Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale), Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'est du massif

Christian Hoepffner

▶ **To cite this version:**

Christian Hoepffner. Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale), Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'est du massif. Tectonique. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 1974. Français. NNT : . tel-01015832

HAL Id: tel-01015832
https://theses.hal.science/tel-01015832

Submitted on 1 Jul 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.

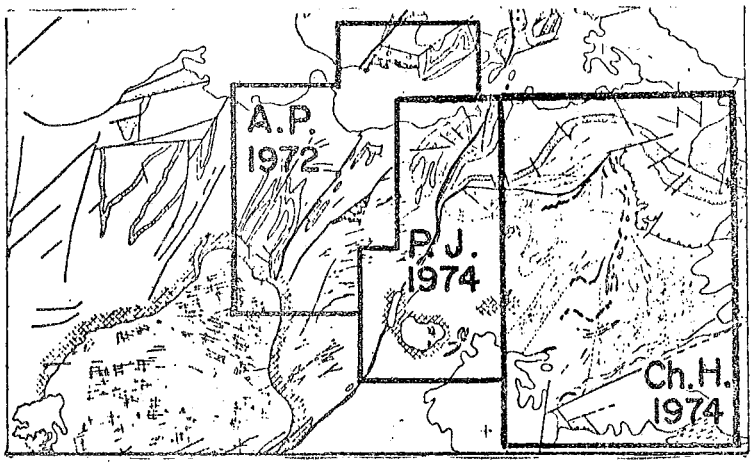
L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

U L P Strasbourg C.N.R.S.

CONTRIBUTION A LA GEOLOGIE STRUCTURALE DES REHAMNA

(Meseta marocaine méridionale)

LE MATERIEL PALEOZOIQUE ET SON EVOLUTION HERCYNIENNE DANS L'EST DU MASSIF



par Christian HOEPFFNER

Numéro d'ordre :

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE ET DE PALÉONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 10048

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

Institut de Géologie

T H E S E

présentée à

l'Université Louis Pasteur de Strasbourg

pour obtenir le titre de

DOCTEUR de 3ème Cycle

en

G E O L O G I E

par

Christian HOEPFFNER

CONTRIBUTION A LA GEOLOGIE STRUCTURALE DES REHAMNA (Meseta marocaine méridionale).

LE MATERIEL PALEOZOIQUE ET SON EVOLUTION HERCYNIENNE DANS L'EST DU MASSIF.

soutenue le 5 Avril 1974 devant la Commission d'Examen

MM.	J. LUCAS	Président
	A. MICHARD	Rapporteur
	M. RUHLAND	Examinateur
	M. MATTAUER	Membre Invité

BIBLIOTHEQUE SCI. TERRE STRASBOURG
D001012

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
STRASBOURG

Edition Décembre 1973

Président : : Professeur G. OURISSON
Vice-Présidents : : Professeur A. CHAUMONT
Professeur G. LAUSTRIAT
Secrétaire Général : G. KIEHL

PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCES, DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE DES U.E.R. RESPONSABLES DES DOCTORATS ES-SCIENCES

Doyens honoraires : A. KIRRMANN – P. LACROUTE – H.J. MARESQUELLE – J.H. VIVIEN – G. MILLOT.
Professeurs honoraires : P. de BEAUCHAMP – L. BOISSELET – H. CARTAN – G. CERF – C. CHABAUTY – A. CHRETIEN – J. DENY – Ch. EHRESMANN – Mlle S. GILLET – A. HEE – R. HOCART A. KIRRMANN – G. LEMEE – P. L'HERITIER – A. LICHNEROWICZ – A. MAILLARD H.J. MARESQUELLE – L. NEEL – J. PARROD – Ch. SADRON – F. TERROINE – H. VILLAT – H. WEISS – Et. WOLFF – J. YVON.
Maître de Conférences honoraire : R. WEIL.

Professeurs

J.	ROTHE	Physique du Globe
P.	LACROUTE	Astronomie
J.H.	VIVIEN	Zool. et Embryol. expérimentale
S.	GORODETZKY	Phys. Gén. et Physique Nucléaire
L.	SACKMANN	Mécanique des Fluides
M.	PEREY	Chimie Nucléaire
S.	GOLDSZTAUB	Minéralogie et Pétrographie
P.	JOLY	Biologie Générale
H.	BENOIT	Physicochimie macromoléculaire
P.	CUER	Physique générale et Phys. Corp. s
G.	MILLOT	Géologie et Paléontologie
R.	LECOLAZET	Physique du Globe
H.	SAUCIER	Minéralogie
R.	ROHMER	Chimie Minérale
A.	GAGNIEU	Botanique
F.	STUTINSKY	Physiologie Générale
B.	WURTZ	Chimie Biologique
J.	BRENET	Electrochimie
J.P.	EBEL	Chimie Biologique
G.	OURISSON	Chimie
A.	COCHE	Physique Nucléaire
R.	CERF	Physique Générale
J.	FRENKEL	Mathématiques
A.	DELUZARCHE	Chimie
R.	ARMBRUSTER	Physique
A.	ROCHE	Physique du Globe
L.	HIRTH	Microbiologie
A.	FUCHS	Mécanique rationnelle
A.	GALLMANN	Physique
P.	MIALHE	Physiologie animale
D.	MAGNAC	Physique
M.	DAUNE	Biophysique
J.P.	ADLOFF	Chimie Nucléaire
D.	BERNARD	Méthode math. de la Physique
E.	DANIEL	Physique expérimentale
P.	CHEVALLIER	Physique
G.	REEB	Topologie
J.	WUCHER	Physique
M.	BRINI	Chimie
H.	DURANTON	Botanique
R.	WEISS	Chimie
P.	FEDERLIN	Chimie
J.P.	SCHWING	Chimie
M.	SIESKIND	Physique
G.	MONSONEGO	Physique Théorique
C.	WIPPLER	Physicoch. des Hts Polymères industriels
G.	WEILL	Physique
A.	CLAUSS	Chimie
E.	FOLLENIUS	Zoologie
J.	LUCAS	Géologie
J.J.	THIEBOLD	Biologie animale
G.	GLAESER	Mathématiques
J.H.	WEIL	Chimie Biologique
D.	FOATA	Mathématiques
H.	DANAN	Physique Atom. et Physique du Solide
X	FERNIQUE	Mathématiques
F.	GAUTIER	Physique
G.	SUTTER	Physique Electronique
V.	AVANISSIAN	Analyse Supérieure
F.	LACROUTE	Biologie Végétale
J.P.	EBERHART	Minéralogie
J.M.	LEHN	Chimie
Cl.	ROBERT	Physique
F.	BECKER	Physique mathématique
Fr.	SCHALLER	Biologie Générale
Fr.	GAULT	Chimie organique
M.	GOUNOT	Botanique
J.	DEHAND	Chimie Minérale
C.	GODBILLON	Mathématiques
J.	ROUX	Botanique
R.	VOLTZ	Physique Théorique
A.	MICHARD	Géologie
Y.	BOULANGER	Chimie Biologique
J.J.	RIEHL	Chimie
R.	GERARD	Mathématiques
M.	DAIRE	Chimie Phys. ind. et Sc. des Matériaux
G.	DUNOYER deSEGONZAC	Géologie
J.P.	JOUANOLOU	Mathématiques
Cl.	DELLACHERIE	Mathématiques
Ph.	RICHARD	Physiologie animale
J.	FARAUT	Mathématiques
J.P.	RAMIS	Mathématiques générales

Professeurs Associés

A. BANDERET (E.A.H.P.) – H. HAKEN (Phys.) – A.H.M. LEVELT (Math.) – O. LAUDAL (Math.) – R. MILNE (Microbiologie) – L.R. NARANAYAN (Chimie) – C. VIRGILI (Géologie).

Professeurs Conventionnés

V. HOENIG (Médecine). C. KIWIET de JONGE (Géographie)

Maîtres de Conférences Conventionnés

J.P. BAUER (Psychologie) – P. CAHN (Psychologie) – N. KONO (Mathématiques) – A. TABOURET-KELLER (Psychologie)

.../.....

Maîtres de Conférences et Chargés d'Enseignement

M.	GROSMANN	Physique
Ph.	ROPARTZ	Psycho-Physiologie
G.	SOLLADIE	Chimie Organique
P.	BENVENISTE	Physiologie végétale
D.	VIAUD	Mathématiques
R.	KIRSCH	Zoologie
J.	SOMMER	Chimie appliquée
A.	HINSCHBERGER	Chimie Physique
J.	BROSSAS	Chimie Macromoléculaire
M.	LEROY	Chimie
C.	PESKINE	Mathématiques
M.J.	SCHWING	Chimie Physique
J.Cl.	BERNIER	Chimie Générale
J.J.	FRIED	Mécanique des Fluides
J.	LEITE-LOPEZ	Physique Nucl & Corpusculaire

Maître de Conférences adjoint

J.	SITTLER	Géologie

Professeurs et Maîtres de Conférences du C.U.H.R.

P.	TAGLANG	Physique
J.P.	DONNET	Chimie Physique
R.	WEY	Chimie
J.	STREITH	Chimie
J.	MARTINET	Mathématiques
G.	SCHIFFMANN	Mathématiques
J.	FAURE	Chimie Physique
Fr.	SCHMITT	Physique
Chr.	WINTER	Physique
A.	JAEGLE	Physique
A.	KALT	Chimie Physique
R.	LUTZ	Mathématiques
J.	LAFAYE	MR Physicochimie atom. - ionique
B.	SIFFERT	MR Cristallo. et Mi néralogie

Professeurs et Maîtres de Conférences des I.U.T.

Strasbourg

Ch.	TANIELLIAN	Chimie
M.	GROSS	Chimie

Mulhouse

G.	PERNY	Physique Appliquée
R.	MANQUENOUILLE	Mathématiques Appliquées
G.	METZGER	Electronique
B.	LAVILLE St-MARTIN	Physique Appliquée
R.	STEIN	Physique Electronique

Directeurs et Maîtres de Recherche

J.F.	BIELLMANN	DR	Chimie
P.	BOUVEROT	DR	Physiol. respiratoire
P.	DEJOURS	DR	Physiol. respiratoire
A.	KNIPPER	DR	Phys. nucl. et corpus.
A.	KOVACS	DR	Physicochim. macromol.
J.	MARCHAL	DR	Physicochim. macromol.
P.A.	MEYER	DR	Mathématiques
A.J.P.	MEYER	DR	Physique
J.	MEYER	DR	Botanique
C.	MIALHE	DR	Physiologie
S.	NIKITINE	DR	Physique
A.	PETROVIC	DR	Médecine
P.	REMPP	DR	Physicochim. macromol.
A.	SKOULIOS	DR	Physicochim. macromol.
R.	WEIL	DR	Minéralogie
A.	ZUCKER	DR	Physique Théorique
F.	BECK	MR	Physique nucléaire
J.P.	BECK	MR	Physiologie
M.	BONHOMME	MR	Géologie
H.	BRAUN	MR	Physique corpusculaire
S.	CANDAU	MR	Physique
M.	CHAMPAGNE	MR	Biophysique
J.P.	COFFIN	MR	Phys. nucl. et corpus.
A.	CORET	MR	Physique
M.	CROISSIAUX	MR	Physique nucléaire
M.	DARTIGUENAVE	MR	Chimie Minérale
J.	DOUBINGER	MR	Géologie
S.	EL KOMOSS	MR	Physique
J.P.	VON ELLER	MR	Géologie
J.M.	FRANCK-NEUMANN	MR	Chimie organ. biol.
E.	FRANTA	MR	Physicochimie moléculaire
J.M.	FRIEDT	MR	Physicochim. atom.-ionique
A.	FRIDMANN	MR	Physique corpusculaire
Y.	GALLOT	MR	Physicochim. macromol.
J.B.	GRUN	MR	Physique
G.	KAUFFMANN	MR	Chimie
A.	LLORET	MR	Physique corpusculaire
Th.	MULLER	MR	Physique
G.	MUNSCHY	MR	Physique
M.	NAUCIEL-BLOCH	MR	Physique des Solides
M.	PATY	MR	Physique Corpusculaire
R.	PFIRSCH	MR	Botanique
A.	PORTE	MR	Physiologie
J.	POUYET	MR	Biophysique
J.	RINGEISEN	MR	Physique
J.P.	ROTH	s/Dir. C.R.M.	Physicochim. macromol.
F.	SCHEIBLING	MR	Spectrométrie nucléaire
N.	SCHULTZ	MR	Physique nucléaire
P.	SIFFERT	MR	Phys. rayon.&Electron.nucl.
Cl.	SITTLER	MR	Géologie
Cl.	STRAZIELLE	MR	Physicochim. macromol.
M.	SUFFERT	MR	Basses Energies
Y.	TARDY	MR	Géologie
R.	VAROQUI	MR	Physicochim. macromol.
A.	VEILLARD	MR	Chimie
A.	WAKSMANN	MR	Neurochimie
G.	WALTER	MR	Phys. rayon.& Electron.nucl.
J.P.	WENIGER	MR	Zoologie
J.	WITZ	MR	Biologie Cellulaire
R.	WOLFF	MR	Chimie
R.	ZANA	MR	Physicochim. macromol.
J.P.	ZILLINGER	MR	Physique

1. INTRODUCTION

1.1. Mise en place de la région étudiée

La région étudiée dans ce mémoire appartient au massif hercynien des Rehamna, portion méridionale de la Meseta marocaine (fig. 1). Ce massif est l'un des plus intensément plissés et métamorphisés du Maroc hercynien. On peut y distinguer un bloc occidental à l'W de la faille médiane (synclinaux d'Imfout et du Jbel-Lakhdar), une partie septentrionale ou fossé de Mechra-ben-Abbou, plissé et intensément fracturé, et enfin les zones centrales et orientales constituées de terrains vigoureusement plissés et dont certains sont métamorphisés dans le faciès amphibolite.

C'est le secteur oriental qui nous intéresse ici. Il correspond à peu près au quart est de la feuille Skhour-des-Rehamna et à l'ensemble de la feuille Jbel-Kharrou au 1/50 000.

La région est limitée au NE, à l'E et au S par les plateaux crétacés d'El-Borouj et de Ben-Guerir. Les affleurements hercyniens peuvent se diviser comme suit (voir fig. 2 et 3) :

- au nord, les grès ordoviciens déterminent une longue crête dont l'altitude moyenne est de 500 m. Cette crête dessine deux arcs de courbure opposée d'Ouest en Est ; un arc convexe vers le Nord : Ras-ed-Dib - Koudiat-el-Adam - Al-Hayar ; puis un arc convexe vers le Sud : El-Ouenkel - Jbel-Kharrou. Un deuxième système de crêtes double les crêtes arquées principales vers le Sud ; leur altitude est d'environ 400 m ; d'ouest en est on trouve le Guelb Zraïkem, Dalaat-el-Goujguel, El-Mesrane.

- entre ces crêtes, des formations schisteuses tendres déterminent des plaines : au Nord la dépression allant du Douar Laananat au pays des Ouled-Aguil. Au Sud la dépression des Ouled-Mimouna et de l'oued Goulibet - Bled-el-Mechech.

- au S de cette zone de relief s'étend la plaine micaschisteuse des Ouled-Hassine. Elle est traversée par une ligne de reliefs N-S : Jbel Zraïkem, El-Menaat, Dalaat-el-Had. Enfin, à sa marge sud, quelques reliefs paléozoïques s'individualisent au devant du plateau crétacé : Koudiat Smina.

Les oueds, nombreux, sont rarement alimentés et généralement peu encaissés. Seul l'oued Zraïkem revêt quelque importance. L'ensemble du réseau est drainé vers le Nord par l'Oum-er-Rbia.

1.2. Travaux antérieurs

Le premier travail d'ensemble sur les Rehamna a été réalisé par M. GIGOUT (1951, 1955, 1956), il faisait suite à une série d'observations plus ponctuelles déjà anciennes de NELTNER, BARTHOUX, YOVANOVITCH. La bibliographie détaillée des travaux de ces auteurs se trouve dans la thèse de M. GIGOUT .

A partir de 1967, A. MICHARD reprend l'étude des Rehamna et met l'accent sur les zones métamorphiques. Le présent mémoire s'intègre dans le programme d'étude ainsi entamé et fait suite aux travaux de A. PIQUE (1972) et de P. JENNY (en prép.).

2. STRATIGRAPHIE

L'étude stratigraphique de la région parcourue a pu être réalisée dans le secteur nord, très peu affecté par le métamorphisme régional hercynien. Les massifs d'Allahia et du Jbel-Kharrou ont livré des fossiles, rendant possible la subdivision en étages de l'Ordovicien et du Silurien inférieur. Par contre au sud, le métamorphisme croissant a détruit les fossiles, et les datations proposées ici se fondent essentiellement sur des analogies de faciès entre ces terrains et ceux des régions voisines fossilifères : fossé de Mechra-ben-Abbou, Jbilete. Les datations sont alors données sous toutes réserves, les convergences de faciès étant trompeuses en domaine métamorphique.

2.1. Le Cambrien probable : formation de Sidi-bou-Oukfa

Le Cambrien n'a pas été daté paléontologiquement dans la région étudiée. GIGOUT (1951) décrit des "Schistes verts en série épaisse, identiques à ceux qui à Imfout ont livré des fossiles acadiens" et affleurant au N du douar Sidi-bou-Oukfa dans la plaine des Ouled-Aguil.

Une coupe nord-sud, passant à l'W de Sidi-bou-Oukfa, permet de discuter le problème de l'existence du Cambrien (fig. 4).

(1) La base de la coupe, au Nord, montre des schistes à grain très fin de couleur verte ou bleu-vert.

Les plans observés correspondent presque toujours à des plans de schistosité. Quartz et micas blancs sont essentiellement d'origine détritique. Les lits quartzeux contiennent de grandes chlorites ou oxychlorites de couleur rouille, à pléochroïsme bleu-vert peu intense, et de forme en "tonnelet". Les clivages, obliques sur la schistosité, sont parallèles aux plans de stratification. On peut penser que ces chlorites sont d'origine en partie diagénétique et qu'elles dérivent de l'évolution des biotites et muscovites détritiques. Des faits semblables sont décrits dans le Cambro-Ordovicien du Maroc central (RIBEYROLLES 1971). Les phyllites détritiques sont

réorientées dans les plans de schistosité, les lits gréseux sont dilacérés en amandes, plus ou moins effilées suivant l'angle entre stratification et schistosité. Les grains de quartz sont partiellement recristallisés, mais non aplatis.

Alternant avec ces schistes, des grès micacés, au litage irrégulier, annoncent les formations de base de l'Ordovicien (cf. p. 6).

(2) Vers le Sud, la sédimentation devient de plus en plus gréseuse : on passe à une barre de grès grossiers à patine ocre atteignant 50 à 70 m dans sa plus grande épaisseur. Elle est localement scindée en deux, par un niveau tendre de 2 à 3 m d'épaisseur. Une faille limite cette barre à l'Est, tandis que vers l'Ouest, elle diminue peu à peu d'épaisseur pour se résoudre en bancs de 1 m à 0,50 m que l'on peut suivre jusqu'au douar Laananat. Ce passage latéral très rapide d'une sédimentation gréseuse à une sédimentation pélitique rend malaisée la distinction entre les formations attribuables au Cambrien et les formations ordoviciennes.

(3) 5 à 6 m de schistes gréseux surmontent les grès grossiers. Ils ont un faciès identique à (1).

(4) Sur les schistes gréseux reposent des quartzites gris, massifs, en lits de 0,4 à 0,6 m. L'ensemble peut atteindre 50 à 60 m dans sa plus grande épaisseur.

Les grains de quartz, très anguleux et non recristallisés, sont cimentés par un matériel argileux, plus ou moins ferrugineux. On peut distinguer quelques rares grains de feldspath plagioclase et d'épidote, d'origine détritique. Des alignements de lamelles de muscovite soulignent la stratification des quartzites. Des recristallisations de séricite (40 µ env.) se font au hasard des plans de stratification ou de schistosité.

Cette barre quartzitique, de même que les grès (2), est lenticulaire. Vers l'Ouest elle s'amincit, et passe latéralement à des niveaux de microconglomérats à galets de schistes gréseux puis à des grès de plus en plus micacés. Les lits phylliteux sont toujours très riches en grandes chlorites. C'est dans cette zone de passage que l'on trouve des nodules de grès calcareux à patine ocre dont la taille varie de 5 à 30 cm environ.

Ces miches calcaires sont constituées d'une pâte fine de carbonates ferrifères, mêlée de paillettes très petites (moins de 40μ) de muscovite. Des grains de quartz et de feldspaths forment des lits irréguliers. Les grains anguleux ne sont pas jointifs, mais isolés dans la matrice carbonatée.

(5) Vers le Nord affleurent encore quelques mètres de schistes très fins gris-verdâtre, à passées riches en muscovite détritique. Sur les plans de schistosité, ces lits psammitiques donnent une linéation d'intersection de teinte claire alternant avec des bandes plus sombres.

Tout cet ensemble lithologique constitue la formation de Sidi-bou-Oukfa. Il s'agit des terrains les plus anciens des Rehamna orientaux, la limite inférieure n'en est pas connue. La limite supérieure correspond à la base de la formation de Drioukat considérée comme appartenant à l'Ordovicien inférieur (cf. p. 6).

Aucun fossile n'a été trouvé dans la Formation de Sidi-bou-Oukfa et l'on en est réduit pour la dater à des comparaisons avec des séries datées, à lithologie analogue.

Les schistes fins gris-verdâtre, chloriteux, alternant avec des grès micacés (1, fig. 4) peuvent être rapprochés des Schistes à *Paradoxides* et des psammites à arénicoles décrits par LECOINTRE (1926) en Meseta côtière ou des faciès analogues d'Imfout, plus proches de nous (GIGOUT 1951). De telles formations schisteuses s'observent dans les Rehamna occidentaux au-dessus des calcaires géorgiens et des "schistes à trous" de la formation de Lalla Mouchaa (PIQUÉ 1972). Dans cette hypothèse, les niveaux gréso-quartzitiques seraient à rapprocher des quartzites d'El-Hank, qui dans l'ensemble de la Meseta se trouvent à la partie supérieure du Cambrien moyen. Le niveau schisteux fin (5, fig. 4) pourrait être l'équivalent des pélites encore acadiennes surmontant les quartzites à Mohammedia (DESTOMBES, JEANNETTE, 1960).

Malgré ce faisceau d'arguments, la présence de Cambrien ne peut pas être établie avec certitude dans les Rehamna orientaux. Il n'y a pas de fossiles et les faciès sont médiocrement caractérisés (la barre de quartzites, peut-être équivalente de celle d'El-Hank, est très peu développée). L'âge acadien de la formation de Sidi-bou-Oukfa est seulement probable.

2.2. L'Ordovicien et les corrélations avec le Cambro-Ordovicien occidental

22.1. La formation de Drioukat

Cet ensemble est bien individualisé dans la région étudiée, encore que les passages aux formations de Sidi-bou-Oukfa et de Demja qui l'encadrent, soient progressifs. Il constitue la grande plaine au N du douar Laananat. Vers l'Est, les affleurements forment une zone plus étroite moulant l'arc de la Koudiat-el-Adam - El-Hayar. Puis ils s'élargissent dans la région de Drioukat au pied du massif de l'Allahia. C'est là que les faciès sont les plus caractéristiques.

Les caractères sédimentologiques sont très constants. On distingue essentiellement des grès micacés bioturbés de teinte gris-verdâtre, à lits phylliteux rouges soulignant les irrégularités des niveaux gréseux. L'aspect moutonné des surfaces stratigraphiques est dû en partie à des traces d'activité organiques ; pistes de vers, terriers dans des lits sableux d'épaisseur inégale. Ces irrégularités sont accentuées par la surimpression d'une schistosité entraînant une dilacération en amandes des lits gréseux.

> Les grains de quartz sont anguleux ; on peut noter la présence de rares feldspaths plagioclases. Les niveaux argilo-micacés contiennent de grands micas blancs (100-300 µ) vraisemblablement d'origine détritique. Ces micas présentent fréquemment un aspect en "barillet", avec alternance de muscovite et de chlorite. Cette alternance serait due à la transformation des muscovites en chlorites dans la diagenèse d'enfouissement (DUNOYER de SEGONZAC 1969). Quelques lamelles de séricite de très petite taille (40 µ) ont cristallisé dans les plans de schistosité (fig. 5).

L'épaisseur de cette série est variable : 200 à 400 m en moyenne. Elle prend une grande ampleur au N de l'Oum-er-Rbia, en même temps que s'intensifie le caractère gréso-quartzitique. Aucun fossile n'y a été découvert, cependant les analogies sont grandes avec les schistes gris-verdâtre, psammitiques et bioturbés fossilifères décrits par GIGOUT (1951-54) puis DESTOMBES

(1971) dans le synclinal d'Imfout. Par analogie de faciès cette formation de Drioukat peut être rapportée à l'Arenig inférieur, ce qui est en partie confirmé par l'âge de la formation de Demja qui lui succède.

22.2. La formation de Demja

Cet ensemble constitue un bon niveau repère que l'on peut suivre tout le long des arcs de la Koudiat-el-Adam et du Jbel-Kharrou. Le flanc ouest du Jbel Allahia fournit une bonne coupe de référence ("log" fig. 6 et panorama fig. 7).

Le passage entre cette formation et celle de Drioukat est progressif. Les grès micacés deviennent de plus en plus argileux, le caractère bioturbé s'estompe. Au NW de Drioukat, on peut observer des niveaux lenticulaires, épais de 1 m au maximum, de grès grossiers à patine ocre, à stratifications entrecroisées et figures de charge à la base des bancs. Au-dessus, des pélites gris-sombre d'abord franchement gréseuses passent à des argilites grises, riches en micas flottés. Par altération superficielle, celles-ci se décolorent et prennent une teinte blanc-argenté très caractéristique. Le fer contenu dans ces schistes à l'état de pyrite divisée a été entraîné ; on le retrouve oxydé, dans les plans de diaclases et les zones failleuses, ainsi que dans les dépôts quaternaires (terrasses encroûtées en bordure de l'oued Zraïkem). Ce processus est semblable à celui décrit dans les schistes de faciès "ObK" du Llandeilo supérieur du Maroc central (TERMIER 1936 ; CAILLEUX en prép.) ; il est responsable de la teinte souvent rouge-violacée des affleurements.

> Au microscope, ces argilites apparaissent comme une alternance irrégulière de lentilles de grès à petits grains de quartz anguleux de 50 µ en moyenne, noyés dans une pâte argileuse dont les minéraux ne dépassent pas quelques µ. Les micas détritiques sont des muscovites de 200 à 500 µ.

Au-dessus de cet ensemble d'environ 150 m, affleure une barre de quartzite de 10 à 20 m d'épaisseur, qui se présente comme un chenal sableux d'ampleur kilométrique inséré dans le complexe schisteux. Cet aspect lenticulaire est bien visible à Demja (cf. carte 1 h.t.). Au N du Jbel Kharrou, cette barre se résout souvent en plusieurs petits niveaux quartzitiques de quelques mètres d'épaisseur intercalés dans les schistes. Vers l'Ouest, les quartzites forment une assise continue dans les reliefs de la Koudiat-el-Adam.

Ces quartzites à patine grise, gris-noir à la cassure, sont très ferrugineux. Le fer a été remobilisé comme dans les schistes sous-jacents ; c'est ce qu'indiquent les placages d'hématite dans les plans de diaclases.

Après une récurrence de dépôts argilo-pélitiques, affleurant mal à Demja sous une couverture d'éboulis, la formation se termine par une barre de quartzites d'environ 30 à 40 m d'épaisseur. Elle débute par des faciès gréso-quartzitiques en lits de 10 à 15 cm alternant avec des psammites grises ; on trouve ensuite des niveaux à caractère franchement quartzitique se débitant en lits de 50 cm à 1 m, puis, à la partie supérieure, à nouveau des faciès finement lités. Cette barre quartzitique est parfaitement continue dans l'ensemble de la région. Elle constitue le toit de la formation de Demja.

Age de la formation de Demja

GIGOUT (1951) signalait "sous la première barre de quartzite" *Asaphus nobilis* Barr., *Dalmanites socialis var. provea* Emmr. et des *Orthis*. Cette faune lui permettait d'envisager un âge Ordovicien moyen ou supérieur, sans plus de précision.

Des découvertes récentes (DESTOMBES 1971) ont livré dans les argilites blanches sous la 1ère barre de quartzite de Demja : *Didymograptus, Seleropeltis, Cyclopige, Zelliskella (Mlytocephala) sp.*, des Ostracodes et des Orthocères. D'après cette faune, la base des argilites serait à rapporter à l'Arenig inférieur ou moyen de par la présence du Graptolite, la partie supérieure, jusqu'au toit de la 2ème barre de quartzite, étant comprise dans l'Arenig supérieur et le Llanvirn.

Il faut noter dès maintenant la convergence de faciès remarquable entre la formation de Demja et la formation de l'Ouljet-bou-Khemis du Maroc central (faciès "Obk" de TERMIER 1936 et de SUTER, VAN LECKWIJCK 1955). Mais la formation "Obk" est datée du Llandeilo supérieur ; il faut donc envisager entre les Rehamna et le Maroc central un déplacement dans le temps de cette sédimentation d'argilites (cf. CAILLEUX 1974).

22.3. Formation d'Allahia

Faisant suite aux quartzites de Demja, cette formation affleure bien dans la coupe du Jbel Allahia (fig. 6 et 7).

Série inférieure (voir "log" fig. 6)

Sur les quartzites (10) reposent des pélites blanches (11) argentées ressemblant aux argilites inférieures (8), mais beaucoup plus gréseuses. Vers le haut de la série, ces pélites s'enrichissent en petits lits gréso-quartzitiques. Des phénomènes de bioturbation et de déformation diagénétique donnent aux surfaces des bancs un aspect très irrégulier.

Au-dessus, un ensemble d'environ 200 m d'épaisseur (12) comprend des grès et des grès-quartzites plus ou moins micacés passant à des schistes gréseux. L'alternance de ces faciès détermine les arêtes et les vires du Jbel Allahia. De couleur blanche, grise ou ocre à la cassure fraîche, ces roches prennent souvent une patine rouge due à l'oxydation du fer. Les plans de diaclases sont fréquemment garnis d'oligiste. Les lits gréseux sont très irréguliers, les lits micacés qui les séparent ne dépassent pas 1 mm.

Au sein de cet ensemble, s'individualisent trois barres de quartzites massifs (13) de 1 à 5 m d'épaisseur. Les deux premières sont lenticulaires et passent latéralement à des grès micacés, seule la dernière barre est constante, formant un ressaut dans le paysage (fig. 7).

C'est dans les niveaux schisteux de base, au barrage de Sidi-Cheho sur l'Oum-er-Rbia au N du Jbel Allahia, que DESTOMBES (1971) a déterminé (coll. H.M. WOHNLICH) : *Calymenella sp.*, *Dalmanitina (Dalm.) primula* DEST., *n.sp.*, *Kloucekia (Phacopidina) sp.* Cette faune indique un âge Llandeilo supérieur ou Caradoc inférieur pour la base de la série inférieure de Allahia.

Série supérieure

Au-dessus des quartzites précédents, une vire de 30 m environ (14) marque une récurrence de la sédimentation pélitique, puis commence la puissante série quartzitique formant les sommets du Jbel Allahia.

Sur les pélites repose un banc de quartzites blancs de 1 à 2 m d'épaisseur, à grain grossier et à niveaux microconglomératiques déjà signalés par DESTOMBES (1971). Ce banc est couronné par 1 m de grès débité en plaquettes de 0,5 à 1 cm d'épaisseur.

Au-dessus affleurent les quartzites massifs (15) ; des bancs de 50 cm à 2 m d'épaisseur s'empilent sur une centaine de mètres. Entre les quartzites massifs s'observent des lits psammitiques à débit plus fin, en

dalles de 2 à 5 cm d'épaisseur à surface très irrégulière. On peut y observer des figures de base de banc, du type figure de charge, figure de courant avec traces d'objets traînés sur un fond sableux et surtout des pistes de vers. La limite des bancs quartzitiques est parfois soulignée par des joints stylolitiques.

La coupe du Jbel Allahia est tronquée par érosion au niveau des quartzites. Les termes supérieurs affleurent sur le flanc sud du Jbel Kharrou en série inverse.

Dans la coupe du Jbel Kharrou, on peut distinguer dans l'ensemble (15), équivalent des quartzites massifs d'Allahia, trois barres massives de 5 à 8 m d'épaisseur séparées par des niveaux gréso-quartzitiques rubanés à interlits phylliteux rouges et à nombreuses figures de charge.

Succédant stratigraphiquement à cet ensemble, on trouve une barre de quartzites gris-clair massifs, en bancs de 1 à 2 m d'épaisseur s'empilant sur 30 m environ (16). Cette barre constitue les crêtes qui soulignent l'arc du Jbel Kharrou.

Sur cette barre on observe 1 à 2 m d'un quartzite noduleux à aspect de griotte vert-pâle (17). Ce faciès, seulement visible dans la série inverse du Jbel Kharrou, a peut-être une origine tectonique (laminage selon les plans de stratification pendant la phase de déversement) ; en tous cas on ne le trouve pas à l'Ouest dans les régions de la Koudiat-el-Adam - Al-Hayar, où il est remplacé par des quartzites rubanés banaux.

Les quartzites sont surmontés de quelques centimètres de psammites gris passant progressivement à des schistes gris et rouges (18). On y observe fréquemment des concrétions de grès ferrugineux, et de minerais de fer sous forme d'hématite. Cette minéralisation est bien développée dans les massifs d'Al-Hayar y El-Ouenkel où subsistent des traces d'exploitation. DESTOMBES (1971) signale à ce niveau la présence d'oolithes ferrugineuses.

Au-dessus de ces schistes on trouve des grès-quartzites à patine rouge de 5 m d'épaisseur environ. Ces grès contiennent des lentilles de conglomérat à ciment gréso-quartzitique blanc et à galets de schistes ou de grès grossiers ocres (19). Ces lentilles peuvent prendre une grande extension et former des bancs conglomératiques continus sur plusieurs centaines de mètres. Sur tout le flanc sud du Jbel Kharrou, on observe deux

bancs quartzitiques à niveaux conglomératiques de 1 à 2 m d'épaisseur. Par contre ce faciès disparaît vers l'Ouest : dans les barres d'El-Ouenkel et de la Koudiat-el-Adam, il n'y a plus qu'une seule barre quartzitique de faible épaisseur.

Au toit stratigraphique de ces quartzites affleurent des grès micacés de teinte verdâtre, jaune et rouge (20).Le litage est très irrégulier, la puissance de ce niveau est d'environ 30 m. On y observe des petites barres gréseuses ocre, de 30 à 40 cm d'épaisseur. Vers le sommet s'intercalent un ou deux bancs de carbonates ferrugineux à patine jaune, lenticulaires, dont l'épaisseur maximum ne dépasse pas 10 cm. Ce faciès très caractéristique de la fin de la série supérieure d'Allahia est bien développé au Jbel-Kharrou ; par contre vers l'Ouest il n'a pas été retrouvé, et les quartzites massifs (16) sont directement en contact avec les pélites de la formation du Goulibet.

Les fossiles font défaut dans la série supérieure d'Allahia, à l'exception de quelques moules de Brachiopodes indéterminables (DESTOMBES 1971). Cependant, cette série quartzitique repose sur des couches datées du Llandeilo supérieur - Caradoc inférieur ; de plus, les faciès évoquent les puissants quartzites du Maroc central (barre du Tirmah-Beddouz de VAN LECKWIJCK, SUTER 1955) rapportés au Caradoc. On peut admettre pour les quartzites d'Allahia un âge Caradoc moyen à supérieur, les séries schisto-gréseuses du sommet étant peut-être déjà à ranger dans l'Ashgill (équivalence avec le 2ème Bani ? DESTOMBES 1971).

Cette formation d'Allahia est un ensemble gréseux relativement homogène dans toute la région étudiée. Cartographiquement, il est toujours possible de distinguer la série inférieure de la série supérieure. Des comparaisons lithologiques plus fines à grande distance ne sont guère possibles, d'une part à cause des variations de faciès très rapide, d'autre part, le métamorphisme vers le SW tend à homogénéiser les faciès lithologiques. L'ensemble évoque un milieu de sédimentation à chenaux sableux, des fonds modérés et instables (conglomérats sub-monogéniques).

22.4. Formation du Goulibet - El-Mesrane

Une série à dominante argilo-pélitique succède aux quartzites ordoviciens ; elle occupe la dépression en arc au pied sud de la chaîne du

Kharrou et la plaine des Ouled-Mimouna au SE de la Koudiat-el-Adam. Nous l'appellerons formation du Goulibet - El-Mesrane (*p.p.* "flysch du Goulibet" de DESTOMBES 1971). En effet la coupe lithologique de référence se situe dans le flanc inverse du Jbel Kharrou depuis l'Oued Goulibet jusqu' aux barres quartzitiques d'El-Mesrane.

Après les grès micacés "panachés" du toit de la formation d'Allahia, commence une sédimentation monotone, essentiellement pélitique (21). Les schistes, gris-sombre en cassure fraîche, prennent en général par altération une teinte vert-pâle.

> Au microscope, la roche est formée de quartz et de phyllites réorientées dans les plans de schistosité. Localement la stratification est visible, soulignée par l'alternance des lits quartzeux et des lits phylliteux.

Les collines dominant au Nord 1'Oued Goulibet montrent, intercalés dans les schistes, des bancs de grès ocres de 20 à 50 cm d'épaisseur. Ces bancs sont lenticulaires. Ils présentent des laminations contournées, des stratifications croisées, des figures de courant et de charge , ainsi que des replis synsédimentaires. L'allure d'ensemble évoque celle d'un flysch (?). L'épaisseur varie entre 500 et 700 m.

Vers le sommet de la série, des petits bancs de calcaires limoniteux et des lentilles des grauwackes décalcifiés (22) ont livré des Brachiopodes (*Salopina sp., Ornothyrella ornatella* Havlicek), des Conulaires, des Trilobites (*Brongniartella ? Phacopina*). Les Brachiopodes, déterminés par HAVLICEK, indiqueraient pour ce "flysch" un âge Silurien très inférieur (DESTOMBES 1971).

Au-delà des derniers schistes de la formation recommence une sédimentation gréso-quartzitique. Les barres gréseuses forment un arc identique à celui du Jbel Kharrou. Il s'étend depuis le Sakhet Dabbor au N de Skhoura, jusqu'au Sidi-Ahmed-bou-Azzouz au Sud-Est. Les répétitions des barres de quartzites sont d'origine tectonique. On désignera ces couches sous le nom de grès et quartzites d'El-Mesrane.

Elles débutent par une barre de grès calcifères ocres de 15 m d'épaisseur environ (23), où alternent des bancs à faciès gréso-quartzitique grossier et des niveaux bien lités à laminations.

Les grains de quartz, émoussés, ont une taille constante. On trouve quelques grains d'épidote, de tourmaline et de feldspaths plagioclases d'origine détritique. Dans les niveaux calcifères, 40 % du matériel est constitué de grains de carbonates ferrugineux. Les joints des laminations sont soulignés par des impuretés (matière argileuse, produits ferrugineux opaques).

Au-dessus, stratigraphiquement, de cet ensemble affleurent des grès en plaquettes ; le débit est souligné par des lits de micas flottés. Intercalé dans ces grès en plaquettes, on trouve un niveau de grès rouges très grossiers, voire microconglomératiques (24). Lenticulaire, on ne le rencontre qu'entre Skhoura et Amor-ben-Nouti.

C'est un grès ferrugineux. La taille des grains de quartz est très variable, les plus gros atteignent 500 µ. Le ciment est quartzo-phylliteux.

Après ces couches gréseuses, la sédimentation se termine par une barre de 15 m environ de quartzites grossiers, blancs, à stratifications obliques et figures de courant.

Au Sidi-Ahmed-ben-Azzouz, au-dessus des quartzites blancs, affleurent des schistes noirs ampélitiques à Graptolites. Plus ou moins décolorés, ces schistes contiennent des nodules ferrugineux et des petites efflorescences de gypse en amas isolés. La tectonique intense a effacé toute trace de stratification dans ce matériel fin, rendant indéterminable l'épaisseur de ce niveau.

GIGOUT (1951) signale dans ces ampélites une faune de Monograptidés : *Monograptus nicholsoni* Perner, *M. cf. concinnus* Lapworth, *M. cf. tubiferus* Perner, qui indique un âge Llandovery supérieur. Une détermination plus récente (WILLEFERT, *in litt.*) a permis de préciser un âge Tarannon.

La suite de cette formation affleure mal ; au S de Sidi-Ahmed-ben-Azzouz, sur la rive de l'Oued-el-Kebir on trouve quelques pélites gréseuses à patine ocre.

Les barres quartzitiques d'El-Mesrane et les ampélites ne se suivent pas vers l'Ouest. En effet, au-delà du Sakhet-Dabbor, les quartzites disparaissent et les schistes du Goulibet sont directement en contact avec les schistes noirs de la formation des Ouled-Hassine, sauf à Skhoura, où l'on a noté entre ces formations quelques affleurements de schistes ampélitiques à Graptolites. Ce contact est au moins en partie tectonique (cf.chap.II).

Age de la Formation du Goulibet - El-Mesrane

Située entre le Caradoc supérieur et le Tarannon, la formation est difficile à dater précisément. Les fossiles du niveau (22) indiqueraient un Llandovery très inférieur, mais ils ne sont pas déterminants. Le niveau de grès grossiers microconglomératiques (24) serait à rapprocher des argiles microconglomératiques décrites par DESTOMBES dans l'Anti-Atlas au toit du 2ème Bani (Ashgill sup.).

De plus, la succession lithologique de cette formation est semblable à celle de l'Ashgill du synclinal d'El-Tnine - J. Kranez où, sur une épaisse série gréso-pélitique, reposent des quartzites comprenant à leur base un niveau gréseux microconglomératique (VAN LECKWIJCK, SUTER, 1955 et CAILLEUX, 1974).

L'absence de critères paléontologiques déterminants, l'existence du faciès microconglomératique , les ressemblances lithologiques avec les formations du Maroc central, permettent de penser que la Formation du Goulibet - El-Mesrane appartient à la fin de l'Ordovicien supérieur (Ashgill). Les dépôts du Silurien ne débuteraient dans cette région qu'avec le Llandovery supérieur.

22.5. Le Paléozoïque inférieur : corrélations avec les Rehamna centraux-occidentaux

L'intérêt de la colonne stratigraphique établie dans les Rehamna orientaux est d'être en partie fossilifère. Elle peut donc constituer une coupe de référence pour dater par comparaison les formations affleurant dans la zone métamorphique (avec les restrictions qui s'imposent).

En ce qui concerne le secteur étudié nous avons vu que le passage entre l'Ordovicien fossilifère et les terrains métamorphiques est continu et se suit parfaitement sur le terrain. Par contre le rapprochement entre les terrains datés et les formations métamorphiques des Rehamna centraux et occidentaux est plus problématique, nous rappelons ici les principales conclusions retenues (cf. PIQUE 1972, JENNY 1974 et tableau ci-contre).

- La formation de Sidi-bou-Oukfa, pélitique à bancs de quartzites lenticulaires peut être rapprochée des schistes verts des Skhour et des quartzophyllades de Bir-J'did. L'âge cambrien est probable. Le faciès type

quartzite d'El-Hank est très peu développé ici, il n'apparaît bien qu'à l'W, dans les synclinaux d'Imfout et du Jbel-Lakhdar.

- Les grès micacés bioturbés de la formation de Drioukat, d'âge Arenig, sont à rapprocher des phyllades inférieures de la formation des Skhour.

- Les argilites et quartzites de la formation de Demja et la masse quartzitique de la formation d'Allahia dont l'âge s'échelonne de l'Arenig supérieur au Caradoc sont les équivalents des quartzites principaux de la formation des Skhour (JENNY, 1974). Les différences parfois notables entre les colonnes stratigraphiques reflètent des conditions de sédimentation différentes, le rapprochement actuel des séries étant un effet de la tectonique.

- La formation du Goulibet-El-Mesrane d'âge Ordovicien supérieur (Ashgill) à Silurien se retrouve vers l'W dans la série du Jorf-Ahmar (JENNY 1974), les termes pélitiques y sont très réduits, mais on retrouve bien les grès carbonatés et microconglomératiques du type "El-Mesrane". Dans la série des Skhour les équivalents de la formation du Goulibet sont les quartzites à phyllades microconglomératiques affleurant à l'E de la gare.

Le Cambro-Ordovicien des Rehamna orientaux paraît donc relever de différentes aires de sédimentation. On peut distinguer ainsi un ensemble dans les Rehamna orientaux (formations de Demja, Allahia, Goulibet-El-Mesrane, et série du Jorf-Ahmar) distinct de la série des Skhour. L'ensemble occidental d'Imfout et du Jbel-Lakhdar se rapproche beaucoup des formations des Rehamna orientaux encore que les termes inférieurs soient plus détritiques.

REHAMNA ORIENTAUX		REHAMNA CENTRAUX ET OCCIDENTAUX (PIQUE 1972 - JENNY 1974)			Datations proposées
Goulibet-El-Mesrane	Quartzites microconglomératiques Pélites à bancs carbonatés	Série du Jorf-Ahmar	Formation des Skhour — membre supérieur	Quartzites supérieurs à phyllades microconglomératiques	Silurien inf. ou Ashgill
Allahia	Quartzites rubanés, massifs Grès-quartzites bioturbés			Quartzites principaux	Caradoc
Demja	Argilites à quartzites				Arenig sup.
Drioukat	Grès micacés			Phyllades inférieures des Skhour	Arenig
Sidi-bou-Oukfa	Pélites et quartzites		Formation des Skhour — membre inf.	Quartzophyllades de Bir-J'did Schistes verts des Skhour	Cambrien (?)

Equivalence entre les différentes formations cambro-ordoviciennes des Rehamna

2.3. La Formation des Ouled-Hassine *(s.str.)*

La colonne stratigraphique que l'on peut établir dans le Nord des Rehamna orientaux est relativement bien datée du Cambrien au Silurien (Tarannon). Mais vers le Sud affleurent des terrains métamorphiques, phyllades et micaschistes où s'intercalent des niveaux calcaro-dolomitiques et quartzitiques. Ces séries n'ont livré aucun fossile et leur âge est d'autant moins connu que les rapports avec l'Ordovicien-Silurien sont au moins en partie tectoniques.

Cet ensemble occupe tout le centre et le sud du secteur étudié (fig. 3). Il occupe la plaine des Ouled-Hassine ainsi que les reliefs du Guelb-Zraïkem et de la Dalaat-el-Goujguel à l'Est, et à l'Ouest, les escarpements d'El-Menaat, d'Ajara et de Sidi-Kountar.

Au Nord, cette formation métamorphique est limitée par un accident cisaillant : les quartzites d'El-Mesrane et les schistes à Graptolites, en flanc inverse, reposent sur les micaschistes. Vers l'Ouest, au Guelb-Zraïkem, il y a continuité entre les schistes verts de l'Ordovicien supérieur et la formation des Ouled-Hassine. Cependant, l'absence des quartzites et des ampélites dans cette région montre ici la vraisemblance d'un contact anormal (cf. chap. II). Les micaschistes se prolongent au SW où ils sont étudiés par P. JENNY. Au Sud et Sud-Est la formation des Ouled-Hassine à intercalations de calcaires et de quartzites, fait place à un ensemble de micaschistes à lentilles d'amphibolites (§ 2.4, p. 20).

Principaux faciès

Les différents éléments de la formation des Ouled-Hassine peuvent être décrits à partir d'une coupe NW-SE passant au Draa-Khalifa et se prolongeant vers le Sud par le Guelb-Zraïkem (fig. 8).

- Les schistes à couches chaotiques

Géométriquement sur les phyllades verdâtres de la formation du Goulibet (1) reposent des phyllades et des micaschistes bleu-noir à fines passées gréso-quartzitiques (2). Ce faciès gréso-pélitique affleure en une bande continue du Guelb-Zraïkem à l'Oued-Tolba.

Dans la région de l'Oued-el-Bagra, on note la présence, au sein des phyllades noires, de lentilles de quartzites de 1 à 2 m de long.

Au NE, vers la Dalaat-el-Goujguel, on rencontre des niveaux de quartzophyllades vert-pâle de 20 à 40 cm d'épaisseur.

La particularité de ces phyllades diverses est de renfermer des quartzites en bancs, en blocs ou en galets. Ainsi le sommet du Guelb-Zraïkem (3) est formé par une lame quartzitique de 15 m d'épaisseur environ. Des bancs analogues se rencontrent vers le NE, ils forment les lignes de reliefs SW-NE jusqu'au douar Skoura, puis de là vers le Sud (Jbel-Zraïkem, El-Menaat, Hajra-el-Hamra).

Ces bancs ne sont pas continus, mais forment des lentilles dont la taille varie : la barre d'El-Menaat mesure 1 km de long pour 30 m d'épaisseur; au Guelb-Zraïkem et à la Dalaat-el-Goujguel, les lames quartzitiques ont une longueur variant entre 10 et 100 m ; enfin les blocs plus ou moins arrondis de dimensions métriques sont courants.

Ces quartzites ont un faciès très constant dans l'ensemble de la région étudiée. De teinte gris clair à gris-bleuté, ils sont bien cristallisés, souvent schistosés. La tectonique et la métamorphisme ont effacé la plupart des structures sédimentaires. Des filons de quartz bordent les blocs.

Dans le secteur de la Dalaat-el-Goujguel, les blocs de quartzites sont fréquemment associés à des niveaux lenticulaires de conglomérats. Les galets de 5 à 15 cm environ sont quartzitiques, emballés dans un ciment phylladique ou quartzophylladique. Les lentilles ont quelques mètres d'extension latérale, cependant à Ajara on observe une passée conglomératique de plusieurs mètres d'épaisseur s'étendant environ sur 3 km. Les galets intensément déformés sont aplatis dans la foliation ; il n'a pas été possible de distinguer un granoclassement. Une origine purement tectonique pour les "conglomérats" d'Ajara ne peut pas être exclu *a priori*. Ce problème est discuté au chap. II § 3 .

La genèse de ces couches à quartzites pose un problème ; leur dilacération actuelle n'est pas entièrement explicable par le seul jeu de la tectonique bien que celle-ci ait un rôle prédominant. L'association fréquente des quartzites et de lentilles conglomératiques montre que l'on est en présence d'une sédimentation détritique grossière. De tels dispositifs évoquent une sédimentation chaotique de type "flysch à blocs" et chenaux conglomératiques. Il s'agit de phénomènes de glissements syn-sédimentaires, peut-être liés à des paléofailles.

- Les couches calcaro-dolomitiques

Au-dessus, géométriquement, des quartzites du Guelb-Zraïkem apparaissent des phyllades où s'intercalent des petits lits calcareux à patine ocre, de 15 à 20 cm d'épaisseur. A Hajra-el-Hamra, ce faciès de calcschistes prend une grande extension. Au Guelb-Zraïkem, sur les calcschistes viennent des bancs de calcaires à patine rousse ou bleutée suivant que le calcaire est dolomitisé ou non (4). On peut distinguer au Guelb-Zraïkem trois barres massives de 8 à 10 m d'épaisseur se débitant en bancs de 40 à 50 cm.

