

Tectonique de l'Est du Massif hercynien central (zone d'Azrou-Khénifra)

Mohamed BOUABDELLI

INTRODUCTION

Du point de vue structural trois ensembles ont été distingués dans l'Est du Massif Hercynien central : (fig.1) : BOUABDELLI (1989) :

- l'ensemble oriental, où prédominent les terrains allochtones de l'Ordovicien supérieur;
- l'ensemble central, constitué de terrains carbonifères transgressifs sur un soubassement cambro-ordovicien;
- l'ensemble occidental, où affleurent les terrains du Carbonifère supérieur.

Ces deux derniers ensembles sont autochtones ou para-autochtones, tandis que le premier occupe une position allochtone.

L'ENSEMBLE ORIENTAL

Il correspond aux nappes de Khenifra et Mrirt, définies par ALLARY & al. (1972), et aux unités orientales définies par BOUABDELLI (1982, 1989) dans la région d'Azrou. Il est en majeure partie constitué par les terrains quartzopélitiques de l'Ordovicien supérieur.

Cet ensemble s'étend depuis Ben Smim, au Nord d'Azrou, à Zaouiat Aït Ishak au SSW. Nous distinguerons trois unités disposées du NNE au SSW, et séparées par des contacts chevauchants (fig.1). Ce sont l'unité d'Azrou, l'unité de Mrirt et l'unité de Khénifra, dont les superficies sont équivalentes, environ 200 km² chacune.

L'unité d'Azrou

Elle est limitée au SE et au NE par les terrains triasiques et jurassiques du Causse moyen-atlasique. Sa limite nord-occidentale correspond à son front de chevauchement sur les terrains carbonifères (Tournaisien à Namurien), tandis qu'au SW elle chevauche l'unité de Mrirt à hauteur du Sud du village de Souk el Had.

La série stratigraphique se compose des terrains grésopélitiques de l'Ordovicien supérieur, et des schistes argileux noirs à graptolites du Silurien. La série dévonienne est d'abord détritique puis carbonatée au Dévonien moyen et supérieur. Le Carbonifère est représenté par les conglomérats et grauwackes du Tournaisien supérieur suivis d'une série calcaro-pélitique du Viséen inférieur et moyen probable.

La structuration de l'unité d'Azrou est caractérisée par un écaillage intense accompagnant et suivant un épisode de plissement à schistosité subhorizontale, et déversé vers l'Ouest ou le NW.

L'unité de Mrirt

Elle est située immédiatement au SW de l'unité d'Azrou qui la chevauche. L'écaillage syn- à post-schisteux est ici

moins prononcé que dans l'unité précédente. Alors que les contacts des terrains allochtones observés au NW (unité d'Azrou) sont subhorizontaux, ils sont souvent redressés ici.

Les terrains de cette unité appartiennent essentiellement à l'Ordovicien supérieur dont l'épaisseur varie entre 500 et 700 m.

Deux fenêtres apparaissent dans cette unité : celles de Tanoualt (8 x 2 km), au NE de Mrirt, et celle d'Anajdam moins étendue (2 x 1 km) au SE du Jbel Aouam. A Tanoualt, les terrains autochtones sont surmontés en discordance par les calcaires et les flyschs du Viséen. A Anajdam, c'est une série du Dévonien supérieur (FAIK, 1988) qui constitue l'autochtone.

Les formations dévoniennes et viséennes allochtones des environs de Ziar auraient pu être rattachées à cette unité. Nous les avons intégrées aux formations resédimentées (nappes synsédimentaires et olistostromes) dans le bassin viséen de l'ensemble suivant.

L'unité de Khenifra

Elle affleure au SW de l'unité de Mrirt et chevauche cette dernière. Sa limite orientale est constituée par les formations triasiques qui la recouvrent largement. Au Nord de Khenifra, les dépôts autuniens la masquent sur une dizaine de kilomètres, cachant son front occidental. Vers le Sud, l'érosion post-hercynienne laisse apparaître une vaste fenêtre d'environ 16 km de long sur 8 km de large, formant le massif du Bou Guergour. Les terrains autochtones de ce massif sont des grésopélites cambro-ordoviciennes et des calcaires viséens discordants.

Les terrains de l'unité de Khenifra sont essentiellement des schistes gréseux attribués à l'Ordovicien.

L'ENSEMBLE CENTRAL

Au NW de l'ensemble oriental, dont il constitue l'autochtone, nous avons défini un ensemble central, caractérisé par le développement de formations carbonifères s'étageant du Tournaisien supérieur au Viséen supérieur (BOUABDELLI, 1989).

L'accident majeur d'Aguelmous (fig.1), d'allure sigmoïde, passe d'une direction N 40° dans sa portion au SW du granite du Ment, à une direction N 70° dans sa portion NE. Il sépare une partie septentrionale, où le soubassement des formations carbonifères est représenté par la ride de Bou Khadra - Daa El Bgar, formée de terrains ordoviciens à dévoniens sommitaux; d'une partie méridionale d'extension transversale plus large (40 km environ), où le soubassement est constitué par les montagnes en quartzites du pays Zaïan, dont le matériel est daté du Précambrien à l'Ordovicien supérieur.

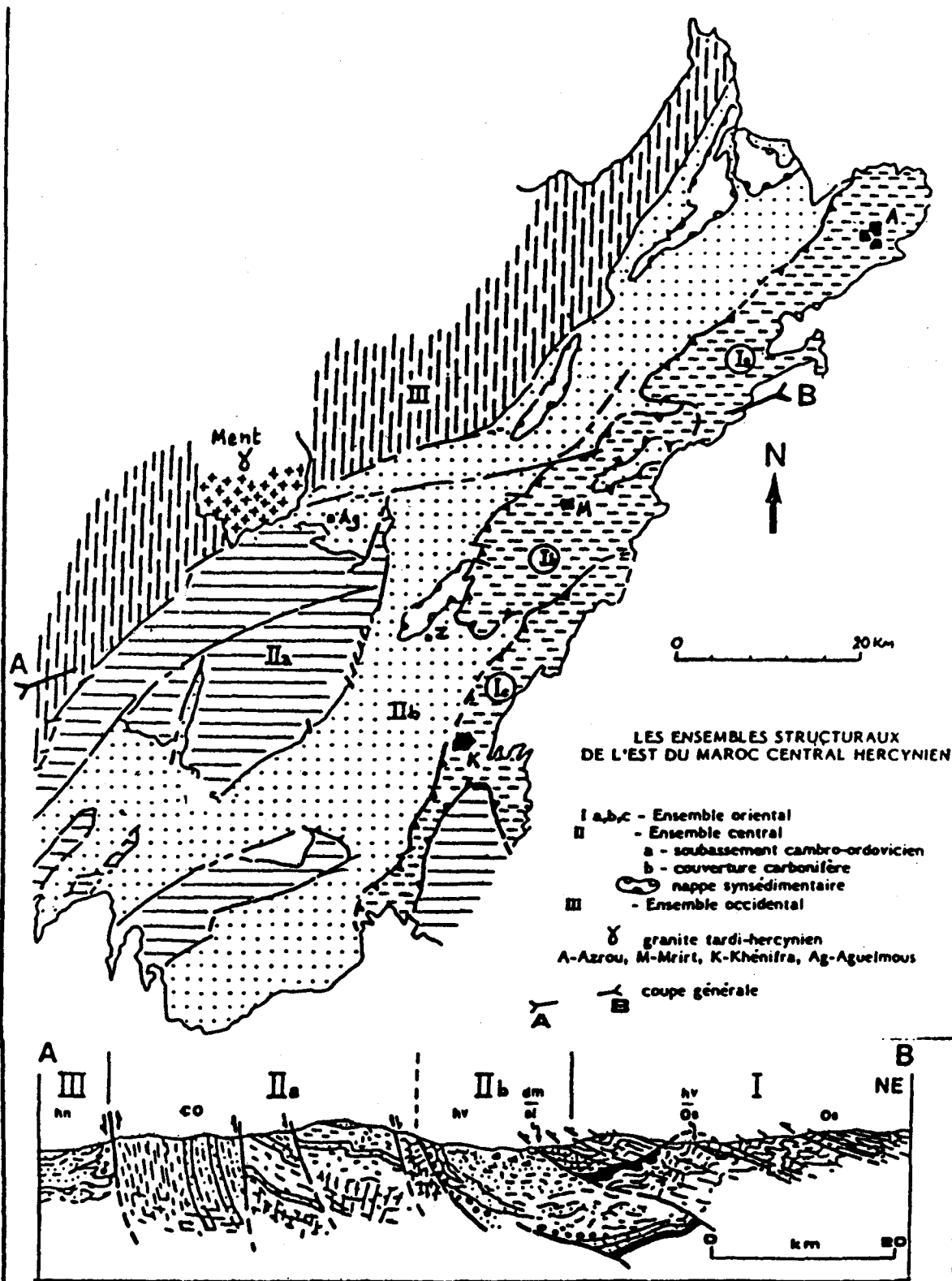


Fig. 1: Les ensembles structuraux de l'Est du Maroc central hercynien

La partie septentrionale

Elle est constituée par les formations de Bou Khadra-Afoud Oulgham, de Mouchenkour, et de Aïn Ichou définies par BOUABDELLI (1982, 1983, 1989), ainsi que par leur prolongement au Sud de Souk el Had. Ce sont des terrains carbonifères qui reposent en discordance sur des séries anté-viséennes.

On y observe d'importantes nappes synsédimentaires qui montrent des successions en majeure partie dévoniennes. Au Jbel Bou Khemis et plus au Nord, en bordure du causse d'Ito, apparaissent des séries dont l'âge est postérieur à la mise en place de ces nappes puisqu'elles scellent le contact précoce de celles-ci.

La partie méridionale

Par rapport à la partie septentrionale, cette zone se caractérise par l'apparition massive du soubassement cambro-ordovicien du bassin viséen. Le sillon unique défini précédemment dans la région d'Azrou persiste jusqu'au Sud de Ziar et à l'Ouest de Khenifra, mais il se subdivise en deux grands sillons séparés par le haut-fond que constitue le Jbel Hadid :

- Un sillon sud-oriental, au NW de Zaouiat ech Cheikh, à sédimentation très péritique et peu chaotique

- Un sillon sud-occidental, qui se poursuit dans la région de Oulad Ayyad (feuille de Qasbat Tadla, 1/100.000), et dans lequel deux massifs cambro-ordoviciens allongés NE-SW (Jbel Sidi Belkhit, et Aït el Haj-Bou Acila) constituent des rides anté-viséennes.

L'ENSEMBLE OCCIDENTAL

Cet ensemble est moins complexe que les deux précédents. Il est composé de formations namuriennes dont la structuration est représentée par un plissement dirigé NE-SW, avec des plis à plan axial vertical à légèrement déversé au NW ou au SE. L'écaillage observé dans les unités plus orientales est ici absent ou moins prononcé.

La limite avec l'ensemble central est plus diffuse que celle représentée par le front de l'ensemble oriental allochtone. La nature de cette limite est autant stratigraphique que tectonique : elle constitue la bordure orientale du synclinorium du Fourhal. Dans la partie septentrionale, le passage de l'ensemble central à l'ensemble occidental est stratigraphique; le Namurien à faciès turbiditique fait suite aux calcaires en chapelets de Tizra et Bou Balghatene.

Au Sud du granite du Ment, cet ensemble est en contact avec les massifs cambro-ordoviciens du pays Zaïan (Aguelmous-Goaïda), par l'intermédiaire de la faille d'Aguelmous.

Le plissement post-namurien fait apparaître dans les anticlinaux les séries viséennes appartenant à l'ensemble central. Ceci est visible à l'Est du Causse d'Agourai à l'extrême Nord de la région.

LES STRUCTURES REGIONALES

La figure 2 permet de distinguer les éléments structuraux régionaux. On y observe les subdivisions déjà énoncées ci-dessus ainsi que les grandes structures plicatives résultant du serrage hercynien le plus tardif, post-namurien (BOUABDELLI, 1989). Cette architecture n'est que très peu perturbée par le serrage atlasique, puisque les dépôts du Trias et du Lias sont restés tabulaires, localement basculés à proximité de failles. On observe néanmoins, dans le bassin autunien de Khénifra, les contre-coups d'une compression modérée SE-NW, post-autunienne et anté-triasique (ALLARY & al., 1972).

Une succession d'anticlinaux et de synclinaux NE-SW peut être dessinée; ils sont souvent limités par des cisaillements à vergence Ouest ou NW (unités orientales) ou par des failles subverticales (soubassement cambro-ordovicien du pays Zaïan) :

- l'ensemble oriental forme une zone anticlinoriale qui est subdivisée au niveau de l'unité de Mrirt en deux synclinaux : le synclinal de Bou-Ounabdou-Touchchent, à cœur dévonien au SE et le synclinal du Jbel Aouam à cœur viséen au NW. Dans la zone anticlinale affleurent les deux fenêtres de Tanoualt au Nord et Anajdam au Sud.

- l'ensemble central est un domaine synclinal avec dans sa partie septentrionale deux rides anticlinales; celle de Bou Khadra - Mouchenkour au SE, où affleure le Dévonien autochtone et celle de Bou Balghatene au NW. Sa partie méridionale est compliquée par la ride à cœur dévonien du Bouechchot, et par les zones anticlinales faillées du pays Zaïan et du Jbel Hadid plus au Sud.

- l'ensemble occidental constitue le flanc oriental du synclinorium du Fourhal à cœur namuro-westphalien où les plis sont plus ouverts et l'intensité de la schistosité moins prononcée.

