

Tectonique hercynienne de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès et du synclinorium de Fourhal

Abdelfatah TAHIRI

INTRODUCTION

Depuis les subdivisions proposées par TERMIER (1936) et les précisions apportées notamment par MORIN (1955 et 1959) et VAN LECKWIJK & al. (1955), il est devenu classique de distinguer dans le Massif central les unités structurales suivantes qui sont d'Ouest en Est: l'anticlinorium de Casablanca, le synclinorium occidental de Rommani au Sud de Rabat, l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, le synclinorium du Fourhal et l'anticlinorium de Kasba Tadla-Azrou.

L'anticlinorium de Kouribga-Oulmès (AKO), allongé selon une direction NE-SW, est long de plus de 100 km et large d'une cinquantaine de kilomètres (fig. 1). Il est formé par une succession d'anticlinaux et de synclinaux de même direction qui affectent la série paléozoïque (TERMIER, 1936; VAN LECKWIJK & al., 1955; CAILLEUX, 1975; TAHIRI, 1991; ZAHRAOUI, 1991, etc...). Les terrains ordoviciens

constituent la plus grande superficie des affleurements de l'anticlinorium. Ils contribuent pour une grande part à la morphologie de la structure en dessinant des petits massifs dont les barres quartzitiques forment souvent les hauts sommets.

Le synclinorium du Fourhal se juxtapose à l'Est à l'AKO; il est large d'une vingtaine de kilomètres au maximum. Les terrains viséo-namuriens en constituent le cœur.

LA TECTONIQUE ANTERIEURE A LA PHASE MAJEURE

Dans la Meseta orientale, les déformations paroxysmales sont bien datées, en particulier par les analyses isotopiques (HUON, 1985); dans l'AKO, en revanche, on ne dispose que de calages stratigraphiques. Ceux-ci indiquent un âge anté-Viséen supérieur terminal (V3b β : TAHIRI, 1991) pour les déformations anté-phase majeure.

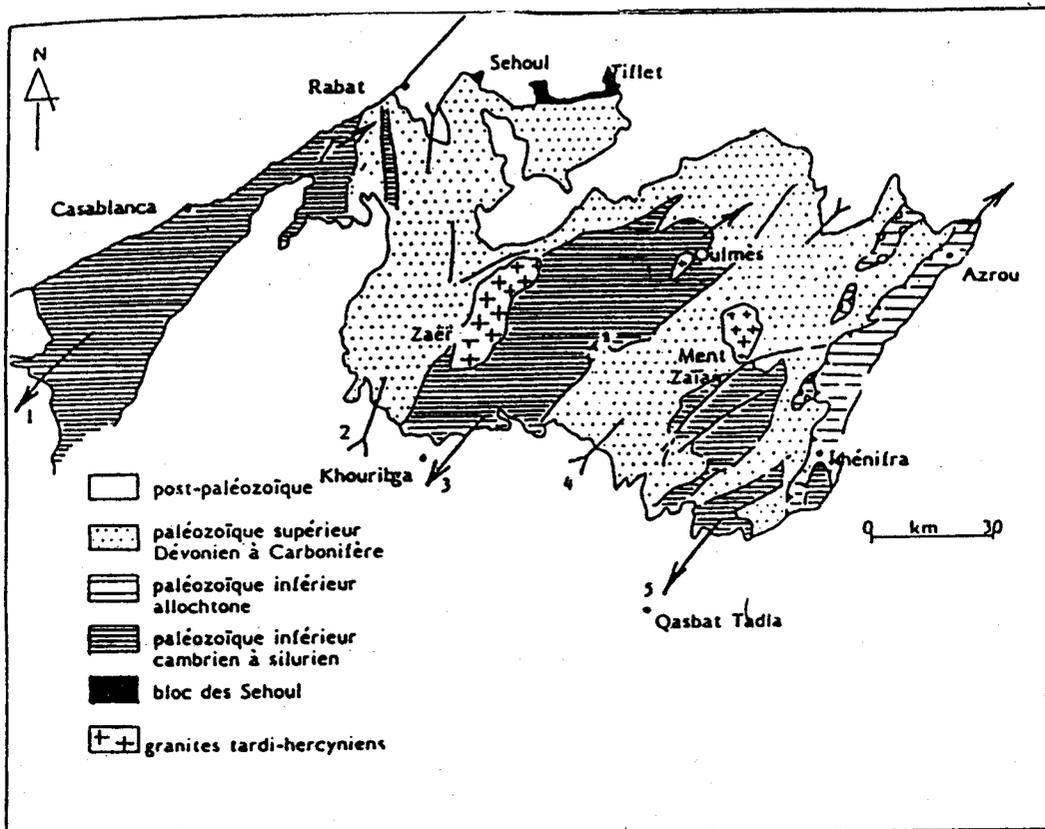


Fig. 1 : Le massif hercynien central du Maroc; les subdivisions classiques: 1, anticlinorium de Casablanca; 2, synclinorium occidental; 3, anticlinorium de Khouribga-Oulmès; 4, synclinorium de Fourhal; 5, anticlinorium de Kasbat Tadla-Azrou; (d'après BOUABDELLI, 1989)

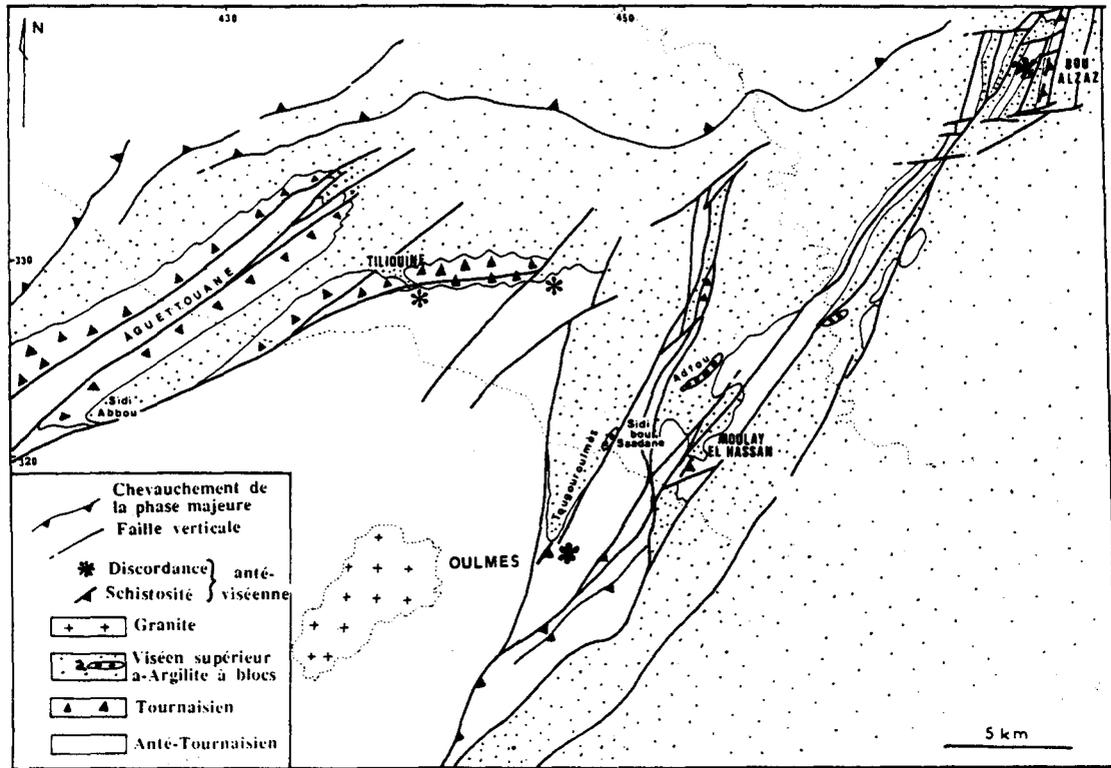


Fig. 2 : Carte de localisation des événements tectono-métamorphiques anté-viséens dans le Maroc central septentrional

HISTORIQUE

Après que RUSSO et TUSSEAU (1916) aient mis en évidence dans le SE du Massif central la discordance du Dinantien sur le substratum cambro-ordovicien, CLARIOND (1932, 1933, 1936) propose l'extension des mouvements anté-Viséen supérieur, qu'il démontre dans la Meseta orientale, au reste de la Meseta dont le Massif central. Plus tard, COGNEY (1967) signale un Viséen supérieur discordant sur le Dévonien supérieur de la région d'Oulmès (extrémité nord de l'AKO).

DANS LA PARTIE NORD DE L'AKO

Nous décrivons les exemples étudiés par TAHIRI (1991) au voisinage d'Oulmès dans la partie nord de l'AKO, en incluant ceux cités par COGNEY (1967) et CAILLEUX (1985).

Au N, au NW et au N.NE d'Oulmès

a- Région de Bou Alzaz : à une quarantaine de kilomètres au NE d'Oulmès, sur le versant nord de la colline 826 ($x = 472,5$; $y = 442,2$; fig. 2 et 3), on observe une discordance angulaire du Viséen supérieur sur le Dévonien moyen et supérieur, signalée et décrite par COGNEY (1967),

CAILLEUX (1985), TAHIRI & *al.* (1989), BEN ABBOU (1990) et TAHIRI (1991).

Les terrains dévoniens sont des calcaires et des pélites datés du Givétien-Frasnien inférieur (TAHIRI & LAZRAQ, 1988). Ils sont affectés par des plis décimétriques à métriques, de direction axiale comprise entre N 150 et N 10° avec des plongements axiaux assez forts de l'ordre de 50° vers le Sud. Ces plis sont à flancs courts légèrement épaissis et à flancs longs amincis. Leurs plans axiaux sont pentés à l'Est de 70 à 85° et le déversement est vers l'Ouest. Ces plis sont accompagnés d'une schistosité pénétrative disposée en éventail. Les plans de la schistosité de type ardoisier sont très serrés dans les niveaux pélitiques et se réfractent dans les bancs calcaires. La linéation d'intersection L0-1, entre le litage et la schistosité, est matérialisée par un débit fin en crayons. Dans les bancs calcaires, la schistosité dessine à la surface des bancs des meneaux à orientation régulière. Les fossiles, surtout des brachiopodes, sont aplatis et légèrement étirés dans les plans de la schistosité.

Ces calcaires et pélites du Givétien-Frasnien inférieur, ainsi structurés, sont recouverts en discordance angulaire avec un angle de discordance $d = 40^\circ$, par des calcaires gréseux et conglomératiques datés du Viséen supérieur V3bB

(VACHARD, in TAHIRI, 1991). Ni les structures, plis, schistosité, linéation, ni le métamorphisme décrits dans les calcaires et pélites dévoniens n'existent dans les calcaires viséens discordants. Dans ceux-ci, en particulier, aucune trace de schistosité n'est décelée, même au microscope où le débit de la roche reste exclusivement représenté par la So.

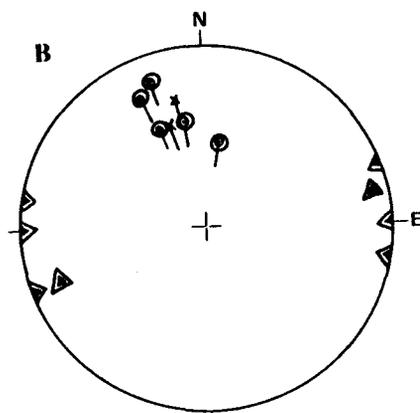
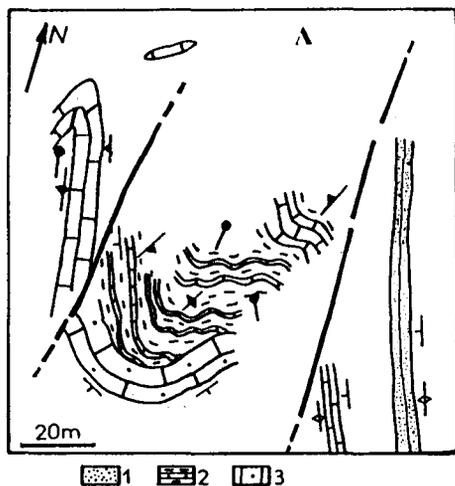


Fig. 3: A- Carte géologique schématique de la colline 826.
B. Stéréogramme des plis anté-Viséen supérieur: 1, Dévonien inf.;
2, Dévonien moy & sup.; 3, Viséen sup.

Par ailleurs, à l'Est et à l'Ouest de cet affleurement, tous les terrains paléozoïques sont affectés par des plis principaux, orientés généralement N 10 à N 40°. Ces plis sont associés à une phase tectonique post-Westphalien. On note donc un parallélisme entre les structures d'âge anté-Viséen supérieur, décrites plus haut, et celles d'âge post-Westphalien, et ce n'est que par l'existence de la discordance du Viséen supérieur sur la série dévonienne que le plissement anté-Viséen supérieur peut être distingué des plissements tardifs.

Les structures observées dans les terrains dévoniens de cet affleurement montrent un gradient de métamorphisme sensiblement croissant d'Est en Ouest, en relation avec un cisaillement ductile (TAHIRI, 1991). La géométrie des plis, avec des flancs longs et courts, la direction N 150° et les plongements forts de leurs axes, suggèrent qu'il s'agit de crochons ou de plis d'entraînement associés à un décrochement dextre de direction N 30° (TAHIRI, 1991). Aussi, l'allure des plis anté-Viséen suggère que la zone des décrochements anté-viséens coïncide avec celle des décrochements postérieurs au pli du Viséen supérieur.

