

Tectonique de la Meseta nord occidentale

Ahmed EL HASSANI

INTRODUCTION

La Meseta nord-occidentale constitue la moitié occidentale du plus grand massif hercynien, le Massif du Maroc central, dont les structures se suivent dans les massifs des Rehamna et des Jebilet. Cette partie du Maroc hercynien avait été étudiée pour la première fois par LECOINTRE (1926) et TERMIER (1936), avant d'être reprise dans le détail avec des méthodes analytiques nouvelles: PIQUE (1979) pour l'ensemble de la Meseta nord-occidentale, EL HASSANI (1990) pour la zone de Rabat-Tiflet et le bloc des Schoul, FADLI (1990) pour les massifs des Mdakra et du Khatouat, TAHIRI (1991) pour la partie nord de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, et enfin ZAHRAOUI (1991) pour la Meseta côtière et la zone de l'oued Cherrat.

Au point de vue tectonique, ces travaux ont confirmé dans leurs grandes lignes le découpage structural en synclinoria et anticlinoria déjà proposé par LECOINTRE (1926; 1933) et TERMIER (1936) : les anticlinoria de Casablanca, de l'oued Cherrat de direction sub-méridienne, et de Rabat-Tiflet et de Khouribga-Oulmès de direction N 70° à E-W, entourant le vaste synclinorium dévono-dinantien de Khatouat-Rommani. Ces structures tectoniques sont grossièrement calquées sur la paléogéographie dévono-dinantienne (PIQUE, 1981).

Dans cette région de la Meseta occidentale, la déformation paroxysmale est postérieure aux niveaux de base du Namurien qui sont les derniers datés du Paléozoïque et elle est antérieure au Trias. Par comparaison avec les secteurs voisins, on admet que cette déformation est d'âge westphalien inférieur (PIQUE, 1987). Cependant, comme nous le verrons dans cette partie tectonique, la déformation s'exprime de manière différente, notamment par son intensité très variable d'une région à une autre.

Nous décrirons la déformation des différentes régions selon un découpage devenu classique qui tient compte des zones structurales:

- la Meseta côtière, englobant la zone la plus occidentale, le couloir de cisaillement ou bande de Bouznika et la bande de Benslimane,
- le couloir de cisaillement de l'oued Cherrat,
- les massifs des Mdakra et des Khatouat,
- et, enfin, la zone de Rabat-Tiflet.

LA MESETA COTIERE

La Meseta côtière fait partie du Môle côtier et se situe à la partie ouest de la Meseta nord-occidentale. Elle est constituée, en grande partie, par des terrains du Cambrien au Dévonien supérieur. Elle est affectée par un plissement d'amplitude kilométrique dû à la phase majeure hercynienne (MICHARD, 1967 et 1976). Le raccourcissement est faible,

et cette phase est responsable tout au plus, d'une schistosité de fracture. D'une manière générale, cette zone peu déformée rappelle l'Anti-Atlas, comme c'est le cas de l'ensemble du Môle côtier. Toutes deux constituent les marges externes de l'orogène hercynien (MICHARD & al., 1983).

Les grandes structures régionales dans cette zone ont été décrites par LECOINTRE (1926) et par DESTOMBES & JEANNETTE (1966). Ces auteurs distinguent de l'Ouest vers l'Est de grandes structures plissées, de direction N 00 à N 30°. Ce sont :

- l'anticlinal de Casablanca,
- le synclinal de Mansouria, à cœur ordovicien,
- l'anticlinal de Bouznika, à cœur cambrien,
- le synclinal de Chabat Hamira, au Sud de Benslimane, à cœur dévonien supérieur.

A cette subdivision structurale ancienne s'est substitué un découpage décrit pour la première fois par PIQUE & al. (1980), repris et développé par ZAHRAOUI (1991). Celui-ci comporte des zones cisailées subméridiennes (zones de Bouznika et du Cherrat) et des zones plus larges ("bande" de Benslimane, Môle côtier).

Les analyses structurales entamées dans le Môle côtier (MICHARD, 1967; PIQUE, 1972 et 1979; PIQUE & MICHARD, 1981; WYBRECHT, 1984; EL KAMEL, 1987; ZAHRAOUI, 1991) incluant les massifs des Rehamna et des Jebilet occidentaux ont montré que cette zone est relativement peu déformée et que la schistosité y est absente ou peu pénétrative. Elles démontrent cependant l'existence d'un gradient de métamorphisme et de déformation horizontale croissant en direction de sa marge orientale cisailée.

A l'Est de Bouznika, PIQUE (1979) démontre que la schistosité s'installe de manière progressive d'Ouest en Est. Elle accompagne les plis plus serrés à axes plongeants et devient fine, pénétrative et fortement redressée à l'Est. Elle passe dans le matériel phylliteux à une schistosité cristalphyllienne. Le métamorphisme, contemporain de la recristallisation des plaquettes phylliteuses et de l'acquisition de la schistosité, atteint l'épizone (PIQUE, 1979; WYBRECHT, 1984; HUON, 1985). Son intensité augmente avec la pénétrativité de la schistosité. Son âge isotopique, déterminé par la méthode K/Ar dans les schistes anchizonaux de l'oued Ikem, est de 320 Ma (Namurien inférieur) : HUON (1985).

La marge orientale du Môle côtier correspond à un couloir faillé qui se prolonge plus au Sud par la zone de cisaillement synmétamorphe des Rehamna (MICHARD & PIQUÉ, 1979; MICHARD, 1982), passe dans les Jebilet (MAYOL, 1987) et se retrouve plus au Sud dans le Haut-Atlas occidental (CORNEE, 1989). Elle constitue la zone de cisaillement de la Meseta occidentale, de direction sub-

méridienne, qui correspond à une limite importante entre le domaine orogénique et le domaine externe de la chaîne hercynienne (PIQUE & al., 1980; PIQUE & MICHARD, 1989).

La travail le plus récent en Meseta côtière est celui de ZAHRAOUI (1991) qui distingue dans cette région, d'Ouest en Est, plusieurs zones structurales : La zone la plus occidentale, le couloir de cisaillement ou bande de Bouznika et la bande de Benslimane.

LA ZONE LA PLUS OCCIDENTALE

Elle constitue le prolongement septentrional du Môle côtier. Les plis, très ouverts, sont orientés N 30 à N 45°. Cette zone est affectée par la faille de Tamda qui la limite avec le couloir de Bouznika (CAILLEUX & al., 1986).

Les terrains cambro-ordoviciens constituant cette zone sont ployés en une structure synclinoriale dite de Mansouria (ZAHRAOUI, 1991) qui fait suite vers l'Est à l'anticlinorium de Casablanca à cœur cambrien (fig. 1). Elle est limitée à l'Est par la faille de décrochement de Tamda (CAILLEUX & al., 1983). Le long de l'oued Arimène, les structures secondaires correspondent à des ondulations ou plis très ouverts et la stratification, en général à faible pendage, présente des directions variables entre N 30 et N 60° selon les reprises tardives. Le clivage quasiment absent ne s'imprime que localement dans le matériel argileux qu'il découpe en microlithons centimétriques à décimétriques suivant une direction N 40°. Ces structures sont affectées par des failles subméridiennes locales qui s'accompagnent d'un clivage S2 relativement plus dense. Certaines de ces failles manifestent un jeu cisailant dextre. Le métamorphisme est faible à nul.

La faille de Tamda s'exprime ainsi : vers l'Est, à l'approche de l'Ain Tamda, les barres quartzitiques ordoviciennes (Llanvirn-Llandeilo) sont affectées de plis métriques subméridiens à axes plongeant de 50 à 60° vers le Sud. Ces structures se retrouvent plus au Nord et constituent des plis en échelons à axes obliques sur le tracé de la faille de Tamda. Cette faille de direction N 30° s'infléchit au Nord pour prendre une direction N 20°. Elle met en contact les terrains ordoviciens du synclinal de Mansouria avec les schistes cambriens de l'anticlinal de Bouznika. Son fonctionnement dextre est attesté par l'asymétrie des crochons et des structures qui lui sont associés. Plus au Nord, dans l'oued Ogl, les plis à axes plongeants liés à cette même faille sont plus abondants (CAILLEUX & al., 1983).

LE COULOIR DE CISAILLEMENT OU BANDE DE BOUZNIKA

Il est de direction NE-SW, correspond au horst du Rhebar et intéresse les schistes, les grès et les trachyandésites du Cambrien moyen. Il est caractérisé par l'apparition de la schistosité et du métamorphisme anchi- à épizonal (PIQUE, 1979). Ce couloir est limité au SE par

l'accident de décrochement dextre de Haj Thami (CAILLEUX & al., 1986).

Cette bande constitue la marge orientale cisailée du Môle côtier. Large d'environ 4 km, elle s'étend depuis le haut oued Arimène au Sud, jusqu'au bas oued Cherrat au Nord avant de plonger dans l'Atlantique en direction subméridienne (fig. 1). La déformation des schistes cambriens et du complexe volcanique de l'oued Rhebar est caractérisée par une schistosité pénétrative et la culmination du métamorphisme qui atteint ici l'épizone (PIQUE, 1979; WYBRECHT, 1984). Cette déformation se concentre dans des couloirs de cisaillement étroits où la schistosité est de type flux, fortement redressée avec une direction NE-SW à N-S. Elle est plus dense en direction de l'Est et elle accompagne des plis plus ou moins serrés selon les zones.

Une coupe effectuée par ZAHRAOUI (1991) dans le complexe volcanique de l'oued Rhebar, au Nord de Bled Haj Thami, montre que l'intensité de la déformation est croissante vers l'Est. Les plis assez ouverts au Nord passent à l'Est, dans les pyroclastites de l'oued Rhebar, à des structures où la stratification est complètement transposée dans le plan de la schistosité, ici pénétrative et fortement redressée selon une direction N 10 à N 30°. Cette augmentation de la déformation se fait au droit du passage de la faille de Haj Thami.

La faille de Haj Thami, dextre et de direction N 30° (DESTOMBES & JEANNETTE, 1966; CAILLEUX & al., 1983), affecte le complexe volcanique de l'oued Rhebar; elle le met en contact avec les schistes Cambrien moyen de Bouznika. Cette faille se prolonge jusqu'au bas oued Cherrat où elle intercepte le tronçon N-S de la faille de Benslimane (fig. 1).

LA BANDE DE BENSLIMANE

Cette bande est orientée N-S et limitée à l'Ouest par l'accident appelé antérieurement "faille de Bouznika" par DESTOMBES & JEANNETTE (1966) qui la considèrent comme une faille normale. Cet accident qui met en contact le Paléozoïque inférieur et le Strunien-Carbonifère de Benslimane est interprété, par PIQUE (1979), comme un décrochement dextre. Son tracé cartographique, plus net au Nord, s'exprime plus au Sud, dans le cours supérieur de la Chabat Hamira, par une bande de cisaillement pluridécamétrique (PIQUE, 1979; WYBRECHT, 1984). Cette faille est décalée par un système de décrochements tardifs N 30 à 45° dont le plus important est celui de Skhirat. Ce dernier est considéré par CAILLEUX & al. (1983) comme le principal couloir de cisaillement. Dans la bande de Benslimane, les terrains du Carbonifère sont déformés par un système en lanières pluridécamétriques séparées par des couloirs de cisaillements subméridiens (PIQUE, 1979). Les plis synschisteux visibles à l'intérieur des lanières ont une direction NW-SE à axes faiblement plongeants et sont considérés par PIQUE (1979) comme des plis en échelons résultant du fonctionnement des cisaillements de la région de Benslimane et du couloir du Cherrat qui la limite à l'Est.

