

## La formation chaotique famenno-tournaisienne du Grou : témoin de la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache (Meseta marocaine)

Saïd CHAKIRI & Abdelfatah TAHIRI

**Mots-clés :** Maroc central hercynien, bassin de Sidi Bettache, Famennien, Tournaisien, olistolites, tectonique synsédimentaire.

### سعيد الشاكري وعبد الفتاح الطاهري

التشكل السديمي - الفاميبي - تورنيزي ل "كرو": شاهد على الحافة الشرقية لحوض سيدي بطاش (الميسيطا المغربية). تمكن دراسة التشكلات الصخرية والترسيبية للرواسب السديمية بمنطقة "تيداس" من تبيين الحد الشرقي لحوض سيدي بطاش، والمسماة هنا بغضن "إكطوان". النشاط التكتوني المتزامن مع الترسيب خلال الفاميبي - تورنيزي مسؤول في هذه المنطقة عن تفرد هذا الغضن ذي اتجاه ش غ - ج ش / مرتفع اكلوان/ المتكون من طبقات أرفييسية وسيلورية وديفونية. هذه الأخيرة تقوم بتطعيم الحوض الترسبي المجاور غربا بمواد سديمية ناتجة عن تهديمها. بفضل هذه المعطيات، يقدم شكل جديد يأخذ بعين الاعتبار غضن "إكطوان" والنماذج السابقة لانفتاح حوض سيدي بطاش خلال الفاميبي - تورنيزي.

### RESUME

L'étude lithostratigraphique et sédimentologique des dépôts chaotiques famenno-tournaisiens de la région de Tiddas (Maroc central occidental), permet la mise en évidence de la limite orientale du bassin de Sidi Bettache que nous appelons ride d'Aguettouane. L'importante activité tectonique synsédimentaire pendant le Famenco-Tournaisien est responsable dans cette région de l'individualisation de cette zone haute orientée NE-SW (ride d'Aguettouane) constituée de terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens. Ceux-ci alimentent l'aire sédimentaire adjacente à l'ouest en produits chaotiques provenant de leur démantèlement. Suite à cette nouvelle donnée, un schéma qui intègre la ride d'Aguettouane et qui tient compte des modèles présentés pour l'ouverture au Famenco-Tournaisien du bassin de Sidi Bettache est proposé.

### ABSTRACT

**The Famennian-Tournaisian chaotic Grou Formation: a witness of the eastern limit of the Sidi Bettache basin.** The lithostratigraphic and sedimentological study of the chaotic sediments of Tiddas (western central Morocco) reveals the existence in this area of a ridge that we referred to as the Aguetouane ridge. Our investigation established this ridge to coincide with the eastern limit of the Sidi Bettache basin. This ridge was consequent to the very active Famennian-Tournaisian synsedimentary tectonics. The Ordovician, Silurian and Devonian rocks of the ridge act as a source for the chaotic materials that slide down into the adjacent Sidi Bettache basin to the west. This interpretation allows us to propose a model that takes into account both the presence of the Aguetouane ridge and the previous ideas about the opening of the studied basin.

### INTRODUCTION

Au Dévono-Carbonifère, un certain nombre de bassins sédimentaires se sont individualisés dans la Meseta occidentale marocaine. Le bassin de Sidi Bettache (PIQUE, 1979), situé dans la partie NW de la Meseta, est le plus septentrional.

L'aire de dépôt de ce bassin, de forme losangique, était bordée par des zones hautes ou rides au pied desquelles s'accumulaient des produits famenno-tournaisiens issus du démantèlement de ces rides ; des roches volcaniques sont parfois associées à ces dépôts (KHARBOUCH, 1994). Il s'agit du bloc des Sehoul, de la ride du Cherrat et de la ride des Zaër, respectivement limites nord, ouest et sud-est du

bassin. La limite orientale du bassin n'était pas définie.

L'existence du bassin de Tiliouine (TAHIRI, 1991), juxtaposant à l'est le bassin de Sidi Bettache, imposait la recherche et la définition de la bordure orientale de ce dernier. La découverte et l'étude des dépôts chaotiques famenno-tournaisiens dans le secteur de Tiddas-oued Grou (Fig. 1), sujet de cette note, permettent de proposer une limite orientale au bassin de Sidi Bettache : la ride d'Aguettouane, et d'intégrer cette donnée dans les modèles proposés pour l'ouverture de ce bassin. Cette ride se prolonge selon une direction NE-SW depuis Tsili au SW jusqu'aux environs de Timeksaouine à l'est de Tiddas (Fig. 1).

