-mêmes postérieures aux granites) et anté-conglomérats rouges. Sous réserve des attributions chronologiques, cet épisode daterait donc de l'Autunien. Il est marqué par la mise en place d'une nappe de matériel carbonifère (unité de Dalaat) déjà structuré. Cette nappe, uniquement visible dans le SE du secteur étudié, provient du N et se déplace vers le S en cisaillant à divers niveaux le substratum sédimentaire, entraînant ainsi

des lambeaux ordoviciens paraautochtones, déjà structurés (unité du Jebel Kharrou), qui peuvent se retrouver jusqu'à 20 km au S de leur zone d'origine. L'unité allochtone (unité de Dalaat) semble avoir subi un déplacement minimum de 22 km vers le S (mais certainement plus). Sa zone d'origine est inconnue. Le mécanisme de formation de ces nappes très superficielles à l'Autunien reste énigmatique et cet épisode tangentiel marque la fin du cycle orogénique hercynien.

3 - L'évolution post orogénique est d'abord marquée par le démantèlement de la chaîne hercynienne à partir d'une période attribuée à l'Autunien, se traduisant par des épandages conglomératiques rouges discordants sur les dépôts plissés et charriés. On a ensuite une période de distension avec épanchement de trachy-andésites, puis un découpage du Paléozoïque par des failles N 70° qui induisent la formation de horsts et de grabens dans le SE du secteur étudié. Enfin après une nouvelle période d'érosion, la mer revient au Crétacé inférieur. Ces dépôts sont restés horizontaux.

II - COMPARAISON ENTRE LES ÉPISODES DE TECTONIQUE TANGENTIELLE DES REHAMNA ET CEUX DE JEBILET

- Dans les Rehamna orientales (secteur étudié), on a deux épisodes tangentiels :
  - . l'un, probablement mineur, marque la fin du processus de cisaillement ductile : l'unité de Benguerir chevauche l'unité des Oulad Aguil du SE vers le NW. Ce chevauchement est anté-filons de microdiorite et peut-être anté-granites datés à - 273 M.a. (ce dernier point étant à étudier);
  - . l'autre, majeur, est marqué par le déplacement de nappes tectoniques à troncature basale du N vers le S après l'évolution tectono-métamorphique du segment, après les filons de microdiorite et avant les dépôts molassiques attribués à l'Autunien.

- Dans les Rehamna du Nord, il existe des chevauchements à Sidi Abdallah et à Mechra Ben Abbou (HOEPFFNER *et al.*, 1972; RICHERT et PERRIN, 1972) : dans le premier cas on a du Viséen supérieur qui chevauche des conglomérats métamorphiques polystructurés, dans le deuxième cas c'est du Dévonien qui repose sur du Carbonifère. Il existe donc dans ce secteur une tectonique tangentielle postérieure au métamorphisme, mais on ne sait pas actuellement si elle est l'équivalent de celle des Rehamna orientales (unité de Dalaat).

Dans les Jebilet centrales et orientales on a des nappes de matériel ordovico-dévonien (HUVELIN, 1977) et viséen (EL HASSANI, 1980; ZAHRAOUI, 1981), qui reposent en troncature basale sur un flysch viséen . Ces nappes sont traversées à l'W (Sidi Bou Othman) par une schistosité de flux et à l'E par un clivage qui se développe en couloirs (Bou Marhara); on ne sait pas si cette schistosité et ce clivage sont synchrones. Constituées de matériaux très différents de ceux des nappes des Rehamna orientales, elles sont recoupées par des granites intrusifs datés de 320± 2 M.a. et sont anté-westphaliennes. Le sens de déplacement de ces nappes n'est pas connu avec certitude.

Dans les Jebilet occidentales existe une importante tectonique tangentielle (SOUGY, 1976; SOUGY *et al.*, 1978; MULLER *et al.*, 1979; TAHIRI, thèse de 3ème cycle, 1982) qui amène en superposition anormale des roches sédimentaires et métamorphiques d'âge cambrien à viséen sur le môle côtier autochtone. Certains faciès charriés comme l'Ordovicien supérieur de l'unité des Skhirats, les quartzophyllites d'Abda ou les faciès volcano-sédimentaires du Sarhlef rappellent tout à fait certaines roches des Rehamna orientales. L'étude de l'écaille dévonienne de Mzoudia à 50 km à l'Ouest de Marrakech (TAHIRI, 1979) a montré qu'elle s'était déplacée du N vers le S. La tectonique tangentielle des Rehamna orientales pourrait peut-être être corrélable avec celle des Jebilet occidentales, mais ceci reste à confirmer.

Le segment hercynien de l'Ouest du Maroc a donc subi plusieurs épisodes de tectonique tangentielle : l'un anté-westphalien se manifeste dans les Jebilet orientales; l'autre, vraisemblablement autunien, se manifeste dans les Rehamna orientales et peut-être dans les Jebilet occidentales.

BIBLIOGRAPHIE

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBEYROLLES M., 1972 (a).- Présence de décrochements dans la Meseta sud-orientale du Maroc central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, pp. 653-656.

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBEYROLLES M., 1972 (b).- Les nappes hercyniennes de la Meseta sud-orientale (Maroc central). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 274, pp. 2284-2287.

ALLIX P., 1978.- Coupes lithologiques mesurées dans les terrains paléozoïques de la Meseta côtière, entre Imfout et Oulad Abbou (Maroc). Rapport de mission (Juillet-Septembre 1978). *Trav. Lab. Sci. Terre Saint-Jérôme*, Marseille, Fr, (X), n° 28.

ARTHAUD F., 1970.- Etude tectonique et microtecnique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse, Montpellier, 175 p.

BAECKER H., GENDROT C. et NEGRONI P., 1965.- Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région du bord sud de la Meseta marocaine. *Bur. Rech. Part. min.*, Rabat, inéd.

BARD J.P., 1980.- Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson éd., Paris, 192 p.

BARTHOUX J., 1924.- Les massifs du Djebilet et des Rehamna (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 179, p. 504-506.

BEUF S., BIJU DUVAL B., DECHARPAL O., ROGNON P., GABRIEL O. et BENNACEF A., 1971.- Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité. Evolution structurale d'un craton. Technip éd., Paris, 460 p., 357 fig., 30 pl., 1 carte h.t.

BLANT G., 1974.- Méthodes modernes de géologie de terrain. 1 : principes d'analyse sédimentologique. Technip éd., Paris, 97 p.

BORDONARO M., CAILLEUX Y., CHALOUAN A., HOEPFFNER C., MICHARD A. et PIQUE A., 1977.- Les zones structurales de la Meseta côtière. *5ème Réun. ann. Sci. Terre*, Rennes, Fr., 19 - 24 Avril, p. 89.