Au NW d'Oulmès, au voisinage de Tiliouine

Les structures : Au nord d'Oulmès, à 1 km au SE de Tiliouine au point $x=440,4$; $y=328,4$ (fig. 2), on observe un contact entre des quartzites datés du Strunien (TAHIRI, 1991) et des calcaires et pélites datés du Viséen supérieur (V3b B). Les quartzites ont une direction E-W et un pendage subvertical de 75 à 85° vers le N (fig. 4a). Ils sont en disposition presque monoclinale avec un pendage toujours voisin de la verticale et ils ne sont ni plissés ni schistosés par une phase antérieure au Viséen supérieur. Les calcaires et pélites viséens ont une direction parallèle à celle des quartzites alors que leur pendage n'est que de 5 à 20° vers le N.

Cette disposition est retrouvée en d'autres points situés à l'Est de celui décrit ici, toujours dans la bordure nord de la ride d'Oulmès.

Latéralement, à l'Est et à l'Ouest de cet affleurement, les quartzites struniens sont en contact avec les horizons de la base de la formation chaotique tournaisienne de Tiliouine (TAHIRI, 1991; fig. 4b). Les quartzites ont toujours une direction sub-équatoriale et un pendage fort, 75 à 85° vers le N. Ici aussi, ces quartzites ne sont ni plissés ni schistosés par une phase antérieure au Tournaisien. Les premiers horizons tournaisiens ont une direction parallèle à celle des quartzites struniens; leur pendage est cependant faible, de 5 à 40° vers le N. Les couches du Viséen supérieur recouvrent, au N et au NW de la discordance, les différents membres de la formation tournaisienne de Tiliouine. Elles ont des directions et des pendages sensiblement différents de ceux du Tournaisien.

Interprétations : Dans le premier affleurement, la disposition structurale observée s'explique par un basculement des barres de quartzites struniens avant la transgression viséenne (TAHIRI, 1991). Les couches viséennes se sont déposées au contact des barres quartzitiques basculées, sans nécessairement les recouvrir. La "discordance" résulte donc ici d'un dépôt au contact d'un bloc basculé, sans qu'il y ait eu nécessairement une phase de plissement antérieure.

L'autre affleurement suggère un premier basculement anté-Tournaisien et un autre, post-Tournaisien et anté-Viséen supérieur.

En résumé, dans cette région, les discordances Strunien-Tournaisien et Strunien-Viséen supérieur suggèrent une

tectonique de blocs basculés pendant la période post-Strunien anté-Tournaisien et aussi pendant la période post-Tournaisien, anté-Viséen supérieur, bien plus qu'un épisode compressif anté-Tournaisien ou anté-Viséen. Dans les deux cas, il est probable que le basculement est dû au jeu de failles bordières sub-équatoriales de la ride d'Oulmès.

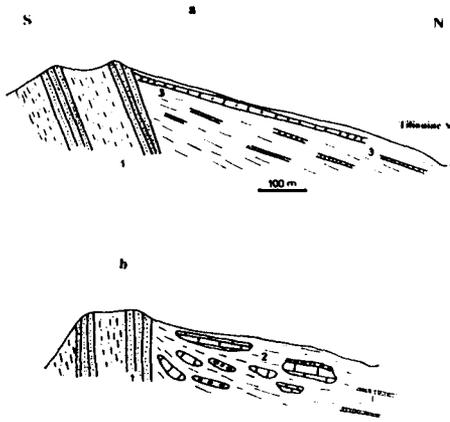


Fig. 4: Coupes au voisinage de Tiliouine montrant: a- le contact entre le Viséen sup (3) et le Strunien (1); b- le contact entre le Tournaisien (2) et le Strunien.

Au voisinage immédiat d'Oulmès

Structures : Les terrains viséens se disposent ici selon une bande NE-SW (gouttière de Toumouroulmès : TAHIRI, 1991). Les variations latérales de faciès dans cette bande, selon le sens SW- NE, suggèrent une augmentation bathymétrique progressive du milieu de dépôt, du SW au NE.

A 1 km au NE d'Oulmès, le relief du Jebel Toumouroulmès ($x = 446,3$; $y = 315,3$) contraste avec celui des plateaux adjacents au SSE et au SW. A la base du versant sud (fig. 2), on trouve des terrains du Dévonien inférieur, des pélites et grauwackes, des calcaires et argilites violacées, de direction $N 35^\circ$ à pendage sub-vertical. Les calcaires sont déformés plastiquement et les argilites sont satinées. Au-dessus de ces niveaux dévoniens viennent des calcaires gréseux et conglomératiques du Viséen supérieur qui constituent les dépôts viséens les plus méridionaux de la gouttière. Ces calcaires sont ployés en un synclinal perché, décimétrique, déversé à l'ESE et orienté $N 25^\circ$, 10° SW. La zone charnière de ce pli est au contact des terrains verticaux du Dévonien inférieur sous-jacents. L'ensemble est découpé par une schistosité pénétrative S1, associée à la phase majeure post-Viséen supérieur, pentée au NW. Les linéations d'intersections S0-S1 sont parallèles à l'axe du synclinal.

A 500 m au N de cet affleurement, les pélites et grauwackes du Dévonien inférieur montrent des plis décimétriques à métriques de direction axiale $N 120^\circ$, différente de celle du synclinal. La schistosité S1 est aussi pénétrative et de même pendage. Cependant, les linéations d'intersection S0-S1 ont une orientation différente de celle

du synclinal et des plongements de 30 à 55° NW. Sur la construction stéréographique, elles se placent globalement dans le plan de la S1. Ces phénomènes ne sont observés nulle part ailleurs.

Interprétations (TAHIRI, 1991): Les variations bathymétriques du milieu de dépôt des terrains viséens suggèrent que la sédimentation a lieu sur un bloc basculé au NE et émergé au Sud de Toumouroulmès. Ce bloc est limité par des failles NE-SW qui le mettent au contact à l'Est et à l'Ouest avec des zones émergées où il n'y a pas de dépôts viséens.

La discordance observée à l'extrémité sud de la gouttière ainsi que les variations des orientations de la linéation, indiquent l'existence d'une discordance avec un angle fort reprise par le plissement du synclinal. La discordance provient du dépôt des terrains du Viséen supérieur sur un bloc préalablement basculé et probablement assez redressé mais pas nécessairement plissé, et encore moins schistosé.

Selon une autre interprétation, la direction différente des plis rencontrés dans les terrains dévoniens et les terrains viséens n'implique pas deux phases de plissement, mais des cisaillements dans le plan axial au cours d'une même phase postviséenne.

Au NNE d'Oulmès, région de Moulay-El-Hassan

C'est dans cette région, au NE d'Oulmès, que COGNEY (in MICHARD, 1976 et in CAILLEUX, 1985) a mentionné l'existence d'une discordance angulaire entre des terrains du Famennien supérieur à fort pendage et des terrains du Viséen supérieur à faible pendage. Nous réexaminons l'affleurement cité par COGNEY ainsi que d'autres observés dans le voisinage.

A *Moulay-El-Hassan*, l'affleurement signalé par COGNEY se trouve à 200 m au Sud du sanctuaire de Moulay El Hassan, au point $x = 453,2$; $y = 319,8$; (fig. 2). Les deux tiers inférieurs du versant ouest de cette colline (fig. 7a) sont occupés par des alternances de grauwackes psammitiques et de pélites datées du Famennien supérieur (COGNEY, 1967). La S0, orientée $N 90^\circ$, est subverticale et un feuilletage fruste lui est parallèle. Au dessus viennent des grauwackes calcareuses, des quartzites, des pélites et des calcaires datés du Viséen supérieur. Ces derniers terrains sont affectés par des plis décimétriques très ouverts, $N 40$ à $N 50^\circ$, 30° NE. C'est le contact entre la zone de la charnière d'un pli ouvert avec les couches verticales famenniennes qui est interprété comme une discordance angulaire par COGNEY (1967).

A 1,5 km à l'Est de cet affleurement, dans la zone de contact entre les quartzites du Viséen supérieur pentés à l'Est et les grauwackes et les pélites plissées du Famennien supérieur, on trouve une brèche fine schistosée (fig. 5).

Interprétations : La brèche à la limite entre les terrains viséens et famenniens n'est pas sédimentaire car nous ne l'avons jamais retrouvée en dehors de cet affleurement (TAHIRI, 1991). Il s'agit vraisemblablement d'une brèche tectonique. L'existence d'une discordance

apparaît dès lors assez douteuse. Les différences d'orientation entre les niveaux dévoniens et carbonifères proviendraient d'une disharmonie réalisée lors du début du plissement post-Viséen supérieur, antérieurement à l'acquisition de la schistosité.

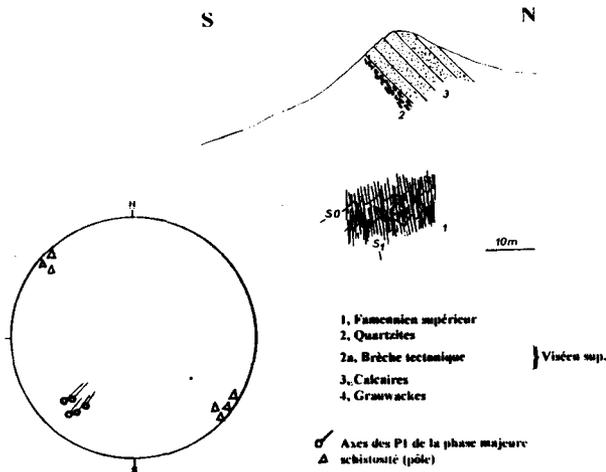


Fig. 5: Coupe à l'Est de Moulay El Hassan montrant le contact entre le Viséen supérieur et le Famennien

DANS LA PARTIE SW DE L'AKO

CAILLEUX (1985) a décrit dans la région d'Ezzehiliga (fig. 6, A,B,C,D), une phase d'écaillage, à vergence Ouest, enregistrée dans un matériel lithologique de l'Ordovicien (pérites, grés-pérites et quartzites étagés du Llandeilo à l'Ashgill), du Silurien et du Dévonien inférieur. Selon cet auteur, cette phase précède la phase majeure de plissement namuro-westphalienne.

Ainsi, de part et d'autre d'une faille N 75°, il distingue un secteur nord et un secteur sud (fig. 6D). Dans le secteur nord, "les crêtes quartzitiques y dessinent des arcs soulignant les terminaisons kilométriques de synclinaux dont les axes orientés N 70 à N 80 s'envoient généralement vers le l'ENE. Le front de schistosité dépasse rarement le Llandeilo. Sur le plateau au Sud d'Ezzehiliga, cette disposition révèle des répétitions et l'on compte trois arcs emboîtés: arcs de Khaloua (I), d'Ezzehiliga (II) et du Ktob-el-Abid (III).

Arc I : le Jebel Khaloua, prolongé au Sud par Ras-El-Mrassel, est constitué des deux barres du Caradoc. Il surmonte les schistes en dalles du Llandeilo par l'intermédiaire de la formation des pérites d'Ouljet-Bou-Khemis (O.B.K.) qui semblent passablement amincies. L'Ashgill, avec son faciès typique de microconglomérats liés aux quartzites, le Silurien et le Dévonien inférieur complètent à Briouigua la série de ce premier arc. Arc II : en aval du premier arc, partie sud, on observe en substitution à l'Ashgill, la répétition de la seconde barre du Caradoc (Sokhret-ed-Dfeyfa). Cette barre dessine un fond de synclinal à plongement NW. Après une voûture, la série

caradocienne se retrouve au Doumate Chch. Le faible plongement des strates caradociennes vers le Nord rejette l'Ashgill à la hauteur d'Ezzehiliga. Arc III : les quartzites du Caradoc qui culminent à l'Est de l'arc II constituent l'armature de Ktob-el-Abid. Des déblais de puits et quelques affleurements permettent de préciser que l'O.B.K. assure le contact avec les séries de l'arc précédent. L'arc III, limité au Sud par les crêtes caradociennes du Rouif et d'Ariba, se complète vers l'Est par les couches de la fin du Caradoc, de l'Ashgill et du Silurien.

Nature des contacts entre les différents arcs. La répétition de séries stratigraphiques constamment normales ne peut être que le fait de failles. L'emboîtement des différents arcs, tous régis par une axe commun N 80 qui est celui du plissement synschisteux, indique que les duplications se sont faites avant la phase tectonique majeure. De plus, la correspondance entre la courbure des contacts et le tracé cartographique des arcs implique que les failles responsables de la duplication étaient, à l'origine, plates ou fort peu pentées. L'antériorité des failles plates par rapport au plissement se vérifie, en grand, dans l'arc II, où la duplication s'est accompagnée d'ondulations de la série ordovicienne dont les axes se disposent cartographiquement autour d'une direction N 80 (fig. 6D); dans le détail, à proximité immédiate de la Maison forestière d'Ain Tirzi où une petite écaille, clivage accessoire dans l'arc d'Ezzehiliga, suit parallèlement aux grands niveaux quartzitiques un mouvement anticlinal dû à la phase majeure. Les arcs sont donc des écailles replissées." (CAILLEUX, 1985). Dans le secteur sud, l'auteur signale qu'on retrouve là un enchaînement identique à celui décrit dans le secteur nord : redoublement de série le long de contacts plats précédant la phase de plissement majeur. L'obliquité entre les plans de stratification et d'écaillage fait que, par endroit, la barre de quartzites se biseaute vers le NE et disparaît; le plan d'écaillage devient alors invisible au sein des faciès péritiques.

En l'absence de datation, l'auteur considère ces écaillages comme étant des témoins de la phase "bretonne". Ces structures, qui révèlent une tectonique anté-schisteuse, probablement antévisécenne, seraient contemporaines des événements décrits dans la partie nord de l'AKO. Leur style en cisaillement plat pose cependant un problème de corrélation avec la partie nord de l'AKO, sauf si l'on considère qu'il s'agit du résultat d'une tectonique extensive antérieure au raccourcissement synschisteux.