On distingue fréquemment des niveaux de calcaires à petits lits siliceux déformés en plis isoclinaux, et des passées de calcaire conglomératique à galets de quartzites.

La déformation en plis isoclinaux et le métamorphisme empêchent une reconstitution de la sédimentation calcaire. Entre le Guelb-Zraïkem et Skhoura, 2 ou 3 bancs sont bien individualisés. Vers l'Est (Jbel-Zraïkem) on n'observe fréquemment que des niveaux métriques dilacérés. A Sidi-Kountar les répétitions des barres sont liées à un écaillage (cf. chap. II).

Sur les calcaires du Guelb, on retrouve des phyllades et des micaschistes noirs qui passent dans la région de la mine des Ouled-Hassine à des micaschistes à chloritoïde, staurotide et grenat.

- Polarité de la formation des Ouled-Hassine

Dans la bande d'affleurements allant du Guelb-Zraïkem à Skhoura la succession lithologique de la formation des Ouled-Hassine est schématiquement, de bas en haut : phyllades, niveau à lames quartzitiques, calcaires dolomitiques. Au contraire, le long des affleurements du Jbel-Zraïkem et Sidi-

Kountar la succession est inversée. Le métamorphisme ayant effacé les éventuels critères de polarité, le problème de l'ordre des dépôts sédimentaires restait posé. Cependant, dans les Rehamna centraux, la série des Ouled-Zednes montre la succession : quartzites sur calcaires, les critères de polarité indiquant que la série est à l'endroit. La correspondance entre la série des Ouled-Zednes (JENNY 1974) et les niveaux du Guelb-Zraïkem étant très probable, la stratigraphie s'établirait comme suit : phyllades, calcaires dolomitiques, quartzites en lames (fig. 9). La plaine des Ouled-Hassine apparaît donc comme un anticlinal déversé vers le NW. Les micaschistes de la mine en forment le coeur, ils se prolongent vers l'ouest par les micaschistes des Ouled-Heriz. Les calcaires et quartzites du Guelb-Zraïkem qui forment le flanc nord se raccordent vers l'ouest au complexe d'El-Broumi (JENNY 1974).

Age de la formation des Ouled-Hassine

Aucun fossile n'a été découvert dans cette formation métamorphique.

GIGOUT (1951) attribuait les ensembles calcaires et conglomératiques au Dévonien.

Pour MICHARD (1968), le flysch chaotique serait à rapprocher de la brèche des Jbilete orientaux (HUVELIN 1967) ; quant aux calcaires ils seraient équivalents de ceux de Lalla-el-Gara (fossé de Mechra-ben-Abbou), datés du Viséen supérieur (GIGOUT 1951, BAECKER *et al.* 1965). Dès lors la formation des Ouled-Hassine pouvait être attribuée au Viséen supérieur.

Cette datation doit être reconsidérée à la lumière de découvertes récentes. HOEPFFNER *et al.* (1972), PIQUÉ (1972) ont démontré l'âge dévonien moyen des calcaires et conglomérats de la Sekhira-es-Slimane, dans le NW des Rehamna. Au-dessus des calcaires affleurent des conglomérats puis un ensemble gréseux à chenaux conglomératiques, et enfin une série gréso-pélitique à blocs quartzitiques (formation chaotique du Bled Mris, *in* PIQUÉ 1972). Ces niveaux sont attribués hypothétiquement au Dévonien supérieur et peuvent être rapprochés des conglomérats de Biar-Setla par TERMIER en Meseta centrale.

Les analogies de faciès entre ces formations et les calcaires et quartzites des Ouled-Hassine sont nombreuses, on peut dès lors avancer pour ceux-ci un âge dévonien moyen à supérieur. Les micaschistes de la mine seraient, eux, d'âge dévonien inférieur.

2.4. Les micaschistes à amphibolites

Longtemps décrit avec la formation des Ouled-Hassine, cet ensemble peut être cartographiquement individualisé (fig. 3). Il forme la bordure sud de la formation des Ouled-Hassine et disparaît sous le plateau crétacé de Ben-Guerir dans les secteurs de la Koudiat-Aïmi et Koudiat-Smina. Vers l'Est, il forme une bande allongée WSW-ENE limitée au Sud par une faille N 70 mettant en contact les micaschistes et les conglomérats du Westphalo-Autunien.

C'est une formation monotone de micaschistes noirs, graphiteux, très fins, localement plus quartzitiques. Il s'y intercale des lentilles d'amphibolites atteignant au maximum 1 m à 1,5 m d'épaisseur. On ne trouve pas ici les calcaires et les porphyroïdes décrits par P. JENNY dans la formation à amphibolites de Lalla-Tittaf.

Ces lentilles d'amphibolites peuvent être les équivalents métamorphisés et tectonisés des sills de dolérites connus dans le Viséen supérieur des Rehamna septentrionaux (GIGOUT 1951 ; BAECKER *et al.* 1965 ; JENNY 1974). De même il y a bonne correspondance entre les micaschistes à amphibolites des Rehamna et la série du Sarhlef, dans les Jbilete, datée elle aussi du Viséen supérieur (HUVELIN 1961).

On peut donc voir dans cette formation micaschisteuse des terrains du Viséen supérieur reposant sur la formation dévonienne des Ouled-Hassine. Le contact, probablement transgressif comme dans le reste des Rehamna, ne peut guère être précisé, l'ensemble étant trop tectonisé et métamorphisé.

2.5. Le Viséen fossilifère des Rehamna orientaux

Cet étage affleure aux confins orientaux des Rehamna (fig. 3), là où le socle hercynien disparaît sous le plateau crétacé (feuille El-Borouj 1/200 000e). Déjà décrit par GIGOUT (1952) il n'a pas fait ici l'objet d'une étude détaillée. Nous nous contenterons de la description des principaux faciès (fig. 10).

Les terrains viséens dessinent un arc d'une dizaine de kilomètres, à concavité tournée vers le Sud. Ils affleurent au sein de terrains du Paléozoïque inférieur peu métamorphiques, au Sud du horst E-W de Moulay-Haïcham que constituent des micaschistes du type des Ouled-Hassine. Au Nord et au Sud, le Viséen est limité par des brèches tectoniques (quartzites broyés de Sidi Jafer) le mettant en contact avec des grès et des pélites à cachet ordovicien. Vers l'Ouest le Viséen est recouvert par les conglomérats du Westphalo-Autunien.

Du Nord au Sud on distingue :

- 80 m de grès à ciment calcaire à patine brune se débitant en bancs de 50 cm environ. De nombreux bancs montrent des stratifications obliques.

> Au microscope il s'agit de grès grossier. Les grains de quartz anguleux sont mal classés, souvent microfissurés. On note de rares micas détritiques et quelques grains d'épidote. Le ciment est constitué de calcite (sparite).

- Sur ces grès affleure un ensemble de 250 à 300 m de schistes gréseux gris à bancs de grès à ciment calcaire, de 40 cm environ. A la partie supérieure de cet ensemble on trouve deux ou trois bancs de 1 m environ de calcaires massifs, bleutés, à Polypiers. GIGOUT (1952) signale dans ces calcaires *Caninia sp.* et des *Spirifer* indiquant le Viséen supérieur.

Ce Viséen des Rehamna orientaux présente de grandes analogies avec les faciès décrit par GIGOUT (1951) et BAECKER *et al.* 1965 à la Gada Jenabia dans le fossé de Mechra-ben-Abbou. Il faut sans doute y voir les niveaux de base du Viséen supérieur qui dans le Nord des Rehamna sont transgressifs sur

le Paléozoïque inférieur. Les rapports d'ordre stratigraphique ne sont plus décelables dans les Rehamna orientaux, entre le Viséen et le socle.

On peut noter qu'il n'existe pas d'équivalents métamorphiques des grès et calcaires décrits ici dans le Viséen, les calcaires dolomitiques de la formation des Ouled-Hassine étant probablement d'âge dévonien (cf. p. 19).

2.6. Le Westphalo-Autunien ; conclusions sur le Paléozoïque supérieur

26.1. Le Westphalo-Autunien

- Série conglomératique

A l'extrémité est du massif d'Allahia, le long de l'oued Oum-er-Rbia, affleure une série conglomératique de 80 à 100 m d'épaisseur visible. Des lits argilo-gréseux rouges alternent avec des lits conglomératiques de 0,2 à 1 m d'épaisseur. Les éléments quartzitiques présentent de fortes analogies avec les quartzites du Caradoc, des galets de grès carbonatés peuvent être rapportés aux grès de la formation du Goulibet. Les galets sont mal calibrés et sub-anguleux ce qui indique un transport sur de faibles distances. Certains des galets sont intensément fracturés, des galets pélitiques sont schistosés ce qui indique qu'ils ont subi une notable déformation antérieurement à leur dépôt.

La discordance des conglomérats sur le Caradoc n'est par directement visible. Près de l'Oum-er-Rbia le contact se fait par des failles N 40 - N 50 subverticales dont le rejet, si l'on admet l'âge ordovicien de certains galets, ne doit pas dépasser quelques dizaines de mètres.

Au Sud, le long de l'oued Mellah près du douar Ouled-Aïssa-Skhaira, le conglomérat est essentiellement constitué d'éléments gréso-quartzitiques, gréso-carbonatés et schisteux relativement bien calibrés (5 à 10 cm env.) attribuables à la formation du Goulibet (Ashgill probable). Près du douar, la discordance des conglomérats sur les schistes du Goulibet est très probable. Sur le terrain on passe rapidement des affleurements de schistes verts plissés et schistosés aux conglomérats dont le pendage est faible et constant.

Au sud-est de la région étudiée, à partir de l'oued El-Aoula jusqu'à Nzalet-el-Ararcha, affleure un conglomérat de même faciès que les précédents. On distingue des galets quartzitiques à cachet ordovicien, des calcaires récifaux du Dévonien moyen, des bioclastites siluriennes ou lochkoviennes. Quelques galets sont formés d'un conglomérat identique à l'ensemble de la formation, mais mieux compacté. Il s'agit probablement de phénomènes d'autoremaniement. En montant dans la série, les niveaux rouges gréseux deviennent plus importants, ils sont disposés en chenaux de 50 cm à 1 m d'épaisseur.

- Série volcanique trachy-andésitique

A l'est du douar Ouled-Aïssa-el-Oued, au sud-est de l'oued Mellah dans les massifs du Draa-el-Kohol et au sud-est de Nzalet-el-Ararcha, affleurent des roches éruptives de teinte gris-sombre à gris-violacé. On peut distinguer des ensemble de laves massives et des niveaux de tufs finement lités souvent replissés sur eux-mêmes lors de leur mise en place. Il s'agit de laves ayant une composition de latites quartzifères (cf. chap. IV).

Ces épanchements volcaniques sont postérieurs au dépôt des conglomérats, on ne les y trouve jamais en galets. Le contact n'est jamais visible. Cependant, la disposition des affleurements et les pendages des deux séries permettent de penser que les trachy-andésites reposent en concordance sur les conglomérats.

- Datation

Ces conglomérats à coulées andésitiques sont comparables aux conglomérats de Mechra-ben-Abbou. Il s'agit de formations rouges molassiques, post-orogéniques : on y trouve des galets schistosés, mais pas de galets de roches métamorphiques. On peut supposer que l'érosion n'avait pas atteint les micaschistes ; la juxtaposition actuelle des conglomérats et des micaschistes est le fait de failles tardives.

Aucun fossile n'a été découvert dans les conglomérats des Rehamna, et l'on en reste à l'hypothèse de M. GIGOUT (1955) qui admettait un âge westphalo-autunien par comparaison avec la série de Sidi-Kassem au Maroc central (TERMIER 1936).

26.2. Le Paléozoïque supérieur : conclusions

Malgré l'absence de fossiles on peut considérer comme très vraisemblable l'attribution au Dévonien de la formation des Ouled-Hassine dans les limites où elle a été définie ici. L'existence de faciès conglomératiques et probablement de formation à blocs glissés indique une instabilité du fond marin, une paléotectonique de failles, indice de mouvements prémonitoires de l'orogenèse hercynienne.

L'âge de la formation des micaschistes à amphibolites reste par contre plus problématique. En retenant l'hypothèse de leur attribution au Viséen supérieur, le paroxysme orogénique dans les Jbilete et les Rehamna est postérieur au Viséen supérieur. Les mouvements anté-viséens sont relativement faibles (plis à grand rayon de courbure, basculement le long de failles).

Les conglomérats du Westphalo-Autunien qui remanient des galets schistosés du Paléozoïque inférieur sont, quant à eux, franchement tardi-tectoniques.

3. TECTONIQUE

Travaux antérieurs et généralités

Aucune étude tectonique détaillée n'avait été entreprise jusqu'ici dans ce secteur des Rehamna. GIGOUT (1951) s'était limité à en décrire les grands ensembles structuraux. Il distinguait une seule phase de plissement suivie par une tectonique de failles et de flexures. Pour lui, la disposition arquée de l'ensemble Jbel Kharrou - El-Mesrane s'expliquait par la différence de raccourcissement entre la zone des micaschistes où les plis,de style isoclinal, sont très serrés et la zone du Paléozoïque inférieur, peu métamorphique et où les plis sont plus amples.

MICHARD (1969), reprenant l'étude de la région et appliquant les méthodes de l'analyse tectonique, mit en évidence le chevauchement du Jbel-Kharrou sur les formations épimétamorphiques des Ouled-Hassine, montrant ainsi le caractère polyphasé des plissements hercyniens.

La présente étude précise les données de ce dernier auteur. Toutes les déformations analysées sont postérieures au Dévonien supérieur et sans doute aussi au Viséen supérieur si l'attribution des micaschistes à amphibolites à cet étage est exacte (cf. § 23.3). Une tectonique anté-viséenne existe cependant dans les Rehamna ; elle est décelable dans le fossé de Mechra-ben-Abbou où le Viséen supérieur est discordant sur différents termes du Paléozoïque inférieur et moyen. Cette tectonique ne sera pas analysée ici.

Dans l'ensemble de la région étudiée, les déformations liées à l'orogenèse hercynienne ne sont pas homogènes. Pour la commodité de l'exposé trois grandes zones ont été définies, chacune d'entre elles étant caractérisée par ses directions structurales majeures et par le style et l'intensité des déformations.

(1) Au NW, les séries du Paléozoïque inférieur forment le flanc SE d'un grand anticlinal orienté N 40. Nous conviendrons d'appeler cette zone "zone de la Koudiat-el-Adam", du nom des sommets quartzitiques constituant le flanc de cet anticlinal. Toutes les structures sont de directions N 40 à N 50. Vers l'est, elles s'incurvent vers des directions E-W. Le paroxysme tectonique coïncide avec un métamorphisme général se situant à la limite entre l'épizone et l'anchizone (cf. 421.2).

(2) La partie est du massif que nous appelerons zone du Jbel-Kharrou, El-Mesrane est constituée de matériel paléozoïque inférieur à peine anchimétamorphique. C'est la prolongation orientale de la zone de la Koudiat-el-Adam après courbure de celle-ci. L'individualité de cette zone réside dans ses directions structurales N 120 à N 140. L'ensemble constitue un grand pli déversé vers le SW. Le Paléozoïque inférieur du flanc inverse repose en contact anormal sur la formation des Ouled-Hassine.

(3) Le sud et le centre de la région où affleurent principalement des séries du Paléozoïque moyen que nous avons désignées précédemment comme Formation des Ouled-Hassine. On retrouve dans cette zone les directions structurales de la zone de la Koudiat-el-Adam. Sa caractéristique réside dans l'existence de cisaillements de direction N sub-méridienne à N 40. Dans le sud de cette zone, les cisaillements sont contemporains du métamorphisme à staurotide.

Conventions

Dans les pages qui suivent, des termes vont apparaître tels que : foliation, schistosité de flux, de fracture, etc... Ils sont employés dans le sens même que retient A. PIQUE (1972), nous renvoyons donc à son mémoire. Nous rappellerons simplement ici la signification de quelques symboles :

P_1, P_2, P_3 : plis de 1ère, 2ème, 3ème génération
S_0 : stratification
S_1, S_2, S_3 : schistosités liées aux P_1, P_2, P_3
L_{01} : linéation d'intersection entre S_0 et S_1
L_{12} : linéation d'intersection entre S_1 et S_2
L_m : linéation minérale.

Les mesures sont reportées sur stéréogrammes. La projection utilisée est la projection stéréographique méridienne sur canevas de Wülff, par rapport à l'hémisphère supérieur. Les pendages et plongements sont mesurés de 0 à 90° par rapport à l'horizontale. Les directions sont mesurées de 0 à 180° par rapport au Nord magnétique. La déclinaison est de 7°40' à l'ouest du Nord magnétique au 1/1/73.

3.1. Zone de la Koudiat-el-Adam

31.1. Première phase de déformation (D_1)

311.1. Les grandes structures N 40 (Fig. 11)

L'anticlinal de la Koudiat-el-Adam (du nom des crêtes de son flanc est) est dessiné par les quartzites et les grès-quartzites de l'Ordovicien supérieur et moyen (Fig. 3 et carte hors-texte). Son coeur est constitué de schistes appartenant à l'Arenig et probablement aussi à l'Acadien. La marge orientale est formée de schistes de l'Ordovicien supérieur (plaine des Ouled-Mimouna). L'ouest de cette grande structure a fait l'objet des études de P. JENNY (1974).

La structure majeure est un anticlinal déversé vers le NW. Son axe moyen est N 40 à N 50, avec un faible plongement axial : 5 à 10° vers le NE. Le plan axial moyen est raide : 60 à 70° vers le SE. La schistosité est parallèle au plan axial dans le matériel pélitique et se réfracte dans les bancs quartzitiques, passant à la verticale ou bien à un fort pendage vers le NW.

Vers le SW, dans la terminaison périclinale, et vers le NE, les directions axiales s'incurvent vers l'E-W. C'est là l'effet de décrochements tardifs dextres de direction N 140 à N 170 (voir plus loin). Pour avoir une idée assez exacte des structures de la phase I, nous l'étudierons dans la partie centrale de l'anticlinal où ces directions N 40 sont peu affectées par les reprises.

a. Le matériel schisteux

Le coeur anticlinal est constitué de schistes et de phyllades attribués à l'Arenig et au Cambrien moyen. Le débit observable correspond à une schistosité de flux ; ces plans sont légèrement satinés, indiquant que des micas y sont réorientés ou y ont recristallisé . L'ensemble des plans de stratification observés montre que l'on a à faire à une structure anticlinale à replis mineurs. Aucun flanc inverse n'y a été observé,aussi le déversement vers le NW se marque seulement par l'enchaînement flanc-long, flanc-court des replis. Le coeur anticlinal apparaît dans le secteur de Skhirat (fig. 11). Là, la stratification des schistes est sub-horizontale.

Les rapports stratification-schistosité (fig. 12) montrent un flanc est de type normal : S_1 pend dans la même direction que S_0 mais est plus raide (60° en moyenne). Le flanc ouest est un flanc raide, sub-vertical, mais non renversé ; la schistosité y est très peu inclinée (30 à 40° vers l'est). Cette dispersion des plans de schistosité est assimilable à l'éventail que l'on peut observer dans les plis déjetés.

Les éléments linéaires consistent en des linéations d'intersection entre S_0 et S_1. Elles se manifestent sur les plans de S_1 par des alternances de lignes sombres et claires, traces de l'intersection des lits gréseux et des lits pélitiques sur S_1. On mesure également des linéations de microplissement. Les stéréogrammes montrent le regroupement de ces linéations autour de directions N 40 à 50, avec un plongement axial le plus souvent de 20° vers le NE (fig. 12). Ces orientations coïncident avec les axes des grandes structures, construits à partir des pôles de stratification,ce qui est la preuve du caractère synschisteux de la première phase de plissement.

Dans les schistes verts du flanc est de l'anticlinal, on n'observe plus, en général, qu'une schistosité de flux plongeant de 50 à 70° vers le SE. La stratification n'est que rarement conservée ; là où on peut l'observer, ses rapports avec la stratification sont de type flanc normal.

b. Les quartzites

Les quartzites forment une enveloppe régulière. Dans le flanc sud-est, les pendages de la stratification sont d'environ 40 à 50° vers le SE. Là, la schistosité est de type fracture ; elle est sub-verticale ou bien fortement pentée vers le NW (fig. 13a). Dans le flanc nord-ouest de la

structure anticlinale, au Jorf Ahmar, la stratification est sub-verticale ; la schistosité, peu inclinée vers le SE, montre bien qu'il s'agit d'un pli déjeté (cf. JENNY 1974).

Dans les quartzites et les quartzophyllades du flanc normal les linéations d'intersection entre S_0 et S_1 se manifestent par des cannelures ou des petits ressauts sur les plans de stratification. Les directions de ces linéations sont remarquablement homogènes : N 45, 20°NE.

Quelques replis métriques sont observables dans les quartzites massifs du flanc normal. On peut les assimiler à des plis d'entraînement. La compétence des quartzites massifs est cependant telle que la déformation n'est pas régulière. La flexion des bancs n'est pas complète ; elle se fait souvent par les plans de fracture relayant les plans de stratification. Le flanc ouest de ces structures est mal développé.

Sur stéréogramme (fig. 13a) les axes obtenus sont dirigés N 50, le plongement axial est variable : 26°NE à 4°SW. Ils sont donc parallèles aux directions données par les linéations des schistes et des phyllades et on peut les considérer comme l'expression de la première phase de déformation dans le matériel quartzitique.

Vers le sud, dans la terminaison périanticlinale, il y a une légère variation dans le style des replis des quartzites. La déformation est plus souple, les plis sont droits, de type concentrique à concentrique aplati (Pl. I, photo 1). Ce changement dans le style du plissement peut être mis en relation avec une légère augmentation de l'intensité du métamorphisme épizonal vers le sud.

311.2. Les microstructures associées à la phase N 40

Compléments indispensables de l'étude tectonique à l'échelle régionale, les microstructures permettent de décrire de façon précise les déformations intimes des roches et par là de préciser le niveau structural auquel se rattachent ces déformations.

Le matériel gréso-pélitique des formations de Drioukat et du Goulibet (Arenig et Ordovicien supérieur) est le plus favorable à l'étude des microstructures. On constate que l'apparition et l'allure de la schistosité associée à l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam sont liées d'une part

aux variations lithologiques, d'autre part aux conditions du métamorphisme régional, dont l'intensité augmente du nord vers le sud.

Au nord, dans la région du douar Dohor, on observe au sein des schistes de l'Arenig un premier stade de déformation. Le matériel est constitué d'une alternance de lits gréseux et de lits phylliteux à grandes chlorites (cf. § 22.1). Lors de l'impression de la schistosité les lits gréseux sont découpés en prismes à section losangique par réfraction de la schistosité (fig. 14a). A ce stade, la déformation est de type "pénétratif". Les prismes gréseux se dissocient en s'aplatissant et donnent des sections déformées en amandes qui tendent à s'aplatir dans les plans de schistosité. Les minéraux phylliteux sont entièrement réorientés dans les plans de S_1 où ils ont sans doute partiellement recristallisé. Quelques micas blancs de petite taille (30 - 40 µ) sont contemporains de l'apparition de S_1. Les phyllites d'origine détritique ou diagénétique n'ont plus de forme propre, elles se présentent sous l'aspect d'amandes aux tons moirés, limitées par des plans de schistosité. Des chlorites héritées ou diagénétiques, du fait de leur grande taille (200 à 400 µ) ont fait obstacle à l'établissement de la schistosité ; elles ne sont pas réorientées et leurs clivages restent parallèles à la stratification. Dans certains cas on peut distinguer autour de ces chlorites un halo de recristallisation (zone d'ombre ou "pressure shadow") fait de quartz. Dans d'autres cas, les chlorites prises entre deux plans de schistosité sont tordues ou bien "knickées" (fig. 14c) les plans de knicks étant alors parallèles aux plans de S_1. Ces différents caractères montrent bien que ces chlorites sont antétectoniques. Des phénomènes semblables ont été décrits par RIBEYROLLES (1972) dans les schistes ordoviciens de la plaine d'Asfar (région d'Aguelmous).

Dans les faciès plus pélitiques, la stratification est rarement décelable. Tous les minéraux phylliteux sont réorientés ou bien ont recristallisé dans les plans de S_1. Les niveaux gréseux très minces sont dilacérés en amandes qui s'alignent dans S_1. Seules les grandes chlorites dont les clivages sont obliques sur S_1 indiquent l'existence d'une structure planaire antérieure, en l'occurence la stratification. Il est à noter que dans ce secteur, les grains de quartz ont conservé la forme qu'ils avaient lors de la sédimentation ; la première manifestation de l'aplatissement se marque localement par l'apparition de "queues" de cristallisations aux extrémités des grains (fig. 14b).

En se déplaçant vers le SW, on peut constater une variation du style des plis de phase I. Cette évolution, sensible dans les grandes et moyennes structures, se retrouve à l'échelle des microstructures. Dans les phyllades et les quartzophyllades du Dar-Zeriba et du Ras-ed-Dib, on n'observe généralement plus qu'une foliation. Les minéraux phylliteux sont réorientés, les cristallisations de muscovite sont bien développées. Les niveaux gréseux sont tous recristallisés; chaque grain de quartz a perdu sa forme détritique : l'aplatissement, encore assez faible au nord, est ici très important. Le quartz a flué et a recristallisé sous forme d'amandes très effilées.

La phase I dans le secteur de la Koudiat-el-Adam, peut se caractériser par un plissement synschisteux d'axe N 40 - 50, à faible plongement vers le NE. Les plis sont peu serrés. La schistosité, dans les niveaux pélitiques, est toujours de type flux. Enfin, on remarque, du nord vers le sud une évolution progressive de la déformation vers un style plus souple, évolution que l'on peut mettre en rapport avec une légère augmentation du métamorphisme général.

31.2. Les cisaillements post-S_1 (D_2)

Un épisode de plissement et de cisaillement postérieur à l'établissement de la schistosité 1 se rencontre bien développé, dans le secteur III (Formation des Ouled-Hassine).Il commence déjà à se manifester dans la partie SW de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. On le désignera comme phase de déformation D_2.

L'examen des stéréogrammes (fig. 13b) fait apparaître une dispersion des linéations d'intersection et des axes de replis dans les plans de schistosité. Ce phénomène se manifeste aussi bien dans les quartzites que dans les schistes et les phyllades.

Dans les quartzites de la formation de Demja, affleurant au Ras-ed-Dib, des charnières métriques sont dilacérées et isolées dans une matrice schisteuse. Dans les schistes de l'Arenig et de l'Ordovicien supérieur les plans de schistosité ont glissé les uns sur les autres, le jeu différentiel entrainant une variation du plongement de L_{01}. Dans l'ensemble on assiste à une accentuation du plongement axial vers le NE, ce plongement pouvant aller jusqu'à 60°.

Du point de vue microstructural, les cisaillements semblent bien post-schisteux et post-métamorphiques. Dans les schistes de l'Ordovicien supérieur on observe d'une part un rejeu dans les plans de S_1, entraînant une désorganisation complète des lits gréseux et la crénulation des micas cristallisés lors de la phase I ; d'autre part l'apparition de plans de cisaillement légèrement obliques sur S_1 et orientés en moyenne N-S à N 20, 60° vers l'est. Le jeu de ces plans de cisaillement provoque la formation de replis centimétriques à axes très raides, indiquant une composante de déplacement principalement horizontale. En lame mince on observe la transposition complète des micas de la phase 1 dans ces plans de cisaillement qui prennent valeur d'un clivage de crénulation *(strain-slip cleavage)*. Sur le terrain ces plans deviennent prépondérants, au point que les structures de 1ère phase sont effacées.

En conclusion, cette phase cisaillante semble prolonger dans le temps la phase de plissement synschisteux. Elle en serait en quelque sorte une exagération : reprise des structures antérieures (S_1) et cisaillements dans des plans parallèles ou légèrement obliques. Nous reviendrons sur ces liens entre phase 1 et cisaillements à propos de l'étude de la zone des Ouled-Hassine.

31.3. Les phases tardives (D_3, D_4)

313.1. A grande échelle : torsion des structures N 40 (D_3)

Cartographiquement, la partie N 40 de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam s'incurve progressivement vers des directions E-W. Au SW, la terminaison périclinale est décalée vers l'ouest (cf. P. JENNY 1974), toutes les structures du flanc SE prennent des directions N 90 dans les secteurs du Dar-Zeriba et du Ras-ed-Dib. De même vers le NE, le flanc sud de l'anticlinal prend des directions N 90 en même temps que les pendages de la stratification deviennent verticaux (cf. schéma structural, pl. II hors-texte). Enfin dans le secteur d'El-Hayar, les directions sont N 120 et les pendages de S_0 sont inversés.

A cette torsion sont associées des failles de direction N 125 à N 150 subverticales (cf. carte géologique, pl. I hors-texte). Des failles subméridiennes existent dans la terminaison SW de l'anticlinal; elles peuvent être interprétées comme des structures de 2ème ordre par rapport aux

failles N 125 à N 150. Ces accidents sont des décrochements dextres, dont la somme des rejets permet d'expliquer la torsion des structures N 40.

Sur stéréogramme (fig. 15c) ont été reportées les structures liées à l'épisode de déformation D_1 dans les quartzites et quartzophyllades du flanc SE de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. Les plans de stratification et de schistosité et les linéations d'intersection s'échelonnent depuis la Koudiat-el-Adam au SW où les directions sont N 40, 20°NE jusqu'à la région d'El-Hayar où les directions deviennent N 115, 25°E. La rotation de S_0, S_1 et L_{01} est régie par un axe virtuel N 110, 50°E. La dispersion des plans de S_1 se fait sur une surface complexe représentée sur le stéréogramme théorique (fig. 15 a-b). On constate que, aux erreurs de mesures près, le stéréogramme fait avec les mesures de terrain (fig. 15c) coïncide avec le stéréogramme théorique (fig. 15b). La fig. 15d montre, à l'échelle de l'affleurement, la disposition des linéations de la phase I autour des axes de replis associés aux décrochements de directions N 150 à N 170. La similitude des deux stéréogrammes montre que l'arcature de l'anticlinal reproduit à l'échelle kilométrique les structures métriques liées aux décrochements ; cette torsion peut donc être interprétée comme la courbure entre de grands couloirs de décrochements dextres N 140, d'une structure initialement orientée N 40. On désignera cette phase sous le nom de déformation D_3.

313.2. Petites et moyennes structures liées à la phase N 140 (D_3)

Comme nous l'avons vu cette phase correspond essentiellement à des décrochements dextres environ N 140, 65 à 90°NE. Les directions subméridiennes, N 10 à N 170, cartographiques et mesurées à l'affleurement sont peut-être des failles de 2ème ordre par rapport au N 140.

Les déformations associées à ces décrochements sont organisées en couloirs parallèles aux plans de fracture. Le style de la déformation varie en fonction de l'intensité de celle-ci. On peut distinguer des zones intensément cisaillées, des zones de plis en chevrons et des zones de knicks.

Dans la branche NE de l'arc on observe surtout une réorientation des bancs de quartzites par le jeu décrochant des plans N 140. Les structures sont des flexures à axes subverticaux dans les quartzites, et des knicks dans les schistes et les schistes gréseux.

Dans la terminaison SW de l'anticlinal l'amplitude des replis est beaucoup plus importante. Dans le secteur allant de la Koudiat - Foum-Jmel jusqu'au Ras-ed-Dib, les bancs de quartzites de l'Ordovicien moyen et supérieur dessinent des chevrons décamétriques ouverts (120-130° env.), dont l'axe est très raide : N 140, 50 à 70° vers le SE (Pl. I, photos 2 et 3). Par suite du cisaillement dans les plans de décrochements, ces structures en chevrons sont fréquemment isolées les unes des autres. Dans les quartzites le plissement est de type concentrique avec glissement couche-à-couche. Dans les schistes et les phyllades les chevrons sont très serrés. Il se développe une schistosité S_3 de fracture dont l'intersection avec la foliation donne un microplissement. Localement cette schistosité "S_3" évolue en clivage de crénulation avec transposition partielle de la foliation (Pl. I, photo 4).

Ces dispositions se retrouvent dans les microstructures. Dans les phyllades de l'Ordovicien inférieur, la foliation de première phase dessine des microplis en chevrons. La schistosité S_3 de fracture provoque une flexuration des micas blancs et localement une transposition de ceux-ci. "S_3" est rarement marquée dans les niveaux gréso-quartzitiques, où dominent les glissements couche-à-couche (fig. 16).

313.3. Les déformations postérieures à la torsion

a. Variation de pendage du plan axial des chevrons N 150 (D_4)

Le pendage du plan axial ou de la schistosité de fracture "S_3" associée aux chevrons N 40 varie depuis la verticale jusqu'à des pendages faibles de 10 à 20°E. Le pendage du plan axial des décrochements étant en général fort (supérieur à 60°) dans l'ensemble de ce secteur, les faibles pendages peuvent être attribués à un épisode de reprise "D_4", celui-ci devenant de plus en plus sensible au fur et à mesure que l'on se rapproche de la zone du Jbel-Kharrou caractérisée par sa tectonique de charriage vers le SW.

Ainsi que la région du Sokhet-Dabbar au nord de l'Oued Tolba, les grès-quartzites de l'Ordovicien supérieur, équivalents des grès d'El-Mesrane, sont affectés de replis de faible amplitude accompagnés d'une schistosité de fracture de pendage moyen à faible. Sur stéréogramme (fig. 17) les axes de replis P_3 et les linéations associées sont étalés du N 55 au N 120 dans les plans. Cette dispersion peut s'expliquer par un rejeu

cisaillant dans le plan axial, contemporain de la variation de pendage de la schistosité.

En conclusion, cette tendance des plans axiaux ces chevrons N 140 à se rapprocher de l'horizontale est sans doute à mettre en rapport avec la tectonique tangentielle du Jbel-Kharrou, postérieure à la torsion des structures N 40.

b. Fractures et knicks tardifs

Dans certaines parties de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam, on peut observer, recoupant les structures de première phase, une schistosité N 30 à N 40 subverticale de type fracture. Le rejeu le long de ces plans est faible ; il ne détermine dans les schistes de l'Ordovicien supérieur qu'une légère flexuration des minéraux phylliteux. L'apparition de ce clivage est postérieure au phénomène de torsion car dans le NE de l'anticlinal il recoupe la S_1 réorientée en N 90°. Cette schistosité S_4 est sans doute à paralléliser avec la S_2 décrite par A. PIQUE (1972) dans les Skhour occidentaux.

Dans toute la région étudiée, les dernières manifestations de l'orogenèse hercynienne semblent des fractures réparties suivant 3 directions majeures : N-S, N 130 et E-W. Dans les quartzites elles correspondent à des zones de fracturation plus serrée, le rejeu le long des plans se marquant par des surfaces striées. Dans les schistes on observe soit une fracturation soit des knicks dont le rejeu reste faible, ne dépassant guère quelques cm.

Ces fractures ont guidé la mise en place des filons de dacitoïdes. Les directions E-W sont de plus en plus abondantes vers l'ouest où elles découpent les Skhours centraux (JENNY 1974).

3.2. Zone du Jbel Kharrou - El-Mesrane

C'est la zone NE de la région étudiée (fig. 3) ; elle est caractérisée par la prédominance des structures N 120. Du N au S on distinguera : la massif quartzitique d'Allahia, monoclinal dominant la plaine de Drioukat, et les crêtes quartzitiques du Jbel Kharrou et d'El-Mesrane, dessinant deux arcs emboîtés.

32.1. Première phase de déformation (D_1)

Sa corrélation avec la phase D_1 définie plus haut est discutée au § 32.3.

321.1. Les grandes structures

Dans l'ensemble de cette zone, le premier épisode de déformation bien marqué est dirigé N 120, N 150. Il s'agit de plis déversés vers le SW ; les alternances flanc-long, flanc-court observables sont caractéristiques de replis d'entraînements dans le flanc inverse d'un pli couché d'amplitude kilométrique dont le massif d'Allahia représenterait le flanc normal et les arcs du Jbel Kharrou et d'El-Mesrane le flanc inverse.

a. Massif d'Allahia et plaine de Drioukat

La plaine de Drioukat est constituée de grès micacés rapportés à l'Arenig. Cartographiquement ils forment le coeur d'un anticlinal qui s'ennoie vers l'est. Le plissement s'accompagne d'une schistosité de fracture formant des plans irréguliers. Les mesures effectuées le long des rives de l'Oued Zraïkem montrent une évolution progressive des rapports entre S_0 et S_1 du NE au SW.

Au NE, près des rives de l'Oum-er-Rbia, les plans de S_0 plongent vers le SW, la S_1 est inclinée vers le NE de 50 à 60°. D'après leur disposition ces structures peuvent être rattachées au flanc sud de l'anticlinal du Guelb-Jaber (fig. 3) défini par M. GIGOUT (1951). Une reconnaissance effectuée au nord de l'Oum-er-Rbia (feuille Oued-Khibane au 1/50 000) à travers la structure anticlinale montre une disposition de S_0 et S_1 symétrique de celle observée le long de l'Oued Zraïkem.L'anticlinal du Guelb Jaber apparaît donc - au moins dans ses grandes lignes - comme un pli droit où la schistosité forme un éventail très ouvert.

Vers le SW, autour des douar Drioukat et Ouled-Cherif la stratification passe à la verticale et s'inverse même localement. La schistosité dans ces zones a un très faible pendage : 20, 30° en moyenne vers le NE (Pl. I, photo 5). Cette disposition est caractéristique des plis déversés; on la retrouvera plus au sud dans les arcs du Kharrou et d'El-Mesrane.

La variation de pendage de S_0 et S_1 est progressive. On peut l'interpréter comme un passage continu d'un pli droit à un pli couché lors de la même phase, ou bien comme une reprise d'un pli droit avec déversement vers le SW.

Les linéations d'intersections entre S_0 et S_1 et l'axe construit avec les pôles de S_0 ont en moyenne une direction N 125 et plongent de 20° vers le SE (fig. 18). On note cependant une dispersion des linéations qui peut être interprétée comme une reprise coaxiale d'un premier épisode de plissement synschisteux.

Le massif d'Allahia qui domine la plaine de Drioukat forme un monoclinal peu déformé. La schistosité, encore bien marquée dans les argilites de Demja, disparaît complètement au niveau des quartzites. Celles-ci forment écran, marquant la limite du front supérieur de schistosité. Dans la barre supérieure des quartzites de Demja, on observe des replis métriques, concentriques, très ouverts. Les axes sont N 85 à N 110 et plongent de 10 à 20° vers l'est. Ces replis sont toujours associés à des zones très fracturées en N 120 (cf. fig. 19). Les déformations souples sont limitées aux quartzites de Demja ; au-dessus, la formation d'Allahia est uniquement affectée de fractures.

b. Jbel Kharrou, El-Mesrane

La première phase de déformation bien visible qui affecte l'Ordovicien moyen et supérieur est caractérisée par des plis déversés vers le SW.

- Dans les quartzites des formations de Demja et d'Allahia, les plis métriques sont de type concentrique, la déformation se fait par flexion avec glissements couche-sur-couche. L'angle d'ouverture est assez élevé : 60 à 70° environ. L'alternance flanc-long, flanc-court montre que les plis appartiennent au flanc inverse d'une grande structure kilométrique déversée vers le SW. La schistosité n'apparaît pas dans ces quartzites, ou bien ne s'exprime que par des plans de fractures très grossiers. La lithologie influence également le style des plis ; les quartzites de Demja, épais seulement de quelques mètres et emballés dans une matrice schisteuse, forment des replis de faible longueur d'onde (4 à 5 m env.) alors que sur la même transversale, les quartzites de la formation d'Allahia forment généralement un seul repli de plusieurs dizaines de mètres de longueur d'onde.

Les directions axiales sont environ N 130 - N 150 dans les massifs d'El-Ouenkel et de la Chaïbet-el-Bia. Le plongement axial est variable, il peut atteindre 30 à 40° dans les zones d'ennoyage périclinal.

- Dans les pélites et les quartzites de la formation du Goulibet - El-Mesrane, le déversement est encore plus accentué qu'au Jbel Kharrou. Les replis décamétriques observés dans les niveaux gréseux du "flysch" du Goulibet sont de style concentrique aplati. Ils sont relativement serrés ; leur caractéristique principale est d'admettre une schistosité de type intermédiaire entre flux et fracture. Celle-ci, parallèle au plan axial dans les pélites, se réfracte dans les niveaux plus gréseux en dessinant un éventail. Les mesures effectuées dans le "flysch" au nord de l'oued Goulibet et dans les barres de quartzites au SE de Skoura (fig. 20) montrent que l'on a une série de replis de flanc inverse. Au SW de Skoura en rive droite de l'oued Zraïkem, la phase de déversement conduit à la formation d'un pli couché dessiné par les quartzites d'El-Mesrane. Dans les niveaux les plus tendres, au coeur du pli, la schistosité est pratiquement horizontale.Les directions axiales subméridiennes sont explicables par un cisaillement post-plissement.

Les linéations d'intersection mesurées dans les pélites de la formation du Goulibet sont bien regroupées autour de la direction N 125, leur plongement axial vers le SE reste faible : 10° en moyenne. Les valeurs extrêmes sont observées dans les zones d'ennoyage périclinal des replis des barres de quartzites.

321.2. Microstructures de la phase I

La schistosité associée à la première phase de plissement N 120-N 150 est surtout développée dans les pélites et les grès micacés de la formation de Drioukat et dans les pélites de la formation du Goulibet. La schistosité est de type fracture ou de type flux ; toutes les paillettes micacées sont réorientées dans les plans de S_1 bien qu'il n'y ait pas de recristallisation apparente. Dans les lits gréseux, la schistosité est de type fracture. Les plans sont irréguliers,souvent remplis de produits ferrugineux ; ils se moulent autour des grains de quartz et des grands minéraux phylliteux détritiques ou diagénétiques (chlorite ou muscovite). Dans tout ce secteur les grains de quartz gardent la forme qu'ils avaient lors de la sédimentation.

Des microplis ont pu être observés au SE de Skoura ; ils sont de type concentrique aplati. La schistosité de plan axial peut avoir rejouée

localement, entraînant une torsion des micas et une dilacération des lits gréseux (fig. 21 ab).

32.2. Cisaillement des plis et écaillage (D_3, D_4)

322.1. Structures observées dans l'Ordovicien

+ Les quartzites d'El-Mesrane se présentent cartographiquement suivant deux arcs. Le premier passe au nord de Skoura, se prolonge vers le douar Amar-ben-Nouti où il est décalé vers le sud par l'intermédiaire de trois crêtes parallèles NW-SE ; il forme alors les crêtes d'El-Mesrane. Le second arc passe au sud du douar Skoura parallèlement au premier, il se complique par la zone de la Dalaat-el-Mesrane ; on le retrouve plus au SE, à Sidi-ben-Azzouz où il double la barre d'El-Mesrane. Ce redoublement et même triplement des séries ne peut s'expliquer par un simple phénomène de plissement puisque dans chaque arc, la séquence des quartzites présente constamment une polarité inverse. On peut donc penser qu'il s'agit d'un écaillage postérieur à l'apparition des plis.

+ Les barres de quartzites dont on a vu qu'elles dessinent des replis de flanc inverse, sont disposées à la verticale et tronquées à leur base par des plans de cisaillement plongeant d'environ 40° vers le nord.

+ Entre les séries gréso-quartzitiques redoublées, les schistes verts de la formation du Goulibet se chargent de veines de quartz d'exsudation et prennent une teinte rouge-violacée due à l'oxydation du fer par des solutions circulant dans ces zones broyées.

+ Dans le flysch de la formation du Goulibet au SE de Skoura, au point coté 366, les niveaux gréseux dessinent des replis dont les directions axiales varient du N 65 au N 150 (fig. 22). Ces plis semblent être de première génération, aucune trace de reprise de structure antérieure n'y ayant été observée. Dans les pélites, les charnières des plis synschisteux sont très dilacérées, les axes des plis et les crayons sont dirigés N 50 à N 70. D'après les observations microstructurales, ces petits replis seraient de première génération. La dispersion des structures I peut s'expliquer par un épisode de cisaillement tardif dont le jeu tend à désorienter les axes des plis I. A l'affleurement, on peut observer des plans N 135 environ recoupant les structures (fig. 22). Ces plans correspondent aux surfaces de cisaillement ; ceux-ci peuvent également se produire parallèlement aux plans de S_1 comme le montre l'examen des lames minces (fig. 21 b).

+ Placé par la tectonique au-dessous des quartzites de la formation d'Allahia qui forment les crêtes de la Chaïbet-el-Bia, le "flysch" gréseux, base de la formation du Goulibet, dessine des replis concentriques dont le style varie depuis le pli en genou jusqu'au chevron très fermé (Pl. II, photos 1-2). Les directions axiales sont variables : de N 115 à N 30, le plongement moyen est de 35° (fig. 23) ; elles se dispersent dans le plan axial des replis. Ces structures ne s'observent que dans cette région ; on peut les rattacher à la phase de cisaillement. Sous la masse rigide des quartzites, le "flysch" se déforme en replis mal réglés.

+ La disposition des quartzites du Jbel Kharrou et d'El-Mesrane en arcs emboîtés à concavité vers le sud est également à rattacher au phénomène de surdéversement avec écaillage. L'examen de la carte structurale (hors texte) montre en effet à l'échelle du massif une forte dispersion des axes de plis déversés. Le pli couché du Zraïkem au SE de Skoura est orienté N 170 avec une schistosité sub-horizontale (fig. 24 et 25) ; au douar Ouled-Aïsra Skhaira, les replis sont N 90, la schistosité est horizontale et plonge même légèrement vers le sud (Pl. II, photo 3 et fig. 25). Le phénomène d'écaillage vers le SW n'est donc pas parfaitement réglé, le déplacement le long des plans de cisaillement est inhomogène et conduit à une forte dispersion des axes de plis. C'est un style tectonique témoignant de conditions superficielles.

Tous ces faits indiquent que la formation des plis déversés résulte d'une déformation relativement souple à un niveau structural assez profond pour permettre le développement d'une schistosité de type flux dans le matériel argileux. La reprise des mouvements tangentiels vers le SSW provoque la troncature basale des structures plissées (cf. F. ELLENBERGER 1965) dans des niveaux structuraux plus élevés. Cette reprise tangentielle a provoqué un surdéversement des plis et un redoublement des séries de l'Ordovicien supérieur par écaillage vers le sud (fig. 17). La disposition sub-horizontale de la schistosité dans les parties frontales des écailles est à attribuer à ce phénomène. Les plans de cisaillement peuvent soit correspondre aux plans de schistosité soit les recouper.

322.2. Contact anormal entre les formations du Goulibet-El-Mesrane et des Ouled-Hassine

3222.1. Limites cartographiques

+ Depuis le pli couché du Zraïkem au nord, jusqu'aux barres de la Dalaat-el-Mesrane, la limite entre les deux formations dessine un contour persillé plus ou moins décalé par des accidents décrochants tardifs. La superposition anormale peut être mise en évidence par la fenêtre de la Dalaat-el-Mesrane : entre deux barres de grès quartzites en position inverse, reposant sur des pélites verdâtres l'entaille d'un oued fait affleurer des schistes gris-bleu du type formation des Ouled-Hassine (fig. 25).

+ Vers le sud des crêtes d'El-Mesrane et de Sidi-Ahmed-ben-Azzouz, le contact est moins net. Cependant sous les alluvions quaternaires de l'oued el-Kebir et de ses affluents, des entailles font affleurer des schistes sériciteux noirs extrêmement broyés et rubéfiés parcourus de veines de quartz d'exsudation. Localement apparaît une brèche constituée d'éléments de schistes noirs débités par des plans horizontaux très grossiers. Ces faciès peuvent s'interpréter comme une brèche tectonique remaniant la formation des Ouled-Hassine à la base d'un contact anormal de type cisaillant.

+ Vers l'est, les structures déversées de l'Ordovicien s'ennoient sous les conglomérats du Westphalo-Autunien. L'ensemble est en contact par une faille N 70 avec des micaschistes de la formation des Ouled-Hassine.

Ainsi la formation du Goulibet-El-Mesrane apparaît en position allochtone et la formation des Ouled-Hassine comme son autochtone relatif

3222.2. Importance du contact anormal

+ Il n'y a pas seulement juxtaposition de deux ensembles stratigraphiquement différents : Ordovicien supérieur de la formation du Goulibet-El-Mesrane sur le Dévonien probable de la formation des Ouled-Hassine.

L'Ordovicien supérieur est constitué de pélites anchimétamorphiques, fossilifères, où la stratification reste décelable. La schistosité est de type flux ou intermédiaire entre fracture et flux.

Dans la formation des Ouled-Hassine, par contre, le métamorphisme est déjà franchement épizonal (cf. chap. III). Les alternances de lits

quartzeux et de lits phylliteux (chlorites et muscovites métamorphiques) correspondent à une foliation. Dans l'échantillon prélevé sous les pélites de la formation du Goulibet à la Dalaat-el-Mesrane, cette foliation est transposée par une schistosité S_2. Les microlitons développés sont eux-mêmes repris par une phase 3 crénulante.

Par conséquent, pendant la phase paroxysmale les deux formations se trouvaient à des niveaux structuraux différents expliquant les différences de faciès tectonique et métamorphique que l'on y observe. Le rapprochement actuel des deux unités résulte donc d'un phénomène tardif par rapport au paroxysme orogénique responsable du métamorphisme.

+ Il est difficile d'évaluer l'importance du déplacement horizontal des terrains allochtones. Si l'on trace une ligne N 130 passant par Skoura, au SW de cette ligne les affleurements d'écailles de quartzite les plus lointains sont ceux de la Dalaat-el-Mesrane, ce qui donne un déplacement d'environ 3 km. Ces petits pointements quartzitiques situés au NNE du Souk-el-Had sur la piste des Ouled-Hassine, cartographiés par GIGOUT en quartzites siluriens, sont probablement à rattacher à la formation des Ouled-Hassine.

Ce sont des barres de grès-quartzites et de grès de teinte beige, épaisses de 15 m au maximum. On peut y observer des structures sédimentaires (stratifications obliques), des interlits de grès roux ferrugineux, à galets de schistes et des grès ocres limoniteux. Elles forment des amandes effilées emballées dans des formations phylladiques et micaschisteuses de type Ouled-Hassine, lesquelles sont affectées de replis non cylindriques que l'on peut associer à des cisaillements.

Il pourrait s'agir de quartzites de la formation d'El-Mesrane en lambeaux coincés dans les phyllades des Ouled-Hassine lors de la phase d'écaillage. L'absence totale de pélites vertes de la formation du Goulibet associées aux quartzites va cependant à l'encontre de cette hypothèse. Il paraît préférable en l'absence de critères paléontologiques de considérer ces quartzites comme les équivalents de ceux de la formation des Ouled-Hassine, la conservation des faciès sédimentaires s'expliquant par le métamorphisme qui reste ici anchizonal.

3222.3. Effets de l'écaillage dans l'autochtone

Au front des écailles d'Ordovicien, l'autochtone relatif est affecté de déformations que l'on peut relier à la phase cisaillante. A grande échelle on observe des répétitions des dalles quartzitiques de la formation des Ouled-Hassine (El-Menaat, Hagra-el-Beïda, Gueb Boualla). De même à Sidi Kountar la superposition des dalles de calcaire dolomitique est attribuable à l'écaillage tardif.

