

**THESE
DE DOCTORAT D'ETAT ES SCIENCES**

**PRESENTEE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR ES
SCIENCES
OPTION : GEOLOGIE STRUCTURALE**

Par
Abdellah LAKHLOUFI

**EVOLUTION GEODYNAMIQUE DES BASSINS DE SIDI
BETTACHE ET DE BRACHWA-MAAZIZ ET
REINTERPRETATION DE L'HISTOIRE DE L'OROGENESE
HERCYNIENNE POST-VISEENNE AU MAROC**

Soutenue le 16 Février 2002, devant la commission d'examen:

M. BENZAKOUR, <i>Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat</i>	Président
N. HAMMOUMI, <i>Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat</i>	} Examineurs
A. BOUSHABA , <i>Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat</i>	
A. EL AMRANI, <i>Professeur à l'Institut Scientifique de Rabat</i>	
D. FADLI, <i>Professeur à la Faculté des Sciences de Fès</i>	
A. SAQUAQUE, <i>Professeur, Chef de Division à Reminex, Marrakech</i>	
E.M. ZOUINE, <i>Professeur à l'ENS de Rabat - Takaddoum</i>	
M.R. HAMOUDA <i>Directeur Central, ONEP</i>	Invité

Première PARTIE

Lithostratigraphie,
Magmatisme et
tectonique
syngénétique

CHAPITRE I.1 :

**INVESTIGATIONS
BIBLIOGRAPHIQUES
LITHOSTRATIGRAPHIQUES**

REMARQUE : la numérotation est décalée d'une page (la page 16 c'est 17 ; la page 17 c'est 18, etc.)

TABLE DE MATIERE

Partie I : Lithostratigraphie, magmatisme et tectonique synsédimentaire	16
Chapitre.I.1 : Investigations bibliographiques.	17
I. GENERALITES	20
II. CHRONIQUE DES ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LE MAROC HERCYNIE NORD OCCIDENTAL.	21
A. INTRODUCTION.	21
B. HISTORIQUE DES DONNEES.	21
C. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES FAMENNO- DINANTIENNES DU « BSB ».	23
III. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES « TYPES » DU « BSB ».	24
A. LA « FORMATION D'AÏN HALLOUF ».	24
1. Les différents termes de la formation.	24
1.1. Terme pyroclastique de base.	24
1.2. « Grauwackes » parfois microbréchiques et conglomérats.	25
1.3. Litarénites.	25
1.3.1. Barre 3	25
1.3.2. Barre 4	25
1.4. Quartzites	25
2. Evolution sédimentologique de la « Formation d'Aïn Hallouf » et sa signification.	26
B. « LA FORMATION DE L'OUED KORIFLA ».	26
1. Etat des connaissances	26
2. Signification géologique de la « Formation de Korifla »	28
C. LA FORMATION DE L'OUED AL MECHRA »	29
1. Etat des connaissances	29
2. Signification géologique de la « Formation des grès d'al Mechra »	31
3. Discussion et commentaire	31
D. LA « FORMATION DE BOU RZIM »	32
E. CONCLUSION	32
IV. CORRELATIONS DES «FORMATIONS TYPES » AVEC LE RESTE DU « BSB »	32
A. RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU NIVEAU DE LA MARGE NORD DU « BSB »	33
1. Données de Padgett et al (1977)	34
1.1. Dans la vallée de l'oued Bou Regreg	34
1.2. Dans la vallée de l'oued Grou	35
1.3. Dans la vallée de l'oued Akrech	35
2. Etat des connaissances au niveau de la marge nord du « BSB »	35
2.1. Problème de l'âge des terrains	35
2.2. Le problème des « faciès chaotiques » de la marge nord du « BSB »	40
2.3. Conclusion	42
B. RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE SUD DU « BSB »	43
1. Famenco- Tournaisien	44
1.1. « Formation turbiditique » de Tsili	44
1.2. Les quartzites de Tsili	44
1.3. La « Formation de Sidi Bou Khobza »	44
1.4. La « Formation de sidi Çalah »	45
1.5. La « Formation de Serguit- Abbes »	46
1.6. Coupe de l'oued Grou (« Formation famenco- tournaisienne » de l'oued Grou »)	46
1.6.1. Membre basal	47

1.6.2. Membre inférieur	47
1.6.3. Membre médian	48
1.6.4. Membre sommital	48
1.6.5. Commentaire	48
1.7. Corrélations de la « Formation de l’oued Grou » avec les autres formations « famenno- tournaisiennes »	49
1.8. Conclusion	49
2. Viséen supérieur	50
2.1. Etat des connaissances	50
2.2. Discussion et conclusion	50
C. RECONSTITUTION PALEOLOGEOGRAPHIQUE DU COTE ORIENTAL DU « BSB »	51
1. L’époque anté - viséen moyen	51
2. Le Viséen moyen- Viséen supérieur	52
2.1. La F.D.T	52
2.2. La F.D.F	53
3. Discussion et conclusion	53
D. RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU NIVEAU DE LA PARTIE OCCIDENTALE ET AU « COIN SUD –OUEST » DU « BSB »	54
1. Le Famennes- Tournaisien	55
1.1. Etat des connaissances	55
1.2. Discussion et conclusion	59
2. Le Viséen	59
2.1. Dans les Mdakra et le Khatouat	59
2.2. Dans les zones de Ben Slimane et de l’oued Cherrat	61
2.2.1. Dans la région de Ben Slimane	61
-Discussion et commentaire	64
2.2.2. La partie occidentale à l’E de la ride de Cherrat	64
2.3. Conclusion	64
E. CORRELATIONS AVEC LES REHAMNA ET LE MOLE COTIER	65
1. Au Famennien	65
2. Au Viséen supérieur- Namurien	65
2.1. La « Série de Gada Jennabia »	65
2.2. La « Série de chaâbat El Karma »	65
2.3. La « Série de Bou Chahada »	66
3. Discussion et conclusion	66
F. DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS GENERALES	66
1. Formations dont la définition ou l’existence même sont remises en cause	67
1.1. « Formation d’Aïn Hallouf »	67
1.2. Les dépôts chaotiques de Padgett et al (1977)	67
1.3. Réalité des « faciès chaotiques » de la marge nord du « BSB »	68
2. Les faciès de la marge nord « BSB » et problèmes de datation	71
3. Conclusion	

I. GENERALITES

Les études lithostratigraphique et structurale, ont démarré dès l'aube de ce siècle, mais c'est au cours des vingt dernières années qu'elles ont connu un véritable essor. De nos jours, la lithostratigraphie du Famenco-Dinantien du « BSB » est considérée comme étant connue et clairement établie, néanmoins les datations paléontologiques des différentes formations géologiques restent insuffisantes. C'est en puisant dans cette banque de données et en nous basant sur les résultats de nos propres investigations de terrain qu'une mise au point globale va être faite. Cette révision portera surtout sur la définition et l'existence même d'un certain nombre de coupes et de formations lithostratigraphiques types du Famenco-Tournaisien à l'échelle du « BSB ». C'est le cas tout au long de la marge nord du bassin entre Aïn El Aouda à l'ouest et Tiflet à l'est où cette mise au point portera sur la reconstitution paléogéographique du « BSB » à cette époque. Ainsi, la réalité de la présumée formation chaotique famenco - tournaisienne de la bordure nord du bassin qui, jusqu'alors, a constitué une pièce maîtresse dans toute reconstitution paléogéographique va être confronté aux implications des nouvelles données lithostratigraphiques et tectoniques. Cette révision profonde ne manque pas d'avoir d'importantes répercussions même sur la reconstitution paléogéographique de la marge sud du Bloc calédonien des Séhoul depuis l'Ordovicien jusqu'au Dévonien moyen. Néanmoins, ce volet n'entre pas dans le cadre de ce travail, d'autant plus que la reconstitution de l'histoire famenco-dinantienne du « BSB » n'en est pas étroitement tributaire.

Cette mise au point globale vise aussi la révision de la paléogéographie et de la réalité du « BSB » tout au long de son évolution. Pour cette fin, nous allons effectuer, dans ce volet bibliographique, une mise au point détaillée relative aux problèmes d'attribution des âges aux formations sédimentaires qui n'ont pas été datées paléontologiquement et aux corrélations qui ont été proposées par les différents auteurs. Cette mise au point bibliographique nous a permis de dégager une conception tout à fait nouvelle de l'histoire sédimentaire du « BSB ».

REMARQUE PREALABLE

Il est opportun de préciser d'emblée que tout au long de la marge nord du « BSB » les différents faciès conglomératiques sont rencontrés au sein de "couloirs tectoniques" où ils sont isolés sous forme de blocs et de lentilles tectoniques. De ce fait, aucune colonne lithostratigraphique n'y peut être faite et donc aucune coupe type ni aucune corrélation ne peuvent être envisagées. Il sera surtout question d'apporter des précisions relatives à l'âge relatif des composantes lithologiques et à la nature des faciès qui, en l'absence de datations paléontologiques, vont aider à discuter de leur âge. Ce n'est qu'une fois ce travail est fait que nous essayerons de remonter à l'organisation paléogéographique de la marge nord du bassin avant sa dislocation par la tectonique hercynienne. D'autre part, certaines précisions relatives à la composition lithologique des différents faciès conglomératiques serviront d'arguments indirects, utiles, aux interprétations tectonique et structurale.

Précisons, par ailleurs, que pour pouvoir rapprocher le lecteur et le chercheur hercynologue des différents aspects des problèmes qui restent en suspens, toute l'histoire de l'acquisition des données va être passée en revue dans cet aperçu bibliographique. Cette revue bibliographique est accompagnée à fur et à mesure d'une mise au point critique sous forme de commentaires, de discussions et/ou de conclusions permettant de mettre l'accent sur les points forts ou faibles de ces données. Par ailleurs, un volet à part sera réservé à la fin de cet aperçu aux problèmes de fond qui justifient une révision des données.

Concernant les différents faciès du Silurien et du Dévonien que nous distinguons dans la Zone de Rabat-Tiflet, ils sont ceux différenciés par El Hassani (1990) qui s'est basé sur les subdivisions lithostratigraphiques d'Alberti (1967).

II. CHRONIQUE DES ETUDES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LE MAROC HERCYNIEU NORD OCCIDENTAL :

A. INTRODUCTION :

Depuis le début de ce siècle, les travaux de recherche ont suivi un long cheminement et sont passés par plusieurs étapes. Les premiers travaux sont plus apparentés à de la reconnaissance qu'à une véritable investigation. Ils ont permis de jeter les premiers jalons pour la constitution de la banque de données dont nous disposons actuellement. Puis, la reconnaissance a cédé la place à ce qu'on peut qualifier d'étape d'inventaire au cours de laquelle les auteurs ne faisaient en quelque sorte que répertorier les observations et les descriptions. C'est au terme de cette deuxième étape que les éléments essentiels du puzzle se sont réunis; on arriva ainsi au troisième acte de cette chronique où les auteurs vont aborder la reconstitution de l'histoire géologique hercynienne. C'est l'ère de la recherche des modalités géodynamiques et de la formulation des grands concepts qui va réellement débuter avec les travaux de Piqué (1979). Un bref aperçu sur la chronique de l'évolution des idées est indispensable pour pouvoir suivre le développement des différents concepts.

B. L'HISTORIQUE DES DONNEES :

En Meseta occidentale, les travaux de reconnaissance ont rapidement cédé la place à des études à cachet essentiellement lithostratigraphique qui se sont vus s'étendre avec le temps et gagner en espace. Malgré l'handicap du manque des cartes topographiques, les premiers géologues ont jeté les jalons de la cartographie de ce domaine mesetien. Les références complètes de ces travaux anciens sont présentées dans les travaux de Lecointre (1926), Termier (1936) et Gigout (1956). Pour ce qui est des références des travaux ultérieurs, la synthèse de Michard (1976) en fournit la liste complète. La thèse de Piqué (1979) contient un aperçu détaillé des différents travaux à l'échelle de la Meseta nord occidentale. Ainsi, à tout lecteur intéressé de savoir davantage de s'y référer. On trouvera également de brefs aperçus dans les thèses de Fadli (1990), Tahiri (1991) et Zahraoui (1991).

Dans la suite de cet exposé, nous allons nous limiter à l'histoire géologique du « BSB » tel qu'il a été défini par Piqué (1979) et précisé par ses successeurs. C'est particulièrement suite aux travaux de Lecointre (1926), Lecointre et Delepine (1933), Termier (1936), Cogney (1957), Choubert et Faure-Muret (1961) que l'histoire lithostratigraphique de ce qui sera nommé par Michard (1976) le "Fossé de Sidi Bettache" a commencé à se dégager. On savait ainsi que ce fossé avait fonctionné durant le Dévonien supérieur et le Dinantien mais sans pouvoir le délimiter ni proposer pour cela de scénario relatif aux modalités de son creusement.

Le Famennien a été reconnu en plusieurs points. A l'ouest, dans la zone de l'oued Cherrat, au niveau de Mechraa el Kraker, des schistes, grès et conglomérats ont été datés du Famennien inférieur (Famennien IV) par Kergomard(1970) à base des conodontes. Au NW, dans la région d'Aïn el Aouda, des schistes, des arkoses et des conglomérats ont été datés du Famennien supérieur par Choubert et Faure-Muret (1961) sur la base des Goniatices. Ailleurs, les "conglomérats calcaires" de Lecointre(1933) dans la région de Tiflet et le "conglomérat de Biar Setla" de Termier (1936) dans le Massif de Khatouat n'ont pas livré de faunes; ils n'ont été qu'attribués au Famennien. Par contre, au sud de ce dernier massif, Termier (op.cit) a daté du Famennien les schistes à calcaires griottes dans la vallée de l'oued Aricha et du Famennien terminal (Strunien) les grès calcaires de Beni Sekten.

Ces niveaux conglomératiques qui étaient considérés comme des indices d'une transgression ? ou d'une régression ? ont été rapportés par Michard (1976) à de coulées boueuses à

blocs et coulées turbides dévalant la pente d'une ride émergée ou non, dans un sillon. Or, l'état des connaissances de l'époque ne permettait pas de préciser la localisation d'une éventuelle ride, ni d'en confirmer l'existence.

Il a été également établi que les schistes à conglomérats du Famennien sont surmontés de quelques barres gréseuses et quartzitiques attribuées au Strunien. D'après Lecointre (1926), Lecointre et Delepine (1933), Choubert et Faure-Muret (1961), il existe des quartzites, des grès et des calcaires à Brachiopodes du Famennien terminal tout au long du pourtour de ce qui sera défini ultérieurement comme « BSB ». Padgett et al (1977) ont fait état de formations chaotiques dévono - tournaisiennes qui s'étendraient depuis Ain el Aouda à l'ouest jusqu'à Tiflet à l'est.

Dans la vallée de l'oued Akrech, directement au SW de Rabat, Boleli et al (1953) ont décrit des schistes à Goniatites d'âge tournaisien. Choubert et Faure-Muret (1961) ont confirmé cet âge et ont décrit -dans ce qui sera le centre du « BSB » qui sera défini par la suite- le "flysch de Korifla" qu'ils ont daté du Tournaisien supérieur - Viséen inférieur à base d'une macrofaune de Brachiopodes et de Goniatites. L'âge viséen inférieur de ce "flysch" a été également confirmé par la flore de Danzé - Corsin (1961). A défaut de préciser la puissance de ce "flysch", plusieurs centaines de mètres ont été alors avancées.

Dans le coin SW du « BSB » ou le "Fossé de Sidi Bettache", dans les Khatouat, a été décrit le "flysch de Khatouat" qui a été attribué au Strunien. Or, comme celui-ci se trouve dans le prolongement méridional du "flysch de Korifla", un âge tournaisien - viséen inférieur lui a été attribué par Michard (1976). Précisons enfin que les formations d'un tel âge n'ont pas été reconnues dans la région de Ben Slimane, à l'ouest de l'oued Cherrat.

Cogney et Danzé Corsin (1960) voyaient dans les conglomérats de J. Bakach (SE de Rabat, sur la rive droite de l'oued Bou Regreg) qui ont été datés du "Viséen inférieur probable" par la flore, la manifestation d'une tectonique anté -viséen inférieur. Pour Choubert et Faure-Muret (1961), ces conglomérats seraient les équivalents de ceux de Koudiat Rouina située un peu plus au sud. Selon ces derniers auteurs, les conglomérats de Koudiat Rouina seraient à placer entre le "flysch de Korifla" du Tournaisien supérieur - Viséen inférieur et le "flysch" du Viséen supérieur, appelé également Néo Viséen par Michard (1976).

Notons que le Viséen moyen n'a pas été reconnu dans le "Fossé de Sidi Bettache" de Michard (1976), mais il se peut que l'étage viséen n'a été subdivisé qu'en deux sous- étages seulement (inférieur et supérieur).

Par ailleurs, le Viséen supérieur a été considéré comme étant largement transgressif sur les terrains antérieurs. Selon Michard (1976), hormis probablement le Môle côtier, la transgression du Viséen supérieur aurait envahi l'ensemble du domaine mesetien et a déposé des "flyschs" qui présentent des passages latéraux avec des faciès à cachet molassique. Ce type de sédimentation aurait persisté jusqu'au Namurien.

Avec l'appellation "flysch", les auteurs sous-entendent un environnement orogénique et certains d'entre eux ont envisagé des manifestations tectoniques qui seraient à l'origine de la répartition spatiale et temporelle des différents faciès, notamment les conglomérats. Cependant les données disponibles à cette époque ne permettaient pas de préciser la nature de ces présumée événements tectoniques (distension ou compression), ni leur âge, ni leur importance ni leur chronologie.

C'est avec les travaux de Piqué (1979) qu'un scénario complet du déroulement des différents événements à l'échelle du "Fossé de Sidi Bettache" voit le jour. L'auteur définit alors le « Bassin de Sidi Bettache » qu'il étend jusqu'au Rehamna et dont la partie nord correspond au « FSB » [Fossé de Sidi Bettache de Michard (1976)]. Ce bassin a été conçu comme résultant d'une déchirure de type pull apart (cf. ci-dessus). Son plancher serait fait d'un bloc effondré de la plate-forme carbonatée du Dévonien moyen que limitent des blocs qui sont restés soulevés et émergés avec lesquels il est en contact par failles. L'auteur voyait dans ces accidents bordiers des

escarpements générateurs de dépôts chaotiques et conglomératiques, particulièrement au cours du Famenco-Tournaisien. C'est ce qu'il qualifia de "révolution famennienne". C'est désormais dans ce cadre que les travaux ultérieurs vont se dérouler.

C. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES FAMENNO -DINANTIENNES DU «BSB »

Les séries sédimentaires du « BSB » se sont déposées dans un milieu marin à fluvio-marin (Piqué 1979, 1984 ; Izart, 1990). Quatre formations "types" principales, servant de référence à l'échelle du « BSB », ont été retenues et définies dans des coupes différentes par Piqué (1984). Ce sont chronologiquement les formations d'Aïn Hallouf, de l'oued Korifla, de l'oued al Mechra(â) et de Bou Rzim.

Outre les datations antérieures qui sont basées principalement sur la macrofaune et la macro flore; la micropaléontologie (pollens, algues, conodontes et foraminifères) a permis d'affiner et de préciser plus la chrono stratigraphie de certaines formations types et de celles qu'on cherchait à leur corrélérer. Ainsi, les données de la palynologie (Marhoumi, 1984; Loboziak et Rauscher in Fadli, 1990) et les conodontes (Groessens in Izart et Vieslet, 1988; Taj-Eddine, 1990 in Zahraoui, 1991) vont permettre la datation des séries du Famenco-Tournaisien et du Viséen inférieur. Les foraminifères (Vieslet, 1983, Izart et Vieslet, 1988), les foraminifères, algues et pseudo- algues dont la détermination est faite par Vachard (in Fadli, 1990; Zahraoui, 1991; Tahiri, 1991) se sont montrés utiles à la datation des terrains du Viséen moyen et supérieur. Dans les terrains où les microfossiles sont absents, la datation par la macrofaune reste en vigueur.

Néanmoins, malgré ces datations, l'âge de beaucoup de termes, séries et formations reste inconnu, c'est donc uniquement par analogie de faciès avec ce qui est daté et sur des arguments d'ordre structural qu'on a cherché à les caler dans le temps.

Les corrélations des "formations types" avec le reste du bassin (Khatouat et Mdakra au sud - ouest, Ben Slimane à l'ouest et la zone de Zaer au sud) ont été effectuées par Fadli (1990) et Zahraoui (1991). Les travaux de Michard (1967) et d'El Kamel (1987) sur les Rehamna et le Môle côtier, de Tahiri (1991) sur le Bassin de Tiliouine ont permis d'étendre les corrélations plus vers le sud et vers l'est.

Ainsi, les formations types telles qu'elles ont été définies par Piqué (1979, 1984) et complétées par Izart et Vieslet (1988), Izart (1990) ont fait l'objet de plusieurs essais de corrélation avec les autres séries dans le reste du « BSB ». Cependant, ces corrélations se sont avérées très délicates à faire vue : -la grande étendue de ce « bassin » et la dispersion géographique et tectonique des terrains; -la discontinuité des affleurements à cause de la présence d'une large couverture post paléozoïque ; -l'apparition à des endroits différents du « BSB » et à plusieurs reprises de niveaux calcaires dans les séries silico - clastiques ; - l'insuffisance des données paléontologiques.

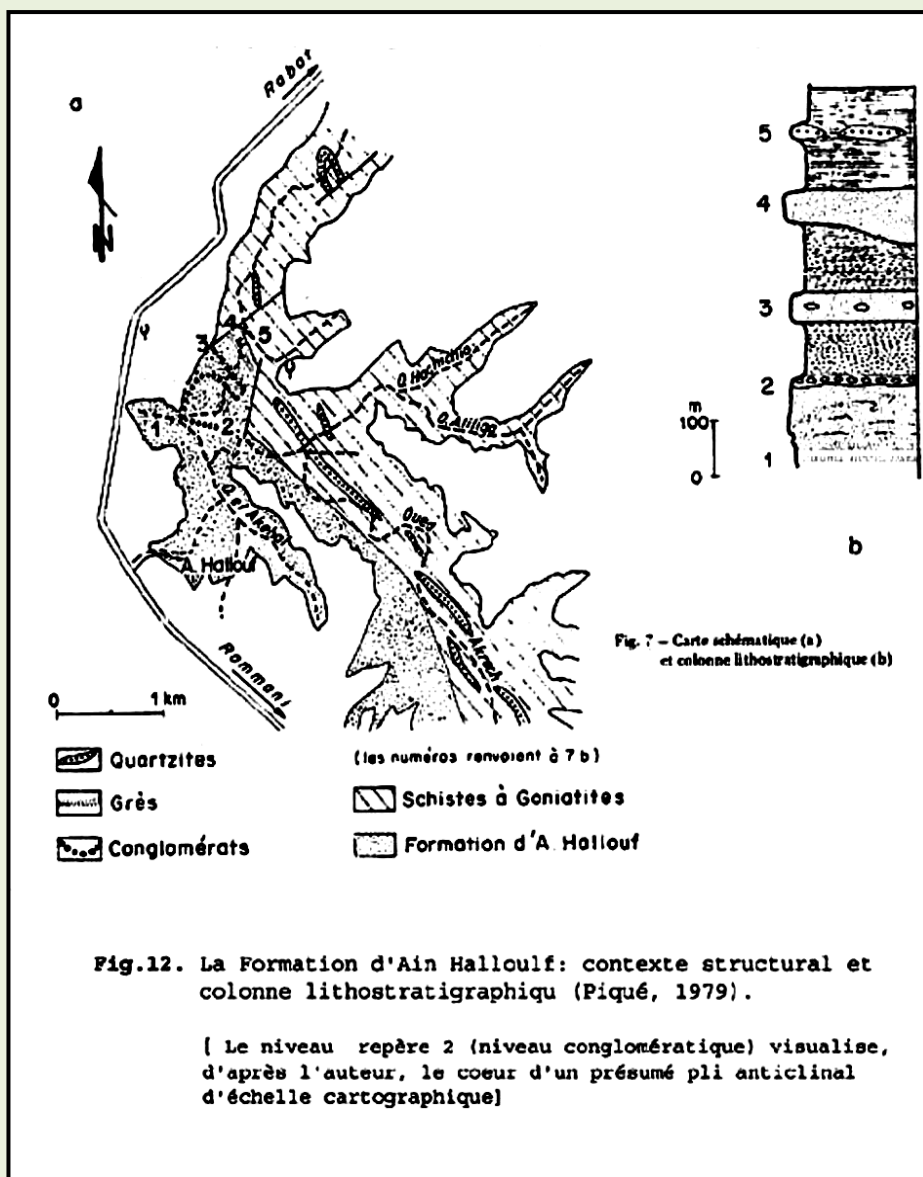
Ainsi, en l'absence des datations micropaléontologiques les corrélations des différentes séries du Viséen qui ont été effectuées par Piqué (1979, 1984) ont été révisées par Izart et Vieslet (1988), Izart (1990). Pour les terrains famenco-tournaisiens qui sont très éparpillés sur les « marges du bassin », l'insuffisance des datations ajoutée à des investigations tectoniques peu poussées, ont conduit à des corrélations qui se sont montrées très osées et ce en se basant sur le seul critère de l'identité de faciès. C'est notamment le cas de la marge nord du bassin où il s'est **avéré que ces terrains sont totalement dispersés tectoniquement (cf. analyse**

structurale). Pour ces raisons, lors de notre mise au point bibliographique, toutes les précisions qui s'avèrent utiles aux discussions ultérieures, relatives aux formations famenno - tournaisiennes et celles concernant la bordure nord du bassin, seront mises en relief.

III. LES FORMATIONS SEDIMENTAIRES "TYPES" DU "BSB" :

A. LA "FORMATION D'AÏN HALLOUF" :

Elle a été définie par Piqué (1979) dans la partie nord occidentale du "BSB" où elle affleure



essentiellement sur le versant gauche de la vallée de l'oued Akrech, entre la source d'Aïn Hallouf et Sidi Bou Zekri (Fig.12). Elle correspondrait aux schistes, arkoses et conglomérats de Lecointre (1926) qu'il date du Dévonien supérieur et que Choubert et Faure-Muret (1961) ont daté du Famennien supérieur.

Piqué (1979) précise la structure tectonique de cette coupe qu'il définit comme un anticlinal qui serait dirigé NW-SE (Fig.12). C'est au niveau du flanc NE et du coeur de ce présumé pli qu'une succession de quatre termes, dont l'épaisseur minimale serait de 500 m, a

été décrite d'ouest en est. Izart (1990) lui a accordé une puissance de 600m sur une autre base de données d'ordre structural (Fig.13).

1. Les différents termes de la formation (Fig.12, b)

1.1. Terme pyroclastique de base :

Il s'agirait de grès, tufs et de brèches pyroclastiques à matériel acide sous forme de lits épais, parfois granoclassés. Selon Piqué (1979), il s'agirait de tufs qui seraient liés à un volcanisme acide dont la source émissive, non connue à l'affleurement, ne devrait pas être loin vue que les

"lits sont encore épais". La trace de ce volcanisme serait omniprésente dans les grauwackes du reste de cette formation. Ce terme de base serait d'âge antérieur au Famennien IV. Précisons, par ailleurs, que ce terme ainsi que le présumé volcanisme acide ne sont connus nulle part ailleurs dans le bassin.

1.2. « Grauwackes » parfois microbréchiques et conglomérats.

Il s'agirait de bancs d'épaisseur décimétrique à métrique souvent amalgamés, entre lesquels les inter bancs de pélites et de siltites seraient affectés d'une importante déformation synsédimentaire sous forme de boudinage, de cisaillement et de plissement. Une multitude de petits cisaillements découperaient alors les pélites en petites amandes en forme d'écailles; c'est ce que Piqué (1979) qualifie de "pélites écailleuses" de cachet synsédimentaire.

Dans ce terme, l'auteur note la présence "d'un banc conglomératique" plus ou moins lenticulaire dont l'épaisseur pourrait atteindre plusieurs mètres qui serait constitué d'un auto remaniement des « grauwackes » sous-jacents de la série une fois déposées. Ces niveaux grauwackeux présenteraient des bancs localement épaissis, lenticulaires, repliés sur eux même et affectés par de nombreux plans de cisaillement que l'auteur attribue à une déformation synsédimentaire.

Pour Izart et Vieslet (1988), Izart (1990), il s'agirait de conglomérats chenalisés ou non, organisés ou désorganisés à galets « noyés dans la matrice ».

1.3. Litharénites

Ce terme correspondrait à deux barres que sépare un inter barre pélitique.

1.3.1. Barre 3 :

D'une épaisseur estimée à 50m, elle est considérée par Piqué comme étant en continuité stratigraphique avec les "pélites écailleuses" sous jacentes. C'est un grès microconglomératique où sont disséminés quelques galets arrondis. A l'oeil nu, les grains détritiques sont soit « globuleux » (quartz et quartzites) soit allongés, disposés à plat dans la stratification (phyllades).

1.3.2. Barre 4 :

Elle serait séparée de la précédente par un niveau de pélites vertes qui est, selon l'auteur, d'épaisseur variable, pouvant atteindre 100m par endroit "comme s'elle serait ravinée par la seconde barre". Il s'agit de grès gris, parfois grossiers et souvent microconglomératiques avec encore quelques galets épars vers la base de cette barre. Seule la matrice qui est très faible la distingue de celle précédente et à la place d'une grauwacke, il s'agirait ici d'une litharénite à subarkose.

1.4. Quartzites

Il s'agirait d'une barre de grès et surtout de quartzites qui serait localement dédoublée et surmonterait en contact stratigraphique les grès et pélites du Famennien IV. Ils ont été attribués au Strunien par Choubert et Faure-Muret (1961). Marhoumi (1984) les data du Famennien terminal -Tournaisien inférieur et ce sur la base de spores (pollens). Les faciès grossiers de cette barre à stratification oblique bien développée ont permis à Piqué (1979) de déterminer des paléo courants en provenance du sud-ouest au niveau de J. Qel'a (au nord d'Aïn el Aouda), donc en provenance du bassin lui même!. Ces quartzites qui sont considérés comme un faciès de comblement de la partie NW du « BSB » seraient surmontés par les "schistes à goniaticites" de l'oued Akrech, décrits par Choubert et Faure-Muret (1961) et qui sont rattachés à la "Formation de l'oued Korifla".

El Hassani (1990) rapporte l'existence à Aïn Hallouf, d'un faciès conglomératique inconnu jusqu'alors. Il s'agirait d'un conglomérat à « éléments siliceux », bien arrondis, liés par une matrice

également siliceuse que l'auteur identifie au "Poudingue siliceux" de Tiflet d'âge inconnu (cf. ci-dessous). Néanmoins l'auteur ne précise pas le lieu d'affleurement de ce faciès et n'indique pas sa position dans la coupe de Piqué (1979, 1984).