LES COUPES GENERALES

Trois coupes sérieuses du Nord au Sud, levées transversalement aux structures permettent de mettre en évidence l'agencement structural des terrains paléozoïques de la région d'Azrou-Khenifra (fig. 3). La première (A), dans la partie septentrionale, s'étend selon une direction E-W depuis Aïn Leuh à l'Est, jusqu'à Tichout Oulabas à l'Ouest du Jbel Bou Khemis. La seconde (B) va de la région de Mrirt à l'ENE au massif cambro-ordovicien d'Aguelmous - Kef n'Sour à l'WSW. Elle passe par la fenêtre de Tanoualt dans la nappe de Mrirt, puis par celle de Bouechchot et se termine un peu à l'Ouest du Jbel Mtorziane (cote 1627). La troisième (C), enfin, part de l'Est de la falaise d'Ahallal à l'ENE et aboutit au massif de Ouerdane en passant par Ziar et au Sud des quartzites cambro-ordoviciens de Bou Dobra.

Plusieurs traits peuvent être notés en analysant ces coupes; nous en retiendrons trois principaux :

- dans l'extrémité orientale de toutes les coupes, les failles sont peu pentées, chevauchantes ou subhorizontales limitant des unités allochtones. A l'Ouest, les failles sont

par contre redressées et elles affectent le soubassement cambro-ordovicien.

- le déversement des structures dans la partie septentrionale est vers l'Ouest. Dans cette région, le soubassement n'affleure pas et les écaillages sont prépondérants. Dans les coupes B et C, où l'on voit apparaître les terrains cambro-ordoviens, les structures

plissées ont un plan axial subvertical ou penté vers le NW, déversant ainsi les structures vers le SE. Le contrôle de ces vergences par des accidents de socle paraît assez évident.

- les unités alloctones reposent sur un substratum dont les terrains appartiennent au Viséen supérieur et sont caractérisés par des dépôts chaotiques. Leur contact de base est remplissé par des plis affectant ce substratum.

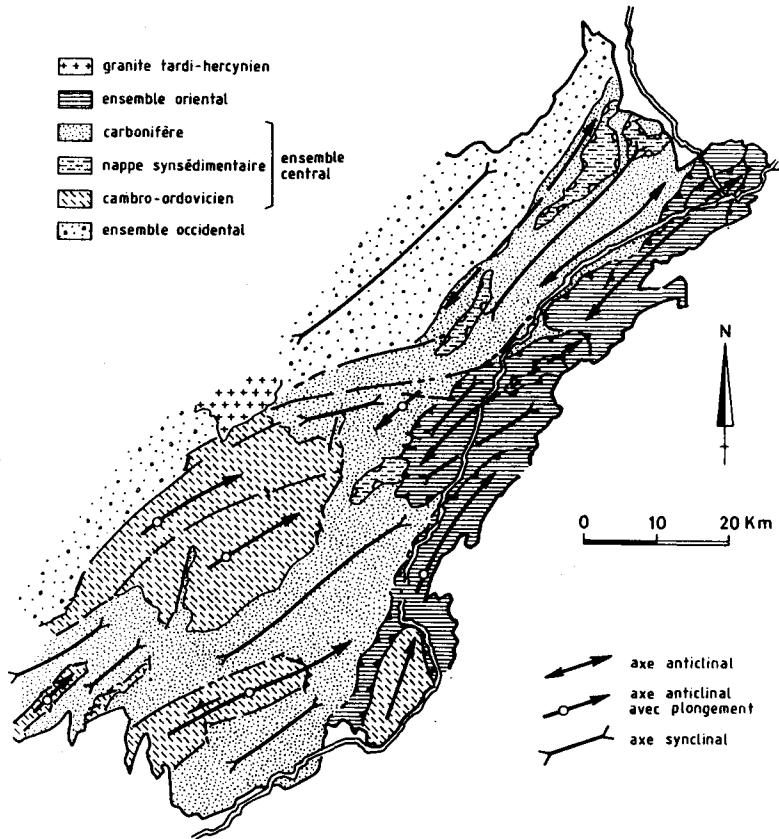


Fig. 2: Schéma structural de l'Est du massif hercynien central du Maroc.

LA CHRONOLOGIE DES PHASES DANS LES TRAVAUX ANTERIEURS

DANS LA REGION DE MRIRT A KHENIFRA

L'étude tectonique et microtectonique de la partie sud-orientale du Massif central hercynien, entreprise conjointement par ALLARY, LAVENUE et RIBEYROLLES (1972) leur avait permis de conclure au caractère polyphasé de l'orogénèse hercynienne dans cette région. La succession des phases distinguées par ces auteurs est la suivante :

La déformation antéviséenne :

Elle est caractérisée par deux phases de plissement (phases 1 et 2); la première s'accompagne d'une schistosité S1 proche de Nord-Sud; la deuxième est post-schisteuse. A ces plissements succède une phase cassante caractérisée par des décrochements à rejets plurikilométriques.

La déformation post-viséenne et anté-permienne

Elle est également caractérisée par deux phases de plissements. La phase 3, proche d'Est-Ouest (N 70°), correspond à la mise en place de structures tangentielles importantes accompagnées d'une schistosité S3; elle est suivie par la mise en place d'importantes nappes de glissement. La phase 4 correspond à des plis NE-SW qui sont les plus visibles dans la région; une schistosité S4 les accompagne parfois. A ces plissements post-viséens succède une nouvelle phase cassante également caractérisée par des décrochements.

La déformation post-permienne et anté-triasique :

Elle correspond à des plis peu accentués accompagnés de failles inverses et de décrochements.

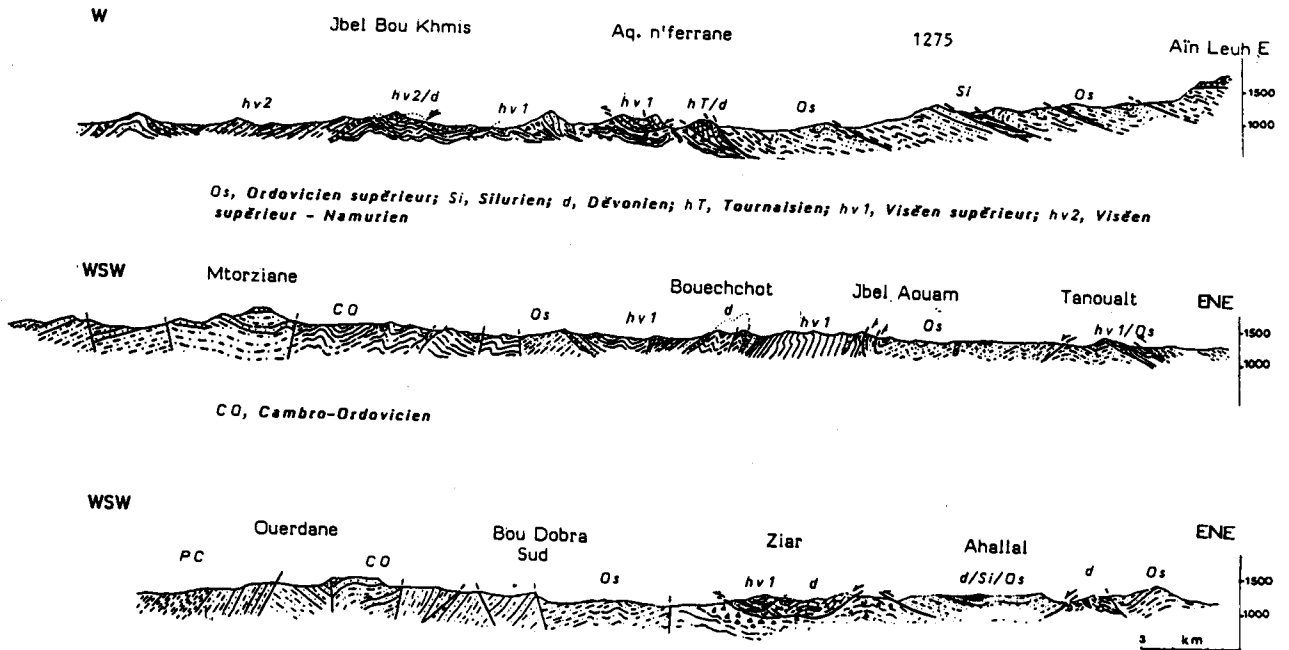


Fig. 3: Coupes serrées dans les terrains paléozoïques de la zone Azrou-Khénifra.

DANS LA REGION D'AZROU

Dans la partie septentrionale de l'Est du Maroc central, l'étude structurale des terrains paléozoïques (BOUABDELLI, 1982a, 1982b, 1983 et 1989) avait montré l'existence d'une tectonique de blocs entraînant la discordance du Tournaisien. Soit par suite de la progression de la même transgression, soit plutôt après de nouveaux mouvements (toujours sans schistogénèse), le Viséen supérieur vient en discordance jusque sur le Dévonien inférieur. La tectonique pendant le Viséen supérieur se manifeste par la différenciation de hauts-fonds et d'un fossé à wildflysch et nappes synsédimentaires. La déformation compressive synschisteuse avait globalement été attribuée à une phase postérieure au Namurien; elle est caractérisée par des directions axiales NE-SW calquées sur les structures dévono-dinantiennes. Cette phase locale développe des plis à vergence externe (NW) déversés à couchés dans les unités les plus internes, de plus en plus droits vers les unités les plus externes, dans lesquelles la schistosité s'atténue puis disparaît. Au gradient de déformation se superpose un gradient métamorphique qui fait passer de l'épizone supérieure au SE à l'anchizone puis à la diagenèse au NW. Des chevauchements à vergence NW, amorcés vers la fin du plissement synschisteux, s'achèvent postérieurement à lui (phase II) : les unités les plus internes

(Ordovicien, Dévono-Carbonifère) sont charriées sur les unités les plus externes (parautochtone, puis autochtone relatif, Dévonien à Carbonifère). La fin du serrage est marquée par des décrochements et crénelations (phase III).

LES ELEMENTS DE DATATION DES PHASES TECTONIQUES

DONNEES STRATIGRAPHIQUES

La datation paléontologique des terrains engagés dans des discordances stratigraphiques constitue une des bases de la chronologie des phases tectoniques proposée dans le paragraphe précédent. Ces données sont récapitulées sur la figure 4, où elles montrent que les déformations sont attribuables aux périodes successives suivantes :

1 - antérieurement au Tournaisien supérieur, des déformations affectent le Jbel Bou Khadra (région d'Azrou) et le Jbel Boueuchchot (région de Mrirt), où les derniers terrains affectés sont attribués au Dévonien supérieur. Elles sont caractérisées par l'absence de schistosité. Au Jbel Boueuchchot se développe un plissement dissymétrique intracouche à vergence SW, précédé ou contemporain de glissements synsédimentaires au Dévonien moyen et supérieur.

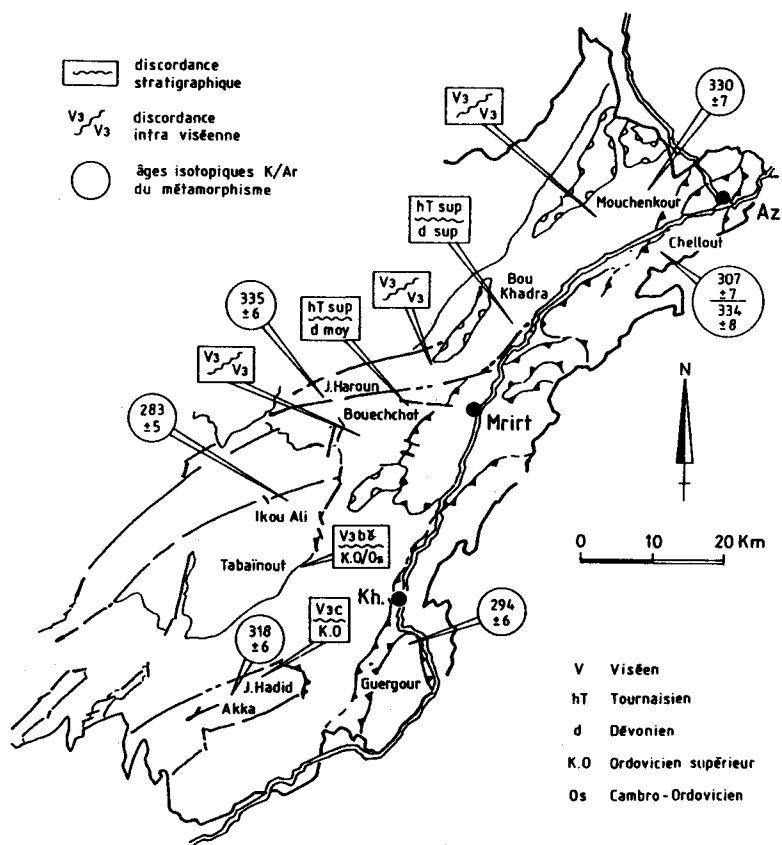


Fig. 4: Répartition cartographique des âges isotopiques des événements tectono-métamorphiques et des discordances stratigraphiques.

2 - pendant la sédimentation dans le bassin viséen (V3a-V3bg), des déformations se traduisent par des discordances intra-formationnelles observées à Gara Tanadrara (= Gara Tendra, TERMIER, 1936; MORIN, 1958) et vers le Nord près de Dchar Aït Abdellah, Bou-Wazzou et Jbel Bou-Khmis. Les datations paléontologiques n'ont pas permis d'affiner l'âge de ces discordances, qui ne sont pas forcément strictement synchrones mais qui enregistrent les effets de la tectonique contemporaine de la sédimentation du Viséen supérieur (V3b). On leur associe le développement de formations à slumps et à olistolites, ainsi que la mise en place de nappes synsédimentaires.

3 - antérieurement au Viséen supérieur-Namurien (V3bg-V3c), le massif cambro-ordovicien du pays Zaïan est marqué par le développement de bandes mylonitisées, de schistosité et de larges plis à vergence occidentale (SW à NW) ou orientale (NE à SE). Des écaillages intra-bancs sont aussi fossilisés par les dépôts viséo-namuriens.