BOULTON G.S. et DEYNOUX M. (in press).- A review of processes of glacial sédimentation and a genetic classification of their deposit. *Precambrian Res.*

CARON J.P.H., GOUVERNET C., GUIEU G. et TEMPIER C., 1967.- Livret guide de l'excursion inter-universitaire de Basse-Provence occidentale, faculté St Charles - Marseille.

CHALOUAN A. et PIQUE A., 1979.- La région de l'Oued Cherrat : un segment du couloir de cisaillement de la Meseta marocaine occidentale. *C.R. somm. Séances. Soc. géol. Fr.*, pp. 144-147.

CORNEE J.J. 1979.- Etude photogéologique et bibliographique des Rehamna septentrionales (Maroc). Mém. de D.E.A., Univ. Marseille-St Jérôme, inéd., 15 p., 2 cartes au 1/43.000.

CORNEE J.J., 1980 (a).- Déformations superposées dans le Sud des Rehamna (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).- Déformations superposées dans le Sud du massif hercynien des Rehamna dans la région de Benguerir (Maroc). Tectonique tangentielle 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 Rehamana (Maroc). C.R. *Acad. Sci.* Paris, sér. II, t. 293, pp. 453-455, 3 fig.

CORNEE J.J., MULLER J., OUKEMINI D., SOUGY J. et TAHIRI A. (à paraître).- Coupes lithologiques mesurées dans l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien des Jebilet orientales, région du Jebel Smaha (Maroc hercynien). *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille, Fr., à paraître.

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.

DEMANT A., 1975.- Caracteres químicos principales del vulcanismo tercíaro y cuaternario de Baja California Sur. Relaciones con la evolucion del margen continental pacífico de México. *Rev. Inst. geol.*, Mexico, 1, pp. 19-70.

DESTOMBES J., 1968 (a).- Sur la présence d'une discordance générale de ravinement d'âge Ashgill supérieur dans l'Ordovicien terminal de l'Anti-Atlas (Maroc). C.R. *Acad. Sci.*, Paris, t. 267, pp. 565-567.

DESTOMBES J., 1968 (b).- Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du deuxième Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas. C.R. *Acad. Sci.*, Paris, t. 267, pp. 684-686.

DESTOMBES J., 1971.- L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. *Coll. Ordovicien-Silurien*, Brest, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, 73, pp. 237-263.

DEYNOUX M., 1980.- Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'indlansis sur une plateforme stable. *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille, Fr., sér. B, 17, 554 p., 217 fig., 11 tabl. 2 cartes h.t., 5 fiches + 113 coupes en annexe.

EL HASSANI A., 1980.- Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Sidi Bou Othman (Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution du segment hercynien des Jebilet centrales. Thèse 3° cycle, Univ. Aix-Marseille III St Jérôme, Fr., 15 Juil., 114 p., 52 fig., 4 pl.

FONTEILLES M., 1970.- Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). *Bull. Bur. Rech. géol. Min.*, sér. 2, section IV, 3, pp. 21-72.

GIGOUT M., 1951.- Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Trav. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 86, tomes I et II, 506 p.

GIGOUT M., 1952.- La terminaison orientale du massif ancien des Rehamna. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 95, pp. 33-43.

GIGOUT M., 1955 (a).- Recherches géologiques à Mechra Ben Abbou. *Trav. Inst. Sci. Chérifien*, Rabat, *sér. géol. géogr. phys.*, 3, 67 p., 1 carte au 1/20.000.

GIGOUT M., 1955 (b).- Les conglomérats métamorphiques des Rehamna et roches associées. *Trav. Inst. sci. chérifien*, Rabat, *sér. géol. géogr. phys.*, 4, 149 p.

GIGOUT M., 1956.- Sur les déformations plastiques, dans les conditions du métamorphisme régional, des conglomérats du Nord des Rehamna (Maroc occidental). C.R. *Acad. Sci.*, t. 242, 3, pp. 390-392.

GIGOUT M., 1965.- Notice explicative de la carte de Mechra Ben Abbou. *Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 84 bis.

GRAHAM S., MULLER J., EL HASSANI A., SOUGY J., ZAHRAOUI M. (à paraître).- Sur l'origine tectonique de l'unité à structure chaotique des Jebilet orientales, Maroc. *C.R. Acad. Sci.* Paris, 3 p., 1 fig., à paraître.

GUEZOU J-C., 1975.- Lithostratigraphie et évolution du style tectonique dans les Rehamna occidentaux. Rapport de mission, Strasbourg, Fr. 13 p., inéd.

GUEZOU J-C. et MICHARD A., 1976.- Note sur la structure du môle côtier mésetien dans l'Ouest des Rehamna (Maroc hercynien). *Sci. géol.* Strasbourg, Fr., t. 29, 3, p. 171-182.

HANSEN E., 1971.- Strain facies. George Allen and Unwin éd., London, 207 p.

HOBBS B., MEANS W.D. et WILLIAMS P.F., 1976.- An outline of structural geology. Wiley International éd., London.

HOEPFFNER C., JENNY P., MICHARD A. et PIQUE A., 1972.- Nouvelles observations sur la stratigraphie dans le Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 275, pp. 1737-1740.

HOEPFFNER C., JEANNETTE 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 (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. Thèse 3° cycle Univ. Strasbourg, Fr., 92 p., 1 carte au 1/50.000.

HOEPFFNER C., JEANNETTE D., JENNY P., MICHARD A. et PIQUE A., 1975.- Relations entre une tectonique de décrochement et un métamorphisme à disthène dans le massif hercycien des Rehamna (Maroc). *Bull. soc. géol. Fr.*, (7), XVII, 3.

HOEPFFNER C., JENNY P. et PIQUE A., 1975.- La tectogenèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc). Ecaillages et coulissements synmétamorphiques en bordure du môle côtier mésetien. *Sci. géol.* Strasbourg, Fr., t. 28, 3, pp. 179-203.

HOLLARD H., MICHARD A. et PIQUE A., 1976.- L'orogenèse acadienne dans les Hercynides marocaines. *4ème Réun. ann. Sci. Terre.*

HOLLARD H., HUVELIN P. et MAMET B., 1977.- Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la nappe des Jebilet orientales, Maroc. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Notes t. 37, 267, pp. 7-22, 6 fig.

HUVELIN P., 1970.- Chevauchements et écaillages précoces hercyniens des terrains antéviséens dans le domaine atlasique (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, série D, t. 270, pp.2760-2763.

HUVELIN P., 1971.- Faisceau de filons de microdiorites et tectogenèse hercynienne dans les Jebilet (Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 272, pp. 28-31.

HUVELIN P. 1977.- Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 232 bis, 308 p., 3 cartes.