Des petites et moyennes structures associées à l'écaillage sont également observables. En rive gauche de l'oued Zraïkem sous les quartzites d'El-Mesrane en position inverse, la foliation des micaschistes des Ouled-Hassine est recoupée par des plans irréguliers ; on y observe une dilacération en amandes ou en copeaux des lits quartzophylladiques. Ces structures amygdaloïdes sont allongées et striées dans des directions variant de N 30 à N 80. On note également la présence de chevrons centimétriques d'axes N 75 - N 80, replissant la foliation.

Les structures liées aux plis déversés étant orientées N 130 - N 160, il est possible d'interpréter ces amandes et ces chevrons comme des linéations développées selon l'axe "a" lors de l'avancée de la masse chevauchante (WILSON 1951). Les chevrons, perpendiculaires à l'axe moyen du mouvement chevauchant, peuvent s'expliquer par l'irrégularité d'épaisseur de la semelle entraînant une expulsion de matériel.

322.3. Raccord entre la zone Kharrou-El-Mesrane et le massif d'Allahia

Les phénomènes d'écaillages décrits précédemment ne concernent que les secteurs du Jbel Kharrou et d'El-Mesrane. Le massif d'Allahia ne semble pas avoir subi les effets d'un déplacement horizontal important.

Sur sa bordure sud, il est limité par une flexure faillée de direction N 120, N 130, à pendage NNE, affectant principalement les quartzites de la formation de Demja. Tout le long de la piste allant du douar Ouled-Cherif au douar Ouled-Aïssa-el-Oued, les quartzites sont dilacérés, il n'en reste plus que des panneaux coincés dans le plan de faille.

Au SW du douar Ouled-Aïssa-el-Oued, au point coté 366, les quartzites de Demja se raccordent à celles du flanc nord du Jbel-Kharrou par une série de replis très irréguliers. Des charnières très serrées entourées de zones broyées, parfois de brèches ferrugineuses, ont des directions N 110. On peut les assimiler à une terminaison périclinale s'ennoyant

vers le SE. Au départ cette structure est associée à la phase de plis en N 120. Pendant la phase de surdéversement deux parties peuvent être distinguées : au nord, le massif d'Allahia ne subit pratiquement aucun déplacement, au sud au contraire, l'ensemble Kharrou-El-Mesrane se sépare du massif d'Allahia et se déverse franchement vers le SW.

32.3. Décrochements divers et failles tardives

Cartographiquement, les arcs du Kharrou-El-Mesrane sont découpés par des accidents cassants à rejeu horizontal ou oblique.

. Dans le massif du Jbel Kharrou, des décrochements sénestres N 30 à N 50 décalent les quartzites ordoviciens (Pl. II hors-texte et Pl. II, photo 4). Le rejeu est faible, de quelques décimètres à quelques mètres. Le long de ces plans les quartzites sont flexurés et striés, la position des stries indiquant un jeu oblique.

. Les quartzites d'El-Mesrane sont décalés par des accidents dextres N 60 à N 80. Les rapports de ces accidents avec les précédents ne sont pas clairs. Il est possible qu'ils leur soit antérieurs. Subcontemporains de l'écaillage, ils sont parallèles au grand décrochement dextre N 80 passant par le Sakhet-Dabbar qui sépare la zone de la Koudiat-el-Adam de la zone déversée du Kharrou-El-Mesrane.

Dans les pélites de la formation du Goulibet on observe de petits décrochements dextres N 20. Ils donnent des replis en chevrons ou des knicks. Les plans de fractures recoupent schistosité et foliation en donnant une linéation de microplissement subméridienne (fig. 20). On peut considérer ces décrochements comme des failles de 2ème ordre par rapport aux décrochements N 60 à N 80.

. Enfin des accidents N 120 à N 150 affectent les quartzites d'El-Mesrane, surtout dans le secteur de Sidi-Ahmed-bou-Azzouz. Le rejeu varie : soit dextre, soit sénestre. La position des stries sur les plans de failles indique un jeu essentiellement horizontal.

. Les conglomérats westphalo-autuniens dont on sait qu'ils sont discordants sur l'Ordovicien supérieur - Silurien déversés, sont peu tectonisés dans cette partie des Rehamna. Ce type de formation et les affleurements réduits se prêtent mal à l'analyse structurale. On n'observe en général que des variations de pendage et de direction, à mettre en rapport avec les failles N 60 - N 70 qui limitent les affleurements de paléo-

zoïque non métamorphique par rapport à un horst de micaschistes (fig. 3). Ces directions sont d'ailleurs concordantes avec les structures observées par A. PIQUE dans les conglomérats de Mechra-ben-Abbou (1972). Ce sont là les dernières manifestations connues de l'orogenèse hercynienne.

32.4. Conclusions ; relations avec la zone de la Koudiat-el-Adam

L'étude des zones Koudiat-el-Adam et Jbel Kharrou-El-Mesrane nous a montré que chacune de ces régions est caractérisée par une première phase de plissement synschisteux. Les directions structurales de cette première phase sont quasiment orthogonales : N 40 à la Koudiat-el-Adam, N 110 - N 120 dans le Jbel-Kharrou. Il faut souligner ici, que dans chaque secteur, les phases N 40 et N 120 sont bien les premières. Dans chaque cas c'est la stratification qui est déformée et schistosée. On n'observe jamais sur les charnières des plis des linéations reprises.

Comme il semble que l'on puisse envisager une torsion progressive des structures N 40 vers le N 120 (cf. § II.13.1) on est en droit de se demander si les directions N 120 du secteur Jbel-Kharrou sont originelles ou bien si elles ne sont que des directions primitivement N 40 et réorientées ?

La première hypothèse permet de supposer deux cas :

1. Les plis N 40 et N 120 sont contemporains. Pendant le paroxysme orogénique se formaient simultanément des plis N 40 déversés vers le NW et des plis N 120 déversés vers le SW avec passage progressif des uns aux autres, ce qui suppose l'existence simultanée de contraintes de directions très différentes.

2. Pendant la première phase de plissement, la tectonique en N 40 se serait peu marquée dans la zone de Jbel-Kharrou. La deuxième phase N 120 y serait par contre très violente et effacerait complètement les anciennes structures - d'où l'absence de reprises tectoniques autour des axes N 120. Dans le secteur de la Koudiat-el-Adam cette deuxième phase se marquerait par des décrochements dextres N 140.

La deuxième hypothèse, qui rend le mieux compte des observations de terrain suppose une réorientation complète des structures N 40 par un phénomène de torsion.

- Ce mécanisme explique l'évolution continue des structures de la phase I. Nous avons vu plus haut que les décrochements dextres N 140 peuvent expliquer le passage de directions N 40 à des directions N 100 à

N 110. Les orientations N 120 de la zone Kharrou, El-Mesrane seraient l'expression finale de ce processus. La courbure peut s'interpréter comme une flexure kilométrique à axe raide ; les décrochements N 140 qui l'accompagnent sont localisés dans la zone N 40 et dans la zone charnière E-W, la branche N 120-150 s'aligne selon les plans de décrochements ce qui explique que ceux-ci n'y apparaissent pas.

- Un tel processus permet d'expliquer que dans les deux zones N 40 et N 120-150 le plissement synschisteux observé est toujours de première génération, et qu'aucune reprise du N 40 par le N 120 ne soit visible. Il rend compte également du passage continu observé sur le terrain entre les deux directions.

La stratification passe progressivement du N 40 à pendage SE au N 90 vertical puis au N 120 à pendage NE en flanc inverse. Les structures de type flanc normal des plis N 40 une fois réorientées se confondent avec des structures de type flanc inverse. Celles-ci ne sont donc pas originelles, la schistosité subhorizontale observée n'appartient pas à des plis déversés synschisteux mais à la réorientation et au déversement de structures antérieures réalisés dans des conditions plus superficielles.

- L'accentuation de replis mineurs, le fort plongement de leurs axes, les cisaillements observés en lame mince s'intègrent dans ce schéma : pendant la courbure les plans S_0 et S_1 glissent les uns sur les autres. Nous savons que ces cisaillements sont précoces par rapport aux décrochements N 150. Il est donc probable que le processus de torsion se soit amorcé très tôt, dès la fin de la phase I.

- Enfin la courbure à concavité N de l'arc du Kharrou est tardive elle résulte du phénomène de déversement et d'écaillage vers le S.

3.3. Zone des Ouled-Hassine

Deux caractères permettent d'individualiser cette région : d'une part la nature tectonique du contact avec la région du Jbel-Kharrou et sans doute aussi avec celle de la Koudiat-el-Adam, et d'autre part le fait que les formations sont ici métamorphisées dans l'épizone et la mésozone.

Les limites :

. Au nord et à l'est, le contact avec l'Ordovicien supérieur est un cisaillement subhorizontal (fig. 3), comme nous l'avons vu précédemment.

. Vers l'ouest, sur le flanc SE de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam, les schistes de l'Ordovicien supérieur sont en contact avec ceux de la formation des Ouled-Hassine. La nature du contact est difficile à définir, les deux formations également schisteuses ayant le même faciès métamorphique.

Cartographiquement, ce contact est dirigé N 70, N 80 au niveau de la Dalaat-el-Goujguel. Il s'agit apparemment d'un décrochement ayant joué lors de la phase de déversement du Jbel-Kharrou, et qui correspond à la zone de déchirement entre Koudiat-el-Adam et Jbel-Kharrou. Il passe à une direction N 40 dans la région de Mraïssita où il est parallèle aux structures de l'Ordovicien moyen. Vers le SW, ce contact s'incurve vers la direction EW. Dans cette dernière zone, les schistes de l'Ordovicien supérieur sont biseautés par le contact ; ils disparaissent vers l'ouest (cf. P. JENNY 1974).

Cette disposition : biseautage de l'Ordovicien, disparition des quartzites d'El-Mesrane dans le nord de l'oued Tolba pourrait faire penser à un contact de transgression. Cependant, plusieurs arguments permettent d'étayer l'hypothèse d'un contact anormal ; ce sont :

- l'abondance de filons de dacitoïdes le long du contact injectés tardivement dans des plans de fracture et de schistosité.

- l'existence de brèches tectoniques dans le secteur de l'oued Tolba, entre les phyllades des Ouled-Hassine et les schistes de la formation du Goulibet.

- enfin la succession des faciès lithologiques de la formation des Ouled-Hassine le long du contact anormal. De bas en haut on trouve des schistes, des quartzites, des formations à blocs et des calcaires. Or au bled Mris, au nord des Skhour occidentaux où a été défini un Dévonien de faciès semblable (PIQUE 1972), les quartzites reposent sur les calcaires. De même dans la bande des Ouled-Zednes, des critères de polarité observés dans les quartzites (JENNY 1974) indiquent que la succession quartzites sur calcaires est normale. Si on admet cette polarité pour la formation des Ouled-Hassine, elle est ici en série inverse et donc en contact anormal avec les schistes ordoviciens au flanc normal de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam.

Le métamorphisme :

Deux secteurs peuvent être distingués. Le secteur nord est caractérisé par un métamorphisme épizonal ; les paragenèses observées sont du

type "schistes verts" à muscovite, chlorite et localement un peu de biotite ; l'apparition de celle-ci semble être étroitement liée à la composition chimique originelle du sédiment. Le secteur sud est caractérisé par des faciès mésozonaux ; on y trouve des micaschistes à chloritoïde, grenat et staurotide. L'étude détaillée des paragenèses et des relations avec la tectonique sera examinée ultérieurement.

33.1. Première phase de déformation (D_1)

Dans ce domaine des Rehamna orientaux, l'importance des cisaillements secondaires rend difficile la mise en évidence de la première phase de déformation. Ce n'est qu'au NW, dans la plaine qui s'étend au nord des affleurements de calcaires et de quartzites de la Koudiat-Njacha et du Guelb-Zraïkem et dans ces sommets, que des structures liées à la première phase de plissement sont restées presque intactes.

331.1. Les grandes structures

Les quartzophyllades qui affleurent au nord de la Koudiat-Njacha dessinent des plis métriques déversés vers le NW (Pl. III, photo 1). La schistosité de type flux est plan axial des plis ; de direction N 20, elle pend de 50 à 60° en moyenne vers le SE. Les linéations d'intersection et les axes de plis sont en général fortement pentés : N 50, 30° à 55° vers le NE. Ces forts plongements sont attribuables aux cisaillements post-phase I.

Dans le matériel pélitique, les fines intercalations gréseuses dessinent des replis centimétriques de style isoclinal et de type pli semblable (fig. 26). Les charnières sont fortement dilacérées, isolées dans la matrice schisteuse lors des cisaillements dans S_1. En tenant compte des reprises tardives, la direction de la phase I est d'environ N 30. Les axes des petits plis ont toujours un fort plongement vers le nord (fig. 21a). Ces structures ne s'observent bien qu'au nord ; vers le sud, aucune structure attribuable à la phase I n'a pu être mise en évidence. En particulier dans le domaine des micaschistes, les cisaillements post-S_1 ont complètement effacé les structures fondamentales.

Dans les quartzites qui affleurent en grandes dalles monoclinales aucune structure attribuable à la première phase de plissement n'a pu être mise en évidence. Seules les cannelures sur les plans de S_0 parallèles aux

linéations d'intersection et de microplissement des phyllades pourraient être rattachées à la phase I.

Les calcaires dolomitiques sont affectés de replis décimétriques soulignés par les interlits gréseux et siliceux. Le style varie depuis les chevrons ouverts jusqu'aux plis isoclinaux (Pl. III, photos 2-3). On observe des passages continus de plis de type concentrique à des plis de type semblable. Dans l'ensemble ces structures sont toujours limitées à la masse du banc calcaro-dolomitique et l'on n'observe jamais de grandes structures dessinées par la barre elle-même (on pourrait penser à voir dans ces replis des phénomènes de "slumping" ; en fait, les linéations que l'on observe à la surface des bancs sont toujours très bien réglées en direction, et les plis correspondent bien en direction et style aux petites structures des micaschistes voisins).

331.2. Les microstructures

L'observation des lames minces permet de mettre en évidence une évolution du nord vers le sud des microstructures de la phase I.

- Les schistes et les phyllades de l'oued Tolba sont affectés de microplis isoclinaux cisaillés au niveau de la charnière (fig. 27a). La schistosité de plan axial est de type flux. Les grandes chlorites détritiques-diagénétiques sont fréquemment réorientées dans les plans de S_1 contrairement à ce que l'on observe plus au N dans l'Arenig (p. 7). Cette différence de disposition est dûe au style des plis, plus serrés dans les phyllades de la Formation des Ouled-Hassine. L'angle entre S_0 et S_1 étant très faible, la réorientation des chlorites est plus aisée. Dans cette zone les grains de quartz sont encore peu déformés. On note la cristallisation dans S_1 de petites séricites de 20 à 30µ.

- Vers le SE, le long de l'oued Mkheïla, les plis deviennent franchement intrafoliaires (fig. 27 b). La stratification n'apparaît qu'au niveau des charnières, ailleurs on n'observe en général qu'une foliation. Dans la schistosité de plan axial, le quartz a flué et recristallisé en amandes. Les micas d'origine détritique ou diagénétique sont plissotés lors de rejeux dans les plans de S_1. Les muscovites recristallisées mesurent de 50 à 100 µ.

- Dans la zone des micaschistes, aucun micropli de phase I n'a été observé. Seule est encore visible la foliation soulignée par les recristallisations de muscovite, reprise dans des plis associés aux cisaillements post-phase I (fig. 27c).

En conclusion on peut dire que la première phase de déformation dans la zone des Ouled-Hassine est caractérisée par des plis N 40 déversés vers le NW. Ce sont des plis synschisteux ; contemporains d'un métamorphisme épizonal. Le plissement est caractérisé par des plis très fermés, franchement isoclinaux dans les schistes et les calcaires. Bien qu'on n'ait pu mettre les P I en évidence dans la partie sud de cette région, ils devaient être de même type que ceux observés au nord. La foliation reprise dans les plis cisaillants du sud est en effet identique à celle observée dans la partie nord.

33.2. Les plis et cisaillements post-phase I (D_2)

Les phénomènes de cisaillement revêtent une grande importance dans les Rehamna. PIQUE (1972) parle de laminages dans les plans de S_1 réalisés en conditions synmétamorphiques. De tels phénomènes ont également été reconnus dans les Rehamna centraux (P. JENNY 1974) et orientaux. L'originalité de cette dernière région réside dans l'obliquité entre les plans de cisaillement et les plans de S_1 entraînant la formation des plis synschisteux avec souvent une transposition complète de S_1 dans les plans secondaires, au point qu'il est souvent difficile sur le terrain de faire la différence entre les plis I et les plis liés aux cisaillements. Nous appellerons S_2 la schistosité des plis liés aux cisaillements. Elle est généralement parallèle aux plans de cisaillements. C'est dans S_2 que se fait la transposition de la foliation I. On pourra distinguer dans la région étudiée des couloirs où la foliation I est replissée et des zones où la reprise se manifeste seulement par des laminages parallèles aux plans de foliation.

332.1. Grandes structures

3321.1. Disposition cartographique

Cartographiquement, les couloirs de cisaillement ressortent bien dans la zone des Ouled-Hassine. Ils sont en moyenne orientés N 170 à N 20 (cf. cartes hors-texte).

- Le couloir le plus visible est souligné par les quartzites et les calcaires qui s'échelonnent du nord depuis la Dalaat-el-Goujguel et le Jbel Zraïkem jusqu'à Sidi-Kountar près du Souk-el-Had. Au sud de cette localité, les directions sont tordues par des reprises tardives du type décrochement dextre N 140 - 150.

- Une autre zone intensément cisaillée apparaît vers l'ouest ; elle s'observe bien autour de la piste qui va de la route de Marrakech à la mine des Ouled-Hassine : pt. 413 et Koudiat-Dalaa. Elle est également décrochée dans sa partie sud et reprend ensuite des directions N 10-20 dans les affleurements de micaschistes à l'est de la mine de Raïchet.

- Dans les affleurements de calcaires et de quartzites du Guelb-Zraïkem, Koudiat-Njacha, Mraïssita, l'épisode de cisaillement D_2 s'est seulement marqué par de rejeux parallèlement aux structures 1. Les directions N 80 sont dûes aux reprises D_3.

3321.2. Analyse des déformations

a. Les plis liés aux cisaillements

Les structures plissées liées aux plans de cisaillement subméridiens sont bien observables dans les micaschistes le long de la piste de la mine des Ouled-Hassine et dans les calcaires et calcschistes de Sidi-Kountar. Le plan axial moyen qui donne leur direction aux affleurements est N 160, N 170 plongeant d'environ 50 à 60° vers l'est.

Dans ce matériel, le style des plis est très variable, passant continuement de chevrons très ouverts (90 à 100° env.) à des plis isoclinaux (Pl. III, photo 4 ; Pl. IV, photos 1-2). Ils sont à ranger dans la catégorie des plis semblables à charnière épaissie (Pl. IV, photo 1). L'assymétrie des plis correspond à un déversement vers l'ouest.

La schistosité est toujours bien développée ; dans les micaschistes c'est une schistosité de crénulation. Au niveau des charnières la foliation I est replissée, la S_2 découpe des microlithons ; mais ne s'imprime pas toujours dans les charnières où les micas dessinent alors des arcs polygonaux. Dans les flancs des plis II la transposition est complète, sur le terrain on n'observe plus que les plans S_2. Dans les faciès plus gréseux, la schistosité dessine des éventails au niveau des charnières (Pl. IV, photo 3). Enfin dans les faciès gréso-calcaires, la S_2 ne s'imprime souvent pas.

Sur stéréogrammes (fig. 28 b, d, e et 32 a), les axes des plis II se dispersent dans leur plan axial. On remarque que les plans axiaux des structures de phase II ou plans de cisaillement varient en direction : subméridiens à Sidi Kountar et au pt. 413 (fig. 28 a-b) ils sont N 20 dans le N de la formation des Ouled-Hassine (fig. 32a). Les variations de plongement des axes sont importantes ; on distingue en effet des plis à axes plongeant vers le nord et des plis plongeant vers le sud. Le plongement varie de 10 à 70°. Ce phénomène est lié à la genèse même des plis II. En effet sur le terrain, ils se présentent souvent comme des plis non-cylindriques à charnière courbe (Pl. IV, photo 4). Ces plis se sont formés au moins en partie par glissement (HANSEN 1971), la courbure des axes s'expliquant par des glissements différenciels dans le plan axial.

Il est intéressant dans un tel système de plissement de définir la "ligne de glissement" ; elle correspond à l'intersection entre le plan axial des plis et le grand cercle où se regroupent les linéations reprises. On peut en effet constater dans les affleurements étudiés que sur les flancs des plis II dessinés par la foliation I existe une linéation nettement oblique sur les axes des plis II ; c'est une linéation d'intersection, pour l'essentiel. Là où les plis II sont de type concentrique-aplati, la dispersion des linéations se fait sur des petits cercles (fig. 28a et 28c et JENNY 1974); mais dès que les plis atteignent le type semblable, comme c'est le cas ici, la réorientation est complète et toutes les linéations se dispersent sur un grand cercle. Celui-ci apparait bien sur les stéréogrammes effectués dans les calcschistes de Sidi Kountar (fig. 27b, 28d) ; il est environ N 80, 70° nord. Cela donne une ligne de glissement de direction N 30, 60°NE.

Cette variation du style des P II est d'ailleurs visible à l'est de Sidi Kountar. Dans la barre de calcaire dolomitique affleurant au nord de Souk-el-Had, les P II N-S (fig. 28c) sont concentriques, déjetés vers l'ouest. Les axes sont subhorizontaux et l'on n'observe aucun phénomène de cisaillement (cf. pl. V , photo 1).

b. Problème des plis II dans les calcaires

Les affleurements de calcaires et de calcschistes de Sidi Kountar permettent de mettre en évidence des plis par glissement à axe courbe reprenant une L_{01}. Ces plis sont à associer aux cisaillements.

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE STRUCTURALE
N° D'INVENTAIRE 10048

Par contre il existe sur le flanc est des escarpements de Sidi Kountar des plis dont l'origine est différente. Là les bancs de calcaires et de dolomies dessinent des plis très fermés, sub-isoclinaux (fig. 29a). Le plan axial est le même que celui des P II : N 170, 60 à 70° est. Les structures sont extrêmement morcelées; les flancs des plis sont étirés et boudinés et les charnières sont fréquemment isolées dans la matrice schisteuse. La dilacération est parfois telle que les éléments de calcaires plissés n'ont plus aucun lien entre eux et prennent l'aspect d'un pseudo-conglomérat (fig. 29b, c). Les axes mesurés sont très dispersés accusant des variations de plongement notables : de 20° à 60° environ.

Sur les flancs de ces plis on n'observe jamais de linéation reprise. On peut donc penser que ce sont des plis de phase I identiques à ceux connus au nord. Mais ces plis lors des cisaillements N-S ont été dilacérés et les axes ont pris des directions et des pendages très variables.

c. Les quartzites et le problème des conglomérats déformés

Les quartzites affleurent dans le couloir de cisaillement N-S allant de la Dalaat-el-Goujguel à Sidi Kountar. On peut distinguer de grandes barres monoclinales peu affectées par les cisaillements : El-Menaat, Mou-Jaouch ; ces barres sont cartographiquement dans la prolongation des ensembles très dilacérés de Dalaat-el-Goujguel et Sidi Kountar. Là, les bancs quartzitiques se présentent comme des amandes étirées et boudinées. Les extrémités correspondent parfois à des amorces de charnières (Dalaat-el-Had). L'aspect chaotique de l'ensemble paraît donc essentiellement d'origine tectonique, bien qu'une partie de la discontinuité d'affleurement des quartzites puisse être d'origine sédimentaire (cf. § 23.1.).

Entre les barres quartzitiques s'intercalent des petits niveaux gréseux recristallisés, de 5 à 10 cm d'épaisseur. Leur déformation est plus souple. Les plis associés aux cisaillements sont bien développés, on retrouve comme dans les micaschistes des plis à axes courbes. Une linéation antérieure de type intersection s'enroule autour des charnières. Sur stéréogramme (fig. 28c) les linéations se dispersent sur un grand cercle ; la ligne de glissement obtenue est N 60, 60°E.

Lorsque la dilacération des lits quartzitiques est très importante, on observe à l'affleurement des plaquettes de quartzite emballées dans la matrice micaschisteuse ; apparemment indépendantes les unes des

autres, ces plaquettes peuvent être raccordées, reconstituant ainsi la foliation I.

Il existe également à Sidi Kountar, associés aux petits bancs quartzitiques plissés et dilacérés, des niveaux lenticulaires de quelques mètres de long sur 20 à 50 cm d'épaisseur constitués d'éléments de quartzites de même nature que les bancs encaissants. Ces éléments ont la forme de galettes allongées, empilées les unes sur les autres ; leur taille est variable, la longueur des sections perpendiculaires à l'allongement variant de 2 à 20 cm. Cette disposition évoque des lentilles conglomératiques intercalées dans une série schisto-gréseuse.

Ces lentilles sont elles-mêmes déformées par les plis associés aux cisaillements N 170 ; il est fréquent d'observer des galets aplatis replissés. L'aplatissement serait donc à rattacher à la première phase de plissement.

d. Les affleurements d'Ajara - Leham-el-Begar : le problème des conglomérats

D'autres conglomérats déformés ont été décrits dans cette région. Ce sont les petits escarpements à l'ouest de Sidi Kountar : Ajara, douar El-Ksama, et Leham-el-Begar. Ces affleurements décrivent une courbure dûe aux décrochements dextres tardifs N 140. La roche est un micaschiste bleu-noir à fines passées gréseuses. Dans cette matrice, s'intercalent des galettes allongées d'un quartzite blanc plus ou moins verdâtre (Pl. V, photos 2-3). La taille de ces éléments est très variable, la longueur des sections perpendiculaires à l'allongement allant de 1 à 30 cm. C'est à Leham-el-Begar que l'aplatissement est le plus important. Les éléments présentent souvent l'amorce de charnières isoclinales (Pl. V, photo 4). Les veines de quartz, très abondantes sont plissées isoclinalement et fréquemment dilacérées en amandes ; leur aspect rejoint alors celui des galettes de quartzites. Ces plis dans les veines de quartz sont l'expression des cisaillements; on les retrouve dans les micaschistes où ils provoquent la flexuration de la foliation I. Dans tous ces affleurements, la foliation I et les plans de cisaillement devaient être très proches l'un de l'autre. Il est souvent difficile de savoir si l'on a à faire à une foliation I ayant rejouée parallèlement à elle-même, ou bien entièrement transposée dans les plans de S_2.

Les plans où sont aplatis les éléments quartzitiques sont peu inclinés : N 20, 30 à 50° vers l'est (fig. 30). Les linéations apparues pendant D_2 sont de 2 types : linéation minérale, soulignée dans les micaschistes par l'allongement des tablettes de chloritoïde et linéation d'allongement des galettes quartzitiques. La direction moyenne est N 65, 40°NE; elle correspond à peu près à la ligne de glissement définie ci-dessus.

L'interprétation de ces affleurements est délicate ; en 1951, M. GIGOUT, parlant des "roches à texture amygdalaire des Rehamna" en faisait un sédiment hétérogène transformé par la tectonique. Il parlait alors plutôt de flysch grésopélitique que de conglomérat.

En 1956, cet auteur reprenait l'étude des conglomérats métamorphiques des Rehamna et y incluait cette fois les affleurements d'Ajara et Leham-el-Begar (dénommés conglomérats du douar Jaafra). Ces conglomérats étaient pour lui les équivalents de ceux du Kef-el-Mouneb, de la Sekhira-es-Slimane et de Sidi-Abdallah, la déformation ayant atteint ici son maximum d'intensité.

Le problème se pose donc de la façon suivante : les galettes quartzitiques d'Ajara sont-elles des galets déformés en conditions synmétamorphes ou bien des bancs gréseux dilacérés par une tectonique de type cisaillement.

Les arguments en faveur de l'origine conglomératique sont les suivants :

- les analogies de faciès permettent de rapprocher ces séries calcaires et détritiques des séries d'âge dévonien moyen et supérieur de Sekhira-es-Slimane (HOEPFFNER *et al.* 1972). Il y a dans ces séries d'importantes intercalations de conglomérats déformés par la tectonique hercynienne : Kef-el-Mouneb, Sidi-Abdallah. Les roches observées à Ajara pourraient être les équivalents très déformés de ces conglomérats.

- le type de déformation le plus voisin semble être celui de Sidi-Abdallah, où il est possible de saisir l'évolution entre des conglomérats aplatis en galettes (PIQUE, travaux en cours).

- on rencontre des lentilles de conglomérats distincts des quartzites à Sidi Kountar et à la Dalaat-el-Goujguel (cf. § 23.1).

Bibliothèque de l'Institut de Géologie STRASBOURG

Il s'y oppose les observations suivantes :

- la dilacération dûe aux cisaillements est prouvée, elle est très importante. Dans les calcaires, on a vu que plissements et cisaillements peuvent isoler des charnières dans les micaschistes à la manière de pseudo-galets. Les mêmes phénomènes ont été observés dans les niveaux quartzitiques minces associés aux barres massives.

- les pseudo-galets ne sont pas disposés comme dans les petites lentilles conglomératiques mais sont épars dans les micaschistes.

- le matériel constituant les éléments est très homogène. Ce sont des quartzites plus ou moins verdâtres. Cette homogénéité cadre mal avec l'hypothèse d'une origine conglomératique. De plus les faciès quartzitiques sont ceux des bancs continus qui affleurent à Sidi Kountar.

- les veines de quartz qui avant le plissement étaient continues, sont plissées et dilacérées donnant des pseudo-galets absolument identiques aux galettes quartzitiques. Il semble donc que dans cette tectonique, un banc gréseux continu, puisse évoluer en pseudo-conglomérat.

Il est difficile de trancher ici entre les deux origines : purement sédimentaire ou purement tectonique, et les deux phénomènes peuvent entrer en jeu. Il faut retenir qu'il existe sûrement des lentilles conglomératiques dans la formation des Ouled-Hassine par exemple à Sidi Kountar et à la Dalaat-el-Goujguel, mais avec une extension peut-être réduite. Il ne semble pas que les affleurements de Ajora, Leham-el-Begar puissent être assimilés à des niveaux conglomératiques, et il faudrait plutôt y voir des lits gréseux lenticulaires fortement dilacérés par la tectonique.

332.2. Les microstructures

Les microstructures associées aux cisaillements ont été étudiées dans le matériel pélitique.

Dans le nord du secteur, à la Dalaat-el-Goujguel, les microstructures que l'on peut observer dans les phyllades et les micaschistes sont des plis semblables très disharmoniques (fig. 31a). La foliation I est soulignée par des alternances de lits quartzitiques et de lits micacés à muscovites. Ces dernières montrent toujours une extinction onduleuse. Légèrement flexurées dans les flancs des plis, elles sont violemment plissotées auxniveaux des charnières et parfois réorientées dans les plans de S_2 parallèles aux plans de cisaillements.

La S_2 est toujours assez fruste, elle est rarement imprimée dans les lits quartzeux.

Dans les flancs des plis II, il y a parallélisme entre les plans de cisaillements et la foliation. Cette dernière rejoue parallèlement à elle-même, c'est ainsi que l'on observe des amandes allongées de micas blancs flexurés.

Dans le sud du secteur, où le métamorphisme est plus intense, avec des micaschistes à grenat, chloritoïde et staurotide, la schistosité liée aux plis II est mieux développée. Les plis dessinent une enveloppe assez régulière, au moins au début du plissement qui se fait ensuite dilacérer par cisaillement dans les plans de S_2. On observe ainsi dans les micaschistes, près de la mine de Raïchet des portions de la foliation I, intactes, recoupées par les plans de S_2. Il y a un passage progressif depuis la foliation I simplement flexurée jusqu'à une foliation fortement crénulée avec développement de microlithons (fig. 31b). La transposition n'est cependant pas encore complète ; un stade plus évolué peut être observé à Ajara (fig. 31c) où tous les micas blancs de la foliation I sont réorientés selon les plans de S_2 avec début de recristallisations et formation d'arcs polygonaux autour des charnières des plis II.

La trace du jeu en cisaillement se marque par des amandes allongées de micas flexurés. Enfin des microlithons quartzitiques sont constitués par des charnières de plis II très dilacérées.

Une telle évolution est le reflet d'une part de l'augmentation de l'intensité du métamorphisme pendant la phase II du nord vers le sud, d'autre part de la variation de l'angle entre plans de cisaillement et foliation I. Dans des conditions P-T constantes, la transposition de la foliation I dans les plans de S_2 est d'autant plus forte que l'angle entre les deux plans est plus faible. Dans les cas extrêmes : métamorphisme d'intensité maximale et angle très faible, on obtient une foliation II qu'il est impossible de distinguer sur le terrain de la foliation I.

Conclusions sur la phase de cisaillement :

- à grande échelle elle est caractérisée par des couloirs subméridiens où sont réorientées toutes les structures I.

- il y a des plis associés aux cisaillements. Ces plis naissent ou au moins sont modulés par des phénomènes de glissement, les lignes de glissement indiquant un flux de matière vers l'W. Pour les axes peu pentés, on observe effectivement un sens de déversement vers l'ouest ; lorsque les axes sont raides, l'assymétrie des plis correspond à un jeu décrochant dextre. Ce caractère décrochant des cisaillements est sans doute très important comme le montre le grand nombre de linéations à fort plongement (cf. fig. 30).

- on reviendra plus loin (chap. III) sur les liens précis entre tectonique et métamorphisme ; on verra que les cisaillements ont *grosso modo* accompagné la phénoblastèse. Durant cette tectonique symmétamorphique, la transposition est moins complète dans le domaine des phyllades que dans celui des micaschistes, où s'observent des recristallisations dans les plans de S_2 et des arcs polygonaux au niveau des charnières.

- la séparation entre phase I et phase II n'est pas artificielle, bien que dans certains secteurs, il semble que les cisaillements ne soient qu'une exagération de la phase I. Le fait qu'il existe des plis II et que dans ces plis des micas de la foliation I soient toujours nettement flexurés montre que les cisaillements ont commencé après une chute, même légère, des conditions P-T qui prévalaient pendant la phase I.

33.3. Les phases tardives

333.1. Les décrochements dextres N 140 (D_3)

L'examen de la carte géologique fait immédiatement ressortir l'importance de ces accidents.

Les calcaires et les quartzites du Guelb-Zraïkem sont décalés vers le NW par rapport aux crêtes de Mraïssita, et prennent une direction E-W. Cette torsion peut s'expliquer par la somme des rejets de tous les petits décrochements dextres N 140, N 150 que l'on observe dans ces barres.

De même les quartzites qui prolongent au sud les affleurements de Hajra-el-Hamra subissent à partir du Mou-Jaouch une torsion le long d'un accident dextre N 140. Le rejet horizontal est ici considérable de l'ordre de 2 à 3 km. Les barres de quartzites réorientées dans les plans de faille sont intensément fracturées et lardées de veines de quartz.

Dans tout l'ensemble des Ouled-Hassine, les micaschistes et les phyllades sont affectés de replis en chevrons à axes raides plongeant de

50 à 70° vers le SE (fig. 26b). Selon les cas, ces chevrons replissent la foliation I ou les microlithons associés à la phase II.

Ce sont des chevrons de type concentrique de 90 à 50° d'ouverture. Le plan axial N 140 - 150 est toujours fortement penté vers l'E. La déformation atteint son maximum d'intensité dans des couloirs, où se développe une schistosité de fracture S_3 donnant sur les plans de foliation une linéation de microplissement ou de microfracturation. Hors de ces couloirs la déformation est plutôt caractérisée par des "kink-bands" dont le plan axial est assez variable : N 120 à N 150 (Pl. VI, photo 1).

Sur les charnières des replis, on observe la torsion des linéations associées à la phase I ou à la phase de cisaillement. En raison de l'extrême variation de plongement de ces linéations (cf. fig. 28 et 32a) les cas de dispersion sont souvent aberrants. En général cependant les linéations se regroupent sur un petit cercle centré sur les axes des chevrons (fig. 32b - 33).

Au microscope, le caractère tardif de cette phase N 140 ressort bien. Au nord c'est la foliation I qui est replissée, les micas sont flexurés et cassés. Là où les cisaillements de la phase II sont bien marqués, c'est la foliation II qui est reprise. On observe ainsi à Leham-el-Begar et à Ajara des microlithons dessinant des replis. La schistosité associée est toujours de type fracture avec parfois un début de crénulation ; à Ajara des muscovites ont tendance à se réorienter dans les plans de S_3, mais le phénomène reste toujours très localisé.

333.2. Les replis N 40 (D_3)

Ceux-ci sont beaucoup plus rares que les précédents. On les observe cependant associés aux chevrons N 140 dont ils paraissent à peu près contemporains. Ainsi à Ajara, à coté des chevrons N 140 apparaissent des plis en chevrons ouverts centimétriques tordant la foliation. Les axes sont peu pentés (fig. 30) : N 55, 30°NE. La schistosité de fracture est très fruste et montre un pendage fort N 25, 60 à 70°SE. Il existe à Ajara et à la Koudiat-Dalaa, des zones où les deux directions de plissement se superposent. On constate alors soit la reprise des structures N 40 par les chevrons N 140, soit l'inverse. La foliation ainsi reprise prend l'aspect d'une surface gondolée de type structure en "boîte à oeufs".

333.3. Les plis à plan axial horizontal (D_4 ?)

Dans la partie SW des Ouled-Hassine, les escarpements de Bou-Abd-Elli au SE de la mine de Raïchet et la Koudiat-Smina montrent des chevrons décamétriques à plan axial sub-horizontal affectant une foliation très raide. A Bou-Abd-Elli, on note la dispersion des axes de microplis de N 10 à N 80 dans un plan axial peu incliné. Ce genre de replis ne s'observe que dans ces deux zones. A la Koudiat-Smina, la partie nord de l'affleurement est affectée de chevrons N 140 à plan axial assez raide vers l'est identiques à ceux décrits ailleurs dans la plaine des Ouled-Hassine. La juxtaposition des deux types de chevrons n'est jamais observable et on peut alors se demander si les plis à plan axial plat ne résulteraient pas du basculement des chevrons N 140. Un tel phénomène pourrait être rapproché de ce qui a été décrit dans le secteur de la Koudiat-el-Adam où l'on constate également une inflexion tardive du plan axial des chevrons N 140 due à la phase de déversement (cf. § 313.3.).

333.4. Les failles tardives

Il reste à signaler des structures cassantes postérieures aux déformations encore souples décrites précédemment. Il s'agit de cassures N 20 - 40 et N 120 - 150. Elles sont fréquemment soulignées par les filons de dacitoïdes (carte géologique hors-texte). Ces cassures se calquent sur les directions des plissements et des fractures antérieurs.

Les fractures E-W sont également importantes. Au sud du Guelb-Zraïkem elles sont injectées de filons de dacitoïdes ; on leur attribue la disposition des calcaires dolomitiques et les quartzites dévoniens vers le Sud. Une brèche de faille à éléments calcaires est bien développée en rive gauche de l'oued Zraïkem. On peut associer au même réseau le décrochement dextre N 70 - 80 qui limite au nord la formation des Ouled-Hassine (cf. p. 63) ; des plans de fractures et quelques knicks dextres N 80 en sont les manifestations dans les phyllades et les calcaires de la Dalaat-el-Goujguel. De même, la faille N 70 qui limite les affleurements de micaschistes vers le sud est à rattacher au même système. Elle met en contact les formations métamorphiques et les conglomérats du Westphalo-Autunien ; son rejet vertical tardif est d'environ 1000 m (GIGOUT 1951). Les micaschistes affleurent sous forme d'un horst entre deux accidents N 70, passant à N 90 vers l'est (cf. fig. 3). Un jeu décrochant de ces

failles peut être envisagé ; antérieur au jeu vertical qui a donné naissance au horst de micaschistes il serait subcontemporain de l'épisode de déversement D_4 et à rapprocher du décrochement dextre N 80 passant au nord de la Dalaat-el-Goujguel. Seules des études complémentaires sur ces zones SE permettront d'éclaircir ce problèmes.

3.4. Conclusions : les quatre "phases" de déformation

Dans chacune des trois zones constituant la région étudiée nous avons mis en évidence une succession d'événements tectoniques désignés comme "phases" sans préjuger de leur séparation dans le temps. Il reste à corréler entre eux ces événements pour tenter de retracer l'évolution tectonique de l'ensemble de secteur.

Première phase de déformation D_1

Dans les zones de la Koudiat-el-Adam et des Ouled-Hassine cette première phase donne des plis synschisteux N 40 déversés vers le NW. Dans la zone du Jbel Kharrou - El-Mesrane la première phase est N 120. Nous avons vu (§ 32.3) que les structures N 120 étaient des structures N 40 réorientées tardivement ; donc pour reconstituer la géométrie de la phase I il faut replacer l'ensemble Kharrou - El-Mesrane en position N 40 ce qui correspond à peu près à l'emplacement du fossé de Mechra-ben-Abbou. Il est possible cependant qu'à l'origine les structures I n'aient pas eu des directions constantes et aient déjà amorcé une courbure vers l'E-W. De telles variations de direction des plis de première phase ont été envisagées dans la région de Khenifra (Maroc central) par ALLARY (1972), LAVENU (1972) et RIBEYROLLES (1972).

Dans la zone des Ouled-Hassine, les formations à calcaires et quartzites constituent un anticlinal en contact anormal avec le flanc SE de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. Donc dès la fin de la phase I les plis étaient déjà très cisaillés dans cette zone synclinale au point de la cicatriser.

Enfin on peut noter dans les structures propres à la phase I le passage progressif, du nord vers le sud, de déformations caractérisant les niveaux structuraux peu profonds (zone Kharrou - El-Mesrane) à des déformations des niveaux plus profonds (zone des Ouled-Hassine).

Deuxième phase de déformation D_2

Celle-ci apparaît en fait comme le prolongement dans le temps de D_1. Dans la zone de la Koudiat-el-Adam, elle se manifeste par des rejeux le long des plans de S_1. Dans la zone des Ouled-Hassine, on observe à la fois des rejeux selon les structures de D_1 et l'apparition de plans de cisaillements subméridiens obliques sur S_1. Des plis à évolution complexe sont associés à ces cisaillements, ils reprennent la foliation S_1 et la transposent dans les plans de S_2. Vers le sud, cette phase de cisaillement est étroitement associée à un métamorphisme mésozonal (cf. § III) et développe une foliation secondaire.

Ces phénomènes de cisaillement semblent limités aux niveaux structuraux les plus profonds. Le serrage et le décrochement dextre qu'ils expriment dans la zone métamorphique se traduiraient dans les niveaux plus superficiels par l'accentuation de la torsion de l'ensemble Kharrou - El-Mesrane vers des directions E-W. Cette torsion se réaliserait par glissement les uns sur les autres des plans S_0 et S_1.

L'obliquité des plans de cisaillement sur les structures D_1 est caractéristique des parties centrale et orientale des Rehamna. Vers l'ouest par contre (PIQUE 1972) les cisaillements se font parallèlement aux directions D_1 ; c'est dans cette région qu'ils sont le plus accentués, les structures $D_1 + D_2$ étant parfaitement homogènes en direction. L'accident des Ouled-Zednes marque la limite entre un domaine occidental où les cisaillements se font parallèlement aux structures D_1 et un domaine oriental où les cisaillements sont obliques (JENNY 1974).

Troisième phase de déformation D_3

Celle-ci est bien développée dans tout le terrain étudié. Il s'agit de décrochements dextres N 140. Ils sont responsables de la réorientation finale en N 120 de l'ensemble de la zone Allahia, Jbel Kharrou, El-Mesrane. Ailleurs ils donnent des couloirs de déformation où se développent des replis à axes raides. Une schistosité de fracture S_3 est associée à ces structures. Enfin, localement on a pu noter l'existence de structures N 40 subcontemporaines des directions N 140 dans la zone des Ouled-Hassine et tardives par rapport aux torsions dans les zones de la Koudiat-el-Adam et du Jbel Kharrou.

On remarque à l'échelle du massif que les décrochements N 140 sont rares dans la zone occidentale, PIQUÉ (1972) ne signale que des knicks N 120 sénestres. Il semble que là encore l'accident des Ouled-Zednes joue un rôle important et constitue la limite entre deux domaines différents. Les directions N 140 bien développées à l'E de cet accident viendraient s'y amortir, on peut les interpréter comme des structures de deuxième ordre par rapport à l'accident des Ouled-Zednes (MOODY and HILLS 1956). La somme des déplacements dus aux décrochements dextres N 140 serait donc absorbée par le jeu dextre de l'accident des Ouled-Zednes.

Ces décrochements peuvent être corrélés avec les replis N 40 décrits par PIQUÉ. De même que pour les cisaillements, les reprises tardives sont parallèles aux directions des premières phases à l'ouest et franchement obliques à l'est.

Quatrième phase de déformation D_4

D_4 correspond au déversement vers le SW de la zone Jbel Kharrou, El-Mesrane sur la zone des Ouled-Hassine, avec écaillage des séries allochtones. Il s'agit d'un phénomène se déroulant dans des conditions assez superficielles. Les structures qui ont d'abord été réorientées en N 120 ont tendance à se désorganiser lors de l'avancée de la masse chevauchante. Il y a peu de structures souples associées à ce phénomène hormis sans doute des replis dans les formations flyschoïdes du Goulibet. Dans les zones de la Koudiat-el-Adam et des Ouled-Hassine, le déversement se marque par une inflexion du plan axial des chevrons N 140.

Il faut noter ici l'importance de l'accident N 70 - 80 qui fait la limite entre les zones de la Koudiat-el-Adam et du Kharrou et qui a joué en décrochement dextre pendant la phase de déversement ; il représente la zone de déchirure entre ces deux ensembles.

Avec D_4 l'évolution tectonique de la région étudiée est pratiquement terminée. Des épisodes de direction N 40, N 90, N 120 conduisent à la formation de fractures et de zones de knicks toujours localisées. Ils ont précédé la venue des filons de dacitoïdes.

Les derniers mouvements sont postérieurs au dépôt des conglomérats du Westphalo-Autunien, ils correspondent à des jeux de failles verticales.

4. METAMORPHISME

4.1. Travaux antérieurs

C'est l'intensité du métamorphisme régional qui fait l'originalité des Rehamna par rapport au reste du domaine mésétien. Presque tout le S de cette région, en dehors de la partie située à l'W du grand batholite granitique, est constitué de micaschistes à grenat, staurotide et disthène.

Dès 1951, M. GIGOUT met en évidence le gradient nord-sud du métamorphisme régional. Il distingue une zone des terrains sédimentaires, une zone des phyllades puis une zone des micaschistes à grenat. Il reconnaît l'excentricité de la granitisation et du métamorphisme de contact par rapport à la zonéographie du métamorphisme régional. Il note une variation du style des plis en fonction de l'intensité du métamorphisme. Cependant pour lui le métamorphisme et l'impression de la schistosité sont antérieurs à la tectonique.

En 1957 J. LUCAS décrit les roches métamorphiques de la région de la mine de wolfram de Sidi-Bou-Azzouz (Raïchet). Ses observations quant à la succession des épisodes métamorphiques concordent avec celles de M. GIGOUT.

A. MICHARD (1968a-b) donne du métamorphisme des Rehamna une description nouvelle ; il met en évidence dans les micaschistes l'existence du chloritoïde, du stautoride et localement du disthène. Cette phénoblastèse, deuxième épisode du métamorphisme régional, serait pour cet auteur le résultat de l'ascension d'un front thermique réalisée en conditions syntectoniques.

Nous nous proposons ici de préciser la succession des recristallisations métamorphiques, dans leur rapport avec les épisodes de plissement analysés plus haut. Notre travail complète les descriptions données dans la même perspective par JENNY (1974) et PIQUE (1972) pour les secteurs situés plus à l'ouest. L'examen des lames minces constitue l'essentiel des observations présentées. Cependant dans la partie nord de la région étudiée (massifs d'Allahia, Jbel-Kharrou et Koudiat-el-Adam) il était intéressant de mettre en évidence une évolution du métamorphisme entre des sédiments peu transformés (massif d'Allahia) et des formations épimétamorphiques (sud de la Koudiat-el-Adam). Nous avons fait appel pour cela à la méthode de la cristallinité de l'illite.

4.2. Le métamorphisme régional

42.1. La zone nord : massifs d'Allahia, Jbel-Kharrou, Koudiat-el-Adam

421.1. Données pétrographiques

La zone nord est constituée de terrains d'âge ordovicien inférieur (formation de Drioukat) à supérieur (formation du Goulibet). Seuls les faciès pélitiques sont étudiés ici. Depuis le nord vers le sud, l'évolution suivante peut être mise en évidence.

. A l'ouest du Jbel Allahia les pélites gréseuses de la formation de Drioukat sont affectées d'une schistosité de fracture de type intermédiaire entre fracture et flux, entraînant une réorientation des paillettes de micas détritiques disposées dans la stratification.

. Dans la branche E-W de l'arc de la Koudiat-el-Adam on passe à des séricitoschistes. La schistosité est franchement de type flux et on peut noter des recristallisations de séricite de 40 à 50 µ dans les plans de S_1 (cf. chap. II, fig. 14).

. Enfin dans la plaine de Laananat, au SW, le débit de la roche correspond à une foliation. Quartz et micas blancs (100 à 150 µ) ont recristallisé dans les plans de S_1. Ces roches méritent le nom de phyllades. La stratification n'est en général plus visible. Les grandes chlorites qui plus au N avaient encore leurs clivages obliques sur S_1 sont ici

complètement réorientées : leurs clivages sont subparallèles à la foliation. Elles sont toujours nettement plus grandes que les micas de la trame (150 - 400 µ).

La même évolution peut être mise en évidence dans les pélites de la formation du Goulibet. Il y a donc eu au cours du premier épisode de déformation, dans un même horizon stratigraphique, passage d'une schistosité de fracture sans cristallisation à une schistosité de flux et même à une foliation. Parallèlement à cette évolution tectonique et également du nord au sud, on note l'accroissement de la taille des micas néoformés et l'aplatissement progressif du quartz en amandes. Les paragenèses observées correspondent au début du faciès "schistes verts".

421.2. Etude de la cristallinité de l'illite

. Echantillonnage.

Les échantillons utilisés pour les mesures de cristallinité ont été prélevés systématiquement entre le massif d'Allahia au nord et la terminaison sud de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. Les deux formations pélitiques échantillonnées sont celles de Drioukat et du Goulibet.

. Résultats.

Les résultats des mesures sont reportés sur le diagramme de la fig. 34. Les limites diagenèse - anchizone - épizone sont celles fixées par DUNOYER de SEGONZAC (1969).

- Une évolution est bien visible en ce qui concerne la formation du Goulibet. Les échantillons provenant du massif du Kharrou et du NE de la Koudiat-el-Adam (Hajra-el-Beida, Chaïbet-el-Kerma) sont situés dans l'anchizone, les échantillons provenant du SE, par contre, sont à la limite entre anchizone et épizone.

- Pour la formation de Drioukat on constate que tous les échantillons sont regroupés à la limite anchizone - épizone quelle que soit leur provenance. Il faut peut-être voir là l'effet de l'enfouissement. Situées dans l'Ordovicien inférieur (Arenig) ces formations pouvaient déjà avoir un degré de cristallinité élevé avant que n'intervienne le métamorphisme.