RELATIONS AVEC LES REGIONS VOISINES

Dans l'AKO, la tectonique en blocs basculés post-Strunien/anté-Tournaisien mise en évidence dans les environs d'Oulmès est contemporaine de l'épisode de basculement des blocs antérieur au Tournaisien supérieur décrit dans la région d'Azrou-Khenifra par BOUABDELLI (1989 et ce volume). L'épisode viséen de basculement des blocs, la tectonique synschisteuse associée aux décrochements ductiles, ainsi que les différentes instabilités

sédimentaires viséennes relevées dans les régions d'Oulmès, de Tiliouine, de Moulay-El-Hassan et de Bou-Alzaz,

correspondent aux déformations intra-viséennes enregistrées dans le bassin d'Azrou-Khénifra.

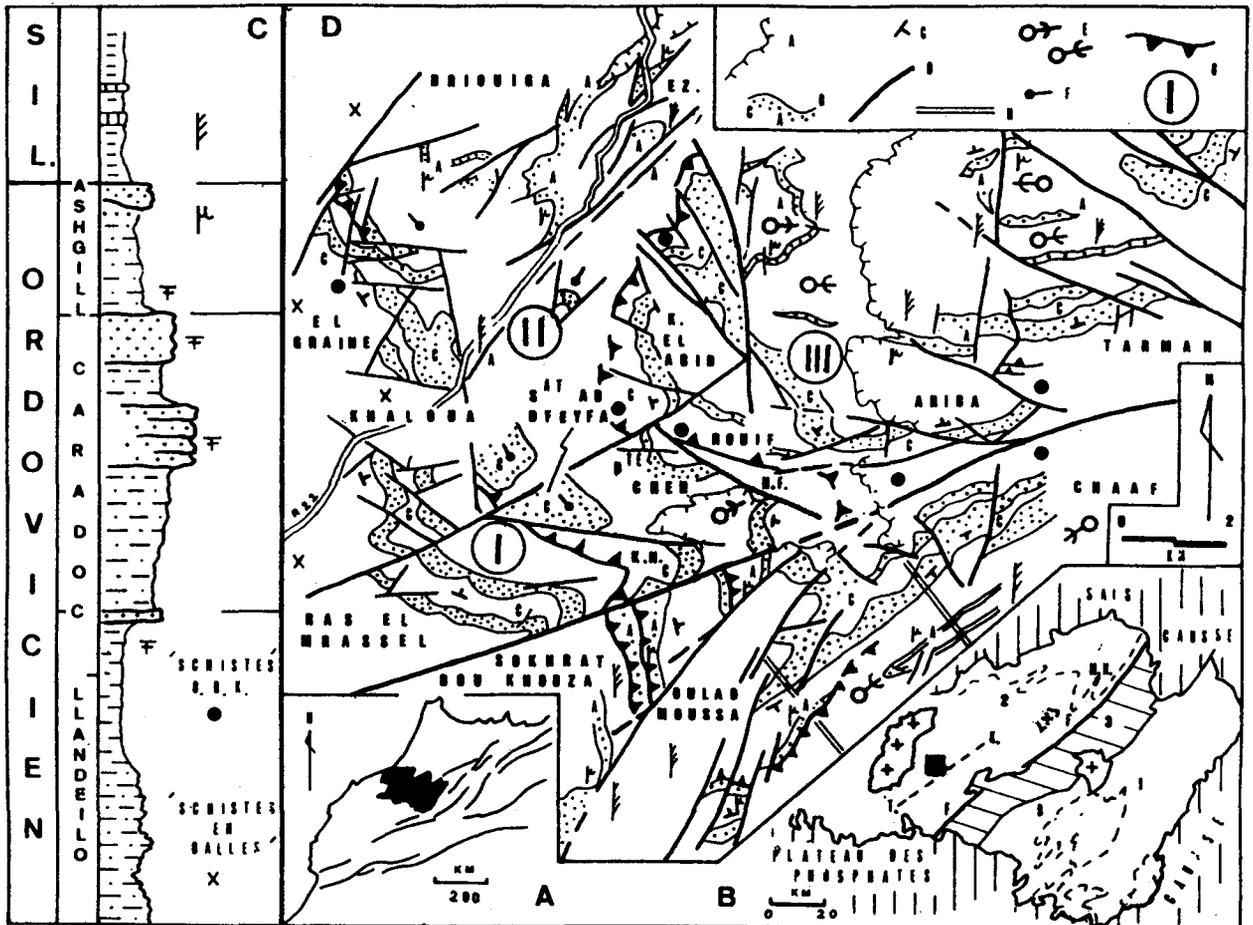


Fig. 6: A, Situation du Maroc central. B, les domaines du Maroc central; 1, domaine oriental; 2, anticlinorium de Khouribga-Oulmès; 3, synclinorium de Fourhal; F, accident des Smaala Oulmès; M.H., Moulay El Hassan; T.K., axe Et Tnine-Kranez; croix, granite hercyniens; tiretés, limite entre Viséen et socle; noirci, région étudiée. C, Echelle lithostratigraphique avec: noms de formations locales, principaux horizons fossilifères et symboles des faciès repères portés sur la figure D. D, Carte du secteur d'Ezzheliga; a, rebord du plateau quaternaire; b, quartzites ordoviciens (C, Caradoc; A, Ashgill); c, pendages; d, failles tardives; e, axes de la phase majeure; f, axes liés à l'écaillage précoce; g, limite et numéro d'arc; h, coupes dans le synclinal de Chaaf. EZ., Ezzheliga; K.N., Kef-en-Nsour; M.F., Maison forestière d'Ain-Tirzi. (CALLEUX, 1985)

Par rapport à la Meseta orientale, on ne retrouve pas ici les structures tectono-métamorphiques compressives d'âge "breton" décrits par HOEPFFNER (1987 et ce volume). Cependant, l'évènement intra-viséen du Tazekka est contemporain de la tectonique de faille et/ou de cisaillement ductile décrite dans le Maroc central septentrional.

A l'Ouest de l'AKO, dans les régions des oueds Korifla et Ykem en bordure ouest du bassin de Sidi Bettache (fig. 10), au SW de Rabat, des datations isotopiques K/Ar effectuées par HUON (1985) sur des phyllades et des schistes famenno-tournaisiens ont donné des âges à 346 et 320,7 Ma. Ceci pourrait correspondre à des évènements métamorphiques liés au jeu coulissant de certaines failles

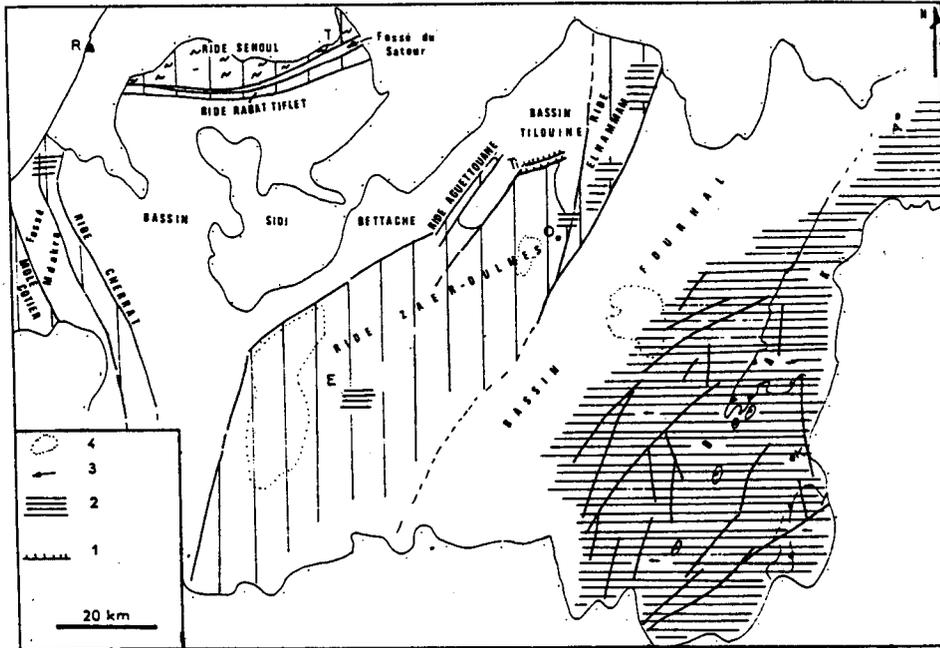
lors du fonctionnement du bassin de Sidi Bettache. Ils sont alors contemporains des évènements intra-viséens de l'AKO. Néanmoins, des réhomogénéisations incomplètes ont été aussi envisagées par HUON (1985) pour expliquer ces valeurs K-Ar.

Dans la région de Rabat-Tiflet, des datations isotopiques effectuées par EL HASSANI (1990) dans les phyllades cambriennes du bloc des Schoul, en bordure nord du bassin de Sidi Bettache (fig. 7), ont donné des âges à 359; 358; 352; 346 et 326 Ma. Les deux dernières valeurs ont été mesurées dans des phyllades de l'extrémité sud de la ride.

Ceci pourrait correspondre à des évènements métamorphiques liés au jeu coulissant ductile de certaines

failles lors de la genèse du bassin de Sidi Bettache. Certaines de ces failles demeurent actives jusqu'à la fin du

Viséen au moins. On retrouve là des manifestations contemporaines de celles de la partie nord de l'AKO.



1. Blocs basculés anté-Viséen supérieur; 2. Déformation ductile anté et intra viséenne; 3. vergence des structures d'âge dévonien terminal; 4. Emplacement des granites hercyniens.

Fig. 7 : Carte de répartition des indices des mouvements anté- et intra-viséens dans le Maroc central. A, Azrou; E, Ezzehiliga; K, Khénifra; O, Oulmès; R, Rabat; T, Tiflat; Ti, Tiliouine; BAK; bassin d'Azrou-Khénifra; 320 âge isotopique mesuré d'après HUON (1985).

CONCLUSIONS

Dans l'AKO, on ne voit jamais de structures analogues aux plis couchés synschisteux des phases du Dévonien supérieur ("bretonne") et intraviséenne ("sudète") rencontrés à l'Est de la région dans le Massif central oriental et dans la Meseta orientale. Ces épisodes compressifs ne s'expriment dans l'AKO, en dehors peut-être des écaïlles replissées d'Ezzhiliga, que par une tectonique distensive ou transtensive en blocs basculés avec des cisaillements ductiles.

Il est difficile de distinguer les différents épisodes. Nous pensons qu'il y a une tectonique peut-être déjà préparée au Dévonien inférieur et moyen, et probablement continue du Dévonien supérieur au Viséen supérieur. Cette tectonique est en étroite relation avec l'ouverture des bassins sédimentaires de Sidi Bettache et de Tiliouine. En effet, elle est seulement observée dans les zones de bordure des bassins : dans la ride d'El Hammam (Bou-Alzaz) en bordure est et sud du bassin de Tiliouine, et dans les bordures du bassin de Sidi Bettache.

LA PHASE MAJEURE HERCYNIENNE

ELEMENTS DE DATATION

Les événements tectono-métamorphiques de la phase majeure, qualifiée de namuro-westphalienne par MICHARD, (1976), ont affecté d'une manière intense tous les terrains paléozoïques de l'AKO et du synclinorium du Fourhal, de l'Ordovicien au Namurien. Dans la partie SW de l'AKO, les terrains du Westphalien A ont été ployés par cette phase.

(CAILLEUX, 1983). Les terrains du Westphalien C et D, ainsi que ceux du Permien, sont discordants sur les plis synschisteux de la phase majeure.

Le granite d'Oulmès est considéré comme syntectonique par rapport à la phase de déformation régionale (PIQUÉ, 1976; AIT OMAR, 1986; DIOT & al., 1987). Les nombreuses données radiochronologiques sur le granite (méthode K/Ar: CHOUBERT & al., 1965; Rb/Sr : TISSERANT, 1977 et MRINI, 1985) font ressortir des âges compris entre 300 et 260 Ma.

Les plissements synschisteux ont été datés à 290 Ma au voisinage d'Oulmès et à 289 Ma dans le Fourhal (HUON,

1985). Ces âges correspondent à la limite Westphalien-Stéphanien sur l'échelle de ODIN & *al.* (1982).

LES EPISODES DE DEFORMATIONS TECTONOMETAMORPHIQUES

Trois principaux épisodes tectono-métamorphiques sont distingués dans l'AKO et le synclinorium de Fourhal : un premier épisode de plissement fondamental (P1) synschisteux et symmétamorphe, lié aux jeux de cisaillements ductiles; un épisode de plissement postérieur (P2), localement synschisteux, lié ou non à un faible métamorphisme et localisé préférentiellement dans les zones de cisaillement, et un épisode de tectonique cassante. Nous décrivons ces différents épisodes à la lumière d'exemples pris dans les régions d'Oulmès (partie nord de l'AKO et extrémité nord du synclinorium du Fourhal), dans la partie ouest de l'AKO (régions des Zaer), dans la partie SW de l'AKO (régions des Smaala) et dans le synclinorium du Fourhal.

Partie nord de l'AKO (TAHIRI, 1991)

Cette phase engendre dans cette région, aux extrémités nord de l'AKO et du synclinorium du Fourhal, deux épisodes de plissement synschisteux et des cisaillements. Des déformations cassantes lui succèdent, essentiellement au Permien. Pour la phase majeure, nous étudierons chaque épisode à part. Pour cela, les événements tectono-métamorphiques seront analysés par secteur ou ensemble structural.

