

Le Cambrien et l'Ordovicien du Maroc central méridional

Yves CAILLEUX

LE CAMBRIEN DU MAROC CENTRAL SUD ORIENTAL: DES SERIES TERRIGENES A RARES EVENEMENTS CARBONATES.

Le coeur du Maroc central montre à Goaida une boutonnière au sein des masses quartzitiques du Pays Zaïan. Elle dévoile en contre bas de crêtes culminant à 1630 m un granite précambrien de 25 km² sur lequel, après érosion, se sont déposés les premiers sédiments du cycle paléozoïque. Après quelques hésitations (MORIN, 1955) cet auteur a attribué les premiers niveaux de la couverture granitique au Cambrien (MORIN, 1959). Quelques autres sites présentent, avec des qualités variables des tronçons plus ou moins grands de la pile sédimentaire cambrienne. C'est le cas du horst de Bou Acila et de ceux du Tiskram ou de Belkrit, tous deux pointant dans la plaine de Sidi Lamine, ou du Jbel Hadid, plus au Sud encore (fig. 1).

LES COUPES DU CAMBRIEN DE GOAIDA.

La série synthétique, très simple se subdivise en quatre ensembles :

- l'ensemble pélitique inférieur;
- l'ensemble calcaire;
- l'ensemble pélitique supérieur;
- l'ensemble gréseux terminal.

L' ensemble pélitique inférieur.

Il coiffe le granite sans trace de métamorphisme de contact. Les points d'observation favorables sont peu nombreux (Nord de l'Oued Bouizemmouane, versant nord du Mououamane).

La série, purement pélitique, est épaisse d'environ 150 m. Elle repose sur le granite sans l'intermédiaire d'un quelconque conglomérat. Frais, le matériel est verdâtre, pélitico-silteux avec quelques petits micas; à l'altération il prend des teintes beiges. La stratification, peu marquée dans ce lithofaciès très homogène, est repérée grâce à des niveaux plus clairs et légèrement plus résistants qui ont été donnés comme tuffacés. Elle est recoupée par une schistosité dense. Une modification sédimentologique intervient au dessus de cette première volée de pélites avec l'apparition de niveaux quartzitiques qui s'interstratifient dans le matériel fin. Ils forment une petite corniche d'une quinzaine de mètres où on distingue de la base au sommet: des quartzites et des grès à litage fin, des quartzites satinés; des grès quartzites séparés des précédents par une récurrence de pélites à limets gréseux et où l'altération développe des teintes rosâtres ou blanchâtres. Cette passée quartzitique décimétrique se fond à son sommet dans quelques mètres de schistes qui assurent le passage avec le second ensemble (fig. 2).

L' ensemble calcaire.

Cet ensemble est à l'origine de la datation de toute la série pélitico-carbonatée.

Sur les flancs de l'Aguerd Içoufane, les carbonates forment, au dessus des pélites qui viennent d'être décrites, des niveaux d'épaisseur variable, séparés par des travées schisteuses. Par contre plus au nord, les bancs se rapprochent, s'épaississent et les calcaires participent à l'édification d'une barre massive d'une quinzaine de mètres de puissance. Les deux types d'affleurement, séparés par des contacts tectoniques ne sont pas directement corrélables. Toutefois, leur position par rapport au socle granitique en fait des équivalents latéraux. Pour visualiser cette variation, (fig. 3) voici les descriptions rapides de quelques coupes effectuées dans ces gisements.

1. Le site de l'Aguerd Içoufane: Malgré une troncature sommitale due à une écaïlle du substratum granitique, l'observation permet de dégager un certain nombre de caractères de l'ensemble carbonaté.

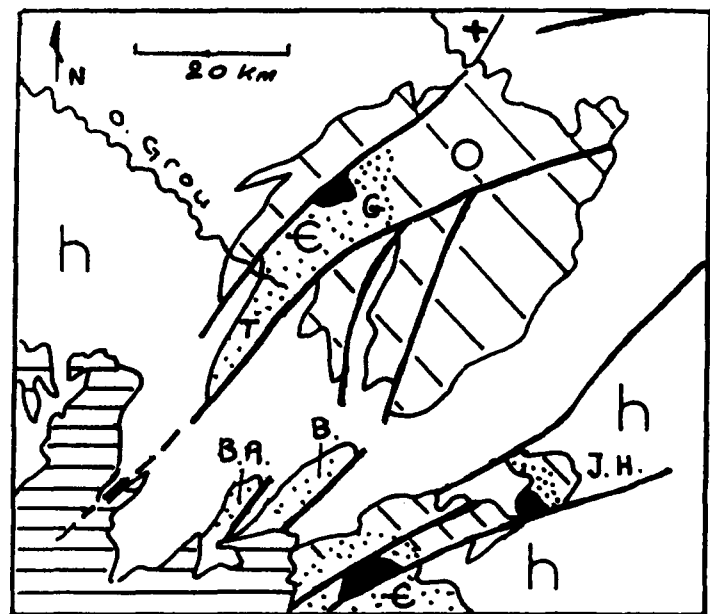


Fig. 1. Les occurrences du Cambrien dans le Maroc central sud-oriental. G: Goaïda; B.A.: Bou Acila; T: Tiskram; B.: Belkrit; J.H.: Jbel Hadid. (noirci: socle précambrien; C: Cambrien; O: Ordovicien; h: Viséen; croix: granite hercynien du Ment; barré horizontal: Mésozoïque.

Les calcaires sont en lentille à l'intérieur des pélites où ils s'interdigitent. Des coupes parallèles faites à peu de distance l'une de l'autre, ne montrent pas le même étagement des niveaux au sein des schistes. Trois passées de calcaires plurimétriques peuvent passer 300 m plus loin à cinq niveaux plus minces et ne donner qu'un seul horizon de 0, 70 m à 500 m de là. Il est possible que la tectonique

ait influé sur cette disposition mais il n' en reste pas moins que les observations de détail montrent l' amincissement latéral sédimentaire de certains bancs et leur disparition au sein des pélites vert olive.

importantes et constituer des noisettes ou des microgalets dans des horizons bien déterminés. Les galets peuvent atteindre 5 cm et, devant une telle ambiance de détritisme, il est possible de voir des clastes dans les paquets de pélites qui sont parfois mêlés au carbonate.

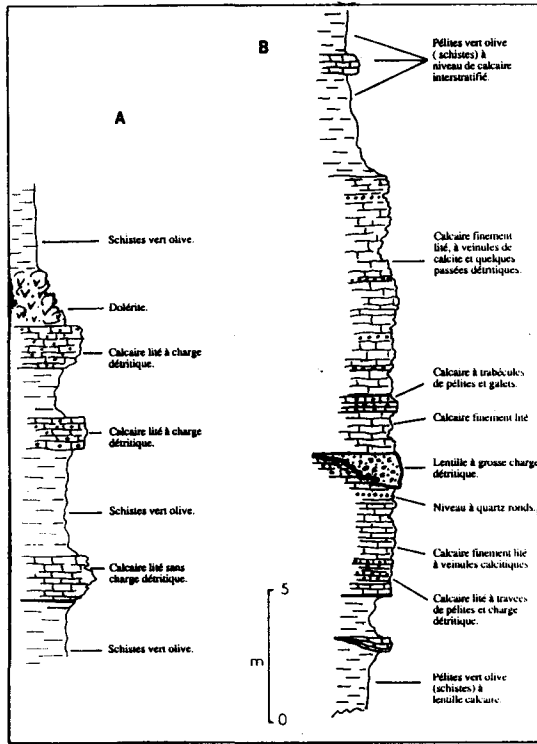


Fig. 2. Esquisse géomorphologique de la boutonnière de Goaïda. 1: crêtes, falaise, col, pente tendue; 2: limites de la plaine de Reggada; 3: croupes; 4: pente concave sur schistes.

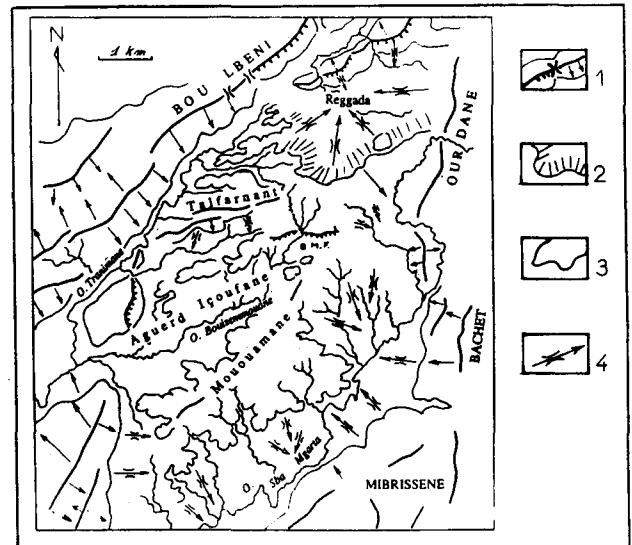


Fig. 3. Deux coupes montrant la variabilité des calcaires cambriens de Goaïda. A - coupe d'Al Bacha; B - coupe de Sidi Mimoun.

2. Une seconde coupe située à 1500 m de la précédente illustre bien la notion de variabilité latérale des calcaires cambriens car on peut penser que la barre de 15 m de puissance qu' on y observe prolonge les bancs de l' Aguerd Içoufane. Elle s' annonce par des lentilles calcaires à éléments siliceux isolés dans les schistes à quelques mètres en dessous de la barre principale. Celle - ci est faite d' une seule masse de calcaire lité, gris-bleuté ou bleu-noir dans laquelle des divisions peuvent être faites à partir de la charge siliceuse qui s'y mêle.

Comme dans l' affleurement précédent les calcaires renferment de plus ou moins nombreux grains de quartz qui confèrent à la roche un toucher râpeux. A l' inverse , la charge peut être nulle et le calcaire lisse. Les alternances rapides de ces deux types aboutissent à un aspect lité, accentué par des veines de calcite et le fluage tectonique. Latéralement les lits sableux se terminent en fuseau, traduisant l' origine détritique des grains de quartz. Les éléments étrangers peuvent être de dimensions plus

Au toit de la barre la série verdâtre réapparaît, identique à celle du mur. Quelques niveaux minces carbonatés représentent des récurrences de la masse calcaire principale.

Latéralement la barre se résoud en trois bancs de 1 m à 1, 50 m séparés par des passées plurimétriques de pélites. Le banc inférieur est dépourvu de matériel détritique alors que les deux autres ont des clastes atteignant la taille du poing. Ces niveaux disparaissent soit brutalement en formant des queues de lentilles au sein des pélites vertes, soit progressivement en passant des calcaires francs aux pélites par l' intermédiaire de faciès de moins en moins carbonatés.

3. Le site de la Maison forestière: Placé au Nord de la bande d' Aguerd Içoufane, il en constitue probablement une répétition par écaillage, mais une grosse intrusion de dolérites vient compliquer la lecture des contacts.

Les calcaires forment une falaise à regard sud haute d' une quinzaine de mètres. L' aspect général est celui d' une

masse marmorisée où quelques veines bleu-noir pourraient représenter la stratification. Les deux premiers mètres sont chargés en galets de quartzites et de granite alors que le reste des bancs est moins riche en clastes mais pénétré de filons de quartz et de calcite. Un filon de dolérite perçant aux 2/3 supérieurs de la falaise forme un repère commode au dessus duquel on rencontre les clastes les plus gros inclus dans les calcaires de Goaida (0,90 x 0,70 x 0,40 m). Après une

dépression en flanc nord on retrouve des bancs carbonatés, différents des précédents par l'absence de détritisme. Les calcaires rubanés, très purs, s'empilent sur une dizaine de mètres. Une travée de schistes verts sépare cette seconde venue d'un troisième niveau mais dont l'état de dilacération présage un contact tectonique important. De fait, au dessus de la dernière passée calcaire c'est le faciès granitique du socle qui réapparaît (fig. 4).

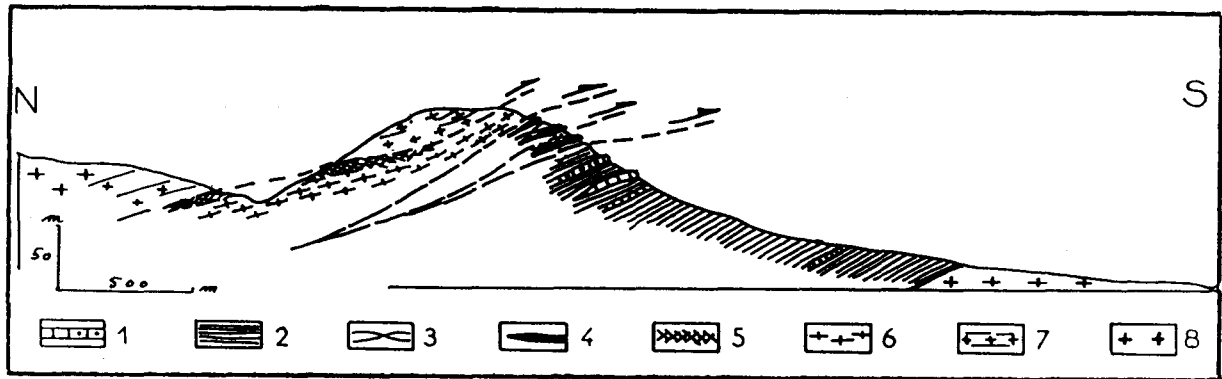


Fig. 4. Les relations entre le socle granitique précambrien de Goaida et sa couverture cambrienne. Coupe à l'est d'Aguerd Içoufanc. 1: calcaire détritique ou non; 2: pélites vert olive acadiennes; 3: débit amygdalaire dans les roches vertes; 5: granite feuilleté; 7: granite fracturé; 8: granite sain.

CONSIDÉRATIONS SUR LES CALCAIRES DE GOAIDA.

La découverte par MORIN & DROT (1962) de restes attribuables à des Archaeocyathes implique un peuplement initial suffisamment dense pour que quelques exemplaires aient pu demeurer reconnaissables en dépit de la tectonique et du métamorphisme. DEBRENNE (1964) et H. & G. TERMIER (1968) s'accordent pour dire l'extrême exigence des Archaeocyathes quant à leur environnement de vie : le paysage est celui d'une plateforme dépourvue d'apports détritiques fins importants. Il paraît dès lors bizarre de voir coexister sur le terrain des types de sédiments aussi différents que les calcaires et les pélites silteuses. Bien plus, les coupes ci dessus ont montré l'existence d'une phase détritique non négligeable à l'intérieur des masses carbonatées alors qu'elle est absente des pélites environnantes.

Devant ces considérations, il devient possible d'imaginer une période de destruction d'une plateforme à Archaeocyathes. Les produits solubles et figurés se seraient mélangés avec des clastes venus du socle: quartzites, granites, schistes, sables. L'ensemble aurait pu se résédimer au sein de pélites vertes représentant le fond de dépôt normal du bassin de Goaida. Selon cette interprétation, les bancs calcaires visibles actuellement sont exotiques et reconstitués. A l'appui de cette proposition d'un apport lointain on peut signaler que les galets de

granites inclus dans les calcaires sont de nature pétrographique différente de celle du socle *in situ*.

L'ensemble pélitique supérieur.

