

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DE L'EVOLUTION STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE DU SEGMENT HERCYNIEU DES JEBILET CENTRALES REGION DE SIDI BOU OTHMANE

EL HASSANI Ahmed¹

ملخص

الحسني أحمد

مساهمة في معرفة التطور البنيوي والتحويلي للسلسلة الهرسينية للجيبيلات الوسطى (ناحية سيدي عثمان)

تتكون السلسلة الهرسينية للجيبيلات من عدة وحدات بنيوية ودراسنا تم وحدة سيدي بوعثمان التي توجد شرق الوحدة البنيوية لسغلف . وهي تحتوي على صخور أسندت الى الفيزي العالي-القميري والأرد قيسي . أهم حدث بنيوي في وحدة سيدي بوعثمان هو وجود تماس غير عادي مستوي حيث تغطي صخور أردقسية صخورا من العصر الفحمي ، والتغطية لاتقل عن 40 كلمترا ، وقد حدث هذا التماس قبل المرحلة الرئيسية لتغيير الصخور الهرسينية وتحويلة الجزئين الوسطي والغربي . نجد أن المرحلة الرئيسية للتغيرات تنسم بتعرجات شمالية-جنوبية ذات محاور محنية ، مدى عمقها وطول موجاتها متنوعة . وهذه التعرجات مشتركة بتنضدية بلورية من نوعية السيلان ، متزامنة بتحويلة جهوية . في الجزء الشرقي نجد أن المرحلة الرئيسية تتميز بوضع تعرجات (على درجة 40 شمالا) ولكن هذه التنضدية قليلة الانحدار نحو الغرب . ودرجة التحويلة جد ضعيفة بالنسبة للجزئين الآخرين . وقد تلا هذه الاحداث نشوء تحويلة تماس نتجت عنها سماقانيات من الكورديريت والبيوتيت والاندلوزيت والسليمانيت والبنفش والايديوكراز . ويفسر هذه التحويلة صعود بؤرة حرارية يمتثل ارتباطها بكتلة غرانيتية يبرهن عنها وجود عروق الپغماتيت . ان تسطحا ذا محور تقصير شرقي - غربي يلاحظ في الجهات الوسطى والغربية دون الجهة الشرقية وهذا يبين لنا ان الطابق البنيوي يختلف من جهة الى أخرى .

¹ Département de Géologie, Institut Scientifique, B.P. 703 Rabat - Agdal.

RESUME

Le massif hercynien des Jebilet est constitué de plusieurs unités structurales. Notre étude concerne l'unité de Sidi Bou Othmane qui est à l'est de celle du Sarhlef. Elle est formée de roches attribuées au Viséen supérieur, Namurien et à l'Ordovicien.

Une importante tectonique tangentielle amène des terrains ordoviciens sur du Carbonifère. Le recouvrement minimum est de 40 Km. Il s'agit de contacts antérieurs à une phase majeure de déformation hercynienne et au métamorphisme. Dans les parties centrales et occidentale, la phase majeure de déformation est caractérisée par des plis NS à axes courbes, d'amplitude et de longueur d'onde variables, associés à une schistosité cristallophyllienne de flux, subverticale, synchrone d'un métamorphisme régional épizonal. Dans la partie orientale, la phase majeure est caractérisée par des plis N40, peu nombreux, mais la schistosité qui est associée à ces plis est très peu pentée à l'ouest. Le degré de métamorphisme est très faible par rapport aux deux autres parties.

Postérieurement se développe dans la partie centrale un métamorphisme de contact qui a produit des porphyroblastes de cordiérite, biotite, andalousite, sillimanite, grenat et idocrase. Ce métamorphisme est expliqué par la montée d'un foyer de chaleur, peut-être associé à un massif granitique dont témoigne la mise en place de filons de pegmatite. Un aplatissement dont l'axe de raccourcissement est EW, s'observe dans les parties centrale et occidentale. En revanche dans la partie orientale, il n'est pas évident. Ceci nous fait penser qu'il ne s'agit pas partout du même étage structural.

SUMMARY

The hercynian massif of Jebilet is formed of several structural units. This study is concerned with the easternmost unit, that is Sidi Bou Othmane. It comprises rocks of inferred Upper Visean, Namurian and Ordovician age.

Ordovician rocks have been transported a minimum of 40 Km, to lie above the Carboniferous on an important tangential tectonic contact. This occurred before the major phase of hercynian deformation and before the metamorphism. In central and western parts of the study area, the major deformation is seen as folds with curved NS axial traces. These have variable amplitude and wavelength and an associated subvertical schistosity which is synchronous with a regional epizonal metamorphism. In the eastern part, the major deformation phase produced fewer folds with axial traces trending N40 and an associated schistosity which dips gently to the west. The regional metamorphism is much less than in the other parts of the area.

At a later stage, there was a static contact metamorphism in the central part of the area which produced porphyroblasts of cordierite, biotite, andalousite, sillimanite, garnet and idocrase. This metamorphism is explained by granitic emplacement at depth, an interpretation supported by the emplacement of numerous pegmatite veins. An east-west flattening is seen in the central and western parts, but is not obvious in the eastern part of the area. This suggests that these two contrasting regions do not belong to the same structural level.

GENERALITES

PRESENTATION DU SECTEUR

Cadre géographique

Le secteur faisant objet de ce travail est situé à une trentaine de kilomètres au nord de Marrakech, de part et d'autre de la route principale RP 7 reliant Casablanca à Marrakech.

Les limites approximatives sont (fig. 1):

- le bassin de la Bahira, au nord.
- la ligne joignant le douar Sidi Bou Kricha au douar Aït Bouchent, au sud.
- la ligne joignant la Koudiat El Hajel au douar Oulad Slimane, à l'est.
- les Jbel Sarhlef et El Harcha, à l'ouest.

Les traits morphologiques sont dominés par une grande vallée centrale nord-sud, qui coupe de part en part les Jébilet et qui est empruntée par les voies de communications principales (route et chemin de fer); A l'est et à l'ouest se trouve des zones de montagnes qui culminent entre 700 et 950 m. Le réseau hydrographique est bien développé, mais les oueds sont tous secs. S'il n'y a pas de source, les puits sont nombreux.

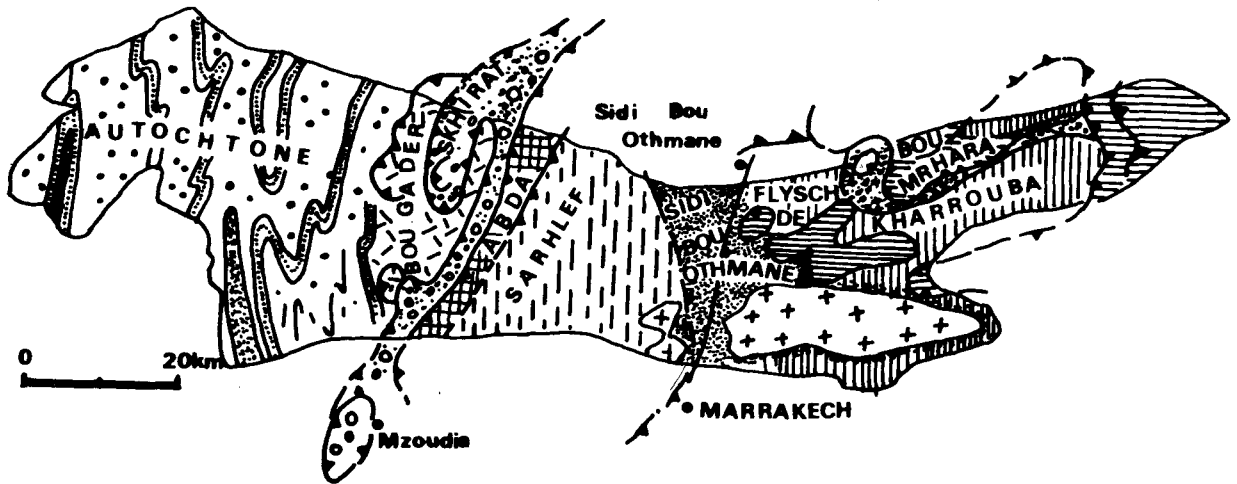
L'accès de cette région est facile, puisqu'en plus de la RP 7, il existe un important réseau de bonnes pistes toutes carrossables. Les conditions d'affleurement sont bonnes puisque la végétation est très clair-semée.

Cadre géologique

Le secteur est situé dans la boutonnière hercynienne des Jébilet et fait partie de deux ensembles définis par HUVELIN (1977) et appelés schistes du Sarhlef et flysch de kharrouba.

Ces deux ensembles ont été divisés (SOUGY 1976, POUTCHKOVSKY 1978, MULLER & al.1979), pour des raisons structurales, en plusieurs unités tectoniquement superposées d'ouest en est qui sont (fig.1):

- l'unité de Bou Gader: silto-gréseuse et silto-calcaireuse.
- l'unité des Skhirat: formée de lambeaux de terrains de



AUTOCHTONE:



Ordovicien inférieur.



Cambrien moyen.

ALLOCHTONE:



Ecaille de Bou Gader. (Cambrien Inf.).



Nappe des Skhirat (Ord.-Sil.- Dév.).



Nappe d'Abda (âge inconnu) et Sarhlef (Viséen Sup.).



Unité de Kharrouba (Viséen sup.).



Nappe de Bou Mrhara (Ord.- Sil.- Dév.).



Nappe de Sidi Bou Othmane (Carbonifère probable.).



Nappe du Tekzim (Viséen sup.).



Granite tardi-hercynien.



Contact de nappe.



Contact de cisaillement chevauchant.

Fig:1 .- Le massif hercynien des Jébilet (d'après MULLER & al 1981).

nature très variée; quartzites, shales rouges, gréso-pélites, calcaires gréseux, calcaires bleus et pélites violacées.

- L'unité d'Abda; constituée essentiellement de quartzophyllades et de roches basiques,

- L'unité du Sarhlef: Depuis le jbel Bouzlaf (à l'ouest de la mine de kettara) jusqu'au jbel Sarhlef, on rencontre un ensemble volcano-sédimentaire nettement différent des terrains situés à l'est du Sarhlef. Ce complexe est constitué de shales, phyllites, calcaires bioclastiques, de roches basiques intrusives en filons couches (diorites, gabbros), de tuffs chloriteux et quartzo-kératophyrique, de brèches, de coulées volcaniques acides albitophyres et quartzo-albitites, d'amas de sulfures massifs (pyrrhotine) et de roches acides intrusives (granophyres).

- L'unité de Sidi Bou Othmane: A l'est du jbel Sarhlef ce sont principalement des roches détritiques (quartzites, calcarénites, calcaires bioclastiques, microconglomérats), des phyllites, des calcschistes, des calcaires, des dolomies et des amas graphiteux. Le flysch de kharrouba fait partie de cette unité. C'est un flysch à plantes (Calamites et Asterocalamites) de faciès culm; les bancs gréseux montrent un grano-classement, des figures de charges, des convolutes, des glissements intraformationnels (slumping), etc... on y retrouve aussi des brèches, intraformationnelles selon la conception de HUVELIN ou tectoniques selon ZAHRAOUI (1981), GRAHAM & al. (à paraître), MULLER & al. (1979).

Cette unité de Sidi Bou Othmane est prise dans un sens large. Les travaux cités montrent qu'il serait nécessaire de la subdiviser en raison des contacts anormaux importants qui mettent en contact des formations lithologiques très différentes.

Les shistes du Sarhlef et le flysch de kharrouba ont été attribués au Viséen supérieur-Namurien (PERMINGEAT (1951) et HUVELIN (1977.)

On rencontre aussi des terrains ordoviciens, allochtones, interprétés par HUVELIN comme des olistolites ou des nappes de glissement synsédimentaires, mais que nous considérons comme des klippes.

Toutes ces roches qui ont été métamorphosées et plissées à plusieurs reprises, puis faillées, sont supposées appartenir à un domaine allochtone (SOUGY, 1976) qui chevauche à l'ouest un domaine autochtone (môle côtier mésétien) modérément plissé (POUTCHKOVSKY, 1978 et TAHIRI, 1982).

DEFINITIONS DE QUELQUES TERMES UTILISES.

Siltstones

Ce sont des roches détritiques dont les éléments ont un diamètre entre 5 et 62 microns (WILLIAM, TURNER et GILBERT, 1955, p. 279).

Slate

C'est une roche métamorphique à grain fin avec un plan de schistosité parfait (slaty cleavage), mais sans rubanement de ségrégation. Les minéraux ne sont jamais déterminable à l'oeil nu ou même à la loupe. Produit du métamorphisme régional des shales, siltstones et autres sédiments clastiques à grain très fin (WILLIAM, TURNER et GILBERT, 1955, p. 174).

Phyllite

Roches schisteuse à grain fin, parfois avec rubanement de ségrégation naissant. Les surfaces de schistosité ont un éclat lustré donné par les micas (muscovite) et chlorite, mais les minéraux ne sont pas visibles à l'oeil nu mais à la loupe. Les phyllites ont les mêmes origines que les slates, mais le diamètre du grain est plus gros, dû à un métamorphisme plus avancé (WILLIAM, TURNER et GILBERT, 1955, p. 174).

Schistosité

C'est un débit de la roche en feuillets très fins, d'épaisseur pouvant aller du micron au millimètre et qui est accompagné de recristallisations parallèles aux plans des feuillets. Nous l'appellerons B_0S_1 (Nous la condons B_0 par référence à l'unité de Sidi Bou Othmane).