Les ensembles structuraux

Nous appelons "ensemble structural" des zones géographiques qui montrent des déformations et une évolution métamorphique identiques, comparables ou liées. De la même manière, nous distinguerons des unités dans certains ensembles structuraux. Quatre ensembles ont été distingués :

1- L'ensemble oriental comprend tout le bassin viséonamurien du Fourhal (fig. 8). Il est limité à l'Ouest par les failles d'Oulmès et des Smaala. Cet ensemble se distingue des autres par la présence de roches volcaniques du Viséen-Namurien, mises en place sous forme de filons.

2- L'ensemble central comprend trois unités (fig. 8):

- L'unité d'El Hammam correspond à la ride d'El Hammam, constituée de terrains ordoviciens, siluriens, dévoniens, Viséen moyen et supérieur. Elle est limitée à l'Est et à l'Ouest par les branches de la faille d'Oulmès qui lui donnent une forme triangulaire, large au Nord et rétrécie au Sud. Elle est caractérisée par la présence du petit massif granitique d'El Hammam (AGARD, 1966).

- L'unité d'Oulmès représente en superficie l'essentiel de l'AKO. Elle est caractérisée par la présence, dans sa partie nord, du granite syntectonique d'Oulmès avec le fossé de Toumouroulmès et le fossé de Sidi Abbou. Cette unité est affectée dans sa partie orientale par les chevauchements à vergence ouest des failles d'Oulmès et des Smaala

(CAILLEUX, 1974; TAHIRI & HOEPFFNER, 1988; OUBIH, 1991 et TAHIRI, 1991).

- L'unité de Tiliouine correspond au bassin tournaisien et viséen de Tiliouine.

3- L'ensemble occidental correspond à la ride d'Aguctouane et à la bordure est du bassin de Sidi Bettache.

4- L'ensemble septentrional correspond au bassin namurien d'Ouljet Soltane. Cet ensemble est en contact avec l'ensemble central et occidental par l'intermédiaire du chevauchement de Tafoudeit.

Les plissements de la phase majeure

L'ensemble oriental : Cet ensemble représente le synclinorium du Fourhal (TERMIER, 1936), orienté NE-SW (fig. 8, 9). Le plissement principal correspond à des plis P1 synchrones d'une schistosité S1. Une deuxième phase de plissement est restreinte à proximité de certaines failles. Elle est matérialisée par des plis P2 accompagnés d'un clivage S2 fruste. Des diaclases fines reprennent l'ensemble.

Les plis P1 sont centimétriques à plurimétriques. Les directions axiales sont comprises entre N 10 et N 50°, avec des plongements variant de 10 à 45° vers le NE ou le SW (fig. 9). Les plis ont des flancs longs et courts généralement déversés au SE ou à l'ESE. Les plans axiaux pendent de 30 à 80° vers le NW, sauf dans la partie SW de l'ensemble où ils sont d'abord verticaux et puis pentés à l'ESE lorsqu'on se déplace vers la limite ouest de l'ensemble.

Les P1 sont accompagnés d'une schistosité S1 de plan axial ou en éventail dont la pénétrativité augmente vers la limite ouest de l'ensemble où se localisent les failles d'Oulmès et des Smaala. Les plis de la partie est de l'ensemble ne montrent de schistosité que dans les charnières pélitiques. La schistosité provoque dans les flancs longs de certains plis un découpage en amygdales sigmoïdes dans les bancs durs, grauwackeux ou quartzitiques. Localement, les plis sont affectés dans leur charnière ou dans leur flanc court par des plans de cisaillement parallèles au plan axial dont la vergence est semblable à celle du pli.

Dans la partie nord de l'ensemble, certains filons de roches volcaniques sont plissés par les plis P1 synschisteux. Les plis sont alors métriques à hectométriques. Au contact des filons, les pélites de l'encaissant prennent l'aspect des schistes tachetés sur quelques mètres de largeur. Les minéraux de métamorphisme, agrégats ferrugineux et argileux dont la forme en amande évoque d'anciennes cordiérites, sont aplatis dans la S1 en éventail. Les plis P2 sont rares. Il s'agit de plis centimétriques droits ou déversés au SE. Leur direction axiale est N 30°.

Une schistosité S2 peu pénétrative souligne souvent leur plan axial.

Les diaclases sont souvent présentes. Leurs plans, assez espacés, présentent des directions comprises entre N 100 et N 150° et des pendages forts de 70 à 90°.

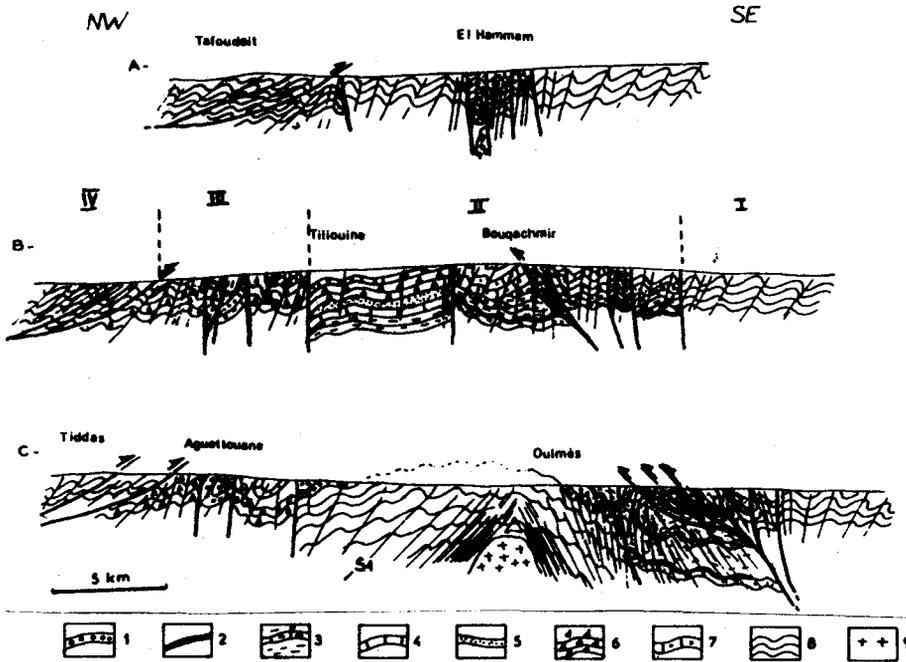
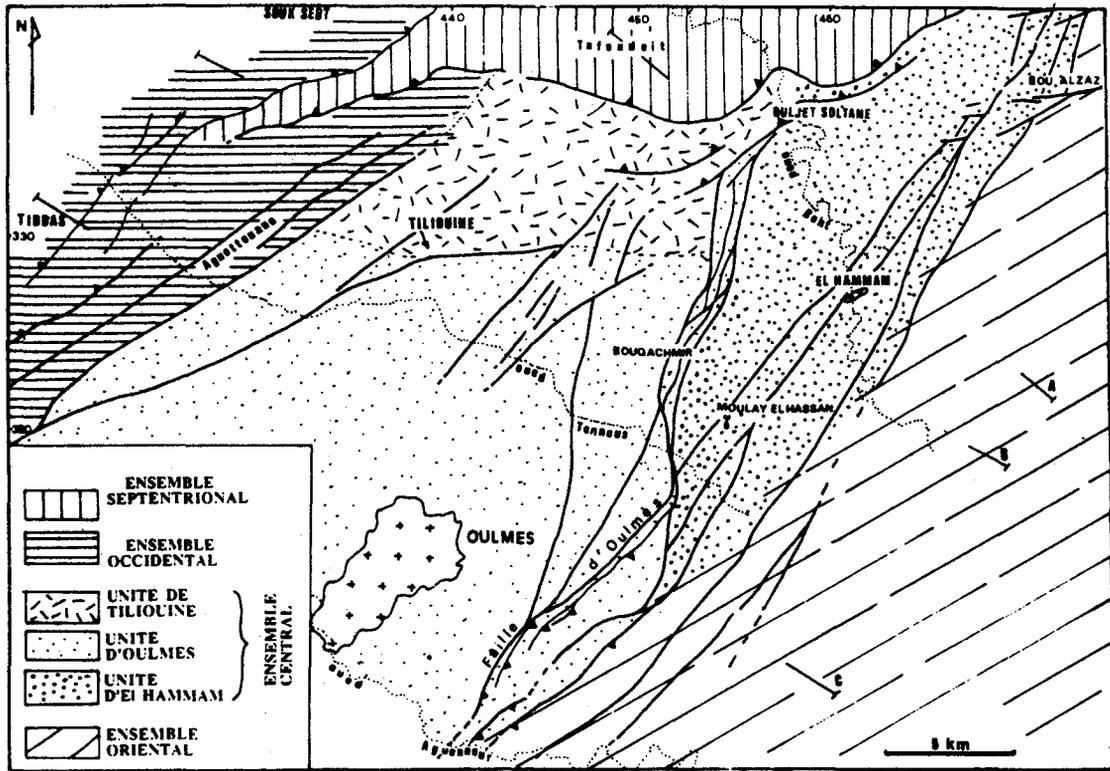


Fig. 8 : Les ensembles structuraux du Maroc central septentrional. A,B,C, Coupes géologiques d'ensemble dans le Maroc central septentrional. I, Ensemble oriental; II, Ensemble central; III, Ensemble occidental; IV, Ensemble oriental; 1,Ordovicien; 2,Silurien; 3,Dévonien inférieur; 4,Dévonien moyen; 5,Dévonien supérieur; 6,Tourmaisien; 7,Viséen supérieur; 8,Viséen supérieur-Namurien; 9,granite hercynien.

L'ENSEMBLE CENTRAL

Unité d'EL HAMMAM : Deux phases de plissement synschisteux, P1 avec S1 et P2 avec S2, sont mises en évidence (fig. 10), suivies d'un épisode de fracturation.

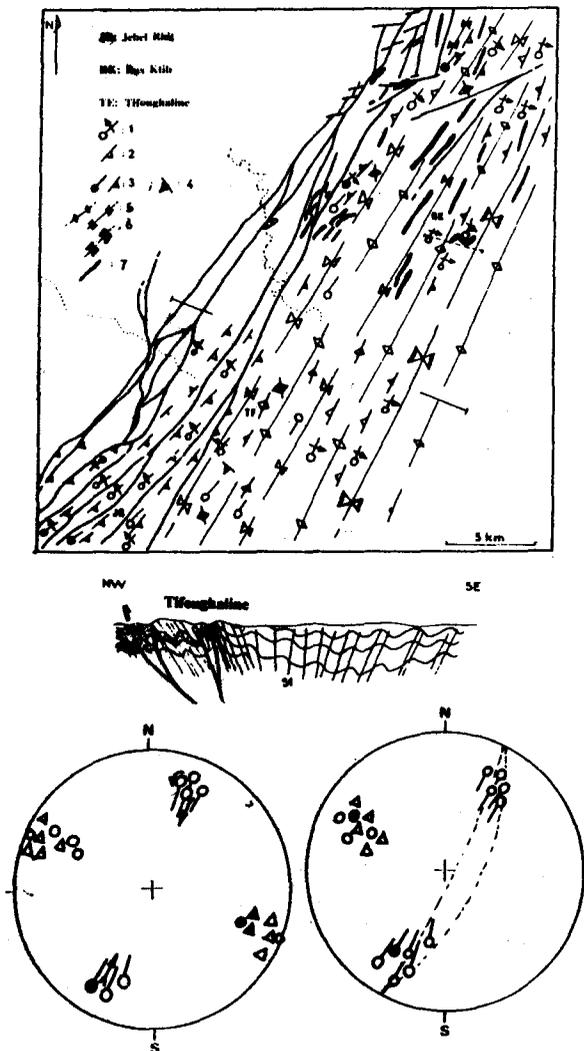


Fig. 9 : Schéma structural de l'ensemble oriental et coupe générale (a). 1, Plis P1 et vergence; 2, schistosité S1; 3, plis P2 et schistosité S2; 4, diaclasses; 5, axe des anticlinaux et synclinaux; 6, axe du synclinorium de Fourhal; 7, filon de roche verte.

Les plis P1 sont centimétriques à décimétriques. Il s'agit de plis dissymétriques, en chevrons droits, dejetés ou le plus souvent déversés au SE (fig. 10). La plupart sont isopaques et cylindriques; cependant certains plis coniques apparaissent à l'Ouest de la mine d'El Hammam. Leurs axes ont des directions dispersées dans un plan moyen orienté N

20° et des plongements faibles de 10 à 40° vers le NE (fig. 10).

En dehors de l'auréole du granite d'El Hammam, les P1 sont associés à une schistosité de fracture. Le débit schisteux est souvent restreint aux niveaux pélitiques dans les zones de charnière des plis. La schistosité se dispose en éventail ou elle est parallèle au plan axial.

A l'intérieur de l'auréole de contact du granite, les plis sont d'autant plus fermés que l'on s'approche de l'apophyse granitique. En même temps, ils deviennent dilacérés et étirés au niveau des flancs. La schistosité S1 est plus pénétrative dans les niveaux compétents et les plans de la S1 deviennent sensiblement moins redressés en s'approchant du granite. L'évolution de la S1 montre un gradient croissant, de la fracture à la foliation, en allant vers le granite. Ce gradient est associé à un gradient croissant du métamorphisme de contact déjà mis en évidence par SONNET (1981).