2. Evolution sédimentologique de la formation d'Aïn Hallouf et sa signification :

L'évolution sédimentaire de la formation d'Aïn Hallouf serait faite en trois étapes successives :

- apparition d'une pente où se déposeraient les sables et où se formeraient et s'accumuleraient olistostrômes et olistolites ;
- les sables se nettoient progressivement, peut être par le jeu du soulèvement du fond marin, ou de stabilisation progressive ; les litharénites qui en résulteraient se déposeraient sur une plate-forme ;
- au stade ultime de cette évolution se produirait sur la plateforme un façonnement lent des débris ; cette maturation serait à l'origine de la formation des quartzites ;

Selon Izart (1990) les trois termes de la formation d'Aïn Hallouf seraient soit des dépôts de base d'escarpement de failles, caractérisés par des slumps et des avalanches ; soit de type « supra cône », c'est à dire des cônes de basse efficacité de transport de matériel grésos conglomératique qui serait noyé dans les argiles environnantes. Ils seraient caractéristiques des dépôts d'une pente tectonique forte. En partant de ces données, l'auteur a montré que le "BSB" serait de type mixte (bassin naissant sur décrochement, se caractérisant par une forte subsidence tectonique au départ suivie d'une relaxation qui engendre un bassin en extension (Fig.14). La subsidence tectonique serait suivie d'une subsidence thermique, par ailleurs l'auteur précise qu'au Faménno-Tournaisien inférieur, la tectonique l'emporterait sur l'eustatisme.

B. LA FORMATION DE L'OUED KORIFLA :

1. Etat des connaissances

Elle a été définie par Piqué (1979) et doit son nom à la vallée dans laquelle elle affleure. Il l'a définie comme une épaisse succession de grésos pélites fines plus ou moins ferrugineux qu'il attribue au Viséen inférieur par calage lithostratigraphique. Ainsi à l'ouest, elle surmonterait les grès de Sidi Jilali (rive droite de l'oued Khellata) qui sont attribués à la base du Viséen inférieur alors qu'à l'est, elle serait surmontée par les grès de l'oued al Mechra attribués au Viséen supérieur. Au sud, elle recouvrirait des terrains d'un âge tournaisien probable alors qu'au nord, elle serait limitée par la "Faille N120 des Oulad Mimoun" contre la présumée formation chaotique du Faménno- Tournaisien. Choubert et Faure-Muret (1961) avaient estimé la puissance de cette formation à plusieurs milliers de mètres. Piqué (1979) lui accorda une épaisseur de 2000 à 3000 m au centre du bassin alors que vers la périphérie, celle-ci diminuerait pour finir en biseau sous les termes de la formation sus-jacente.

Auparavant, Lecointre (1926) avait décrit des "schistes à délit conchoïdal où sont disposés, juxtaposés, des nodules de limonite que les Goniates qu'ils renferment ont permis de dater du Tournaisien. Néanmoins l'auteur signale des "Clyminies" lui rappelant celles du Dévonien supérieur de l'oued Akrech (Aïn Hallouf). A ce propos, Piqué (1979) pense qu'il s'agirait de fossiles résédimentés du fait que les restes de plantes qui sont déterminés par Danzé-Corsin (1961) correspondraient plutôt à une flore viséenne. Plus au sud, des schistes argileux à nodules et à bancs gréseux ont livré à Termier (1936) une faune typiquement tournaisienne déterminée par Delepine. Tout à fait au nord, par dessus les schistes à Goniates d'âge tournaisien inférieur - limite tournaisien -Viséen qui surmonteraient la Formation d'Aïn Hallouf, Choubert et Faure-Muret (1961) définissent

ce qu'ils appellent le "flysch de Korifla" que les gisements de faunes qu'il contient leur confirment un âge tournaisien. Cependant, l'âge viséen (V2b) fourni par la microfaune, découverte et déterminée par Rabaté (B.R.P.M, inédit); microfaune livrée par les « calcaires de sidi Kacem » qui sont considérés par Piqué (1979) comme étant inter stratifiés dans la Formation de l'oued Korifla, l'a poussé à trancher pour un âge viséen inférieur, d'autant plus que cela lui paraissait corroborer les données de Danzé-Corsin (op.cit).

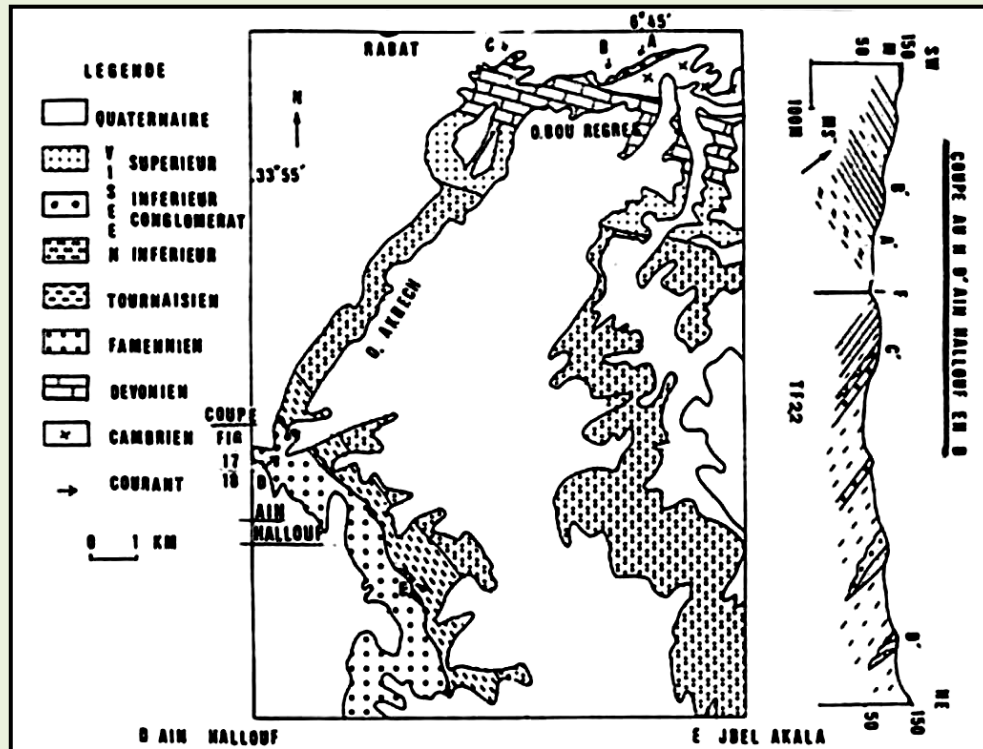


Fig. 13. Carte géologique simplifiée du secteur Rabat - Ain Hallouf, coupe au N d'Ain Hallouf et Rosettes des paléocourants du Famennien au Viséen inférieur. N : nombre de mesures, L : dispersion par rapport à la moyenne vectorielle, MS : mégaséquence négative. La flèche double représente la moyenne vectorielle et le sens du courant. La flèche simple représente la direction du grand axe a des galets. (IZART, 1990).

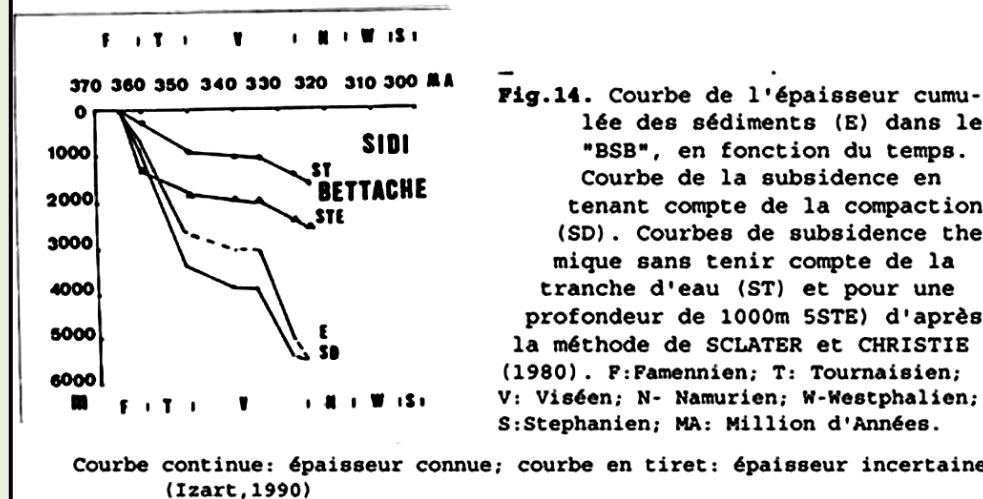


Fig.14. Courbe de l'épaisseur cumulée des sédiments (E) dans le "BSB", en fonction du temps. Courbe de la subsidence en tenant compte de la compaction (SD). Courbes de subsidence thermique sans tenir compte de la tranche d'eau (ST) et pour une profondeur de 1000m (SSTE) d'après la méthode de SCLATER et CHRISTIE (1980). F: Famennien; T: Tournaisien; V: Viséen; N- Namurien; W- Westphalien; S: Stephanien; MA: Million d'Années.

Courbe continue: épaisseur connue; courbe en tiret: épaisseur incertaine (Izart, 1990)

dévonien supérieur ne seraient pas resédimentées comme il l'avait pensé auparavant. Dans cette nouvelle optique, la partie du bassin en question qui est la confluence des oueds Korifla et Grou est conçue comme étant en position relativement centrale par rapport à la marge nord. Elle recevrait alors une sédimentation fine qui contrasterait avec les présuées

L'étude palynologique faite par Marhoumi (1984) a relancé l'âge tournaisien de cette formation tout en confirmant celui viséen inférieur. Ce fait nouveau a amené alors Piqué (1984) à adopter cet âge pour la formation en question qui se voit alors s'élargir pour inclure à sa base les "schistes à goniatites" de l'oued Akrech qui surmonteraient la Formation d'Ain Hallouf (cf. ci-dessus). Selon une nouvelle conception du remplissage du "BSB", l'auteur a fait reculer la limite d'âge inférieur de la "Formation de Korifla" jusqu'au Famennien en admettant que les "Clyminies" de Lecointre (1926) d'âge

formations chaotiques de même âge de cette marge (cf. ci-dessous) ; autrement dit il s'agirait d'une variation latérale de faciès. Son épaisseur a été ré estimé entre 1000 et 2000 m.

Avant de continuer, il est opportun de préciser que selon la cartographie de l'auteur (Piqué, op. cit.) les présumés faciès chaotiques de la marge nord du "BSB" et ceux pélitiques à nodules ferrugineux du centre se trouvent directement en contact tout au long de la vallée de l'oued Grou (Fig.15). **Bien qu'il s'agisse d'un contact par faille, on ne rencontre nul part un faciès de "transition" entre les présumés termes proximaux (formations chaotiques) et les termes distaux (formation pélitique).**

Le faciès le plus répandu de cette formation correspondrait à une alternance de niveaux argileux vert sombre et de niveaux de grès fins et de siltites. Cependant, l'auteur signale que les variations de faciès seraient frappantes sur une "transversale méridienne". Ainsi du nord au centre de l'aire occupée par cette formation on passerait de "niveaux chaotiques" à un faciès pélitique à nodules ferrugineux puis à des grès pélitites (dans lesquels s'intercalent des calcaires bioclastiques de haute énergie) et des conglomérats pour passer vers le sud à ce que l'auteur conçoit comme des turbidites distales!. D'après cette répartition spatiale des différents faciès, une polarité méridienne du bassin se profile, autrement dit, les aires de sédimentation, donc les différents corps sédimentaires seraient allongés selon une direction sub-équatoriale.

Izart et Vieslet (1988) ont mis en évidence un passage latéral de faciès entre la Formation de l'oued Korifla et le "groupe de l'oued Yquem de Piqué (1979) du côté de la marge ouest du bassin où affleurent à plusieurs reprises des niveaux calcaires qu'ils ont datés par Foraminifères et/ou Conodontes. Ainsi, les calcaires de Sidi el Kacem qui étaient considérés par Piqué (op.cit) comme étant inter stratifiés dans la Formation de l'oued Korifla seront datés du Viséen supérieur (V3a supérieur et V3b inférieur) alors que les calcaires de Sidi Radi sont d'âge tournaisien-viséen. Un âge tournaisien moyen a été affecté aux calcaires de Sidi Jilali alors que les grès sus-jacents sont d'âge tournaisien supérieur - base viséen.

Pour Izart (1990), les intercalations calcaires de l'ouest du bassin seraient des dépôts d'aggradation d'une plate-forme marine alors qu'au centre du bassin les dépôts de siltites et d'argiles seraient de type turbiditique « influencé par la tempête ». Vers le large (Est) on passerait également à une plate-forme, argileuse où se déposeraient des argiles à rides isolées et des nodules ferrugineux. Pour ces auteurs la "Formation de l'oued Korifla" d'âge tournaisien - viséen inférieur marquerait la fin du comblement du "BSB". L'âge famennien que Piqué (1984) avait envisagé a été ainsi écarté. D'après ces auteurs, le bassin présente une polarité équatoriale autrement dit, les aires de sédimentation sont allongées selon une direction subméridienne.

Du point de vue extension de cette formation, Piqué, (1979) pense que celle-ci étant centrée sur la vallée de l'oued Korifla et se terminerait en biseau aussi bien vers l'ouest, le nord que vers l'est. Les limites paléogéographiques de son aire de sédimentation seraient à peu de chose près celles de ses limites d'affleurement actuelles (Fig.16). Néanmoins, plus récemment, nous avons cartographié (Lakhloufi, 1988) les termes tout à fait supérieurs de cette formation plus à l'est, dans la vallée de l'oued Grou, au niveau de Mechra es Sedra où ils sont surmontés par les termes de base de la Formation de l'oued Mechra (Fig.18).

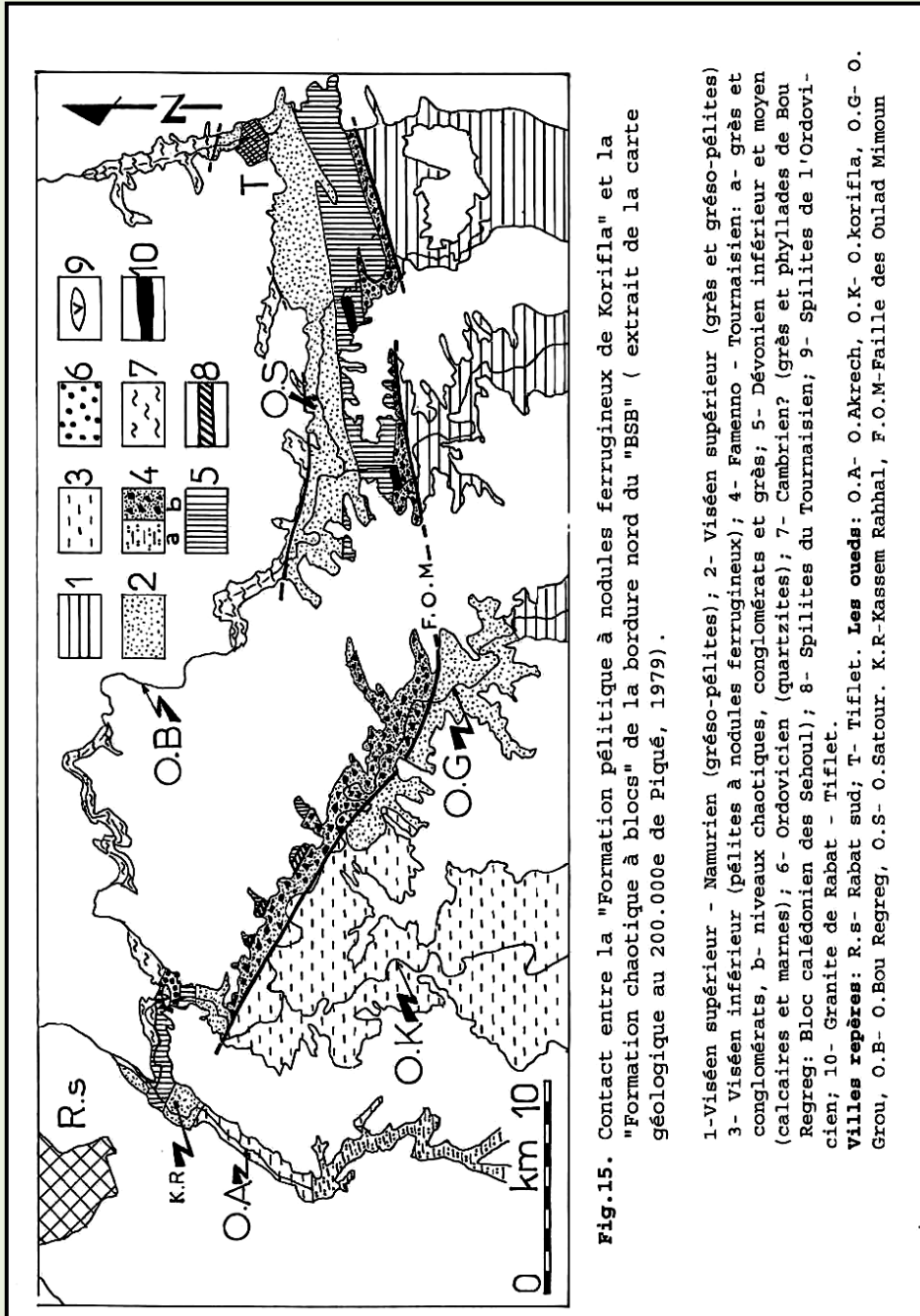
2. Signification géologique de la Formation de Korifla :

Selon Piqué (1979,1984) qui envisage une polarité N-S du "BSB", les corps sédimentaires d'âge tournaisien-viséen inférieur dont la formation de Korifla serait de type plateforme, de type distale qui aurait pour équivalent proximal la formation chaotique au niveau de la marge nord du "BSB". Pour Izart (1990), au Tournaisien-Viséen inférieur, le "BSB" serait polarisé E-W, c'est à dire que le passage latéral entre les faciès se ferait selon une direction est-ouest. La formation pélitique à nodules ferrugineux serait déposée sur une plateforme argileuse calme.

C. LA FORMATION DE L'OUED AL MECHRAA (FIG.16)

1. Etat des connaissances

C'est vers l'aval de la "vallée de l'oued al Mechra(â) que Piqué (1979) l'a définie : celle-ci surmonterait en continuité stratigraphique les grés pélites de la Formation de l'oued Korifla situés à



l'ouest et serait surmontée du côté oriental par les grés pélites de Bou Rzim (cf. ci-dessous). Son âge serait viséen supérieur.

L'auteur estime son épaisseur à un minimum de 2000m et ce en considérant une coupe continue sur plus de 4 km entre Midwar (Mdiouar) au NW et Ouljat al Hajra au SE (feuille topographique d'ar Rommani au 50 000°) où les couches seraient régulièrement pentées vers d'une valeur de 45°. Cette épaisseur sera réestimée ultérieurement à plus de 1000m au niveau de la même coupe (Piqué, 1984). Du point de vue lithologique, il s'agirait de "grès carbonatés, parfois microconglomératiques qui correspondent pétrographiquement à des litharénites à ciment

souvent carbonaté". L'amalgame des bancs pluridécimétriques à métriques constitue de puissantes barres qui s'intercalent dans les grés pélites.

Izart et Vieslet (1988) datent cette formation du Viséen moyen - Viséen supérieur sur la base de foraminifères. Là où elle a été définie par Piqué (1979), en plein centre du bassin, elle débute plus

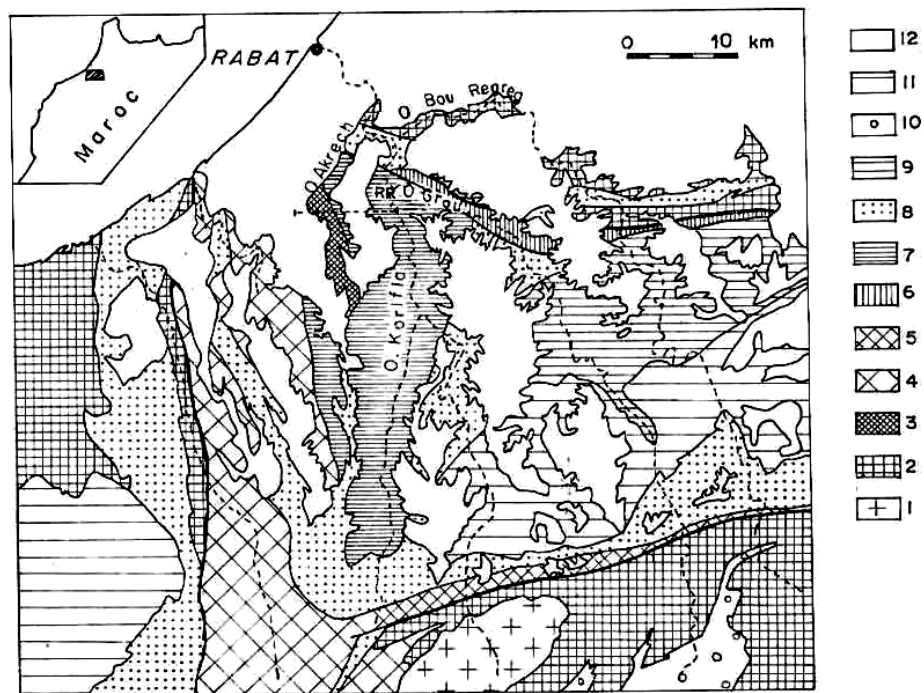


FIG. 1. — Carte générale.

1 : granite hercynien ; 2 : Paléozoïque inférieur et moyen ; 3 : Formation d'Aïn-Hallouf ; 4 : Formation d'El Brijat - Sidi Radi [Piqué, 1979] ; Famenco-Tournaisien de la marge occidentale du bassin de Sidi-Bettache ; 5 : Formation de Tsili [Piqué, 1979] ; Famenco-Tournaisien de la marge méridionale du Bassin de Sidi-Bettache ; 6 : Formation d'Ain el Klab [Piqué, 1979] ; Famenco-Tournaisien de la marge septentrionale du Bassin de Sidi-Bettache ; 7 : Formation de l'oued Korifla : Tournaisien et Viséen inférieur ; 8 : Formation de l'oued Mochra : Viséen supérieur ; 9 : Formation des Bou-Rzim : Viséen terminal et Namurien inférieur ; 10 : conglomérats de Sidi-Kacem (Westphalien supérieur) ; 11 : Trias ; 12 : terrains cénozoïques et récents.

R.R. : Raoudet Regraga (confluent des oueds Grou et Korifla) ; en pointillés : la coupe Aïn-Hallouf - oued Korifla ; en traits épais : limites du bassin étudié.

Fig. 16. Carte géologique générale (Piqué, 1984).
Limite d'affleurement de la Formation de l'oued Korifla. Les autres formations du "BSB" sont également représentées.

haut dans le Viséen moyen (V3a) et se trouve en contact direct avec le Tournaisien-Viséen inférieur. (Fig.17) Ainsi, il y a donc absence de V2a-b et V2b. Plus à l'est, dans le nord de la vallée de l'oued Grou, la formation démarre avec du Viséen moyen (V2b). Ce fait à amener ces auteurs à envisager la possibilité d'une émergence qui aurait suivi le comblement du bassin à la fin du Viséen inférieur là où était définie la coupe type de Piqué (1979).

Les résultats de nos travaux antérieurs (Lakhloufi, 1988; 1992) démontrent que la base de la coupe de l'oued al Mechra(â), là où elle a été définie par Piqué (1979) correspond à une large zone de chevauchement de vergence ouest qui fait reposer les grès de la "Formation de l'oued al Mechraâ sur les pélites à nodules ferrugineux de la "Formation de l'oued Korifla". En l'absence de toutes traces matérielles d'une éventuelle émergence, le chevauchement en question expliquerait bien l'absence des termes V2a-b et V2b qui seraient alors amputés par ce contact tectonique. D'autre part, tout au long de cette coupe, il y a présence de contacts chevauchants outre les complications causées par l'intense reprise par une deuxième phase de plissement (Lakhloufi, 1988 ; cf. ci-dessous). Ces données montrent que cette coupe ne peut pas être retenue comme "coupe type"; c'est la coupe de l'oued Grou du côté nord du « BSB » que nous avons retenue comme telle et ce pour les raisons qui suivent :-possibilités d'observation dans de très bonnes conditions d'affleurement du passage des termes de base de cette formation avec ceux supérieurs de la "Formation de l'oued Korifla" sous jacente dans le secteur de Mechra es Sedra, (cf. ci-dessous); - la déformation des terrains au sud de Mechra es Sedra (localité marquée par le passage d'un important couloir tectonique (Lakhloufi, 1988 et cf. analyse structurale ci- après)) est faite par des plis P1 de longueur d'onde kilométrique qui ne sont sollicités que par d'amples ondulations imputées à la deuxième phase de déformation.

Le terme de base de la Formation de l'oued al Mechra(a) correspond à environ 300 m d'épaisseur de grés pélites, de nature turbiditique, que surmonte l'alternance de barres gréseuses et de grés pélites déjà connue. La puissance totale de cette formation est d'environ 1250 m (Fig.18)

Précisons enfin que d'après l'état des connaissances (Piqué, 1979 ; El Hassani, 1990) les terrains gréseux du Viséen moyen - Viséen supérieur seraient constamment en contact tectonique (par la "Faille des Oulad Mimoun") avec les présumés dépôts chaotiques de la marge nord du "BSB" et ce depuis la vallée de l'oued Grou à l'ouest jusqu'à Tiflet à l'est.

2. Signification géologique de la « Formation des grès d'al Mechraâ »

Les grès, parfois granoclassés, sont faits de bancs d'épaisseur pluridécimétrique, organisés en séquences hectométriques. L'arrivée au Viséen supérieur, de ces sédiments immatures [généralement grossiers et moins bien classés (Piqué, 1984)] mais toujours marins, serait à mettre en rapport avec la surélévation des zones tectoniques à l'est du "BSB". Au maximum de la transgression du Viséen moyen -Viséen supérieur, la formation de l'oued al Mechraâ (avec ses variantes latérales) dénote l'existence d'un bassin (« faciès de bassin ») à l'est de l'oued al Mechraâ et d'une plateforme marine ou émergée au nord (Rabat-Tiflet) ainsi qu'à l'ouest jusqu'au delà de l'oued Cherrat (Izart, 1990). Le bassin aurait connu une succession d'événements tectoniques et de remblaiements sédimentaires par des corps grés argileux et gréseux qui pourraient être identifiés à des cônes sous-marins et prismes de bas niveau au début de la transgression alors que par la suite le niveau marin resterait élevé.

3. Discussion et commentaire

La reconstitution paléogéographique proposée par Izart et Vieslet (1988) et Izart (1990) pour cet épisode de l'histoire du « BSB » et ce en partant des datations par Foraminifères qu'ils ont fait et en se basant sur les données structurales, ne peut pas être retenue (Fig.19). Ces auteurs sont partis du fait que les terrains dans le secteur d'Had Brachwa (vallée de l'oued al Mechraâ) sont structurés par un "large monoclin" penté vers le SE (Piqué 1979). Ainsi, la limite entre les terrains du Viséen moyen et ceux du Viséen supérieur, telle qu'ils l'ont positionnée, se place au niveau du coeur d'un large synclinal qui est axé sur la vallée de l'oued al Mechraâ (Lakhloufi, 1988; 1992 et ce travail); les terrains d'un flanc sont alors d'un âge, ceux de l'autre flanc sont d'un autre âge. En outre, en

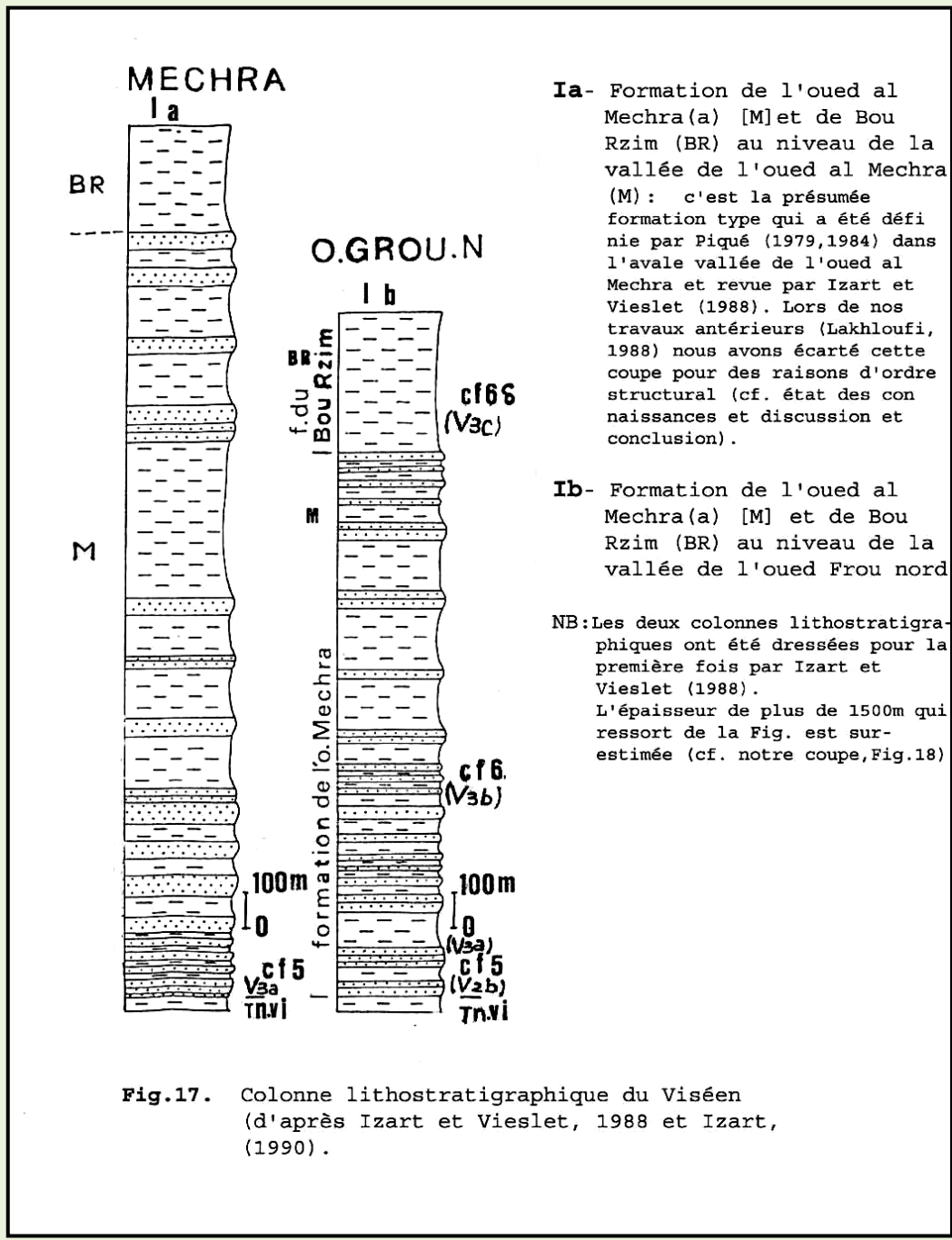


Fig.17. Colonne lithostratigraphique du Viséen (d'après Izart et Vieslet, 1988 et Izart, (1990).

reprenant la coupe de l'oued al Mechraâ de Piqué (op.cit), Izart et Vieslet (1988), Izart (1990) ont évalué la puissance de la "Formation de l'oued al Mechra" à environ 1400m. Néanmoins, il s'avère que les barres 13, 14 et 15 (Fig19) appartiennent au flanc SE, inverse, du synclinal précité (Lakhloufi, op.cit). Dans le même contexte structural, ces deux auteurs ont décrit la coupe de "l'oued Grou sud";

celle-ci serait d'environ 1200 m de puissance. Comme nous allons le voir (cf. analyse structurale), l'intense déformation des terrains exclue le levé d'une coupe continue dans cette partie du "BSB".

Par ailleurs, la question qui se pose là aussi concerne la signification paléogéographique de la présumée Faille des Oulad Mimoun. En effet, son emplacement à la limite exacte entre la Formation d'al Mechraâ d'âge viséen moyen - viséen supérieur et la "Formation chaotique du famenno- tournaisienne" sur des dizaines de Km apparaît suspect.