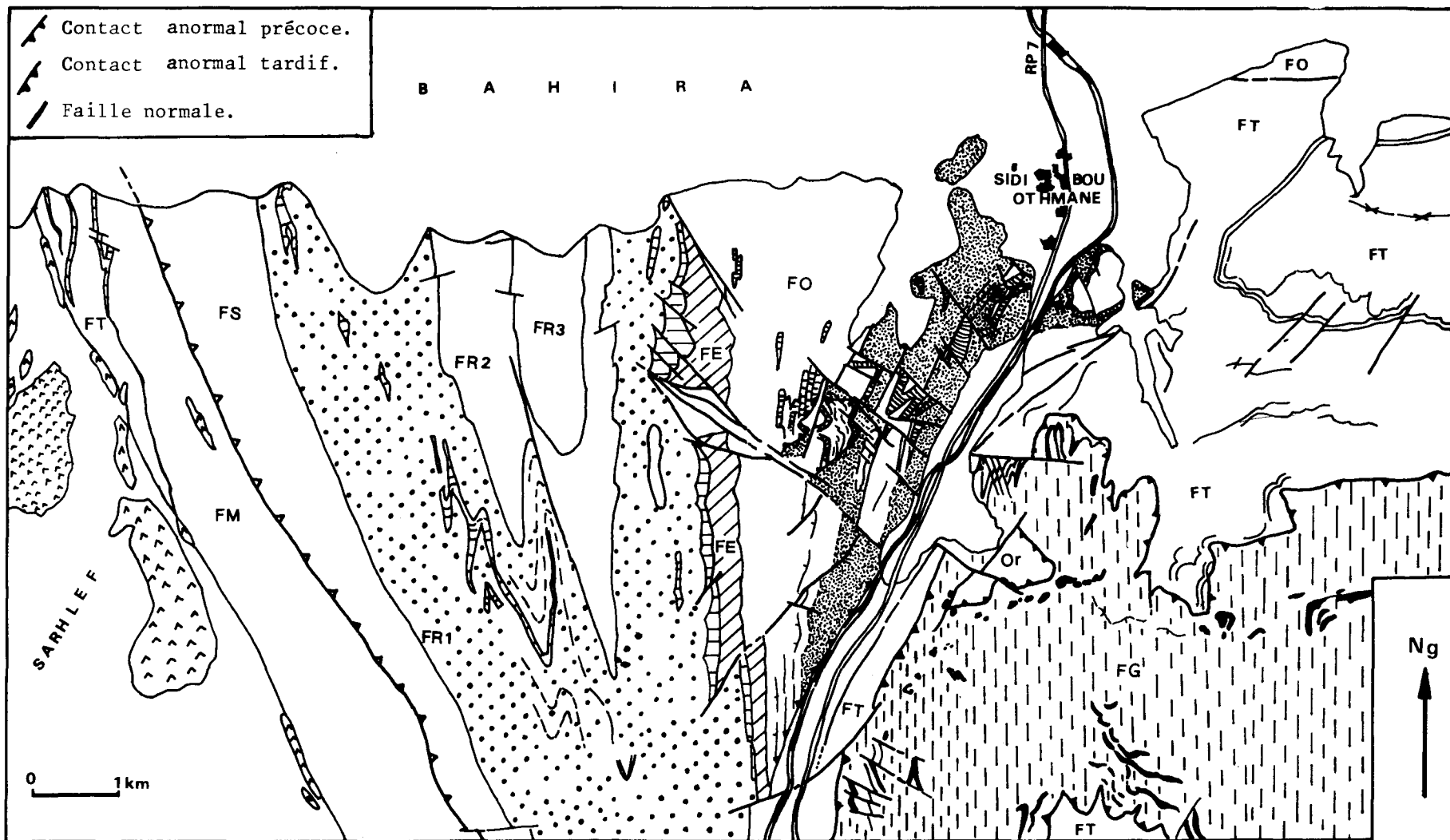
Clivage de crénulation

Correspond à des zones de fractures de cisaillement discontinues, presque parallèles entre elles, d'espacement millimétrique à décimétrique, accompagné de plissements qui traversent la roche déjà affectée par une première schistosité. Les plans de clivage sont généralement sans recristallisation. Les minéraux contemporains de la première schistosité sont pliés ou cisailés et dans ce cas se disposent parfois parallèlement au plan de clivage (par simple réorientation mécanique). Nous l'appellerons B_0S_2 .

BREF COMMENTAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE.

On distingue plusieurs formations lithologiques différentes⁽¹⁾.
Aucun fossile caractéristique n'a été trouvé dans le secteur étudié.

(1): voir définitions dans la thèse de l'auteur: (EL HASSANI 1980).



CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE SIDI BOU OTHMANE

FM: formation d'El Mouih , FT: formation du Draa et Touil, FS: formation d'Es Saada,FO: formation de Sidi Bou Othmane,FE: formation d'El Rhaba,FR1: formation de Rouagueb(membre inf.) ,FR2: formation de Rouagueb(membre moyen) ,FR3: formation de Rouagueb (membre sup.) ,Or: klippe d'Ordovicien.,FG: formation du Guertit.

Mis à part des terrains à faciès de l'ordovicien constituant une klippe, toutes ces formations ont été assignées au flysch de kharrouba et aux schistes du Sarhlef et attribuées au Viséen supérieur-Namurien par HUVELIN (1977). Une grande faille N 30 à pendage de 20 à 50 E située dans la vallée de l'oued Ed Dafla sépare le secteur étudié en deux domaines:

- à l'ouest

Les formations sont ployées en une grande structure synclinale d'axe N-S plongeant vers le nord et à schistosité axiale subverticale. Le coeur de ce synclinal est occupé par la formation de Rouagueb qui est constituée d'une alternance de phyllites, de siltstones, de calcaires bioclastiques et de quartzites. Les phyllites et les siltstones sont dominants. Les trois membres constituant cette formation sont apparemment en continuité stratigraphique.

En dessous on trouve structuralement d'autres formations, mais qui, curieusement, sont différentes dans les deux flancs du synclinal. Dans le flanc ouest, se trouve la formation d'Es -Saada qui est constituée de phyllites et de lentilles de calcaires et de quartzites. Elle est caractérisée par une intense déformation. La nature du contact, stratigraphique ou tectonique, entre la formation d'Es-Saada et celle de Rouagueb n'est pas connue.

Structuralement en-dessous de la formation d'Es-Saada, se trouve la formation d'El Mouih, moins métamorphique que la précédente mais toute aussi intensément déformée et qui est constituée de slates, de quartzites et de calcaires. Cette formation d'El Mouih vient en contact avec l'unité volcano-sédimentaire du Sarhlef (s.s) aussi caractérisée par une intense déformation. La zone de contact est très déformée, ce qui nous empêche ici aussi de déterminer sa nature. Dans cette zone, au nord, s'intercalent localement entre la formation d'El Mouih et l'unité du Sarhlef des roches de caractère flyschöide, qui ne présentent cependant aucune continuité vers le sud et vers l'est.

- Dans le flanc est

Sous la formation de Rouagueb, se trouve une formation détritique (formation d'El Rhaba) constituée essentiellement de phyllites silteuses et de quartzites, en continuité lithostratigraphique à koudiat El Rhaba avec les niveaux calcaires de la formation sus-jacente.

En-dessous de la formation d'El Rhaba, vient la formation de Sidi Bou Othmane; celle-ci est caractérisée dans sa partie structurellement supérieure par des phyllites et des quartzites (en blanc sur la carte) en-dessous desquels se trouvent des calcaires (en hachuré) puis plus bas des phyllites principalement (en pointillé fin). Les calcaires sont répartis seulement dans la moitié nord de la zone d'affleurement de la formation de Sidi Bou Othmane. Plusieurs contacts anormaux ont été observés à l'intérieur de cette formation. Ils sont antérieurs à la schistosité principale qui les recoupe. Ces contacts mettent en superposition anormale des calcaires sur des phyllites notamment à l'ouest du relais de télévision.

Au niveau du contact entre les formations d'El Rhaba et de Sidi Bou Othmane, il a été observé des accumulations locales de graphite et aussi des lentilles quartzitiques, ce qui suggère que ce contact n'est probablement pas de nature stratigraphique.

La formation de Sidi Bou Othmane vient à l'est, obliquement en contact avec une formation, de caractère flyschoides sous-jacente, qui affleure dans la vallée de l'oued Ed-Dafla (formation de Draa et Touil). Les différents termes de la formation de Sidi Bou Othmane se terminent ici en sifflet et s'appuient structurellement sur le flyschoides. Ce contact en sifflet intercepte aussi la formation d'El Rhaba et probablement aussi les calcaires à la base de la formation de Rouagueb au douar Bou kricha.

- à l'est:

Les termes flyschoides qui apparaissent dans la vallée de l'oued Ed-Dafla affleurent beaucoup plus largement dans la partie NE du secteur étudié à jbel Zouk et Tir et Draa et Touil le passage du flysch de la vallée à celui du NE n'est pas clair en raison des nombreuses failles cartographiées au niveau de la vallée et aussi de la mauvaise qualité des affleurements au point de jonction, d'où à nouveau la difficulté d'établir une corrélation. Au dessus de la formation du Draa et Touil apparaît une formation en partie chaotique (formation du Guertit) constituée de phyllites, de calcaires et de quartzites lenticulaires. Au-dessus se trouve une klippe d'ordovicien constituée essentiellement de psammites et phyllites silteuses.

La nature du contact entre la formation du Guertit et celle du Draa et Touil n'est pas connue. On peut seulement dire qu'à certains endroits on observe des phyllites à blocs identiques à celles observées sous la klippe d'ordovicien. Le contact entre les deux formations recoupe cartographiquement les couches de la formations du Guertit, notamment au SW du douar d'El Mhazil. Une parenté entre les formations du Guertit et celle de Sidi Bou Othmane est invoquée à cause des calcaires. Mais comme il n'y a aucune continuité lithologique évidente il nous a semblé prudent d'en faire deux formations différentes.

Au nord du jbel Zouk et Tir, on retrouve à la koudiat El Hajel des calcaires de la formations de Sidi Bou Othmane qui sont limités au sud par une faille E-W, verticale.

Sur le plan structural, la carte montre un grand synclinal de direction N-S (synclinal de Rouagueb), à schistosité de plan axial, verticale dans la partie centrale. Dans le flanc occidental de ce synclinal, cette schistosité est reprise par un clivage postérieur N-S à N 20, vertical ou subvertical.

Dans la région de Sidi Bou Othmane, on retrouve également cette schistosité; elle y est plan axial des plis qui lui sont associés. Des plis du même style s'observent aussi dans la partie ouest de la formation du Guertit.

Cette schistosité et ces plis déforment les contacts entre les formations, ce qui implique que lorsque ceux-ci sont des contacts tectoniques, ils sont plus difficiles à détecter.

La schistosité diminue d'intensité dans la formation du Draa et Touil au NE du secteur, où on ne retrouve plus les grands plis NS comme ceux visibles dans les calcaires de Sidi Bou Othmane. Par contre, il existe des plis EW anticlinaux et synclinaux qui, doivent être recoupés par le contact de base de la formation du Guertit, (EL HASSANI, 1980).

Deux systèmes principaux de failles, N 30 et N 140, sont observés. Les failles N 140 recouperont les N 30; elles sont de type horst et graben. Deux d'entre elles font remonter un bloc calcaire de la formation de Sidi Bou Othmane jusqu'au niveau de la formation de Rouagueb à l'ancienne exploitation de graphite.

ANALYSE STRUCTURALE

INTRODUCTION.

Le dispositif structural actuel est le résultat de la superposition de plusieurs épisodes de déformations souples, dont les plus importants se sont produits entre le Viséen supérieur-Namurien (derniers terrains plissés et datés à l'est du secteur) et le Trias (premiers terrains discordants à 11 km au SE de Sidi Bou Othmane, au douar Oulad Ammi Ahmed). Il s'agit des phases post-viséennes, dites hercyniennes majeures (HUVELIN, 1977), qui englobent les plissements, les schistosités, le métamorphisme et la mise en place du granite des Jébilet centrales.

Par analogie avec les failles qui recoupent le Trias au douar Oulad Ammi Ahmed et le Jurassique à l'est et l'ouest du massif paléozoïque des Jébilet, les structures cassantes et les ondulations antiformes et synformes observées dans le secteur d'étude ont été attribuées à l'orogénèse alpine.

APERÇU STRUCTURAL.

On dégagera dans ce chapitre la succession et les caractères des phases tectoniques ayant affecté la région; les phases mises en évidence sont au nombre de trois:

- . D_0 : anté-schistosité B_0S_1 (nappes précoces).
- . D_1 : synschisteuse, "majeure" (plis P_1 , schistosité B_0S_1).
- . D_2 : post-schisteuse et post métamorphisme (plis P_2 et clivage B_0S_2).

Ces trois phases sont hercyniennes.

La mise en place des nappes précoces a engendré des superpositions lithostratigraphiques anormales et probablement aussi des répétitions de séries. De ce fait, nous utiliserons pour caractériser les structures plissées, les termes de synforme et d'antiforme, chaque fois que la continuité lithologique normale n'est pas prouvée.

La superposition des 3 phases de déformations a donné naissance à un certain nombre de grandes structures, qui sont d'ouest en est:

- le grand synclinal synschisteux, d'orientation méridienne, de Rouagueb; Il a une structure en fond de bateau et est largement ouvert vers le nord;
- l'ondulation antiforme, post-schisteuse, NNE-SSW de Bou Kricha;
- le synforme synschisteux NNE-SSW de la maison forestière;
- la voûte antiforme NNE-SSW du Guertit.

On distingue en outre dans la partie NE du secteur d'étude deux grandes structures:

- anticlinal E-W de Draa et Touil;
- synclinal E-W de Zouk et Tir.

Les grandes structures synschisteuses sont dues à la phase de déformation majeure D_1 . Elles sont accompagnées de la schistosité $B_0 S_1$, qui est parallèle aux plans axiaux des plis P_1 . Il est à noter qu'il n'a été observé aucune schistosité antérieure à $B_0 S_1$, ni à l'affleurement, ni en lames minces, la phase D_0 étant seulement responsable de la mise en place de nappes de glissement antérieures à $B_0 S_1$.

Les variations de direction et de pendage de $B_0 S_1$ (dispositif en éventail) sont dues aux déformations post-schisteuses, lesquelles sont de nature souple et cassante. Celles-ci n'ont cependant pas modifié considérablement les structures synschisteuses dans la partie centrale du synclinal de Rouagueb. Par contre, dans le flanc ouest de ce synclinal, la schistosité se couche à l'est et est fortement déformée par un clivage, indice d'une intense déformation ultérieure. Dans le flanc est du synclinal, dans l'axe de la vallée de l'oued Ed-Dafla, la schistosité est déformée par une ondulation antiforme NNE-SSW, peut-être liée à la grande faille normale NNE-SSW qui passe dans la vallée. Le flanc est du synclinal de Rouagueb et le flanc ouest du synforme de la maison forestière sont en outre recoupés par des failles normales NW-SE en escalier qui font descendre ces structures vers le NE.

LES PHASES DE DEFORMATIONS,

Déformations Anté-Schisteuses D_0 .

Cette phase est à l'origine de structures plissées et de superpositions anormales. Les contacts de chevauchements et de nappes précoces n'ont été observés que dans les formations de Sidi Bou Othmane et du Guertit. L'examen de la carte géologique montre que des contacts existent aussi très probablement ailleurs par exemple entre la formation flyschoidé du Draa et Touil et les formations sus-jacentes. Nous décrirons d'abord les deux exemples les plus convaincants qui nous ont permis d'envisager l'existence des autres contacts.