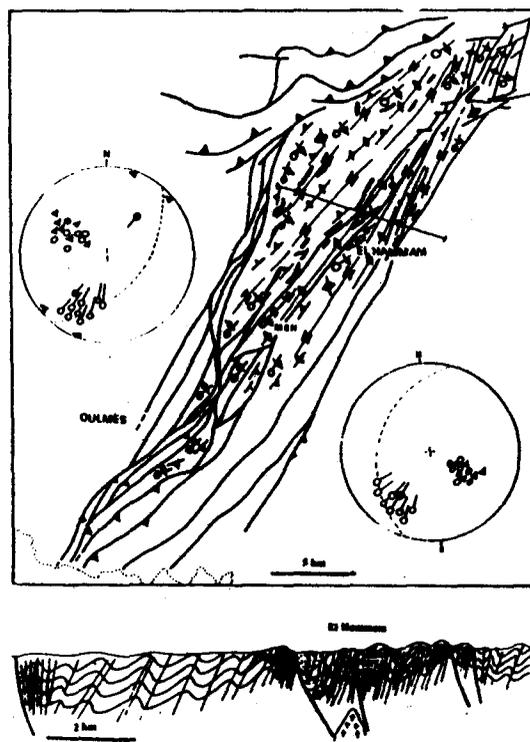


Fig. 10 : Schéma structural et coupe d'ensemble schématique de l'unité d'El Hammam.

Les mesures radiométriques par la méthode K/Ar réalisées par JEBRAK (1984) sur le granite d'El Hammam donnent des âges à 241; 235; 23 et 215 Ma, c'est-à-dire des âges triasiques. Or, le métamorphisme de contact lié au granite est synchrone des plis P1 associés à la phase du Westphalien-Stéphanien. Pour expliquer le style de la déformation synschisteuse à proximité du granite, JEBRAK

(1984) avance l'idée que les conditions de déformations plus poussées sont en relation avec un bombement précoce des isothermes à l'aplomb du dôme granitique en ascension. Par ailleurs, les âges récents obtenus peuvent s'expliquer par un réchauffement hydrothermal au Trias (PIQUÉ, comm. orale).

Les plis P2 sont reconnaissables surtout dans les zones où la S1 est bien marquée. Ils sont souvent métriques, isopaques, assez ouverts, en chevrons et déversés au SE. Leurs axes ont une direction générale N 40° et des plongements variables, parfois assez forts près des failles. Il est cependant fréquent de rencontrer d'autres directions axiales qui proviennent de la dispersion des axes dans le plan axial du pli.

Très souvent une schistosité, faiblement pénétrative, est associée aux P2 dont elle est parallèle au plan axial. Ses plans sont beaucoup plus espacés que ceux de la S1, sauf dans les zones de failles. Là, les plans S2 sont empruntés par des microcisaillements, généralement de même vergence que les P2.

En l'absence des plis P2, des kinks bands de dimensions centimétriques sont localement observés; c'est le cas par exemple au contact du granite où les kinks affectent des micaschistes plissés et foliés par la première phase. Dans certains plans axiaux des kinks, on remarque la présence d'arcs polygonaux de micas blancs néoformés.

Les diaclases : Il s'agit de cassures serrées. Les plans des cassures ont une direction qui varie de N 100 à N 140° et un pendage souvent subvertical. Elles affectent toutes les structures précédentes. On les rencontre dans tout l'ensemble.

Unité d'OULMÈS : Une phase principale de plissement synschisteux (P1+S1) synchrone de cisaillements NE-SW est mise en évidence. Les plis dessinent des anticlinaux et des synclinaux juxtaposés et forment une structure anticlinoriale décakilométrique. Des replis (P2) de la S1 sont parfois rencontrés. Des diaclases reprennent l'ensemble des structures.

Les plis P1 et les cisaillements associés: Ce sont des plis centimétriques à plurimétriques, parfois décamétriques (synclinal de Sidi Abbou, fig. 11). Il s'agit de plis droits, déjetés et le plus souvent déversés vers le SE. Les directions axiales varient de N 0 à N 50° et les plongements sont faibles vers le NE ou le SW (fig. 11). Les plans axiaux ont des pendages qui varient de 20° NW à vertical. Il est fréquent de trouver d'autres directions axiales qui s'expliquent par la dispersion, dans le plan axial, des axes des plis. Ces plis sont associés à une schistosité S1, plus ou moins pénétrative, parallèle au plan axial ou en éventail (fig. 11). La S1 affecte tous les niveaux, en particulier dans les parties centrale et orientale de l'unité; ailleurs, elle se réfracte dans les niveaux plus compétents. Localement, dans les flancs de certains plis, les plans de la S1 rejoignent en petites failles inverses à rejet centimétrique. L'intensité de la schistosité augmente progressivement en s'approchant des accidents NE-SW qui affectent l'unité (fig. 11), et en même temps les plis P1 deviennent isoclinaux. Ceci montre la

contemporanéité de ces accidents et du plissement fondamental.

Certaines branches cisailantes de la faille NE-SW d'Oulmès qui limite l'unité à l'Est montrent une activité synchisteuse synchrone de la S1, matérialisée par des allongements et des étirements le long des plans de la S1; c'est le cas par exemple des étirements de galets et microgalets de quartz dans les calcaires conglomératiques du Viséen supérieur au niveau de la colline de Toumouroulmès à 1 km au Nord d'Oulmès. Cette activité décroît et disparaît lorsque l'on s'éloigne des zones de cisaillement.

Relations avec le granite d'Oulmès : Le style des plis et le type de la schistosité varient considérablement en s'approchant du granite d'Oulmès, situé à la frange orientale de l'unité.

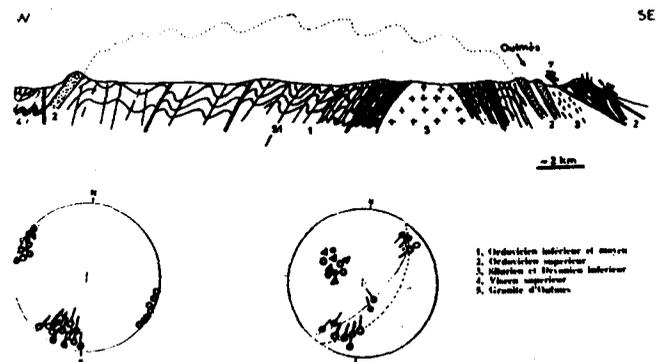
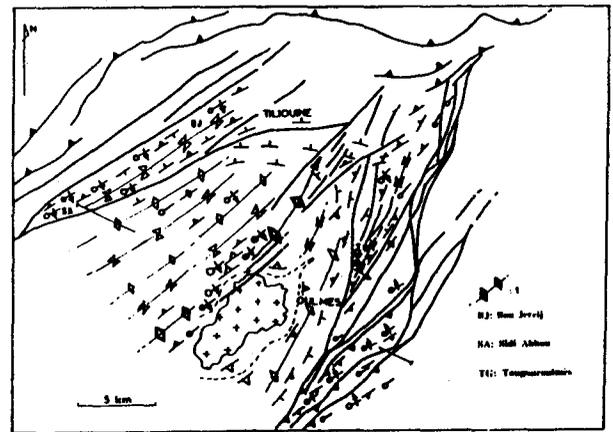


Fig. 11: Schéma structural de l'unité d'Oulmès. 1, axe de la terminaison nord de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès.

La répartition de la déformation et du métamorphisme autour du granite d'Oulmès a été étudiée par plusieurs auteurs (PIQUÉ, 1976; DAHMANI, 1985; AIT OMAR, 1986; DIOT & al., 1987; etc.). Nous présentons ici une synthèse brève de ces travaux qui s'appuie sur les observations faites dans une coupe WNW-ESE à l'Ouest du granite (fig. 11) :

(1) Loin du granite, les P1 sont assez ouverts, à plans axiaux verticaux ou fortement pentés au NW. La S1 est débutante. Le métamorphisme est anchizonal.

(2) Plus à l'Est, les plis sont métriques, nettement déversés au SE. La S1 devient plus serrée avec des réorientations dans la S1 des éléments détritiques.

(3) Les P1 sont plus fermés, le microplissement s'accroît. La S1 est de flux, les grains de quartz détritique s'aplatissent et s'étirent dans la S1; les micas blancs néoformés sont abondants et ils se concentrent dans des plans de cristallisation préférentiels. Le métamorphisme est épizonal.

(4) Le débit schisteux devient plus important et aboutit à la transposition de S0 dans S1. La transposition se fait préférentiellement dans les flancs des plis. Les plis sont devenus plus fermés et isoclinaux, puis ils deviennent semblables avec des amincissements des flancs et des épaississements au niveau de la charnière.

(5) La S1 est soulignée par des alternances de microlithons quartzeux et phylliteux à biotite. Les flancs des plis sont étirés et boudinés.

(6) Au voisinage immédiat du granite, la roche est constituée par l'alignement de minéraux recristallisés ou néoformés parallèlement à la S1 dont des porphyroblastes de biotite et d'andalousite. C'est le stade de la foliation; le métamorphisme est mésozonal. Les microplis sont aplatis et laminés et les charnières sont isolées.

Ainsi, autour du granite, l'évolution du plissement et de la schistosité traduit un gradient croissant de la déformation. Le métamorphisme croît aussi dans ce sens. Des observations ont permis aux auteurs (PIQUÉ, 1976; AIT OMAR, 1986; DIOT & al., 1987) de conclure au caractère syntectonique du granite. Des modèles de mise en place du granite ont été proposés par AIT OMAR (1986) et DIOT & al. (1987); tous ces auteurs admettent une intrusion du granite dans une zone de cisaillement crustal sénestre orientée NE-SW. Le granite d'Oulmès paraît dès lors comme le produit de la fusion crustale dans cette zone en réponse au raccourcissement régional. Les études géochimiques sur le granite plaident en faveur de telles relations génétiques entre granite et zone de cisaillement.

L'intensité de la déformation (P1 + S1) et du métamorphisme (la mésozone est atteinte) croît vers cette zone. Elle montre donc les caractères d'une zone de cisaillement ductile (RAMSAY & GRAHAM, 1970; LAGARDE, 1985).

Il y a lieu de remarquer que les granites d'Oulmès et d'El Hammam se trouvent alignés dans un couloir NE-SW, le couloir de cisaillement d'Oulmès (TAHIRI, 1991; fig. 12),

dans lequel se placent aussi, au Sud, le granite de Moulay Bou Azza (CAILLEUX, 1977) et celui, enfoui, de Oued Zem (VAN DEN BOSCH, 1974). Les cisaillements de la faille d'Oulmès décrits plus haut se situent dans ce couloir ou bien légèrement à l'Est.

Mesure de la déformation dans le couloir d'Oulmès : Les mesures faites ont un caractère très ponctuel (fig. 12) et elles ne visent qu'à donner une idée de la forme de l'ellipsoïde de déformation. Les mesures ont été réalisées sur des calcaires conglomératiques du Viséen supérieur pris dans les cisaillements d'Oulmès au niveau de la colline du Tougouroulmès, à quelques kilomètres à l'Est du granite d'Oulmès (fig. 12) et des conglomérats du Viséen supérieur situés dans le prolongement NE des cisaillements d'Oulmès dans la région de Bou Alzaz (unité d'El Hammam) à une vingtaine de kilomètres du granite d'El Hammam (fig. 12). Les galets siliceux et les microgalets de quartz représentent les objets déformés pris comme marqueurs. De ce fait, les résultats obtenus ne représentent pas la déformation de toute la roche et en particulier la forme sédimentaire des galets, probablement initialement non sphérique, implique une surestimation des valeurs de l'étirement. La linéation d'étirement est parallèle aux axes des plis P1, orientés N 25° à plongements faibles.

- Au Tougouroulmès, les valeurs trouvées montrent que le rapport X/Z varie de 1,5 à 4,2; le rapport Y/Z varie de 1,1 à 1,8. L'ellipsoïde de déformation déduite est en forme de cigare sub-horizontale attestant d'un étirement selon X. Le paramètre de forme $K = 1,97$ situe l'ellipsoïde dans un domaine de la déformation proche du domaine de la déformation plane avec une tendance constrictive. En plus, le paramètre $K > 1$ indique probablement un régime cisailant ce qui coïncide avec les observations géométriques.

- A Bou Alzaz, le rapport X/Z est de 3,1 avec un rapport Y/Z égal à 1,7. L'ellipsoïde de déformation est similaire à celle trouvée à Tougouroulmès. La valeur du paramètre K est de l'ordre de 1,17, ce qui place la déformation dans le domaine de la déformation plane à tendance constrictive. Le paramètre $K > 1$ suggère, comme à Tougouroulmès, un régime cisailant.

En conclusion, ces exemples, bien que peu nombreux, confirment le caractère cisailant du couloir d'Oulmès; l'intensité du cisaillement est probablement plus importante au voisinage des granites (cas du Tougouroulmès).

Plis P2

Il s'agit de plis centimétriques à décimétriques. Leur direction axiale est généralement N 30°. D'autres directions peuvent être rencontrées, en particulier la direction N 140°, du fait de la dispersion des axes dans le plan axial causée par des cisaillements.

Une schistosité S2 peu pénétrative est associée à ces plis, surtout dans le couloir d'Oulmès.

Les diaclases sont des cassures très serrées de direction générale N 120° et de pendage subvertical. Elles reprennent

toutes les structures précédentes et on les trouve dans toute l'unité.

Unité de TILIOUINE : Les terrains du Tournaisien et du Viséen de cette unité ne sont affectés que par des ondulations amples, métriques ou décimétriques. Les directions axiales varient de N 20 à N 75°, avec des plongements faibles de 5 à 25° NE ou SW. Une schistosité est associée à ces ondulations; elle n'est bien visible que dans les charnières péliteiques.

Les bordures de l'unité montrent des plis bien marqués. Dans la bordure sud, par exemple, on trouve un pli

synclinal décimétrique, d'axe N 75°, déversé au SSE. La schistosité est parallèle au plan axial et mieux individualisée dans les niveaux péliteiques de la zone de la charnière. La limite E de l'unité correspond au prolongement vers le NE de la zone de cisaillement définie au Sud dans l'unité d'Oulmès. L'intensité de la schistosité S1 croît progressivement vers cette limite E; elle devient pénétrative mais elle n'atteint pas le stade de la foliation comme dans l'unité d'Oulmès.