Chakiri, S. & Tahiri, A. (2000). La formation chaotique famenno-tournaisienne du Grou : témoin de la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache (Meseta marocaine). *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, n°22 (1999-2000), pp. 9-15.

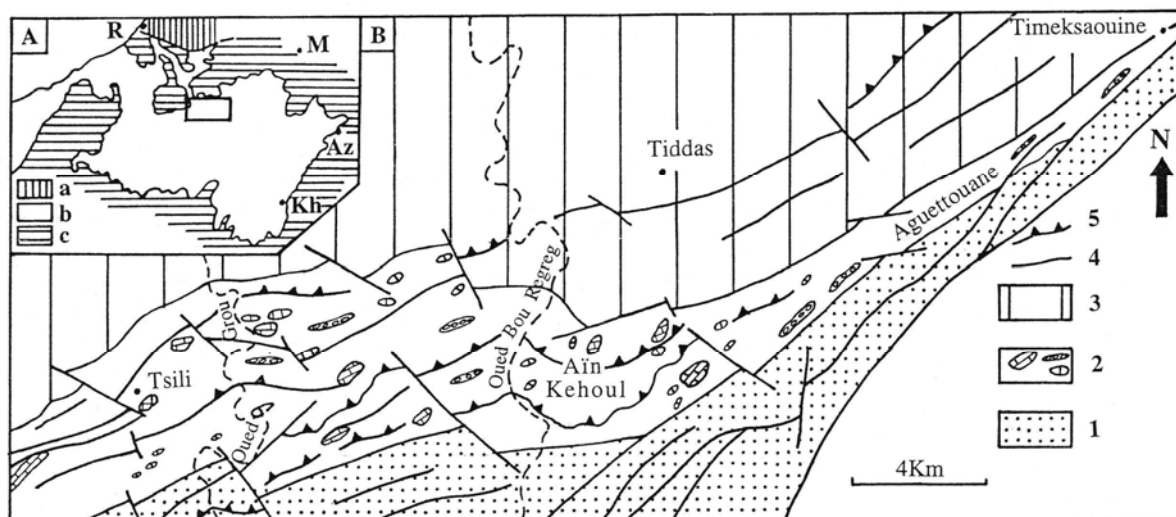


Figure 1 : Carte de situation simplifiée de la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache. A, Carte schématique du Maroc central. Az, Azrou ; Kh, Khénifra ; M, Meknès ; R, Rabat ; a, terrains calédoniens ; b, terrains hercyniens ; c, couverture post-paléozoïque ; Encadré, secteur étudié. B, Secteur étudié. 1, terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens ; 2, dépôts chaotiques famenno-tournaïens ; 3, terrains post-tournaïens ; 4, décrochements ; 5, chevauchements.

### LES TERRAINS DE LA RIDE D'AGUETTOUANE

Les terrains les plus anciens de la ride d'Aguettoouane (Fig. 2), épais de 900 m, sont d'âge ordovicien moyen à supérieur (CHAKIRI, 1991). Le Llandeilo et le Caradoc sont exclusivement détritiques et correspondent à des quartzarénites micacées, des pélites silteuses et, des pélites à passées quartzitiques. L'Ashgill est représenté par des alternances de pélites et de quartzites parfois à slumps, et des pélites microconglomératiques.

Le Silurien est représenté par une série d'environ 120 m d'épaisseur, constituée essentiellement par des argilites noires à graptolithes où s'intercalent des niveaux calcaires. Le Télychien, le Sheinwoodien, l'Homérien, le Gorstien et le Pridoli y sont datés (CHAKIRI, 1991).

Le Dévonien inférieur (Lochkovien, Praguien et Emsien basal) est constitué par la succession synthétique suivante (150 m) :

- des pélites verdâtres micacées à passées grauwackeuses où s'intercalent localement des bancs calcaires à tentaculites, des niveaux conglomératiques à galets carbonatés et des nodules carbonatés fossilifères (brachiopodes, orthocères, crinoïdes et lamellibranches) ;
- des alternances de pélites et calcaires bioclastiques surmontées par des calcaires bioconstruits ;
- des quartzites massifs et quartzarénites ferrugineuses à bivalves.

