

Les faciès sédimentaires carbonifères de Tisdafine (Anti-Atlas oriental) : remplissage deltaïque d'un bassin en « pull-apart » sur la bordure méridionale de l'Accident sud-atlasique

Samira SOUALHINE, Julián TEJERA DE LEÓN & Christian HOEPFFNER

Université Mohammed V-Agdal, Faculté des Sciences, Département des Sciences de la Terre, UFR Géologie structurale et appliquée, Av. Ibn Batouta, B.P. 1014 R.P., Rabat. e-mail : samirasoualhine@hotmail.com ; tejera@fsr.ac.ma.; hoepffner@fsr.ac.ma

Résumé. Le bassin carbonifère de Tisdafine, situé à la limite sud de la chaîne hercynienne du Maroc, est un petit bassin de forme rhombique, limité par des failles orientées E-W, NE-SW et NW-SE, affectant une plate-forme carbonatée dévonienne. Le bassin s'ouvre dès la fin du Dévonien supérieur, sur un relais de décrochements entre les décrochements senestres de l'Accident sud-atlasique et de l'accident d'Ouaklim. Durant le Carbonifère, le bassin est comblé par des sédiments détritiques deltaïques. L'analyse des faciès et de leur association dans l'espace et dans le temps permet de distinguer les sous-environnements de deux corps deltaïques, situés au sud et au nord du bassin. Au sud, s'accumulent les dépôts provenant de l'érosion des reliefs surélevés de Sarhro, avec une polarité du SW vers le NE. Cette sédimentation continue durant le Viséen-Namurien. Le bassin est structuré par la suite par une compression N-S, en écaïlles à vergence sud. Au nord, la sédimentation se poursuit durant le Westphalien C-D dans un environnement deltaïque, dont le matériel issu du démantèlement des reliefs exhaussés au nord (Aït Tamelil, Skoura et Tamlelt) montre une polarité NW-SE. La déformation définitive s'achève après cette période.

Mots-clés : Maroc, Anti-Atlas, Carbonifère, bassin de Tisdafine, sédimentation deltaïque, décrochement sud-atlasique, relais en pull-apart.

Carboniferous sedimentary facies of Tisdafine (eastern Anti Atlas): deltaic filling of a pull-apart basin at the southern border of the South Atlas fault.

Abstract. The Tisdafine Carboniferous basin is located at the southern margin of the Moroccan Variscan belt. It appears as a rhombic basin, bounded by E-W, NE-SW and NW-SE faults. The opening began during the late Devonian in a relay zone between two sinistral strike-slip faults: the South-Atlas fault in the north and the Ouaklim fault in the south. During the Carboniferous, the basin was filled by deltaic deposits; spatial organisation of the sedimentary facies allows us to distinguish two deltaic bodies. The first developed in the south, during the Viséan and the Namurian, by erosion of the Anti-Atlas (Saghro) domain. The second, developed during the Westphalian, is located in the north and receives detrital material supplied by the dismantling of the Variscan uplifted areas (Skoura, Aït Tamelil, Tamlelt) located northwards. The Variscan structures are E-W trending folds associated with thrusting toward the south.

Key words : Morocco, Anti-Atlas, Carboniferous, Tisdafine basin, deltaic deposition, South-Atlas fault, rhombic basin.

INTRODUCTION

Le bassin de Tisdafine, situé au pied du flanc sud du Haut-Atlas centro-oriental (Fig. 1), est particulier par ses dimensions réduites (30 × 40 km) et sa forme en amande limitée par failles. Il est aussi original par sa position entre la limite sud de l'Accident sud-atlasique, d'une part, et les bordures nord et ouest des massifs précambriens de Sarhro et de l'Ougnat d'autre part.

Il marque ainsi la transition entre la marge septentrionale du craton ouest-africain, dont il représente la couverture paléozoïque peu déformée par la tectonique hercynienne, et le domaine méséto-atlasique situé au nord (Choubert 1952, Choubert *et al.* 1952, Mattauer *et al.* 1972, Petit 1976, Proust *et al.* 1978, Ouanaimi & Petit 1992).

Il est placé aussi dans une position intermédiaire entre les boutonnières paléozoïques du Haut-Atlas oriental (Mougueur et Tamlelt) et celles du Haut-Atlas central (Skoura et Aït Tamelil) (Fig. 1A).

Cette position confère au bassin de Tisdafine une grande importance comme trait d'union permettant de comprendre les rapports qui ont existé entre les différents domaines paléo-structuraux de la bordure sud des Hercynides marocaines (Hoepffner 1987).

Les recherches portant sur cette région ne sont que ponctuelles et succinctes (Choubert 1952, Hindermeyer 1955, Michard *et al.* 1982). Notre travail a pour objectif de combler cette lacune par l'étude des événements structuraux et sédimentaires qui ont affecté le bassin durant le Dévonien et le Carbonifère.

CADRE STRUCTURAL

Le bassin de Tisdafine est affecté par des failles de direction NE-SW, ENE-WSW à E-W et NW-SE, héritées du socle précambrien (Choubert 1952, Hindermeyer 1955, Piqué & Michard 1989), qui ont joué un rôle primordial dans la genèse et la structuration du bassin à partir du Dévonien supérieur.

Les failles de direction NE-SW ont joué en failles normales dès le Dévonien moyen et ont continué à jouer ainsi durant le Viséen supérieur. Ce jeu est attesté dans plusieurs endroits en bordure du bassin et au sein même de la série viséenne. Celles de direction NW-SE, direction "ougartienne", héritée de l'orogénèse panafricaine, ont joué durant le Viséen supérieur, probablement en décrochement dextre à composante normale, comme le prouve l'épaississement de la série comprise entre les deux principaux accidents à l'est et à l'ouest du bassin (Fig. 2).