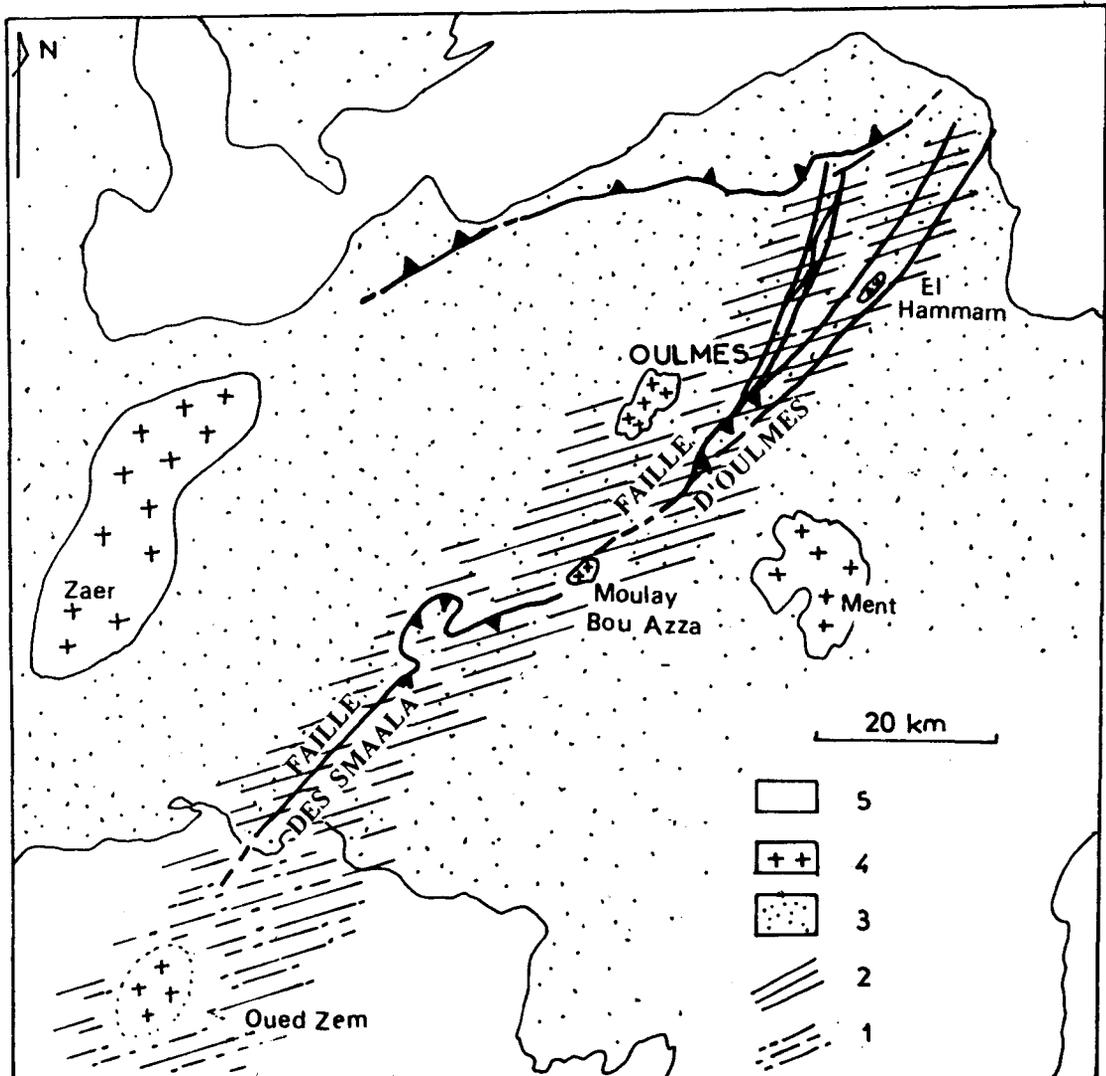


Fig. 12: Allure du couloir d'Oulmès 1, partie enfouie; 2, partie affleurante; 3, terrains paléozoïques; 4, granites hercyniens; 5, couverture post-paléozoïque.

Les plis P2 et la schistosité S2 sont absents. Des diaclases reprennent les structures précédentes. Elles ont une direction générale N 120° et un pendage subvertical.

Ensemble occidental : Cet ensemble correspond dans sa partie nord à un synclinorium kilométrique NE-SW, déversé au SE dont le centre est occupé par les terrains du Dévonien inférieur de la ride d'Aguettouane. La partie ouest du synclinorium est formée par les terrains tournaisiens à viséens supérieurs de la bordure est du bassin de Sidi Bettache. La partie sud de l'ensemble correspond à un anticlinorium NE-SW. Le passage entre les deux parties de l'ensemble est perturbé par la tectonique cassante tardive. A l'Est, l'ensemble est en contact par des cisaillements NE-SW avec les terrains tournaisiens de la bordure occidentale de l'ensemble central.

Les structures : L'ensemble montre une phase principale de plissement synschisteux P1 + S1. Les plis P2 n'ont pas été rencontrés. Des diaclases sont présentes. Les plis P1 sont déversés au SE. Leurs axes ont une direction moyenne N 40° et leurs plongements varient de 20 à 75° souvent au NE. Les plans axiaux sont tous pentés au NW de 40 à 70°. Ces plis sont accompagnés d'une schistosité pénétrative, en éventail ou parallèle au plan axial, parfois réfractée au niveau des bancs quartzitiques. Des différences sont relevées entre la partie centrale et occidentale de l'anticlinorium, séparées par une zone de cisaillement :

- Dans la partie centrale, les plis sont métriques à décimétriques. La dispersion des axes dans le plan axial est un phénomène très fréquent du fait de l'abondance des cisaillements. Les directions axiales peuvent acquérir des valeurs différentes dont les plus courantes sont N 80° et N 140°. La plupart des plis sont cisailés dans leur charnière parallèlement au plan axial. La schistosité est mieux individualisée et elle est très serrée au voisinage des cisaillements dont celui qui limite à l'ouest cette partie.

- Dans la partie occidentale, les plis sont centimétriques, décimétriques et parfois métriques. La présence d'axes courbes est fréquente. Les directions axiales sont plus homogènes, voisines de N 40°. A l'approche de la zone de cisaillement, limite orientale de cette partie, la S1 est de mieux en mieux individualisée et il est fréquent de rencontrer des plis plus ou moins dilacérés anisopaques et isoclinaux.

Des diaclases sont fréquentes et serrées. Leurs plans ont une direction générale N 120° et un pendage sub-vertical. On les trouve dans tout l'ensemble et elles recoupent toutes les structures précédentes.

Ensemble septentrional : Cet ensemble est formé par les turbidites du Viséen supérieur et du Namurien, ployées en un synclinorium décakilométrique NE-SW déversé au SE. Ce synclinorium est affecté dans sa partie SW et SE par le chevauchement du Tafoudeit à vergence sud et SE.

L'analyse de cette structure montre que la déformation principale correspond à une phase de plissement synschisteux (P1 + S1). Les plis P1 sont centimétriques à métriques, déversés au SE. Les flancs des plis sont de plus en plus étirés et les charnières épaissies lorsqu'on se dirige vers la bordure SE de la structure. Les axes ont des directions N 30° avec des plongements souvent vers le NE. A l'approche du chevauchement, les axes des P1 se parallélisent avec celui-ci. Les plans axiaux sont pentés vers le NW. Une schistosité S1, en éventail ou de plan axial est associée à ces plis. Dans la partie NNE de la structure, qui est sa partie centrale, la S1 est souvent faiblement exprimée; la linéation S0-S1 est un débit en crayons.

La fabrique microscopique évolue aussi en direction du chevauchement : des schistes prélevés loin (4 km) au NW du chevauchement montrent une schistosité peu marquée. De petits cisaillements ont utilisé secondairement les plans S1, au cours desquels les grains détritiques, quartz et micas, sont cassés et tordus. Au voisinage de la faille, la S1 est très nette. Les paillettes de micas blancs néoformés sont de taille plus grande. Les grains de quartz détritiques sont plus ou moins étirés et ils montrent à leurs extrémités de minuscules barbes quartzo-micacées.

Les plis sont souvent affectés par des cisaillements dans la charnière parallèlement à la S1, entraînant des petits recouvrements à vergence NE ou SE. Ce phénomène s'accroît vers la bordure SE de l'ensemble, c'est à dire vers le chevauchement du Tafoudeit. Celui-ci montre donc les caractères d'un cisaillement synchrone des plis P1; sa nature chevauchante est probablement en relation avec l'exagération du déversement des plis P1 vers le SE.

Les plis P2 et la schistosité S2 sont absents, sauf au voisinage du chevauchement où on rencontre des plis post-P1. Cependant, les diaclases sont fréquentes. Leurs plans ont une direction qui varie de N 60° à N 120° et un pendage subvertical.

Conclusions

La déformation hercynienne majeure comprend, dans la partie nord de l'AKO (fig. 13) :

- une première phase de plissement synschisteux P1+S1. La direction axiale des plis N 30° et la vergence vers le SE sont les mêmes dans tous les ensembles structuraux. Cependant, le style des plis et de la schistosité montre des variations au sein de chaque ensemble et aussi d'un ensemble à un autre. Ainsi, pour l'ensemble central, la fermeture des plis et l'intensité de la schistosité associée au métamorphisme augmentent vers la zone de cisaillement d'Oulmès orientée NE-SW et aussi au voisinage des cisaillements NE-SW qui limitent les unités de cet ensemble. Ces cisaillements sont contemporains de la première phase de plissement. La zone de cisaillement d'Oulmès englobe et relie deux granites syntectoniques, éloignés l'un de l'autre, celui d'Oulmès, situé dans la partie

est de l'ensemble et celui d'El Hammam. L'intensité de la déformation et du métamorphisme est maximale au voisinage des granites où la mésozone est atteinte. Pour les autres ensembles, le plissement synschisteux est de plus en plus intense vers les limites des ensembles qui correspondent aussi à des cisaillements, mais cette intensité demeure moindre que dans le couloir d'Oulmès.

- une seconde phase de plis synschisteux P2+S2. Ces plis ne sont bien individualisés que dans le couloir d'Oulmès. Ils sont en général coaxiaux aux plis P1.

- des diaclases de direction N 120° et verticales reprennent les structures précédentes.

La zone nord des ZAER (partie SW de l'AKO) :

Dans cette zone, trois régions sont distinguées : la région de Rommani, la bordure nord du granite des Zaër et la région de Tsili (fig. 14). Nous décrivons à titre d'exemple les déformations mises en évidence dans la bordure nord du

granite des Zaer par ZAHRAOUI (1991), à qui on se référera pour les autres régions.

La bordure nord des granites des ZAER:

Cette zone est située à une dizaine de kilomètres au Sud de la boutonnière de Rommani (fig. 14). Les terrains ordoviciens à carbonifères y sont affectés par le métamorphisme régional qui atteint l'épizone et auquel se superpose le métamorphisme de contact lié à la mise en place du granite (VEN DEN VEN, 1969; GIULIANI, 1982). Cartographiquement, les structures majeures orientées N 70° se moulent autour du granite. Elles subissent des virgations et passent vers l'Ouest dans le massif des Khatouat à des directions NW-SE (PIQUÉ, 1979; FADLI, 1983 et 1990). Sur la bordure ouest du granite, elles sont NE-SW. Au lieu de convergence de ces structures apparaissent des chevauchements vers le Sud (FADLI, 1990; EL ATTARI, 1990).

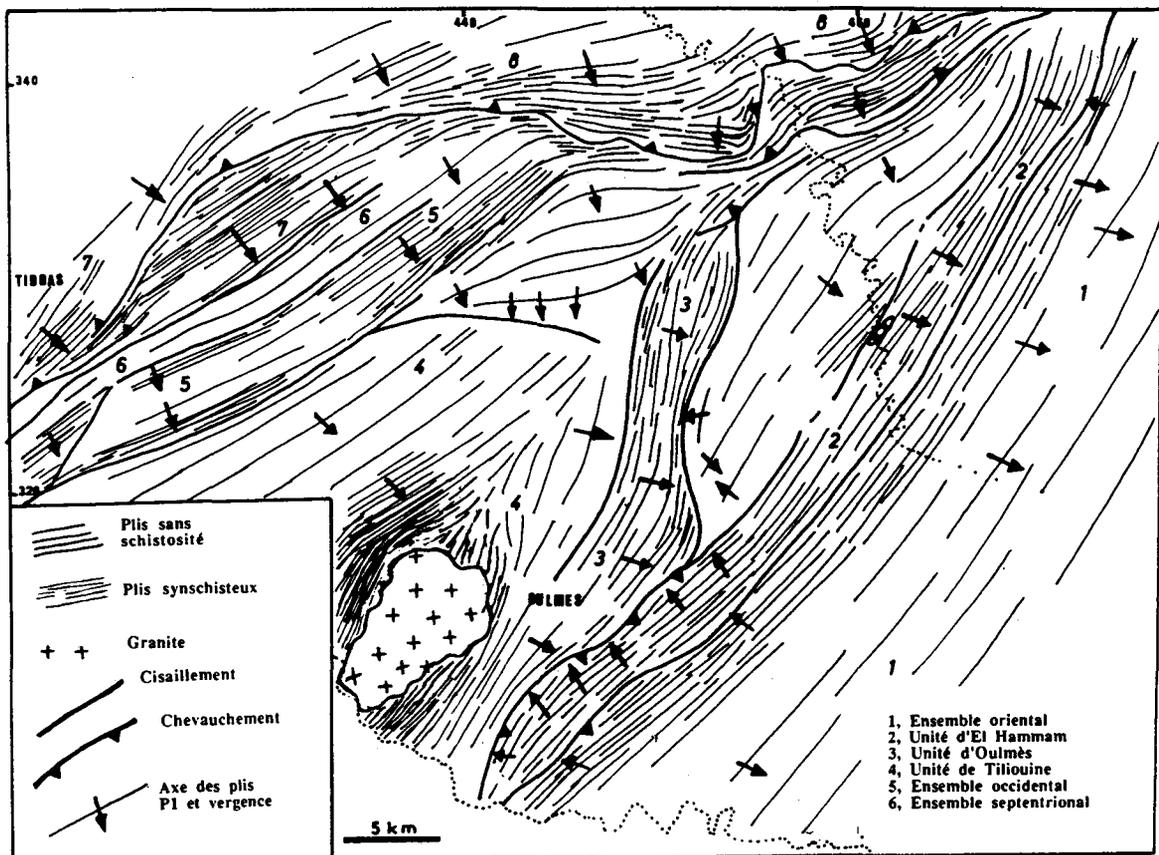


Fig. 13: Schéma structural du Maroc central septentrional.