Les pélites de cet ensemble furent appelées " Schistes d'Ouardane " par TERMIER (1936). Cette appellation est équivoque étant donné l'imprécision à situer cartographiquement le véritable *locus typicus*, mais pratique.

Les pélites supérieures sont de teinte générale verte avec des nuances allant du vert olive au beige verdâtre et les exsudations de fer sont nombreuses sur les plans de diaclases. Tout comme son équivalent inférieur, ce faciès très homogène ne montre pas de stratification en grand. Toutefois à l'échelle de la station le litage s'exprime par de très fins limets traduisant des apports de matériel légèrement plus détritique. Certains cas favorables présentent au niveau du centimètre une organisation séquentielle des apports dans le fond pélitique, mais en général c'est le clivage schisteux qui constitue le repère planaire principal de la roche.

L'ensemble gréseux supérieur.

Au sommet de la série pélitique apparaît une suite de niveaux qui tranchent par leur haute énergie sur le caractère de tranquillité des pélites.

Une coupe au NE de la dépression de Goaida, à proximité de la piste d'Ouardane, montre l'empilement sur

une quinzaine de mètres de lits très grossiers dont le caractère commun est d'inclure des grains de quartz millimétriques de forme arrondie (fig. 5). Trois apports successifs constituent cet horizon. Leur organisation en séquence ne paraît nette que pour le terme inférieur où une évolution positive aboutit à une fine récurrence de schistes verts. Le terme moyen est homogène et le supérieur ne montre qu'une tendance à l'évolution positive.

L'examen des grains grossiers souligne leur hétérométrie qui forme un continuum granulométrique. Par contre ils se divisent en deux populations très tranchées quant à leur morphologie.

- des quartz hyalins très anguleux, éclatés (fragments se terminant en échardes); ces grains sont sédimentés sans transport aquatique.

- Des quartz opaques, dépolis, leurs angles sont émoussés et le grain rond. Le degré d'opacité est lié à celui d'arrondi et toutes les gradations sont observables.

Par ailleurs quelques fragments blancs porcelanés (cf. feldspaths) sont isolés parmi ces quartz. D'autres examens révèlent des esquilles de schistes à séricite bien différents des pélites vertes décrites précédemment; elles représenteraient des témoins du substratum précambrien.

Les lames minces ne montrent que des variations sur la composition suivante: éléments (quartz, quartzites, tufs), matrice tuffacée ou phylliteuse. Certains grains de quartz très roulés présentent des anfractuosités à concavité marquée. Elles correspondent à des restes de croissance squelettique ("golfs de corrosion" de quartz rhyolitique) dont les figures typiques sont visibles sur d'autres individus moins remaniés. Les quartzites sont de nature métamorphique avec des plages minérales intimement engrenées. Ce faciès est inconnu à l'affleurement et représente certainement des fragments du substratum précambrien d'autant qu'ils portent des indices d'une tectonisation antérieure à leur dépôt (bandes broyées).

Au toit de la venue grossière, la sédimentation de type pélites vertes reprend sur 5 m, brièvement interrompue par une récurrence de matériel détritique.

AGE ET PARTICULARITES DU CAMBRIEN DE GOAIDA.

Le caractère pratiquement azoïque de la série provient pour tout ou partie de son état tectono-métamorphique et l'âge des pélites ne pourra être approché que par position ou comparaison de faciès.

Les schistes d'Ouardane sont rangés dans l'Acadien pour être intercalés entre des calcaires à *Archacocyathus* et des quartzites rapportés à l'Acadien terminal. Si l'âge des quartzites peut être remis en doute celui acadien des schistes reste à l'heure actuelle le plus vraisemblable. Cette attribution est renforcée par la comparaison avec les séries du Môle côtier (Schistes à Paradoxides de la région de Casablanca, des Rehamna et des Jebilet). Cependant les schistes d'Ouardane se distinguent de ces dernières par plusieurs points, dont trois retiennent l'attention.

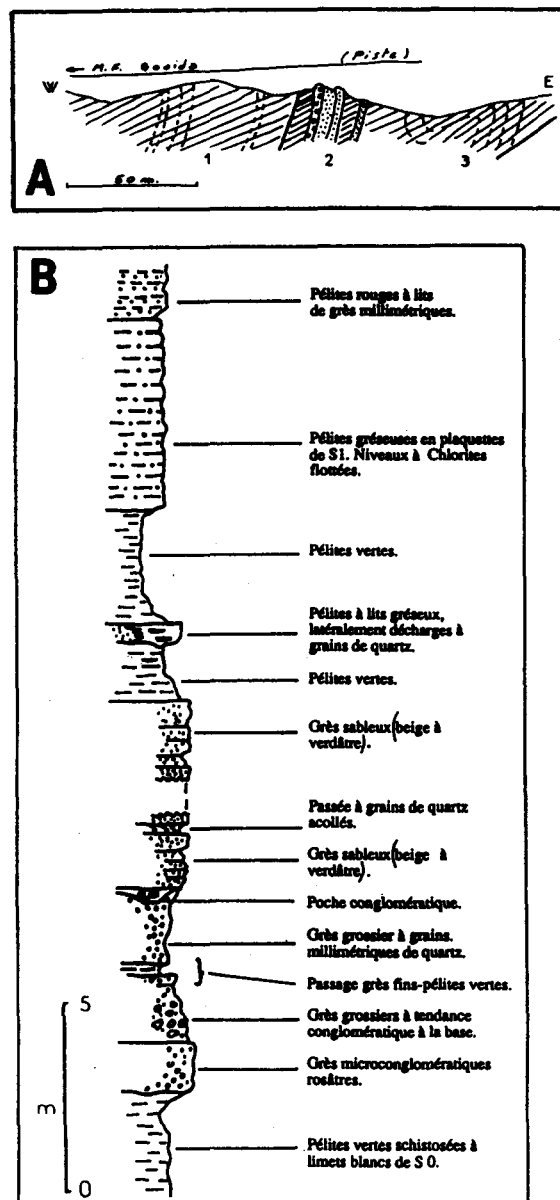


Fig. 5. Faciès détritifique grossier de la fin du Cambrien: coupe de la piste d'Ouardane. A - Situation structurale du niveau grossier. 1: schistes vert olive à limets blancs de S0; 2: niveau grossier; 3: passée ardoisière à lits gréseux centimétriques; B: Log détaillé.

- Leur épaisseur est beaucoup plus faible (on est loin du, ou des milliers de mètres mesurés plus à l'ouest).

- La rareté des feldspaths dans la charge détritifique. Elle se poursuit dans les niveaux grossiers qui coiffent les pélites. Cela ne signifie pas pour autant que le Cambrien de Goaida soit dépourvu de volcanisme (échardes de quartz éclaté, cristaux de pyroxènes, dans certains niveaux).

- L'absence des puissants faciès sableux, grès et psammites intercalés dans l'épaisseur de la stampe des pélites.

Le Cambrien moyen de Goaida apparaît donc comme marginal par rapport à celui de la Méséta côtière. D'une part la signature d'un volcanisme intermédiaire à basique n'est représentée que par quelques niveaux de tufs signalés par MORIN (1955) dans les pélites inférieures. D'autre part il existe un épisode éruptif acide, non signalé ailleurs, synchrone à la sédimentation et reprenant les éléments d'une phase hyper acide antérieure (quartz rhyolitiques, dépolis et roulés, quartz bipyramidés). Enfin le Cambrien de Goaida était à l'écart des grandes zones d'épandages gréseux qui ont balayé le Môle côtier à plusieurs reprises (grès des Jebilet, quartzites du Jbel Lakhdar). C'est vraisemblablement à cette situation paléogéographique particulière que l'on doit l'absence au sommet de la série pélique de l'équivalent des quartzites d'El Hank omniprésents en Méséta côtière.

LE PASSAGE DES SCHISTO-CALCAIRES DU CAMBRIEN A LA SERIE DETRITIQUE DE L'ORDOVICIEN

Dans la présentation morphologique précédente il a été fait mention de la ceinture de quartzites enserrant la plaine de Goaida. Plus qu'un simple liseré il s'agit d'une masse à tel point importante que TERMIER (1936) a dénommé le secteur " Montagnes en quartzites du Pays Zaïan ". Leur intense découpage par failles les débite en panneaux kilométriques et ménage quelques dépressions enclavées ou largement ouvertes sur l'extérieur du massif.

Leur âge a varié en fonction de celui des schistes d'Ouardane : Viséen moyen à supérieur (TERMIER, 1936), Caradoc (MORIN, 1955) puis Acadien (MORIN, 1959). Depuis cette date on a pris l'habitude de donner les quartzites zaïan comme Cambro-Ordovicien sans plus de précisions (DESTOMBES & al., 1985).

En raison de leur fracturation d'une part et de la colonisation forestière ou d'éboulis d'autre part, il y a peu d'endroits où le passage des pélites chloriteuses de Goaida aux quartzites soit visible avec netteté. Une coupe à la suite des grès grossiers de l'Acadien sera faite dans le secteur de la piste d'Ouardane.

LA COUPE D'OUARDANE.

Elle sera divisée en deux tronçons :

- le premier en rive gauche de l'oued anonyme, immédiatement au sud de la piste, qui assurera la jonction avec les schistes de Goaida;

- le second, sur la piste elle-même qui poursuivra le premier transect.

La coupe de l'oued.

Elle commence par 20m. de pélites noires avec des niveaux gréseux blancs en petits lits. Le tout est découpé de

façon amygdalaire par la schistosité. Aucune figure sédimentaire n'y a été relevée. Après une barre lenticulaire de quartzites, on retrouve une seconde venue de 20 m de schistes ardoisiers noirs à lie de vin. La stratification est marquée par des limets détritiques un peu plus grossiers concentrant les minéraux phylliteux.

Les premiers indices de grésification lui font suite. Ce sont d'abord des bancs isolés demi-métriques à métriques, puis des passées pluri-métriques, enfin une barre décimétrique très litée à sa base et massive au sommet. Les interbancs sont occupés par des silts noirs à filets gréseux dont la surface de stratification mordorée est couverte de petits micas.

La sédimentation pélique reprend au dessus de cette première volée de grès par plusieurs mètres de faciès silteux gris à amandes ou lits sableux millimétriques très chargés en minéraux phylliteux.

La coupe de la piste

Elle voit s'étaler la suite de la série silteuse (60 m). Les teintes d'altérations sont très changeantes (faciès versicolore mauve). On y remarque des alternances très rapides de fins lits de grès et de pélites en même importance. Les grès sont riches en " micas " flottés; leurs lits sont soit formés de lentilles plates: micro rides à laminations obliques, soit continus à épaisseur constante. De tels lits peuvent s'amalgamer pour former des niveaux plus gros mais on observe toujours leur disparition latérale au sein des pélites, soulignant ainsi la lenticularité des décharges de sable. La quantité de fer est notable (exsudations, limonitisation des grès). Un petit épisode de grésification affecte cette suite en son milieu. Les amandes et lits élémentaires de sable se font alors progressivement plus épais et plus nombreux pour aboutir finalement à la formation de bancs de 1 à 2 m séparés par des pélites plus chargées en grès que la normale.

Au delà de cette série silteuse versicolore la grésification reprend avec l'arrivée de bancs demi-métriques à métriques de grès gris clairs ou sales, ou violacés. Les grès de teinte parme sont très riches en minéraux phylliteux ressemblant à l'oeil nu à des muscovites flottées. Des lits clairs, plus riches en quartz montrent quelques sections ovales de terriers.

Ainsi, sur une épaisseur globale de 160 m s'effectue le passage des pélites de Goaida, pratiquement dépourvues de niveaux détritiques, à une ambiance de sédimentation toute autre, marquée d'abord par des épandages de décharges gréseuses (coupe de l'oued) pour devenir constantes tout en augmentant de puissance (coupe de la piste).

De l'étude microscopique des grès, il ressort que les quartzites zaïan du secteur sont formés à leur base de quartzwackes. On n'y rencontre plus aucune influence volcanique, exception faite d'un niveau tout à fait inférieur où une matrice tuffacée soude les éléments quartzeux. Cette dernière influence éruptive qui poursuit celle du sommet de

la série acadienne, ainsi que l'absence de discontinuités tectoniques dans la coupe de la piste infirment l'affrontement faillé important entre schistes de Goaiada et quartzites zaïan proposé par BADRA (1983).

AGE DE LA SERIE DE PASSAGE.

Il est permis de douter de l'attribution au Cambrien d'une partie de la série quartzitique zaïan car rien dans la série pélitique verte de Goaida ne paraît annoncer l'épandage de sables sur 1100 m de puissance. Il est par contre plaisant de pouvoir assimiler le niveau volcano-détritique acide grossier, fini-schistes verts, au liseré violacé de nature volcano-sédimentaire et au niveau gravillonneux qui assurent en Méséta côtière le passage de l'Acadien à l'Arenig (DESTOMBES, 1966).

Il a donc été récolté, dans les interbancs de la pile quartzitique au coeur du massif, des échantillons pour analyse micro paléontologique. La plupart se sont révélés stériles, mais trois d'entre eux ont fourni à FOURNIER VINAS (Université de Toulouse) quelques restes qui, pour être mal conservés, rangent cependant une partie des quartzites dans l'Ordovicien franc (CAILLEUX, 1983).

On se trouve dès lors plus à l'aise, pouvant raisonner en termes de faciès. Bien que non datés jusqu'à présent les pélites d'Ouardane ont le cachet acadien typique de toute la Méséta et les grès qui l'entourent sont p.p. ordoviciens. Pour voir si le passage entre les deux systèmes correspondait à la limite de faciès, une série de onze prélèvements dans les interbancs des coupes décrites ci-dessus a été envoyée à Toulouse. Bien que les échantillons "aient une bonne allure côté palyno" (FOURNIER VINAS, *in litt.*), aucun n'a été productif "vraisemblablement les organismes ont nagé plus loin".

Il faudra donc si l'on veut cerner avec précision le passage paléontologique et aboutir à la satisfaction académique de savoir à partir de quel banc on rentre dans l'Ordovicien, échantillonner et ré-échantillonner tous les interbancs des coupes (oued et piste).

LES RYTHMES PELITO GRESEUX DE L'ORDOVICIEN

Contrairement à la série pélitique acadienne dont l'extension était réduite, l'Ordovicien occupe des surfaces beaucoup plus étendues dans l'anticlinorium oriental et forme la quasi totalité des affleurements de l'échine de la structure occidentale. Malgré cette importance, l'état de tectonisation et la pauvreté en fossiles font que l'Ordovicien mésétien est moins bien connu que celui de l'Anti Atlas. Ce déséquilibre commence cependant à s'atténuer avec la mise en oeuvre récente de travaux dans la Méséta principalement axés sur la sédimentologie des séries silico-clastiques (HAMOUMI, 1988; DAFIR, 1986).

Dès la première approche du matériel ordovicien du Plateau central on voit apparaître une dissymétrie existant,

à âge sensiblement égal entre deux types de séries, chacune étant cantonnée dans un des deux anticlinoriums et étant l'image en négatif de l'autre. Ce n'est qu'au sommet de la pile sédimentaire que l'Ashgill uniformisera, avec ses formations périglaciaires, les deux domaines paléogéographiquement différents (CAILLEUX & al., 1983).