JENNY P., 1974.- Contribution à la géologie structurale des Rehamna. Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif. Thèse 3° cycle, Univ. Strasbourg, Fr., 111 p., 1 carte au 1/50.000.

JENNY P. et LE MARREC A., 1980.- Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Tamlil (Haut-Atlas central, Maroc). *Eclogae géol. Helv.*, vol. 73/3, pp. 681-696, 4 fig.

LEMAITRE D., 1938.- Sur quelques gisements fossilifères des calcaires dévoniens de Mechra-Ben-Abbou (Maroc occidental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris t. 206, p. 119.

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 (a).- Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 266, pp. 1639-1642.

MICHARD A., 1968 (b).- La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien), une échine tardi-tectonique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 266, 18, pp. 1813-1816.

MICHARD A., 1969.- Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C.R. somm. Séances Soc. géol. Fr. pp. 89-90.*

MICHARD A., 1976.- Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 252. 408 p.. 1 carte au 1/3.000.000.

MICHARD A.. 1978.- Brève description du segment calédono-hercynien du Maroc. *Geol. Surv. Can.*, paper 78-13. pp. 213-230.

MICHARD A., 1981.- Le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat (sous presse).

MICHARD A. et SOUGY J., 1974.- L'orogenèse hercynienne à la lisière NW de l'Afrique; Structure des chaînes primaires du Maroc au Sénégal. *In* : La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. intern. C.N.R.S.*, 243, Rennes, Fr., éd. C.N.R.S., Paris, pp. 605-640.

MICHARD A., HOEPFFNER C. et JENNY P., 1978.- Le couloir de cisaillement calédono-hercynien de la Meseta occidentale sur la transversale de Mechra-Ben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XX, 6, pp. 889-894.

MICHARD A., HOLLARD H. JENNY P. et HOEPFFNER C., (à paraître).- Une transversale dans les zones structurales de la Meseta marocaine méridionale. I : Stratigraphie du Primaire de Mechra-Ben-Abbou, Rehamna, Maroc. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc.*

MICHARD A., JENNY P. et HOEPFFNER C., (à paraître).- Une transversale dans les zones structurales de la Meseta marocaine méridionale. II : Tectonique du Primaire de Mechra-Ben-Abbou, Rehamna, Maroc. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc.*

MIYASHIRO A., 1978.- Metamorphism ı and metamorphic belts. George Allen and Unwin éd., London, 492 p.

MULLER J. et ROGER Ph., 1977.- L'évolution structurale des Pyrénées (domaine occidental et central). Le segment hercynien de la chaîne alpine. Thèse d'état, Univ. Bordeaux, Fr, 45 p., 4 pl. annexes.

MULLER J., RAMSAY D., SOUGY J. et STURT B., 1979.- Structures en nappes des Jebilet hercyniennes, Meseta marocaine. *10ème Coll. Géol. afr.*, Montpellier, Fr., 25-27 avril, p. 121, 2 fig.

NELTNER L., 1932.- Carte géologique provisoire de Mechra-Ben-Abbou Est au 1/20.000 Inéd., Arch. Sci. géol. Maroc.

PIQUE A., 1972.- Contribution à la géologie structurale des Rehamna. Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du massif. Thèse 3ème 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 (Meseta marocaine). I : passage de la fracturation au flux plastique. *Sci. géol.*, Strasbourg, Fr., 26, 2-3, pp. 219-244.

PIQUE A., 1975.- La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). II : Passage du plissement au cisaillement. *Sci. géol.*, Strasbourg, Fr, vol. 28, 3, pp. 205-213.

PIQUE A., 1979.- Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : La Meseta marocaine nord-occidentale. Thèse d'état, Strasbourg, 253 p.

PIQUE A., CHALOUAN A., HOEPFFNER C., JEANNETTE D. et MICHARD A., 1980.- The western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the hercynian belt in Morocco. *J. struct. geol.* Pergamon press Ltd, G.B. vol. 2, 1-2, pp. 55-61.

PONS D., 1979.- Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Kricha, Jebilet centrales, Maroc. Rapport de mission (oct.-nov.-déc.1978). *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille, sér. X, 32, 30 p., 20 fig., 2 cartes

POUTCHKOVSKY A., 1978.- Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Gader. Relations entre les Jebilet occidentales autochtones et centrales allochtones, Meseta marocaine. Thèse 3ème cycle, Univ. Aix-Marseille III, 74 p., 44 fig., 1 carte.

RAMSAY J.G., 1967.- Folding and fracturing of rocks. Mac Graw-Hill, éd., London 568 p.

READING H.G., 1979.- Sedimentary environments and facies. Blackwell sci. Publ., London, 557 p.

RIBEYROLLES M., 1972.- Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Aguelmous et Mrirt). Thèse 3ème cycle, Montpellier.

RICHERT J.P. et PERRIN G., 1972.- Reconnaissance structurale de la bordure orientale du permis des Doukkala. Rapport S.N.P.A., Pau, Fr., 11 p. inéd.

ROUBAULT M., 1963.- Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat, éd., Paris, 365 p.

SACAL V., 1963.- Microfaciès du Paléozoïque saharien. *Notes Mém. comp. fr. Pétroles*, 6, 30 p., 100 microphotographies.

SOUGY J. et LECORCHE J-P., 1963.- Sur la nature glaciaire de la base de la série de Garat el Hamoueïd (ZEMMOUR, Mauritanie septentrionale). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 256, pp. 4471-4474.

SOUGY J., 1976.- Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées dans les Jebilet occidentales et centrales (Meseta marocaine hercynienne). *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille, Fr., sér. B, 12, 41 p.

SOUGY J., MULLER J. et POUTCHKOVSKY A., 1978.- Tectoniques de nappes dans la Meseta marocaine hercynienne, Jebilet-Rehamna. *6ème Réun. ann. Sci. Terre*, Orsay, Fr. 25-27 avril, p. 371, 1 fig.

TAHIRI A., 1980.- Etude lithostratigraphique et structurale de la boutonnière allochtone du Jebel Ardouz. Les mylonites de base. Maroc hercynien. Rapport de mission (oct.-nov.-déc. 1979), *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille, sér. X, 38, 20p., 18 fig., 1 carte au 1/8.000.

TAHIRI A., 1982.- Lithostratigraphie, structure et métamorphisme de la partie sud des Jebilet occidentales autochtones et allochtones. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en meseta marocaine. Thèse 3ème cycle, Univ. Aix-Marseille III, Fr.

TISSERAND D., 1977.- Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne au Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse 3ème cycle, Univ. Strasbourg, Fr, 103 p.

TURNER F.J. et WEISS L.E., 1963.- Structural analysis of metamorphic tectonites. Mac Graw-Hill, éd., New-York , 545 p.

VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J., 1976.- Eléments de tectonique analytique - Masson éd., Paris, 117 p.

WILLIAMS H., TURNER F.J. et GILBERT C.M., 1955.- Petrography - W.H. Freeman éd., San Francisco, USA, 406 p.

WINCHELL A.N. and WINCHELL H., 1959.- Elements of optical mineralogy, Part II. John Wiley éd., New York, USA, 551 p.

ZAHRAOUI M., 1981.- Etude lithostratigraphique et structurale des nappes de la région du Jebel Teksim (Jebilet centrales, Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine. Thèse 3ème cycle, Univ. Aix-Marseille III, 115 p., 2 cartes h.t.

LISTE DES FIGURES

1 : Place des Rehamna dans le Maroc hercynien
2 : Les talus de la voie de chemin de fer des phosphates, Benguerir
3 : L'Ordovico-Silurien des Rehamna occidentales et orientales
- Lame mince JJC 75
- Lame mince JJC 87
4 : Argilite silteux à "linsen-bedding" (lame mince JJC 275)
5 : Panorama d'El Ouennkel
- Lame mince JJC 33
6 : Coupes de la formation 7, Ordovicien supérieur
7 : Lentille de quartzite microconglomératique, Ordovicien supérieur
8 : Glissements synsédimentaires, Ordovicien supérieur
9 : Grès argileux microconglomératique, Ordovicien supérieur
10 : Stratifications entrecroisées, Ordovicien supérieur
11 : Sédimentation glacio-marine en milieu distal
12 : Argilite silteuse à chlorites diagénétiques
13 : Coupes sériées à l'Ouest de Skoura
14 : P1i P1 décimétrique, Ordovicien supérieur
15 : P1i P1 centimétrique, Ordovicien supérieur (lame mince JJC 937)
16 et 17 : Stéréogrammes dans le groupe de la Koudiat el Adam
18 : Décrochement N 70°, groupe de la Koudiat el Adam
19 : Carte géologique au Sud d'El Ksama, 1/20.000
20 : Coupes dans le groupe des Ouled Hassine
21 : Coupe type du groupe des Ouled Hassine
22 : Coupe dans les quartzites des Ouled Hassine
23 : Galets dans des phyllites, groupe des Ouled Hassine
24 : Lentille conglomératique, groupe des Ouled Hassine
25 : Veines de quartz anté-S1, groupe des Ouled Hassine
26 : Tectonogramme des déformations superposées du groupe des Ouled Hassine
27 : P1i P1 décimétrique, groupe des Ouled Hassine
28 : Enveloppe des lames de quartzite des Ouled Hassine
29 : Coupe synthétique dans l'unité des Oulad Aguil
30 : Cisaillements post-S1 (lame mince JJC 195'), groupe des Ouled Hassine
31 : "Rods" dans des calcaires, groupe des Ouled Hassine
32 : P1is P2 coniques, groupe des Ouled Hassine
33 : P1is P2 non cylindriques, groupe des Ouled Hassine
34 : P1is P2 à axes courbes, groupe des Ouled Hassine

35 : Plis P2 dans des quartzites, groupe des Ouled Hassine
36 : Plis P2 dans des calcaires, groupe des Ouled Hassine
37 : Clivage S2, groupe des Ouled Hassine
38 : Kink-bands P3, groupe des Ouled Hassine
39 à 43 : Stéréogrammes dans le groupe des Ouled Hassine
44 : Carte des linéations au Sud d'El Ksama, groupe des Ouled Hassine
45 : Carte des schistosité et clivages, groupe des Ouled Hassine
46 : Microdiorites dans S1, groupe des Ouled Hassine
47 : Quartzophyllite à grenat et épidote (lame mince JJC 511)
48 : Phyllite à grenat (lame mince JJC 567 B)
49 : Cordiérite (lame mince JJC 567 B)
50 : Accumulation volcano-sédimentaire interdigitée, unité de Benguerir
51 : Analyses chimiques de quelques roches de l'unité de Benguerir
52 : Micrographie de plis P2 dans des quartzophyllites, unité de Benguerir (lame 151)
53 : Micrographie d'un métatuf basique (lame mince JJC 161), unité de Benguerir
54 : Boudins d'épidotite, unité de Benguerir
- Schéma des déformations superposées dans la tranchée de Benguerir
55 : Plis P1 dans des veines de quartz, unité de Benguerir
56 : Pegmatite boudinée, unité de Benguerir
57 : Micrographie d'une pegmatite boudinée (lame mince JJC 37), unité de Benguerir
58 : Plis P1 dans des slates, unité de Benguerir
59 : Micrographie d'un pli P1 (lame JJC 35 B), unité de Benguerir
60 à 63 : Stéréogrammes dans le secteur de Benguerir, unité de Benguerir
64 : Aplatissement post-P1, unité de Benguerir
65 : Superposition de plis P1 et P2, unité de Benguerir
66 : Relations entre S1 et S2, unité de Benguerir
67 : Panorama de la tranchée de Benguerir; les écaillages
68 : Zone d'écaillage, unité de Benguerir
69 : Orientation des stries de friction dans la tranchée de Benguerir
70 : Détermination du sens des écaillages dans la tranchée de Benguerir
71 : Micrographie d'une phyllite à biotite avec trois épisodes de plissement, unité de Benguerir
72 : Panorama du chevauchement de l'unité de Benguerir sur le groupe des Ouled Hassine
73 : Stéréogramme des déformations souples entre Khenidlet et Kaïs unité de Benguerir
74 : Microdiorite bréchifiée par une surface d'écaillage, unité de Benguerir
75 : Stéréogramme des déformations souples entre le Guelb Lahrach et Haïcham
76 : Grenat centimétrique moulé par S2, unité de Benguerir

