

N° d'ordre:

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

**UNIVERSITE D'ORAN
FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE GEOGRAPHIE
ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE**

THESE

**Présentée pour l'obtention du grade de Docteur en
Sciences de la Terre**

Option: Géodynamique des bassins sédimentaires

**Sédimentologie, paléontologie et environnements sédimentaires des
dépôts silico-clastiques du Dévonien du môle de Tiffrit (Saïda,
Algérie nord occidentale).**

Par

Mohamed BOUGARA

Devant le jury composé de:

Miloud BENHAMOU
Lahcene BELKEBIR
Frédéric BOULVAIN
Abdelkader OUALI MEHADJI
Mohamed BENYAHIA
Benali KHAROUBI

Professeur, Université d'Oran
Professeur, Université d'Oran
Professeur, Université de Liège, Belgique
Professeur, Université d'Oran
Professeur, Université de Sidi Bel Abbès
Maître de conférences A - USTO

Président
Rapporteur
Co-Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur

Oran, 2013

Table des matières

Introduction

1. Problématique.....	10
2. Motivation et objectifs de cette étude.....	12
3. Méthode d'étude	12
4. Historique succinct des travaux antérieurs.....	17
5. Organisation du mémoire.....	18

Partie I. Les écoulements sédimentaires et dépôts associés:

Etat des connaissances et concepts

1. Les environnements sédimentaires.....	20
1.1. Le modèle de suprafan à lobes de dépôt de Normark (1970)	20
1.2. Le modèle d'éventail ancien avec chenaux et lobes de Mutti et Ricci Lucchi (1972)	22
1.3. Le modèle d'éventail de synthèse de Walker (1978)	23
1.4. Les éventails allongés et boueux (<i>muddy, high-efficiency, delta-fed, large, open basin fan</i>) et les éventails radiaux (<i>sandy, low-efficiency, canyon - fed ou restricted basin fan</i>)	24
1.5. Le modèle de système turbiditique sableux à source multiple de Chan et Dott (1983)	24
2. Processus de sédimentation en milieu profond	
2.1. Processus et dépôts associés.....	25
2.2. Le comportement mécanique.....	27
2.3. La cohésion ou non-cohésion des matériaux impliqués.....	27
2.4. Les mécanismes de support des particules.....	27
3. Classification des dépôts de pente et de bas de pente.....	28
4. Les écoulements gravitaires	
4.1. Historique.....	32
4.2. Caractéristiques des écoulements gravitaires	
4.2.1. Les écoulements en masse.....	41
4.2.2. La reptation.....	41
4.2.3. Les chutes de blocs ou de débris.....	42
4.2.4. Les avalanches de blocs ou de débris.....	42
4.2.5. Les glissements.....	42
4.2.6. Les coulées de débris ou de boues.....	43
4.2.7. Les écoulements laminaires.....	44
4.2.8. Les écoulements turbulents.....	45
4.2.9. Les transformations d'écoulement.....	46
5. Les éléments architecturaux et contrôle des processus de dépôts.....	49
5.1. Les canyons sous marins.....	49
5.2. Les complexes chenal-levées.....	50
5.2.1. Les chenaux.....	50
5.2.2. Les levées.....	52
5.3. Les lobes	52

5.3.1. Les <i>suprafan lobes</i>	52
5.3.2. Les <i>depositional lobes</i>	53
5.3.3. Les <i>fanlobes</i>	53
5.3.4. Les <i>ponded lobes</i>	53
5.3.5. Les <i>sheet sand</i> , les <i>mounded lobes</i> et les <i>sheet lobes</i>	54
5.4. Le modèle séquentiel	55
5.5. Contrôle des processus de dépôt	55

Partie II. Contexte géologique régional et local

1. Contexte géologique régional	58
1.1. Le domaine atlasique.....	59
1.2. Le domaine des Maghrébides.....	59
1.2.1. Les zones internes des Maghrébides.....	61
1.2.2. La dorsale kabyle.....	61
1.2.3. Les flyschs.....	62
1.2.4. Le domaine tellien.....	62
2. Contexte géologique local	62
2.1. La couverture.....	62
3. Tectonique des monts de Saïda	67
4. Le socle du Paléozoïque oranais et les horsts frontaliers algéro-marocains: essai de corrélation	69
4.1. L'Ordovicien.....	70
4.2. Le Silurien.....	73
4.3. Le Dévonien.....	73
4.4. Le Carbonifère.....	74

Partie III. Paléontologie

1. Inventaire et description des microfossiles	78
1.1. Introduction.....	78
1.2. Echantillonnage.....	79
1.3. Préparation des échantillons.....	79
1.4. Diagnose et nomenclature des miospores du premier assemblage.....	80
1.5. Conclusion.....	88
1.6. Diagnose et nomenclature des miospores du deuxième assemblage.....	89
1.7. Conclusion.....	93
2. Etude des acritarches	93
2.1. Premier assemblage.....	93
2.2. Deuxième assemblage.....	94
3. Résultat et synthèse biostratigraphique	94

Partie IV. Sédimentologie

1. Introduction	97
1.1. L'épandage silico-clastique.....	97
1.2. Pétrographie et apports.....	98
1.3. Bathymétrie.....	99
1.4. Les faciès.....	100
1.5. Interprétation des faciès.....	109

1.6. Association de faciès et environnements.....	113
2. Les principaux ensembles sédimentaires	
2.1. L'ensemble sédimentaire 1 de Boukourdène	
2.1.1. Sédimentologie.....	115
2.1.2. Approche environnementale.....	115
2.1.3. Discussion.....	115
2.2. L'ensemble sédimentaire 2 de Boukourdène	
2.2.1. Sédimentologie.....	117
2.2.2. Approche environnementale.....	117
2.2.3. Discussion.....	117
2.3. L'ensemble sédimentaire 3 de Boukourdène	
2.3.1. Sédimentologie.....	119
2.3.2. Approche environnementale.....	119
2.3.3. Discussion.....	120
2.4. L'ensemble sédimentaire 4 de Boukourdène	
2.4.1. Sédimentologie.....	122
2.4.2. Approche environnementale.....	122
2.4.3. Discussion.....	123
2.5. L'ensemble sédimentaire de Chabet Belal	
2.5.1. Sédimentologie.....	124
2.5.2. Approche environnementale.....	125
2.5.3. Discussion.....	125
2.6. L'ensemble sédimentaire d'El Meloul	
2.6.1. Sédimentologie.....	129
2.6.2. Approche environnementale.....	129
2.6.3. Discussion.....	130
2.7. Corrélation entre l'ensemble d'El Meloul et l'ensemble de Chabet Belal.....	132
3. Conclusion	
3.1. Environnements sédimentaires.....	134
3.2. Caractéristiques et mécanisme des écoulements gravitaires des sédiments.....	134
3.3. Nature et modèle du dispositif sédimentaire étudié.....	136
Partie V. Modèle de dépôt et tectonique globale	
I. Introduction.....	140
2. Classification des éventails sous marins.....	140
3. Type de marge tectonique des sédiments	141
4. Le contrôle eustatique de l'éventail sous marin	142
5. Interprétation géodynamique et tectonique globale de la chaîne varisque de la Meseta.....	142

.

Partie VI. Synthèse et discussions

1. Conclusion générale.....	149
2. Perspectives.....	151
Références bibliographiques.....	153
Annexe.....	168

Remerciements

Le défunt Professeur L. MEKAHLI a été à l'origine de ce travail. Il m'a confié l'étude des "turbidites" de Tiffrit (Saïda) dans le cadre de la présente thèse de doctorat. Ce travail est dédié à sa mémoire, en témoignage de tout le respect que je continue à lui vouer.

J'exprime tout d'abord mes remerciements aux membres du jury et en particulier à mon rapporteur Lahcene BELKEBIR qui a suivi et orienté mon travail dans ce domaine avec beaucoup d'enthousiasme, d'encouragements et aussi pour les relectures critiques et les précieux conseils.

Mon travail ne serait arrivé à terme si je n'avais pas bénéficié de l'accueil chaleureux à l'Université de Liège. Je me dois de témoigner ma reconnaissance à Monsieur Frédéric BOULVAIN pour m'avoir si bien accueilli, pour ses nombreuses sorties sur terrain en Wallonie. J'ai profité de sa pédagogie (conférences et cours de géologie) et sa grande motivation si bien transmises avec Anne Christine da SILVA.

Je remercie Miloud BENHAMOU d'avoir accepté la présidence de cette thèse, sa connaissance de la géologie maghrébine en général et du Tell occidental en particulier garantit un jugement à la fois attendu et incontesté.

Je tiens aussi à remercier particulièrement Mohamed BENYAHIA d'avoir accepté à juger ce travail. C'est avec un grand plaisir de profiter de sa grande expérience.

C'est aussi avec un réel plaisir d'exposer ce travail devant Abdelkader MAHADJI. Merci pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à Benali KHAROUBI d'avoir accepté la charge de l'examen de ce travail.

Je suis profondément reconnaissant à l'équipe de paléontologie de l'Université de Liège et particulièrement, Messieurs E. POTY et P. GERIENNE pour l'aide et conseils très fructueux. Monsieur A. HERISSE de l'Université de Lille et P. STEEMANS peuvent à juste titre revendiquer le chapitre "Paléontologie".

Mon amical souvenir va au personnel, enseignant et travailleur du Département de Géologie de l'Université d'Oran et de la Faculté des Sciences de la Nature, de la Vie et de la Terre de l'Université de Khemis Miliana.

Parmi mes collègues, je dois citer S. DRAÏDIA, doctorant à l'Université de Liège. Véritable conseiller, sa silhouette omniprésente au département m'a réellement encouragé à s'intégrer et à donner toujours plus pendant mon séjour à Liège. Grand merci Salah pour ces bons moments.

Merci à nouveau à A. da SILVA pour sa disponibilité et son soutien quotidien.

•

Merci à J. MICHEL et à D. PAS pour les bien sympathiques discussions de ‘‘thésards en sédimento’’.

Je n’oublierai pas le dévouement avec lequel m’ont servi mes amis lors de mes différentes missions de terrain. Je remercie particulièrement A. MOHAMED BOUZIANE, A. RAHMOUNE, A. CHAREF et M. KHELIL.

Je ne saurais oublier l’aide et le soutien indéfectible apportés par ma sœur Karima et ma petite famille.

Et à tous les personnes qui ont contribué à la réalisation de ce travail que j’ai peut être omis de les citer, qu’il trouve ici l’expression de ma très grande considération.

Résumé

L'analyse détaillée des faciès et séquences sédimentaires des ensembles sédimentaires du Dévonien du môle de Tiffrit a permis de lier ces derniers aux conditions paléoenvironnementales régnant au sein d'un tronçon de la chaîne hercynienne. Les différents faciès recensés peuvent être classés en cinq groupes:

- les faciès liés à des écoulements turbiditiques (chenaux et levées);
- les faciès liés à une dynamique de coulées de débris (lobes peu développés);
- les faciès de remaniement ou de courant de fond;
- Les faciès de glissement;
- les faciès de bassin.

Les systèmes chenaux-levées forment un ensemble globalement rétrogradant. L'influence de la subsidence est étayée par de la fracturation synsédimentaire d'orientation N110°E, en régime distensif. Entre ces systèmes de chenaux-levées, se mettent en place des glissements en masse modérés initiés sur un talus continental. Les apports sont liés à une dynamique gravitaire unidirectionnelle d'orientation moyenne N130-155°E, suggérant que ces faciès silico-clastiques sont issus de roches de socle. Ils proviennent d'une destruction de chaîne de type «cordillère» faisant partie du socle panafricain de l'Atlas saharien.

Les résultats obtenus ont permis d'interpréter l'ensemble des ensembles sédimentaires, localisés au sein de la marge, comme un corps sédimentaire de type "*slope apron*".

Les interprétations palynologiques basées sur les spores et les acritarches permettent de proposer aux ensembles sédimentaires de Tiffrit un âge Givétien. Cette datation s'accorde parfaitement avec les observations rencontrées dans certains bassins algériens indiquant un hiatus important du Dévonien inférieur.

Abstract

A detailed analysis of sedimentary facies and sequences of the reference section "Boukourdene" allows linking these to the prevailing palaeoenvironmental conditions within a segment of the Hercynian belt during the Devonian. Main facies can be classified into five groups:

- turbidite facies (channels and levees);
- debris flows facies (poorly developed lobes);
- bottom current facies;
- sediment collapse;
- basin facies.

The channel-levee system forms a globally retrograding prism. The influence of subsidence is suggested by N110°E synsedimentary fractures. Between the channel-levee units, mass flows initiated on a continental slope are observed. Sediment accumulation resulted from a N130-155°E unidirectional supply, derived from the reworking of clastic rocks. This suggests some contemporaneous erosion of a cordillera which was part of the Panafrican basement of the Saharian Atlas.

The results were used to interpret all sedimentary units, located in the margin, as a sedimentary body type "slope apron".

Interpretations based on pollen spores and acritarchs can offer sets sedimentary Tiffrit Givetian age. This dating is perfectly consistent with the observations encountered in some Algerian basins indicating a large gap in the Lower Devonian.



Introduction

1. Problématique

Après Flammand (1911) ou Lucas (1952), aucune étude louable portant sur la sédimentologie des roches sédimentaires de Tiffrit n'a vu le jour. Les missions réalisées par les organismes publiques tels que la SN-Répal, la Sonarem ou la Sonatrach ne rapportèrent que peu d'intérêts. En 2000, les géologues miniers de l'USTHB investissent le terrain, ils mettent en évidence des minéralisations liées au magmatisme hercynien (Hadj Mohamed, 2005).

En 1995, J'ai soutenu une thèse de magister, portant sur une étude sommaire du Paléozoïque de Tiffrit ou plusieurs aspects ont été soulevés tels que la tectonique, la paléontologie et la sédimentologie. Le volet de sédimentologie portait sur les sédiments du Dévonien et du Carbonifère. Dans la partie concernant les sédiments du Dévonien, toutes les roches dévoniennes ont été décrites abusivement comme étant issues d'écoulements turbiditiques, ce qui est loin d'être réaliste. A la lumière de ce travail, les études récentes démontrent d'une manière incontestable que les turbidites se forment selon un contexte bien défini. Aussi et au vu de l'importance du travail qui m'a été confié à l'époque, les faciès sédimentaires n'ont pas été définis. Dans ce travail, une étude minutieuse a porté sur la définition et l'interprétation des faciès et sous faciès. Aussi et pour la première fois, une étude micropaléontologique a été opérée sur ces sédiments et ont permis de donner un âge plus affiné à ces faciès. En 2005, l'étude remarquable de Remaci-Benaouda a permis d'aborder pour la première fois, le comportement des blocs crustaux. A cet effet, nous avons donné nos hypothèses des faits.

Le Dévonien constitue une des séries les moins connues des régions des hauts plateaux et reste encore à l'heure actuelle pratiquement inexplorée. Que ce soit d'un point de vue biostratigraphique, sédimentologique, tectonique ou minéralogique ; le Dévonien de l'axe Ghar Roubane – Saïda – Zaccar a toujours suscité peu d'intérêt de la part des géologues. Pourtant, le monde vivant se situait à un moment décisif de son évolution avec l'apparition de structures nouvelles permettant au règne animal et végétal une intensification de leur conquête continentale. Le Dévonien est également à la transition entre les deux grands cycles orogéniques calédonien et hercynien. Il nous semble que si les géologues ont négligé ces séries, c'est dû en partie à la déformation de ces couches et à la difficulté d'y établir une biostratigraphie à cause de la pauvreté apparente de ces bancs en fossiles. Nous nous sommes attachés à étudier des coupes les plus épaisses possible de manière à pouvoir les interpréter. La nature des sédiments exclusivement silico-clastiques en rapport avec leurs caractères intrinsèques permet de les rattacher à un système de dépôt profond. Ce dernier constitue un réservoir potentiel d'hydrocarbures à travers le monde. En conséquence, la géométrie du dépôt,

.

le type de faciès et la qualité du réservoir constituent un enjeu majeur d'exploration et d'exploitation des hydrocarbures.

Les systèmes de dépôt profonds de pente et de bas de pente représentent les ensembles sédimentaires les plus volumineux des marges continentales. Ils ont été abondamment décrits et étudiés (Normark, 1978; Bouma, 1985; Damuth et *al.*, 1988; Kenyon et *al.*, 1995; Piper et Normark, 2001). Ils se développent généralement au débouché des grands fleuves et sont la voie principale d'acheminement des produits de l'érosion continentale, vers les grands fonds océaniques (Puig et Palanques, 1998; García et *al.*, 2008). Ils abritent également des écosystèmes particuliers. Ces vastes accumulations de sédiments fournissent un enregistrement de l'histoire géologique des marges et participent à leur construction et à leur évolution.

La compréhension de la dynamique sédimentaire passée est abordée par l'étude des faciès sédimentaires, mais l'étude de l'enregistrement sédimentaire ne donne qu'une vision partielle. La première difficulté consiste à établir l'origine et la source des sédiments, les processus de transport et les processus de dépôt. La seconde difficulté réside dans le fait que chaque type de processus n'affecte pas de la même manière les différents environnements sédimentaires (canyon, chenal, levée, lobe). Enfin, vient s'ajouter la question de la préservation de ces processus de dépôt dans le temps. La remise en suspension, la bioturbation ou encore des processus d'érosion altèrent voire suppriment une partie de l'enregistrement sédimentaire.

L'étude de la dynamique sédimentaire d'un canyon sous-marin peut être profitable à de nombreux domaines. La caractérisation des différents processus de transport sédimentaire au sein d'un système turbiditique permet d'aider à la compréhension du fonctionnement des écosystèmes, et peut être utile pour des questions environnementales. Les systèmes turbiditiques sont également un domaine d'étude classique d'un point de vue industriel, car ils représentent des réservoirs pétroliers potentiels. De nombreux travaux aient déjà été menés mais peu d'entre eux concernent l'étude détaillée des corps sédimentaires qui composent ces systèmes. Pourtant, pour évaluer par exemple les qualités de ces systèmes en termes de réservoir potentiel en hydrocarbures, il est nécessaire d'étudier leur morphologie, leur géométrie et la répartition des lithofaciès.

Enfin, ce travail est profitable au domaine de la recherche fondamentale, car il apporte une meilleure compréhension de l'enregistrement des processus sédimentaires, et de l'évolution des systèmes turbiditiques dans le temps, comme ceux du Dévonien de Ghar Roubane, Des Traras ou du Zaccar. L'étude du système turbiditique de Tiffrit pourrait en outre fournir un bon analogue de la plupart des systèmes turbiditiques en période de hauts niveaux marins.

2. Motivation et objectifs de cette étude

Pour mener à bien cette étude, l'épandage silico-clastique dévonien de Tiffrit a été choisi en raison de :

- ses conditions d'affleurement assez bonnes (contrairement à ceux de Ghar Roubane où la fracturation a été intense).
- la multitude des processus hydrodynamiques et sédimentaires auxquels le système est soumis (courants de turbidité, courants laminaires et instabilités gravitaires, courant océanique).
- la possibilité d'exploiter une importante base de données et de connaissances déjà existantes lors d'un travail de Magister (1995).
- la proximité géographique permettant facilement de retourner sur la zone pour acquérir de nouvelles données.

Les objectifs de cette thèse sont de :

- Caractériser la dynamique sédimentaire du système de dépôt et déterminer les facteurs environnementaux impliqués dans la mise en place des processus de transport, d'érosion et de dépôt des sédiments.
- Préciser la répartition et la nature des dépôts dans le système de dépôt en indiquant les processus à l'origine de leur mise en place.
- Affiner la stratigraphie de la zone d'étude.
- Elaborer une corrélation entre le socle du Paléozoïque oranais et des horsts frontaliers algéro-marocains.
- Replacer le système sédimentaire étudié dans le cadre de la tectonique des plaques.

3. Méthodes d'étude

3.1. Sédimentologie

Six coupes ont été levées et échantillonnées dont quatre dans la localité de Boukourdène, une, dans la vallée de Chabet Belal et une, dans les hauts reliefs d'El Meloul (Tableau I et Fig. 1). La coupe 1 de Boukourdène rassemble des faciès qu'on peut retrouver dans les autres coupes, elle est considérée comme la coupe de référence. Ces coupes se succèdent verticalement, avec peu de lacunes de visibilité. En absence de marqueurs stratigraphiques ou lithostratigraphiques, la coupe de Chabet Belal est considérée dans ce travail comme le seul équivalent latéral de la coupe d'El Meloul.

L'analyse sédimentologique de faciès a été effectuée, d'une part, sur le terrain par la reconnaissance des structures et textures sédimentaires et, d'autre part, sur échantillons en

•

macroscopie (surfaces polies) et microscopie (421 lames minces), afin de déterminer les milieux de dépôt. Sur les différentes coupes, un échantillon est prélevé en moyenne tous les 0,5 mètres. Les faciès les plus caractéristiques ont été analysés. Ces faciès sont interprétés en termes d'environnements de dépôt suivant la zonation hydrodynamique de Walker (1984), Homewood et *al.* (1992) et Shanmugam (2000).

L'analyse séquentielle des différentes séries a été réalisée à partir de la reconnaissance de l'évolution des milieux de dépôt, des variations de profondeur «niveau marin relatif», de la définition de cortège de dépôt d'augmentation de profondeur (et/ou rétrogradant).