D. LA FORMATION DE BOU RZIM (FIG. 16 ET 17)

Egalement définie par Piqué (1979), elle serait constituée de grés pélites d'une épaisseur qui avoisinerait le millier de mètres. D'après la description de l'auteur, il s'agirait de grés pélites dans

lesquels s'intercalent des barres gréseuses. La sédimentation y « est toujours grossière comme pour les grès de la "Formation de l'oued al Mechraâ" avec en plus des niveaux microconglomératiques voire conglomératiques ». Il s'agit de "grauwackes vertes en bancs qui diminuent d'épaisseur vers le haut" (Piqué, 1984). En se basant sur les Goniatices que Termier (1933) y a récolté, un âge viséen supérieur -début namurien lui a été attribué.

Partant de la faune pélagique que cette formation renferme et des figures sédimentaires qu'elle présente, Piqué (op.cit) pense qu'il s'agirait d'une sédimentation d'une mer peu profonde où les dépôts s'accumuleraient rapidement. Par ailleurs, vu l'épaisseur de cette formation (environ 1000m), une subsidence importante est envisagée.

Izart et Vieslet (1988) datent cette formation du V3C à base de Foraminifères confirmant ainsi l'âge fourni par les Goniatices. Le même schéma paléogéographique qu'au cours du Viséen supérieur (pour la Formation d'al Mechraâ) est proposé pour la Formation de Bou Rzim (Izart, 1990).

E. CONCLUSION

Suite à cette mise au point plus ou moins détaillée relative aux formations types du "BSB" l'attention va être focalisée surtout sur les coupes de la marge nord de celui-ci. En effet, il est impératif de revoir le problème des présumées formations du Faménno- Tournaisien dont la formation d'Aïn Hallouf (du Faménno - Strunien) et leurs relations spatiales avec les formations de l'oued Korifla (Tournaisien supérieur - Viséen inférieur) et de l'oued al Mechraâ (Viséen moyen - Viséen supérieur). Avant d'aborder cet aspect du problème il apparaît utile et opportun de passer en revue les essais de corrélation de ces « formations types » avec le reste des terrains du "BSB" et ceux du sillon d'Oulad Abbou à l'ouest et du Bassin de Tiliouine à l'est que nos prédécesseurs ont effectués.

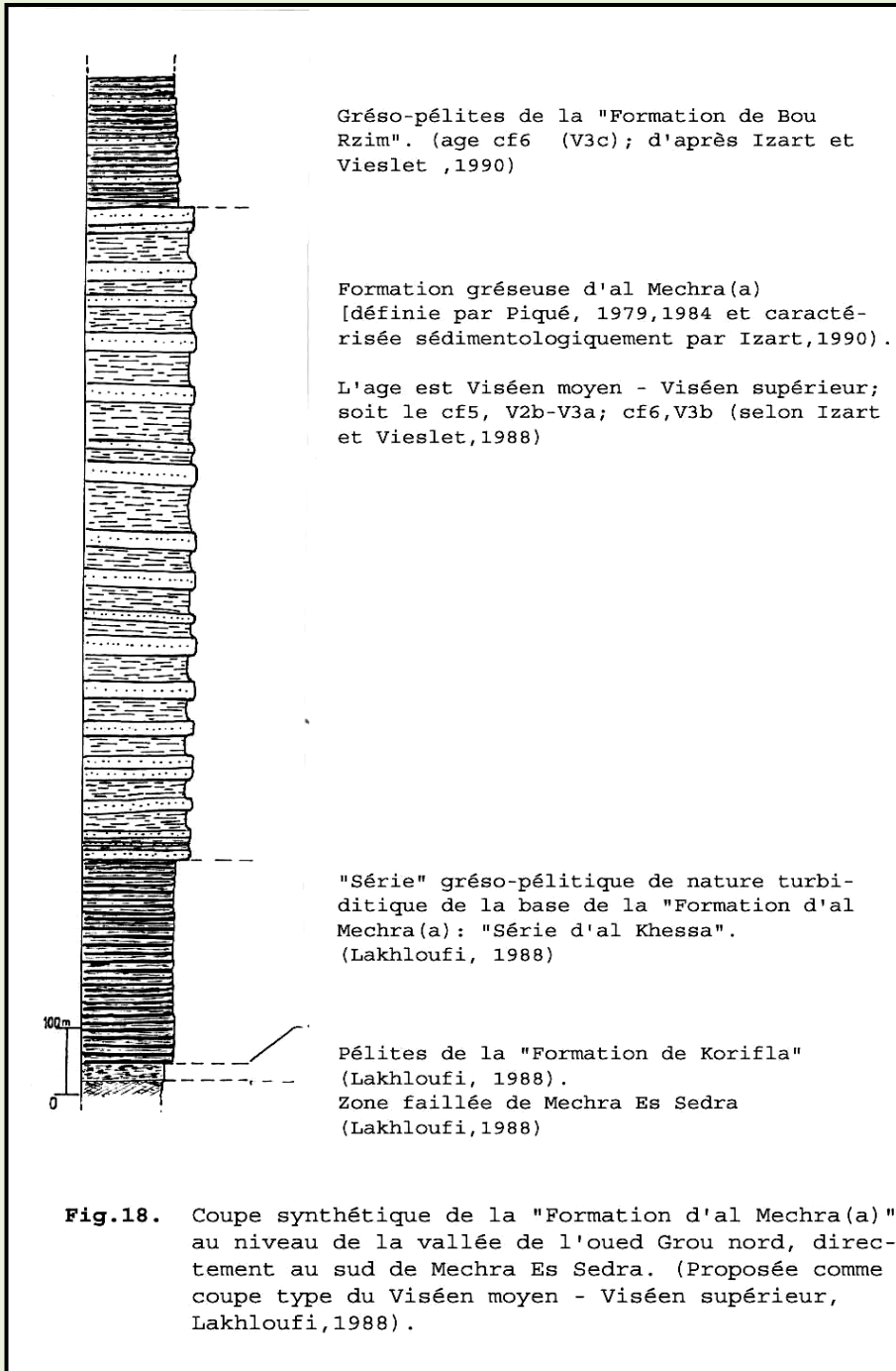
IV. CORRELATIONS DES FORMATIONS TYPES AVEC LE RESTE DU « BSB » :

Ces corrélations correspondent à une mise au point critique qui est abordée ici de façon succincte et concise et ce en nous basant sur toutes les données bibliographiques et en évoquant celles nouvelles (cf. ci-après). Néanmoins, les corrélations avec la marge nord du bassin seront utilement détaillées vu les difficultés et les contraintes qui rendent délicate cette tâche. Comme on le verra (cf. analyse structurale), cette marge s'est révélée complètement et profondément **défigurée par la tectonique hercynienne. De ce fait, nous allons mettre l'accent sur toutes les données bibliographiques qui laissent présager une organisation structurale complexe de cette marge. Les reconstitutions paléogéographiques à ce niveau du bassin (Piqué 1979, 1994; El Hassani, 1990) sont basées sur très peu de données paléontologiques et sur des données structurales que nous révisons dans ce travail (cf. ci-dessous). Toutes les considérations vont dans le sens de l'inexistence des formations chaotiques faménno - tournaisiennes au niveau de cette marge.**

Par ailleurs, les corrélations des "formations types" avec le reste du « BSB » vont nous servir de support de base pour des reconstitutions paléogéographiques selon une nouvelle approche qui intègre en outre les nouvelles données relatives au magmatisme basique, à la tectonique synsédimentaire et à la déformation postérieure. Cette approche ne sera abordée qu'après que toutes les données soient disponibles, soit après les données de l'analyse structurale.

A. RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU NIVEAU DE LA MARGE NORD DU "BSB" :

De nombreuses contraintes s'opposent à cet exercice dont notamment celles des âges des différents termes et séries sédimentaires et leurs positions relatives les uns par rapport aux autres au niveau d'une même coupe et d'une coupe à l'autre. Avant d'aborder cette mise au point, nous allons tout d'abord nous arrêter sur les travaux de Padgett et al (1977) qui concernent la bordure nord du "BSB" et qui sont pris comme référence par les travaux ultérieurs, notamment par Piqué (1979).



1. Données de Padgett et al (1977) :

Ces auteurs voyaient dans les dépôts qui longent la bordure sud de "l'Anticlinorium (ou Anticlinale) de Rabat-Tiflet" qu'ils attribuent au Dévonien supérieur -Tournaisien, le produit de coulées boueuses sous marines (submarine debris flow deposits). Ce faciès représenterait alors le passage latéral avec un « flysch proximal et distal » de 3000m de puissance situé vers le sud. Trois exemples de ces "coulées boueuses" ou "dépôts, chaotiques" ont été décrits dans les vallées des oueds Akrech, Grou et Bou Regreg (Fig.21). Nous nous contentons ici de voir de plus près l'exemple de Bou Regreg et de faire quelques remarques concernant les deux autres.

1.1. Dans la vallée de l'oued Bou Regreg :

Padgett et al (1977) y décrivent et illustrent un « appareil de dépôt » qui correspondrait à une espèce de lobe plus

large que longue (1000m / 700m) qui serait entourée par une étroite bande semi-circulaire qui présenterait une pente abrupte (vers l'extérieur) jalonnée de dépôts grossiers et de blocs (Fig.22). Ce lobe prendrait naissance contre une faille qui le limiterait avec un horst qui serait constitué de calcaires dévoniens et de granites calédoniens. Il s'agirait d'un "lobe de dépôt, préservé

intact, gardant sa disposition originale où il serait entouré de tous les côtés par les dépôts fins flyschoides que l'érosion a aisément démantelé en laissant les dépôts du lobe en saillie". C'est ce qu'a permis à ces auteurs d'estimer même le volume des matériaux qui le constituent à $3.10^7 m^3$. Par ailleurs, le fait que le lobe de dépôt soit aussi long que large (voire plus large que long) représente selon ces auteurs un fait nouveau, un cas particulier, en terme de morphologie de ce type d'appareil de dépôt.

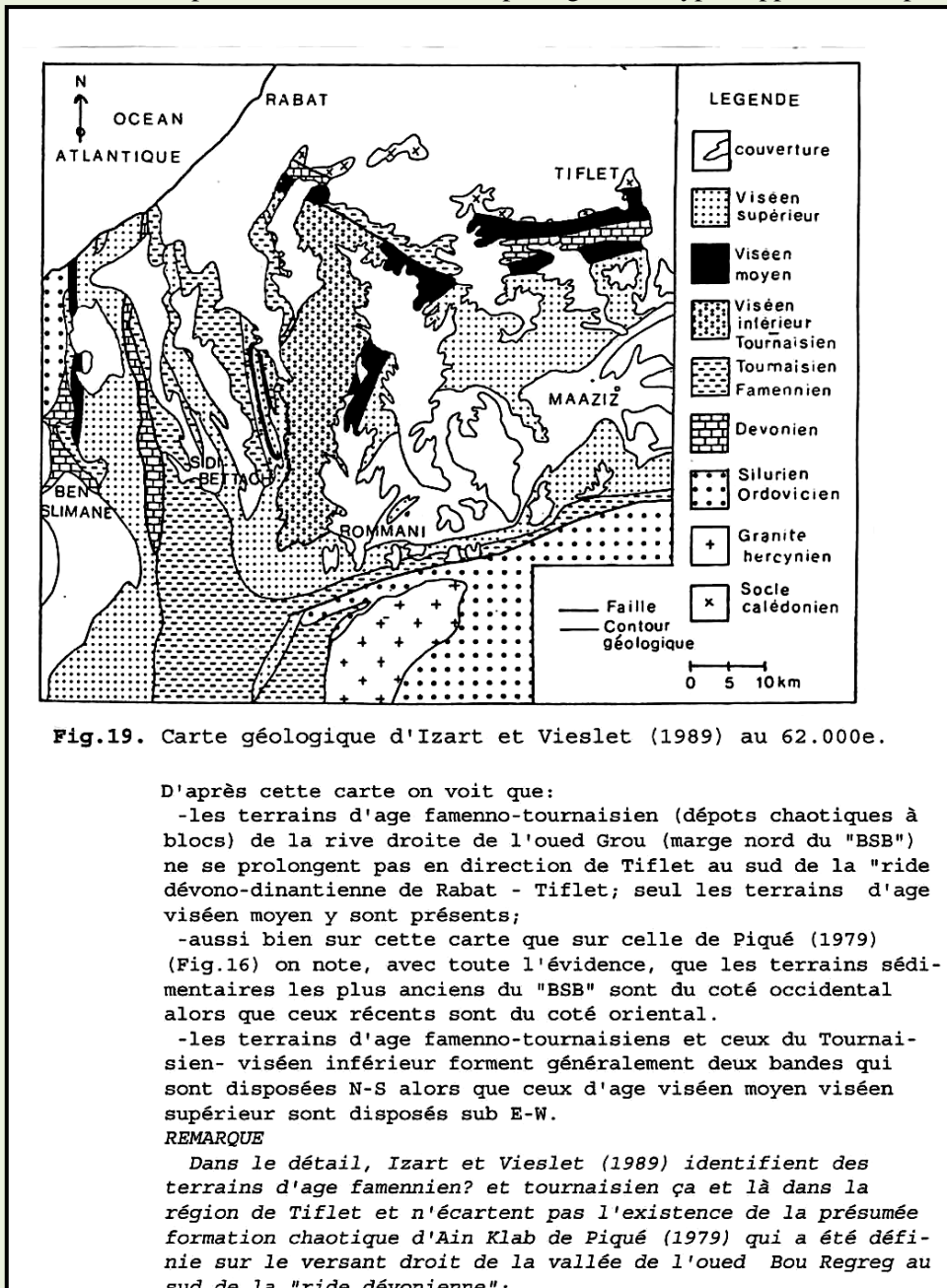


Fig.19. Carte géologique d'Izart et Vieslet (1989) au 62.000e.

D'après cette carte on voit que:

- les terrains d'âge famenno-tournaisien (dépôts chaotiques à blocs) de la rive droite de l'oued Grou (marge nord du "BSB") ne se prolongent pas en direction de Tiflet au sud de la "ride dévono-dinantienne de Rabat - Tiflet; seul les terrains d'âge viséen moyen y sont présents;
- aussi bien sur cette carte que sur celle de Piqué (1979) (Fig.16) on note, avec toute l'évidence, que les terrains sédimentaires les plus anciens du "BSB" sont du côté occidental alors que ceux récents sont du côté oriental.
- les terrains d'âge famenno-tournaisiens et ceux du Tournaisien- viséen inférieur forment généralement deux bandes qui sont disposées N-S alors que ceux d'âge viséen moyen viséen supérieur sont disposés sub E-W.

REMARQUE

Dans le détail, Izart et Vieslet (1989) identifient des terrains d'âge famennien? et tournaisien ça et là dans la région de Tiflet et n'écartent pas l'existence de la présumée formation chaotique d'Ain Klab de Piqué (1979) qui a été définie sur le versant droit de la vallée de l'oued Bou Regreg au sud de la "ride dévonnienne".

associé au présumé lobe de dépôt serait subdivisé en trois sous faciès : - sous faciès chaotique qui correspondrait à des débris chargés de blocs au front du lobe (snout); - sous faciès de débris chargés de blocs qui montre une organisation interne des dépôts caractérisant le "bouchon rigide" (rigid plug); - le corps constitué de coulées de grains fins (finer-grained flow body).

Dans la matrice argileuse seraient inclus des « fragments (morceaux) de bancs gréseux et d'inter bancs » qui seraient affectés d'une déformation plastique de sédiments mous. Ces fragments pourraient atteindre des longueurs qui varient entre 2 et 15m et le fait qu'ils "soient tordus

A l'intérieur du lobe, la matrice argileuse aurait une apparence écaillée, il s'agirait alors "d'argile écaillée" (argille scagliose) qui serait entourée d'une ceinture de blocs au front du lobe. Un tel alignement aurait constitué alors une barrière haute qui aurait isolé une aire restreinte (l'intérieur du lobe) où le même intervalle stratigraphique des sédiments adjacents à ce lobe serait entièrement composé de flysch de nature turbiditique. Ce serait ce fait qui expliquerait que, tout en étant distincts du point de vue faciès, les deux types de dépôts seraient contemporains. Le faciès de coulées boueuses qui serait

plastiquement mais sans rupture" a amené ces auteurs à penser qu'ils ont été transportés comme une partie du "bouchon rigide" (transported as part of the rigid plug). Les coulées de grains fins du corps envelopperaient le bouchon rigide et le sépareraient du front. L'"argile écaillée" serait analogue à la boue (vase) fine communément décrite en arrière du front à blocs.

1.2. Dans la vallée de l'oued Grou :

L'appareil de dépôt serait semblable à celui de Bou Regreg par ses "couches horizontales", sa large conservation et sa préservation contre le horst, source des dépôts (Fig.23).

1.3. Dans la vallée de l'oued Akrech :

Padgett et al (1977), signalent plusieurs appareils de dépôt qui seraient différents de ceux du Grou et de Bou Regreg par la présence d'une matrice qui serait constituée de fragments (débris) grossiers et un granoclassement fruste, inverse. Les dépôts d'Akrech seraient également au contact des blocs soulevés qui seraient dépourvus de calcaires mais armés de shales gris qui seraient cuits par l'intrusion d'une multitude de sills granitiques. Ce serait les débris de ces shales qui constitueraient la matrice des dépôts des coulées boueuses.

2. Etat des connaissances au niveau de la marge nord du « BSB »

2.1. Problème de l'âge des terrains

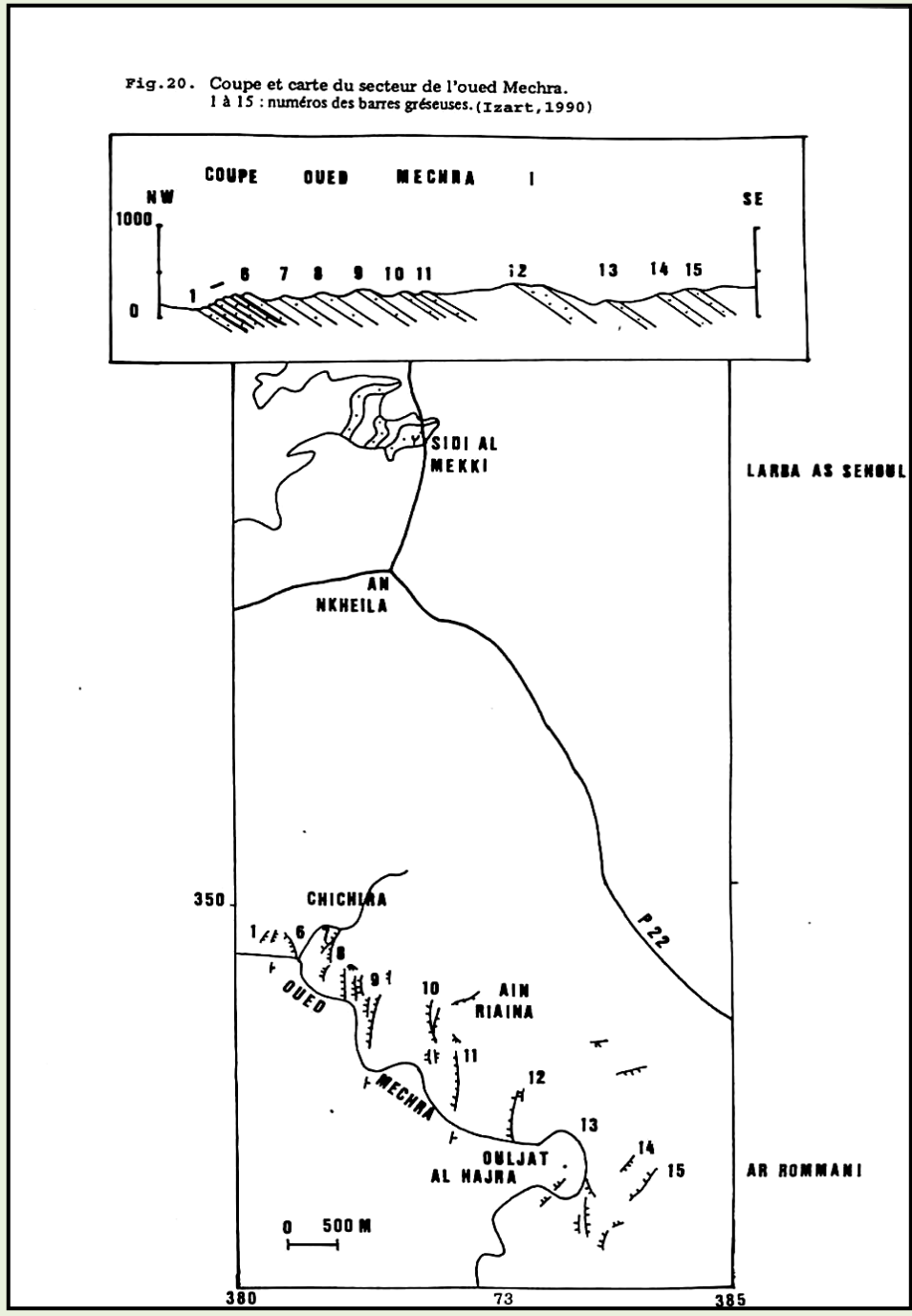
Jusqu'à nos jours, les corrélations et les reconstitutions qui ont été faites au niveau de la marge nord du « BSB » se sont toujours montrées très délicates à faire et se heurtaient à de nombreuses contraintes dont notamment l'âge des différents termes et séries sédimentaires. Les datations ponctuelles de certains termes ou faciès lors des travaux antérieurs (Lecointre, 1926; Lecointre et Delepine, 1936; Cogne, 1957 ; Choubert et Faure Muret, 1961) et les quelques éléments de datation apportés par Piqué (1979) ont servi de toile de fond pour le périlleux exercice de la reconstitution paléogéographique au niveau de cette bordure. Comme on va le voir, jusqu'à nos

jours, l'essentiel de l'opération se fait sur la base des arguments structuraux et sur la base de l'identité de faciès et du calage lithostratigraphique.

Depuis les travaux de Lecointre (1926) dans les vallées des oueds Akrech et Grou, Lecointre et Delepine (1933), Cogne (1957) dans les Sehoul et la région de Tiflet, des terrains tournaisiens ont été mis en évidence tout au long de ce qui sera considéré ultérieurement comme le flanc sud de "l'Anticlinal de Rabat-Tiflet". Choubert et Faure- Muret (1961) vont modifier l'attribution stratigraphique des sédiments de la région de Rabat par la découverte de nouvelles faunes de Brachiopodes et de Goniatites. Le dit "flysch" du Grou est alors daté du Viséen. Dans cette région, le Viséen a été également daté par Cogne et Danzé-Corsin (1960). Plus à l'est, à Anq aj Jmel (ou Ank Jmel), dans la vallée de l'oued Bou Regreg (région de Tiflet) -dans ce qui est considéré comme flanc nord de l'"Anticlinal de Rabat-Tiflet"- le Viséen inférieur a été daté par Lecointre et Delepine (1933) par la présence d'une abondante macrofaune de Brachiopodes et de Coraux. Avec les travaux de Piqué (1979), d'autres attributions et datations seront apportées. Ainsi, à base de Brachiopodes -que Hollard avait déterminé-, un âge tournaisien a été affecté au terme médian de "la coupe d'Aïn Guenfoudia" et aux "schistes à blocs" du sud d'Aïn Bendar, alors qu'un âge viséen probable a été assigné au terme supérieur de la "coupe de chaâbat al Harcha" (cf. ci-après). Izart et Vieslet (1988) font état d'un âge tournaisien-viséen inférieur pour les grès et les calcaires du présumé wildflysch de la "coupe d'Aïn el Kleb" de Piqué (1979).

Avant de continuer, faisons remarquer que le "Conglomérat calcaire" et le "Poudingue siliceux" de Lecointre (1933) qui sont connus dans le sud de Tiflet ont servi pour les différents auteurs de faciès de référence pour l'identification des différents termes conglomératiques tout au

Fig. 20. Coupe et carte du secteur de l'oued Mechra.
1 à 15 : numéros des barres gréseuses. (Izart, 1990)



long de la marge nord du « BSB ». Cependant, le problème qui se pose alors, c'est la non datation de ces deux types de faciès et de la plupart des autres conglomérats.

Piqué (1979) rattache le "Poudingue siliceux" à la base du Viséen supérieur dans les "coupes d'Ank Jmel et de Sidi Bikrine" (au niveau du flanc nord de l'Anticlinal de Rabat - Tiflet) à l'ouest de Tiflet alors qu'il était attribué au Tournaisien par Lecointre (1933) et au Strunien par Wipperm (1954). L'auteur les identifie aux conglomérats de J. Bakach dans la région de Rabat et les conglomérats de souq Tiflet.

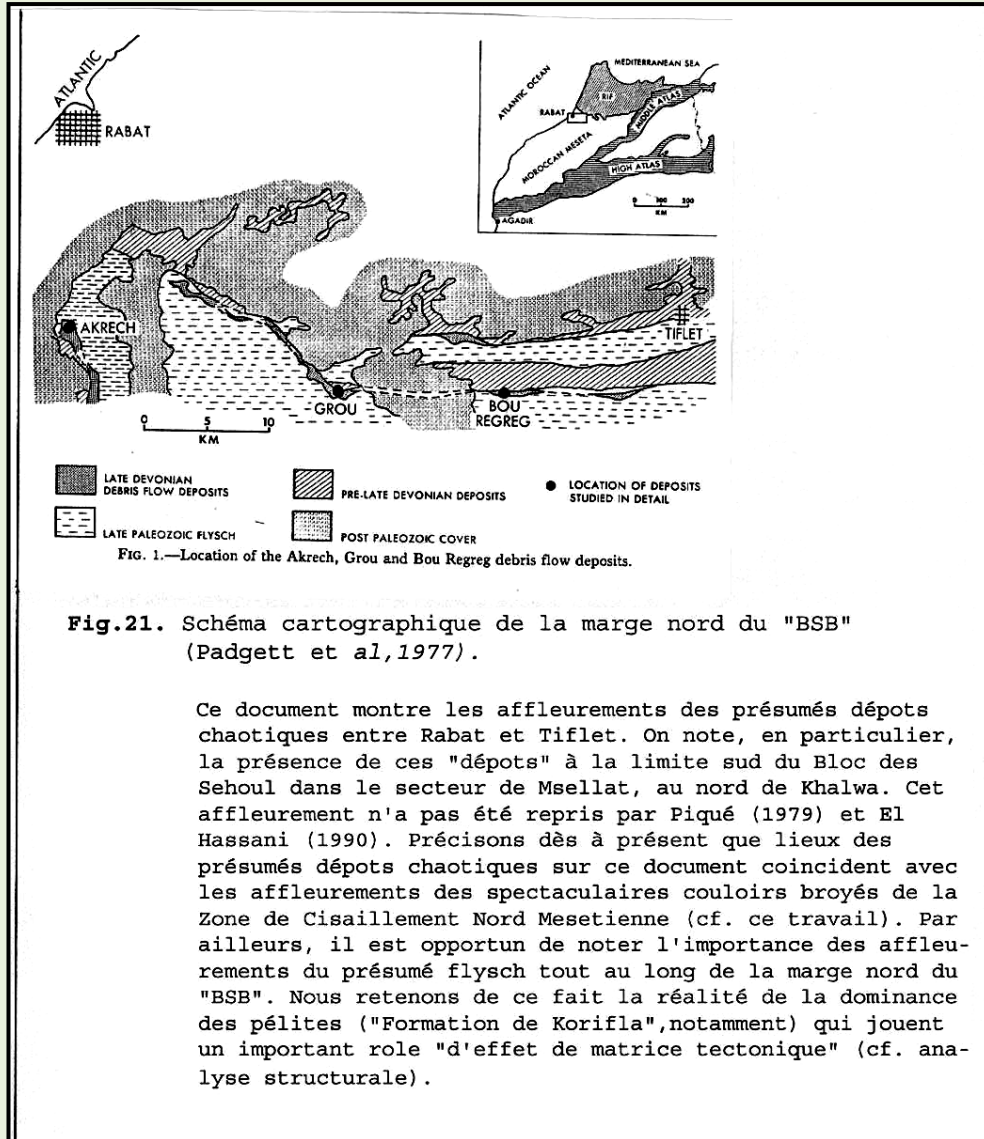
Ultérieurement, dans la "coupe d'Anq aj Jmel", où les terrains sont attribués au Viséen supérieur, Vieslet (1983) date du Viséen moyen des

grès et des grés-carbonates qui étaient datés antérieurement du Viséen inférieur par Lecointre et Delepine (1933) à base de macrofaune. Cette nouvelle datation est assurée par un assemblage de Foraminifères ou coexiste "une population typique du Viséen inférieur et des taxons caractéristiques du Viséen moyen".

El Hassani (1990) attribue un âge famenno-tournaisien au "Conglomérat calcaire" et au "Poudingue siliceux" de Tiflet en les identifiant aux conglomérats d'Aïn Hallouf au SW de Rabat et en considérant qu'ils seraient surmontés stratigraphiquement de terrains d'âge tournaisien, datés par des Lamellibranches et des Brachiopodes. Faisons remarquer que cette datation ne paraît pas tenir compte de l'âge viséen moyen de Vieslet obtenu par microfaune un peu plus à l'ouest à Anq aj Jmal. D'un autre côté, l'auteur pense que ces deux faciès conglomératiques sont le résultat d'une "érosion polarisée" qui attaquerait tout d'abord les calcaires dévoniens qui

arment la ride, qui une fois entièrement décapés, elle attaquerait les terrains ordoviciens silico clastiques.

Dans la région de Rabat, les conglomérats de J. Bakkach qui affleurent sur le versant droit de l'oued Bou Regreg un peu avant sa confluence avec l'oued Akrech et sur la rive gauche, peu après, ont été datés du Viséen par Cogne et Danze-Corsin (1960), probablement du Viséen inférieur. Ces conglomérats ne contiennent pas de galets calcaires ce qui a amené El Hassani (1990) à penser que la "ride de Rabat-Tiflet" qu'il nomma également l'"axe de Bou Regreg" n'existait pas à cette époque



à ce niveau et que les apports provenaient donc directement du Bloc des Sehoul. Par ailleurs, cette formation conglomératique a été considérée comme l'équivalent latéral de la "Formation de l'oued Korifla" d'âge tournaisien-viséen inférieur. Or, directement au sud des carrières où sont exploités les calcaires dévoniens ("Anticinal de Rabat - Tiflet"), au niveau de Kassem ar Rahhal, El Hassani et Zahraoui (1989) [l'article a été présenté lors du

Symposium de Rabat, Aout - Septembre, 1983 dans le cadre du PICG 27 relatif à l'orogène calédonien sous le thème: " Le Maroc et l'orogénie paléozoïque] font état de larges affleurements d'une "formation chaotique" du Tournaisien. Ultérieurement, El Hassani (1990) a écarté l'idée d'une "formation chaotique" dans le sud de Rabat et a opté pour la "Formation de Kassem ar Rahhal" qui a été définie et datée du Viséen supérieur par Izart et Vieslet (1989) sur la base de foraminifères. Comme celle-ci s'interpose entre la "Formation de l'oued Korifla" au sud et les conglomérats de J. Bakkach au nord, il serait plus sensé d'attribuer à ces conglomérats un âge viséen supérieur plutôt que "viséen inférieur probable".