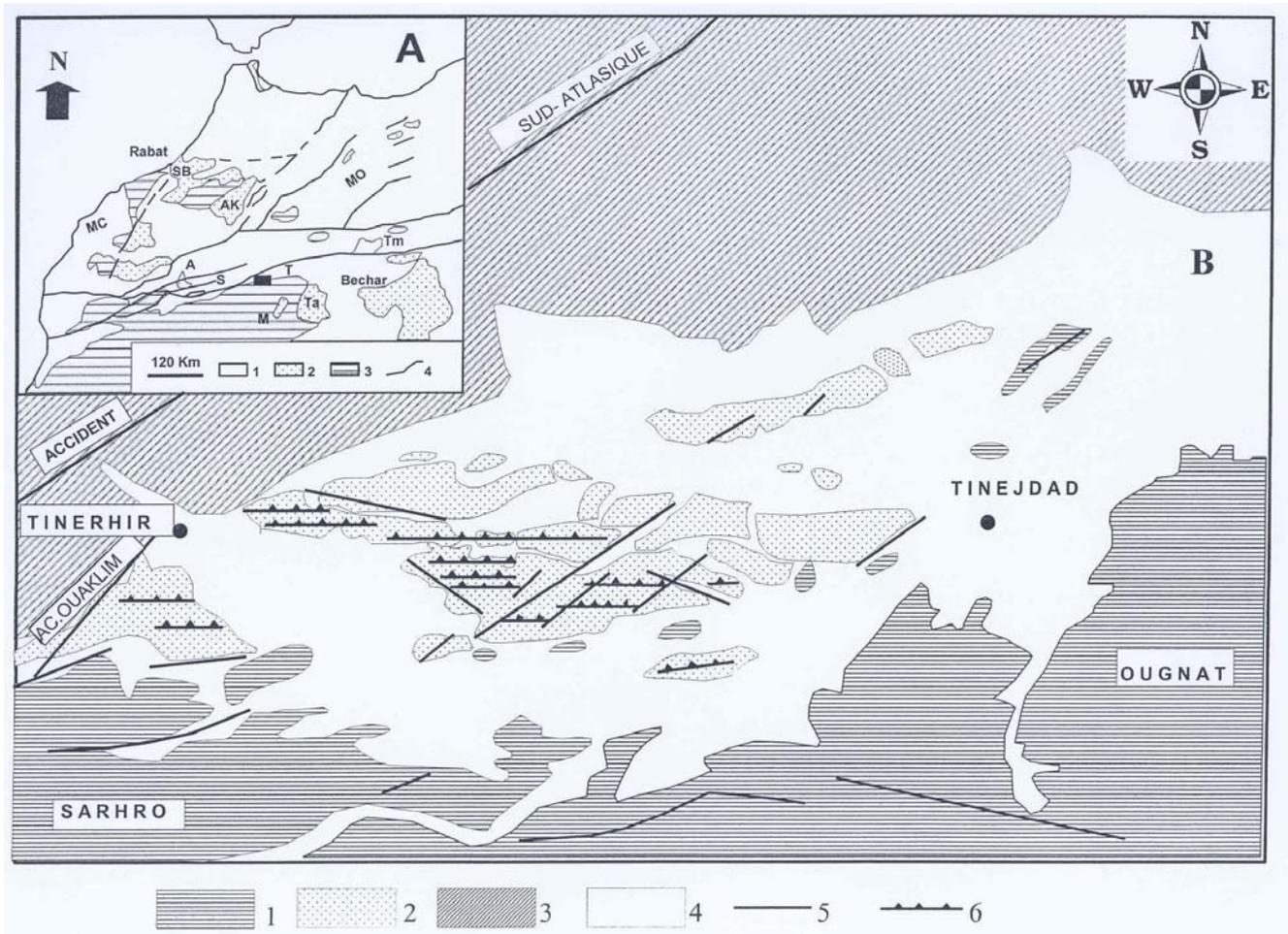


Figure 1. A, Schéma de localisation des principaux bassins d'âge carbonifère au Maroc (d'après Izart 1991, modifié). 1, couverture post-paléozoïque ; 2, terrains carbonifères ; 3, socle ; 4, failles. SB, Sidi Bettache ; AK, Azrou-Khénifra ; MO, Meseta orientale ; MC, Meseta côtière ; T, bassin de Tisdafine ; M, Maïder ; Ta, Tafilalet ; B, Bechar ; Tm, Tamelet ; S, Skoura ; A, Aït Tamelil. B, Extrait de la carte géologique de Tinejdad au 1/1 000 000. 1, Socle anté-carbonifère ; 2, Carbonifère ; 3, couverture post-paléozoïque ; 4, Quaternaire ; 5, failles ; 6, chevauchements.

Les accidents de direction E-W, à jeu décrochant senestre matérialisé par des stries sur les miroirs de faille, ont également guidé l'ouverture du bassin (cf. *infra*).

A partir du Viséen supérieur, le raccourcissement régional de direction N-S à restructuré le bassin, en réactivant les failles E-W en chevauchement vers le sud (Fig. 1B), provoquant l'écaillage de l'ensemble du bassin (Michard *et al.* 1982).

LITHOSTRATIGRAPHIE DU SUBSTRATUM

Le substratum où s'individualise le bassin de Tisdafine est constitué de terrains d'âge cambrien à dévonien.

Le Dévonien, essentiellement carbonaté, affleure sporadiquement sur les bordures sud et est du bassin (Fig. 2). Les dépôts montrent une importante variation d'épaisseur et de lithologie. Il sont à faciès récifal par endroits, comme l'Eifélien de Rhellil (Fig. 2), qui a été considéré par Hindermeier (1955) comme la continuité vers le nord de celui de Ouïhlane au nord de Maïder. Cette variation est attestée aussi par l'existence de calcaires noduleux d'âge frasnien à Tinejdad et leur absence à Rhellil (Hindermeier 1955, Massa *et al.* 1965, Hollard 1967).

Ces variations peuvent être mises en rapport avec la différenciation en horsts et grabens de la plate-forme carbonatée durant le Dévonien (Wendt & Belka 1991). Ainsi, la sédimentation récifale témoigne de la présence de hauts fonds, les calcaires noduleux de pentes, et les marno-calcaires de zones plus profondes.

GENESE ET EVOLUTION DU BASSIN DE TISDAFINE

Au Dévonien moyen et supérieur, une plate-forme marine à sédimentation carbonatée s'étendait sur la zone de Tisdafine. Cette plate-forme instable s'est disloquée en horsts et grabens, par la réactivation en jeu normal des anciennes failles précambriennes de direction NE-SW (Figs. 2 et 3) suite à des mouvements précoces mis en évidence vers le sud-est dans le Maïder et le Tafilalet (Hindermeier 1955, Wendt 1985, 1988, Wendt & Belka 1991) et à Béchar (Conrad 1984).

A la fin du Dévonien, la compression régionale de direction ENE-WSW, qui a affecté également la Meseta orientale (Hoepffner 1987), induit un jeu décrochant senestre de l'Accident sud-atlasique et de l'accident d'Ouaklim. La

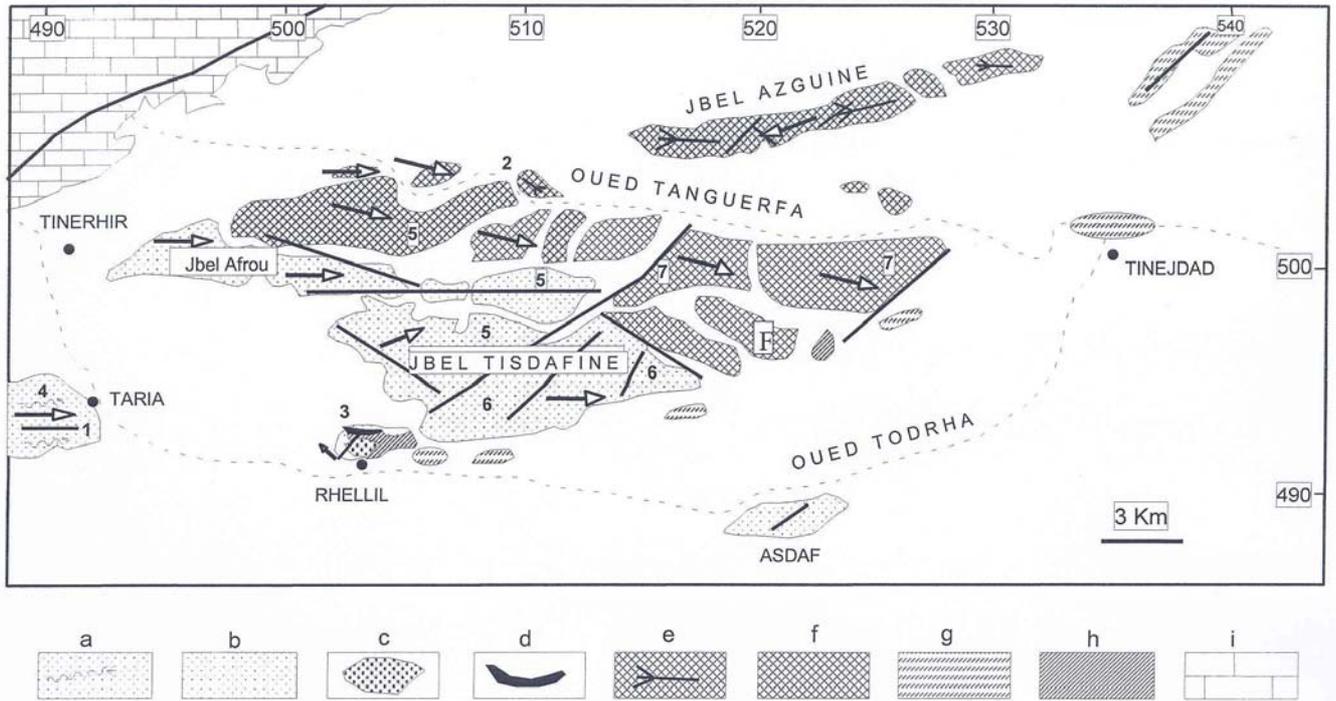


Figure 2. Carte de répartition des faciès carbonifères du bassin de Tisdafine. a, Chenaux distributaires du premier système deltaïque ; b, faciès d'accumulation déposés par le premier delta ; c, conglomérat désorganisé ; d, conglomérat à galets ; e, chenaux distributaires du deuxième système deltaïque ; f, faciès d'accumulation déposés par le deuxième delta ; g, plate forme carbonatée dévonienne ; h, Silurien . Les flèches indiquent les sens de courant. 1 à 7, Associations de faciès respectives ; W, lieu de datation du Westphalien C/D.