- Trois échantillons provenant des niveaux argilitiques de la formation de Demja ont été reportés sur le diagramme. Des conclusions sûres ne pourraient être tirées qu'avec un plus grand nombre d'échantillons. Néanmoins les prélèvements effectués fournissent déjà un bon modèle d'évolution. Ils proviennent du massif d'Allahia, de Sidi-bou-Oukfa et de Laananat et appartiennent respectivement à la zone de la diagenèse, à l'anchizone, et à l'épizone.

Les résultats des mesures de cristallinité d'illite confirment bien les observations pétrographiques. On peut donc distinguer :

. Un domaine anchizonal : massif d'Allahia, Jbel-Kharrou et NE de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. La schistosité y est de type fracture avec passage à une schistosité de flux, avec un début de recristallisation.

. Un domaine limite entre anchizone et épizone : terminaison SW de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. La schistosité y est de type flux avec recristallisations importantes dans les plans de S_1 et l'on passe localement à une foliation.

Cette évolution s'observe dans un même niveau stratigraphique. La limite entre anchizone et épizone recoupe donc les structures. Comme cette variation ne peut pas s'expliquer par une augmentation de la surcharge lithologique, il faut admettre pendant la première phase de déformation une accentuation du gradient géothermique vers le sud.

42.2. La zone sud. Région des Ouled-Hassine

Dans cette région une phase de plissement et de cisaillement très importante a suivi l'établissement de la foliation I. Elle s'est déroulée en conditions symmétamorphes tout au moins dans la zone des micaschistes à phénoblastes. La foliation I est rarement conservée dans son état initial. Elle est presque toujours reprise par les plis II et le plus fréquemment il y a transposition de la première foliation et apparition d'une foliation secondaire. Cette foliation II n'est bien développée qu'au sud où elle arrive à se confondre avec la foliation I.

422.1. Domaine des phyllades

Il correspond à la partie nord de la zone des Ouled-Hassine, dans les massifs du Guelb-Zraïkem, Mraïssita, Dalaat-el-Goujguel et dans la plaine qui s'étend vers l'est et le sud presque jusqu'à la piste de la mine des Ouled-Hassine.

Le passage est continu entre ces phyllades et celles de la terminaison SW de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. Les roches typiques sont des phyllades bleu-noirâtre contenant souvent de l'oligiste et des matières graphiteuses. La foliation de ces roches est une alternance de lits quartzitiques où tous les grains sont recristallisés en amandes effilées, et de lits phylliteux constitués de lamelles de muscovite de 100 à 150 µ, toujours disposées à plat dans la foliation. La chlorite apparaît localement en très petits cristaux (40 - 60 µ) vert-pâle, très peu pléochroïques. Enfin on note la présence fréquente de granules d'épidote : pistachite et zoïsite.

Dans certains faciès, notamment au nord du Guelb-Zraïkem on trouve des grandes chlorites entourées d'un halo d'étirement quartzeux montrant leur origine antétectonique. Elles sont probablement d'origine détritico-diagénétique comme celles connues plus au nord dans l'Ordovicien (cf. § 22.1).

Dans les quartzophyllades, la stratification est complètement effacée par les recristallisations de quartz et de muscovite dans les plans S_1.

Les roches carbonatées contiennent de la calcite et de la dolomite en grands rhomboèdres. Dans quelques lits pélitiques, des muscovites de 50 à 100 µ ont recristallisé. Elles sont disposées à plat dans le plan axial des petits plis isoclinaux. L'épidote pistachite est fréquente.

422.2. Le domaine des micaschistes : l'évolution texturale

Le passage entre phyllades et micaschistes est progressif. Sur le terrain la roche prend un aspect plus satiné. La limite passe à peu près le long d'une ligne WNW-ESE allant du S des affleurements calcaires du Guelb-Zraïkem aux affleurements de Hajra-el-Hamra.

Au nord de la piste de la mine des Ouled-Hassine la trame des micaschistes est constituée de quartz, de muscovite de 150 µ en moyenne, de chlorite vert-pâle. La biotite apparaît localement dans certains niveaux. Elle se présente sous l'aspect de petits cristaux de 50 à 60 µ aplatis dans la foliation. La couleur brune est très vive, le pléochroïsme peu marqué. Elle est concentrée en lits millimétriques et paraît étroitement liée à la composition chimique du sédiment initial.

Cette foliation I est toujours affectée par la phase II cisaillante ; mais aucune recristallisation ne se développe dans les plans S_2.

Le feldspath ne semble jamais apparaître dans ces faciès. Les quelques plagioclases observés sont toujours à extinction roulante et présentent une forte teneur en An. On peut donc plutôt leur attribuer une origine détritique.

Dans le secteur de la mine des Ouled-Hassine, à Ajora et Sidi-Kountar la transposition dans S_2 est presque complète, mais malgré tout la foliation I reste décelable dans certains des microlithons. Dans les plans de S_2 se présentent des muscovites de 150 à 200 µ. Ce sont les muscovites de la foliation I réorientées et recristallisées ; des chlorites les accompagnent. La biotite apparaît dans S_2 et suivant des arcs polygonaux dessinant les charnières des microplis II. Elle se développe également en cristaux isodiamétriques légèrement poecilitiques, dont les clivages sont obliques sur S_2. La rareté de la biotite dans tout le domaine des micaschistes de la région étudiée peut éventuellement refléter un contrôle chimique et être liée à la composition magnésienne du sédiment initial, favorisant plutôt le développement de chlorites magnésiennes ; une campagne d'analyses serait nécessaire pour le vérifier. Les feuillets quartzeux dessinent des microcharnières ; lorsque les microlithons sont très serrés ils forment des amandes étirées selon S_2. C'est seulement la présence de micas flexurés dans ces amandes qui indique que la schistosité la plus apparente résulte d'une déformation secondaire de la foliation I.

Au S de la piste de la mine, les affleurements de Leham-el-Begar, de Halilifa et Kaouia sont constitués de micaschistes noirs ou argentés (lorsque la muscovite est très développée). En lame mince, seule subsiste une foliation. Le quartz est très aplati ; les lits continus

sont rares. On observe la plupart du temps des amandes interprétables comme des charnières dilacérées. Les paillettes de muscovite sont de grande taille (200 µ en moyenne). La chlorite est toujours présente, en cristaux plus petits. La biotite est très rare. Dans certains faciès (Halilifa) apparaissent des lentilles de 2 à 3 mm faites de grains d'apatite.

Il s'agit là du développement extrême que peut prendre la foliation II. Aucune structure antérieure n'est visible à l'exclusion de quelques paquets de phyllites flexurées. La confusion avec la foliation I est possible. Cependant l'évolution que l'on peut suivre dans le processus de plissement et cisaillement depuis le nord vers le sud, avec transposition de plus en plus complète s'accompagnant de recristallisation, permet de dire que l'on a affaire à la foliation II. D'autre part, l'étude des phénoblastes permet d'étayer cette hypothèse.

422.3. Le domaine des micaschistes : la phénoblastèse

La régularité de la trame des micaschistes est perturbée par des phénoblastes de grenat, chloritoïde et staurotide. Ces minéraux sont principalement concentrés dans les micaschistes situés au sud de la piste de la mine des Ouled-Hassine, c'est-à-dire dans ceux où les phénomènes de transposition et de recristallisation dans la foliation II ont été les plus intenses. Nous verrons cependant que la phénoblastèse peut s'étendre assez loin vers le N, jusque dans le domaine des phyllades. Les rapports chronologiques entre déformation et cristallisation ont été établis d'après les principes énoncés par ZWART (1963).

4223.1. Les micaschistes à grenat

Le grenat se développe localement autour du pointement granitique de la Koudiat-er-Rmel et dans les affleurements s'étendant de Leham-el-Begar à Hagra-el-Hamra. Il est omniprésent au SW du secteur étudié, dans la région de la mine de Raïchet.

Il se présente en petits grains formant relief sur les plans de foliation. Leur taille varie entre 0,5 et 6 mm. En lame mince ils se présentent toujours en cristaux sub-automorphes plus ou moins poecilitiques.

. Le long de la piste de la mine de Raïchet, les phénoblastes de grenat ont une taille variable (200 à 500 µ, jusqu'à 1 mm environ), leurs contours sont polygonaux aux limites bien nettes. Il y a quelques inclusions de quartz mais la trame micacée de la matrice ne se prolonge pas dans les minéraux, elle se moule à leur périphérie.Des rebroussements importants indiquent que la cristallisation du grenat a précédé la fin des mouvements selon S_2.

. A Kaouia et Ajara, certains lits forment de véritables grenatites (fig. 35). Les cristaux de grenat sont empilés les uns sur les autres, en "colonnes" séparées par des amas de chlorite vert-pâle. On voit le passage progressif entre la grenatite et le micaschiste où n'apparaissent que des petits phénoblastes isolés.

Ces grenats sont souvent poecilitiques, des inclusions charbonneuses prolongeant dans le cristal (schistosité interne) la trame micacée externe. La cristallisation est donc ici essentiellement tardi-tectonique. Il y a sans doute encore eu des rejeux dans S_2 après la formation des grenats. Ceux-ci en effet présentent fréquemment des queues de cristallisation chloriteuses allongées dans la foliation. De plus des traces de cataclase sont observables à la limite entre grenatites et lits micaschisteux.

. A Halilifa, les micaschistes contiennent des grenats d'environ 1 mm franchement poecilitiques à inclusions sigmoïdes (fig. 36). Ces inclusions dessinent ici aussi une "schistosité interne" prolongeant la schistosité externe de la trame. Le grenat au cours de sa croissance a donc scellé un "moment" de la déformation ; comme on ne trouve pas trace de ces structures sigmoïdes dans la trame on peut penser que le grenat a cristallisé pendant la déformation et notamment pendant que s'effectuaient des glissements dans la foliation, mais avant les derniers mouvements dans ces plans. C'est pendant cette dernière phase que sont apparues les queues de cristallisations quartzeuses et que se sont réalisées les ruptures entre schistosité interne et externe.

La cristallisation du grenat semble se faire pendant toute la durée de la phase II. Pour l'essentiel les minéraux sont syntectoniques à tardi-tectoniques tout en étant antérieurs aux derniers rejeux des plans de foliation.

4223.2. Les micaschistes à chloritoïde

La limite nord de ceux-ci se superpose à celle des micaschistes à grenat.

. Autour de l'apex granitique de la Koudiat-er-Rmel, le chloritoïde apparaît dans les micaschistes en petits cristaux ne dépassant pas 200 µ. Disposés de façon quelconque dans la trame, les petits prismes s'arrangent parfois en rosettes. La cristallisation est donc tardi-tectonique. On remarque qu'ici les phénoblastes ne contiennent pas d'inclusions.

. A Sidi Kountar et dans le secteur à l'est de la mine de Raïchet les chloritoïdes ont une taille plus importante ; ils forment sur les plans de foliation des petites lamelles sombres de 1 mm environ.

En lame mince, le chloritoïde se présente en grandes tablettes allongées, incolores ou bien légèrement pléochroïques (bleu-vert très pâle). Le clivage 001 est toujours très net, les macles à 2 ou 3 individus fréquentes. L'angle d'extinction est faible (0 - 7°).

L'apparition du chloritoïde pendant le métamorphisme peut correspondre à la réaction :

Chlorite + Al Silicate → Chloritoïde + Quartz + H_2O.

Les silicates alumineux étant la kaolinite ou la pyrophyllite (HOSCHEK 1969). L'absence de biotite dans ces faciès de micaschistes est probablement due à la composition chimique initiale trop alumineuse pour que puisse se former la biotite (HALFERDAHL 1961).

Les tablettes sont souvent aplaties dans la foliation. Des inclusions charbonneuses et du quartz y dessinent des figures sigmoïdes (fig. 37) montrant le caractère syntectonique de ce minéral. D'autres tablettes sont obliques sur la foliation, elles la recoupent à l'emporte-pièce en incluant des parcelles charbonneuses et du quartz, suivant une "schistosité interne" qui se prolonge bien dans la trame micacée (fig. 38) ; celle-ci est cependant légèrement flexurée, comme moulée sur le minéral. On a donc là une croissance syn- à tardi-tectonique, par rapport à la deuxième phase de déformation. Parfois dans un même cristal on peut observer un coeur riche en inclusions quartzeuses et une périphérie plus exempte d'inclusions. Cette zonalité s'explique par une variation de la vitesse de cristallisation. La croissance est d'abord rapide, le minéral englobe beaucoup d'inclusions, puis la croissance se ralentit et le minéral cristallise sans

inclusions. On retrouverait peut-être là dans un même individu le reflet de cristallisations syn- et tardi-tectoniques (RAST 1965).

D'autre part, des phénomènes tardifs ont provoqué une rétromorphose partielle en chlorite formant des amas de phénoblastes disposés en travers de la foliation. Des glissements tardifs des plans de foliation ont fait pivoter les tablettes de chloritoïde (fig. 30); la chlorite et le quartz recristallisent dans les zones d'ombre.

Extension vers le nord du faciès à chloritoïde

Sous les quartzites du Guelb-Zraïkem, dans les phyllades, on peut observer en lame mince des minéraux allongés, sécants sur la trame micacée qu'ils repoussent à leur périphérie. Ces minéraux sont toujours très altérés en produits ferrugineux. Sur certaines sections on observe un relief assez fort et une extinction oblique.

Il s'agit probablement de chloritoïde ayant cristallisé jusque dans la zone des phyllades. Il semble s'être développé en dehors de toute déformation secondaire ; la foliation qu'il recoupe est de première génération.

En conclusion, le chloritoïde, connu mais relativement rare dans les Rehamna centraux (MICHARD 1968, JENNY 1974) est omniprésent dans la région étudiée. Il évolue de la même façon que le grenat par rapport à la déformation, accompagnant le déroulement de la phase II. Aucun chloritoïde antétectonique n'a été observé.

4223.3. Les micaschistes à staurotide

Le staurotide apparaît toujours ici en association avec le chloritoïde. Les cristaux développés sur les plans de foliation mesurent de 0,5 à 3 mm. Ils sont fréquemment maclés.

En lame mince, les phénoblastes sont idiomorphes, les contours sont toujours nets. Certains individus sont poecilitiques.

. A proximité du granite de la Koudiat-er-Rmel, le staurotide est de petite taille (200 µ environ). Comme le chloritoïde avec lequel il voisine, il ne présente pas d'inclusions. Ses contours nets recoupent la trame micacée et permettent de penser qu'il est tardi- à post-tectonique.

Au sud du petit apex granitique, les micaschistes sont moins affectés par le métamorphisme de contact. Dans les microlithons développés pendant la phase II, le staurotide est en plages globuleuses ou sub-automorphes, poecilitiques. Les inclusions de quartz et autres impuretés prolongent la trame (fig. 40). Des staurotides à inclusions sigmoïdes existent également. Enfin certains minéraux se présentent en tablettes aplaties dans S_2. Tous ces faits indiquent que le staurotide est syn- à post-tectonique par rapport à la phase 2.

. Les échantillons provenant de la mine des Ouled-Hassine montrent des staurotides de grande taille (1 mm et plus). Les minéraux ont des faces très régulières, ils sont plus ou moins poecilitiques. La foliation II est recoupée à l'emporte-pièce ; elle est soulignée ici par des cristallisations de biotite et de muscovite (fig. 41). La biotite est disposée à plat dans les plan de S_2, mais certains cristaux recoupent franchement la foliation; sa cristallisation, comme celle du staurotide semble donc essentiellement tardi-tectonique.

. Les affleurements méridionaux de Halilifa et Kaouia sont pauvres en staurotide. Ce minéral est la plupart du temps très altéré, c'est le chloritoïde et le grenat qui prennent la plus grande extension (fig. 42).

Extension vers le nord du faciès à staurotide

A l'est du Guelb Zraïkem, des micaschistes noirs intercalés entre les quartzites et les calcaires de la formation des Ouled-Hassine contiennent des phénoblastes aux contours polygonaux très nets mais en grande partie altérés en produits micacés. Des parties non altérées montrent un pléochroïsme jaunâtre et des teintes de polarisation gris-jaune du premier ordre. Il s'agit là de staurotide ayant cristallisé jusqu'à la base des phyllades. Les phénoblastes sont sécants sur la schistosité S_2, donc tardi- à post-tectonique.

Il semble bien d'après les observations microscopiques que nulle part dans le secteur étudié le chloritoïde n'intervient dans les réactions, donnant le staurotide. La genèse de celui-ci peut s'être fait suivant deux réactions (d'après HOSCHEK 1969).

Chlorite + Muscovite → Staurotide + Biotite + Quartz + H_2O.

Ou bien en faisant intervenir le grenat :

Chlorite + Grenat + Muscovite → Staurotide + Biotite + Quartz + H_2O.

Cette dernière réaction n'a cependant pas été observée ici.

4223.4. Conclusions

La phénoblastèse, caractéristique des micaschistes mais atteignant jusqu'à la base des phyllades, apparaît comme un phénomène étroitement lié à la phase II de cisaillement. Grenat, chloritoïde et staurotide sont en général syn- à tardi-tectoniquesselon les secteurs.

Ces trois minéraux coexistent sinon dans les mêmes lits, du moins dans des lits interstratifiés dans tout le domaine des micaschistes. On ne peut mettre en évidence le passage d'une zone à chloritoïde à une zone à staurotide comme c'est peut-être le cas plus à l'ouest (P. JENNY 1974), ni le passage d'une zone à biotite à une zone à biotite et grenat (PIQUE 1972).

- A la Koudiat-er-Rmel, ces trois minéraux coexistent dans les minces niveaux et le staurotide est toujours associé à de la biotite.

- Au S, le staurotide est moins bien développé et souvent altéré en produits micacés (fig. 42), alors que le grenat et le chloritoïde restent intacts. D'après certaines observations il pourrait même y avoir une destabilisation du staurotide au profit du chloritoïde. Ce serait le cas pour les grands cristaux de chloritoïde qui englobent des staurotides (fig. 43). Ceux-ci prennent alors l'allure de reliques. Cette disposition pourrait indiquer un métamorphisme rétrograde. Une réaction possible est donnée par ALBEE (1965) :

Staurotide + Biotite + Quartz + H_2O → Chloritoïde + Chlorite (+ Muscovite).

Cette réaction n'est envisagée ici qu'à titre d'hypothèse, car elle n'a jamais été observée en lame mince. Elle pourrait expliquer que dans la partie sud du domaine étudié la biotite soit très rare et le chloritoïde omniprésent. Il s'agirait d'un épisode d'hydratation à température décroissante marquant la fin de l'évolution du métamorphisme régional.

Une autre possibilité est que la cristallisation du staurotide et du chloritoïde se soit faite près de l'équilibre entre ces minéraux.

422.4. Les amphibolites

Les amphibolites qui affleurent dans le secteur étudié n'ont qu'une faible extension. Elles se présentent en lentilles atteignant au

maximum 1 m d'épaisseur, sur une longueur visible d'une dizaine de mètres. Elles sont toujours concordantes avec la foliation des micaschistes.

Deux zones peuvent être distinguées :

Au SW, en bordure du plateau crétacé de Ben-Guerir, les amphibolites apparaissent à la Koudiat-Aïmi et à la Koudiat-Smina. Le matériel encaissant est constitué de micaschistes à chlorite et muscovite.

Un échantillon provenant de la Koudiat-Aïmi montre une structure litée. Les amphiboles se présentent en prismes trapus à pléochroïsme vert, l'angle d'extinction est de 17°. Il s'agit probablement d'une variété de hornblende ; celle-ci étant sans doute en partie primaire. Les cristaux sont aplatis dans la foliation et souvent déformés en amandes, ou bien cassés. La chlorite se développe bien dans les zones fracturées et à la périphérie des amphiboles ; elle souligne la foliation. Le plagioclase contient de 50 à 60 % An, les grands cristaux sont déformés comme les amphiboles. La zoïsite est abondante et se présente en petits prismes allongés. Il y a du sphène en quantité variable et quelques plages de calcite provenant de l'altération du plagioclase.

Les cristallisations sont liées à la déformation, les derniers rejeux des plans de foliation étant sans doute contemporains d'une rétromorphose des amphiboles avec grand développement de chlorite et d'épidote.

Au SE, au N de la grande faille N 60 séparant les micaschistes des conglomérats du Westphalo-Autunien, les escarpements de Taouaf sont formés de lentilles d'amphibolites massives intercalées dans les micaschistes à grenat et staurotide.

Les niveaux d'amphibolites contiennent quartz, actinote, albite, oligoclase et plagioclase à 50 % An. La structure est équante, les amphiboles sont en cristaux allongés ou bien en aiguilles. Le pléochroïsme vert-pâle, l'angle d'extinction faible de 14° semblent indiquer une actinote. Parmi les feldspaths, on peut distinguer quelques cristaux d'albite-oligoclase partiellement séricitisés et des plagioclases à 50 % An altérés en épidote pistachite en très petits grains.

Pour J. LUCAS (rapport inédit S.E.G.M. 1957), ces amphibolites étaient des roches du métamorphisme de contact. En fait ces formations sont toujours encaissées dans des micaschistes affectés par le métamorphisme régional. A la Koudiat-Aïma, ce métamorphisme est épizonal; à Taouaf, il atteint la mésozone. Aucun minéral typique du métamorphisme de contact n'y a été décelé. Il en est de même vers l'est, à Lalla-Tittaf (JENNY 1974).

Les amphibolites proviendraient du métamorphisme des roches éruptives basiques du Viséen supérieur qui affleurent dans le fossé de Mechraben-Abbou ou dans les Jbilet centraux. La comparaison entre les séries métamorphiques et les séries sédimentaires est effectuée par P. JENNY à partir des importants affleurements de Lalla-Tittaf.

422.5. Les calcaires

Les micaschistes à chloritoïde de la formation des Ouled-Hassine sont associés à Hagra-el-Hamra à des séries calcaro-dolomitiques. C'est le seul endroit où les calcaires ont subi un métamorphisme mésozonal avec phénoblastèse. Les seules associations minérales observées sont : calcite, dolomie, épidote et quartz. GIGOUT (1956) a signalé la wollastonite mais nous n'avons pas retrouvé ce minéral.

422.6. Conclusions

Le métamorphisme régional hercynien est polyphasé (MICHARD 1968). La première phase qui se déroule en conditions syntectoniques ne dépasse pas la base de l'épizone. On peut distinguer ainsi du nord au sud l'anchizone, puis l'épizone avec successivement des phyllades puis des micaschistes. Donc dès la première phase de métamorphisme il existe déjà un gradient N-S.

La seconde phase est caractérisée par l'apparition de phénoblastes étroitement associée à un épisode de cisaillement qui fait directement suite à la première phase de plissement. La phénoblastèse est essentiellement syn- à tardi-tectonique.

Le gradient N-S se manifeste toujours pendant la phase II. Au nord, la foliation I est transposée selon S_2 sans recristallisation ; au sud, les recristallisations dans S_2 deviennent plus importantes (muscovite et localement biotite). Les phénoblastes, et en particulier le staurotide, caractérisent essentiellement les micaschistes au sud mais naissent jusqu'à la base des phyllades du nord, où ils sont cependant plus petits. Ils présentent pourtant les mêmes relations avec la phase II. Comme il y a tout lieu de supposer que la cristallisation du staurotide a été synchrone dans toute la région on peut dire que vers la fin des cisaillements de la phase II, l'isograde "+ staurotide" est monté dans le bâti orogénique jusqu'à la base des phyllades.

La chute de pression dans cette zone a du être relativement rapide, ce qui expliquerait la rétromorphose des staurotides. Au sud, par contre, les conditions mésozonales continuent à se maintenir avec probablement une hydratation et une légère chute de P et T favorisant plutôt le développement du chloritoïde aux dépens du staurotide et de la biotite. Retracer plus précisément les conditions du métamorphisme réclamerait cependant d'autres recherches.

Le problème des conditions thermodynamiques du métamorphisme de haut degré dans les Rehamna centraux-occidentaux a déjà été discuté par A. PIQUE (1972). La question des surpressions nécessaires à l'apparition des paragenèses à staurotide se pose aussi ici. En effet, si l'on admet pour la formation du staurotide une température de 540°C (HOSCHEK 1969), avec un gradient géothermique de 50°C/km, la pression lithostatique correspond à une épaisseur de terrains de 11 km soit à 3 kb. Comme les terrains les plus métamorphiques appartiennent au Paléozoïque supérieur - Dévonien moyen-supérieur, et peut-être Viséen supérieur, et que les conglomérats du Westphalo-Autunien se sont disposés après le paroxysme orogénique la surcharge lithostatique avant le plissement devait être très faible. Seules les répétitions de séries au cours de la phase I puis de la phase II pourraient conduire à une surcharge appréciable. Cependant rien ne permet de les mettre en évidence.

On observe que les isogrades recoupent indifféremment les lignes structurales : le même couloir de cisaillement est situé au nord dans l'épizone, au sud dans la mésozone, et cela dans un même niveau stratigraphique. La phénoblastèse étant en partie syntectonique et rien ne permettant de montrer que la surcharge lithostatique ait été plus forte au sud qu'au nord il fait admettre une augmentation du gradient géothermique vers le sud ; cette variation serait à l'origine du bombement des surfaces isogrades pendant la phase de cisaillement.

4.3. Le métamorphisme de contact

La granitisation (au sens de "pénétration par des massifs granitiques") des structures métamorphiques est marquée dans le secteur étudié par trois pointements.

- Le granite de la Koudiat-er-Rmel, petit massif circonscrit de 400 à 500 m de diamètre.

- Le granite de Raïchet, non affleurant, repérable seulement par son auréole de contact.

- Le granite d'El-Braïla, minuscule pointement de granite très cataclasé au sein de filons de dacitoïdes.

Le métamorphisme de contact associé à ces granites est caractérisé par l'apparition d'un faciès de micaschistes tachetés et de micaschistes à phénoblastes d'andalousite.

43.1. Les micaschistes tachetés

L'extension de ce faciès est très importante autour du petit massif de la Koudiat-er-Rmel. Les micaschistes tachetés affleurent au nord jusqu'à l'oued Zraïkem ; vers le sud ils ne dépassent guère la piste des Ouled-Hassine. On les suit par contre très loin vers l'ouest jusqu'à la Koudiat-Kseïba (JENNY 1974).

Les taches, dont la taille varie de 0,5 à 2 mm ont une forme allongée et une teinte gris-clair. Au microscope elles apparaissent comme des poeciloblastes dont la teinte gris jaunâtre est due à une altération intense. Suivant les plans de coupes, les sections sont allongées ou bien subcirculaires à bordure en dentelle. Les rares plages non altérées polarisent dans les gris. D'après ces observations, il pourrait s'agir de cristaux de cordiérite. Mais la cordiérite décrite dans les Rehamna occidentaux (PIQUÉ 1972) se présente sous un aspect différent, les minéraux phylliteux d'altération sont toujours bien reconnaissables. De plus, ici, en se rapprochant du granite on observe des cristaux d'andalousite altérée de même aspect que les "fantômes" des schistes tachetés.

Il est donc probable que le faciès de schistes tachetés correspond à une cristallisation d'andalousite. La grande extension de ce faciès montrerait que l'influence thermique du granite se serait exercée fort loin des zones d'affleurements actuelles. L'aspect très altéré de ces minéraux peut s'expliquer par une chute rapide de la température avec resserrement des isogrades autour des pointements granitiques.

43.2. Les micaschistes à andalousite

Des phénoblastes d'andalousite pouvant atteindre 5 mm sont localisés dans les micaschistes autour du granite de la Koudiat-er-Rmel. A

Raïchet, des baguettes entrecroisées de chiastolites atteignent jusqu'à 2 cm de long.

Au microscope, les phénoblastes présentent parfois des contours nets, en sections carrées ou bien allongées, leur aspect est très homogène. Quelques individus montrent un pléochroïsme rose. Les andalousites sont fréquemment poecilitiques avec un aspect en dentelle. A la périphérie des phénoblastes on observe fréquemment de petits cristaux de biotite et de muscovite ayant cristallisé avec l'andalousite. A ce stade la trame micaschisteuse tend de plus en plus à s'effacer et la roche prend une structure équante sans atteindre cependant le stade cornéenne typique.

Relations avec le métamorphisme régional

La surimposition du métamorphisme de contact au métamorphisme régional est bien observable à la Koudiat-er-Rmel. Dans les phénoblastes d'andalousite plus ou moins altérés en produits micacés subsistent des petits cristaux de chloritoïde (fig. 44) présentant un aspect en rosette. Les reliques blindées de staurotide sont également très fréquentes (fig. 45) et traduisent la réaction suivante :

Staurotide + Muscovite + Quartz → Andalousite + Biotite + H_2O.

Les faciès de micaschistes tachetés qui expriment la cristallisation de l'andalousite débordent largement le domaine du métamorphisme à staurotide ce qui montre l'indépendance des phases de cristallisations de ces deux minéraux bien que celles-ci soient sans doute proches dans le temps. En effet, le métamorphisme de contact peut s'envisager comme la manifestation ultime du front thermique qui se développe pendant le métamorphisme régional. Des observations semblables ont été réalisées dans le Paléozoïque de la région de Morlaix (CABANIS 1972).

Relations avec les déformations

Les andalousites apparaissent toujours nettement postérieures aux cisaillements II dont elles fossilisent les structures. Leur relation avec la phase III N 140 est par contre plus problématique. Pour PIQUE (1972) les cordiérites sont postérieures aux plis crénulants tardifs N 20 - 40. Si ces plis sont contemporains des décrochements N 140 du secteur oriental (cf. chapitre précédent), la mise en place des auréoles de contact est un peu plus tardive à l'W qu'à l'E. Il semble en effet que dans

le secteur oriental, les phénoblastes altérés d'andalousite des micaschistes tachetés soient tordus ou cassés par S_3, et forment souvent obstacle à l'impression de celle-ci. Le métamorphisme de contact se place donc entre la phase de cisaillement D_2 et les décrochements D_3.

43.3. Les calcaires

A l'est de la mine de Raïchet, les affleurements de calcaires décrits par J. LUCAS (1957) sont affectés par le métamorphisme de contact.

La structure litée originelle est toujours bien conservée. On peut distinguer des lits à grain fin et des lits à phénocristaux. Les paragenèses observées correspondent au faciès cornéenne à hornblende (WINKLER 1966). En plus de la calcite et du quartz on trouve un pyroxène à pléochroïsme jaune-verdâtre très pâle, souvent maclé. Dans les échantillons finement lités, le pyroxène est aplati dans la foliation. Il s'agit de pyroxène de type hédenbergite. Le plagioclase est abondant et présente une forte teneur en An : 50 - 60 % environ. On note la présence de sphène et d'épidote pistachite et clinozoïte. Le grenat est rare, il se présente en plages diffuses dans certains lits.

43.4. Métasomatose potassique à proximité des granites

Au contact du granite de la Koudiat-er-Rmel et dans l'auréole du granite de Raïchet, la structure litée des micaschistes tend de plus en plus à disparaître. Le quartz recristallise en cristaux isodiamétriques ou bien développe une structure granoblastique. Les petits cristaux de muscovite bien aplatis dans la foliation augmentent de taille en même temps qu'apparaissent de grands phénoblastes de la même espèce recoupant la trame à l'emporte-pièce. Ceux-ci prédominent au contact du granite. La chlorite est constamment présente, elle se développe en grands phénoblastes disposés en "nids". La biotite, rare à la Koudiat-er-Rmel, est très bien développée à Raïchet où elle se présente en grands phénoblastes à inclusions de zircons.

Dans toute cette zone on peut observer la rétromorphose des minéraux de métamorphisme régional antérieur. A Raïchet, grenat et staurotide sont remplacés par des épigénies de biotite et muscovite (Planche V, photos 2-3). L'andalousite, bien développée dans l'auréole de contact à distance des granites, tend à se destabiliser au contact de ceux-ci. Dans

les micaschistes très proches du granite de la Koudiat-er-Rmel, les phénoblastes d'andalousite sont d'abord épigénisés par des minéraux phylliteux et subsistent à l'état de nodules. Ceux-ci disparaissent à leur tour, remplacés par des grands cristaux de muscovite. Des reliques d'andalousite en partie résorbées peuvent subsister dans la muscovite. Il semble donc que le métamorphisme de contact induise d'abord la cristallisation de l'andalousite et se poursuive par une métasomatose potassique (GUITARD 1970).

La réaction de remplacement de l'andalousite peut s'écrire :

$$3\ \text{Andalousite} + 3\ \text{Quartz} + 2\ H_2O + K_2O \rightarrow 2\ \text{Muscovite}$$

La présence de biotite peut s'expliquer par la rétromorphose du grenat ou de le staurotide.

$$3\ \text{Almandin} + 3\ \text{Quartz} + 2\ K_2O \rightarrow 3\ \text{Biotite} + \text{Muscovite} + 2\ H_2O.$$

Ces phénomènes de métasomatose sont très limités ; de l'ordre du mètre autour du granite de la Koudiat-er-Rmel.

Ces dernières manifestations du métamorphisme de contact ont des caractères pneumatolytiques : elles s'accompagnent de cristallisation abondante de tourmaline. Ce minéral peut prendre localement une très grande importance et donner naissance à de véritables tourmalinites (LUCAS 1957). Près de Raïchet, la tourmaline cristallise de façon mimétique dans les plis II liés aux cisaillements.

4.4. Conclusions

L'histoire métamorphique de la région peut se décomposer en une série de pulsations au cours desquelles s'accentue de plus en plus la différence de gradient géothermique entre le nord et le sud. Chaque épisode métamorphique est lié à une phase de déformation et la variation d'intensité du métamorphisme se traduit par une variation dans le style de la déformation (fig. 46).

. Premier épisode métamorphique : du nord au sud il y a un passage progressif de l'anchizone à l'épizone. Les cristallisations de muscovite et de chlorite sont contemporaines de la phase 1 de plissement synschisteux N 40. La schistosité passe du type fracture à une foliation

Bibliothèque de l'Institut de Geologie STRASBOURG

. Deuxième épisode : celui-ci est limité à la zone méridionale où apparaissent des cristallisations de type mésozonal : grenat et staurotide souvent associés au chloritoïde. Cette phénoblastèse est en partie synchrone, en partie tardive par rapport à une phase de cisaillement qui transpose la première foliation. Elle est antérieure aux replis 3 liés aux décrochements N 140. L'obliquité des isogrades sur les lignes tectoniques suppose la mise en place pendant la phase de cisaillement d'une structure thermique permettant la réalisation des conditions mésozonales.

. Troisième épisode : c'est un métamorphisme de contact ; il correspond à l'ultime manifestation de l'évolution thermique. Les batholites granitiques qui lui donne naissance affleurent peu dans le secteur étudié. Cependant la grande extension des auréoles de contact permet de dire que tout un ensemble granitique existe sous la plaine des Ouled-Hassine à une faible profondeur. La cristallisation de l'andalousite est réalisée en conditions statiques après les cisaillements et avant la phase N 140. Elle est suivie d'une phase pneumatolytique.

Cette évolution métamorphique se retrouve vers l'W (PIQUÉ 1972 ; JENNY 1974). La particularité la plus notable de ces secteurs centraux et occidentaux est la présence de disthène, cristallisé pendant le deuxième épisode métamorphique. Ceci montrerait que les pressions étaient légèrement plus élevées à l'W que dans le secteur étudié ici.

Ce type d'évolution semble être assez général dans la chaîne hercynienne. Des cas semblables ont été décrits en Espagne (MATTE 1968), dans la Montagne Noire (ARTHAUD 1970) et récemment en Bretagne (CABANIS, FABRIES 1972).

5. MAGMATISME

Les phénomèmes magmatiques dans les Rehamna sont postérieurs au paroxysme orogénique. Trois épisodes principaux peuvent être distingués :

- mise en place des granites
- mise en place des filons de dacitoïdes
- mise en place des laves du Westphalo-Autunien.

Nous ne parlerons pas ici des roches basiques intraviséennes (cf. JENNY 1974).

5.1. Les granites

Dans la région étudiée les massifs granitiques se réduisent, on l'a dit (§ 4.3), à deux pointements : le granite de la Koudiat-er-Rmel (500 m de diamètre) et les petits affleurements d'El-Braïla, coincés, entre des filons de dacitoïdes.

Le grand développement des minéraux du métamorphisme de contact montre cependant qu'un massif granitique plus étendu se trouve à faible profondeur sous la plaine des Ouled-Hassine. Les affleurements précédents et, vers le Sud, ceux de Ras-el-Abiod et Sidi Bahili (voir JENNY 1974) correspondraient à des apex de ce batholite caché.

Il s'agit d'un granite rose à grain moyen. Le quartz et l'orthose sont abondants, on note la présence de microcline et d'un plagioclase sodique (oligoclase). La biotite, rare, est chloritisée, la muscovite est toujours présente. Localement se développent des faciès de greisen à quartz et muscovite en rosette (CHAURIS et HUVELIN 1964).

Les analyses chimiques des granites et des microgranites de l'ensemble des Rehamna ont été reportées sur diagrammes de de la ROCHE (fig. 47). Elles révèlent une nette tendance potassique confirmant les observations minéralogiques. Ce qui caractérise les granites des Rehamna, c'est donc le caractère tardif de leur évolution avec grand développement de faciès pneumatolytiques : greisen et filons de quartz laiteux à tourmaline. Cet épisode tardif de la mise en place des granites paraît correspondre aux phénomènes de métasomatose potassique observés dans les micaschistes (cf. § précédent).

L'âge de la granitisation a été discuté par A. PIQUÉ (1972). D'après les mesures géochronologiques de D. TISSERANT un âge moyen de mise en place de 280 M.A. peut être avancé. La granitisation est donc achevée vers la fin du Westphalien, avant les dépôts des conglomérats où l'on ne retrouve cependant jamais de matériel granitique remanié.

5.2. Les filons de dacitoïdes

Toute la zone métamorphique des Rehamna est parcourue de filons de roches microgrenues à microlitiques à patine rouge ou gris-verdâtre. Le réseau filonien est particulièrement dense dans la zone des micaschistes mais les mêmes filons peuvent remonter assez haut dans l'anchizone : ils traversent l'Ordovicien supérieur à l'ouest de Skoura.

Ces filons sont alignés principalement dans des directions N 40 à N-S, plus rarement selon des plans N 90 et N 140. Ils se sont mis en place dans des plans de fractures subverticaux ou bien plus fréquemment dans les plans de foliation ou de schistosité (filons - couches). Dans ce dernier cas, des pendages faibles peuvent expliquer les grandes surfaces d'affleurement de ces filons dans le sud de la zone métamorphique (Souk-el-Had, Koudiat-Smina). Leur épaisseur varie de 1 à 10 m. Ils peuvent être lenticulaires sur quelques mètres ou bien se prolonger sur plusieurs kilomètres.

GIGOUT (1951) distinguait des microgranites et des dolérites. MICHARD (1967) rangeait l'ensemble sous le terme d'orthophyres. Récemment HUVELIN (1971) a proposé pour l'ensemble des roches filoniennes des Jbilete et des Rehamna le nom de microdiorites.

Ces nombreuses dénominations révèlent la grande variété des types pétrographiques. La texture est soit microgrenue, soit microlitique, les phénocristaux de quartz et surtout de feldspaths conférant à la roche un caractère porphyrique.

Dans le cas des textures microgrenues ou microlitiques, on trouve un enchevêtrement de feldspaths plagioclases (30 à 40 % An), souvent très altérés en calcite ou bien en chlorite et épidote, et de feldspath alcalin. Cet enchevêtrement ménage des interstices où cristallisent la chlorite verte, des épidotes de type pistachite et zoïsite et de la calcite. Le quartz est également présent en plus ou moins grande quantité suivant les échantillons.

Dans le cas des textures porphyriques, le fond de la roche est constitué de quartz, de feldspath alcalin et de plagioclase (30 % An), les phénocristaux sont représentés par du quartz corrodé et des plagioclases très altérés en calcite et épidote.

Au sein d'un même gisement, on peut observer le passage de texture microgrenue à des textures microgrenues porphyriques. Enfin, à l'échelle régionale, on ne note aucune évolution ; les mêmes variations des types pétrographiques se retrouvent dans toutes les zones du massif.

Des analyses chimiques effectuées sur des filons provenant de l'ensemble des Rehamna ont été reportées sur diagramme de de la ROCHE (fig. 47). Elles montrent une très forte dispersion dans un domaine allant des microdiorites quartziques pour les termes les plus basiques jusqu'aux rhyodacites pour les termes les plus acides. Le caractère continu de cette dispersion permet de penser à un magma mal différencié au départ. S'il fallait donner à l'ensemble de ces roches un nom commun il faudrait choisir le terme de dacitoïdes ou bien de microdiorites quartzifères (H. de la ROCHE, comm. orale). Le terme d'orthophyres est sans doute impropre pour désigner ces roches, leur teneur en Fe Mg et en Ca est en effet trop élevée par rapport aux compositions moyennes d'orthophyres (STUSSI 1970).

La mise en place de ces filons est un phénomène très tardif. S'ils s'alignent la plupart du temps selon les structures ils peuvent aussi les recouper. A la Koudiat-Dalaa les filons sont injectés dans des plans de fractures N 140 associés aux décrochements ; ils sont donc là postérieurs à la phase N 140. A la Koudiat-el-Braïla et vers l'est de Souk-el-Had, ils suivent les courbures des plis kilométriques N 140. Ce "plissement" des

filons n'est qu'une apparence cartographique, en fait ces filons se mettent en place dans des structures déjà plissées. Ce phénomène doit être analogue à celui décrit par H. HOLLARD (1973) pour la mise en place des dolérites liasiques de l'Anti-Atlas dans des plis hercyniens.

Tous les terrains sont recoupés jusqu'au Dévonien et au Viséen supérieur probables. Par contre les filons ne traversent jamais les conglomérats du Westphalo-Autunien, ce qui signifierait que leur mise en place est antérieure au dépôt des conglomérats. Le fait que l'on ne trouve pas de galets de dacitoïde ne s'oppose pas à cette hypothèse ; en effet dans toute la région les filons ne dépassent pas les terrains nettement métamorphiques et ces roches non plus ne se retrouvent jamais en galets dans les conglomérats. On peut donc penser à la suite de P. HUVELIN, que les terrains paléozoïques métamorphisés et injectés de filons n'ont pas été atteint par l'érosion lors du dépôt des conglomérats du Westphalo-Autunien.

Les filons de dacitoïdes se sont donc mis en place entre la fin de la phase N 140 et le dépôt des conglomérats.

5.3. Les laves du Westphalo-Autunien

Un volcanisme acide se développe pendant et après le dépôt des conglomérats. Il est intense dans la partie orientale des Rehamna, à l'est du massif ordovicien d'Allahia, au Draa-el-Kohol, et à Nzala-el-Haracha au sud.

Les laves, de couleur violette ou verdâtre se présentent en coulées massives, ou en nappes à structure fluidale. Des déformations dans les coulées ont été observées à l'est du massif d'Allahia, ce sont des replis formés lors de la mise en place de ces laves visqueuses.

Au sein d'un même massif, il y a variation du type pétrographique. La texture fluidale est soulignée par des microlites de plagioclases, localement il s'y mêle de la chlorite. Parmi les phénocristaux, le quartz à bordures corrodées est toujours présent en faible quantité. Le plagioclase selon les échantillons est plutôt sodique (An 10 %, oligoclase) ou plutôt calcique : il peut atteindre An 40 %. Les cristaux zonés sont fréquents, la

périphérie, plus acide, est séricitisée. L'altération des plagioclases donne aussi de la calcite et de l'épidote. Dans les faciès massifs, la biotite est bien développée, mais souvent altérée en chlorite. On note la présence d'oxydes de fer, d'apatite et de zircon.

Pour M. GIGOUT (1951) ces roches éruptives sont à ranger parmi les laves acides allant des rhyolites aux dacites. Les analyses chimiques effectuées confirment ces conclusions. L'essentiel des mesures se regroupent sur diagrammes (fig. 47) dans le domaine des latites quartzifères. L'échantillon A 49 marque le pôle rhyolitique avec une très forte teneur en K_2O.

6. CONCLUSIONS GENERALES

Des conclusions partielles ont été dégagées dans le courant de ce mémoire (stratigraphie : § 22.5, 26.3 ; tectonique : § 32.3, 3.4 ; métamorphisme : § 422.6, 4.4 ; magmatisme : § 5.4). On en rappellera seulement ici les points essentiels, en dégageant les problèmes qui restent posés.

- Stratigraphie

La stratigraphie du Primaire a été précisée (fig. 6, 9 et 10). Le fait qu'elle soit en partie datée par des fossiles permet de la prendre comme référence pour la datation des séries épimétamorphiques des Rehamna centraux et occidentaux.

Trois problèmes de datation restent cependant imparfaitement résolus. Dans le Paléozoïque anchimétamorphique du nord, c'est l'attribution au Cambrien de la formation de Sidi-bou-Oukfa et l'attribution à l'Ashgill de la série flyschoïde du Goulibet. Aucun argument paléontologique décisif n'étaye ces attributions, fondées uniquement sur des analogies de faciès.

Au sud l'âge des formations métamorphiques, entièrement privées de fossiles, reste aussi problématique. Pour la formation des Ouled-Hassine, l'attribution au Dévonien paraît cependant très probable. L'attribution des micaschistes à amphibolites au Viséen supérieur est argumentée plus à l'est par JENNY (1974).

- Tectonique et métamorphisme

L'étude de la tectonique et du métamorphisme permet de retracer l'évolution de la région au cours de l'orogenèse hercynienne. Les principaux résultats ont été regroupés dans le tableau ci-contre. Les comparaisons avec les Rehamna centraux et occidentaux ont été évoquées plus haut (§ 3.4. notamment) et feront l'objet d'un travail commun.

Ages	Evénements hercyniens	TECTONIQUE			METAMORPHISME			MAGMATISME
		Jb-Kharrou - El-Mesrane	Koudiat-el-Adam	Ouled-Hassine	Jb-Kharrou - El-Mesrane	Koudiat-el-Adam	Ouled-Hassine	
		Jeux de failles tardifs N 70 - 80						Coulées de latites et trachy-andésites
Westphalo-Autunien		Erosion et dépôt des conglomérats du Westphalo-Autunien						
		Fractures et kink-bands						Filons de dacitoïdes
	D_4	Déversement avec écaillage, chevauchement vers le SSW	Basculement du plan axial des replis N 140 - 150					
				Replis N 40 locaux.				
	D_3	Réorientation en N 120	Décrochements dextres N 140-150. Courbure de la partie N en E-W. S_3 de fracture	Décrochements dextres N 140-150. S_3 de fracture			Métasomatose Métamorphisme de contact	Mise en place des granites
	D_2	Cisaillements probables dans S_0 et S_1. Amorce de courbure	Cisaillements dans S_1	Cisaillements obliques ou parallèles à la foliation, avec décrochement dextre. Plis P_2 avec S_2 et foliation II, lignes de glissement et déversement vers l'W			Mésozone Phénoblastes de grenat, chloritoïde et staurotide	
Viséen sup.	D_1	Plis N 40 S_1 de fracture	Plis N 40 déversés NW. S_1 de flux	Plis N 40 déversés NW ; chevauchement sur la zone de la Koudiat-el-Adam. S_1 de flux et foliation I.	Anchizone	Anchizone au N Epizone au Sud	Epizone	

Succession des événements tectono-métamorphiques hercyniens dans les Rehamna orientaux.

L'orogenèse débute par une phase de plissement N 40 accompagnée d'un métamorphisme épizonal croissant vers le S. Le style des déformations varie avec l'intensité du métamorphisme, on passe du nord au sud d'une schistosité de fracture à une schistosité de flux puis à une foliation. L'unité des Ouled-Hassine se déverse en chevauchant l'unité de la Koudiat-el-Adam. Les plissements et les cisaillements qui suivent la 1ère phase sont comtemporains d'un métamorphisme mésozonal localisé dans la partie sud du massif. Ces conditions mésozonales sont liées d'une part à la tectonique d'autre part à un bombement des surfaces isothermes que l'on rattache à une remobilisation du socle en profondeur avec anatexie (MICHARD 1968, PIQUE 1972).

La manifestation ultime de ce phénomène thermique est le métamorphisme de contact, lié à la mise en place d'apex granitiques. Le métamorphisme de contact serait en partie antérieur aux décrochements dextres N 140. Les granites ont achevé leur mise en place après cet épisode, aucune déformation n'y ayant été observé.

La zone du Kharrou-El-Mesrane réorientée en N 120 après la phase de décrochement est affectée par des déversements vers le NW, accompagnées de décrochements N 80. Après les écaillages on ne note que quelques mouvements très réduits. Les filons de dacitoïdes se mettent en place à cette époque, avant le dépôt des conglomérats du Westphalo-Autunien qui représentent les produits de démantèlement de la chaîne. Le magmatisme tardi-orogénique reste actif comme le montrent les importantes coulées de laves à composition de latites qui surmontent les conglomérats.

Les derniers mouvements correspondent à un bombement général du massif avec des jeux de failles accompagnés de flexures redressant les conglomérats. La formation de ces "molasses" est surtout importante au N, dans le fossé de Mechra-ben-Abbou.

Si l'attribution au Viséen supérieur des formations micaschisteuses à amphibolites est exacte, le paroxysme orogénique est postérieur à cette période (voire au Namurien *p.p.*). On sait qu'il en est de même dans les Jbilete. C'est après la mise en place de nappes de glissement pendant le Viséen supérieur que s'y déroule le plissement paroxysmal avec écaillage des terrains antéviséens (HUVELIN 1967, 1970). D'après les indications de P. HUVELIN nous avons pu observer (MICHARD, *C.R. Act. Serv. Carte géol.* 1972) que des plis synschisteux dirigés N 20 environ et accompagnés d'un métamorphisme épizonal affectent la série du Sarhlef, d'âge viséen supérieur.

Dans la région des Smaala (Maroc central), le paroxysme orogénique avec développement de plis synschisteux est postérieur au Viséen supérieur (Y. CAILLEUX comm. orale). La mise en place de nappes de Viséen supérieur avec écaillage des formations antéviséennes peut être rapprochée des déversements observés du Jbel Kharrou. De même en Meseta côtière plissement synschisteux et métamorphisme seraient postérieurs au Viséen supérieur (A. PIQUE, travaux en cours).

Toutes ces régions se distinguent de la partie E du Maroc central (région de Khenifra) où la phase antéviséenne, avec son plissement synschisteux et son métamorphisme épizonal, peut faire figure de "phase majeure" de l'orogenèse hercynienne (ALLARY *et al.* 1972).

Dans les Rehamna méridionaux, au fort métamorphisme post-viséen, il est difficile de préciser l'ampleur des mouvements anté-viséens. Des faciès conglomératiques et parfois chaotiques signalent cependant l'importance des mouvements dévoniens. Seule l'étude détaillée des Rehamna septentrionaux, où Viséen supérieur et Dévonien sont fossilifères, permettra de préciser l'intensité et le style des mouvements hercyniens précoces dans ce secteur de la Meseta.

B I B L I O G R A P H I E

(commune aux thèses de Ch. HOEPFFNER et P. JENNY, Strasbourg, Avril 1974)

ALBEE A.L. (1965) : A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. - *Amer. J. Sci.*, 263, p. 512-536.

ALLARY A. (1972) : Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Khenifra et Z.A.-Jshak. - *Thèse 3ème cycle*, Montpellier.

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A., RIBEYROLLES M. (1972) : Présence de décrochements dans la Meseta sud-orientale du Maroc central. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 274 D, p. 653-656.

ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A., RIBEYROLLES M. (1972) : Les nappes hercyniennes de la Meseta sud-orientale (Maroc central). - *Idem*, p. 2284-2287.

ARTHAUD F. (1970) : Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). - *Pub. Ustela*, Montpellier, 175 p.

BAEKER H., NEGRONI P., GENDROT C. (1965) : Stratigraphie von Silur, Devon und Unterkarbon in den Randgebieten des marokkanische Meseta. - *Bur. Rech. Part. Min.*, Rabat, rapport inédit.

BARD J.P., CAPDEVILA R., MATTE Ph. (1971) : la structure de la chaîne hercynienne de la Meseta ibérique, comparaison avec les segments voisins. *In* Histoire structurale du Golfe de Gascogne. - *Publ. I.F.P., Technip*, Paris, t.1, p. 1.4.1 à 1.4.68.

CABANIS B. (1972) : Les formations paléozoïques de la région de Morlaix : leur évolution sédimentaire et orogénique. - *Thèse 3ème cycle*, Paris.

CABANIS B., FABRIES J. (1972) : Modalités du métamorphisme hercynien dans la région de Morlaix (Bretagne septentrionale). - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275 D, p. 2311-2314.

CAILLEUX Y. (1974) : Etudes géologiques dans le sud du Massif central marocain : la région des Smaala ; stratigraphie du Primaire et tectonique hercynienne. - *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg.

CAPDEVILA R. (1968) : Les types de métamorphisme "intermédiaires de basses pressions" dans le segment hercynien de Galice nord orientale (Espagne). - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266 D, p. 1924-1927.

CARD K.D. (1964) : Metamorphism in the Agnew Lake area, Sudbury district, Ontario, Canada. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75, p. 1011-1030.

CHAURIS L., HUVELIN P. (1964) : Présence de béryl dans le massif des Rehamna (Maroc). - *C.R. somm. Soc. Geol. Fr.*, p. 325-326.

CHINNERY M.A. (1965) : Secondary faulting. - *Can. J. Earth Sci.*, 3, p. 173-190.

CHOUBERT G., FAURE-MURET A. (1956) : Conglomérats de Biar-Setla, *in* Lexique stratigraphique du Maroc. - *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 134, p. 30.

DE LA ROCHE H. (1966) : Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques statistiques représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 262, p. 1665-1668.

DESTOMBES J. (1971) : L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. *in* Colloque Ordovicien-Silurien. - *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 73, p. 237-263.

DESTOMBES J., JEANNETTE A. (1966) : Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta cotière à l'Est du Casablanca au 1/50 000. Régions de Mohammedia, Bouznika et Ben-Slimane. - *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 180 bis, 82 p.

DUNOYER de SEGONZAC G. (1969) : Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. - *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 29, 320 p.

ELLENBERGER F. (1967) : Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le Bas-Languedoc (principaleme t dans l'Arc de Saint-Chinian) ; note sur les charriages cisaillants. - *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, Paris, 9, p. 87-142.

GIGOUT M. (1951) : Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale. - *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 86, 507 p.

GIGOUT M. (1952) : La terminaison orientale du massif ancien des Rehamna.- *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 95, p. 33-43.

GIGOUT M. (1956) : Recherches géologiques à Mechra-ben-Abbou. - *Trav. Inst. sci. chér.*, sér. *géol. géog. phys.*, 3, 67 p.

GIGOUT M. (1956) : Les conglomérats métamorphiques des Rehamna et roches associées. - *Idem*, 4, 149 p.

GUITARD G. (1970) : Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). - *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 63, 317 p.

HALFERDAHL L.B. (1961) : Chloritoïde, its composition, X ray, and optical propertics. Stability and occurence. - *J. Petrol.*, 4, p. 317-351.

HOEPFFNER C., JENNY P., MICHARD A., PIQUÉ A. (1972) : Nouvelles observations sur la stratigraphie du Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 275 D, p. 1737-1740.

HOLLARD H. (1973) : La mise en place au Lias des dolérites dans le Paléozoïque moyen du NE des plaines du Dra et du bassin de Tindouf (Sud de l'Anti-Atlas central, Maroc). *Idem*, 277, p. 553-556.

HOSCHEK G. (1969) : The stability of staurolite and chloritoïde and their signifiance in Metamorphism of pelitic rocks. - *Contr. Miner. Petrol.*, 22, p. 208-232.

HUVELIN P. (1961) : Sur l'âge viséen supérieur des schistes de Kettara et du Jbel Sarhlef (Jbilet centrales, Maroc). - *C.R. somm. soc. géol. Fr.*, p. 290-291.

HUVELIN P. (1967) : Nappe de glissement précoce dans les Jbilet (Maroc). - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 265 D, p. 1039-1042.

HUVELIN P. (1970) : Chevauchements et écaillages précoces hercyniens des terrains antéviséens dans le domaine atlasique (Maroc). - *Idem*, 270, p. 2760-2763.

HUVELIN P. (1971) : Faisceau de filons de microdiorite et tectogenèse hercynienne dans les Jbilete (Maroc). - *Idem*, 271, p. 28-31.

JEANNETTE D. (1971) : Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du NE de la Bretagne. - *Thèse Sci.*, Strasbourg.

JENNY P. (1974) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif. - *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg.

LAVENU A. (1972) : Etude tectonique et microtectonique d'un segment de chaîne hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central (région située entre Khenifra et Kef-en-Nsour). - *Thèse 3ème cycle*, Montpellier.

LECKWIJCK van W., SUTER G., TERMIER H. et G. (1955) : Contribution à la stratigraphie des terrains ordoviciens et gothlandiens de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès (Maroc central). - *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, II, 123, p. 9-43.

LECOINTRE G. (1926) : Recherches géologiques dans la Meseta marocaine. - *Mém. Soc. Sc. nat. Maroc*, 14, 158 p.

LOOMIS T.P. (1972) : Coexisting aluminum silicates phases in contact metamorphic aureoles. - *Am. J. Sci.*, 272, p. 933-945.

LUCAS J. (1957) : Note sur la métamorphisme de la région des Ouled-Hassine - Sidi-bou-Azzouz (Rehamna). - Rapport *S.E.G.M.*, Rabat, inédit.

MATTE Ph. (1968) : La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). - *Géologie Alpine*, 44, 128 p.

MICHARD A. (1967) : Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 347-349.

MICHARD A. (1968) : Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, p. 1639-1642.

MICHARD A. (1968) : La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien) : une échine thermique tardi-tectonique. - *Idem*, p. 1813-1816.

MICHARD A. (1969) : Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). - *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 89-91.

MICHARD A. (1972) : Recherches en Meseta occidentale. - *Rapport annuel du Serv. Carte géol. Maroc*, p. 30.

MOODY J.D., HILL M.J. (1956) : Wrench-fault tectonics. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, p. 1207-1246.

PIQUÉ A. (1972) : Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'ouest du massif. - *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg.

PITCHER W.S., READ H.H. (1960) : The aureole of the Main Donegal granite. - *Quart. J. geol. Soc.*, London, 116, p. 1-36.

RAMSAY J.G. (1967) : Folding and fracturing of rocks. - *Mc Graw-Hill*, Londres, 568 p.

RAST N. (1965) : Nucleation and growth of metamorphic minerals. *in* Controls of metamorphism. - *Oliver and Boyd*, Edinburgh, p. 73-102.

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.

RUTLAND R.W.R. (1965) : Tectonic over pressures. *in* Controls of metamorphism. *Oliver and Boyd*, Edinburgh, p. 119-136.

SPRY A. (1969) : Metamorphic textures. - *Pergamon Press*, Oxford, 350 p.

STUSSI J.M. (1970) : Le volcanisme associé au Culm des Vosges méridionales : tendances évolutives générales et géochimie de l'uranium et du thorium. - *Thèse Sci.*, Nancy, 383 p.

TERMIER G. (1936) : Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. - *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, 33, 1566 p.

TURNER F.J., WEISS L.E. (1963) : Structural analysis of metamorphic tectonites. - *Mc Graw-Hill*, New-York, 545 p.

WILLIAMS P.F. (1972) : Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui Australia. - *Am. J. Sci.*, 272, p. 1-47.

WILSON G. (1951) : The tectonics of the Tintagel area, North Cornwall. - *Quat. Jl. geol. Soc.*, London, 106, p. 393-432.

WINKLER H.G.F (1965) : La genèse des roches métamorphiques. - (Trad.) *Ophrys*, Gap., 188 p.

ZWART H.J. (1963) : Metamorphic history of the Central Pyrénées. - *Leidse geol. Meded.*, 28, p. 321-376.

TABLE DES MATIERES

Pages

Avant-Propos

1. INTRODUCTION 1

1.1. Mise en place de la région étudiée 1

1.2. Travaux antérieurs 2

2. STRATIGRAPHIE 3

2.1. Le Cambrien probable : formation de Sidi-bou-Oukfa 3

2.2. L'Ordovicien et les corrélations avec le Cambro-Ordovicien occidental 6

22.1. La formation de Drioukat 6

22.2. La formation de Demja 7

22.3. La formation d'Allahia 8

22.4. La formation du Goulibet - El-Mesrane 11

22.5. Le Paléozoïque inférieur : corrélations avec les Rehamna centraux-occidentaux 14

2.3. La Formation des Ouled-Hassine *(s.str.)* 16

2.4. Les micaschistes à amphibolites 20

2.5. Le Viséen fossilifère des Rehamna orientaux 21

2.6. Le Westphalo-Autunien ; conclusions sur le Paléozoïque supérieur 22

26.1. Le Westphalo-Autunien 22

26.2. Le Paléozoïque supérieur : conclusions 24

3. TECTONIQUE 25

3.1. Zone de la Koudiat-el-Adam 27

31.1. Première phase de déformation (D_1) 27

311.1. Les grandes structures N 40 27

311.2. Les microstructures associées à la phase N 40 29

31.2. Les cisaillements post-S_1 (D_2) 31

31.3. Les phases tardives (D_3, D_4) 32

313.1. A grande échelle : torsion des structures N 40 (D_3) 32
313.2. Petites et moyennes structures liées à la phase N 140 (D_3) 33
313.3. Les déformations postérieures à la torsion 34

3.2. Zone du Jbel Kharrou - El-Mesrane 35

32.1. Première phase de déformation (D_1) 36

321.1. Les grandes structures 36
321.2. Microstructures de la phase I 38

32.2. Cisaillement des plis et écaillage (D_3, D_4) 39

322.1. Structures observées dans l'Ordovicien 39
322.2. Contact anormal entre les formations du Goulibet-El-Mesrane et des Ouled-Hassine 41

3222.1. Limites cartographiques 41
3222.2. Importance du contact anormal 41
3222.3. Effets de l'écaillage dans l'autochtone 43

322.3. Raccord entre la zone Kharrou-El-Mesrane et le massif d'Allahia 43

32.3. Décrochements divers et failles tardives ... 44

32.4. Conclusions ; relations avec la zone de la Koudiat-el-Adam 45

3.3. Zone des Ouled-Hassine 46

33.1. Première phase de déformation (D_1) 48

331.1. Les grandes structures 48
331.2. Les microstructures 49

33.2. Les plis et cisaillements post-phase I (D_2) 50

332.1. Grandes structures 50

3321.1. Disposition cartographique .. 50
3321.2. Analyse des déformations 51

332.2. Les microstructures 56

33.3. Les phases tardives 58

333.1. Les décrochements dextre N 140 (D_3) . 58
333.2. Les replis N 40 (D_3) 59
333.3. Les plis à plan axial horizontal (D_4?) 60
333.4. Les failles tardives 60

3.4. Conclusions : les quatre "phases" de déformation . 61

4. METAMORPHISME 64

4.1. Travaux antérieurs 64

4.2. Le métamorphisme régional 65

42.1. La zone nord : massifs d'Allahia, Jbel-Kharrou, Koudiat-el-Adam 65

421.1. Données pétrographiques 65
421.2. Etude de la cristallinité de l'illite 66

42.2. La zone sud. Région des Ouled-Hassine 67

422.1. Domaine des phyllades 68
422.2. Le domaine des micaschistes : l'évolution texturale 68
422.3. Le domaine des micaschistes : la phénoblastèse 70

4223.1. Les micaschistes à grenat ... 70
4223.2. Les micaschistes à chloritoïde 72
4223.3. Les micaschistes à staurotide 73
4223.4. Conclusions 75

422.4. Les amphibolites 75
422.5. Les calcaires 77
422.6. Conclusions 77

4.3. Le métamorphisme de contact 78

43.1. Les micaschistes tachetés 79

43.2. Les micaschistes à andalousite 79

43.3. Les calcaires 81

43.4. Métasomatose potassique à proximité des granites 81

4.4. Conclusions 82

5. MAGMATISME 84

5.1. Les granites 84

5.2. Les filons de dacitoïdes 85

5.3. Les laves du Westphalo-Autunien 87

6. CONCLUSIONS GENERALES 89

Bibliographie

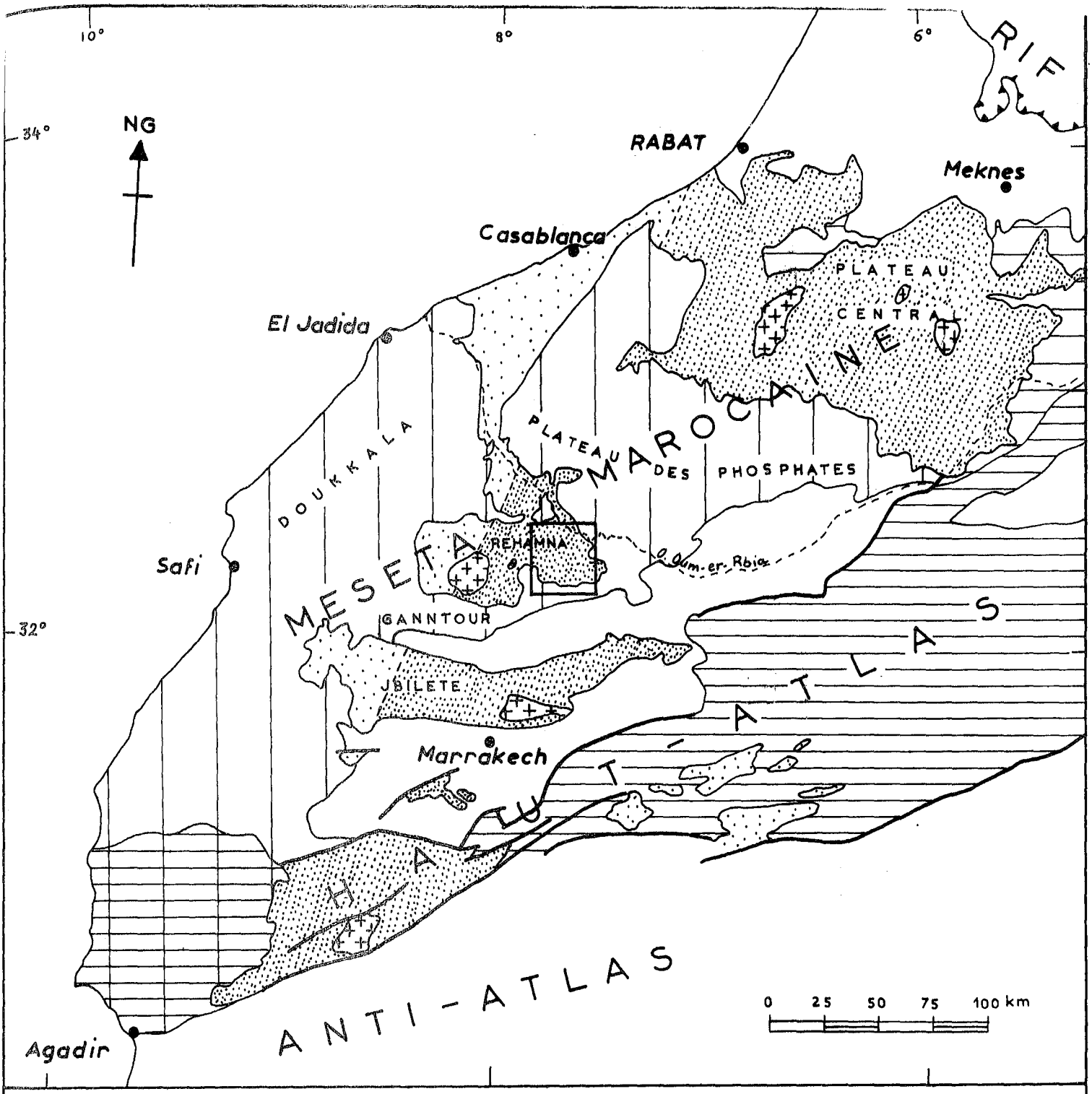


Fig. 1 Les Rehamna dans la Meseta marocaine
Situation du secteur étudié

- Sillons subsidents - Anti-Atlas
- Couverture de type atlantique subtabulaire
- Couverture de type atlantique plissée
- Couverture de type atlasique subtabulaire
- Couverture de type atlasique plissée
- Socle calédono-hercynien subcratonique
- Socle calédono-hercynien orogénique
- Granites hercyniens

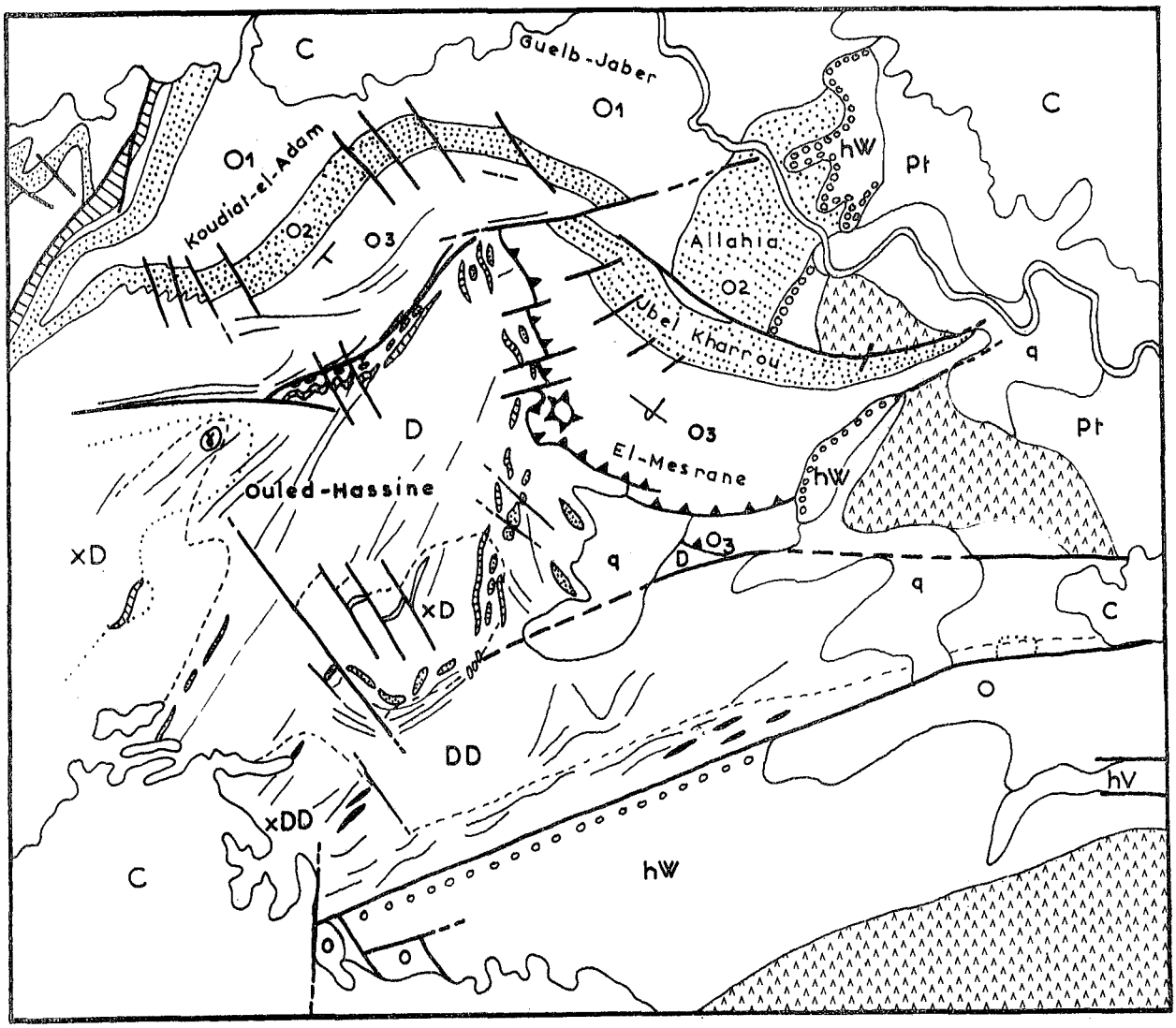


Fig. 3 : Schéma structural des Rehamna orientaux.

Echelle : 1/200 000e

O_1 : Formations de Sidi-bou-Oukfa et de Drioukat : Cambrien moyen à Ordovicien inf.

O_2 : Formations de Demja et d'Allahia : Ordovicien moyen (Llandeilo - Caradoc).

O_3 : Formation du Goulibet - El-Mesrane Ordovicien supérieur - Silurien.

D : Formation des Ouled-Hassine à calcaires et quartzites : Dévonien probable.

xD : Micaschistes de la Formation des Ouled-Hassine.

hV : Viséen supérieur - calcaires.

xDD: Formation à amphibolites de la Koudiat-Smina et de Taouaf. Viséen sup. probable.

hW : Westphalo-Autunien : conglomerats et laves acides.

Pt : «Permo-Trias» (Trias sup. ?).

C : Crétacé supérieur.

q : Quaternaire.

----Front des micaschistes à phénoblastes.

..... Limite du métamorphisme de contact.

—— Filons de dacitoïdes.

O : Ordovicien indifférencié

DD : Dévono-dinantien non différencié : schistes.

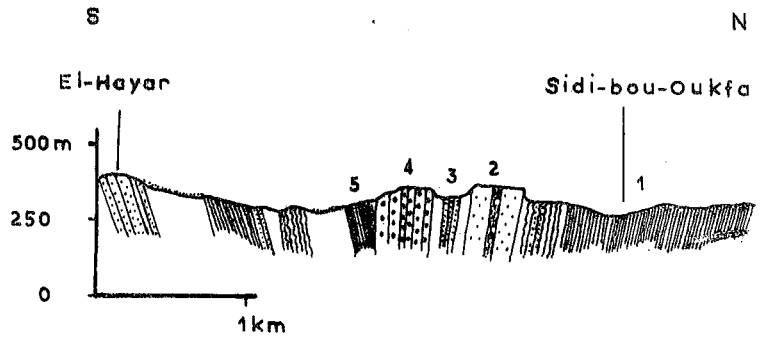


Fig. 4 : Coupe N-S dans la formation de Sidi-bou-Oukfa.
Passage du Cambrien moyen probable à l'Ordovicien.

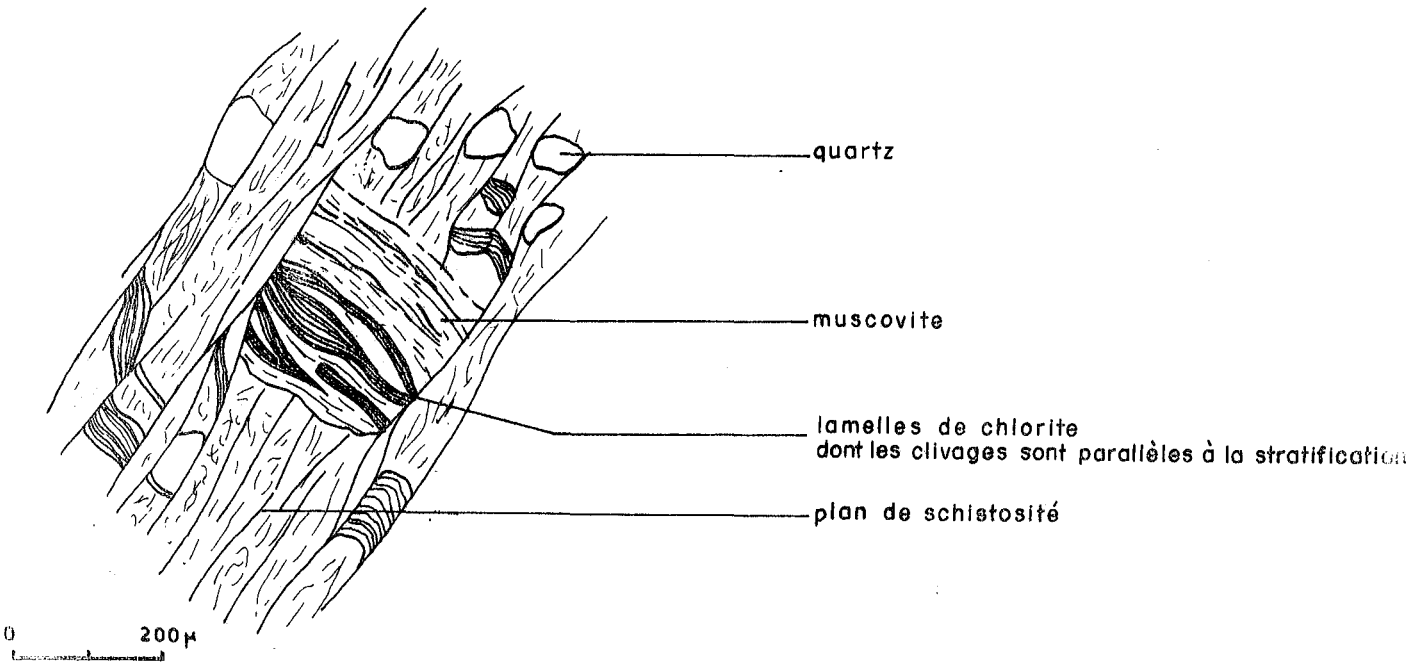


Fig. 5 : Schiste de Drioukat. Muscovite détritique partiellement chloritisée lors de la diagenèse.

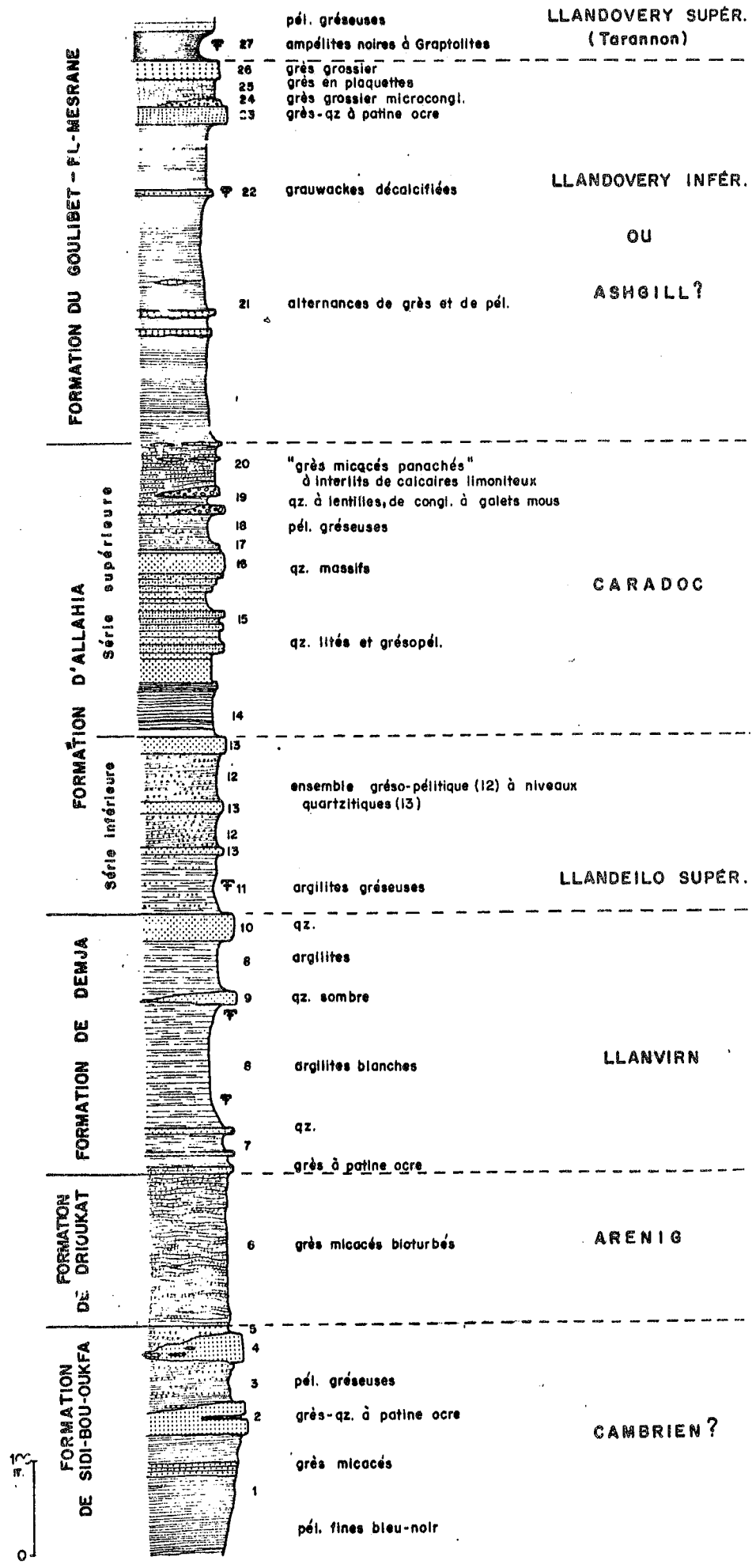


Fig. 6 Colonne lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien des Rehamna orientaux

Abréviations : qz. = quartzite ; pél. = pélite, congl. = conglomérat (ique)

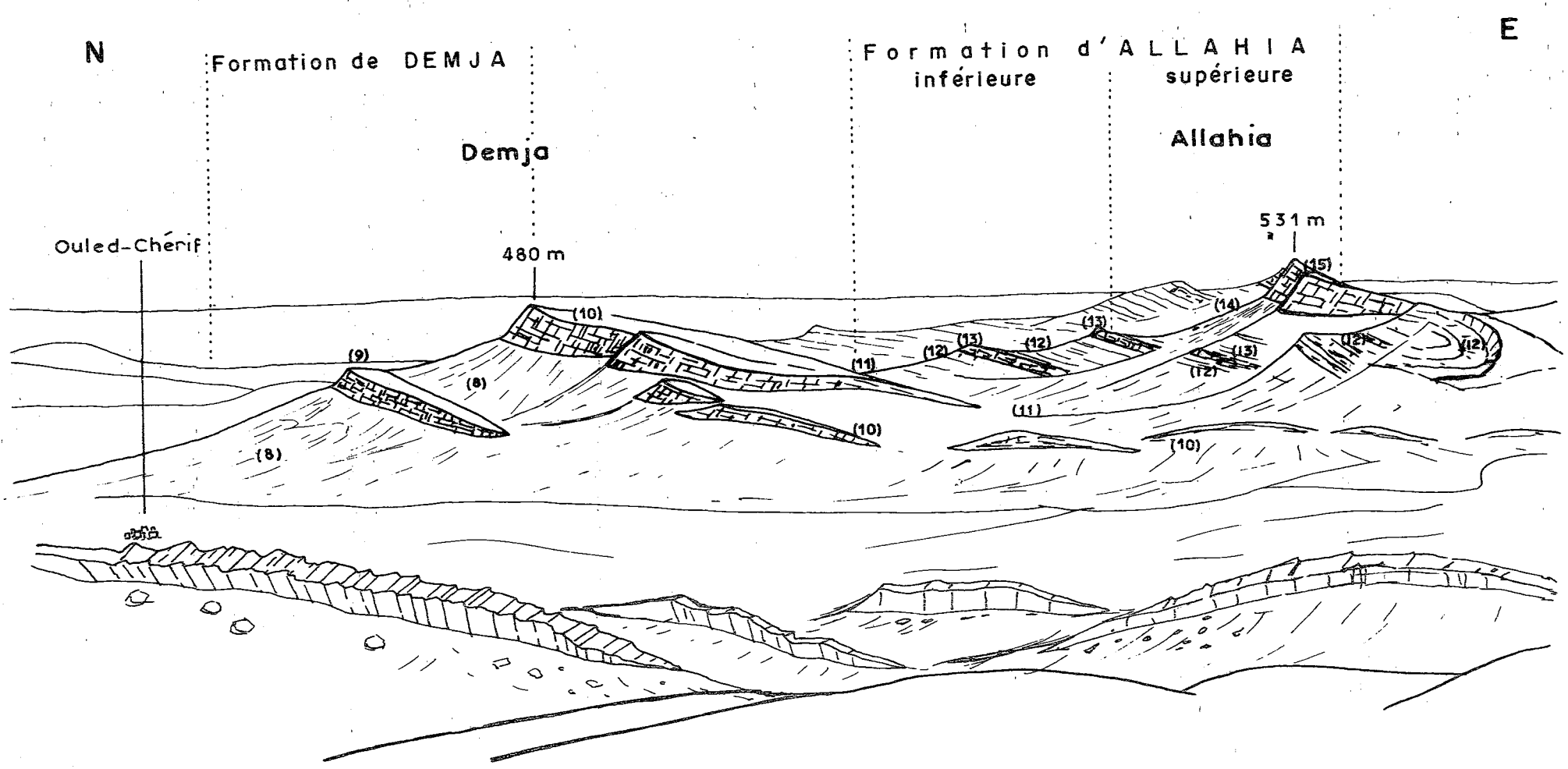


Fig. 7 : Panorama des formations de Demja et d'Allahia depuis le Jbel Kharrou (Les indices renvoient à la fig. 5 et au texte).

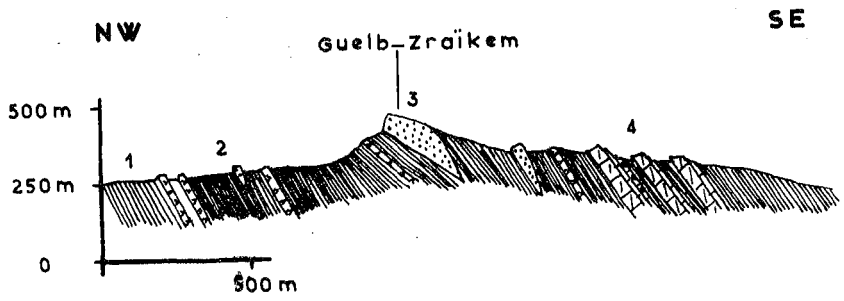
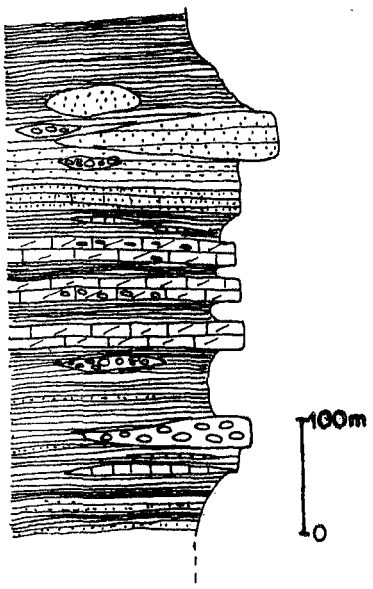


Fig. 8 : Coupe NW-SE de la Formation des Ouled-Hassine dans la région du Guelb-Zraïkem.



Schistes et phyllades

Quartzites lenticulaires dans des schistes et quartzophyllades (lentilles conglomératiques associées)

Schistes et Quartzites

Calcaires dolomitiques à niveaux siliceux et conglomératiques

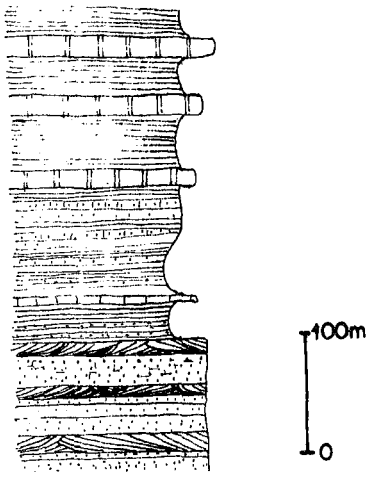
Schistes et calcschistes à lentilles conglomératiques

Conglomérat lenticulaire (Ajara - Leham-el-Begra)

Calcschistes

Schistes gréseux

Fig. 9 : Succession lithologique synthétique de la Formation des Ouled-Hassine.



Calcaires massifs à Polypiers

Schistes gréseux et grès à ciment calcaire.

Grès à ciment calcaire. Stratifications obliques

Fig. 10 : Colonne stratigraphique du Viséen fossilifère des Rehamna orientaux.

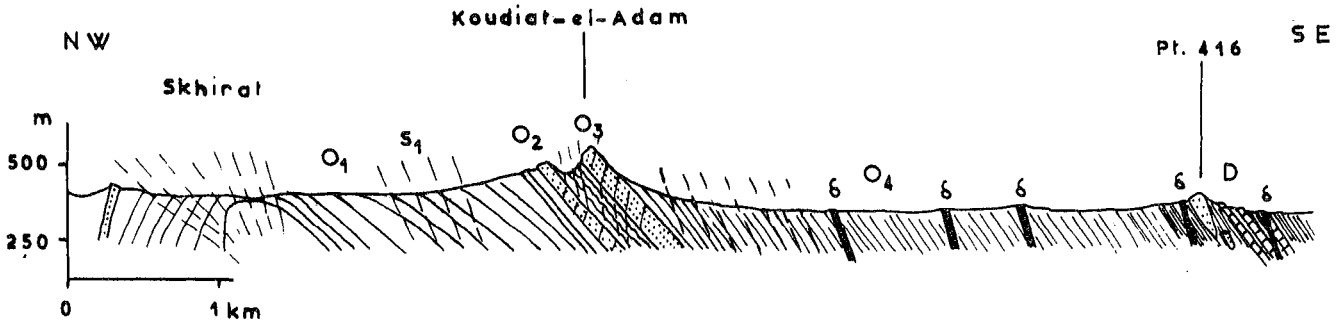


Fig. 11 : Coupe NW-SE de la structure anticlinale de la Koudiat-el-Adam.

O_1 : formation de Drioukat (Ordovicien inf.). O_2 : formation de Demja (Ordovicien moyen). O_3 : formation d'Allahia (Ordovicien moyen-sup.). O_4 : formation du Goulibet (Ordovicien supérieur - Silurien inf. ?). D : formation des Ouled-Hassine (Dévonien probable). S : filons de dacitoïdes.

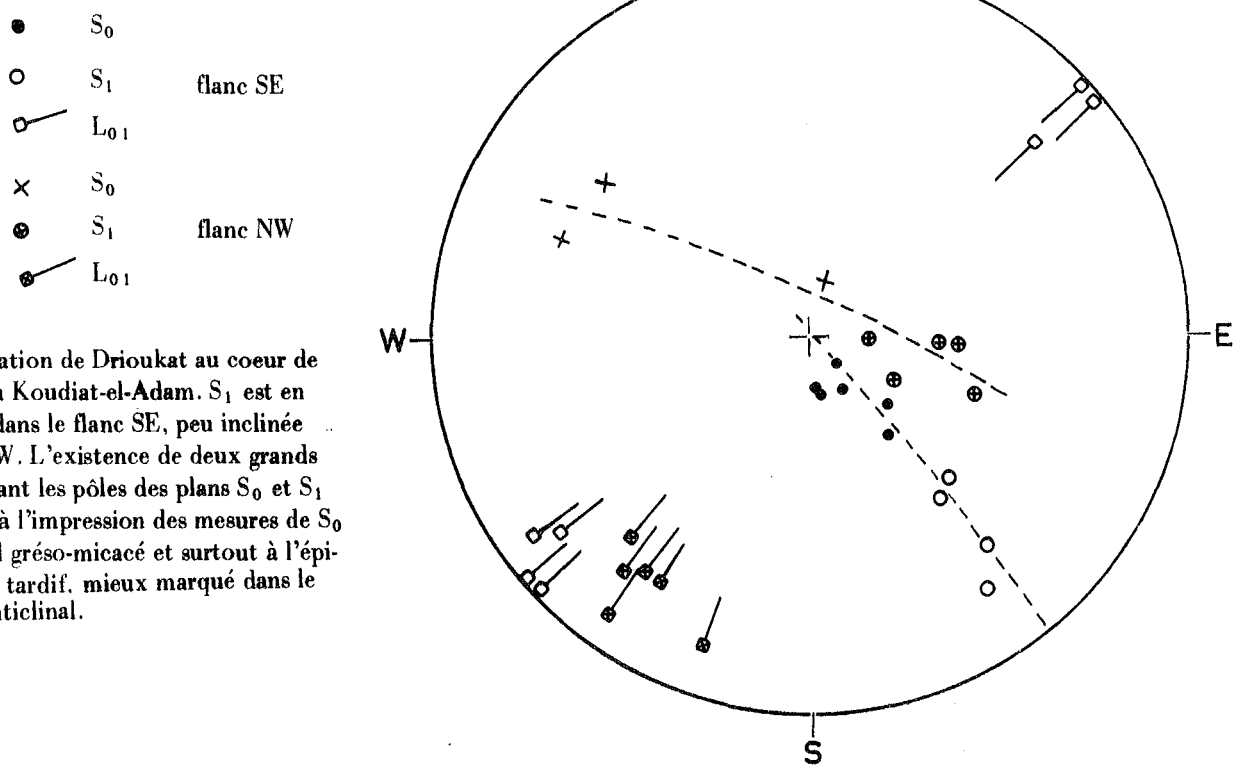
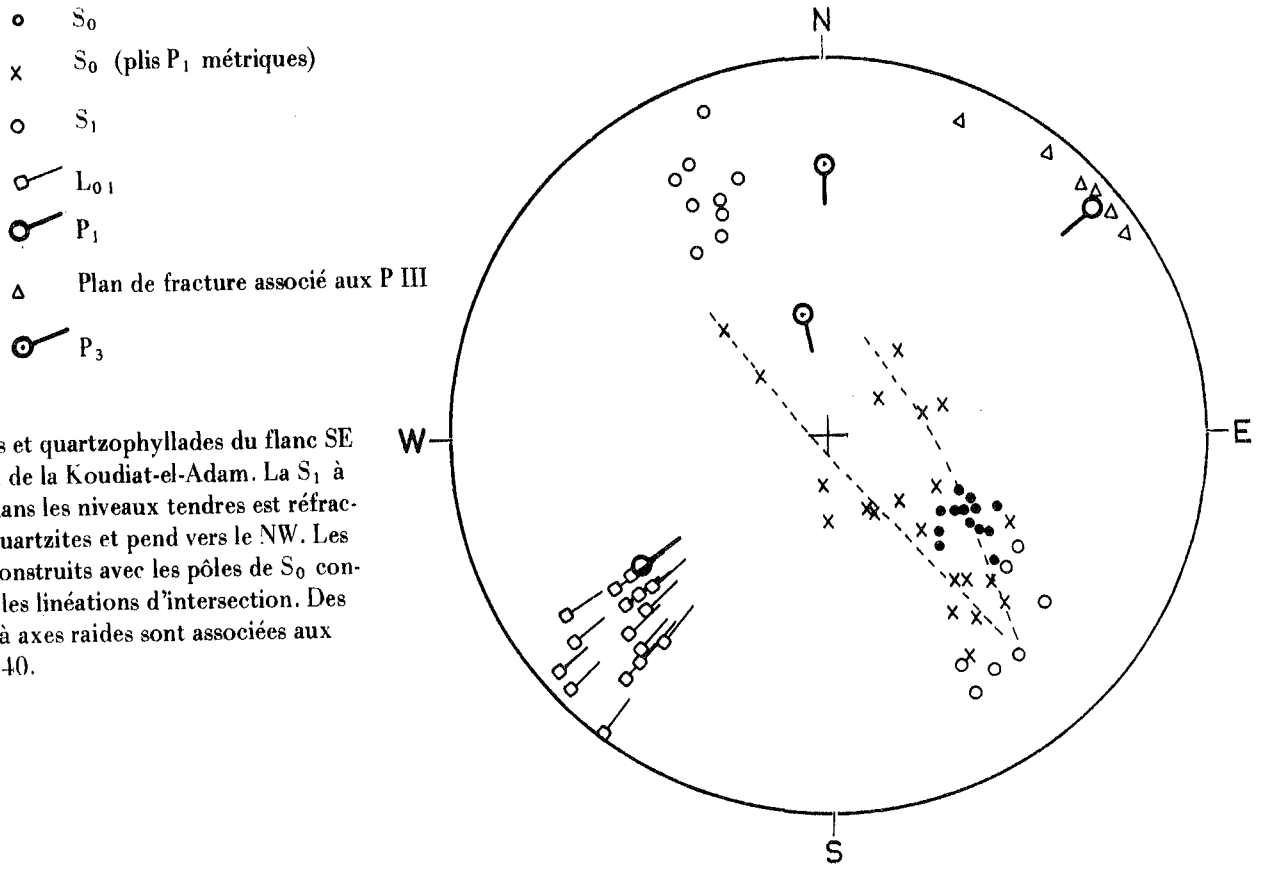
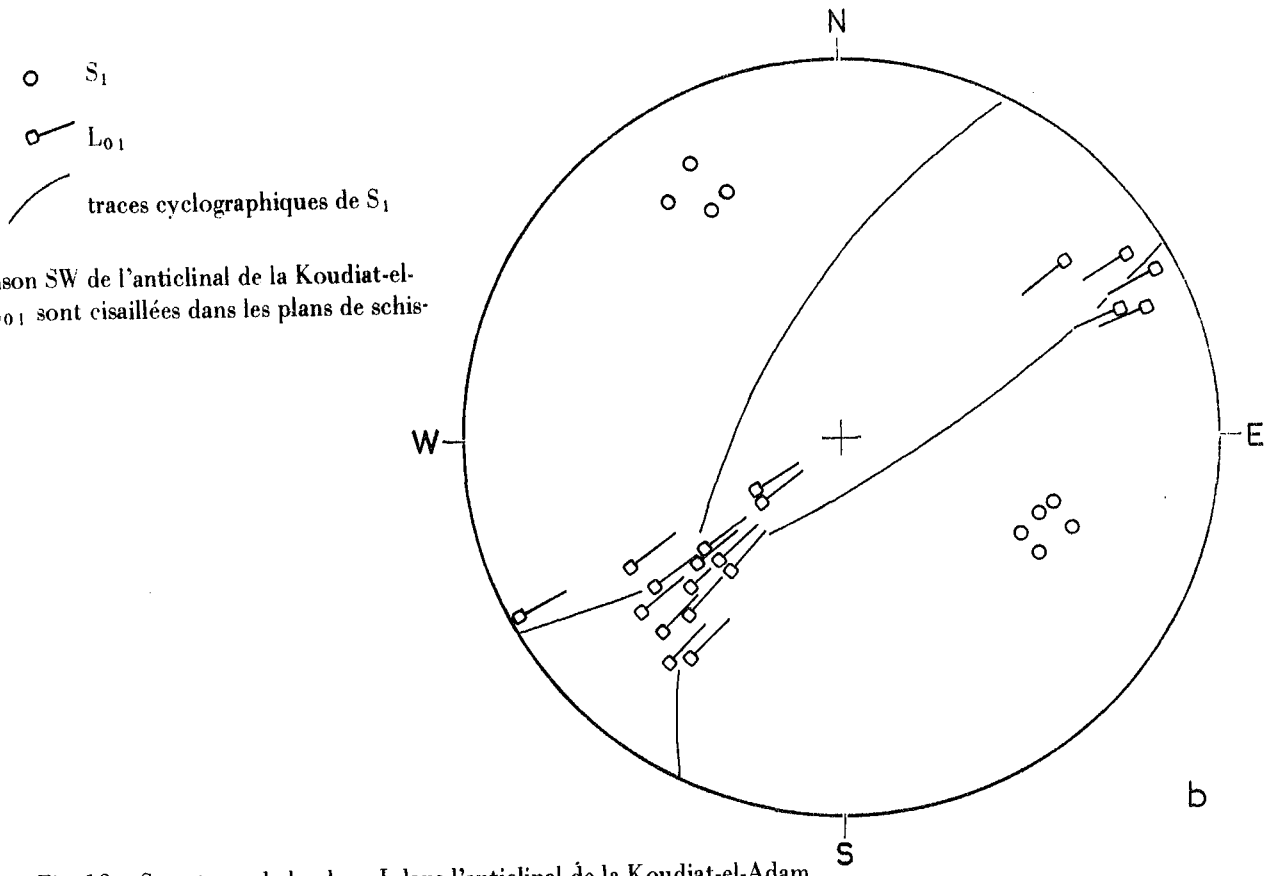


Fig. 12 : Formation de Drioukat au coeur de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. S_1 est en éventail, raide dans le flanc SE, peu inclinée dans le flanc NW. L'existence de deux grands cercles regroupant les pôles des plans S_0 et S_1 est attribuable à l'impression des mesures de S_0 dans le matériel gréso-micacé et surtout à l'épisode de torsion tardif, mieux marqué dans le flanc SE de l'anticlinal.

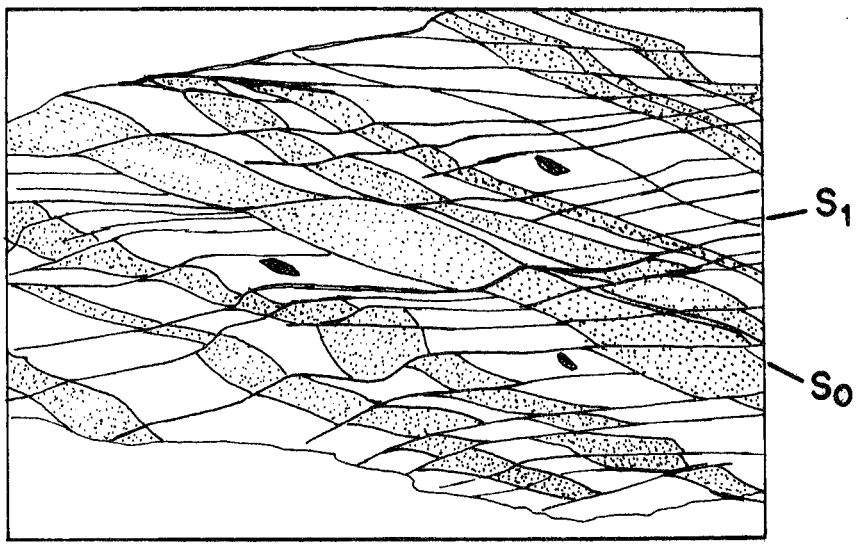


a : Quartzites et quartzophyllades du flanc SE de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. La S_1 à pendage SE dans les niveaux tendres est réfractée dans les quartzites et pend vers le NW. Les axes des P_1 construits avec les pôles de S_0 concordent avec les linéations d'intersection. Des flexures N-S à axes raides sont associées aux fractures N 140.



b : Terminaison SW de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. Les L_{01} sont cisaillées dans les plans de schistosité.