Cette bande est subdivisée par ZAHRAOUI (1991) en trois parties: occidentale, centrale et orientale.

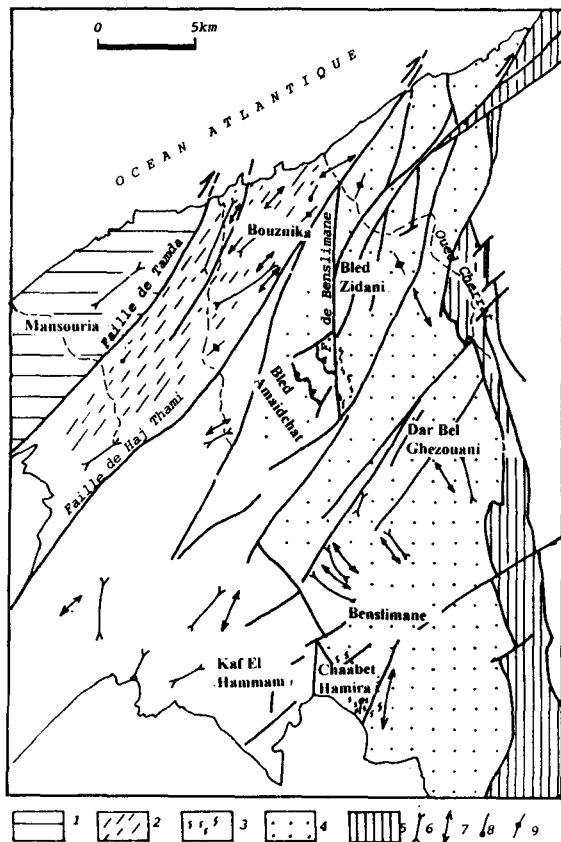


Fig. 1: Schéma structural montrant les différentes zones structurales.

1. Môle côtier, 2. couloir de Bouznika, 3. couloir de Benslimane, 4. bande de Benslimane, 5. couloir de Cherrat-Ikem, 6. axe synclinal, 7. axe anticlinal, 8. axe de pli, 9. schistosité.

La partie occidentale représente le secteur de Chabat Hamira

La déformation dans cette région est dominée par des cisaillements donnant naissance à des plis synschisteux et à un métamorphisme anchi- à épizonal. Ces cisaillements sont répartis en couloirs subméridiens, centimétriques à métriques (PIQUE, 1979; WYBRECHT, 1984; ZAHRAOUI, 1991).

Une coupe E-W dans la Chabat Hamira, à l'Est de Kaf El Hammam (fig. 2) montre, selon ZAHRAOUI (1991), l'évolution suivante :

* à l'Ouest de Chabat Hamira (Est de Kef El Hammam), les terrains siluriens et dévoniens ne montrent pas de schistosité, à l'exception d'un clivage fruste et localisé dans le matériel fin.

* plus à l'Est de Chabat Hamira, à l'approche des terrains triasiques, les grés-pélites sont affectées par des

plis de direction N 160° à N-S. L'aspect satiné que montrent les niveaux argileux fins indique la passage à des roches épimétamorphiques. En effet, le métamorphisme atteint l'épizone plus à l'Est dans les phyllades du Dévonien supérieur du ravin de l'Ain Hamira. Ici les plis se resserrent selon une direction N 170 à N 10°, et leurs axes sont fortement plongeants et dispersés dans le plan axial. La schistosité y est très pénétrative et s'accompagne de la néoformation de muscovite, chlorite et rarement biotite dans les niveaux phylliteux. Les cristaux de quartz, de très petite taille, ont une forme elliptique et sont aplatis dans le plan de schistosité S1. Cette schistosité est reprise par un second épisode de plissement P2, avec des plis subméridiens, centimétriques à décimétriques et à fort plongement axial (40 à 80°); leurs axes sont dispersés ce qui indique qu'ils sont nés en contexte cisailant. A ces plis P2 est associée une schistosité de crénulation S2, discrète mais bien visible dans les niveaux phylliteux.

Au Bled Amaidchat (fig. 3), ZAHRAOUI (1991) situe la zone de passage de la faille de Benslimane qui met en contact les terrains de l'Ordovicien et du Silurien à l'Ouest et ceux du Dévonien et du Carbonifère à l'Est (fig. 1). C'est une zone de fracture importante, de direction subméridienne, où sont coïncés des lambeaux tectoniques du Silurien et du Dévonien. Sa bordure occidentale montre, au niveau de Bled Amaidchat, quelques chevauchements mineurs postschisteux et localisés. Plus au Nord, à Bled Zidania, cette zone d'accident constitue la limite occidentale du "bassin" de Benslimane et montre un contact de décrochement N-S entre le Strunien et le Silurien (fig. 4).

Cette zone montre un pli hectométrique dessiné par les quartzites ordoviciens dont l'axe construit est dirigé N 05 à N 20°. La structure est recoupée dans sa partie sud par un contact chevauchant de faible pendage et dont le tracé sinueux suit le cours de l'oued Timjirt. Le flanc est de ce pli est affecté de plis secondaires métriques N 160 à 170° à axes horizontaux. Ceux-ci passent vers l'Est à des plis plus serrés, décimétriques à métriques de direction N 00 à 30°. La schistosité S1 correspond à un clivage fruste à l'Ouest mais plus franc vers l'Est où il s'installe par couloirs décimétriques à métriques subparallèles aux plans de failles et aboutit à un découpage des quartzites et des grès en microlithons plus ou moins espacés.

La zone centrale de la bande de Benslimane

Elle correspond au "bassin" de Benslimane. Les terrains du Famenno-Tournaisien et du Viséen supérieur qui la constituent sont affectés par des plis métriques à hectométriques de direction moyenne NW-SE, sauf dans les zones étroitement cisailées où ils prennent une direction subméridienne.

Dans la région de Benslimane, les quartzites du Strunien et du Viséen supérieur forment des anticlinaux et des synclinaux de direction NW-SE, virant à N-S à l'approche des zones de cisaillement.

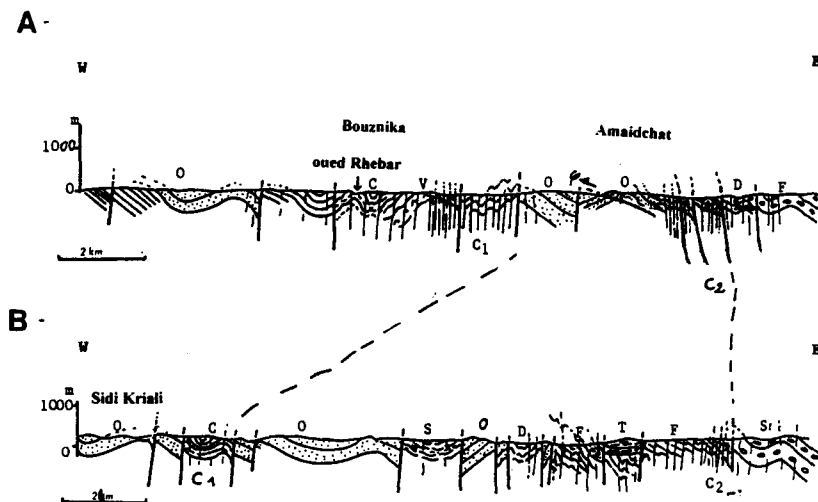


Fig. 2: (A) coupe dans la région de Bouznika, (B) coupe dans la région sud de Benslimane.

C. Cambrien moyen, O. Ordovicien, S. Silurien, D. Dévonien inférieur et moyen, F. Famennien supérieur, V. roches volcaniques de l'oued Rhébar, C1. zone de cisaillement de Bouznika, C2. zone de cisaillement de Benslimane.

Cette virgation structurale est aussi évidente vers l'Est, aux environs du couloir de cisaillement de l'oued Cherrat. Ceci se manifeste par le parallélisme entre la direction des axes de plis et celle des accidents bordiers. Ce schéma montre bien des plis en échelon dont la genèse est régie par le fonctionnement en cisaillement des deux accidents qui limitent la bande du Cherrat (PIQUE, 1979; ZAHRAOUI, 1991).

L'ensemble de la bande de Benslimane est parcouru par un système de décrochements NE-SW qui reprennent les structures précédentes.

La partie orientale

Elle correspond au Nord de la bande de Benslimane, regroupant le bas oued Cherrat et la zone des Skhirat.

1. Dans le bas oued Cherrat, les terrains du Carbonifère sont affectés par des cisaillements de directions N-S et NE-SW.

Les plis synschisteux sont de direction NW-SE à axes peu plongeants. Ces plis passent progressivement dans d'étroites bandes à une direction subméridienne où ils montrent de forts plongements axiaux et une dispersion des axes dans le plan de schistosité. La schistosité ne montre aucune reprise en passant d'une direction à une autre, ce qui implique que ces deux directions sont liées à la même déformation synschisteuse.

A l'Est de Mechraa El Mraïat, les plis P1 ont une direction N 10 à N 30° et sont plus ou moins ouverts, décimétriques à métriques déversés vers l'Ouest. Ils sont accompagnés d'une schistosité de fracture qui se réfracte dans les bancs gréseux. La stratification, localement renversée et pentée à l'Est, montre bien que le déversement des plis P1 est parfois assez important. Plus à l'Est, dans le ravin de Sidi Boukhdim, les roches sont des phyllades à aspect luisant que souligne une schistosité de flux de direction N10°. Celle-ci est reprise par une crénulation très fruste de direction subméridienne.

Plus à l'Est encore, la déformation diminue à nouveau d'intensité. Les plis P1 synschisteux sont de direction NW-SE et localement cisailés dans leurs flancs inverses. Ce style de déformation se suit jusqu'à la piste de Souk El Had, mais on arrive là à la zone cisailée du Cherrat, analysée plus loin.

2. A Skhirat, les affleurements sont plus limités sauf dans plusieurs carrières ouvertes pour l'exploitation industrielle des calcaires givétiens. La stratification, fortement redressée, de direction N-S, est découpée par des décrochements verticaux N-S à NE-SW. Les quartzites qui ressortent en chicots discontinus dans le Quaternaire sont très dilacérés et parcourus par plusieurs filons de quartz. Ces roches sont généralement prises dans des zones de contact (ZAHRAOUI, 1991).

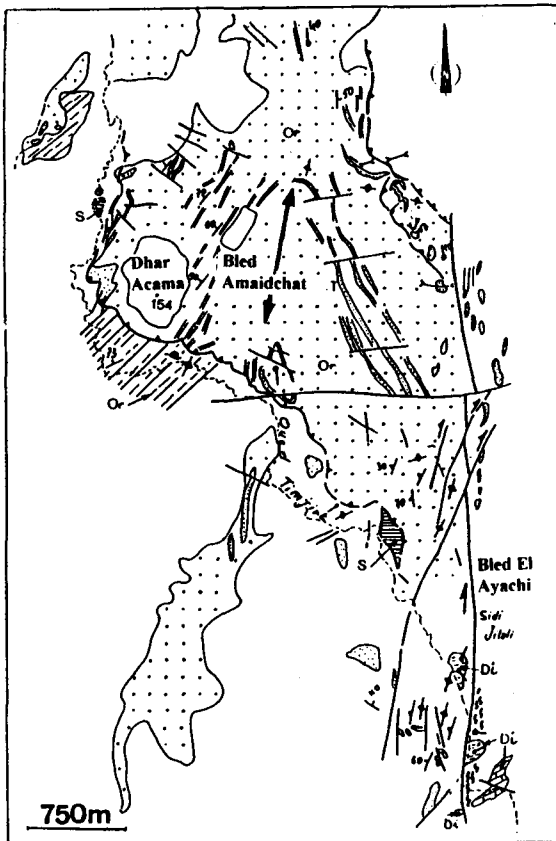


Fig. 3: Carte structurale de Bled Amaidchat.
Or. Ordovicien, Cd. Caradoc, Si. Silurien, Dv. Dévonien inférieur, St. Strunien.