Le Dévonien moyen est représenté essentiellement par des dépôts carbonatés (60 m) qui sont, dans la plupart des cas, resédimentés dans la formation famenno-tournaïenne sous forme d'olistolites (Fig. 1). L'âge givétien de ces calcaires a été confirmé grâce à une microfaune de Conodontes (CHAKIRI, 1991 ; dét. N. LAZREQ). On y distingue des brèches calcaires intraformationnelles, des calcaires bleus lités et micritiques, des pélites silteuses micacées, des calcaires fins en plaquettes, des alternances de calcaires et de pélites puis des calcaires dolomités et massifs en bancs métriques.

Ces terrains ne montrent aucun indice de structuration tectonique ou de métamorphisme antérieurs à la phase majeure westphalo-stéphanoïenne. Les tectoniques hercynienne et post-hercynienne sont responsables de la dislocation de la ride d'Aguettoouane sur une largeur (E-W) de 1 à 3 km. Celle-ci limite à l'est, par l'intermédiaire de contacts tectoniques, les assises du bassin tournaïen de Tiliouine (TAHIRI, 1991) et à l'ouest les dépôts chaotiques fameniens de la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache.

### LES DÉPÔTS CHAOTIQUES FAMENNO-TOURNAÏENS

Ils affleurent d'une manière assez continue depuis Tsili au SW jusqu'à Timeksaouine au NE de Tiddas. Par endroits, ils sont facilement repérables lorsque les blocs sont de grande dimension, comme c'est le

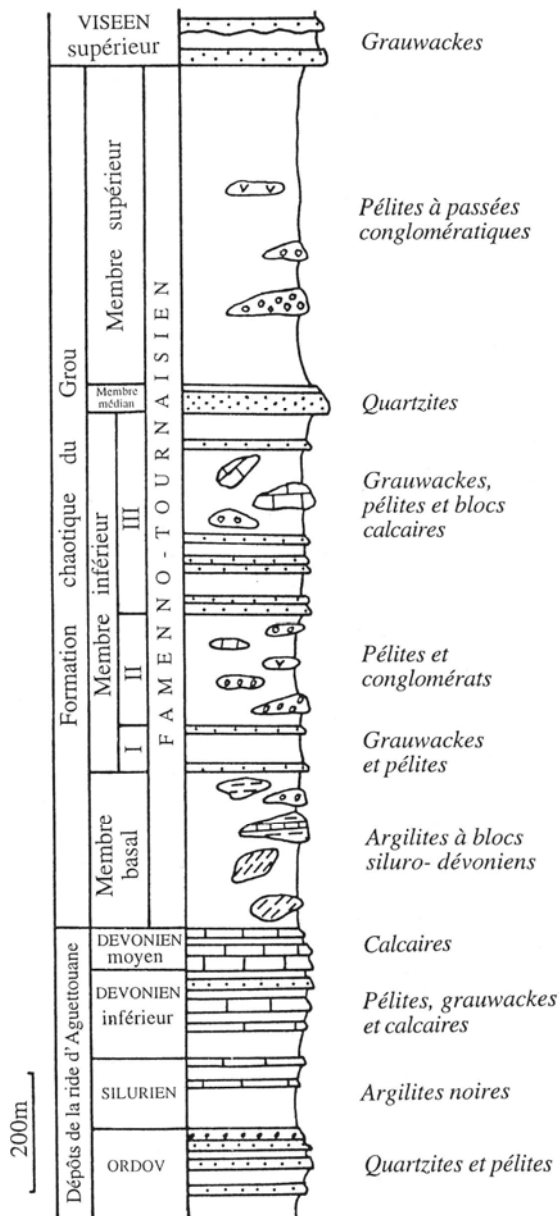


Fig. 2: Colonne synthétique de la formation du Grou (Famenno-Tournaïsiennne) et de la ride d'Aguettouane (Ordovicien-Dévonien).

cas à Tsili et à Ain Kehoul au sud de Tiddas (Fig. 1). Nous les avons regroupés dans la Formation du Grou (Fig. 2), dont la base est difficilement identifiable à cause de la tectonique, et qui est recouverte par les turbidites viséennes. Sa puissance moyenne est de l'ordre de 1500 m. Les termes de base seraient d'âge famennien par analogie avec leurs équivalents vers le SW où le Famennien a été daté (FADLI, 1990 ;

ZAHRAOUI, 1991); les termes supérieurs seraient d'âge tournaïsiennne (post-strunien et anté-viséennne moyen).