77 : Micrographie d'un grenat tourné par les plis P2 (lame mince JJC 391), unité de Benguerir
78 : Micrographie d'un grenat dont les ombres de pression sont plissées par les plis P3 (lame mince JJC 171), unité de Benguerir
79 : Micrographie d'un staurotide damouritisé (lame mince JJC 171), unité de Benguerir
80 : Coupes sériées dans le lambeau du Goulibet, unité du Jebel Kharrou
82-83 : Stéréogrammes des déformations souples dans le lambeau du Goulibet
84-88 : Stéréogrammes des axes de plis dans les lambeaux méridionaux, unité du Jebel Kharrou
89 : Chicot quartzitique, lambeaux méridionaux, unité du Jebel Kharrou
90 : Le chevauchement de l'unité du Jebel Kharrou dans l'Est des Rehamna
91 : Amygdalisation selon des surfaces d'écaillage dans la brèche de base de l'unité du Jebel Kharrou
92 : Figures sigmoïdes dans la brèche de base de l'unité du Jebel Kharrou
93 : Bloc de quartzite dans la brèche de base de l'unité du Jebel Kharrou
94 : Orientation des stries de friction liées aux nappes supérieures
95 : Stratifications obliques dans la formation 1 de l'unité de Dalaat
- Lame mince JJC 135
- Lame mince JJC 128
- Lame mince JJC 472'
96 : Superposition de plis P1 et P2, unité de Dalaat
97 : Orientation des deux familles de plis de l'unité de Dalaat
98 : Stéréogramme synthétique des axes de plis, unité de Dalaat
99 : Fentes de tension et bréchification dans l'unité de Dalaat
100 : La troncature basale de l'unité de Dalaat
101 : Amygdalisation au contact de base de l'unité de Dalaat
102 : Coupes montrant le chevauchement de l'unité de Dalaat
103 : Surface listrique liée au chevauchement de l'unité de Dalaat
104 : Schéma des relations métamorphisme/magmatisme/déformation dans les Rehamna orientales.

LISTE DES PLANCHES

1 : Carte géologique des Rehamna orientales au 1/50.000

1A : Schéma structural des Rehamna orientales

2 : Log de l'Ordovico-Silurien des Rehamna orientales

3 : Carte géologique du secteur de Skoura, au 1/25.000

4 : Couloirs de clivage S1 et décrochements dextres dans le groupe de la Koudiat el Adam

5 : Talus de la voie de chemin de fer des phosphates de Benguerir (3 portions, 5A, 5B et 5C)

6 : Log du Carbonifère de l'unité de Dalaat

7 : Carte géologique des environs de Sidi Jafer au 1/25.000

PI. 1

CARTE GÉOLOGIQUE DES REHAMNA ORIENTALES

LÉGENDE

DÉPÔTS POST-HERCYNIENS

- Quaternaire
- Crétacé
- Laves permo-triasiques
- Conglomérats autuniens (?)

UNITÉ DE DALAAT (CARBONIFÈRE)

- Grès et conglomérats — Formation 3
- Calcaires fins, Siltstones calcaires et calcaires bioclastiques — Formation 2
- Grès calcaires — Formation 1

UNITÉ DES OULAD AGUIL, GROUPE DE LA KOUDIAT EL ADAM, ET UNITÉ DU DJEBEL KHARROU (Ordovicien-Silurien)

- Argilites noires. Silurien. — Formation 8
- Quartzites et grès argileux microconglomératiques. Ordovicien terminal ? — Formation 7
- Grès carbonatés. Ashgill.? / Argilites vertes. Ashgill.? — Formation 6
- Argilites, siltstones, quartzites. — Formation 5
- Quartzites, Caradoc ? — Formation 4
- Grès, quartzites. Llanvirn - Llandeilo ? — Formation 3
- Quartzites. / Argilites blanches. Arénigien sup. Llanvirn inf. — Formation 2
- Grès micacés. Arénig ? — Formation 1

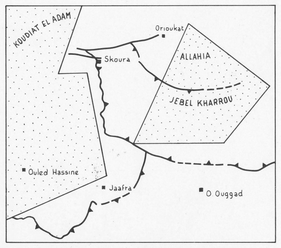
UNITÉ DES OULAD AGUIL, GROUPE DES OULED HASSINE (Post-Ordovician supérieur ?)

- Phyllites indifférenciées, slates et quartzophyllites
- Pseudo-conglomérats d'Ajara. — Formation 5
- Calcaires et conglomérats. — Formation 3
- Quartzites — Formation 2

UNITÉ DE BENGUERIR (Visén supérieur ?)

- Phyllites, quartzophyllites et schistes indifférenciés
- Amphibolites
- Quartzites

0 1 2 3km



Documents utilisés dans l'élaboration de la carte géologique figurés dans les cartouches : Hoepffner, 1974.

PL.1A

Substratum (Cambro-Ordovico-Dévono? - Carbonifère?)

Unité des Oulad Aguil
- Groupe de la Koudiat el Adam — 1a
- Groupe des Ouled Hassine — 1b

Unité de Benguerir (Viséen?) — 2

Para autochtone (Ordovico-Silurien)

Unité du Jebel Kharrou
- Lambeau du Goulibet — 3a
- Lambeaux "méridionaux" — 3b

Allochtone (Carbonifère)

Unité de Dalaat

Granites intrusifs 273±2 MA — +

Quaternaire
Crétacé
Laves permo-triasiques
Congl. Permiens (Autunien?)

Pendage normal
Pendage inverse
Anticlinal P1
Synclinal P1
Contour géologique
Cisaillement ductile
Faille
Chevauchement anté-273 MA?
Chevauchement post-273 MA
Isograde sericite +
Isograde biotite +
Isograde grenat +
Auréole de contact

Schéma structural des Rehamna centrales et orientales
[d'après Piqué, 1972 ; Jenny, 1974 ; Hoepffner, 1974 ; modifiés, in Michard (sous-presse)]

- Contour géologique
- Faille
- Faille avec regard
- Chevauchement antéfilons de microdiorite
- Chevauchement post-filons de microdiorite
- Filons de microdiorite
- Brèche tectonique
- Limite nord approximative de l'épimétamorphisme
- Limites des grenats (très partielles)
- Piste
- Points cotés . 426
- Puits
- Villages
- Oueds
- Cartouches : Cartes détaillées — PI.7

- Pendage des conglomérats autuniens
- Pendage normal
- Pendage inverse
- Axe de pli P1, zones métamorphiques
- Axe de pli P1, zones non métamorphiques
- Axe de pli P1, Hoepffner, 1974
- Schistosité de flux S1, zones métamorphiques
- Schistosité de fracture S1, zones non métamorphiques
- Foliation S1-S2, Hoepffner, 1974
- Axe de pli P2
- Clivage de crénulation S2
- Axe de pli P3
- Clivage S3 ou plan axial P3
- Fossiles

J.J. CORNÉE, 1981

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN – 05002 GAP

L'ORDOVICO - SILURIEN DES REHAMNA ORIENTALES - Cornée 1981 -

PL.2

FORMATIONS | FORMATIONS ET AGES (Hoepffner) | ECHANTILLON | EPAISSEURS (m) | ECHELLE (m) | EPAISSEURS (m)

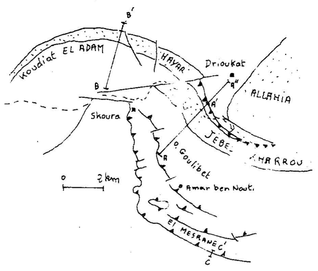
UNITE DU JEBEL KHARROU

x = 285,5 x y = 211,2 à x = 283 x y = 208,4

LOG SYNTHETIQUE DE MEDREB JEMAL

1cm pour 30m

Coupe AA'



8 — TARANON — ? — ?

