

## Le Famenco-Tournaïen

Driss FADLI

### INTRODUCTION

Le Famenco-Tournaïen correspond à une grande rupture par rapport à l'évolution tectono-sédimentaire antérieure. Il est marqué par la dislocation de la plate-forme carbonatée du Dévonien inférieur et moyen, et par une sédimentation essentiellement détritique accompagnée de coulées volcaniques. Ces événements sont inégalement répartis dans l'ensemble du domaine mésétien.

Dans la Meseta occidentale, les terrains famenco-tournaïens sont concordants entre eux et ils montrent une grande extension géographique. Ils sont transgressifs sur les différents niveaux du Dévonien inférieur et moyen. La limite inférieure des terrains famenco-tournaïens a été identifiée dans la partie nord de la bande du Cherrat (KERGOMARD, 1970) et dans la région de Tiliouine (TERMIER, 1938; COGNEY, 1957); sa limite supérieure a été mise en évidence dans la zone de Sidi Bettache (MARHOUMI, 1984) et dans le massif des Mdakra (FADLI, 1990). Le Strunien, époque marquant le passage entre le Famenco et le Tournaïen, a été reconnu dans plusieurs endroits et il se présente sous divers faciès.

La grande diversité lithologique des séries du Famenco, du Strunien et du Tournaïen, ainsi que leurs brusques variations aussi bien latérales que verticales, font défaut au principe de continuité de faciès à partir des affleurements datés. De ce fait, la limite stratigraphique (en l'occurrence cartographique) entre ces étages demeure incertaine dans l'ensemble du domaine mésétien occidental. C'est pourquoi nous regrouperons dans le même chapitre l'étude de ces séries en parlant du Famenco-Tournaïen.

Parmi les nombreux travaux stratigraphiques sur le Famenco-Tournaïen marocain, on cite la monographie de PIQUE (1979) qui a défini le bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache dans la Meseta occidentale. Sa configuration, l'étude des corps sédimentaires qui le constituent et des mouvements tectoniques qui l'ont initié ont été précisés par FADLI (1990) dans les massifs des Mdakra et du Khatouat, EL HASSANI (1990) dans le secteur de Rabat-Tiflet, TAHIRI (1991) dans la région d'Oulmès, ZAHRAOUI (1991) dans les régions de Ben Slimane et des Zaër, et IZART (1987) dans le bassin de Sidi Bettache proprement dit.

Dans la partie orientale du Maroc central, les affleurements famenco-tournaïens sont peu nombreux et dispersés. Là, les études stratigraphiques récentes ont permis de mettre en évidence une discordance angulaire entre les séries conglomératiques et grés-grauwackeuses du Tournaïen supérieur et les terrains du Dévonien

(FAIK, 1988; HABIBI, 1988; BOUABDELLI & al., 1989 et BOUABDELLI, 1989).

Nous suivrons la description des terrains famenco-tournaïens dans les diverses zones du Maroc central, en procédant approximativement d'Ouest en Est.

### LA ZONE DE RABAT-TIFLET

Dans ce secteur, les premiers travaux ont montré la présence du Famenco et du Tournaïen (LECOINTRE, 1926; LECOINTRE & DELEPINE, 1933; CHOUBERT & FAURE-MURET, 1961 et COGNEY, 1957). Ces études ont été revues dans le détail par PADGETT & al. (1977), PIQUE (1979), IZART & VIESLET (1988), IZART (1990) et EL HASSANI (1990). Ces travaux ont montré qu'en bordure sud de l'anticlinorium de Rabat-Tiflet, les terrains famenco-tournaïens forment une bande large de quelques kilomètres et allongée sur 50 km depuis les affluents de la rive droite de l'Oued Grou jusqu'à l'Oued Tiflet, en passant par les vallées de l'Oued Bou Regreg et l'Oued Satour. Cette bande, limitée au Sud par la faille des Oulad Mimoun, sera décrite, de l'Ouest vers l'Est, en choisissant trois coupes :

#### COUPE D'AIN GUENFOUDIA

Cette coupe, levée par PIQUE (1979) et revue par EL HASSANI (1990), montre du bas vers le haut la succession suivante (fig. 1) :

1. Calcaires à accidents siliceux, gris-rose, en bancs de 10 à 40 cm d'épaisseur, alternant avec des grès carbonatés fins roses, en plaquettes, d'âge emsien.
2. Argilites et pélites rouge brique, à intercalations métriques à décimétriques de bancs de brèches et microbrèches, organisés ou non, à éléments de calcaires construits bleu gris du Givétien. Pour LECOINTRE (1926), ces "conglomérats calcaires" appartiennent probablement au Dévonien supérieur. Une barre de calcaire récifal, d'une épaisseur de 30 m, passant latéralement à des conglomérats, est un olistolite emballé dans les argilites.
3. Au dessus de ce niveau chaotique repose une alternance grés-pélimitique, d'une centaine de mètres d'épaisseur. Les grès fins à grossiers, localement microbréchiques et chenalisés ont livré à PIQUE (1979) *Spirifer tornasencis* du Tournaïen. Ce niveau est surmonté par une coulée volcanique de type spilite.
4. La série se termine par des argilo-pélites et des brèches, à blocs métriques et hectométriques de calcaire récifal et de grès quartzitiques dans lesquelles s'intercale une barre d'une trentaine de mètres de conglomérats organisés en bancs chenalisés à éléments calcaires, gréseux et quartzitiques, montrant une tendance à un granoclassement

positif. Cet ensemble, limité au Sud par la faille des Oulad Mimoun, a une épaisseur de 300 m.

### COUPE DE CHAABET EL HARCHA

A 12 km à l'ESE de la Chaabet Guenfoudia, dans la Chaabet El Harcha, autre affluent de l'Oued Grou, la série famenno-tournaisienne présente de bas en haut la succession suivante (fig. 2) :

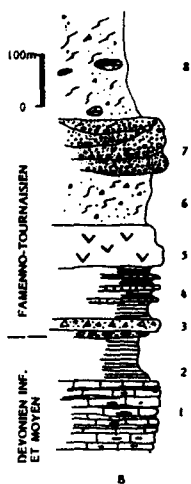


Fig. 1.- Colonne stratigraphique des terrains dévono-dinantiens de l'Ain Guenfoudia (EL HASSANI, 1990)

1. Sur les calcaires emsiens reposent des conglomérats d'une épaisseur moyenne de 50 m, montrant une tendance à un granoclassement positif. A la base, les galets sont surtout des calcaires du Dévonien inférieur et moyen et ils sont remplacés progressivement vers le haut par des éléments siliceux du Paléozoïque inférieur. Ce niveau contient des bancs chenalisés de quartzarénites. L'ensemble représente des dépôts de type canyon à partie interne de supracône (IZART & VIESLET, 1988).

2. Grès carbonatés à calcaires gréseux, en bancs décimétriques, montrant des stratifications obliques et admettant des intercalations pélitiques et lumachelliques à flore tournaisienne : *Prelepidodendron rhomboïdale* (dét. BROUTIN). Ce niveau est surmonté par des grés-pélites à intercalations calcaires attribuées au Viséen. Vers le SSW, le long de la rive droite de l'Oued Grou, au dessous des conglomérats, on rencontre des pélites écaillées à minces lits de grès chenalisés qui emballent des olistolites de calcaires dévoniens de quelques mètres de diamètre et des conglomérats lenticulaires à éléments calcaires bien arrondis. A Ain El Klab, situé à 14 km à l'Est de Chaabet El Harcha, cette série chaotique est surmontée d'un niveau gréseux à récurrence carbonatée qui a livré *Spirifer tornacensis* et *Syringothyris caspidata* du Tournaisien (LECOINTRE & DELEPINE, 1933 et HOLLARD, 1978).

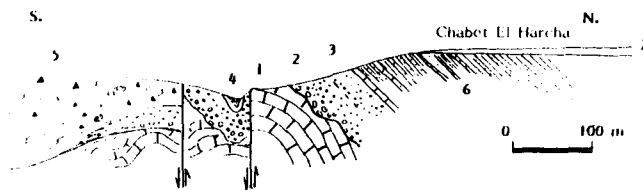


Fig. 2 : Coupe à travers les formations famenno-tournaisiennes et viséennes de Chaabet El Harcha (EL HASSANI, 1990)

1: calcaire lité (Emsien), 2: conglomérats, 3: séquences grès-pélites-calcaires (Famenno-Tournaisien), 4: grés-pélites (Viséen moyen), 5: coulée boueuse (Famenno-Tournaisien), 6: calcaires (Viséen moyen), 7: mames du Miocène.

### COUPE DE L'OUED TIFLET

Dans ce secteur, les terrains famenno-tournaisiens présentent de bas en haut la succession suivante :

1. Des conglomérats calcaires désorganisés du Dévonien supérieur sont transgressifs sur les différents terrains de l'Ordovicien, du Slurien et du Dévonien inférieur et moyen. Les galets, bien arrondis, sont constitués surtout de calcaires du Silurien, Dévonien inférieur et moyen, de grès, de grés-pélitiques et de dolérites de l'Ordovicien.

2. Le "poudingue siliceux" surmonte le niveau précédent et se compose d'éléments bien arrondis, exclusivement gréseux et hétérométriques (1 à 30 cm), enrobés dans une matrice gréseuse réduite. Il présente souvent un granoclassement positif.

3. Ce poudingue est surmonté par des niveaux gréseux en bancs centimétriques (20 à 30 cm) à poches lumachelliques ayant livré à LECOINTRE & DELEPINE (1933) *Spirifer verneuilli* qui indique le Strunien.