1. Les plis P_0 .

- Dans la Klippe d'Ordovicien au SE de la maison forestière, nous avons observé un pli E-W à N 100° d'amplitude hectométrique qui est tronqué à sa base et dont il ne reste que le flanc nord. Dans le versant sud de la colline W les couches de l'Ordovicien ont une direction générale N 100° , 60 à 40° N. Dans le versant nord de la colline est ces couches ont une direction N 100° et sont par endroit verticales. Le tracé cartographique du contact entre l'Ordovicien et le Carbonifère reste à peu près horizontal. On peut dire que les couches ordoviciennes appartiennent à une structure plissée anté-contact tronquée. Il existe aussi dans l'ordovicien des directions de couche N-S qui résultent de la phase de plissement P_1 liée à la schistosité B_0S_1 axiale.

- A frag El Ma, la discordance tectonique de 20° entre les calcaires et les phyllites laisse prévoir soit d'anciennes structures plissées tronquées, soit des couches basculées. La première des deux hypothèses nous semble la plus logique.

- Les plis E-W du synclinal de Zouk et Tir et de l'anticlinal de Draa et Touil ont un plongement d'axe de 10° E environ. L'amplitude et la demi longueur d'onde de ces plis sont décimétriques à kilométriques. Comme le contact entre les formations du Draa et Touil et du Guertit, décrit plus loin, coupe ces structures, il leur est donc postérieur. Ce contact étant considéré comme précoce, les plis sont également précoces.

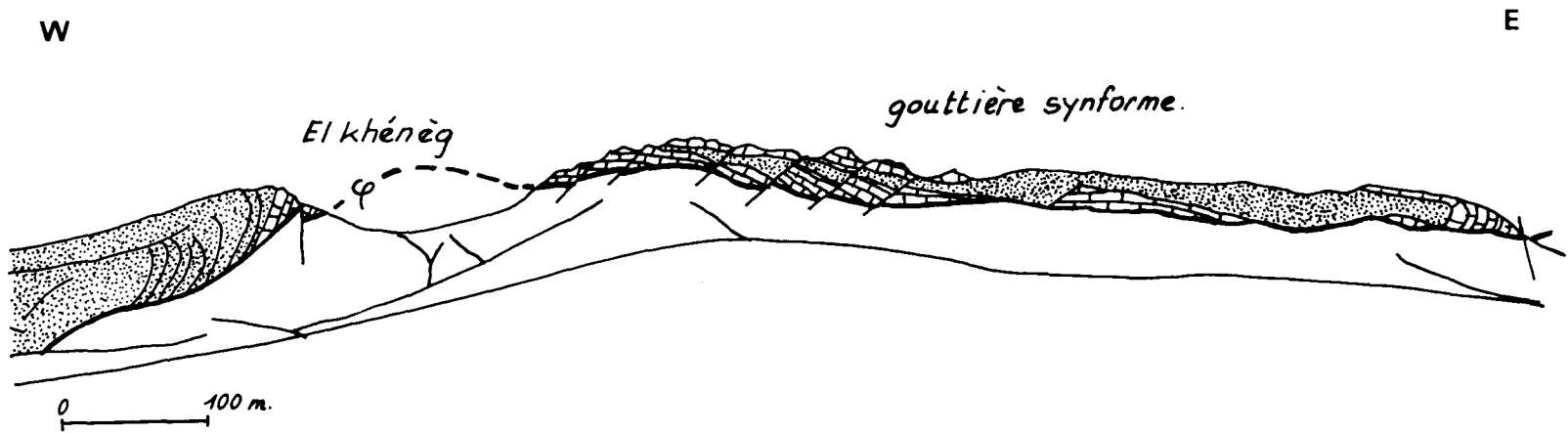
Aucun clivage évident associé à ces plis n'a été observé; ces structures reprennent des roches carbonifères, mais elles sont toutes antérieures aux contacts tectoniques anté-schisteux.

2. Les contacts.

2.1. Les contacts tectoniques dans la formation de Sidi Bou Othmane.

Au N de frag ELMA, on a un contact qui recoupe le série stratigraphique (fig. 2). Dans le flanc ouest de la gouttière synforme de Sidi Bou Othmane, les épais bancs calcaires (barre brune "B", voir fig. 3) n'existent pas partout et il y a par endroit une superposition anormale entre les calcaires clairs "C" et les phyllites inférieures "P₁". Dans le versant ouest de la vallée juste à l'ouest de cette gouttière les différents bancs calcaires sont tronqués et viennent buter suivant un angle de 20° directement sur les phyllites inférieures, "P₁". En allant vers le sud le long du versant, ce contact recoupe dans l'unité supérieure, des niveaux de plus en plus hauts lithostratigraphiquement et finalement il met en superposition deux ensembles phylliteux de lithologie semblable mais appartenant l'un à la base du log stratigraphique (phyllites P₁) et l'autre au sommet (phyllites P₂).

Ce contact, décalé par des failles N 30 et N 140, se retrouve immédiatement à l'ouest et au nord d'El Khénèg plus au NNE à Ras El Kébir nous ne l'avons pas observé, mais il est probable qu'il existe aussi d'autant plus qu'on le voit, encore plus au nord, à Ras El Abd. De l'autre côté de la vallée de l'oued Ed-Dafla nous ne l'avons pas vu en raison de la mauvaise qualité des affleurements. Au sud de la piste de frag El Ma il n'y a pratiquement plus de niveau calcaire, (voir carte géologique) et on a deux ensembles phylliteux l'un sur l'autre avec une petite lentille de calcaire juste à la limite de ces deux ensembles. Nous pensons que le contact, suivi au nord de la piste, passe à cet endroit et qu'il est responsable de la disparition des calcaires de Sidi Bou Othmane. Plus au sud, en l'absence de niveau repère ce contact n'est plus visible.







-  calcaires clairs C.
-  calcaires bruns-barre B.
-  phyllites inférieures P₁.
-  φ: contact anté BoS₁.

fig 2 : Panorama du versant ouest de la
gouttière synforme à 4 km au SW de
Sidi Bou Othmane.

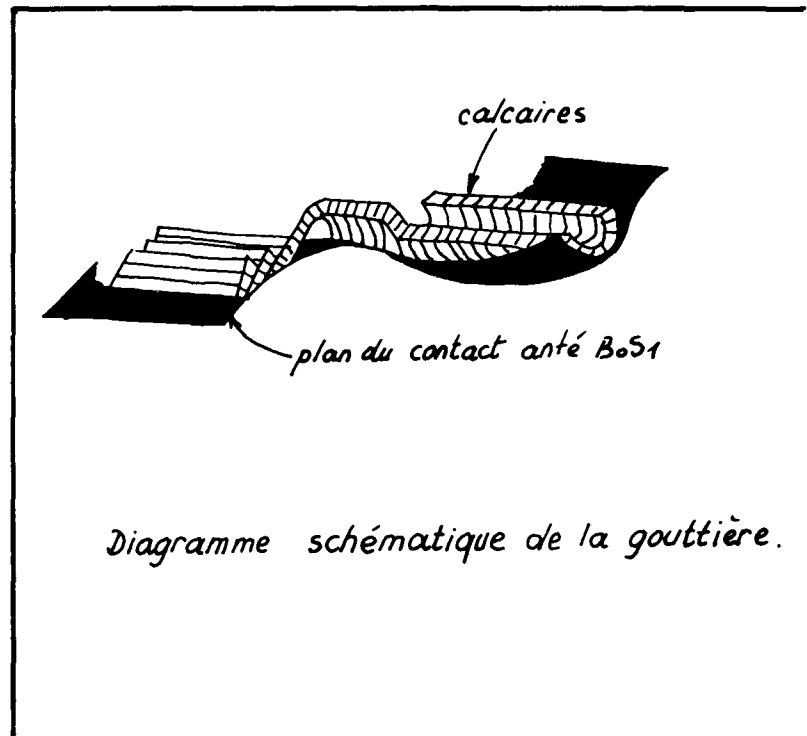


Diagramme schématique de la gouttière.

La schistosité $B_0 S_1$ n'est pas toujours visible au niveau du contact lui-même, surtout dans les calcaires; cependant nous avons remarqué qu'elle garde, quand elle existe, la même direction et le même pendage de part et d'autre du contact. Dans la zone de contact il n'a été observé ni strie, ni mylonite. L'examen détaillé d'un contact, comme celui représenté sur la figure 4, montre que, sous le contact, dans les phyllites " P_1 ", la schistosité est bien visible, près du contact elle est un peu déformée par des rejeux tardifs. Dans les calcaires, dans la zone de contact, on ne voit plus la schistosité. Ces calcaires ne montrent également plus de litage et ils s'effritent facilement. Il y a beaucoup de poches de graphite et des lentilles de quartzites; il y a aussi beaucoup de carbonates, de quartz, d'épidote qui ont cristallisé dans les plans de discontinuité, sub-parallèles au contact, ouverts lors des déplacements des unités. Dans les calcaires il y a de l'idocrase et beaucoup de grenats centimétriques idiomorphes non déformés et de la calcite de néoformation qui montrent que le métamorphisme est postérieur au contact.

Ces arguments nous permettent de conclure que ces contacts sont précoces par rapport à la schistosité $B_0 S_1$ et au métamorphisme et qu'ils ont ensuite été repris localement par la tectonique ultérieure.

Au sud-est de la maison forestière des Jébilet, à environ 3 km au sud du village de Sidi Bou Othmane sur deux collines, on observe une superposition anormale de psammites à terriers. A leur base se trouvent des phyllites bleues silteuses rubanées. L'ensemble est attribué par HUVELIN (1977) à l'ordovicien et repose sur des phyllites grises et des calcaires attribués par ce même auteur au Viséen supérieur.

Sur le versant sud de la colline occidentale il y a accordance entre l'ordovicien et le Carbonifère alors que sur les versants nord et est de la colline orientale, les couches d'ordovicien font un angle de 30 à 90° avec le Carbonifère. Nous considérons que les terrains ordoviciens forment ici une klippe témoin d'une nappe érodée. Le brutal changement de pendage de l'ordovicien par rapport au carbonifère au contact montrent qu'il y a troncature de la série ordovicienne plissée.

EVOLUTION STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE DES
JEBILET CENTRALES

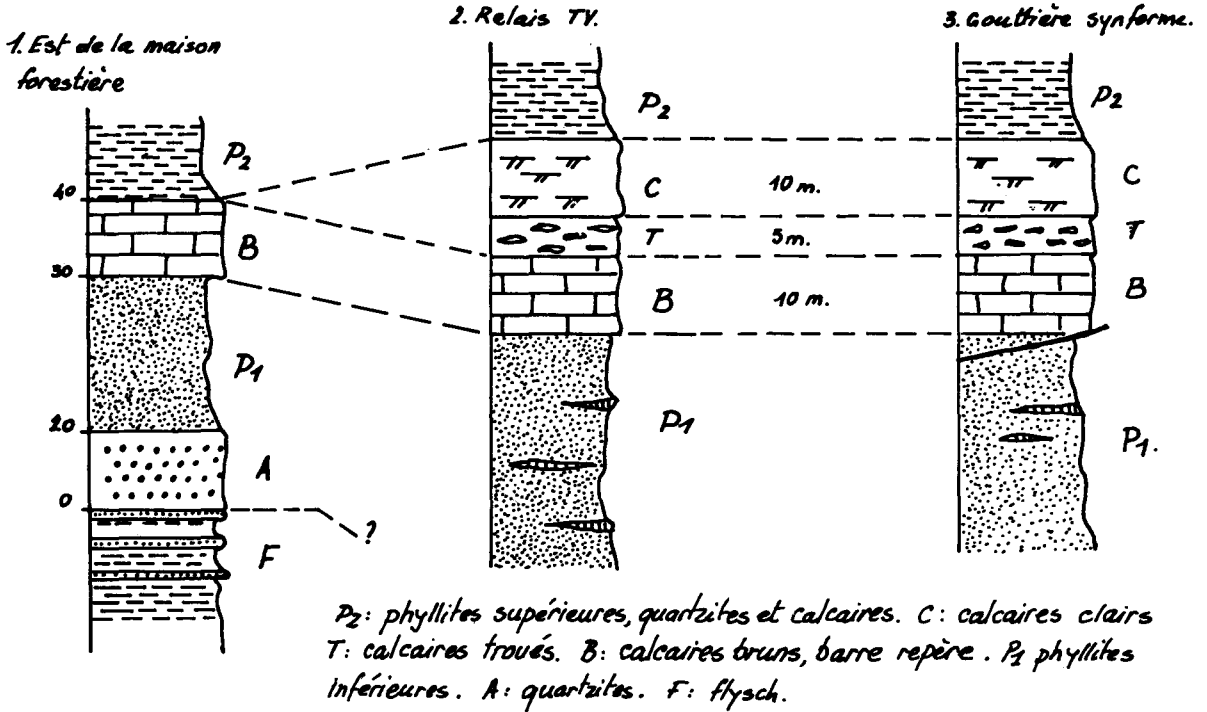
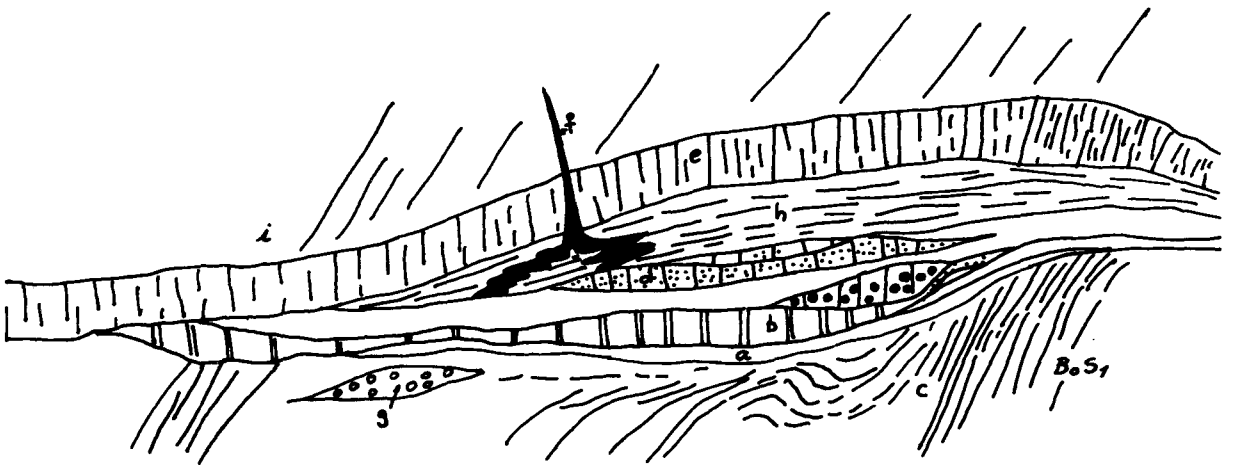


Fig:3 Logs Comparatifs entre les formations de Guertit(1) et de Sidi Bou Othmane(2&3),



a : quartzites à épidote. b : veine de quartz + épidote à plis pygmatiques. c : phyllites sériciteuses luisantes et plissotées. d : calcaires gris-bleu à minéraux non déformés et à graphite. e : calcaires gris-bleu. f : remplissage de quartz. g : quartzite gris-vert. h : phyllites gris-clair. i : calcaires.