Localisation	Coupes effectuées	Abréviation	Epaisseur	Nombre d'Echantillons		Levé	Mf	mf
				F.	R.			
X1=0262058, Y1=3877468, Z1=751 m, X2=0262037, Y2=3877528, Z2=751 m.	Boukourdène 1	Bk1	116 m	10	232			
X1=0262556, Y1=3877241, Z1=806 m, X2=0262551, Y2=3877265, Z2=828 m.	Boukourdène 2	Bk2	32 m	4	64			
X1=0262340, Y1=3877350, Z1=904 m, X2=0262261, Y2=3877427, Z2=903 m.	Boukourdène 3	Bk3	75 m	7	150			
X1=0262058, Y1=3877468, Z1=916 m, X2=0262037, Y2=3877528, Z2=891 m.	Boukourdène 4	Bk4	28 m	3	56			
X1=0261491, Y1=3877807, Z1=794 m, X2=0261480, Y2=3877832, Z2=861 m.	Chabet Belal	CHB	80 m	7	160			
X1=0261772, Y1=3878159, Z1=808 m, X2=0261690, Y2=3878202, Z2=853 m.	E L Meloul	EM	52 m	6	104			

Tableau I. Liste des travaux réalisés.

Géologie: position géologique de la coupe (BK1, BK2, BK3, BK4, CHB, EM) ; (F: microfossile, R: roche) ; (F: observation macroscopique et réalisation d'une colonne lithologique; Mf et mf: identification et description des macrofaciès et des microfaciès.

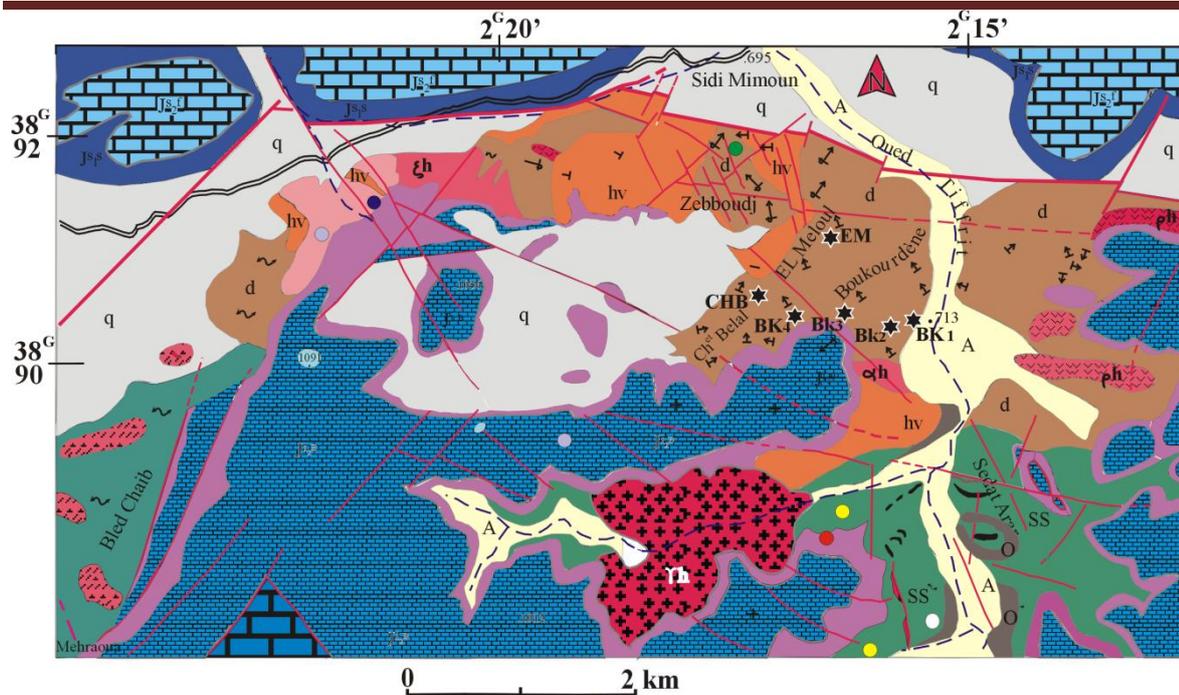


Figure 1. Carte géologique schématique du nord du horst de Tiffrit (Bougara, 1995, *modifiée*) et distribution des affleurements (pour la légende des initiales des affleurements, voir Tableau 1).

Légende

- A.: Dépôts actuels
- q.: quaternaire, terrasses fluviales, croûtes.
- Js₂^f.: Oxfordien supérieur. "Grès de Sidi Amar". Grès lenticulaires à litages obliques ou entrecroisés avec intercalations vertes ou rouges. Faune: polypiers, gastéropodes, bivalves, échinodermes et algues.
- Js₂^s.: Callovo-Oxfordien inférieur. "Argiles de Saïda". Dépôt d'argiles vertes ou de marnes, alternant avec des bancs gréseux. Faune: ammonites.
- m.
J_m.: Bajo-Bathonien. "Marnes de Modzbab".
- J_{ma}.: Aaleno-Bathonien. "Calcaires d'Ain Balloul".
- J_{i.p}.: Sinemurien à Carixien. Dolomies rubannées à *birds eyes*, dolomies cristallines et à silex.
- T.: Trias. Complexe volcano-sédimentaire.
- hv.: Viséen supérieur. Conglomérats à galets d'arkoses et phanites, schistes à brachiopodes et à polypiers et brèches volcano-sédimentaires.
- SS.: Silurien. Schistes gris et phanites à graptolites, brachiopodes et crinoïdes.
- O.: Ordovicien: Schistes satinés ou verdâtres à passées gréseuses et pélites.

Roches ignées

- αh: Microdiorites quartziques porphyroïdes grises
- Th: Granitoides gris clairs, roses et rhyolites.
- ξh: Brèches et clastolaves dacitiques, basaltes, andésites et roches pyroclastiques

Éléments géologiques

- Contour géologique
- Fractures observées (1) et supposées (2)
- Pendage de couches

3.2. Paléontologie

Trente sept échantillons ont été récoltés, traités et analysés. Beaucoup d'échantillons se sont révélés improductifs, d'autres sont moins nombreux et peu productifs, c'est-à-dire dont la qualité et l'association ne permet pas la définition exacte de l'espèce. Seul deux échantillons de la coupe de référence de Boukourdène (BK1 n° 6 et 9) se sont montrés riches en microfossiles (Figure 2 et 3). Les récoltes et déterminations de ces pollens à valeur biostratigraphique ont permis d'affiner la stratigraphie.

L'utilisation de l'association couplée (groupe de pollens et d'acritarches) a permis :

- D'amoinrir les incertitudes de datations données par un seul groupe.
- Préciser le cadre temporel avec une bonne résolution.

Les déterminations ont été réalisées avec la collaboration de:

- Philippe Steemans pour les spores et pollens fossiles (Université de Liège);
- Alain Le Herissé pour les acritarches (Université de Lille).

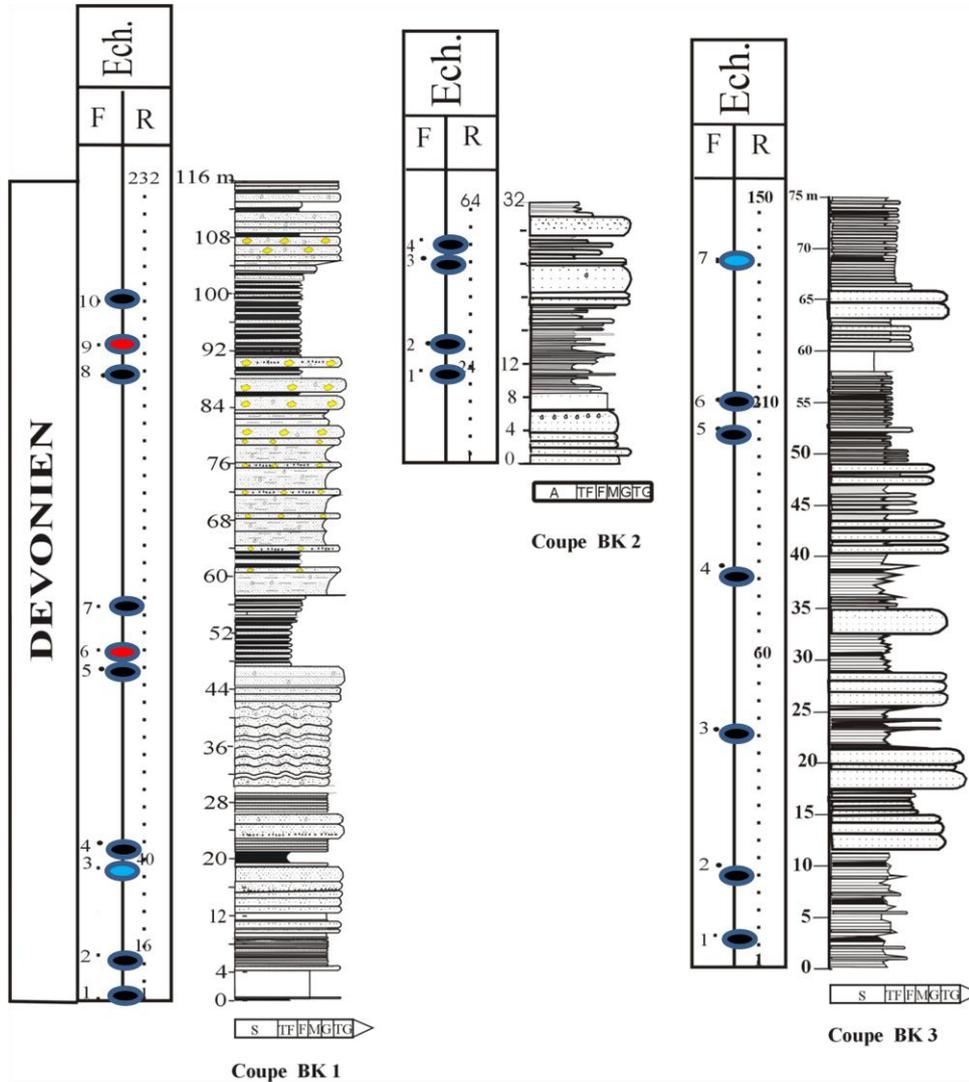


Figure 2. Levés des coupes de Boukourdène (BK1, BK2, BK3) et échantillonnage (● : éch. productifs, ● : éch. peu productifs, ● éch. Improductifs)

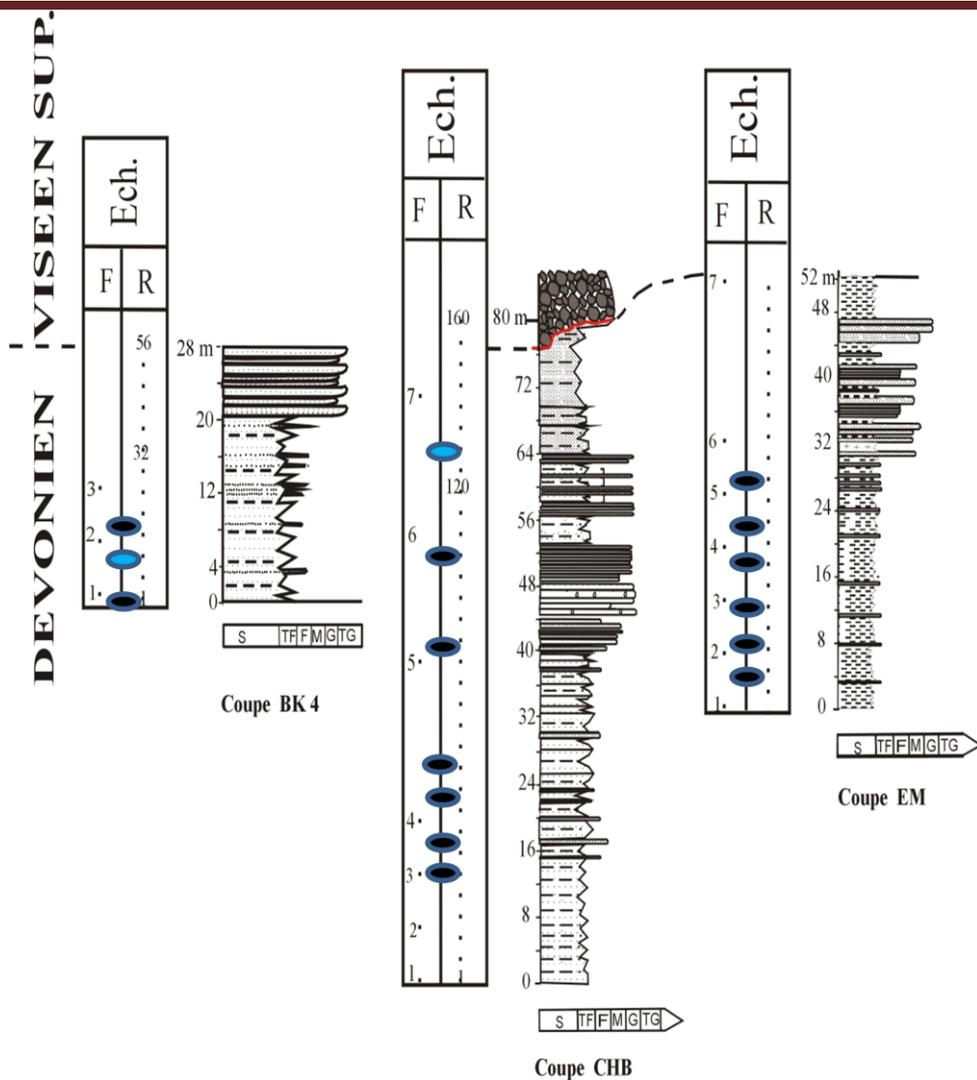


Figure 3. Levés des coupes de Boukourdène (BK4), Chabet Belal (CHB), El Meloul (EM) et échantillonnage.

4. Historique succinct des travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques effectués sur la région remontent au début du siècle dernier où Flammand (1911) élabore une description lithologique sommaire des sédiments des monts de Saïda et évoque des schistes, des grauwackes, des poudingues et des roches éruptives. En 1952, Lucas réalise la première synthèse stratigraphique du Paléozoïque et différencie, dans le môle de Tiffrit, le Silurien, le Dévonien et le Carbonifère. Guardia (1975) souligne la parfaite similitude du «flysch à microconglomérats» du Dévonien sud oranais des Traras avec les «schistes à microbrèches» de Ghar Rouban et Tiffrit décrits par Lucas (1942 ; 1952). En 1989, Midoun aborde la relation entre le Trias de l'Oranie et le socle. Enfin, dans une étude pétrographique et géochimique des granitoïdes tardi-hercyniens de Tiffrit, Remaci-Benaouda (2005), retrace l'histoire magmatique et la mise en place de l'association felsique-mafique et attribue un âge Assélien (297 ± 1 Ma) à ces roches.

5. Organisation du manuscrit

Afin de réaliser cette analyse du système de Tiffrit, le travail a été divisé en six parties:

-La partie I est une synthèse bibliographique qui présente les définitions et concepts utilisés dans la suite de cette thèse;

-La partie II rassemble les grands traits des différentes unités géologiques de l'Algérie et une mise au point stratigraphique de l'ensemble du Paléozoïque nord occidental de l'Algérie et des pointements homologues, frontaliers marocains;

-La partie III présente une étude paléontologique de la zone d'étude;

-La partie IV est consacrée à l'étude sédimentologique du système d'épandage dévonien.

La morphologie, la géométrie et l'architecture des objets sédimentaires ainsi que leur évolution spatio-temporelle ont été définis, dans le détail. Des indications ont été ajoutées sur les caractéristiques et les mécanismes des écoulements gravitaires des sédiments dévoniens de Tiffrit;

-La partie V présente les résultats obtenus sur l'étude détaillée des différents éléments formant le dispositif sédimentaire en relation avec la tectonique globale.

-Le chapitre VI est une discussion qui reprend les plans précédents.

Un modèle synthétique de construction d'une marge sableuse associé à un modèle de construction des lobes sableux est alors présenté. Enfin, l'échelle d'observation permet la comparaison avec d'autres systèmes modernes et des systèmes dans l'ancien. Les conclusions reprenne



**Partie I. Les écoulements sédimentaires et dépôts associés:
état des connaissances et concepts**

1. Les environnements sédimentaires

Les études doctorales de Bordeaux I sur les systèmes et modèles gravitaires ont largement contribué à la compréhension des dépôts de flyschs, encore controversés. Ce paragraphe est essentiellement le reflet des publications de Zarakosi (2001), Tristian (2006), Shanmugam (1996 ; 2000 ; 2001), Normark et Piper (1991).. etc.

Le premier volet retrace les différents corps sableux d'eau profonde, actuels et fossiles, souvent restreints à des appareils de cônes sous marins profonds. Le deuxième volet porte sur le mécanisme de support des particules sédimentaires en milieu profond. Le troisième volet examine la classification la plus adoptée par les chercheurs des sédiments gravitaires. Le quatrième volet définit les concepts de base des processus de transport et de dépôts des écoulements gravitaires. Le dernier volet de cette partie expose les caractéristiques des différentes unités morphologiques généralement observées au sein de ces dépôts.

C'est en 1959 que Gorsline et Emery proposèrent trois types d'environnements de dépôts:

- les fonds de bassins (*bain floor*) ;
- les éventails sous-marins (*deep-sea fan*) ;
- les dépôts non chenalisés, limités au pied de pente (*slope apron*).

1.1. Le modèle classique de suprafan à lobes de dépôt de Normark (1970)

Le premier modèle revient à Normark (1970), largement utilisé pour les systèmes de dépôt sous-marins modernes basés sur des études de petite étendue, riches en quartz, basé sur le système de «San Lucas» et celui de «la Marine», au large de la Californie. Il introduit le terme de ''*suprafan*'' (supracône) pour décrire un renflement morphologique en forme de lobe (*depositional lobe*), développé immédiatement dans la partie médiane, à la fin d'une vallée principale (*fan valley*, Fig. 4). Cette morphologie a été probablement formée par le dépôt rapide de sédiments grossiers par des courants de turbidité (Normark, 1970 ; 1978).

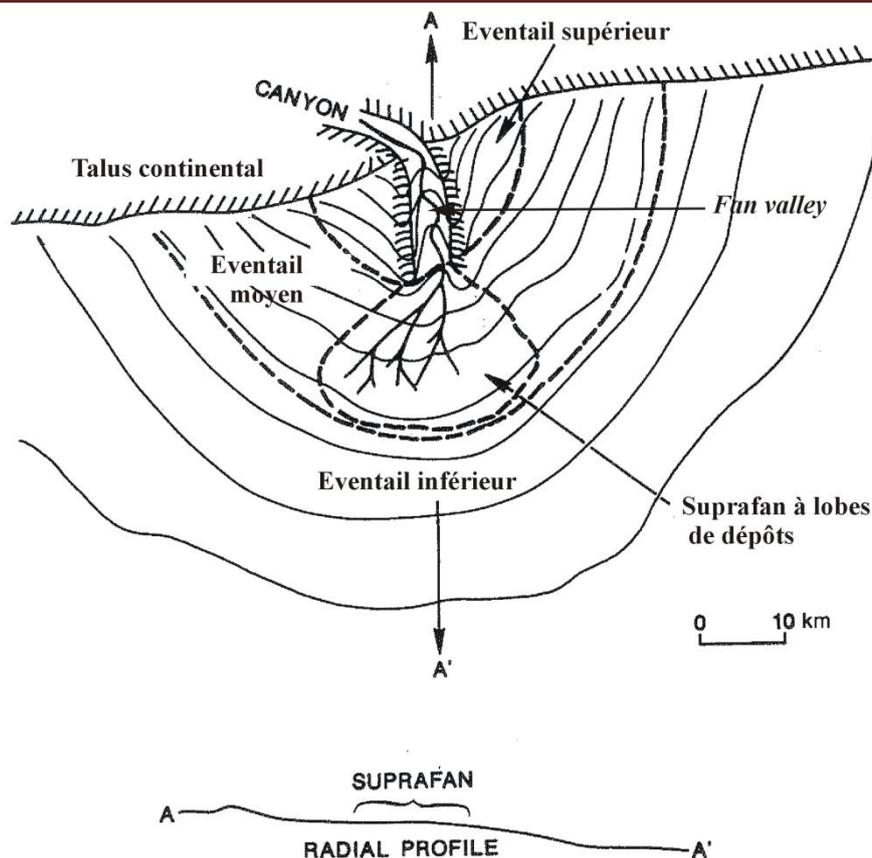


Figure 4. Le modèle de "suprafan" de Normark (1970 ; 1978).

Le modèle de "suprafan" de Normark (1970 ; 1978) se divise en une partie interne (*upper fan*), caractérisée par présence de nombreux chenaux éphémères, assez peu profonds et souvent dépourvus de levées naturelles. Dans la partie externe, les chenaux ont disparu.