4 - postérieurement au Namurien, c'est un plissement NE-SW non schisteux qui structure les terrains namuriens

de l'ensemble occidental et reprend l'ensemble des structures précédentes.

5 - postérieurement au Permien (Autunien) et antérieurement au Trias se développent des plis peu serrés, des failles inverses et des décrochements.

LA ZONATION ET L'AGE DU METAMORPHISME

L'analyse des microstructures montre que dans l'ensemble des terrains paléozoïques de la région d'Azrou-Khenifra la schistosité principale affecte une fabrique sédimentaire antérieure. Elle s'accompagne de néoformations minérales épizonales (métamorphisme de faible degré : faciès schistes verts, WINCKLER, 1974). Les déformations ultérieures se traduisent dans la région soit par des bandes de pliage fragile (kink-band) soit par des plans de schistosité de crénulation (strain slip cleavage) qui peuvent montrer des indices de dissolution (concentration d'insolubles) et de réarrangements mécaniques sans néoformations minérales. La datation des minéraux syntectoniques (illites) permet de déterminer l'âge de l'épisode tectono-métamorphique.

L'ensemble des structures synschisteuses de la région d'Azrou-Khenifra sont hercyniennes (ALLARY & al., 1976; BOUABDELLI, 1982 et 1989). Les terrains triasico-jurassiques discordants sont en effet tabulaires et forment le Causse du Moyen-Atlas (TERMIER, 1936). Des datations isotopiques ont été effectués par HUON (1985) et *in* BOUABDELLI (1989); elles permettent de conclure aux résultats suivants :

Six échantillons ont été traités avec des fractions granulométriques suffisamment fines (inférieures à 1 ou à 0,6 μm) pour que la réhomogénéisation isotopique soit totale dans l'épizone (HUON, 1987). Les échantillons ont été choisis de façon à éviter l'effet d'un contrôle structural sur les recristallisations des minéraux argileux : ces schistes épizonaux ne présentent qu'une seule schistosité, non crénelée.

Deux groupes d'âges ont été obtenus; le premier traduit un événement intra-viséen (320 à 330 Ma), tandis que le second se situe entre le Westphalien et la base du Permien.

Deux résultats fondamentaux sont à retenir :

- aucun âge obtenu n'indique un événement anté-viséen
- l'âge intra-viséen correspond à une structuration synmétamorphe contemporaine de la sédimentation dans le bassin d'Azrou-Khenifra.

Quant à l'âge fini-carbonifère à permien du second événement, il serait tentant de le relier au plissement des terrains namuriens et westphaliens, bien que l'évolution de ces derniers soit seulement diagénétiques. L'influence thermique de la mise en place des granites tardi-hercyniens (granite du Ment, 279 +/- 6 Ma : MRINI, 1985; complexe intrusif du Jbel Aouam, 286 Ma : CHEILLETZ, 1982) ainsi que celle de l'ouverture des bassins autuniens sont peut-être plus prépondérantes.

CONCLUSION

La synthèse des différentes données que nous venons de présenter permet de distinguer trois principaux épisodes de déformations hercyniennes superposées :

- 1- les déformations postérieures au Dévonien supérieur et antérieures au Tournaisien supérieur.
- 2- les déformations intraviséennes, antérieures au Viséen terminal - Namurien
- 3- les déformations postérieures au Namurien et antérieures au Westphalien C

Un quatrième épisode, postérieur à l'Autunien et intra-permien, est scellé par les dépôts triasiques tabulaires. Son étude ne sera pas abordée ici.

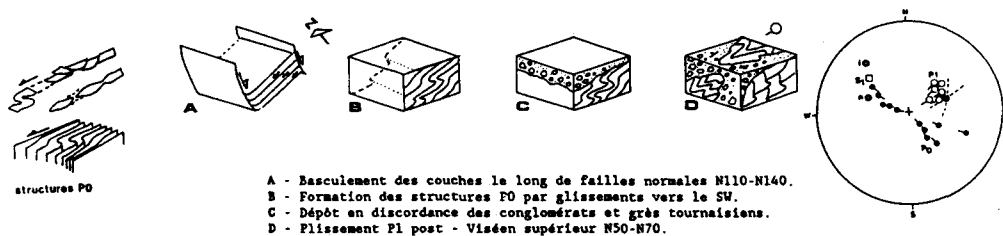


Fig. 5: Séquence de déformations du jbel Bouechchot.

CARACTERES ET DISTRIBUTION DES STRUCTURES

LES DEFORMATIONS ANTE-TOURNAISIENNES

La tectonique en blocs basculés du Jbel Bouechchot

La séquence des déformations (fig. 5) observées dans les terrains dévoniens du Jbel Bouechchot recouverts en discordance par les couches tournaisiennes montre la succession suivante (BOUABDELLI & al., 1989; BOUABDELLI 1989) :

- des glissements synsédimentaires apparaissent dans les niveaux calcaires sommitaux. Ils s'expriment par de nombreuses figures de boudinage synsédimentaire, d'"entassement" de fragments de bancs et de "slumps" dissymétriques observés à l'aval de microfailles courbes amorties dans les interlits marneux.

- un plissement P0 représenté par des plis intracouches métriques à décamétriques, à géométrie dissymétrique et qui s'amortissent transversalement. Leur flanc court est souvent cisailé, ce qui indique leur caractère de plis d'entraînement parallèlement au plan du litage stratigraphique. On n'observe pas de réelle schistosité de plan axial, mais une déformation par pression-dissolution localisée dans les flancs inverses cisailés. Les axes des plis P0 montrent une dispersion axiale autour d'une direction N 50°- N 70°, correspondant à la direction axiale de plis P1 postérieurs (stéréogramme, fig. 5). Les plis P0 sont précoces, antérieurs aux dépôts tournaisiens.

- un plissement P1 qui affecte aussi bien les couches dévoniennes que leur couverture discordante, tournaisienne et viséenne. La structure du Jbel Bouechchot en anticlinal kilométrique NE-SW déversé vers le SE est due à cette phase de plissement post-viséenne. Dans les terrains dévoniens, elle s'exprime par des plis hectométriques à

décamétriques, parfois métriques, d'axe N 50° à N70°, accompagnés d'une schistosité de fracture fortement pentée vers le NW.

Le plissement intracouche P₀, ainsi que les glissements synsédimentaires des couches dévoniennes sont attribués par

BOUABDELLI & al. (1989) à une tectonique en blocs basculés anté-tournaisienne dont les effets déterminent l'épaisseur des dépôts gréséo-conglomératiques initiaux du Dinantien ainsi que les discordances progressives observées à l'échelle du bassin d'Azrou-Khenifra.

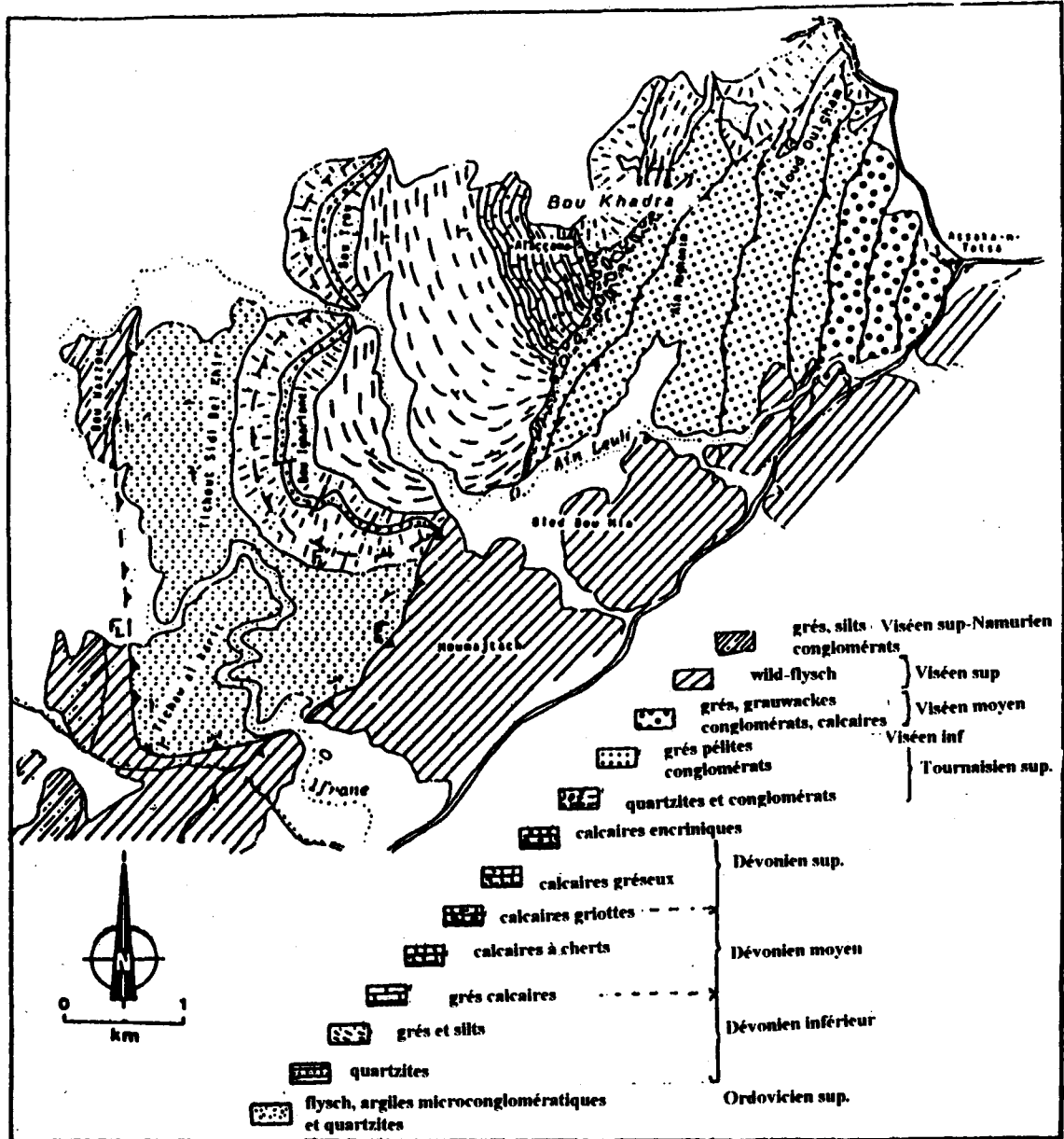


Fig. 6: Carte géologique du secteur du jbel Bou Khedra (d'après HABIBI, 1989, modifiée).

La discordance tournaisienne du Jbel Bou Khadra

Elle a été mise en évidence par BOUABDELLI (1982) puis étudiée plus en détail par HABIBI (1989). Ce dernier auteur date les terrains discordants du Tournaisien supérieur qui reposent sur les couches du Dévonien dont les plus récentes sont datées du Famennien. Les structures observées dans le Jbel Bouechhot n'ont pas été relevées ici. L'élément important est d'ordre cartographique (fig. 6). En effet, les conglomérats et grauwackes du Jbel BouKhadra qui soulignent la discordance sont prolongés vers le SW par une zone faillée actuellement chevauchante. Ils sont disposés en direction N 40°, oblique sur les couches dévoniennes ployées en synforme par le serrage ultérieur.

L'étude de la carte de la fig. 6 montre que la discontinuité du Bou Khadra peut être interprétée comme une faille normale dont le rejet n'a pas totalement été rattrapé par le rejeu inverse ultérieur. Le fonctionnement synsédimentaire, au moins au Tournaisien supérieur, serait attesté par les dépôts corrélatifs conglomératiques. Du SW au NE, nous passons des dépôts olistolithiques du Viséen supérieur aux conglomérats et quartzites du Tournaisien supérieur. Ceci pourrait correspondre à un amortissement originel de cette faille vers le NE, une zone plus haute selon HABIBI [1989]. Le schéma d'évolution marquerait donc la présence d'une tectonique distensive antérieure et contemporaine du Tournaisien supérieur.

LES DEFORMATIONS SYNVISEENNES

Elles se traduisent par des structures différentes selon l'âge des couches affectées et selon la position structurale de ces couches. Deux types de déformations sont observés :

1- la foliation et les plis synschisteux ou non dans les massifs cambro-ordoviciens, dans l'ensemble oriental allochtone et dans les formations viséennes inférieures de l'ensemble central

2- les déformations synsédimentaires dans les terrains viséens supérieurs.

L'étude des conditions d'évolution thermique des terrains affectés par ces déformations sera abordée plus loin.

La déformation D1 synschisteuse

Dans les massifs cambro-ordoviciens autochtones

1. La foliation mylonitique du Jbel Hadid : Une coupe du massif dacitique de BoumAaoun au point 1129 (fig. 7) montre la succession verticale de bandes mylonitiques pluridécamétriques séparant des zones où la roche métavolcanique est peu ou pas déformée. Un gradient de déformation est observé avec l'accentuation d'une fabrique planaire dans les zones les plus déformées, marquée à l'échelle de l'affleurement par des bandes quartzofeldspathiques. Cette ségrégation minérale se retrouve à l'échelle de la lame mince, accompagnée d'une linéation d'éirement soulignée par des feldspaths-plagioclases.

La foliation est orientée généralement N 130° et elle porte une linéation N 40° parallèle à la ligne de plus grande pente. Les critères de sens de cisaillement sont de plusieurs types :

- dans les zones peu déformées, ce sont les figures S/C où les plans de cisaillement C sont pentés vers le NE et indiquent un mouvement dextre. L'examen de ces plans d'anisotropie au microscope montre qu'ils sont contrôlés par les limites des grains de plagioclases à habitus œillé (fig. 8).