Fig:4 Coupe verticale montrant le détail du contact anté-schisteux à El Khénèg, à l'ouest de la gouttière synforme de Sidi Bou Othmane.

Sous les terrains ordoviciens se trouve une série qui, en raison des faciès, a été rattachée au Carbonifère. Elle correspond à notre formation du Guertit et comprend des quartzites en lentilles en forme ovoïde qui sont pris en "sandwich" dans des phyllites à andalousite et cordiérite avec des lits de siltstones ocreux chenalisés. Au-dessus de cette série où la stratification et même souvent la polarité normale des couches sont visibles, viennent des phyllites, à petits galets ronds de mudstones, où la stratification n'est plus visible. Le contact entre les terrains ordoviciens et carbonifères est extrêmement difficile à voir; pour nous, il se situe au niveau des phyllites à petits galets.

La schistosité $B_0 S_1$ est plan axial des plis P_1 (centimétriques à métriques) observés à la fois dans la formation du Guertit et dans les terrains de l'Ordovicien; cette schistosité garde toujours la même direction et sensiblement le même pendage ($60^\circ W$) dans les deux unités structurales.

Nous pensons que la schistosité $B_0 S_1$ recoupe le contact et lui est postérieure. Ce contact et la schistosité $B_0 S_1$ ont été repris par les tectoniques ultérieures.

2.3. Structures anormales dans la formation du Guertit.

Dans cette formation les bancs sont en général lenticulaires; si une partie de ces lentilles est d'origine sédimentaire (conglomérats et quartzites passant à des conglomérats), il n'en est pas de même des blocs de calcaires fossilifères à encrines et algues non déformées; ces blocs sont isolés dans les phyllites; ils ont une épaisseur de 1m et ils n'ont été suivis en direction que sur 4 m au maximum. Nous pensons qu'ils proviennent de la rupture tectonique d'un niveau calcaire caractéristique. A l'ouest du douar Oulad Slimane, dans le secteur de l'ancienne mine de graphite, la disposition des calcaires est anarchique. Il y a des fragments de bancs allant jusqu'à 4 m d'épaisseur, qui se suivent sur une dizaine de mètre; ils ne présentent entre eux aucune continuité lithologique. Ils sont isolés dans les phyllites.

Ces caractères confèrent à cette formation du Guertit une structure désorganisée en grand, structure qui serait liée au transport de la nappe d'ordovicien

qui surmontait la formation du Guertit et dont il ne reste que la klippe de la maison forestière,

2.4. Le contact tectonique entre le flysch du Draa et Touil et les formations sus-jacentes.

A l'ouest de la vallée de l'oued Dafla, en allant du nord au sud, le flysch vient en contact avec des niveaux de plus en plus haut lithostratigraphiquement: formation de Sidi Bou Othmane (phyllites P1 puis P2), formation d'El Rhaba et formation de Rouagueb.

Plus au sud encore (PONS, en préparation) ce contact semble couper obliquement toute la formation de Rouagueb. Il est à noter que le contact entre les phyllites "P₁" et "P₂" signalé précédemment doit, s'il se poursuit plus au sud, être intercepté aussi par ce grand contact.

Du côté est de la vallée le flysch vient en contact avec une seule formation, celle du Guertit. A la base de cette dernière les roches au contact ne sont pas partout les mêmes. Les discordances cartographiques sont moins évidentes que du côté ouest de la vallée. L'établissement de logs et de coupes (EL HASSANI, 1980) montrent que toute la formation flyschoides du jbel Zouk et Tir ne peut pas passer au sud de l'anticlinal du Draa et Touil sous le contact avec la formation du Guertit. Il manque dans notre secteur au moins 400 m. Comme le flysch se complète dans sa partie haute en allant vers l'est du secteur étudié, la lacune doit être encore plus importante. Cela nous amène à considérer ce contact comme de nature tectonique. La schistosité B₀S₁ est la même des deux côtés, en particulier au SW du douar El Mhazil, où elle est N 10-45°W, celui-ci est donc de type précoce, anté-schisteux.

2.5 Origine du matériel allochtone.

Nous n'avons observé aucune structure permettant de connaître la direction du transport et l'origine du matériel allochtone. Concernant le contact qui recoupe les calcaires de Sidi Bou Othmane, l'importance du déplacement n'est pas très grande puisqu'on retrouve des calcaires à faciès identique au-dessous et au-dessus du contact anormal. Le déplacement de la formation du Guertit par rapport à celle de Sidi Bou Othmane n'est peut-être pas très

grand non plus, puisque nous constatons une parenté de faciès entre ces deux formations. Nous ne connaissons pas non plus ni le sens du déplacement ni l'origine du matériel ordovicien. On peut formuler des hypothèses: l'Ordovicien le plus proche de Sidi Bou Othmane affleure actuellement à l'ouest à 47 km; cet ordovicien est autochtone. A l'est les premiers affleurements qui forment, eux, des klippes se situent à 4 km, à 20 km (Koudiat Bou Mrhara) et à 46 km (ceux situés au-delà de la fenêtre du "flysch de kharrouba" dans les Jébilet orientales). Au nord les terrains ordoviciens datés les plus proches se trouvent à 50 km dans la partie sud du massif hercynien des Réhamna. Au sud à 75 km dans le Haut Atlas paléozoïque. D'après les faciès il y a une plus grande affinité entre les terrains ordoviciens de Sidi Bou Othmane et tous ceux de l'est des Jébilet qu'avec les autres, si bien qu'on peut considérer que ces terrains appartenaient au même domaine sédimentaire. Comme on peut suspecter que les larges affleurements d'ordovicien des Jébilet orientales sont allochtones, car il y a aussi un contact majeur à leur bordure occidentale, on ne connaît pas vraiment les racines des nappes et on peut grouper tous ces terrains dans une grande unité structurale. Dans le cas où on rattacherait la klippe de Sidi Bou Othmane à la même unité structurale que les terrains des Jébilet orientales, le recouvrement serait d'au moins 40 km.

3. Conclusion.

Les contacts anormaux anté-schistosité B_0S_1 appartiennent à une tectonique tangentielle importante D_0 . Cette tectonique reprend une série déjà plissée (troncature basale). Nulle part il n'a été observé de phénomène synsédimentaire lié à la mise en place des unités allochtones. Cette tectonique est antérieure à la schistosité principale B_0S_1 et au métamorphisme concomitant, c'est pourquoi elle est difficile à voir. Ces contacts sont aussi en partie repris par les déformations " D_1 " et " D_2 ", ce qui complique encore plus leur étude. On ne connaît pas la patrie du matériel allochtone ordovicien ou carbonifère.

Phase D_1 : Déformation majeure, plis P_1 et schistosité B_0S_1 .

La phase de déformation majeure est caractérisé par l'apparition d'une

schistosité B_0S_1 à répartition régionale et qui recoupe les structures précoces. Cette schistosité, qui présente le plus souvent les caractères d'une schistosité de flux, est parallèle aux plans axiaux P_1 , d'amplitude décamétrique à hectométrique. Elle est bien observée sur la presque totalité du secteur étudié, mais elle est moins évidente dans la formation flyschoidé de Draa et Touil, notamment au NE et elle disparaît à l'est où on ne l'observe plus dans certaines zones. Elle est en gros méridienne (N 170 à N 10) et sub-verticale, en particulier dans la partie axiale du synclinal de Rouagueb, mais à certains endroits elle prend un pendage de 30 à 40° est (fig.8) ou ouest. Cette variation de pendage pourrait être en partie originelle, car elle est en éventail dans certaines charnières de plis. Elle est aussi en éventail en allant de la vallée de l'oued Ed-Dafla vers l'est où elle devient localement très peu pentée voire horizontale (Douar Mhazil- Jenane Abdellah) en raison des plis antiformes et synformes tardifs de Sidi Bou Othmane. Cette variation d'orientation des plans de schistosité est aussi due à des déformations tardives (aplatissement, clivage B_0S_2).

Plusieurs exemples sont examinés.

Le synclinal Rouagueb est un pli P_1 (fig.5), synschisteux. Son axe construit est N 175 - 30°N. Les plans axiaux mesurés sur le terrain dans le coeur du synclinal varient en direction (N 170 à N 10) et en pendage (75 à 90°). L'extrémité nord de koudiat El Manjel est une charnière de plis P_1 , dont l'axe est N 170 - 35 sud et le plan axial mesuré est de N 170 - 58 E. Les épais bancs calcaires de koudiat El Mouih dessinent tous des plis P_1 , d'amplitude et demi-longueur d'onde métriques à hectométriques, qu'on peut voir sur la carte géologique; les axes de plis construits sont en gros méridiens et plongent tous vers le nord de 30° environ. Les plans axiaux de ces plis sont méridiens et verticaux. Dans le détail, les axes de plis centimétriques à décamétriques mesurés dans le synclinal de Rouagueb sont souvent courbes (fig. 6). Les axes de plis mesurés ont en effet un plongement qui varie de l'horizontale à environ 70° nord ou sud. Cette variation n'est pas liée à une phase de déformation postérieure aux plis P_1 , puisque là où on l'observe le mieux, la schistosité B_0S_1 , qui est parallèle aux plans axiaux des plis, garde la même orientation et n'est pas déformée. La variation de plongement des axes de plis est donc ou bien synchrone de la

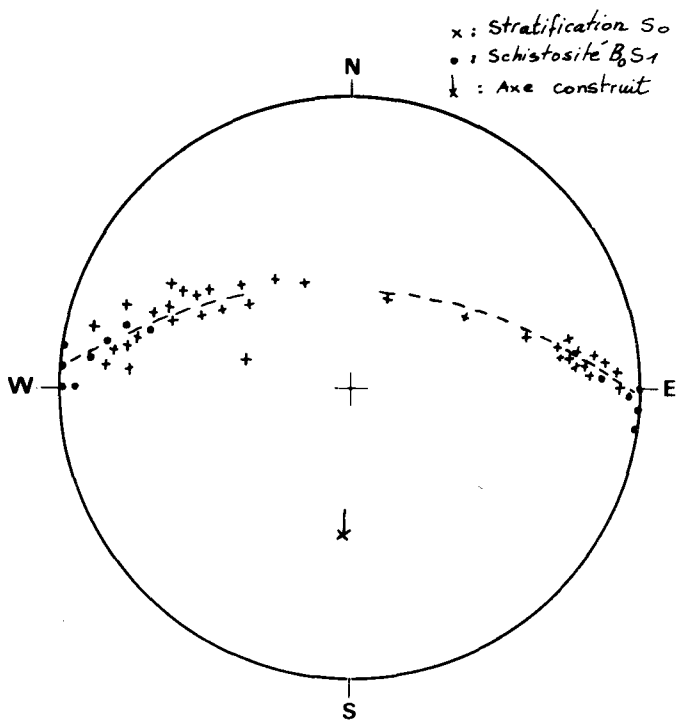


FIG:5 AXE DE PLI CONSTRUIT DU SYNCLINAL DE ROUAGUEB.

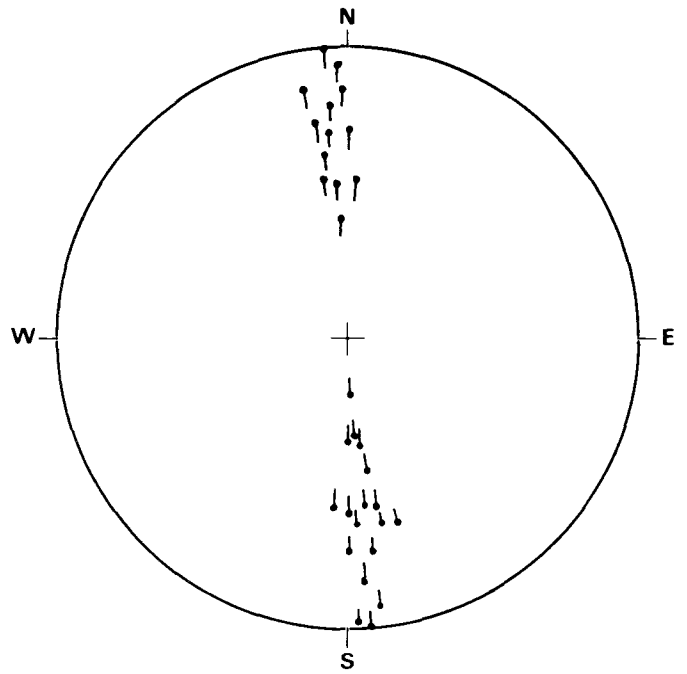


FIG:6 VARIATION DU PLONGEMENT DES AXES DE PLIS MESURÉS DANS LE SYNCLINAL DE ROUAGUEB.

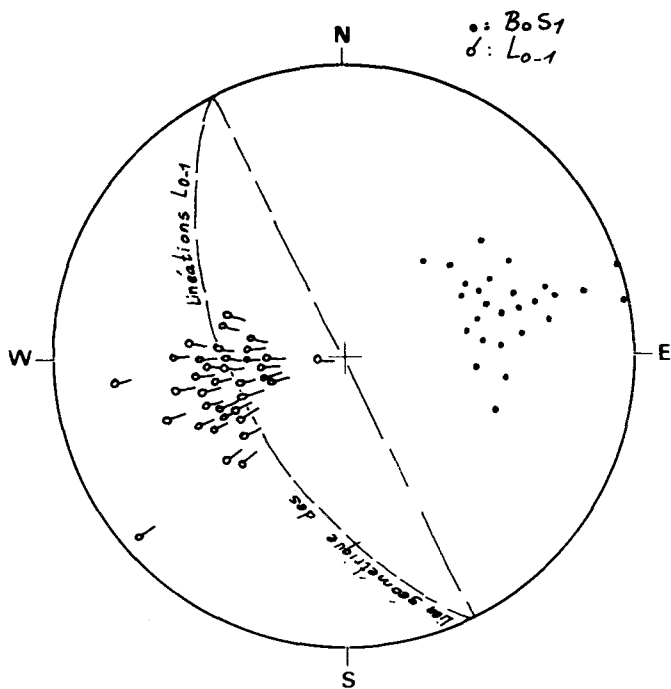


FIG:7 LINÉATIONS L_{0-1} ET SCHISTOSITÉ B_0S_1 dans le membre supérieur de la formation d'Es-Saada. La dispersion des plans de la schistosité est due probablement à des plis P_2 sans clivage associé.