Les conclusions retenues de l'étude de Normark (1970 ; 1978) portent sur les points suivants:

- la taille du système est relativement modeste, l'épaisseur est de 300 mètres environ avec une extension de 5 à 10 km;
- la plus grande masse de sédiments est concentrée surtout dans la partie interne des supracônes (éventail supérieur et moyen) sous forme de séquences chenalisées en tresse, métriques, de grès et de conglomérats, les faciès de marge de chenal sont à stratification plus minces;
- la partie externe des supracônes ainsi que les parties à l'aval du cône sont pratiquement dépourvues de faciès sableux;
- les faciès de débordement (pélimitiques) sont très peu développés;
- les slumps sont communs.

1.2. Le modèle d'éventail ancien de Mutti et Ricci Lucchi (1972)

Les modèles de Mutti et Ricci Lucchi (1972), d'éventails sous-marins, anciens, basées sur des études d'affleurements en Italie et l'Espagne ont popularisé le concept de cônes sous-marins avec des chenaux dans l'organisation de l'éventail moyen et des lobes de dépôt dans l'organisation de l'éventail inférieur (Mutti et Ricci Lucchi, 1972 ; Mutti, 1977). Mutti et Ghibaudo (1972) ont été les premiers à appliquer le terme de lobe de dépôt aux séquences d'éventails anciens de mer profonde. Les caractéristiques générales des lobes de dépôts des éventails marins anciens (Mutti et Ghibaudo, 1972 ; Mutti et Ricci Lucchi, 1972 ; Mutti, 1977) comprennent ce qui suit (fig. 5):

- le modèle est scindé en trois parties: cône interne, moyen et externe.
- les lobes se développent à ou près de l'embouchure des chenaux d'éventails sous-marins analogues aux barres d'embouchures dans les systèmes deltaïques.
- les lobes montrent une absence d'une chenalisation basale.
- les lobes affichent souvent des cycles de dépôts stratocroissants composés de turbidites classiques. Leur gamme d'épaisseur commune est 3-15 m.
- les lobes montrent une géométrie en nappes d'épandage (*sheet-like geometry*).
- Les cônes sous marins profonds s'accroissent par migration radiale.

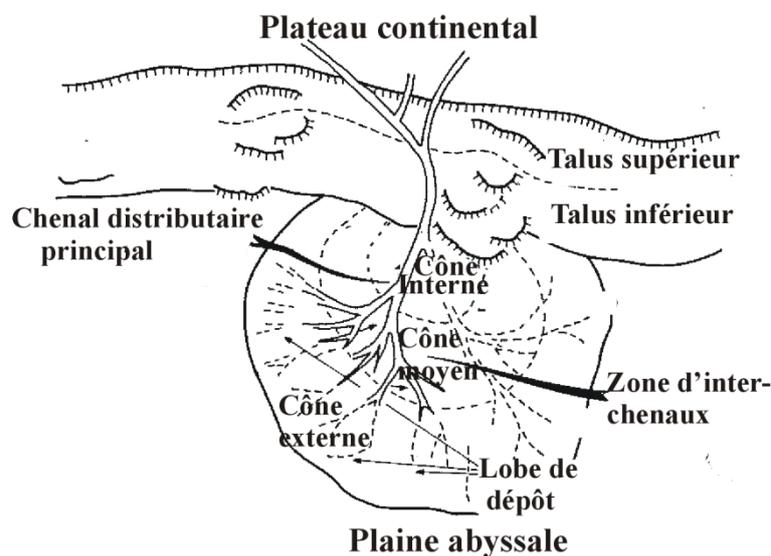


Figure 5: Le modèle de Mutti et Ricci Lucchi (1972).

1.3. Le modèle d'éventail de combinaison de Walker (1978)

Walker (1978) a associé les éléments majeurs du modèle moderne de Normark (1970) avec des faciès des éventails sous-marins anciens de (Mutti et Ricci Lucchi, 1972) avec un chenal distributaire unique dans la zone d'éventail supérieur et un suprafan à lobes de dépôt dans le cône moyen. Ce modèle général fût par la suite influent dans l'exploration et la production des hydrocarbures (Fig. 6).

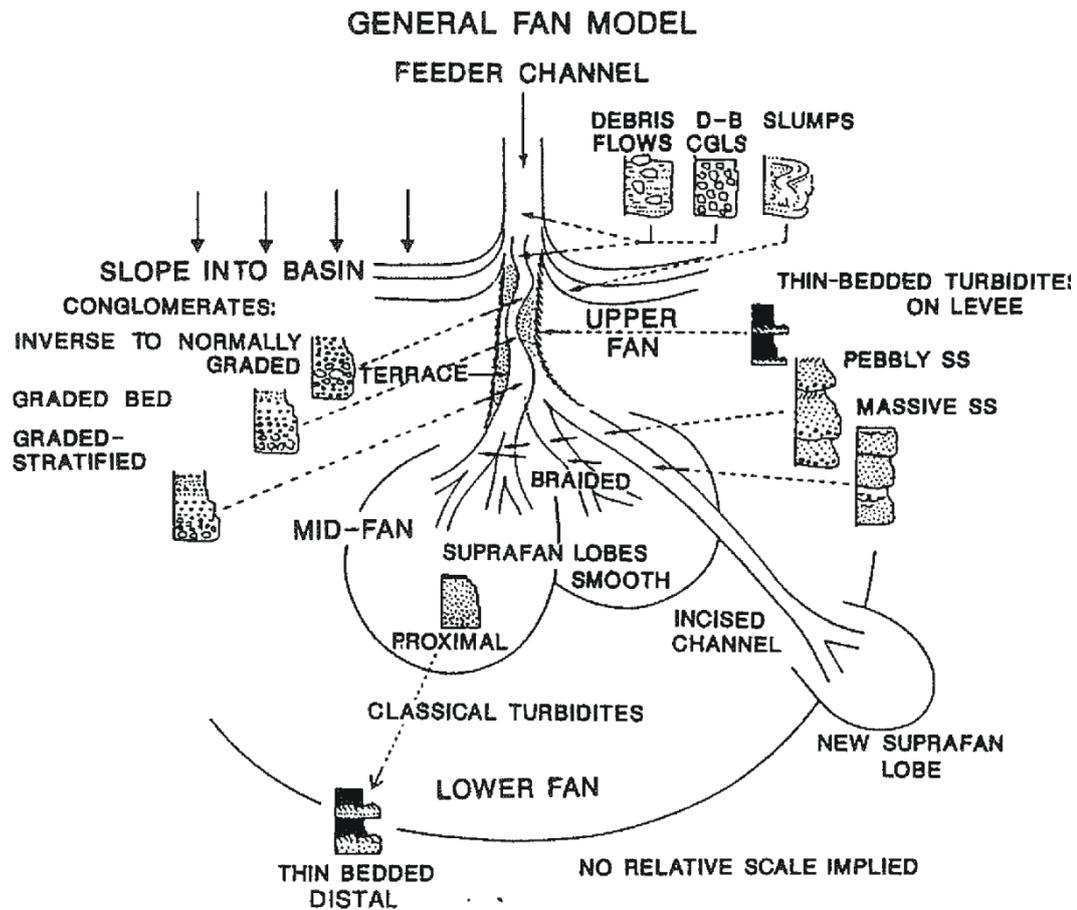


Figure 6. Le modèle d'éventail de Walker (1978)
D-B CGLS= Couches conglomératiques désorganisées, SS=Grès.

Normark (1974; 1978) propose de distinguer les systèmes alimentés en matériaux grossiers (*coarse-grained, canyon fed system*) des systèmes sous influence deltaïque, alimentés en matériaux fins (*fine-grained, delta-fed systems*), différenciant ainsi la nature des apports. Mutti (1979) introduit pour la première fois la notion d'efficacité de transport en opposant les systèmes "efficaces" (apports riches en argiles), permettant un transport sur de longues distances et les systèmes "inefficaces" (apports riches en sables) permettant un transport sur de faibles distances et des dépôts localisés uniquement en pied de pente.

1.4. Les éventails allongés et boueux et les éventails radiaux

Stow et *al.* (1985); Shanmugan et Moiola (1988) ont proposé deux modèles d'éventail distincts:

(1) les éventails allongés et boueux (*muddy, high-efficiency, delta-fed, large, open basin fan*), ravitaillés par de grands deltas fluviaux en des sédiments de taille variable à dominante de boue et de silt;

(2) les éventails radiaux, qui se développent dans les zones recevant un volume modéré de sédiments constitué en majorité de sable (*sandy, low-efficiency, canyon-fed ou restricted-basin fan*).

1.5. Le modèle de Chan et Dott (1983)

Les modèles d'éventails à source unique sont parachevés avec le développement de modèles multi-sources: le concept de *multiple-source submarine ramp* (Chan et Dott, 1983; Heller et Dickinson, 1985). Ces éventails sont nourris par plusieurs chenaux distributaires reliés à plusieurs canyons (Figs 7 et 8), et représentent des situations intermédiaires entre les éventails et les dépôts de pied de pente peu ou pas chenalisés (*slope apron*). Les subdivisions éventail supérieur-moyen-inférieur utilisées pour les systèmes à source unique sont changés par les subdivisions rampe proximale, médiane et distale (*proximal-medial-distal ramp*).

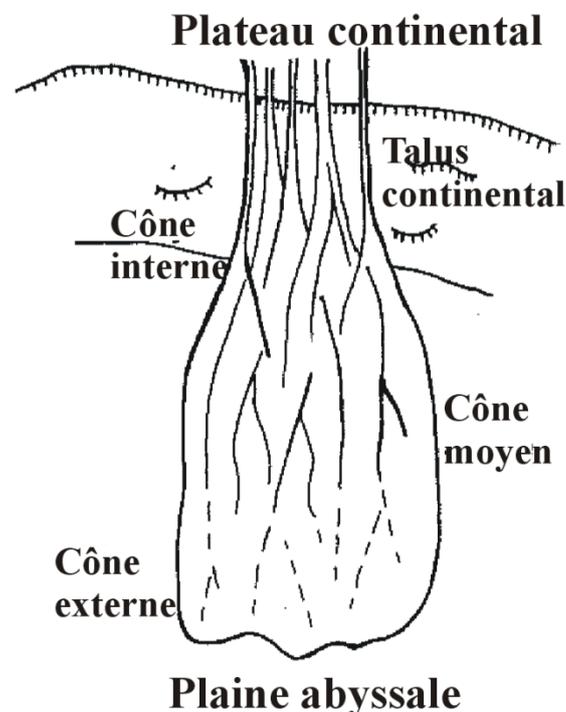


Figure 7. Modèle de système turbiditique chenalisé à source multiple: modèle de Chan et Dott (1983).

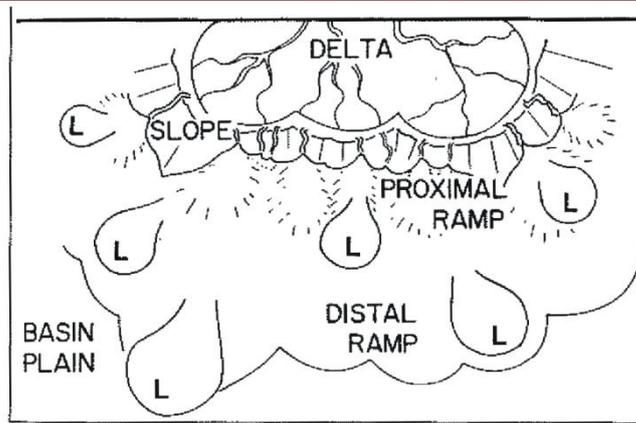


Figure 8. Le modèle "nonchenalisé" de Heller et Dickinson (1985)

Shanmugam, 2000) suggèrent d'abandonner en partie ou totalement les derniers modèles puisque les différents facteurs contrôlant le développement d'un éventail (morphologie du bassin, type d'apports, taux de sédimentation, variations du niveau eustatique, contrôles tectoniques, etc...) n'ont pas été suffisamment pris en compte..

2. Processus de sédimentation en milieu profond

2.1. Processus et dépôts

Différents types de mouvement de masse issue de combinaisons entre les sédiments et les écoulements peuvent être distingués. Pour Stow (1986), il est possible de classer en trois associations les phénomènes capables d'éroder, de transporter et de déposer des sédiments en milieu profond (Fig.9) :

- Les processus de resédimentation;
- Les courants de fond semi-permanents;
- Les courants superficiels avec décantation pélagique.

Le comportement mécanique des matériaux de l'écoulement est la base de cette classification (variant d'élastique pour les écroulements, à plastique dans le cas des écoulements de débris et de visqueux à moins visqueux s'il s'agit d'un courant turbulent). Cependant, les phénomènes réels sont grandement plus complexes. Une modification de l'état physique de la masse des sédiments par rupture de la cohésion des grains et par une importante incorporation d'eau, entraînera la transition d'un écoulement par glissements (*slides*) à un processus de courants gravitaires. Le passage de l'état "écoulement à débris" (*debris-flow*) à l'état "écoulement liquéfié" ou "fluidifié" et "turbulent" se fait par plusieurs transformations et dilutions du courant. Aussi pour de très faibles concentrations et de très faibles vitesses, un courant turbulent circulant aux moyennes et hautes latitudes peut être dévié de sa trajectoire par la force de Coriolis. En effet, la rotation de la terre engendre des forces de Coriolis ou des

forces centrifuges qui dévient tous les objets en mouvements. C'est le cas, des courants géostrophiques ou courants de contour qui sont plutôt régis par la circulation thermohaline des eaux marines profondes que par les effets gravitaires de leur charge de sédiments.

Processus de transport	Processus de dépôt
Ecroulement	Olistolithe
Reptation	Dépôts flués
Glissement transitionnel	<i>Slide</i>
Glissement rotationnel	Slump
Coulée de débris	Débrite
Ecoulement granulaire, fluidisé, liquéfié	Dépôt granulaire, fluidisé, liquéfié
Courant turbulent	Turbidite
Marée, courant de contour	Dépôt de courants normaux
Courant de fond	Contourite
Floculation, précipitation	Pélagites, hémipélagite

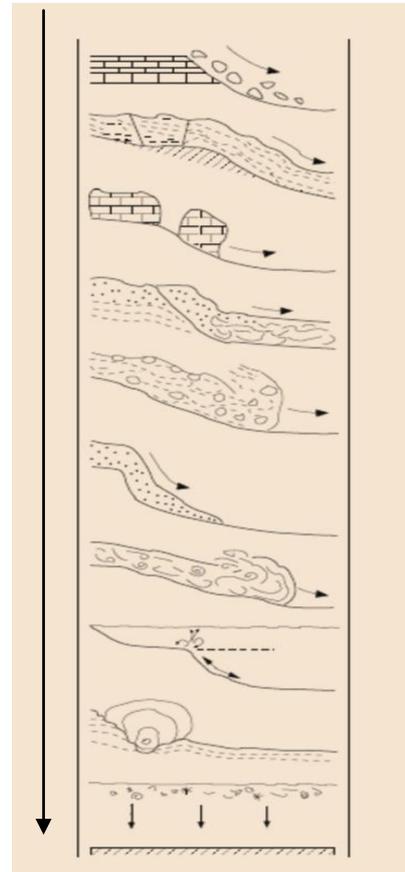


Figure 9. Processus de transport et de dépôt dans en milieu marin profond (Stow, 1986). La flèche représente une diminution dans la concentration.

On définit un processus de resédimentation par tous les processus qui déplacent des sédiments d'une eau peu profonde vers une eau plus profonde par l'action des forces de gravité. On marquera qu'à la différence des courants océaniques et fluviaux où le transport des particules est maintenu par l'eau, dans les écoulements sédimentaires gravitaires, c'est l'excès de charge dû aux particules en suspension qui engendre l'écoulement sous l'influence de la pesanteur. L'eau est dans ce cas un élément inactif dans le mélange. Quelques comportements fondamentaux se dégagent:

2.2. Le comportement mécanique

Les *mass-flow* comme les avalanches de roches ou les glissements de terrain, sont caractérisés par un comportement élastique. Les coulées de débris (*debris flows*) se comportent de manière plastique. Les écoulements gravitaires, incluant les écoulements granulaires (*grain-flows*), les écoulements liquéfiés (*liquefied-flows*), les écoulements fluidisés (*fluidized-flows*) et les écoulements turbulents (*turbidity currents*) ressortent d'un comportement proche du fluide visqueux avec toutefois des viscosités très variables.

2.3. La cohésion ou non-cohésion des particules inclus

Souvent, les matériaux impliqués dans ces phénomènes sont granulaires, non cohésifs (ex. sable, gravier, galet, bloc) ou à dominante cohésive (ex. argile). Cela conditionne le type de mouvement et de comportement du dispositif sédimentaire. Les sédiments fins ont une tendance au glissement plutôt qu'à l'éboulement. Les phénomènes non cohésifs, comme par exemple les écoulements granulaires, deux facteurs supplémentaires interviennent dans le support des particules: les forces de frottement et les chocs entre les grains. Ils s'écouleront donc moins loin que les coulées de débris, qui elles sont constituées de matériaux généralement cohésifs. La plupart des écoulements naturels ont un comportement mixte: granulaire/cohésif.

2.4. Les mécanismes de maintien des particules

L'écoulement d'un mélange eau/sédiments demeure tant que la contrainte de cisaillement générée par le mouvement est supérieure à la résistance de frottement de l'écoulement et tant que la chute des grains ou des clastes est empêchée par un des mécanismes de support (Pickering & al., 1989). Ces mécanismes sont:

- la turbulence du fluide, à fortes valeurs des nombre de Reynolds et de Froude (le nombre de Reynolds $Re > 2000$ = courant turbulent);
- le flottement des clastes induit par la matrice de l'écoulement ($Re < 500$ = courant laminaire);
- la pression de dispersion produite par les collisions inter-granulaires;
- le mouvement du fluide créé par la surpression du liquide interstitiel;
- les forces internes, de friction ou de cohésion de la masse des sédiments en mouvement.

Plusieurs mécanismes sont à l'origine des courants gravitaires turbulents. Ils peuvent être engendrés au cours de fortes crues des fleuves, sous la forme de courants hyperpycnaux, ou encore par transformation de processus de resédimentation type glissements. Si l'écoulement a une durée de vie relativement courte, on parle de bouffée turbide, sinon il s'agira de courants

turbulents. Les courants hyperpycnaux apparaissent comme le principal type d'écoulement capable de transporter des particules sur de longues distances et de faibles pentes. Un panache hyperpycnal marin est un type particulier de courant turbulent qui se produit au niveau de l'embouchure d'un fleuve lorsque la concentration en sédiments en suspension est assez importante pour que la densité de l'eau du fleuve soit supérieure à celle de l'eau de mer. Ce panache peut ensuite plonger et éroder le fond marin s'auto-entretenant pendant une période variant de quelques heures à plusieurs semaines.

3. Classification des dépôts de pente et de bas de pente: modèle de Reading et Richards (1994) et Richards et al. (1998).

Le besoin de modèles pour les géologues pétroliers poussa Reading et Richards (1994) et Richards et Bowman (1998) à présenter un essai de modélisation des différents systèmes de dépôts. Leur modèle (Fig. 10) est plus une classification des systèmes gravitaires connus, qu'un modèle obtenu à partir de l'étude précise d'un ou plusieurs systèmes. Cette classification est la première à regrouper l'ensemble des notions évoquées précédemment. Le modèle est basé principalement sur la nature des apports et sur la morphologie du système d'alimentation. Il est pour la première fois adaptable à chaque système étudié. Cette classification présente un nombre limité (12) d'éventails types. Les positions intermédiaires sont les plus fréquentes dans la nature. De plus, des systèmes peuvent évoluer d'une position vers une autre pour des raisons tectoniques, climatiques ou eustatiques. Ce modèle a l'avantage de ne pas contraindre l'étude des nouveaux systèmes dans des modèles prédéfinis. En fonction des apports terrigènes (volume et taille des grains) et de la nature de la zone d'alimentation, Reading et Richards (1994) classent les dépôts gravitaires en trois systèmes bien distincts avec:

- (1) systèmes à source multiple linéaire (*slope apron*) ;
- (2) éventails localisés au débouché d'une source ponctuelle (*submarine fan*);
- (3) systèmes à source multiple (*multiple source ramps*).