- dans les zones à déformation intense, le plan de cisaillement se parallélise avec les plans de foliation. Les plagioclases se comportent comme des objets antétectoniques à l'extrémité desquels se forment des zones abritées dissymétriques caractéristiques d'une déformation non coaxiale.

On observe aussi des plis intrafoliaux dessinés par les niveaux quartzitiques recristallisés. La dissymétrie observée dans les deux cas est compatible avec un mouvement cisailant vers le NE, parallèlement à la foliation. Les microstructures observées sont caractéristiques des tectonites mylonitiques.

Dans le massif de BoumAaoun, le métamorphisme des roches dacitiques est attesté par le développement de micas blancs autour des grains de quartz et de plagioclases.

2. La schistosité subhorizontale du Jbel Hadid : Une coupe de l'extrémité nord-orientale du Jbel Hadid au NE du massif du Boum Aaoun (fig. 9) montre une succession de terrains cambro-ordoviciens où les couches sont monoclinales, à fort pendage vers l'Est, et où la polarité stratigraphique est normale.

Le massif dacitique étudié précédemment se situe à la base de la série. La direction des couches est N-S à N 140°, la schistosité variant de N 120° à N 10° selon la lithologie. Elle est orientée N 150° dans les barres de quartzites (crête 1023) et son pendage est généralement peu accentué vers l'ENE.

Dans le matériel pélitique (fig. 10a), cette schistosité est du type "schistosité espacée de crénulation discrète" dans la typologie de POWELL (1979).

Lorsque la composante gréseuse devient plus importante, le clivage schisteux s'individualise par des films millimétriques où se concentrent les micas et les insolubles, la schistosité étant alors de type "espacée disjointe anastomosée ou grossière" avec une fabrique nulle à faible (fig. 10b). Dans les barres de quartzites, le débit schisteux souligne des bourrelets lenticulaires à la surface des bancs qui résultent d'un éirement parallèle à la linéation L₀-1, N 130° à N 150°. Des fentes de tension à remplissage de quartz découpent ces lentilles. Elles sont parfois précoces et se trouvent déformées par la fabrique schisteuse (fig. 11).

Le développement de cette schistosité subhorizontale caractérise la majeure partie des terrains cambro-ordoviciens du Jbel Hadid (fig. 9). Sa particularité réside dans ses rapports angulaires avec les plans de stratification. Ces

derniers sont généralement redressés, fortement pentés vers le NE.

Les rapports S_0/S_1 sont donc ceux d'un flanc inverse d'une mégastucture plissée. La succession stratigraphique est cependant normale dans les coupes étudiées, et des plis synschisteux d'ordre métrique ou supérieur n'ont jamais été observés. Nous ne disposons donc pas d'arguments pour considérer que la genèse de cette schistosité est associée à un plissement. Au contraire, son pendage moins fort que celui de la stratification sur des couches à polarité normale nous

amène à la relier au fonctionnement d'une zone de cisaillement subhorizontale en profondeur.

Le redressement des couches serait soit antérieur à ce mouvement, soit contemporain. Le clivage schisteux peut dans certains cas être appréhendé comme un plan d'aplatissement dans lequel se sont effectués des cisaillements (CHOUKROUNE, 1971; SCHWERTDNER, 1973). Son initiation peut donc résulter de la combinaison d'un cisaillement pur (aplatissement) et d'un cisaillement simple (LAGARDE, 1978).

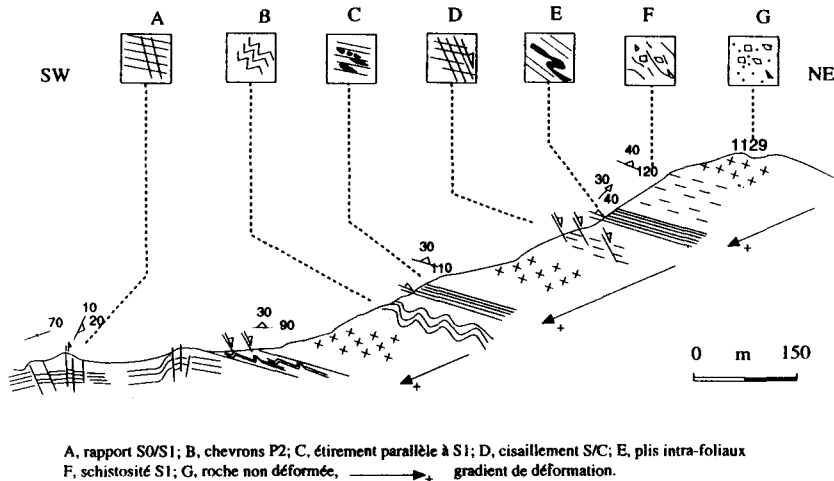


Fig. 7: Les structures D1 dans le massif dacitique du jbel Boum Aaoun (Jbel Hadid), cambro-ordovicien.

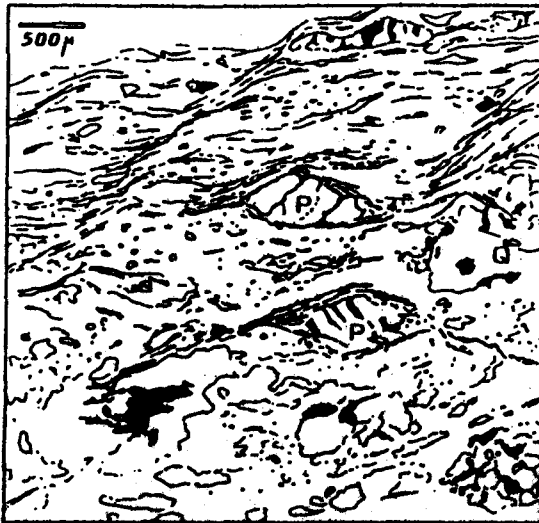


Fig. 8: Double anisotropie planaire S/C.

3. Les plis et la schistosité des autres massifs :

Le massif du Bou Gergour constitue une structure anticlinale N-S plurikilométrique, post-Viséen supérieur (fig. 2). Les couches grésopélitiques cambro-ordoviennes

sont structurées antérieurement aux calcaires du Viséen supérieur discordants. La géométrie de cette déformation D1 est marquée dans des niveaux de quartzites. Leurs pendages sont généralement vers l'Est, plus ou moins prononcés selon leur position dans les flancs des plis (fig. 12).



Fig. 9: La coupe de l'extrémité nord-est du jbel Hadid.

Cette coupe montre la position structurale en fenêtre du Jbel Bou Guergour, au sein des schistes ordoviens de l'unité allochtone de Khenifra. Le plissement P1 associé à une schistosité S1 est manifestement antérieur aux dépôts calcaires du Viséen supérieur. La dispersion des orientations et des pendages des plans de la schistosité résulte de la reprise des structures 1 par le plissement 2, post-viséen supérieur (fig. 12).

A l'extrémité nord de ce massif les alternances de grès et de pélites permettent d'observer les rapports S_0/S_1 . Ils indiquent systématiquement un déversement de la série vers l'Ouest et le SW, les linéations d'intersection étant orientées N 160° à N 10°. Les plis métriques à décimétriques sont

mal exprimés; on peut observer dans les bancs massifs de quartzites des structures en rouleau anticlinal d'axe N 30° déversé vers le NW. Elles sont lenticulées, avec un étirement parallèle à l'axe des plis, et des fentes de tension à l'extrados de ces plis. Le phénomène de cisaillement est aussi matérialisé par des replis de deuxième génération, dissymétriques et homoaxiaux des plis précédents.

Quelques replis métriques à déversement Est ont été observés par ALLARY (1972) qui, par ailleurs, interprète la structure D1 du Bou Gergour comme "un grand pli pluri-kilométrique de direction N 20° déversé au N 110°". Les observations de terrain ne permettent pas de retenir ce schéma. On peut en effet noter que d'une part, les replis à vergence Est sont à relier un épisode tardif (voir déformation D2, chapitre ultérieur), et que d'autre part les niveaux repères cartographiables ont presque systématiquement sur toute la largeur du massif des pendages vers l'Est. Cette dernière observation figure d'ailleurs sur la carte établie par ALLARY & al. (1972).



Fig. 10a: Schistosité S1 espacée de crénulation (Jbel Hadid).



Fig. 10b: Schistosité S1 espacée disjointe (Jbel Hadid).

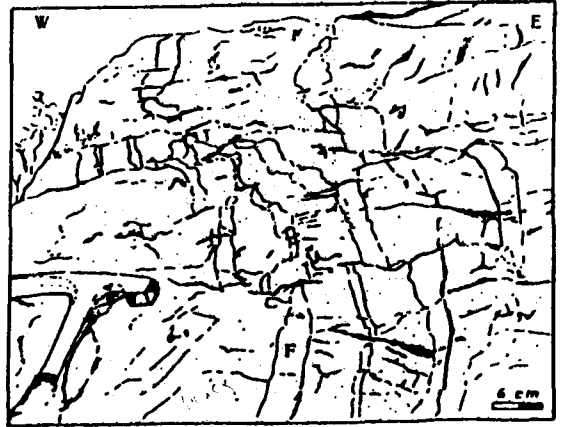


Fig. 11: Fentes de tension précoces (F) déformées par la schistosité S1, dans les quartzites du jbel Hadid.

Le massif d'Aguelmous-Kef n'sour est traversé par la faille du Bou Dobra de direction N 70°, parallèle à la faille d'Aguelmous. Dans la bande nord, les failles secondaires sont dirigées N 40-N 50° et N 120-N 140°, tandis que le bloc sud est surtout haché par des failles N 10-N 20° et N 160°. Dans l'ensemble du massif, la reprise des plans de schistosité S1 par la déformation ultérieure post-namurienne est plus prononcée qu'aux Jbel Hadid et Bou Gergour.

- Au Nord, le plissement de l'épisode D1 est surtout marqué dans les bancs massifs de quartzites. Ces structures sont particulièrement spectaculaires comme celle du Bou Dobra et du Bou Içardène. Leur axe est subméridien et leur géométrie dissymétrique (flanc long - flanc court) suggère généralement un déversement vers l'Est ou le NE. Les critères de polarité dans ces quartzites n'ont pu être observés pour confirmer ce sens apparent. Le clivage schisteux apparaît dans certains niveaux sous-jacents aux quartzites. Ces lits grésopélitiques sont chloriteux et la schistosité est de type 'espacée disjointe lisse' avec une fabrique faible. Les espacements de ce clivage sont contrôlés par la distribution des chlorites détritiques dont les feuillettes sont écartés par l'effet de la compression schisteuse (fig. 13).

- Au Sud, on peut observer des plis métriques dont les directions axiales sont comprises entre N 140° et N-S. Leur plan axial est en général assez redressé et penté vers l'Ouest. Le style du plissement est isopaque, avec parfois de légers épaissements de charnières. La schistosité est peu exprimée dans les niveaux quartzitiques sous forme d'un clivage de fracture. Elle se traduit, dans les lits minces des alternances grésopélitiques, par une schistosité de type 'espacée à crénulation zonale'. L'espacement des microlithons est de l'ordre du centimètre.

Quelques mégastuctures apparaissent aussi dans cette partie méridionale du massif d'Aguelmous-Kef n'Sour. Ainsi, au Jbel Timekhdoudine (NW du point 1305 de Tamkhdout) des bancs de quartzites dessinent deux

anticlinaux hectométriques déversés au NE. Ils présentent des profils "en genou" avec un flanc normal bien développé. Entre ces deux charnières passe une faille subverticale N 160°, à minéralisation sporadique de stibine, qui cisaille l'un des flancs inverses.

Dans les schistes d'Asfar, qui représentent l'Ordovicien supérieur et surmontent les formations à quartzites et pélites du massif précédent, la déformation est moins marquée. La fabrique sédimentaire est bien conservée tant à l'échelle de l'affleurement (figures sédimentaires, litage stratigraphique continu) que de la lame mince (texture sédimentaire et absence de néoformations). Localement, se développe une schistosité de fracture N 10° à N 30° parfois subhorizontale. Les directions des linéations d'intersections L₀₋₁ et des axes de quelques plis anisopaques cisailés sont équatoriales (N 90°) et plongent, parfois fortement, vers l'Est. On observe donc une divergence entre les directions axiales observées ici et celles relevées dans les terrains sous jacents, imprimées dans les quartzites cambro-ordoviciens du pays zaïan. Ces deux éléments structuraux paraissent pourtant appartenir au même épisode : leurs plis affectent une fabrique sédimentaire dans des couches qui se superposent stratigraphiquement, sans que l'on observe

d'interférence entre les deux types de plis. Il faut donc envisager une disharmonie entre les deux ensembles sédimentaires superposés, l'un pélique supérieur (schistes d'Asfar) l'autre quartzitique inférieur (quartzites zaïans) (BOUABDELLI & al., 1989; BOUABDELLI, 1989)

Dans l'ensemble oriental allochtone La caractéristique des structures D1 dans l'ensemble oriental est leur déversement vers l'Ouest et le NW, ainsi que leur écaillage intense dans le même sens. La déformation D1 dans les terrains de l'Ordovicien supérieur des unités orientales présente une intensité variable suivant l'unité considérée. Au Nord, dans l'unité d'Azrou, la schistosité associée au plissement est pénétrative dans les pélites, de type flux ('espacée disjointe lisse' avec une fabrique forte, dans la classification de POWELL, 1979). Les couches de l'unité de Khenifra au Sud montrent dans le même matériel une schistosité 'espacée disjointe grossière' à fabrique faible. L'unité de Mrirt, située entre les deux unités précédentes qui la chevauchent, est constituée de terrains généralement peu affectés par la schistosité, sauf localement où elle est marquée par des structures peu intenses.