Nous allons donc parcourir dans cette partie les formations ordoviciennes dans chacune des deux régions, d'abord assez rapidement dans le secteur Est pour s'attarder quelque peu ensuite à l'anticlinorium occidental.

LA MEGASEQUENCE DE L'ANTICLINORIUM ORIENTAL.

On peut distinguer dans l'Ordovicien de la partie Est deux grands ensembles sédimentaires qui, bien que détritiques, sont caractérisés par des tendances générales différentes. Ils s'enchaînent verticalement en une puissante mégaséquence positive. Ce sont :

- à la base un ensemble surtout quartzitique;
- au sommet un ensemble principalement pélito-gréseux.

L'ensemble quartzitique.

Il fait suite à la série de passage qui couronne le Cambrien. Son âge n'a pu être déterminé avec toute la précision souhaitée car les quartzites se sont révélés jusqu'à présent presque totalement azoïques. C'est tout juste si on peut relever des traces de Tigillites (CAILLEUX, 1983) traversant l'épaisseur des bancs dans le secteur de Timekhdoudine et dans les barres commandant la plaine d'Aguelmous. Par contre il a été signalé dans le paragraphe précédent les prélèvements faits pour étude de micropaléontologie dans les intervalles grésopélitiques séparant des paquets de bancs quartzitiques. En dessous des bancs à Tigillites (fig. 6A, fig. 7). Ils ont fourni : *Michystridium sp.*; *Veryhachium sp.*; et des débris probables de: *V. trispinosum*; *V. minutum*; *Acanthodiacrodium simplex*; qui sont pour Mme FOURNIER VINAS, franchement ordoviciens.

Comment se présente l'ensemble quartzitique? Dans le meilleur des cas (secteur de la mine de Timekhdoudine ou de l'Akerchamou) les quartzites soulignent de grandes structures antiformes (fig. 6B). Autrement les niveaux dessinent de simples crêtes encadrées de vallées rectilignes ou forment des panneaux dominant des plaines (Jbel Ikhitem). Le découpage par failles est tel qu'il oblige à lever des portions de coupes difficiles à corrélérer par l'absence de niveaux repères réellement caractéristiques. On a toutefois supposé pour arriver à des logs synthétiques (BADRA & al., 1983; CAILLEUX, 1983) que les grands épaisissements quartzitiques étaient continus à l'échelle du massif et soulignaient des horizons parallélisables.

Deux sections ont été retenues pour établir le profil de l'Ordovicien inférieur dans le secteur:

- le transect d'Ouardane, qui donne les successions basales;

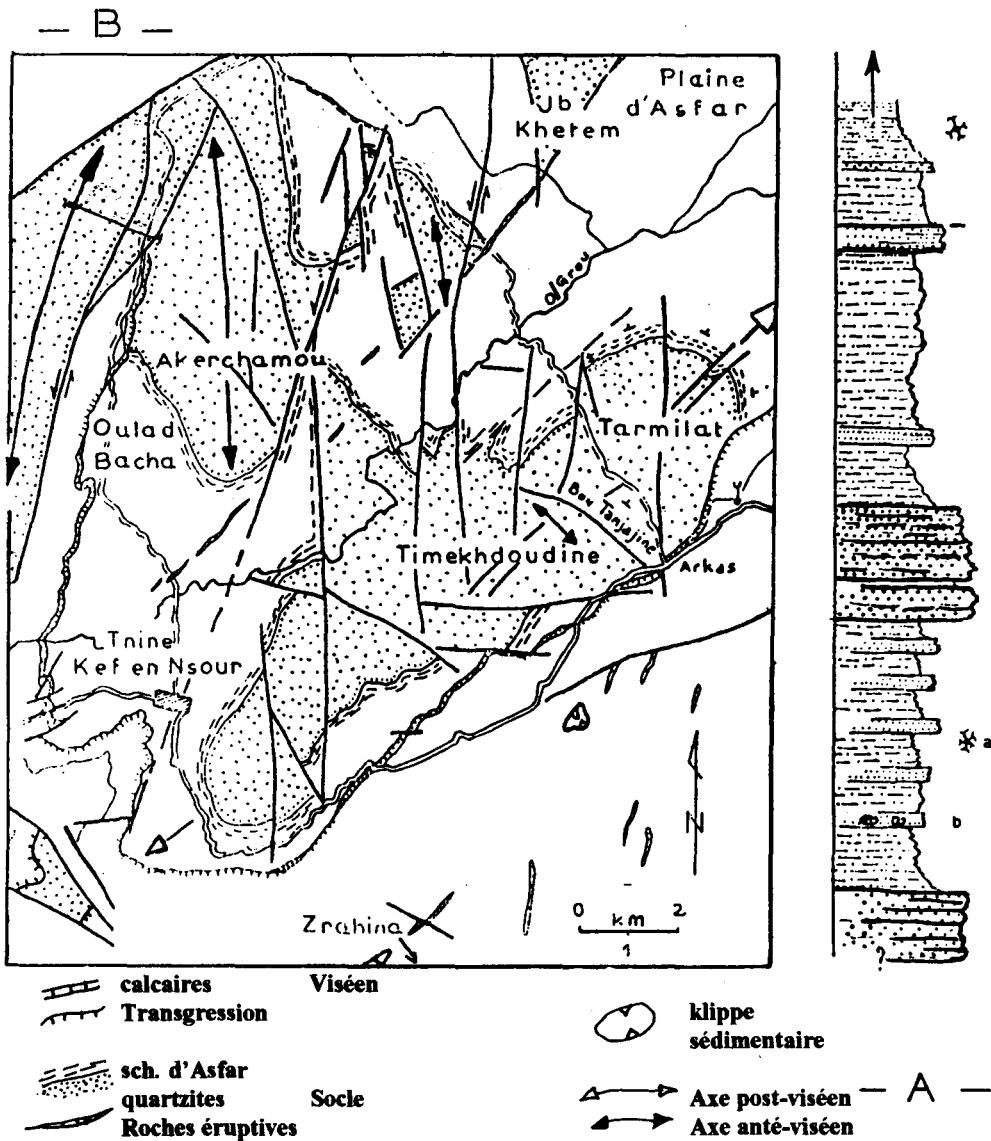


Fig. 6. L'Ordovicien p.p. de l'anticlinorium sud-oriental. (Cailleux, 1983, modifié). A - Coupe synthétique. 1: quartzites inférieurs; 2: alternances de schistes et de quartzites (a: points de datation par Acritarches; b: niveau à slumping); 3: quartzites intermédiaires à Scolithes du Jb. Timekhdoudine et du Bou Tamjajine; 4: schistes de Tarmilat; 5: quartzites supérieurs; 6: base des schistes d'Asfar et point de datation par Acritarches. B - Schéma structural et toponymie.

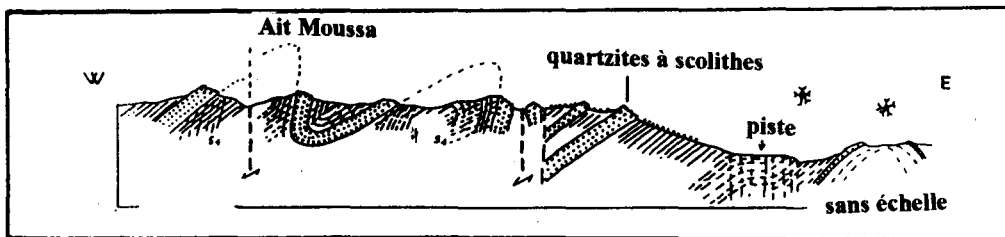


Fig. 7. Coupe de l'Ordovicien au Nord de la vallée des Ouled Bacha (localisation sur fig. 6 B); structuration et position des points de datation.

- le transect de Timekhdoudine, complété par celui d'Ikhittem qui décrit la quasi totalité de la série quartzitique.

Bien qu' une interprétation ait été proposée, la soudure entre ces deux sections pourrait être revue et abordée à l'aide de l' outil sédimentologique jamais utilisé dans ce secteur.

Dans l' état actuel de nos estimations, la série de quartzites serait épaisse d' environ 1500 à 1800m. alors que d'autres auteurs (DESTOMBES & al., 1985) lui concèdent 3000 à 4000 m de puissance. Plus qu' une masse unique, il s'agit plutôt d' étagements répétés de deux lithofaciès.

- un terme grésopélitique. Il est bâti lui même par une suite d' alternances rapides où le faciès fin gris verdâtre à lamines sableuses et indices de bioturbation est armé de bancs quartzitiques à rides ou à slumpings qui s'empilent souvent pour former des niveaux de 4 à 5 m. séparés par des vives. L'importance prise par ce terme à l' intérieur d' une coupe est très variable (entre 30 et 250 m.). De même les épaisseurs d' horizons équivalents entre deux sections différentes peut varier du simple au quintuple.

- un terme quartzitique qui présente les mêmes caractères de variabilité que les grésopélites. Les niveaux blancs ou bleutés, de 6 à 30 m. peuvent être séparés par des interbancs (ceinture externe de Timekhdoudine) ou s'amalgamer pour former des barres massives très épaisses (entablement inférieur de l' Ikhittem, niveaux intermédiaire et inférieur de Timekhdoudine). Le lithofaciès est rendu huileux par silicification secondaire à laquelle échappent des niveaux plus " sableux " à grains ronds isodiamétriques.

L'ensemble pélito-gréseux

Il occupe tout ou partie des plaines qui accidentent le massif quartzitique. La plus vaste d'entre elles, celle d'Asfar donne son nom à la formation.

On a fait mention de la recherche micropaléontologique menée dans le Massif Zaïan. Les premiers niveaux des schistes d' Asfar à hauteur du Jbel Ikhittem ont fourni (fig. 6A): *Veryhachium sp.*, *Leiospherida sp.* et un exemplaire de *Multiplicisphaeridium garbusculiferum*, qui permettent l'attribution à l'Ordovicien moyen sans que l' on puisse arriver à la précision de l' étage.

Au sommet de la pile, DROT & MORIN (1962 a et b) ont découvert quelques restes d' *Aegiria aff. descendens*, proches de *Chonetoidea papillosa* de l'Anti Atlas (H. & G. TERMIER, 1950) donnant un âge Ordovicien supérieur (Caradoc à Caradoc supérieur).

D' autres secteurs du Maroc central oriental montrent des faciès semblables à ceux de la plaine d' Asfar, en particulier le secteur d' Ahallal au sud de Mrirt Leur position structurale est discutée (BENSAÏD in CAILLEUX, 1983) car ils correspondent à des paquets glissés (RIBEYROLLES, 1972). Cependant leur masse est telle qu'on retrouve de larges portions de la pile sédimentaire. Dans le cas de la nappe de Mrirt les rares fossiles récoltés indiquent des âges conformes à ceux de la plaine d' Asfar, l'analogie des faciès avec ceux de points fossilifères du

plateau de Mrirt fait de même (AGARD & al., 1955; 1958 ; DUBAR in TERMIER 1936). Récemment FRANÇOIS & al. (1986) repèrent trois sites fossilifères suffisamment étagés dans l' Ordovicien du Jbel Aouam pour ranger les 920m de coupe dans l'Ordovicien supérieur.

L' épaisseur de la série à Asfar même est comprise entre 600 et 800m. selon les auteurs (BENSAÏD, 1979; ALLARY & al. 1972). BADRA (1983) y distingue trois faciès dont une passée à laquelle il donne (après RIBEYROLLES, 1972 ; BENSAÏD, 1979 ; PÉRICHAUD, 1981) le nom de " faciès flysch noir " où abondent figures sédimentaires. Le terme subsiste dans le travail de FRANÇOIS (1986 : fig. 8).

Les observations de détail montrent que de petites lentilles de sable isolées, modelées par des rides sont incluses dans les parties les plus pélitiques de la série d'Asfar. Ailleurs, des lits gréseux continus, plus ou moins désorganisés par la bioturbation, révèlent cependant des lamines arquées et des sommets ondulés; ils peuvent s'amalgamer pour former des passées litées plus épaisses. Les observations, qui demanderaient à être multipliées, semblent indiquer un type de dépôt correspondant à une plate-forme silico-clastique peu profonde, placée à l' écart des grandes zones d' épandages sableux et l' appellation de " flysch " ou pire de " flysch noir " devrait être abandonnée. La série d' Asfar peut être dès lors considérée comme l'exagération des interbancs de l'ensemble quartzitique sous-jacent. La tendance générale de l' Ordovicien zaïan est donc à l'évolution positive guidée par une diminution de l'énergie du milieu permettant le dépôt de sédiments plus fins. Le relief environnant devait être peu accentué et la tectonique peu active (taux de subsidence faible : 2 cm de sédiments non décompactés / 1000 ans).

La couverture de la mégaséquence

On ne possède que quelques coupes détaillées et de peu de références bibliographiques concernant l'extrême sommet des pélitites d' Asfar. AGARD & al. (1958) les couronnent d'autres schistes à quelques intercalations gréseuses banales. Par contre ils signalent des quartzites microconglomératiques à l'Iguer Oujenna. Leur position par rapport à l' encaissant est perturbée par la tectonique.

Après avoir refait les coupes d' Iguer Oujenna et de Talakhat, vérifiant l' existence de répétition de séries et la position infra-Llandovery des faciès microconglomératiques, on est enclin, tout comme HUVELIN (1973) à placer les barres de grès et de microconglomérats d' Ahallal sous le Silurien et au sommet des faciès micacés de l'Ordovicien (fig. 9). C' est d' ailleurs la position qu' occupent ces faciès au Bou Irhial à 25 km à l' WSW d' Azrou et à Ain Akreb, peu à l' ouest de cette même localité, au dessus d' une série monotone tout à fait semblable aux schistes d' Asfar. Les coupes sont parallélisables à celles de BOUABDELLI (1982) qui place 160 à 280 m d' "argiles microconglomératiques " avec quelques galets anguleux et striés au sommet de schistes gréseux au SW d' Azrou.