Argilites noires ampéliteuses à graptolites - Coupe CC' -

7 — 35

Membre3 : quartzites clairs
Membre2 : grès argileux microconglomératiques verdâtres ou rosés
Membre1 : quartzites microconglomératiques . Illite - Chlorite

6 — GOULIBET - EL MESRANE — LLANDOVERY INF. ? — ASHGILL ? ET — 580

28 →
29 →

siltstones verdâtres feuilletés
grès calcaires jaunes à brachiopodes et entroques

1500

grès très fins calcaires, jaunes

Argilites vertes feuilletées à micas flottés et terriers

1350

Grès calcaires jaunes à bruns, lenticulaires, avec rares slumps et rares berceaux

33 →

Illite - Chlorite

1200

Calcaires jaunes →

Argilites vertes feuilletées, luisantes, à micas flottés

slumps

1050

Argites silteuses rouges et vertes

5 — ALLAHIA — SERIE SUP. — CARADOC ? — 90

55 →
56 →
57 →

Siltstones bioturbés rougeset verts — Illite - chlorite
Calcaires jaunes
quartzites grossiers

Argilites silteuses un peu micacées à "insen-bedding"
Illite - chlorite

900

4 — SERIE SUP. — CARADOC ? — 150

58 →

Quartzites clairs, massifs, en lentilles à base conglomératique

Quartzites en bancs décimétriques

750

3 — SERIE INF. LLANDEILO SUP. — 150

Quartzites
Slumping-balls

Grès argileux, siltstones et argilites silteuses, vert sale

600

2 — DEMIA — ARENIG SUP. — LLANVIRN — 200 envir.

87 →

Quartzites
quartzites sombres lenticulaires

Argilites blanches légèrement silteuses à micas flottés

450

Interstratifiés Illite - Chlorite

Chevauchement
grès ocres — COUPE A'A'' base de l'unité des Oulad Aguil
Décrochement

300

1 — DRIOUKAT — ARENIG — 300 min.

75 →

Grès micacés bioturbés vert brun à débit noduleux

Illite - Chlorite

150

Grès bruns

UNITE DES OULAD AGUIL

LOG SYNTHETIQUE DE LA KOUDIAT EL ADAM

1cm pour 30m

x = 281 x y = 213,6
à
z = 280,4 x y = 211,2

COUPE B-B'

10 — B

510

70

145

235

CARTE GÉOLOGIQUE DES ALENTOURS DE SKOURA

Cornée J.J. 1981
UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET PALÉONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 12313

Villages
Piste
Oued
Point côté
F Fossiles

Ng
Nm
6°

0 1km

PI.3
(voir situation PI.1)

LÉGENDE

Filon de microdiorite

GROUPE DE LA KOUDIAT EL ADAM

Quartzites	Fm 7
Argilites	Fm 6
Siltstones	Fm 5
Quartzites	Fm 4
Grès-siltstones	Fm 3
Quartzites / Argilites	Fm 2
Grès	Fm 1

GROUPE DES OULED HASSINE

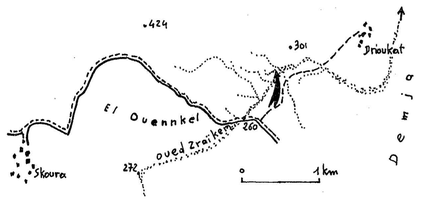
Quartzites
Phyllites

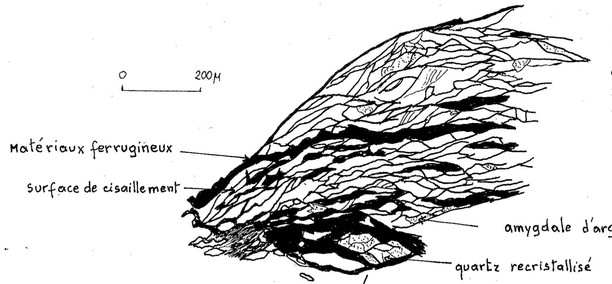
Coupe (Fig.13 et Fig.80)
Pendage normal
Pendage inverse
Schistosité de flux S1
Schistosité de fracture S1
Feuilletage des argilites (S_0)
Plan axial . pli P2
Axe pli P1
Faille avec regard
Mouvement de faille
Chevauchement
Limite nord de la schistosité de flux S1

PL.4

Couloirs de clivage S1 très fin et décrochements dextres dans le flanc inverse de l'anticlinal de la Koudiat el Adam. Oued Zraïkem, x = 284,9 x y = 211,4, formation 2 du groupe de la Koudiat el Adam. cornec, 1981.

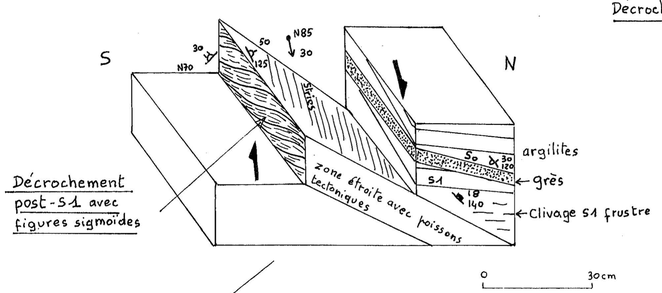
12313





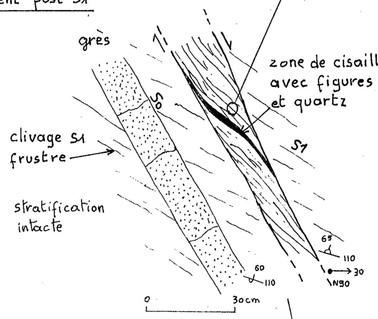
Micrographie d'une zone de cisaillement post-S1 (lame 33c 1117). Amygdalisation microscopique des argilites avec recristallisations de quartz ; les surfaces de cisaillement sont soulignées par des matériaux ferrugineux. Lame perpendiculaire à la surface de cisaillement.