4. La série se termine par une alternance grés-pélitique à intercalations de niveaux microconglomératiques. Les grès, plus épais à la base (45 cm), sont gris-vert, à grains moyens et ils présentent un granoclassement positif et des litages obliques. Vers le sommet apparaissent des bancs carbonatés du Viséen

### LA ZONE DE SIDI BETTACHE

Cette zone, située entre celles de Rabat-Tiflet et de Ben Slimane, est limitée au Sud par le massif du Khatouat. L'étude de ses terrains famenno-tournaisiens permet de distinguer quatre ensembles sédimentaires : la formation d'Ain Hallouf, la formation de Korifla, le groupe de l'Oued Ikem et la série orientale de la bande de Cherrat.

### LA FORMATION D'AIN HALLOUF

A environ 15 km au SSE de Rabat, en rive gauche de la vallée de l'Oued Akrech, affleure une série détritique signalée par LECOINTRE (1926) et étudiée dans le détail par PIQUE (1979), qui la désigna sous le nom de "formation d'Ain Hallouf" (fig. 3). Elle comprend du bas vers le haut la succession suivante :

1. Arkoses et conglomérats : les arkoses sont gris verdâtres, chenalisées, constituées d'éléments anguleux, mal classés, noyés dans une matrice grauwakeuse à chlorite, parfois microbrèche. Pour IZART & VIESLET (1988) ces arkoses représentent le dépôt de la partie interne du cône ou du lobe de la partie moyenne du cône au sens de WALKER (1978), ou bien du cône à basse efficacité de transport noyé dans les pélites dans le modèle de MUTTI (1979). Les conglomérats sont interstratifiés dans les arkoses et constitués d'éléments siliceux, bien arrondis et enrobés dans un ciment de même nature lithologique. Ces conglomérats contiennent une assise silteuse de quelques mètres d'épaisseur, dans laquelle CHOUBERT & FAURE-MURET (1961) ont trouvé *Platyclymenia prostrata* qui indique la zone IV du Famennien.

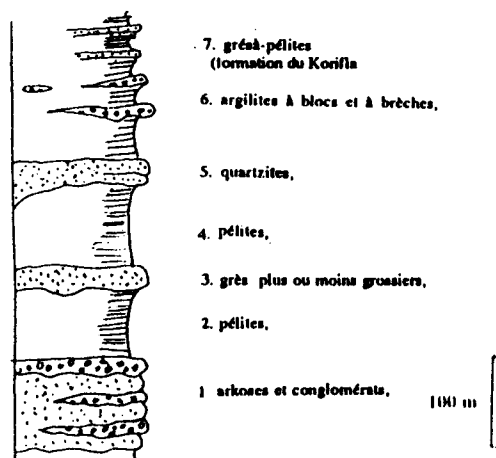


Fig. 3.- Colonne stratigraphique de la formation d'Ain Hallouf (PIQUÉ, 1979)

2. Pélites et litharénites. Ce niveau débute par des pélites verdâtres, d'épaisseur variable pouvant atteindre 100 m et il contient de minces intercalations de grès fins et de rares bancs de brèches et microbrèches chenalisées. Il est surmonté par une barre de 50 m d'épaisseur, constituée de grès microconglomératiques contenant parfois de gros galets isolés, arrondis et dispersés dans la masse de la roche. Celle-ci montre une composition minéralogique intermédiaire entre les grauweekes et les litharénites. Vers le sommet, une deuxième barre repose sur les pélites verdâtres; elle a une épaisseur de 70 m et est constituée de grès gris-vert, parfois grossiers, souvent microconglomératiques à la base, à éléments mono- ou polycristallins bien arrondis. Ces grès se situent entre le domaine des litharénites et les subarkoses (PIQUE, 1984).

3. Les quartzites et les argilo-pélites: Ce membre commence par des pélites argileuses à minces lits lenticulaires de grès fins, surmontés par une barre quartzitique d'épaisseur variable, entre 30 et 50 m, tantôt simple, tantôt dédoublée. Cette barre s'organise en bancs

décimétriques et lenticulaires de quartzarénites bien classées qui passent latéralement à des grès grossiers et présentent des stratifications obliques. D'après IZART & VIESLET (1988), elle correspond soit à des chenaux distributaires deltaïques, repris par des vagues au front du delta, soit à des dépôts sableux de plage de type baie entourés par les argiles, ou bien à des bancs de sables qui parviennent à émerger sur la plate-forme. La présence d'un assemblage de spores, notamment *Retispora lepidophyta*, indique pour ces quartzites un âge strunien (MARHOUMI, 1984).

La formation d'Ain Hallouf se termine par des argilo-pélites à minces niveaux lenticulaires de brèches et microbrèches puis par des grès-pélites qui correspondent à la formation de Korifla du Tournaisien moyen et Viséen inférieur. Plus à l'Est, dans la cluse de l'Oued Grou, l'équivalent latéral de la formation d'Ain Hallouf pourrait correspondre aux dépôts grossiers (conglomérats et quartzites) de Mechra Sedra (LAKHLOUFI, 1988).

#### LA SERIE ORIENTALE DE LA BANDE DU CHERRAT

En bordure Est de la bande siluro-dévonienne du Cherrat affleure une succession de terrains famenno-tournaisiens, qui se situe stratigraphiquement sous les calcaires de Sidi Abdelkader Jilali du Tournaisien moyen. Les termes de base sont grossiers et forment une bande large d'environ 1 km, allongée sur une centaine de kilomètres qui se prolonge dans le massif du Khatouat (FADLI, 1990). Les termes du sommet sont surtout grès-pélitiques. La colonne stratigraphique d'Al Brijat-Sidi Radi (CHALOUAN, 1977 ; fig. 4) résume cette succession en montrant, de bas en haut, des conglomérats de base transgressifs sur les calcaires du Givétien, d'une épaisseur moyenne de 15 m, avec des galets calcaires hétérométriques (1 à 50 cm) et bien arrondis, daté du Famennien inférieur (KERGOMARD, 1970); des argilo-pélites silteuses à récurrences grauwakeuses (30 m); une lentille de conglomérats désorganisés, à éléments subanguleux surtout calcaires, attribuée au Famennien supérieur, et une série argilo-pélitique, épaisse d'environ 500 m qui contient une barre gréseuse chenalisée, une barre de calcaire bleu sombre dolomitique et de minces lits lenticulaires de grès fins et de grauweekes. Vers le sommet, on distingue des intercalations de bancs décimétriques de calcaire bleu gris qui finissent par former une seule barre (100m d'épaisseur). Celle-ci, souvent microconglomératique, a livré à LECOINTRE (1926) une faune du Tournaisien.

La série du Cherrat se termine par quelques centaines de mètres d'argilo-pélites à lits centimétriques et décimétriques de grès fins. Le reste de la succession, établi par PIQUE (1979) dans la région d'Ain Sferjla, est constitué par plus de 200 m d'argilo-pélites pour l'essentiel dites "phyllades du Bled ech-Chtob" qui contiennent une coulée volcanique de quelques mètres d'épaisseur, de type andésitique, et une barre épaisse grauwakeuse à

microgalets de calcaires, de pélites compactées et d'andésite sous-jacente.

## LE GROUPE DE L'OUED IKEM

Dans la vallée de l'Oued Ikem PIQUE (1979) décrit une succession famenno-tournaïsiennne plissée qui montre à la base une puissante série d'argilo-pélites gris-vert à minces lits de siltites et de quartzites, de type "Bled ech-Chtob", qui affleure au coeur de l'anticlinal d'Al Koudia. Vers le sommet, aux flancs de cette même structure plissée, on distingue des argilo-pélites alternant avec des quartzites gris (440 à 550 m), une barre calcaire dolomitique de 20 m d'épaisseur, surmontée d'un conglomérat (25 m) à galets homométriques et arrondis empruntés au calcaire sous-jacent, une coulée volcanique d'une dizaine de mètres d'épaisseur et enfin un niveau grossier d'environ 30 m d'épaisseur, constitué de conglomérats alternant avec des grès et des siltstones à séquences de type tede (faciès D2) ou tde (D3) non réparties en mégaséquences, et de microbrèches et grauwackes non granoclassées (faciès C1) et non chenalisées (partie externe de supracône).

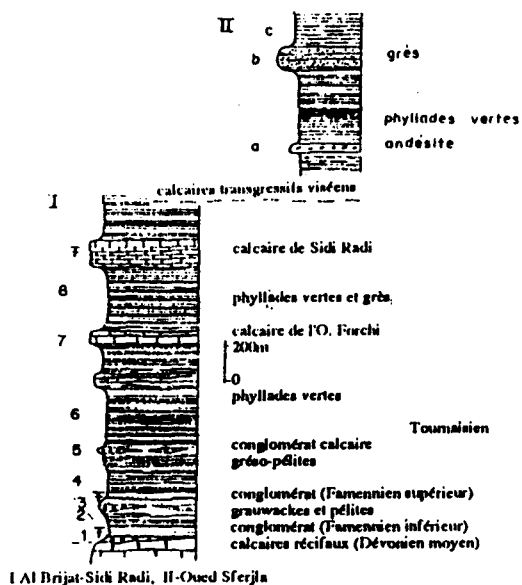


Fig. 4.- Colonne stratigraphique des terrains famenno-tournaïsiens de la zone orientale du Cherrat;

I. Al Brijat-Sidi Radi ; II. Oued Sferjla

## LA FORMATION DU KORIFLA

Au centre de la zone de Sidi Bettache affleure une puissante série grés-pélimitique qui a été nommée "flysch du Korifla" par CHOUBERT & FAURE-MURET (1961), baptisée plus tard "formation de Korifla" (PIQUE, 1979) et datée enfin du Tournaisien-Viséen inférieur par MARHOUMI (1984). Ses caractères lithologiques et sédimentologiques ont été précisés par PIQUE (1979), PADGETT & al. (1977) et par IZART & VIESLET (1988).