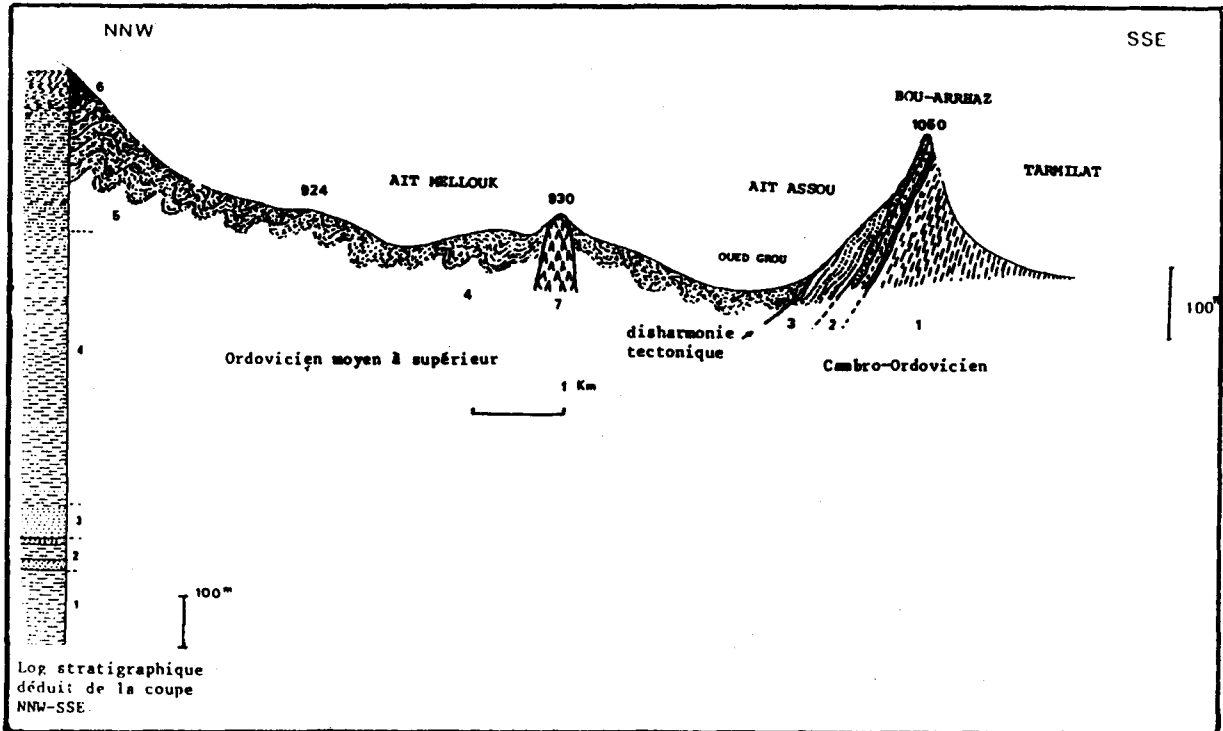


Fig. 8. Coupe schématique et log stratigraphique de la série d'Asfar selon BADRA, 1983. (localisation sur fig. 6B). 2: quartzites supérieurs; 3: niveau grés-micacé; 4: ensemble schisto-gréseux principal; 5: niveau flyschöïde noir; 6: faciès pélitique noir; 7: microdiorite.

L'appartenance à l'Ashgill des microconglomérats infra Silurien est apportée par *Brongniartella platynota marocana* rencontré à la base des faciès grossiers. Au dessus des quartzites commence le Llandovery (faciès de Mokattam).

Ces faciès de l'Ashgill vont se retrouver au delà du Maroc central vers le NE dans les petites boutonnières perçant le Causse liasique de Sefrou. Une variation par rapport au Maroc Central consiste dans la présence avant les premiers niveaux de Silurien d' une série à blocs exotiques de 30 à 50 m de puissance (ZOUINE, 1985; observations personnelles). Ces couches pourraient déjà être annoncées dès les environs d' Azrou, sans cependant en avoir le caractère chaotique (ensemble 5, BOUABDELLI, 1982).

D' après ce que l' on connaît de l' anticlinorium occidental et du reste de la Méséta marocaine (HAMOUMI, 1988), ces grès à matrice sablo-argileuse et à gros grains de quartz ronds hétérométriques (faussement appelés " argiles microconglomératiques "), représentent le même dépôt périglaciaire que celui rencontré dans tout l' Ordovicien supérieur du Maroc. Dans ce contexte l' existence de blocs exotiques dans la région de Sefrou (drop stones), pourrait visualiser un endroit de passage de glaces dérivantes issues de l' inlandsis saharien.

LES MEGASEQUENCES DE L'ANTICLINORIUM OCCIDENTAL

Les séries ordoviciennes de cette partie du Maroc central, bien que restant toujours détritiques silico-clastiques et pauvres en faciès, montrent un agencement beaucoup plus varié que leurs correspondantes de l'anticlinorium voisin. Si l' on rencontre encore ici une structure en mégaséquences, celles-ci sont à répétition, en grands ensembles à tendance négative. Les variations latérales de faciès portent sur les épaisseurs et, là où les datations sont possibles, on note que les césures de la suite chronostratigraphique épousent presque fidèlement les coupures entre les mégaséquences.

Quatre grandes Formations qui, réunies constitueront le Groupe de l' Ordovicien occidental, retiennent l' attention. Ce sont:

- la Formation grés-pélitique des Schistes en Dalles;
- la Formation pélitique d' Ouljet Bou Khemis;
- la Formation quartzitique d' Et Tnine - Kranez;
- la Formation silto- quartzitique de Mechmech ed Diab.

Les âges chronostratigraphiques leurs sont aisément parallélisables:

- Llanvirn - Llandeilo inférieur;

- Llandeilo supérieur - Caradoc inférieur (?);
- Caradoc moyen à supérieur;
- Ashgill.

On notera que, à la différence de l'anticlinorium oriental, "on prend l'Ordovicien en marche", car le Cambrien et l'Arenig n'ont pas été reconnus (mais juste supposés) dans la structure occidentale.

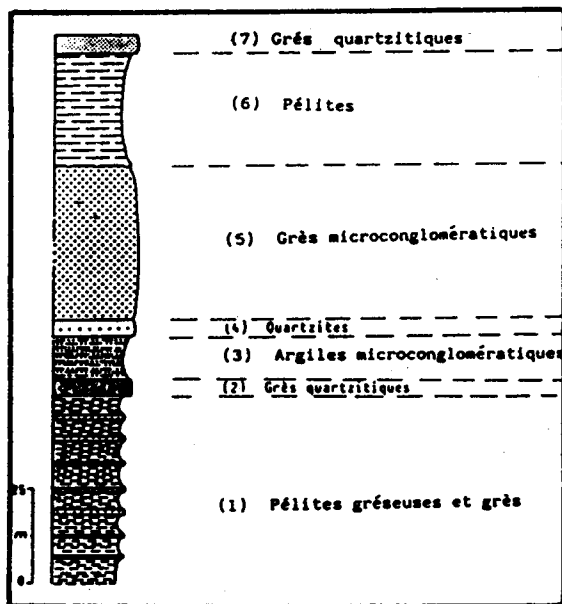


Fig. 9 Ordovicien supérieur-Ashgill de l'anticlinorium oriental: mine d'El Aouam (FAIK in BOUABDELLI, 1989).

La Formation des Schistes en Dalles

Ce qualificatif de "en dalles" vient du travail de TERMIER (1936) où l'auteur décrivait les affleurements de Mserser-Zguit. Le terme initialement descriptif est passé progressivement, au fil des auteurs, au rang de qualificatif de Formation.

Celle-ci affleure dans l'anticlinorium occidental dans deux grandes zones. L'une émerge de dessous le Plateau des Phosphates (régions des Smaala et des Gnadiz : fig. 10), l'autre, plus centrale, est à hauteur des plateaux de Zguit, de Mserser et du secteur d'El Harcha. C'est ici, dans la culmination de l'axe anticlinorial que les terrains les plus anciens ont été identifiés (Llanvirn) sous lesquels se trouve encore une puissante série azoïque (Schistes du Tergou). Entre ces deux grandes zones d'affleurement, un dernier secteur se situe, décalé vers l'Est, à hauteur de Moulay Bou Azza (OUBBIH, 1991).

La base de la Formation

Elle n'est présente que dans la zone centrale, au sud de la route d'El Harcha - Oulmès. Là pointent des crêtes de grésopélites gris clair, veinées irrégulièrement de rouille (faciès

versicolore). Ces faciès recèlent en un point une faune de l'Ordovicien inférieur : Llanvirn supérieur (VAN LECKWIJCK & al., 1955).

L'ensemble de Feddane Dama

Il est d'une extrême monotonie. Le faciès type qui occupe les plus grandes superficies au pied nord du Plateau des Phosphates, consiste en une alternance répétée de lits gréseux gris souris et de pélites silteuses ou gréseuses plus sombres. Dans cette répétition intime des deux matériels détritiques, les niveaux épais lithologiquement différenciés sont rares. Il est à noter cependant qu'une coupure faciologique, consistant dans le développement d'un niveau oolithique minéralisé en fer affecte l'ensemble de Feddane Dama. Il va servir à diviser, pour la commodité de l'exposé, la série en "Dalles" infra et supra-oolithes.

1. La série infra-oolithique: La base s'observe à la partie sud de la crête du Goulib. C'est d'abord un faciès pélitique, d'aspect ardoisier à lits millimétriques de grès. On peut estimer son épaisseur à 40 m. Y fait suite une passade de 80 m de pélites plus chargées en matériel sableux s'accompagnant de très nombreuses paillettes de chlorites flottées de teinte blanchâtre. Vers le haut elle renferme trois venues de grès gris clair. Les deux supérieures sont faites d'empilements de niveaux parallèles à base plane et à sommet ondulé. L'inférieure, fortement chenalisée présente des figures de glissements synsédimentaires. Les petits lits qui la précèdent présentent des lamines obliques à pendages opposés d'un lit sur l'autre, des bases érosives ou des structures en rides chevauchantes dans des corps sableux demi-métriques. Il est difficile de relier la série du Goulib à la masse des Schistes en dalles infra-oolithique, dont la description peut suivre celle faite dans les Smaala (CAILLEUX, 1978), la cartographie faisant apparaître un accident directionnel.

2. Le passage aux oolithes: Il est exposé à l'ancienne mine des Ait Amar (fig. 10). On y reconnaît un tronçon inférieur où des passées quartzitiques noires peu épaisses sont noyées dans des pélites gréseuses micacées claires à altération lilas. Les lits quartzitiques sont soit continus soit formés d'un alignement de tâches noires centimétriques isolées dans les pélites. L'origine de cette dispersion est sans doute la bioturbation, des terriers bifurqués ou arqués, obliques sur la stratification, étant par ailleurs repérés dans les pélites. Le tronçon moyen, où les passées quartzitiques se rapprochent et ne sont plus séparés que par quelques centimètres de matériel argilo-silteux. Le tronçon supérieur, d'une dizaine de mètres de puissance occupé par un faciès de silts noirs à débit ardoisier. Ils sont vert foncé à la rayure, indiquant une charge importante en chlorites ferrières. Au toit de ces ardoises apparaissent les premiers lits d'oolithes de 2 à 5 cm, séparés par des intervalles de pélites carmin foncé.

3. Le faciès oolithique: Ce lithofaciès particulier vert foncé, étroitement localisé à l'intérieur de Schistes en dalles constitue un accident dans la sédimentation détritique.

Il se présente sous forme d'une lentille plate, concordante à la stratification. Elle mesure entre 2500 et 3000 m d'extension latérale ENE-WSW et longitudinale pour 26 m de puissance maximum. En fait la lentille est divisée en veines par des intercalations de pélites identiques à celles de l'encaissant. Le problème du pourquoi de l'existence de ce mince niveau débouche sur celui plus vaste de l'origine des formations ferrifères oolithiques. La meilleure approche

consiste à regrouper les aspects de la formation mécanique des oolithes (BHATTACHARYYA & KAKIMOTO, 1982) avec ceux traitant du cycle du fer (BUBENICECK, 1971; CHAUVEL, 1974) et de replacer ces phénomènes physico-chimiques dans leur contexte sédimentaire (CANTRELL & WALKER, 1985; BHATTACHARYYA & KAKIMOTO, 1982, JOSEPH & BEAUDOIN, 1983; CURTISS & SPEARS, 1968, BUBENICECK, 1971).

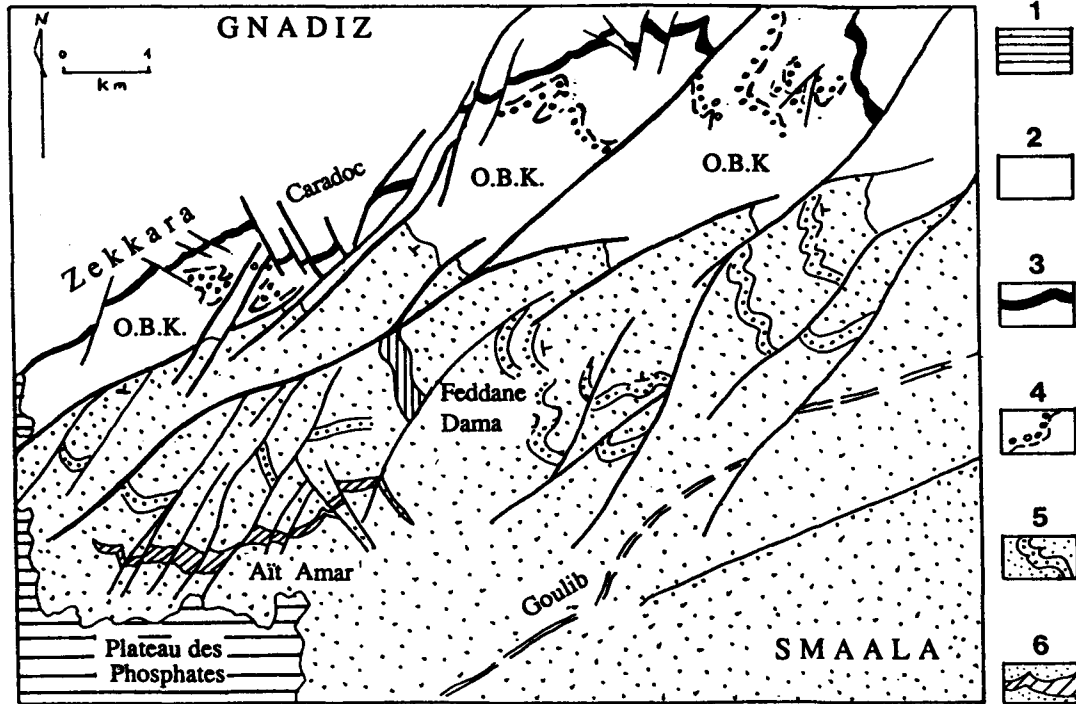


Fig. 10. Carte des principaux faciès du Llanvirn au Caradoc inférieur dans le sud du Maroc central occidental. 1: couverture secondaire; 2: Ordovicien supra O.B.K. d'Et-Tnine; 3: O.B.K., barre des quartzites terminaux; 4: O.B.K., niveaux grés-quartzitiques; 5: schistes en dalles et horizons quartzitiques; 6: schistes en dalles et niveau d'oolithes chloriteuses.

Il semble qu'il faille, dans le cas des Ait Amar, écarter d'emblée l'idée d'une formation lagunaire, estuarienne ou deltaïque à proximité d'un continent source du fer, celui-ci ne pouvant être que l'Anti Atlas à 200 km plus au sud. Il faut donc envisager la formation oolithique du Maroc central comme un accident local, produit à partir du matériel source du fer trouvé sur place. La présence de schistes chloriteux infra et supra lentille, fait penser à l'existence de vasières. La bathymétrie était faible (figures sédimentaires dans les Schistes en Dalles) et la vie abondante (bioturbation). La vasière se situait vraisemblablement sur la partie externe d'une plate-forme continentale et sa création, par isolement vis à vis du milieu à sédimentation plus grossière, puis son évolution en méga rides (JOSEPH & BEAUDOIN, 1983) ont été guidées par un événement réduisant la tranche d'eau. Ces conditions ont pu se répéter à plusieurs périodes, étageant ainsi les gisements de Ait el

Amar et de Kern el Bied. On ne peut donc attribuer à la formation oolithique du Maroc central la valeur stratigraphique qu'ont des faciès identiques, transgressifs à hauteur de l'étage, dans l'Anti Atlas. Cela est bien dommage car on aurait pu tenir là, quoique de façon indirecte, la limite entre le Llandeilio et le Llanvirn.