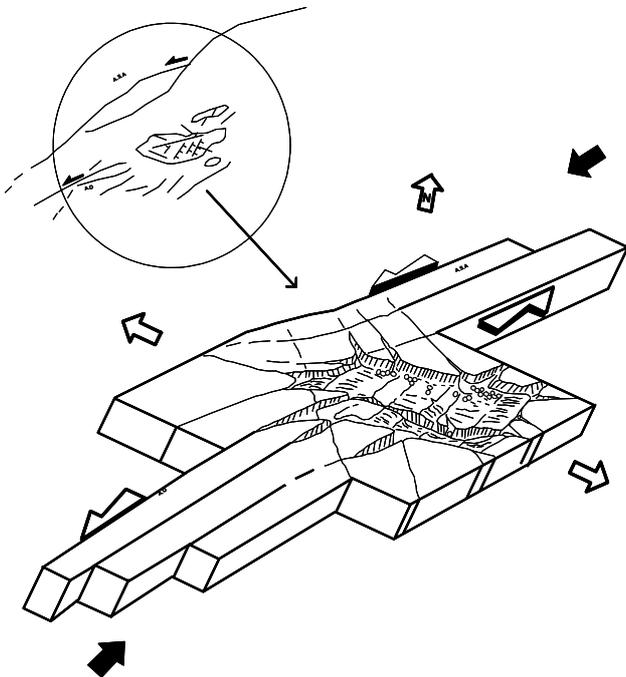


Figure 3. Modèle d'ouverture du bassin de Tisdafine. A.S.A., Accident sud-atlasique ; A.O., accident d'Ouaklim. Les flèches en gras indiquent la direction de la contrainte compressive ; les flèches vides indiquent la direction de la contrainte extensive.

zone de Tisdafine, structurée en blocs basculés, comme l'attestent les différences d'épaisseur des dépôts dévonien, la présence de dépôts récifaux et le jeu normal des failles

NE-SW, est prise en écharpe entre ces deux accidents, permettant ainsi l'ouverture du bassin de Tisdafine en « pull-apart », sur relais de décrochements selon le modèle de Crowell (1974, 1981). Cette ouverture est aussi favorisée et guidée par les décrochements E-W (Fig. 3).

La tectonique en blocs basculés a persisté jusqu'au Viséen supérieur comme l'attestent la différence d'épaisseur, les discordances progressives enregistrées à partir de la bordure du bassin vers le centre et les brèches synsédimentaires connues à Rhéllil, permettant la subsidence du bassin de Tisdafine et la progradation du système deltaïque.

LES FACIES SEDIMENTAIRES

Durant le Carbonifère, un bouleversement dans la nature des dépôts a lieu : les dépôts carbonatés passent à des dépôts détritiques issus de la destruction des reliefs des terrains du Précambrien et du Paléozoïque inférieur et moyen, qui comblent le bassin de Tisdafine. Plusieurs faciès ont été différenciés en tenant compte des critères sédimentaires classiques tels que la taille des grains, les structures internes, les épaisseurs et l'extension latérale des bancs, ainsi que les figures présentes à la base et au sommet des bancs. Il s'agit de faciès conglomératiques, gréseux, pélitiques et calcaires (Fig. 4).

Les faciès conglomératiques

Conglomérat désorganisé

C'est un conglomérat chaotique à matrice portante, sans granoclassement ni litage, avec une base chenalante. Les éléments sont polygéniques (quartzites, grès, phanites et carbonates) et polymétriques (taille variant de 5 cm à 4 m).

La présence de grands blocs métriques de la série phtanitique silurienne ainsi que de bancs métriques de carbonates du Dévonien suggère la présence d'une ride nourricière très proche. La matrice est de nature argileuse, de couleur rouge, et représente à peu près 50%. Ce conglomérat se présente sous forme prismatique. Il jalonne cartographiquement une faille normale de direction N50 qui délimite la ride de Rhellil (Fig. 2).

Le conglomérat change très rapidement d'épaisseur vers l'ouest de cet accident, passant de 40 m à 15 m. Sa forme prismatique, le mauvais classement, son aspect chaotique, ainsi que sa position à proximité de la faille N50 suggère que sa genèse est liée à l'activité de cette faille, qui crée des écroulements, donnant naissance à des écoulements gravitaires de type *debris flow*, dirigés vers le NW.

Conglomérat à galets jointifs

C'est un conglomérat qui montre un début d'organisation. Les éléments sont jointifs, bien arrondis et de taille centimétrique à décimétrique. Leur nature est variée. Ils sont imbriqués et indiquent un sens d'apport du SW vers le NE. La matrice, lorsqu'elle est présente, est de nature siliceuse. Ce conglomérat présente par endroits un granoclassement normal. Il se présente en de multiples lentilles amalgamées et juxtaposées. Leur épaisseur est de 8 à 20 m et leur extension dépasse 70 m. Au moins 5 lentilles à base ravinante ont été dénombrées. Ces lentilles sont en contact discordant sur les phtanites du Silurien et les calcaires du Dévonien ainsi que sur le conglomérat désorganisé. Il est surmonté par les calcaires (cf. *infra*) d'âge viséen supérieur (Hindermeyer 1955).

Ce faciès conglomératique est également engendré par une coulée de type *debris flow*, mais il est plus distal que le conglomérat désorganisé, avec lequel il est en continuité latérale vers le nord.

Conglomérat à éléments flottants

Il s'agit d'un conglomérat de couleur verdâtre à grisâtre. Les éléments sont subanguleux à arrondis, de taille centimétrique, polygéniques (quartzites, calcaires, siltites...) et emballés dans une matrice pélitique abondante (60%). Il présente un léger granoclassement. Ce conglomérat est lenticulaire et à base légèrement ravinante. Son épaisseur est de 20 à 30 m et son extension latérale ne dépasse pas 400 m. Ce faciès est en relation avec un courant de type *mud flow* (écoulement de vase) assez compétent, de direction NW-SE à E-W, dans la partie nord du bassin et à l'approche des accidents E-W qui traversent le milieu du bassin et qui limitent sa bordure nord. Dans la bordure sud, les directions de courant sont SW-NE.

Microconglomérat

Il se présente en bancs de 20 à 70 cm d'épaisseur, de couleur rougeâtre, à éléments millimétriques bien arrondis. Ces éléments sont de nature différente (calcaires, quartzite et micrite, débris coquilliers). Tous ces éléments sont liés par un ciment carbonaté. Ce microconglomérat a une base érosive et une forme lenticulaire. Il montre des stratifications entrecroisées et/ou parallèles. Ce microconglomérat a fourni, au point F, x = 522,5; y = 498,5 (Fig. 2) des foraminifères dont *Hemigordius gr. harltoni* ?

qui date le Westphalien C/D (dét. D. Vachard, comm. orale, 1999).

L'extension latérale de ce banc est de l'ordre du kilomètre. Ce microconglomérat traduit l'action d'un courant de traction assez compétent sur le fond.

Les faciès gréseux

Grès à galets

Il s'agit de grès à base ravinante et à grains moyens à grossiers, contenant des galets de 2 à 5 cm de diamètre. Les galets sont arrondis ou allongés suivant la direction NW-SE. Leur nature est diverse : siltites, carbonates, argilites rouges et débris de crinoïdes. La matrice portante est gréseuse, très riche en fer. Ce faciès est caractéristique de la partie ouest du bassin, surtout à Jbel Afrou à l'approche de l'accident N130 (Fig. 2).

Grès massif

C'est un grès grossier à moyen se présentant en bancs métriques de couleur rosâtre ou grisâtre, sans structures visibles, à base érosive et à *flute casts*. Ces grès se présentent en deux barres séparées par des interlits silteux à lamines parallèles. Latéralement, ces deux barres s'unissent en une seule. L'extension latérale de ce grès est hectométrique.