Pour les résumer, on choisira arbitrairement la région d'Argoub Besbass comme secteur de référence, puis on montrera ses variations dans les autres affleurements.

## Région d'Argoub Besbass

Dans ce secteur, la formation du Korifla est constituée d'une alternance de pélites et de grès en proportions très variables d'un affleurement à un autre, datée du Tournaisien-Viséen inférieur (MARHOUMI, 1984), et composée d'une succession de mégaséquences négatives complètes ou incomplètes à la base, souvent hétérogènes. Son épaisseur est difficile à déterminer du fait des redoublements tectoniques; d'après PIQUE (1979) elle serait de l'ordre de 2000 m au maximum.

Les grès, chenalisés ou non, sont gris verdâtre, ocre en patine, en grains fins, à débris végétaux et présentent divers faciès : quartzarénites à éléments bien triés, arkoses, ou quartzwackes très mal classées. Ils s'organisent en bancs centimétriques à décimétriques à base ravinante ou non, souvent d'aspect noduleux, assemblés en mégaséquences négatives et ils montrent de nombreuses figures sédimentaires : laminations parallèles et obliques, rides asymétriques de type lingoïdes, rides à sommet surmonté de lamines silteuses, figures de courant et empreintes vermiformes. Les pélites sont gris vert, très finement micacées, à débris végétaux et à passées silteuses métriques, à horizons de matière organique sombre et à nombreux nodules gréseux de différentes tailles qui peuvent localement s'aligner dans les plans de stratification.

## Les autres affleurements

Au Nord d'Argoub Besbas, la formation du Korifla, moins épaisse qu'au Sud, se superpose aux niveaux famenno-struniens d'Ain Hallouf évoqués plus haut. Elle est constituée d'une alternance grés-pélimitique avec dominance de siltites, et elle a livré à BOLLELI & al. (1953) une faune à goniatites qui indique le Tournaisien-Viséen inférieur. Plus à l'Est, en rive gauche de l'Oued Grou, CHOUBERT & FAURE-MURET (1961) ont récolté des goniatites et une flore dont *Asterocalamites scrobiculatus* qui indique le même âge. Cette datation a été confirmée par les études palynologiques de MARHOUMI (1984). Dans cette région, ainsi que dans les affluents de l'Oued Grou, la formation du Korifla, moins épaisse qu'ailleurs, est surtout pélimitique à minces intercalations de grès fins et à nodules gréseux. Elle est surmontée par la formation de l'Oued Mechraa datée du Viséen moyen-Viséen supérieur. A l'Ouest, dans la région de Sidi Abdelkader Jilali, le faciès typique de la formation de Korifla surmonte un niveau gréseux et carbonaté. La base est constituée d'une quinzaine de mètres de calcaires bleu gris à entroques (biosparites oolitique), en bancs décimétriques qui livrent à *Spirifer cf. tornacensis* (PIQUE, 1979) et des conodontes dont *Bispathodus aculeatus*, *Polygnathus communis*, *P. inornatus*, *Siphonodella*

*duplicata*, *S. isosticha*, *S. lobata*, *S. obsoleta*, *S. quadriduplicata*. Cette association indique le Tournaisien moyen-Viséen inférieur (IZART & VIESLET, 1988). Au dessus de ces calcaires se trouvent des grès généralement fins, gris clair et chenalisés, en bancs centimétriques à décimétriques, présentant des stratifications entrecroisées en mamelons et contenant des passées carbonatées fossilifères. Ces dépôts de tempêtes représentent donc l'équivalent latéral des niveaux moyens de la formation de Korifla. Ils sont surmontés par la formation de l'Oued Mechraa datée du Viséen moyen-supérieur.

Au Sud, dans le massif du Khatouat, la formation de Korifla se réduit aux quelques dizaines de mètres du niveau sommital de la formation de Bir En-Nasr attribuée au Tournaisien (FADLI, 1990).

### LA ZONE DE BEN SLIMANE

La zone de Ben Slimane est située entre le môle côtier septentrional et la zone de Sidi Bettache. Elle est caractérisée par l'absence de terrains tournaisiens et par la présence des séries du Famenco-Strunien près des zones de cisaillement N-S de Bouznika et du Cherrat. Ces terrains ont été étudiés par LECOINTRE (1926), DESTOMBES & JEANNETTE (1966), HOLLARD (1967), KERGOMARD (1969), CHALOUAN (1977), PIQUE (1979) et récemment ZAHRAOUI (1991) qui a distingué deux formations : la formation famennienne d'Aous Bel Fassi et les quartzites du Strunien.

### LA FORMATION D'AOUS BEL FASSI

Cette formation, d'épaisseur moyenne de 400 m, est située au Sud de la ville de Ben Slimane, dans la Chaabat Hamira où elle surmonte en discordance de ravinement les terrains du Dévonien inférieur et moyen. Elle est constituée à la base par des dépôts grossiers (conglomérats désorganisés à éléments gréseux et surtout calcaires subarrondis), des turbidites proximales et des pélites. Vers le sommet, elle passe à des dépôts plus fins, constitués de schistes finement micacés, avec de minces intercalations de grès fins verdâtres, localement ferrugineux, à lamines parallèles et obliques. Cette formation, à dominance argileuse le long de la piste d'Aous Bel Fassi, est limitée à l'Est par une faille subméridienne qui la met au contact des argiles du Trias. La suite de la formation réapparaît 1,5 km plus à l'Est. L'ensemble de ces affleurements, rangés dans le Dévonien inférieur par DESTOMBES & JEANNETTE, (1966), a fourni à ZAHRAOUI (1991) une faune à *Cymaclymenia* sp., *Cyrtoclymenia* sp. et *Prionvieras divisum* qui indique plutôt le Famennien supérieur (dét. WALLISER).

Au Nord de la ville de Ben Slimane, à Bir Kamel, l'équivalent latéral de la formation d'Aous Bel Fassi est représenté par des pélites micacées roses ou grises, à minces intercalations de quartzites et de grès micacés, localement ferrugineux. Cette série, rangée dans le

Famenco-Tournaisien par DESTOMBES & JEANNETTE, (1966), est surmontée par les quartzites du Strunien. Son âge est donc famennien.

### LES QUARTZITES DU STRUNIEN

Le Strunien a été identifié par LECOINTRE (1926) sous un faciès quartzitique à Chaabat El Mhasser et sous le pont suspendu du bas Oued Cherrat grâce à une faune à *Cyrtospirifer verneuilli* et *Rynchonella petiensis*. Ces quartzites, surmontés par les terrains viséens, affleurent dans la zone occidentale de la bande de Ben Slimane en formant une ligne de crêtes discontinue du Nord vers le Sud qui se prolonge dans le massif des Mdakra. Sa lithologie, décrite par ZAHRAOUI (1991) dans la région de Bou Khadouara (2,5 km au NE de la ville de Ben Slimane), est résumée sur la figure 5.

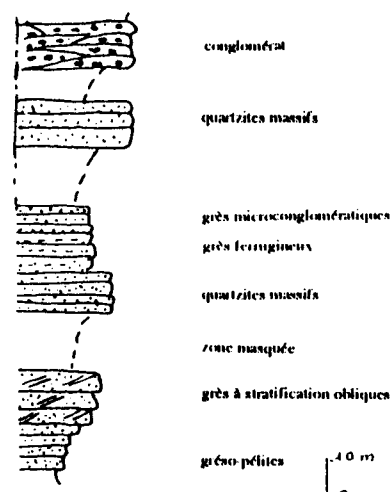


Fig. 5.- Lithologie de la série strunienne à Bou Khadouara (ZAHRAOUI, 1991).

### LE MASSIF DU KHATOUAT

Le massif du Khatouat constitue le prolongement sud de la zone de Sidi Bettache. TERMIER (1936) a étudié cette région en distinguant plusieurs faciès qu'il attribua au Tournaisien. Plus tard PIQUE (1979) a défini une série détritico chaotique qu'il a rangé dans le Famenco-Tournaisien sous le nom de "Formation de Fouisir". Celle-ci, revue dans le détail par FADLI (1990), est d'âge famennien. Elle est surmontée par une formation grésopélitique strunienne et tournaisienne dite de Bir En-Nasr passant latéralement dans le massif des Mdakra à la formation sableuse de Souk Jemaa.

### LA FORMATION DE FOUISIR

La coupe NNW-SSE du Jbel Jennabia-Fouisir montre trois membres successifs (fig.6) :

1. Les grès de Jennabia-Babot (membre inférieur). Sur les calcaires du Dévonien moyen du Jbel Jennabia reposent une centaine de mètres de grès fins à débris végétaux, gris sombre, gris clair ou rouges lorsqu'ils sont oxydés, en bancs de 10 à 80 cm d'épaisseur avec de minces joints de grès en plaquettes micacés. Chaque banc montre un litage parallèle ou oblique avec, souvent, de brusques variations latérales de faciès en passant à des grès calcaireux sous forme de lentilles centimétriques et décimétriques. Il s'agit de dépôts littoraux chenalisés.