L'analyse structurale intéressera les structures de la bande métamorphique large de 4 à 5 km au Nord du granite. Dans cette bande (fig. 15), la déformation est hétérogène; elle se concentre dans des couloirs de cisaillement orientés ENE à

NE en direction desquelles les plis P1 sont cisailés et aplatis et où apparaît une deuxième schistosité.

Les plis P1 : sont centimétriques à métriques, intrafoliaires, de direction N 40° à N 70°. Ils sont isoclinaux

et déversés vers le SE. Leurs axes sont peu plongeants à subhorizontaux en dehors des zones de cisaillement. La schistosité S1 est matérialisée par la cristallisation orientée de la muscovite, de la chlorite et localement de la biotite. Son pendage est vers le Nord. A cette schistosité se superposent des minéraux du métamorphisme de contact (andalousite, biotite...).

Les plis P2 : Les surfaces d'anisotropie So-1 sont plissées, ce qui donne naissance à des plis P2. Ces structures se concentrent dans des couloirs orientés N 70° à NE-SW (fig. 16). Du Nord au Sud, trois couloirs ont été distingués (ZAHRAOUI, 1991) : le couloir de Koudiat Chérif qui sera pris comme exemple pour la description des structures, le couloir de Keram El Mokhasnia et celui de Koudiat Laouija.

Au niveau de la Koudiat Cherif, la déformation est décrite (ZAHRAOUI, 1991) comme polyphasée et concentrée sur un couloir large de 1 km environ. Les terrains carbonatés du Givétien et les grès et schistes du Famennien montrent des plis P1 N 70° à N 60° aplatis et serrés. Les plis P2 sont centimétriques à métriques, de direction N 175° à N 50°. Ce sont des chevrons ou des plis isoclinaux. Ils sont asymétriques et ont des axes dispersés dans leur plan axial. Ils sont associés à une schistosité de crénulation S2 zonale soulignée dans les calcschistes par un débit découpant des microlithons et marquée par des opaques. La S2 est plus marquée dans les lits argileux microplissés, alors que les lits carbonatés montrent seulement des cristaux de calcite engrenés.

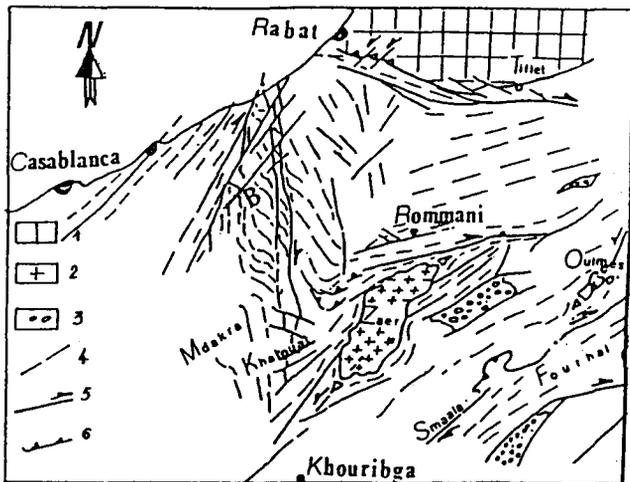


Fig. 14: Schéma structural du Maroc central occidental (ZAHRAOUI, 1991); 1, bloc des schoul; 2, granite; 3, bassin westphalo-permien; 4, direction axiale; 5, décrochement; 6, écaillage.

Sur le flanc sud de la Koudiat Cherif, les plis P2 sont métriques au niveau des barres quartzitiques et cisailés parallèlement à leur plan axial. Dans le matériel schisteux, la S2 est plus serrée. Elle a une direction subméridienne à N 50° et montre une linéation L1-2 fortement plongeante au

NW. Ces structures sont découpées par des cisaillements N 45° à N 70° dextres qui délimitent des amygdales tectoniques grés-quartzitiques ou schisteuses. Ces cisaillements obliques sur la S2 déterminent avec elle un système S2/C qui évolue en décrochement tardi-S2. A l'approche des surfaces S2/C, la schistosité S2 tend progressivement à se paralléliser avec celles-ci.

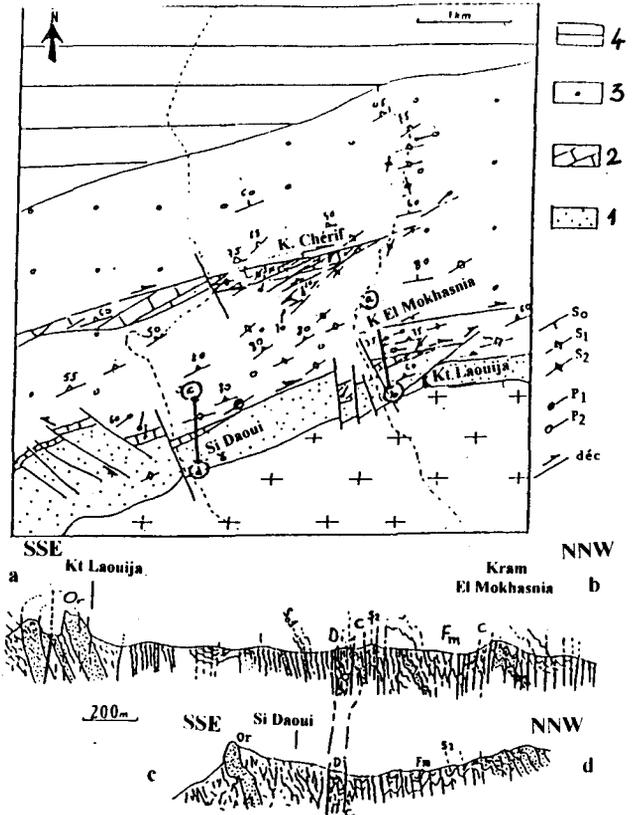


Fig. 15: Schéma structural de la bordure nord du granite des Zaer (ZAHRAOUI, 1991) 1, Ordovicien (Or); 2, Dévonien inférieur (Di) et moyen; 3, Famennien-Tournaisien (Fm); 4, Viséen supérieur; C, couloir de cisaillement.

La répartition des structures en bandes ENE à NE où se concentre la déformation est caractérisée selon ZAHRAOUI (1991) par : les glissements dans les surfaces d'anisotropie S1 (ou S0-1); la naissance entre ces surfaces de plis d'entraînements P2 à axes fortement plongeants et dispersés dans le plan axial; les structures S2/C évoluant en décrochement tardi-S2 et enfin les figures de rotation des minéraux opaques qui s'accompagnent de zones abritées suggérant une déformation rotationnelle.

L'évolution des structures du Nord vers le Sud est marquée par le passage des plis P1 isoclinaux à des plis serrés, aplatis puis dilacérés par des plans subverticaux entre lesquels se forment des plis P2 et une S2 dont la direction

tend à se paralléliser avec celle de S1. Ces caractères montrent que ces cisaillements relaient dans le temps les plis P1. L'assymétrie des plis P2 ainsi que les figures de rotation des objets rigides, indiquent des mouvements symmétamorphiques dextres.

Les relations métamorphisme-déformation : Plusieurs travaux ont montré qu'il existe un lien entre la mise en place du granite des Zaër et la déformation symmétamorphe. Ceux de VEN DEN VEN (1969) et de PIQUÉ (1979), entre

autres, ont montré que le métamorphisme de contact est lié au métamorphisme régional.

Le granite des Zaër et sa mise en place : Ce granite est intrusif dans les terrains du Paléozoïque inférieur qui constituent le flanc NW de l'AKO (fig. 14). Sa forme elliptique montre une direction NE-SW à subméridienne dans sa partie sud et elle subit une virgation vers l'ENE dans sa partie nord, parallèlement aux grandes structures cartographiques qui le moulent.

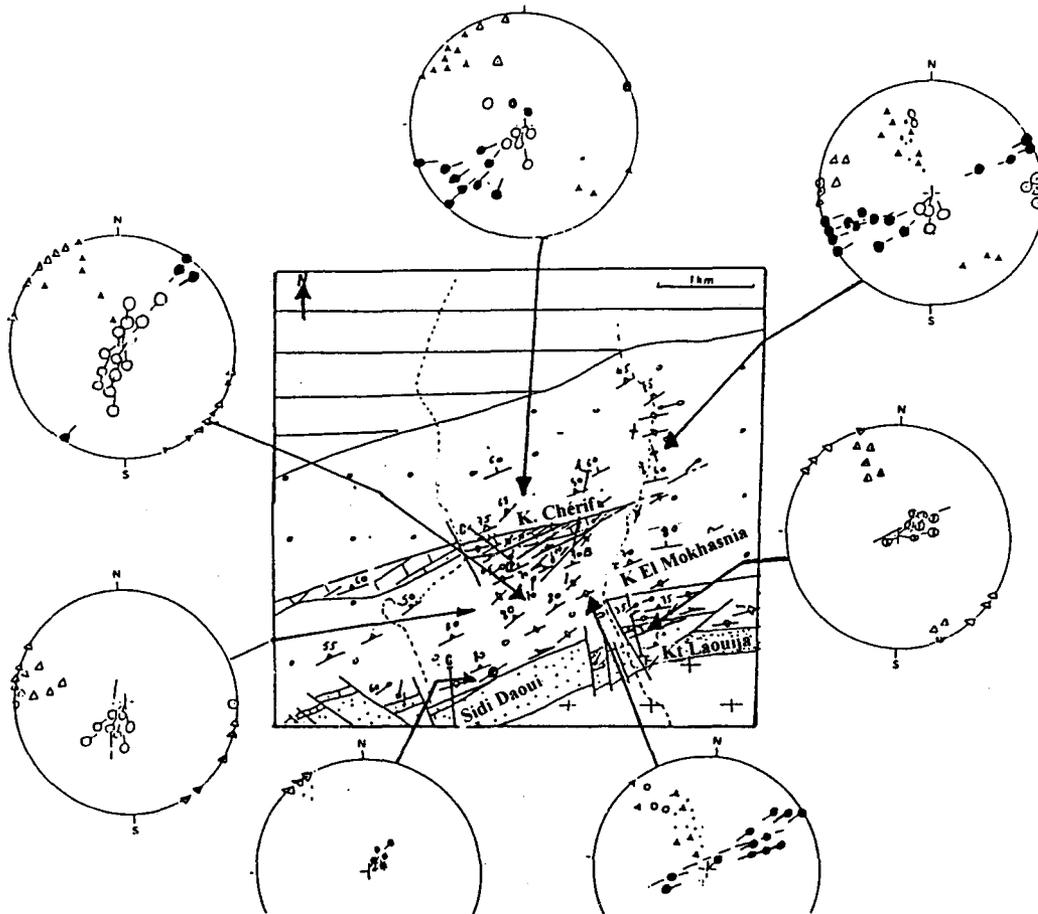


Fig. 16: Stéréogrammes des structures 1 et 2 de la bordure nord des granites des Zaer.

PIQUÉ (1975 et 1979) souligne que la mise en place du granite des Zaër s'est faite au centre d'une culmination du métamorphisme régional synschisteux, anchi- à épizonal, antérieur au métamorphisme de contact. Le même auteur montre qu'il existe cependant une interaction entre les deux phénomènes qui se manifeste par l'influence du flux thermique sur le style de déformation croissant en direction du centre de l'émission granitique. L'hypothèse la plus compatible avec la déformation régionale pour l'apport de chaleur est le fonctionnement d'un cisaillement profond à l'origine de l'élévation de la température.

Pour LAGARDE (1987), cette mise en place est associée à des décrochements conjugués ENE dextres (que l'auteur privilégie) et NNE sénestres. Pour sa part, DIOT (1989) interprète la mise en place de la granodiorite par un mécanisme en déchirure ("pull apart") qui permet l'ouverture de la croûte et la montée du magma granodioritique. Cette ouverture se produit, d'après lui, sous l'effet d'une contrainte majeure orientée NW-SE à l'origine du jeu d'un cisaillement profond de direction subméridienne en sens sénestre et de son conjugué moins important ENE dextre, relativement tardif.

D'après l'analyse des structures, les plis P1 synschisteux ne montrent pas de disposition en échelon compatible avec un mouvement cisailant ENE qui leur serait synchrone. Celui-ci paraît en effet relativement tardif et il les relaie dans le temps. Dans l'état actuel des connaissances, la deuxième hypothèse nous paraît donc la plus probable quant à la chronologie des événements.

Relations cristallisation-déformation : Dans cette partie nord, l'analyse de quelques échantillons montre que le métamorphisme de contact se superpose au métamorphisme régional. Dans la majorité des cas, les porphyroblastes de biotite et d'andalousite paraissent postérieurs à la schistosité.