Grès en bancs minces

C'est un grès fin à moyen riche en quartz, se présentant en bancs centimétriques de 15 à 25 cm. La base des bancs est plane, la stratification est de type entrecroisée en mamelons, signe d'une influence de la houle. La surface des bancs renferme des rides de courant linguoïdes ou dissymétriques, impliquant une action de courant de traction sur le fond. Ce faciès, très fréquent, constitue les différentes barres qui apparaissent en relief dans le paysage.

Grès bioturbé à slumps

Il s'agit d'un faciès caractérisé par des grès moyens à grossiers, chenalisants, à base ravinante, très bioturbés et à débris végétaux indéterminables. Les bancs sont centimétriques (20 à 50 cm), la stratification est entrecroisée, en auge ou à rides de courant, et les slumps sont abondants et déversés vers le NW ou SE.

Grès bioturbé au sommet

C'est un grès moyen à grossier, de couleur grisâtre, vert-olive ou jaunâtre, à stratification entrecroisée ou en auge. Les lamines sont centimétriques à décimétriques et présentent à leur base des *flute casts* dont l'orientation indique un sens de courant vers le NW ou le SE. L'épaisseur des bancs peut atteindre 1 m. Le sommet montre des rides de courant et des bioturbations importantes. L'extension latérale est de 3 à 4 km. Ce faciès est lié à l'action de courants compétents de traction sur le fond, suivis par des périodes de calme permettant le développement d'organismes fouisseurs.

Grès bioturbé à bancs peu épais

C'est un grès fin à moyen. Les bancs, de 10 à 20 cm d'épaisseur, ont des limites inférieures parfois érosives indiquant le remplissage de petits chenaux. Le

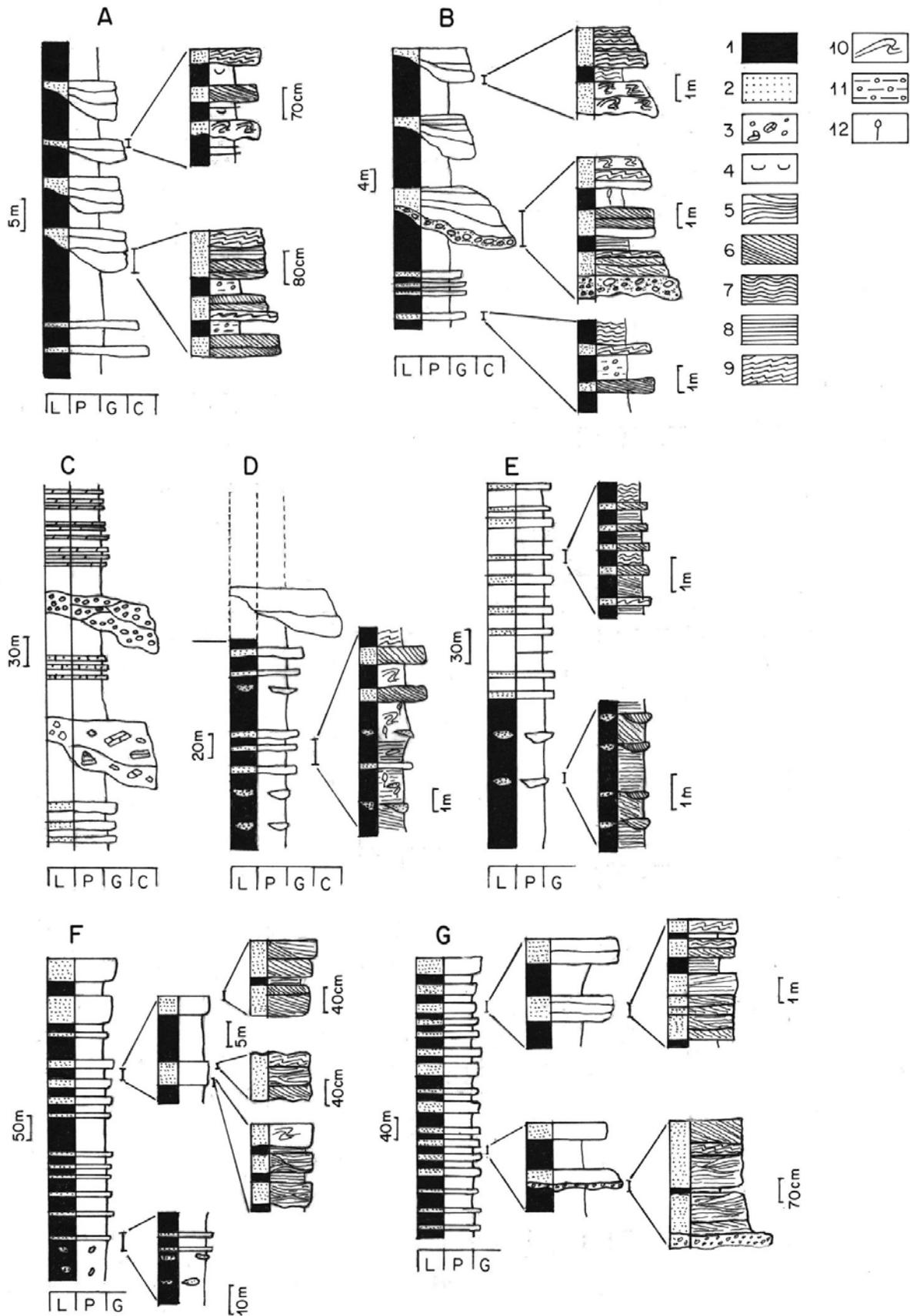


Figure 4. Les associations de faciès du Carbonifère du bassin de Tisdafine. A, association de type 1 ; B, association de type 2 ; C, association de type 3 ; D, association de type 4 ; E, association de type 5 ; F, association de type 6 ; G, association de type 7. Légende commune pour les différents logs : 1, pélite ; 2, grès ; 3, conglomérat ; 4, stratification en auge ; 5, stratification entrecroisée ; 6, stratification oblique ; 7, stratification ondulée ; 8, stratification parallèle ; 9, rides de courants asymétriques ; 10, figures de glissement ; 11, pélites à boules ; 12, débris végétaux ; L, lithologie ; P, pélite ; G, grès ; C, conglomérat.

sommet des bancs est souvent modelé par des rides de courant symétriques ou asymétriques. Ces grès contiennent parfois des oolites ferrugineuses. La stratification est entrecroisée ou ondulée et la bioturbation est fréquente. Certaines failles normales de dimension centimétrique affectent les niveaux gréseux, surtout ceux de la base.

Grès à figures de glissement

C'est un grès très fin qui présente des plis d'écoulement de taille centimétrique, déversés vers le NW ou vers le SE. Les lamines sont continues ; par endroits, s'y piègent des boules pélitiques. Ce faciès traduit l'instabilité du milieu de sédimentation, probablement induite par la fluidification du sédiment et son déplacement sur une pente (même faible) sous l'action conjuguée de la houle, de la marée et de la tectonique.

Les faciès pélitiques

Pélites à débris de végétaux

Les pélites peuvent être grises, verdâtres, jaunâtres ou parfois rosâtres, et peuvent contenir de nombreux débris végétaux ou coquilliers (lamellibranches, ostracodes...). Leur épaisseur, très variable, peut atteindre 200 m. On peut différencier : (i) des pélites ridées au sommet par des rides de courant, bioturbées et montrant des stratifications planes millimétriques ; (ii) des pélites convolutées avec des «antiformes» déversés soit vers le NW, soit vers le SE, indiquant des pentes dans le même sens ; (iii) des pélites à boules décimétriques, de nature silteuse, affectées de rides de courant et de laminations entrecroisées.

Ces faciès pélitiques correspondent à un milieu de sédimentation calme soumis parfois à l'action de courants de traction de faible intensité et de la houle (rides de courant), agissant sur des pentes faibles (pélites convolutées et pélites à boules).