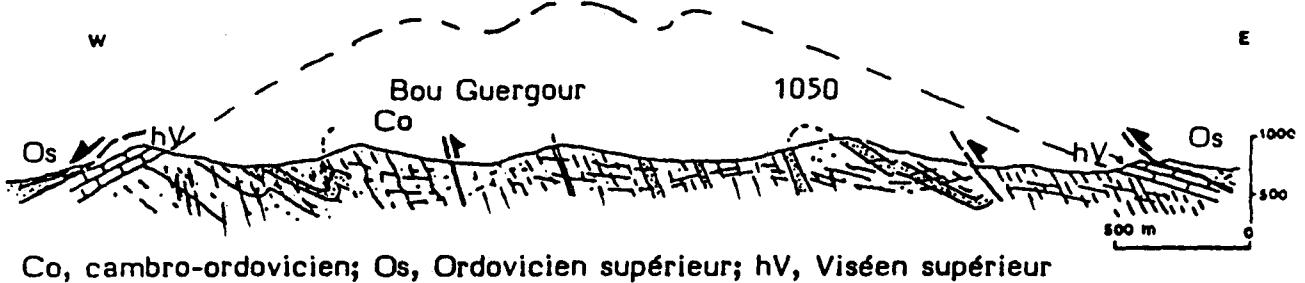


Fig. 12: Coupe de l'extrémité nord du jbel Bou Guergour.



Fig. 13: La schistosité S1 dans les grés-pélites chloriteuses (massif cambro-ordovicien d'Aguelmous).



Structures D1 dans les schistes et grès ordoviciens (colline de Kaouana)

Fig. 14: Structures D1 dans les schistes et grès ordoviciens (colline de Kaouana).

1. Les structures de l'unité d'Azrou

Dans cette zone anticlinoriale (fig. 2) les directions axiales varient de N-S à N 40°, et les plongements axiaux sont faibles vers le NE. La schistosité S1 est omniprésente. Elle est subhorizontale et de type flux dans le matériel schisteux, accompagnant un plissement subsoclinal couché. Elle est plus redressée dans le matériel plus compétent, quartzites et grès, mais elle est là aussi toujours

bien développée et associée à des plis déversés ou déjetés vers le NW (fig. 14). Les bancs quartzitiques forment l'ossature des reliefs en chicots de la région d'Aïn Leuh, quelques kilomètres au Sud d'Azrou. Une coupe passant par le petit massif de Bou Ouragh (4 km au NW d'Aïn Leuh) : fig. 15 montre que dans ces collines les quartzites ordoviciens sont plissés et cisailés au sommet des bancs au contact avec les schistes siluriens.

- Dans les couches de l'Ordovicien supérieur : la dissymétrie des structures métriques à hectométriques indique un mouvement vers le NW, cependant que les marqueurs d'étirement dans les charnières des plis montrent une elongation parallèle aux axes "b" (N-S à N 40°) rectilignes. Ceci est particulièrement bien observable dans le matériel grésopélitique microconglomératique de l'Ashgill, où les grains de quartz millimétriques constituent des objets anté-tectoniques.

Les critères d'étirement et de cisaillement vers le NW peuvent aussi s'observer à l'échelle de l'affleurement, dans les flancs normaux des grandes structures. Ainsi une coupe au niveau de Moulay Abdelkader, 7 km au SE de Souk el Had (région d'Azrou), montre la dilacération des bancs de quartzites ordoviciens étirés dans la matrice que forment les lits pélito-gréseux. Certains bancs de quartzites montrent à leur surface des gradins à rejet SE qui s'apparentent à des failles normales métriques traduisant une extension SE-NW.

Ces failles affectent des fentes de tension précoces dont les plans sont perpendiculaires aux axes des plis.

- Dans les couches du Dévonien : l'intensité de la fabrique schisteuse reste comparable à celle observée dans le matériel ordovicien (BOUABDELLI, 1982). La composante en cisaillement dans les plans de schistosité peut être mise en évidence dans les calcaires gréseux. A la surface des bancs, on observe dans les bandes découpées par la schistosité un système de microfailles en échelon, dont le mouvement est oblique (normal-sénestre) et qui recoupe des fentes de tension orthogonales (fig. 16). Ceci indique une évolution des plans schisteux vers un fonctionnement en plan de cisaillement sénestre.

2. Les structures de l'unité de Khenifra

Elles sont bien observables au Nord du massif du Bou Guergour, au bord NE de la route principale (R.P.24) allant à Marrakech. Dans les schistes de Khenifra, les niveaux gréseux constituent de précieux marqueurs du plissement, lequel n'apparaît que rarement de façon continue. En effet, des variations brusques de pendages de S_0 et S_1 sont le résultat d'un intense écaillage à vergence ouest. Des paquets cisailés, de taille décamétrique à hectométrique (fig. 17) isolent soit des flancs inverses, soit des flancs normaux où les directions de linéations d'intersection ($L_0/1$) varient de N-S à N 40°.

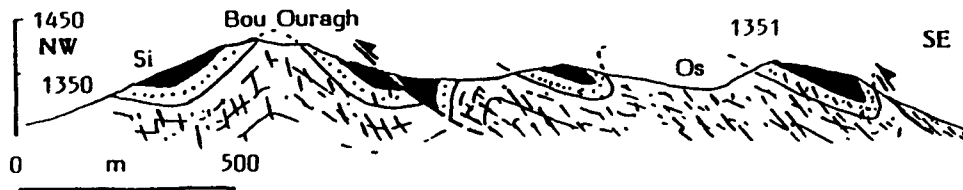


Fig. 15: Coupe dans l'unité orientale d'Azrou.

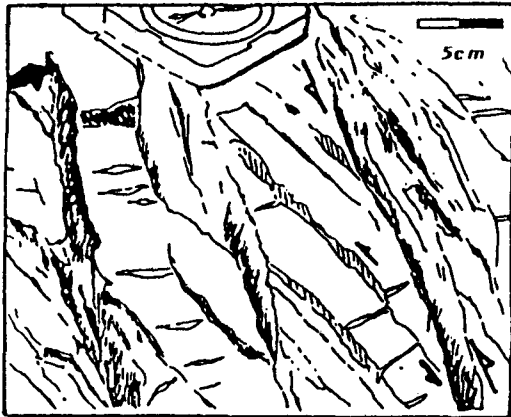


Fig. 16: Bandes de cisaillement découpées par la schistosité S_1 dans les calcaires dévoniens de Mouzemmour.

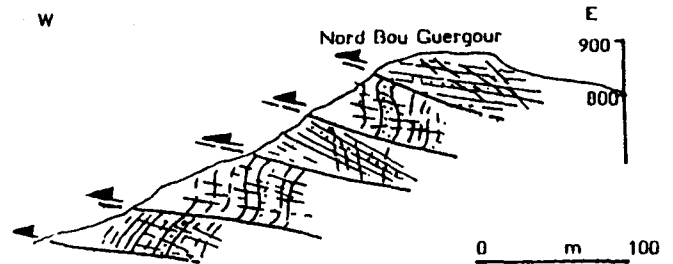


Fig. 17: Structures D1 dans les schistes de Khenifra (Ordovicien supérieur).

Les rapports angulaires S_0/S_1 dans ces schistes et grès indiquent un déversement général vers le NW. La schistosité associée, observée en lame mince, est du type 'espacée disjointe, lisse' avec une fabrique forte.

Les directions axiales ainsi que celles de la schistosité sont généralement subméridiennes. A l'Ouest du Bou Guergour, une virgation de ces directions s'opère et elles passent à N 120-N 90°. Ainsi par exemple, environ 600 m

au Nord du pont d'Imzidilfane, des plis métriques P₁, à plan axial subhorizontal et à axe N 90°, sont déversés vers le Nord.

3. Les structures de l'unité de Mrirt

Dans cette unité, la schistosité est en général peu pénétrative. Elle s'exprime cependant plus intensément de façon locale à la base de la nappe de Mrirt (région du Jbel Aouam) et au NE, au contact avec l'unité d'Azrou sus-jacente. Le style de la déformation est dominé par les mécanismes de glissement couche à couche. Les affleurements de la falaise d'El Krad (=Ahallal) constituent un lieu privilégié pour l'observation des structures. Celles-ci s'expriment soit sous forme de discontinuités (failles, plans de glissements), soit sous forme de plis de différentes géométries.

- les failles et plans de glissements. Les failles sont obliques sur les strates et ne montrent pas de réseau prédominant. Elles introduisent une désorganisation dans la série grésopélitique ordovicienne et il est parfois difficile de définir le sens de mouvement le long de ces discontinuités (fig. 18). Les plans de glissements utilisent le litage sédimentaire (stratification) souligné par des couches gréseuses, entre deux ensembles de compétence différents. Ils induisent des plans de cisaillements secondaires "C" dans les niveaux schisteux. Les sens de déplacement observés sont dirigés vers le NW.

- les structures plicatives : elles se traduisent par des plis métriques à décimétriques. Les alternances de grès et pélites montrent des plis intra-couches où les charnières sont épaissies et étirées vers le NW (critères de polarité sédimentaires). Un feuilletage schisteux leur est associé. D'autres plis sont dissymétriques, à flanc normal très développé et ils s'amortissent verticalement lorsque la rythmicité de la série diminue. Ils sont l'expression de mouvements couche à couche. Leurs vergences sont variables, soit vers le NW, soit vers le SE ou le NE. Quand les couches sont plus massives et plus compétentes, comme dans les quartzites qui forment la corniche de la falaise de Ahallal, ce sont des plis à plans axiaux plus redressés qui sont exprimés. Leur axe est N 10° à N 40°, et leur plan axial est très penté vers le NW. Ils atteignent parfois des dimensions hectométriques et ils contrôlent alors la morphologie de la corniche où les flancs courts des plis soulignent des rentrants dans la falaise.

Dans les terrains du Tournaisien à Viséen moyen de la région d'Azrou

Ces terrains appartiennent à la partie septentrionale de l'ensemble central. Ils sont situés immédiatement au front de l'unité allochtone orientale d'Azrou, où ils forment une zone anticlinale très écaillée de direction subméridienne. Les caractères géométriques de la déformation D₁ ont été largement décrits par BOUABDELLI (1982, 1989) dans les formations de Bou Khadra-Afoud Oulgham. Les structures se résument comme suit :

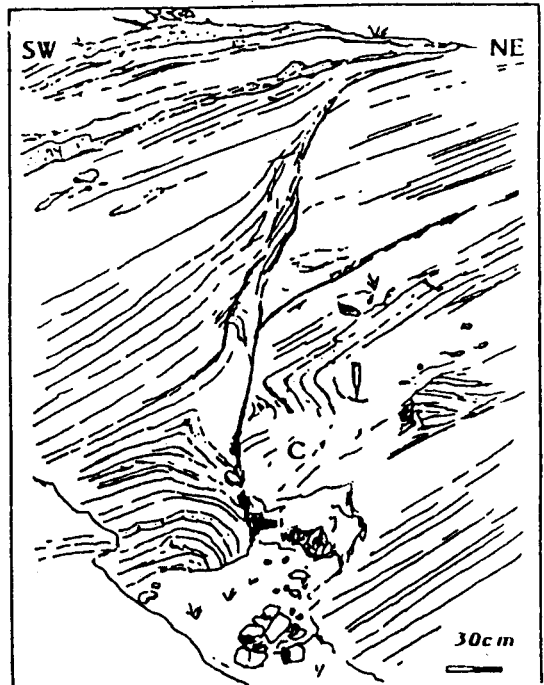


Fig. 18: Faille décimétrique oblique sur les couches (falaise d'Ahallal). C: crochonnements, sens de mouvement non défini.

- des plis hectométriques à kilométriques déversés à l'Ouest et au NW (pli en genou du sommet du Bou Khadra),
- des mésostructures de même vergence avec souvent des plis curviplanaires dans le matériel le plus schisteux, les plans axiaux étant subhorizontaux,
- une schistosité de flux accompagnée d'un métamorphisme épizonal,
- des chevauchements qui écaillent les séries, et qui sont parallèles ou proches des plans schisteux. Ils seraient contemporains ou tardifs par rapport au développement de la schistosité.

Cette structuration avait été attribuée à une phase post-namurienne en l'absence de datations isotopiques du métamorphisme et de données synthétiques sur la diachronie des dépôts carbonifères.

Une coupe-type est celle de Mouchenkour-Aïn Ichou (BOUABDELLI, 1982 et 1989) : fig. 19, que l'on peut suivre le long de la route secondaire allant à Adarouch (environ 12 km au SW d'Azrou). A ce niveau, la structure est un anticlinal plurikilométrique dont la charnière est cisailée, traversée par des plans de chevauchement dont le mouvement dépend de la vitesse relative des panneaux cisailés.

Au col du Tizi Mouchenkour, des plis métriques associés à des bandes de cisaillement montrent une vergence vers le SE opposée à celle de l'ensemble des autres structures de l'affleurement.

L'agencement des différentes écailles du Mouchenkour, tel qu'il figure sur le bloc-diagramme de la figure 20a, permet d'expliquer cette disposition : le Mouchenkour représente une large zone de charnière anticlinale. Deux types d'ensembles stratifiés le constituent : des terrains schisteux noirs où se développent des plis couchés à axes curviplanaires (fig. 20 b,c, dispersion d'axes sur le stéréogramme) et des alternances de grès et de schistes parfois dominées par les grès. A l'interface pélite/grès et schistes, et sous l'effet de la poussée des schistes déformés au cœur du pli, on note un rétro-cisaillement des couches supérieures (fig. 20 d).