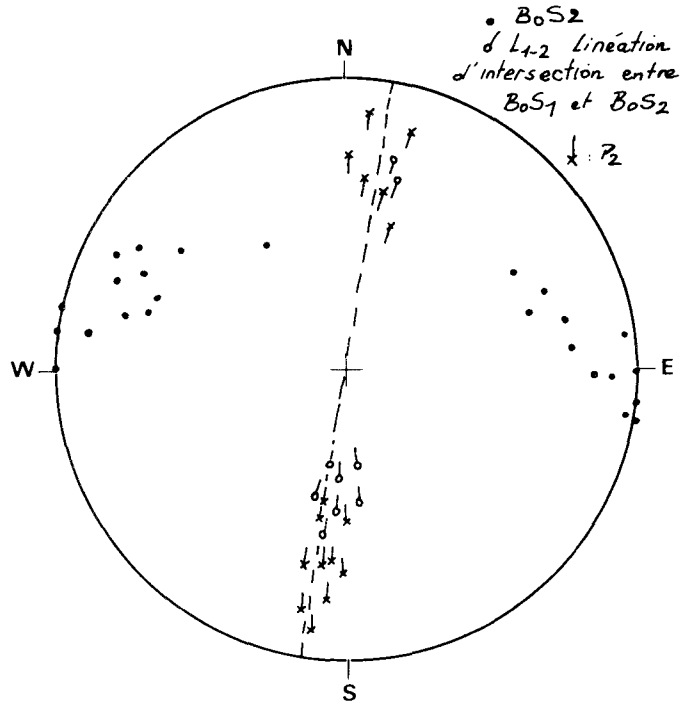


FIG:8 ÉLÉMENTS DE LA DÉFORMATION D_2 DANS FS 1. LA DISPERSION DES PLANS DE CLIVAGE EST DUE AU STYLE CONJUGUÉ DES PLIS P_2 .

schistosité $B_0 S_1$ (domaine des plis non cylindriques) ou bien due à des plis précoces P_0 anté-schistosité $B_0 S_1$. Nous n'avons observé nulle part dans le synclinal de Rouagueb de structure liée à de tels plis P_0 (schistosité, linéation ou axe de pli). Il convient de rappeler toutefois qu'il existe dans la klippe ordovicienne au SE de la maison forestière des plis anté-schistosité $B_0 S_1$ d'amplitude hectométrique tronqués basalement: à frag El Ma aussi, la discordance tectonique observée dans les calcaires pourrait correspondre à d'anciennes structures plissées tronquées; c'est pourquoi il n'est pas interdit de penser que des plis ou ondulations P_0 ont pu exister aussi dans le synclinal de Rouagueb. Mais aucune structure de ce genre ne ressort de notre cartographie. Si ces plis anciens d'amplitude hectométrique peuvent être envisagés pour expliquer la variation de plongement des axes des grandes structures synschisteuses, il n'en est pas de même des petits plis métriques synschisteux à axe courbe qui se retrouvent plus particulièrement dans les phyllites silteuses et qui eux paraissent s'être formés par cisaillement (domaine des plis à axe courbe).

Les structures antiforme et synforme à l'est de la RP 7 au-dessus de la maison forestière sont soulignées par deux bons niveaux repères (barre quartzitique surmontée d'une barre calcaire). Ces plis sont pincés, leur amplitude et leur demi-longueur d'onde sont décamétriques. Les axes mesurés et construits varient en direction de N 10 à N 25 et en pendage de 50 à 80°W. La schistosité $B_0 S_1$, plan axial des plis, est orientée N 00 à N 10 généralement pentée à l'ouest de 60 à 80°.

A El kheneg (2,5km au SW de Sidi Bou Othmane) dans les calcaires de la barre brune "B" on peut voir des microplis centimétriques P_1 contemporains des plis de plus grande dimension. Ces microplis sont aussi observés à Ras El Kébir et Ras El Abd. La schistosité $B_0 S_1$, plan axial des plis, est plus ou moins méridienne et pentée de 55 à 60°W (fig.9). La gouttière calcaire à 4 Km au SW de Sidi Bou Othmane est un synforme orienté N 10 à N 15 les axes plongent de 10 à 15° vers le sud.

Mise en place des pegmatites.

Après l'apparition de la schistosité majeure, on observe la mise en place des pegmatites. Ces pegmatites sont constituées par l'association du quartz, de feldspath blanc, de muscovite en feuillets de 2 à 4 cm de diamètre et parfois de tourmaline. L'abondance de l'un ou de l'autre des constituants minéralogiques est variable d'une veine à une autre. L'épaisseur des pegmatites excède très rarement 2m. Les directions principales de ces veines sont en gros NS et EW; certaines sont cependant disposées en "baïonettes". Elles recoupent la schistosité B_0S_1 donc leur mise en place est postérieure à cette schistosité. Les pegmatites sont essentiellement localisées dans la formation de Sidi Bou Othmane; elles se suivent tout au plus sur plusieurs dizaines de mètres de longueur. On en trouve aussi quelques unes dans la formation d'El-Rhaba.

Aplatissement dans le plan B_0S_1 .

Postérieurement à la mise en place des veines de pegmatite, il y a eu une phase de serrage où l'axe de raccourcissement est EW (sensiblement perpendiculaire à B_0S_1). Ainsi les tronçons de pegmatite disposés EW sont plissés avec localement un clivage de fracture de plan axial (fig 10), alors que les tronçons sub-parallèles à B_0S_1 sont boudinés. Dans les parties plissés, l'amplitude des plis est métrique; le clivage dans les pegmatites est sub-parallèle à la schistosité des phyllites encaissantes. Ce dispositif ne s'explique que si l'aplatissement s'est produit perpendiculairement aux plans de B_0S_1 . Si ces phyllites contiennent antérieurement des porphyroblastes d'andalousite et de cordiérite, la roche prend une structure typiquement oeuillée (fig. 11 et 15). Dans la formation d'Es-Saada, l'aplatissement est particulièrement marqué, les phyllites sont fortement linées et la stratification n'est plus visible. Les bancs de quartzites et de calcaires sont boudinés.

Les travaux entrepris par PONS (thèse en préparation) montrent que la schistosité B_0S_1 , déformée régionalement, s'organise en dessinant des amygdales d'ordres de grandeur variés (2 à 500 m de large sur 1 ou plusieurs km de long).

EVOLUTION STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE DES
JEBILET CENTRALES

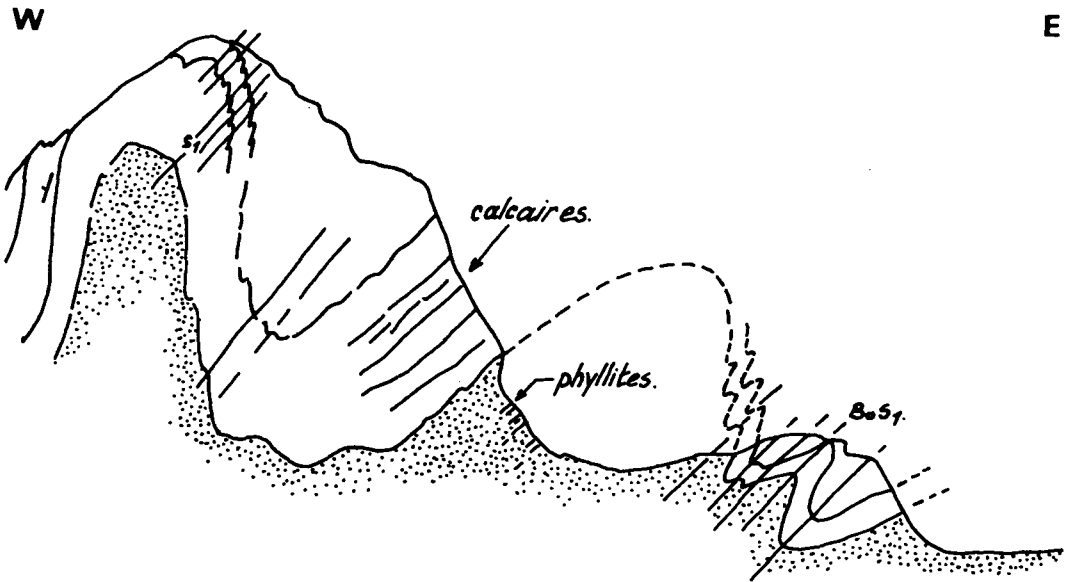
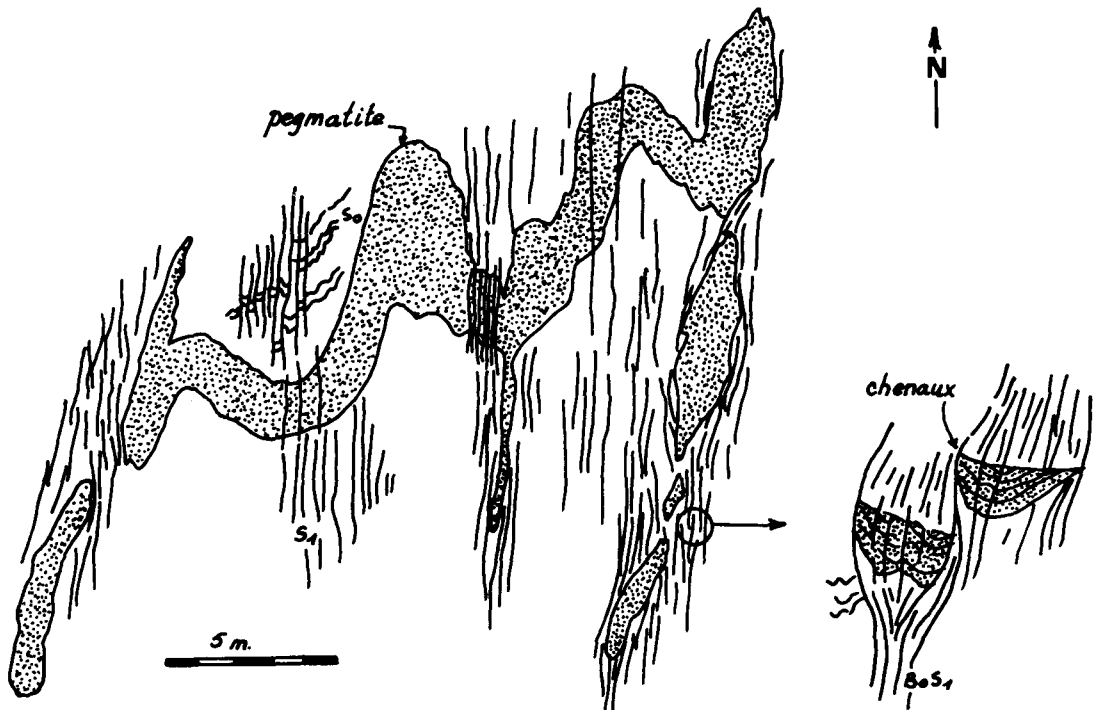


Fig:9 Plissements dans les bancs calcaires à Ras El Kébir.
point 731 (Sidi Bou Othmane).

Fig:10 Plissement et boudinage des veines 'de pegmatite
de la formation de Sidi Bou Othmane.



Ces amygdales ont deux directions d'allongement préférentielles, N 170 E et N 20, qui semblent contemporaines, Ceci nous permet de dire que le serrage qui les a induit était plus ou moins perpendiculaire à la direction générale de schistosité et que l'effet de ce serrage, n'était ni dextre ni senestre mais devait plutôt être vertical.

Déformation D_2 : Plis P_2 et clivage B_0S_2 .

La présence de plans de clivage B_0S_2 est plus fréquemment observée dans les séries silto-phylliteuses que dans les autres types de roches. Ce clivage apparaît principalement dans la partie occidentale du secteur étudié, dans la formation d'El Mouih où les slates sont dominants. A l'approche de la formation d'Es-Saada ce clivage devient plus rare. Le clivage B_0S_2 est un clivage de crénulation; il microflexure la schistosité B_0S_1 sans décalage visible à l'oeil nu. Son orientation est généralement N 10 à 20° verticale ou pentée 80°W. Il est postérieur à la formation de tous les phénoblastes du métamorphisme; il n'y a pas de recristallisation associée à ce clivage.

Le clivage B_0S_2 est parallèle aux plans axiaux des plis P_2 . Les axes de ces plis sont typiquement courbes (fig. 8), les plongements d'axes varient de l'horizontale à la verticale. Ces plis ont une demi-longueur d'onde et une amplitude qui varient de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres (fig. 12 et 13). Dans les flancs de certains plis décimétriques on observe souvent la naissance de plis plus petits dont les axes ont également des plongements variés.

Au microscope, l'échantillon AH 107, provenant d'un slate-silteux de la formation d'El Mouih montre une alternance de lits quartzeux un peu sériciteux à biotite et de lits sériciteux à biotite. Ces alternances correspondent à un litage de transposition entre la stratification S_0 et la schistosité B_0S_1 . Ce litage a été déformé au moins à deux reprises: aplatissement et clivage B_0S_2 .

Dans les lits phylliteux, les séricites et les biotites qui matérialisent la schistosité B_0S_1 sont disposées obliquement par rapport aux alternances. l'angle entre ces dernières et la schistosité est de 20 à 40°. On voit aussi dans les lits quartzeux plus épais que la schistosité B_0S_1 est fortement ondulée; cette déformation résulte d'un aplatissement tel que celui qui apparaît dans les phyllites à cordiérite immédiatement à l'est (jbel Es-Saada) et qui est également responsable du plissement des pegmatites (fig:10). Cet aplatissement est antérieur à la crénulation B_0S_2 car les

EVOLUTION STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE DES
JEBILET CENTRALES

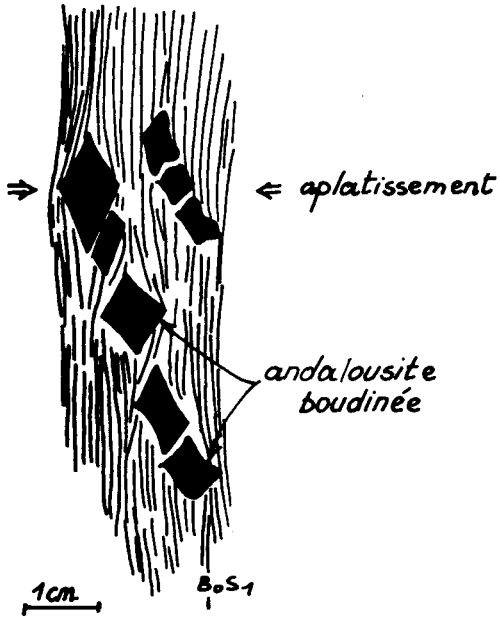


Fig. 11 fracturation et boudinage des andalousites dans les phyllites schistosées.