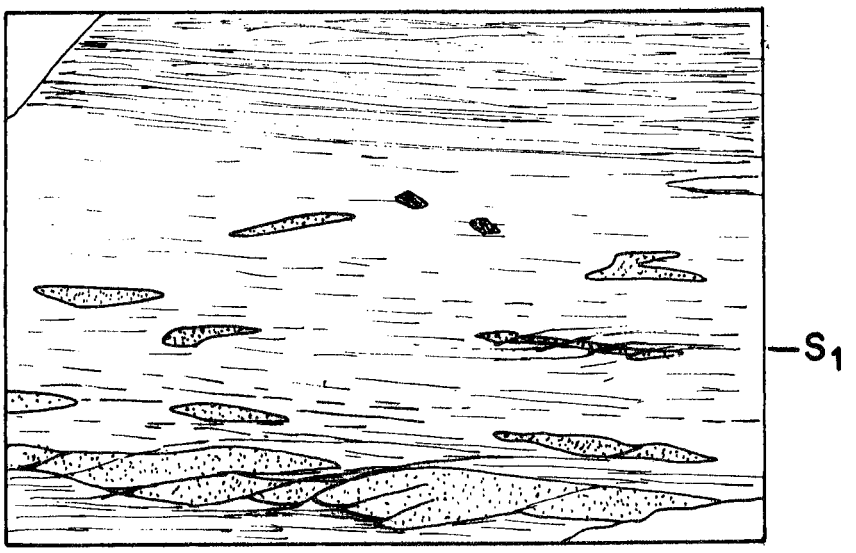
Fig. 13 : Structures de la phase I dans l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam.



a

Schistosité et stratification découpent des prismes qui se déforment en amandes par glissement le long des plans de S_1.

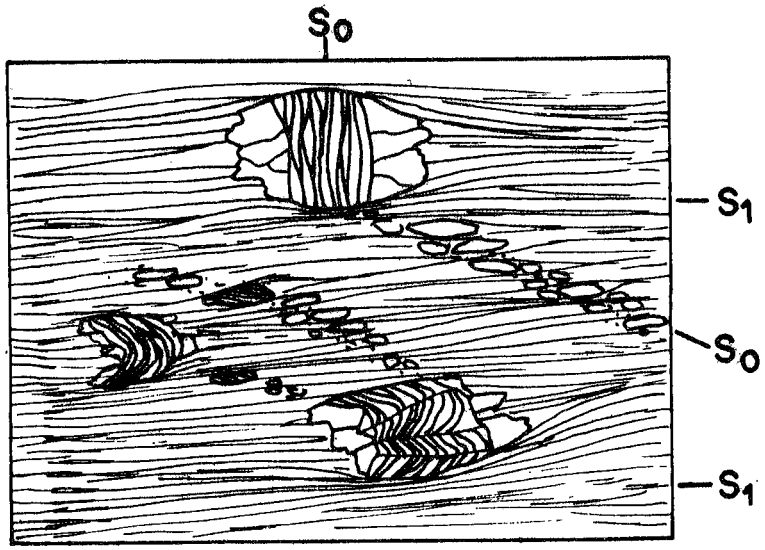
(X 5)



b

Dans les niveaux essentiellement pélitiques, les amandes gréseuses s'aplatissent dans S_1. Les clivages des chlorites indiquent S_0 (au centre).

(X 8)

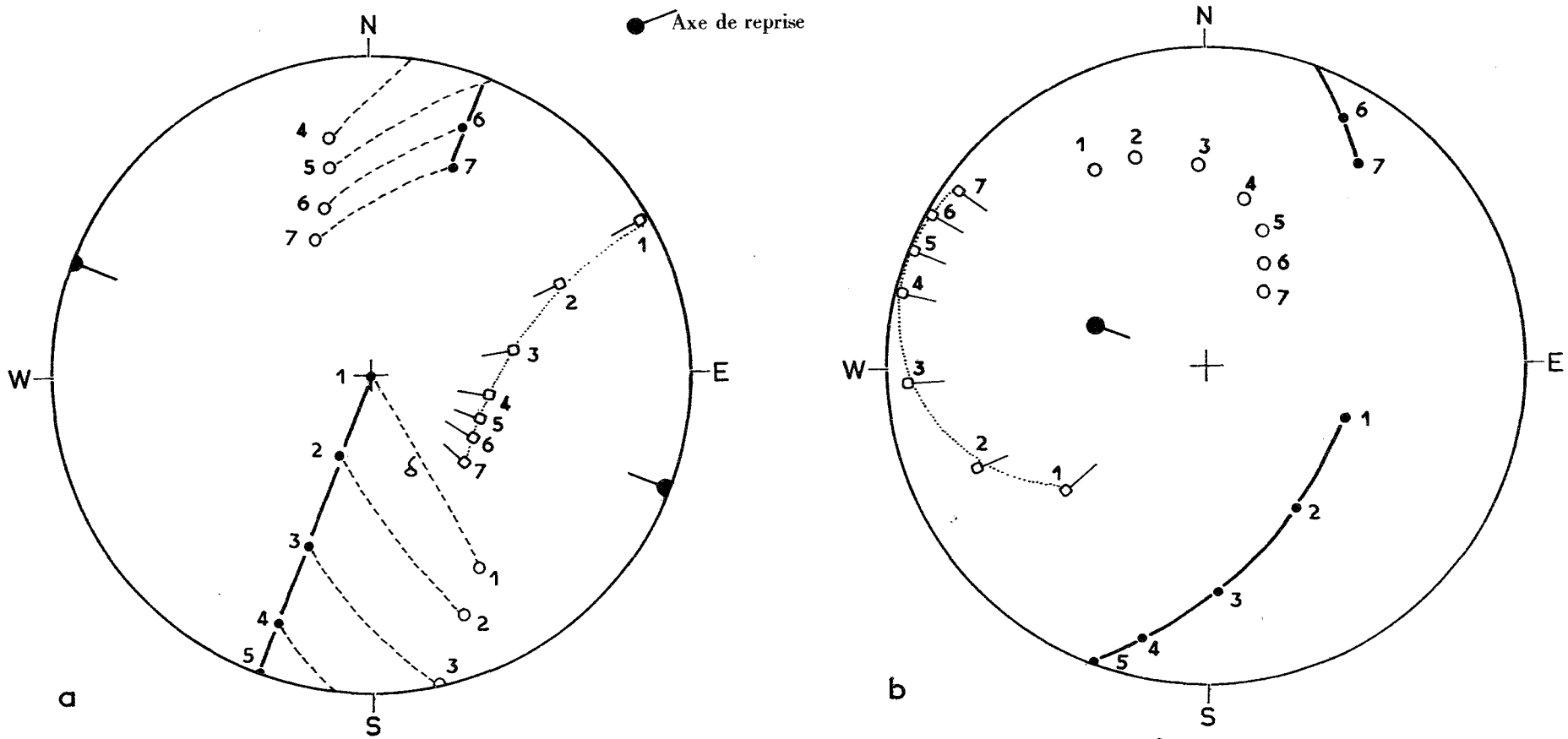


c

Chlorites diagénétiques avec halo quartzeux, plissées et knikées lors de la phase I. Les clivages obliques sur S_1 indiquent la position de S_0 soulignée également par les alignements de grains de quartz.

Fig. 14 : Microstructures de la phase I dans les phyllades de la formation de Drioukat.

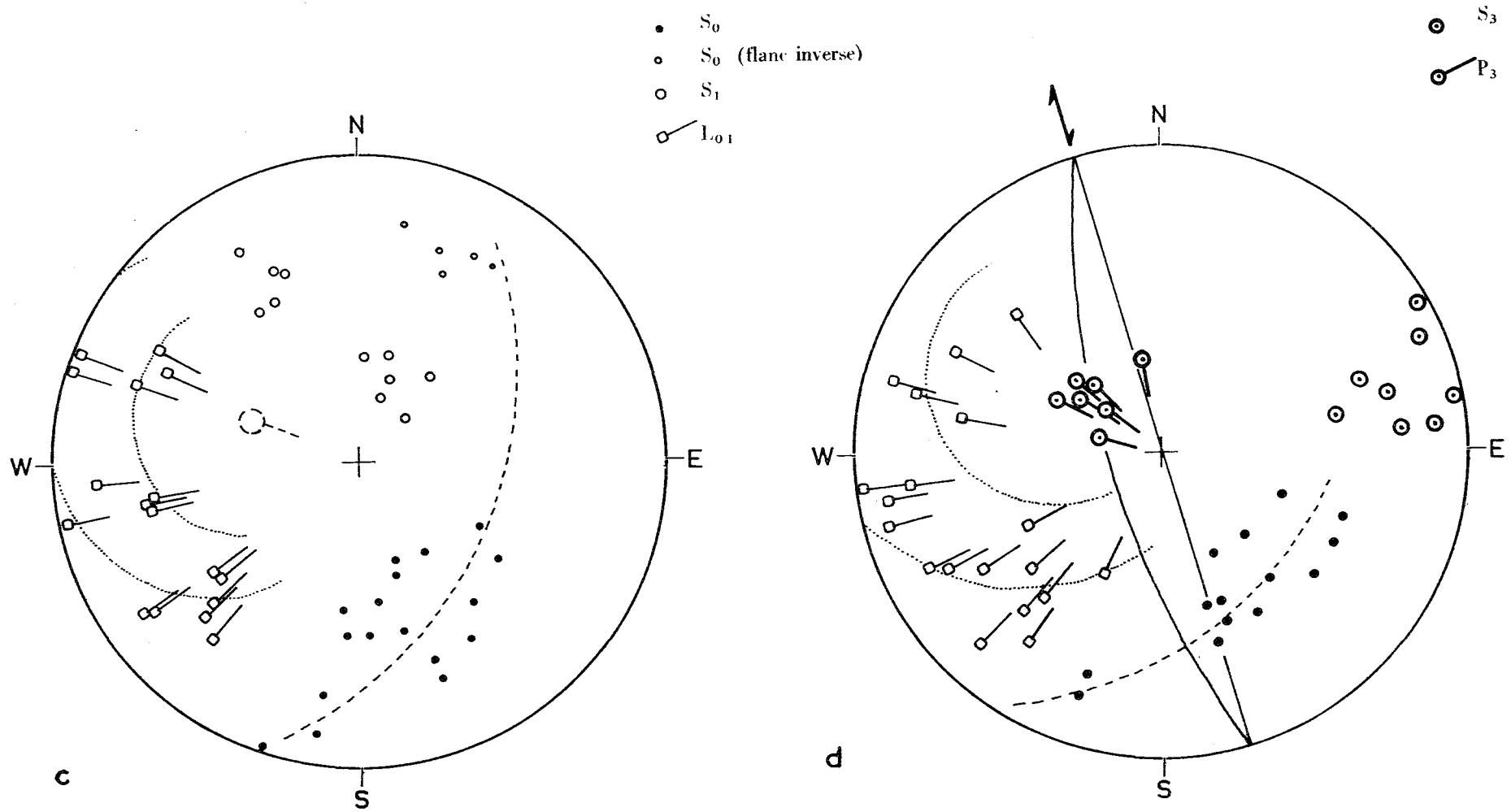
Fig. 15 a, b : Stéréogrammes théoriques montrant la dispersion de structures de 1ère génération. S_0, S_1, L_{01} dans le cas d'une reprise par un plissement de type concentrique.



Cas simple : reprise par un pli N 110, horizontal d'une linéation N 60, horizontale Les plans de stratification se dispersent sur un grand cercle, les linéations d'intersection sur un petit cercle régi par l'axe de reprise. Les pôles des plans de schistosité dessinent une trace complexe, l'angle entre S_0 et S_1 (δ) n'est pas constant, sa variation est due à une composante de cisaillement qui apparaît dans le plan de S_0 lors de la flexion (RAMSAY 1967).

Cas où l'axe de reprise plonge de 50° vers le SE.

Fig. c, d : Torsion des structures N 30 - 40 dans la partie NE de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam.



A l'échelle du massif. La S_0 des quartzites passe de N 30, 50° E à N 110 vertical et s'inverse dans le secteur d'El-Hayar. Les L_{01} tournent sur des petits cercles régis par un axe N 110, 50° E. La dispersion des plans de S_1 correspond à celle du stéréogramme théorique (15 b). Les différences s'expliquent par des erreurs de mesures et par la variation de l'angle entre S_0 et S_1 selon le matériel (quartzites et quartzophyllades).

A l'échelle de l'affleurement. Les L_{01} se placent sur un petit cercle régi par les axes des flexures associées aux décrochements dextres N 150.

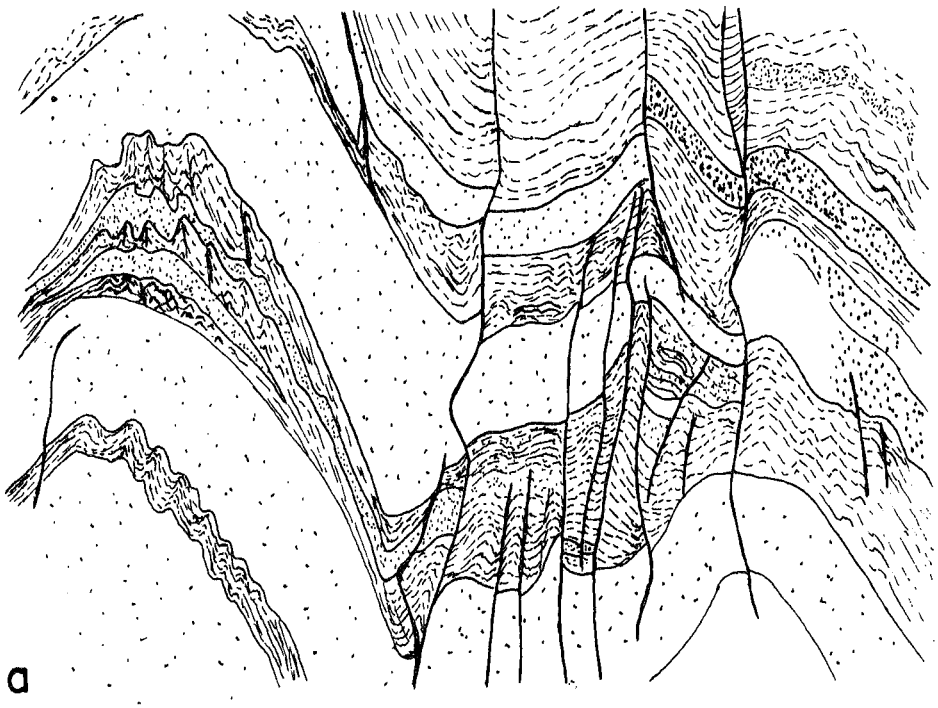
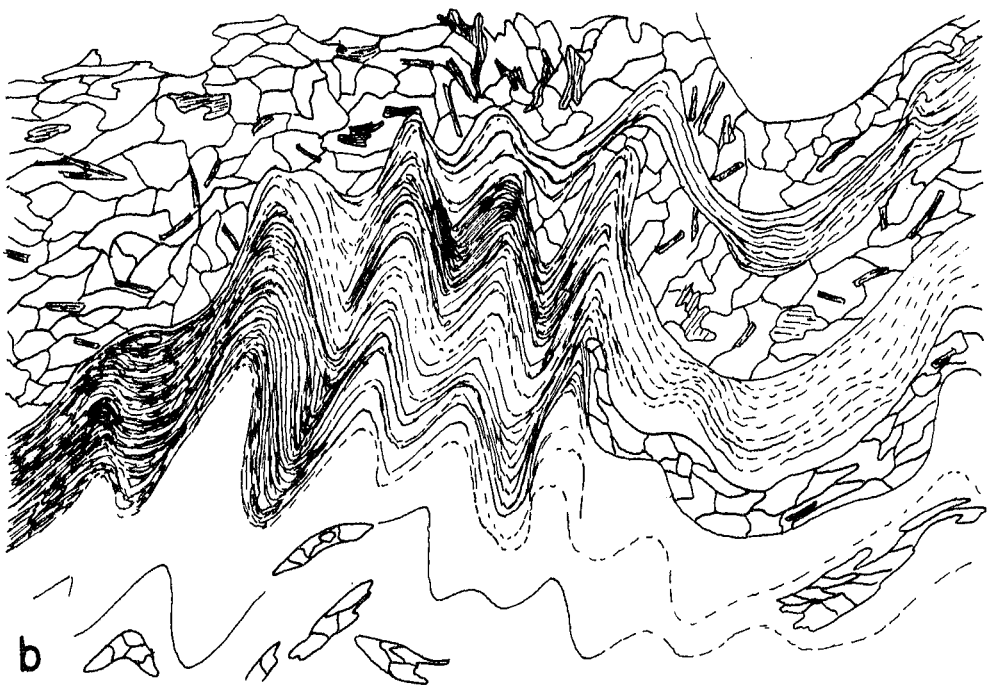


Fig. 16 : Phyllades de l'Ordovicien inférieur (Plaine de Laananat). Schistosité de fracture associée aux chevrons N 140 - N 170. Bien marquée dans les niveaux pélitiques la schistosité est souvent absente des lits gréseux où la déformation se fit par glissement couche-à-couche, rotation et recristallisation des grains.

a : lame mince en vue générale

b : détail d'une charnière



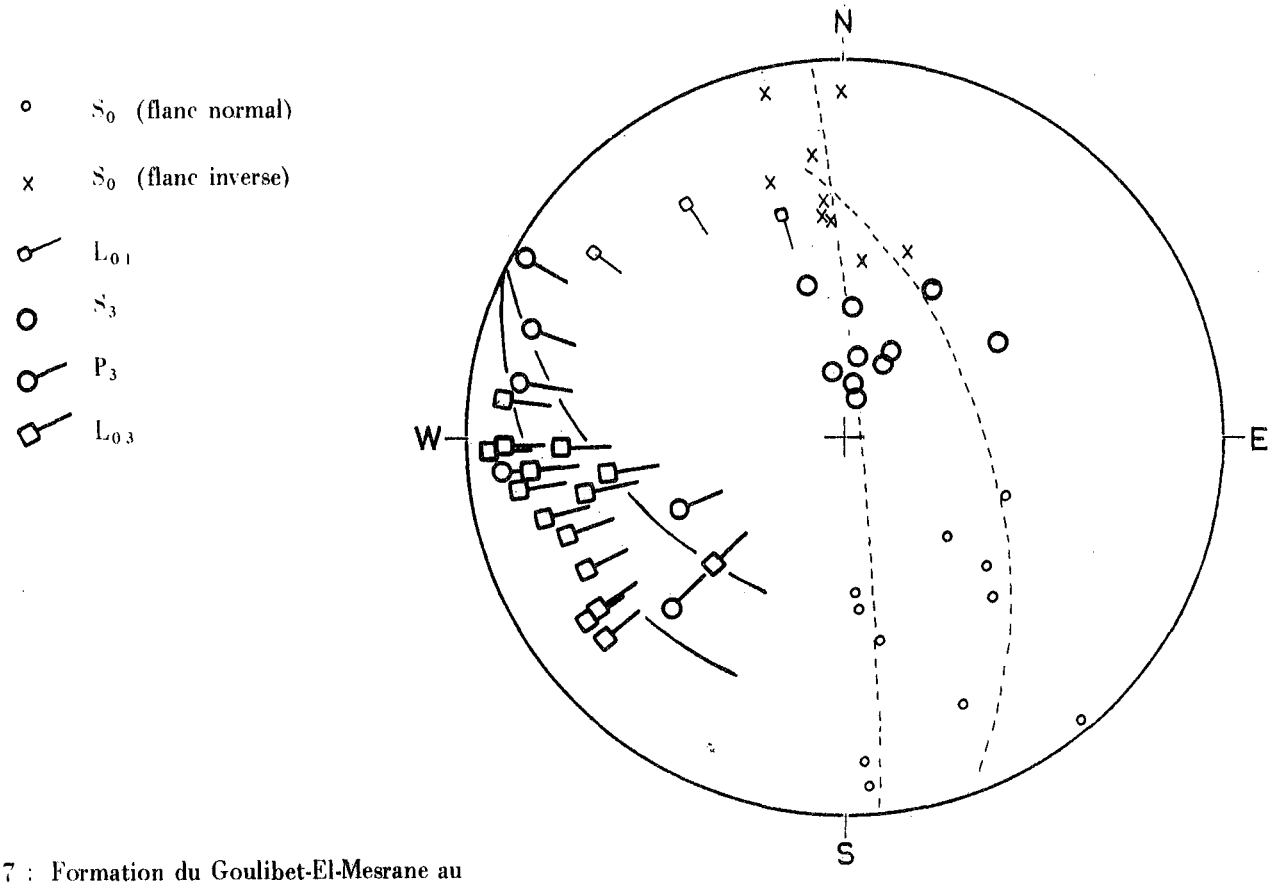


Fig. 17 : Formation du Goulibet-El-Mesrane au Sakhet-Dabbar: Les linéations et les axes des plis III sont dispersés dans le plan de schistosité S_3. Ce phénomène est attribuable à l'épisode de déversement vers le SW.

Dans les pélites S_0 et S_1 sont confondues : dans les quartzites seule S_0 est identifiable.

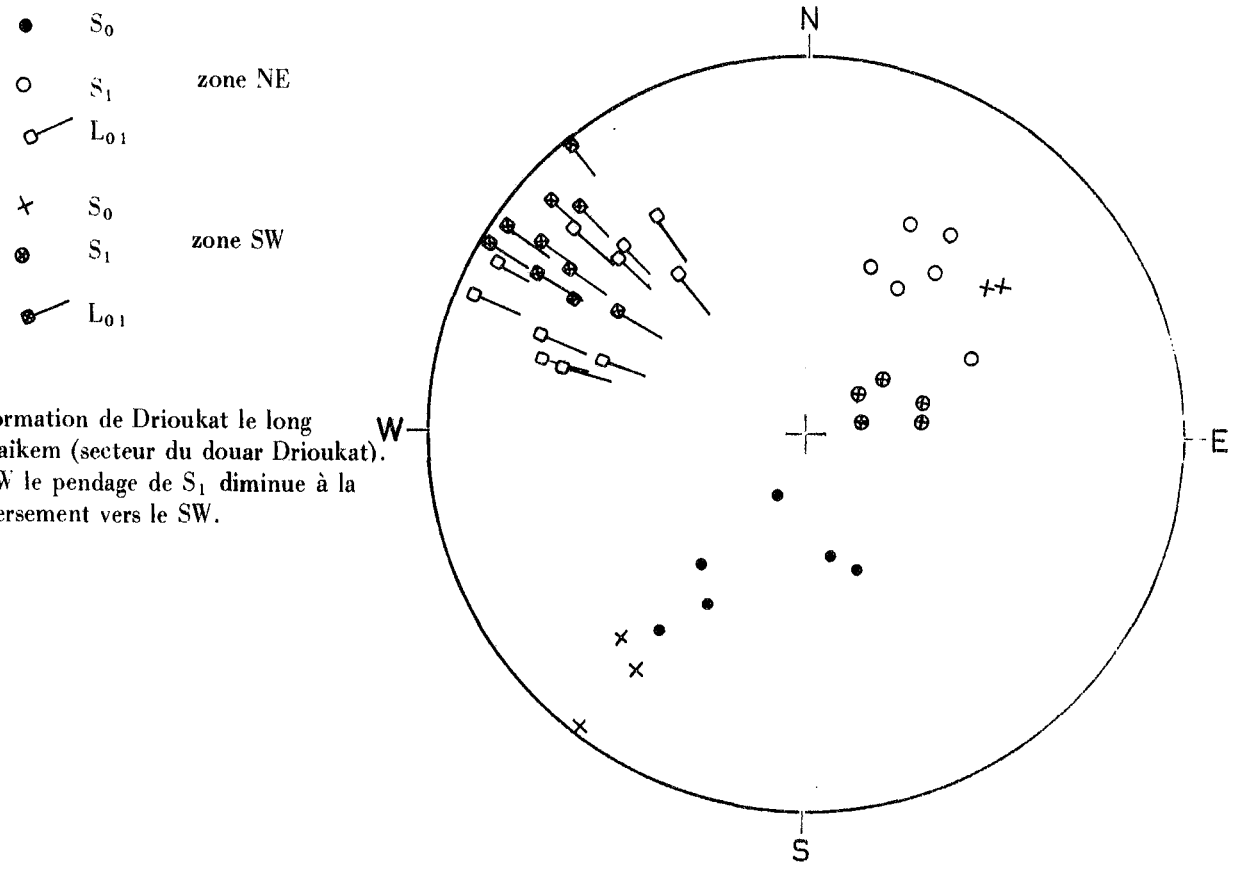


Fig. 18 : Formation de Drioukat le long de l'oued Zraikem (secteur du douar Drioukat). Du NE au SW le pendage de S_1 diminue à la suite du déversement vers le SW.

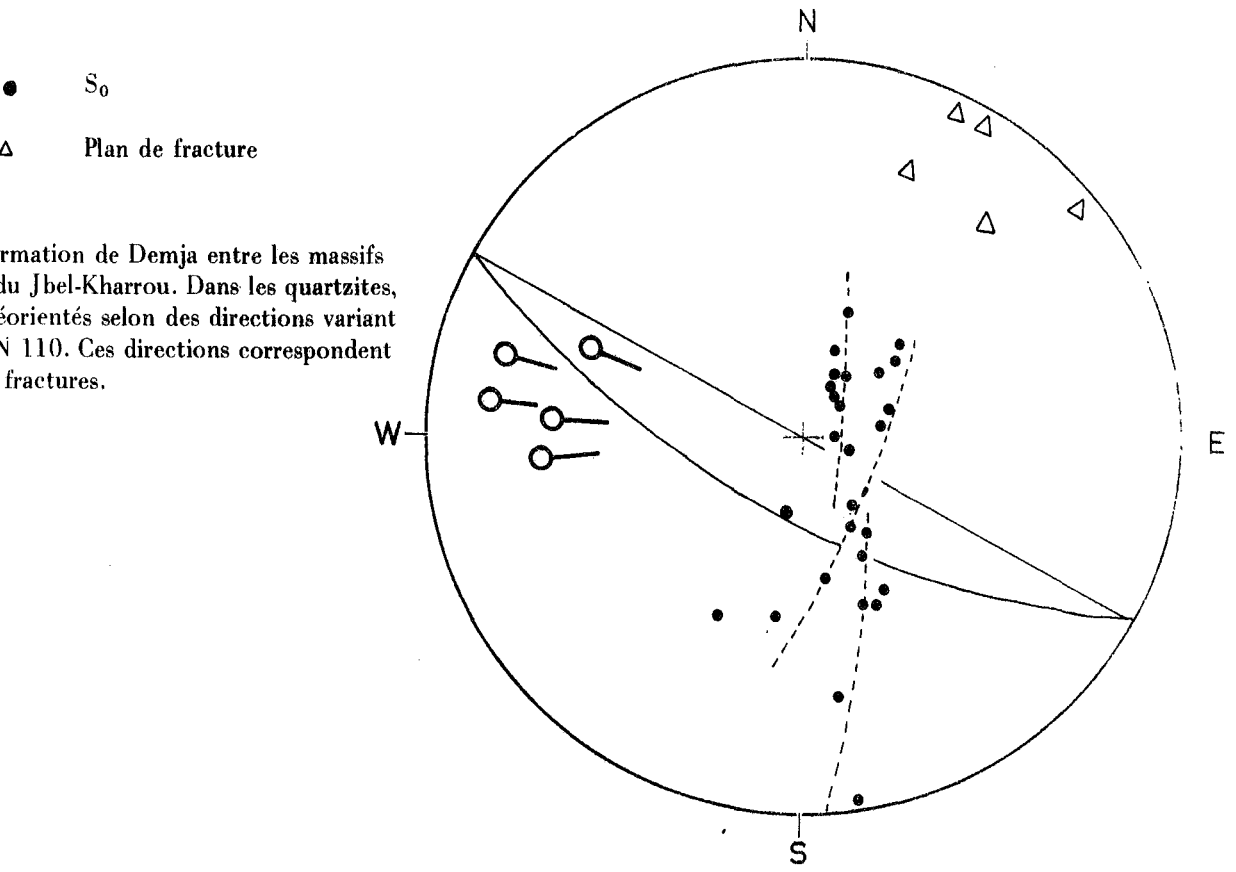


Fig. 19 : Formation de Demja entre les massifs d'Allahia et du Jbel-Kharrou. Dans les quartzites, les P_1 sont réorientés selon des directions variant du N 85 au N 110. Ces directions correspondent aux plans de fractures.

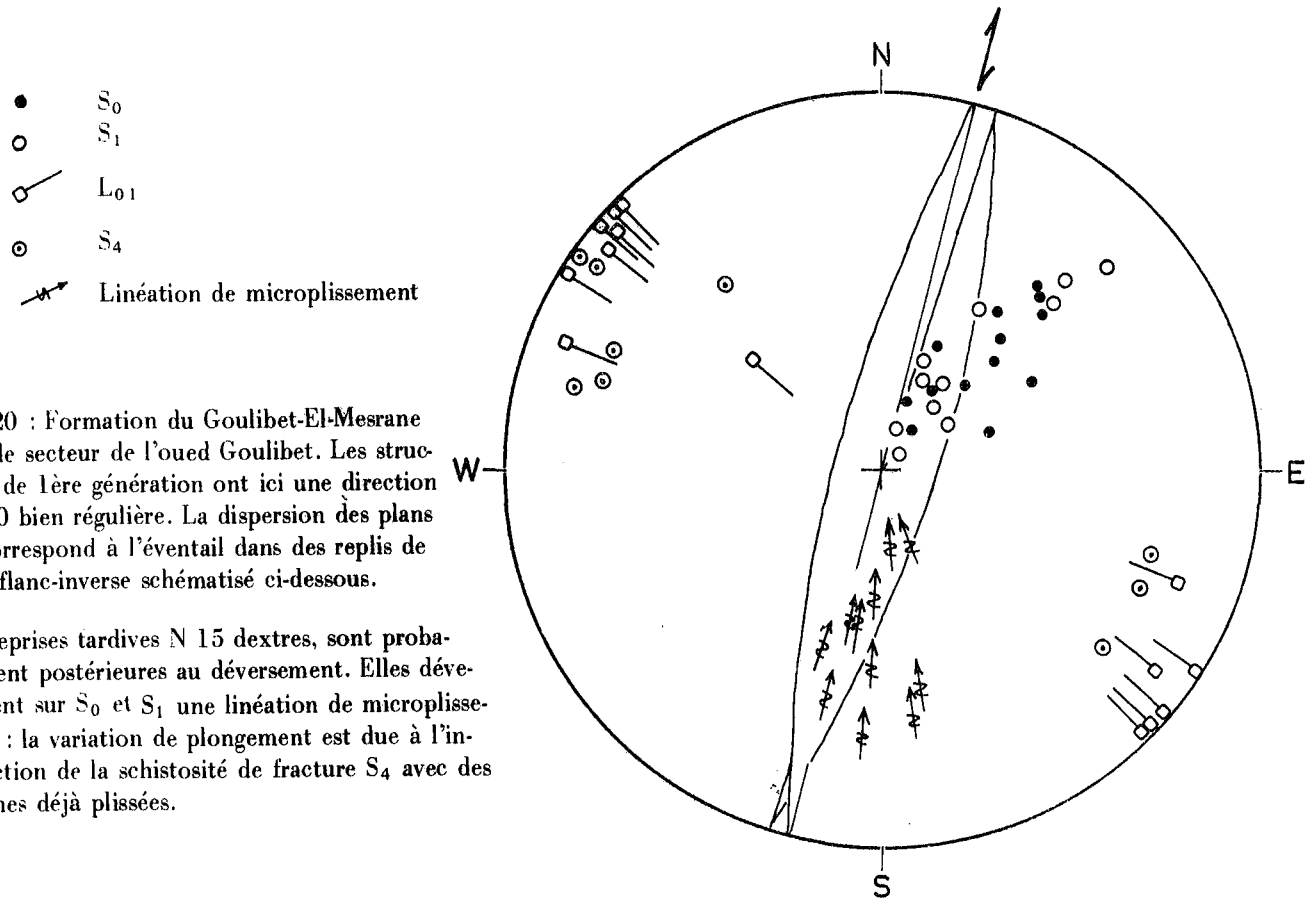
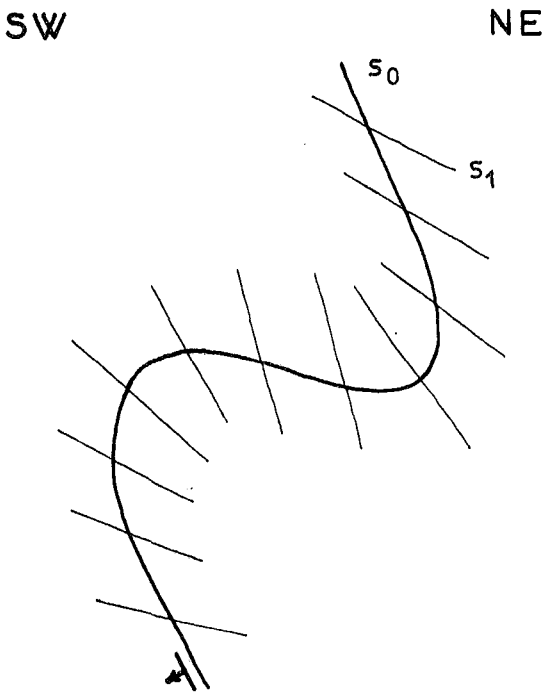


Fig. 20 : Formation du Goulibet-El-Mesrane dans le secteur de l'oued Goulibet. Les structures de 1ère génération ont ici une direction N 130 bien régulière. La dispersion des plans S_1 correspond à l'éventail dans des replis de type flanc-inverse schématisé ci-dessous.

Les reprises tardives N 15 dextres, sont probablement postérieures au déversement. Elles développent sur S_0 et S_1 une linéation de microplissement : la variation de plongement est due à l'intersection de la schistosité de fracture S_4 avec des couches déjà plissées.

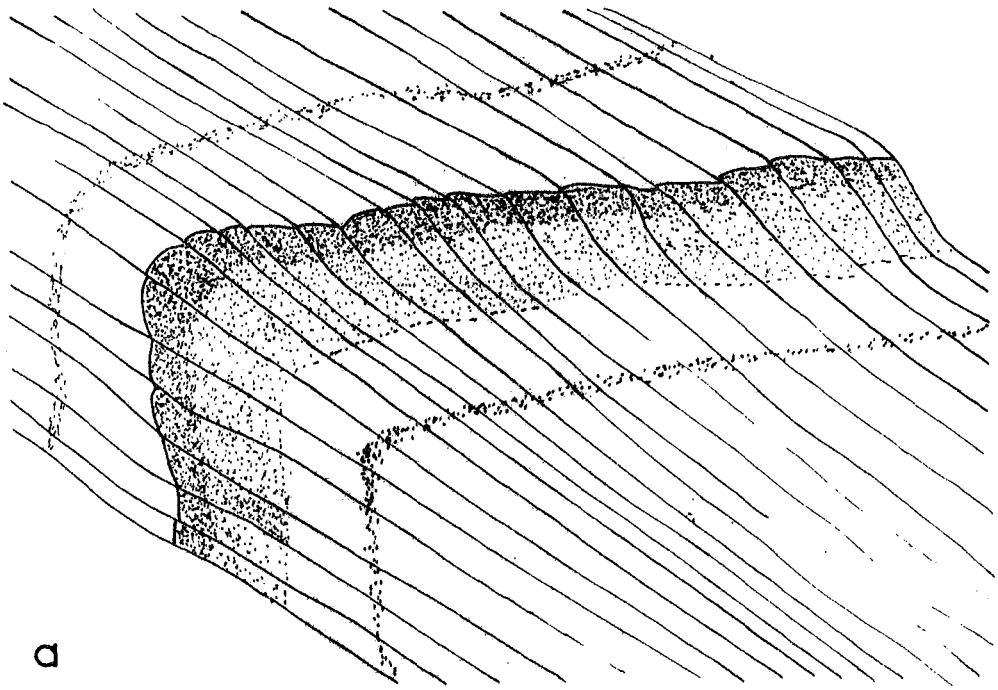


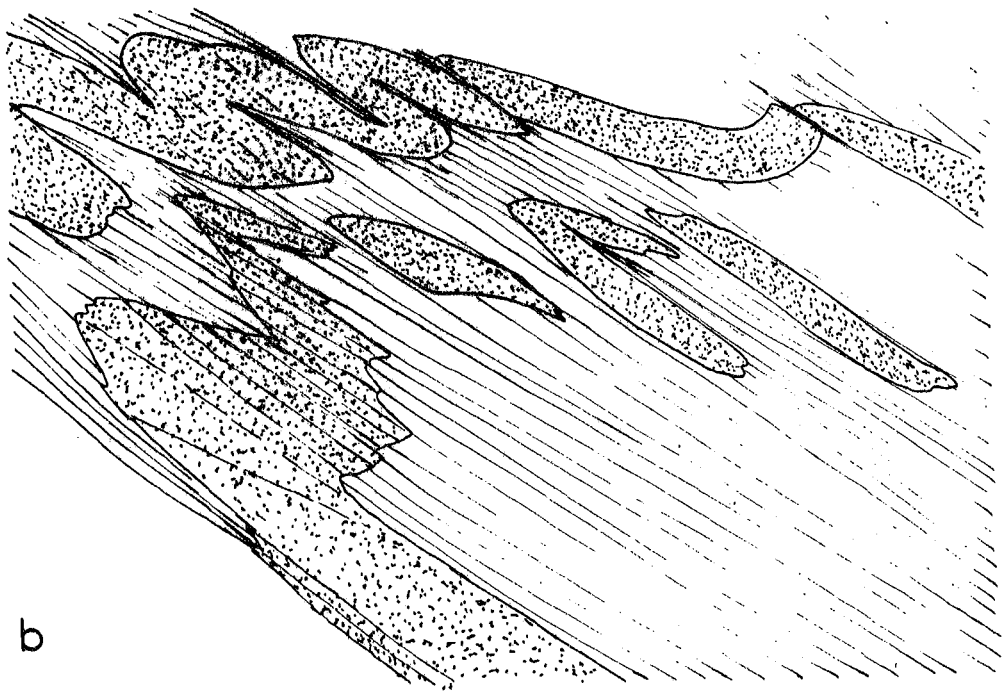
Ci-contre : Schématisation des replis de type flanc-inverse dans la formation du Goulibet-El-Mesrane. L'éventail des plans S_1 correspond à celui de la fig: 20.

Fig. 21 : Skoura – Schistes de la formation du Goulibet.

a : Pli I avec schistosité de fracture réfractée dans les lits gréseux.

b : Pli I dilacéré par rejeu le long des plans de S_1.





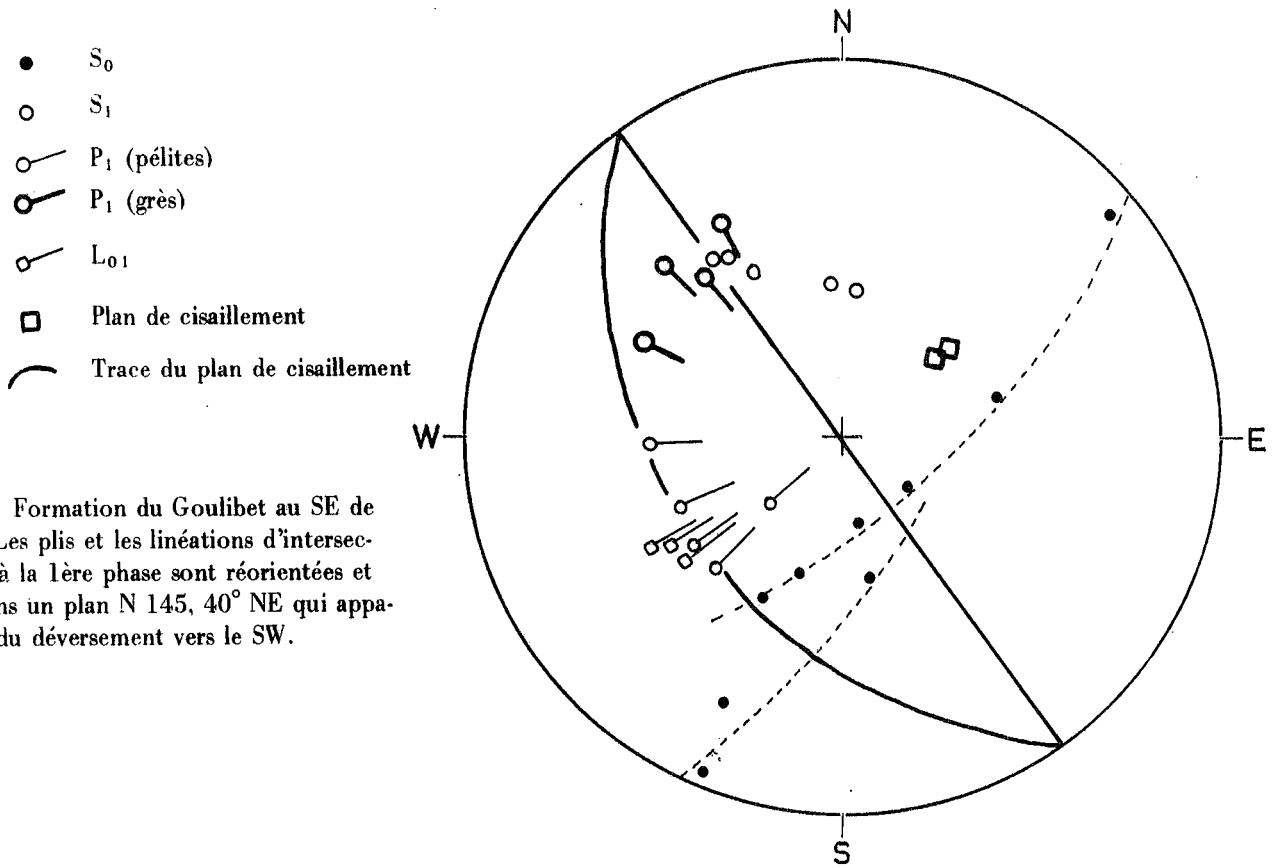


Fig. 22 : Formation du Goulibet au SE de Skoura. Les plis et les linéations d'intersection liés à la 1ère phase sont réorientées et étalés dans un plan N 145, 40° NE qui apparaît lors du déversement vers le SW.

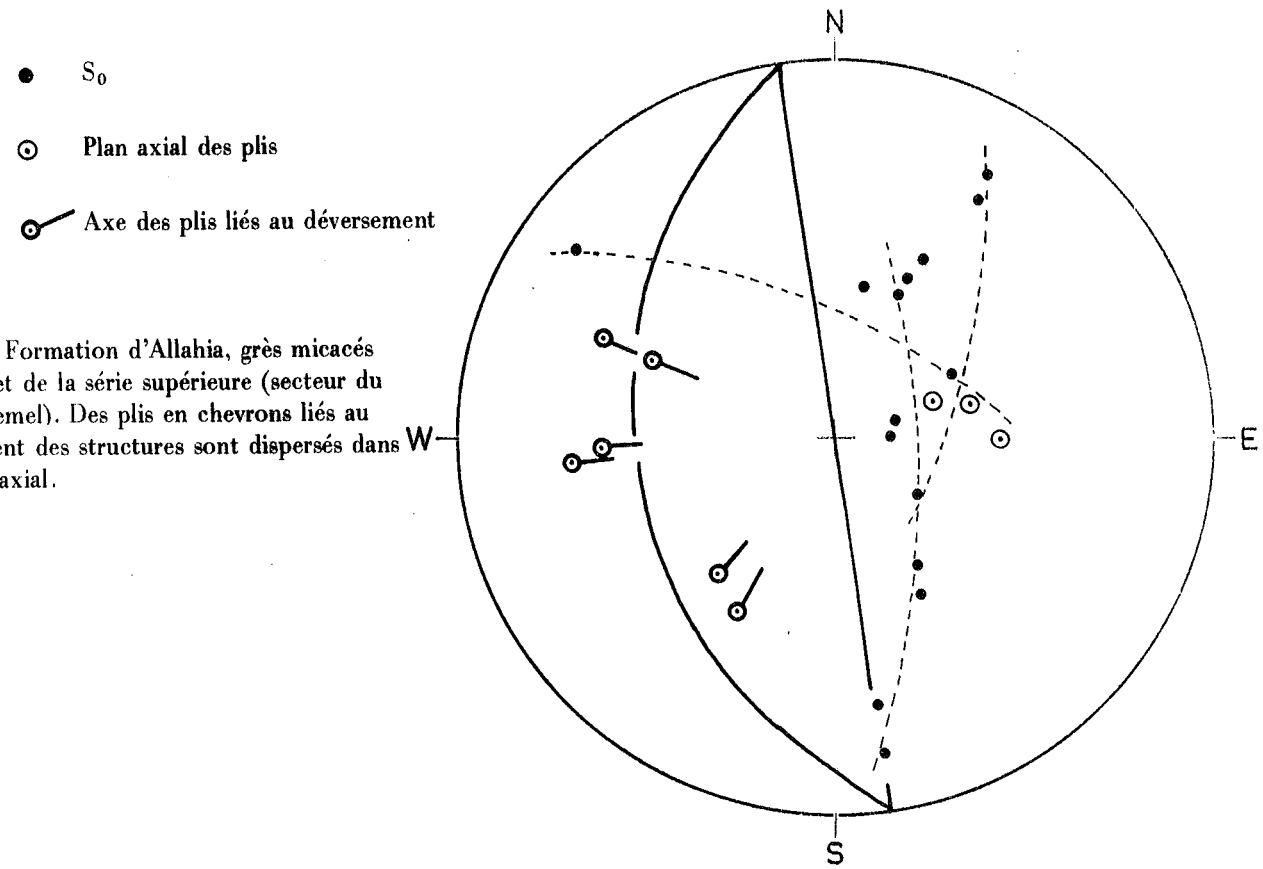
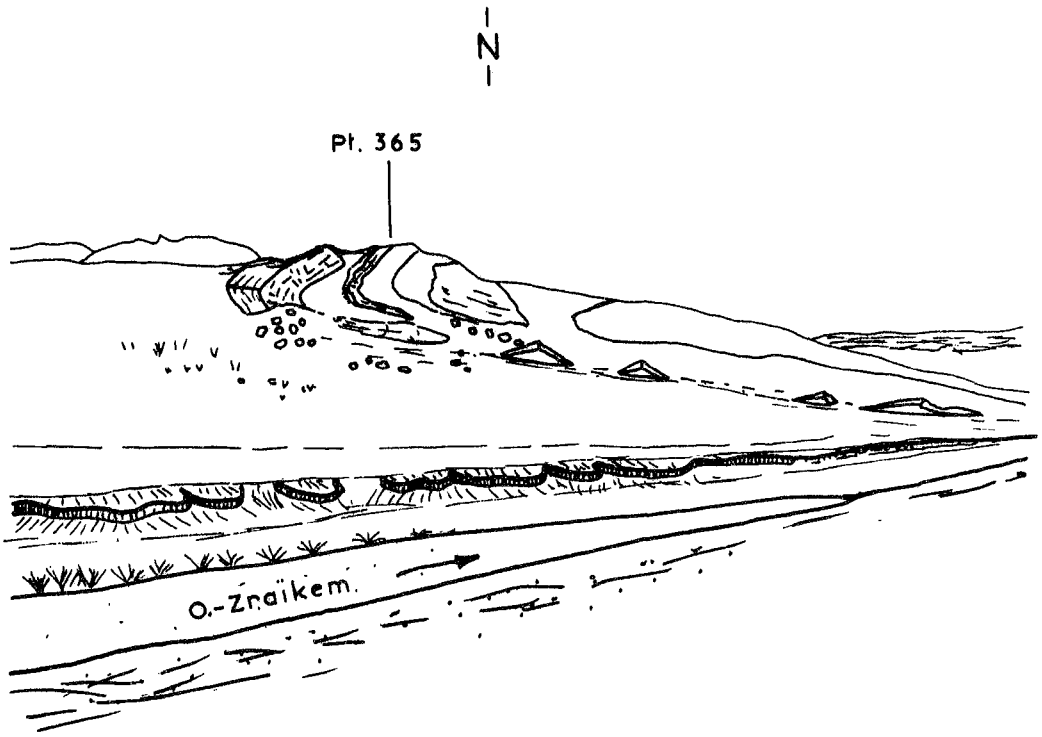
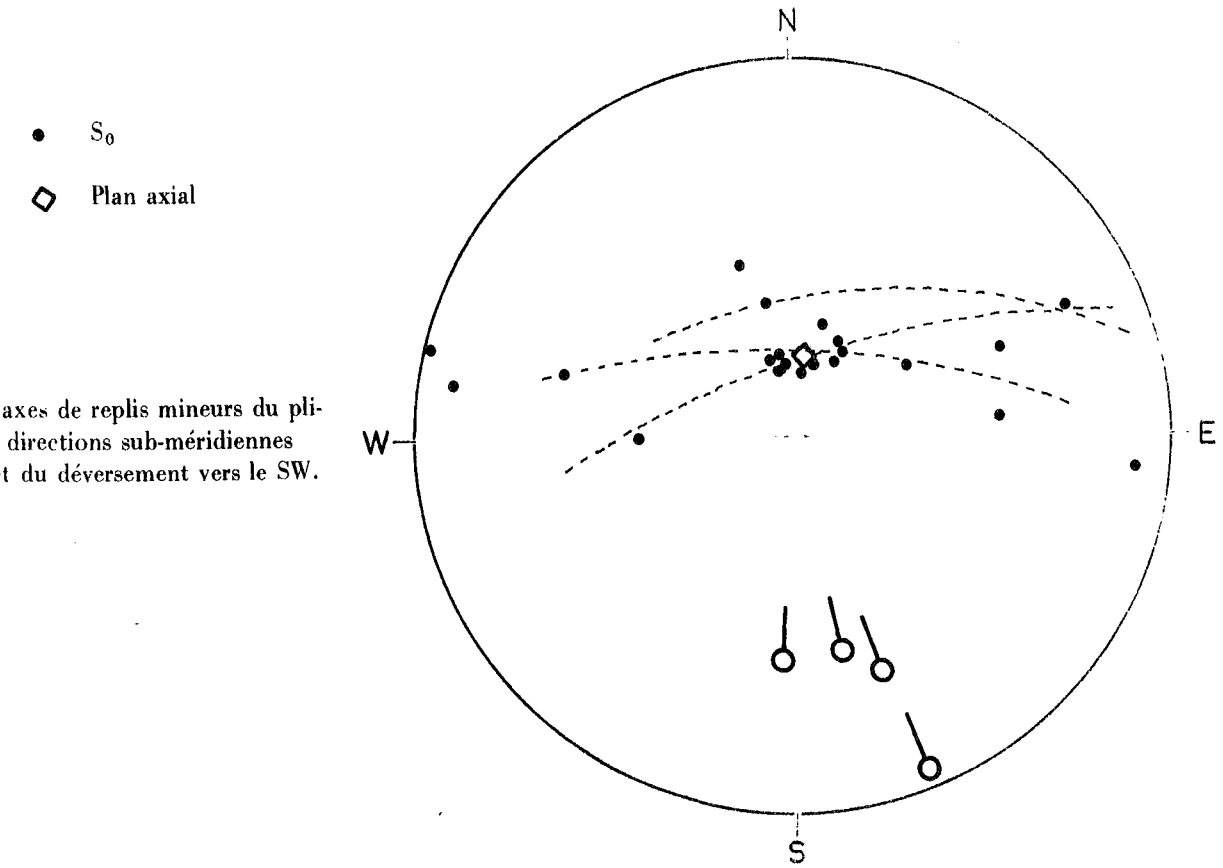


Fig. 23 : Formation d'Allahia, grès micacés du sommet de la série supérieure (secteur du Medreb Jemel). Des plis en chevrons liés au déversement des structures sont dispersés dans leur plan axial.