#### DESCRIPTION

**Le membre basal**, chaotique, est constitué d'argilites renfermant des blocs (olistolites) et des lentilles conglomératiques. Son épaisseur varie de 250 à 320 m. Les argilites fines et peu micacées, montrent de rares et fines passées grauwackeuses. Les blocs remaniés sont très diversifiés. Leur nature, âge et taille sont très variables. Ce sont des blocs métriques à plurihctométriques constitués d'argilites noires à graptolithes du Silurien, d'alternances de grauwackes, pélites et calcaires à orthocères du Dévonien inférieur et de calcaires noirs du Givétien. Les niveaux conglomératiques sont lenticulaires, peu fréquents et peu épais (centimétriques à décimétriques). Ils sont constitués de galets calcaires riches en polypiers (Givétien), de quelques éléments de nature pélitique et de rares galets calcaires à tentaculites d'âge dévonien inférieur. La matrice est argilo-grauwackeuse, parfois carbonatée.

**Le membre inférieur** est essentiellement turbiditique et chaotique (300 à 650 m). Il est constitué par la succession de trois ensembles.

*Le premier ensemble* (40 à 80 m) correspond à des alternances de grauwackes et de pélites en bancs centimétriques. On y rencontre des figures sédimentaires dont de fines laminations irrégulières, des "flute-casts" et d'abondants plis synsédimentaires (slumps).

*Le second ensemble* (80 à 200 m) est constitué d'argilites silteuses et micacées renfermant des niveaux lenticulaires de conglomérats et brèches. Les niveaux conglomératiques, d'épaisseur décimétrique à décamétrique, sont formés d'éléments dont la taille et la nature lithologique sont variables. Il s'agit généralement de galets subanguleux de calcaires fossilifères de plate-forme à affinité du Dévonien moyen.

Ces galets de quelques mm à 20 cm de long, ne montrent aucune structure antérieure. Ils sont plus ou moins agencés et bien aplatis. Quelques éléments correspondent à des conglomérats calcaires et des grauwackes. Les niveaux bréchiqes, généralement minces, sont constitués d'éléments millimétriques à centimétriques plus ou moins anguleux, aplatis et rarement émoussés. Ces éléments correspondent à des grauwackes litées, des quartzarénites, des quartzites blanchâtres rappelant ceux de l'ordovicien, des débris d'argilites noires micacées, des débris de bivalves et des fragments de roches volcaniques vertes. Les galets calcaires sont rares. Ces éléments plus ou moins jointifs sont liés par une matrice grauwackeuse.

Aucun granoclassement évident n'a été observé. Des blocs de taille décimétrique à métrique provenant exclusivement des calcaires du Dévonien moyen sont localement intercalés dans les argilites silteuses.

*Le troisième ensemble* (180 à 370 m) principalement turbiditique, débute par des grauwackes lithiques et des arénites quartzitiques de couleur rouille à verdâtre en bancs de 10 cm à 1 m d'épaisseur. Ceux-ci s'organisent en barres de 2 à 10 m d'épaisseur séparées par des niveaux pélitiques épais de 1 à 5 m à passées grauwackeuses. Dans les barres, les bancs sont chenalisés et généralement grano- et stratodécroissants. Localement, on assiste au sein du même banc à des passages latéraux des arénites aux grauwackes fines. Les figures sédimentaires correspondent à des laminations obliques ou entrecroisées et des figures de charge (*load casts*). Vers le haut, cet ensemble est constitué par des alternances de grauwackes et de pélites où sont emballés d'abondants blocs métriques à pluridécamétriques de calcaires de plate-forme du Dévonien moyen. Les niveaux conglomératiques et bréchiques sont peu fréquents. Dans ces alternances, les grauwackes sont relativement fines et granoclassées. Elles montrent des laminations horizontales ou ondulées, des convolutes, des figures d'affouillement (*flute casts*) et parfois un amincissement latéral des bancs. Les pélites sont micacées et parfois silteuses. Le membre médian, dont l'épaisseur ne dépasse pas 45 m, est principalement quartzitique. Sur la rive gauche de l'oued Grou, où il est le plus développé, ce membre montre la succession suivante:

- des quartzites silteux gris-clair auxquels succèdent des bancs quartzitiques grossiers et épais (2 m maximum), de teinte rouille (10 m) ;
- des alternances de grauwackes quartzitiques et d'argilites silteuses ; celles-ci sont grises et montrent des laminations ondulées, rarement entrecroisées ou en mamelon ; les bancs quartzitiques sont relativement fins (10 à 30 cm) à laminations horizontales ou légèrement ondulées ; localement, les bancs montrent des lits millimétriques ferrugineux (rouille) discontinus, en alternance avec des lits (1 mm à 1 cm) de couleur grise ou rose riches en quartz (25 m) ;
- des pélites fines rose-violacé où sont remaniés des éléments quartzitiques et grauwackeux de taille millimétrique à centimétrique, subanguleux à anguleux (10 m).