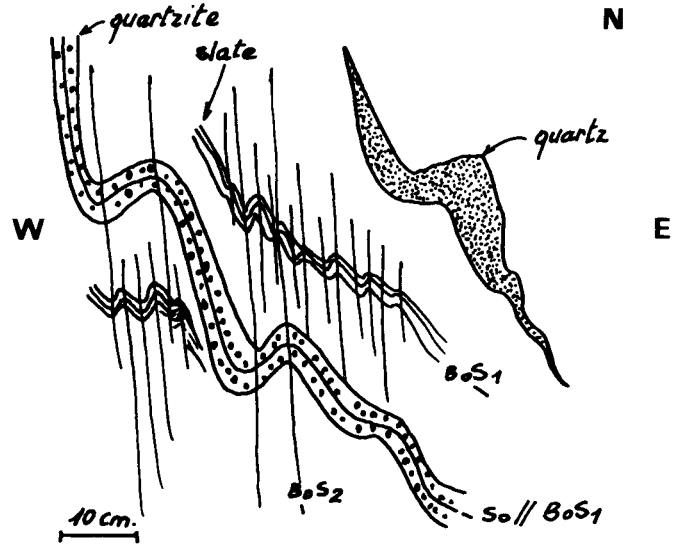


Fig 12: Eléments de la déformation D₂ à Nzalet Derb. les axes de plis représentés ici sont verticaux.

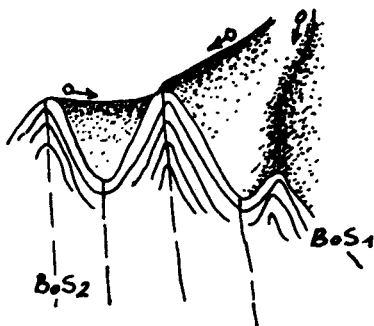


fig 13: Plis D₂ à axes courbes à Nzalet Derb.

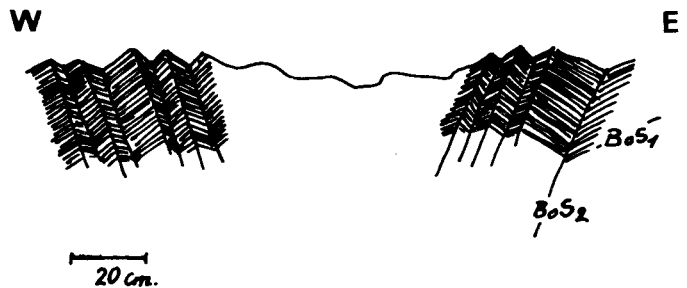


Fig 14 : Clivage BoS₂ conjugué à El Mouih.

plans axiaux des ondulations sont pliés par les P_2 . Dans les lits quartzo-sériciteux minces on observe une réfraction de la schistosité qui, au milieu du lit, est plus ou moins perpendiculaire à ce clivage.

Cedispositif a été déformé par des plis P_2 avec un clivage de crénulation B_0S_2 qui n'apparaît que dans les lits séricito-biotitiques. Ce clivage est particulièrement marqué sur un des flancs du pli (celui où la schistosité B_0S_1 est perpendiculaire au clivage B_0S_2), alors que dans l'autre flanc (où la schistosité B_0S_1 et le clivage B_0S_2 font un angle de 30°), il est beaucoup moins serré. On peut en déduire que les déplacements lors de la déformation D_2 se sont faits en réutilisant les anciens plans de schistosité B_0S_1 . Dans les lits phylliteux, il n'y a pas de nouvelles cristallisations parallèles au clivage B_0S_2 , mais par contre une réorientation mécanique des microlithons et des phénomènes de dissolution-pression. Par contre, dans les lits quartzo-sériciteux, on ne voit ni clivage ni réorientation des micas ni de recristallisation du quartz.

Certains affleurements comme au sud-est du jbel El Harcha et au douar El Mouih, montrent que la schistosité B_0S_1 est microplissée par des plis P_2 conjugués (fig.13 et 14), mais généralement on ne voit qu'un seul groupe de plis qui sont disposés en chevrons et accompagnés de clivage centimétrique.

CONCLUSION.

L'évolution tectonique de l'unité structurale de Sidi Bou Othmane est caractérisée par trois phases de déformation. Une phase D_0 responsable de la mise en place de nappes précoces, suivie de deux phases plicatives D_1 et D_2 , qui confèrent à cette unité sa structure interne. Ces deux dernières phases sont caractérisées par des plis non cylindriques à axes courbes. A la déformation D_1 est associé une schistosité de flux B_0S_1 à répartition régionale. A la déformation D_2 est associé un clivage B_0S_2 , généralement de crénulation, qui n'existe pas partout.

L'apport principal de l'étude réalisée dans la région de Sidi Bou Othmane a été de démontrer la présence d'une tectonique tangentielle importante, anté-schistosité B_0S_1 et anté-métamorphisme.

LE METAMORPHISME ET SES RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE

INTRODUCTION

L'agencement microstructural des minéraux permet d'établir une chronologie des cristallisations par rapport aux déformations D_1 et D_2 , décrites dans le chapitre précédent.

Deux types de métamorphisme ont été observés:

- un métamorphisme M1 synchrone de la schistosité B_0S_1 ; c'est un métamorphisme épizonal dont l'intensité s'atténue en allant vers l'est et aussi vers l'ouest.
- un métamorphisme M2 plus localisé qui va jusqu'au début de la mésozone. Son intensité croît de l'ouest et de l'est vers le centre du secteur étudié.

La première phase de structuration D_1 syn-métamorphique des roches se traduit par une schistosité généralisée S_1 qui est plan axial des plis P_1 . Les minéraux du métamorphisme M1 contemporains soulignent cette schistosité. L'association comprend: la chlorite, la séricite, la biotite brune B_1 et le quartz qui ont cristallisé et sont orientés dans les plans de cette schistosité cristallophyllienne.

De nouvelles cristallisations liés au métamorphisme M2, généralement sous forme de porphyroblastes, ont été observées. Elles sont postérieures aux cristallisations liées à la déformation D_1 . Ce dernier métamorphisme est subdivisé en trois épisodes :

a - cordiérite

← premier aplatissement

b - biotite B_2
andalousite
grenat
idocrase

← deuxième aplatissement

c - chloritoïde
sillimanite

Nous décrirons les différentes paragenèses minérales appartenant à l'un ou l'autre des deux métamorphismes, puis nous essayerons d'établir une

chronologie d'apparition de ces minéraux par rapport à la stratification S_0 (quand elle est observée) ou à la schistosité S_1 ; Nous tiendrons compte dans cette dernière partie de la subdivision en 3 épisodes du métamorphisme M_2 .

LE METAMORPHISME M_1

Ce métamorphisme a donné des argilites (roche à cachet sédimentaire, où on distingue une légère cristallisation de minéraux de métamorphisme et où on reconnaît encore le dépôt originel), des slates et phyllites.

Les argilites

Elle sont intercalées entre des grès et des quartzites appartenant aux alternances flyschoides de la formation du Draa et Touil et n'ont été observées qu'à l'est du douar EL Mhazil. Contrairement aux slates et aux phyllites plus métamorphiques on observe nettement les plans de stratification.

Au microscope, les échantillons AH 178 et AH 180 montrent une alternance granoclassée composée de:

- Lits composés de cristaux de quartz en grains détritiques dont la forme est quelconque et dont la taille varie de 30 à 70 μm , de séricite détritique de 50 μm , sans orientation préférentielle et à biotite B_1 de 100 μm , un peu trapue non orientée.
- Lits phylliteux à dominante séricito-biotique; les grains de quartz qui sont associés à ces lits sont de taille nettement inférieure aux précédents.

La schistosité $B_1 S_1$ n'est évidente dans ce type de roche que dans les lits phylliteux où on observe toujours une orientation préférentielle des séricites (longues de 20 à 50 μm) et des biotites B_1 (longues de 100 μm) de recristallisation. Cette orientation traduit la schistosité $B_1 S_1$ qui, dans les deux lames considérées, fait un angle de 20° par rapport à la stratification S_0 .

Les slates

Ils caractérisent la formation d'El Mouih.

Dans ces roches on observe une alternance de lits quartzeux où les quartz sont tous néoformés et ont une taille inférieure à 100 μm et de lits phylliteux constitués par des lamelles de séricite de 80 à 150 μm , toujours disposées à plat dans la schistosité $B_1 S_1$. La chlorite apparaît localement en très petits cristaux (50 μm) vert pâle, très peu pléochroïques. La biotite B_1 apparaît aussi localement dans certaines slates, en petits cristaux allongés de 80 à 100 μm , aplatis dans la schistosité $B_1 S_1$; sa couleur brune est très vive et le pléochroïsme est peu marqué.

Dans la formation d'El Mouih, cette schistosité est généralement affectée par la phase plicative D_2 , sans qu'aucune cristallisation nouvelle ne l'accompagne.

Le passage des slates de la formation d'El Mouih aux phyllites de la formation d'Es-Saada est brutal,

Les phyllites

Elles diffèrent des slates par la dimension plus grande des cristaux de quartz, de séricite et de biotite B_1 . Les quartz sont tous néoformés, aplatis et ont une taille qui dépasse très souvent 125 μm . La transposition de la stratification S_0 dans la schistosité $B_0 S_1$ est complète; elle est remarquée par une alternance centimétrique à millimétrique de lits quartzeux avec un peu de séricite et de lits phylliteux à séricite, biotite B_1 et très peu de quartz. La schistosité $B_0 S_1$ est très pénétrative dans ce type de roche; elle est essentiellement soulignée par des quartz de recristallisation ayant tendance à s'aplatir parallèlement à $B_0 S_1$, par la biotite B_1 en petites paillettes, disposées de la même manière que le quartz. Parfois la biotite B_1 est répartie préférentiellement suivant d'anciens lits qui peuvent correspondre à la stratification S_0 , mais cette dernière n'est plus visible à cause de la transposition dans $B_0 S_1$.

Dans les phyllites silteuses, plus riches en quartz, la transposition de la stratification dans la schistosité est moins marquée.

L'observation microscopique de l'échantillon AH 147 b pris dans la formation du Guertit montre une alternance de lits millimétriques quartzeux et quartzo-phylliteux qui correspond à S_0 . Les quartz, d'origine détritique, sont anguleux en petits cristaux de 100 à 150 μm avec un très faible aplatissement. La séricite en paillettes de 100 à 200 μm , néoformée, est disposée parallèlement à la schistosité $B_0 S_1$ qui est oblique sur la stratification. La schistosité $B_0 S_1$ est synchronisée des plis P_1 . La lame AH 175 b précédente montre une charnière de l'un de ces plis. La schistosité est suivant le plan axial. Les biotites B_2 sont trapues mais ne présentent au contraire aucun allongement apparent.

Nos observations montrent que les slates apparaissent essentiellement à l'ouest du secteur étudié: les phyllites caractérisent la partie centrale jusqu'au douar El Mhazil - Jbel Guertit. Les argilites n'ont été vues qu'au NE à Bled Oulad Hammou. Draa et Touil et jbel Zouk et Tir. Il ressort de nos observations microscopiques que ce métamorphisme M_1 croît de l'est vers le centre du secteur étudié où il passe ainsi des argilites aux phyllites aux slates. En même temps qu'il y a augmentation de l'intensité de la schistosité $B_0 S_1$, puisqu'à Draa et Touil elle est à peine marquée alors qu'au centre elle

est très pénétrative et accompagnée de plis. Les paragenèses minérales dans la zone de métamorphisme maximal montrent que celui-ci ne dépassait toutefois pas le faciès des schistes verts,

LE METAMORPHISME M_2

Ce métamorphisme M_2 se surperpose au précédent et a produit dans certaines roches des porphyroblastes, qui n'existent dans aucune des roches de la formation d'El Mouih (slates, calcaires et quartzites). Par contre on les observe dans toutes les autres formations, essentiellement dans les faciès phylliteux et calcaires. Dans les quartzites ces minéraux de métamorphisme sont beaucoup plus petits.

Les phyllites

La régularité de la trame orientée provenant du métamorphisme M_1 , dans les phyllites, est perturbée par le développement de porphyroblastes de cordiérite, d'andalousite, de biotite B_2 , de grenat, de sillimanite et de chloritoïde. Ces minéraux sont essentiellement concentrés dans la zone centrale du secteur étudié, c'est-à-dire là où on observe des transpositions de S_0 dans B_0S_1 et des recristallisations parallèles à B_0S_1 . On en trouve aussi en moins grand nombre dans les argilites du jbel Zouk et Tir et Draa et Touil, où ils disparaissent d'ailleurs vers l'est.

1. La cordiérite:

Elle a été observée sur la presque totalité du secteur étudié, sauf dans la formation d'El Mouih.

La cordiérite a une forme ovale, rarement arrondie, dont le grand axe est de 2 mm au maximum. Elle n'existe pratiquement plus sous sa forme originelle puisqu'elle est toujours déformée et en partie ou en totalité pseudomorphosée en biotite B_2 . Seule cette forme ovale que prend parfois un amas de biotite B_2 nous rend compte de la pré-existence de ces cordiérites (fig.21). Dans la zone centrale cette forme ovale est très souvent accentuée en amande (fig.15), en raison de l'aplatissement et de l'étirement subi par la roche; ces phénomènes provoquent quelquefois le boudinage des cordiérites (fig. 17). Cette déformation est encore plus accentuée dans la formation d'Es-Saada. Dans la partie orientale elle n'existe pas, les cordiérites ont gardé leur propre forme.