Ci-dessus : en rive gauche du Zraïkem, les quartzites de la formation d'El-Mesrane dessinent un pli couché à plan axial sub-horizontal.



Ci-contre : axes de replis mineurs du pli-couché. Les directions sub-méridiennes sont un effet du déversement vers le SW.

Fig. 24 : Pli couché de l'oued Zraïkem.

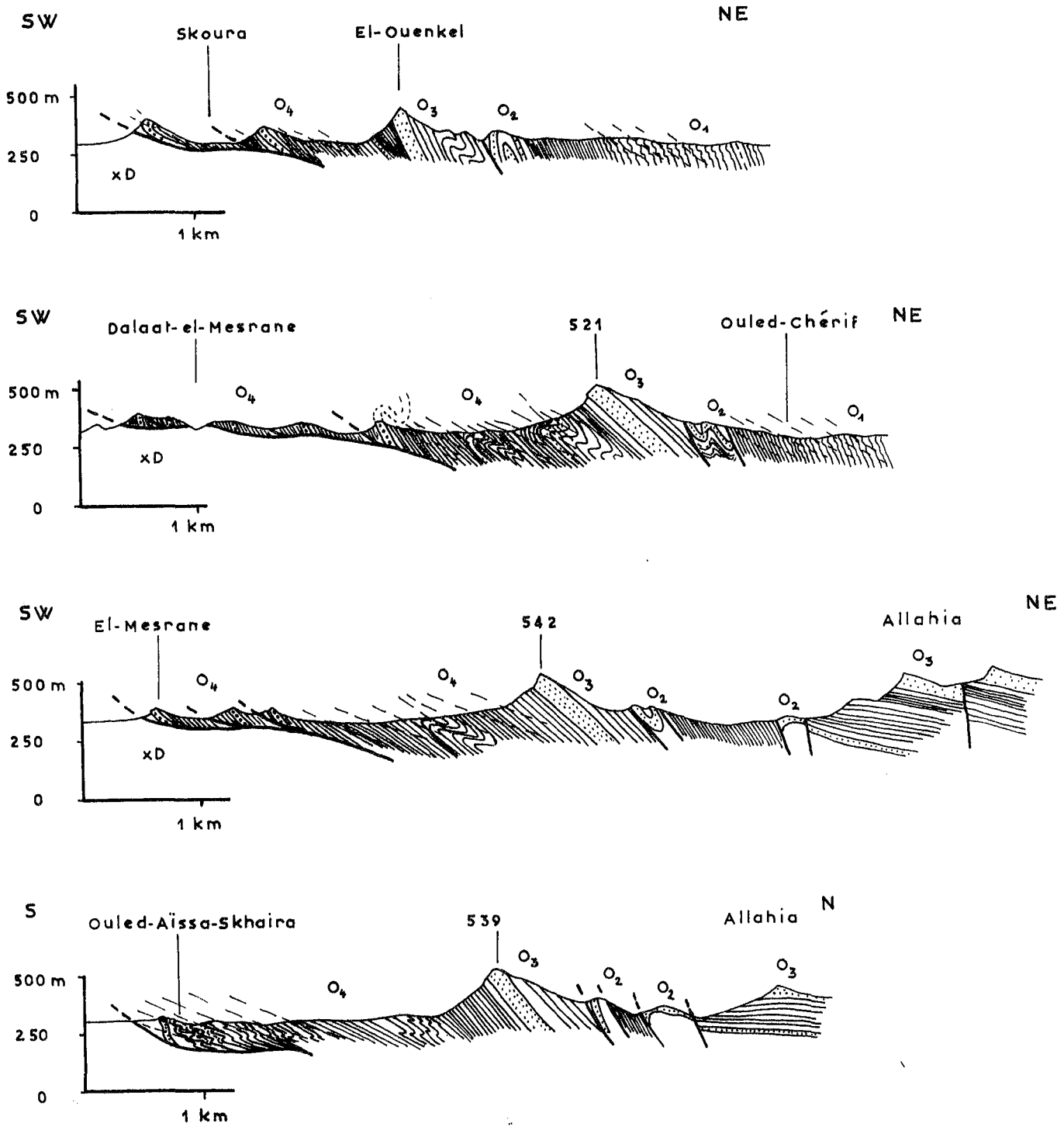


Fig. 25 : Coupes schématiques de la zone Jbel-Kharrou, El-Mesrane.

0_1 : Ordovicien inf. : formation de Drioukat ; 0_2 : Ordovicien moyen, formation de Demja ; 0_3 : Ordovicien moyen, formation d'Allahia ; 0_4 : Ordovicien sup., formation du Goulibet El-Mesrane ; xD : phyllades de la formation des Ouled-Hassine, Dévonien probable.

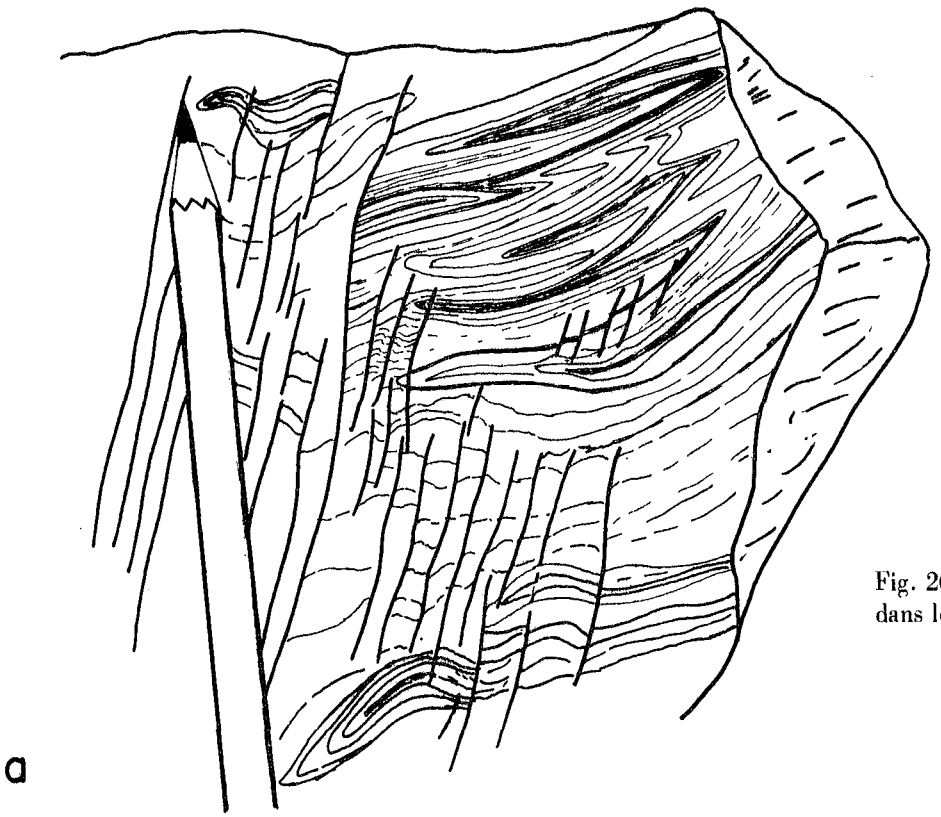
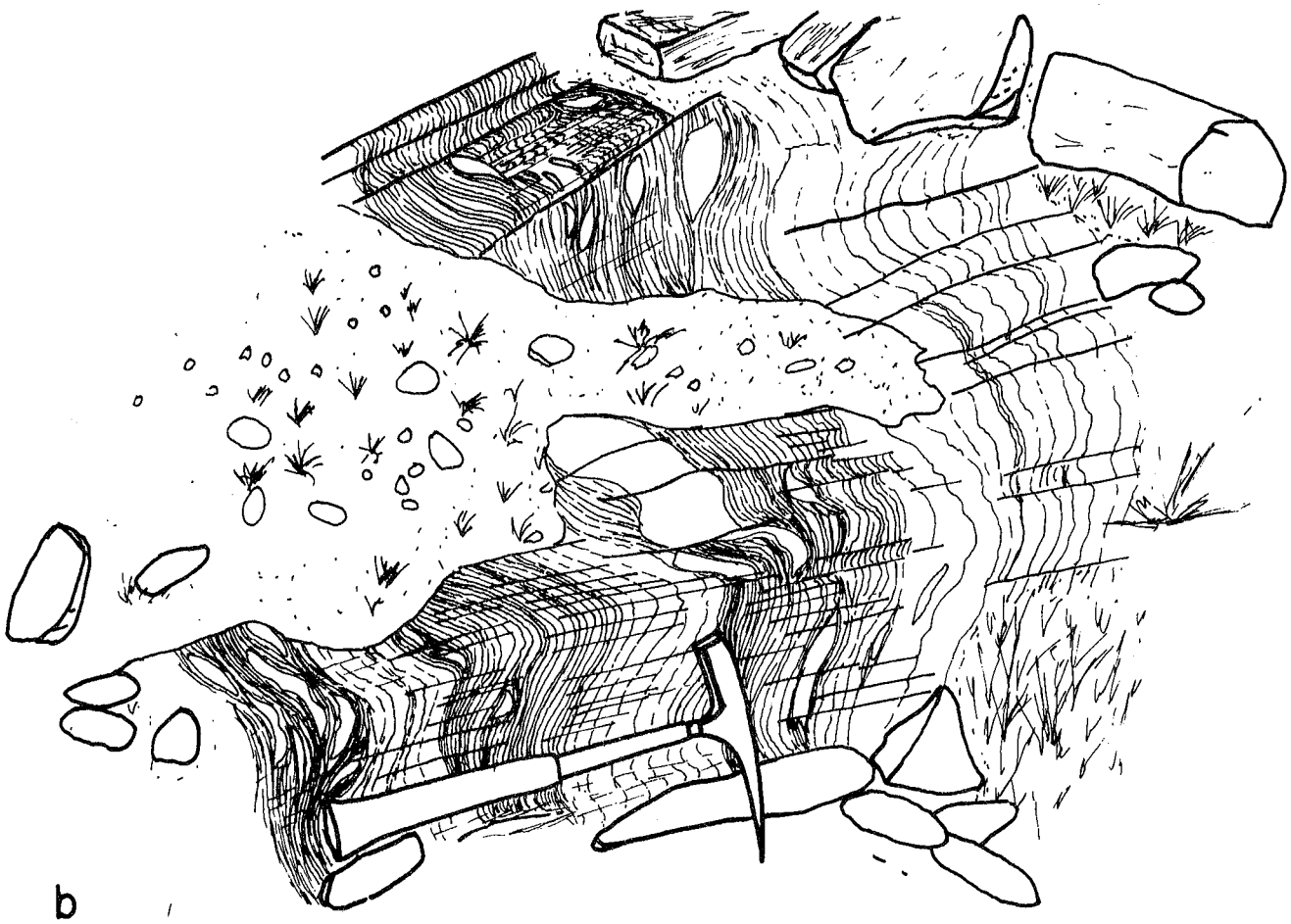
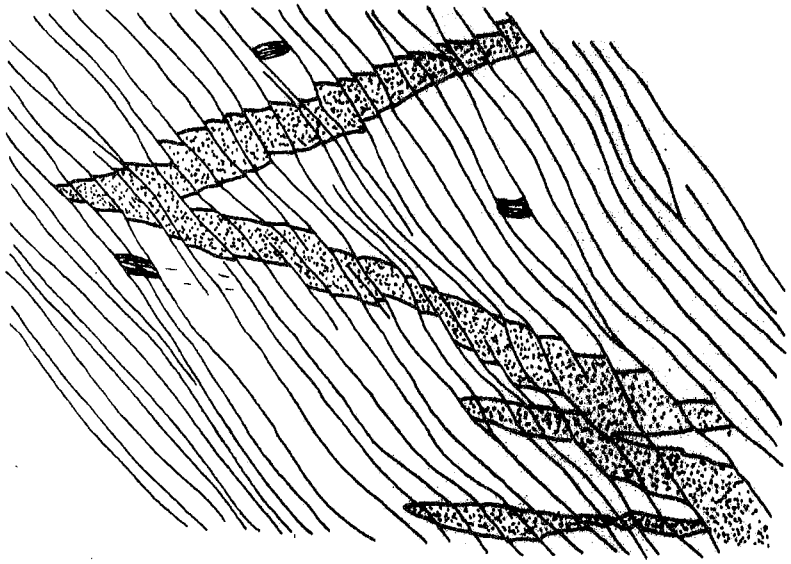


Fig. 26 a : Oued-Mkheila. Plis I isoclinaux dans les micaschistes recoupés par S_3.

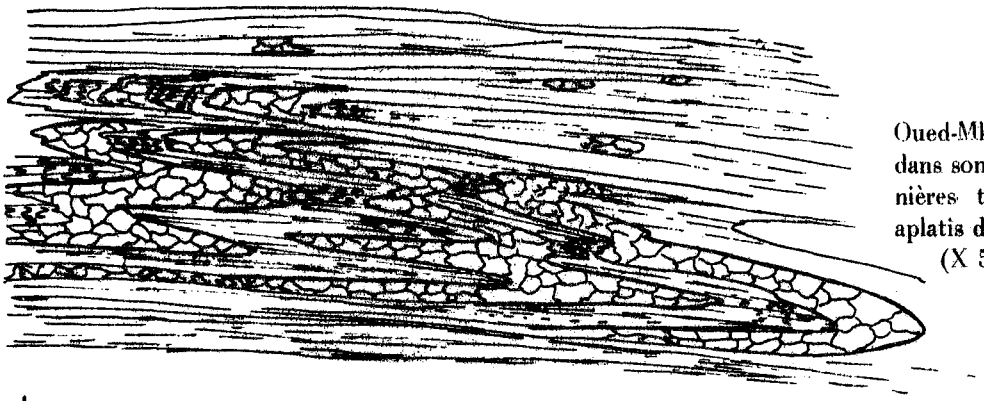
Fig. 26 b : Oued-Mkheila. Chevrons de reprise N 140 à plan axial sub-vertical, replissant la foliation I.





a

Oued-Tolba : pli I dessiné par un niveau gréseux. Les minéraux phylliteux sont parallèles à S_1. Une S_2 de fracture recoupe l'ensemble:
(X 5)



b

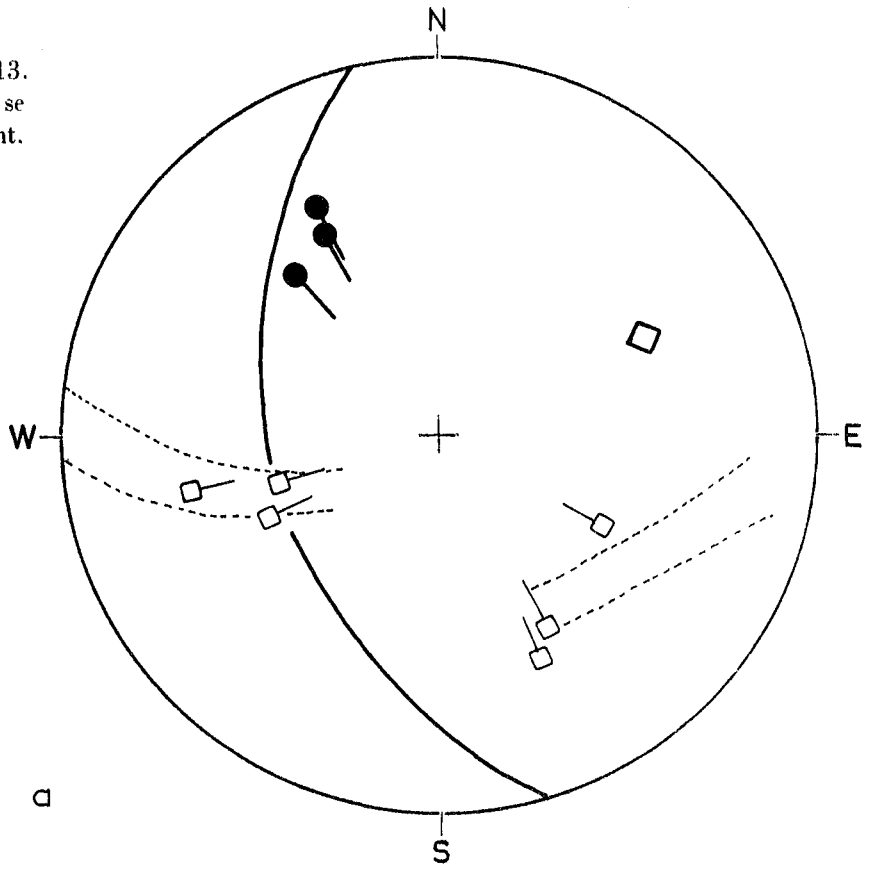
Oued-Mkheila : pli I intrafoliaire cisaillé dans son plan axial. En dehors des charnières tous les minéraux phylliteux sont aplatis dans S_0.
(X 5)

c

Ajara. Foliation I dans les micaschistes.

Fig. 27 : **Microstructures de la phase I dans les phyllades et les micaschistes de la formation des Ouled-Hassine.**

Fig.28 a Formation des Ouled-Hassine, pt. 413. Les L_{01} mesurées sur des replis de phase 2 se regroupent sur des petits cercles. Localement, les plis 2 naissent donc par flexion.



L_{01}

P_2

Ligne de glissement

S_2

Plan axial des P_2

Fig. 28 b . Formation des Ouled-Hassine, pt. 413. Sur l'ensemble des affleurements, les plis 2 sont dispersés dans leur plan axial. Des charnières courbes sont observables. Il y a ici conjugaison des phénomènes de flexion et de glissement. La ligne de glissement, placée dans l'angle de séparation des P_2 est N 80, 56° E.

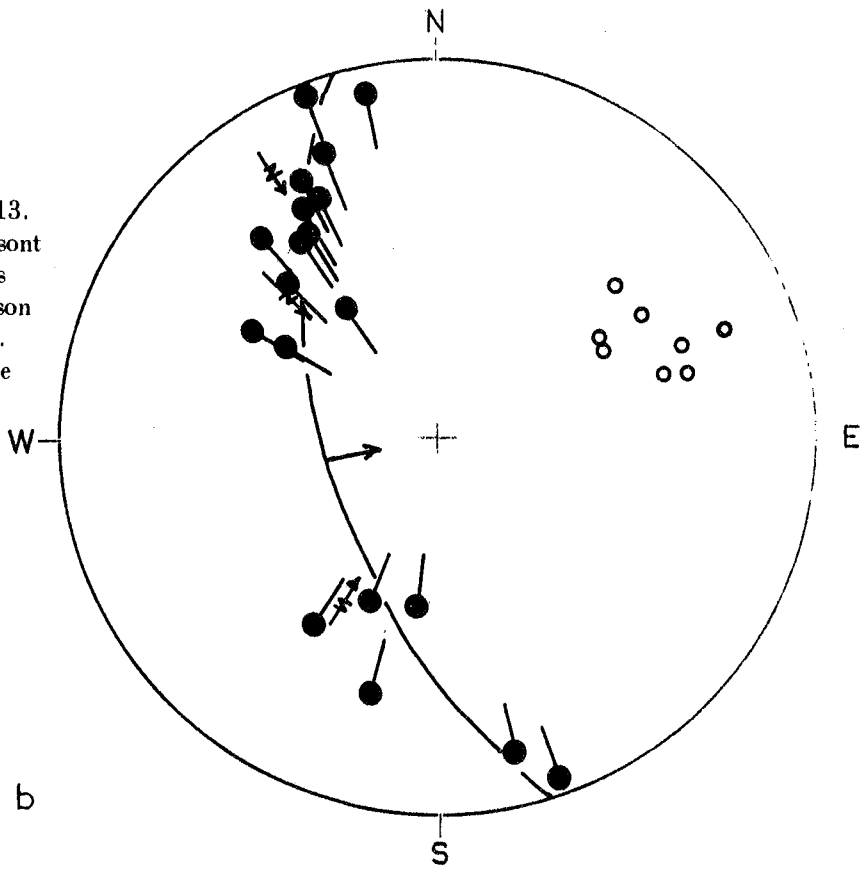
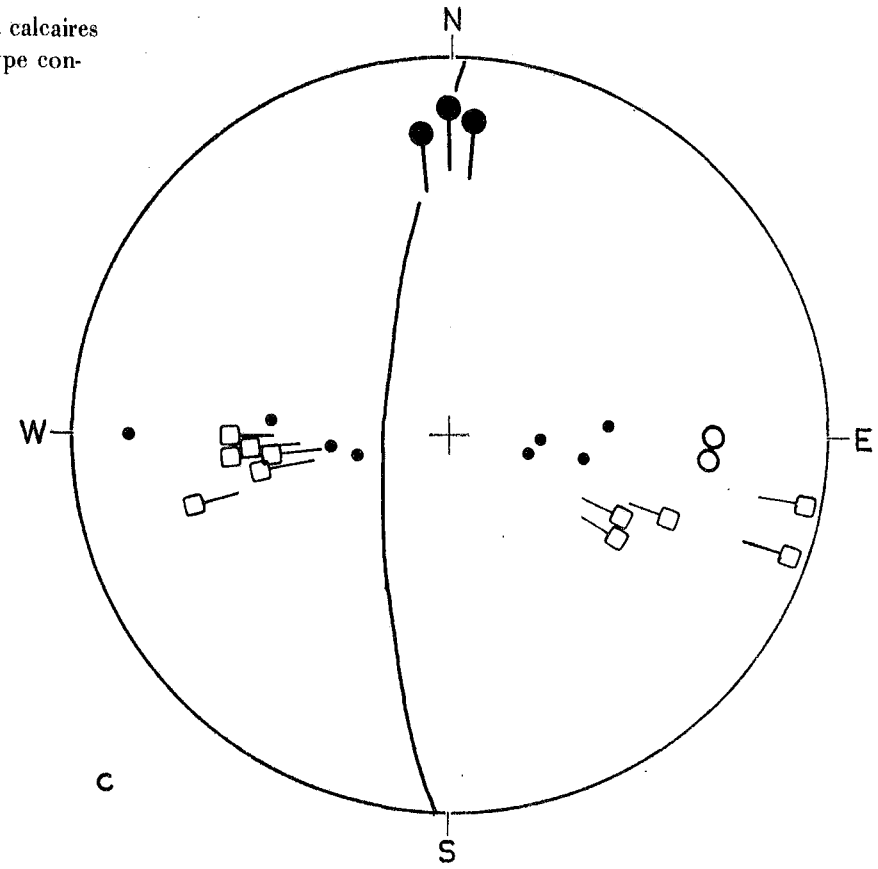


Fig. 28 c : Formation des Ouled-Hassine : calcaires dolomitiques de Sidi-Kountar. Plis 2 de type concentrique.



● Foliation I

○ S_2

L_{01}

P_2

○ Plan axial des P_2

→ Ligne de glissement

Fig. 28 d : Calcaires et calcschistes de Sidi-Kountar. La déformation se fait essentiellement par glissement. Les axes des plis 2 sont dispersés dans le plan axial, les linéations L_{01} se groupent à peu près sur un grand cercle. La ligne de glissement est N 20, 50° NE.

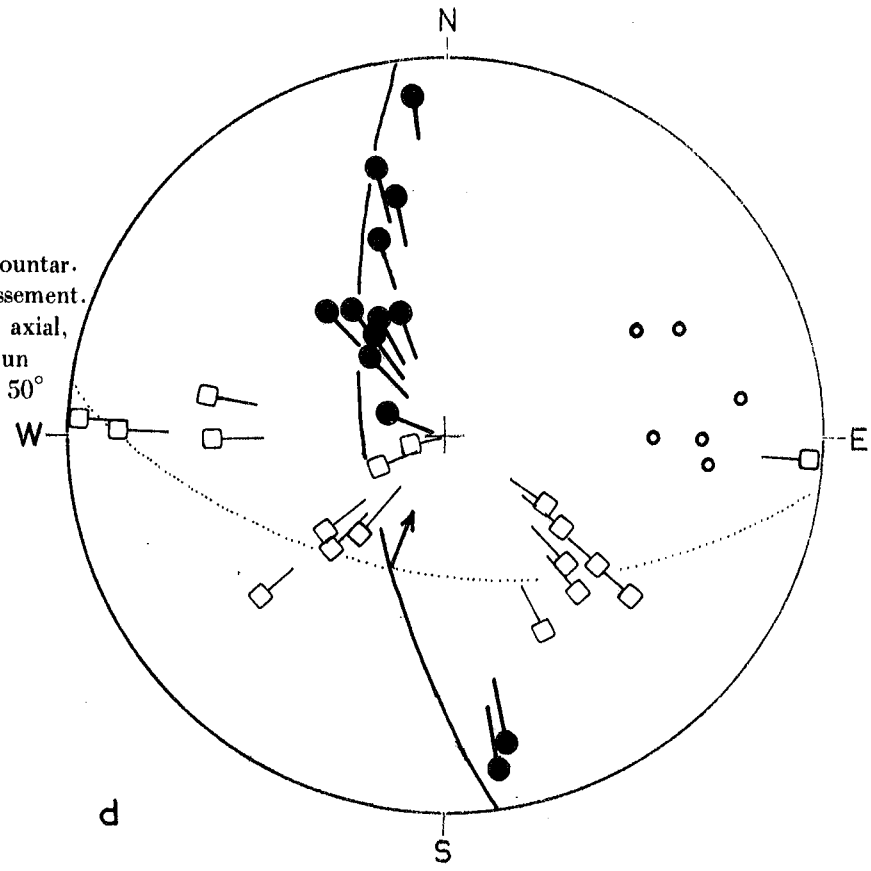


Fig. 28 e : Formation des Ouled-Hassine, pt. 413. Les L_{01} mesurées sur des replis de phase 2 se regroupent sur des petits cercles. Localement, les plis 2 naissent donc par flexion.

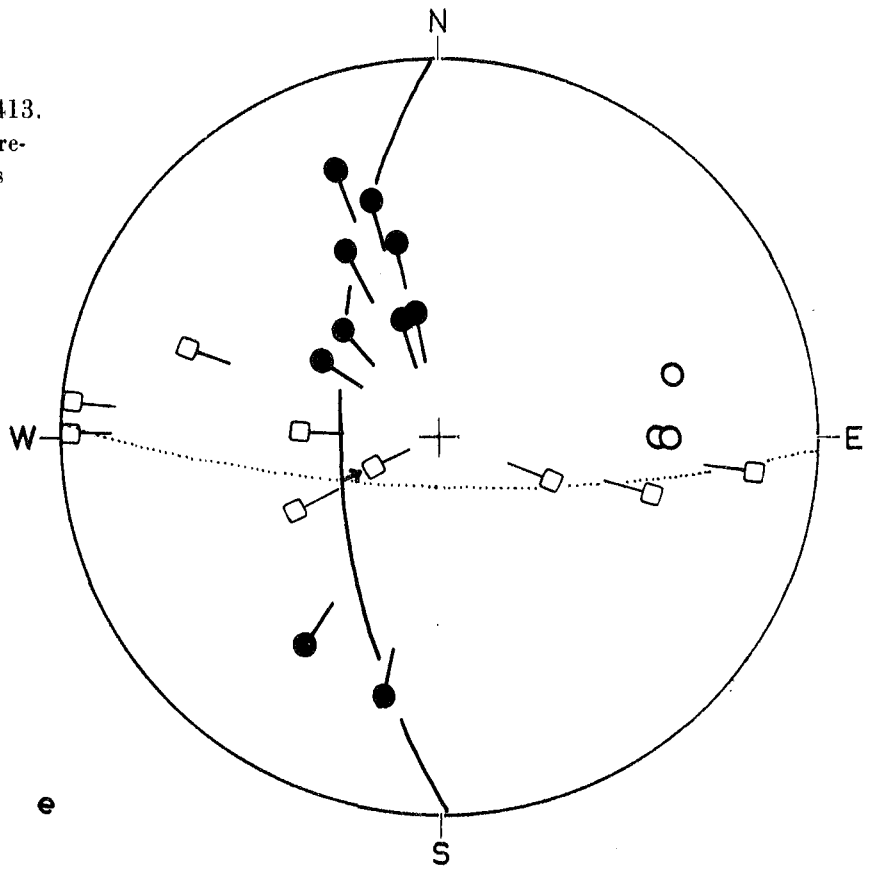
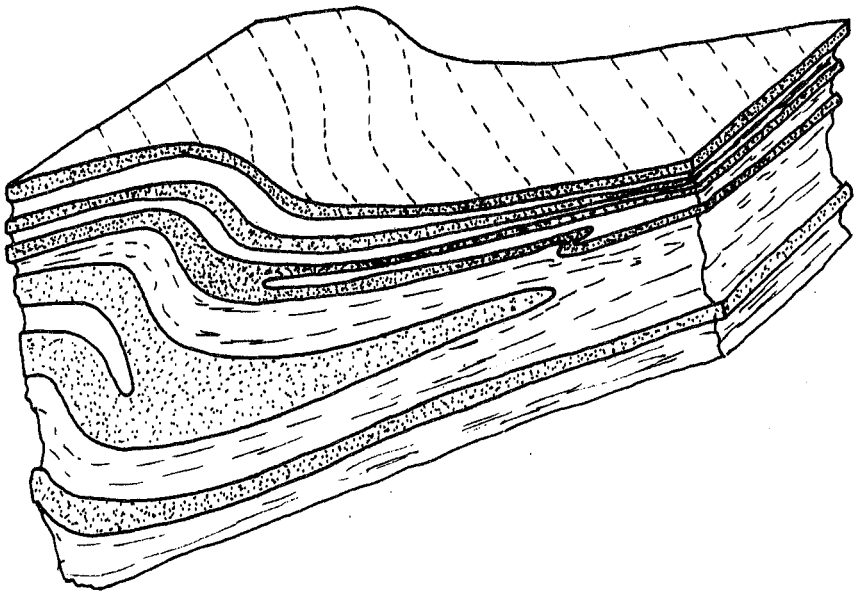


Fig. 29 : Aspects des cisaillements de phase II dans les calcschistes de Hajra-el-Hamra.

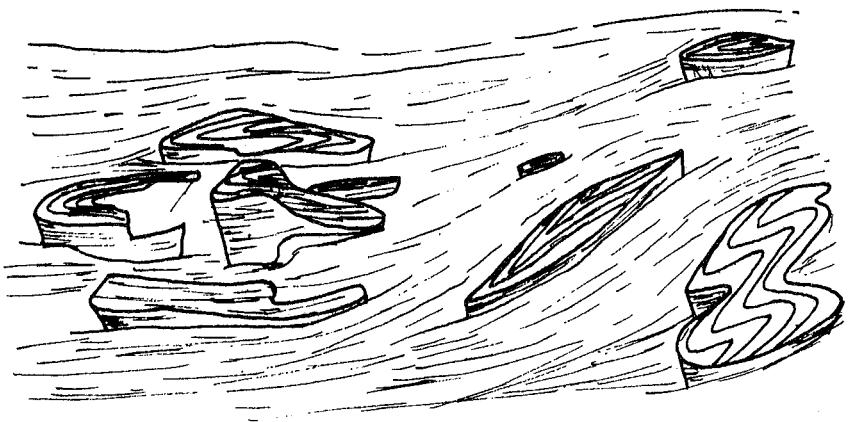


a

a : Pli I isoclinal repris par une flexure tardive N 140.

b

b : Dilacération des plis I dans les niveaux calcaro-dolomitiques minces pendant l'épisode de cisaillement.



c

c : L'accentuation de la dilacération isole des amandes de calcaire dans la matrice micaschisteuse.

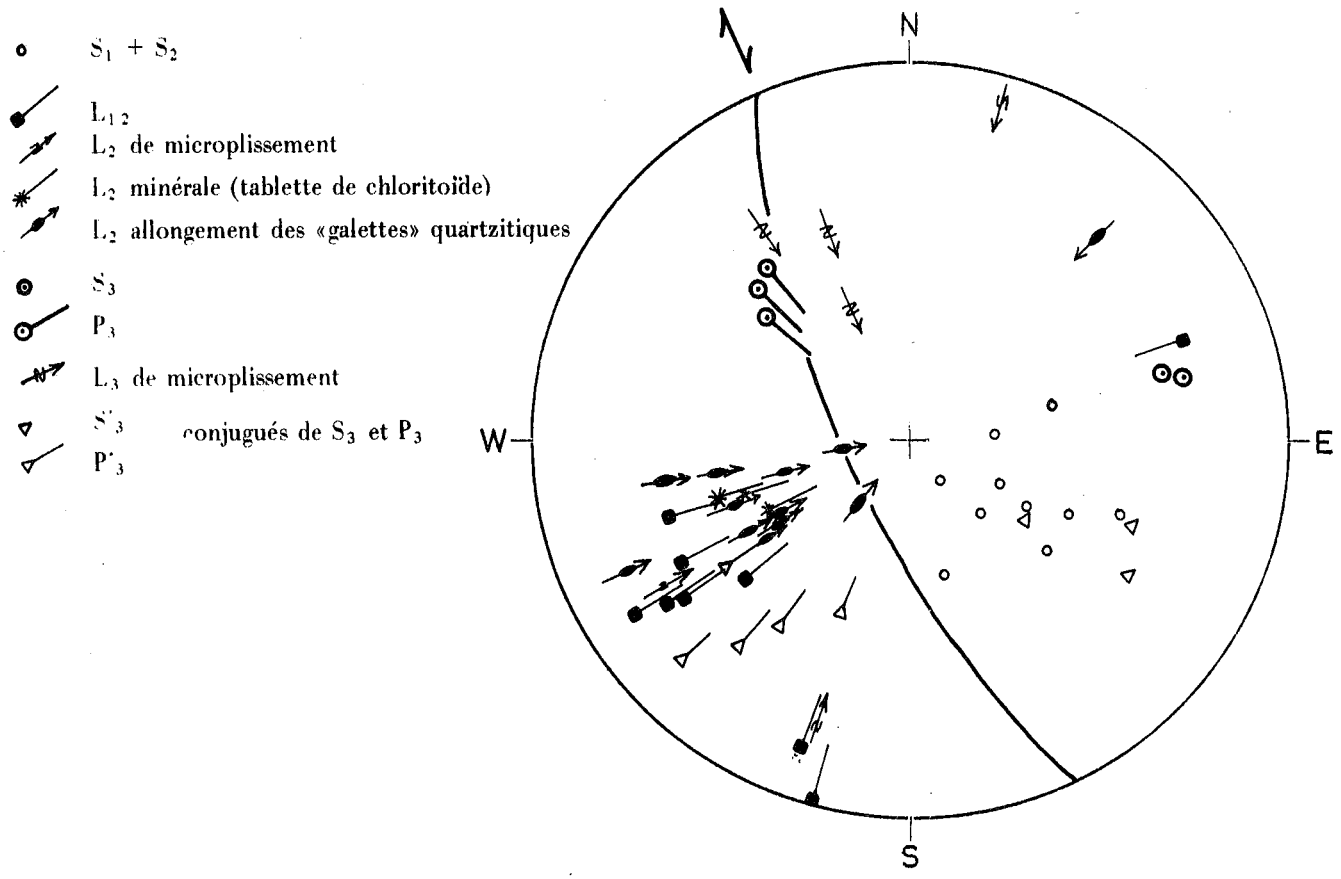
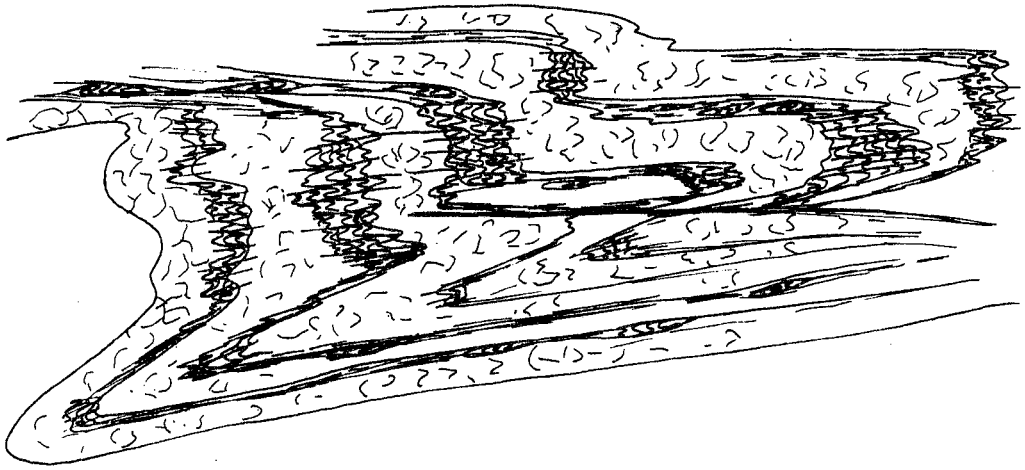


Fig. 30 : Micaschistes et pseudo-conglomérats déformés de la formation des Ouled-Hassine (secteurs d'Ajara et Leham-el-Begar).

Les structures liées aux cisaillements sont ici groupées dans des directions N 60 - 80.

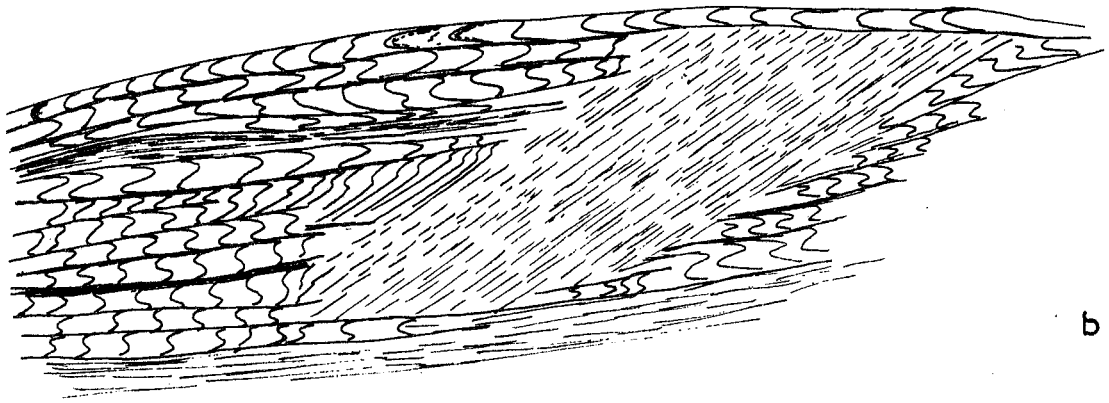
Des reprises N 150 et N 40 apparaissent simultanément.

Fig. 31 : Microstructures de la phase II dans les phyllades et les micaschistes de la formation des Ouled-Hassine.



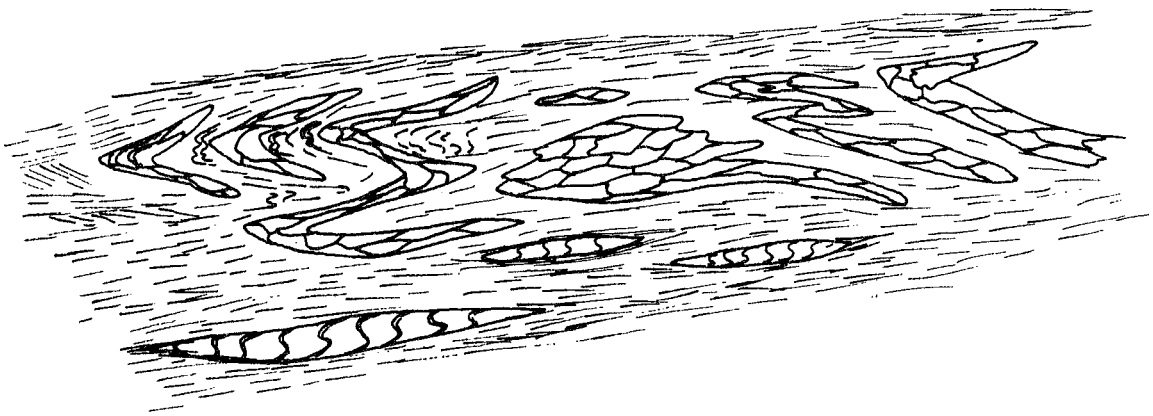
a

a : Dalaat-el-Goujguel. Pli II dans les phyllades. La foliation I est soulignée par les alternances de lits gréseux et phylliteux. La S_2 ne s'imprime que dans les lits micacés.
(X 15)



b

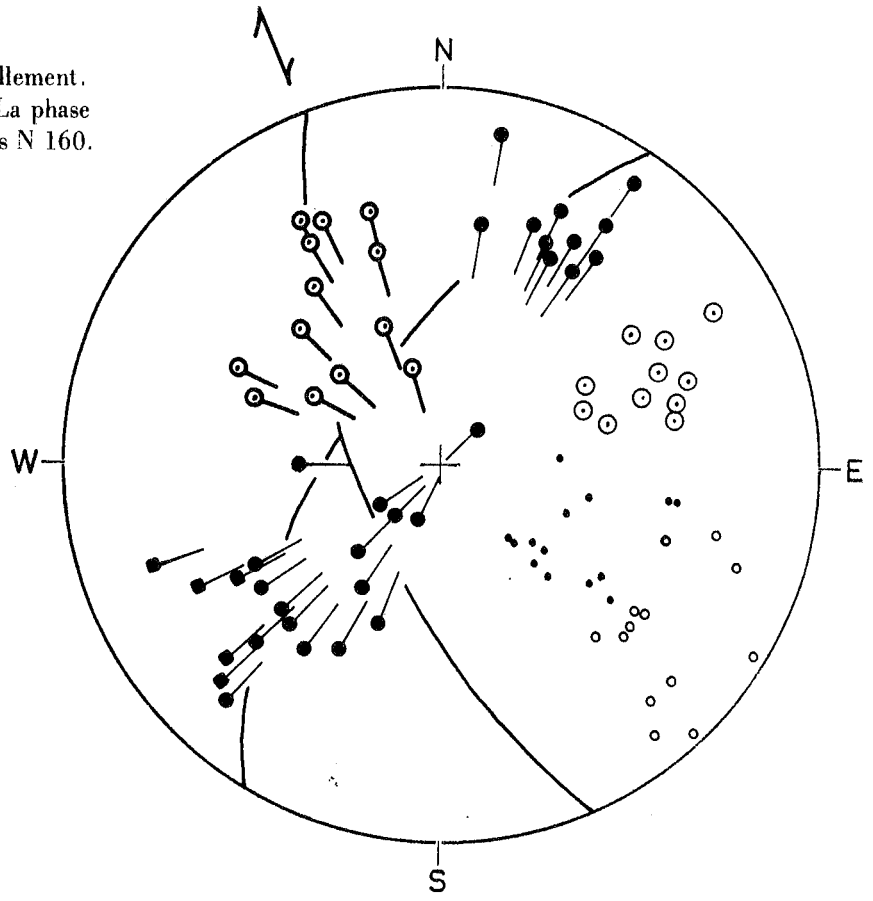
b : Draa-el-Chguer. Développement de S_2 dans les micaschistes à grenat. Des paquets à foliation I non déformée sont isolés entre les plans S_2. Ceux-ci découpent des microlithons quartzeux entre lesquels se disposent et recristallisent les muscovites:
(X 10)



c

c : Leham-el-Begar. Foliation II dans les micaschistes à chloritoïde et grenat. Les niveaux quartzeux de la foliation I dessinent des plis II dont les charnières sont dilacérées et isolées.
(X 15)

a : Plis II N 30, 40 liés à la phase de cisaillement. Les axes se dispersent dans le plan de S_2. La phase III correspond à des décrochements dextres N 160.



- S_1 (foliation)
- S_2
- P_2
- L_{12}
- P_3
- S_3

b : Plis III associés aux décrochements dextres N 160. L'aire de dispersion très vaste des L_{12} s'explique par l'importance des cisaillements antérieurs:

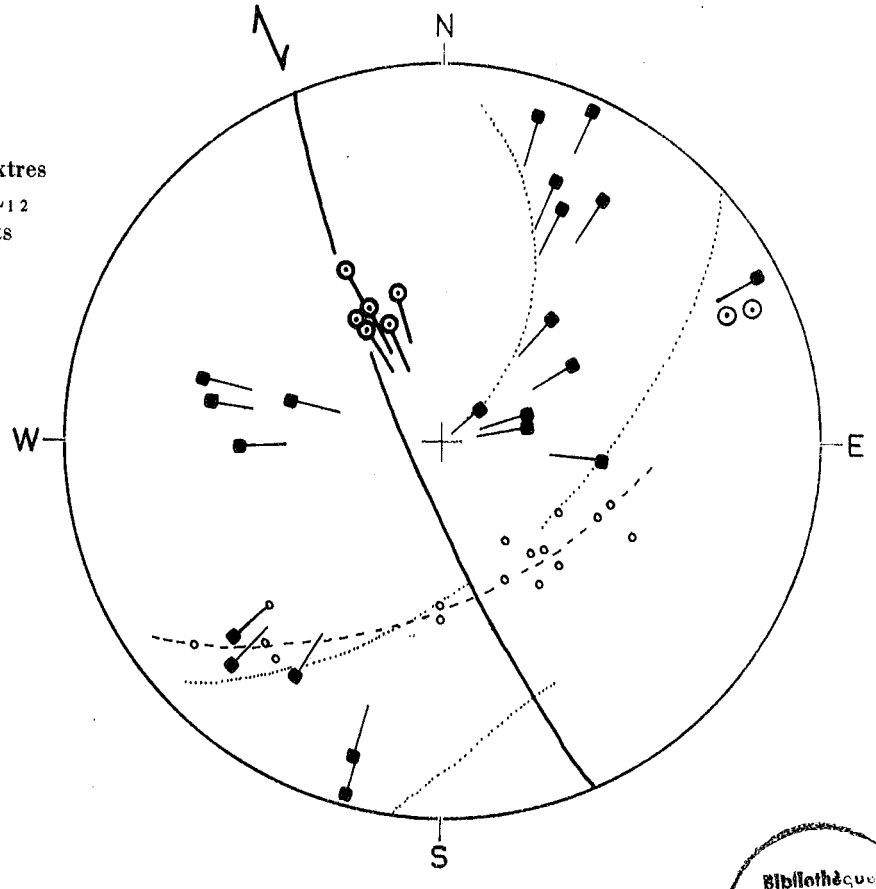


Fig. 32 : Micaschistes de la partie nord de la formation des Ouled-Hassine (Jbel-Zraïkem, Koudiat-er-Rmel, Draa-el-Keraïa).

Bibliothèque de l'Institut de Geologie STRASBOURG

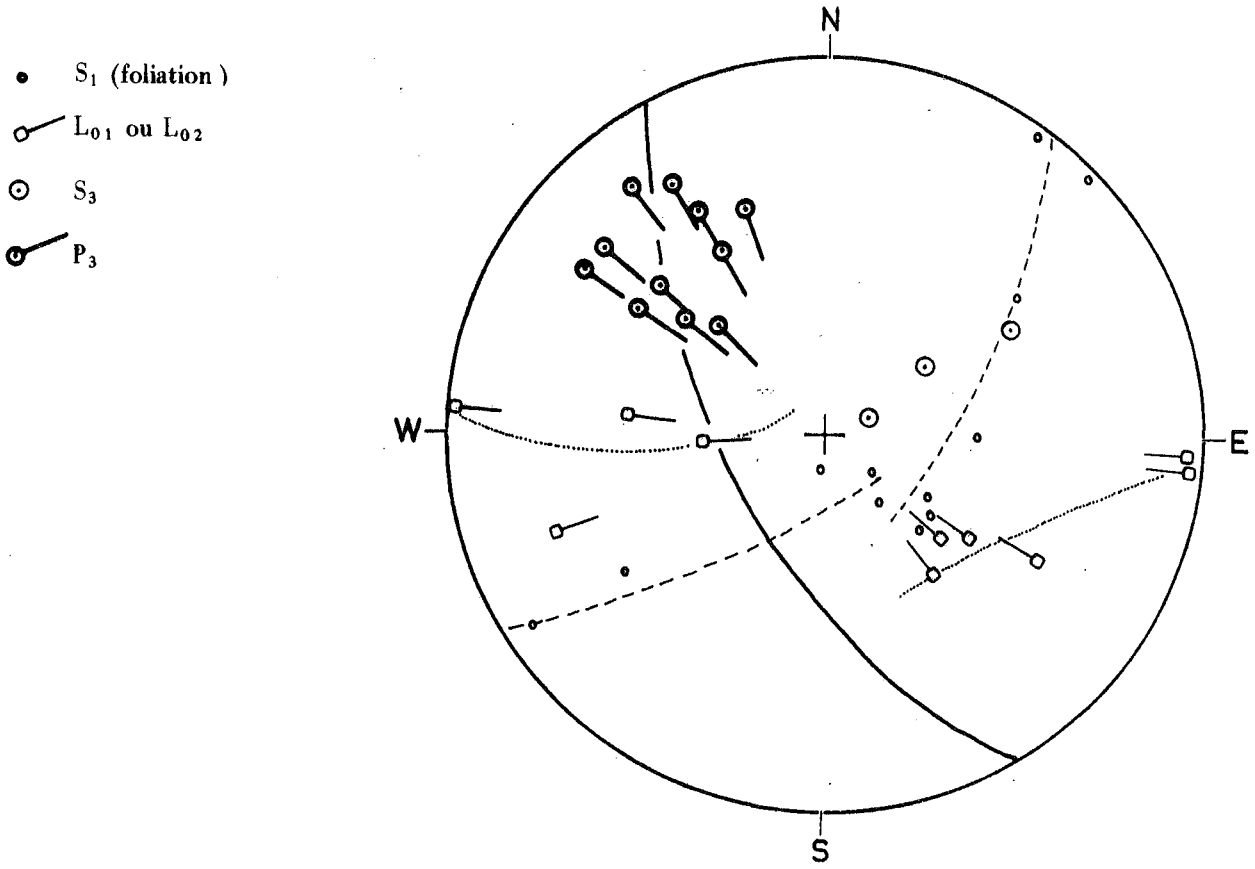


Fig. 33 : Koudiat-Smina. Reprises de phase III, N 150 dextres. Les L_{01} (ou L_{12}) se dispersent sur des petits cercles régis par les axes des plis III.