2. Le faciès de Biar Setla (membre médian). Cet ensemble, d'une épaisseur moyenne de 500 m, est constitué d'argilites silteuses vert olive ou jaunes, qui emballent des blocs et galets et alternent avec des bancs lenticulaires de conglomérats, de microconglomérats et de grauwaques

avec quelques horizons grésio-argileux. Il est constitué de deux niveaux :

- des argilites à brèches et à blocs ou olistolites de taille variable entre 1 et 10 m, constitués de calcaire récifal probablement givétien, localement dolomitique. Les conglomérats sont désorganisés, en bancs lenticulaires d'épaisseur variable (20 cm et 10 m) à éléments calcaires (70 %), gréseux rappelant ceux de Jennabia, ou pélitiques

- des argilites ressemblant à celles du niveau de base avec de nombreux horizons silteux décimétriques renfermant toujours des lentilles de conglomérats à base ravinante ou de grauwaques, mais pas d'olistolites. Les conglomérats, en bancs de 10 à 50 cm d'épaisseur, montrent une tendance à un granoclassement décroissant à l'échelle de toute la lentille.

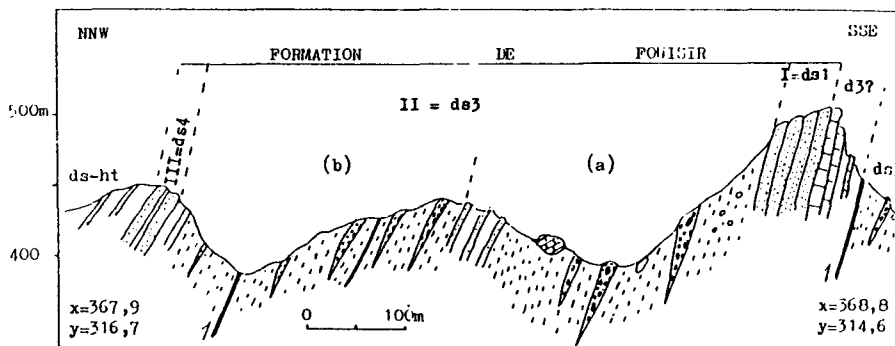


Fig. 6.- Coupe dans le massif du Khatouat : formation de Fouisir (FADLI, 1990).

ds1: grès de Jennabia babot, ds3a: argilites à blocs de calcaires construits et à brèches lenticulaires inorganisés, ds3b: argilites à brèches granoclassées, ds4: grauwaques de Bel Ougalat, ds-ht: grésio-pélites (formation de Bir En-Nasr)

Il faut noter que le faciès de Biar Setla présente de nombreuses unités séquentielles strato- et granodécroissantes métriques et/ou hectométriques. Elles se réduisent au sommet en une masse argileuse à horizons silteux et à minces bancs lenticulaires de grauwaques et de microbrèches. Dans leur ensemble, ces unités s'organisent en une mésoséquence strato- et granodécroissante qui traduit un gradient d'érosion et de transport de moins en moins important dans un milieu sédimentaire chenalisé. A la base de la succession, les conglomérats lenticulaires sont désorganisés et associés à des olistolites (faciès A1 au sens de MUTTI, 1979). Vers le sommet, ils sont stratifiés et montrent une tendance à un granoclassement (faciès A2). Il y a donc une évolution verticale du mode de transport et de dépôt avec passage d'un écoulement de type "debris flow" à un courant de turbidité dense et rapide.

3. Les grauwaques de Bel Ougalat (membre supérieur). Ce faciès a été identifié au SSE de Bir En-Nasr, par TERMIER (1936) qui a attribué ces roches au Tournaisien et pour qui elles passent latéralement au faciès de Biar Setla. En fait, il s'agit du dernier membre de la formation

de Fouisir (FADLI, 1983 et 1990) qui se biseaute vers le Sud. C'est une dizaine de mètres de grauwaques gris clair à grains fins à moyens contenant de nombreux débris végétaux, avec des bancs décimétriques à métriques et de fréquentes intercalations de pélites noires. Chaque banc présente une base ravinante et s'organise en plusieurs lentilles emboîtées à différentes échelles, souvent microbréchiques, avec un litage fruste. Son épaisseur passe à plus de 150 m dans la région de l'Oued Tifssassine. Ces grauwaques expriment un environnement chenalisé régi par un écoulement de sable de type "grain flow".

La formation de Fouisir est d'âge famennien car celle de Bir En-Nasr qui la recouvre a été datée à la base du Famennien supérieur; d'autre part, le gisement de ROULLEAU (1954), à *Dzieduszyckia crassicosata*, espèce caractéristique du Famennien, au point (x=360,5 et y=296,9) appartient au faciès de Biar Setla. Par ailleurs, les études palynologiques effectuées à partir d'échantillons provenant de ce gisement à *Dzieduszyckia*, et des pélites intercalées dans les grauwaques de Bel Ougalat et du faciès de Biar Setla à Fouisir, ont fourni des Acritaches qui sont

très fréquents dans le Dévonien supérieur notamment *Micrystridium* sp., *Villosacapsiella* sp., *Winvaloeusia distract* et *Unellium piriforme* (dét. MARHOUMI & RAUCHER).

Dans la région de Sibara, au contact du granite, (flancs sud des anticlinaux d'El Krama et de Daidia), le membre médian de la formation de Fouisir, affecté par le métamorphisme de contact, a été présenté par VANDENVEN (1969) comme "un ensemble schisto-carbonaté à nodules calcaires alignés dans les plans de stratification". Plus à l'Est, entre les collines de Koudiat Cherif à terrains carbonatés du Givétien et de Koudiat El Aouija, ZAHRAOUI (1991) a défini une série détritique dite "formation de Seguiet Abbas", d'une épaisseur moyenne de 400 m, et constituée de schistes à biotite et à andalousite, à intercalations de bancs centimétriques et décimétriques de grauwackes, de quartzites, de grès et de conglomérats lenticulaires identiques à ceux de Fouisir. Ces roches s'organisent localement en séquences métriques grano- et stratodécroissantes évoquant des turbidites proximales. Les grès carbonatés ont livré à ZAHRAOUI (1991) des conodontes du Famennien supérieur, dont *Palmatolepis perlobata schindewolfi*, *P. sperlobata helmsi*, *P. cf. perlobata sigmoïdea*; (dét. LAZREQ).

Dans la partie sud du massif du Khatouat, les membres inférieur et supérieur sont absents. La formation de Fouisir est représentée ici par le faciès de Biar Setla, qui repose sur les calcaires et schistes présumés eiféliens et est surmonté par les grés-pélites de la formation de Souk Jemaa qu'on décrira par la suite. Ce membre, d'épaisseur moyenne de 300 m, se biseaute à l'Ouest du côté de la bande de Setti Meryem, et à l'Est du côté des Sokhrate.

Dans la région d'Al Attamna, la formation de Fouisir débute par des conglomérats de base, désorganisés, à éléments exclusivement calcaires subarrondis et hétérométriques. Ils ont une épaisseur moyenne de 20 m et s'organisent en bancs de 30 cm à 4 m d'épaisseur. Ce faciès, daté du Famennien inférieur dans la partie nord de la bande du Cherrat (KERGOMARD, 1970), est surmonté par des argilo-pélites (10 m) vert olive à minces lits de grès fins, qui passent vers le sommet à des grès arkosiques (30 m) souvent microbréchiques. L'ensemble de ces roches serait l'équivalent latéral du membre inférieur de la formation. Le membre médian est constitué de quelques dizaines de mètres d'argilites silteuses qui contiennent quelques bancs lenticulaires de brèches et de grauwackes, et des olistolites de tailles métriques de calcaire récifal, de conglomérat à éléments calcaires (provenant du niveau de base de la formation) et de grès. Le membre supérieur se réduit à 1 m de grauwackes.

En termes de paléogéographie locale, la nature lithologique et la répartition du membre inférieur indiquent qu'une plate-forme littorale peu subsidente s'est installée dans la partie nord du massif. Puis, dans l'ensemble du massif la présence des argilites à blocs et à brèches

(membre médian) exprime un environnement sédimentaire chenalisé. Son caractère chaotique indique des sources d'apport à reliefs importants : la ride du Cherrat à l'Ouest et la ride des Zaër à l'Est. Ces deux zones convergent dans l'extrême sud du massif du Khatouat (FADLI, 1990).

#### LA FORMATION DE BIR EN-NASR

Cette formation se superpose à celle de Fouisir, et elle est surmontée par les terrains du Viséen supérieur d'Al Qotaybat. Sa base a été datée du Strunien et son sommet serait tournaisien (FADLI, 1990). Au niveau de la rive droite de l'Oued Tifssassine, sur les grauwackes de Bel Ougalat, la formation de Bir En-Nasr présente la succession suivante (fig. 7):

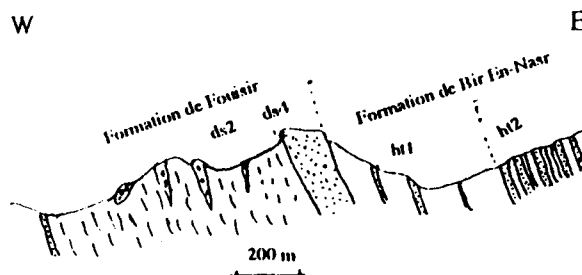


Fig. 7.- Coupe à travers les terrains famenno-tournaisiens de Bir En-Nasr.

ds3. argilites à blocs et à brèches (Famennien), ds4. grauwackes de Bel Ougalat (Famennien), ht1. pélites à minces lits de grès (Strunien), ht2. alternance de grès et de pélites (Tournaisien probable).

1. des pélites vert olive, alternant avec de minces lits de grès et de nodules gréseux de différentes tailles, d'une épaisseur d'environ 300 m. Les grès, en bancs centimétriques, sont gris sombre, fins, à débris végétaux. Ils présentent des lamines parallèles et convolutées marquant la succession d'événements uniques. Leur base n'est pas ravinante et elle montre de nombreuses empreintes d'Arénicoles et des "flute casts". Localement, ce membre présente des cycles composés de grès fins à lamines parallèles, ondulées ou obliques.