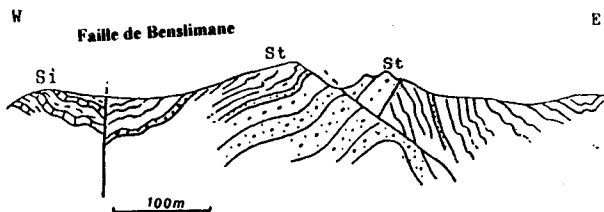


Fig. 4: Coupe schématique des structures associées à la faille de Benslimane entre le Silurien et le Strunien à Bled Zidania.
Si. Silurien, St. Strunien.

Au niveau de la plage de Skhirat, les plis P1 sont décimétriques de direction axiale N 80°, déversés vers l'Est et à axes dispersés dans le plan axial N 80, 40° NNW. Ces plis sont contemporains d'une schistosité de fracture qui s'est installée sous forme de couloirs plus ou moins étroits. Cette schistosité accompagne des plans de fracture qui lui sont parallèles et qui sont matérialisés par plusieurs veines de quartz plus ou moins dilacérées. L'asymétrie des plis indique des mouvements dextres. Ces décrochements et le clivage qui leur est associé paraissent donc tardifs par rapport aux plis P1. Ils sont liés soit aux jeux conjugués

des mouvements N-S sénestres connus dans la bande de Cherrat-Ikem, soit aux failles tardives transverses N 70° à E-W comme celle du Sud de Bled Boudene.

LA BANDE DU CHERRAT-IKEM

Cette bande correspond à une zone étroite, cisailée, de direction subméridienne et constituée de terrains essentiellement dévoniens. CHALOUAN (1977) a analysé cette bande et a fait ressortir la chronologie suivante :

- un premier épisode de plis P1, de direction N 160°, synschisteux et cisailés,
- des failles directionnelles, relayant ces plis, de direction subméridienne,
- un deuxième épisode de plis P2, en chevrons, de direction NE-SW synchrone d'une crénulation S2,
- enfin, un rejeu des failles directionnelles, sénestre pour la faille orientale et dextre pour la faille occidentale.

LA PARTIE OCCIDENTALE

Une coupe le long de la piste qui descend de Souk El Had vers l'oued Cherrat a été donnée par PIQUE (1979). Elle intéresse les grés-pélites et les calcaires du Viséen supérieur et rend compte de la déformation dans la partie occidentale de la bande du Cherrat. On retrouve là une répartition horizontale de la déformation qui se fait selon des lanières et des zones de cisaillement plus déformées.

Ces déplacements se font suivant des jeux dextres pour certaines failles et sénestres pour d'autres. Les plis P1, synschisteux, de direction NW-SE à N-S, sont décimétriques à métriques, cisailés et à axes horizontaux à faiblement plongeants (fig. 5). Dans les zones subméridiennes de cisaillement, ces plis sont très serrés et montrent une dispersion de leurs axes dans le plan axial (fig. 6). Localement s'observent des plis P2, de direction N-S à NE-SW, liés à des jeux de décrochement sénestres. L'expression tardive des cisaillements s'affirme par des failles de décrochement N 160° à N-S qui recoupent les structures précédentes selon des jeux cassants dextres pour la majorité des cas et parfois sénestres.

LA PARTIE ORIENTALE

La bande du Cherrat est limitée dans sa partie Est par une grande faille directionnelle N-S qui se ramifie localement en plusieurs branches limitant ainsi des assises cartographiques de terrains dévoniens et siluriens (fig. 1).

Cette partie a été étudiée par CHALOUAN (1977), puis par FADLI (1983 et 1990) et enfin par ZAHRAOUI (1991). Ces auteurs montrent l'existence de quatre phases de déformations:

- La première phase est caractérisée par des plis P1 isopaques à plans axiaux fortement pentés vers l'Est ou vers l'Ouest et dont les axes montrent des plongements très variables sous l'effet du cisaillement qui les accompagne. La schistosité est discrète et fortement pentée. Le métamorphisme, absent dans la zone septentrionale, est anchizonal dans la partie la plus méridionale où se

développe, dans le matériel argileux, une schistosité de fracture voire de flux naissante.

- La deuxième phase est cassante. La fracturation a pour origine les failles directionnelles subméridiennes, notamment la faille occidentale de la bande du Cherrat et celle, orientale, qui se suit sur environ 30 km, à jeu décrochant.

- La troisième phase se manifeste par des plis en chevrons de direction NE-SW et à plongements axiaux variables. Ces plis sont associés à une schistosité de crénulation.

- La quatrième phase de déformation correspond à un rejeu sénestre de la faille orientale et dextre de la faille

occidentale amenant, d'après CHALOUAN (1977), une expulsion vers le Sud de la bande du Cherrat. En fait, il s'agit là pour ZAHRAOUI (1991) d'un enchaînement de la déformation progressive plutôt que de phases séparées. Les observations de ce dernier auteur dans cette zone, au niveau de Aïn Kheneg (partie méridionale), montrent que la déformation dans les terrains dévoniens inférieur à moyen est peu intense. Sur une coupe qu'il a effectuée dans cette région (fig. 7), les roches carbonatées moyennement pentées à l'Est sont pratiquement exemptes de schistosité. La tectonique cassante est mieux exprimée ici. Dans la carrière ouverte dans l'Emsien à 500 m environ au Sud d'Aïn Kheneg, on observe un jeu sénestre tardif (fig. 8).

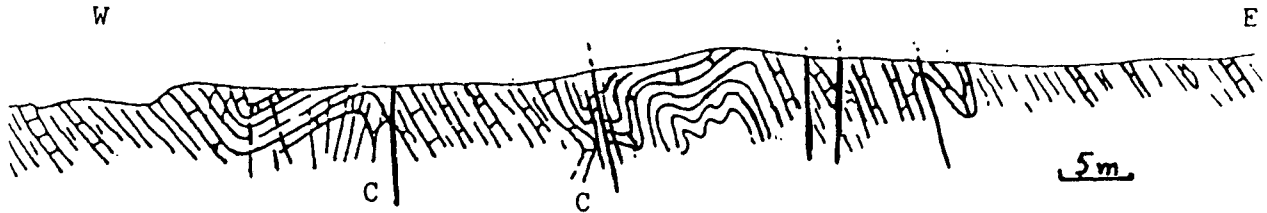


Fig. 5: Coupe montrant le style de plis P1 NW-SE synchistes et cisaillés dans le Viséen supérieur à l'ouest de Souk El Had (ZAHRAOUI, 1991).

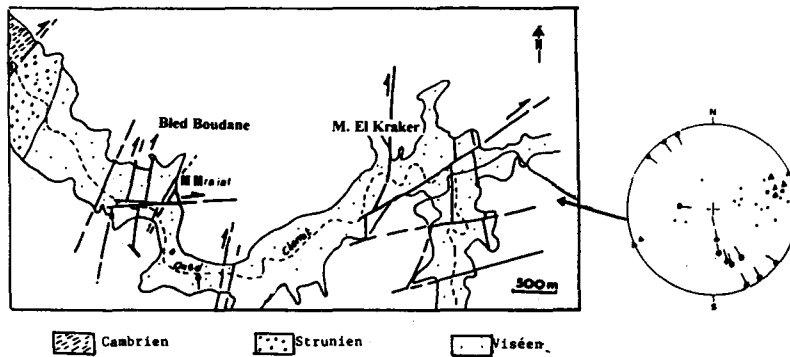


Fig. 6: Localisation et stéréogramme des plis P1 déversés vers l'Ouest (à l'Est de Mechraa Mraïat):ZAHRAOUI, 1991.

Une fois ces zones quittées vers l'Est (route de Sidi Bettache), les terrains grésopélitiques, en contact anormal avec le Dévonien moyen, montrent des plis P1 à axes courbes déversés vers l'Est, ou en chevrons qui s'accompagnent d'une schistosité S1 de fracture subméridienne. Ces plis sont repris par des plis P2 décimétriques de direction NE-SW.

LE BAS OUED IKEM

Dans le bas oued Ikem, les calcaires du Dévonien moyen, de direction N-S, sont redressés à la verticale au niveau du pont suspendu de la RP1 (Rabat-Casablanca). Ils butent en contact anormal N-S avec les quartzites du Strunien de même direction et de même pendage.

Les calcaires sont affectés par une schistosité S1, de direction N 10°, pénétrative et fortement pentée. Dans les niveaux de calcschistes, elle est soulignée par l'allongement

des organismes bioconstructeurs aplatis dans S1. Elle est reprise par une crénulation plus au moins exprimée selon la compétence des roches et associée à des plis en chevrons.

Au microscope, les calcaires montrent que la schistosité S1 est soulignée par des muscovites néoformées et localement par des chlorites. La roche est formée en grande partie par la calcite et par du quartz sous forme d'amandes. Les glissements dans S1 s'effectuent le long de microcisailllements qui la recoupent selon un angle faible. Entre ces plans, S1 dessine localement des microplis en chevrons. Certains cristaux de pyrite montrent des queues de recristallisation en crochet où cristallisent notamment la calcite et la chlorite parallèlement aux faces de la pyrite.

Dans les carrières voisines du pont suspendu, ouvertes dans les terrains du Tournaisien probable, ZAHRAOUI (1991) met en évidence une dislocation des roches par des accidents subméridiens. Ceux-ci sont subparallèles à des

plis décimétriques à métriques à axes fortement plongeants. Leur asymétrie est compatible avec des mouvements dextres. La schistosité S1 est localement reprise par des plis P2 de direction NE-SW à axes plongeant vers le Nord ou le Sud. Ces plis P2 sont liés à des rejeux d'accidents subméridiens à composante décrochante sénestre. L'ensemble de ces structures est repris par des décrochements tardifs de direction NE-SW à N 80°

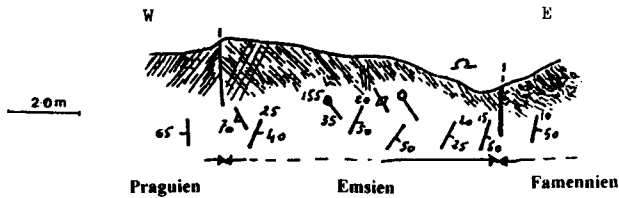


Fig. 7: Coupe sur la route de Sidi Bettache au Sud d'Ain Kheneg.

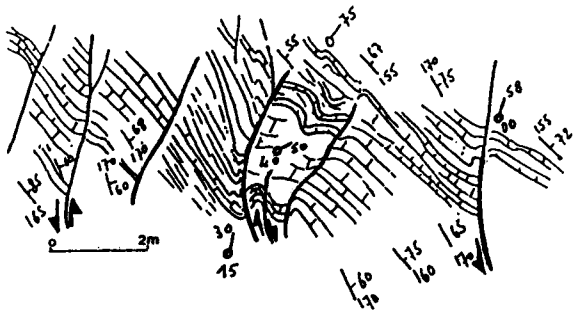


Fig. 8: Déformation des terrains dévoniens dans la carrière au Sud d'Ain Kheneg.