4. La série supra-oolithique: Au dessus de la lentille oolithique qui s'achève par un mince toit silto-chloriteux, les Schistes en Dalles reprennent leur monotonie. Le fond de la sédimentation est toujours pélito gréseux accompagné de chlorites. L'imprégnation en fer se traduit par de petits cubes de pyrites en creux. Des crachées plus chargées en débris de quartz s'y intercalent épisodiquement. Au début les lits de sables sont tout juste centimétriques et alternent avec les pélites gréseuses de même ordre de grandeur. La bioturbation est intense et l'ensemble se présente sous un aspect rubané, irrégulièrement ondulé. Plus haut dans la

série les décharges peuvent se succéder à un rythme plus rapide. Elles donneront naissance à des bancs demi-métriques ou, s'il y a permanence des crachées, à des niveaux pluri métriques. En général ces niveaux, même les plus épais, sont minces en comparaison de leur extension. Latéralement ils s'aminçissent et finissent par disparaître. En l'absence d'études sédimentologiques, rébarbatives devant tant d'uniformité, on n'a pu reconnaître des cycles dans la série supra oolithique. On signalera simplement un épisode de rémission dans les apports sableux et le développement d'un niveau ardoisier d'une centaine de mètres scindant la pile en deux sous ensembles apparemment identiques. La puissance totale de cette pile, découpée en panneaux, est estimée à environ 3500 m.

La Formation pélitique d' Ouljet Bou Khemis

La Formation de l' O.B.K., tout comme celle des Schistes en Dalles, affleure tant au nord qu' au sud du Maroc central. La belle constance de ses caractères lithologiques en fait un horizon repère type. On verra qu' il n' y a pas de hiatus sédimentologique fondamental, à part un milieu de dépôt mieux abrité, avec la formation précédente à laquelle l' O.B.K. s'enchaîne en continuité.

L' appartenance au Llandeilo supérieur- Caradoc inférieur (?) de cette série a été déterminée grâce à une faune de trilobites (Trinucléidés, Asaphidés, Calymenidés, Dalmaniidés) accompagnés de quelques Brachiopodes et de Conulaires.

Les terrains déposés pendant cette période, essentiellement des argilites plus ou moins silteuses à grandes chlorites flottées, occupent des dépressions allongées ou des plaines caractérisées par la couleur bleu noir à bleu clair où s' étagent des terrasses alluviales rubéfiées. Le fer qui soude les galets a été pris sur place, dans les argilites où cet ion est présent sous sa forme réduite (pyrite). La plus grande partie des affleurements se trouve au NW d'une ligne Smaala-Oulmès avec un petit " crevé " vers l' est à hauteur de Moulay Bou Azza. L'épaisseur des pélites bleues de l' O.B.K. est variable même si l' on s' adresse à une région relativement limitée sur une transversale intéressant l'anticlinal des Ouled Aïssa on mesure ainsi 250 m sur le flanc est et plus de 700 m sur le flanc ouest. La description des argilo-silts bleus de l' O.B.K. ayant été faite à de nombreuses reprises, on s' intéressera plutôt aux accidents sédimentaires qui rompent la monotonie du faciès de base.

1. Le détritisme grossier de l' O.B.K. : La seule variation qui intervient est une grésification qui peut être discontinue ou continue.

a. La grésification discontinue. Elle s'exprime par de grosses lentilles épaisses biconvexes, d' extension métrique, dispersées au sein des argilites (CAILLEUX, 1978). La plupart du temps plusieurs individus sont côte à côte et soulignent la stratification. Elle se traduit aussi par des niveaux plus étendus et plus minces que les miches gréseuses, mais toujours lenticulaires. Le grain de la roche

est fin (silts) et l' O.B.K. qui l' encaisse moins riche en chlorites flottées que d' ordinaire. La grésification est donc imputable à une simple modification occasionnelle dans le pourcentage des composants; elle n' est pas liée à une position fixe dans la série et elle se manifeste de façon aléatoire.

b. La grésification continue. Les horizons gréseux continus sont rencontrés plus particulièrement sur le flanc SE du synclinal d' Et Tnine. Deux venues principales y sont reconnues:

- l'une, inférieure et la plus complète, s'intercale dans les pélites à quelques centaines de mètres en dessous de la barre des quartzites terminaux (vide infra). Simple ou dédoublée elle est d'extension kilométrique pour une épaisseur d' une vingtaine de mètres.

- la seconde, à 50 m sous la barre terminale de l' O.B.K. est plus mince et moins étendue.

Qu' il s' agisse de l' une ou de l' autre, la grésification s'annonce par des nodules gréseux centimétriques alignés dans la stratification. Ils sont suivis par de minces bancs isolés en lanières dans les argilites. Vers le haut la proportion de grès et de pélites s' inverse et aboutit à une succession de séquences négatives d' amplitude métrique.

Après cette base, l'ensemble gréseux, lorsqu' il est complet, se divise en une partie massive (empilement à joints secs de quartzarénites), surmontée par une suite de rythmes rapides faisant alterner grès et pélites. Dans la partie massive, on note le caractère ravinant en grand de la base des bancs. L'interface inférieure laisse voir des pistes et des figures de charge ou de courant. Le sommet des bancs est parfois modelé par des rides centimétriques, sans structure interne apparente. Dans la série d' alternances de grès et de pélites la rythmicité détermine de petites séquences négatives élémentaires décimétriques qui s'associent pour former des séquences d' ordre supérieur demi-métrique. Le matériel, en tous points identique à celui de la base des barres, correspond à des arrivées brutales auxquelles ne se mélangent pas les constituants des pélites O.B.K.

La grésification est une concurrence entre des apports externes au bassin et le fond de sédimentation normal. L'évolution en séquences négatives montrent que les décharges, d'abord timides et qui s'amplifient progressivement, correspondent à des pulsations d' épandages sableux en nappes minces et d' amplitude kilométrique. 2. Les quartzites terminaux: Au dessus de la masse pélitique et de ses grésifications lenticulaires, se place un niveau repère quasi permanent. Les cartographes y placent la limite entre le Llandeilo et le Caradoc. Sujette à des variations latérales d' épaisseurs (fig. 11), la barre fini O.B.K. est globalement mince : de 5 à 15 m. Au locus typicus la stratification grossière de la barre résulte de l' empilement de bancs quartzitiques à litage fruste. Leur base est ondulée, érosive, et leur sommet présente des rides d' interférences. Des galets mous sont dispersés dans l' épaisseur des bancs (DAFIR, 1986).

Considérations paléogéographiques concernant les dépôts de l' O.B.K. .

Un certain nombre de faits permet de cerner l'environnement paléogéographique de l' O.B.K.

L'existence de figures de tempestites décelées par endroits (Ouljet Bou Khemis), tant dans les pélites que dans les quartzites terminaux, est un critère de profondeur, qui ne descend pas au delà d'une centaine de mètres (DURINGER, 1984). La grande variabilité de l' épaisseur des séries pour

un même laps de temps, associée à un lithofaciès monotone, est alors un indice d' une subsidence différentielle. La rapidité avec laquelle on passe latéralement d' une zone peu subsidente à une zone plus mobile fait penser à une flexuration continue et lente du tréfonds. Cette dernière doit être guidée par des failles profondes, dont le jeu synsédimentaire ne peut malheureusement être visualisé faute de niveaux marqueurs. Ces accidents sont superposés à la future orientation tectonique de l' axe Khouribga - Oulmès.

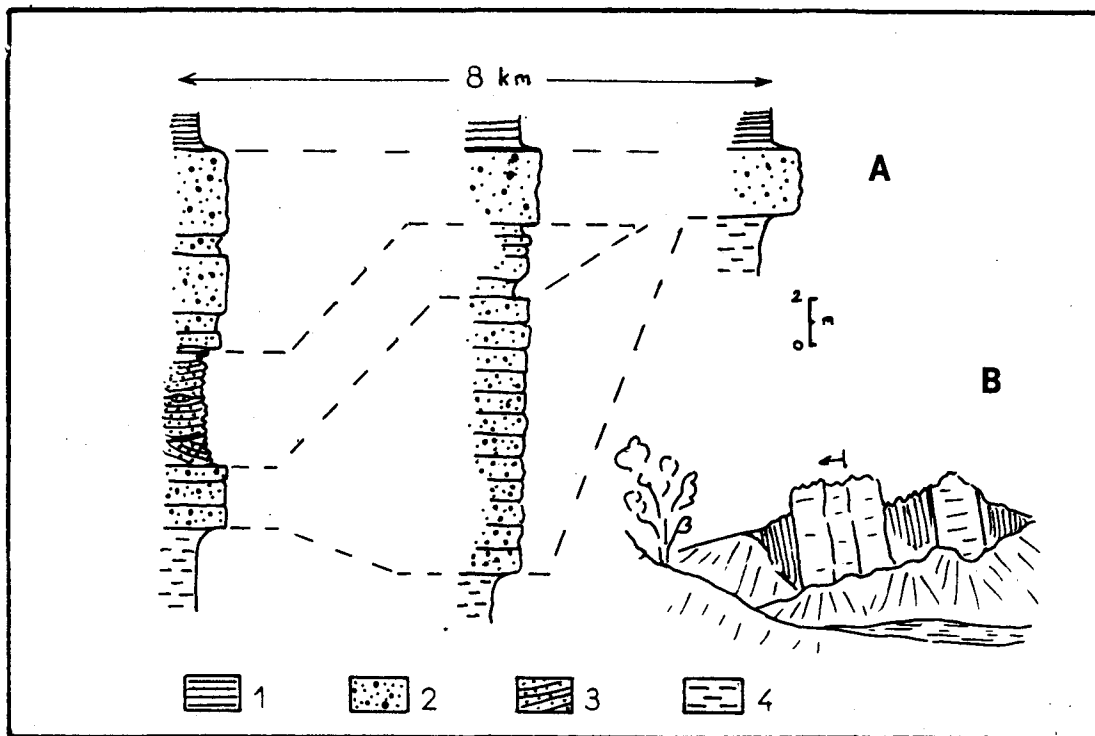


Fig. 11. Quartzites terminaux de l'O.B.K. A - variations latérales ; B - les quartzites fini O.B.K. à la cluse des Zekkara.

1. pélites, 2. grès grossiers, 3. grès à structures entrecroisées, 4. grésopélites

L' O.B.K. est donc un dépôt de plate-forme peu profonde, localement très subsidente. Le degré de finesse des sédiments, ainsi que leur caractère réducteur très marqué, témoignent en faveur d' une vaste zone abritée, placée en dehors des grands courants balayant la plate-forme.

Ce type de sédiments n' existe pas dans le Maroc central oriental, où affleure seulement la série d' Asfar. Dans les Rehamna, les faciès d' âge équivalent sont beaucoup plus chargés en quartz (Allahia inférieur). Plus au sud, dans les Jebilet, le détritisme grossier donne des sédiments analogues à ceux d' Asfar. Les argilites de l'O.B.K. représentent donc un faciès particulier et localisé.

A titre d' hypothèses de travail, deux environnements peuvent être proposés:

- un simple approfondissement de la plateforme externe des schistes en dalles. Le jeu des failles qui avaient déjà

présidé à la subsidence de Dalles, s'accélère, rompant ainsi l'équilibre sédimentation-enfoncement qui prévalait jusqu'alors.

- Une migration, à partir du sud, d'un dépôt de type deltaïque gagnant sur des milieux de prodeltas situés vers le Nord.

Quant aux quartzites terminaux, ils représentent une nappe de sable épandue en plusieurs venues sur le faciès vaseux. Les variations d' épaisseurs qui se font sur des distances kilométriques soulignent l'importance de la surface couverte par l' étalement des arénites. Si le mode de leur mise en place n' a pas pu être précisé partout, on a pu supposer en certains endroits que les sables apportés dans les vasières, l' ont été à l' occasion de tempêtes (DAFIR, 1986). Si l' on envisage un environnement prodeltaïque, ces sables peuvent être issus de coulées en provenance du front

déstabilisé du delta. En d' autres endroits (Zaer), les figures internes aux bancs font penser à des cordons sableux modelés par des courants de marée.

La Formation quartzitique d' Et Tnine - Kranez.

Etant donné l' épaisseur des dépôts de cette Formation, il est rare de pouvoir suivre une coupe entière en continu. Le plus souvent des pierriers issus des crêtes nappent les flancs des collines. Aussi l' étude doit elle se mener par tronçons se complétant l' un l'autre. Pour éviter une atomisation des descriptions, l'exposé présentera deux coupes résultant déjà elles-mêmes de "collages".

1. Une première coupe, faite dans le secteur de Zekara fournit les premiers éléments de repère.

a. La base carminée. Les quartzites fini O.B.K. du paragraphe précédent se continuent par une venue de pélites silteuses dont la teinte dénote la forte charge en fer (hématite). Elles sont issues d' un sédiment homogène à rares "micas" flottés où les arrivées gréseuses sont occasionnelles. Toutefois l' extrême base de cette série à vocation globalement pélitique s'organise encore en séquences métriques négatives (apparition dans les silts de niveaux gréseux qui iront en s' épaississant; évolution lithologique depuis les pélites silteuses vers des grès fins). De plus une récurrence de quartzites établit le passage à une zone (10 m) d' alternances rapides, où des bancs de grès décimétriques (eux mêmes formés d' empilements) sont séparés par des pélites en égale quantité, correspondant au fond normal de la sédimentation. Vers le haut des alternances l'apport gréseux diminue et les bancs minciennent et s' espacent avant le retour des pélites violines. Ces dernières s' achèveront par une couverture de quartzites d' épaisseur variable (un seul banc métrique ou plusieurs empilés sur une douzaine de mètres).

b. La zone grise supérieure. Elle fait suite à une passée aveugle et commence par une trentaine de mètres, morphologiquement tendres. A leur base, de petits lits de grès à grands minéraux phylliteux sont noyés dans des pélites argileuses. Vers le sommet, les arrivées détritiques ne sont pas aussi tranchées et il n' y a plus que des pélites silteuses à quelques micas montrant localement une évolution vers la grésification progressive : limets millimétriques et discontinus qui se rejoignent et s' épaississent ensuite pour former des strates de plus en plus épaisses. Le tout est armé de lentilles sableuses basses d' ampleur décamétrique. Une barre de 2 à 3 m. couronne le tout. Elle s' annonce progressivement avant de s' exprimer par des concentrations de bancs. Le fer, discrètement dispersé dans les bancs du mur, s' accumule dans ceux du toit : grès marbrés de rouille

Au dessus, la coupe se présente comme une suite de barres traçant dans le paysage et séparées par des zones aveugles. Aux Oulad Mhid, on pourra y distinguer assez subjectivement trois ensembles.

- Un ensemble inférieur d' une dizaine de bancs métriques, d' abord isolés, puis amalgamés, à nombreux

faisceaux s' inter-ravinant avec des obliquités faibles. Ils alternent avec des intervalles de 3 à 5 m. C' est à la base de tels bancs que se trouvent des concentrations d' empreintes de valves de Brachiopodes (indices de tempestites).

- Un ensemble moyen, où les strates se resserrent. De loin on le voit constitué de deux bancs plurimétriques encadrant une large vire où sont dispersés des niveaux plus minces. Il montre le même évolution que le précédent concernant les amalgames. Si le découpage en bancs est toujours bien tranché, le litage interne est parfois difficile à discerner.