Les déformations synsédimentaires

La structuration D1, accompagnée ou non d'un débit schisteux, a été décrite précédemment dans des terrains qui forment le soubassement et les marges du bassin viséen d'Azrou-Khenifra. Nous avons vu que son initiation et son développement sont intra-Viséen supérieur, donc contemporains de la sédimentation au sein du bassin lui-même. Les couches affectées par les déformations synsédimentaires appartiennent au Viséen supérieur. Le type de structures synsédimentaires est fonction de la lithologie et de la situation paléogéographique des dépôts concernés. On distingue trois grandes catégories de structures:

* celles issues de la mobilisation du matériel calcaire des plateformes viséennes aux marges du bassin,

* celles qui affectent le matériel grésopélitique du bassin viséen,

* celles issues de la resédimentation des terrains anté-viséens de la marge orientale (nappes synsédimentaires).

Les calcaires viséens

Tout le long de l'ensemble central, depuis la région d'Azrou jusqu'à la région de Khenifra, on peut observer de larges olistolites de calcaires viséens. Ils forment l'essentiel de la formation de Mouchenkour-Aïn Ichou dans la partie septentrionale, de celle de Bou Tazart dans la région de Mrirt et de celle de la région d'Aït Mazel près de Khenifra.

L'observation des déformations internes de ces calcaires à l'échelle de l'affleurement montre que certains niveaux contiennent des structures précoces. A côté de fractures syndiagénétiques diffuses dans la roche, on note la présence d'horizons où des lits non encore lithifiés sont fragmentés et remaniés sur place.

La mise en mouvement de ces blocs calcaires s'est effectuée le long de failles synsédimentaires à géométrie normale, que l'on peut encore observer. Elles sont parfois soulignées par des brèches conglomératiques synsédimentaires monogéniques. Des calcaires lités peuvent présenter des plis hectométriques dont les charnières isolées dans le matériel schisteux offrent une géométrie particulière en "fer à cheval" (Ifli Ouamane, dans le ranch d'Adarouch, dans la région d'Azrou et les chicots calcaires de la région d'Aït Mazel-Khenifra).



Fig. 19: Coupe dans la formation de Mouchenkour (Azrou), d'après BOUABDELLI (1982), modifiée.

Les alternances de grès et pélites

Elles montrent tout d'abord des fragments de matériel détritique et calcaire de toutes dimensions. Au sein des formations à caractères de turbidites, s'installent des corps lenticulaires chaotiques (debris flow). Des discordances intraformationnelles apparaissent dans ces ensembles sédimentaires. Les niveaux sus-jacents sont plus grossiers et présentent un aspect chenalisant (fig. 21) comme, par exemple, dans la région Sud de Jbel Bou Khmis, la formation d'Aïn Ichou près d'Azrou, ou la Gara n'Tanadra près de Mrirt).

La déformation par glissements synsédimentaires est marquée par des plans de cisaillement parallèles ou sécants à la stratification. Elle peut aussi s'exprimer sous forme de plis de glissement gravitaires (slumping) produits par la poussée de corps resédimentés (ex : slumps de la formation d'Aïn Ichou, BOUABDELLI & al., 1983), ou bien induits par la création de pentes lors du dépôt (fig. 22). Voir, par

ex. les slumps de la région au NE d'Aguelmous, en bordure de la route allant à Mrirt).

La mise en place des masses resédimentées (olistolites calcaires ou paquets gréseux de tailles hectométriques) sur le matériel non encore lithifié ou diagénétique du bassin produit d'abord une surcharge locale. Celle-ci provoque l'apparition dans les couches autochtones de fentes de tension perpendiculaires à S_0 . Le glissement de ces corps induit ensuite des cisaillements couche à couche qui déforment ces fentes précoces (ex : Akechmir n'Ferrane au SW de Souk el Had, à la semelle de l'olistolite kilométrique calcaire).

Malgré leur désorganisation manifeste sur le terrain et la complexité de leur distribution spatiale, ces structures peuvent être restituées dans un schéma global. La figure 23 résume les différents types de déformations et de faciès synsédimentaires observés dans le bassin d'Azrou-Khenifra et les replace schématiquement dans leur cadre paléogéographique.

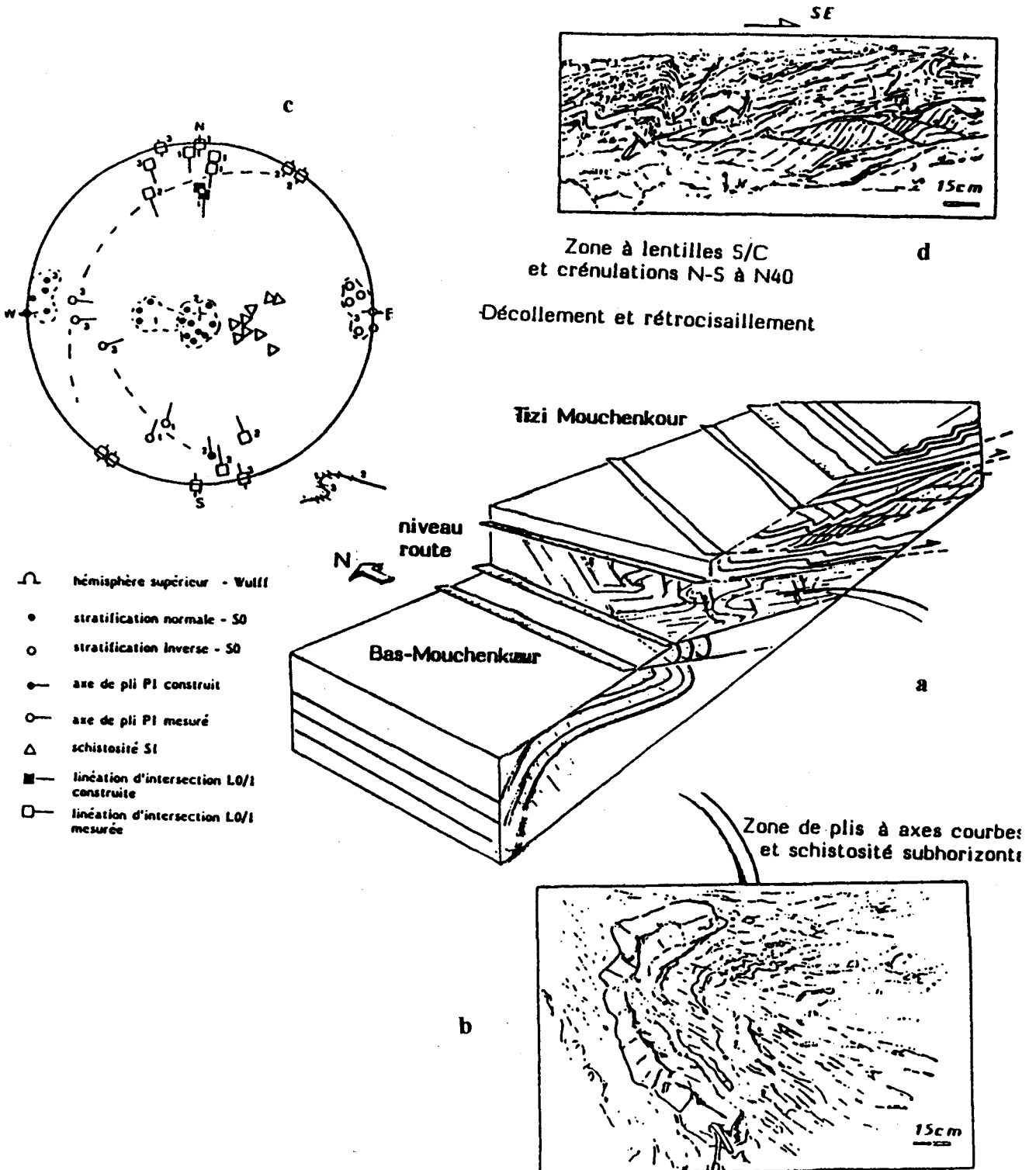


Fig. 20: Tectonogramme des structures du col de Mouchenkour (Azrou).

Les nappes synsédimentaires

Ce sont des nappes de dimensions kilométriques qui occupent une grande superficie correspondant à la moitié septentrionale du bassin d'Azrou-Khénifra. Elles sont essentiellement constituées de terrains du Dévonien, avec à leur semelle des pélites noires du Silurien. Localement, elles sont accompagnées par des lambeaux de terrains de l'Ordovicien supérieur (au Nord d'Aït Mimoun). Leur soubassement est systématiquement formé par les formations viséennes supérieures à dépôts turbiditiques. Nous les citerons du Nord au Sud :

- la nappe d'Aït Mimoun-Bou Agri, dans la région d'Azrou
- la nappe du jbel Bou Khmis, qui prolonge la première vers le SW
- la nappe de Ziar au SW de Mrirt qui contient, outre le matériel dévonien, des terrains qui appartiendraient au Viséen inférieur à supérieur basal (Tiggaret)
- la nappe de Mrirt, à matériel essentiellement ordovicien supérieur, qui a une situation plus orientale que les précédentes.



Fig. 21: Discordance intra-formationnelle dans les terrains viséonamuriens au Sud du jbel Bou Khémis.

Description générale

1) La nappe d'Aït Mimoun-Bou Agri (fig. 24) s'étend sur environ 20 km dans une direction NE-SW. Les terrains qui la constituent appartiennent pour une grande part au Dévonien inférieur. Sa surface de base est replissée par la phase de plissement P₂, en synclinal légèrement déversé vers le NW, d'axe NE-SW. Elle repose de toute part sur des couches du Viséen supérieur, appartenant à des formations chaotiques (wildflysch) où une part de la déformation synsédimentaire est attribuée à l'avancée de la nappe. Dans les environs de Bou Agri, les niveaux de base de la nappe sont soulignés par des pélites noires laminées du Silurien et par une brèche quartzitique où apparaissent des lambeaux de grés-pélites microconglomératiques (BOUABDELLI & al., 1983).

2) La nappe du jbel Bou Khmis (12 km sur 6 km de superficie) se situe dans la continuité sud-occidentale de la première. Elle peut être considérée comme son

prolongement, actuellement isolé par l'érosion. On y observe effectivement le même matériel sédimentaire appartenant au Dévonien surtout inférieur. On peut relier à cette nappe les olistolites de calcaires dévoniens qui constituent les "tables d'Awjgal" dans la région de Dechra Aït Abdallah. Ici la structure générale est une succession de deux anticlinaux ("en dos de chameau") N 40° (fig. 25). Des couches conglomératiques et gréseuses appartenant au Viséen supérieur terminal viennent sceller les contacts de base de cette nappe. Elles constituent trois niveaux successifs discordants l'un sur l'autre. Ceci indiquerait l'instabilité des masses résédimentées bien après leur mise en place initiale. Ces dépôts discordants sont engagés dans la structure générale pré-citée. Le plissement est donc attribuable à l'épisode D₂ post-namurien.



Fig. 22: Slumps cisailés dans les grès et pélites viséens NE d'Aguelmous.

3) La nappe de Ziar (fig. 26) montre une partie affleurante dont les dimensions sont comparables à celles de Bou Khmis. Son prolongement NE est masqué par l'extension de la nappe de Mrirt sus-jacente. Le Dévonien est ici recouvert par du Viséen basal grés-quartzitique puis calcareux, qui est lui-même en position de nappe résédimentée dans le flysch viséen supérieur. La base de cette nappe est reprise par le même plissement que les précédentes.

4) La nappe de Mrirt (fig. 27) se caractérise par les terrains qui la constituent et qui appartiennent en quasi-totalité à l'Ordovicien supérieur, coiffés par des termes du Dévonien et du Viséen moyen discordant (Jbel Aouam). D'autre part sa position structurale, rattachée aux unités

orientales, la distingue des trois premières, plus distales par rapport à la marge Est du bassin. Elle s'étend sur 24 km x 16 km et montre deux fenêtres de taille kilométrique : Tanoualt, au Nord de Mrirt où l'autochtone relatif est formé de Viséen supérieur discordant sur des couches ordoviciennes et Anajdam, plus au SW, où affleurent des terrains dévoniens.

La structuration interne des nappes

La déformation observée dans l'ensemble de ces nappes est non pénétrative. La schistosité qui accompagne parfois des plis de profil dissymétrique, déversés généralement à l'Ouest est un clivage de fracture dans un domaine anchizonal (BOUABDELLI, 1982, 1989; BOUABDELLI & al., 1983). Les structures plicatives et cisailantes, relevées dans ces nappes, ont déjà été décrites lors de l'étude de la déformation D1, et nous ne les reprendrons donc pas ici.

Le gradient vertical de déformation dans les nappes précitées s'exprime de la façon suivante :

- à la base des nappes, on observe des plis d'entraînement, d'ordre métrique à hectométrique, dont les axes apparaissent actuellement subverticaux à la suite du serrage de l'épisode D2. Des exemples d'affleurements de ces structures sont ceux du jbel Aouam (nappe de Mrirt) et du jbel Oudou Issou (nappe d'Ait Mimoun-Bou Agri). Le sens de mouvement le plus fréquemment observé est vers l'Ouest et le NW. L'étude fine et statistique de la distribution de ces plis n'a cependant pas été entreprise. Il faut en effet tenir compte de l'étalement visqueux qui accompagne la mise en place de certaines nappes (MERLE, 1984) et qui induit des variations notables dans les directions axiales. Le clivage schisteux associé, bien que faible, est plus développé que vers le haut des nappes.