Il est important de noter que dans ce modèle, le terme "éventail" est limité aux systèmes à source ponctuelle. Depuis la publication de cette classification, il est admis que la morphologie des systèmes de dépôts de bas de pente forme un continuum autour de 3 pôles morphologiques: les éventails, les rampes et les *slope apron* (Stow et al., 1996; Richards et Bowman, 1998; Wynn et Stow, 2002; Zaragosi et al., 2001). L'étude de cette classification a fait ressortir les points suivants :

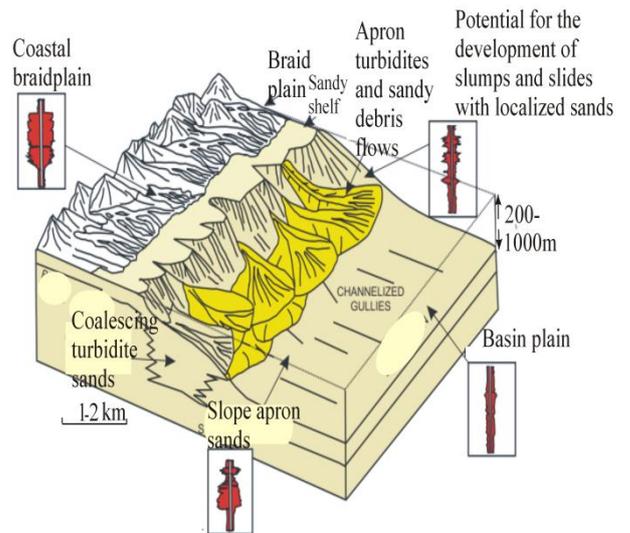
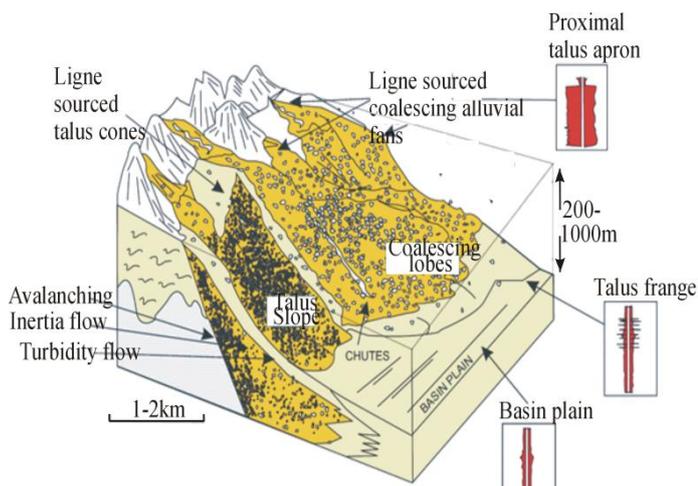
.

- Du *slope apron*, au système de rampe vers un éventail : il y'a une augmentation du rapport longueur/largeur des courants gravitaires ainsi que la durée de vie de la source d'alimentation. Les séquences de dépôt deviennent de plus en plus organisées;

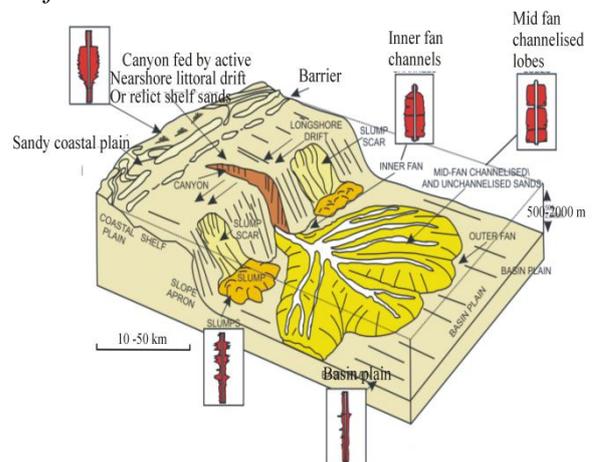
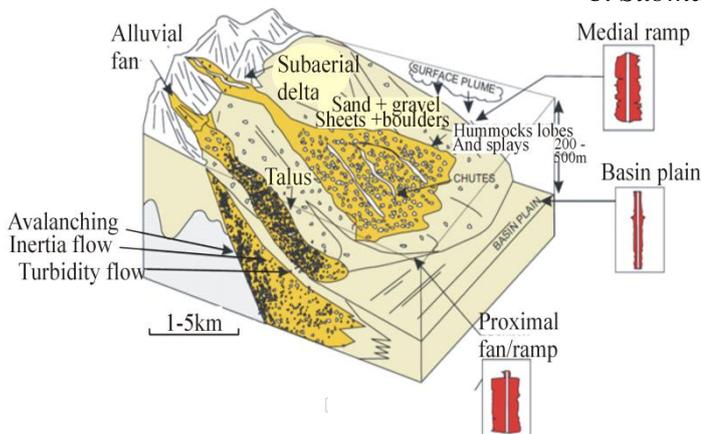
- Du système à particule grossière, au système à dominante sableuse vers un système argileux: il y'a une augmentation de l'aire de la source, du système de dépôt et de la taille du système chenal-levées. Aussi, il y'a une diminution du gradient de pente et de la fréquence des écoulements. Les chenaux tendent à migrer latéralement.

Les éventails et les rampes apparaissent liés à des systèmes de drainage et d'alimentation stables. Ils sont caractérisés par une distribution des faciès et une architecture interne organisée. Au contraire, les *slope aprons* sont souvent associés à des ruptures de pente, des sources de sédiments plus locales et/ou des systèmes de drainage et d'alimentation éphémères. La distribution des faciès montre une grande variabilité et peu d'organisation. Pour respecter la grande variabilité de dépôts profonds, récemment mis en évidence par l'amélioration des moyens de prospection, il parait actuellement important de compléter et illustrer cette classification avec des systèmes actuels ou anciens, ainsi que de dégager les facteurs environnementaux responsable de cette variabilité morphologique (Stow et Mayall, 2000). Selon Bouma (1985), le terme "éventail" est réservé aux environnements modernes et le terme "système turbiditique" aux environnements anciens. Dans ce travail, l'appellation de l'expression éventail ancien est substituée par le terme «système de dépôt de pente et de bas de pente» et par souci d'une abréviation, le terme «dépôt de bas de pente » est utilisé. En effet, plusieurs auteurs se sont démarqués du terme «turbidite» utilisé d'une manière abusive (cf. partie IV).

a. Slope apron



b. Submarine fan



c. Submarine ramp

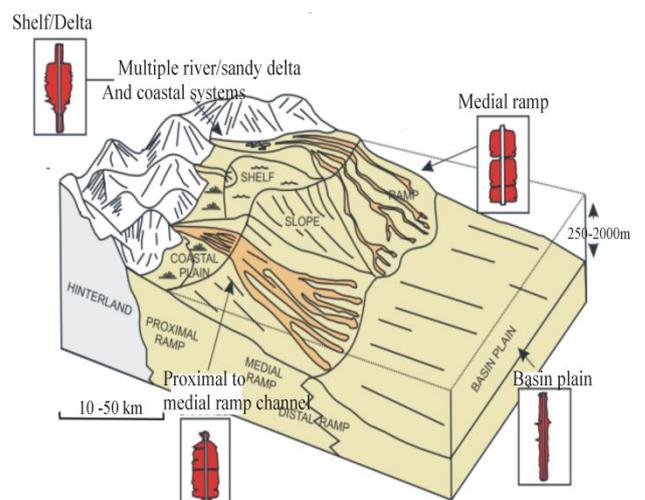
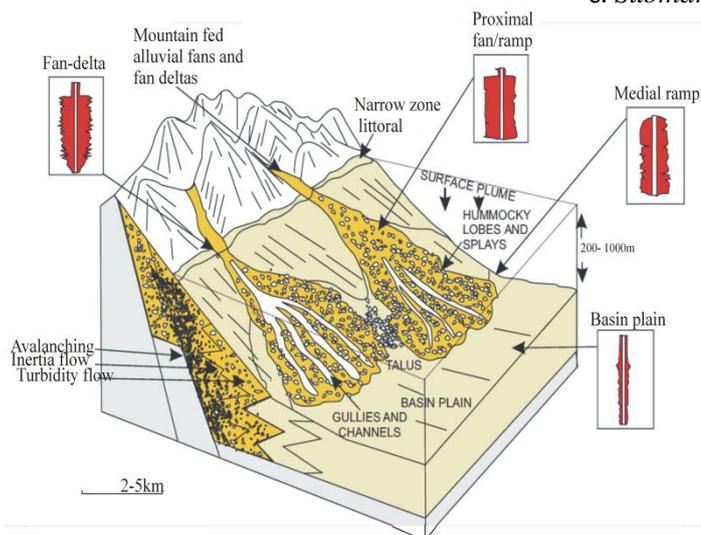
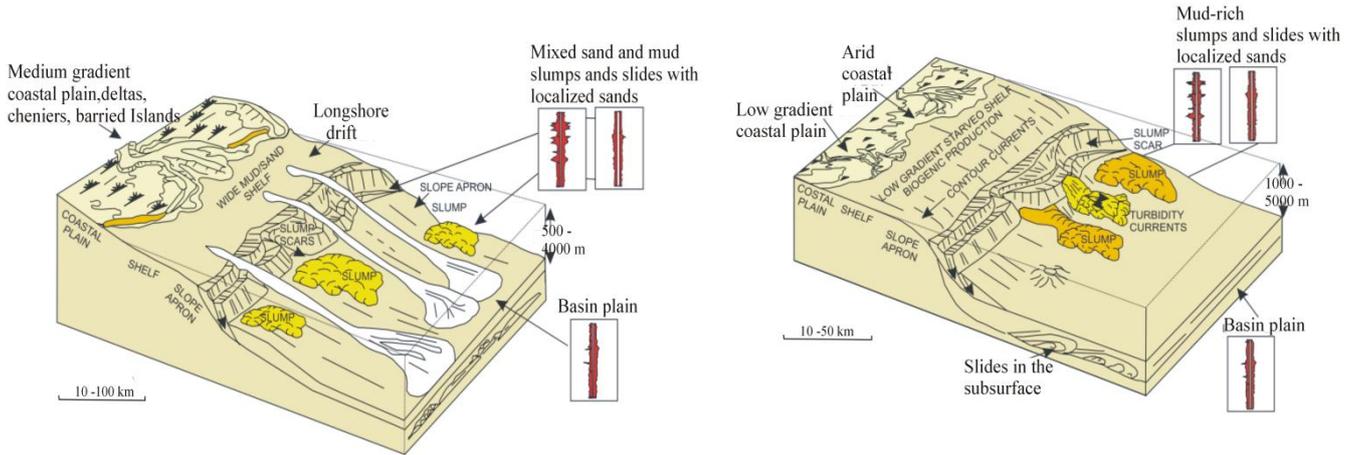


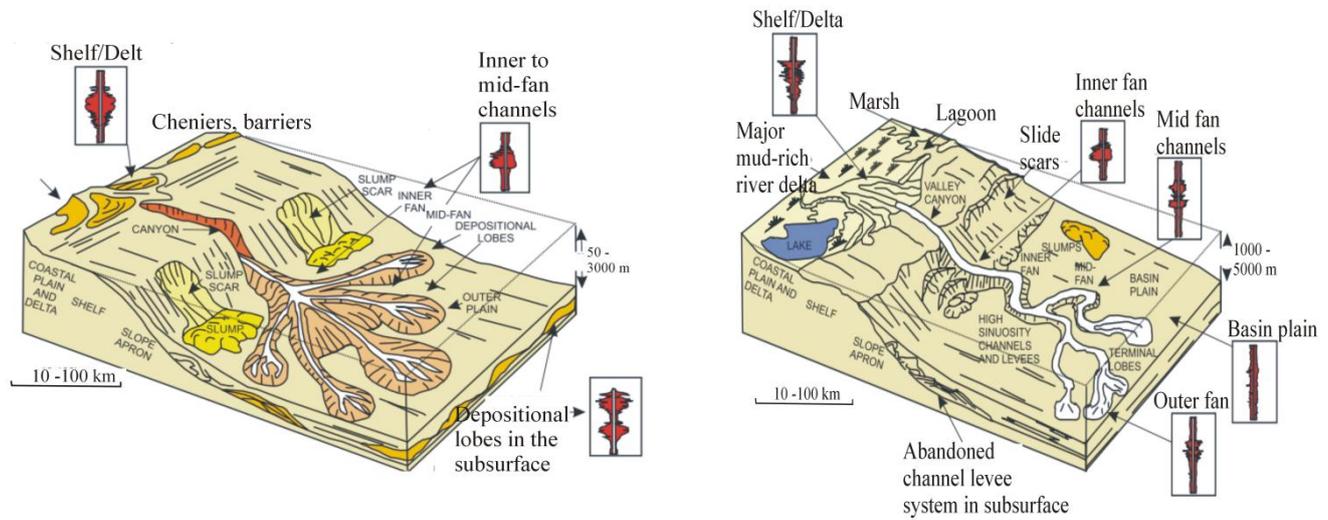
Figure 10-1. Bloc diagramme schématique montrant un système de dépôt riche en graviers et galets: (a) apron, (b) submarine fan, et (c) submarine ramp. *Modifié par Reading et Richards (1994); Richards et Bowman (1998).*

Figure 10-2. Bloc diagramme schématique montrant un système de dépôt riche en sables: (a) apron, (b) submarine fan, et (c) submarine ramp. *Modifié par Reading et Richards (1994); Richards et Bowman (1998).*

d. Slope apron



e. Submarine fan



f. Submarine ramp

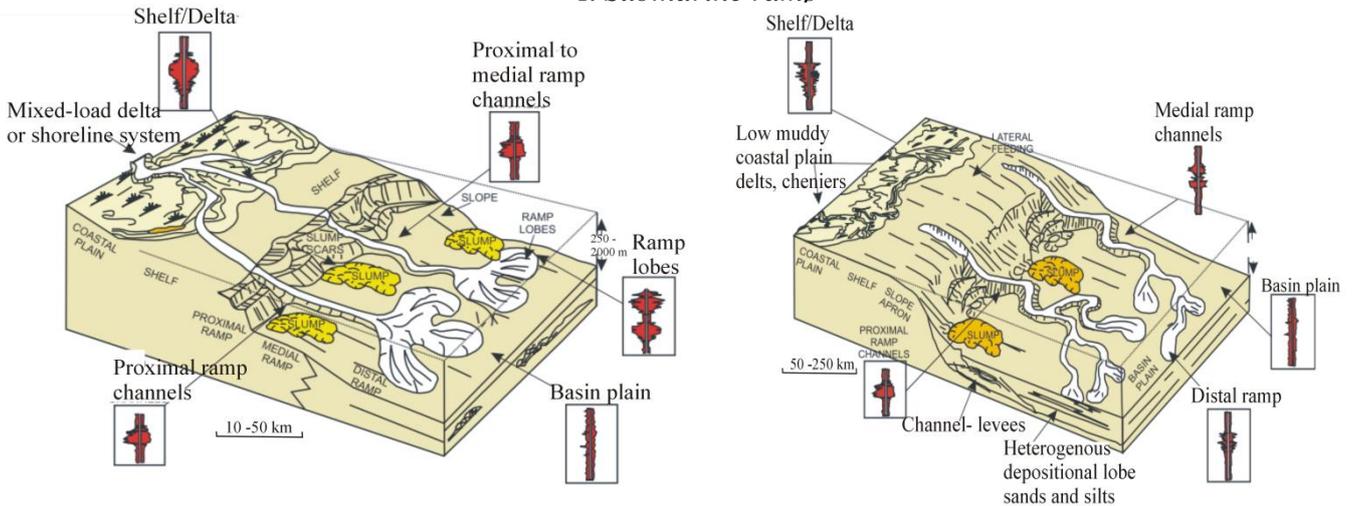


Figure 10-3. Bloc diagramme schématique montrant un système de dépôt riche en argiles et sables: (d) apron, (e) submarine fan, et (f) submarine ramp. *Modifié* par Reading et Richards (1994) et Richards et Bowman (1998).

Figure 10-4. Bloc diagramme schématique montrant un système de dépôt riche en argiles: (d) apron, (e) submarine fan, et (f) submarine ramp. *Modifié* par Reading et Richards (1994) et Richards et Bowman (1998).

4. Les écoulements gravitaires

4.1. Historique

Avant 1950, une des plus graves crises géologiques était l'interprétation des alternances des grès et d'argiles dans les séries de type flysch. Dans la plupart des cas, ils étaient considérés comme des dépôts d'eau peu profonde et liés à une subsidence saccadée. La communauté géologique a longtemps cru que la mer profonde était un royaume paisible sans activité terrigène où seules les argiles s'accumulent lentement par une décantation pélagique (Friedman et *al.*, 1992). L'année 1948 est considérée comme étant l'évènement de la notion de turbidite. Au 18ème Congrès International de Géologie (Londres, 1948), Migliorini a discuté des origines de granoclassement par la densité des courants (*in* Shanmugam, 1950). La communauté scientifique était alors très sceptique quant à l'importance de la densité des courants à l'érosion des canyons sous marins et du classement des sédiments en domaine marin profond. Cette hypothèse fût réaffirmée d'une façon beaucoup plus explicite dans les travaux de Kuenen et Migliorini (1950) où les observations de terrain furent confirmées par les résultats expérimentaux du laboratoire. Ce travail est considéré comme une étape fondamentale pour réinterpréter de façon satisfaisante les séries sédimentaires. D'après ces auteurs, la différence majeure entre un courant de turbidité et les autres écoulements gravitaires provient du mécanisme de transport des grains. Dans un écoulement turbiditique, le transport en suspension doit être prépondérant. A partir de l'hypothèse des courants de turbidité que purent démarrer avec une optique réaliste les études des bassins récents. Ce sont ces résultats qui, en termes de physiographie des bassins ou de la distribution des faciès, fournirent des renseignements importants pour l'interprétation des dépôts fossiles.

Entre 1962 et 1965, Bouma proposa la célèbre séquence de Bouma (Fig. 11) comme dépôt typique provenant d'un courant de turbidité, mais sans présenter les processus hydrodynamiques responsables des structures observées. Le modèle de Bouma présenta le concept de cône de dépôts, introduisant de ce fait la notion de perte d'énergie des écoulements de turbidité au cours de leur déplacement (Fig. 12). L'interprétation génétique en termes hydrodynamiques de cette séquence fût tentée par Sanders (1965). Ce dernier compléta le modèle en distinguant deux types d'écoulement au sein d'un écoulement turbiditique, avec un écoulement inférieur non turbulent, et un écoulement supérieur de nature turbulente. L'écoulement inférieur peut être soit plus lent (Fig. 13), dans ce cas les particules grossières sont déplacées par traction, soit plus rapide (Fig. 14), dans ce cas les particules grossières sont déplacées par gravité mais dans un état non turbulent. L'absence de structure dans le terme Ta

de la séquence de Bouma peut alors être expliquée par le dépôt en masse de l'écoulement inférieur. Seuls les termes Tb, Tc et Td sont déposés par un écoulement de nature turbiditique.

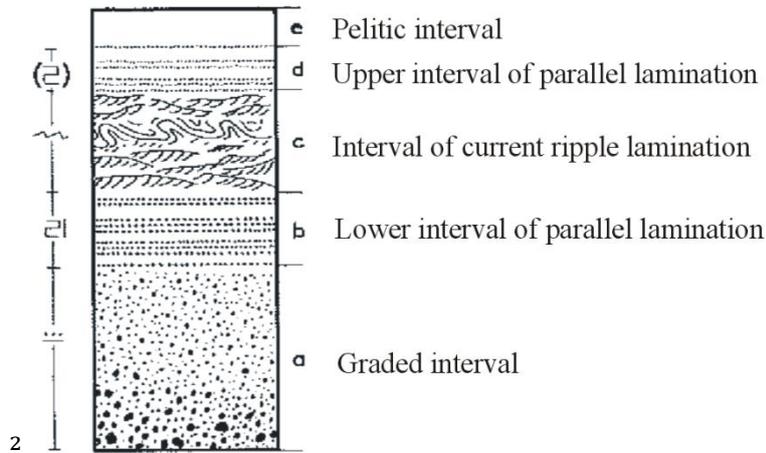


Figure 11. La séquence de Bouma (1962)

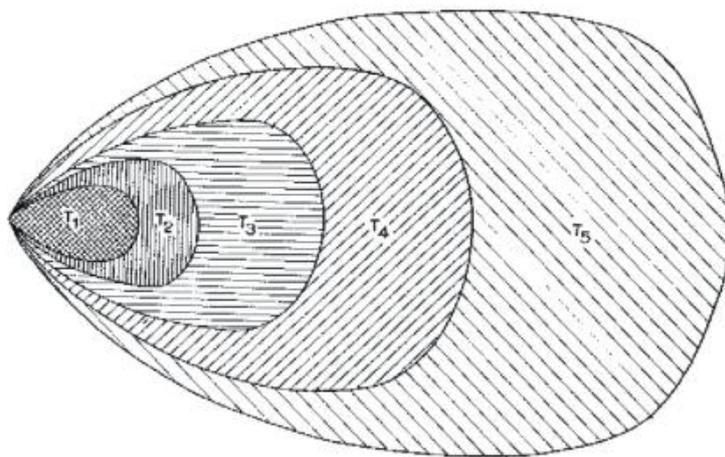


Figure 12. Forme et distribution d'un courant turbiditique de la séquence de Bouma (1962)

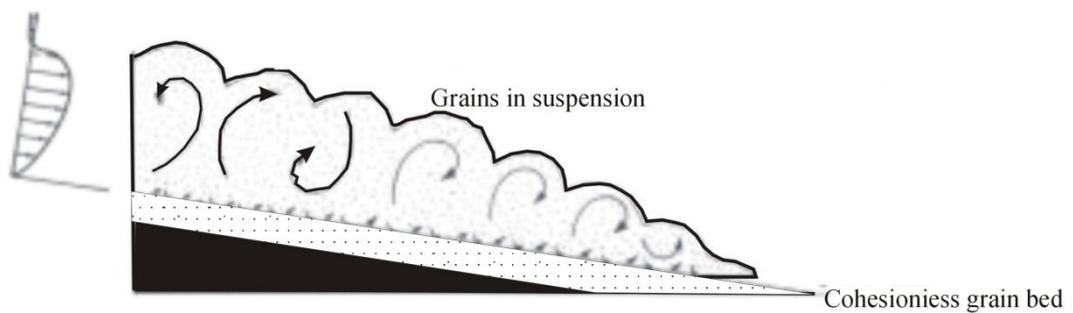


Figure 13. Profil d'un écoulement turbiditique schématisant un écoulement supérieur turbulent se déplaçant au dessus d'un écoulement inférieur plus lent (Sanders, 1965).