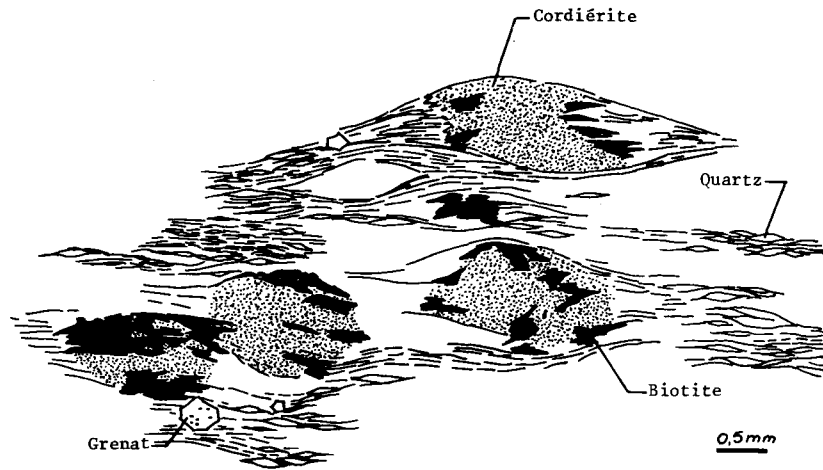


Fig. 15 : Micrographie d'une phyllite (AH 168 d) de la formation d'El Rhaba ($x=255,5$ et $y=144,6$), montrant une matrice composée de quartz, séricite et biotite B1. Les cordi rites y sont encore préservées, elles sont boudinées et transformées partiellement en biotite B2. Le grenat est subautomorphe et se développe en travers de la trame orientée.

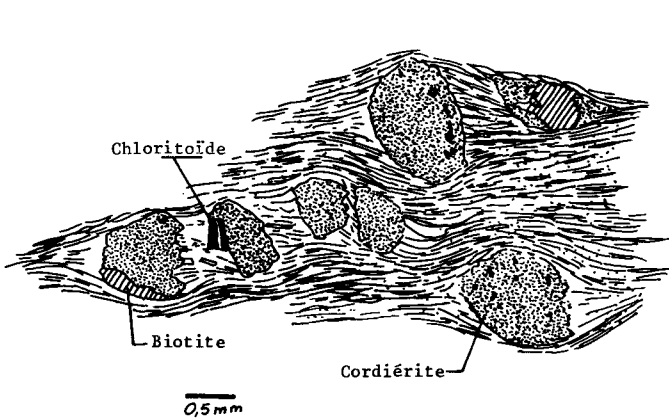


Fig.16: Micrographie d'une phyllite (AH 148 a) de la formation du Guertit ($x=257,9$ et $y=142,1$). La matrice est constituée de quartz, séricite et biotite B1, disposés parallèlement à la schistosité. La biotite B2 en petits nodules pseudomorphose probablement d'anciennes cordi rites. Après aplatissage de la roche, on observe une légère torsion de la schistosité, un boudinage des anciennes cordi rites et la présence de queues de cristallisation avec essentiellement du quartz.

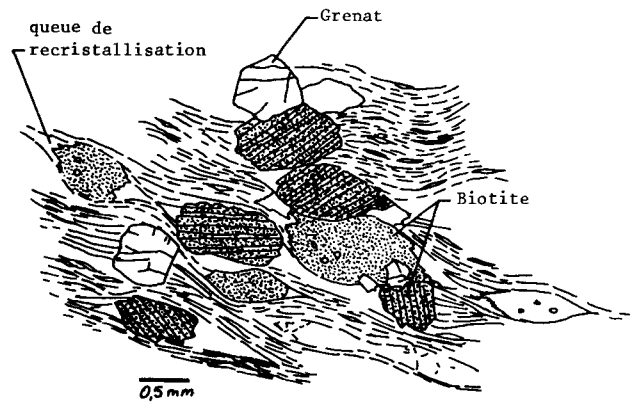


Fig.17: Micrographie d'une phyllite (AH 62) de la formation du Guertit ($x=257,3$ et $y=140,6$), montrant le boudinage des cordi rites et un début de biotitisation.

2. La biotite B_2

Elle pseudomorphose le plus souvent les cordiérites mais elle est aussi éparpillée dans la roche (fig.16,21 et 23), Elle a été observée partout sauf dans la formation d'El Mouih, Elle est très abondante dans les phyllites des formations de Rouagueb, d'El Rhaba et de Sidi Bou Othmane où elle occupe jusqu'à 10% de la roche. Cette biotite B_2 a une couleur brune à brun-jaune, son pléochroïsme est plus prononcé par rapport à celui des biotites B_1 de la matrice (brun-rouge à jaune-pâle). La biotite B_2 présente un clivage net, elle pousse en travers de la schistosité B_0S_1 et est peu ou pas déformée. Sa taille varie de 0,2 à 1 mm de long, elle englobe parfois de très petits cristaux de quartz.

3. L'andalousite

Elle a été observée sur la presque totalité de la région étudiée. Elle n'existe pas dans la formation d'El Mouih. Sa taille croît de l'est et de l'ouest (où elle est millimétrique) au centre de notre secteur d'étude (où elle est pluricentimétrique et très abondante dans la formation de Rouagueb).

Au microscope, les phénoblastes d'andalousites présentent parfois des contours nets idiomorphes (chiastolites), en sections carrés ou rectangulaires, d'aspect homogène. Elle est aussi fréquemment poecilitique et a alors un contour dentelé. La forme idiomorphe des chiastolites indiquerait une cristallisation lente alors que la forme poecilitique qui englobe d'autres cristaux (quartz, cordiérite) témoignerait d'une cristallisation rapide.

L'andalousite qui fossilise la schistosité, liée à la phase D_1 , est donc clairement postérieure à celle-ci. Comme elle renferme la cordiérite (fig.21) souvent biotitisée, elle est donc postérieure à la cordiérite et à sa biotitisation.

Les andalousites renferment des inclusions de quartz qui dessinent des ondulations, témoignant un début de déformation de la schistosité B_0S_1 avant la cristallisation de ce minéral (fig.21). Les andalousites montrent aussi des fentes de tension sur les bords des cristaux. Ces fentes remplies de quartz seraient liées à l'aplatissement important qu'on observe presque partout dans le centre du secteur après la cristallisation des andalousites.

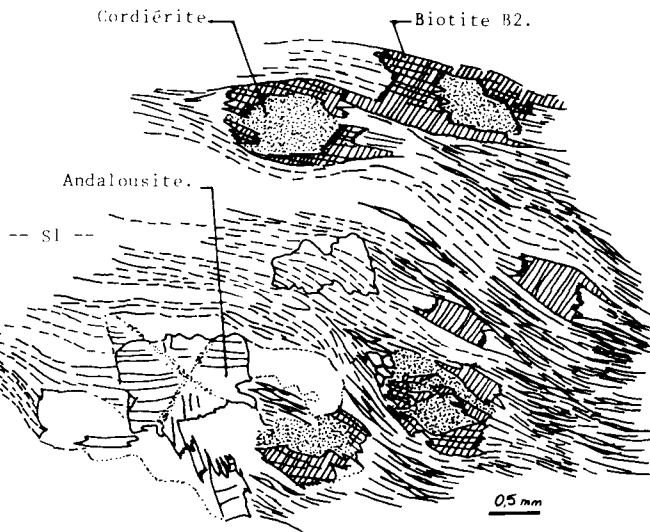


Fig.19:Micrographie d'une phyllite à cordiérite (AH 62) de la formation du Guertit(x=257,3 et y=140,6). Les cordi rites cristallisent en travers de la schistosité mais la torsion,qui aurait probablement commencé plus tôt,a continué.

Fig.18:Micrographie d'une phyllite   andalousite (AH 247) de la formation de sidi bou Othmane (x=257,5 et y=144,3). La cordiérite est partiellement biotitis e sur le pourtour.Les andalousites sont zon es et fossilisent la schistosité qui est légèrement ondulée.

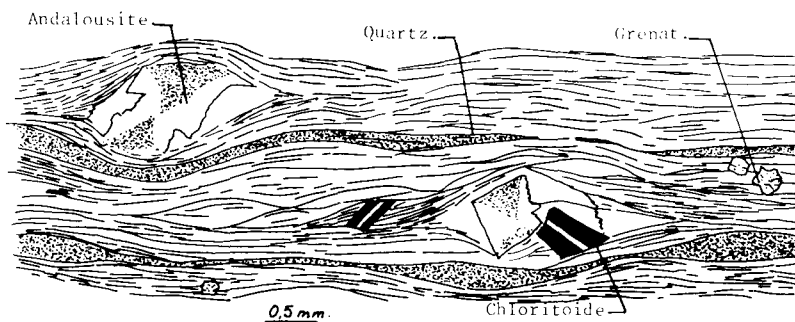
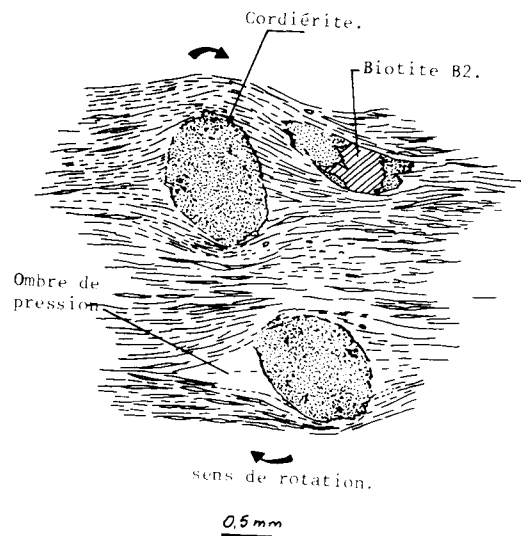


Fig.20:Micrographie d'une phyllite   cordiérite et grenat (AH 108-9) de la formation d'Es Saada (x=250,8 et y=143,6),ayant subi un fort aplatissement et de ce fait un boudinage de la roche.La trame orientée est composée de quartz aplati , de paillettes de séricite et de chlorite.Dans les ombres de pression cristallise du quartz tardif.

Dans la formation d'Es-Saada, il y a aplatissement et étirement de ces andalousites qui sont toutes séricitisées; cette séricitisation est absente ailleurs ou tout au moins peu poussée.

Dans le flysch de la région du Draa et Touil, l'andalousite idiomorphe présente un clivage net qui a parfois été le siège de rupture avec ouverture et cristallisation de séricite; en bordure de ces andalousites nous observons un début de séricitisation et un développement de chlorite. Les andalousites se développent préférentiellement dans les niveaux riches en alumine, c'est-à-dire les plus argileux et les plus fins. Ceci entraîne dans les faciès rythmiques du flysch du Draa et Touil un pseudo-granoclasement inverse, dû au fait que les plus gros grains d'andalousite apparaissent dans les niveaux les plus argileux.

4. Le grenat

Il se développe principalement dans la zone centrale du secteur étudié, notamment dans les formations d'Es-Saada, de Rouagueb, de Sidi Bou Othmane et du Guertit, où il est toujours synchrone de la cristallisation de l'andalousite.

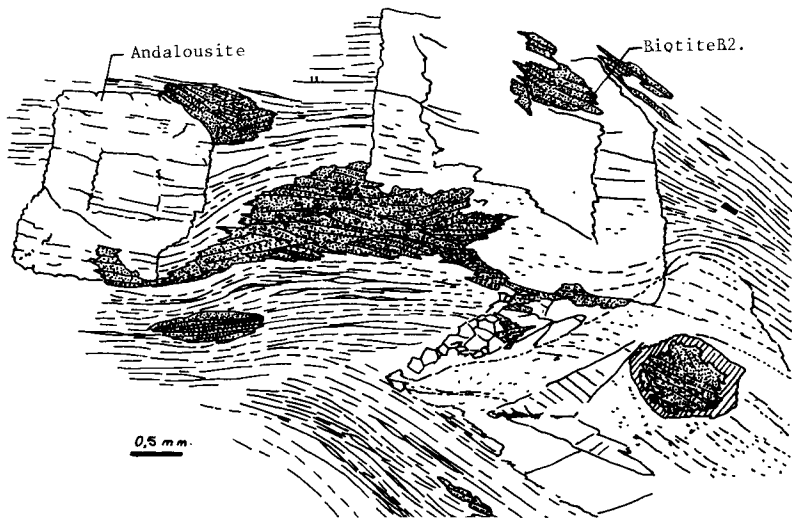
En lame mince, il se présente toujours en cristaux automorphes ou sub-automorphes. Il fossilise la trame orientée qui correspond à la schistosité $B_0 S_1$. Il est souvent fracturé ou cassé, sa taille est variable (fig.16).

Dans la formation d'Es-Saada, les grenats sont relativement petits (au maximum 0,25 mm) et peu nombreux (fig.20). Dans cette formation, ils présentent des figures sigmoïdes hélicitiques, ce qui indique qu'ils ont cristallisé au cours des mouvements différentiels.

Dans la formation de Rouagueb, le grenat est présent partout; son diamètre varie de 0,5 à 1 mm et parfois il y représente 2 à 3% de la roche phylliteuse.

Dans la formation de Sidi Bou Othmane, on le retrouve concentré dans certains lits phylliteux, sa taille est en général assez grande puisqu'il peut atteindre 2 mm dans certaines phyllites.

Dans la formation du Guertit, il est peu fréquent et n'a été observé que dans la partie occidentale de cette formation où sa taille est en général inférieure à 0,1 mm et exceptionnellement 0,5 mm.



◀ Fig.21: Micrographie d'une phyllite à andalousite zonée (AH 249) de la formation de Sidi Bou Othmane ($x=257,2$ et $y=146,3$), montrant des pseudomorphes complètes d'anciennes cordièrites en biotite B2. La trame orientée correspond à la schistosité qui est faiblement ondulée. Ces ondulations sont fossilisées par les andalousites.

Fig.22: Micrographie d'une phyllite à cordièrite (AH 62) de la formation du Guertit ($x=257,3$ et $y=140,6$), montrant un début de biotitisation des cordièrites et un aplatissement de la roche. Le chloritoïde, postérieur à tout, est intact. Il traverse la trame orientée.