Les argilites

Ces sont des argiles qui peuvent être :

– très fines, de couleur verdâtre, jaunâtre ou rosâtre, micacées et bioturbées, montrant des lamines parallèles ou ondulées et renfermant de minces passées silteuses lenticulaires (qui présentent aussi des lamines planes, rarement obliques) et contenant une riche faune benthique (foraminifères, lamellibranches,...) ; ces argiles, qui dépassent à l'affleurement 300 m d'épaisseur, constituent la base de pratiquement toutes les associations de faciès du bassin (cf. *infra*) ;

– noduleuses, silteuses, très bioturbées et contenant des nodules de calcaires de taille centimétrique, riches en mollusques, brachiopodes et foraminifères ; les oolites sont présentes et entourées de glauconie ; les nodules peuvent évoluer latéralement vers des bancs centimétriques (5 à 10 cm).

Les calcaires

Calcaires noirs

Ils se présentent en bancs épais de 70 à 150 cm, riches en microfaune marine d'âge viséen supérieur (Hindermeyer

1955, Michard *et al.* 1982, Berkli, comm. or.).

Au sein des bancs calcaires se trouvent des brèches sédimentaires intraformationnelles épaisses de 30 à 50 cm. Les éléments de nature calcaire ont une forme anguleuse. La matrice est de même nature.

Calcaires gréseux

Ce sont des calcaires gréseux se présentant en bancs décimétriques. Leur extension latérale est hectométrique. Ils alternent souvent avec des pélites.

LES ASSOCIATIONS DE FACIES

Associations de faciès chenalisants

Association de type 1

Cette association (Figs 2, 4A et 5) commence par des niveaux lenticulaires de faible épaisseur (30 cm) constitués du faciès conglomératique à matrice pélitique et éléments flottants, à base érosive sans structures internes. Ce faciès est surmonté par un ensemble de barres à chenaux constitués de faciès gréseux (grès bioturbé à slumps, grès bioturbé au sommet) agencés en séquences strato- et grano-décroissantes de 5 à 7 m d'épaisseur. Ces chenaux sont le siège de slumps à vergence NE indiquant l'existence d'une pente. Par ailleurs, on note la présence de bioturbations et de débris végétaux indéterminés.

Les mesures de courants par les *flute casts* et le pendage du litage indiquent une direction SW-NE à E-W.

Cette association, qui affleure dans la bordure SW du bassin, à Taria, représente un sous-environnement proximal constitué par des chenaux distributaires (Tye *et al.* 1994, 1999).

Association de type 2

Au nord du bassin, ces faciès (Figs 2, 4B et 6) sont constitués par des grès alternant avec des pélites à boules. Ils forment des séquences strato- et grano-décroissantes de 5 m d'épaisseur correspondant à un remplissage de chenaux. Les slumps sont fréquents, attestant d'une instabilité du milieu de dépôt. La présence de chenaux en éventail présentant un rapport largeur/épaisseur faible (Allen *et al.* 1979, 1987) suggère une plaine deltaïque dominée par un hydrodynamisme fluvial n'excluant pas une action des marées (Coleman & Gagliano 1965, Allen 1978, Bridge & Leeder 1979).

Association de type 3

Au sud du bassin, et sur la bordure NW de la faille N50 visible à Rhéllil (Figs 2, 4C et 5) on trouve les conglomérats désorganisés attribués probablement à l'activité syn-sédimentaire de cette faille. Ils ravinent les terrains du Silurien. Ces conglomérats sont surmontés par une alternance de pélites et de calcaires gréseux (20 m).

Au dessus et latéralement vers le NE, des lentilles de conglomérats à galets ravinent les formations décrites ci-dessus. Ces conglomérats sont surmontés par les calcaires noirs. Cette association traduit le fonctionnement d'écoulements grossiers créés par l'activité de l'accident

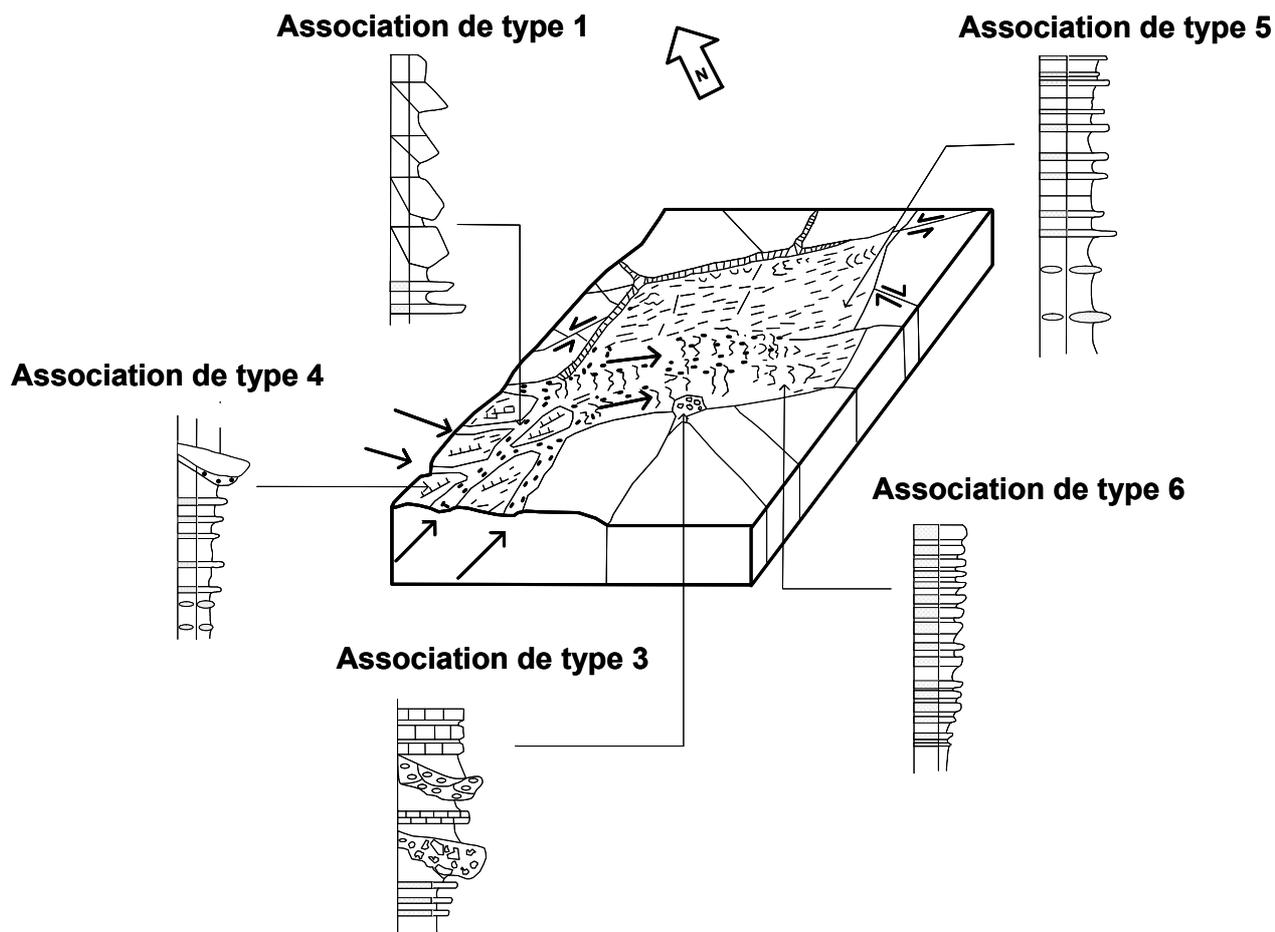


Figure 5. Modèle de remplissage de la partie méridionale du bassin Tisdafine par le premier système deltaïque. Les flèches indiquent le sens des apports.

N 50 limitant la bordure orientale de la ride de Rhéllil, située sur la limite sud du bassin de Tisdafine. Les calcaires du Viséen témoignent de l'accalmie tectonique de cette bordure.