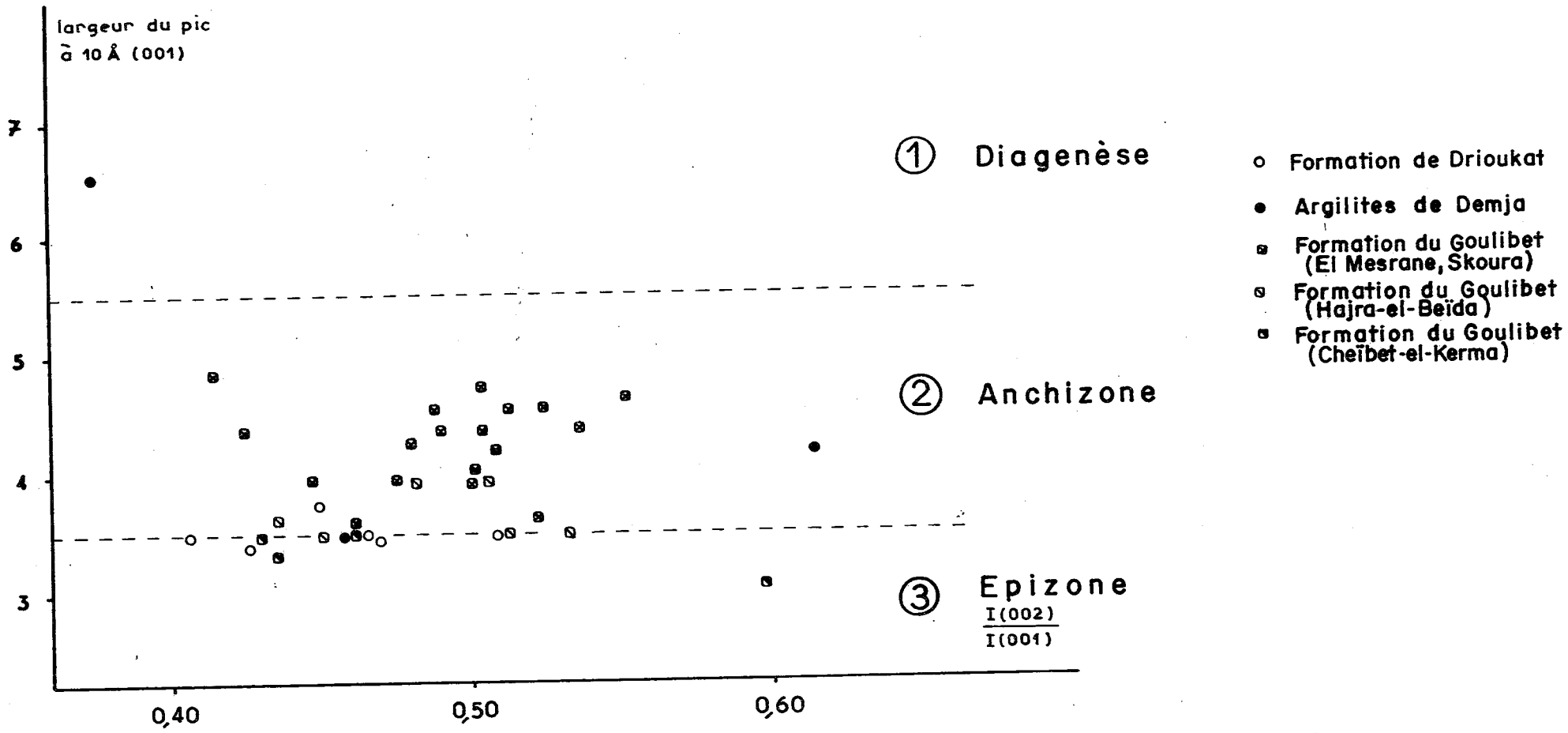


Fig. 34 : Cristallinité des illites selon la méthode d'ESQUEVIN (1969).

Fig. 35 : Ajara. Micaschiste à lits de grenats. Les grenats renferment des inclusions charbonneuses prolongeant la trame. Les rejeux tardifs entraînent la cristallisation de chlorite dans les «zones d'ombre» des grenats.

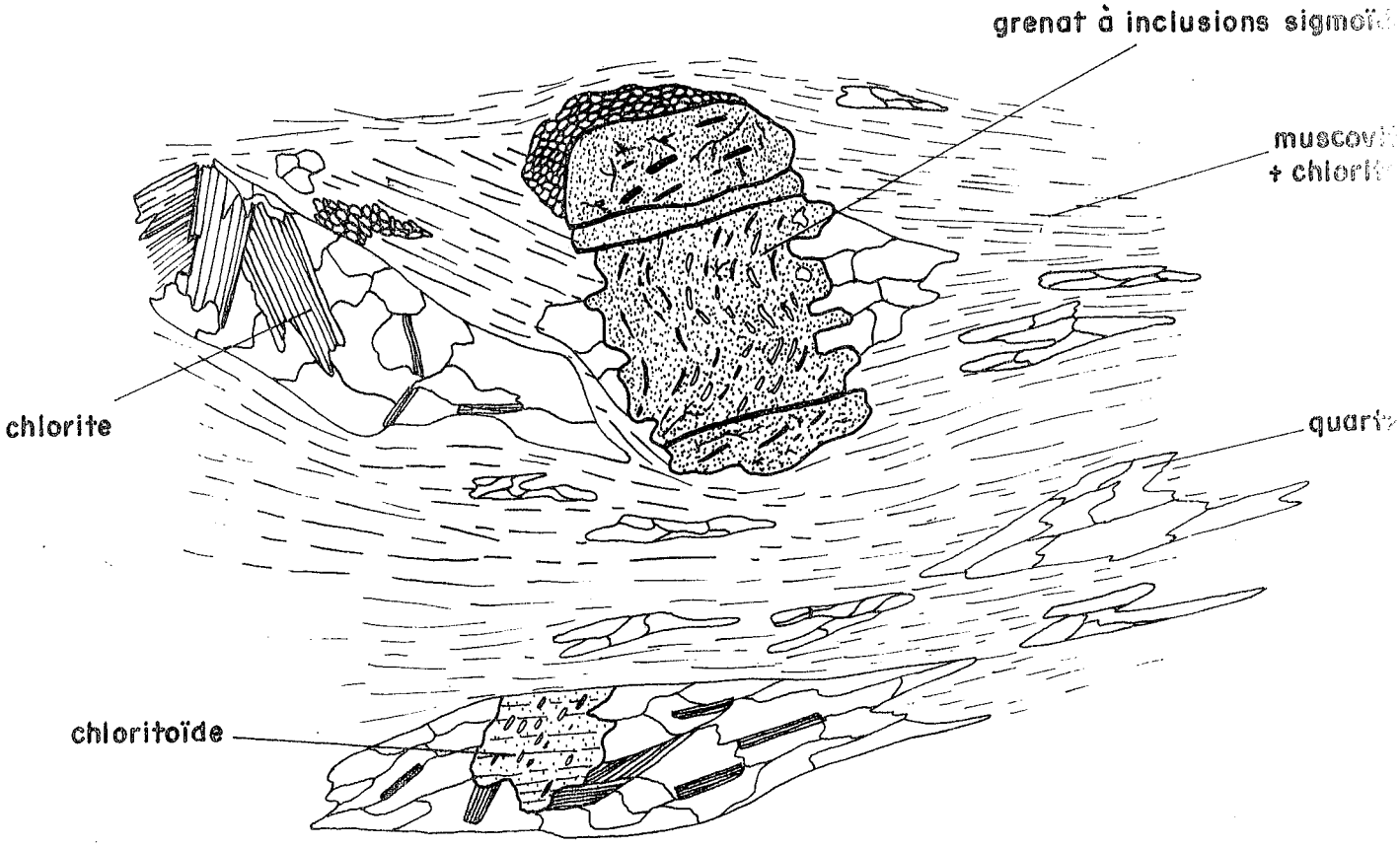


Fig. 36 : Halilifa. Micaschiste à chloritoïde et grenat. Le grenat poecilitique renferme des inclusions de quartz et de matières charbonneuses dessinant une structure sigmoïde. La cristallisation est contemporaine des cisaillements de phase II.

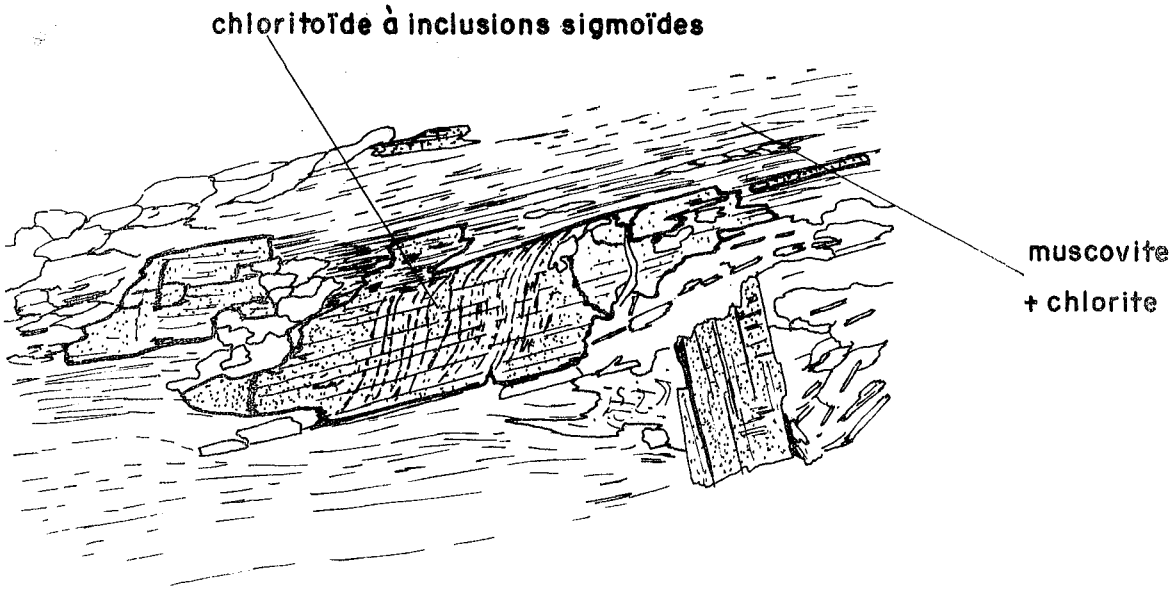


Fig. 37 : Halilifa. Chloritoïde à inclusions sigmoïdes contemporain des cisaillements de la phase II.

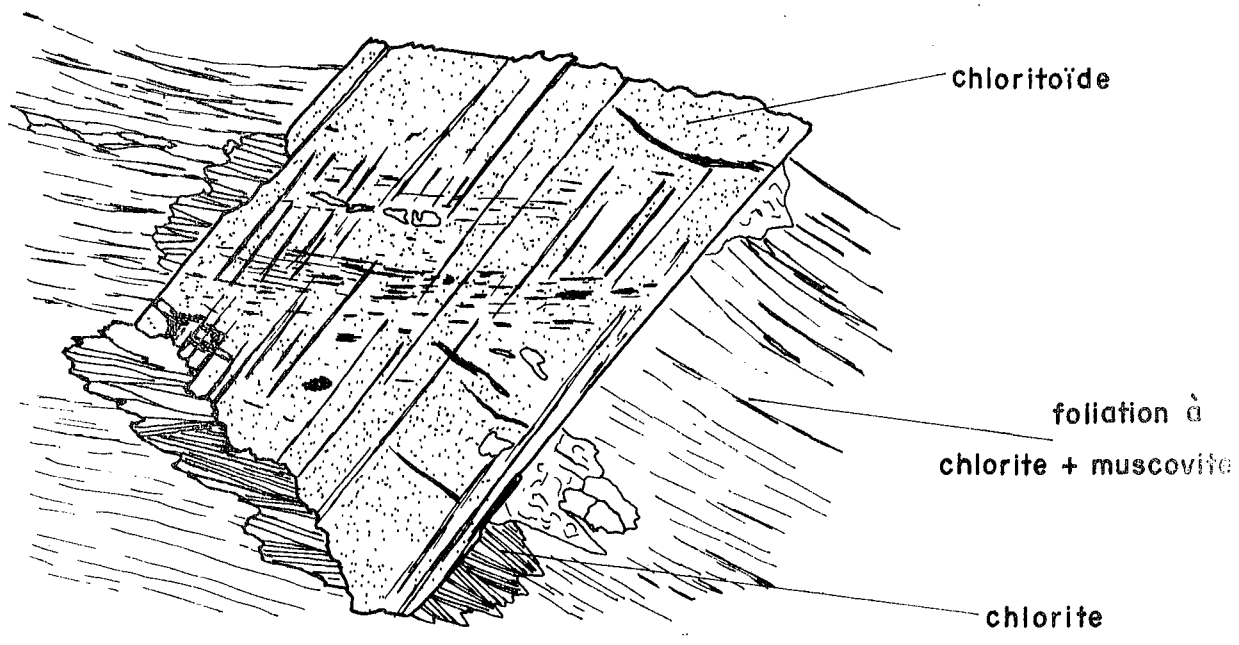


Fig. 38 : Halilifa. Chloritoïde post-tectonique recoupant à l'emporte-pièce la foliation.

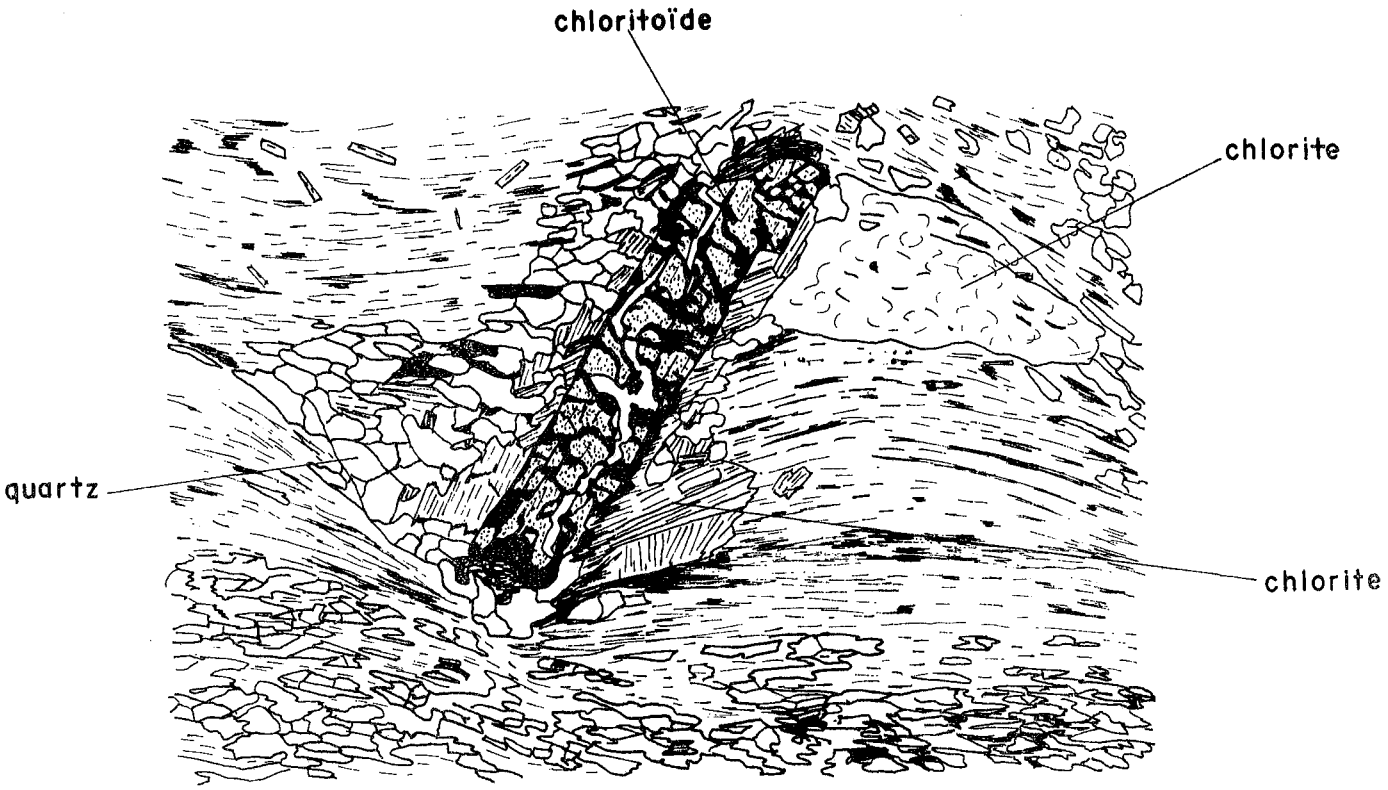


Fig. 39 : Ajara. Chloritoïde en partie rétromorphosé et ayant pivoté entre deux plans de cisaillements. Dans les zones d'ombre cristallisent chlorite et quartz.

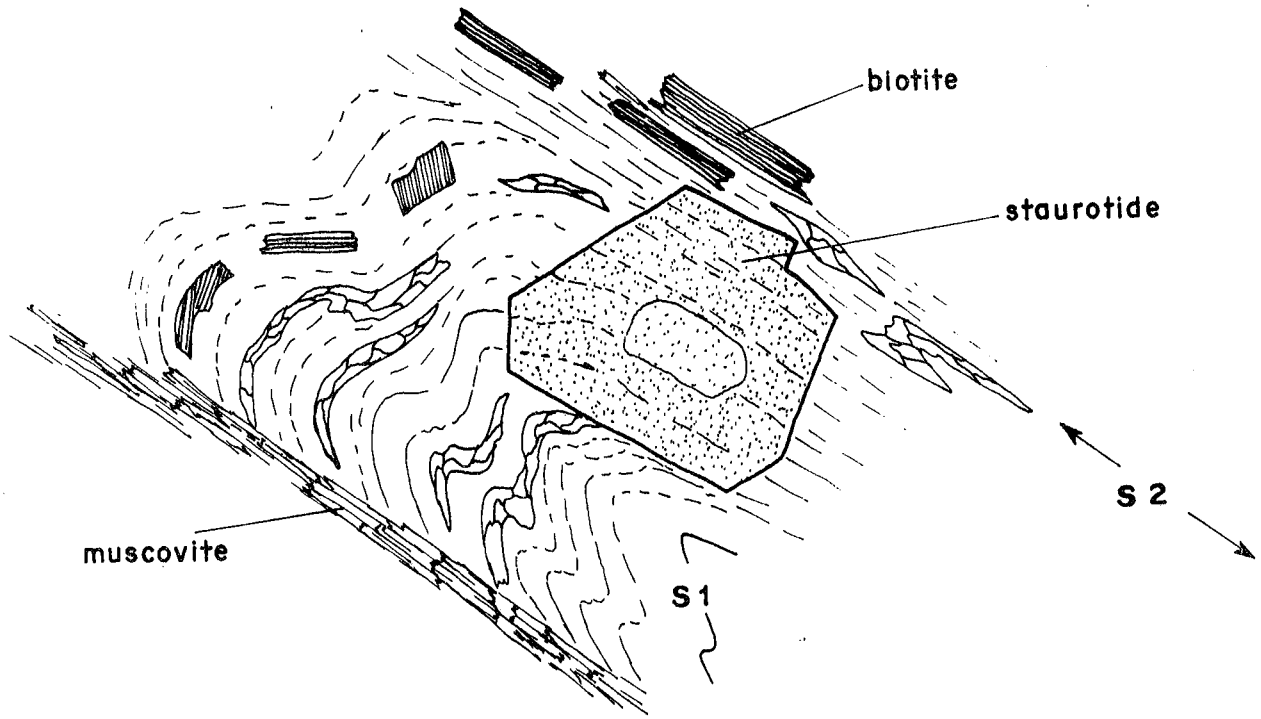


Fig: 40 : Mine des Ouled-Hassine. Staurotide post S_2. La foliation 1 soulignée par des amandes quartzeuses dessine des plis dans les microlithons. Dans S_2 cristallisent muscovite et biotite.

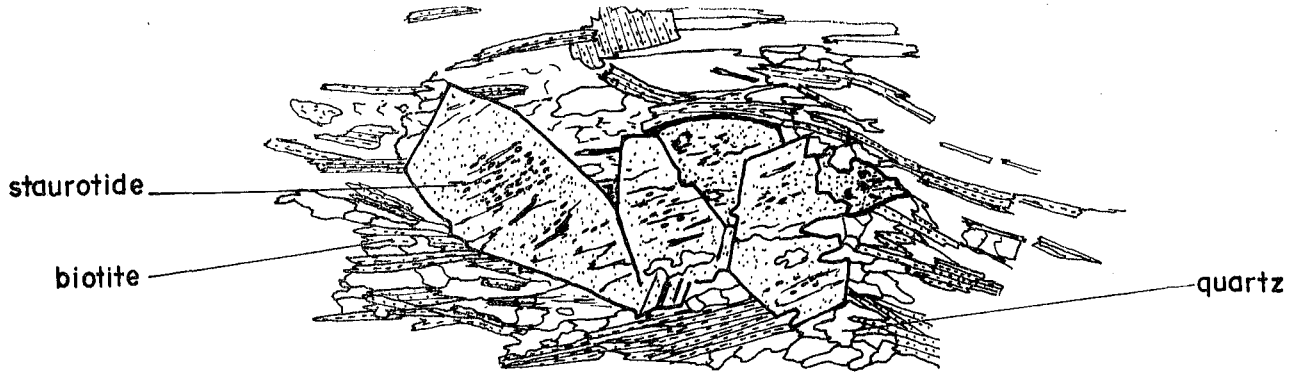


Fig. 41 : Mine des Ouled-Hassine. Staurotide post-tectonique.

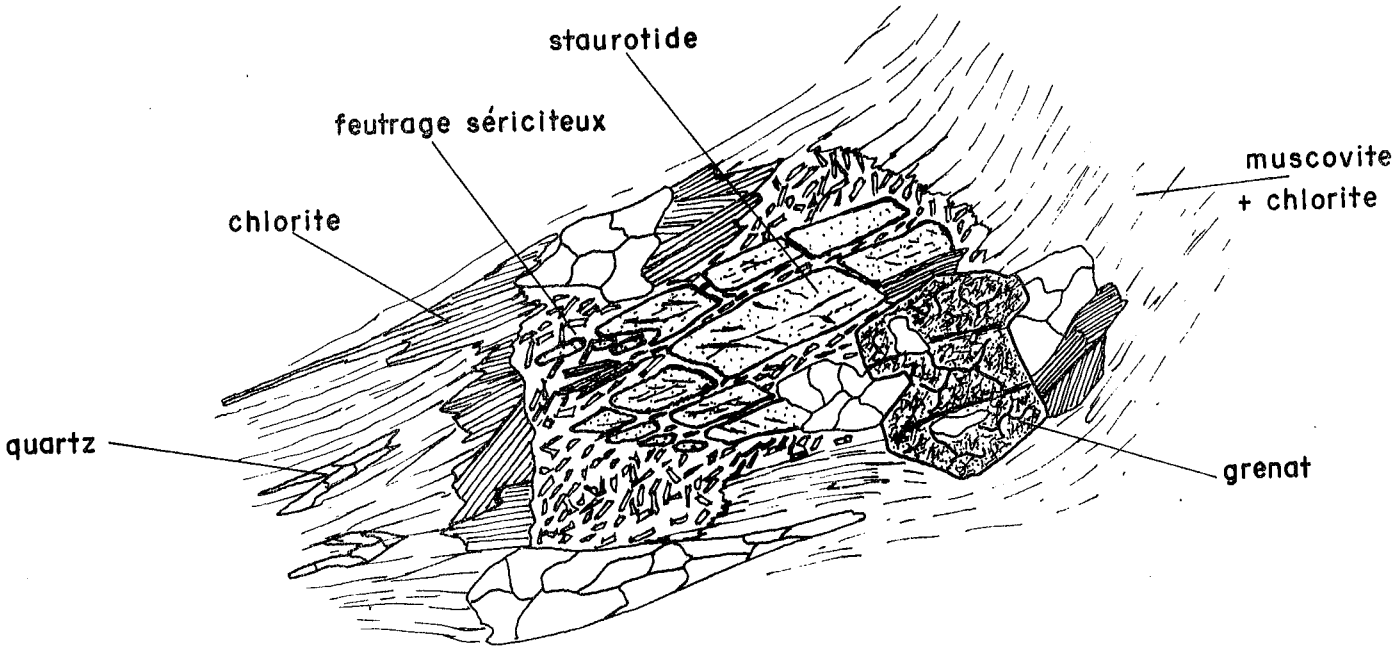


Fig. 42 : Kaouia. Paragenèse staurotide-grenat. Le staurotide est partiellement rétromorphosé en séricite.

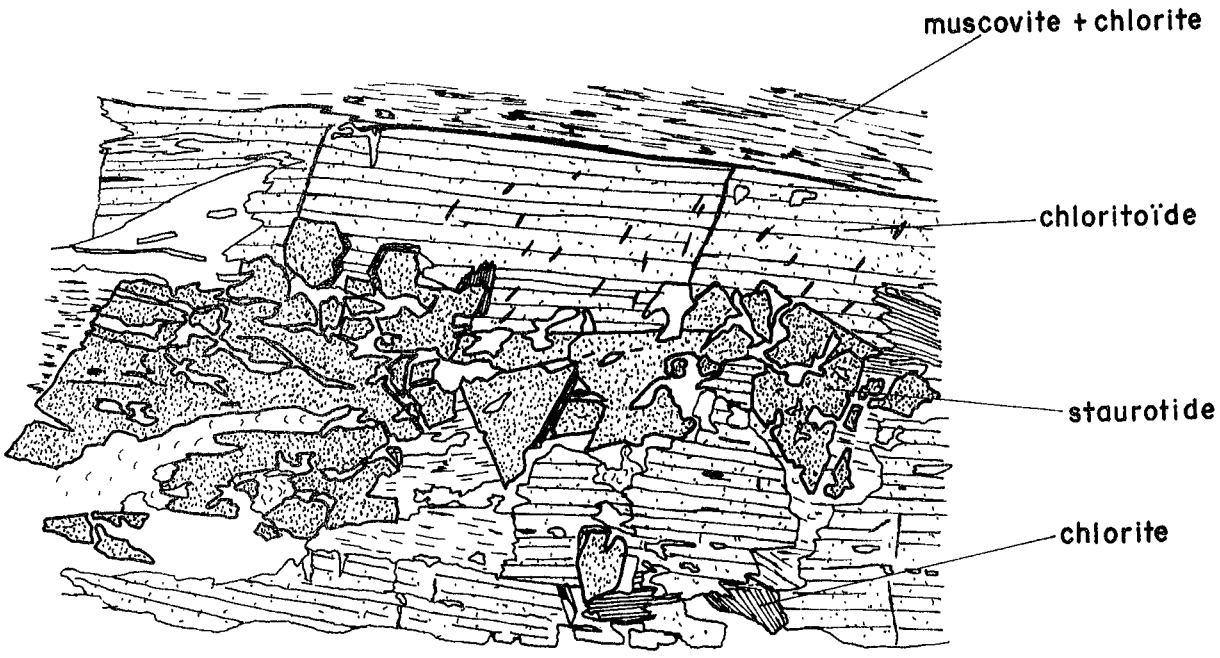


Fig. 43 : Halilifa. Assemblage staurotide + chloritoïde.

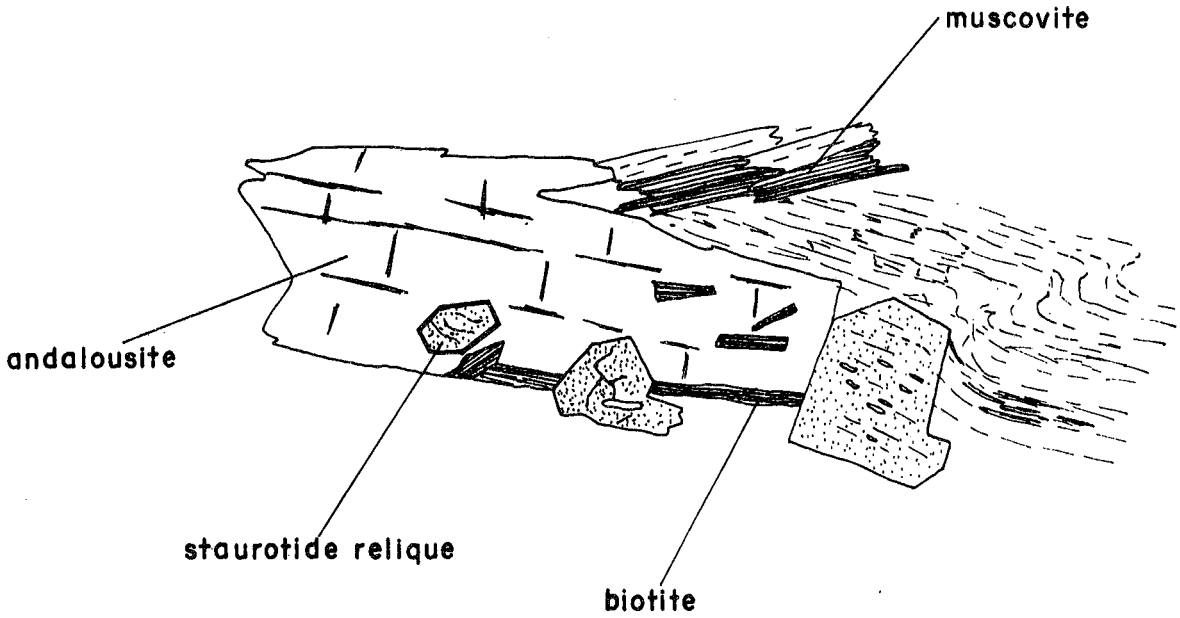


Fig. 44 : Koudiat-er-Rmel. Andalousite de métamorphisme de contact avec reliques de staurotide.

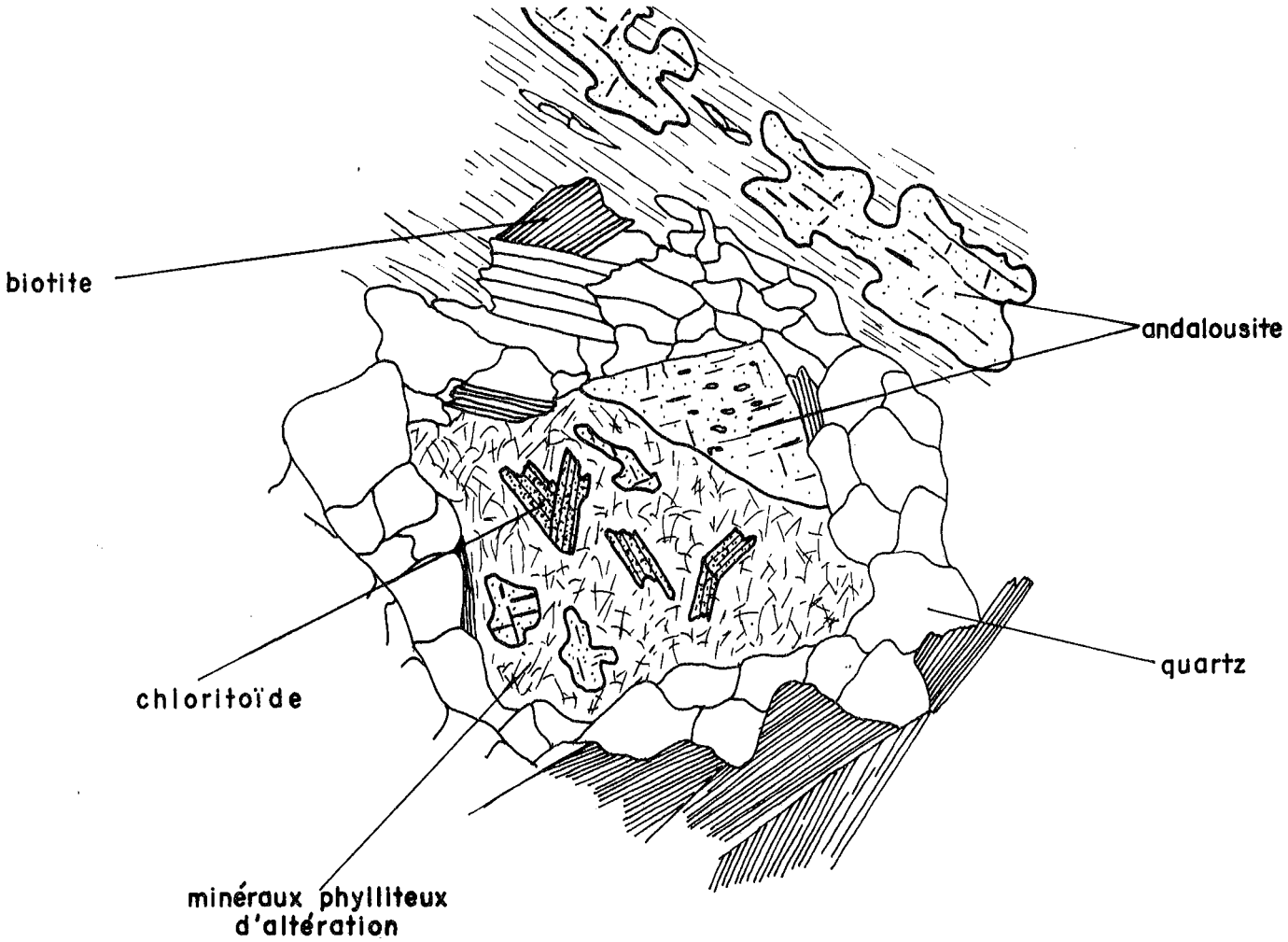


Fig. 45 : Koudiat-er-Rmel. Prisme d'andalousite avec reliques de chloritoïde.

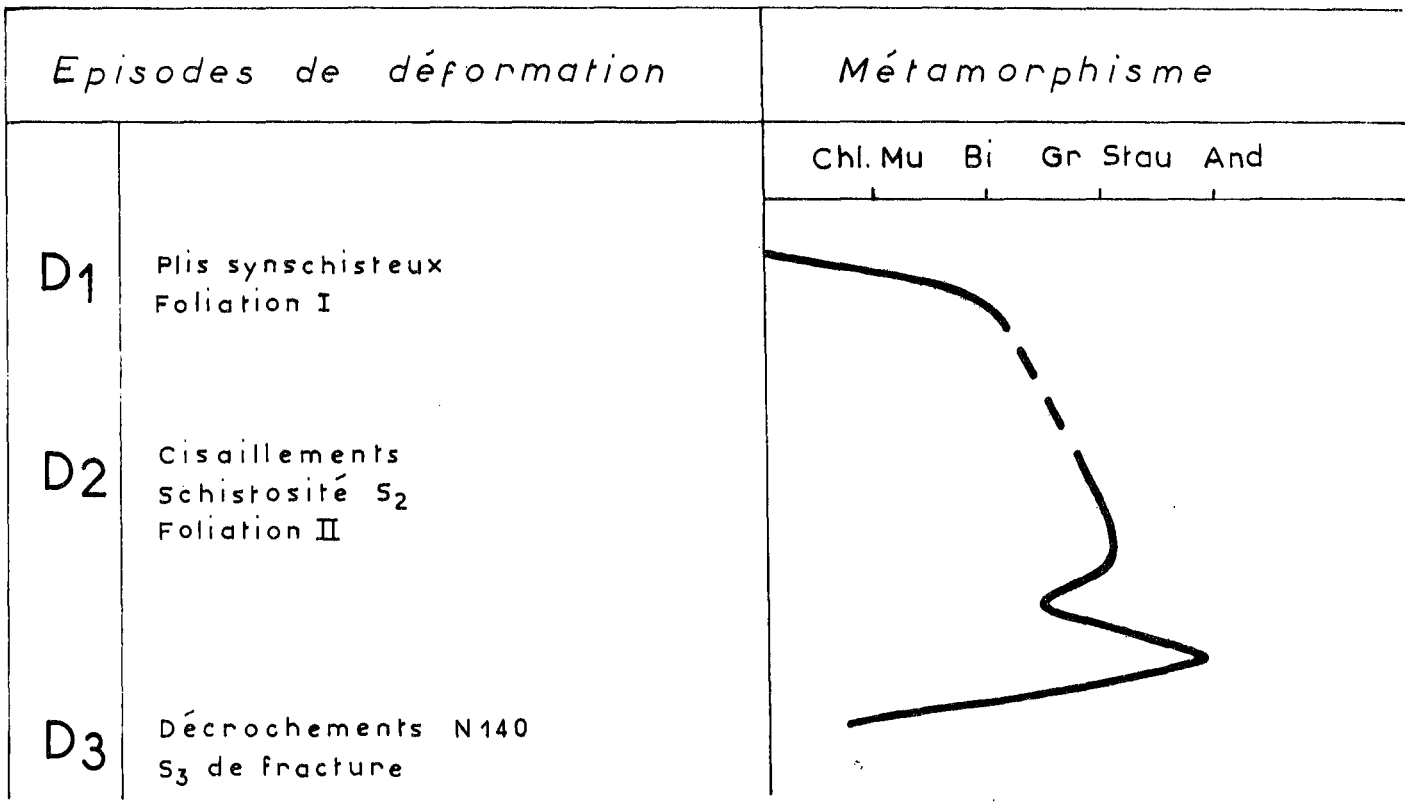


Fig. 46 : Relations entre épisodes de déformation et métamorphisme dans les micaschistes de la formation des Ouled-Hassine.

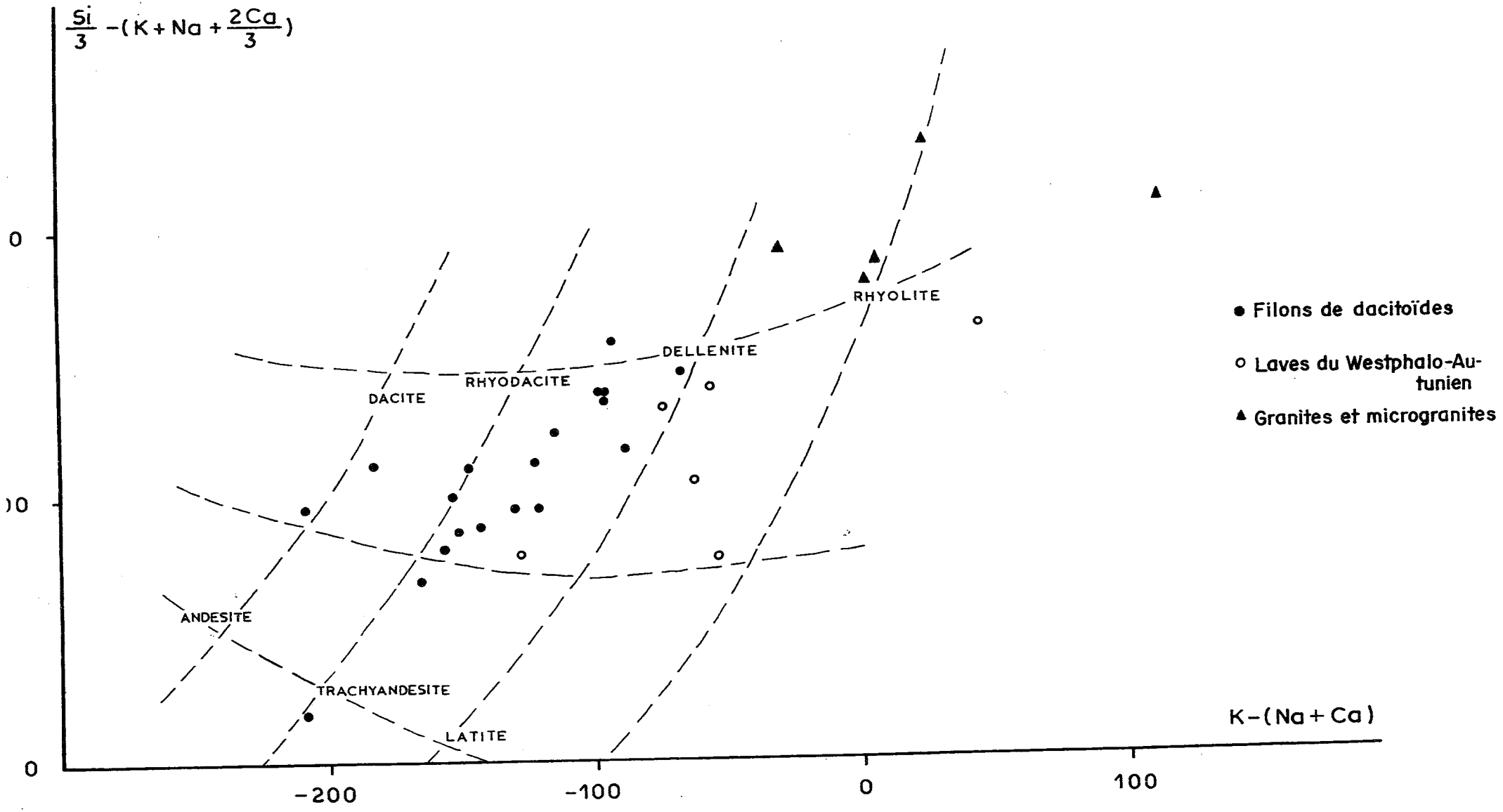


Fig. 47 : Les roches éruptives des Rehamna dans la représentation chimico-minéralogique des roches ignées de de la ROCHE (1966).

PLANCHE I

Photo 1 : Formation d'Allahia ; terminaison SW de l'anticlinal de la Koudiat-el-Adam. Pli D_1 métrique N 20, 20°NE.

Photo 2 : Formation d'Allahia ; terminaison SW de la Koudiat-el-Adam. Flexure métrique à axe subvertical liée aux décrochements dextres N 140 (D_3).

Photo 3 : Formation d'Allahia - Koudiat Foum-Jmel. Chevron décamétrique à axe raide lié aux décrochements dextres N 140 (D_3).

Photo 4 : Formation d'Allahia - Koudiat Foum-Jmel. Clivage de crénulation S_3 développé au coeur des chevrons D_3.

Photo 5 : Formation de Drioukat dans le lit de l'oued Zraïkem. S_1, réorientée en N 110, est subhorizontale; S_0 soulignée par les lits gréseux est verticale.

3

4

5

PLANCHE I

1

2

PLANCHE II

Photos 1-2 : Grès micacés à la base de la Formation du Goulibet, NE de Skhoura (Chaïbet-el-Bia). Les replis dont les directions varient de N 30 à N 115 sont liés au déversement (D_4).

Photo 3 : Formation du Goulibet, douar ouled-Aïssa-Skhaïra. Plis E-W déversés vers le sud. La schistosité est subhorizontale.

Photo 4 : Quartzites de Demja ; Jbel-Kharrou. Décrochements sénestres N 60-75 contemporains de D_4 ou tardifs par rapport à cette phase de déversement.

PLANCHE III

Photo 1 : Formation des Ouled-Hassine, nord de la Koudiat-Njacha. Les plis D_1 N 50,30°NE sont déversés vers le NW. La schistosité est de type flux.

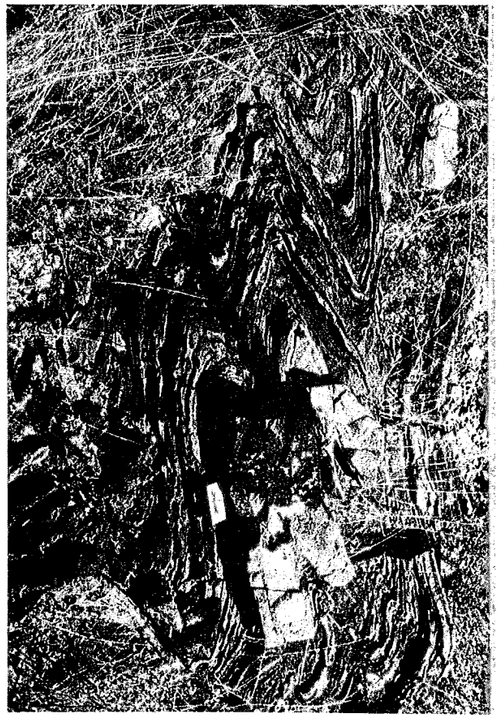
Photos 2-3 : Formation des Ouled-Hassine, calcaires dolomitiques de la Koudiat-Njacha. Plis D_1 de style variable, localement repris par des cisaillements (3).

Photo 4 : Formation des Ouled-Hassine, calcaires gréseux de Sidi Kountar. Plis concentriques déversés vers l'ouest, associés aux cisaillements N-S (D_2).

PLANCHE III

1

3



2

4

PLANCHE IV

Photo 1 : Formation des Ouled-Hassine ; Sidi Kountar. Pli isoclinal de type semblable associé aux cisaillements (D_2).

Photo 2 : Formation des Ouled-Hassine ; pt. 413. Micaschistes à lits quartzitiques. Pli D_2 de style isoclinal déversé vers l'ouest.

Photo 3 : Formation des Ouled-Hassine ; Sidi Kountar. Grès calcareux. Les plis D_2 subméridiens admettent une schistosité de fracture de plan axial.

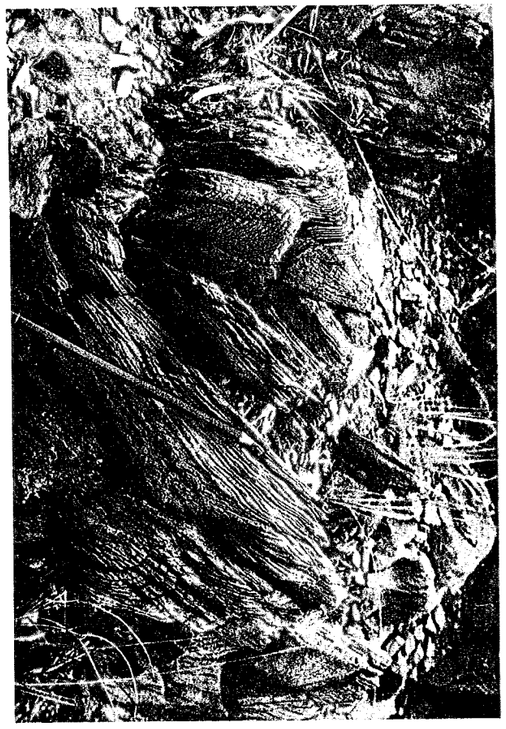
Photo 4 : Formation des Ouled-Hassine ; Sidi Kountar. Plis D_2 à charnière courbe dans les niveaux gréseux.

PLANCHE IV

1

2

3



4

PLANCHE V

Photo 1 : Formation des Ouled-Hassine ; Sidi Kountar. Plis D_2 de type concentrique, déversés vers l'ouest dans les calcaires dolomitiques.

Photos 2-3 : Formation des Ouled-Hassine. Pseudo-conglomérats (?) d'Ajara (2) et de Leham-el-Begar (3). Des niveaux quartzitiques sont dilacérés et déformés en galettes pendant les cisaillements D_2. Des galets aplatis et replissés sont peut-être aussi présents.

Photo 4 : Ajara : galette quartzitique dessinant une charnière isoclinale.

3

1

PLANCHE V

4

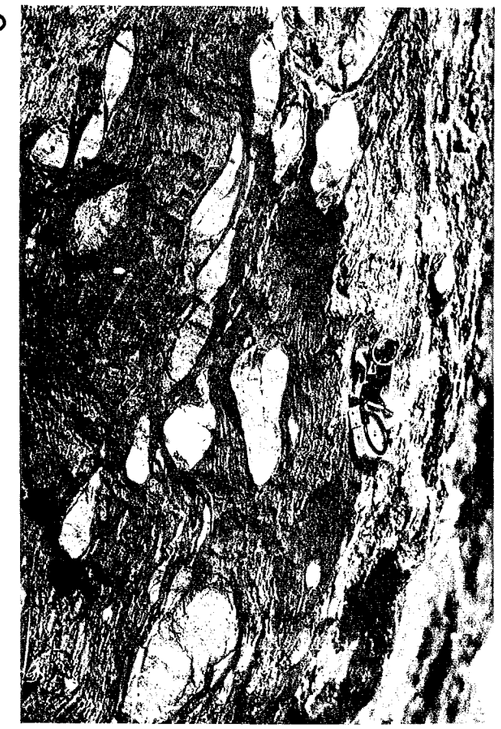

2

PLANCHE VI

Photo 1 : Formation des micaschistes à amphibolites. Koudiat Smina. Micaschistes replissés en chevrons associés aux décrochements dextre N 140 (D_3). Le crayon est parallèle à la linéation d'intersection L_0^{1-2}.

Photos 2-3 : Rétromorphose des minéraux du métamorphisme régional dans l'auréole de contact de Raïchet. Le grenat (2) est partiellement pseudomorphosé par la muscovite et la biotite ; le staurotide (3) par des paillettes de séricite (X 30 env.).

PLANCHE VI

1

3

2

Schéma oro-hydrographique des Rehamna orientaux

LABORATOIRE DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 10048

0 1 2 Km

- Fig. 2 -

Ch. Hoepffner 1974

7°50′ 7°45′ 7°40′

32°30′ 32°25′ 32°20′

NM NG

CARTE GÉOLOGIQUE DES REHAMNA ORIENTAUX

Echelle 1/50000

0 500 1000 2000m

Ch. Hoepffner 1974

LEGENDE

QUATERNAIRE

- éboulis
- hautes terrasses encroûtées
- q_2 Quaternaire indifférencié: alluvions récentes, colluvions
- q_1 terrains remaniés sur place

SECONDAIRE

- C Crétacé supérieur: calcaires

PRIMAIRE

- hW laves acides conglomérats, grès et argiles rouges
- α DD micaschistes à amphibolites (α) (VISEO-NAMUR.?) et micaschistes indifférenciés

DÉVONO(?) WESTPHALO DINANTIEN - AUTUNIEN

DÉVONIEN?

Formation des Ouled-Hassine

- D quartzites lenticulaires et calcaires dolomitiques pélites gréseuses
- conglomérats (lentilles principales) et pseudo-conglomérats (Ajara)

SILURIEN (ou ASHGILL LLANDOVERY inf.? TARANNON)

- S schistes ampélitiques à Graptolites

Formation du Goulibet-El-Mesrane

- grès et quartzites d'El-Mesrane
- O_5 alternance gréso-pélitique "flysch" du Goulibet

LLANDEILO-CARADOC

Formation d'Allahia

- O_4 Série supérieure: quartzites massifs, pélites gréseuses, grès micacés
- O_3 Série inférieure: grès, pélites gréseuses, quartzites
- O'_3 pélites gréseuses blanches (massif d'Allahia)

LLANVIRN

Formation de Demja

- O_2 argilites blanches et quartzites

ARENIG

Formation de Drioukat

- O_1 grès micacés bioturbés
- O Ordovicien indifférencié

CAMBRIEN?

Formation de Sidi-bou-Oufka

- C pélites sombres ± gréseuses, quartzites

- γ granite
- filons de dacitoïdes
- failles
- direction et pendage des couches
- limite du métamorphisme de contact
- limite des micaschistes à phénoblastes (chloritoïde, grenat, staurotide)

1a

1b

NM NG

KOUDIAT-EL-ADAM

Sakhet Dabbar

DRIOUKAT

SKOURA

ALLAHIA

Guelb Zraïkem

HASSINE

K.er-Rmel

MINE HASSINE

OULED

Sidi Kountar

El Mebrane

Y Sidi Ahmed ben Azzouz

CUBE KHARROU

K. Smina

1d

1c

LABORATOIRE DE GEOLOGIE ET DE PALEONTOLOGIE
N° D'INVENTAIRE 10048

SCHÉMA STRUCTURAL DES REHAMNA ORIENTAUX

Echelle 1/50000

0 500 1000 2000m

Ch. Hoepffner 1974

Légende de la carte

- Quartzites ordoviciens
- Quartzites dévoniens
- Plan de faille et sens du rejet
- Contact anormal plat
- Plan de stratification
- Plan de foliation (S1 + S2)

Légende des stéréogrammes

- x Stratification
- o Schistosité S1
- Linéation d'intersection L^{o}_{1}
- Pli 1
- Foliation (S1+S2)
- * Schistosité S2
- Pli 2
- Linéation $L^{o}_{1/2}$
- Linéation d'étirement (galets)
- ⊙ Schistosité S3
- Pli P3

(Canevas de Wulff, projection de l'hémisphère supérieur)