2. une alternance de grès et de pélites à dominance gréseuse d'épaisseur moyenne d'environ 100 m. Les grès, en bancs de 10 à 30 cm, sont gris clair, souvent oxydés, à débris végétaux, à grain moyen à grossier; ils ne montrent pas de granoclassement et présentent un litage oblique et horizontal, souvent ondulé. Les pélites sont noires, d'épaisseur comprise entre 10 et 40 cm et renferment de minces lits de silts.

Au Sud du village de Bir En-Nasr (x=258,4 et y=281) le premier membre de la formation de Bir En-Nasr est daté du Famennien supérieur (Fa2c) par des spores dont *Auroraspora macra*, *Auroraspora solisorta*, *Cynbosporites* sp.A, *Cynbosporites* sp.B, *Diducites versabilis*, *Grandispora cornuta*, *Retusotriletes incohatus*,

*Retusotriletes planus*, *Rugospora radiata* (dét. LOBOZIAK).

Au NE de Bir En-Nasr ( $x=257,5$  et  $y=307,1$ ), la base du deuxième membre de la formation est datée du Strunien (Fa2d) par *Samarisporites*, *Samarosporites* sp.G, *Verrucosporites bulliferus* qui s'ajoutent à l'assemblage de spores précédent (exceptée l'espèce *Grandispora gracilis*; dét. LOBOZIAK).

Au Nord et au NW du Jbel Jennabia, la formation de Bir En-Nasr est constituée d'une alternance presque régulière de pélites et de grès fins, rarement moyens. Elle a fourni au point ( $x=370,8$  et  $y=317,5$ ) un Foraminifère qu'on trouve dans le Famennien et le Strunien belge : *Eotounayelle kisella* (dét. VACHARD).

L'arrangement séquentiel de la formation de Bir En-Nasr est identique à celui de la formation du Korifla et représente donc des dépôts de type prodelta (PIQUE, 1979) ou bien de plate-forme argileuse peu profonde (présence de débris végétaux), subsidente avec des épandages sableux importants issus de la ride des Zaër et du NW comme l'indique le sens des paléocourants (FADLI, 1990).

#### LA FORMATION DE SOUK JEMAA

La formation de Souk Jemaa est constituée par des roches surtout gréseuses qui montrent une grande extension dans la partie sud du massif du Khatouat et au SE des Mdakra. Elle passe latéralement au Nord à la formation de Bir En-Nasr et au NW à la formation de M'Garto décrite plus loin. Ces roches gréseuses étaient désignées sous le nom de "grès en dalles" par TERMIER (1936) qui les a attribués au Tournaisien, et de "flysch du Khatouat" par CHOUBERT & MARÇAIS. (1956), rangé dans le Dévonien supérieur. Elles reposent sur le membre médian de la formation de Fouisir et elles sont surmontées par une barre de quartzites du Tournaisien supérieur-Viséen inférieur. Elles sont bien représentées, en particulier à Souk Jemaa choisi comme localité-type pour décrire cette formation (FADLI, 1990). Celle-ci comprend deux niveaux (fig. 8) :

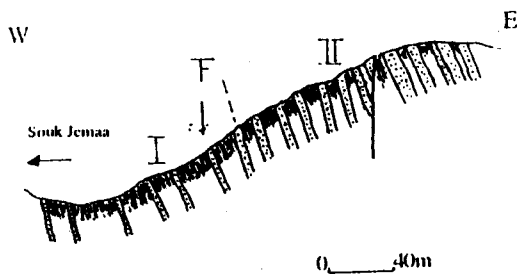


Fig. 8 : Coupe dans la partie SE des Mdakra (FADLI, 1990)  
membre I : alternance de silts et de minces lits de grès fins; membre II : grès fins à moyens, souvent quartzitiques à minces lits de silts; F : fossiles

Un membre de base constitué d'une centaine de mètres de silts plus ou moins gréseux ou pélitiques, en bancs de 10 à 40 cm, qui alternent régulièrement avec des bancs de 1 à

10 cm de grès fins. Ces derniers sont gris clair ou rougeâtres, plus ou moins quartzitiques, finement laminés horizontalement, et ils montrent à la base une surface d'érosion importante. Ce membre est daté du Strunien au point ( $x=355,8$  et  $y=279,5$ ), par des spores dont *Retispora lepidophyta* et *Vallatisporites hystericococcus* (dét. LOBOZIAK).

Vers le sommet, on passe progressivement au deuxième membre, constitué d'une alternance de grès plus ou moins quartzitiques, souvent lenticulaires avec des bancs centimétriques de silts qui sont cette fois moins nombreux. Les grès sont gris ou roses, fins, rarement moyens, et renferment souvent des galets gréseux arrondis et des débris végétaux. Ce membre, compris entre les terrains struniens et une barre de quartzite datée du Tournaisien supérieur-Viséen inférieur dans les Mdakra, serait en partie tournaisien. Les bancs de grès présentent une base nettement ravinante et un sommet ondulé, à convexité dirigée vers le haut avec un aspect en dôme, souvent remplie de grès en plaquettes. Les structures sédimentaires y sont nombreuses : stratifications obliques en mamelons qui résultent de l'action des vagues de tempêtes, convolutés d'ordre décimétriques, plis d'écoulement.

A l'Ouest des Sokhrate, au niveau des affluents de l'Oued Zemrine, la formation de Souk Jemaa repose sur le membre chaotique de la formation de Fouisir et montre une abondance de bancs de grès en plaquettes. Au Nord, à partir de la maison forestière du Khatouat, on note l'abondance de bancs pélitiques, tandis que les structures en mamelons sont remplacées par des litages plans, ondulés et convolutés ou obliques : c'est la formation de Bir En-Nasr. Dans la bande de Setti Meryem et aux abords de la partie sud des Sokhrate, la formation de Souk Jemaa repose sur les terrains eiféliens, souvent par l'intermédiaire de quelques mètres du deuxième membre de la formation de Fouisir. Cette succession résulte de l'abaissement des anciennes rides du Cherrat et des Zaër qui existaient au moment du dépôt de la formation de Fouisir.

#### LE MASSIF DES MDAKRA

##### LA FORMATION DE CHAABET EL BAYA

La formation de Chaabet El Baya est constituée de deux membres (fig. 9) :

1. Le membre inférieur affleure au cœur de l'anticlinal de Chaabet El Baya. Il est constitué d'une masse homogène d'argilo-pélites de plus de 300 m d'épaisseur, à intercalations de lits centimétriques de grès fins et laminés qui montrent de nombreuses empreintes vermiformes. A quelques centaines de mètres à l'Est de la structure anticlinale, au point ( $x=349,6$  et  $y=311,9$ ), ce membre présente des bancs lenticulaires décimétriques de conglomérats inorganisés à éléments essentiellement calcaires subarrondis et hétérométriques (1 à 30 cm) plus ou moins jointifs dans une matrice argileuse ou calcaire. Il a fourni les mêmes espèces d'Acritaches que celles



rencontrées dans la formation de Fouisir et dans les séries du Famennien belge (RAUCHER, com. orale).

2. Le membre supérieur est constitué de trois niveaux successifs :

- une alternance de grès quartzeux et de pélites. Les bancs de grès ont une épaisseur comprise entre 5 et 30 cm et sont stratodécroissants,

- des quartzites organisés en bancs de 10 cm à 5 m, souvent à minces interlits ou joints de pélites ou de grès en plaquettes. Ils sont gris clair ou roses lorsqu'ils sont ferrugineux et montrent de nombreuses excroissances de fer saillantes. Le litage oblique y est très fréquent.

- une alternance stratodécroissante de grès et de pélites qui passent progressivement vers le sommet à la formation de M'Garto.

En se dirigeant vers la bande du Cherrat, on remarque l'absence du membre inférieur, tandis que les quartzites du

membre supérieur sont transgressifs sur les calcaires du Dévonien moyen souvent par l'intermédiaire de quelques mètres de conglomérats à éléments exclusivement calcaires empruntés aux terrains sous-jacents. La répartition des deux membres de la formation de Chaabet El Baya indique donc que les argilo-pélites se biscautent vers l'Est du côté de la ride du Cherrat en se chargeant d'éléments grossiers. Plus au Sud, en rive droite de l'Oued Atech, le membre supérieur avec une épaisseur ne dépassant pas une trentaine de mètres est transgressif à l'Est sur les terrains ciféliens et à l'Ouest sur le membre inférieur. Ce dernier se biscaute vers l'Est du côté de la ride du Cherrat et contient des blocs de calcaires construits, partiellement conglomératiques de dimension pouvant atteindre 10 m, des bancs lenticulaires de brèches identiques à ceux d'Al Attamna, et des bancs lenticulaires de calcaires griottes, de grès fins et grossiers à galets calcaires.

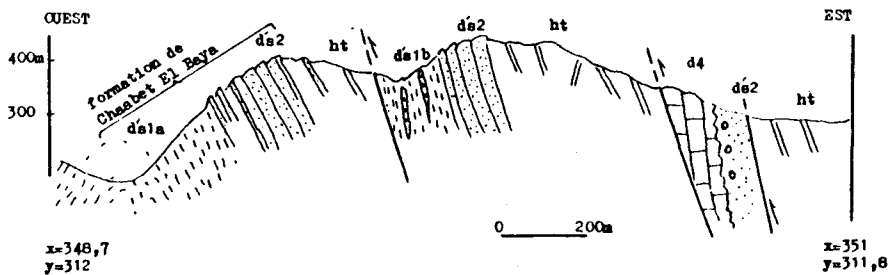


Fig. 9.- Coupe dans la partie NE du massif des Mdakra: formation de Chaabet El Baya (l'ADLI, 1990).

ds1a: argilo-pélites à minces lits de grès fins; ds1b: argilo-pélites à bancs lenticulaires de conglomérats; ds2: grès et quartzites (Strunien); d4: calcaire récifal (Givétien); ht: grésopélites (formation de M'garto).