On retrouve ici le même enchaînement de la déformation que celui mentionné plus haut dans la zone occidentale du Cherrat à Souk El Had. La différence réside dans le métamorphisme plus élevé dans l'oued Ikem. La bande calcaire de l'oued Ikem constitue le prolongement nord de celle du Cherrat, mais décalée par des décrochements dextres de direction NE-SW dont le rejet peut atteindre, selon CAILLEUX & al. (1983), quelques kilomètres. Ces failles constitueraient l'expression du jeu tardif du couloir du Rhebar.

Plus à l'Ouest, au niveau de l'embouchure de l'oued Ikem, affleure une alternance de grès et de pélites attribués par MILLIES-LACROIX (1974) au Dinantien. Dans cette zone, les plis P1 ont une direction NW-SE à N-S avec des axes fortement plongeants au Nord. Ces plis sont synchrones d'une schistosité S1 de fracture de direction NW-SE, dense et verticale. Les cisaillements subparallèles à leurs plans axiaux sont dextres sont soulignés par des filons de quartz et des plans porteurs de stries N-S, plongeant de 30° vers le Nord et indiquant un mouvement dextre.

Les plis P2 reprennent l'ensemble des structures décrites plus haut. Ce sont des plis centimétriques à décimétriques de direction subméridienne à N 10° à axes courbes très

plongeants et dispersés dans le plan axial (fig. 9). Leur asymétrie ainsi que les cisaillements qui les accompagnent indiquent un jeu cisailant sénestre.

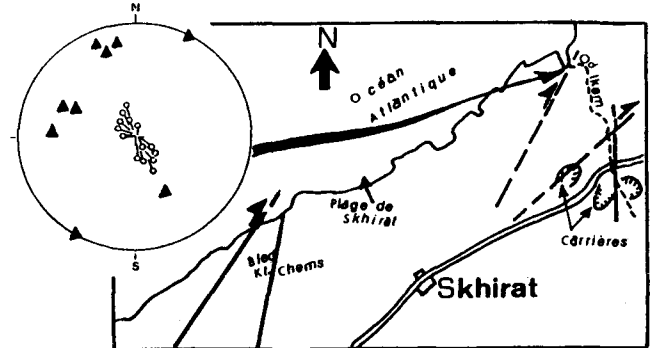


Fig. 9: Localisation et stéréogramme des plis P2 dans l'embouchure de l'oued Ikem.

LE SECTEUR D'EL ATTAMNA

C'est une zone large d'environ 4 km, qui affleure depuis Sidi Mohamed Smaine jusqu'à Dhar Smida. Elle est constituée par des roches dévoniennes, intensément plissées et fracturées.

Les grandes structures visibles sur la carte sont :

- l'anticlinal de Sidi Ahmed Lemdoun, situé à 1 km au SSE de Sidi Mohamed Smaine, à coeur praguien, de direction N 170°, faillé et déversé vers l'Ouest, dont l'axe construit plonge faiblement au Sud.
- l'anticlinal de Kraïma qui affecte les calcaires givéliens, déjeté vers l'Ouest. Il se trouve entre le domaine structural des Mdakra et celui de la bande du Cherrat (fig. 10).

- l'anticlinal cylindrique de Dhar Graj, faillé, de direction subméridienne et déversé vers l'Ouest. Cette structure a subi dans sa partie sud une virgation vers N 140°.

La schistosité S1 est de type fracture, plus ou moins développée suivant la lithologie des roches :

- elle est totalement absente dans les calcaires récifaux du Givélien;
- dans les calcaires périrécifaux de l'Emsien, elle n'est visible qu'au niveau des bancs peu épais qu'elle débite en feuillet subverticaux;
- dans les calcaires et pélites de l'Eifélien, elle est de type fracture pénétrative et elle se réfracte dans les niveaux compétents, isolant de ce fait des amandes calcaires qui peuvent ensuite évoluer en pseudogalets à cause du processus de pression-dissolution qui s'est produit au cours de la schistogenèse (FADLI, 1990).

Les plis d'entraînement associés aux grandes structures plissées d'Al Attamna sont en général anisopaques aussi bien dans les argilites silteuses du Famennien que dans les calcaires non récifaux du Dévonien.

Comme dans le massif des Mdakra, les plis P2 sont des chevrons décimétriques à plan axial redressé, souvent accompagnés d'une crénulation S2 plus ou moins discrète, de direction N 20 à N 30°. Ces plis P2 se disposent en

échelon le long d'un grand accident qui affecte les séries du Famenco-Tournois au Nord de Mliabat et à Dhar El Khezzana (fig. 11). Son jeu sénestre a été mis en évidence par des marqueurs microtectoniques.

Enfin, le secteur d'El Attamna se caractérise par le rejeu dextre des principales failles N-S. De tels événements sont inconnus dans le massif des Mdakra.

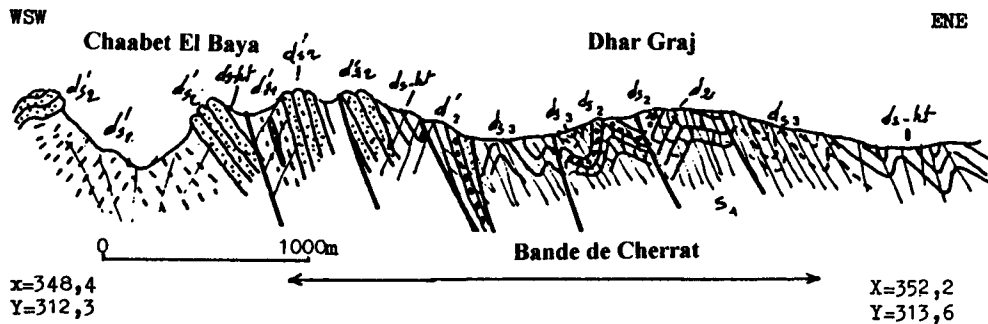


Fig. 10: Coupe géologique dans le secteur d'El Attamna.

d2. Emsien, ds1. argilo-pélites du Famennien, ds. Strunien, ds2. conglomérats du Famennien, ds3. argiles à blocs du Famennien, ds-ht. Famenco-Tournoisien.

LES MASSIFS DES MDAKRA ET DU KHATOUAT

Les terrains de ces deux massifs sont affectés par une tectonique polyphasée, suivie d'une importante fracturation tardi-hercynienne. Ces déformations sont ici postérieures au Viséen supérieur et s'expriment de différentes façons selon les endroits et surtout les zones héritées de la paléogéographie famennienne. FADLI (1990) distingue trois domaines structuraux :

1. Le massif des Mdakra à structures variées;
2. La bande du Cherrat, subméridienne et intensément déformée;
3. Le massif du Khatouat, zone de passage de la direction subméridienne de la bande de Cherrat à la direction NE-SW de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès.

LE MASSIF DES MDAKRA

Le plissement fondamental de cette région, de direction NNW-SSE, est attribué à l'orogénèse varisque par LECOINTRE (1926). La déformation a donné des plis P1 de direction moyenne N 130 (PIQUE, 1979; FADLI, 1990). Ces plis P1 ont une longueur d'onde décimétrique, hectométrique ou kilométrique, d'orientations diverses à la suite des déformations post-D1.

La déformation D1

Elle correspond au plissement fondamental, d'intensité croissante vers l'Est. Elle a donné des plis P1, généralement droits et à grand rayon de courbure; leur direction est NNW-SSE. La disposition de ces plis en échelon le long de la bande N-S du Cherrat suggère que cette zone aurait joué en décrochement dextre N-S pendant le plissement fondamental.

Cette déformation s'achève, lorsque l'on se dirige vers l'Est, par des cisaillements importants dans le plan axial moyen, qui évoluent souvent en fractures.

Dans le secteur des Beni Sekten

Les plis P1 sont kilométriques à décimétriques, droits à grand rayon de courbure et d'orientation NNW-SSE avec des axes à faible plongement vers le Sud. Ils sont caractérisés par l'absence de la schistosité même dans les niveaux tendres du Silurien, de l'Eifélien et du Strunien (FADLI, 1990). Au Nord, le long de la ligne Souk Jemaa - Dahar El Hjar, on observe une réorientation de ces plis en direction NE-SW, rappelant de ce fait les directions du Môle côtier. Cette ligne se trouve à l'aplomb de failles bordières ouest du fossé famennien des Mdakra, masquées ici par les terrains post-paléozoïques. Le rejeu, en décrochement dextre, après le plissement est probablement à l'origine de cette réorientation des structures P1 (FADLI, 1990).

Dans le secteur de Chabat El Baya-Msidira

Cette zone présente plusieurs structures plissées parmi lesquelles on distingue l'anticlinal de Chabat El Baya et les plis de Msidira El Krans :

* il s'agit à Chabat El Baya d'un pli droit, à grand rayon de courbure et d'orientation cartographique N160° (fig. 12). Dans le matériel pélitique, la schistosité est invisible à l'affleurement. Cependant, au microscope, elle est soulignée par des joints ferrugineux anastomosés et par la réorientation des éléments phylliteux.

Vers le Sud, en se rapprochant de l'accident ESE-WNW de l'oued Mellah, on observe le même style de plis mais leur orientation et leur vergence sont différentes. Les plis sont N 110 à N 120°, déjetés vers le NNE, accompagnés d'une schistosité de fracture à peine naissante au niveau des

charnières. Les axes de ces plis montrent une dispersion plus ou moins modérée dans le plan axial. Ceci est sans doute lié à des cisaillements tardifs parallèles à ce plan.

En résumé, la zone située au Nord de l'accident de l'oued Mellah constitue un domaine peu déformé, à peine schistosé, avec une fracturation post-D1 importante qui se marque par les décrochements sénestres de la faille de l'oued Mellah.* à Msidira, les plis sont décamétriques à hectométriques, droits ou légèrement déjetés vers l'Ouest, de direction moyenne N 130°; ils sont accompagnés de plis d'entraînements décimétriques à métriques, de géométrie conique avec une dispersion des axes dans le plan axial. La schistosité S1 est de type fracture en éventail. Elle est pénétrative à Msidira et devient de moins en moins marquée vers l'Est et vers l'Ouest. Du Sud vers le Nord, les plis P1 passent d'une direction N 130° à N 110° en s'approchant de l'accident de l'oued Mellah où leur plan axial est incliné vers le SSW.

Cette région de Msidira est donc caractérisée par une déformation D1 plus ample que celle de Chabat El Baya, marquée par le développement de la schistosité S1 au centre (Msidira) qui joue en une zone de cisaillement comme le montre la dispersion des axes de plis P1.

* En se rapprochant de l'accident de l'oued Mellah, les plis P1 droits NNW-SSE de Chabat El Baya et de Msidira deviennent ESE-WNW à vergence nord. Ces changements résultent du jeu de la faille de l'oued Mellah après la déformation D1, en décrochement sénestre avec une composante de chevauchement vers le Nord. Le rejet horizontal de cette faille est apprécié par le décalage sénestre des quartzites struniens de plus de 500 m à Chabat El Baya vers le SE à Koudiat Maqdad et par le changement des directions axiales des plis P1 qui s'orientent parallèlement à cet accident.

A Bir Guettara-Sidi Sba

Les plis P1 sont kilométriques, hectométriques et décimétriques. Ils sont allongés sur plusieurs kilomètres et leurs axes dessinent des virgations cartographiques. Ils sont droits, de direction NNW-SSE, et ils deviennent parfois E-W notamment entre Bir Guettara et Tafrent. Leurs axes sont faiblement plongeants vers le Sud (fig. 13 et 14). Ils sont accompagnés par une schistosité S1 de fracture en éventail qui apparaît progressivement à l'Ouest et devient de plus en plus pénétrative à l'Est, en allant vers la bande de l'oued Cherrat.