**Le membre supérieur** est principalement argilo-silteux. Son épaisseur varie de 150 à 800 m. Sa partie inférieure est constituée par des argilites silteuses rose-violacé à passées de grauwackes fines en bancs

de 1 à 5 cm d'épaisseur. Dans ces argilites sont intercalés des niveaux lenticulaires conglomératiques ; leur épaisseur est d'ordre métrique alors que leur longueur peut dépasser 30 m. Les éléments sont essentiellement calcaires et mal classés, plus ou moins jointifs, de taille centimétrique à métrique et de forme variable (arrondis, subarrondis et parfois anguleux). Ils sont à affinité givétienne. Les galets siliceux et schisteux sont relativement peu abondants et de taille réduite. L'ensemble est lié par une matrice argileuse ou argilo-carbonatée. Dans sa partie sommitale, le membre supérieur est formé par des argilites fines micacées, localement carbonatées, de couleur grise ou violacée. On y rencontre quelques éléments centimétriques de roches vertes. Ces argilites renferment localement des débris de végétaux et sont intercalées de rares bancs de grauwackes fines parfois ravinantes et lenticulaires.

## LES STRUCTURES SYNSEDIMENTAIRES

La Formation du Grou montre d'importantes variations latérales de faciès et d'épaisseur. Si le caractère chaotique du membre basal, turbiditique et chaotique du membre inférieur, quartzitique du membre médian puis argilo-silteux du membre supérieur sont souvent conservés, l'agencement des faciès, la fréquence et la nature des éléments remaniés sont très variables d'une zone à l'autre. Les épaisseurs des quatre membres diminuent progressivement de l'ouest vers l'est.

En plus de son aspect chaotique, la Formation du Grou est caractérisée par une importante tectonique synsédimentaire enregistrée dans ses quatre membres.

Plusieurs indices de glissement sont présents, notamment dans les faciès chaotiques et turbiditiques des membres basal et inférieur. Ce sont essentiellement des slumps centimétriques à décimétriques soulignés par les bancs grauwackeux où sont présentes également des structures en convolutes. Ces bancs sont souvent affectés par des étirements et des dilacérations.

D'autres indices de glissement sont déduits des olistolites emballés dans la Formation du Grou. En effet, ces blocs d'âge (Ordovicien, Silurien, Dévonien inférieur, Dévonien moyen) et de taille (centimétriques à décimétriques) variables, montrent une disposition cartographique erratique (Fig. 1). Par ailleurs, l'orientation de la stratification au sein des blocs change beaucoup d'un bloc à l'autre, voire dans un même bloc. Celui-ci peut montrer à sa base et en contact avec l'encaissant, une brèche constituée d'éléments provenant de la dislocation du bloc lui-même au moment d'un glissement.



La tectonique synsédimentaire est également représentée dans cette formation par des failles normales synsédimentaires à rejets variables (centimétriques à décimétriques) repérables essentiellement par des variations brusques d'épaisseur et des changements brutaux de faciès (en particulier les faciès grossiers). Ces structures à caractère distensif sont très abondantes dans les termes inférieurs de la formation ; leur fréquence diminue nettement au sommet.

### ENVIRONNEMENTS ET SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

Les terrains du Dévonien moyen, premiers terrains sous-jacents à la Formation du Grou, suggèrent une sédimentation carbonatée de plate-forme peu profonde.