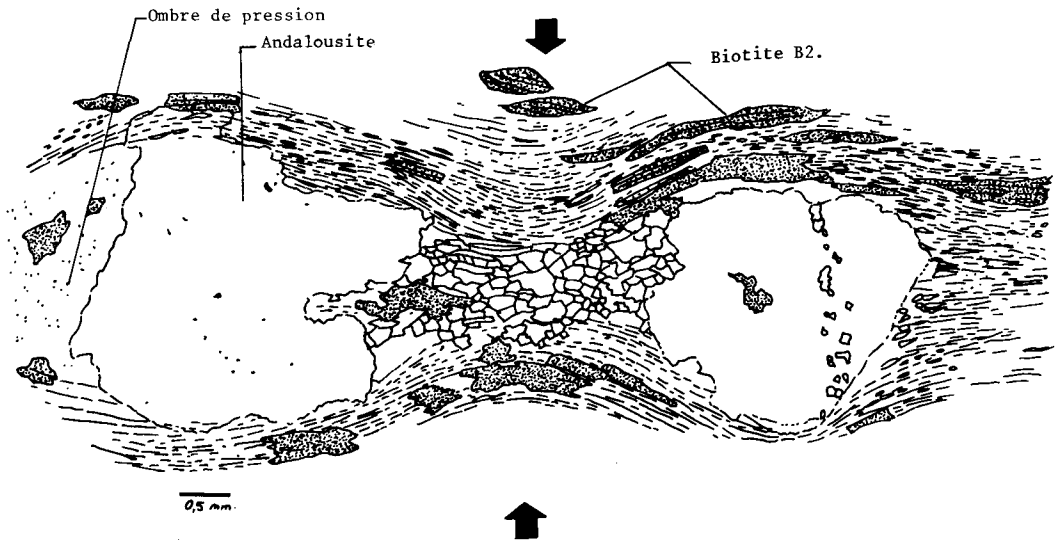
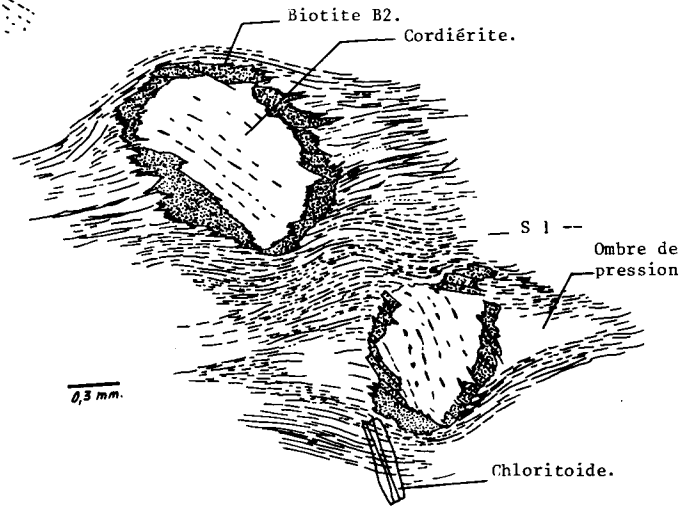


Fig.23: Micrographie d'une phyllite à andalousite (AH 268b) de la formation de Sidi Bou Othmane ($x=256,7$ et $y=143,7$), montrant la structure ocellée dont l'origine est à rechercher dans l'aplatissement de la roche. Dans les zones d'ombre cristallise du quartz de néoformation.

5, La sillimanite

Elle a été exclusivement observée au nord du secteur dans la formation de Sidi Bou Othmane (AH 254). Elle se présente sous forme d'articles allongés enchevêtrés, paraissant non déformés et cristallise dans les ombres de pression des andalousites ayant subi une rotation, là où se trouve aussi de gros cristaux de quartz de cristallisation tardive (probablement syn-sillimanite). Cette sillimanite est rare, elle proviendrait d'une phase statique qui serait synchrone de la mise en place du chloritoïde.

6. Le chloritoïde

Il a été observé essentiellement dans les formations d'Es-Saada, du Guertit et du Draa Touil. En lame mince, il se présente en tablettes allongées (jusqu'à 1 mm), incolores ou bien légèrement pléochroïques (vert très pâle). Le clivage 001 est toujours très net, les macles sont fréquentes.

Ces tablettes sont obliques sur la schistosité B_0S_1 , elles ne sont pas déformées et se développent aussi avec le quartz de recristallisation dans les zones d'ombre.

Le chloritoïde a donc cristallisé tardivement par rapport à tous les autres porphyroblastes.

Les quartzites a amphiboles

Ils se situent dans les alternances flyschoides de la formation du Draa et Touil.

Les cristaux d'amphibole sont généralement disposés à plat à la base des bancs quartzitiques, mais ils sont aussi éparpillés dans la roche. Déjà à l'oeil nu, aucune direction d'orientation préférentielle n'est observée, ce qui est confirmé par nos observations microscopiques. En effet, cette amphibole est disposée dans tous les sens aux seins d'une matrice constituée principalement de quartz détritiques.

Les calcaires

Ce sont des calcaires argilo-gréseux bleus ou noirs, à patine brune ou rousse. Ils sont métamorphisés par M_1 et M_2 . Le métamorphisme M_2 a donné des porphyroblastes millimétriques à centimétriques de calcite néoformée, de grenat, d'idocrase et de graphite.

L'idocrase (ou yésuvianite) :

Est un minéral quadratique, bien cristallisé et toujours sous forme prismatique dont la taille peut atteindre jusqu'à 2 cm de long. Sa couleur est brune à rouge, rarement jaune ou bleue. Ce minéral a été observé essentiellement dans les bancs calcaires des formations de Sidi Bou Othmane et du Guertit.

Au microscope en lumière naturelle, l'idocrase est incolore en prisme à forte réfringence. En lumière polarisée la biréfringence est faible et elle polarise dans les grés du premier ordre.

L'idocrase présente parfois des fractures qui sont perpendiculaires à l'allongement du minéral et où cristallise de la muscovite; il est zoné.

L'idocrase est associé dans notre secteur d'étude au grenat dont la taille atteint le centimètre. L'epidote s'associe aussi à ces minéraux, mais elle reste très rare.

Conclusion

Ces porphyroblastes sont tous postérieurs à la phase plicative D_1 et au métamorphisme M_1 . Leur apparition est étroitement liée à la montée d'un front thermique et aux filons de pegmatite.

Il nous a été impossible de dresser une carte d'isogrades en raison de l'insuffisance de lames minces et aussi en raison de l'homogénéité de la répartition des porphyroblastes dans presque tout le secteur étudié. Leur absence dans la formation d'El Mouih correspond pour nous à une saute de métamorphisme.

En ce qui concerne les déformations des andalousites, on constate qu'à Draa et Touil elles sont idiomorphes non déformées, au centre dans la formation de Rouagueb elles sont par endroit cassées et tournées et dans la formation d'Es-Saada elles sont encore plus déformées et boudinées en même temps qu'elles sont complètement séricitisées. Il y a donc une évolution de la déformation de l'est vers l'ouest.

RELATIONS ET ORDRE D'APPARITION DES MINÉRAUX,

Les différentes observations microscopiques nous ont permis de dresser une chronologie d'apparition des minéraux des métamorphismes M_1 et M_2 par rapport au dépôt sédimentaire (quand il est préservé) ou par rapport à la schistosité B_0S_1 . Nous avons ainsi la succession:

La stratification S_0

Le litage correspondant à la stratification S_0 a été essentiellement observé dans la formation flyschoidé du Draa et Touil à l'est du douar El Mhazil où les métamorphismes M_1 et M_2 sont très faibles. En effet les lames AH 178 dans les argilites du Draa et Touil et AH 180 dans celles de Bled Oulad Hammou montrent un rubanement millimétrique déjà visible à l'oeil nu et qui forme des lits clairs essentiellement à quartz détritique et des lits sombres à séricite et quartz aussi détritiques. La schistosité B_0S_1 n'est marquée que dans les lits sombres où elle est peine visible. Elle est oblique par rapport à la stratification et est soulignée par quelques paillettes orientées de séricite et biotite B_1 en paillettes longues de 100 micromètres environ.

Ailleurs cette stratification est moins bien visible, car la schistosité est plus pénétrative. Cette stratification est le plus souvent transposée dans B_0S_1 .

Dans la formation d'Es-Saada, la stratification n'est plus visible du tout.

Apparition de la schistosité B_0S_1 et métamorphisme M_1 .

La schistosité B_0S_1 est soulignée par la recristallisation et l'orientation préférentielle des minéraux: quartz, biotite B_1 et séricite. Ces minéraux sont disposés parallèlement à la schistosité B_0S_1 .

Cette schistosité est plan axial des plis P_1 et visible à la fois en lame mince et sur le terrain. La disposition orientée des minéraux dans cette schistosité est très marquée, il y a transposition de S_0 dans B_0S_1 , notamment dans les formations d'Es-Saada et d'El Mouih, où la transposition est totale.

Cristallisation de la cordiérite,

l'analyse de la lame AH 147b dans la formation du Guertit montre que la cordiérite pousse obliquement par rapport à la schistosité B_0S_1 . Elle est donc postérieure à cette schistosité. Dans le reste du territoire étudié cette position dans la chronologie est difficile à déterminer en raison de l'aplatissement des roches.

Aplatissement et boudinage

En raison de l'aplatissement, les cordi rites déjà présentes dans la roche sont boudinées; les roches acquièrent de ce fait une texture oeil e. Cet aplatissement n'est pas généralisé puisqu'on voit des cordi rites non déformées dans le flysch de la région du Draa et Touil.

Pseudomorphose des cordi rites par la biotite B2

La biotite B2 se distingue de celle de la matrice par sa grande taille et par son pléochroïsme plus prononcé (brun rouge à jaune p le). Elle est beaucoup plus fraîche et n'est pas chloritisée. Dans beaucoup de cas, quand elle pseudomorphose en partie la cordiérite, le coeur de cette dernière est préservé (fig.22). Les biotites B2 sont donc postérieures aux cordi rites.

Cristallisation de l'andalousite et du grenat

Les deux minéraux poussent obliquement par rapport à la schistosité BoS_1 qu'ils fossilisent. Les andalousites englobent les cordi rites (fig.21) et la biotite B2. Les grenats sont automorphes, parfois ronds et présentent dans la formation d'Es-Saada des figures sigmoïdes hélicitiques.

L'andalousite et le grenat sont postérieurs à la formation de la schistosité BoS_1 , à la cordiérite et aussi à la biotite B2.

Aplatissement et étirement

L'observation microscopique montre que les andalousites ont été soumises à un étirement et un aplatissement qui leur fait subir une rotation, les boudinent (fig.23) et donnent à la roche une texture oeil e. Cette déformation croît de l'est vers l'ouest du secteur étudié. Il est maximum dans la formation d'Es-Saada.

Pour les grenats cet aplatissement est synchrone de leur formation dans la formation d'Es-Saada (où on observe des mouvements différentiels), mais dans le reste du territoire, à l'est, cet aplatissement est postérieur au grenat.

Cristallisation du chloritoïde, de la sillimanite et de la chlorite.

Ces minéraux se sont tous formés postérieurement aux épisodes décrits ci-dessus car ils sont idiomorphes, obliques par rapport à la schistosité BoSl qu'ils fossilisent et poussent parfois dans les zones d'ombre liées à la rotation des andalousites lors du dernier aplatissement.

Aussi bien à l'est qu'à l'ouest du secteur étudié, le chloritoïde ne montre aucune déformation.

En conclusion on note qu'en raison de l'évolution tectono-métamorphique, la stratification So, préservée à certains endroits, est en général complètement transposée dans la schistosité BoSl. Cette schistosité est soulignée par les recristallisation du métamorphisme M1. Le métamorphisme M2 (porphyroblastèse) se subdivise au minimum en trois épisodes de cristallisations successives, séparés chaque fois par une phase d'aplatissement et d'étirement qui provoque un boudinage des minéraux.

TRAVAUX CITÉS

- EL HASSANI A. (1979), - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Sidi Bou Othmane, Jébilet centrales; Maroc. Rapport de mission oct-déc. 1978, *Trav. Lab. Sci. Terre*, St-Jérôme, Marseille, série X, n° 31, 21 pages, 12 fig. h.t., 2 cartes.
- EL HASSANI A. (1980), - Lithostratigraphie et chronologie des minéraux de métamorphisme dans l'unité de Sidi Bou Othmane, Jébilet centrales Maroc hercynien, *8^e Réunion. ann. Sci. Terre*, Marseille, p. 137.
- EL HASSANI A. (1980), - *Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Sidi Bou Othmane (Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution du segment hercynien des jébilet centrales.* Thèse de 3^e cycle, Univ. Aix-Marseille III, 114p. 40 fig. 3 pl., 4 cartes.

- GRAHAM J., EL HASSANI A., MULLER J., SOUGY J. et ZAHRAOUI M.- Sur l'origine tectonique de l'unité à structure chaotique des Jébilet orientales et ses relations avec les nappes hercyniennes, Maroc, 3 p. 1 fig.
C.R. Acad. Sci., Paris. (à paraître).
- HUVELIN P. (1977). - Etude géologique et gîtologique du Massif hercynien des jébilet (Maroc occidental). *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, N° 232bis, 307 p.
- MULLER J., RAMSAY D., SOUGY J. et STURT B. (1979). - Structure en nappes des jébilet hercyniennes, Méseta marocaine, 10e colloque de Géol. africaine. Montpellier, p. 121, 1 fig.
- PERMINGEAT. (1951). - Nouvelles données sur la présence du Viséen dans les Jébilet, *Notes Serv. Géol. Maroc*, t.4, n° 83, pp.93-96.
- PONS D. (1979). - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Kricha, Jébilet centrales, Maroc. Rapport de mission oct-déc. 1978, *Trav. Lab. Sci. Terre. St-Jérôme*, Marseille, série X, n° 32, 30 p. 20 fig., 2 cartes.
- PONS D. (Thèse en préparation): *Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Bou Kricha. jébilet centrales. Maroc hercynien.*
- POUTCHKOVSKY A. (1978). - *Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région du Bou Gader. Relations tectoniques entre les Jébilet occidentales autochtones et centrales allochtones, Meseta marocaine.* Thèse 3è cycle. Univ. Aix-Marseille III, 74 p., 44 fig., 1 carte.
- SOUGY J. (1976). - Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées dans les jébilet occidentales et centrales (Méseta marocaine hercynienne), *Trav. Lab. Sci. Terre. St-Jérôme*, Marseille; série, B; n° 12, 41 p.
- TAHIRI A. (1982). - *Lithostratigraphie, structure et métamorphisme de la partie sud des Jébilet occidentales autochtones et allochtones. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en méséta marocaine.* Thèse 3è cycle. Univ. Aix-Marseille III. 171 p. 66 fig. 9 pl. photo. et 6 cartes h.t.
- ZAHRAOUI M. (1981). - *Etude lithostratigraphique et structurale des nappes de la région du jbel Tekzim (Jébilet centrales, Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution de la chaîne hercynienne de la méséta marocaine.* Thèse 3è cycle. Univ. Aix-Marseille III. 115 p. 30 fig et 4 cartes.