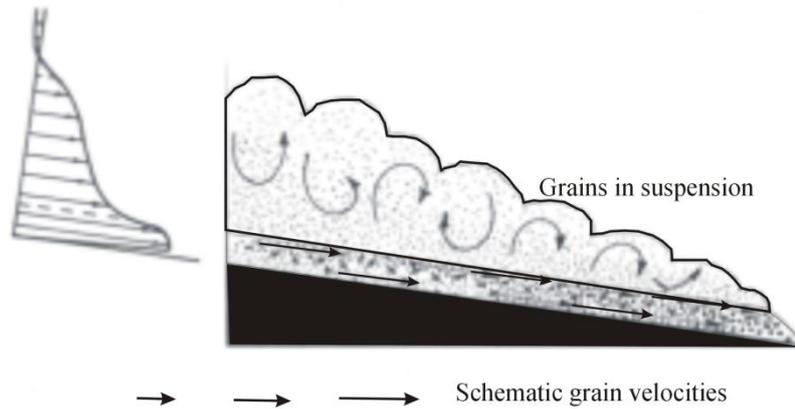


Figure 14. Profil d'un écoulement turbiditique schématisant un écoulement supérieur turbulent se déplaçant au dessus d'un écoulement inférieur plus rapide (*flowing grain layer*), (Sanders, 1965).

En 1967, Walker (1967) interprète lui aussi la séquence (Fig. 15) en distinguant deux régimes d'écoulements: (1) un régime d'écoulement supérieur pour les termes inférieurs de la séquence (Ta et Tb) et (2) un régime d'écoulement inférieur pour les termes supérieurs de la séquence (Tc, Td et Te). Walker appuie la notion de perte d'énergie des courants de turbidité développée par Bouma en distinguant les turbidites proximales des turbidites distales.

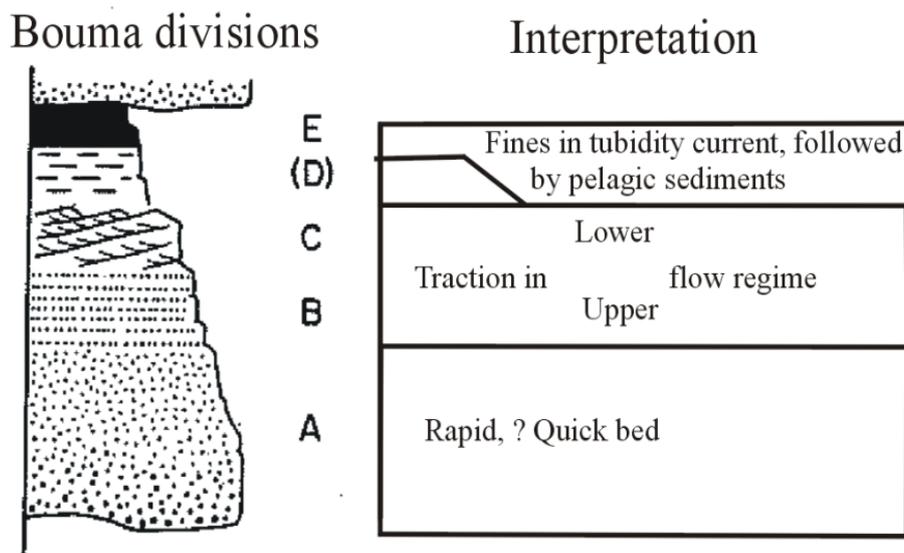


Figure 15. Interprétation de la séquence de Bouma par Walker (1967).

En 1973, Middleton et Hampton (1973) présentent une première classification des écoulements gravitaires, jetant les bases de toutes les classifications à venir. Cette classification se base sur le mode de maintien en suspension des particules au sein de l'écoulement (Fig.16). Quatre cas sont distingués:

- support par la matrice (*Matrix strength*);
- support par collision entre grains (*Grain interaction*);

- support par expulsion de fluide intergranulaire (*Upward intergranular flow*);
- support par turbulence.

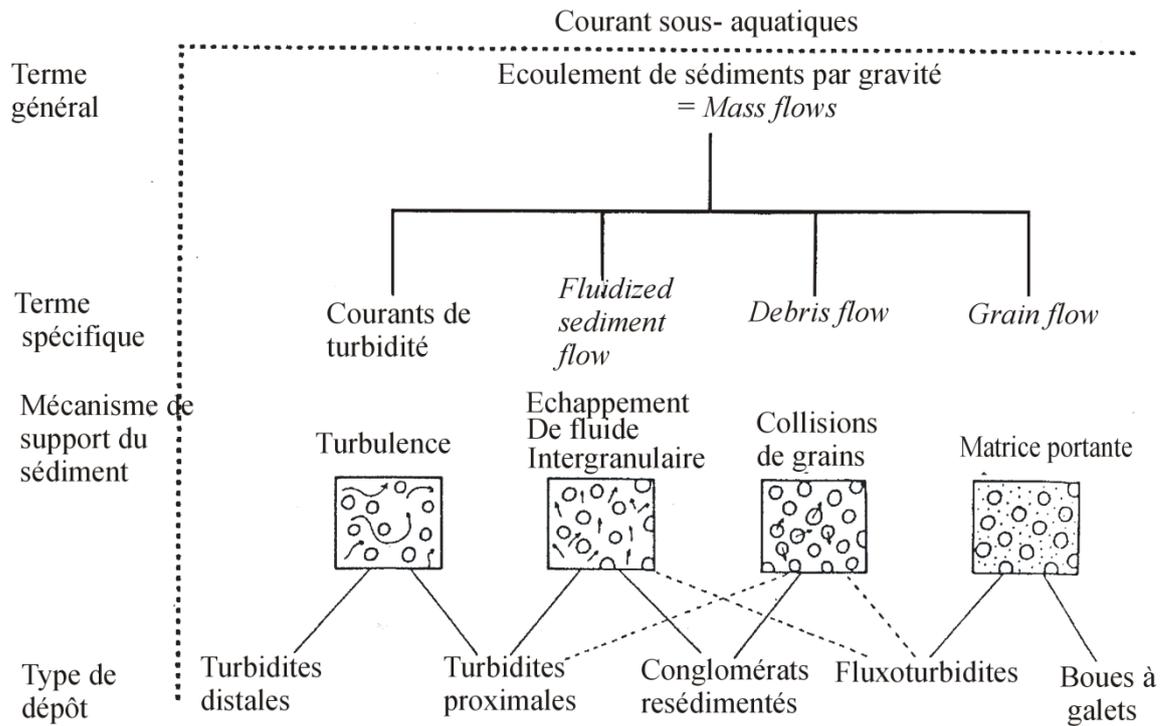


Figure 16. Classification des écoulements gravitaires (Middleton et Hampton, 1973).

Pour compléter leur classification, Middleton et Hampton (1973) proposent un modèle d'évolution d'un écoulement dans l'espace et le temps (Fig. 17). Ainsi, au cours de son développement, un écoulement gravitaire peut passer par plusieurs modes de support. Le dépôt final ne sera le témoin que du dernier mode de transport

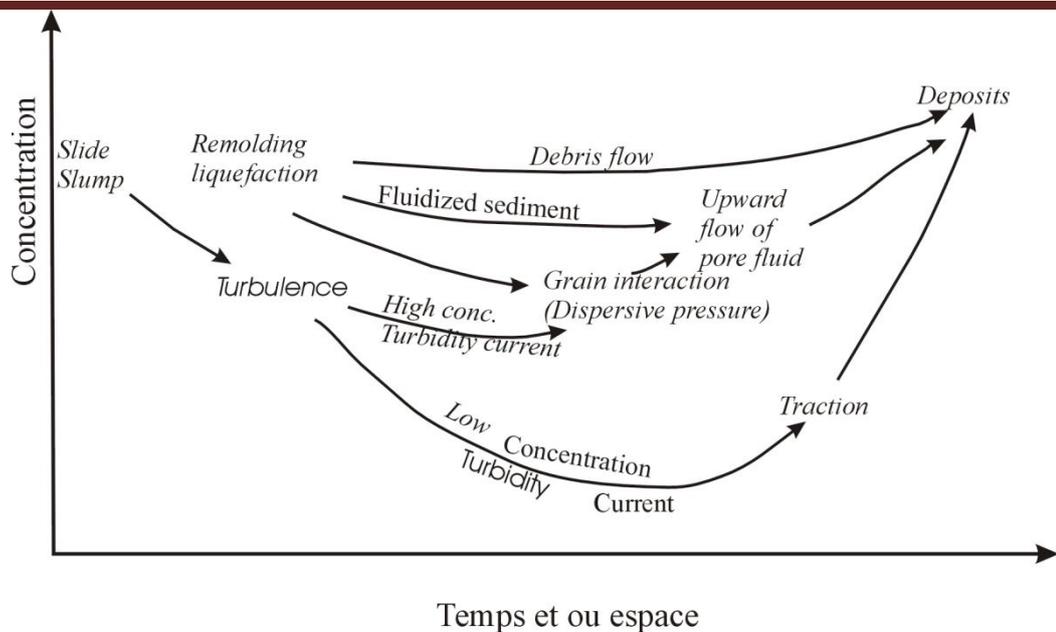


Figure 17. Evolution graduelle des types d'écoulements gravitaires en fonction du temps et (ou) de l'espace (Middleton et Hampton, 1973).

Pour Middleton (1967), walker (1978), Govier et Aziz (1972), Lowe (1982), les écoulements gravitaires et précisément les écoulements fluidales, peuvent se subdiviser selon la taille du grain.

Lowe (1982) identifie trois populations:

- population argilo-silteuse à granulométrie fine à moyenne;
- population gréseuse à granulométrie grossière à très grossière;
- population microconglomératique à conglomératique.

La première population, le mécanisme de maintien des particules est la turbulence du fluide. Ce dernier comporte une faible densité, il ne va pas dépendre de la concentration du mélange eau/sédiment. La décélération des sédiments est marquée par le passage de la suspension vers la traction. La turbidite Ta sera le produit de la suspension alors que les turbidites Tb, Tc seront dû à la traction. Td va refléter une suspension associé à de la traction. La turbidite Te représente un dépôt de suspension. La deuxième population est régie par la turbulence du fluide, la décantation frénée et par les forces de flottabilité issue de l'ascension de la matrice. Dans la troisième population, les éléments ont une concentration supérieur à 10-15 % et les grains seront maintenus les caractères sus cités et la pression dispersive.

Aussi, la division basale Bouma (Ta), est défini comme un lit massif ou un lit granoclassé (Fig. 11). L'origine de la division Ta de Bouma, est controversée. Elle a été diversement attribué à:

- (1) des courants de turbidité (Bouma, 1962);
- (2) une phase antidunes de courant à haut régime (Harms et Fahnstock, 1965; Walker, 1967);

- (3) des *grains flows* (Stauffer, 1967);
- (4) un pseudo-plastique et rapide dépôt (Middleton, 1967);
- (5) des *grains flows* dont la densité est modifiée (Lowe, 1976);
- (6) des courants de turbidité de haute densité (Lowe, 1982);
- (7) un lit soumis à des taux élevés d'écoulement de sédiments (Arnott et Hand, 1989);
- (8) des écoulements sableux de *debris flow* (Shanmugam et Moiola, 1995; Shanmugam, 1996).

Des modèles complémentaires (Fig. 18) vont alors voir le jour pour les séquences créées par un courant turbiditique de faible densité (*fine-grained turbidites*: turbidites argilo-silteuses), (Stow et Shanmugam, 1980) et pour les séquences créées par un courant turbiditique de haute densité (*coarse-grained turbidite*: turbidites sableuses), (Lowe, 1982).

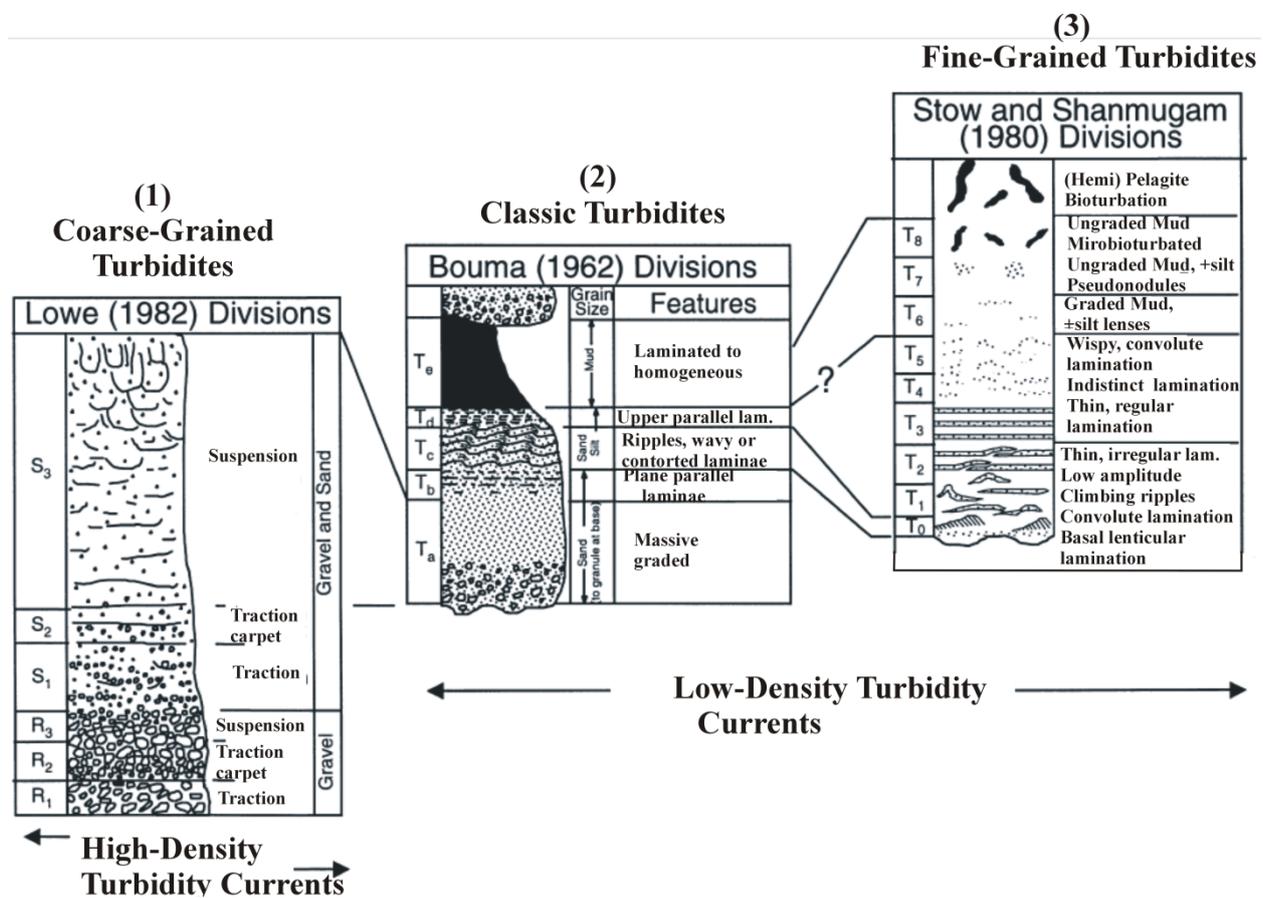


Figure 18. Les modèles de faciès et leurs variations latérales, d'après Shanmugam (2000):
 1. les turbidites à grains grossiers de Lowe (1982), 2. les turbidites classiques de Bouma (1962),
 3. les turbidites à grains fins de Stow et Shanmugam (1980).

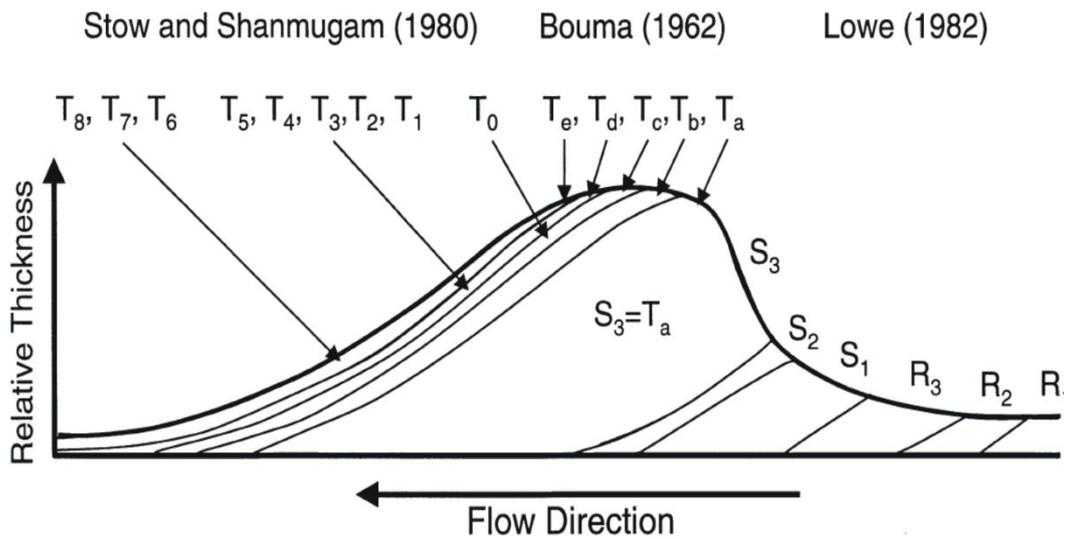


Figure 19. Diagramme schématique montrant l'évolution granulométrique depuis les grains grossiers de Lowe (1982), les turbidites classiques de Bouma (1962) aux turbidites à grains fins de Stow et Shanmugam (1980).

Le modèle de Lowe (1982) est en fait une extension de la séquence de Bouma (Fig. 17). En effet, le terme Ta de la séquence de Bouma correspond au terme S₃, sommet de la séquence de Lowe. Les termes "S" correspondent essentiellement à des sables et graviers fins, les termes "R" à des sédiments graveleux. S₃ témoigne d'un transport en suspension, S₂ et S₁ correspondant à un transport tractif engendré par un écoulement puissant non turbulent. Les termes graveleux R₃ et R₂ témoignent d'un transport essentiellement par traction. Pour les turbidites argilo-silteuses, les modèles de Piper (1978) et Stow et Shanmugam (1980) complètent les intervalles Td et Te de la séquence de Bouma (Fig. 19). Les dépôts proviennent d'écoulement de faible densité transportant essentiellement des silts et vases. La séquence type de Stow et Shanmugam (1980) est constituée (Fig. 17) de sédiments transportés en suspension et traction sur le fond (T₀-T₂), ou qui se déposent après vannage et floculation des argiles (T₃-T₅), ou enfin par seule décantation (T₆-T₈).

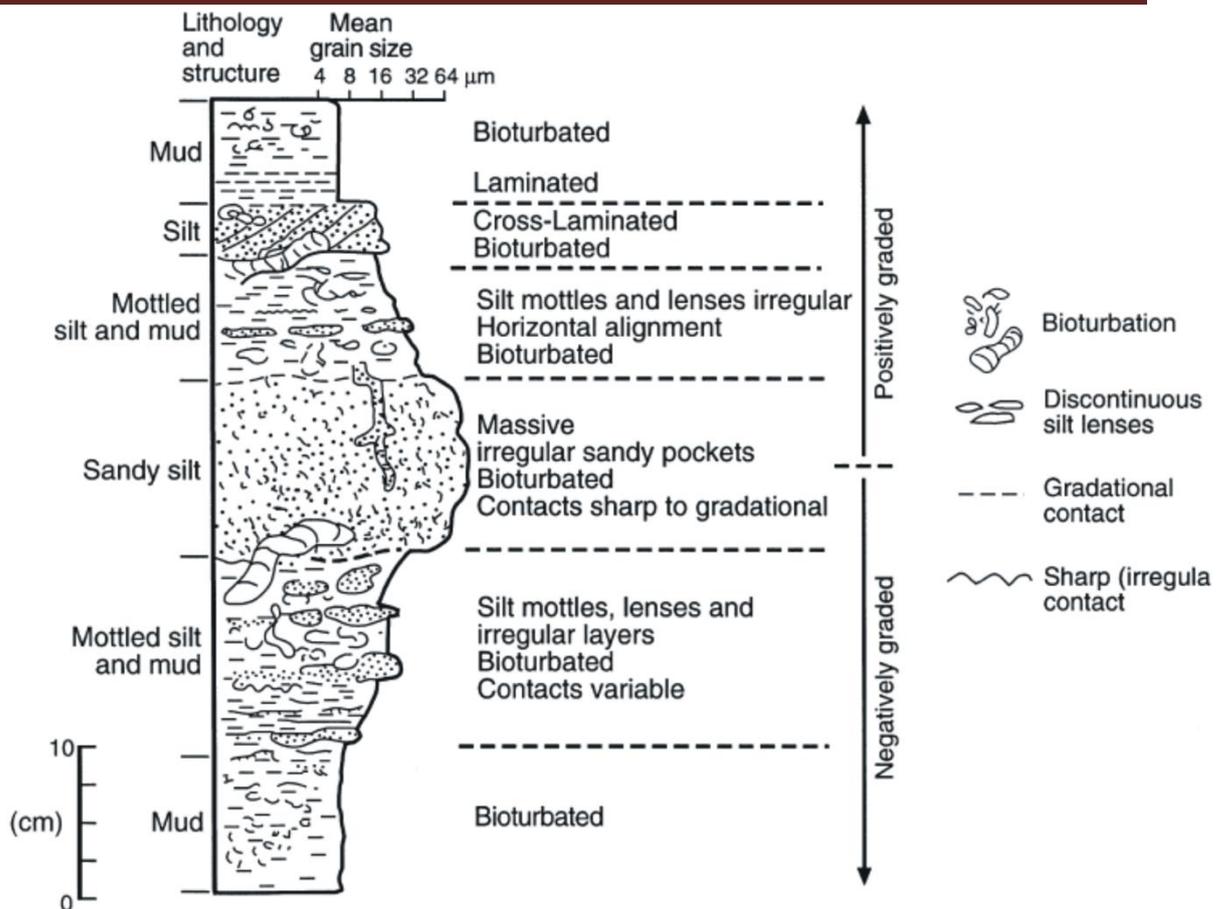


Figure 20. Modèle d'un faciès argileux et sableux (d'après Stow et *al.*, 1998).