Une autre raison permet de reconsidérer l'âge des conglomérats de J. Bakkach, c'est le fait que le Viséen inférieur soit considéré comme une époque particulièrement régressive (cf. ci-après). L'aire de sédimentation dans le « BSB » se trouve alors réduite au maximum, il serait donc difficile

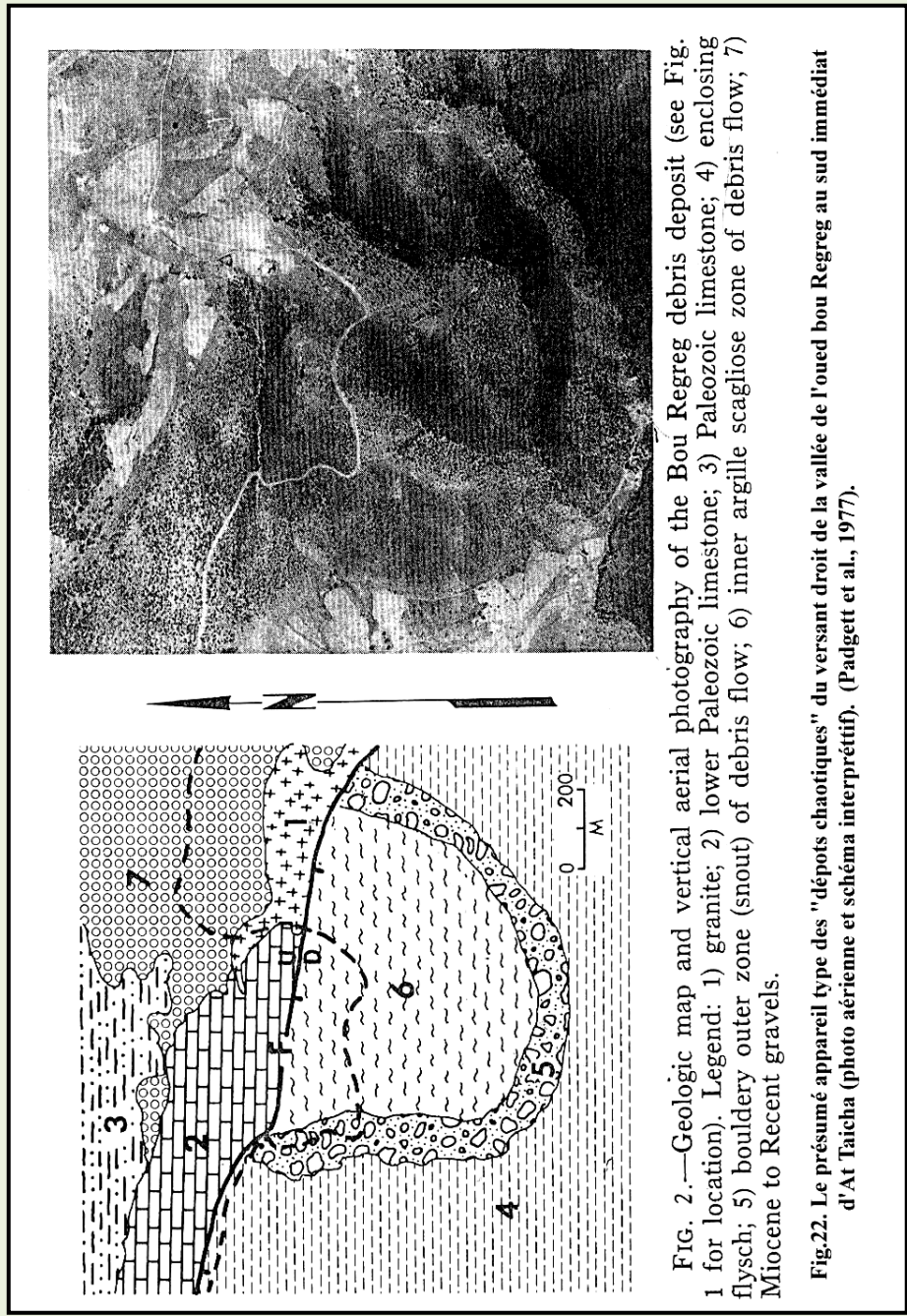


FIG. 2.—Geologic map and vertical aerial photography of the Bou Regreg debris deposit (see Fig. 1 for location). Legend: 1) granite; 2) lower Paleozoic limestone; 3) Paleozoic limestone; 4) enclosing flysch; 5) bouldery outer zone (snout) of debris flow; 6) inner argille scagliose zone of debris flow; 7) Miocene to Recent gravels.

Fig.22. Le présumé appareil type des "dépôts chaotiques" du versant droit de la vallée de l'oued bou Regreg au sud immédiat d'At Taïcha (photo aérienne et schéma interprétatif). (Padgett et al., 1977).

aval de la confluence des oueds Grou et Korifla. Comme ceux de J. Bakkach, ils étaient considérés par Lecointre (1926,1933), Coney (1957) et Hamel (1968) comme étant d'âge tournaisien. Or Piqué (1979) y voit la base des grès de l'oued Akrech qui ont livré une faune du Viséen supérieur à Choubert et Faure-Muret (1961). Pour l'auteur, ils seraient en discordance cartographique sur la Formation de l'oued Korifla au sud et le Dévonien au nord et "remanient" les nodules ferrugineux provenant de cette formation. Ainsi donc un âge viséen supérieur leur a été attribué de la même manière que ceux de J. Bakkach. Nous remarquons cependant qu'en dépit de tout ça, le problème d'âge va continuer à se poser; en effet, bien que Koudiat Rouina et J. Bakkach soient proches l'un de l'autre dans l'espace on y observe pourtant deux types de conglomérats distincts(bibliographie et nos observations). Ceux de Koudiat Rouina renferment des galets calcaires du Dévonien inférieur et moyen alors que ceux de J. Bakkach en sont totalement dépourvus. El Hassani (1990) reconsidère l'âge des conglomérats calcaires de Koudiat Rouina et les attribue plutôt au Fameno-Tournaisien et les intègre à la

d'imaginer des dépôts du Viséen inférieur qui puissent déborder au delà de ceux du Viséen supérieur qui est par contre connu comme étant largement transgressif sur les marges du bassin.

Enfin, pour Izart et Vieslet (1988), ces conglomérats seraient d'âge viséen inférieur et correspondraient à un dépôt de type « cône fluviatile de piémont » qui se serait accumulé sous un climat chaud et sec. Cependant dans leur reconstitution paléogéographique de la marge nord du « BSB », ces auteurs considèrent que les "flancs nord et sud de l'Anticlinal de Rabat-Tiflet" sont armés de terrains d'âge viséen moyen (Fig.19).

Dans la région de Rabat, une autre formation conglomératique pose là aussi le problème de son âge. Ce sont les conglomérats de Koudiat Rouina (feuille Rommani au 1/100.000) qui affleurent un peu en

présumée "Formation chaotique d'Aïn el Klab" de Piqué (1979) (cf. ci-dessous). Néanmoins, le problème reste toujours posé vue la position de cette « formation chaotique » sur son document cartographique. En effet, à l'inverse du reste du "flanc sud" du dit "Anticlinale de Rabat-Tiflet" où la présumée formation chaotique se trouve directement au contact des terrains dévoniens qui sont censés l'alimenter en galets calcaires, à Koudiat Rouina on s'y trouve loin. et on remarque d'après la figure, qu'à ce niveau, la dite formation chaotique se trouve coincée entre deux contacts tectoniques qui l'arrête ici.

Il est donc clair que suite à cette mise au point, le problème de l'âge des différents faciès et séries sédimentaires soit loin d'être « élucidé » et reste donc entièrement posé. Par conséquent, l'histoire paléogéographique reste à reconstituer selon une nouvelle approche et sur de nouvelles bases, notamment la révision du contexte structural.

2.2. Le problème des faciès chaotiques" de la marge nord du « BSB »

Piqué (1979) a décrit une série de coupes tout au long de ce qui est considéré comme "flanc sud de l'Anticlinale de Rabat-Tiflet" qui serait de longueur d'onde kilométrique. Ces coupes sont positionnées sur le versant droit de la vallée de l'oued Grou qui est entaillé par un réseau d'affluents (chaâbats Aïn Guenfoudia, Aïn Bendar, al Harcha, etc..) et le versant droit de la vallée de l'oued Bou

Regreg. Elles "montrent différents faciès sédimentaires" qui seraient attribués au Famenco-Tournaisien. Le cachet principal de ces dépôts serait leur caractère "chaotique" (conglomérats et wildflyschs). La coupe synthétique de l'auteur "comporte" cinq termes (Fig.24) qui, du bas vers le haut, sont : - les "grès de base"; - les "niveaux de brèches calcaires"; -un "épisode volcanique principal"; - le "wildflysch"; - les "termes supérieurs qui sont généralement des grès quartzitiques gris".

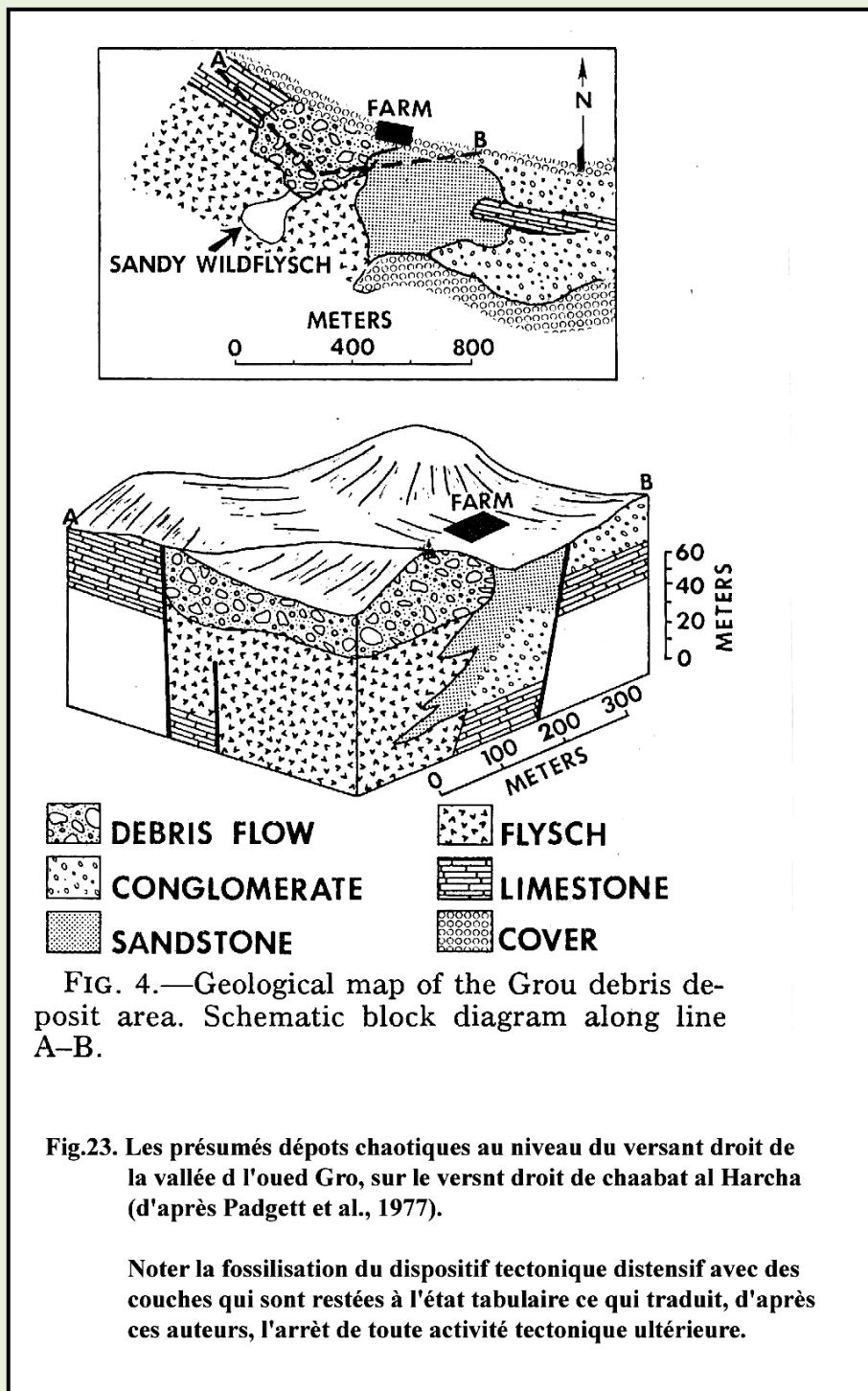
Bien que Piqué précise que les "grès de base" sont souvent absents et que la "Formation d'Aïn el Klab" débute généralement par des termes plus élevés, la présence de ce faciès gréseux à la base de la présumée formation chaotique soulève des points d'interrogation. En effet, dans un contexte où le « BSB » vient de se créer suite à un effondrement brutal (événement qui est qualifié de révolution famennienne par l'auteur) ce sont les faciès grossiers qui sont censés fossiliser cet événement.

Les termes de base "reposent" sur les calcaires dévoniens qui formeraient le "coeur de la structure anticlinale". La description des coupes qui "sont réalisées sur le flanc sud de l'anticlinal a été complétée par des précisions qui sont fournies par des portions de coupes qui se situent sur le flanc nord du pli". Deux points essentiels sont à retenir de l'analyse des informations recueillies :

(1)- comme le souligne l'auteur lui même, il existe une dissymétrie accusée des faciès entre les deux flancs du dit anticlinal. Ainsi, au niveau de la "coupe" de Sidi Bou Jemaâ, sur le "flanc nord", apparaît le "poudingue siliceux" au « sommet de la série conglomératique » (qui a été attribuée au Viséen supérieur), alors qu'au niveau de la "coupe de chaâbat al Harcha" (toujours au niveau du flanc nord) se rencontre une succession détritique avec des intercalations carbonatées contenant une faune du Viséen. Précisons que dans les deux cas, le "flanc sud serait armé de terrains qui sont attribués au Famenco-Tournaisien. A chaâbat al Harcha, on peut observer une dissymétrie contrastée entre les présumés flancs de l'anticlinal (Fig.25); en effet, de part et d'autre de « l'alignement discontinu » de corps calcaires dévoniens (cf. ci-dessous) qui sont censés représenter la charnière du pli, les terrains sont de nature et d'âge très différents;

(2)- une succession incomplète des « différents termes » d'une coupe à une autre.

Outre ces constatations, d'autres faits méritent d'être notés afin de soulever tous les problèmes qui sont posés par ces coupes. Il est le plus souvent question de lits de microbrèches et de brèches calcaires à matrice gréseuse de teinte grise qui sont contenus dans des argilites gréseuses et



des pélites de teinte rouge brique. C'est notamment le cas : - du troisième terme de la "coupe d'Ain Guenfoudia" qui est attribué au Dévonien supérieur ; -du premier terme de la coupe d'Ain-el-Habch qui est directement en contact avec le Dévonien et la série "surmontant" la coulée basaltique d'Ain Bendar (coulée attribuée au Tournaisien).

Dans la "colonne synthétique de la Formation famenno-tournaisienne d'Ain el Klab" (Fig.24) qui représente d'après l'auteur la coupe type de la bordure sud de "l'Anticlinal de Rabat-Tiflet", les "spilites des Séhoul" se présentent également sous forme lenticulaire.

Concernant l'âge famenno-tournaisien de cette formation, on retient deux faits. Concernant le Famennien, il n'est que supposé; l'auteur pense qu'il "pourrait être représenté au moins par certains niveaux du conglomérat calcaire". Par contre, le Tournaisien est en

partie daté localement et en partie supposé en admettant que la Formation de l'oued Korifla qui "surmonte" la "Formation d'Ain el Klab" serait d'âge viséen inférieur. Précisons qu'ultérieurement, la "Formation de l'oued Korifla" a été datée du Tournaisien supérieur - Viséen inférieur (cf. ci-dessus). Néanmoins, le calage lithostratigraphique de la présumée "Formation d'Ain el Klab" se complique par le fait qu'elle serait constamment en contact tectonique par la "Faille des Oulad Mimoun" (Fig.15 et 26) avec la "Formation de l'oued Korifla" (Piqué, 1979). D'autre part, l'épaisseur totale de la "Formation famenno-tournaisienne d'Ain el Klab" a été estimée entre 400 à 500m. Or sachant que cette présumée sédimentation se ferait au niveau d'une marge dominée par une "falaise qui s'ébranlerait dans la mer"

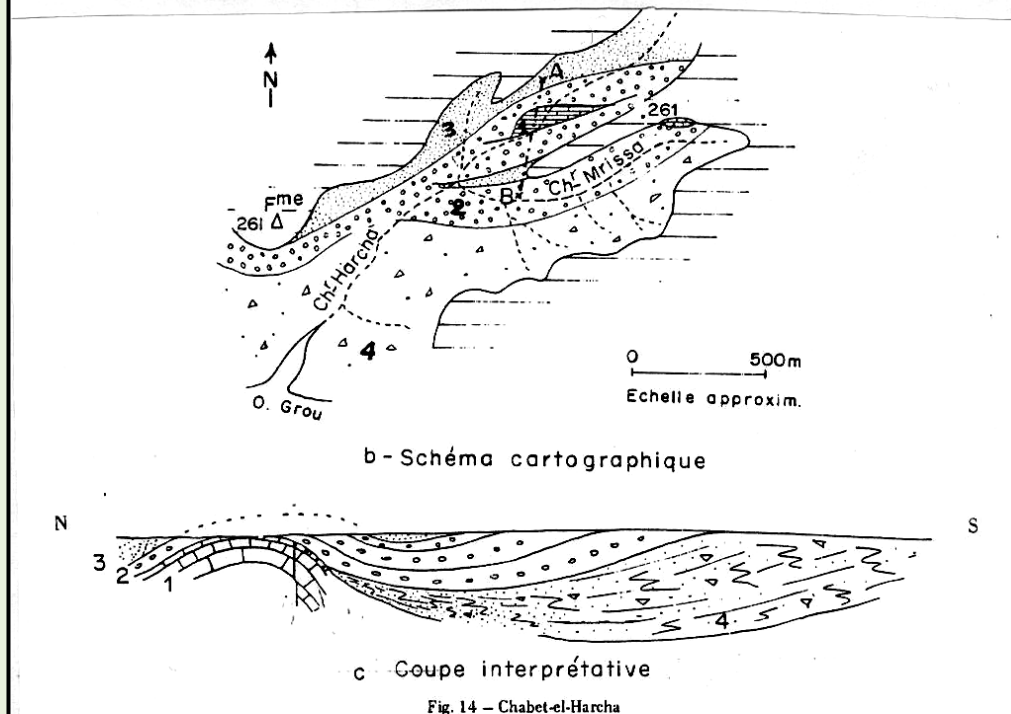
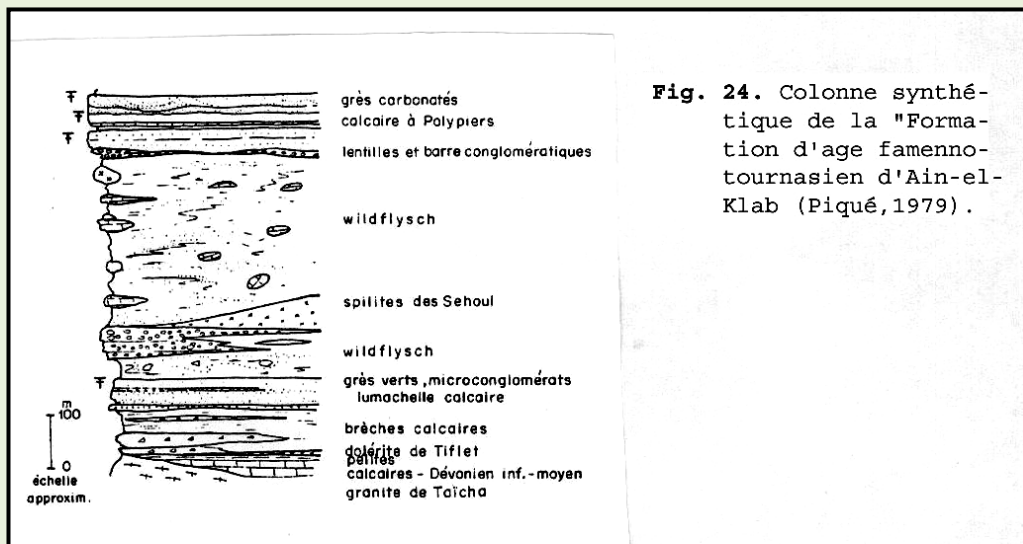


Fig. 25. Carte géologique et coupe interprétative du secteur de chaabat al Harcha (Piqué, 1979).
 1- calcaires dévoniens; 2- conglomérat famenno - tournaisien;
 3- grès du Viséen; 4- wildflysch du Tournaisien

considérés comme étant une formation chaotique qui a été attribuée au Faménno - Tournaisien. Pour trancher, il faut essayer de préciser l'âge des différents faciès conglomératiques et faire appel à une approche qui utilise la chronologie relative des différents constituants du présumé wildflysch. C'est ainsi d'ailleurs que Piqué (1979, p.137) a pu pertinemment écarter l'existence d'un olistostrôme (formation chaotique) d'âge cambrien (phyllades de Bou Regreg) dans la région de Rabat qu'Hamel (1968) avait décrit. La simple observation de ce vrac de terrains n'a pas permis de trancher entre l'origine sédimentaire ou tectonique du mélange. C'est uniquement en tenant compte des arguments de chronologie relative que Piqué (op. cit.)

sous forme d'avalanche et de coulées boueuses, (Piqué, op.cit); cette épaisseur reste donc en deçà de ce qu'elle pourrait être pour cette longue période surtout que Padgett et al (1977) en fait l'équivalent proximal d'un flysch distal de 3000m de puissance.

2.3.

Conclusion

Il ressort de ce qui précède que le problème de l'âge des terrains au niveau de la marge nord du «BSB», notamment les conglomérats, reste entièrement posé. De ce problème en découle un autre, relatif à la nature du mélange des matériaux d'origines diverses qui sont

a pu trancher. Selon l'auteur, ces terrains ne peuvent pas contenir en état de galets et de blocs des cornéennes de l'auréole du granite calédonien d'âge Ordovicien supérieur. Donc il s'agit d'un «vrac» tectonique.

B. RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE SUD DU « BSB »

Pour commencer, nous invitons le lecteur qui veut savoir plus à se référer particulièrement aux travaux de Piqué (1979), Chakiri (1991) et Zahraoui (1991). De notre part, nous allons relater les faits et les remarques essentiels qui vont nous aider à mettre l'accent sur les problèmes qui restent en suspens dont notamment la polarité et l'organisation de cette marge du bassin au Faménno - Tournaisien.

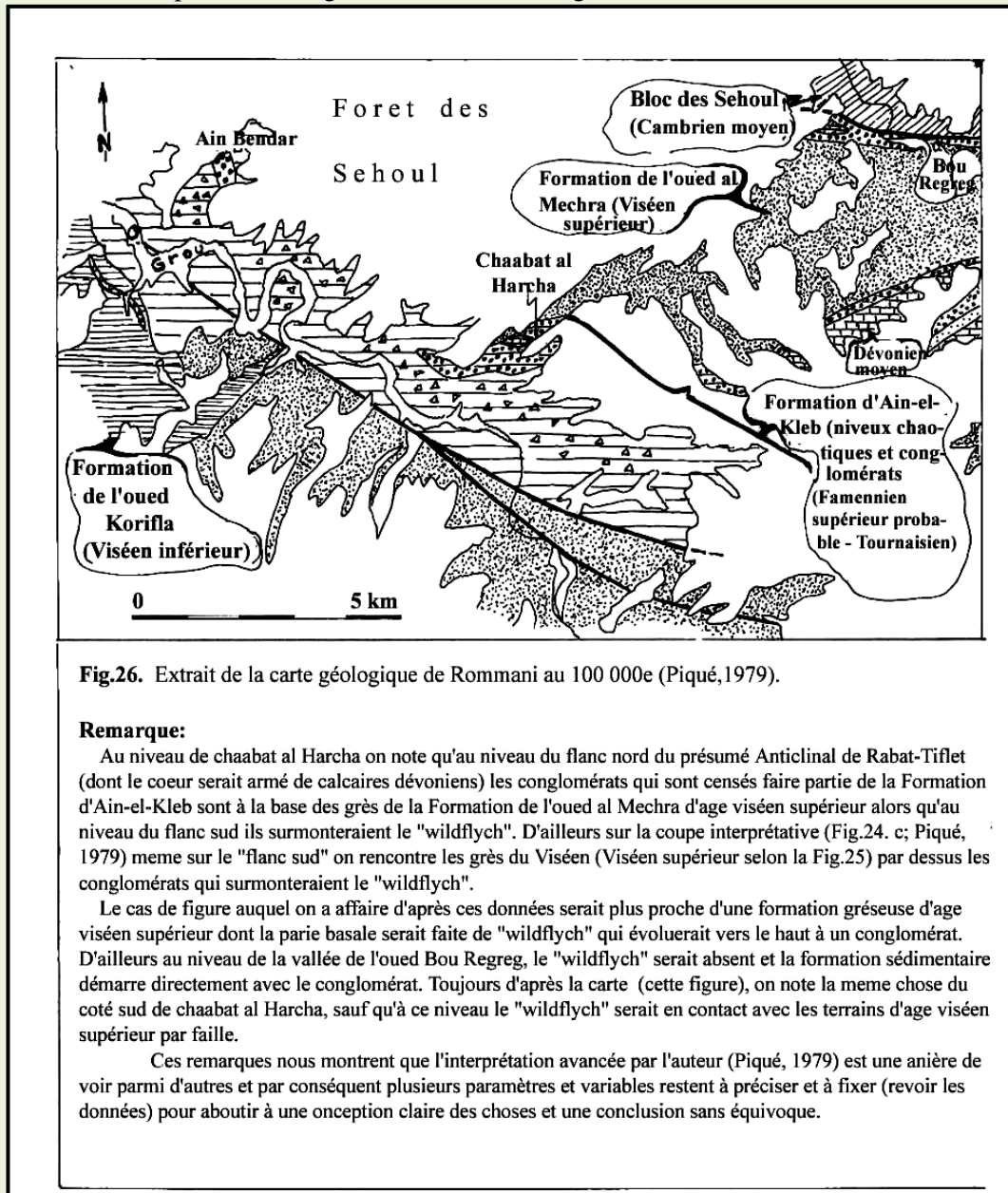


Fig.26. Extrait de la carte géologique de Rommani au 100 000e (Piqué, 1979).

Remarque:

Au niveau de chaabat al Harcha on note qu'au niveau du flanc nord du présumé Anticlinal de Rabat-Tiflet (dont le coeur serait armé de calcaires dévoniens) les conglomérats qui sont censés faire partie de la Formation d'Ain-el-Kleb sont à la base des grès de la Formation de l'oued al Mechra d'âge viséen supérieur alors qu'au niveau du flanc sud ils surmonteraient le "wildflych". D'ailleurs sur la coupe interprétative (Fig.24. c; Piqué, 1979) même sur le "flanc sud" on rencontre les grès du Viséen (Viséen supérieur selon la Fig.25) par dessus les conglomérats qui surmonteraient le "wildflych".

Le cas de figure auquel on a affaire d'après ces données serait plus proche d'une formation gréseuse d'âge viséen supérieur dont la parie basale serait faite de "wildflych" qui évoluerait vers le haut à un conglomérat. D'ailleurs au niveau de la vallée de l'oued Bou Regreg, le "wildflych" serait absent et la formation sédimentaire démarre directement avec le conglomérat. Toujours d'après la carte (cette figure), on note la même chose du côté sud de chaabat al Harcha, sauf qu'à ce niveau le "wildflych" serait en contact avec les terrains d'âge viséen supérieur par faille.

Ces remarques nous montrent que l'interprétation avancée par l'auteur (Piqué, 1979) est une manière de voir parmi d'autres et par conséquent plusieurs paramètres et variables restent à préciser et à fixer (revoir les données) pour aboutir à une conception claire des choses et une conclusion sans équivoque.

Les formations sédimentaires connues au niveau de la marge sud du « BSB » (appelée également la zone de Zaer -Tsili) ont été définies directement au nord du granite de Zaer et un peu plus à l'est, dans la vallée de l'oued Grou. Précisons d'emblée qu'en dehors de l'extrême ouest de la marge sud du bassin où le Faménien a été localement daté, ailleurs,

l'âge faménno-tournaisien est attribué par comparaison des faciès avec ceux des autres marges. Ainsi, par affinité des faciès avec la "Formation de Fouisir" dans le Khatouat (cf. ci-après), la Formation de Tsili dans le Grou est

considérée par Piqué(1979) comme étant d'âge famenno-tournaisien. Le Viséen inférieur et moyen n'ont pas été reconnus, seul le Viséen supérieur a pu être identifié.

1. Famenco-Tournaisien :

1.1. "Formation turbiditique" de Tsili :

Elle a été définie par Piqué (1979) dans le Tsili et complétée par d'autres coupes ailleurs. Elle affleure sur les deux versants de l'oued Grou où elle reposerait sur "les schistes du Dévonien inférieur probable" de Sidi al Ghazi et serait surmontée par des quartzites attribués au Strunien. Elle comporterait trois membres : - le premier et le second seraient dominés par des grès et des schistes satinés avec dans le membre de base des niveaux de microbrèches; - le troisième membre serait de nature turbiditique associant une sédimentation chaotique, présentant des structures de glissements synsédimentaires, se chargeant vers le haut d'olistolites calcaires du Dévonien moyen, localement associés à des "pélites écailleuses". Zahraoui (1991) rapporte que ces faciès se terminent par des grès grossiers et des conglomérats de couleur rouge à ciment siliceux qui constitueraient le passage aux quartzites qui sont rapportés au Strunien. L'épaisseur de cette formation serait de 300m.

1.2. Les quartzites de Tsili :

Il s'agirait de quartzites fins où sont interstratifiés des bancs de grès localement ferrugineux. Par endroit il y aurait intercalation de niveaux conglomératiques à galets centimétriques à décimétriques de nature essentiellement quartzitique. Ils formeraient cartographiquement un niveau repère de 20 à 50m de puissance dont la position structurale pose problème. Selon Piqué (1979), ce niveau est observable au niveau du flanc nord d'un anticlinal d'échelle kilométrique, couché vers le sud, où il reposerait directement sur des calcaires givetiens et serait surmonté par des schistes attribués au Tournaisien (Fig.27). De ce fait, un âge famennien lui a été attribué. D'après la figure, ces quartzites existent sur le flanc nord, au niveau de Sidi Bou Khoubza alors qu'ils sont absents à Sidi Rhazi où les dépôts tournaisiens reposeraient directement sur des schistes carbonatés du Dévonien inférieur.

Selon Zahraoui (1991), ces quartzites reposeraient en discordance cartographique sur différents termes du présumé famennien voire même directement sur les calcaires givetiens. Vers le nord, ils seraient surmontés par une formation schistogréseuse entrecoupée de filons de dolérites qui sont attribuées au Tournaisien. Ainsi un âge strunien leur est attribué par l'auteur et ils sont considérés comme un indicateur de la tendance de la région à l'émersion.

En considérant toutes ces données, un problème se pose alors. En effet, la tendance de la région à l'émersion qui serait exprimée par la présence de conglomérats rouges -qui sont signalés au sommet de la Formation de Tsili et les quartzites attribués au Famennien par Piqué (1979)- paraît contradictoire avec l'existence d'une discordance cartographique des quartzites sur les différents terrains antérieurs (Zahraoui, 1991). Cette discordance traduit plutôt un débordement de la mer au delà de son paléo rivage. Par conséquent la relation de ces quartzites avec la Formation de Tsili et leur position restent mal connues ; donc leurs âges respectifs ne peuvent pas être dûment déterminés.