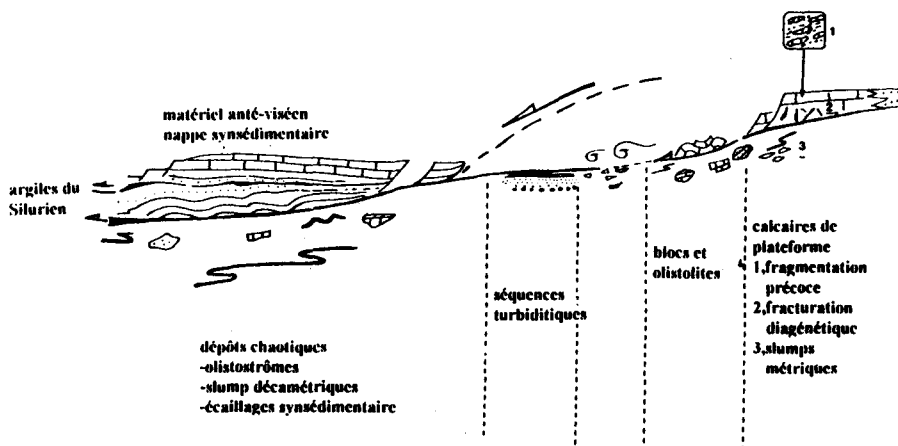


Fig. 23: représentation schématique des complexes de resédimentation et de déformation syn-sédimentaire du bassin d'Azrou-Khénifra.

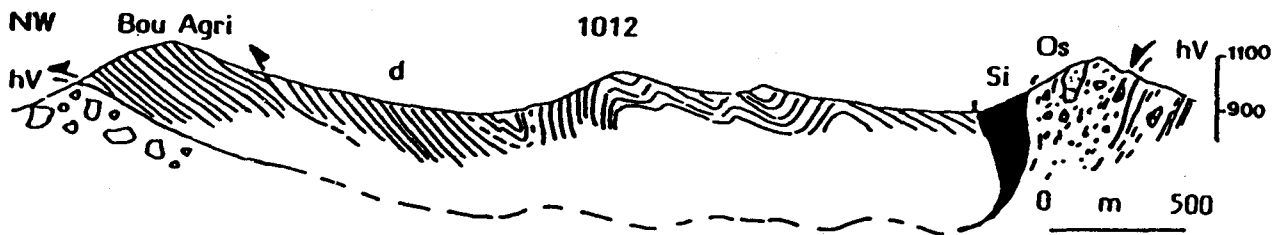


Fig. 24: Coupe du jbel Bou Agri (Nappe de Ait Mimoun-Bou Agri). Os: Ordovicien supérieur, Si: Silurien, d: Dévonien, hV: Viséen supérieur.

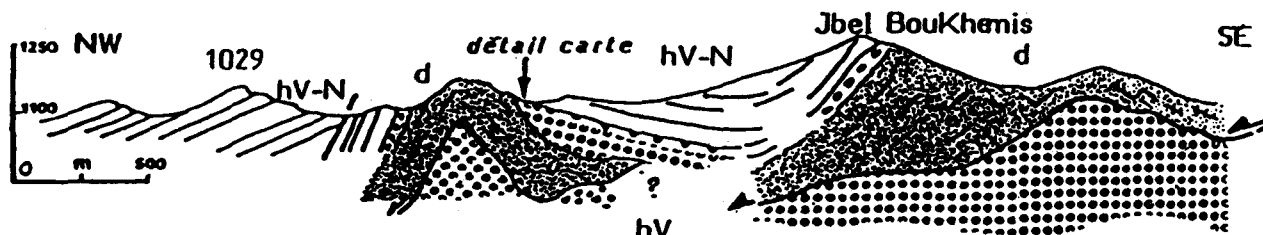


Fig. 25: Coupe du jbel Bou Khémis (nappes syn-sédimentaires)

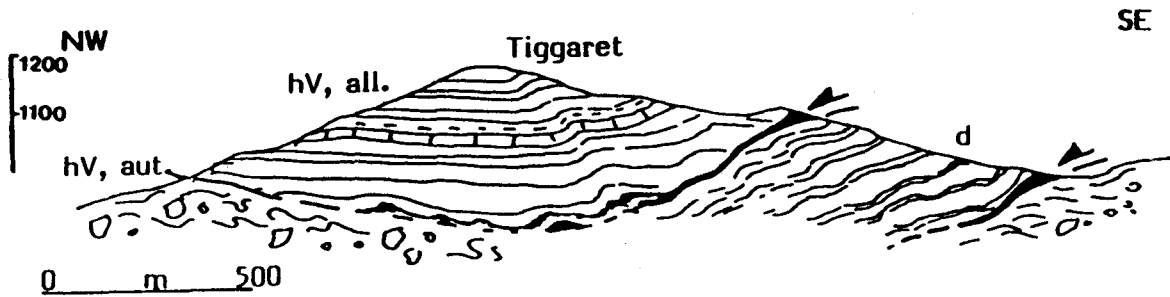


Fig. 26: Coupe dans la nappe de Ziar-Tiggaret.

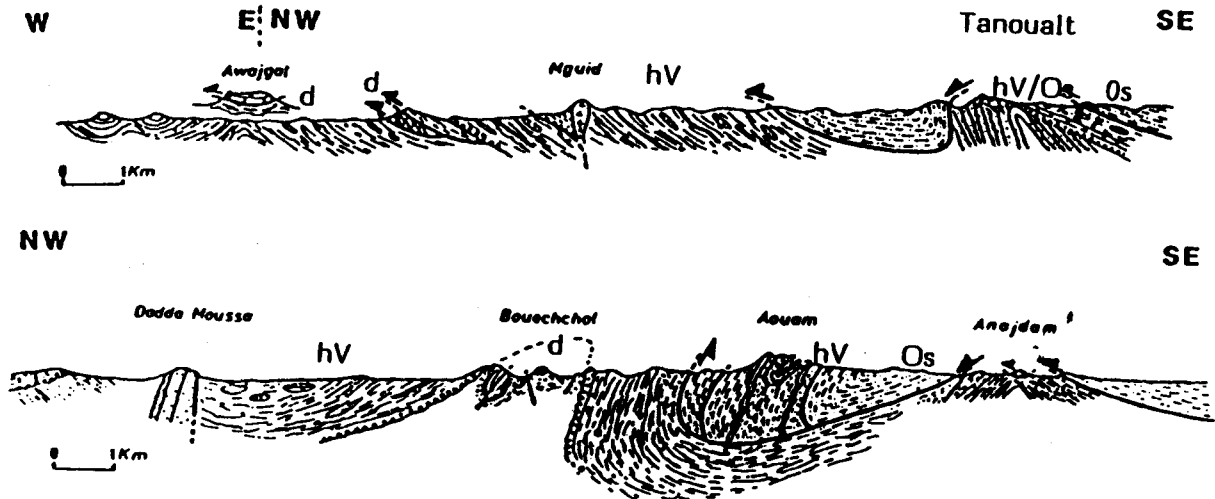


Fig. 27: Coupes dans la nappe de Mriit (d'après FAIK, 1988).

- dans la partie moyenne des nappes, des plis et des cisaillements intra-couches constituent l'essentiel de la déformation. Ce type de structures favorise la rotation de paquets métriques à hectométriques de strates, ce qui se traduit par le renversement des couches. On observe ainsi des séries entières renversées reprises par le plissement P2 avec une géométrie de flanc normal (replis en S) par exemple dans la nappe d'Aït Mimoun-Bou Agri, à l'Est du jbel Oudou Issou.

- les couches sommitales des nappes synsédimentaires d'Azrou-Khenifra sont caractérisées par des mouvements cisailants, parallèles à la stratification. Ceux-ci passent le plus souvent inaperçus à l'affleurement. On peut les déceler lorsque se produisent des ruptures obliques sur les bancs qui montrent des dispositifs en duplex. Ces figures traduisent des mécanismes compressifs, mais on peut observer dans le même horizon le développement de structures extensives telles que des lits boudinés, tronçonnés ou traversés par des fentes de tension.

Le contexte de mise en place de ces nappes (olistolites, déformations hydroplastiques dans leur soubassement et turbidites) permet de les qualifier de nappes

synsédimentaires. L'évolution des structures associées compressives et cisailantes à la base et à leur front, et les caractères distensifs qui s'amortissent vers le haut, plaident pour un modèle gravitaire de mise en place, au moins pour les trois premières nappes citées. La nappe de Mriit présente un gradient apparent de déformation lorsqu'on se déplace vers l'arrière. De ce fait, elle s'apparente au modèle de compression arrière (MERLE, 1984). La détermination du type de glissement des nappes d'Azrou-Khenifra : visqueux, rigide ou combiné, nécessiterait une étude plus thématique et plus détaillée de leurs structures internes.

En fait, il semble que la déformation D1 des unités orientales et la mise en place des nappes synsédimentaires procèdent des mêmes causes : la compression et l'exhaussement de la marge orientale du bassin d'Azrou-Khenifra au Viséen supérieur. La dissymétrie des structures contemporaines du déplacement des nappes indique un sens de mouvement vers l'Ouest et le NW. D'autre part, à l'exception de la nappe de Mriit, à terrains ordoviéens, elles sont composées de matériel dévonien avec généralement à leur semelle des couches-savon constituées par les argiles noires et ampélites siluriennes. Les unités allochtones

orientales sont constituées quant à elles de terrains de l'Ordovicien supérieur avec de rares témoins de Silurien et de Dévonien. Etant donné la vergence des structures et l'absence des couches dévoniennes dans les unités orientales, l'hypothèse du décoiffement de ces unités est raisonnable (fig. 28). Elle admet le décollement du matériel dévonien au niveau des couches pélitiques siluriennes, suite à une inversion pendant la phase de déformations intraviséennes, des structures distensives héritées du Dévonien.

Age de la mise en place

Dans la région d'Azrou (feuille d'El Hajeb, 1/100.000), VERSET (1983) apporte des datations micropaléontologiques des couches appartenant au bassin viséo-namurien et qui encadrent les terrains allochtones de la nappe d'Aït Mimoun-Bou Agri. Elles lui permettent de mettre en évidence deux arrivées de matériel dévonien allochtone :

- la première se situe entre le Viséen supérieur (V3b) et l'extrême limite du Viséen supérieur (passage au Namurien inférieur)

- la seconde se localiserait entre le Namurien inférieur et le Westphalien. Ce dernier âge est cependant à considérer avec prudence puisqu'il est celui de la formation de Migoumess que de nouvelles données palynologiques remettent en cause (BOUABDELLI & DOUBINGER, 1990).

Dans la région de Mrirt, des datations récentes du substratum viséen des écaïlles synsédimentaires de Dchar Aït Abdallah par FAIK (1988), permettent de situer leur mise en place entre le Viséen moyen (V3a) et le Viséen supérieur (V3b). La nappe de Mrirt serait plus tardive, puisqu'elle repose sur la série de Bou Iquallouchen datée par des olistolites calcaires au-moins du Viséen supérieur V3b.

LES DEFORMATIONS POST-NAMURIENNES

A l'échelle cartographique, ces déformations sont responsables de l'agencement actuel des structures régionales (fig. 2). Elles s'organisent selon une direction NE-SW, et plissent les contacts de nappes synsédimentaires en même temps que leur substratum viséen supérieur. La vergence des structures est en général vers le NW, sauf dans la bande d'Aguelmous-Bouechchot où elle s'effectue vers le SE. Le plissement s'exprime mieux dans les couches viséennes à namuriennes que dans les terrains antérieurs au Tournaisien. Dans ces derniers, la réponse à la compression s'effectue surtout par le rejeu des failles qui les limitent (massifs cambro-ordoviciens du pays Zaïan). - Les mésostructures : ce sont des plis soit légèrement déversés vers NW, soit à plan axial droit dans les couches namuriennes. Au Sud du massif du Bou Guergour, dans les alentours de Zawiat Aït Ishak, on peut aussi observer des vergences vers le NE ou l'Est dans des replis décamétriques de l'épisode D2. Leur profil est isopaque, et lorsqu'ils sont accompagnés par la schistosité, elle est très fruste. Observée en lame mince, elle est de type 'espacée crénulée' soit zonale soit discrète (fig. 29). Les calcaires du Viséen supérieur terminal sont généralement

peu touchés par cette déformation. Ils montrent de légers indices de dissolution mais la fabrique sédimentaire est préservée. Un autre type de structures, attribuées à cette déformation D2, est les replis en forme de dômes qui affectent les schistes du Viséen. A leur surface, on observe souvent des fentes de tension, indiquant un mécanisme par flexion pour l'initiation de ces dômes.

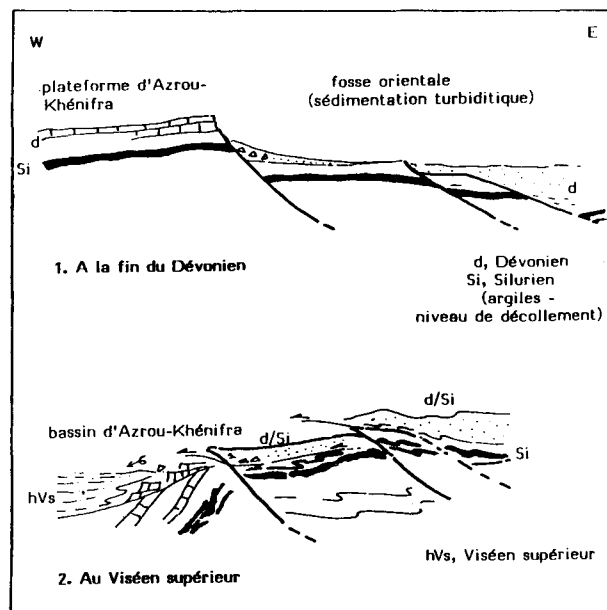


Fig. 28: Inversion des structures distensives héritées de la période dévoniennne.

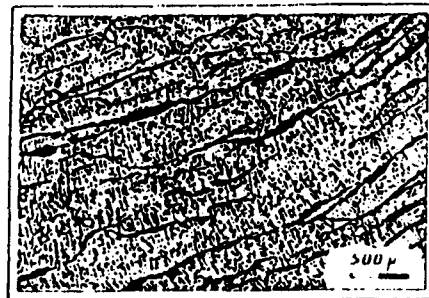


Fig. 29: Schistosité S2 de crénulation, schistes viséens de Mouchenkour.