Les mégaplis, visibles dans le matériel famenno-tournaisien au Sud de Tafrent et à Mgarto-Mgaora, dessinent des virgations cartographiques qui peuvent être suivies jusqu'au Nord de Mgarto. Au Sud de Tafrent, celles-ci sont perturbées par des fractures tardi-hercyniennes.

A l'oued Aricha - Souk Jemaa

Les plis sont décimétriques et hectométriques, de plus en plus fermés, droits ou déjetés vers l'Ouest et de direction N 160 à N 170°, devenant vers le Nord NE-SW à vergence

SE. Cette virgation est en fait un crochon qui exprime le jeu dextre de l'accident de Kef Tallal. La schistosité S1 est de type fracture de plus en plus pénétrative vers l'Est, avec une forte dispersion des axes dans le plan axial.

Cette partie Sud des Mdakra offre des analogies structurales avec les secteurs de la partie nord, à l'exception de la bande de Kef Tallal. La déformation D1 est caractérisée ici par un cisaillement important dans le plan axial des plis P1.

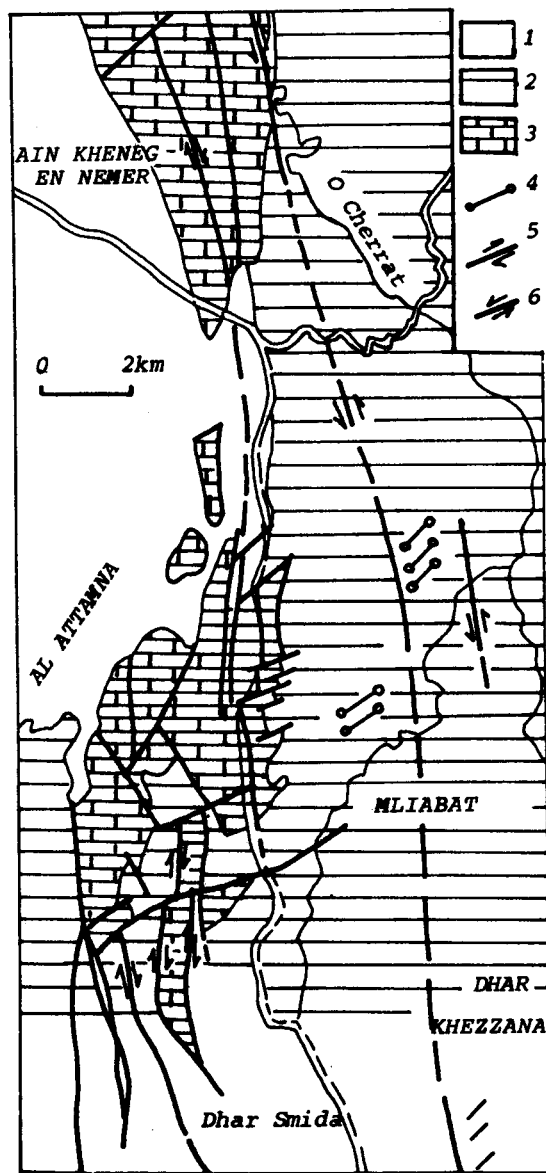


Fig. 11: Relation structurale entre la partie nord de la bande Cherrat et El Attamna (FADLI, 1990).

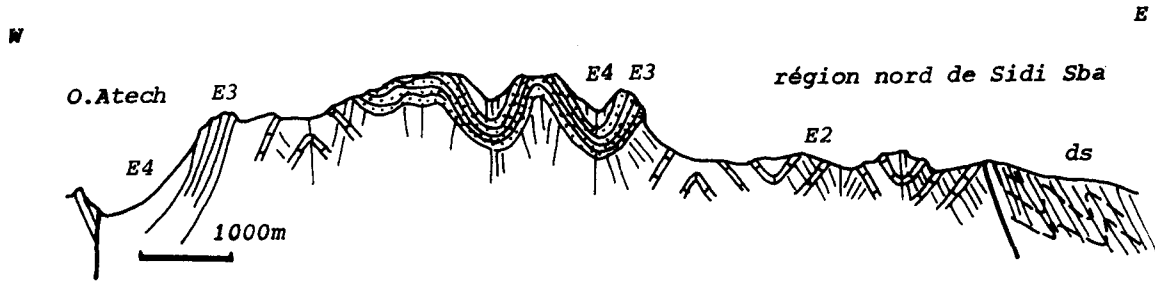
La déformation D2

Elle est représentée par un plissement discret qui donne naissance à des plis P2 de direction NE-SW et par des cisaillements sénestres N-S auxquels ils sont liés. En effet, l'axe redressé de ces plis, ainsi que leur disposition en échelon le long des plans de cisaillements N-S sénestres de Souk Jemaa, indiquent que le plissement P2 s'est manifesté à la suite d'un jeu coulissant sénestre de ces accidents, d'abord ductile puis cassant lorsqu'il recoupe les générations

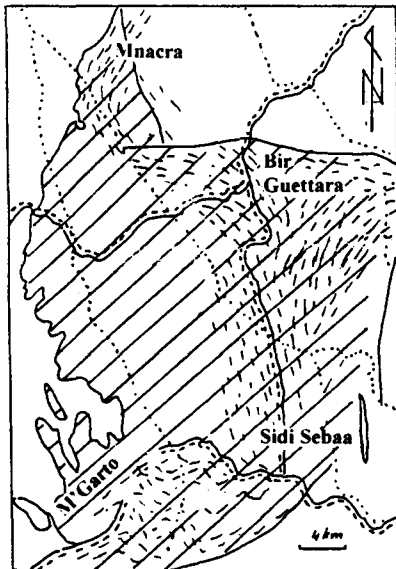
de plis P1 et P2. Etant donné la forme géométrique des virgations de Sidi Sba-Bir Guettara et de Mgarto, ce jeu coulissant est, selon FADLI (1990), probablement contemporain de la rotation sénestre des mégaplis P1. Cette rotation est elle-même due au jeu coulissant sénestre de l'accident ductile N-S de la bande du Cherrat et d'une faille que FADLI (1990) situe entre Béni Sekten et Mgarto (fig. 15).



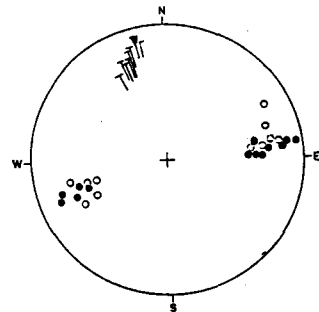
Fig. 12: Coupe dans le massif des Mokra à Chabet El Baya (FADLI, 1990).
 d1. Siégénien, d2. Emsien, d4. Givétien, d's1-ds2 & ds3. Famennien, d's2. Strunien, ds-ht. Fameno-Tournaisien.



13: Coupe dans la région nord de Sidi Sba (FADLI, 1990).
 ds. Famennien, E1 à E4: membres de la Formation de Sidi Sba (Toumaïsen supérieur à Viséen inférieur).



Pli P1 droit, synschisteux à axe construit, faiblement plongeant vers le Sud (rive droite de l'oued Atech).



== trajectoire de la schistosité S1

Fig. 14: Les plis P1 synschisteux sur la rive droite de oued Atech dans les Mokra (FADLI, 1990).

La déformation D3

Il s'agit d'une phase tectonique locale, responsable de l'oblitération des structures D1 et D2 dans la région de Kef Tallal. Cette phase est marquée par le jeu décrochant dextre à composante chevauchante vers le SSE ou le SE d'un système de failles appelé accident de Kef Tallal (FADLI, 1990). Cet accident présente à peu près la même direction et le même sens du jeu décrochant que ceux de l'accident de Dahar El Hajer, responsable de la virgation des plis P1 au Nord de Béni Sekten et des Mnaçra. Ils sont probablement synchrones.

LE MASSIF DU KHATOUAT

Ce massif, longtemps resté peu connu, a été parcouru par PIQUE (1979) qui en a tracé les grandes lignes, puis étudié de manière plus détaillée par FADLI (1983 et 1990). Ces études ont permis de préciser le passage des structures subméridiennes à l'Ouest aux directions ENE-WSW à l'Est, et aussi de montrer le caractère polyphasé des structures de

cette région (fig. 16). Ce chapitre reproduit les idées majeures ainsi dégagées.

La déformation D1 dans le Nord du Khatouat

Dans la partie nord du Khatouat, les plis P1 sont kilométriques, hectométriques et décamétriques. Leurs plans axiaux sont subparallèles à la virgation cartographique anticlinoriale. Cette déformation est décrite de l'Ouest vers l'Est :

Le secteur d'Argoub Ben Nacer

Les plis P1 sont hectométriques et décamétriques, de direction moyenne N 160°, plus ou moins déversés vers le WSW et associés à une schistosité S1 de fracture en éventail rarement pénétrative qui se localise au niveau des bandes larges de quelques centaines de mètres. Les plis d'entraînement, dans ces bandes, sont isopaques ou semblables, déjetés vers le SW avec une dispersion modérée des axes dans le plan axial moyen.

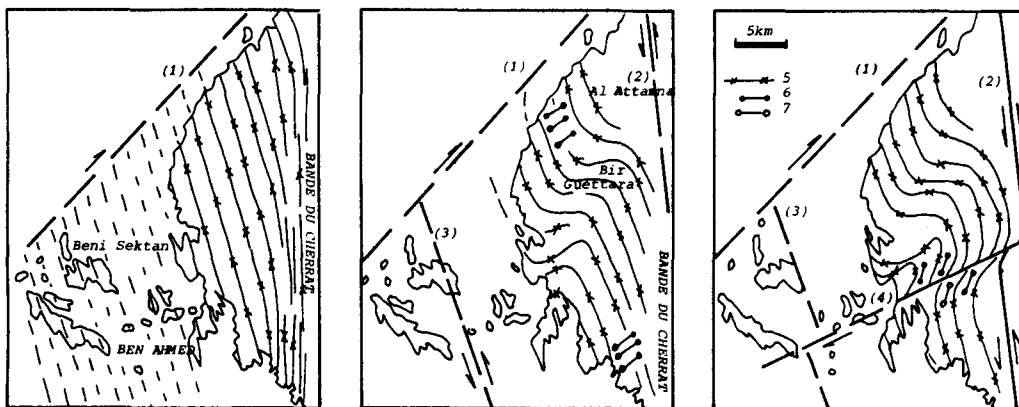


Fig. 15: Schémas structuraux interprétatifs du Massif des Mdakra: A. déformation D1, B. déformation D2, C. déformation D3 (FADLI, 1990).

1. accident présumé de Dhar El Hajer (dextre), 2. faille orientale de la bande du Cherrat (senestre), 3. accident de Béni Sekten (senestre), 4. accident de Kef Tallal (chevauchement et décrochement dextre), 5. axes de plis P1, 6. axes de plis P2, 7. crénulation S3.

Le secteur de Fouisir

Les plis P1 d'Argoub Ben Nacer passent progressivement à Fouisir d'une direction moyenne N 150° à une direction E-W. Il en est de même en allant du NW vers le SE (région d'Al Qotaybat). Les grandes structures, difficilement repérables, sont l'anticlinal cisailé de Jennabia et la structure E-W de Babot, également faillée mais affectée par un plissement P2. Ces mégaplis P1 sont accompagnés de plis d'entraînement métriques et décimétriques dont le style évolue dans le secteur de Fouisir du NW vers le SE : on passe des plis P1 isopaques E-W à vergence sud, à des plis généralement anisopaques, associés à une schistosité S1 de fracture très pénétrative, de direction variable à cause des reprises post-D1. Plus à l'Est, en allant vers le massif

granitique des Zaer, les plis P1 sont ENE-WSW, subverticaux, subisoclinaux et accompagnés d'une schistosité S1 de flux avec une forte dispersion des axes dans le plan axial moyen et repris par un plissement P2.