Associations de faciès d'accumulation pélitique

Association de type 4

Cette association (Figs. 2, 4D et 6) montre une épaisse série d'argiles noduleuses (plus de 500 m), où s'intercalent des bancs gréseux minces (faciès de grès bioturbés à slumps, de pélites à boules, de grès à bancs peu épais et de pélites à débris végétaux). La stratification est horizontale par endroits, entrecroisée dans d'autres, avec une forte bioturbation. L'extension latérale est de plusieurs centaines de mètres. Elle est surmontée en contact érosif par les associations de type 1 ou 2, ce qui permet de considérer cette association comme représentative de la plaine deltaïque (Reading 1986).

Association de type 5

Une autre association pélitique (Figs. 2, 4E et 5) caractérisée par des épaisseurs importantes (de 300 à 700 m) s'observe à la base de la plupart des formations du bassin. Ces pélites sont intercalées de bancs lenticulaires de siltites ou de grès

fins qui peuvent évoluer vers des bancs bien individualisés.

Ces pélites présentent des stratifications planes, rarement entrecroisées en mamelons, et contiennent une faune variée constituée surtout de lamellibranches, de foraminifères, de brachiopodes, etc. Par la prédominance des pélites, cette association traduit une dynamique calme, interrompue de légers courants qui déposent les siltites et les grès fins. Le milieu est marin profond, attesté par la microfaune et la faible action de la houle (rares stratifications en mamelon). Il correspond à un sous-environnement de type prodeltaïque, comme le prouve aussi la superposition de faciès grésopélitiques d'accumulation à cette association.

Associations de faciès d'accumulations grésopélitiques

Association de type 6

C'est l'association la plus répandue sur le terrain. Elle est composée (Figs. 2, 4F et 5) de la superposition d'argiles minces à passées silteuses, de pélites convolutées, de grès à figures de glissements, de grès à bancs peu épais devenant plus épais vers le sommet, de grès massifs, de grès bioturbés et de microconglomérats. Ces faciès sont associés en séquences strato- et grano-croissantes de 5 à 15 m, entaillées par des arrivages épisodiques de petits chenaux. L'épaisseur totale de ces assemblages varie d'une localité à l'autre. Elle

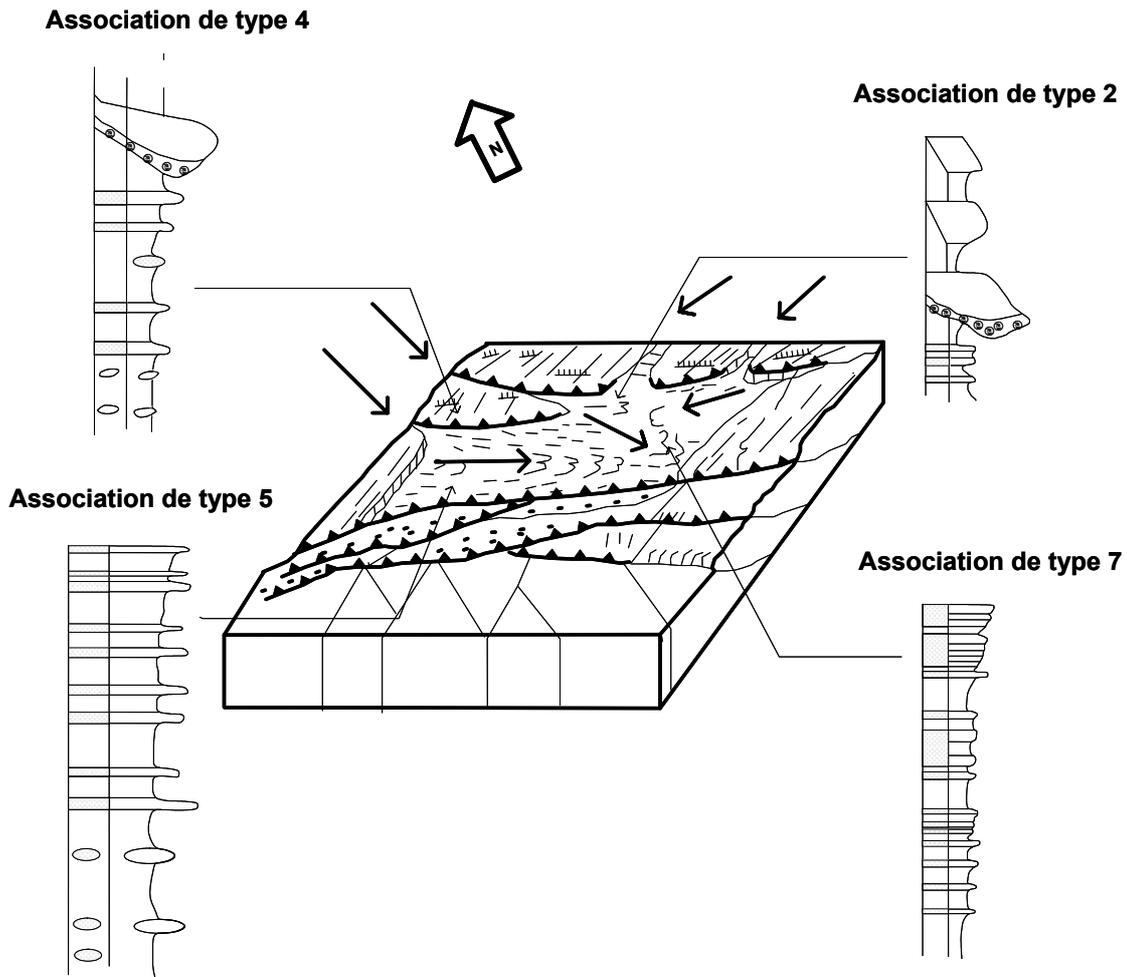


Figure 6. Modèle de structuration de la partie sud du bassin de Tisdafine et remplissage du bassin nord par le deuxième système deltaïque. Les flèches indiquent le sens des apports.

surmonte par un contact progressif l'association de type 5. Cette association représente des barres de front du delta (Allen *et al.* 1979).

La cyclicité du dépôt de barres de front de delta est basée sur des études de delta et de leur mobilité (Coleman & Prior 1982, Elliott 1986, Farrell 1987).

Association de type 7

Elle correspond (Figs. 2, 4G et 6) aux termes grésopélitiques (pélites à rides, pélites convolutées, grès massifs, grès bioturbés au sommet, grès à figures de glissements et microconglomérats) avec abondance du faciès de grès à figures de glissements à vergence vers le NW. Le sens de déversement de ces figures sédimentaires implique l'existence d'une pente dans le même sens. Les faciès gréseux qui composent cette alternance, surtout ceux du sommet, montrent une bioturbation polygonale.

Ces différents faciès sont groupés en séquences strato- et grano-croissantes, parfois interrompues par des séquences strato- et grano-décroissantes à base érosive de 3 à 7 m d'épaisseur. Il s'agit de la même association de faciès que celle de type 7 mais à faible épaisseur.

MODELE DE DEPOT

Les différentes associations de faciès permettent de considérer le remplissage sédimentaire du bassin comme le résultat de deux ensembles deltaïques qui s'installent, avec un diachronisme, au sud et au nord du bassin.

1– Le premier ensemble, situé au sud (Fig. 5), permet dès la fin du Dévonien supérieur, l'arrivage d'un matériel provenant des reliefs exhaussés du massif du Sarhro.

Les zones distributrices par où transite le matériel (association de type 1), se situaient à l'extrémité sud-occidentale, dans la région de Taria, et sont superposées à une plaine deltaïque (association de type 4) où règne une dynamique calme (bioturbation importante). Les chenaux distributeurs s'y écoulent à la faveur des accidents NE-SW, dont l'activité est attestée par la prédominance des courants gravitaires de type *debris flow*.

Les sédiments transportés vers le NE puis vers l'est, se déposent, formant des rides sableuses qui progradent vers l'est (association de type 6), sur les zones plus profondes du bassin (association de type 5).

Latéralement, s'effectue une sédimentation grossière (conglomérats désorganisés), qui remanie des éléments du

substratum dévonien puis silurien, provenant de l'écroulement du bord sud du bassin causé par l'activité de l'accident qui le limite.

2– Le deuxième ensemble, situé au nord (Fig. 6), reçoit dès le Westphalien C-D le matériel provenant des reliefs surélevés de Skoura et Aït Tamellil.