Les andalousites de forme losangique en section sont totalement ou partiellement transformées. Leur rétomorphose donne des petites sections de phyllites et des cristaux de quartz localisés à la périphérie, ce qui rend parfois délicate la recherche des relations avec la schistosité. Cependant, on voit souvent la schistosité externe passer en continuité à la schistosité interne. La schistosité de crénulation S2 montre une rupture à la limite des blastes. D'autre part, ces minéraux sont disposés sans orientation préférentielle sur la Se. Leur seule reprise locale est un tronçonnement par des microfractures tardives. Leur cristallisation paraît donc acquise en dehors des événements schisteux ou, comme l'a suggéré PIQUÉ (1979), dans la phase finale de la déformation.

Toutefois, d'autres travaux dans les autres secteurs au pourtour du massif granitique (GIULIANI, 1982 ; BOUSHABA & CAILLEUX, 1988; DIOT, 1989 ; EL ATTARI, 1990) mettent en évidence des minéraux de métamorphisme de contact syncinématiques. Ces minéraux cristallisent en condition statique sur la foliation So-1 et ils sont

déformés en partie par la S2. Compte tenu de l'ensemble des observations, on peut retenir en tout cas que la porphyroblastèse est postérieure à la première phase de plissement synschisteux. D'autre part, du fait que les andalousites ne montrent pas d'orientation dans ce secteur, le métamorphisme de contact paraît plus étalé dans le temps que la seconde déformation cisailante. D'ailleurs, le granite ne montre pas de foliation secondaire ici, ce qui montre qu'il est tarditectonique. Il est fracturé par les décrochements tardi-schisteux. Bref, sa mise en place paraît donc s'effectuer entre les deux épisodes synschisteux, mais ne s'achever que tardivement par rapport à celles-ci.

CONCLUSIONS

Dans l'AKO, la déformation de la phase majeure hercynienne est caractérisée par une interférence des phénomènes tectoniques et thermiques. On décrit une première phase de plissement synschisteux, une seconde phase de plissement encore synschisteux mais plus localisée et enfin des cisaillements ductiles. Globalement, la déformation est contemporaine de l'intrusion de deux granites, ceux d'Oulmès et d'El Hammam.

Les directions axiales du plissement principal sont uniformes, en moyenne N 30°. Une schistosité est toujours associée à ce plissement et la vergence des plis est vers le SE. L'intensité de la déformation marquée par une isoclinalisation des plis et/ou un type de schistosité lié à une ductilité plus importante, croît vers les zones de cisaillement. Elle est maximale dans les couloirs de cisaillement, celui d'Oulmès à intrusions granitiques où le métamorphisme atteint la mésozone, et les différents couloirs de cisaillements de la zone des Zaer où s'est réalisée l'intrusion du granite des Zaer. La seconde phase de plissement est coaxiale de la première. Elle n'est bien individualisée que dans les couloirs de cisaillement. Elle est parfois synschisteuse, mais la ductilité du clivage associé est beaucoup moins importante que celle de la première phase.

Ainsi, cette structuration obéit au style de déformation localisée dans les zones de cisaillement symmétamorphique. Toutes les déformations décrites sont la réponse à un raccourcissement régional NW-SE subhorizontal dans un régime en transpression. L'enchaînement observé : plissements + cisaillements sénestres marque une permanence de ce régime de déformation pendant la phase majeure.

Par rapport aux bassins sédimentaires (Sidi Bettache, Tiliouine, Fourhal, etc.), les couloirs de cisaillement se situent à l'emplacement des limites de ces bassins. Ces limites avaient fonctionné, pendant la sédimentation, dans un régime transtensif, sous un raccourcissement régional orienté ENE-WSW. Pendant la phase majeure, ces limites fonctionnent dans un régime en transpression; la déformation régionale y est la plus intense. Ces limites sont donc des failles anciennes, des failles du socle, qui contrôlent la formation des bassins sédimentaires, leur

sédimentation et leur déformation. Pendant la phase majeure, on assiste donc à une inversion structurale : les failles transtensives acquièrent un jeu transpressif. Cette inversion structurale s'accompagne d'une rotation des contraintes compressives (ou du bâti orogénique) passant d'une direction ENE-WSW à NW-SE.

LA TECTONIQUE CASSANTE TARDIVE

INTRODUCTION

Les différentes structures résultant de la phase majeure sont affectées par des épisodes de tectonique cassante. Parmi les failles responsables de cette tectonique, certaines correspondent à des rejeux des cisaillements de la phase majeure. La plupart d'entre elles affectent les terrains sédimentaires et/ou volcaniques datés du Permien et ne sont pas connues dans les terrains du Trias. Pour les autres, dont l'activité est enregistrée loin des zones d'affleurement du Permien, l'âge de leur activité est déterminé par corrélation avec les failles qui affectent le Permien.

LA TECTONIQUE PERMIENNE

Les terrains datés du Permien occupent les "bassins" de Bou Achouch, de Bouterehla et de Souk Sebt-Tiddas, situés sur les bordures NE, nord et NW de l'AKO (fig. 17) Dans ces bassins se sont accumulés des dépôts détritiques continentaux en même temps qu'une importante activité volcanique acide se manifestait [EL WARTITI, ce volume].

Les terrains permien montrent une tectonique synsédimentaire et une tectonique post-sédimentaire.

La tectonique synsédimentaire

C'est dans le bassin de Souk Sebt-Tiddas, allongé selon une direction NE-SW et à bordures faillées, que cette tectonique a été signalée (GONORD & al., 1980; EL WARTITI, 1981 ET 1990; CAILLEUX & al., 1982 et 1986; ZOUINE, 1986). Parmi les structures associées à cette tectonique, ZOUINE (1986) cite des failles synsédimentaires verticales, NE-SW, entraînant des épaisissements accidentels de passées grossières et conglomératiques; des décalages d'horizons repères; des discordances internes et des failles hydroplastiques. L'analyse de ces failles synsédimentaires lui a permis de mettre en évidence une compression sub-verticale et une extension sub-horizontale orientée approximativement N-S. Par ailleurs, le même auteur montre le caractère décrochant des failles limitant le bassin. Il s'agit de décrochements dextres orientés NE-SW. Ainsi, pour l'ouverture et le fonctionnement de ce bassin, un régime en transtension sur décrochements dextres NE-SW selon une compression horizontale N 80° a été proposé (ZOUINE, op. cit.). Ce régime de déformations est évidemment différent de celui enregistré à l'intérieur du bassin, du fait que les bassins enregistrent un état de contrainte différent de celui des bordures (GELARD, 1985).

La tectonique post-sédimentaire

Dans le bassin de Souk Sebt-Tiddas, deux phases compressives ont été mises en évidence (ZOUINE, 1986) :

-1] Une première phase caractérisée par une distension horizontale à sub-horizontale NW-SE à E-W et une compression horizontale à sub-horizontale NE-SW à N-S.

Des décrochements N 40° à N 70° sénestres sont attribués à cette phase; -2] Une deuxième phase caractérisée par une compression sub-horizontale à horizontale NE-SW à NW-SE. Une tectonique en failles inverses est associée à cette phase.

Dans le bassin de Bou Achouch, les terrains du Permien sont morcelés en panneaux limités par des failles (fig. 17). Des écaillages sont présents au sein des panneaux; ils sont à vergence ouest (CAILLEUX & al., 1983) et SW.

L'analyse microtectonique des autres failles et fractures et l'étude des fentes de tension en échelon que forment certains filons de roches volcaniques ont permis de mettre en évidence deux épisodes compressifs (CAILLEUX & al., 1983) : -1] Un épisode correspondant à un raccourcissement N 20°. C'est à cet épisode que sont liés les écaillages à vergence SW; -2] Un épisode qui indique une compression N 110°. Il remobilise les anciennes fractures et en crée de nouvelles qui sont conjuguées.

Dans le bassin de Bouterehla, deux phases compressives ont été mises en évidence (TAHIRI, 1991): -1] Une compression orientée N 30° avec une extension verticale (fig. 17). Cette compression est responsable des écaillages à vergence SW, S et SSE qui affectent les terrains permien. De rares décrochements sénestres N 70°, à faible rejet horizontal, sont attribués à cette compression. -2) Une compression orientée N 110° responsable des décrochements dextres N 70° à N 80° (fig. 17).

Conclusions

Deux phases compressives sont responsables de la tectonique post-sédimentaire au Permien : une phase orientée N 20° à N 30° et une phase N 110°. Ces phases se matérialisent par des écaillages à vergence S, SW et SE et des décrochements dextres N 70° à N 80°.

Cette tectonique affecte aussi les terrains paléozoïques sous jacents au Permien, au voisinage des bassins permien et aussi dans les secteurs éloignés.

LES REJEUX DES CISAILLEMENTS DE LA PHASE MAJEURE

1- La faille d'Oulmès

Des indices de rejeu de cette faille sont rencontrés dans la branche occidentale. En dehors de cette branche, d'autres failles parallèles et voisines montrent un jeu identique; c'est le cas de la faille d'El Hammam qui traverse l'unité d'El Hammam en son milieu.

La branche occidentale : A une dizaine de kilomètres au NE d'Oulmès (fig. 17), les failles de cette branche sont orientées N-S à NW-SE et ont un pendage généralement fort vers l'E ou le NE. Les stries de friction relevées dans les plans de ces failles ont un pitch moyen à fort et un plongement en majorité vers le NE ou le Nord.

La compression déduite est subhorizontale et orientée N 15° avec une extension subverticale. Des fentes de tension

sont présentes; leur direction N 175° et N 15° est conforme avec la direction de la compression.

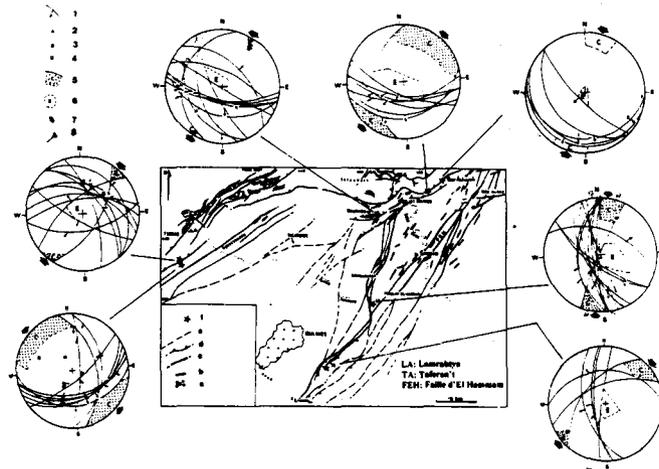


Fig. 17: Diagrammes de dièdres droits des accidents à jeu ou rejeu permien (d'après TAHIRI et MEDINA, 1990). 1, trace cyclographique du plan de faille et strie de friction associée; 2, pôle du plan axial des crochons; 3, compartiment en extension; 4, projection horizontale de la contrainte compressive; 6, axe des crochons; a, terrains permien; b, filons de roche volcanique permienne; c, faille à jeu ou rejeu permien; d, chevauchement à rejeu permien; e, faille à rejeu permien non individualisé; f, site des mesures microtectoniques.

Une faille subméridienne montre que le mouvement s'est effectué en deux étapes : à un jeu inverse a succédé un jeu décrochant dextre attesté par des steps. Ce mouvement a été progressif puisqu'il ne s'agit pas de deux générations de stries mais d'une virgation de la striation. Les deux déplacements sont compatibles entre eux et avec la compression N 15°.

Ainsi, la remobilisation du cisaillement d'Oulmès correspond à un jeu décrochant dextre. Ce rejeu est localement daté du Permien. Il est engendré par une compression N 30° à N 70°. Cette compression est similaire à la première phase compressive permienne. Les indices du rejeu lié à la seconde phase N 110° sont peu connus ou bien ils sont confondus avec ceux de la phase majeure.

2- Le chevauchement de Tafoudeit

La remobilisation de ce chevauchement est analysée à la lumière d'exemples pris dans trois secteurs: au NE et à l'W-SW d'Ouljet Soltane et au SE de Tiddas (fig. 17). Dans l'un de ces secteurs, à l'WSW d'Ouljet Soltane, le chevauchement affecte des filons de roches volcaniques du Permien. Les différents exemples montrent que le

La tectonique permienne est active dans les bassins permien et leur voisinage immédiat, c'est-à-dire à l'emplacement des secteurs où les cisaillements de la phase majeure étaient actifs. Les directions des principales failles permien sont donc des directions héritées de la phase

chevauchement a été remobilisé par une tectonique d'âge permien. Cette tectonique est représentée par deux phases compressives N 30° puis N 110°, identiques à celles mises en évidence dans les terrains permien. Cette remobilisation se fait par la réactivation des anciens plans de chevauchement et aussi par le jeu de nouvelles failles.

LES AUTRES FAILLES

Des cisaillements à jeu cassant sont décrits par ZAHRAOUI (1991) dans la partie occidentale de l'AKO; certains sont N-S et correspondent à des décrochements sénestres; d'autres sont dextres et ont des directions NE-SW à ENE-WSW.

CONCLUSIONS

La tectonique cassante tardive est essentiellement datée du Permien. Elle se manifeste par deux phases compressives N 30° et N 110°. La première, la plus importante, engendre des écaillages vers le SW et des décrochements subméridiens souvent dextres. La deuxième, peu individualisée, est responsable de décrochements NE-SW à subéquatoriaux sénestres. Cette tectonique, en particulier la première phase, entraîne une remobilisation des cisaillements de la phase majeure.

majeure. La direction N 30° (NNE-SSW) de la phase compressive principale permienne suggère une rotation des contraintes NW-SE de la phase majeure hercynienne (ou du bâti orogénique). Cette rotation se fait dans la continuité de celle amorcée au Dévonien supérieur.