So : stratification
S1 : clivage S1
: pendage inverse
: clivage S1
: Axe de pli P1 ou L1
: plan axial de pli P2
: Axe de pli P2
: plan de cisaillement post-S1
: Poisson tectonique
: strie de friction
: Cisaillement post-S1

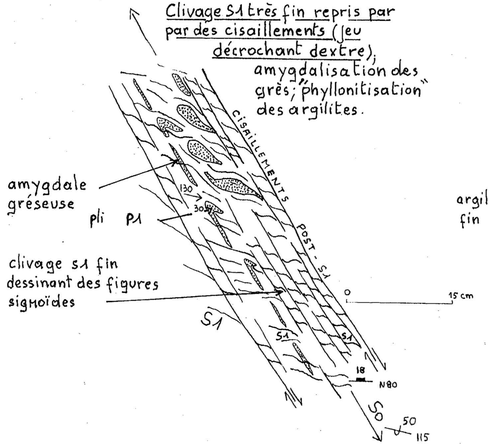


Décrochement post-S1 avec figures sigmoïdes

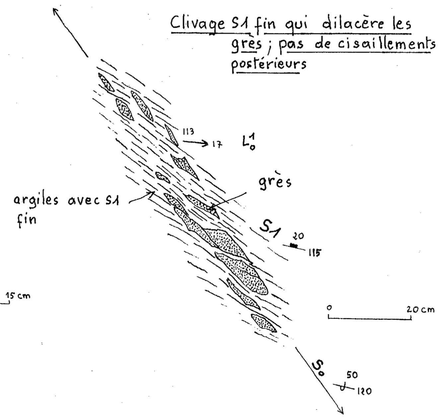
Décrochement post-S1

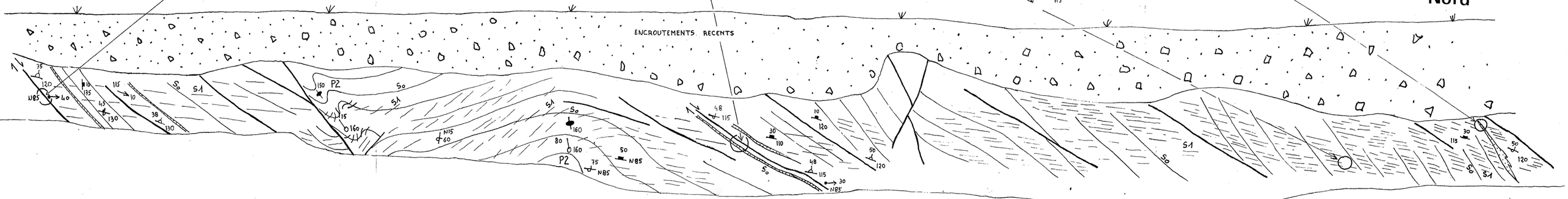


Clivage S1 très fin repris par par des cisaillements (jeu décrochant dextre), amygdalisation des grès; "phyllonitisation" des argilites.



Clivage S1 fin qui dilacère les grès ; pas de cisaillements postérieurs





CLIVAGE S1 FRUSTRE

CLIVAGE S1 SERRE

PL.5

LABORATOIRE DE PALEONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 12313

LA TRANCHÉE DE BENGUERIR (voir fig.2)

quartz
tufs volcaniques
P1 pli de premier épisode de plissement
P2 " deuxième " "

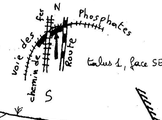
S1 : schistosité de flux (plis P1)
S2 : clivage de crénulation (P2)
S3 : clivage grossier (plis P3)

A TALUS 1 (face Sud-Est)

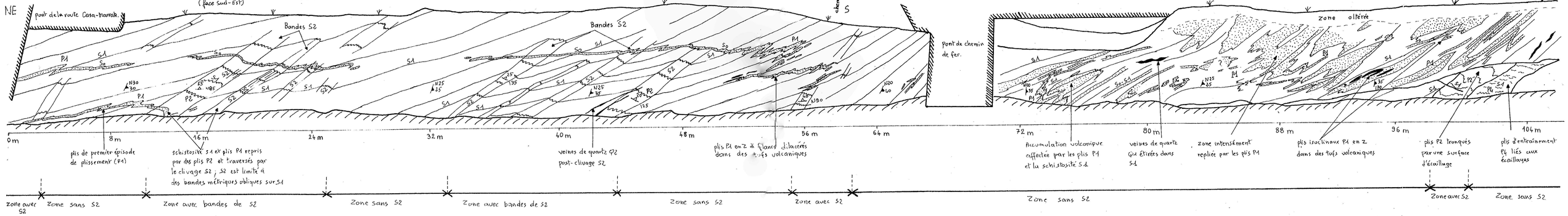
TECTONIQUES SUPERPOSÉES, P1 et P2

plan de coupe: N45E-70E

situation du panneau dans la tranchée



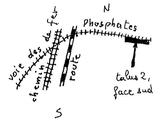
plan de coupe: N40E-65E.



zone avec S2 | Zone sans S2 | Zone avec bandes de S2 | Zone sans S2 | Zone avec bandes de S2 | Zone sans S2 | Zone avec S2 | Zone sans S2 | Zone avec S2 | Zone sans S2

B TALUS 2 (face Sud)

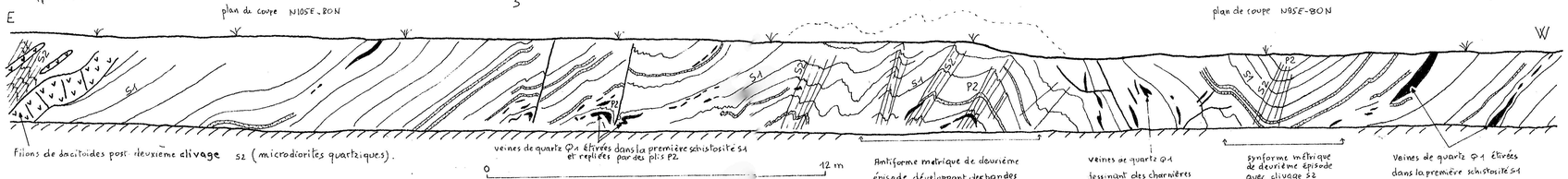
situation du panneau



TECTONIQUES SUPERPOSÉES, P1 et P2

plan de coupe N10SE-80N

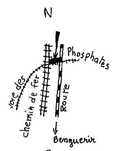
plan de coupe N85E-80N



Zone avec S2 | Zone sans clivage S2 | Zone où se développent les plis P2 et le clivage S2 (la ½ longueur d'onde des plis P2 est métrique) | Zone sans clivage S2