Le matériel s'accumule en rides sableuses (association de type 7) qui progradent vers le SE ou le SW du bassin sur les zones plus profondes (association de type 5).

L'action de la houle dans la distribution des dépôts, aussi bien au nord qu'au sud, n'est pas prédominante, mais elle est présente comme l'attestent les structures internes de certains faciès gréseux (rides de courant et stratifications en mamelons). La présence de ces faciès jusque dans les zones distales, témoigne d'une profondeur dépassant de peu la limite de base de la houle de beau temps.

Si l'on se réfère aux modèles classiques sur la morphologie des deltas (Allen *et al.* 1979, Farrell 1987), les deux corps sédimentaires qui remplissent le bassin sont « atypiques » puisque leur morphologie est conditionnée principalement par la forme rhombique du bassin, allongée E-W, héritée de l'activité tectonique.

Les différences entre les deux ensembles, en particulier dans les zones distributrices, est aussi en rapport avec l'action de la tectonique. En effet, à l'extrémité sud-ouest, le sous-environnement distributeur se localise à l'amortissement du décrochement d'Ouaklim, dont l'activité génère d'importants courants gravitaires de type *debris flow*, tandis qu'au nord, dans le sous-environnement distributeur plus loin du décrochement sud-atlasique, dominant les courants de traction de type fluvial.

DISCUSSION ET COMPARAISON AVEC D'AUTRES BASSINS CARBONIFÈRES

Les bassins situés dans le Massif central (domaine méséto-atlasique)

Au Dévonien supérieur et au Carbonifère, s'individualisent dans la Meseta un certain nombre de bassins limités par des décrochements dont les plus importants sont ceux d'Azrou-Khénifra et de Sidi Bettache. Ces bassins naissent dans un contexte tectonique en compression (Bouabdelli 1989, Beauchamp *et al.* 1991, Izart 1991). Ce sont des bassins sur décrochements évoluant en bassins d'avant-pays au Viséen supérieur (Nedjari 1993). Leur remplissage est constitué de dépôts turbiditiques silico-clastiques ou hybrides (silico-clastiques ou carbonatés) et de dépôts de plate-forme silico-clastique ou carbonatée (Izart *et al.* 1997).

Bassin de Sidi Bettache

Le bassin de Sidi Bettache, orienté N-S (Fig. 1A, SB), s'installe au Dévonien supérieur sur une plate-forme déjà structurée en blocs basculés pendant le Famennien (Piqué 1979, 1987, Piqué & Michard 1989, Fadli 1990, Zahraoui 1991, Chakiri 1991, 1999, Tahiri 1991).

Durant le Tournaisien, une compression N70 induit le jeu en décrochement des accidents régionaux de direction N-S à

NE-SW sur lesquels s'est ouvert le bassin de Sidi Bettache.

La transgression viséenne permet le dépôt de turbidites au centre du bassin et de carbonates sur les bordures. Son comblement s'effectue au Namurien-Westphalien (Zahraoui *et al.* 1993).

Bassin d'Azrou-Khénifra

Le bassin d'Azrou-Khénifra se situe au front des chevauchements hercyniens de la Meseta orientale du Maroc (Fig. 1A, AK). Il s'est ouvert en décrochement par la réactivation au Dévonien des accidents bordiers NE-SW, dans un contexte transtensif (Bouabdelli 1989).

Un second épisode transpressif durant le Viséen a permis le jeu en failles inverses en réponse à la rotation horaire du système de contraintes régionales et l'évolution du bassin en un bassin d'avant-pays.

Le remplissage du bassin s'effectue initialement au Tournaisien supérieur par des dépôts grésos-conglomératiques et se poursuit, au Viséen, par des séries turbiditiques troublées par des arrivées chaotiques conglomératiques et olistolitiques.

Les bassins de la bordure septentrionale du craton ouest-africain (domaine saharien)

Bassin de Béchar

Le bassin de Béchar (Fig. 1A) constitue avec le bassin de Maïder-Tafilalt un domaine d'avant-fosse varisque (Kazi-Tani *et al.* 1991, Nedjari 1994). C'est un bassin de forme triangulaire dissymétrique, coincé entre trois directions structurales E-W, NNE-SSW et NW-SE (Fabre & Kazi-Tani 1987). Il comporte deux dépo-centres étroits, un dépo-centre occidental au Viséen, et un dépo-centre nord-oriental au Serpoukhovien-Bashkirien.

Le bassin est comblé au centre par des dépôts turbiditiques, et sur les bordures par des faciès de plate-forme carbonatée entrecoupés d'appareils deltaïques. Un épisode fluvio-lacustre clôture cette période carbonifère.

Le rappel des principales caractéristiques de ces bassins nous permet de tirer les observations suivantes :

- l'ouverture s'est réalisée à partir du Dévonien supérieur suivant des décrochements (bassins en pull-apart) sur une plate-forme essentiellement carbonatée ;
- les dépôts sont de nature turbiditique dans les bassins mesetiens et mixtes dans celui de Bechar ;
- la transgression téthysienne vient du NE pour alimenter la Meseta tandis qu'elle a une provenance du sud à SW dans les bassins de la bordure nord du craton ouest-africain, dont celui de Tisdafine.

Le bassin de Tisdafine montre une évolution semblable à celle des bassins situés au nord, dans le domaine voisin meséto-atlasique et à celle de bassins situés plus à l'est, et comme lui, en bordure du craton ouest-africain.

CONCLUSION

La genèse du bassin de Tisdafine et son évolution sont conditionnées par l'héritage des accidents anciens qui ont

affecté le socle de l'Anti-Atlas, durant les événements orogéniques précambriens et au Paléozoïque inférieur. Comme ceux de la Meseta, ces bassins s'ouvrent en décrochement, à la limite des failles crustales profondes (Piqué 1994) et montrent une structuration ultérieure en compression. Cette évolution d'un régime transtensif à un régime transpressif est connue dans les bassins de la Meseta marocaine de Sidi Bettache (Piqué 1979, Izart 1991) et d'Azrou-Khénifra (Bouabdelli 1989, Bouabdelli & Piqué 1996), et aussi plus à l'est dans le bassin de Béchar (Ball 1975, Conrad 1984, Nedjari 1993).

Le bassin de Tisdafine illustre bien ce type d'évolution liée au découpage préexistant du socle par des accidents et le rapport angulaire entre la direction de ces accidents et celle du raccourcissement. En effet, lorsque celle-ci se superpose à la direction ENE-WSW de l'Accident sud-atlasique, il en résulte une transtension locale qui provoque l'ouverture du bassin. Quand le raccourcissement est perpendiculaire aux accidents E-W, ceux-ci sont réactivés avec un jeu inverse qui provoque l'écaillage du bassin.

Du point de vue sédimentologique, le bassin de Tisdafine est un exemple de remplissage par des corps sédimentaires dont la morphologie est dépendante de la structure du bassin et de la place disponible dans celui-ci. En particulier, au sud, la forme en angle droit que fait la zone distributrice avec la zone d'accumulation répond à cette contrainte. La dynamique sédimentaire montre aussi cette dépendance, c'est ainsi que l'activité importante des courants gravitaires de type *debris-flow*, localisés dans les chenaux distributeurs du premier ensemble deltaïque, sont en rapport avec l'activité tectonique des ces zones par où transite le matériel.

Remerciements

Nous remercions vivement MM. H. Khouch (Faculté des Sciences, Marrakech) et A. Tahiri (Institut Scientifique) pour leurs remarques et critiques qui ont permis d'améliorer le manuscrit. Ce travail a été mené au sein de l'UFR « Géologie structurale et appliquée » de la Faculté des Sciences de Rabat.