Au Faménno-Tournaïsienn, la sédimentation change subitement et devient exclusivement chaotique et turbiditique. Dans les dépôts principalement chaotiques du membre basal, la taille, la répartition et l'organisation des olistolites témoignent d'un environnement sédimentaire proximal. La sédimentation est contrôlée par des écroulements de type "rock fall" (MARY & DANGEARD, 1970 ; MUTTI, 1979). Ce processus est responsable de l'accumulation d'énormes olistolites en bordure des zones en relief

(falaises) créées par des mouvements de basculement de blocs sous l'effet d'une tectonique de failles distensives synsédimentaires (Fig. 3). La ride d'Aguetouane serait la zone nourricière de ces olistolites. Le caractère turbiditique et les structures sédimentaires dans le membre inférieur traduisent un écoulement de type *debris flow* (MUTTI, 1979 ; NAYLOR, 1981). Ce processus serait contrôlé par la mobilité des falaises. Localement, des blocs peuvent glisser vers les zones profondes de l'aire sédimentaire (Fig. 3). Ces mouvements tectoniques synsédimentaires, qui se manifestent probablement par des blocs basculés, sont attestés par les failles normales synsédimentaires, les variations d'épaisseur, les blocs remaniés et les figures de glissements synsédimentaires. Ces failles, dont les zones sont soulignées par l'alignement cartographique des dépôts chaotiques (ici NE-SW), correspondent à des zones de fractures profondes (Fig. 3). Des produits volcaniques s'y sont injectés, comme en témoignent les fragments de roches vertes. Ce phénomène est similaire à ce qui est connu dans la bordure nord du bassin (KHARBOUCH, 1994).

Un jeu distensif faménno-tournaïsienn de ces failles est ainsi très probable. La valeur maximale du rejet vertical de ces failles ne devait pas excéder la somme des épaisseurs des dépôts siluriens et dévoniens puisque l'Ordovicien n'a pas été individualisé en tant qu' olistolites.

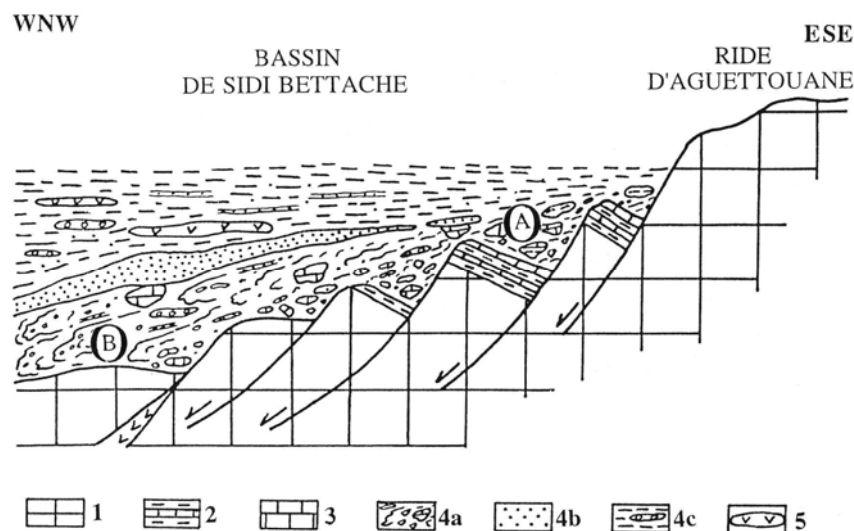


Figure 3 : Mode de dépôt de la Formation du Grou. 1, Ordovicien et Silurien ; 2, Dévonien inférieur ; 3, Dévonien moyen ; 4, Formation de Grou (a, membres basal et inférieur ; b, membre médian ; c, membre supérieur) ; 5, roches vertes ; A, zone d'écroulement (*rock fall*) ; B, zone d'écoulement ("*debris flow*").

Les quartzites du membre médian rappellent des dépôts de plate-forme littorale soumise à l'action des vagues et alimentée essentiellement par un matériel sableux. D'après TAHIRI (1991), ce membre montre également par endroits des dépôts d'environnement deltaïque.

Les argilites silteuses sommitales correspondent à des faciès plus distaux (plate-forme argileuse subsidente). Les lentilles conglomératiques et bréchiques indiquent des dépôts chenalisés locaux de type cône sous-marin.

## DISCUSSION ET CONCLUSION

Les données lithostratigraphiques et sédimentologiques ainsi que les environnements sédimentaires dégagés de cette étude, montrent l'importance de l'activité tectonique synsédimentaire pendant le Faménno-Tournaïen dans cette région du Maroc central. Cette tectonique est responsable de la dislocation, par le jeu de failles de socle NE-SW, de la plate-forme carbonatée du Dévonien inférieur et moyen puis de l'individualisation vers l'ouest d'une

aire sédimentaire qui correspond en fait à la bordure est du bassin de Sidi Bettache (Fig. 4).