On peut néanmoins observer un style plus déversé et cisailant vers le NW dans la région à l'Ouest de Khenifra. Une coupe levée à l'Ouest de l'extrémité nord du jbel Ba Moussa (fig. 30) montre que les hétérogénéités créées par la présence d'olistolites de taille hectométrique, ainsi que les discontinuités le long des paquets resédimentés guident la déformation en constituant des surfaces de rupture sur lesquelles viennent se greffer des plis dissymétriques.

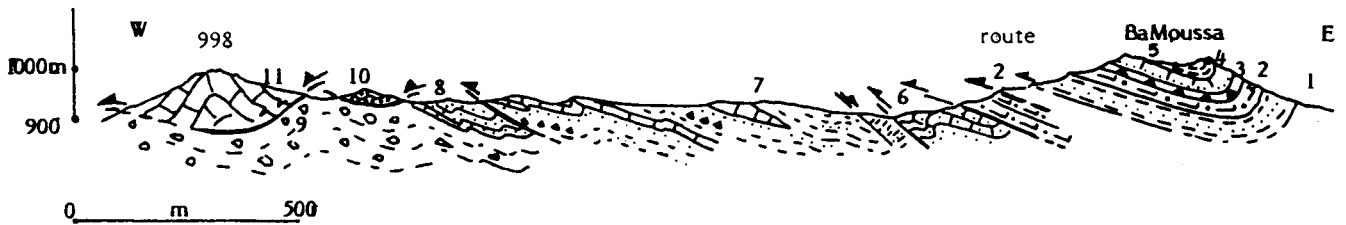


Fig. 30: Coupe dans les terrains du Viséo-Namurien du jbel Ba Moussa (Khénifra).

L'EVOLUTION THERMIQUE

LE MÉTAMORPHISME SYNCHISTEUX

La fabrique schisteuse principale observée dans les terrains paléozoïques de la région d'Azrou affecte un litage sédimentaire. Elle est attribuée à la structuration synviséenne et s'accompagne d'une paragenèse à illite-chlorite qui caractérise un métamorphisme de faible intensité, anchizone à épizone. Dans ces conditions, l'utilisation de la cristallinité de l'illite (WEAVER, 1960; KUBLER, 1964; DUNOYER DE SEGONZAC, 1969) sur les fractions $< 2 \mu\text{m}$ se révèle comme un outil sensible pour apprécier les recrystallisations métamorphiques.

La zonéographie utilisée est celle de DUNOYER DE SEGONZAC (1969), avec l'appareillage d'enregistrement de l'Institut de Géologie de Strasbourg :

- I.C de 0 à 3,5 : épizone,
- I.C de 3,5 à 5,5 : anchizone,
- I.C supérieur à 5,5 : diagenèse.

L'écaillage intense des terrains paléozoïques de la région d'Azrou-Khénifra rend difficile l'interprétation et la corrélation sur une carte des mesures ponctuelles de la cristallinité de l'illite. Nous avons donc préféré reporter nos mesures d'I.C (138 échantillons d'âges différents, dans un matériel pélitique) sur des diagrammes d'ESQUEVIN synthétiques (fig. 31 a,b,c,d,e) en distinguant deux paramètres :

- la position structurale des terrains échantillonnés (ensembles oriental, central et occidental)
- l'âge de ces terrains.

L'analyse des différents diagrammes de ces figures nous amène aux conclusions suivantes :

- la totalité des valeurs mesurées couvre les trois zones de l'évolution thermique, depuis des roches sédimentaires diagénétiques jusqu'à des schistes épizonaux (I.C de 2 à 8) : fig.31a et b

- les terrains de l'ensemble oriental sont globalement plus métamorphiques que ceux de l'ensemble central et occidental, avec des valeurs d'I.C de 2 à 4. L'étude structurale a montré que les roches de cet ensemble sont plus déformées que celles des deux autres. Des terrains de

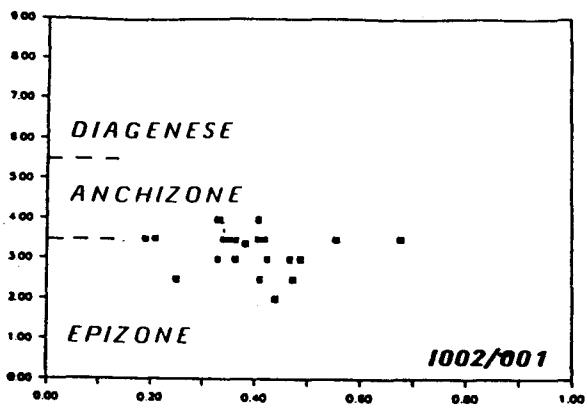
même âge (ex : l'Ordovicien supérieur, fig. 31d et 31e) montrent une évolution thermique plus poussée dans les unités orientales (I.C de 1,8 à 4) que dans l'ensemble central (I.C de 2,5 à 5,5); il semble donc que la position structurale des terrains soit prépondérante si l'on considère une coupe E-W.

- si l'on raisonne sur la totalité des mesures de notre échantillonnage sans distinguer les ensembles structuraux mais en discriminant l'âge des terrains (fig. 31c), on remarque qu'il y a globalement une évolution thermique en fonction de cet âge : les terrains namuriens sont situés dans la zone de la diagenèse (I.C de 6 à 8); les roches viséennes montrent des valeurs plus étalées allant de l'épizone supérieure (I.C = 2,7) à la zone de la diagenèse (I.C = 8); les échantillons dévoniens présentent un étalement moindre (jusqu'à I.C = 6,5); enfin les couches ordoviciennes et cambro-ordoviciennes ont livré les échantillons dont les valeurs d'I.C sont les plus faibles, et qui sont donc les plus métamorphiques (jusqu'à l'épizone inférieure, I.C = 1,6).

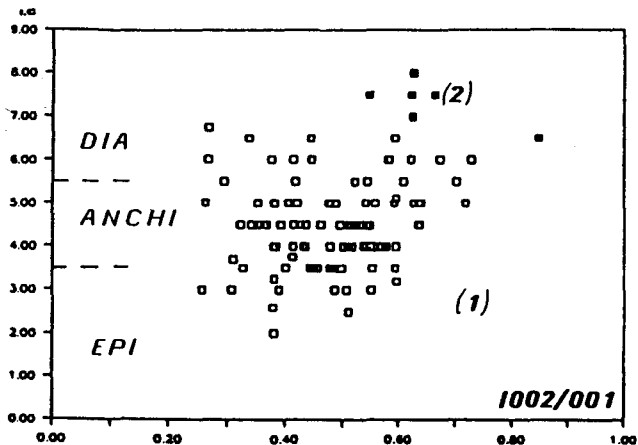
- un autre résultat de notre analyse porte sur l'évolution du métamorphisme à l'intérieur de chaque ensemble, pris séparément, en fonction de l'âge des terrains (fig. 31d et e). On constate que dans l'ensemble oriental les valeurs de l'I.C quel que soit l'âge de la roche, sont étalées horizontalement, comprises entre 2 et 4,5. Ceci indique que les terrains de l'ensemble oriental sont situés dans l'épizone et l'anchizone et que leur âge intervient peu dans cette évolution. L'ensemble central a, quant à lui, livré des échantillons dont les valeurs de l'I.C sont plus nettement contrôlées par l'âge des terrains (fig. 31e); les roches cambro-ordoviciennes montrent une évolution qui les situe dans le bas du diagramme, c'est-à-dire entre l'épizone et l'anchizone, alors que les I.C des roches viséennes s'étalent entre le sommet de l'épizone (2,7) et la diagenèse (8).

LE MAGMATISME HERCYNIEN

Les roches magmatiques hercyniennes de la région d'Azrou n'ont pas fait l'objet d'études dans le cadre de ce travail. Je ne présenterai donc ici qu'un inventaire succinct de ces roches avec leurs principaux caractères empruntés aux travaux antérieurs. L'ensemble sera repris par KHARBOUCH & HOEPFFNER (ce volume).

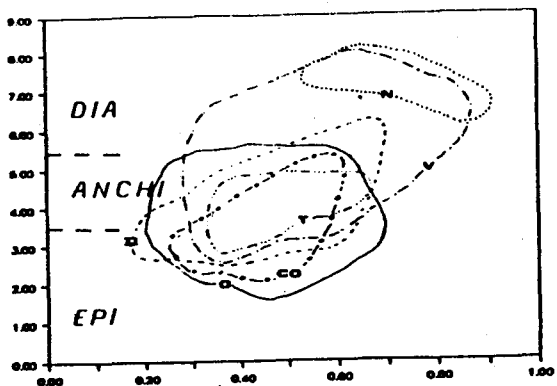


I ENSEMBLE ORIENTAL

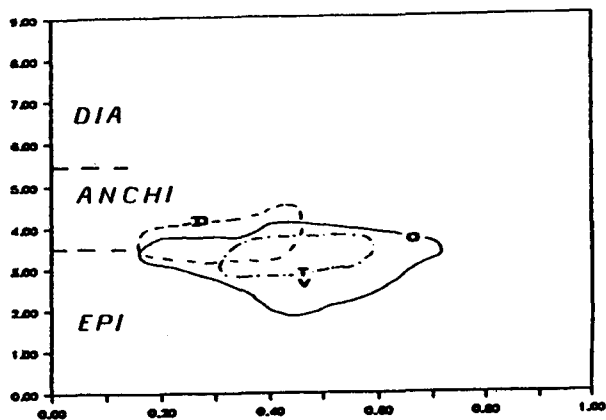


II ENSEMBLES CENTRAL (1)

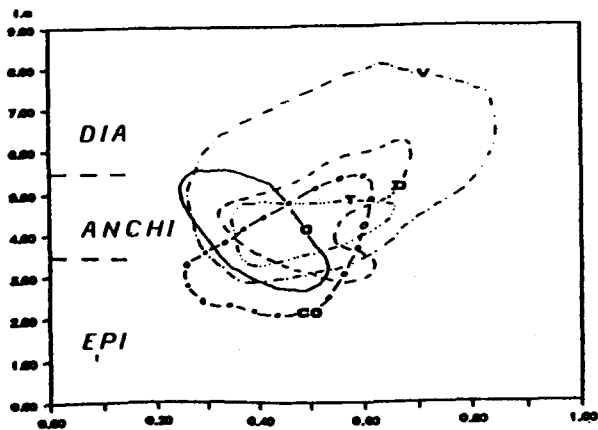
III OCCIDENTAL (2)



I + II + III par âges



ENSEMBLE ORIENTAL par âges



ENSEMBLE CENTRAL par âges

Diagrammes d'ESQUEVIN
Caractérisation des illites

I.C= indice de cristallinité

co, cambro-ordovicien

o, ordovicien

d, dévonien

t, tournaisien

v, viséen

n, namurien

Fig. 31: Diagramme d'ESQUEVIN, caractérisation des illites.

Les roches vertes anté- à synviséennes

Elles affleurent sous forme de filons et sills à composition doléritique ou dioritique dans les couches du Viséen supérieur. Leur pétrographie a été décrite dans la région de Mrirt au Nord du Jbel Aouam par TERMIER (1936) et AGARD & al. (1958). Il s'agit souvent de microdiorite légèrement métamorphisée, affectée par les déformations synviséennes. On ne connaît pas leur âge avec précision, mais elles pourraient s'apparenter au magmatisme préorogénique connu ailleurs dans la Meseta marocaine, par exemple dans les Jbilet centrales. RIBEYROLLES (1972) signale que dans le wildflysch de la région de Ziar, à l'Ouest de Khenifra, on trouve des galets de roches éruptives vert-sombre présentant les mêmes caractères. Plus au Nord, dans la formation namurienne d'Aït Yazim (feuille d'El Hajeb au 1/100.000, à l'Ouest d'Azrou), OUARHACHE (1987) décrit des sills à texture différenciée de la bordure vers le cœur : microlitique, doléritique puis gabbroïque cumulative; ils sont parfois associés à des granophyres.

Les microgranites

De nombreux filons décamétriques et dykes hectométriques de microgranites traversent les terrains paléozoïques de la région d'Azrou-Khenifra. Ils sont disposés selon la direction NE-SW des structures tardi-hercyniennes et se mettent en place postérieurement aux structures syn- et post-viséennes. Ils montrent dans la région de Mrirt des caractères de roches calco-alcalines

représentées par des microgranites de bordure de granite et par des microtonalites postérieures à ce granite. Leur datation donne un âge pénécotemporain des pointements de granites du Jbel Aouam, c'est-à-dire environ 286 Ma correspondant au Stéphanien (CHEILLETZ, 1982).

Les granites

Ils affleurent sur une même ligne E-W allant de Mrirt à Aguelmous selon deux zones d'affleurement, à proximité de la grande faille transverse d'Aguelmous. Ils appartiennent à la lignée des granitoïdes tardi-hercyniens du Maroc:

- le complexe intrusif du Jbel Aouam : il s'agit de petits filons et stocks indépendants de granites et microgranites recoupés par des filons de microtonalite. Les granites sont à biotite seule avec de l'apatite accessoire parfois abondante. Leur mise en place est associée à des minéralisations W-Pb-Zn-Ag tardi-magmatiques. Ces granitoïdes sont calco-alcalins, datés à 286 +/- 2 Ma (CHEILLETZ, 1984).

- Le granite du Ment : il est situé à la limite de l'ensemble central et de l'ensemble occidental, en bordure nord de la faille d'Aguelmous. Il s'agit d'un massif d'environ 15 km de diamètre, composé de deux unités successives sans lien génétique évident (BOUSHABA, 1984; MAHMOOD & BENNANI, 1984; ROSÉ, 1987): les granites à biotite (279 +/- 6 Ma) et les leucogranites (270 +/- 3 Ma). Le métamorphisme de contact est développé sur une distance de deux à trois kilomètres, plus large à l'Ouest du massif.