La virgation des plis P1, depuis Argoub Ben Nacer jusqu'au Jbel El Krama en passant par Jennabia, montre un grand rayon de courbure avec une concavité dirigée vers le Nord.

Le secteur de Bir El Mekki

Dans ce secteur, situé à quelques kilomètres au Sud de Fouisir, les plis P1 sont kilométriques, hectométriques et décamétriques et leur schistosité S1 est à peine naissante. De l'Ouest vers l'Est, ils passent brutalement d'une direction N 140° à vergence SW, à une direction N 45° à

vergence SE et des axes moyennement dispersés. Le passage entre ces deux directions s'effectue dans une zone large d'environ 200 m où les plis P1 sont E-W à vergence sud. A la fin du plissement, des écaillages et des chevauchements vers le Sud se développent dans cette région.

Le secteur de Sibara (fig. 17).

Ce secteur est caractérisé par deux structures importantes, de direction moyenne N 60° et déjetées vers le SSE, qui sont les anticlinaux d'El Krama et de Daidia.

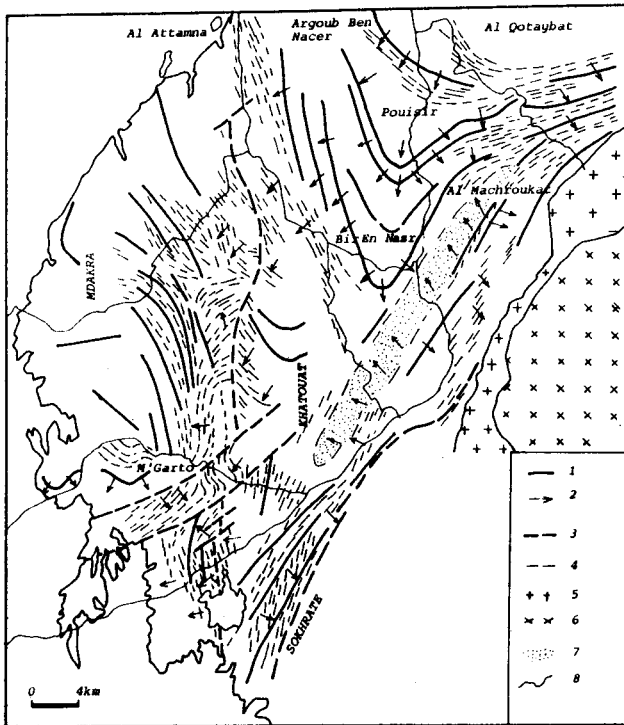


Fig. 16: Carte structurale des Khatouat (FADLI, 1990).

L'anticlinal d'El Krama est limité au Nord par l'accident des Zaer (PIQUE, 1979). Les niveaux tendres du Silurien montrent des plis d'entraînement isoclinaux, anisopaques, de différentes tailles et de direction N 40° à N 70° à vergence SE ou SSE (FADLI, 1990). Les axes des plis sont dispersés dans les plans axiaux. La schistosité se caractérise par la néoformation de micas orientés dans le plan de schistosité.

L'anticlinal de Daidia présente une virgation cartographique de N 60° à Sibara à N 30° à El Machroukat, avec une vergence respective au SSE et SE. Cette virgation est subparallèle au contour du massif granitique des Zaer et aussi à la grande faille inverse affectant cet anticlinal au SE de Sibara (VAN DENVEN, 1969). Cet accident, appelé "accident de Daidia-El Machroukat" par FADLI (1990), se

prolonge au SE vers El Machroukat, où il est souligné par des écaillages des faciès famenno-tournaisiens vers le SE (FADLI, 1990). Le jeu inverse de cet accident correspond, selon cet auteur, à l'étape finale de la déformation D1.

Le secteur de Sidi Zemmouri - El Machroukat (fig. 18).

Il s'agit du même type de plissement que dans le secteur de Bir El Mekki vu plus haut, avec des plis à faible rayon de courbure à vergence SW à SE dessinant une virgation. Cependant, les terrains du Famenno-Tournaisien sont renversés, depuis Jbel Salaa jusqu'à El Machroukat, en dessinant des plis métriques à décimétriques isopaques ou semblables, de direction NE-SW et à vergence NW. Les plis apparaissent dans des bandes NE-SW, larges de 2 à 3 km et allongées sur une dizaine de kilomètres. Ils sont accompagnés par une schistosité de fracture plus ou moins pénétrative et en éventail.

Ce renversement des structures est expliqué par FADLI (1990) de la manière suivante : Avant la phase D1, les massifs des Mdakra et des Khatouat auraient été le siège de mouvements modérés, dont la composante verticale aurait provoqué des basculements locaux de couches avec redressement des plans de stratification, notamment dans les bandes de Cherrat et des Mdakra et aussi dans la zone d'El Machroukat-Jbel Salaa. Pendant le plissement fondamental, le socle se raccourcit avec un jeu inverse des anciennes failles synsédimentaires qui guide le sens de déversement des plis P1. Les failles inverses interviennent localement à l'aplomb des séries auparavant basculées. Ceci se traduit par des déversements doubles à sens opposés s'accroissant ensuite pour donner des chevauchements.

La déformation D1 dans le Sud du Khatouat

Contrairement à la partie nord, caractérisée par la virgation des plis P1, la partie sud du massif est une zone de convergence des plis. L'intensité de la déformation croît vers l'Est, à l'emplacement de la ride anticlinale des Zaer et aussi du côté de la ride anticlinale du Cherrat et vers le Sud où ces deux rides convergent.

Les reprises post-D1

Le plissement P2.

Le plissement P2 généralisé est en éventail dans l'ensemble du massif des Khatouat avec une intensification des structures de plus en plus importante en bordure du massif granitique des Zaer.

Dans le secteur occidental du Khatouat, depuis Mliabat jusqu'à Biar Setla, le plissement P2 présente les mêmes caractéristiques que dans la bande du Cherrat (CHALOUAN, 1977; FADLI, 1990 et ZAHRAOUI, 1991). Les plis P2, de direction NE-SW, sont des chevrons à axes raides qui se disposent en échelon le long de microdécrochements sénestres.

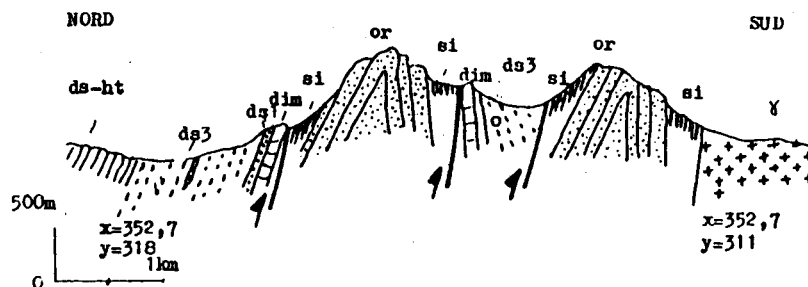


Fig. 17: Coupe dans la région de Sibara (FADLI, 1990).

Or, quartzites (Ordovicien); Si, schistes à biotite, andalousite et cordiérite (Silurien); dim, calcaires et calcschistes à diopside, actinote et wollastonite (Dévonien inférieur et moyen); ds1, grès de Jennabia-Babot; ds3, argilites à blocs et à brèches (Famennien); ds-ht, grésopélites (Famennio-Tourmaisien); g, granite.

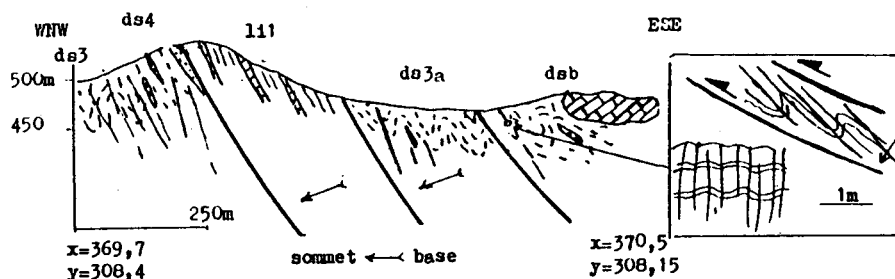


Fig. 18: Coupe dans la région d'Al Mechroukat (FADLI, 1983).

ds3. et ds3a, argilites à blocs et à brèches; ds3b, bloc de calcaire récifal dolomitique (Famennien); ds4, grauwwackes de Bel Ougalat (Famennien); li1, alternance de pélites et de calcaires bioclastiques (Livien).

Ces plis P2 changent de direction dans le secteur oriental. En bordure des Sokhrate, ils sont décimétriques de direction N 150 à N 170° et à axes raides. Ils sont localement recoupés par des microdécrochements NE-SW dextres. La crénulation S2 est bien marquée dans le matériel argileux et silteux. Dans le flanc nord de l'anticlinal d'El Krama, les directions axiales de plis P2 sont orientées N 05 à N 35°, alors qu'à l'Est du Jbel Babot (à El Machroukat) cette orientation est N 170 à N 20°.

Les cisaillements post-P2.

La majorité des failles du massif du Khatouat ont joué en décrochement après le plissement P2. Certaines, nées après la déformation D1 en failles normales, vont jouer en cisaillement latéral. Dans le secteur oriental, ainsi qu'à l'extrême sud du Khatouat, on note un jeu cisailant dextre généralisé. Cette déformation est l'une des principales caractéristiques de ce massif. Elle a été mise en évidence grâce à un certain nombre de marqueurs microtectoniques, observés à proximité des grands accidents.

LA ZONE DE RABAT-TIFLET

L'originalité de cette zone réside dans sa direction structurale qui est grossièrement Est-Ouest et dans le déversement de ses structures vers le Sud (fig. 19).

LECOINTRE (1926, 1931 et 1933) est le premier à remarquer cette direction, qualifiée par lui d' "armoricaïne", et à proposer son synchronisme avec la direction méridienne qu'il a décrite dans l'Oued Cherrat. Par la suite, COGNEY (1957) et PIQUE (1979) décrivent une succession de plis anticlinaux et synclinaux hercyniens. La déformation hercynienne affectant cette région est subdivisée en trois épisodes par EL HASSANI (1990) :

- les mouvements précoces, d'âge dévonien supérieur,
- la phase majeure hercynienne, d'âge namuro-westphalien,
- la phase tardive.

LES MOUVEMENTS PRECOCES.

Dans cette zone, des mouvements distensifs synsédimentaires mineurs se sont produits dès le début du Dévonien. Ils évoluent dans le temps et se marquent notamment par des failles synsédimentaires qui fragmentent la plateforme carbonatée (préfiguration en blocs basculés), créant ainsi une structure en zones hautes et zones effondrées. Cette fracturation s'accroît à l'Emsien et se poursuit pendant l'Emsien supérieur, préfigurant la création du bassin central de Sidi Bettache dont le comblement commence à l'Emsien supérieur. Cette fracturation a guidé la sédimentation. Par la suite, postérieurement au Givétien,

se produisent des mouvements épicrogéniques provoquant l'émergence de la zone de Rabat-Tiflet. La "révolution famennienne", connue à l'échelle de toute la Meseta nord-occidentale (PIQUE, 1979), s'est manifestée ici par le découpage en horsts et grabens, le long de zones de faiblesse (failles directionnelles) reprenant les structures héritées du Dévonien. A la fin du Givétien et en tout cas avant le dépôt des premiers conglomérats calcaires du Famennien supérieur, se produisent dans cette partie de la Meseta des soulèvements de rides : Axe du Bou Regreg,

zone des Schoul, zone du Cherrat et zone des Zaer. Parallèlement à ces rides, un certain nombre de bassins plus ou moins grands se créent, où la sédimentation va continuer. Ces bassins sont limités par des failles qui ont joué un rôle fondamental dans la sédimentation dévono-dinantienne. Les mouvements précoces s'inscrivent également, dans la sédimentation, par des pulsations transgressives, notamment celle du Famennien sur les roches antérieures et celle du Viséen supérieur sur le Famennien-Tourmaisien (PIQUE & al. 1985).