- Un ensemble supérieur. Il n' est fait, à l' endroit de la coupe que d' une seule volée de 6 à 8 m. de bancs de quartzites de teinte variable selon l' état du lessivage du fer inclus dans la roche. L' agencement en bancs est plus fruste à la base qu' au sommet, à strates mieux individualisées, où on note une organisation interne pluri-centimétrique. Latéralement vers le SW, l' étagement de bancs métriques de quartzites dans des passées plus tendres est plus net.

2. La coupe précédente n' a présenté dans la partie-basale que les niveaux grés quartzitiques suffisamment résistants pour apparaître en relief. Font défaut les successions occupant les zones molles. Elle n' a pas non plus donné toute l' importance des quartzites fini caradoc. Une seconde coupe dans le secteur d' Et Tnine comble ces lacunes, les informations portant sur la zone supra quartzites O.B.K. et la couverture quartzitique de la série grise.

a. Un premier segment (20 m) montre que les passées inter-bancs sont formées de petits lits durs de 2 à 10 cm. (grès, grés-pélites, moins souvent quartzites) noyés dans des pélites argilo-silteuses. Ils ne présentent pas en général de structures internes, mais se résolvent parfois en assemblages de lentilles sableuses séparées par des dissépiements pélitiques micacés. Les pélites sont de teintes violines et chargées en très petits minéraux phylliteux. Elles peuvent se développer en passées pluri métriques. Elles sont alors scindées par de petites lentilles de matériel détritique plus grossier. Elles continuent à s' étaler sur 50m de puissance. Une succession de niveaux résistants d' où se dégage nettement une barre morphologique arrête cet ensemble basal bien que la barre soit encore suivie de quelques mètres de pélites parme. Une autre grande venue, essentiellement pélitique occupe le second tiers de la coupe sur le flanc SE de la crête d' Et Tnine. Cette passée s' achève, comme la précédente sur un niveau quartzitique ferruginisé plurimétrique, lenticulaire en très grand suivi par plusieurs mètres de pélites argilo-silteuses de teinte lilas.

b. Tout en haut de la crête, le sommet est armé d' une puissante série quartzitique, visible sur une quarantaine de mètres (fig. 12). Elle s' agence en alternances d' ampleur pluri métrique à décamétrique. Il semble que l' on puisse y distinguer une tendance générale positive : les barres (et les bancs qui les constituent) diminuent progressivement d' épaisseur vers le haut alors que les intervalles prennent de plus en plus d' importance. La base, puissante montre une organisation en bancs métriques empilés. Chacun d' eux est

formé de grands faisceaux de lamines s'interceptant sous des angles faibles et les sommets de bancs sont modelés par des rides tapissées de feuillet millimétriques. Les strates les plus basses de cet ensemble sommital ont livré des traces limoniteuses de Bryozoaires et des valves du

Brachiopode *Destombesium aff. akkaensis*. Plus au NE, dans la région des Smaala et celle de Moulay Bou Azza où des descriptions rapides de faciès grés-quartzitiques on été faites (CAILLEUX, 1978, OUBBIH, 1988), ce fossile a daté le Caradoc supérieur.

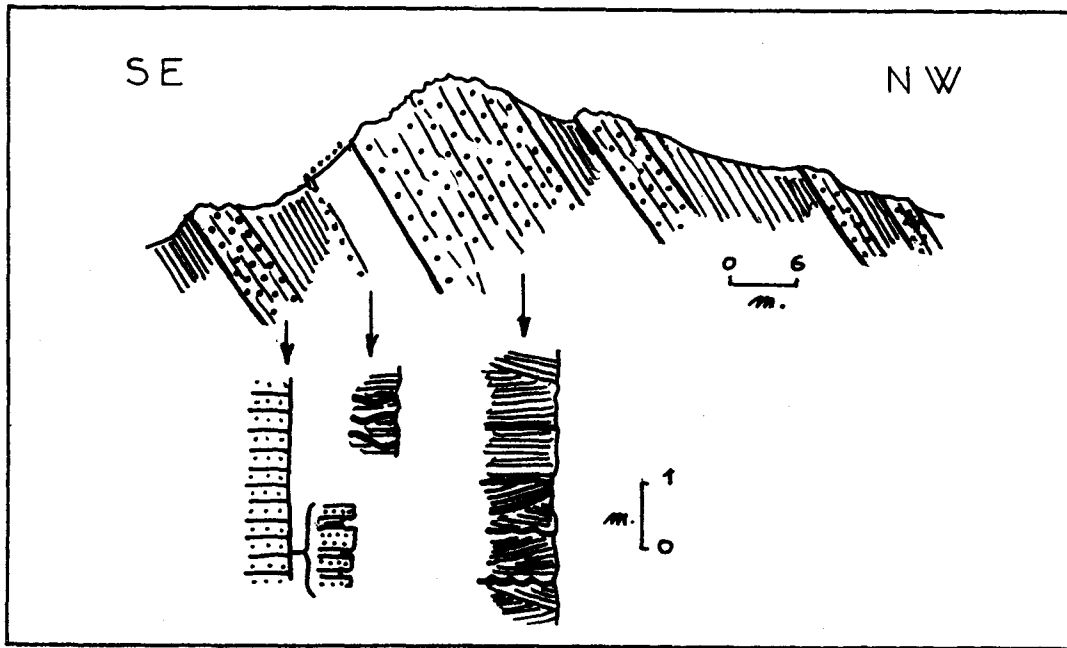


Fig 12. Couverture quartzitique de la série grise du Caradoc aux Ouled Bou Ghadi (flanc SE du synclinal d'Et Tnine). Coupe et aperçu des structures sédimentaires.

La formation de Mechmech Ed Diab

Le toponyme est situé au pied du rebord du plateau d'Ezzheliga, en allant vers Ouljet Bou Khemis sur l'oued Grou. Il s'agit d'une crête quartzitique très redressée, encadrée par deux dépressions. Celle en aval pendage est occupée par des pélites argileuses à graptolites datant le Téléchien; celle en amont pendage est faite de pélites silteuses azoïques s'appuyant sur les quartzites du Caradoc supérieur de Sidi Saïd (VAN LECKWIJCK & al., 1955). Ce binôme: pélites basales et quartzites sommitaux, se retrouve sans grand changement dans tout le secteur, soit à l'occasion de décalages par failles (Rmimila), soit après enroulement autour de plis d'amplitude kilométrique à plurikilométrique (Chaaf vers le sud; Lamhajibat, Aïn Achri Chira, anticlinal de l'Aïn Malou vers le Nord ou le Nord-Est). Il est aussi présent, avec les mêmes détails caractéristiques au niveau des quartzites, dans la retombée est de l'anticlinorium, à hauteur de Moulay Bou Azza. ou sur sa bordure NW (région des Aït Alla).

Les sédiments de l'Ashgill sont donc, semble-t-il, uniformes à l'échelle de l'anticlinorium occidental et si l'on a choisi, plutôt qu'une autre, la coupe de Mechmech ed Diab comme section type c'est que, après avoir été levée à

des fins stratigraphiques et structurales, elle a fait récemment l'objet d'une étude sédimentologique détaillée (DAFIR, 1986) la première du genre dans l'Ordovicien mésétien.

1. La coupe de Mechmech ed Diab se développe sur 500 m. de puissance. Elle se divise en un tronçon inférieur, le plus épais (440 m) couronné par une soixantaine de mètres de quartzites.

Dans le tronçon inférieur le lithofaciès dominant est celui de pélites silteuses de teinte bleu noir. Leur surface de stratification est micacée. Il s'y intercale parfois des minces bancs de grès à grain fin; leur importance est centimétrique et ils peuvent se résoudre latéralement en petits nodules. Peu épais par rapport aux passées de l'encaissant, il leur arrive de se répéter dans la stampe pélitique sans pour autant déterminer de véritables rythmes. Plus notable est la présence de miches noyées dans le fond de sédimentation. On les rencontre à plusieurs niveaux étagées dans toute la hauteur de la coupe. Leur dimension peut être métrique et elles rappellent alors fortement les ovoïdes repérés dans le faciès O.B.K. DAFIR (1986) interprète miches et nodules comme des enregistrements par les sédiments d'événement météorologiques violents: des tempêtes. Pendant ces

périodes dépressionnaires une partie de l'énergie atmosphérique est transmise à la masse liquide et modifie les conditions de sédimentation qui s'expriment alors par des dépôts ou des arrangements particuliers. Suivant leur position par rapport au flux d'énergie généré par la tempête, les sédiments montreront l'enregistrement d'une énergie progressivement décroissante. C'est à une position très distale que correspondent les miches et ovoïdes.

Si tempêtes il y a eu, elles n'ont pu enregistrer leurs effets qu'à des profondeurs relativement faibles (80 m est admis comme un maximum). Les témoins de cette paléobathymétrie se rencontrent dans un passage armé de bancs gréseux qui se développe après la première centaine de mètres du tronçon inférieur et qui se subdivise en trois venues d'égale importance et à évolution négative. Chacune des venues est constituée d'alternances de bancs gréseux décimétriques à grain fin et de pélites silteuses. L'arrangement des sommets de bancs: lamines dessinant des ondulations symétriques, caractérise l'influence de la houle. A ce modelage par des rides de vagues s'ajoute dans certains bancs une disposition de litage oblique en mamelon, marqueur reconnu des phénomènes de fortes énergies hydrauliques.

Au delà de ces 100 mètres à niveaux de grès, la sédimentation silteuse, où les intercalations gréseuses sont rares, reprend jusqu'aux éboulis issus du tronçon supérieur quartzitique proche.

La barre sommitale qui trace dans le paysage résulte du rapprochement de bancs de quartzites qui ne sont plus séparés que par de minces passées de pélites. Les alternances se font avec des fréquences et des épaisseurs de bancs plus élevées que dans le tronçon inférieur. La diminution de la quantité de l'apport silteux d'interbanc peut aller jusqu'à sa complète disparition et provoquer l'amalgame des bancs en un seul niveau décimétrique. Bien que très distincts morphologiquement de la série basale, on retrouve toutefois dans les bancs de la barre les figures sédimentaires caractérisant la faible profondeur du milieu de dépôt et l'action des tempêtes. Un niveau lité correspondant, au décrochement près, à un horizon des quartzites sommitaux, est visible sur la route d'Ouljet Bou Khemis, au SW de Mechmech ed Diab, sur le flanc nord de Rmimila. Il présente de belles surfaces travaillées par des rides d'interférence en phase, acquises par la houle.

Le terme de quartzites est utilisé ici pour décrire macroscopiquement des échantillons gris sale, d'aspect huileux. En fait l'examen micrographique des bancs amalgamés de la base révèle un caractère fortement hétérométrique de la charge quartzreuse, avec présence de grains ronds plurimillimétriques, mono ou poly-cristallins (quartzites). Il s'agit d'un microconglomérat et la quantité de la phase de liaison en fait soit des quartzarénites soit des quartzwackes. Ce faciès microconglomératique, reconnu par CAILLEUX (1978) dans le Maroc central, correspond, pour être coincé dans une fourchette étroite entre le Silurien

inférieur à graptolites et l'Ashgill à *Calymenella* et *Mucronaspis cf. termieri* (*ibid*), au sommet de l'Ashgill ou Hirnantien. L'attribution bibliographique à un faciès périglaciaire a reçu confirmation grâce à l'exoscopie des microclastes quartzeux (DAFIR, 1986, HAMOUMI, 1988). Le caractère microconglomératique, qui se développe ici dans la barre (comme plus à l'ouest à Ezzheliga) est annoncé timidement dans les toutes premières venues de grès qui coiffent le tronçon inférieur. Il s'agit de niveaux rougeâtres, à petits grains de quartz roulé, dépoli, précédant des grès blancs d'aspect saccharoïde, eux mêmes surmontés des premiers niveaux de quartzites à grosses figures de base de banc (load cast ou convolutes).

2. Quelques variations par rapport à ce schéma de base sont rencontrées dans le secteur même de Mechmech ed Diab et vers l'ESE, région de Moulay Bou Azza.

a. Au pied nord du Jbel Bedouz (fig. 13A), l'épaisseur des pélites atteint 650 m. D'abord sans particularité notable, les pélites silteuses noires se chargent sur 5 à 10 m. de bancs de grès bioturbés riches en micas flottés ainsi qu'en quelques niveaux de carbonates. Il s'agit de calcaires dolomitiques à grain micritique reconnaissables à leur couleur jaune orangé. La sédimentation de pélites gris vert reprend ensuite, puissante, accidentée de quelques nodules de grès micacés ou de minces lamines plus riches en micas que le simple fond pélitique. Une récurrence de grès, soit en niveaux à fines plaquettes très micacées, soit en bancs plus épais bioturbés auxquels se joignent des occurrences de carbonates orangés précèdent d'une trentaine de mètres les quartzites terminaux. Les quartzites sont disposés en bancs, eux mêmes formés de la répétition de niveaux lités apparaissant parallèles. La teinte est blanche à grise et l'aspect saccharoïde. Toutefois certains horizons de la barre sont de nature gréseuse à toucher rugueux. C'est dans ces niveaux que se développent de préférence les figures d'instabilité sédimentaire (slumping) rencontrés dans l'épaisseur de la barre. C'est aussi ce lithofaciès qui renferme, avant la base de la barre, les gros grains de quartz à cachet glaciaire et qui ont valeur de marqueur de l'Ashgill. Il alterne alors avec des pélites silteuses bleu noir où se rencontrent localement de gros ovoïdes de grès fortement microconglomératique (grains pluricentimétriques).

La présence de bancs carbonatés dans les pélites de l'Ashgill n'est pas constante. On peut la suivre encore dans la retombée nord du Dôme de Mserser, 10 km au NE du Bedouz, après quoi elle semble se perdre, à moins que les nodules cariés et ferrugineux des coupes de la région d'Oulmès (TAHIRI, 1991) puissent encore lui être rattachés.

b. Dans la région de Moulay Bou Azza l'Ashgill a aussi pu être daté paléontologiquement par le trilobite *Calymenella* dans la partie pélitique de la pile, au sud de Ghar Beni Mellal, à quelques dizaines de mètres de la base. Toutefois les coupes les mieux exposées se situent un peu plus au NE, à Mechmech ez Zraïb et juste au nord de Moulay Bou Azza même.