Références

- Allen G., Laurier O. & Thouvenin J. 1979. Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. *Notes et Mém. C.F.P. Total*, 15, 156 p.
- Allen G. & Mercier F. 1987. Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), III, 7, 1247-1269.
- Allen J.R.L. 1978. Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. *Sedim. Geol.*, 21, 129-147.
- Ball E. 1975. Sur la présence de cisaillements plats d'âge hercynien dans le Carbonifère de Béchar. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 280, 2721-2724.
- Beauchamp J., Izart A. & Piqué A. 1991. Les bassins d'avant-pays de la chaîne hercynienne au Carbonifère inférieur. *Can. J. Earth Sci.*, 28, 2024-2041.
- Bouabdelli M. 1989. *Tectonique et sédimentologie dans un bassin orogénique le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du massif hercynien central du Maroc)*. Thèse Doctorat ès Sciences, Strasbourg, 262 p.
- Bouabdelli M. & Piqué 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, 2, 213-224.
- Bridge J.S & Leeder M.R. 1979. A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, 26, 617-644.
- Chakiri S. 1991. *Le Paléozoïque de la région de Tsili-Tiddas (Maroc Central Occidental) ; stratigraphie, sédimentologie et évolution structurale hercynienne*. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 220 p.
- Choubert G. 1952. Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 100, 77 p.
- Choubert G., Clariond L. & Hindermeyer J. 1952. Anti-Atlas central et oriental. *19^{ème} Congr. géol. Inter. Alger, Livret-guide sér. Maroc* 11p.
- Coleman J.M. & Gagliano. S.M. 1965. Sedimentary structures Mississippi River deltaic plain. *S.E.P.M. Special Publication*, 12, 133-148.
- Coleman J.M. & Prior D.B. 1982. Deltaic environments of deposition. In: Scholle P.A & Spearing D. (eds) : Sandstone depositional environments. *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 31, 139-178.
- Conrad J. 1984. *Les séries carbonifères du Sahara central algérien : stratigraphie, sédimentation, évolution structurale*. Thèse Doctorat ès Sciences, Univ. Aix-Marseille III, 359 p.
- Crowell J.C. 1974. Origin of late Cenozoic basins of California. *Soc. Econom. Paleontol. Mineral.*, sp. publ., 22, 190-204.
- Crowell J.C. 1981. Juncture of the San Andreas transform system and the Gulf of California rift. *Oceanologica Acta*, n. sp., 137-141.
- Elliott T. 1986. Deltas. In: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*. 2nd edition, Oxford Blackwell Scientific, pp. 113-154.
- Fabre J & Kazi-Tani N. 1987. Current research in Africa. *Earth Sci. Balkem éd.*, Rotterdam, 241-244.
- Fadli D. 1990. *Evolution sédimentaire et structurale des massifs des Mdakra et du Khatouat ; deux segments hercyniens de la Meseta marocaine nord-occidentale*. Thèse ès Sciences, Univ. Mohammed V, Fac. Sci. Rabat, 316 p.
- Farrell K. 1987. Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of Mississippi River False River region Louisiana. In: Ethridge F.G., Flores R.M. & Harvey M.D. (eds.)— Recent developments in fluvial sedimentology *Soc. Econ. Petrogr. Mineral.*, sp. publ. 39, 111-120.
- Hindermeyer J. 1955. Sur le Dévonien et l'existence de mouvements calédoniens dans la région de Tinerhir. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 240, 2547-2549.
- Hoepffner C. 1987. *La tectonique hercynienne dans l'est du Maroc*. Thèse de Doctorat ès sciences, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 276 p.
- Hollard H. 1967. Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. *Intern. Symp. Devonian Syst.*, Calgary, I, publ. Alberta. Soc. Petrol. Geol., pp. 203-244.
- 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, 61-72.
- Izart A., Beauchamp J., Vachard D., Tourani A. & Essamani M. 1997. Stratigraphie séquentielle du Carbonifère inférieur du Haut Atlas central et des Jebilet, Maroc : un exemple de bassins à turbidites contrôlés par la tectonique. *J. Afr. Earth Sci.*, 24, 445-454.

- Jenny J. & Le Marrec A. 1980. Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Ait-Tamlil. Haut Atlas central Maroc. *Eclog. geol. Helv.* 73-3, 681-696.
- Kazi-Tani N., Nedjari A. & Delfaud J. 1991. Modalités de fonctionnement d'un bassin d'avant-fosse: l'exemple du Carbonifère de Béchar, Sud-Oranais, Algérie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313, sér. II., 579-586.
- Laville E. 1980. Tectonique et microtectonique d'une partie du versant sud du Haut Atlas marocain (boutonnière de Skoura nappe de Toundout). *Notes & Mém. Serv. géol. Maroc*, 41, 285, 81-184.
- Massa D., Combaz, A. & Manderscheid G. 1965. Observations sur le Siluro-Dévonien des confins algéro-marocains. *Notes et Mém. C.F.P.*, Paris, n° 8, 1-187.
- Mattauer M., Proust F. & Taponnier P. 1972. Major strike-slip fault of late hercynien age in Morocco. *Nature*, 237, 160-162.
- Michard A., Yazidi A., Benziane F., Hollard H. & Willefert S. 1982. Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, 10, 253-256.
- Nedjari A. 1993. Enregistrement de la dynamique externe dans un bassin syntectonique varisque: le bassin de Béchar, SW Algérien. *14th Regional meeting of Sedimentology*, p. 247.
- Nedjari A. 1994. Images et événements fini-hercyniens de l'Ouest du Maghreb, Algérie, Maroc. *Mém. Serv. géol. Algérie*, 6, 13-40.
- Ouanaimi H & Petit J.P. 1992. La limite sud de la chaîne hercynienne dans le Haut Atlas marocain; reconstitution d'un saillant non déformé. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 163, (1), 63-72.
- Petit J.P. 1976. *La zone de décrochement du Tizi n'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère*. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier, 160 p.
- Piqué A. 1979. *Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne la Meseta marocaine nord-occidentale*. Thèse ès Sciences, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, publiée dans *Sci. Géol. Mém.*, 56, 203 p.
- Piqué A. 1987. Un élément majeur de la Meseta marocaine nord-occidentale: le bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 43, 323, 41-64.
- Piqué A. & Michard A. 1989. Moroccan hercynides: a synopsis. *Am. J. Sci.*, 289, 286-330.
- Piqué A. 1994. *Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale*. Ed. PUMAG, Marrakech, 284 p.
- Proust F., Petit J.P. & Taponnier P. 1978. L'accident de Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental. *Maroc. Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIX, 541-551.
- Reading H.G. 1986. *Sedimentary environments and facies*. 2nd ed. Oxford Blackwell, 615 p.
- 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 (France), 311 p.
- Tye R.S., Bhattacharya J.P., Lorscheid J.A. & Sindelar S.T. 1994. Stratigraphic controls on reservoir performance and development in deltaic deposits of the Ivishak sandstone Prudhoe Bay field Alaska. *Am. Assoc. Petr. Geol. Annual Convention Program with Abstract*, p. 273.
- Tye R.S., Bhattacharya J.P., Lorscheid J.A., Sindelar S.T., Knock D.G., Puls D.D. & Levinson R.A. 1999. Geology and stratigraphy of fluvio-deltaic deposits in the Ivishak Formation; application for development of Prudhoe Bay Field Alaska. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 83, (10), 1588-1623.
- Wendt J. 1985. Desintegration of the continental margin of northwestern Gondwana, Late Devonian of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, 13, 815-818.
- Wendt J. 1988. Facies pattern and paleogeography of the Middle and Late Devonian in the eastern Anti-Atlas, Morocco. In McMillan N.J., Embry A.F. & Glass D.J. (eds.): *Devonian of the World*, vol. 1, *Can. Soc. Petr. Geol.*, 467-480.
- Wendt J. & Belka Z. 1991. Age and depositional environment of Upper Devonian, Early Frasnian to Early Famennian black shales and limestones, Kellwasser facies in the Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Facies*, 25, 51-90.
- Zahraoui M., Bouabdelli M., El Hassani A., Fadli D., Hoepffner Ch., Piqué A., & Tahiri A. 1993. La cinématique de la genèse des bassins dévono-dinantien de la Meseta marocaine occidentale. *14th Meeting Intern. Assoc. Sedimentol.*, Marrakech, p. 345.

*Manuscrit déposé le 14 janvier 2003
Version définitive acceptée le 22 novembre 2003*