Stow et *al.* (1998) proposent un modèle de faciès pour les contourites argileuses et sableuses (Fig. 20). Il consiste en une unité à granoclassement inverse recouvert par une unité à granoclassement normal (Fig. 19). La limite entre ces deux granoclassements s'opère au sein d'une unité massive, silto-sableuse. Les sables et les silts constituent seulement 5 % du sédiment. La granulométrie varie depuis les argiles à la base, à des silts sableux au milieu à carrément des argiles au sommet. La bioturbation est omniprésente.

Les contourites sont les sédiments qui ont été déposés ou recyclés par des courants de fond géostrophiques qui se suivent le long de contours bathymétriques dont la profondeur est supérieure à 300 m.

Les travaux effectués au cours des années quatre vingt dix montrèrent que l'utilisation de la séquence de Bouma entraînait une simplification des cas possibles de dépôts turbiditiques. La séquence de Bouma est en fait applicable uniquement aux turbidites allant des sables moyens aux vases (*medium-grained sand mud turbidite*).

La Séquence Bouma, qui représente le dépôt d'un courant de turbidité (Fig. 10) est probablement la terminologie la plus largement utilisée (peut être abusivement) pour la description des dépôts sableux d'origine marine profonde. La manière dont les sédiments sont

transportés et déposés, la fréquence des évènements de transport et les flux de matières impliqués sont encore mal compris.

En 1996, Shanmugam introduisit des problèmes liés aux mécanismes de transport des turbidites de haute densité. En effet, dans le cas des termes Ta (Bouma) ou "S₃" de (Lowe), les mécanismes de maintien et de transport des particules ne sont pas de nature turbulente (maintien en suspension par pression dispersive et collision entre grains et transport par traction): on parle de rhéologie de type non-newtonienne. Shanmugam (1996) propose d'interpréter ces termes grossiers comme des *debris flows* sableux. En 1997, il va plus loin en réinterprétant la totalité de la séquence de Bouma comme le produit d'un *debris flows* sableux (Ta) et du remaniement de sa partie sommitale par des courants de fonds (Tb-d). D'après cet auteur, la surutilisation de la séquence de Bouma a entraîné des erreurs d'interprétation d'un grand nombre de séries turbiditiques actuelles et anciennes et aurait ainsi fait entrer la sédimentologie profonde dans un état de "crise", dès les années soixante dix (Fig. 20). Sans renier l'existence des turbidites, c'était là une mise en garde contre l'utilisation de modèles réducteurs.

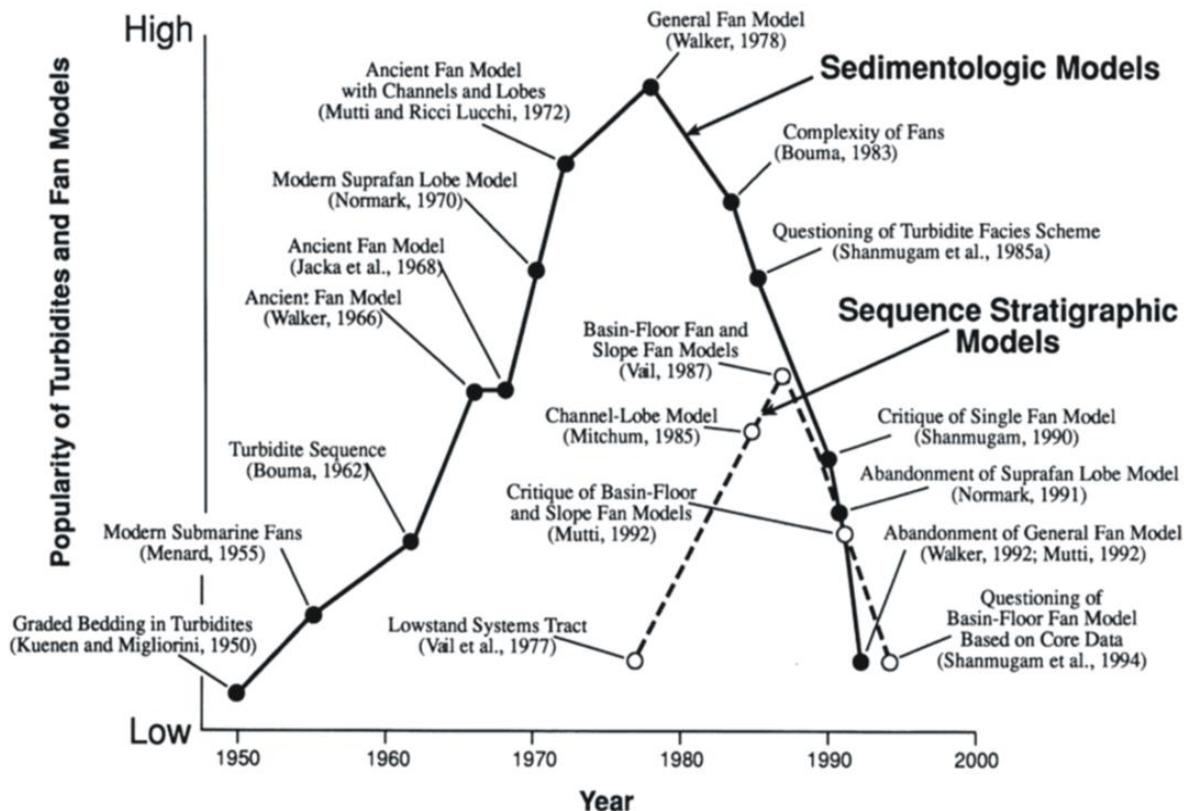


Figure 21: Popularité et études fondamentales des modèles d'éventails profonds durant les derniers 50 ans, d'après Shanmugam (2000).

4.2. Caractéristiques des écoulements gravitaires

4.2.1. Les écoulements en masse

Le principal phénomène physique intervenant lors d'un glissement en masse est la gravité. Cependant d'autres mécanismes interviennent, notamment des phénomènes de liquéfaction lors des séismes (Nichols, 1995) et d'incorporation d'eau dans la masse glissée (Mulder et Alexander, 2001), pouvant entraîner une importante évolution du contenu ou des masses glissées d'un glissement gravitaire entre le moment de son initiation et celui de son dépôt final (Fisher, 1983 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001). La pente ne sera donc pas le seul facteur déterminant le type de glissement sédimentaire. Les dépôts de transports en masse sous-marins (*submarine mass-wasting complexes*) au sens de Lucente et Pini (2003; 2008) ; mass-transport deposits au sens de Tripsanas et *al.* (2008) ; mass-transport complexes au sens de Pickering et Corregidor (2005) ont été classés suivant le mouvement en masse dont ils résultent. Les processus gravitaires sous-marins sont notablement différents des glissements subaériens et peuvent être séparés en trois catégories (Mulder et Cochonat, 1996; Mulder et Alexander, 2001):

- (1) ceux dont le transport est généré exclusivement par la gravité (glissements de type slides et slumps);
- (2) ceux dont le transport est attribuable à un fluide mais qui restent cohésifs (c'est à dire les coulées de boues ou de débris, mud/debris flow) et dont le déplacement est laminaire (écoulements plastiques ou plastic flows);
- (3) ceux dont le transport est dû à un fluide, qui ne sont pas cohésifs et dont le déplacement est turbulent (coulées fluidisées ou liquéfiées et courants de turbidité, fluidised/liquefied flows and turbidity currents).

On distingue ainsi les processus suivants:

4.2.2. La reptation (*creeping*)

Ce processus implique un glissement lent, sur une surface de décollement, de sédiments (généralement de la boue) conservant leur cohésion mais se déformant plastiquement et très lentement sous l'effet d'une charge constante (Mulder et Cochonat, 1996). Lorsque le processus s'arrête, les dépôts consistent en des strates, légèrement inclinées et présentant de faibles déformations internes. Si la pente est assez forte ou si les conditions physiques évoluent (chocs dus à un séisme, infiltration de fluides, augmentation de la charge), la reptation peut évoluer et se transformer en glissement sédimentaire (Mulder et Cochonat, 1996 ; Lee et Chough, 2001).

4.2.3. Les chutes de blocs ou de débris (*debris/rock falls*)

Ce processus correspond au brusque mouvement gravitationnel le long d'une pente très abrupte de sédiments consolidés ou de fragments du substratum. Les blocs consolidés qui se détachent (parfois hors de l'eau, on-shore) parcourent une distance qui dépend de la taille et de la forme des blocs ainsi que du gradient et de la rugosité de la surface de la pente. Les dépôts résultants, généralement constitués de blocs isolés ou de chaos de blocs sans matrice, se concentrent au bas de la pente (Prior et Doyle, 1985).

4.2.4. Les avalanches de blocs ou de débris (*debris/rock avalanches*)

Ce processus est similaire aux chutes de blocs, mais les avalanches de blocs sont des événements à grande échelle, catastrophiques, impliquant d'importants volumes de matériel (Mulder et Cochonat, 1996 ; Tripsanas et *al.*, 2008). Elles se produisent fréquemment au niveau des pentes fortes des zones volcaniques (Masson et *al.*, 2002). Cependant des avalanches entraînant des débris de roches sédimentaires et/ou consolidées ont été également observées (Normark et *al.*, 2004). Les blocs charriés peuvent avoir des dimensions conséquentes: couramment jusqu'à plus de 500 m de long et plusieurs dizaines de mètres de haut (Mulder et Cochonat, 1996), voire plusieurs kilomètres (18 km maximum) de long et 2 km de haut dans le cas de l'avalanche de débris géante de Ruatoria (Collot et *al.*, 2001). Ces blocs peuvent parfois être entraînés sur de grandes distances, jusqu'à 100 km de leur origine.

4.2.5. Les glissements s.s. (*slides et slumps*)

Ils correspondent respectivement aux glissements rotationnels et aux glissements translationnels). La traduction française "glissement" étant trop vague et pouvant prêter à confusion, nous utiliserons dans la suite du texte les termes anglais "slide" et "slump", largement utilisés même en français, le terme "glissement" étant utilisé seulement dans son sens général. Les slides et slumps sont des mouvements de masses sédimentaires cohérentes sur une surface basale cisailante nette (généralement un plan de stratification), limités de tous les côtés par des plans de rupture distincts, en particulier en amont par un escarpement de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Coleman et Prior, 1988 ; Mulder et Cochonat, 1996). La différence entre un slide et un slump est parfois (Mulder et Cochonat, 1996) basée sur la valeur du rapport de Skempton h/l entre la profondeur h et la longueur l du glissement: les slides sont translationnels parce que leur rapport de Skempton est inférieur à 0,15 tandis que les slumps sont rotationnels avec un rapport de Skempton $> 0,33$ (Skempton et Hutchinson, 1969). La plupart des glissements se révèlent être des slides translationnels (Prior et Coleman, 1984),

mais le déclenchement de slides originellement translationnels est rare, ils résultent plus couramment de l'évolution et/ou du regroupement d'un ou de plusieurs slumps (Mulder et Cochonat, 1996). Les slides et slumps peuvent être simples ou complexes (Mulder et Cochonat, 1996). Un slide/slump est simple si le principal corps glissé ne génère pas d'autres arrachements significatifs. Au contraire un slide/slump est complexe lorsque le mouvement du principal corps glissé entraîne l'instabilité des zones voisines et que le volume de ces slides/slumps induits est équivalent au volume du slide/slump initial (Mulder et Cochonat, 1996). Les slides/slumps complexes se font classiquement par rétrogradation, avec une succession de slides/slumps se produisant progressivement vers l'amont. La partie aval du dépôt se caractérise par deux morphologies différentes: les slides confinés frontalement et les slides émergents frontalement. Les slides confinés frontalement se caractérisent par une translation restreinte et ne surmontent pas les niveaux non déformés en place à l'aval. Dans le cas des slides émergents frontalement, une translation plus importante se produit, et la masse sédimentaire en mouvement chevauche les niveaux non déformés en place à l'aval pour se répandre librement et s'étaler sur le fond océanique.

4.2.6. Les coulées de débris ou de boues (*debris or mud flows*).

Elles sont constituées par une matrice plastique de matériaux cohésifs et non-liquéfiables, généralement limoneux et argileux (coulées de boue), dans laquelle flottent des fragments consolidés de roches dans le cas des coulées de débris (Postma, 1986 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001). C'est la cohésion de la matrice, due à la présence d'argile, qui empêche la transformation de la coulée de débris en écoulement turbulent, même lorsque le volume de sédiments et la pente sont importants (Rodine et Johnson, 1976). La coulée parvient également à transporter de grands blocs isolés, d'une part grâce à la faible différence de densité entre les blocs isolés et les débris de roches, et d'autre part grâce à la force cohésive du mélange boueux d'eau, de sédiments et d'argile (Rodine et Johnson, 1976). Les dépôts de coulées de débris sont des conglomérats, avec parfois un granoclassement inverse (Mulder et Cochonat, 1996). Leur dépôt se produit en masse (Lowe, 1982; Postma, 1986), la coulée ou une partie de la coulée se figent lorsque la force de résistance au cisaillement de la coulée devient égale à la force due à la gravité (Mulder et Alexander, 2001).

4.2.7. Les écoulements laminaires

Plusieurs mécanismes de support des particules existent, telles que la pression de dispersion produite par des collisions inter-granulaires, la rigidité de la matrice due à la cohésion entre particules en mouvement, et des forces de friction et de flottabilité (*buoyant lift*) induites par la matrice (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996). Ces écoulements se caractérisent également par des concentrations et viscosité très élevées qui empêchent ainsi, en théorie, tout développement de la turbulence. Plusieurs types sont décrits en fonction de la taille et de la concentration des sédiments transportés (blocs, galets), de la matrice et de la présence de fluide: écoulements hyperconcentrés (Mulder et Alexander, 2001), coulées de débris (*debris flows*), écoulement de grains (*grain flows*), les écoulements fluidisés (*fluidized flows*) et les écoulements liquifiés (*liquefied flows*).

Les dépôts résultant d'écoulements laminaires présenteront généralement:

- des contacts inférieurs et supérieurs très nets, dus à l'arrêt très rapide et au dépôt en masse de l'écoulement;
- une matrice argileuse, en proportions variables, qui pourra correspondre à quelques dizaines de % à moins de 1% du volume total du dépôt (Shanmugam, 2000);
- un granoclassement inverse des sédiments dû à la présence d'un gradient de vitesse croissant vers le haut et à un phénomène de classement ou de tri dynamique au cours du transport. Les particules les plus fines tombent entre les particules les plus grossières et ont ainsi tendance à les repousser vers le haut (Middleton, 1967). La présence d'un granoclassement normal ou l'absence de granoclassement ont également été observées;
- de nombreux galets et blocs dispersés au sein du dépôt. Ils pourront montrer des alignements plus ou moins grossiers qui traduisent le caractère laminaire de l'écoulement.

Les dépôts de sable de *debris flows*, les slumps liés et les *slides* ont été reconnus, en utilisant les critères suivants (Shanmugam et al., 1997a); Shanmugam et Moiola 1995; 1997):

- Sable massif (non classé) avec une zone basale de cisaillement a été utilisée pour déduire les mouvements de masse comme le *slide/slump* sur un plan de glissement. Une telle fonctionnalité est peu probable de se développer dans les turbidites parce que la décantation des grains issue d'une suspension turbulente ne provoquent pas de déformation basale pendant le dépôt. Après le dépôt, toutefois, les turbidites peuvent subir une remobilisation en tant que *slide/slump*; ces unités remobilisées conservent toujours un granoclassement original parce ils se déplacent en masse cohérente.

.

- La concentration des clastes argileux flottants de différentes tailles (*mudstone rafted*) près des sommets des lits de grès massifs et qui a été utilisé pour déduire la force de flux dans les deux environnements de dépôts (anciens et actuels) à la fois et à l'heure du dépôt par «gélification»; il faut noter que le grand axe des clastes est aligné parallèlement à la stratification (*planar clasts fabric*) indiquant un dépôt laminaire. L'existence de clastes flottants (*rafted clasts*) dans le dépôt peut s'expliquer par la gélification de l'écoulement de la masse dans lesquels flottaient les clastes à de différents niveaux au sein de l'écoulement. C'est pourquoi ces écoulements avec une force comparable sont capables de supporter des fragments de différentes tailles et poids à tous les niveaux de l'écoulement.

- Le classement inverse des clastes de mudstone a été utilisé pour déduire la force et la flottabilité de l'écoulement (*buoyant lift*) des sables de *débris flows*. On pourrait dire que ces clastes de mudstone auraient pu être tombés de l'effondrement des parois des chenaux adjacents, ce qui implique que ces fragments n'avaient rien à voir avec les processus de sédimentation. Cependant, il n'ya aucune raison de croire que cet effondrement aléatoire de paroi produirait un granoclassement inverse de fragments. Il n'y a également aucune raison de croire que le dépôt de clastes de courants de turbidité produirait un granoclassement inverse. Parce que la densité des clastes de *mudstone* est différente de celle des grains de quartz, le classement des fragments devrait être traité indépendamment du classement des grains de quartz dans l'interprétation des processus de sédimentation. Il ya des cas où les grains de quartz montrent un classement normal, mais les clastes de mudstone dans une unité gréseuse à classement normal montreraient un classement inverse.

- galets et granules de quartz flottants au sein de grès à grains fins ont été utilisés pour déduire la force de l'écoulement. Les sables de *debris flow* sont capables de supporter et transporter de grains de toutes tailles et poids à tous les niveaux au sein de l'écoulement en raison de la combinaison de leur force de frottement et de cohésion (Shanmugam, 2000).

4.2.8. Les écoulements turbulents

Le maintien en suspension des particules dans les écoulements turbulents est assuré par la composante de la vitesse dirigée vers le haut (Middleton et Hampton, 1973 ; Mulder et Cochonat, 1996). La concentration des particules au sein des écoulements turbulents est très variable, mais reste inférieure à 9 % du volume total (limite de Bagnold). Ces écoulements correspondent à des écoulements particuliers (Mulder et Alexander, 2001). Les écoulements particuliers sont les écoulements gravitaires les plus étudiés. Ils sont classiquement regroupés sous l'appellation générique de «courant de turbidité» (Kneller et Buckee, 2000). Pourtant, il

•

existe deux principaux types d'écoulement, en fonction de la durée de l'alimentation: les courants de turbidité avec une alimentation continue où prolongée par l'arrière et les bouffées turbides caractérisées par l'écoulement d'un volume fini. L'injection de matériel est instantanée, il n'y a donc pas d'alimentation par l'arrière (Laval et *al.*, 1988). Elles ont une «durée de vie» très courte par rapport aux courants de turbidité. Entre ces deux types extrêmes, il existe probablement une large gamme de types intermédiaires.

Le dépôt de sédiments à partir de courants de turbidité se produit couramment par les retombées de la suspension (Kuenen et Migliorini, 1950). Dans un véritable écoulement turbulent fluide, les particules grossières et fines ont tendance à s'arranger séparément pendant le dépôt en fonction de leurs vitesses de chute. Cela provoque des dépôts (de courants de turbidité) caractérisés par un granoclassement normal (par exemple, baisse de la grandeur de la taille des grains avec des contacts supérieurs progressifs). Le granoclassement normal (Kuenen et Migliorini, 1950) est le critère le plus fiable pour interpréter les courants de turbidité et de dépôts de suspension par la rhéologie fluide. Même si le granoclassement normal a été signalé par des dépôts de coulées de débris (Vallance et Scott, 1997), il faut mentionner que ces mêmes dépôts contiennent aussi des clastes flottants qui sont absents dans les turbidites.