Une alternance de lits de grès, d'abord minces puis décimétriques, avec des pélites silteuses noires assure la jonction avec les quartzites du Caradoc. Ces vingt premiers mètres appartiennent déjà à l'Ashgill si on les assimile à un dispositif analogue à *Calymenella* décrit dans le synclinal de Chaaf (CAILLEUX, 1974) 25 km plus à l'ouest. Viennent ensuite 400 m de pélites silteuses ou silto-gréseuses initialement noires mais rendues grises ou argentées selon la quantité de fer lessivé par altération météorique. L'intercalation de petits lits de grès gris clair à micas flottés est fréquente, mais elle n'est pas en importance suffisante tant en quantité qu'en épaisseur pour armer la portion inférieure de la pile et lui faire perdre sa morphologie de zone tendre. Cependant des accidents sédimentaires peuvent rompre localement la monotonie de la série. C'est ainsi que deux niveaux gréseux métriques à plurimétriques, faits d'amalgames, achèvent les 70 premiers mètres à 1,5 km au nord de Moulay Bou Azza (BELFOUL, 1988). Ils sont suivis d'un faciès pélitique très marqué par son caractère réducteur (pyrite) qui représente un milieu temporairement protégé (vasière). Passés ces accidents, les sédiments de l'Ashgill redeviennent "classiques" avec un éclaircissement des pélites vers le sommet dû à une charge détritique plus grossière. Ces pélites gréseuses annoncent la barre sommitale. Celle-ci est parfaitement analysable à Moulay Bou Azza même où, verticalisée, elle se développe sur une quarantaine de mètres (fig. 13B). Elle est précédée de 15 à 20 m de grès versicolores, veinés de parme et qui renferment de gros grains de quartz arrondis. On retrouve encore les microconglomérats glaciaires qui sont ici surmontés et ravinés par une dizaine de mètres de grès désorganisé en boules de slumps et qui assurent la transition avec la barre remarquablement litée. Le premier banc de celle-ci est épais, lenticulaire en grand et porte à sa base des poches de microconglomérats que l'on retrouvera occasionnellement, de même que des niveaux slumpés, étagés dans l'épaisseur de la barre. Les autres bancs constitutifs sont quartzitiques, soit massifs, métriques, séparés par des intervalles de grès micacés sur les 7 ou 10 premiers mètres, soit lités, formés d'amalgames de bancs élémentaires demi-métriques à infra-décimétriques dans tout le reste de la coupe. Les joints y sont alors secs. Tout au sommet, l'arrêt de la barre et son passage aux pélites à graptolites du Silurien se fait sur à peine trois mètres où les bancs sont fortement réduits en épaisseur tout en restant amalgamés.

Ainsi si l'on retrouve, comme partout ailleurs, le couple pélites de base-quartzites du sommet, le trait le plus caractéristique de l'Ashgill de la retombée SE de l'anticlinorium occidental est le développement important des faciès d'instabilités tectono-sédimentaires (slumps) accompagnant les niveaux microconglomératiques.

c. Si l'on sort de la transversale Ezzheliga - Moulay Bou Azza et que l'on envisage la face NW de l'anticlinorium au delà de l'Oued Boulahmayal, l'Ordovicien

terminal est aussi développé que celui du sud, sinon plus. On en retiendra deux aspects caractéristiques.

La coupe composite des Ait Alla, au pied du Jbel Mouchène est remarquable par le développement de son tronçon pélitique qui montre, sur plus de 550 m une évolution globalement positive. Elle débute par 40 m de faciès détritiques prononcés. Les lits grésos-quartzitiques sont d'abord en alternances avec des grésos-pélites très micacées avant de s'empiler sur une trentaine de mètres. Formés d'une succession de lamines millimétriques, ils se superposent en bancs de 3 à 5 m où le litage apparaît parallèle. Se superposent ensuite sur près de 500 m :

- une grande volée de pélites gréseuses homogènes, bleu-noir, et qui présentent parfois un aspect ardoisier interrompues en leur milieu par 15 m d'alternances;
- des rythmes de pélites et de bancs gréseux décimétriques à lamines millimétriques ; les pélites sont à nodules cariés ferrugineux;
- des grès gris ou beiges souvent marbrés de veines de rouille et à grains de quartz ronds commencent l'horizon microconglomératique qui sera soit en bancs quartzitiques plurimétriques, soit en niveaux de grès métriques étagés dans des pélites silteuses. Dans celles-ci peuvent se répandre des coulées chaotiques lenticulaires à boules de grès emballées dans une matrice pélitogréseuse micacée (fig. 14). Trois de ces venues ont été dénombrées, séparées par des grès ou pélites à cachet glaciaire. Les coulées slumpées laissent la place aux seuls microconglomérats peu avant le premier niveau de la barre terminale. Cette dernière ne montre plus, tout du moins sur ses 15 premiers mètres de traces de slumps ni de microconglomérat.

Il faudrait bien se garder de généraliser à l'ensemble de la barre et à tout le secteur les observations faites sur le premier horizon. En effet des levés dans les barres des Ait Hajji, à 4 et 5 km au SW de la coupe précédente montrent, d'une part l'importance prise par les quartzites terminaux qui peuvent atteindre 100 m de puissance, d'autre part la complexité de leur organisation interne. Si le trait général de ces quartzites est d'être, comme ailleurs, lité régulièrement, les bancs des Ait Hajji montrent une structure où se succèdent :

- des entassements de bancs décimétriques où les lits sont à lamines horizontales;
- des bancs de 0,20 à 1 m où moutonnent les boules de slumps;
- des bancs où s'interpénètrent des figures en auges (sans doute des cuillères de courant, étant donné leur petite taille);
- des chenaux métriques où se pressent des structures slumpées.

Le caractère microconglomératique n'a par contre pas été relevé et les rides d'oscillations sont rares.

3. Conclusion: Les quartzites de l'Ashgill constituent les derniers bancs résistants avant l'arrivée de la

sédimentation essentiellement pélitique du Silurien qui ne sera accidentée que de quelques carbonates. L' Ashgill est aussi le dernier représentant d' un type de sédimentation qui a perduré durant l' Ordovicien. Tout le système est en effet caractérisé par l' étalement sur une large plate-forme de dépôts silico-clastiques empilés sur des épaisseurs importantes. Les nombreux indices de faible profondeur (rides de vagues, tempestites) couplés avec la puissance des séries indiquent une subsidence active. Quelques marqueurs,

principalement dans l' Ashgill, enregistrent l' instabilité du fond du bassin sous forme de coulées slumpées. Présentes aux bordures NW et SE de la mégastructure anticlinoriale, à l' aplomb des accidents cartographiques (failles Ezzheliga -El Harcha; Smaala -Moulay Bou Azza -Oulmès Est) ces coulées pourraient être la signature du fonctionnement précoce synsédimentaire de tels accidents, poursuivant dans l' Ordovicien ce que l' on connaît plus au sud depuis le bloc ancien du Haut Atlas jusque dans les Rhamna.

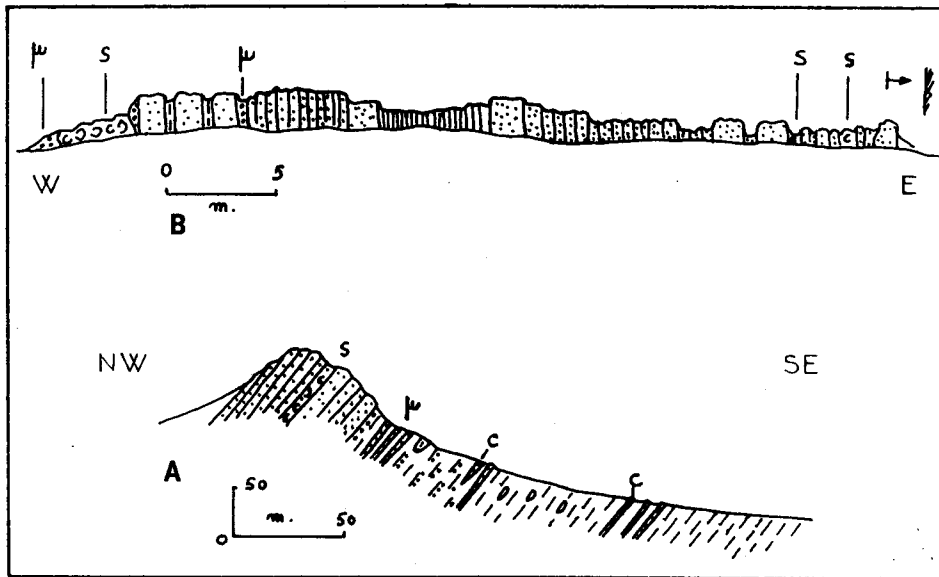


Fig. 13. Deux coupes dans l' Ashgill (c : calcaires micritiques orangés; S: niveaux à slumps; μ : faciès microconglomératiques). A - région du Beddouz, description dans le texte; B - région de Moulay Bou Azza, crête du Caïdat (graptolite du Silurien schématisé).

LE CAMBRO ORDOVICIEN DE LA MESETA COTIERE.

La Méséta Côtière représente au Maroc un domaine particulier en ce sens que la déformation hercynienne y croît progressivement selon un gradient ouest-est (PIQUÉ, 1981). Le matériel s' observe en affleurements dispersés qui n' apparaissent le plus souvent qu' à la faveur du tracé des oueds entaillant le placage plio-quatenaire (parfois sur un substratum crétacé), ou encore sous forme de paléoreliefs bas, ou enfin sur l' estran.

Le Cambrien

Le Géorgien est vraisemblablement présent sous forme d' une série dolomitique épaisse d' une centaine de mètres exposée à El Jadida. Il repose par l' intermédiaire d' une brèche sur des rhyolites attribuées au Précambrien supérieur (MICHARD, 1976; CORNÉE & *al.*, 1984). Plus au nord, entre Casablanca et Rabat, il est relayé par les terrains de l' Acadien dont l' étude désormais classique a été menée par DELARUE & *al.* (1956) puis par DESTOMBES & JEANNETTE (1966).

La base en est globalement pélitique et regroupe plusieurs faciès à granulométrie croissante vers le haut. Ce sont tout d' abord des schistes au sens propre du terme puisque le matériel pélitique apparaît clivé à l' est de Casablanca . L' épaisseur de la série avoisine 1000 mètres. On y distingue de bas en haut:

- un matériel fin homogène chlorito-quartzitique de teinte verdâtre, ce sont les Schistes de Bouznika;
- des schistes d' un vert plus soutenu; la roche, toujours très fine (siltstones) laisse à certains niveaux la place à des horizons décimétriques de cinérites blanches ou violacées. Ces retombées en pluie dans le bassin de sédimentation ont leur traduction massive sous forme d' un appareil trachy andésitique (8 x 2 km) exposé dans les griffures des oueds Rhebar, El Arbi, Sikkouk et Ed Douma. Dans un tel environnement éruptif, il est naturel de trouver des feldspaths disséminés dans la pâte quartzo-chloriteuse de ce second membre souvent regroupé avec le précédent sous le nom de Schistes à Paradoxides (fig. 15).

Le grain de la roche grossit ensuite et les schistes passent à des grès micacés et chloriteux où le litage s' exprime par des dépôts alternants de minéraux phylliteux

et de clastes quartzeux où les feldspaths ne sont pas rares (> 5 %). Ces grès à matrice ont été décrits du fait de leur bioturbation sous le nom de "Psammites à Arénicoles" (Destombes & Jeannette, 1966).

L'augmentation du grain s'affirme et le Cambrien présente alors un lithofaciès formant barre résistante dans le paysage: c' est la Formation des quartzites d'el Hank. En fait il s' agit beaucoup plus d' arénites arkosiques (à fort pourcentage de feldspaths) et de grauwackes feldspathiques où s' intercalent des passées de grès fins. Le toit de cette formation, épaisse de 20 à 200 mètres selon les secteurs voit:

soit une récurrence sur une centaine de mètres de schistes verts, de grauwackes et d' arénites plus ou moins grossières là où les quartzites sont le plus épais: c' est la série de Dar Bou Azza (ANDRÉ & al., 1987);

soit une lacune là où les quartzites sont réduits et de faciès plus grossier (microconglomérat).

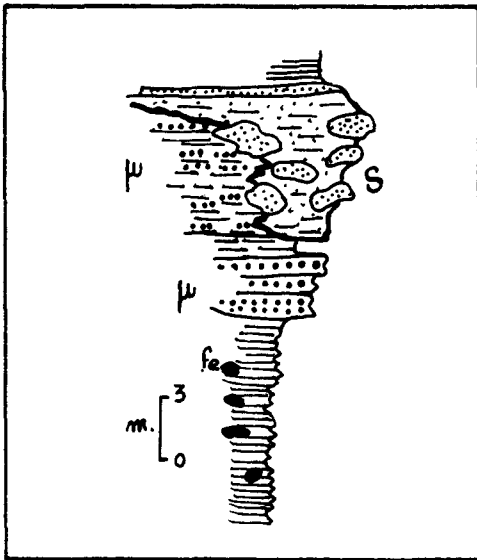


Fig. 14. Ashgill des Ait Alla (détail). Coulée de grés pélites micacées à boules de grès (S) ravinant des pélites à intercalations microconglomératiques (μ). En dessous, grès et quartzites microconglomératiques et pélites à nodules cariés (fe).

Les figures sédimentaires relevées dans la série de Dar Bou Azza (enregistrement de marées, de vagues de houle, de destruction de chenaux dans des vasières, d'indices de tempestites) ne font que confirmer la permanence des dépôts sous faible tranche d' eau du matériel cambrien (HAMOUMI & IZART, 1984) dont l' âge dépasse l' Acadien pour monter dans le Cambrien supérieur dès la Formation d' El Hank (ANDRÉ & al., 1987).

Les travaux récents de ZAHRAOUI (1991) apportent quelques précisions et modifications à ce schéma. Si la trilogie: Schistes à Paradoxides, Quartzites d' El Hank, et série supra el Hank est conservée, l' auteur intercale au tiers

inférieur de la série à Paradoxides des bancs de grès fins et/ou de quartzites où il ne reconnaît pas de passées enregistrant les phénomènes magmatiques; il précise l' environnement infratidal peu profond du dépôt de la Formation d' El Hank (encore dans le domaine d' action des vagues de tempêtes) surmontée par une récurrence de faciès à Paradoxides encore considérée comme acadienne et où s' interstratifient des niveaux tuffacés. Il ne peut s' agir là d' une réapparition tectonique des termes de base de l' Acadien, pour être coiffés en accordance par les dépôts de la transgression ordovicienne (fig. 16A)

	MESETA CÔTIÈRE Région de Casablanca et Est de Casablanca (O. Neffikh - Barrage de l'O. Melah)	MESETA CÔTIÈRE à l'Est de Casablanca - O. Rhebar et Ank-el-Jmei
AMÉRIC MOYEN		
AMÉRIC INF.	Schistes verts micacés à <i>Didymograptus nitidus</i> (O. Neffikh) Schistes à <i>Schizograptus</i> aff. <i>quebecensis</i> (Bouskoura), à la base	Schistes micacés gris et noirs
AMÉRIC INF. transgressif ?	Niveau gravillonneux violacé, microconglomératique	Fer oolithique gréseux, grossier
ACADIEN MOYEN	Schistes verts à projections vol- caniques avec lumachelles à <i>Billingellidae</i> et <i>Parasolenop- leura</i> probable — 60 m.	?
ACADIEN MOYEN	Quartzites d'El-Hank Arkoses et quartzites feldspa- thiques à stratifications entre- croisées et ligillites 100 à 200 m	Quartzites d'El-Hank, grosiers, microcon- glomératiques et glauconieux 20 à 100 m
ACADIEN	Psammites d'El-Hank Psammites à Arénicoles SCHISTES À PARADOXIDES (= « Schistes de Bouznika »)	

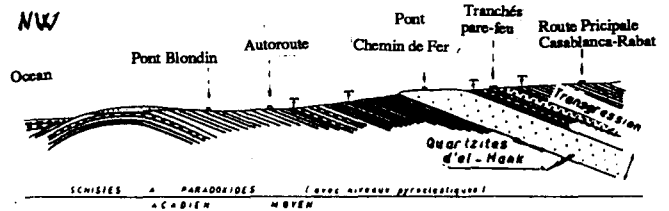


Fig. 15. Cambrien et base de l'Ordovicien en Méséta côtière (Destombes et Jeannette, 1966). Tableau des faciès et coupe de l'oued Nefifikh..