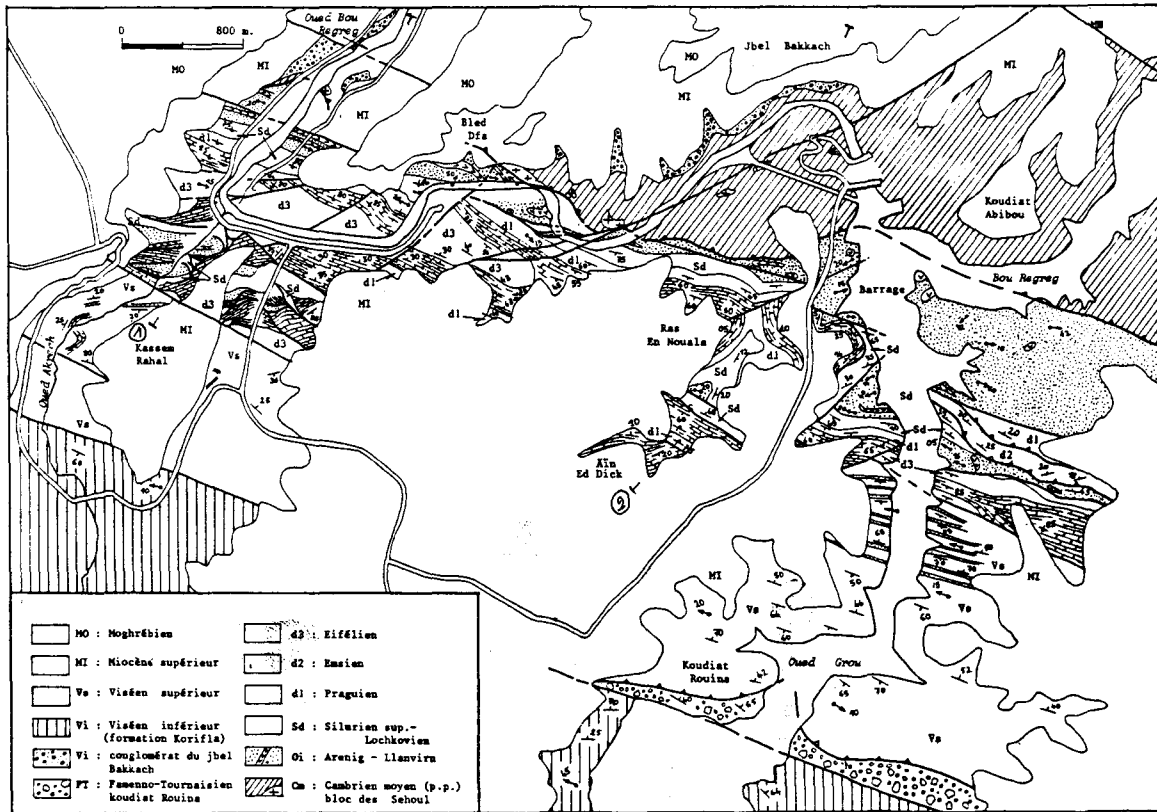


Fig. 19: Carte structurale de la zone paléozoïque de Rabat et localisation des coupes (1. fig 20 & 2. fig 21): EL HASSANI (1990).

LA PHASE MAJEURE

Dans le bloc des Schoul

Dans les phyllades et les quartzophyllades du barrage de Rabat se développent par endroits des plis P2, non cylindriques, parfois conjugués (fig. 20), déformant la schistosité sehoulienne S1. Ces plis sont orientés en moyenne N 90° à N 120°, pouvant même être N 150° quand ils sont conjugués avec les plis Est-Ouest, et ils sont généralement déversés vers le Sud. L'amplitude de ces plis est centimétrique à millimétrique. Les plans de schistosité S1 portent une linéation L1-2, correspondant à une crénulation très fine S2 évoluant parfois en clivage de

fracture, dont l'espacement est millimétrique à centimétrique.

Les phyllades montrent, au microscope, des microplis P2, crénulant et déformant la schistosité S1, qui varie depuis un type ouvert, en système conjugué, de 0,7 à 1 mm de demi-longueur d'onde et sans clivage associé, jusqu'au type serré avec un clivage de fracture ou une crénulation S2 de plan axial et dont la demi-longueur d'onde est de 0,05 mm. Ce clivage S2 découpe les lits micacés de la roche en microlithons à l'intérieur desquels S1 est plissotée; il réoriente mécaniquement les séricites néoformées de la schistosité de flux S1 et n'est accompagné d'aucune nouvelle cristallisation. Les lits quartzeux sont, en revanche, simplement plissés.

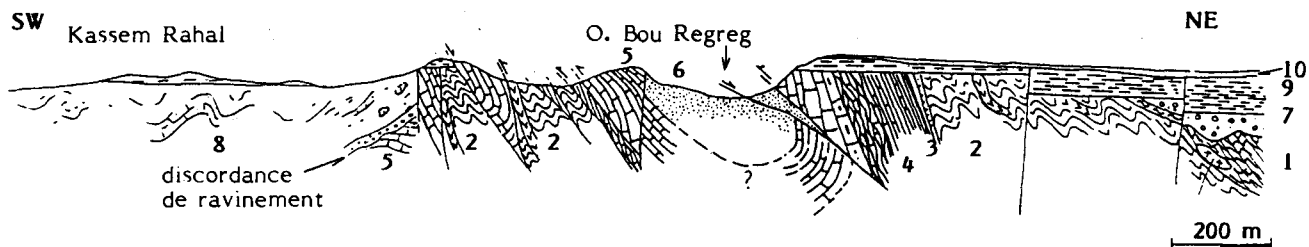


Fig. 20: Coupe au niveau des carrières de l'oued Akrech (EL HASSANI, 1990).

1. Bloc des Schoul, 2. Ordovicien inférieur, 3. Siluro-Lochkovien, 4. Praguien, 5. Emsien, 6. Emsien supérieur, 7. Conglomérats du Jbel Bakkach du Viséen inférieur, 8. Viséen, 9. Miocène supérieur, 10. Moghrébien.

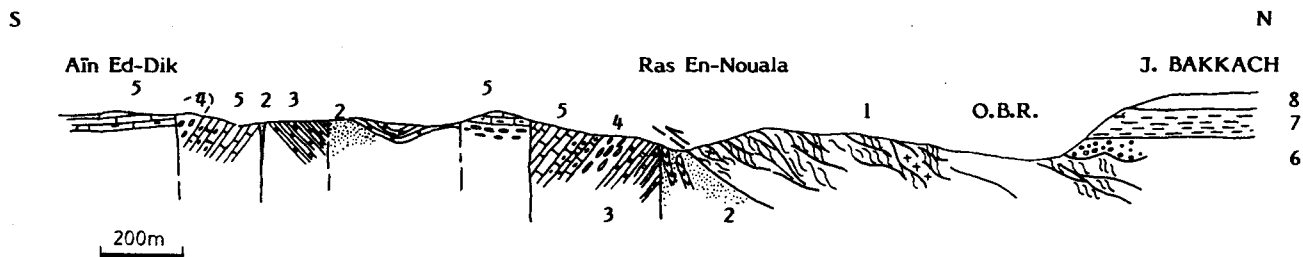


Fig. 21: Coupe à travers la rive gauche de l'oued Grou (EL HASSANI, 1990).

1. bloc calédonien des Schoul, 2. Ordovicien inférieur, 3. Siluro-Lochkovien, 4; Praguien, 5. Emsien, 6. Emsien supérieur, 7. Conglomérats du Jbel Bakkach du Viséen inférieur, 8. Viséen, 9. Miocène supérieur, 10. Moghrébien.

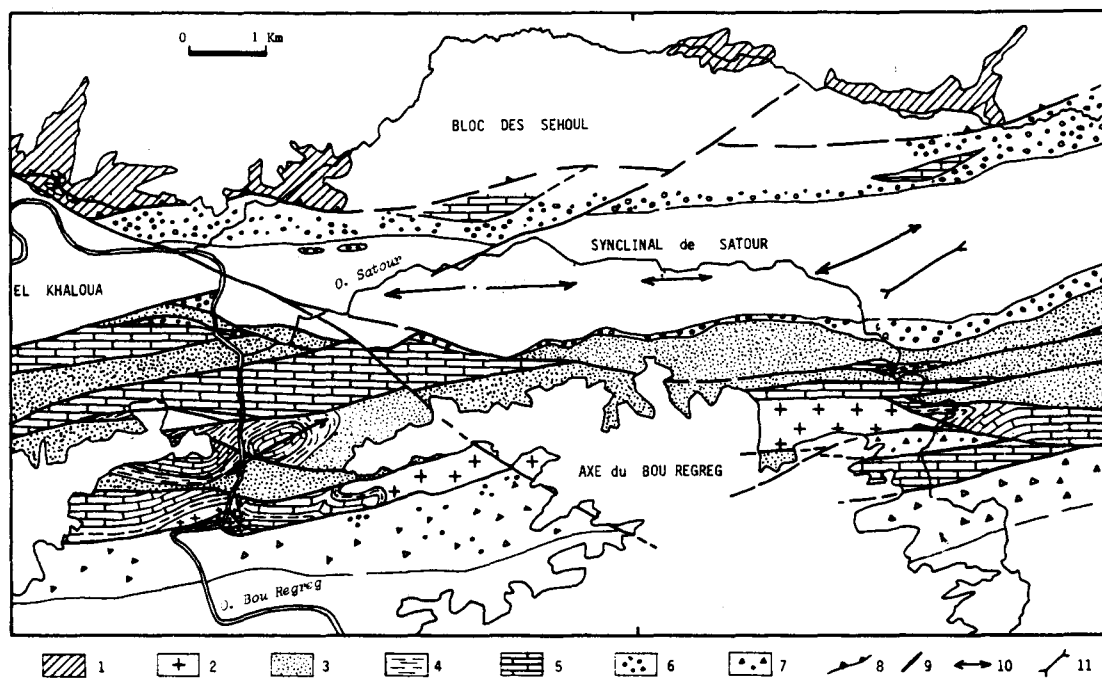


Fig. 22. Carte structurale de la région à l'ouest de Tiflet, entre l'oued Bou Regreg et l'oued Satour (EL HASSANI, 1990).

1. Bloc calédonien des Schoul, 2. granite calédonien, 3. Ordovicien, 4. Siluro-Lochkovien, 5. Emsien, 6. Conglomérats famenno-tournaisien, 7. série chaotique famenno-tournaissienne, 8. chevauchement, 9. faille, 10. synclinaux, 11. anticlinaux.

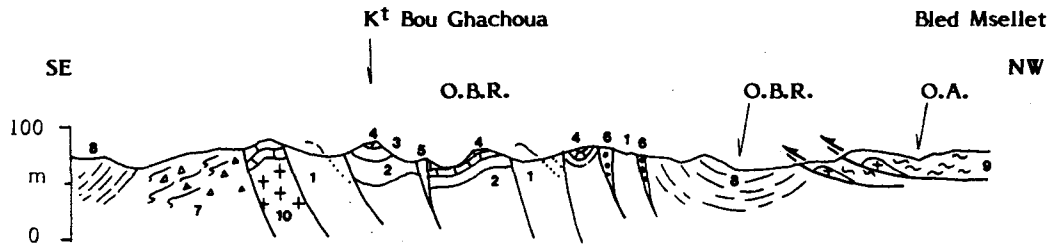


Fig. 23: Coupe à travers la zone de Khaloua (EL HASSANI, 1990).