Dans la partie sud du massif des Mdakra, au niveau des affluents de l'Oued Aricha, affleure une importante série argilo-pélique identique au membre inférieur de la formation de Chaabet El Baya. Sa base est inconnue et l'épaisseur estimée est de l'ordre de 500 m. Vers le sommet, elle passe progressivement à la formation de M'Garto. Cette série a fourni à TERMIER & TERMIER (1951) une faune du Famennien supérieur et du Strunien, dominée par des Goniatites. L'absence des quartzites struniens dans cette région résulte donc d'un passage latéral du corps sableux à des argilo-pélites.

La formation de Chaabet El Baya trouve son équivalent latéral à Beni Sekten, dans le synclinal de Dar Cheikh M'Fadel sous forme d'un faciès détritique et carbonaté dont le sommet a été daté du Strunien par TERMIER & TERMIER (1951) et qui est constitué de deux niveaux successifs : le premier, identique au membre inférieur, repose sur les pélites à calcaires noduleux du Frasnien supérieur-Famennien. Il débute par quelques mètres de conglomérats inorganisés à éléments gréseux et surtout calcaires, hétérométriques, anguleux et arrondis, plus ou moins jointifs dans une matrice calcaire ou microbréchique.

Ce faciès est surmonté par des pélites noires (40 m), en grande partie masquées par les terrains quaternaires et ayant fourni à TERMIER & TERMIER (1951) une faune benthique naine du Famennien supérieur et du Strunien. Le deuxième niveau, équivalent latéral du membre supérieur, est constitué de calcarénites grises (40 m) en bancs décimétriques à métriques, à litage oblique et à débris végétaux, qui contiennent de rares galets arrondis de grès et de quartzites de 1 à 8 cm de diamètre. Il a livré à TERMIER & TERMIER (1951) une faune strunienne, et à FADLI (1990) deux microfossiles fréquents dans le Strunien belge : *Cryptophyllus* sp. et *Girvanella* sp. (dét. VACHARD).

L'épaisseur de la formation de Chaabet El Baya, de 500 m dans la vallée de l'Oued Aricha, se réduit à une centaine de mètres à Beni Sekten où l'apport des éléments grossiers est important. Cela suggère un rivage situé vers l'Ouest : c'est la ride du môle côtier. Vers le Sud, les forages effectués dans le plateau des phosphates montrent que les terrains du Viséen supérieur reposent directement sur les séries siluriennes. Autrement dit, les argilo-pélites des affluents de l'Oued Aricha semblent se biscauter vers un

rivage sud qui correspond au prolongement de la ride des Zaër.

#### LA FORMATION DE M'GARTO

Au Sud du Jbel M'Garto, parallèlement à la vallée de l'Oued Aricha, on rencontre une série gréso-pélimitique à dominance de pélites, située stratigraphiquement au dessous d'une barre de quartzite du Tournaisien supérieur-Viséen inférieur, et au dessus des argilo-pélites et quartzites du Famennien supérieur et du Strunien. De ce fait, cette série, qu'on désigne sous le nom de "formation de M'Garto" est famenno-tournaisienne. Elle constitue l'équivalent latéral des formations de Bir En-Nasr et de Souk Jemaa et montre une grande extension au Sud de M'Garto et de Kef Tallal. Cette formation, d'épaisseur

moyenne d'environ 600 m, est constituée à la base d'une alternance de grès et de pélites. Les bancs pélimitiques ont 10 à 30 cm d'épaisseur et sont de couleur vert olive, à nodules gréseux centimétriques. Les bancs de grès, de 1 à 10 cm d'épaisseur, présentent des lamines horizontales et planes, souvent convolutées, et contiennent de nombreux débris végétaux. Leur base est souvent ravinante et présente des empreintes vermiformes, alors que leur sommet est plan. Sur les derniers mètres on remarque l'apparition progressive de lits centimétriques et décimétriques de silts, tandis que la proportion des grès diminue. Au sein du banc, les silts deviennent de plus en plus pélimitiques vers le haut avec ou sans surface d'érosion à la base et à ripple marks au sommet (fig. 10).

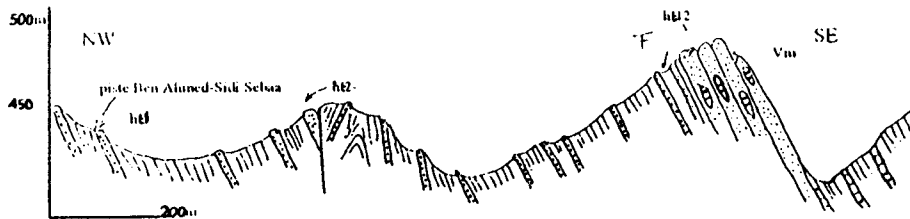


Fig. 10.- Coupe dans la partie SW du massif des Mdakra (FADLI, 1990).

ht1: argilo-pélites à minces lits de grès fins (Strunien-Tournaisien supérieur), ht2: barre de quartzites plus ou moins carbonatées (Tournaisien supérieur-Viséen), Vm: alternance de pélites et de calcaires bioclastiques (Viséen moyen).

Sous les quartzites qui dominent la région de Kef Tallal et M'Gaora, la formation de M'Garto est caractérisée par l'abondance des lits centimétriques lenticulaires de grès fins, à base ravinante et à sommet ondulé. Les creux sont souvent remplis de grès en plaquettes. Des bancs de grès présentent un peu partout des stratifications obliques en mamelons.

Vers le Nord, la formation de M'Garto repose sur les quartzites struniens de Chaabet El Baya. Au SE, en allant vers le massif du Khatouat, elle devient de plus en plus sableuse pour passer à la formation de Souk Jemaa. A Beni Sekten, elle est totalement absente.

La formation de M'Garto, montrant les mêmes caractères que ceux du membre inférieur de la formation de Bir En-Nasr, représente des dépôts d'une plate-forme argileuse. Son absence à Beni Sekten indique un rivage situé vers l'Ouest (la ride du môle côtier). Cette plate-forme, limitée au Sud par la ride des Zaër, est influencée par l'action des vagues de tempêtes.

#### LA REGION DE TSILI

Cette région constitue la zone limite entre le bassin de Sidi Bettache et l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès. Elle est caractérisée par la grande extension des terrains famenno-tournaisiens dont la succession stratigraphique est

établie par ZAHRAOUI (1991) qui a distingué trois ensembles sédimentaires :

#### LA FORMATION DE TSILI

Cette formation s'étend sur une bande de 2 à 3 km de largeur, allongée dans la direction NE-SW. Elle repose sur les terrains du Dévonien inférieur et moyen, et elle est surmontée par des quartzites attribués au Strunien. La coupe-type, levée dans la région d'Oulad Issa, montre de bas en haut la succession de trois membres (fig. 11) :

1. Le membre de base est constitué de schistes gréseux gris clair à minces bancs de brèches, de microbrèches à éléments de calcaires construits et gréseux et à intercalations métriques de grès grauwackeux.

2. Le deuxième membre, à dominance gréseuse, s'organise en séquences granodécroissantes. Son épaisseur est d'environ 80 m et il renferme dans le versant ouest de l'Oued Nmoura des bancs lenticulaires de conglomérats à éléments calcaires et gréseux. Il passe vers le haut à des gréso-pélites à plis synsédimentaires.

3. Le dernier membre est représenté par des dépôts grossiers et chaotiques avec des structures de glissements synsédimentaires. Il débute par un niveau constitué de bancs métriques de grès souvent microbréchiques et de quartzites, d'épaisseur moyenne de 60 m, qui s'organisent en séquences strato- et granodécroissantes. Localement, existent à la base des bancs des lentilles de conglomérats

désorganisés à éléments essentiellement calcaires hétérométriques (1 cm à 2 m). Vers le haut, ce membre est constitué d'alternances grés-pélitiques et de dépôts grossiers et il se charge au sommet d'olistolites hectométriques de calcaires construits du Dévonien moyen. Il se termine au Sud de la maison forêstière par des grès grossiers et des conglomérats à éléments grés-quartzitiques subanguleux qui constituent le passage aux quartzites rapportés au Strunien.

Dans la région d'Oulad Aoun, à 2 km au NNE de la maison forêstière de Tsili, le dernier membre de cette formation est représenté à la base par environ 150 m d'argilites à blocs et galets surtout calcaires, à bancs étirés de grès et à lentilles de brèches. Il passe latéralement à Ain Chrob à un flysch proximal. Vers le sommet, ce membre est surmonté par environ 200 m de grés-pélites à intercalations métriques quartzitiques qui passent progressivement aux quartzites du Strunien probable.