1.3. " La Formation de Sidi Bou Khobza" :

Elle est décrite par Zahraoui (op.cit) dans l'oued Jorf (affluent de l'O. Grou) et correspond à des dépôts détritiques fins qui renfermeraient des filons doléritiques. Elle surmonterait les quartzites présumés struniens et elle serait surmontée stratigraphiquement par les premières barres gréseuses du Viséen supérieur. Un âge tournaisien lui est attribué et son épaisseur est estimée à environ 1300 m.

1.4. La Formation de Sidi Çalah :

Elle est également définie par Zahraoui (op.cit) sur les deux versants du Grou, un peu à l'est

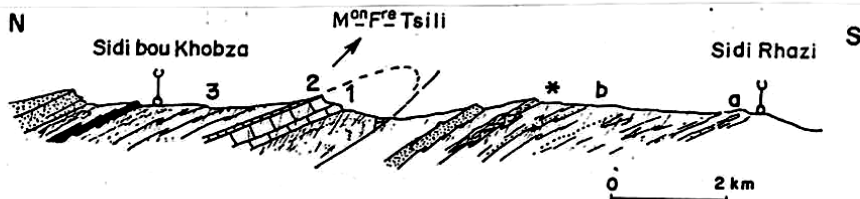


Fig. 27. Coupe de Tsili (coupe schématique de "l'anticlinal de Tsili"), d'après Piqué, 1979.

"Flanc nord": 1- calcaires du Givetien; 2- quartzites du Famennien; 3- schistes du Tournaisien. "Flanc sud": a-schistes carbonatés (Dévonien inférieur); b-Brèches, schistes et conglomérats (Tournaisien).

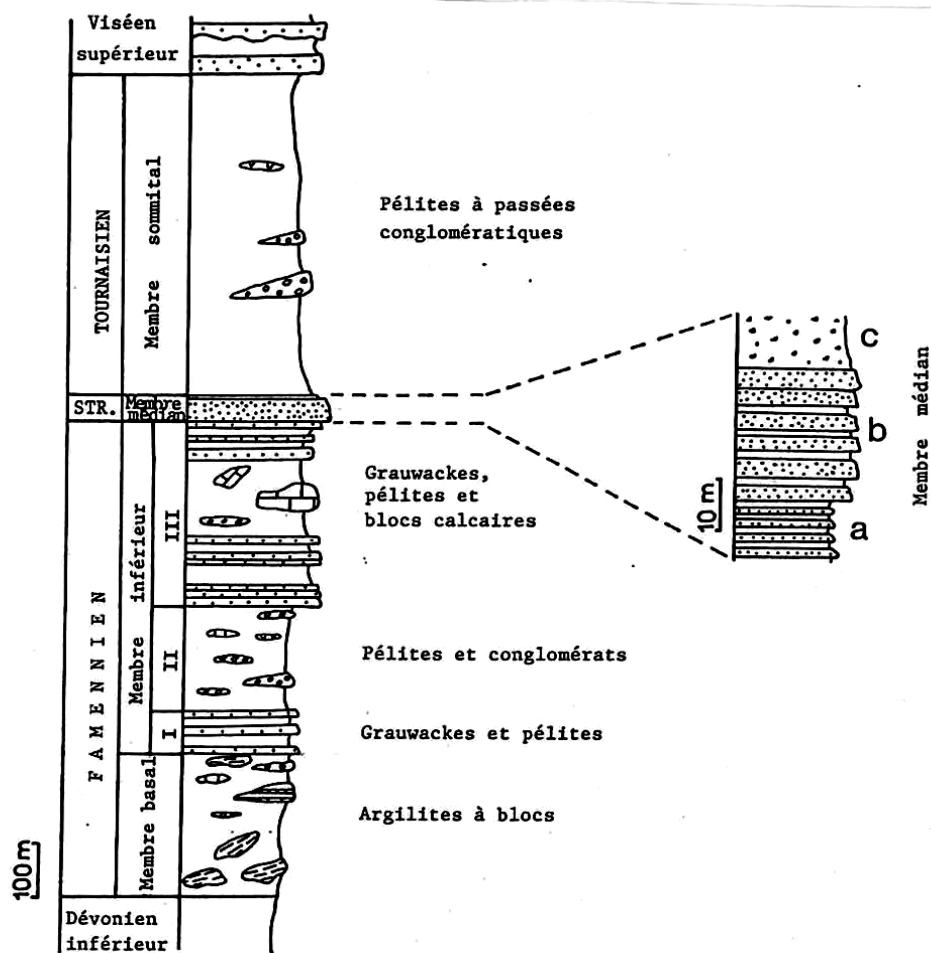


Fig. 28. Colonne lithostratigraphique de la formation de Grou. (Chakiri, 1991).

de celle de Sidi Bou Khobza dont elle constituerait la prolongation. Elle serait aussi constituée de phyllades gréseux satinés (dépôts fins) dans lesquels se mettent en place des conglomérats en lentilles. Ces conglomérats sont constitués de galets ou de blocs de calcaires, de quartzites ou de grès avec une forte proportion d'éléments calcaires givetiens. Les quartzites massifs sont identifiés à ceux du Strunien de Tsili. L'épaisseur de cette formation serait de plus de 1000 m.

Nous remarquons tout d'abord que l'âge tournaisien qui est attribué à la "Formation de Sidi bou Khobza" n'est pas l'unique possibilité, il peut bien s'agir du Viséen inférieur voire moyen. D'autre part, aussi bien dans le cas de cette formation que celle de Sidi Bou Khobza, il n'est question de la présence d'aucun dépôt rouge à leur sommet. Néanmoins, dans sa reconstitution paléogéographique, Zahraoui (1991) en fait des arguments en faveur d'une émergence après comblement de l'aire de sédimentation tournaisienne. Par contre, les dépôts rouges sont signalés

antérieurement, sous les quartzites présumés struniens ce qui serait alors le signe d'une émergence anté-strunienne.

L'intérêt de soulever de telles remarques est de montrer que le problème lithostratigraphique reste posé surtout que cette marge coïncide avec une large zone tectonique à activité polyphasée (cf. analyse structurale), ce qui rend très délicat les investigations lithostratigraphiques.

1.5. "La Formation de Serguit-Abbes"

C'est une formation détritique qui affleure au nord du granite de Zaer, entre Koudiat El Aouija au sud et le Dévonien probable de Koudiat Cherif au nord avec lequel elle serait en contact anormal. Dans

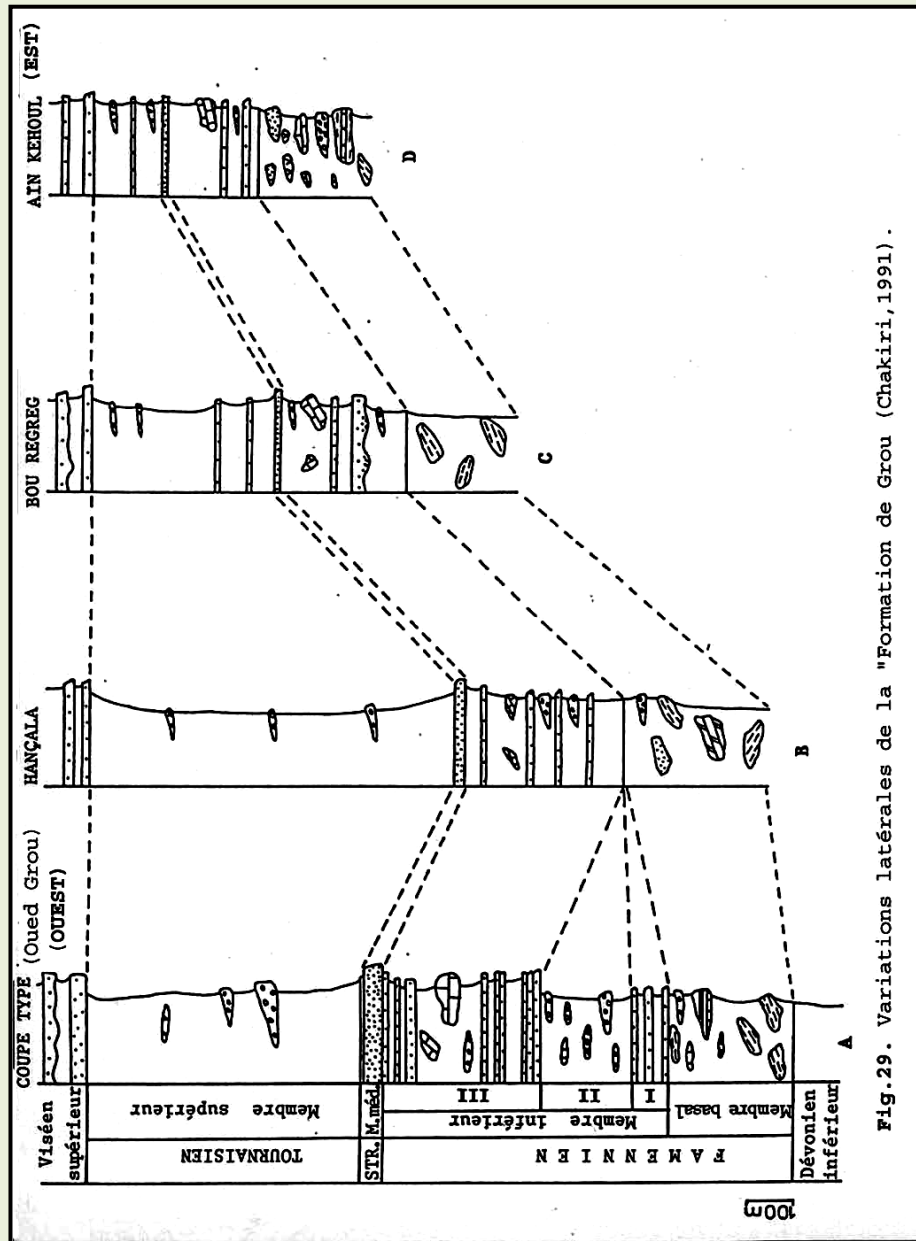


Fig. 29. Variations latérales de la "Formation de Grou" (Chakiri, 1991).

"les grauwackes et les schistes métamorphisés (à biotite et andalousite) seraient intercalés des barres quartzitiques et seraient disséminés plusieurs lentilles "resédimentés" de conglomérats et de « brèches aplaties dans le plan de schistosité cristallophyllienne". Les brèches seraient constituées d'éléments calcaires recristallisés à traces de Polypiers et de Crinoïdes. L'épaisseur de cette formation est estimée à plus de 450 m. Elle était attribuée au Siluro - Dévonien par Termier (1936) et Piqué (1979) mais la découverte par Zahraoui (1991) d'une microfaune de conodontes dans des grès carbonatés en contact anormal avec Koudiat Chérif lui donne un âge

famennien supérieur. Ce fait a amené l'auteur à attribuer un âge tournaisien à la formation détritique fine qui affleure au nord de Koudiat Chérif.

1.6. "Coupe de l'oued Grou" ("Formation famenno-tournaisienne" de l'oued Grou).

Celle-ci est décrite par Chakiri (1991) dans la vallée de l'oued Grou comme coupe type des terrains famenno-tournaisiens avec sa variante au niveau de la vallée de l'oued Bou Regreg. Selon

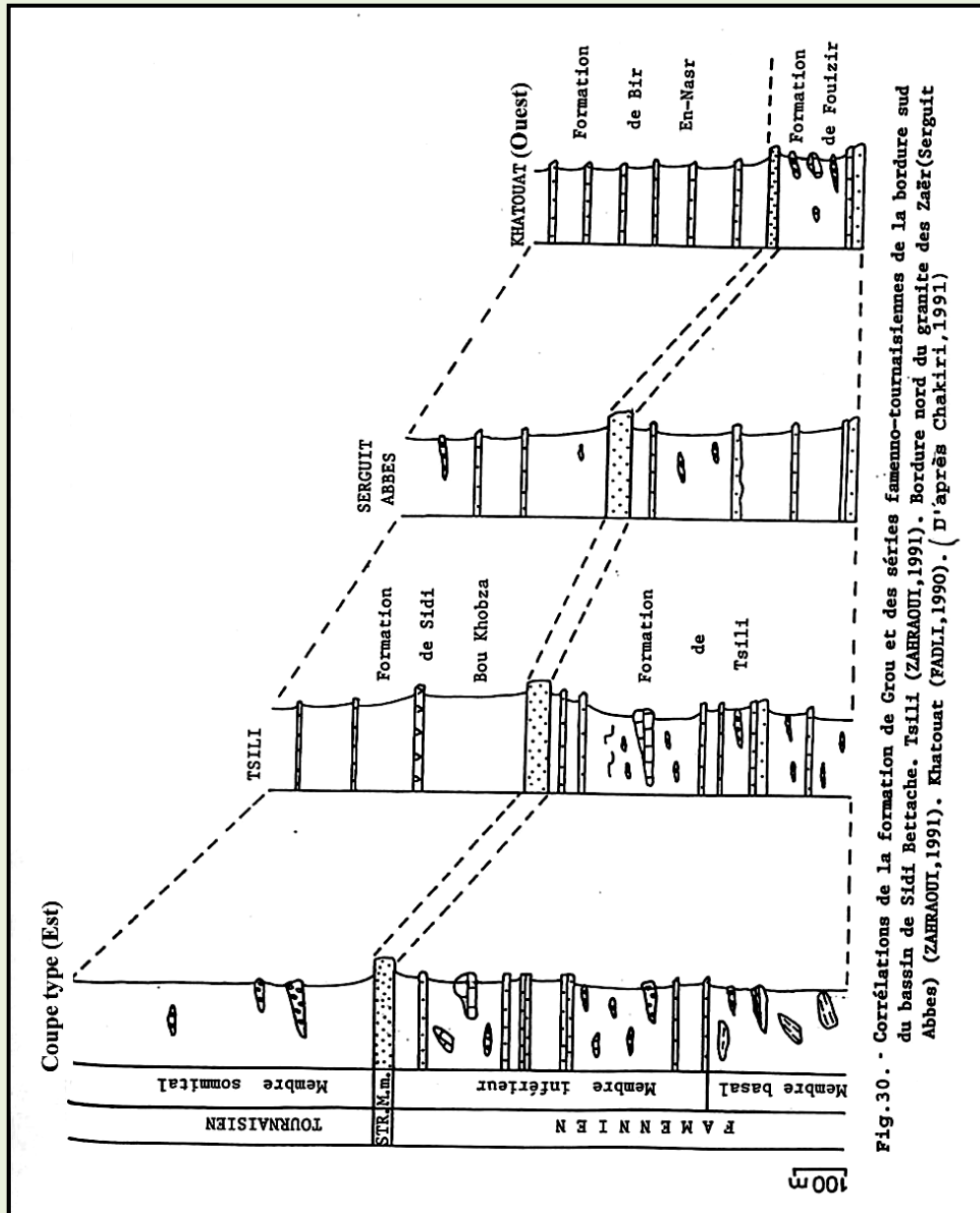


Fig. 30. - Corrélatons de la formation de Grou et des séries fameno-tournaisiennes de la bordure sud du bassin de Sidi Bettache. Tsilli (ZAHRAOUI, 1991). Bordure nord du granite des Zaër (Serguit Abbas) (ZAHRAOUI, 1991). Khatouat (FADLI, 1990). (D'après Chadkiri, 1990)

l'auteur, cette coupe démarre par contact anormal soit sur le Silurien (argilites noires à graptolites) soit sur le Dévonien inférieur (schistes argileux) et elle serait surmontée par les premières barres du Viséen supérieur. Par analogie de faciès avec le reste du bassin, un âge fameno-tournaisien lui a été attribué. Son épaisseur serait de 1550 m et elle comporterait quatre membres (Fig.28).

1.6.1. Membre basal

De "nature chaotique", il serait constitué d'argilites où se

rencontrent des blocs et de rares lentilles conglomératiques alimentés par le Silurien et le Dévonien inférieur, rarement du Dévonien moyen. Son épaisseur serait de l'ordre de 280m.

1.6.2. Membre inférieur

Il affleure entre Fatna Al Kbira au sud et Oulad Aoun au nord. Il surmonterait le Membre basal par un contact anormal et comporte trois sous membres.

Le premier sous Membre serait constitué essentiellement de grauwackes et de pélites d'une épaisseur estimée à 80m.

Le second serait de nature essentiellement argileuse renfermant des niveaux lenticulaires de conglomérats à galets calcaires du Dévonien moyen et de brèches où les galets calcaires sont rares et sont remplacés par des quartzites blanchâtres (Ordovicien), des fragments de roches basiques vertes et des débris d'argilites noires micacées. Des blocs de taille décimétrique à métrique, provenant exclusivement du Dévonien moyen, seraient localement intercalés dans les argilites. Son épaisseur totale serait de 200m.

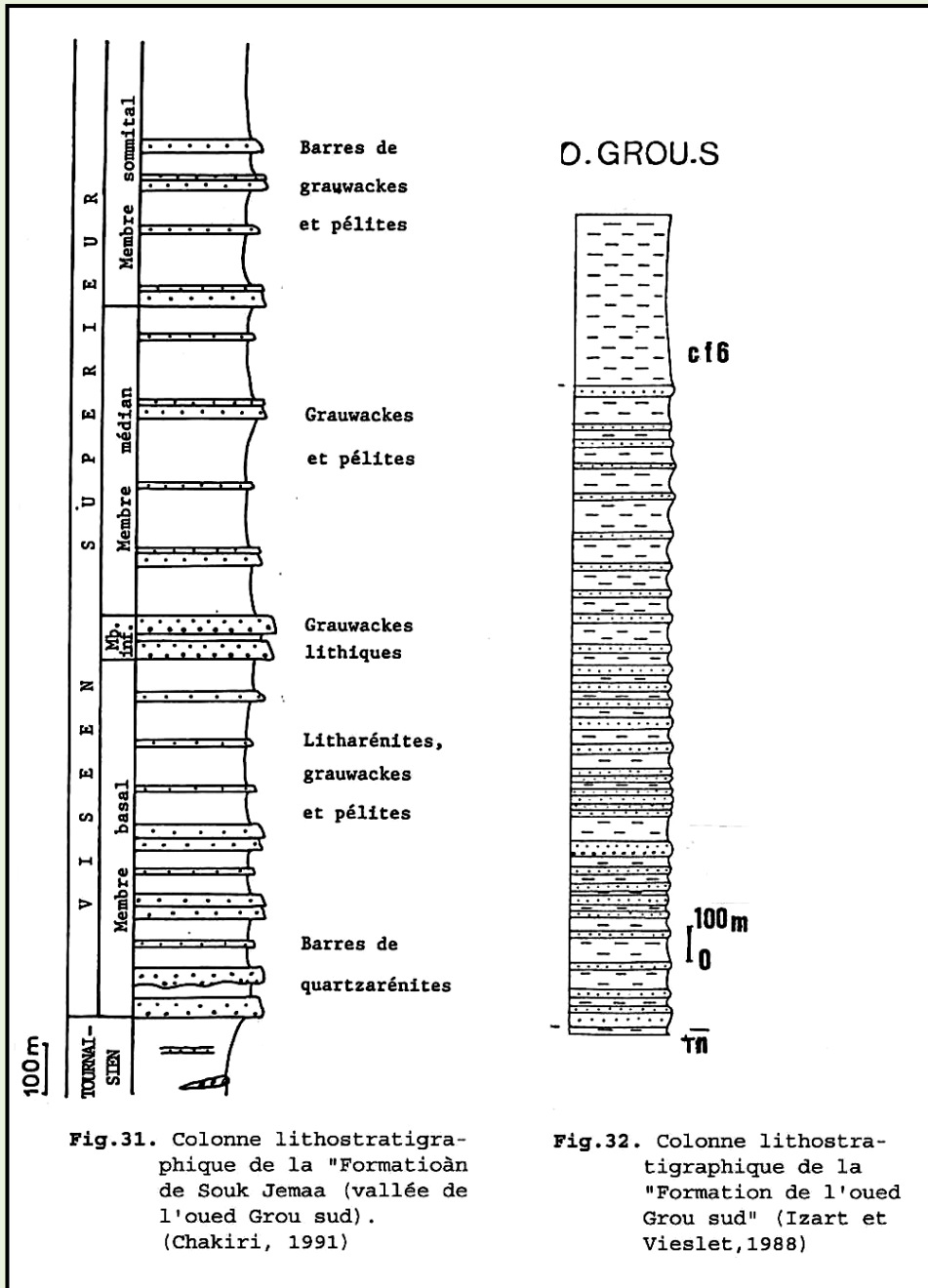


Fig.31. Colonne lithostratigraphique de la "Formation de Souk Jemaa (vallée de l'oued Grou sud)". (Chakiri, 1991)

Fig.32. Colonne lithostratigraphique de la "Formation de l'oued Grou sud" (Izart et Vieslet, 1988)

centimétrique, anguleux à sub-anguleux.

1.6.4. Membre sommital

Son épaisseur est estimée entre 500 et 600m et il serait constitué essentiellement de dépôts fins argilo-silteux qui reposeraient sur le Membre médian et seraient surmontés par les premières barres grauwackeuses du Viséen supérieur. Ces argilites contiennent des intercalations de niveaux lenticulaires conglomératiques à éléments essentiellement calcaires d'affinité givetienne.

1.6.5. Commentaire

Vue la présence des contacts tectoniques entre les différents membres de cette coupe et vue l'absence de la datation des différents termes, la succession verticale que propose l'auteur pourrait aussi correspondre à une superposition tectonique de panneaux qui sont faits de terrains de même âge. De ce fait, l'épaisseur de 1550m accordée à cette formation pourrait être revue à la baisse. Par contre, en optant pour la succession proposée par l'auteur il se peut que les contacts anormaux

Le troisième sous-Membre serait de nature essentiellement turbiditique d'une épaisseur de 300 à 400m. Des blocs métriques à pluri-décamétriques de calcaires du Dévonien moyen et quelques lentilles conglomératiques marqueraient la partie médiane de ce terme.

Ce Membre inférieur serait également limité par contact tectonique avec le Membre médian sus-jacent.

1.6.3. Membre médian

Il est essentiellement quartzitique et correspond à un niveau qui devient lenticulaire et peu épais en direction de l'oued Grou vers l'est; son épaisseur maximale serait de 45m. Il se terminerait par des pélites fines roses violacées qui remanient des éléments quartzitiques, grauwackeux et schisteux de taille millimétrique à

tronquent chaque membre d'une partie de ses termes ; de ce fait l'épaisseur de cette formation pourrait être revue cette fois-ci à la hausse.

D'autre part, le fait qu'un membre donné où les niveaux grossiers d'un même membre soient constitués exclusivement d'éléments siluriens et dévoniens inférieurs ou dévoniens moyens dénote fort probablement un assemblage tectonique de terrains, à l'origine éloignés les uns des autres et ce, soit par tectonique tangentielle (qui caractérise ce secteur) soit par coulissage (cf. analyse structurale).

Sur un autre plan, si on considère le niveau quartzitique repère qui est attribué par Piqué (1979) au Famennien et par Zahraoui (1991) et Chakiri (1991) au Strunien, on voit que dans un même secteur, celui-ci occupe une position lithostratigraphique qui diffère d'un auteur à l'autre. Pour Piqué (1979), le repère quartzitique reposerait directement sur les calcaires givetiens alors que pour Zahraoui il reposerait en discordance cartographique sur des présumés termes du Famennien et sur le Dévonien moyen. Par contre, Chakiri (1991) précise qu'il est en contact tectonique avec le Membre inférieur de sa coupe qui est lui même en contact anormal avec le Membre basal. On voit donc que plus les travaux se multiplient, plus les données relatives à la lithostratigraphie -notamment la reconstitution paléogéographique- divergent. Ce fait plaide en faveur d'une révision des travaux relatifs à ce type de problèmes, chose que nous n'avons pas pu faire dans ce travail pour la marge sud du « BSB ».

1.7. Corrélations de la "Formation de l'oued Grou" avec les autres formations "famenno-tournaisiennes" de la marge sud du « BSB ».

Les corrélations de la "Formation famenno - tournaisienne de l'oued Grou" avec les autres formations, ont été faites par Chakiri (1991) en se basant sur ses données et celles de Zahraoui (1991). On constate alors qu'aussi bien vers l'est, que vers l'ouest de l'oued Grou, l'épaisseur totale des formations se réduit progressivement par rapport à celle de la "Formation de l'oued Grou". Vers l'est il y aurait disparition des sous-membres I et II du Membre inférieur de la coupe de Chakiri (op.cit) et réduction de l'épaisseur de celui-ci et du Membre basal (Fig.29). Hormis l'épaississement du Membre supérieur au niveau de Hançala (entre les oueds Grou et Bou Regreg), celui-ci se réduirait progressivement en direction de la localité de Kehoul. Le Membre médian quartzitique, attribué au Strunien, se réduit également dans cette direction. Vers l'ouest la réduction de l'épaisseur des formations de Tsili, Serguit Abbes et de Khatouat se fait au niveau des membres basal et inférieur et de manière progressive (Fig.30). Le Membre supérieur varie peu en puissance mais change progressivement de lithologie. L'intercalation dans celui-ci des niveaux lenticulaires conglomératiques diminue progressivement en direction de Khatouat vers l'ouest.

1.8. Conclusion

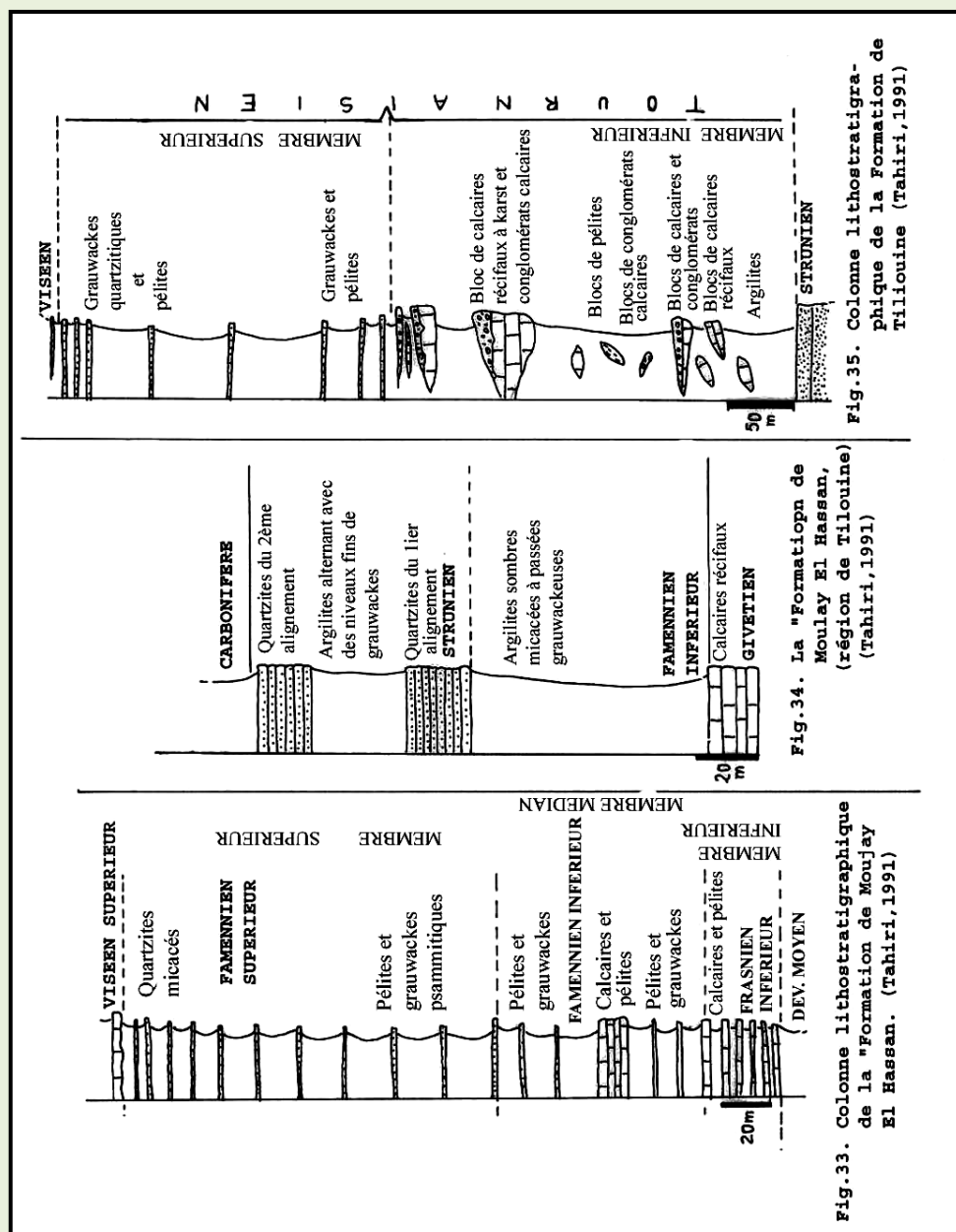
Abstraction faite des problèmes relatifs à l'attribution de l'âge famenno - tournaisien aux dépôts grossiers et quartzitiques de la marge méridionale du "BSB" qui restent en suspens,

on retient de ce qui précède que les aires de sédimentation seraient disposés nord - sud. En effet, il se dégage clairement une polarité sédimentaire est- ouest avec une espèce de fosse qui est axée sur la vallée de l'oued Grou, orthogonalement à la marge sud du « BSB ». Ce fait est très intéressant à retenir pour la reconstitution de l'histoire paléogéographique du bassin au Famenno- Tournaisien que nous proposons dans ce travail.

2. Le Viséen supérieur :

2.1. Etat des connaissances

Immédiatement au sud de Souk Jemaâ Moul Labeled, sur le versant droit de l'oued Grou, Termier (1936) a décrit une faune de Goniatites qui lui indiquait le passage du Viséen au Namurien. Les tentatives



de datation par foraminifères d'Izart et de Vieslet (1988) n'ont rien donné. Chakiri (1991) a récolté une faune de Posidonomies qui datent du Viséen supérieur la "Formation de Souk Jemaâ". Celle - ci a été définie au niveau de la vallée de l'oued Grou, directement au nord de la "Formation fameno-tournaisienne" qu'elle surmonterait en concordance. Son épaisseur serait de 1900m alors que sa limite supérieure n'est pas connue. L'auteur distingue plusieurs membres (Fig.31) où dominent les grès grauwaqueux, excepté le « Membre basal » qui démarrerait

avec des barres de quartz-arénites, riches en oxydes de Fer à sa base. Le terme inférieur serait formé de grauwaques lithiques ou de microconglomérats organisés en barres d'une trentaine de mètres de puissance. Izart (1990) voit dans le Viséen supérieur une succession de cycles de turbidites proximales d'une puissance de 2300m (Fig.32).

2.2. Discussion et conclusion :

Chakiri (1991) précise que la formation du Viséen supérieur de Souk Jemaâ reposerait en concordance sur les pélites à passées grauwaqueuses et bréchiqes rapportées au Tournaisien. Néanmoins, en dehors de la couleur rouge des sédiments au sommet du présumé tournaisien rien

d'autres ne peut conforter l'idée d'une possible émergence durant le Viséen inférieur et moyen sachant que Zahraoui (1991) ne fait pas état de dépôts rouges au sommet du Tournaisien (cf. ci-dessus). Aucun indice d'un quelconque remaniement des terrains antérieurs lors du Viséen supérieur n'a jamais été signalé. D'autre part, l'épaisseur de 1900m qui est assignée à la formation du Viséen supérieur du Grou sud est nettement différente des 2300m d'Izart et Vieslet (1988) ce qui pose le problème de la coupe elle-même qui a été définie dans une zone tectonique caractérisée par les décollements et les coulissages (cf. analyse tectonique). Le problème de la présence ou de l'absence du Viséen inférieur et moyen reste également entièrement posé d'autant que le Famennien-tournaisien n'est pas daté.

C. RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU COTE ORIENTAL DU « BSB »

Bien que la région de Tiliouine ne fait pas partie directement du « BSB », nous avons jugé utile et opportun de rapporter son état de connaissances afin de réunir tous les éléments nécessaires nous permettant de discuter des modalités de l'ouverture du « BSB » et de son évolution et de rechercher l'âge exact de la genèse des autres bassins de la Meseta occidentale.

1. L'époque anté-Viséen moyen :

A l'est de Tiddas et au nord d'Oulmès, soit dans la région de Tiliouine, Termier (1938) a découvert dans les pélites qui surmonteraient les calcaires récifaux du Dévonien moyen, une faune (Goniatites, Orthocers et Brachiopodes) qui date le Famennien. Cognev (1967) a mis en évidence, plus à l'est, à Moulay El Hassan, le Frasnien inférieur (à base de Goniatites), le Famennien inférieur et supérieur dans une bande de terrains qui constitue la ride d'El Hammam. L'âge frasnien inférieur dans ce secteur et dans la région de Bou Alzaz a été également confirmé par la présence de conodontes par Lazraq (1983) et par Lazraq (in Tahiri, 1988). Cependant suite aux travaux de Lazraq dans la région de Tiliouine, le Frasnien n'a pas pu être mis en évidence; le Famennien

inférieur reposerait directement sur le Givetien (Fig.33). Au contraire de la région de Moulay El Hassan où le Famennien inférieur et supérieur seraient présents, à Tiliouine seul le Famennien supérieur serait représenté par deux niveaux quartzitiques qui séparent des argilites où « les pollens indiquent » plutôt le Strunien (Fig.34). Par ailleurs, ces deux niveaux n'ont pas d'équivalents au niveau de la formation type de Moulay El Hassan. Précisons aussi que dans ces deux secteurs, les dépôts famenniens sont essentiellement constitués de pélites et de grès grauwaqueux sinon des quartzites; les dépôts grossiers (conglomérats et dépôts chaotiques) sont absents. Tahiri (1991) précise que la série famennienne serait régressive dans le Maroc central septentrional. Le Bassin de Tiliouine que l'auteur a défini serait ouvert au cours du Tournaisien. Signalons tout de même que les dépôts qui sont attribués à cette période ne sont pas datés et apparaissent mal calés par rapport à ceux du Viséen supérieur qui les surmontent (cf. ci-dessus). En effet, les seuls terrains rapportés au Tournaisien par Termier (1936) affleurent au NE de Tiddas. Selon cet auteur, il s'agit de grauwaques et de pélites qui renferment des « lentilles » conglomératiques à galets essentiellement calcaires. Par comparaison avec le faciès de Bir Setla (dans le Khatouat, tout à fait au SW du « BSB ») décrit par Termier (1936), Tahiri et Hoepffner (1988) ont proposé un âge famennien-tournaisien à une "série chaotique" dans l'est de Tiliouine. Celle-ci "comporte" des conglomérats à galets provenant exclusivement des calcaires récifaux du Givetien.

La Formation de Tiliouine qui "fossilise" l'ouverture du bassin qui porte son nom, "affleure" dans la région de Tiliouine et en contrebas de la ride dirigée NE-SW d'Aguetouane à l'ouest. Cette formation "repose" sur la dernière barre quartzitique du Strunien et elle serait recouverte par des terrains du Viséen moyen -Viséen supérieur (Fig.35). Le "premier membre" de celle-ci "est formé" d'argilites dans lesquelles sont "dispersés des blocs calcaires et des niveaux conglomératiques" qui

sont également à éléments calcaires récifaux du Givetien. Le second membre "est composé" d'une alternance de grès ("grauwackes ou litharénites") parfois microconglomératiques et de pélites. Les différents termes de ces "deux membres" n'ont fourni ni macro ni microfossiles. Comme cette formation "est comprise" entre des terrains "datés" du Strunien et du Viséen moyen - Viséen supérieur, un âge tournaisien-viséen inférieur lui a été attribué. Néanmoins, l'auteur signale à 4,5 km à l'ouest de la "coupe type", des "grauwackes calcareuses du sommet du membre supérieur qui ont fourni des Entroques, des Lamellibranches et des Foraminifères qui « dateraient » le Tournaisien (det. Vachard)". Il s'agirait donc d'un âge tournaisien incertain alors que le Viséen inférieur est absent. D'autre part, en discutant du problème de l'absence ou de la présence du Viséen inférieur, Tahiri (op.cit) précise qu'il n'existe nul part dans le Bassin de Tiliouine d'indices d'un arrêt de la sédimentation entre le Tournaisien et le Viséen ce qui l'a amené à suggérer la présence du Viséen inférieur dans le sommet de cette formation.

En outre, en ce qui concerne l'historique du problème du Viséen inférieur, Termier (1936) a signalé dans le nord immédiat de la ride d'Aguetouane la présence de lentilles calcaires contenant des Goniatites qui « datent » le Viséen inférieur. Mais Tahiri (1991) précise que ce faciès n'a pas été retrouvé ni à l'endroit indiqué, ni dans les environs. Par contre tous les calcaires de ce secteur « ont indiqué » un âge viséen moyen et/ou supérieur. L'auteur cite également que Vieslet (inédit et comm. orale) "aurait daté" le Viséen inférieur dans les calcaires du voisinage de Tiliouine, mais "l'échantillonnage rigoureux et les datations de ces calcaires" que Tahiri a entrepris ne lui ont pas confirmé l'existence du Viséen inférieur dans cette région". Ainsi donc, le problème de l'existence de ce sous étage reste alors entièrement posé.

2. Le Viséen moyen - Viséen supérieur :

Les terrains viséens "sont représentés" par deux formations décrites par Tahiri (1991); la Formation de Tougouroumès (FDT) et la Formation du Fourhal (FDF).

2.1. La F.D.T :

La FDT "recouvre en discordance" les terrains du Dévonien inférieur et les " quartzites struniens " de la bordure du bassin de Tiliouine et "surmonte" les terrains présumés tournaisiens du centre de celui-ci. Celle-ci "comporte" trois membres dans une succession synthétique (Fig. 36). Sa datation est assurée par les Algues, les Alguospores et les Foraminifères.

Le premier membre de "70m est formé" essentiellement de **calcaires gréseux et de conglomérats et se "termine" par des niveaux lenticulaires de poudingue siliceux et il est "daté" du Viséen moyen - Viséen supérieur (V2b - V3a).**

Le Membre médian est défini dans un autre endroit; il "est de nature calcaire et détritique", d'une épaisseur de l'ordre de "53m". Vers le haut il "est dérangé" par des accidents tectoniques. La datation par foraminifères "donne des âges V2a ou V2a/b local" puis du V2b/V3, mais la majorité des calcaires sont d'âge V3bβ". Cependant certains bancs calcaires au sommet de ce membre, par dessus les V3b/β, sont datés du V2a-V3a. Ce fait a amené l'auteur à suggérer un remaniement des associations de foraminifères de cet âge. Néanmoins, en dehors de ce fait rien dans la description ne peut conforter l'idée d'un tel remaniement. Par ailleurs, une autre donnée prête à réflexion, c'est le fait que le Membre médian soit plus âgé que celui inférieur même si ce n'est que localement.

Le Membre supérieur "affleure" quant à lui partout en zones de failles. Il serait d'une épaisseur de 1000 m est "correspond à des turbidites que "surmontent" des alternances de calcaires,

de grès ou grès quartzitiques et de pélites. Son âge "est V3b β ou V3bδ ". L'auteur précise que cette formation serait de tendance transgressive et que la transgression venait du NE.

2.2. La FDF (Formation de Fourhal) "(Fig.37)"

Elle est décrite par Tahiri (1991) plus à l'est où elle "repose" sur l'Ordovicien et le Dévonien supérieur et elle est "recouverte" par des dépôts namuriens et elle "comporte" quatre membres. C'est également une "formation synthétique". Elle "débute" par 100m de pélites qui "renferment" **plusieurs niveaux conglomératiques lenticulaires à galets siliceux bien roulés, très rarement calcaires**. Le Membre inférieur "est formé de calcaires et de pélites. Les calcaires "constituent parfois des barres de 10 à 50m de **puissance et "sont bioclastiques et sableux parfois récifaux**. Du "Membre inférieur à celui médian" il y a "diminution" des niveaux calcaires en faveur des lits pélitiques avec quelques récurrences conglomératiques. L'épaisseur de ce dernier serait de 250 m. Le "Membre supérieur correspond" à des turbidites distales d'environ 500m de puissance.

L'âge de cette formation a été "déterminé" à base de lamellibranches par Termier (1936) comme étant viséen supérieur. Jebrak (1984) précise qu'il s'agit d'un âge V2a-V2b/V3a à base de foraminifères que Vieslet a déterminé (soit le Viséen moyen- début Viséen supérieur). Enfin, Vachard (in Tahiri (1991) précise un âge V3bαβ voire V3c, également à base de foraminifères.

Cette formation (FDF) "date" l'ouverture du Bassin de Fourhal au delà de la ride d'El Hammam, c'est à dire à l'est du Bassin de Tiliouine. Ainsi, au Viséen supérieur, il "y a" deux bassins voisins qui s'approfondissent selon deux "directions différentes"; nord ou nord-est pour celui de Tiliouine, est ou sud-est dans le cas de Fourhal.

3. Discussion et conclusion :

Partant du fait indubitable de la continuité de la sédimentation entre la "Formation de Tiliouine" qui reste non datée et le FDT d'âge V2b-V3a (Livien) et de l'absence systématique du Viséen inférieur, il serait alors plus concevable que cette formation (Formation de Tiliouine) représenterait le V2a (Viséen moyen basal). Nous pensons qu'elle ne pourrait pas être d'âge tournaisien car il n'existe aucun indice d'une éventuelle émergence qui s'en suit; ainsi donc si lacune y ait, elle concernerait plutôt le Tournaisien et le Viséen inférieur. D'ailleurs, Tahiri considère que le Famennien est régressif dans le Maroc central septentrional. Et comme au cours du Frasnien la mer était présente ici (donc il n'y avait pas d'émergence ici à cette époque contrairement à ce qu'était le cas partout ailleurs), il est tout à fait concevable qu'une telle régression précéderait le retrait total tardif de la mer de cette région, vers la fin du Dévonien.

D'un autre côté, concernant les formations du Viséen moyen et supérieur (FDT et FDF), il ressort des datations qui ont été faites qu'il peut y avoir juxtaposition et superposition de panneaux formés de terrains d'âge différent. Ce fait ne peut s'expliquer à notre avis que par la présence de larges zones de failles dont l'existence est en partie confirmée par les précisions qui sont apportées par Tahiri (1991) concernant l'affleurement en zones tectoniques du "Membre supérieur de la FDT et une partie du Membre médian" . Ce fait peut être conforté par l'absence de tout indice d'un quelconque remaniement des foraminifères V2a-V3a postérieurement au V3bβ ; en effet rien dans les données de l'auteur ne laisse envisager une telle éventualité. Néanmoins, il est clairement établi, d'après les travaux de Tahiri, que c'est au cours du Viséen moyen - Viséen supérieur que s'inscrit l'essentiel de l'histoire du Bassin de Tiliouine. Celui-ci était disposé est - ouest et faisait l'objet d'une distension méridienne à sub-méridienne.

Enfin, les deux bassins (Tiliouine et Fourhal) bien qu'ils soient proche l'un de l'autre (adjacents), ils sont quand même séparés par un linéament tectonique majeur qui est celui de

Khouribga- Oulmès (également appelé "Faille des Smaâla-Oulmès"). Le fait que chacun d'eux s'ouvre selon une direction qui lui est propre peut être donc concevable d'autant plus que le Bassin de Fourhal s'ouvre tardivement, à la fin du Viséen supérieur - début Namurien.

D- RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE AU NIVEAU DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU « BSB » ET AU NIVEAU DU "COIN SUD-OUEST" DE CELUI-CI.

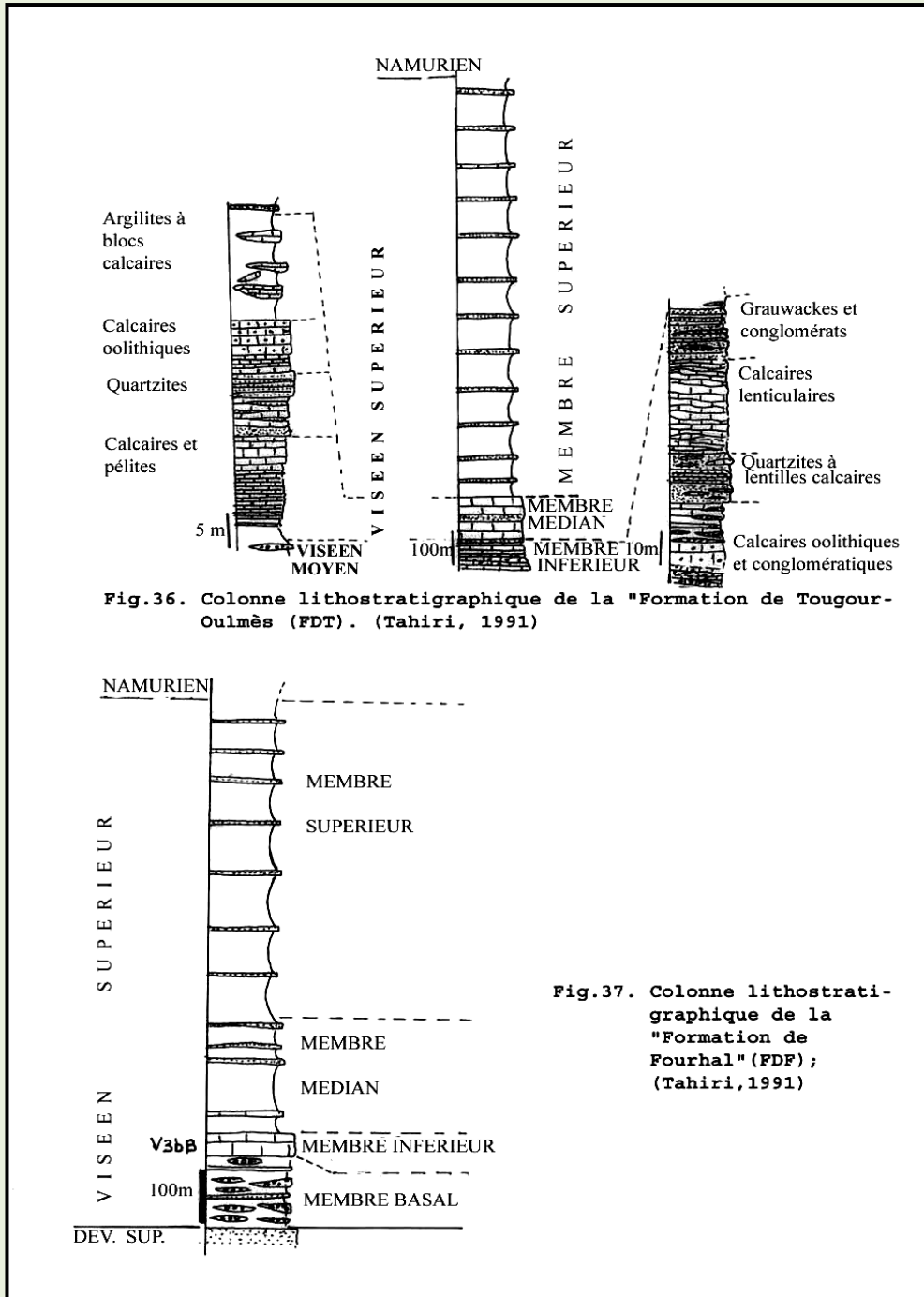


Fig.36. Colonne lithostratigraphique de la "Formation de Toumour-Oulmès (FDT). (Tahiri, 1991)

Fig.37. Colonne lithostratigraphique de la "Formation de Fourhal" (FDF); (Tahiri, 1991)

Pour cela, nous nous référons surtout aux travaux les plus récents qui ont été effectués dans ces régions (Fadli, 1990; Izart, 1990; Zahraoui, 1991). Le coin SW du "BSB" comprend les secteurs de Khatouat et des Mdakra dont l'histoire géologique a été en grande partie retracée par Fadli (1983, 1990). Les données apportent de précieuses précisions sur les modalités de la distension au niveau de cette partie du "BSB" au cours du Fameno-Tournaisien et pendant le Viséen moyen -Viséen supérieur. La partie ouest du bassin comprend les régions de Ben Slimane et de l'oued Cherrat qui ont été étudiées par Zahraoui (1991) (Fig.38) et les régions plus internes des oueds Khellata et Yquem

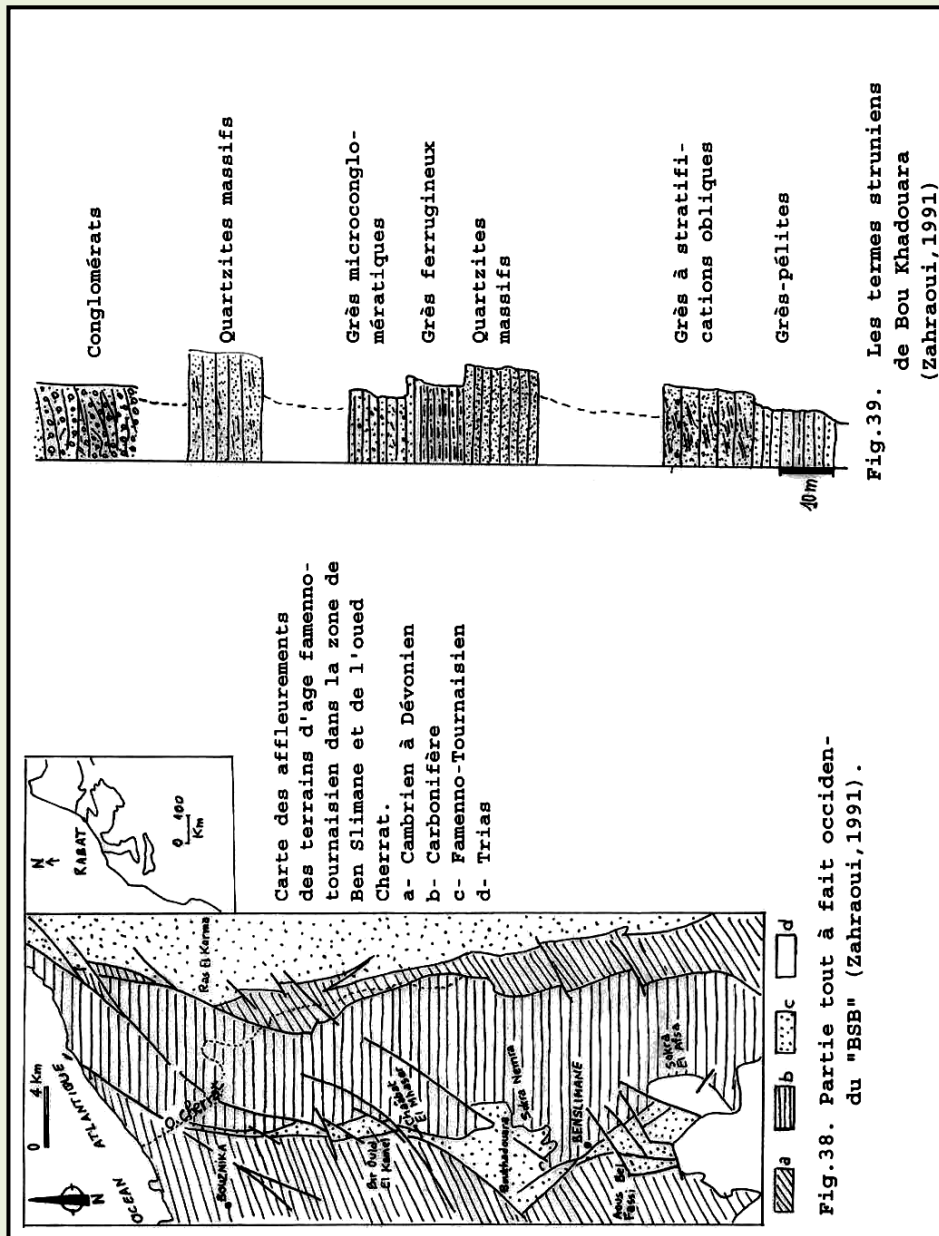
où on se référera aux travaux de Piqué (1979), d'Izart et Vieslet (1988) et d'Izart (1990). De Mdakra au sud à Ben Slimane au nord il s'agirait, au cours du Fameno -Strunien, d'une même aire de sédimentation qui "est située" à l'ouest de la ride de Cherrat, alors que Khatouat "se trouvait" à l'est de cette ride et "faisait" partie du "BSB".

Dans toutes ces régions et à l'exception de la zone de Ben Slimane où le Tournaisien a été reconnu, le Famenco-Tournaisien est largement représenté. Le Viséen, notamment le Viséen supérieur en transgression recouvre les terrains antérieurs.

1. Le Famenco-Tournaisien :

1.1. Etat des connaissances

Dans le Khatouat, trois "formations types" sont retenues; ce sont les formations de Fouisir, Bir En-Nsar et Souk Jemaâ (Piqué, 1979 ; Fadli, 1990). Plus au nord, dans la région des oueds Cherrat et



Khellata-Yquem, ce sont les "coupes de Ras al Karma et d'Oulad Kerroum" (Zahraoui, 1991), le "groupe de l'oued Yquem" (Piqué, 1979; Izart, 1990). De l'autre côté de la ride de Cherrat, à l'ouest, il "s'agit des formations de chaâbat El Baya et de M'Garto dans les Mdakra, Aous Bel Fassi et Bou Khadouara à Ben Slimane" (Fadli, 1990).

présente généralement sous un "cachet chaotique" et elle "est identifiée" à la "Formation de chaâbat El Baya" d'une épaisseur maximale de 600m décrite par Fadli (op.cit). Cette dernière étant datée du Famennien à base de pollens alors que cet âge est attribué à la première par calage lithostratigraphique et identité de faciès. Des quartzites attribués au Strunien surmontent à chaâbat El Baya le Famennien daté. Ces quartzites sont considérés comme l'équivalent méridional de ceux, célèbres, de Skhirat qui sont datés du Strunien par Lecointre (1926) à base de Brachiopodes [le

Pour éviter de faire de cette mise au point un simple catalogue, les différentes formations seront abordées de manière à visualiser les corrélations qui peuvent en découler et l'évolution paléogéographique qui s'en suit.

La "Formation de Fouisir" (Fig.40 et 42), d'une épaisseur moyenne de 800m, a été définie par Piqué (1979) et revue par Fadli (1990). Elle se

Fig.39. Les termes struniens de Bou Khadouara (Zahraoui, 1991)

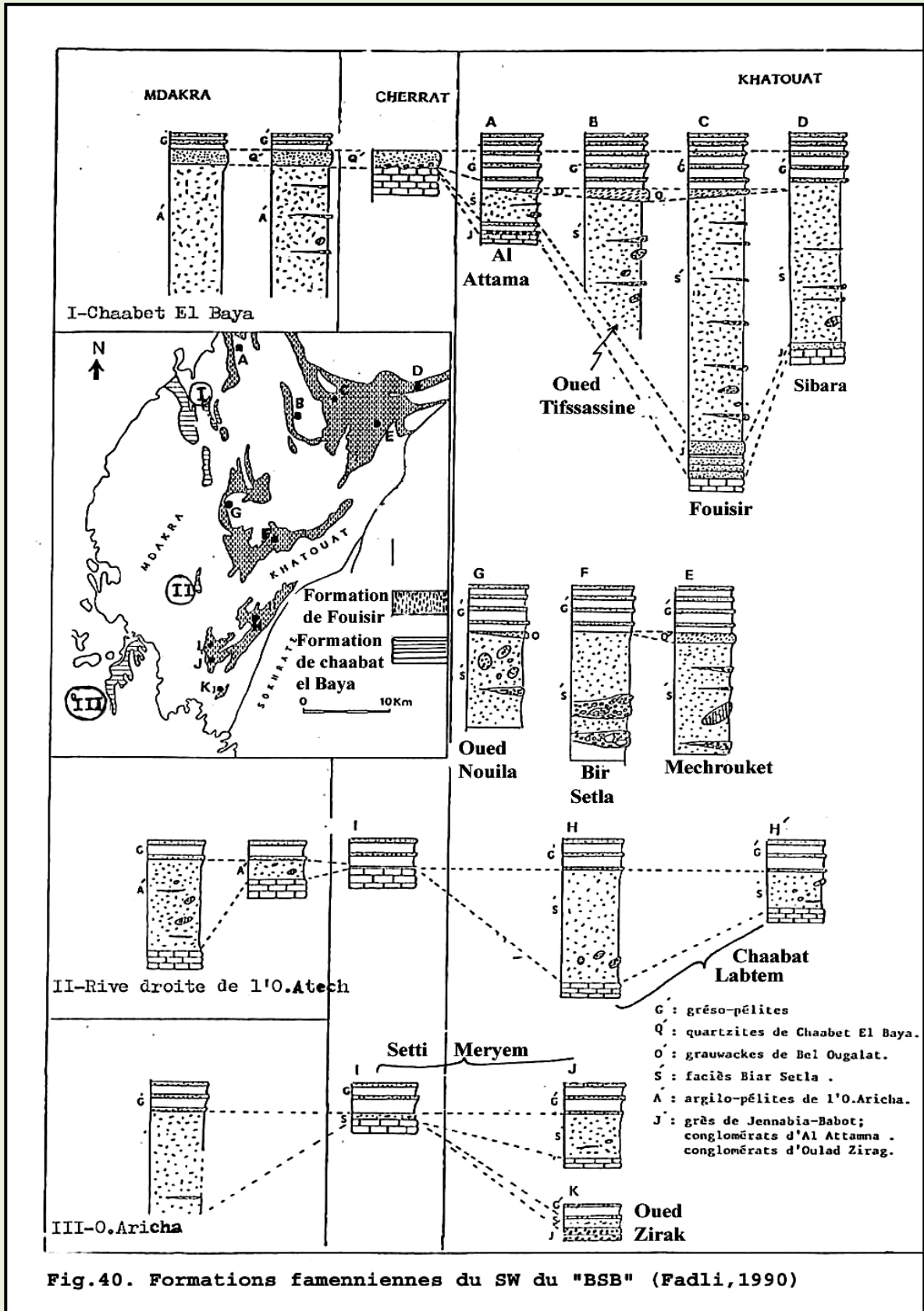


Fig.40. Formations famenniennes du SW du "BSB" (Fadli,1990)

toponyme "Skhirat" veut dire en arabe les petits rochers; il s'agit des petits monticules rocheux de quartzites qui ressortent dans le paysage plat de cette région].

A Ben Slimane, ces quartzites sont décrits dans la coupe de Bou Khadouara (Fig.38 et 39). Ces matériaux siliceux "surmontent" ici la "Formation de Bir Oulad Kamel" de cachet grossier. Ce fait a amené Zahraoui (1991) à attribuer à cette formation un âge famennien au lieu du Famenco-Tournaisien qui lui a été attribuée par Destombes (1987). Une autre formation dans la région ("Formation d'Aous Bel Fassi") qui "est" constitué de dépôts conglomératiques et de "turbidites proximales" affleure à chaâbat Al Hamira et a été attribuée au Dévonien inférieur (Siegénien) par Destombes (op.cit). Cependant, la découverte d'une macrofaune de Goniatites et de Brachiopodes par Zahraoui (1991) lui a permis de la dater du Famennien. Selon cet auteur, les quartzites struniens "scellent" le remplissage du bassin de Ben Slimane qu'il a défini et "marquent" l'arrêt de son fonctionnement alors qu'ailleurs la sédimentation "continue" au cours de Tournaisien.

De l'autre côté de la ride de Cherrat, à l'est du "Bassin de Ben Slimane", la "coupe de Ras al Karma d'aspect "chaotique" est rattachée à sa base au Famennien inférieur par analogie de faciès avec ce qu'a été daté par Kergomard (1970) dans la "coupe d'Al Brijat" de Chalouan (1977), dans le sud de l'oued Cherrat. Le sommet de la Formation de Ras al Karma est attribué au Famenco-Tournaisien.

La "coupe de Mechraâ el Kraker" de Piqué (1979) qui représente selon l'auteur les conglomérats du Famennien inférieur de la "coupe d'al Brijat" est remplacée par Izart et Vieslet (1988), Izart (1990) au Famennien IV - VI (Fig.41).

Par leur "aspect grossier" et leur "cachet chaotique", plusieurs formations de la partie ouest et sud-ouest du "BSB" qui restent non datées sont identifiées par tous les auteurs à la "Formation d'Aïn Hallouf" de la bordure nord-ouest du "BSB" qui est datée du Famennien.

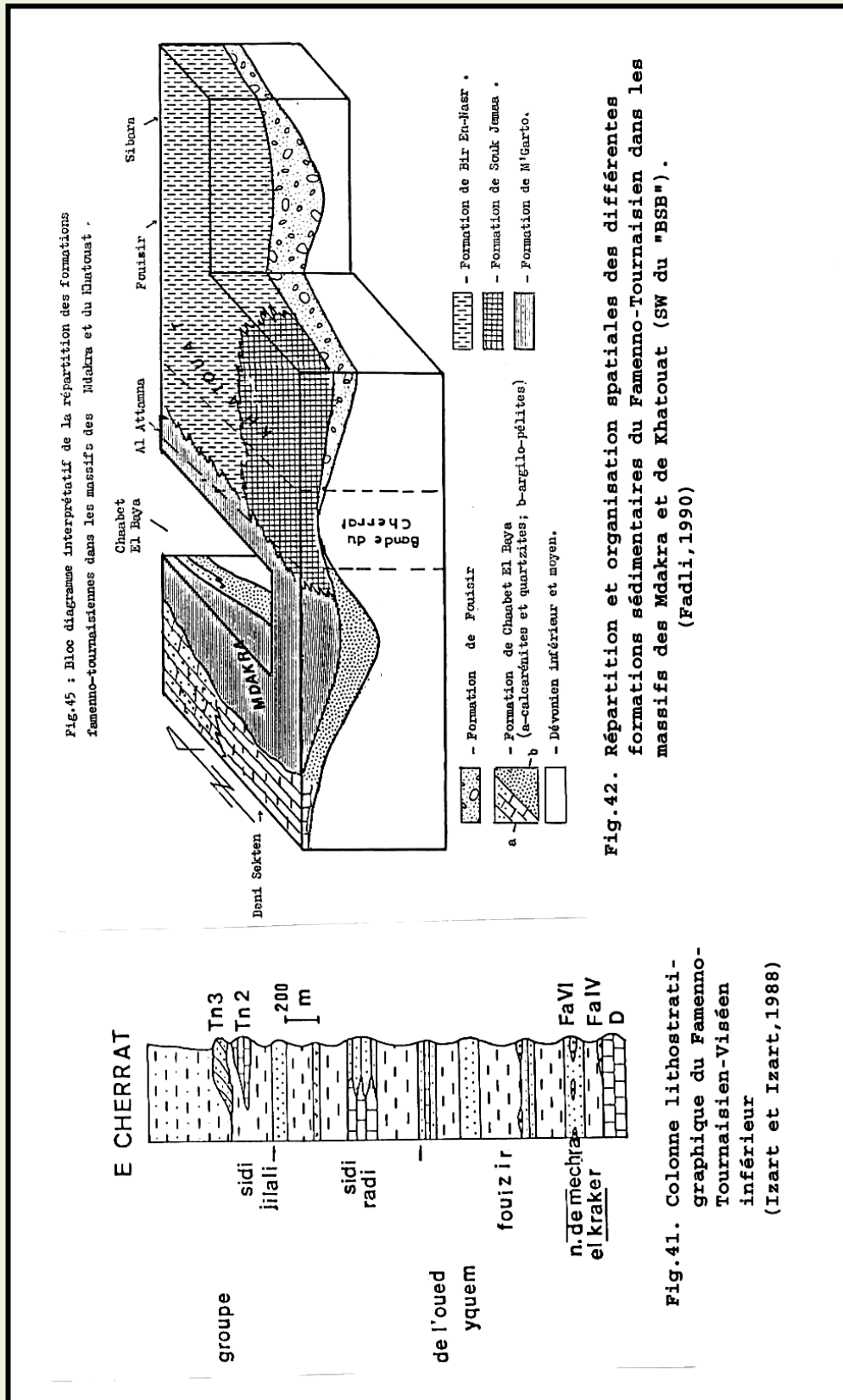
Après le Strunien, la sédimentation "va continuer" durant le Tournaisien mais différemment selon le secteur considéré. Dans le Khatouat, "la Formation de Fouisir est surmontée" "(Fig.42)" par deux formations de même âge qui "passent" latéralement l'une à l'autre selon une direction méridienne; c'est le cas des formations de Bir En-Nasr et de Souq Jemaâ. Celles-ci "passent" aussi latéralement à la "Formation de M'Garto" connue dans les Mdakra mais selon une direction équatoriale cette fois-ci.