1. Ordovicien, 2. Siluro-Lochkovien, 3. Praguien, 4. Emsien, 5. Givétien (?), 6 & 7. conglomérats famenno-tourmaisens, 8. Tournaisien, 9. bloc des Schoul.

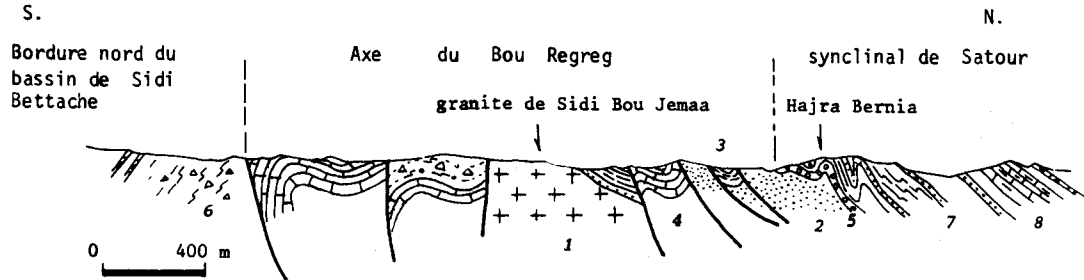


Fig. 24: Coupe à travers l'oued Satour (EL HASSANI, 1990).

1. granite calédonien de Sidi Bou Jemaa, 2. Ordovicien, 3. Siluro-Lochkovien, 4. Emsien, 6. conglomérat, 7. pélites et grès, 8. calcaires, (6, 7 et 8: série dinantienne du Satour).

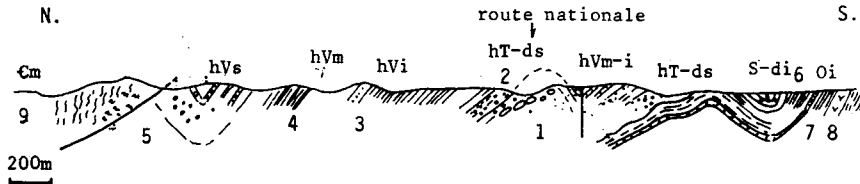


Fig. 25-A: Coupe dans la partie nord de l'oued Tiflet (EL HASSANI, 1990).

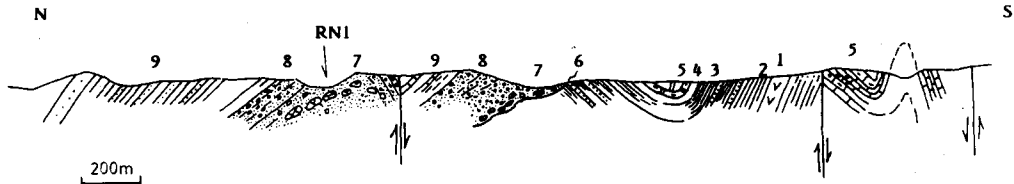


Fig. 25-B: Coupe dans la partie sud de l'oued Tiflet (EL HASSANI, 1990).

Dans l'axe du Bou Regreg (marge nord du bassin de Sidi Bettache)

La phase majeure a ployé cet Axe en une suite d'anticlinaux et de synclinaux dont la direction est en moyenne est-ouest. Cette région est subdivisée en deux parties:

- une partie occidentale, située entre Rabat et la maison forestière des Schoul, où le plissement est dirigé N 90° à N 120° et où la fracturation est dirigée N 120° à N 140°.

- une partie orientale, située entre la maison forestière des Schoul et l'oued Tiflet, où le plissement est dirigé N 50° à N 70°, et où les axes de plis s'allongent sur plusieurs kilomètres. La fracturation est tardive et est orientée N 70° à N 80°.

La partie occidentale.

Les coupes établies dans les gorges des oueds Akrech, Bou Regreg et Grou montrent des plis orientés N 90° à N 120°. Ce sont généralement des plis hectométriques dans les bancs incompetents (grès, quartzites, calcaires) et

centimétriques à métriques dans les bancs compétents (pélites et silto-pélites) ou à faible épaisseur. Ces plis sont généralement déversés vers le Sud ou vers le SSW. La schistosité ne s'imprime que dans les bancs pélitiques où elle est de type fracture. Le métamorphisme est pratiquement nul.

- Dans les carrières de l'oued Akrech (fig. 20), les plis sont en général déversés vers le Sud. Par exemple, le synclinal des carrières montre un flanc nord subvertical à inverse (75 à 80° N) et un flanc sud à pendage variant de 20 à 50° N (polarité normale). Cette structure est bien dessinée par les calcaires, en bancs métriques, de l'Emsien. D'autres plis de la même famille et de faible amplitude (centimétrique à métrique) sont présents dans les séries ordovicienne et siluro-dévonienne.

- A Blod Dfa, les calcaires et les pélites du Lochkovien et du Praguien sont engagés dans des plis d'amplitude décimétrique à métrique et à plongement faible (5 à 15° Ouest ou Est. On ne distingue pas de schistosité dans ces structures, sauf au niveau des charnières où une fracturation synaxiale pourrait être interprétée comme un clivage de fracture. Les faciès ordoviciens sont ployés dans des plis disharmoniques, d'amplitude centimétrique à décimétrique, où la direction du plissement varie. La présence sur le terrain de plis conjugués, ainsi que la disharmonie, expliquent en partie cette dispersion des axes.

- Dans la vallée de l'oued Grou, la série gréso-pélitique du Viséen supérieur montre un plissement décimétrique, en raison de l'épaisseur importante des bancs gréseux impliqués. Ces plis sont concentriques et déversés vers le Sud. La schistosité, de type fracture, est bien développée dans les niveaux pélitiques (fig. 21). Le plissement est centimétrique dans les terrains ordoviciens et métrique dans les calcaires et les pélites siluro-dévoniens. Les axes des plis plongent faiblement vers l'Est ou vers l'Ouest.

La partie orientale.

La particularité de cette région consiste dans le changement de la direction des plis qui sont ici en moyenne N 70° (fig. 22). Cette direction est assez homogène depuis les gorges du Khaloua jusqu'à l'oued Tiflet. Les plis sont recoupés obliquement par des failles décrochantes tardihercyniennes et aussi par des failles directionnelles à tendance chevauchante (PIQUE, 1979). La schistosité, de type fracture, n'est développée que localement dans les lits pélitiques. Le métamorphisme est absent.

- Dans les gorges du Khaloua (fig. 23), les plis sont métriques à décimétriques, légèrement déversés vers le Sud. Les roches du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur forment un synclinal perché à cœur emsien à Koudiat Bou Ghechoua. Plus à l'Est, à Kef el Hamam, les calcaires et les pélites du Dévonien inférieur montrent une série de plis, d'échelle métrique, dont le plan axial est de direction N 65° et à pendage vertical; les axes sont horizontaux ou à faible plongement (jusqu'à 20°W).

- Dans l'oued Satour (fig. 24), les calcaires argileux du Dévonien inférieur, transgressifs sur l'extrémité est du granite de Sidi Bou Jemaa dessinent des plis isoclinaux métriques à décimétriques de plan axial dirigé N 70° et à pendage vertical. Ces plis sont parfois conjugués (de directions N 50° et N 100°). Les couches ordoviciennes, prises en lanrière entre le Silurien au Nord et le Dévonien au Sud, sont plissées en disharmonie. Les plis sont parfois conjugués (N 70 et N 20 à 30°).

- Dans l'oued Tiflet (fig. 25 A,B,C et 26), les séries ordovico-dévoniennes sont déformées en synclinaux et anticlinaux, généralement cylindriques, décimétriques. La direction axiale moyenne est de N 70° avec un faible plongement vers l'Ouest de 5°. La schistosité est pratiquement absente dans ce type de faciès.

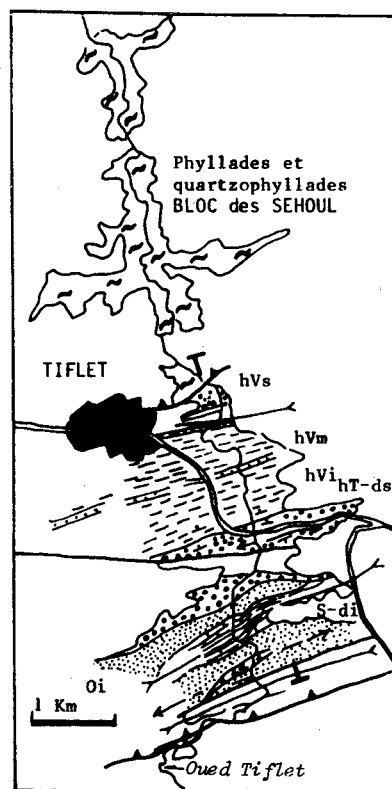


Fig. 25-C: Carte structurale de l'oued Tiflet (EL HASSANI, 1990).

Légende des figures 25 B & C: 1 & 2. Ordovicien inférieur, 3. Siluro-Lochkovien, 4. Praguien, 5. Emsien, 6. conglomérat calcaire et 7. conglomérat siliceux du Fameno-tourmaisien, 8. Tourmaisien, 9. Viséen, 10. bloc calédonien des Schoul.

LA PHASE TARDIVE

La fracturation

Dans les deux régions que nous venons de décrire, Rabat et Tiflet, la fracturation est postérieure aux plissements hercyniens, avec remobilisation des failles directionnelles qui avaient déjà fonctionné au cours des mouvements précoces.

L'analyse par EL HASSANI (1990) de cette fracturation par la méthode graphique des dièdres droits (ANGELIER & MECHLER, 1977) montre l'existence de deux champs de contraintes successifs. Les axes de compression maximale s_1 ont les directions suivantes: N 150-160° et N 10-50°.

- La compression N 150-160° est responsable du jeu décrochant dextre des accidents N 120-140° auxquels est associé le jeu décrochant sénestre des accidents N 10-40°. Dans ce contexte, les accidents N 70-90° sont réactivés en failles inverses à composante décrochante dextre

- La compression N 10-50° va réactiver les accidents N 70° en décrochements sénestres auxquels s'associe un réseau conjugué N 00-20° à jeu décrochant dextre. Les accidents N 90° et N 120-140° sont réactivés en failles inverses à composante décrochante sénestre.

Lors de ces deux épisodes compressifs se produit une permutation entre s_2 et s_3 permettant le passage d'un régime où dominant les décrochements vers un régime où dominant les failles inverses.

CARACTERISATION DU METAMORPHISME REGIONAL HERCYNIE

Nous venons de voir que le développement de la schistosité se limite aux niveaux pélitiques, où elle est de type fracture. Pour caractériser le métamorphisme hercynien, nous avons procédé à la lecture des analyses de la cristallinité de l'illite, concernant une trentaine d'échantillons prélevés dans l'axe du Bou Regreg et dans la marge nord du bassin de Sidi Bettache. Le report des mesures sur le diagramme d'ESQUESVIN (1969), où la cristallinité de l'illite est représentée par la largeur du pic 001, mesuré à mi-hauteur, permet de faire les remarques suivantes:

- l'illite correspond essentiellement aux micas blancs de type muscovites,

- la présence de minéraux interstratifiés confirme l'absence d'une évolution métamorphique.