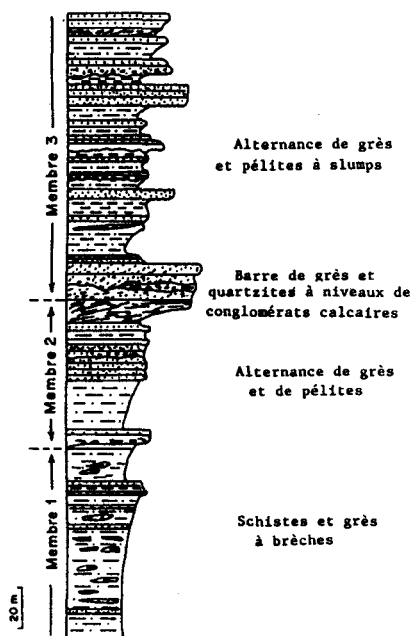


Fig. 11.- Colonne stratigraphique de la Formation de Tsili (ZAIHRAOUI, 1991)

## LES QUARTZITES DE TSILI

Les quartzites de Tsili constituent un bon niveau repère cartographique, avec une épaisseur d'environ 20 à 50 m qui diminue en allant du Nord vers le Sud. Ils reposent en discordance de ravinement sur les différents membres de la formation turbiditique de Tsili et sur les calcaires du Dévonien moyen et ils admettent, au Jbel Friine, des intercalations de bancs gréseux à laminations obliques ou en mamelons alors qu'au Sud de la maison forêstière de

Tsili ils contiennent des bancs de conglomérats à galets surtout quartzitiques décimétriques et centimétriques. Ce faciès marque une tendance à l'émersion résultant de mouvements de soulèvement qui semblent plus importants vers le Sud.

## LES DEPOTS POST-STRUNIENS

Ces dépôts, attribués au Tournaisien, se superposent aux quartzites de Tsili et se répartissent géographiquement en deux ensembles distincts:

1. L'ensemble de Sidi Salah est constitué par environ 500 m d'argilo-pélites silteuses à blocs et à lentilles de conglomérats à éléments calcaires et quartzitiques qui rappellent ceux de Tsili, surmontées par les terrains du Viséen supérieur. Par sa composition lithologique et son organisation séquentielle, cet ensemble rappelle la formation de Fouisir.

2. L'ensemble de Sidi Bou Khouzba est le prolongement latéral de celui de Sidi Salah. Il est constitué à la base par environ 600 m d'argilo-pélites silteuses à minces lits de grès granoclassés et de quartzites à lamines parallèles et obliques. Il admet une intercalation d'un filon de dolérite de 50 m d'épaisseur. Au sommet, on distingue une puissante série détritique (100 m) relativement grossière, constituée d'une alternance de grès grossiers microconglomératiques avec des argilo-pélites silteuses à nodules gréseux. L'ensemble s'organise en séquences métriques grano- et stratodécroissantes.

## LA REGION D'OULMES

La région d'Oulmès est située au NE de la zone de Sidi Bettache. Les affleurements famenno-tournaisiens ont été étudiés par TERMIER (1936), COGNEY (1957), HOLLARD (1967) et TAHIRI (1991). Ce dernier auteur a distingué deux principales formations :

### LA FORMATION DE MOULAY EL HASSANE

La coupe-type pour cette formation est située à 500 m du sanctuaire de Moulay El Hassane. Elle repose sur les niveaux eiféliens, et elle est surmontée par les terrains du Viséen supérieur. Elle comprend trois membres successifs (fig. 12) :

1. Le membre inférieur est constitué d'une alternance de calcaires noirs et de pélites où les bancs carbonatés ont entre 5 et 80 cm d'épaisseur. Ce niveau est daté du Frasnien inférieur par une faune à *Manticoceras* (COGNEY, 1967) et par des conodontes (LAZREQ, 1983).

2. le membre médian est constitué de pélites gris sombre à intercalations grauwackeuses et psammitiques. Vers le milieu, les calcaires ont fourni à COGNEY (1967) une faune à *Cheiloceras* cf. *verneuilli* et *Plectorhynchonella roemeri* qui date du Famennien inférieur. L'épaisseur du membre est de 100 m. Il contient aussi des niveaux brêchiques et carbonatés.

3. le membre supérieur, attribué au Famennien supérieur (COGNEY, 1967), se compose d'une alternance de pélites et de grauwackes. Ces dernières deviennent de plus en plus abondantes vers le sommet.

Les autres affleurements de la formation se situent au Nord de la région de Bou Alzaz, où seul le membre supérieur est représenté en raison de la réduction tectonique. Il est constitué à la base par des argilo-pélites à intercalations grauwackeuses suivies d'une alternance de pélites et de quartzites. Vers le sommet, on distingue deux alignements de barres lenticulaires de quartzites séparées par des argilo-pélites qui ont livré à TAHIRI (1991) des spores indiquant le Strunien et qui représentent des dépôts d'embouchure de delta.

Dans la région de Tiliouine, la formation de Moulay El Hassane est incomplète car le membre inférieur manque. Elle est recouverte soit par les terrains du Tournaisien probable, soit par ceux du Viséen. Le membre médian, quand il existe, repose directement sur les calcaires du Givétien. Le membre supérieur est représenté ici par des argilites micacées à passées grauwackeuses surmontées par deux barres quartzitiques de 5 à 40m d'épaisseur. Celles-ci sont séparées par quelques mètres d'argilites noires et de grauwackes qui ont livrés des miospores du Strunien (TAHIRI, 1991). Ces quartzites ont un pendage plus fort que les terrains sous-jacents évoquant par là la présence d'une "discordance anté-strunienne".

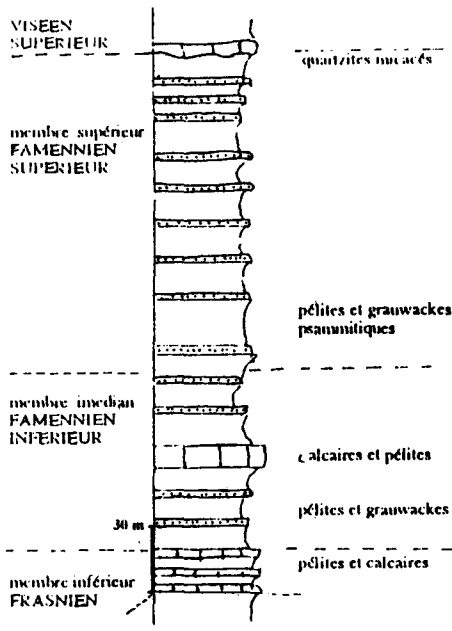


Fig. 12.- Colonne stratigraphique de la formation de Moulay El Hassane (TAHIRI, 1991)

## LA FORMATION DE TILIOUINE

La formation de Tiliouine repose sur les quartzites du Strunien et elle est surmontée par les terrains du Viséen supérieur. De ce fait, elle est attribuée au Tournaisien. A environ 2,5 km à l'Est du village de Tiliouine on distingue deux membres successifs (fig. 13) :

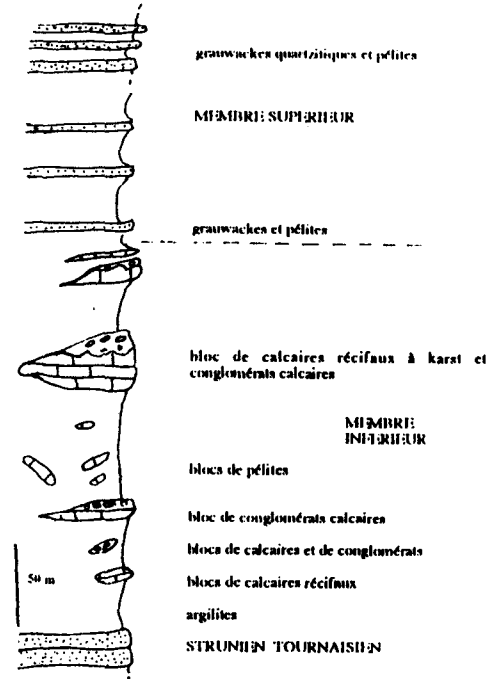


Fig. 13 : Colonne stratigraphique de la formation de Tiliouine (TAHIRI, 1991)

1. Le membre de base, d'une épaisseur moyenne de 300 m, est constitué d'argilites verdâtres à blocs de taille variable, pouvant être hectométriques de calcaires récifaux du Givétien ou de calcaires lités pélitiques de l'Eifélien, et de bancs lenticulaires de conglomérats. Ces derniers ont une épaisseur variable entre 0,5 et 8 m et sont constitués d'éléments surtout calcaires, imbriqués et hétérométriques (1 cm à 0,5 m). Localement, les olistolites montrent des poches karstiques de différentes tailles et formes remplies de galets calcaires. La surface karstique est ferrugineuse. C'est donc un indice d'émersion de la plate-forme carbonatée récifale sous un climat chaud et humide. Ce membre, attribué par TAHIRI (1991) au Tournaisien, présente la même organisation que la formation de Fouisir du Famennien et celle de Sidi Salah du Tournaisien probable (région de Tsili).

2. Le membre du sommet est constitué d'une alternance de grauwackes et/ou litharénites avec des pélites qui s'organisent en séquences stratodécroissantes. Les grauwackes sont chenalisées, souvent microconglomératiques et montrent parfois des rides, des

laminations obliques et un granoclassement positif. L'épaisseur totale de ce membre est de 320 m.

Les autres affleurements de cette formation sont visibles dans les zones voisines de Tiliouine. Le membre inférieur, réduit à une centaine de mètres, est formé de nombreux blocs. Le membre supérieur montre une abondance relative des termes grauwaackeux. A quelques kilomètres au Sud de Tiddas, la formation de Tiliouine occupe une bande orientée NE-SW, large de quelques centaines de mètres et longue d'une dizaine de kilomètres. A ce niveau, le membre inférieur passe à 250 m d'épaisseur; il est constitué d'argilo-pélites à blocs décimétriques à hectométriques, allongés, subarrondis ou anguleux et de nature lithologique diverse : calcaire construit du Givétien, calcaire lité ou noduleux du Lochkovien et du Praguén, conglomérat à éléments gréseux et calcaires, argilites compactées du Silurien et fragments de roches volcaniques. Le membre supérieur de la formation présente ici la même lithologie avec de minces intercalations de niveaux de brèches et de microconglomérats.