La ride d'Aguetouane représente ainsi la bordure orientale du bassin de Sidi Bettache. Elle est constituée par les terres ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes, restées hautes à la suite de la tectonique par failles, qui nourrissent l'aire de dépôt adjacente en produits chaotiques provenant du démantèlement de la ride. Ce mécanisme tectono-sédimentaire est identique à celui décrit sur les autres bordures du bassin de Sidi Bettache (PIQUE, 1979 ; FADLI, 1990 ; EL HASSANI, 1991 ; ZAHRAOUI, 1991) et sur les bordures du bassin de Tiliouine adjacent à l'est (TAHIRI, 1991). Par ailleurs, les dépôts chaotiques de la bordure sud du bassin de Sidi Bettache ont été datés du Faménien (FADLI, 1990), alors qu'à Timeksaouine, ils seraient famenno-tournaïens. Ceci suggère que le bassin de Sidi Bettache s'est ouvert d'abord au SW (région de Khatouat ; FADLI, 1990) puis s'est agrandi vers le NE.

La limite orientale du bassin de Sidi Bettache correspondrait ainsi à une zone de faiblesse NE-SW

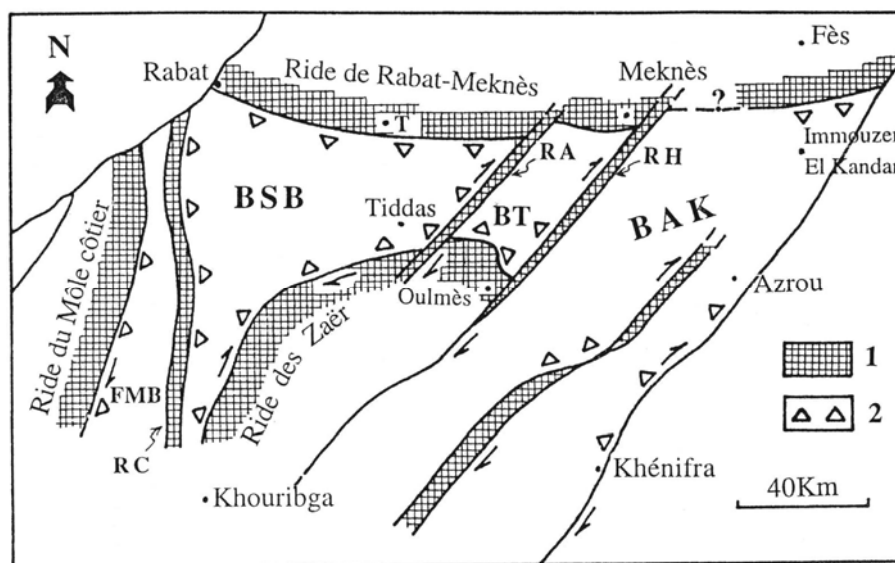


Figure 4 : Paléogéographie du Maroc central au Faménno-Tournaïen. 1, zones émergées ; 2, dépôts chaotiques BAK, bassin d'Azrou-Khénifra ; BSB, bassin de Sidi Bettache ; BT, bassin de Tiliouine ; FMB, fossé de M'dakra-Benslimane ; RA, ride d'Aguetouane ; RC, ride du Cherrat ; RH, ride d'El Hammam ; T, Tiflet.

à regard ouest, responsable d'une structuration en héli-grabens. Ce schéma cadre bien avec les modèles proposés pour l'ouverture au Faménno-Tournaïen du bassin de Sidi Bettache (PIQUE, 1979 ; HOEPPFNER, 1987 ; TAHIRI 1991) dans lesquels les systèmes de

failles du Cherrat, de Sehoul, des Zaër et d'Oulmès guident cette individualisation (Fig. 4).

Les failles d'Aguetouane font partie du système Zaër-Oulmès avec un jeu décrochant dextre à composante extensive vers l'ouest ou le NW. Ce

schéma suppose un contexte général transtensif de la Meseta occidentale au Famenno-Tournaïsiennne (HOEPFFNER, 1987 ; TAHIRI 1991 ; BOUABDELLI & PIQUE, 1996).

L'extension vers le NE de la ride d' Aguettoouane avant le recouvrement sédimentaire viséo-namurien devait rencontrer (dans le soubassement de la plaine du Saïs aux alentours de Meknès) le prolongement vers l'est du bloc des Sehoul (Fig. 4) (PIQUE & MICHARD, 1989 ; EL HASSANI, 1991). En effet, les conglomérats et les poudingues emsiens d'Imouzzer El Kandar (CHARRIERE, 1990), suggèrent un démantèlement de terres « type Sehoul » plutôt que les terrains rencontrés dans les rides d'Aguettoouane ou d'El Hammam (TAHIRI, 1991).