Les dépôts de courants de turbidité sont appelés turbidites (Bouma, 1962). En dépit de cette simple et directe définition, le terme turbidite veut dire plusieurs choses pour différents chercheurs. Pour certains, turbidites veut dire: tout sédiment de mer profonde, et à d'autres, turbidites veut dire: tous sables de chenaux ou de lobes de mer profonde, mais dans cette étude, une turbidite veut dire un dépôt issu d'un courant de turbidité.

4.2.9. Les transformations des écoulements

Au cours de son développement, un écoulement gravitaire peut se transformer (Middleton et Hampton, 1973). La totalité des modèles ne prennent pas ou peu en compte l'évolution temporelle des écoulements. Seule l'évolution spatiale est envisagée. Le modèle de Kneller (1995) est le premier à réellement intégrer le temps. Ce modèle, basé sur six types d'écoulements turbiditiques différents, permet d'expliquer la nature érosive ou dépositionnelle des écoulements ainsi que l'organisation granulométrique verticale et horizontale des séquences de dépôts. L'intérêt d'un tel modèle est de mieux comprendre le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique des écoulements et donc des dépôts associés. Ce modèle, basé sur des principes très simples, permet d'expliquer la variabilité des séquences turbiditiques observées. Mulder et Alexander (2001) montrent la complexité des classifications en raison de

l'évolution et des transformations existant entre la source et le dépôt final. Par conséquent, plusieurs mécanismes de support peuvent coexister à l'intérieur d'un même processus gravitaire. Ainsi, un dépôt de sédiment ne caractérisera pas toujours le processus de transport dominant, mais plutôt un état très ponctuel d'un écoulement dans le temps (Fig. 22).

Les études expérimentales montrent également que les *débris flows* (rhéologie plastique) peuvent être dilués et développer des courants de turbidité fluide au cours du transport (Hampton, 1972). Les transformations de flux peuvent se produire dans les deux dépôts, c'est à dire de courants de densité stratifiée (Postma et al., 1988) et des courants de densité uniforme dans des environnements subaquatiques. De toute évidence, certains sédiments d'écoulements gravitaires subissent une transformation de flux (en l'occurrence, laminaire à turbulent et vice versa) avant le dépôt. En outre, il y'a des sédiments d'écoulement gravitaire qui ne subissent aucune transformation de flux. Le défi du modèle de dépôt est de savoir comment distinguer les écoulements qui ont subi une transformation des flux et qui ne l'ont pas subi. Si un écoulement subi une transformation ou non, son dépôt reflétera les conditions d'écoulement qui ont existé seulement durant les derniers instants de dépôt. En conséquence, les preuves de la transformation de flux ne sont pas conservées dans le dépôt final, et il n'y a pas de critères sur le terrain pour déduire des processus de transport du dépôt (Shanmugam, 1996 a).

Beaucoup de chercheurs utilisent cette contrainte universelle comme un permis pour supposer que tous les sédiments de mer profonde, ont été transportés par les courants de turbidité, et ayant subi une déformation plastique à un stade tardif pour ressembler à un dépôt de *débris flow*. Si nous continuons à suivre cette hypothèse basée sur l'interprétation de ce dépôt, alors il n'y a pas lieu d'examiner les sédiments en eau profonde pour la compréhension de leur origine sédimentaire, on peut simplement supposer que tous les sables de mer profonde sont des turbidites (Shanmugam, 2000). En conséquence, la littérature géologique est saturée des exemples de "turbidites", indépendamment du fait que ces sédiments ont été transportés et déposés par les courants de turbidité ou par autres processus. C'est peut-être le champ le plus important à la recherche future sur les faciès d'eau profonde.

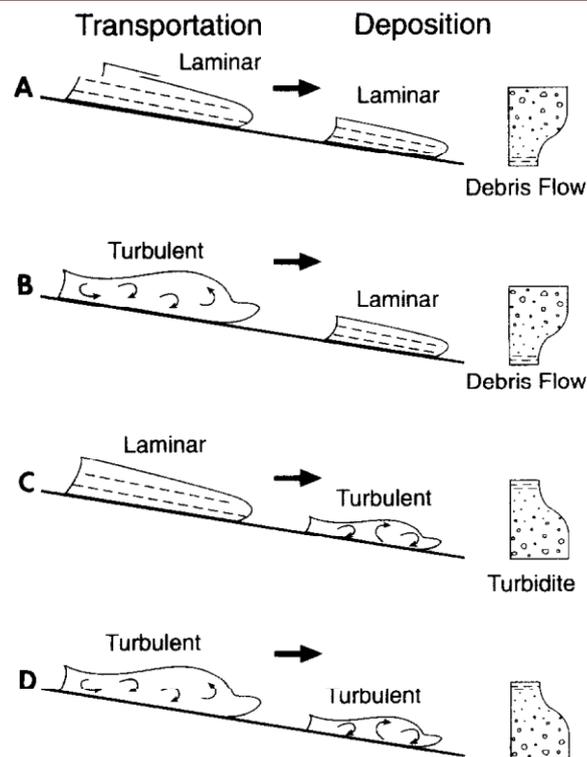


Figure 22. Scénarios hypothétiques montrant deux cas avec des transformations d'écoulement (B et C) et deux cas sans transformation d'écoulement (A et D) dans les rangées des *debris flow* et des courants de turbidité.

Les différences et les similitudes dans les conditions d'écoulement entre le transport et les dépôts sont représentées par le terme laminaire (les coulées de débris) et par le terme turbulent (c'est-à-dire un courant de turbidité). Les flèches (Fig. 21) indiquent le sens de la circulation des courants. Les dépôts généralisés de courants de turbidité avec un classement normal et coulées de débris avec classement inverse sont indiqués sur la droite. Notez que ces dépôts ne reflètent que les conditions d'écoulement qui ont existé durant la phase finale de dépôt. Le cas de la transformation de l'écoulement turbulent à l'état laminaire (B) se fonde en partie sur les expériences de Vrolijk et Southard (1982) et Postma et *al.* (1988). Le cas de la transformation de flux laminaire à celui de l'état turbulent (C) est en partie basée sur les expérimentations de Hampton (1972). Les transformations de flux peuvent se produire dans les deux densités stratifiées (Postma et *al.*, 1988) et des flux de densité uniforme. Actuellement, il n'existe pas de critères sur le terrain pour déduire les processus de transport du modèle de dépôt parce que les preuves des transformations de flux ne sont pas conservées dans le dépôt définitif (Shanmugam et Moiola, 1997).

5. Les éléments architecturaux et contrôle des processus de dépôts

La structure des systèmes de dépôts de pente et de bas de pente, est composée de différentes éléments architecturaux avec, de l'amont vers l'aval: le canyon, le système chenal-levée et les lobes terminaux (Fig. 23).

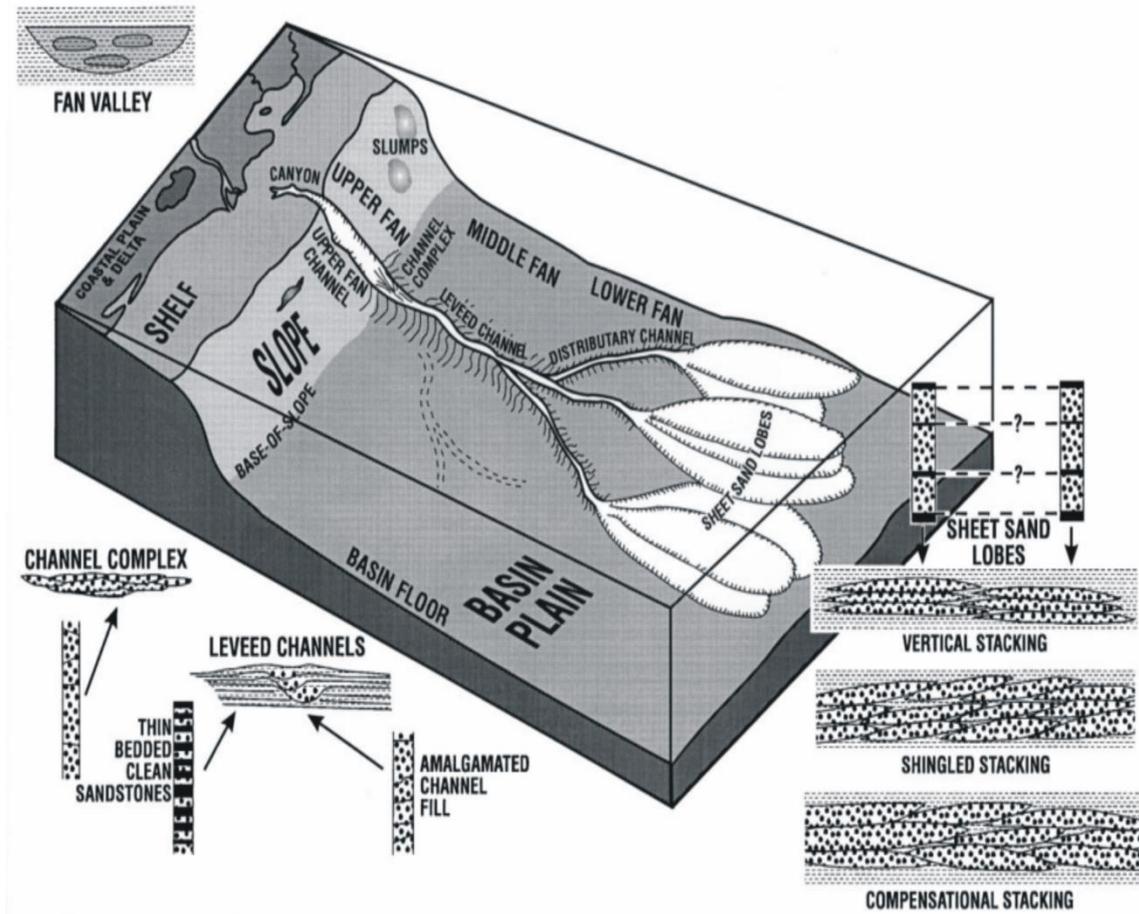


Figure 23. Schéma d'un système de dépôt de pente et de bas de pente et types de dépôts, d'après (Bouma, 2000).

5.1. Les canyons sous marins

Le développement d'écoulements gravitaires nécessite la présence de canyons, se traduisant par une structure géomorphologique typique d'une vallée en érosion: flancs escarpés, profil transversal en V et de profondeur pouvant atteindre de 1000 à 3000 mètres. Ces vallées sous marines peuvent inciser profondément le plateau continental ou son rebord. Elles assurent le transit des particules du plateau vers le bassin. Leur parcours est en partie lié aux processus d'érosion rétrogressive localisée en tête de canyon. Trois modèles de formation et d'évolution des canyons sont proposés (Shepard, 1981; Mulder et *al.*, 1998):

-
- Formation d'un système de drainage lors d'une émergence de la pente (exemple de la Méditerranée lors du Messinien ou baisse majeure du niveau marin). Lors de la remontée du niveau marin, tous les sédiments seront véhiculés selon ces systèmes fluviaux qui vont devenir des futurs canyons sous-marins;
 - En milieu sous-marin, par une suite de glissements en masse provoquant une érosion régressive sur la pente continentale. Les alignements de dépressions circulaires métriques à décamétriques dans l'axe des canyons sont un argument en faveur d'une érosion régressive suivant ou formant des zones de moindre résistance;
 - Par une érosion (progressive) par des processus gravitaires entretenus, par exemple les courants turbulents hyperpycnaux générés à l'embouchure des fleuves;
 - Par une combinaison entre des processus érosifs sur le fond, les flancs et la tête du canyon, et des processus de dépôt dans les zones inter-canyons (dépôts hémipélagiques et/ou débordement des écoulements turbiditiques chenalisés par les canyons). Ce type de canyons, localisés généralement sur des zones de failles, sont relativement stables dans le temps et correspondent à des zones de non dépôt sur de longues périodes de temps;

Les figures et structures sédimentaires présentes sont principalement des structures d'érosion et de transit: sillons d'érosion, rigoles (*gullies*) et cicatrices d'arrachement.

5. 2. Les complexes chenal-levées

5.2.1. Les chenaux

Les ensembles chenaux-levées se développent généralement au pied de pente ou à l'embouchure du canyon. Il s'agit d'une zone mixte où interagissent à la fois des processus de transit, d'érosion, et de dépôt. En réponse à une diminution de la pente et de l'énergie, les chenaux sont érosifs en amont passant à une morphologie de type dépositionnelle en aval. La géométrie des chenaux dépend essentiellement de la nature des apports: les grains grossiers ont tendance à développer des chenaux rectilignes et larges, associés à peu de levées alors que les sédiments fins aménagent des chenaux étroits et sinueux et profondément creusés car ils présentent des levées importantes (Clark *et al.*, 1992; Galloway, 1998). L'axe du chenal est généralement le lieu d'érosion et de transit. Les sédiments de fond de chenal sont fréquemment remaniés lors des passages successifs d'écoulements érosifs (Fig. 24).

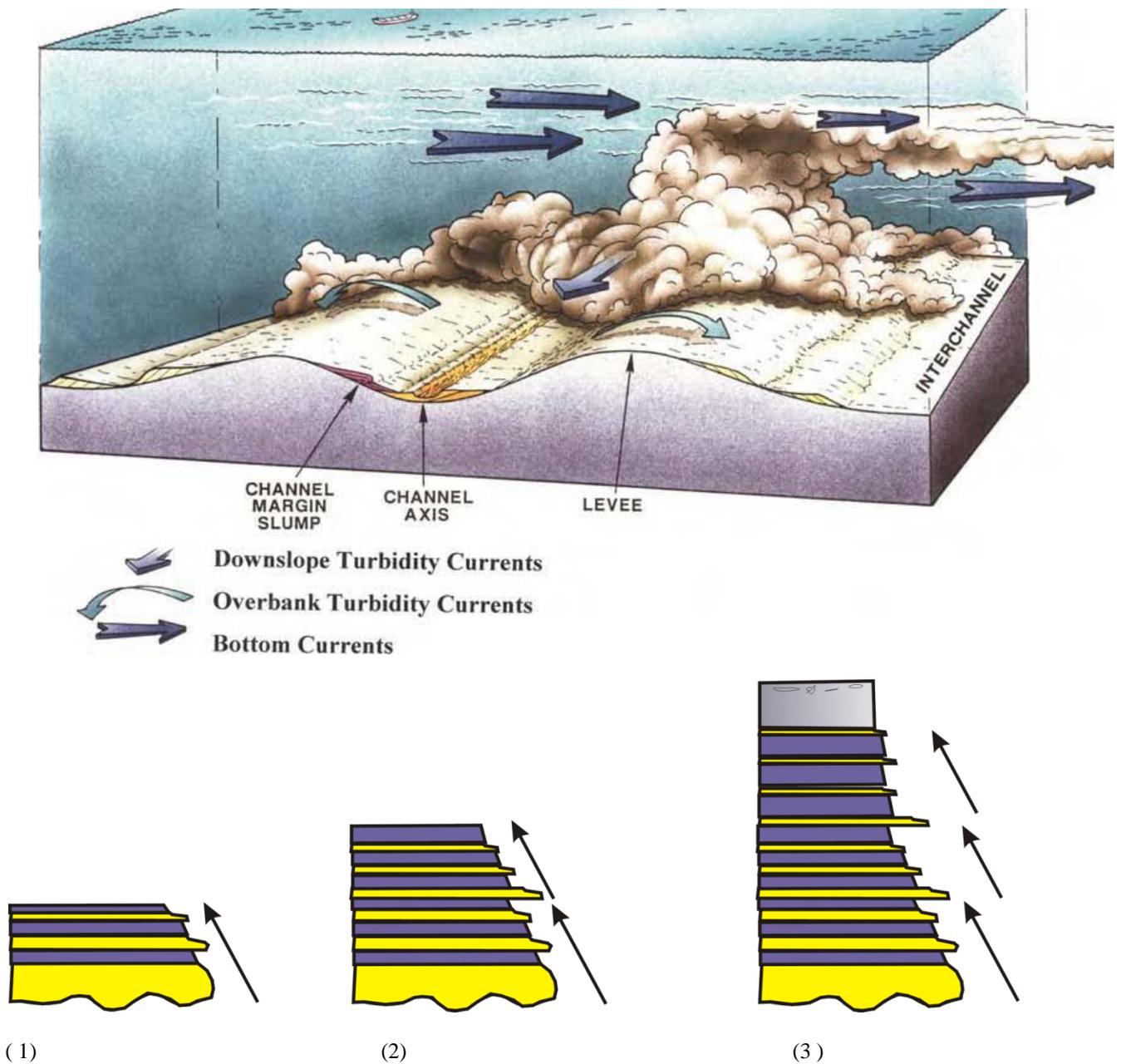


Figure 24. Illustration du processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000; Shanmugam, 2000).

Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du "nuage turbiditique" (3) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses normalement granoclassées.

5.2.2. Les levées

Les levées sont construites par débordement de la partie sommitale composée de particules fines des écoulements turbulents (*spilling*) ou par son détachement (*stripping*). Le débordement génère une importante dissymétrie. Il entraîne un appauvrissement relatif en fraction fine dans l'écoulement le long de son trajet et un enrichissement relatif en sable. Ce processus explique le transport des sables dans les chenaux et le développement de lobes sableux en aval des systèmes chenal-levées. Les levées présentent un flanc interne très raide, soumis à des processus d'érosion et à des glissements en masse qui peuvent alimenter les écoulements circulant dans le chenal. Des processus de construction y sont également décrits avec des levées confinées (Babonneau et *al.*, 2004). Le flanc externe est caractérisé par des pentes très faibles et est soumis à des processus de dépôt. Les levées sont construites par débordements successifs de la partie sommitale, diluée et turbulente, des écoulements turbiditiques circulant dans les chenaux (Migeon, 2000). Dans l'hémisphère Nord, les levées droites présentent généralement une dissymétrie importante qui reflète l'action de la force de Coriolis sur les écoulements (Komar, 1969).

5.3. Les lobes

Normark (1970) est le premier à utiliser le terme de lobe aux éventails actuels. Le terme de lobe utilisé ou suprafan à lobes représente un dépôt rapide et tabulaire de sédiments au débouché de chenaux, ce qui équivaut à un relief convexe vers le haut. Actuellement, ce suprafan a été défini dans un modèle actuel et il n'y a pas encore de critères sédimentologique pour définir un tel modèle dans les anciens éventails sous marins. Plusieurs termes ont été définis, les plus couramment utilisés pour les distinguer sont: (1) *suprafan lobes*, (2) *depositional lobes*, (3) *fanlobes*, (4) *ponded lobes*, (5) *mounded lobes* et (6) *sheet lobes*.

5.3.1. Les *Suprafan lobes* de dépôt

- Ils se développent à la fin de l'éventail supérieur
- un relief d'ensemble convexe vers le haut en profil radial
- Prédominance de sables, turbidites grossières
- Les parties intérieurs sont chenalisés, ce qui est extérieur ne sont pas chenalisés.
- Ils représentent le cône moyen .

Les *suprafan lobes* n'étant pas préservés ou observables dans l'ancien, Normark (1991) abandonna ce concept.

5.3.2. Les *Depositional lobes*

Mutti et Ghibaudo (1972) sont les premiers à utiliser le terme de *depositional lobe*. Mutti et Normark 1987 donnent les descriptions suivantes:

- Ils se développent à /ou proche de l'embouchure du chenal sous marin;
- Ils montrent l'absence d'une chenalisation basale;
- Ils montrent toujours des cycles strato et granocroissants;
- Ils sont composés d'1 faciès D dominant (faciès de Mutti et Walker 1972 ;1975);
- La taille des grains de sable est moyenne à fine;
- Les bancs sont latéralement continus et peuvent s'étendre sur plusieurs dizaines de km;
- Ils montrent une géométrie de type «*sheet like*» = «nappes»;
- Epaisseur = 3 à 15 m;
- On les trouve au dessus de la plaine abyssale en un système progradant;
- Ils sont situés à la partie externe (inférieur) de l'éventail.

5.3.3. Les *Fanlobes*

Le terme de fanlobe a été utilisé par Bouma (1985) au plus jeune système chenal – levée de l'éventail actuel du Mississipi dans le golf du Mexique. Il a été défini acoustiquement, il consiste en un:

- Canyon érosif du plateau et du talus supérieur;
- Un éventail supérieur avec des chenaux érosifs majeurs;
- Un éventail moyen avec dans une position central des chenaux sinueux et levées;
- Un éventail inférieur avec de multiples et éphémères petits chenaux localisés dans une zone étroite.

Chaque complexe de *fanlobe* est limité par de minces zones hémiplogiques; fan lobe est considéré comme l'équivalent d'une séquence sismique (Bouma et *al.*, 1989).

Les éventails actuels comme le Mississipi et l'Amazone se développent dans une marge passive mature, ils sont aussi caractérisés par une grande sinuosité souvent sous forme de méandre (Shanmugam, 1988). Donc les éventails anciens qui montrent des chenaux à méandres et associés à des levées peuvent être considéré comme *fanlobe*.

5.3.4. Les *Ponded Lobe* (lobe non chenalisé)

L'éventail actuel de l'Ebre est composé uniquement d'un complexe de chenaux-levée le long d'une pente et formant l'éventail supérieur. Dans le bas de pente, l'éventail moyen et

inferieur sont incisé ou tronqué par Valencia (Nelson et al. 1985). L'éventail de l'Ebre n'est pas un éventail typique, il a été décrit comme un lobe chenalisé et un *ponded lobe*.