En termes de paléogéographie locale, la région d'Oulmès est caractérisée au Faménno-Strunien par la mise en place d'un environnement sédimentaire deltaïque. Les argilo-pélites correspondent à des dépôts de type prodelta et les quartzites de zones d'embouchure de delta (TAHIRI, 1991). Les zones émergées nourricières se placent au Nord de Tiliouine et au NW dans la région de Moulay El Hassane-Bou Alzaz. Cet environnement est créé par des failles subéquatoriales à regard sud ou SSW dans la région de Tiliouine et NE-SW à regard SE dans le secteur de Moulay El Hassane-Bou Alzaz.

La lithologie de la formation de Tiliouine suggère l'existence, au Tournaisien, de falaises orientées en gros E-W à regard nord qui limitent, vers le Nord, un "fossé de Tiliouine", alimenté en éléments grossiers et fins par la ride des Zaër-Oulmès (TAHIRI & HOEPFFNER, 1987). Sur la bordure est du bassin, les dépôts d'Ain Kharrouba témoignent de l'existence de zones de falaises orientées NE-SW, à regard ouest ou NW. Ces zones délimitent à l'Ouest ou au NW une zone émergée : la ride d'El Hammam (TAHIRI & HOEPFFNER, 1987). Le fossé de Tiliouine est bordé à l'Ouest et au SW par la plate-forme de Sidi Abbou alimentée à partir d'une zone haute qui la borde à l'Ouest : la ride d'Aguetouane.

## REGION DE KHENIFRA-AZROU

Contrairement aux secteurs précédents, la zone de Khenifra-Azrou est caractérisée par une sédimentation carbonatée continue durant tout le Dévonien dont les derniers niveaux, famenniens, se rencontrent dans les formations dévoniennes allochtones et autochtones (BOUABDELLI, 1989). Les niveaux du Tournaisien supérieur sont détritiques et grossiers et reposent en discordance angulaire sur les terrains du Paléozoïque inférieur et du Dévonien.

## LE FAMENNIEN

**La formation autochtone de Bou Trou-Al Aççama** : Les derniers niveaux de cette formation sont représentés par les grès calcaires et les pélites gréso-calcaires du Givétien sur lesquels reposent une trentaine de mètres de calcaires griottes gris clair, en bancs métriques à interlits marneux jaunâtres. Ce faciès a livré des conodontes dont *Saphignathus velifer* (HABIBI, 1988) indiquant le Famennien supérieur. Il est surmonté par des calcaires gréseux bleu gris qui forment une corniche d'une dizaine de mètres au sommet d'Al Aççama. Vers le sommet, sur quelques mètres, on passe à des calcaires encriniques à bioclastes. Ces trois niveaux sont surmontés en discordance angulaire par des dépôts grossiers du Tournaisien supérieur (BOUABDELLI, 1989).

**La série para autochtone d'Anajdam** : Etudiée par FAIK (1988), cette série affleure dans une fenêtre de l'unité de Mrirt (SE de J. Aouam). Les couches du Dévonien supérieur, en position renversée, ont été plissées ultérieurement. Sur les terrains carbonatés frasnien repose une centaine de mètres de pélites vert sombre, surmontées de 20 m de calcaires griottes. Ces derniers sont recouverts par une centaine de mètres de pélites à miches carbonatées.

**Les séries allochtones** : La coupe de Touchchent a été étudiée par de nombreux auteurs dont BOUABDELLI (1989). Les terrains du Famennien sont recouverts en discordance angulaire par les séries du Tournaisien. Il sont constitués de bas en haut par des calcaires griottes surmontés de bancs lumachelliques à *Dzieduszyckia*, et par des pélites et des calcaires grumeleux en bancs décimétriques et centimétriques dont l'un à *Spradoceras latilobatum* et à rares *Dzieduszyckia*.

Dans la coupe de Bab Al Ari, le Famennien est représenté à la base par une dizaine de mètres de schistes gréseux à lits de conglomérats à la base et de grès rouges, surmontés par 35 m de schistes carbonatés à ostracodes et lamellibranches dont *Posidonomia verrusta*. Cette série se termine par quelques mètres de décharges conglomératiques calcaires et de biocalcarénites à crinoïdes

La coupe du Jbel Bou Khmis se termine par des conglomérats à éléments calcaires transgressifs sur les terrains frasnien-givétien. Ce niveau est attribué au Strunien (BENSAID, 1979).

## LE TOURNAISIEN

Le Tournaisien marin a été identifié dans la région d'Azrou et de Mrirt par DEDOK & HOLLARD (1980) à partir de deux gisements ponctuels à brachiopodes. Il est caractérisé par des terrains détritiques plus ou moins carbonatés, transgressifs et discordants sur les terrains antérieurs, cambro-ordovicien à dévonien supérieur. BOUABDELLI (1982 et 1989) décrit ces terrains en distinguant deux formations :

**La formation de Bou Khadra-Afoud** : Elle a été décrite dans la région d'Azrou (BOUABDELLI, 1982). Son

âge tournaisien est confirmé par HABIBI (1988) et elle a pu être reconnue au Jbel Boucchhot (FAIK, 1988, BOUABDELLI, 1989) et dans le secteur de Mrirt (FAIK, 1988). Cette formation montre de bas en haut la succession suivante (fig. 14) :

1. des conglomérats sableux et des quartzites lités roses d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Les quartzites s'organisent en bancs de 20 à 50 cm d'épaisseur. Ils sont grossiers et passent latéralement à des grès microconglomératiques à litage oblique. Vers le sommet de Boukhadra, ces quartzites sont relayés par des niveaux conglomératiques à galets de quartzites bien arrondis de 15 à 20 cm de diamètre disposés dans une matrice sableuse

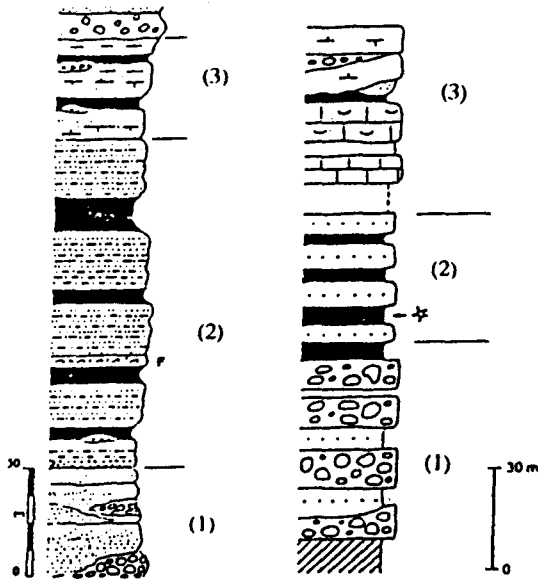


Fig. 14 : Colonnes stratigraphiques des formations tournaisiennes de la région d'Azrou (BOUABDELLI, 1989)

I - Bou Khadra-Afoud : 1. conglomérats et quartzites, 2. grès et pélites grauwackeux, 3. grès, calcaires et pélites, 4. conglomérats et grès.

II - Migoumess : 1. conglomérats et grès, 2. grès et pélites gréseux, 3. calcaires à *Gigantoproductidés* (Viséen supérieur)

2. des grès et des pélites grauwackeuses (150 m d'épaisseur environ). Les niveaux gréseux sont prédominants et se caractérisent par leur teinte verdâtre ou rouge violacé. Ce niveau a livré à HABIBI (1988) des brachiopodes dont *Unispirifer ussiensis*, *Unispirifer gr. pesasica*, *Spirifer gr. Konick*, *Marginalis gr. vaughani*, *Toniproductus aff. duchovae*, qui indiquent le Tournaisien supérieur (dét. LEGRAND-BLAIN).

3. des grès calcaires et des pélites (épaisseur 40 m). Les bancs gréseux sont métriques à patine brunâtre, fossilifères, à litage oblique et ils admettent des niveaux bréchiques

4. des grès microconglomératiques et des conglomérats (épaisseur d'environ 20 m); à leur base, les conglomérats montrent une matrice sableuse importante et des galets subarrondis ou anguleux (du mm à 20 cm). Ils sont constitués de quartzites et de grès grauwackeux issus des niveaux sous-jacents. Au sommet, les dépôts sont plus fins et microconglomératiques. Les bancs métriques montrent parfois un granoclassement positif passant à des grès fins grauwackeux qui rappellent le deuxième terme.

**La formation de Migoumess :** Cette formation affleure sur 2 à 3 km au pied du causse liasique d'El Hajeb-Ito. Sa puissance est d'environ 150 m. Elle est constituée de bas en haut par :

- des conglomérats alternant avec des bancs gréseux grossiers calcaires qui reposent en discordance angulaire sur les pélites et les grès du Dévonien inférieur. Les conglomérats contiennent des galets de grès, de phtanites noires et surtout de quartzites hétérométriques (0,5 à 20 cm).
- des grès grossiers verdâtres, à passées microconglomératiques alternant avec des pélites gréseuses. Après une lacune d'une dizaine de mètres, on passe aux terrains du Viséen supérieur.

Cette formation fut d'abord attribuée au Namurien (MORIN & SUTER, levés cartographiques, 1948), ensuite au Westphalien, sur des bases macropaléontologiques (BENSAID & al., 1980). Depuis, ces terrains ont livré à BOUABDELLI (1989) des spores indiquant le Tournaisien supérieur - Viséen moyen.