En combinant ces diverses observations avec les datations d' ANDRÉ & *al.* (1987), le volcanisme cambrien s'étale donc sur l'Acadien et le Potsdamien. Ses caractères, déduits des analyses et diagrammes portant sur quatre prélèvements (dont deux fiables) dans le complexe de l'oued Rhebar et fournis par ZAHRAOUI, sont ceux d'une série d'origine mantellique, mais dont la tendance calco alcaline indiquerait une forte contamination crustale. Cette information demande toutefois à être confirmée par un échantillonnage plus dense, présentant le moins d'altération possible. Quoiqu'il en soit, le volcanisme cambrien s'exprime soit par des coulées massives soit par des tufs où s'insèrent des conglomérats à galets laviques et qui

envahissent le fond normal de sédimentation grauwackopélique.

Le peu de profondeur des milieux de dépôt, l'épaisseur des séries, l'existence de variations latérales, la présence de volcanisme brossent un tableau où le jeu des failles apparaît comme prépondérant. De fait les études de terrain entreprises tant au nord (LOPEZ, 1984; EL HASSANI, 1988) qu'au sud de la Méséta Côtière (BERNARDIN & *al.*, 1988; OUANAÏMI, 1989) ainsi que les données de géophysique soulignent l'appartenance du bloc côtier à un système subméridien de horst et de graben subsidents, développé depuis le bloc ancien du Haut Atlas jusqu'en bordure du Gharb (fig. 16B).

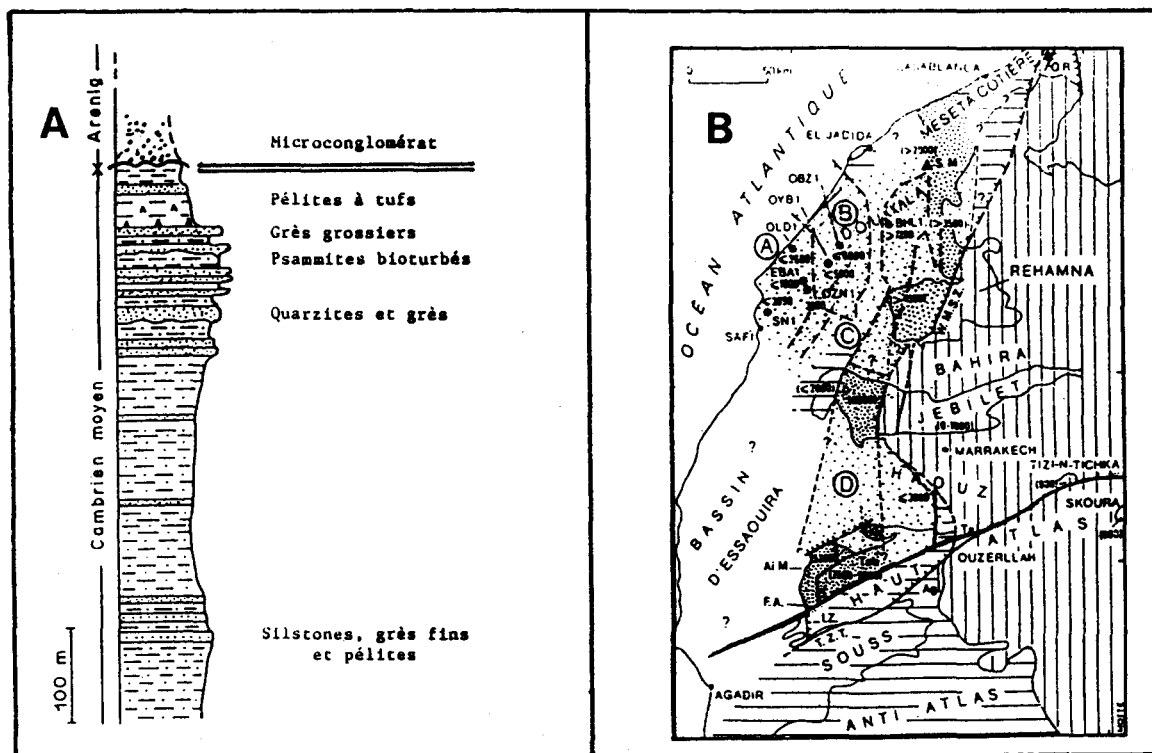


Fig. 16. A - le passage du Cambrien à l'Ordovicien à Mansouriah (Zahraoui, 1991). B - la structuration du Môle Côtier en graben et horst au Cambrien moyen (*in* Bernardin *et al.*, 1988).

L'Ordovicien

L'Ordovicien est exposé dans trois secteurs de superficies décroissantes qui s'étagent du SW au NE dans le bloc côtier: à l'est d'El Jadida, à l'est de Casablanca et au sud est de Rabat.

On a signalé plus haut la transgression ordovicienne. L'âge de celle-ci fixé à l'Arenig par DESTOMBES & JEANNETTE (1966) est repensé par André & *al.* (1984) qui

n'excluent pas la présence de Trémadoc. De fait dans la région de Rabat, l'Arenig inférieur -partie supérieure- (RAHMANI, 1983; EL HASSANI & *al.*, 1988) avec son faciès de grès micacés bioturbés et ses épanchements volcaniques sous-marins, représente une sédimentation déjà nettement installée.

Si cette question de datation reste pendante, celle des lithofaciès de la pile ordovicienne ainsi que leur contenu faunistique ne paraît plus laisser de place au doute. Les

terrains de l' Ordovicien affleurent dans le secteur entre Casablanca et Rabat plus largement que ceux du Cambrien. La disposition générale les répartit de part et d' autre du horst acadien de l' oued Rhebar. Dans le détail ils sont présentés par tronçons dans des compartiments ou lanières séparés par un réseau de failles où dominent les familles N0 ou N 40.

Aperçu de la stampe ordovicienne

Là où la coupe est la plus complète (le long de l' Oued Nefifikh in DESTOMBES & JEANNETTE, *op. cit.*), l' ensemble de l' Ordovicien est estimé à plus de 1000 mètres,

et son évolution sédimentologique globale est négative (fig. 17A)..

Le passage du Cambrien à l' Ordovicien se fait sur 4 à 60 mètres par l' intermédiaire d' un horizon microconglomératique ou conglomératique ainsi qu' une passée oolithique. Ces niveaux où l' on rencontre de la glauconie et du fer marquent une discontinuité majeure et ravinent le substratum à passées violacées de nature volcanique. Pour DESTOMBES ces éléments éruptifs ne sont pas d' origine primaire mais sont issus du remaniement, à l' occasion de la transgression, du matériel volcanique antérieur.

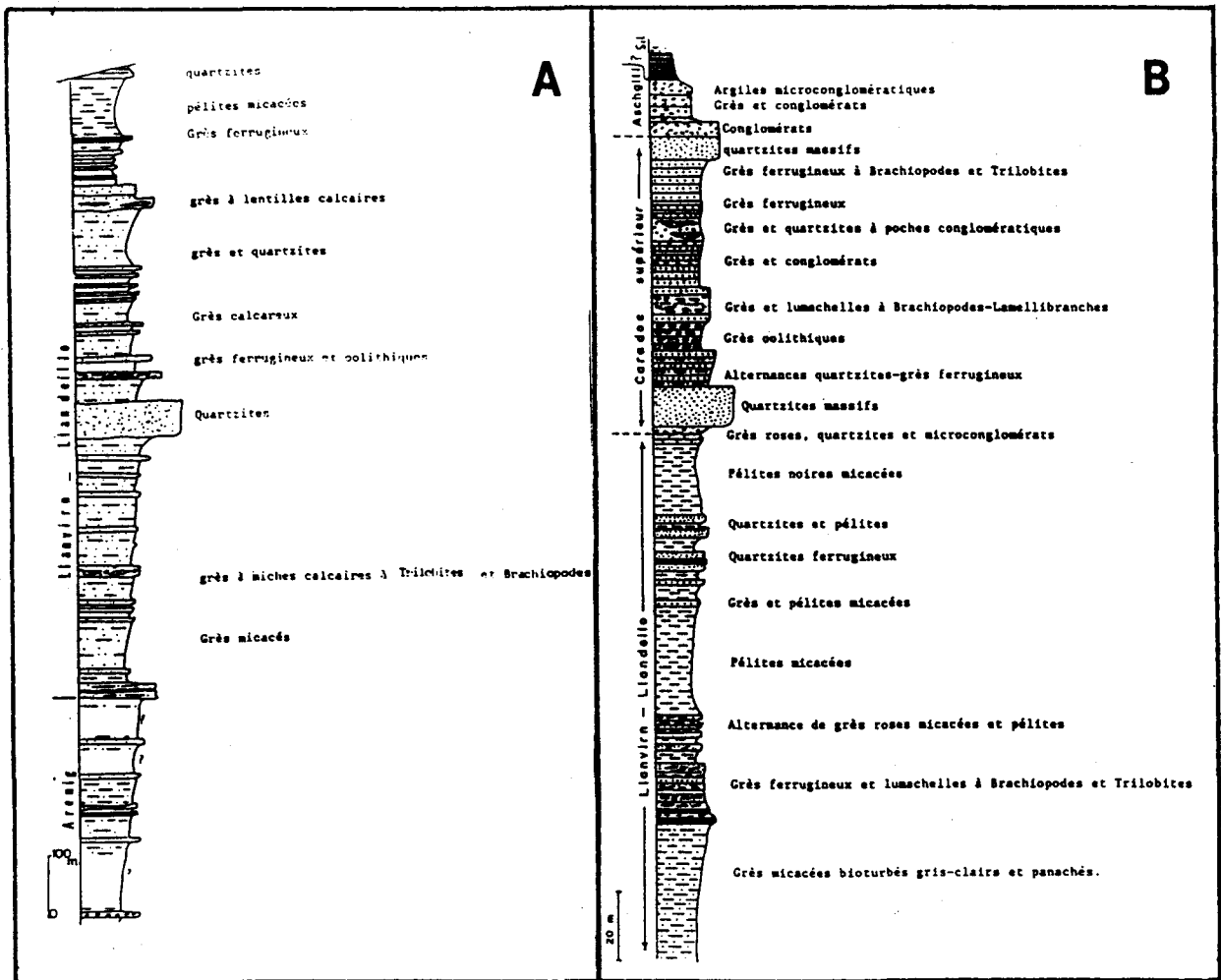


Fig. 17. Deux coupes dans l'Ordovicien de la Méséta Côtière (Zahraoui, 1991). A - l'Ordovicien inférieur de l'oued Arrimène. B - coupe générale de Fedan Tâaba (Oued Nefifikh).

Plus de la moitié de la colonne représentant les terrains ordoviciens est ensuite occupée par des pélites verdâtres chlorito-miacées (siltstones) ou gris sombre surchargées de

minéraux phylliteux de décantation. Des niveaux peu épais, au regard des pélites, et à détritisme plus grossier (grès fins ou quartzites à sommets de bancs ornés de rides) peuvent s'y

intercaler. Le contenu faunistique confère un âge Arenig à toute cette série péliitique dont le taux de sédimentation est faible (subsidence lente).

Ce faciès basal une fois déposé, le détritisme grossier s'exprime plus nettement par l'arrivée de bancs gréseux ou quartzitiques. Réserveant d'abord une large vire de pélites polychromes après les premiers 50 mètres de grésification du Llanvirn (grauwackes litées à rides et chargées de micas), les grès finissent par envahir totalement le reste des 350 mètres qui poussent jusqu'au sommet du Llandeilo. Dans cette venue on note l'intercalation d'un niveau de fer oolithique qui se suit cartographiquement sur une longue distance. S'il y a convergence d'âge avec le gisement des Aït Amar (*cf. supra*) il n'y a certainement pas mêmes conditions de dépôt voire de genèse. Les coupes levées par ZAHRAOUI montrent dès la base du Llanvirn un fond de sédimentation constant représenté par un matériel plus ou moins grossier mais toujours micacé dans lequel viennent se ficher des niveaux gréseux, quartzitiques ou microconglomératiques. L'amalgame de ces niveaux aboutit à la formation de barres dont l'une, très épaisse, pourrait très bien diviser la série Llanvirn Llandeilo, en deux séquences, celle de base montrant une évolution sédimentologique négative générale nette

Malgré les apparences il n'y a en fait aucune contradiction avec les autres coupes, soit levées par le même auteur, soit présentées par d'autres collègues. Il faut en effet tenir compte d'un fort taux de variabilité latérale de faciès. Celle-ci est due au milieu de sédimentation: l'offshore proximal (HAMOUMI, 1988), dont les conditions de dépôt très changeantes ne sont pas appliquées simultanément à la totalité du fond marin.

L'évolution négative de l'Ordovicien continue à s'affirmer dans les terrains constituant les derniers 150 mètres du système. Ils représentent le Caradoc et l'Ashgill et sont constitués de grès grossiers micacés ou non, de grès quartzites et de quartzites. Le fer y est encore bien exprimé à

la base par des grès ferrugineux à gros grains et par un second niveau oolithique. Cet enrichissement en fer accompagnerait une pulsation transgressive marquée par ailleurs par une discordance de ravinement et une surface durcie à la faveur de laquelle disparaît le Caradoc inférieur. Le fer restera ensuite toujours sous-jacent, conférant des teintes rosées aux quartzites et rouges aux grès. Comme dans les autres régions du Maroc hercynien, l'Ashgill supérieur est représenté par ses dépôts microconglomératiques à cachet périglaciaire (exoscopie des quartz, HAMOUMI, 1983). ZAHRAOUI, *op. cit.* y distingue quatre horizons qui évoluent verticalement vers des sédiments à la matrice de moins en moins grossière; les deux derniers méritent réellement la dénomination d'argiles microconglomératiques (fig. 17B), à la différence des autres secteurs du Maroc mésétien où il s'agit plutôt de grésopélites ou de grès qui englobent les microclastes glaciaires. Le milieu de sédimentation de l'Ordovicien supérieur conserve son caractère de faible profondeur: on y décèle la trace de l'action de vagues, qu'elles soient de houle ou de tempête. On doit à nouveau ici faire appel à une subsidence, toujours guidée par failles dont le jeu se poursuit encore après l'Ashgill (le volcanisme silurien de Sidi Saïd Mâachou - ANDRÉ & *al.* 1984- s'installe dans un graben perdurant depuis le Cambrien). Les mêmes failles sont responsables de la disparition, peu après son dépôt, de l'Ashgill dans certains blocs de la région est de Casablanca, l'érosion attaquant les blocs en relief, et de la transgression tardive du Silurien à hauteur de sa partie supérieure, alors qu'ailleurs le Silurien est présent dès sa partie inférieure. Il ne faut toutefois pas omettre - pour rendre compte de cette perte de l'Ashgill - le rôle du compartimentage visible actuellement, issu de la tectogenèse hercynienne, le caractère de chenalisation en grand des épandages sableux microconglomératiques et les possibles lacunes d'observation.