La "Formation de Bir En-Nasr "d'une épaisseur moyenne de 600m "correspond" à des pélites et des grès (Membre 1) et des grés pélites (Membre 2). Le "Membre 1" est daté du Famennien supérieur par les pollens (Fadli, 1990; détermination faite par Loboziak), du Famenco -Strunien par foraminifères (Fadli et al, 1989). Le "Membre 2" serait d'âge Tournaisien par analogie avec la

Formation de l'oued Korifla plus au nord. Ce terme "renferme une coulée volcanique inter stratifiée de basaltes à structure cordée". La "coupe de Souq Jemaâ montre environ 400m" de dépôts de nature essentiellement gréseuse ["grès en dalles" de Termier, (1936), ou "flysch du Khatouat" de Choubert et Faure-Muret, (1956)], "formés" également de deux membres. Le premier est daté du Strunien à base de pollens qui ont été déterminés par Loboziak (in Fadli, 1990) alors que le second serait d'âge tournaisien par calage lithostratigraphique. Comme dans le cas de la formation précédente, le Strunien "correspond" à des pélites et des grès et non à des quartzites comme à l'accoutumé.

A M'Garto, dans les Mdakra, il "s'agit" d'une série grésopélique à dominance pélique « d'environ 600m d'épaisseur ». Elle "est située" stratigraphiquement entre une barre de quartzites du Tournaisien inférieur et des argilo -pélites et quartzites du Famenco -Strunien. Elle renferme" également une coulée volcanique qui "est" une rhyolite cette fois-ci.

On retient aussi que la sédimentation au cours du Tournaisien "a perdu" le caractère chaotique présumé et grossier du Famennien et qu'à partir du Strunien il "y a" communication entre le Khatouat et les Mdakra suite à l'affaissement de la ride de Cherrat. Fadli (1990) montre qu'au cours du Tournaisien, la mer "s'est" retirée du secteur



serait "emballé" dans une «matrice schisteuse» à éléments centimétriques arrondis de grès. Plusieurs "surfaces de glissement synsédimentaire striées sont décelées" dans ce présumé faciès chaotique. Par affinité de faciès, cette formation "est" rattachée, par l'auteur, au Tournaisien.

occidental des M'dakra. Au nord, c'est seulement à l'est de la ride de Cherrat que la sédimentation "s'est poursuivie". A ce niveau, dans le bas oued Yquem, à Oulad Kerroum, Zahraoui (1991) fait état de phyllades roses à grises, très finement micacées à lits silteux de quelques centimètres d'épaisseur. Il signale aussi un affleurement qui contraste entièrement avec le reste et qui montre "un mélange de blocs resédimentés parmi lesquels il "y a" des blocs de calcaires bioclastiques de 0,25 à 1m de diamètre et un bloc de roches volcaniques d'environ 2m de diamètre constitué de trachy-andésites. L'ensemble

1.2. Discussion et Conclusion :

De la description de la série d'Oulad Kerroum, dans le bas oued Yquem, on peut retenir que ce qui est décrit comme faciès chaotique est très ponctuel et contraste totalement avec l'essentiel de cette formation. D'autre part, c'est la première fois qu'on signale qu'un bloc de roches basiques soit resédimenté dans un tel type de dépôt; jusqu'alors les roches basiques sont toujours intercalées dans les termes famenno - tournaisiens où elles ont été mis en place et où elles sont souvent disloquées et dispersées tectoniquement (cf. ci dessous). Par ailleurs, l'attribution d'un âge tournaisien à cette formation reste non argumenté. En effet, d'après les travaux des différents auteurs, le Tournaisien dans ces régions correspond plutôt à des pélites où sont intercalées des barres quartzitiques et/ou calcaires. C'est aussi le cas à l'est de cette coupe, dans le secteur d'Aïn Hallouf où le Tournaisien est fait de dépôts pélitiques fins. Ainsi, il ressort de la description de cet affleurement qu'il pourrait s'agir d'un couloir tectonique à l'instar de ce qui existe entre Rabat et Tiflet et dans la région d'Aïn al Aouda, dans la partie aval de la vallée de l'oued Akrech et dans la vallée de l'oued Khellata (cf. analyse structurale). D'ailleurs, au niveau de cette dernière vallée, Tahiri et al (1977) ont, eux aussi, fait état de dépôts chaotiques d'âge famenno – tournaisien. Nous tenons à préciser dès à présent que la réalité de l'existence de ces dépôts sera revue à la lumière de nos données structurales.

On retient également de l'ensemble des travaux sur les parties ouest et sud-ouest du "BSB" que les terrains du Tournaisien ne sont pas datés paléontologiquement, ils ne sont qu'attribués en se basant sur l'identité de faciès et/ou par essai de calage lithostratigraphique. La même constatation est valable pour plusieurs présumées formations famenniennes. Précisions dans ce sens que le calage lithostratigraphique est souvent effectué par rapport aux quartzites datés (ou attribués) au Strunien.

Or, il ressort des travaux de Fadli (1990), dans le Khatouat et les Mdakra que la présence d'une barre ou d'un niveau quartzitique n'est pas synonyme de la présence du Strunien (barre quartzitique du Tournaisien inférieur de la Formation de M'Garto) et son absence n'est pas non plus synonyme de la lacune de celui-ci (pélites et grès d'âge strunien du Membre 1 de la Formation de Bir En-Nasr).

D'un autre côté, de l'ensemble des données disponibles on peut retenir que la mer s'est retirée progressivement en direction de l'est et ce après comblement et stabilisation graduels de la partie ouest. Ainsi, vers la fin du Strunien, la mer se retire du golfe de Ben Slimane et de la partie ouest des Mdakra. Au cours du Tournaisien, ce retrait s'accroît. Enfin, on retient qu'au cours du Famennien, la partie occidentale du "BSB" était compartimentée selon une direction sub-méridienne et soumise à une distension sub est-ouest (Fig.43). Précisons tout de suite que cette dernière donnée est d'une importance capitale sur la voie de la recherche des modalités de l'ouverture du "BSB".

2. Le Viséen :

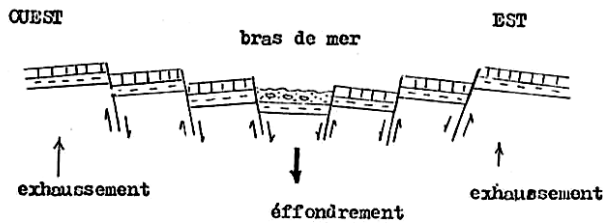
2.1. Dans les Mdakra et les Khatouat :

Les datations antérieures qui sont faites à base de macrofaunes (Lecointre, 1926; Termier, 1936; Termier et Termier, 1951) montrent la présence, dans les Mdakra et les Khatouat, de terrains du Viséen inférieur. Cependant les datations récentes qui ont été effectuées par Fadli (1990) sur la base des foraminifères (détermination faite par Vachard) excluent la présence de ce sous étage. Les formations concernées se trouvent alors rajeunies; elles sont d'âge viséen moyen (Cf4) dans les Mdakra et viséen moyen terminal (Cf5 ou V2b) dans les Khatouat (tableau n°1).

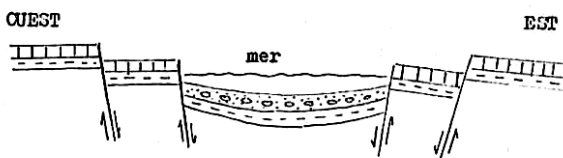
Dans les Mdakra, l'auteur décrit deux formations du Viséen. Il s'agit des formations de Sidi Sebaâ et celle de Mellila (Fig.44) qui "sont séparées entre elles" par failles. La première "dépassé 900m" de puissance et elle "est datée" du Cf4 δ et Cf5 alors que la seconde "est de 700 m" et elle est d'un âge Cf6" ϕ ". La formation de Sidi Sebaâ "comporte quatre membres successifs", qui sont : -les quartzites, les schistes et les carbonates inférieurs; - les grès, les schistes et les carbonates supérieurs;

Processus d'ouverture de l'aire sédimentaire du Khatouat au Famennien.

A - 1er stade : ébauche de l'aire sédimentaire



B - 2eme stade : migration centrifuge des falaises



C - 3ème stade : maturité de l'aire sédimentaire

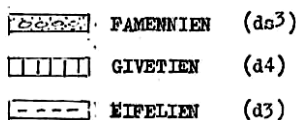
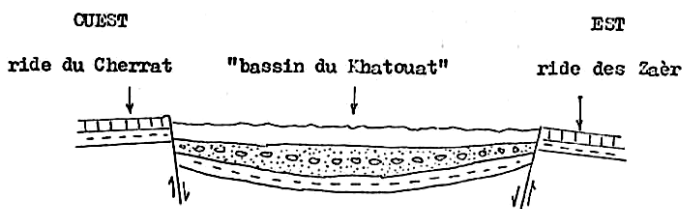


Fig.43. Ouverture et évolution du "Bassin de Khatouat" au cours du Dévonien lors d'une distension sub E-W. (Fadli, 1990)

- complexe récif -
conglomérat -
olistolites qui "est surmonté" par des argilo-pélites à intercalations de bancs carbonatés; -
une masse argilo-pélique représentant la Formation de Mellila couronne l'ensemble. Il n'y a donc pas de dépôts des époques Cf6δ et Cf6β mais l'auteur n'impute pas ce fait à la présence de la faille.

Dans les Khatouat, les "dépôts viséens sont d'âge livien" (Viséen moyen - Viséen supérieur) dans le sud-ouest du massif et warnantien (Viséen supérieur) dans le nord-est. Le Livien "est présent dans le Synclinal de Souk Lakhmis et forme les lambeaux calcaires de chaâbat Ez-Zid, alors que le Warnantien est représenté par l'ensemble d'Al Qotaybat" (Fig.45). A Souk Lakhmis, "trois termes d'une épaisseur totale d'environ 350 m se

succèdent" : - une barre quartzitique; - des pélites vert olive à minces intercalations de calcaires bleu, gris; - une alternance de pélites vert olive et des bancs de siltites plus ou moins carbonatées. A chaâbat Ez-zid, les "lambeaux tectoniques engagent des matériaux même nature lithologique qu'à Souk Lakhmis où de minces bancs calcaires bleu-gris alternent avec de des pélites vert olive".

A Al Qotaybat, les "faciès sont tout à fait différents" de ceux d'avant. A plus de 200 m d'alternance de pélites vert olive et de grès calcaires bioclastiques "succède plus de 400m" d'une alternance de pélites vert olive ou noire et de bancs de calcaires bleu-gris, de calcaires oolithiques ou éventuellement des bancs de calcaires et de microbrèches. Fadli, (1990) considère que cet ensemble "constitue" le prolongement vers le sud de la Formation de l'oued al Mechra(â) (cf. ci-dessus). Il note la

Tableau 1 : Corrélations biostratigraphiques et chronologiques dans le Dévonien terminal et le Carbonifère inférieur (VACHARD, inédit.).

Anciennes classifications de Belgique.			Nouvelles classifications de Belgique (CONIL et al., 1976)			Angleterre.	Biozones Maroc Cfm
VISEEN	supérieur	V3c	WARNANTIEN	Cf6	Σ	BRIGANTIAN	7
		V3b			γ	ASBIAN	6
					β		5
					α		4
	moyen	V3a	LIVIEN	Cf5	HOLKERIAN	3	
		V2b				2	
		V2a				1	
	inférieur	V1b	MOLINIACIEN	Cf4	Σ	ARUNDIAN	
		V1a			α		
	TOURNAISIEEN	supérieur	Tn3	IVORIEN	Cf3	COURCEYAN	
b							
a							
moyen		Tn2	HASTARIEN	Cf1	α'''		
inférieur	Tn1b	α''					
FAMENNIEN	terminal	Tn1a	STRUNIEN	Df3		à préciser	
		d					
	supérieur	Fa2		Σ			
		c			γ		

In Fadli, 1990

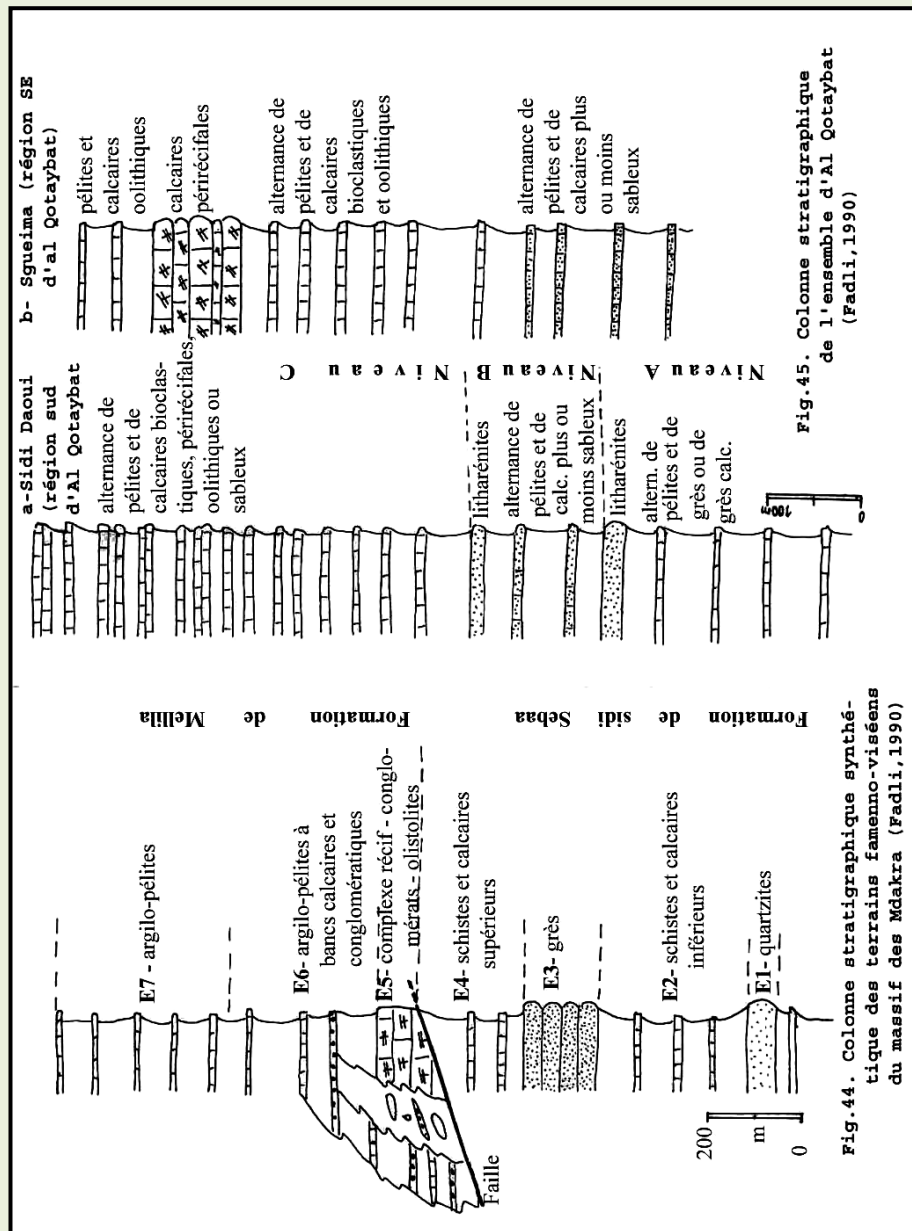
présence dans le sud des Khatouat d'une plate-forme carbonatée infra-littorale au Livien. Celle-ci "est limitée au nord" par un rivage est-ouest qu'il nomme le "Haut fond du Khatouat". Cette plate-forme constituerait le prolongement vers l'est de l'aire de sédimentation livienne des Mdakra. Ainsi donc, pendant le Viséen moyen - Viséen supérieur, l'auteur voit se dessiner dans les Mdakra - Khatouat une nouvelle disposition paléogéographique; l'aire de sédimentation n'est plus axée nord-sud comme au Famennien-Tournaisien, mais est-ouest et elle subit une distension sub-méridienne. De notre part, nous notons qu'il s'agit là de la mise en évidence d'une évolution

paléogéographique qui constitue un événement très important qui nous est utile à la discussion relative aux modalités de l'ouverture du "BSB".

2.2. Dans les zones de Ben Slimane et de l'oued Cherrat :

2.2.1. Dans la région de Ben Slimane

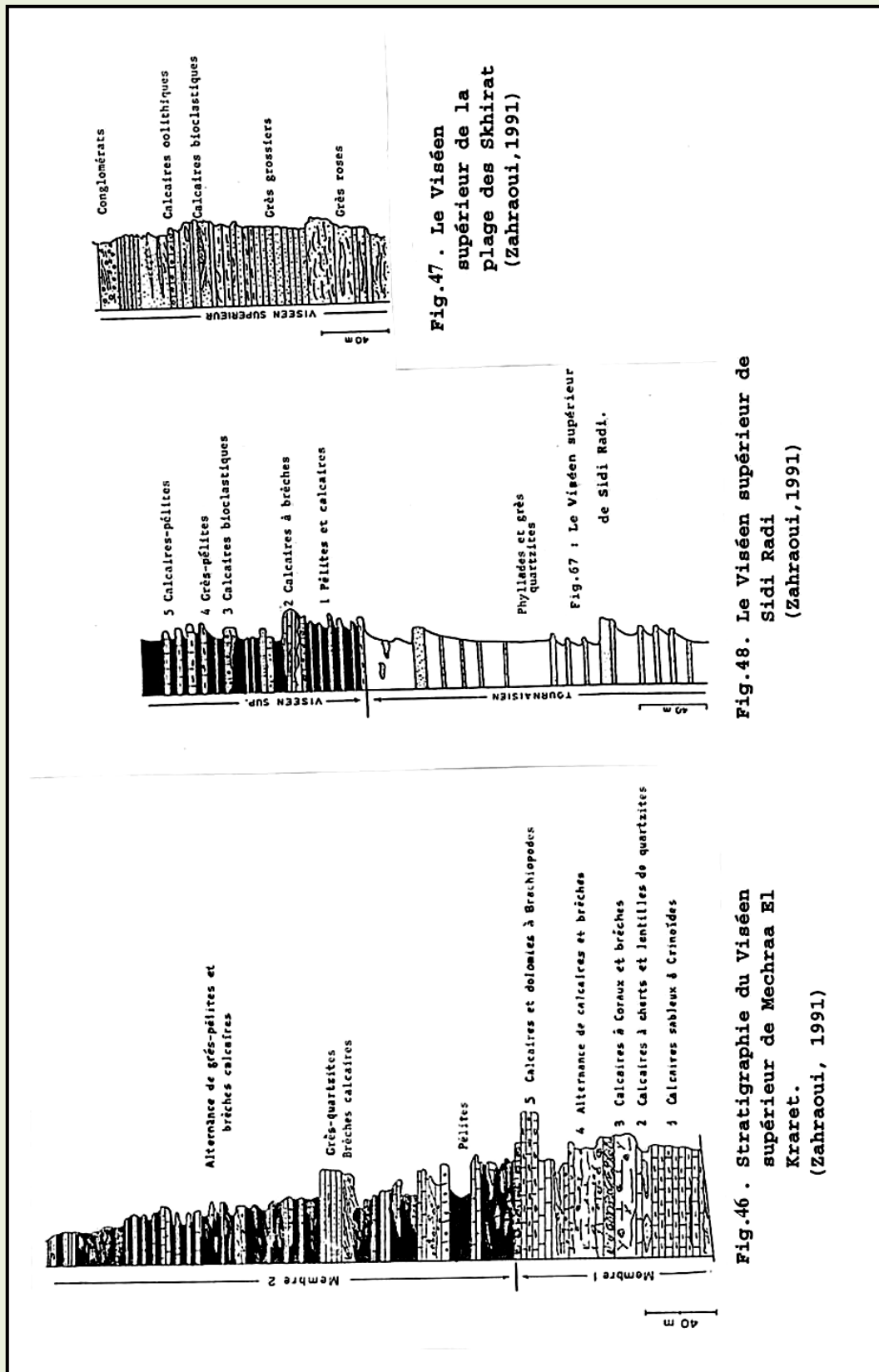
Les datations apportées par Chalouan (1977) et celles récentes (in Zahraoui, 1991) sur la base des foraminifères (détermination faite par Vachard) montrent que les terrains viséens les plus anciens sont datés du V3a-b (Livien supérieur - Warnantien inférieur) alors que "les plus représentés sont" d'âge V3bδ et V3c. L'épaisseur des terrains du Viséen supérieur du bas oued Cherrat est estimée entre 1500 à 2000 m par Destombes et Jeannette (1966).



Ultérieurement, plusieurs coupes sont décrites par Zahraoui (op. cit.) à l'ouest de la ride de Cherrat (Mechraâ Mraïrat, Mechra El Kraret (Fig.46), Souk El Had, plage de Skhirat et Al Koudiat). A l'exception de la coupe de Mechraâ Mraïrat située vers le bas de l'oued Cherrat, dont l'épaisseur n'est pas connue, dans les autres, la puissance "peut atteindre" au maximum 350 m (cas de Mechraâ el Kraret). Remarquons qu'en l'absence d'autres précisions il y a à noter que les 2000m avancés par Destombes et Jeannette (op.cit) contraste fort beaucoup avec les données de Zahraoui. Sachant aussi que juste un peu à l'est de Skhirat, l'auteur signale des terrains du Viséen supérieur d'une épaisseur de l'ordre de 150m seulement. En l'absence de toute autre précision on ne peut pas savoir à quoi donc peut être due cette grande différence dans

l'épaisseur de ces terrains selon l'un ou l'autre des auteurs ?

Dans l'ensemble des coupes des terrains du Viséen supérieur de la région de Ben Slimane, il faut retenir "la présence" de bancs calcaires, calcaires dolomitiques ou grésocalcaires. Parfois ce "sont" des quartzites qui "s'intercalent" dans des pélites et des grésopélites. Les calcaires "sont généralement bioclastiques" et se "présentent" parfois sous forme de "brèches calcaires". Dans la coupe de Skhirat (Fig.47), Zahraoui (1991) décrit une alternance de conglomérats, de grès grossiers et de quartzites dans lesquels s'intercalent quelques bancs ou lentilles calcaires bioclastiques à crinoïdes, des calcaires oolithiques et des grès calcaires. L'auteur fait aussi part, entre Mechraâ Mraïrat et Mechraâ Kraret, de l'affleurement, dans de mauvaises conditions d'un "ensemble turbiditique qui montre des indices de glissements synsédimentaires". Il "est constitué" de grès à ciment carbonaté et de siltes alternant avec des pélites micacées fins. Il note aussi la présence de "structures de contournement et d'étirement qui donnent des boules isolées qui peuvent atteindre 0,5 m de diamètre et qui sont «emballées dans des pélites d'aspect écailléux ». Selon l'auteur, de tels



centrée" sur le bas oued Cherrat et qui "est" le siège de dépôts détritiques turbiditiques et de "coulées boueuses". Ces données nécessitent une discussion que nous allons engager antérieurement.

changements latéraux de faciès "dépendent" de la "bathymétrie locale" et de la "paléogéographie du Viséen supérieur". La coupe de Skhirat "occupe le rivage ouest" de l'aire de sédimentation, en bordure du Môle côtier. Ainsi, entre le Môle côtier à l'ouest et la ride de Cherrat à l'est, Zahraoui (op.cit) envisage l'individualisation d'une fosse. C'est la "Fosse de Ben Slimane" qui "correspond" alors à une «plate-forme subsidente» qui "est

DISCUSSION ET COMMENTAIRE :

Avant de poursuivre, nous pensons que l'appellation de "fosse" que Zahraoui (1991) a introduit ne peut pas être justifiée par la présence, durant tout le Viséen supérieur, de quelques centaines de mètres de dépôts au maximum et où domine la sédimentation carbonatée. D'autre part, les présumées turbidites à structures de contournement et d'étirement qu'emballeraient des "pélites écailleuses" apparaissent très localisées, mal caractérisées vu les mauvaises conditions d'affleurement et ne sont connues nul part ailleurs parmi les dépôts du Viséen supérieur dans les travaux antérieurs. Par ailleurs, l'auteur précise qu'à quelques centaines de mètres à l'est de là où sont signalées les "pélites écailleuses", la "Formation de Mechraâ El Kraret" représente un faciès de barrière récifale. Il est donc tout à fait évident qu'en se basant sur de telles données, il n'est pas du tout concevable d'envisager une telle brutalité dans les changements des conditions de sédimentation dans une aire (plateforme) qui n'excède guère trois kilomètres de large au maximum. En outre, le problème de l'articulation de la "plate forme" de Ben Slimane avec les Mdakra reste entièrement posé.

2.2.2. La partie orientale à l'est de la ride de Cherrat

A l'est de la ride de Cherrat, Zahraoui (1991) décrit la coupe de Sidi Radi (Fig.48) où Chalouan (1977) "a mis en évidence" un Viséen supérieur "transgressif reposant directement" sur des phyllades et des grès quartzites du Famenco-Tournaisien. Là aussi, les différents termes "comportent, en intercalation dans les pélites", des bancs calcaires avec à un certain niveau une masse de calcaires à brèches intraformationnelles et de calcaires à cherts légèrement oolithiques. Selon Izart et Vieslet (1988), l'ensemble est daté du Cf6 δ et Cf6 δ et pourrait atteindre 1100m (Fig.42) d'épaisseur alors que pour Zahraoui, il ne dépasse guère 120m. En position plus interne dans le « BSB », à Sidi El Kacem, des grès calcaires, des calcaires, des pélites et des grès d'une épaisseur de plus de 500m sont datés du Cf5-6 et Cf6 par Izart et Vieslet (1988), Izart (1990) et "surmontent" des terrains d'âge tournaisien-viséen inférieur. Ces calcaires étaient inclus par Piqué (1979, 1984) dans la "Formation de l'oued Korifla" d'âge tournaisien - viséen inférieur. Ainsi, Izart (1990) envisage un passage latéral de faciès entre la "Formation de l'oued Korifla" et le "groupe de l'oued Yquem de Piqué (1979) et d'Izart et Vieslet (1988) au niveau de la partie occidentale du bassin où sont intercalés des niveaux calcaires dans le Tournaisien (Sidi Radi, Sidi Jilali,...) (Fig.49). Le Viséen inférieur qui "est représenté" au niveau de l'oued Khellata, au nord de Sidi Bettache, "est absent" plus à l'ouest au niveau de Sidi Radi. Il "correspond" à une dominance pélitique d'une épaisseur de 400 m qui "surmonte" les calcaires et les quartzites du Tournaisien (Tn2, Tn3).

Au Viséen moyen et supérieur, il "y a également passage latéral de faciès" entre la "Formation, à dominance gréseuse, de l'oued al Mechraâ" à l'est et une sédimentation fine où s'intercalent des niveaux carbonatés à l'ouest. Parallèlement à cela, il "y a variation latérale d'épaisseur" qui se "réduit" en direction de la ride de Cherrat.

2.3. Conclusion

Dans la région de Ben Slimane et de l'oued Cherrat, seuls les dépôts du Viséen supérieur sont représentés. **Ceux-ci sont franchement de type plate-forme, peu subsidente avec une dominance des termes calcaires (calcaires oolithiques, calcaires gréseux, grès calcaires,) et dolomitiques ainsi que des quartzites.** C'est au maximum de la transgression que la mer a atteint cette partie du "BSB" (Izart et Vieslet, 1988) dont on ignore tout sur l'organisation de l'aire de dépôt. Nous pensons néanmoins que nous avons affaire à une paléogéographie similaire à celle décrite par Fadli (1990)

dans les Mdakra et les Khatouat où le réceptacle des dépôts du Viséen moyen - Viséen supérieur est polarisé nord- sud, sous contrôle d'une distension sub-méridienne.

E. CORRELATIONS AVEC LES REHAMNA ET LE MOLE COTIER :

1. Au Famennien

Dans ces régions, seul le Famennien Strunien "est représenté; la mer qui "s'est retirée tôt" de ces régions "n'y retourne" qu'au Viséen supérieur.

Dans les Rehamna, Michard (1982) et El Kamel (1987) ont décrit la Formation de Foum El - Mejez qui "est d'une épaisseur de 370m et qui comporte deux niveaux successifs". Le "niveau de base est" de 300 m et il "est constitué" d'une alternance d'argilo pélites noires et de minces bancs de grès fins à moyens avec intercalations de trois barres grés quartzitiques dont la première et la troisième ont fourni une faune du Famennien supérieur. Le "deuxième niveau correspond" à une barre de 70m "dite de molasse" qui "est faite" de calcarénites et de grès à ciment calcaire avec, à la base, quelques lits conglomératiques à éléments de quartzites et de grès grossiers et absence de galets calcaires. Fadli (1990) corrèle cette formation à celles de chaâbat El Baya dans les Mdakra et de Fouisir dans les Khatouat.

Dans le Môle côtier, le Famennien a été identifié dans le Synclinal d'Oulad Abbou par Gigout (1951) et dans la région de Safi par Preussag et le BRPM (entre 1964 et 1967). A Oulad Abbou, il "s'agit" d'argilo pélites qui sont identifiées par Fadli (1990) au premier Membre de la "Formation de chaâbat El Baya" et au "niveau de base de la série de Foum El Mejez". Plus au sud, à Safi, le Famennien est reconnu par sondage et il "correspond à deux niveaux successifs". Le premier "est constitué" de 260m de grès fins quartzitiques que "surmontent" 600m d'argilites silteuses. Le second "est constitué" d'une alternance de grès quartzitiques et d'argilites de 340m. Donc, au total, le Famennien "est représenté" par 1200m, ce qui est considérable. Ce fait indique une importante subsidence de ce bassin qui est le sillon d'Oulad Abbou de Michard (1967) et qui est axé sur Oulad Abbou et Safi. Cette épaisse succession est identifiée par Fadli (1990) à celles de chaâbat El Baya (Mdakra) et de Foum El Mejez (Rehamna).