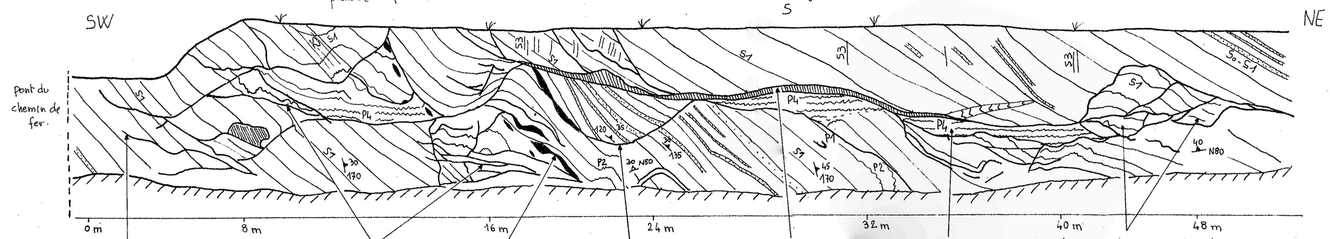
C TALUS 1 (face Nord-Ouest)

situation du panneau



ECAILLAGES POST-TECTONIQUES

plan de coupe : N50E-70SE



12313

PL.6

LOG DU CARBONIFERE DE L'UNITE DE DALAAT

(Rehamna orientales)

Cornée, 1980

Epaisseurs (m) | Echantillons

COUPE B

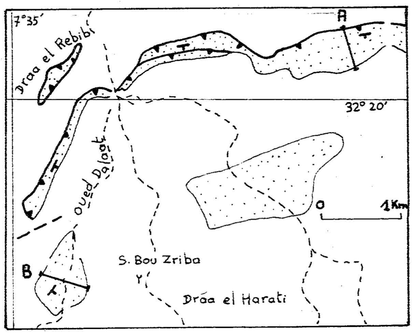
250 — 200 — 150 — 100 — 50 — 0

472''' — 472'' — 472'

Siltstones verdâtres massifs avec intercalations de calcaires silteux jaunes contenant parfois des entroques ou des brachiopodes

grès fins en bancs décimétriques, grès fins conglomératiques à la base et à végétaux flottés au sommet, siltstones verdâtres ou rosés en interbancs. Brachiopodes rares.

FORMATION 3



COUPE A

296 — Calcaires beiges fins

290 — 250 — 200 — 150 — 100 — 50 — 0

284B — 284A — 292 — 283A — 283 — 127 — 128 — 753 — 132 — 135 — 134 — 123A

Calcaires bioclastiques lenticulaires à polypiers, bryozoaires, brachiopodes, entroques et foraminifères.

Siltstones calcaires verdâtres, massifs

Calcaire jaune conglomératique à entroques

Argilites rosées feuilletées

Calcaire jaune conglomératique à entroques

Siltstones calcaires verdâtres

Grès très fins verdâtres

Calcaires silteux en petits bancs, à brachiopodes

Siltstones calcaires verdâtres à noirâtres

Grès gris en bancs décimétriques avec ripple-marks

Calcaires massifs biodétritiques roux à stratifications obliques et contenant des entroques

Alternances décimétriques de grès calcaires roux et de siltstones argileux verdâtres à lie de vin, parfois micacés

Calcaires greseux à entroques

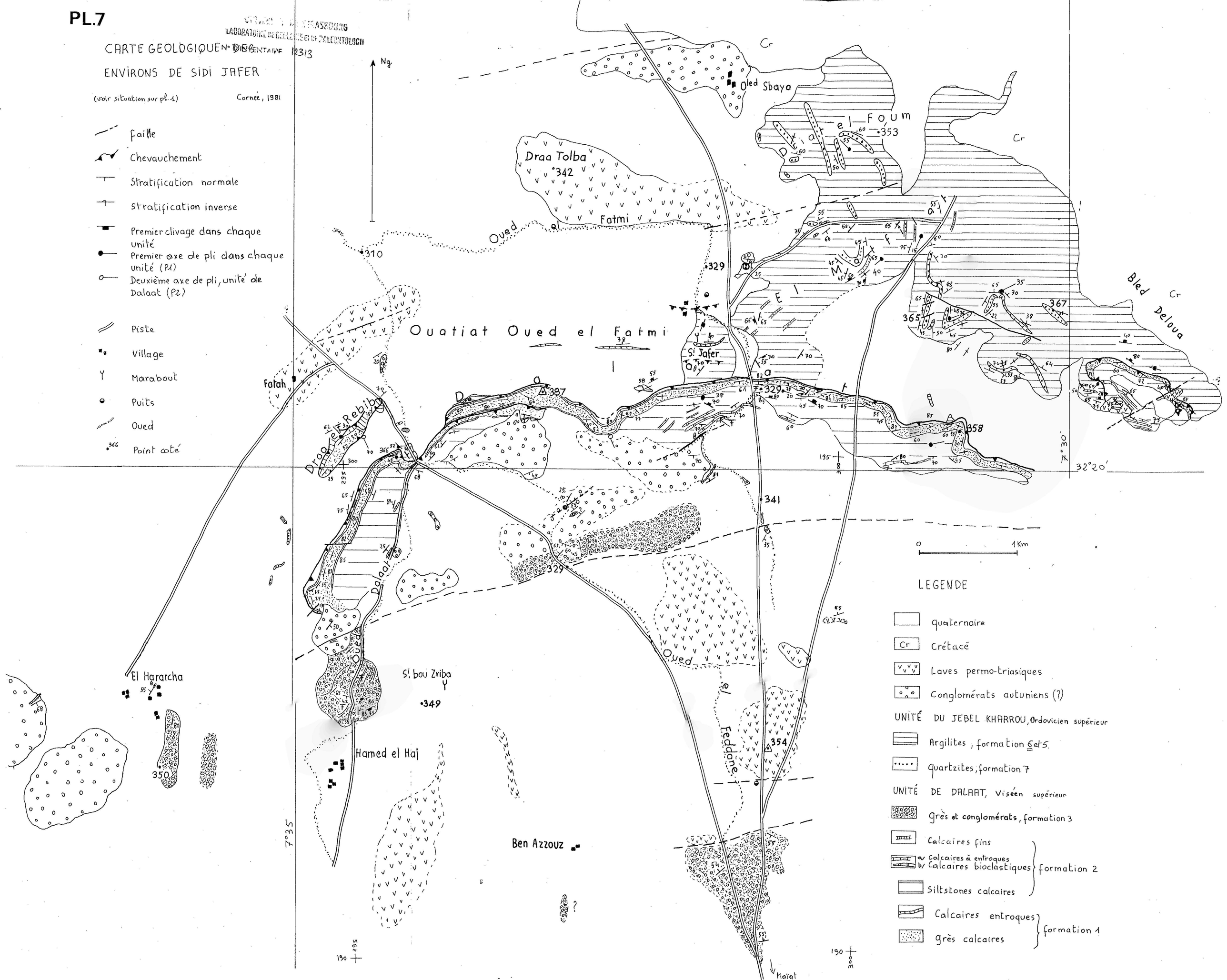
FORMATION 2

FORMATION 1

PL.7

LABORATOIRE DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE
N° DE VENTAIRE 12313

CARTE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DE SIDI JAFER

(voir situation sur pl. 1)

Cornée, 1981