Ces rides s'arrêtent donc bien avant et suggèrent

ainsi une limite nord-orientale famenno-tournaïsiennne du bassin de Sidi Bettache ne dépassant pas une ligne Rabat-Meknès (Fig. 4). Toutefois, un effondrement à l'est de cette ligne paléogéographique (Tiflet-Meknès-Imouzzer El Kandar) a dû avoir lieu lors de la transgression viséo-namurienne venant du NE (IZART, 1991).

Les remplissages turbiditiques viséo-namuriens (voire tournaïsiens) associés à cette transgression d'origine paléotéthysienne indiquent un contrôle tectonique de la sédimentation. Ils attestent en outre, d'un approfondissement plus important de cette bordure orientale du bassin de Sidi Bettache. La tectonique guidant ces environnements devait être contrôlée au moins par le système des failles des Sehoul ainsi que celui d'Aguettoouane et d'Oulmès.

### REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOUABDELLI, M. & PIQUE, A. (1996). Du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays: dynamique du bassin d'Azrou-Khénifra (Maroc hercynien central). *J. Afr. Earth Sci.*, 23, pp. 213-224.
- CHAKIRI, S. (1991). *Le Paléozoïque de la région de Tsili-Tiddas (Maroc central occidental): Stratigraphie, sédimentologie et évolution structurale hercynienne*. Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 227 p.
- CHARRIERE, A. (1990). *Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale: le Moyen Atlas au SE de Fès (Maroc)*. Thèse ès Sciences, Toulouse, 589 p.
- EL HASSANI, A. (1991). La zone de Rabat- Tiflet: bordure nord de la chaîne calédono- hercynienne du Maroc. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 15, 134 p.
- FADLI, D. (1990). *Evolution sédimentaire et structurale des massifs de Mdakra et du Khatouat: deux segments hercyniens de la Meseta marocaine nord-occidentale*. Thèse ès Sciences, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 294 p.
- HOEPFFNER, C. (1987). *La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc*. Thèse ès Sciences, Strasbourg, 280 p.
- IZART, A. (1991). Les bassins carbonifères de la Meseta marocaine, étude sédimentologique et approche du contexte structural. Part de la tectonique et de l'eustatisme. *Géol. Médit.*, XVIII, 1-2, pp. 61-72.
- KHARBOUCH, F. (1994). *Les laves dévono-dinantiennes de la Meseta marocaine: étude pétro-géochimique et implication géodynamique*. Thèse ès Sciences, Brest, 367 p.
- MARY, G. & DANGEARD, L. (1970). Les phénomènes de glissement dans le domaine marin. *Rev. Géol. dyn. & Géogr. phys.*, 2, XII, 4, pp. 313-324.
- MUTTI, E. (1979). *Turbidites et cônes sous-marins profonds. in Sédimentation détritique (fluviale, littorale et marine)*. Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Romand Sci., Terre, Fribourg, Suisse, pp. 353-419.
- NAYLOR, M.A. (1981). Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentology*, 28, pp. 837-852.
- PIQUE, A. (1979). Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine nord-occidentale. *Sci. Géol. Mém*, Strasbourg, 56, 243 p.
- PIQUE, A. & MICHARD, A. (1989). Moroccan hercynides: a synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of west Africa. *Am. J. Sci.*, 288, pp. 286-330.
- TAHIRI A. (1991). *Le Maroc central septentrional: stratigraphie, sédimentologie et tectonique du Paléozoïque ; un exemple de passage des zones internes aux zones externes de la chaîne hercynienne du Maroc*. Thèse ès Sciences, Brest, 311 p.
- ZAHRAOUI, M. (1991). *La plate-forme carbonatée dévonienne du Maroc occidental et sa dislocation hercynienne*. Thèse ès Sciences, Brest, 261 p.

Manuscrit déposé le 7 janvier 1999

Version définitive reçue le 13 septembre 1999

Acceptée le 14 mars 2000

#### Adresses des auteurs

##### S. CHAKIRI

Faculté des Sciences  
Département de Géologie  
B.P 133  
Kénitra

##### A. TAHIRI

Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P.  
703, Agdal, Rabat, Maroc