2. Au Viséen supérieur - Namurien

Après émergence de ces régions, la mer ne retourne dans Mechra Ben Abbou (Rehamna) que pendant le Viséen supérieur et demeurerait probablement jusqu'au Namurien. Plusieurs séries ont été définies dont notamment Garda Jennabia, chaâbat El Karma et Bou Chahada.

2.1. La série de Gada Jennabia

Elle "est constituée" d'un niveau transgressif de base qui "est daté" du V3b (Viséen supérieur) et un niveau pélagique au passage du Viséen supérieur -Namurien. Le premier niveau "repose" sur le Silurien et le Dévonien inférieur par **des calcaires récifaux** qui "sont surmontés" de **calcaires bioclastiques** puis de pélites contenant des bancs de **calcaires dolomitiques**, de grès **psamitiques**, localement des conglomérats avec des **intercalations de niveaux de calcarénites sombres et des tufs de roches magmatiques basiques**. Le deuxième niveau "est constitué" principalement d'argilo pélites à intercalations de **calcaires siliceux fins, de tufs et de quelques coulées spilitiques**, de sills et de **filons de dolérites et de gabbro**.

2.2. La série de chaâbat El Karma

Elle "est datée à sa base du V3b" et "repose directement" sur le Dévonien moyen par des calcaires noires lités que séparent des inter lits argilo pélagiques et des bancs de grès calcaires.

2.3. La série de Bou Chahada

Elle "est datée du V3C terminal" et elle "est également représentée" par un "faciès transgressif" qui "est constitué" de siltstones avec des bancs plus ou moins lenticulaires de grès ferrugineux, **de calcaires gris clair plus ou moins sableux et de calcaires bioclastiques**.

Précisons que le retour de la mer dans les Rehamna au cours du Viséen supérieur se "fait dans un graben qui s'installe à l'emplacement de l'ancienne ride famennienne". Il y a eu donc inversion paléogéographique; le bassin du viséen supérieur prend naissance à l'ouest de Foug El Mejez qui se comporte alors comme une terre émergée.

Le Viséen de Mechra Ben Abbou qui est daté du Livien supérieur (V3a) et du Warnantien (V3b-V3c) "représente" un faciès de plate-forme carbonatée peu profonde que Fadli (1990) compare

aux formations de Mellila et de Beni Sekten dans les Mokra. Selon cet auteur, la mer du Viséen supérieur "a progressé" depuis cette dernière région en direction des Rehamna à partir donc du Livien supérieur sur une même plate-forme carbonatée comprise entre le Môle côtier à l'ouest de la Ride de Zaer et la « terre de Khatouat » à l'est.

3. Discussion et conclusion

Le Bassin de Foug El - Mejez que Michard (1982) et El Kamel (1987) a défini, correspond à une étroite fosse qui est allongée nord-sud. Celui-ci vient buter contre la "WMSZ" (Fig.50) à l'ouest de laquelle s'ouvre le sillon d'Oulad Abbou de Michard (1976). Dans les deux cas de figure nous avons affaire à une distension sub est-ouest à l'instar de ce qu'a été mis en évidence plus au nord (partie occidentale

et marge sud du "BSB"). Par ailleurs, il est opportun de noter l'importante subsidence dont faisait l'objet le sillon d'Oulad Abbou où se sont accumulés environ 1200 m de sédiments. Ce fait montre qu'il est impératif de prendre en considération l'ouverture au niveau du Môle côtier de ce bassin dans la recherche des modalités d'ouverture des bassins famenno-dinantiens de la Meseta occidentale, notamment le "BSB".

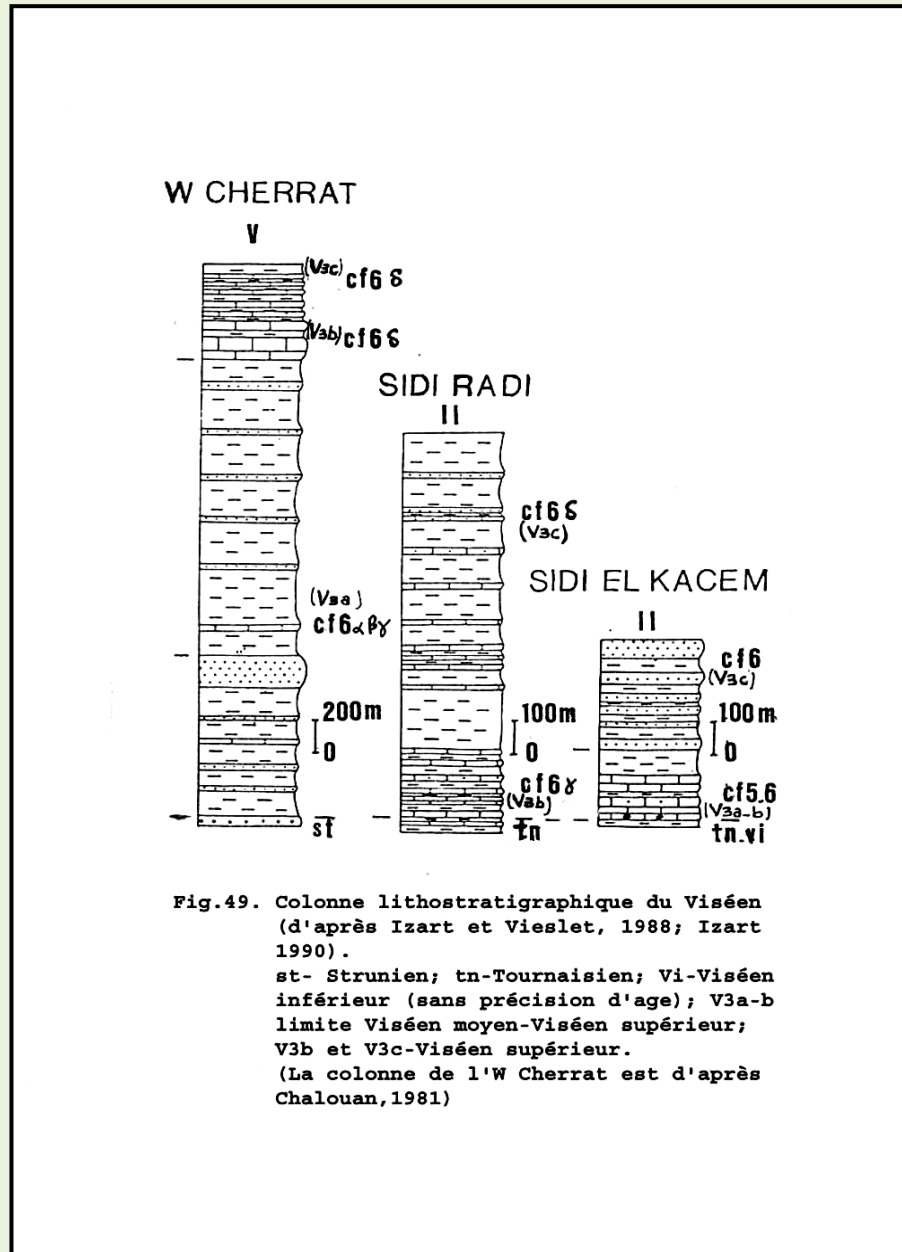


Fig. 49. Colonne lithostratigraphique du Viséen (d'après Izart et Vieslet, 1988; Izart 1990).
 st- Strunien; tn-Tournaisien; Vi-Viséen inférieur (sans précision d'âge); V3a-b limite Viséen moyen-Viséen supérieur; V3b et V3c-Viséen supérieur.
 (La colonne de l'W Cherrat est d'après Chalouan, 1981)

F. DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS :

De la seule revue bibliographique critique des formations sédimentaires d'âge famenno-dinantien du "BSB" et des régions limitrophes se profilent de nouvelles esquisses paléogéographiques. En effet, un certain nombre de problèmes se sont dégagés, notamment en ce qui concerne la réalité des événements géologiques tout au long de la marge septentrionale du dit bassin. Ces problèmes se rapportent à : - la définition et l'existence même de certaines formations ; - l'âge relatif d'un ensemble de termes lithologiques.

La mise en relief de ces problèmes à partir des données bibliographiques ne peut que nous conforter dans notre nouvelle approche relative à la recherche de l'histoire sédimentaire du « BSB ».

1. Formations dont la définition et/ou l'existence même sont remises en cause :

1.1. " Formation d'Aïn Hallouf " :

Elle a été considérée comme la formation type d'âge famenno - strunien du "BSB". Elle a été définie par Pique (1979, 1984) et nous avons vu que les travaux d'Izart et Vieslet (1988), d'Izart (1990) et d'El Hassani (1990) n'ont fait qu'apporter quelques compléments d'ordre structural et sédimentaire à la « coupe de référence ».

Néanmoins, si on se réfère à la figure 12 (Piqué, 1979) permettant de replacer la coupe en question dans son contexte structural, certaines remarques s'imposent. Ainsi, si on admet que le plissement dans le secteur d'Aïn Hallouf - Sidi Bou Zekri soit NW-SE et que le faciès "2" sur la figure 12 constitue un niveau repère qui matérialise la forme de ce pli (qui présenterait alors une terminaison péri anticlinale coffrée), alors le faciès "1" ("termes pyroclastiques de base") ne peut nullement correspondre à la base de cette formation car il viendrait par dessus "2". Il doit donc se positionner entre les faciès "2" et "3" sur le présumé flanc oriental du pli. Par ailleurs, en examinant le schéma cartographique (Fig.12), on constate qu'il existe une dissymétrie accusée des termes de cette formation de part et d'autre du coeur du présumé pli. Dans le cas de la figure en question, le faciès "1" ne pourrait donc qu'être la variante latérale des faciès "3", "4" et "5". Or, si c'est le cas, on constate que le passage latéral de faciès se trouve paléogéographiquement inversé par rapport à la polarité de la présumée marge du bassin. En effet, on passe ici du moins grossier situé du côté externe vers des conglomérats et des "coulées boueuses" en position plus interne. Nous invitons le lecteur à se référer au volet relatif à l'analyse structurale pour la définition du contexte tectonique à la lumière des nouvelles données.

A la lumière de cette révision il apparaît que cette coupe ne remplit pas les conditions d'une coupe type et que la définition de la présumée formation d'Aïn Hallouf ne peut donc pas être retenue.

1.2. Les dépôts chaotiques de Padgett et al (1977) :

Nous avons vu que d'après ces auteurs, des dépôts chaotiques résultant de coulées boueuses sous-marines jalonnent la marge nord du "BSB". Ces dépôts avaient été caractérisés dans trois endroits différents (au niveau des vallées des oueds Bou Regreg, Grou et Akrech). **Or la revue bibliographique nous impose le commentaire qui suit (qui n'est d'ailleurs nullement destiné à dévaloriser le travail de ces auteurs qui ont enrichi la banque des données relative à l'hercynien marocain). Il est envisagé afin de réunir, en puisant dans la bibliographie, les arguments directs et indirects qui vont à l'encontre de l'existence des formations chaotiques au niveau de la marge nord du « BSB » et ce en concordance avec ce que nous avons observé sur le terrain.**

A la vue de la Figure 21 (document cartographique), le présumé lobe de dépôt de Bou Regreg serait en contact avec un horst qui est armé de granites et de calcaires. Il serait alors anormal de ne rencontrer dans les "dépôts chaotiques" que du matériel calcaire comme le précise Piqué (1979) et comme on le verra après. D'autre part, en observant la photo aérienne (Fig. 22) du présumé appareil de dépôt on voit que l'impression d'une présence de blocs ne se limite pas uniquement à la présumée ceinture frontale du "lobe" comme l'interprète Padgett et al (1977). Ce sont tous les versants à regard est des différents chaâbats dans ce secteur qui présentent une telle impression. Ce fait n'a donc rien à voir avec une quelconque organisation sédimentaire du présumé lobe. Par contre, on peut en conclure que -sur la photo qui a été prise le matin- l'aspect moucheté des versants à regard oriental est dicté par la présence d'un couvert végétal clairsemé qui apparaît en noir sur la photo et qui laisse donc entrevoir le sol qui s'exprime par une teinte claire, blanchâtre. En outre, "l'étroite pente abrupte semi-circulaire" qui cernerait le dit "lobe de dépôt" n'est autre que le versant droit arqué de la chaâbat la plus orientale, qui est compris entre la ligne de crête et le fond du talweg. Précisons dès maintenant que ce versant ne se distingue par aucun faciès particulier sur le terrain (voir ci-dessous).

D'autre part, il n'est pas évident de concevoir le contraste existant entre la quantité de dépôts chaotiques au niveau de la marge qui se chiffre en millions de m³ et celles des dépôts fins contemporains du large qui est estimée à plusieurs milliers de mètres de puissance. En outre, le fait de constater une très grande simplicité de cette marge nord du bassin où les présumés appareils de dépôt sont fossilisés dans leur état initial est en défaveur d'une telle organisation. En effet, hormis le présumé effondrement par failles normales datant de l'époque de la sédimentation, les différents termes des séries sédimentaires, y compris les calcaires dévoniens du horst, seraient restés parfaitement tabulaires. Il apparaît alors que depuis la fin de l'époque famenno - tournaisienne, la marge nord du « BSB » serait entrée dans un calme tectonique absolu. Enfin, le fait que le présumé lobe de dépôt de Bou Regreg soit un type particulier, inconnu, dans la littérature (de ce genre d'appareils de dépôt) constitue en soi un autre argument qui n'est pas en faveur de son existence.

Par ailleurs, le même schéma, très simpliste, a été proposé pour le versant droit de la vallée de l'oued Grou (rive droite de chaâbat al Harcha).

Au niveau de l'oued Akrech, les "tufs" de la base de la "Formation d'Aïn Hallouf" de Piqué (1979) ont été identifiés par ces auteurs à des séries antérieures au Dévonien supérieur. Celles-ci armeraient un horst qui surplomberait les appareils de "dépôts chaotiques" qu'il alimenterait. Les niveaux arkosiques roses de la "Formation d'Aïn Hallouf" ont été pris pour une multitude de sills granitiques qui prennent place au sein des shales gris qu'ils auraient chauffé. En conclusion les travaux en question appartiennent à une période où les connaissances géologiques relatives à l'hercynien marocain étaient à leur début. L'ensemble des remarques soulevées montre qu'à cette époque les investigations de terrain n'étaient pas bien poussées. Les auteurs se sont basés surtout sur la photo-interprétation pour parer à l'handicap du manque des données à l'échelle régionale, notamment celles d'ordre structural. Néanmoins, la reprise par les travaux ultérieurs des conclusions auxquelles ces auteurs sont parvenus a largement influencé la conception des choses au niveau de cette marge du bassin. A travers cet exemple concret, il ressort qu'aucune étude sédimentologique dans une région donnée ne peut être envisagée que si le contexte structural soit clairement établi

1.3. Réalité des « faciès chaotiques » de la marge nord du « BSB ».

Comme nous l'avons vu auparavant, de nombreuses objections font douter de la réalité de la « coupe synthétique » des présumés dépôts chaotiques de la marge septentrionale du « BSB » et notamment de la « Formation d'Aïn El Kleb ».

En effet, rien ne peut expliquer et rendre compte de la dissymétrie accusée des faciès

sédimentaires et de la différence de leur âge de part et d'autre de la partie axiale du présumé anticlinal de Rabat-Tiflet. Comment se fait-il que le dit faciès chaotique qui serait d'âge famenno-tournaisien se rencontre uniquement au niveau du « flanc sud de cet anticlinal » et sur plus de 40 km de long alors qu'au niveau du flanc nord les terrains seraient de nature non chaotique et d'âge viséen, notamment viséen supérieur ?. Dans une telle situation il semble donc que la paléogéographie tout au long de cette zone avait été dictée, depuis le Famennien supérieur, par la présence de cette structure anticlinale dont la charnière formait alors une zone haute (haut fond), émergée qui aurait contrôlée la répartition spatiale et temporelle des faciès. Or il n'est guère question, dans tous les travaux antérieurs de l'existence d'un tel pli antérieurement au Namuro -Westphalien (la structuration hercynienne).

Concernant la formation chaotique elle-même, elle est sujette à plusieurs objections. En effet, Piqué (1979) note que les dépôts chaotiques débutent généralement par des « faciès gréseux de base » et que les termes chaotiques proprement dits n'apparaissent que plus haut. Comment se fait-il alors que la « révolution famennienne » (Piqué, op.cit) qui consiste à un effondrement brutal de la plateforme dévonienne soit fossilisée par des « grès marins » ?. Par ailleurs, comment peut-on expliquer la dualité des faciès de « teinte grise » qui seraient contenus dans d'autres de « teinte rouge » ?

Ce fait est signalé par l'auteur à travers de nombreuses coupes (Aïn Guenfoudia, Aïn el Habch, Aïn Bendar,) et à des niveaux différents d'une coupe à l'autre. Il s'agirait particulièrement des lits de microbrèches et de brèches calcaires à matrice gréseuse de teinte grise qui seraient contenus dans des argilites gréseuses et pélites de teinte rouge brique.

D'autre part, en ce qui concerne l'âge famenno-tournaisien de cette présumée formation chaotique, il est lui aussi sujet à de sérieuses objections. En effet, le Famennien n'est qu'attribué en supposant que certains niveaux de " conglomérat calcaire " seraient déposés à cette époque. Par contre le Tournaisien qui est en partie daté et en partie supposé, n'est pas aussi certain. Par ailleurs, le calage de la limite supérieure de la « Formation d'Aïn el Kleb » dans le temps par rapport à la « Formation de Korifla » d'âge tournaisien supérieur – viséen inférieur – qui est supposée la surmontée stratigraphiquement – remet la fourchette d'âge des dits dépôts chaotiques au Famennio-Tournaisien inférieur. Cependant, le calage dans le temps de cette formation par rapport à celle de Korifla s'avère périlleux puisque d'après les travaux de l'auteur le contact entre elles serait constamment de nature tectonique.

L'épaisseur de la présumée formation chaotique serait de 400 à 500m. Si on se réfère aux travaux de Padgett et al (1977) (qui font des « dépôts chaotiques » l'équivalent proximal du dit flysch distal d'une puissance de 3000m) et de Piqué (1984) (qui en fait l'équivalent latéral de la Formation de Korifla d'une puissance de 2000 à 3000m) une autre objection se profile. En effet, il n'est pas facile de concevoir un tel contraste dans l'épaisseur entre une marge active « dominée par des avalanches de blocs et de coulées boueuses » et le large qui se trouve loin des zones d'alimentation et d'apport ?

Sur un autre plan, Izart (1990) voit dans les pélites à nodules ferrugineux de la « Formation de Korifla » (qui seraient en contact tectonique avec les « dépôts chaotiques ») des sédiments d'une plateforme argileuse correspondant à la fin du comblement du "BSB". Comment concilier alors entre cette conception et celle de Piqué (1984) qui en fait une variation latérale de faciès ?. Ainsi donc si passage latéral de faciès il y ait entre la « Formation de Korifla » et la présumée formation chaotique d'Aïn el Kleb, celui-ci est très brutal. Cela suppose que la « Faille des Oulad Mimoun » (Piqué, 1979) qui prendrait place à la limite exacte des deux formations et sur plusieurs dizaines de kilomètres de long a fait disparaître tous les faciès de transition entre les « termes chaotiques » de bordure et ceux

fins de plateforme au large.

Or dans l'état actuel des données rien n'est indiqué sur l'ampleur de cette faille ni sur la manière de l'accolement éventuel des deux aires de sédimentation qui seraient contemporains mais éloignées l'une de l'autre à l'origine. Par ailleurs, telle qu'elle est représentée, la « Faille des Oulad Mimoun » semble avoir joué un rôle certain dans la paléogéographie de la marge nord du "BSB" mais qui reste indéfini. En effet, il semble que cette faille constituait la limite sud d'un sillon très étroit qui longerait alors la « ride de Rabat-Tiflet » génératrice des « avalanches de blocs et de coulées boueuses » qui seraient à l'origine des présumés dépôts chaotiques qui le combleraient alors. Dans ce dernier cas c'est à ce niveau qu'on aurait un maximum d'épaisseur de sédiments de cette époque.

Néanmoins si nous nous arrêtons sur l'idée d'Izart (1990) qui fait des pélites à nodules ferrugineux de la « Formation de Korifla » des faciès de comblement du "BSB", toute la discussion antérieure n'a pas à avoir lieu et l'équivalent latéral de la présumée formation chaotique serait inconnu.

D'un autre côté, les documents cartographiques [Piqué, 1979 (Fig.15 et 16) ; Izart et Vieslet, 1988 (Fig.19) ; El Hassani, 1990] montrent que les présumés dépôts chaotiques de la marge nord du "BSB" sont constamment en contact anormal (« Faille des Oulad Mimoun ») avec les formations d'al Mechraâ et de Bou Rzim d'âge viséen moyen -viséen supérieur et ce sur plusieurs dizaines de km de long. Comment alors peut-on concevoir un contact tectonique d'une telle consistance qui respecterait scrupuleusement la limite lithostratigraphique entre les deux formations sachant que ce contact n'apparaît pas avoir joué un rôle paléogéographique clairement défini lors de l'accumulation présumée séparée dans le temps des dits dépôts chaotiques et ceux grésopélitiques ultérieurs ?.

Par ailleurs, selon Izart (1990), la « Formation d'al Mechraâ » daterait la reprise de l'activité tectonique distensive au niveau du "BSB" qui se traduirait par un approfondissement brutal de celui-ci et son élargissement après une période de sénescence et de comblement qui culminerait au Viséen inférieur par l'émersion de la plupart de ses régions. La partie orientale du « bassin », à l'est de l'oued al Mechraâ, se serait effondrée de nouveau au Viséen moyen. Comment se fait-il qu'un événement d'une telle portée géologique ne soit pas marqué dans l'archive sédimentaire de cette époque ? Les auteurs (Piqué, 1979, 1984 ; Izart, 1990) signalent des niveaux microconglomératiques à plus ou moins conglomératiques qui caractérisent la « Formation de l'oued al Mechraâ » et ce loin des marges du "BSB". Sachant que parmi les éléments de ces dépôts grossiers il y a ceux qui proviennent du socle calédonien des Sehoul ; comment se fait-il alors que la bordure nord tectoniquement active et proche de la source nourricière ne soit jalonnée d'aucun faciès conglomératique datant de cette époque ?.

D'autre part, puisque l'essentiel de l'aire du "BSB" serait émergée vers la fin du Viséen inférieur (Piqué, 1979 ; Izart, 1990 ; Zahraoui, 1991) comment se fait-il que les dépôts du Viséen moyen – Viséen supérieur ne remanient pas d'éléments provenant des terrains antérieurs qui auraient été soumises à l'érosion avant le retour de la mer ? Par ailleurs, puisqu'à l'époque du Viséen inférieur le "BSB" a connu le maximum de régression par rapport à ses marges (Piqué, 1979 ; Izart, 1990), comment peut-on concevoir que des conglomérats de cet âge puissent déborder sur la marge nord du "BSB" (conglomérat de J.Bakkach) au delà de la « ride de Rabat-Tiflet » qui le limiterait alors comme le notent Izart (1990) et El Hassani (1990) ?.

Nous pensons qu'il serait tout à fait légitime de chercher à identifier des faciès conglomératiques du Viséen moyen -Viséen supérieur au niveau de la marge nord du "BSB". Cette période est connue par une transgression marine qui déborde les limites antérieures du bassin ; de ce fait les conglomérats de J. Bakkach (par exemple) semblent, selon toute vraisemblance, fossiliser ce débordement marin.

2. Les faciès de la marge nord du "BSB" et problèmes de datation :

En dehors de quelques datations paléontologiques, la plupart des âges ne sont qu'attribués et ce sur la base d'interprétation structurale. La même entité lithologique (faciès) se voit s'attribuer des âges différents d'un auteur à un autre voire par un même auteur (tableau 2). De ce fait il apparaît, selon toute évidence, que c'est d'une meilleure définition des contextes tectonique et structural que dépendra la fiabilité des âges attribués. C'est ce que nous tenterons de faire dans ce travail.

3. Conclusion :

La revue détaillée, critique, des données bibliographiques relatives aux dépôts sédimentaires, particulièrement au niveau de la marge septentrionale du « BSB » conduit alors à la remise en question de beaucoup de données dont certaines étaient devenues un classique, une réalité incontournable. Grand nombre de coupes et de formations doivent être revues aussi bien au niveau de leur définition et de leur âge relatif, parfois au niveau même de leur existence. Une nouvelle approche qui fait intervenir la lithostratigraphie, l'analyse tectonique et structurale s'impose alors pour essayer d'apporter des réponses appropriées aux diverses questions et problèmes que nous venons de soulever. C'est dans ce sens que nous avons abordé notre revue bibliographique (attitude purement scientifique) et non dans le sens de sous-estimer les travaux d'autrui qui ont, chacun, aidé à apporter une partie de la réponse sur la voie de la recherche de la vérité que nul ne peut prétendre détenir à jamais et à lui seul. Notre contribution ne représente que quelques briques apportées au majestueux édifice qui a été bâti au fil des années.

Ainsi, donc, suite aux investigations bibliographiques relatives à l'état des connaissances lithostratigraphiques une perspective nouvelle a pu se dégager sur la voie d'une nouvelle reconstitution paléogéographique. Cette nouvelle approche vise la révision de l'organisation du "BSB" et des modalités de son ouverture dans le temps et dans l'espace.

On retient alors qu'au cours du Famennien supérieur, les aires de sédimentation n'étaient clairement individualisées que de part et d'autre de la « WMSZ » (West Mesetian Shear Zone). On retient également que ces aires sont constamment allongées selon une distension méridienne à sub-méridienne et sujettes à une distension est-ouest. Trois principales fosses se dégagent alors dont deux à l'est du Môle côtier (la « Fosse de Mechraâ Ben Abbou – Mdakra -Ben Slimane » à l'ouest de la « ride de Cherrat » et la « Fosse de Khatouat -Sidi Bettache » à l'est) et une au niveau du Môle côtier lui-même, à l'ouest de la « WMSZ » (Sillon d'Oulad Abbou -Safi »).

Ensuite, pendant le Tournaisien – Viséen inférieur la mer n'a fait que se retirer vers les confins orientaux est de ce qui est considéré comme région centrale du « BSB » qui est axée sur la vallée de l'oued Korifla. Ce n'est qu'après, au cours du Viséen moyen - Viséen supérieur qu'une nouvelle disposition paléogéographique des aires de dépôts se dessine. Celles-ci vont être désormais disposées et allongées sub E-W et soumises à une distension subméridienne. Cet événement qui ressort des travaux d'Izart (1990) et Chakiri (1991) est particulièrement bien démontré par Fadli (1990) dans les Mdakra et les Khatouat et bien mis en évidence par Tahiri (1991) au niveau du « Bassin de Tiliouine ». Néanmoins, pour Fadli les deux directions orthogonales d'extension du "BSB", seraient synchrones.

Par ailleurs, en se référant à la carte générale de Piqué (1984) (Fig.16) et celle d'Izart et Vieslet (1989) (Fig.19) qui montrent la répartition spatiale des terrains famennodinantien à l'échelle du "BSB", on constate que : - les terrains sont de plus en plus jeunes en allant d'ouest en est ; - dans la partie occidentale du "BSB", les terrains du Famennotournaisien et ceux du Tournaisien-Viséen inférieur forment deux bandes allongées globalement selon une direction subméridienne ; - dans la partie orientale du "BSB", les

terrains du Viséen moyen et du Viséen supérieur sont allongés sub est-ouest.

Terrains et formations sédimentaires selon les auteurs et l'âge proposé pour chaque formation	TIFLET		
	Poudingue siliceux	Famanno-Tournaisien	
	Conglomérat calcaire	Famanno-Tournaisien	
	Poudingue (conglomérat) siliceux (Souq Tiflet)	Viséen supérieur	Viséen moyen-Viséen supérieur
Anq aj Jmal (au nord de Khalwa)	Famanno-Tournaisien		Viséen moyen (Vieslet, 1983)
Ain el Klab ("Formation chaotique")	Famanno-Tournaisien		Tournaisien
Chaabat al Harcha ("Formation chaotique")	Famanno-Tournaisien		Famanno-Tournaisien
Chaabat Ain Guenfoudiya ("Formation chaotique")	Famanno-Tournaisien		Famanno-Tournaisien
Koudiat Rouina (conglomérat)	Famanno-Tournaisien		
J. Bakach (conglomérat)	Tournaisien-Viséen inférieur		Viséen inférieur
Terrains de Kassem ar Rahhal	Viséen supérieur	Famanno-Tournaisien	Viséen supérieur
Formation de l'oued Korifla			Tournaisien-Viséen inférieur
Pélites de la vallée de l'oued Akrech			
"Formation d'Ain Hallouf" (conglomérat)	Famanno-Tournaisien		
EL HASSANI (1990)			
EI HASSANI ET ZAHRAOUI (1989)			
IZART ET VIESLET (1989)			
MARHOUMI (1984)			
PIQUE (1979-1984)			
PADGETT ET AL (1977)			

Suite du tableau 2 sur la page suivante

Terrains et formations sédimentaires selon les auteurs et l'âge proposé	TIFLET			Anq aj Jmal (au nord de Khalwa)	Ain el Klab ("Formation chaotique")	Chaabat al Harcha ("Formation chaotique")	Chaabat Ain Guenfoudiya ("Formation chaotique")	Koudiat Rouina (conglomérat)	J. Bakach (conglomérat)	Terrains de Kassem ar Rahhal	Formation de l'oued Korifla	Pêlites de la vallée de l'oued Akrech	"Formation d'Ain Hallouf" (conglomérat)	
	Poudingue siliceux	Conglomérat calcaire	Conglomérat (siliceux) (Souq Tiflet)											
MICHARD (1976)								"Néoviséen"						
CHOUBERT ET FAURE-MURET (1961)								Viséen supérieur	Post Viséen inf.- anté Viséen sup. Néoviséen)		Tourn. sup.- Viséen inf.		Famen. IV- Strunien	
COGNEY ET DANZE CORSIN (1960)								Tournaisien (Cogney, 1957)	Tournaisien à Viséen inférieur		Viséen inférieur			
WIPPERN (1954)														Strunien
BOLELI (1953)												Tournaisien (Schistes à goniatites)		
TERMIER ET DELPINE (1936)													Dévonien supérieur	
LECOINTRE (1926)													Dévonien supérieur	Famennien (1933) Tournaisien

Tableau 2. Les âges des "formations" et "termes" sédimentaires de la marge septentrionale du "BSB" d'après les différents auteurs

D'un autre côté, Izart et Vieslet (1988) ne signalent que localement des dépôts famenno –tournaiso -viséen inférieur à l'est dans la région de Tiflet au sud de la ride dévonienne (Fig.19).

Ainsi donc étant muni des précieux résultats qui se sont dégagés de cette mise au point bibliographique nous allons y joindre nos propres données pour proposer à la communauté scientifique un nouveau schéma paléogéographique de l'époque famenno - dinantienne qui est gérée par une dynamique tectonique nouvellement établie (Lakhloufi et al, à paraître). Cela nous amènera à proposer une géodynamique conséquente qui servira de support et de fil directeur à la reconstitution du contexte géodynamique hercynien à plus grande échelle sur de nouvelles bases.