Cependant le *ponded lobe* est caractérisé par les traits suivants:

- Le manque de chenaux et la dominance de dépôt de faciès chaotique composé à la base de la pente de dépôts en masse non triés;
- Les faciès F et D (Mutti et Ricci Lucchi, 1972 ; 1975) sont identifiés comme typiques de *Ponded lobe* «Ebro»;
- Beaucoup de sédimentologues interprètent le faciès F comme représentant des slumps associés à une pente ou à un remplissage de chenaux;
- Les faciès chaotiques de *Ponded lobe* de l'Ebro sont latéralement discontinus avec une qualité «réservoir» pauvre, cependant le *depositional lobe* de Mutti et Ricci Lucchi (1972) représente latéralement des corps en «sheet like»= corps sous forme de nappes minces.
- Pour Shanmugam, le *ponded lobe* est beaucoup plus chenalisé que lobé. Les *ponded lobe* ne forment pas de réservoir de bonne qualité à cause des passages latéraux à des couches argileuses.

5.3.5. Les *sheet sand*, les *mounded lobes* et les *sheet lobes*

Le terme de "sheet sand" a été évoqué pour la première fois par O'Connell et al. (1985) au cône inférieur du Mississippi. Bouma (1985c) considère ce *sheet sands* comme étant l'équivalent du lobe de dépôt des cônes anciens. Galloway (1998) distingue les *mounded lobes* des *sheet lobes* (Fig. 25). Les *mounded lobes* constitués de matériaux graveleux à sableux sont peu ou pas chenalisés et sont relativement bien marqués topographiquement. Au contraire, les *sheet lobes*, constitués de matériel plus fin (des sables aux vases), sont généralement parcourus par un réseau discontinu de chenaux secondaires. Les *sheet lobes* sont relativement étendus et très peu marqués topographiquement (Fig. 24).

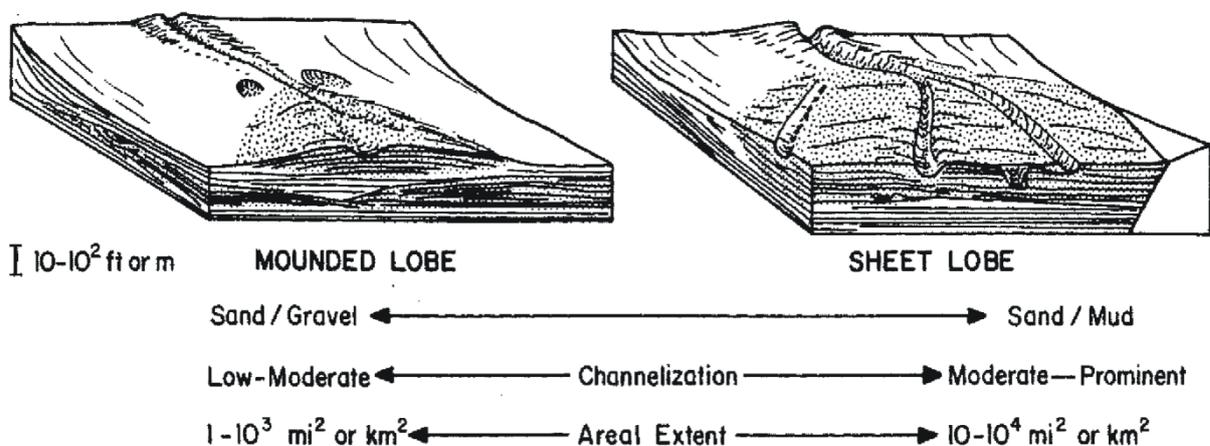


Figure 25. Caractéristiques des *mounded lobes* et des *sheet lobes* par Galloway et Hobbay (1996, in Galloway, 1998).

5.4. Le modèle séquentiel

Plusieurs modèles séquentielles de dépôts de flyschs ont été proposées, parmi les plus récents est sans doute celui de Shanmugam (1988 ; 2000) avec des éventails à lobes attachés et détachés (Fig. 26). Les séquences peuvent être interprétées à partir de l'évolution de la stratimétrie des couches et des faciès et les associations de faciès des sédiments. Les dépôts survenant principalement dans les chenaux et les lobes de dépôts constituent la majeure partie des séquences des éventails sédimentaires de mer profonde. L'amincissement ou l'épaississement vers le haut des ensembles de couches suggèrent respectivement un environnement de chenaux ou de lobes de dépôt. Les éventails de mer profonde sont discutés en termes d'éventails anciens et modernes, lobes attachés et détachés, systèmes très efficace et peu efficace, et les éventails transversaux et longitudinaux (Shanmugam, 1988). En général, les lobes de dépôt sont considérés comme attachés aux chenaux d'alimentation.

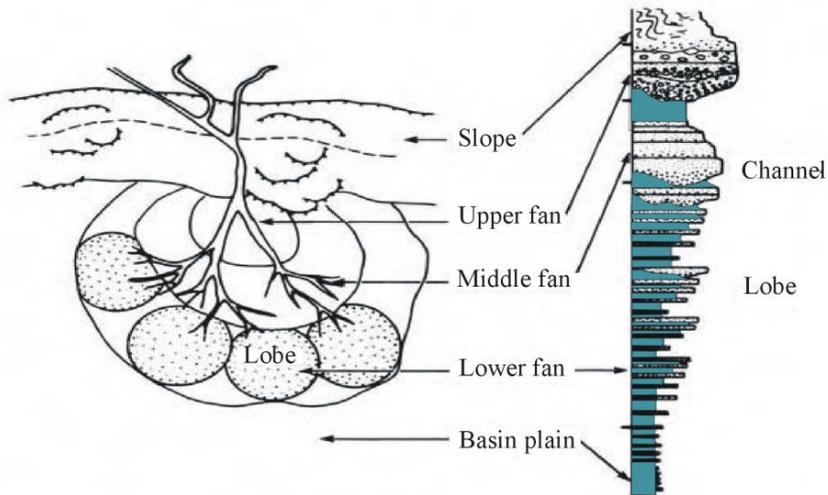
5.5. Contrôle des processus de dépôt

Plusieurs facteurs interviennent dans le développement des sédiments du flysch. Ils sont d'origine externe (facteurs allocycliques) et d'origine interne (facteurs autocycliques). Leur grande variabilité et leur interaction conduisent à l'édification de systèmes dont la taille, la géométrie et la nature sont variables. Bien que ces facteurs ne puissent être quantifiés, ils nous permettent de mieux comprendre l'architecture générale des systèmes. Il existe différentes variables interagissant qui contrôlent les processus, les modes et les taux de sédimentation en eau profonde. Ainsi, la stabilité des sédiments déposés dépend de la pente, du taux de sédimentation et des contraintes cycliques (causées par exemple par les séismes). On peut effectuer une classification de ces variables. Les plus importantes sont:

- l'apport et le type de sédiment;
- l'eustatisme et le changement local du niveau de la mer;
- la tectonique des plaques et le tectono-eustatisme;
- la circulation océanique;
- la chimie de l'eau de mer;
- les fluides.

D'autres phénomènes à échelle plus importante peuvent intervenir comme le climat global, les taux relatifs de génération et de destruction de la croûte océanique. On trouve une liste exhaustive de ces contrôles dans Stow (1986) et Pickering *et al.* (1989).

Ancient submarine fan model with attached lobes



Ancient submarine fan model with detached lobes

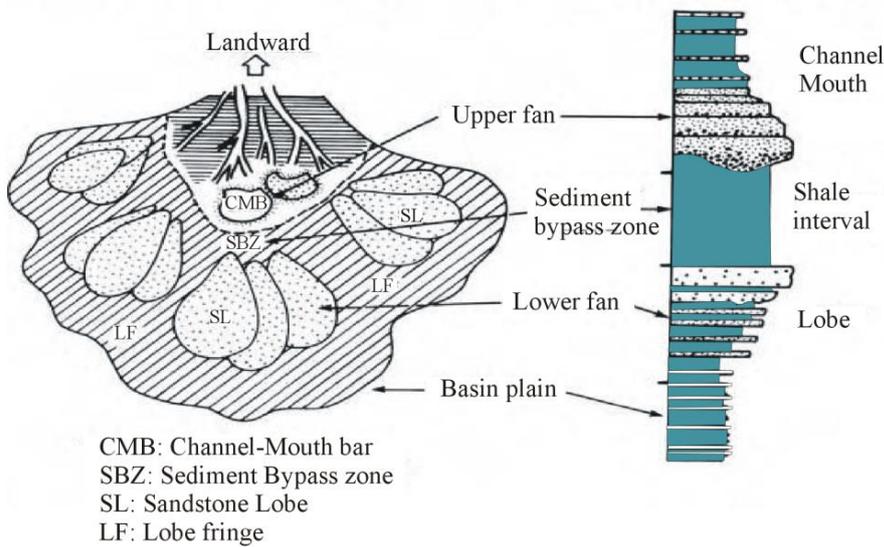


Figure 26. Modèle d'évolution séquentielle des dépôts sédimentaires d'éventails à lobes attachés et détachés (Shanmugam, 2000).



Partie I. Contexte géologique régional et local

1. Contexte géologique régional

L'Afrique du Nord située au Nord des boucliers précambriens (Eglab, Ahaggar), peut être subdivisée en trois parties. Il s'agit de domaines fortement différenciés au cours des phases tectoniques, paléozoïques, mésozoïques et cénozoïques. Ce sont du Sud au Nord (Fig. 27):

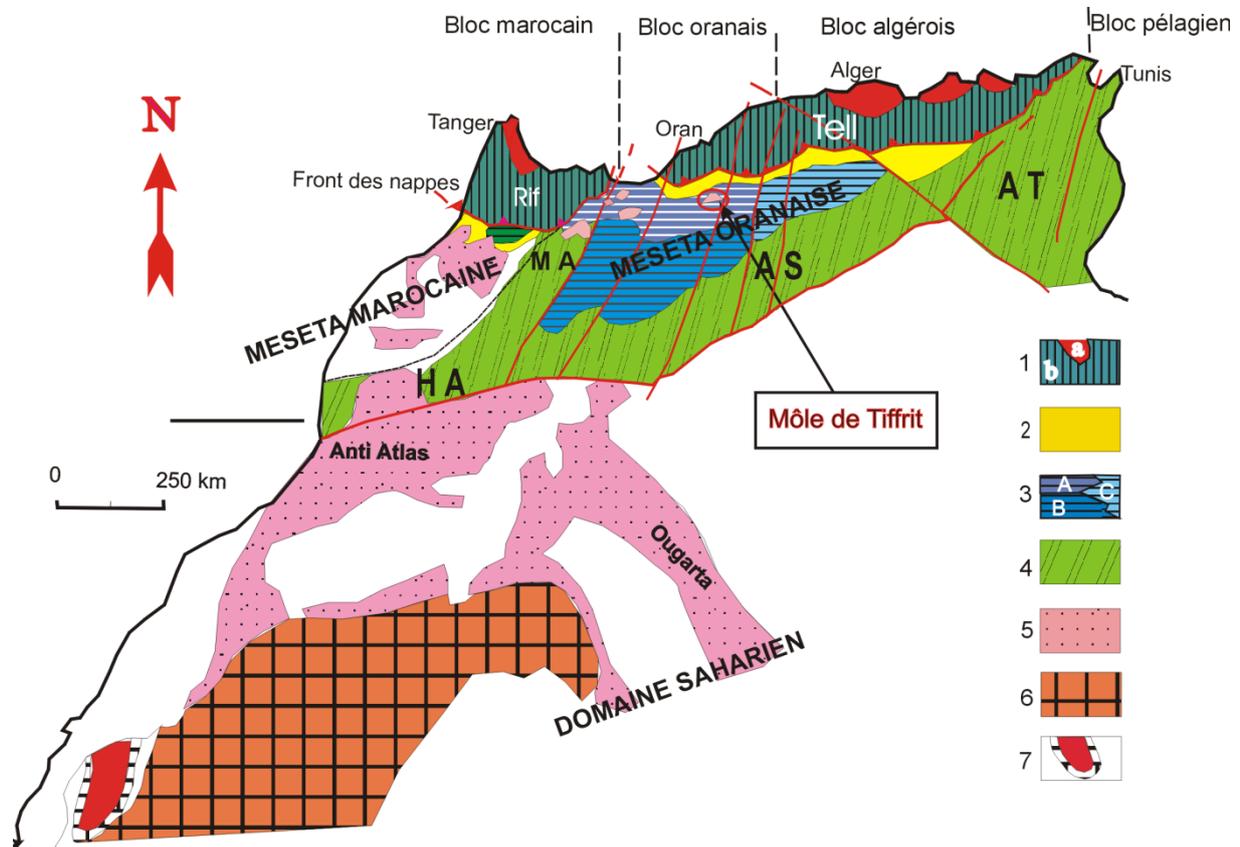


Figure 27. Carte schématique, structurale de l'Afrique du Nord et localisation des terrains paléozoïques (Elmi 1978; Hoepffner et al., 2005, modifiée).

1: ceinture tello-rifaine: a: terrains paléozoïques allochtones des zones alpines internes, b: domaine alpin. 2: sillons miocènes. 3: hauts plateaux (A: domaine tlémécénien, B: domaine des hautes plaines, C: zone de transition). 4: ceinture atlasique (HA: Haut Atlas, MA: Moyen Atlas, AS: Atlas saharien, AT: Atlas tunisien). 5: terrains paléozoïques autochtones. 6: craton ouest africain (massifs archéens et protérozoïques). 7: terrains allochtones des Mauritanides.

-le domaine saharien, partie stable et peu déformé. Le Paléozoïque affleure assez largement autour des boucliers précambriens ou dans la chaîne de l'Ougarta. En Algérie septentrionale, les affleurements sont plus modestes. Ce domaine saharien est limité au Nord par l'accident nord saharien, linéament que l'on peut suivre d'est en ouest sur plus de 2000 km;

-le domaine atlasique, avant pays tellien de la chaîne alpine, formé par des chaînes intracontinentales à caractères géosynclinaux et des môles mesetiens beaucoup plus rigides; dans sa partie centrale, il est bordée au Nord par l'ensemble de la Meseta oranaise et du domaine tlémécénien;

•
-le domaine tello-rifain, portion jeune et mobile de la chaîne alpine qui se raccorde à l'Ouest au niveau de l'arc de Gibraltar aux chaînes bético-baléares et à l'Est, à l'Apennin par l'intermédiaire du système silico-calabrais. Il s'agit d'un domaine très tectonisé correspondant en grande partie à la zone des nappes de glissement mises en place durant le Miocène. Ce domaine a connu au cours du cycle alpin la formation de bassins losangiques et en ''*pull-apart*'' nés sur des décrochements crustaux ou lithosphériques (Choukroune et Séguret, 1973).

1.1. Le domaine atlasique

La partie méridionale du domaine atlasique est formée par des systèmes intraplaques: le Haut atlas, l'Atlas saharien et l'Atlas tunisien qui se relaient de l'Ouest vers l'Est. C'est une chaîne modérément plissée, affectant une série secondaire continentale ou de mer peu profonde à profonde et fortement subsidente. Le chaînon du Moyen Atlas est connu comme un diverticule SW-NE du Haut Atlas. Il sépare la partie septentrionale du domaine atlasique en deux ensembles rigides, polygonaux et peu plissés: la Meseta marocaine et la Meseta oranaise. La Meseta marocaine comporte, sous une couverture secondaire et tertiaire très réduite, le socle hercynien profondément tectonisé. La Meseta oranaise est un édifice losangique, peu subsident, couvert d'évaporites ou de sédiments carbonatés tidaux, plongeant faiblement vers le Nord. Le socle n'y apparaît qu'en quelques bombements ou horsts dans sa partie occidentale. Vers l'Est, elle se termine en pointe entre l'Atlas saharien et le domaine tellien par la zone modérément tectonisée des monts du Hodna. Dans leur ensemble, ces Atlas forment un édifice à faible raccourcissement caractérisé par des plis plus ou moins coffrés qui s'alignent en «chenilles processionnaires» (Flammand, 1911) à cause de leurs terminaisons périclinales brutales sur des distances presque mégamétriques. Ces alignements marquent de larges aires synclinoriales séparées par des structures anticlinales relativement courtes. Cette disposition confère à ces régions un style tectonique de type éjectif. L'histoire alpine débute au Trias-Lias par l'installation de gouttières ou des bassins rhombiques (Kazi Tani, 1985).

1.2. Le domaine des Maghrébides

L'orogénèse hercynienne et l'orogénèse alpine sont les deux principales manifestations tectoniques qui ont abouti à l'individualisation de la structure de l'Algérie tellienne.

Nous distinguons du Nord au Sud:

- un Tell septentrional, il est compris entre le rivage méditerranéen et le sillon miocène Chéelif - Soummam;

•

- Un Tell méridional, il est situé entre ce sillon et les hautes plaines hodnéennes et les Hauts Plateaux.

Dans ce tell méridional, on reconnaît du Sud vers le Nord :

- un autochtone à plis à grands rayons de courbure et des faciès crétacés néritiques ainsi que des formations oligo-miocènes épaisses;
- un parautochtone (subautochtone) à faciès analogue mais à tectonique d'écaillage;
- un allochtone constitué par un empilement de nappes dont les faciès sont de plus en plus externes vers le haut.

Dans le Tell septentrional, Glangeaud et *al.* (1952) distinguent du Nord au Sud:

- un parautochtone nord tellien comprenant les massifs anciens kabyles, la "chaîne calcaire", les flyschs et les écaillés intermédiaires. Le chevauchement peut atteindre une flèche de 20 km;
- des lambeaux de recouvrement correspondant à la partie plastique du dispositif précédent;
- des nappes de glissements.

La structuration est polyphasée, elle est due à trois phases tectoniques: antévraconnienne, priabonno-sannoisienne et miocène. La mise en place de l'allochtone nord tellien est antérieure à celle de l'allochtone sud tellien. La diverticulation des nappes s'est produites le long de surface de transgression: base du Cénomaniens inférieur, du Campanien, du Médjanien tandis que la mise en place du Trias s'est produite dès le Crétacé supérieur. Ce Trias a été injecté dans les unités lors de la phase de compression maximum et a joué le rôle de "semelles lubrifiantes" (Bouillin, 1977; Courme-Rault, 1985).

Selon une conception actualiste du rameau alpin des Maghrébides, Durand Delga (1980) présente du Nord au sud les ensembles suivants:

- des zones internes se succédant en chapelet de massifs anciens littoraux bordés au sud par une dorsale ou la chaîne calcaire;
- une bande de flyschs d'âge Néocomien à Aquitanien divisés en trois unités : Maurétanienne, Massyenne et Numidienne, recouvrant les zones externes;
- des zones externes où le décollement des séries mésozoïques à paléogènes est plus ou moins généralisé;
- une avant-fosse miocène.

C'est une chaîne "géosynclinale" avec les caractères suivants:

- des flyschs très développés;
- des témoins ophiolitiques;
- un métamorphisme alpin;
- un raccourcissement important de l'ordre de 200 à 300 %;

-
- des structures à vergence externe;
 - des zones internes avec une association de socles et de leur couverture en grandes nappes;
 - des zones externes à caractères mio-géosynclinaux avec une sédimentation marno-calcaire puissante succédant à une sédimentation grésopélitique et une tectonique de nappes gravitaires.

1.2.1. Les zones internes des Maghrébides

C'est un domaine médian entre les deux rameaux Nord et Sud des Maghrébides, c'est un chapelet formé de massifs anciens, bordés au sud par une chaîne calcaire, appelé "sous plaque méso-méditerranéenne". Il a subi une fracturation en bloc postérieurement à l'Aquitainien, il a été largement déplacé vers l'extérieur de la chaîne (Durand Delga, 1980). Le massif d'Alger montre une structure écaillée à vergence Nord mais le chevauchement majeur est à vergence Sud (Saadallah, 1981).

La série stratigraphique de ce domaine kabyle est constituée de bas en haut, en :

1. un socle gneissique d'âge 570 Ma (*in* Kazi Tani, 1985);
2. des phyllades en discordance cadomienne sur le socle. Un terme gréseux repose en discordance tardi-cadomienne sur ces mêmes phyllades;
3. des grès d'âge Cambrien (?) à Tremadoc;
4. des formations volcano-sédimentaires de l'Ordovicien;
5. des pélites et grès fins d'âge Ordovicien à Silurien;
6. des pélites, des calcschistes, des calcaires à tentaculites, des dolomies et des lydiennes du Dévonien inférieur à moyen. Ce terme est remplacé par des flyschs dans la région du Chenoua à l'Ouest d'Alger (Bourrouilh, 1976);
7. des pélites, grès et conglomérats du Tournaisien supérieur et du Viseen inférieur.

1.2.2. La dorsale kabyle

C'est la couverture mésozoïque du domaine kabyle, elle est située à la bordure Sud du domaine kabyle, elle est transgressive sur ce dernier. Elle se compose d'un terme détritique rouge d'âge permo-triasique "verrucano" en discordance sur le Paléozoïque et le socle sus-cités, suivis de calcaires et de pélites rouges, quelquefois gypsifères du Trias moyen à supérieur. Le Lias est carbonaté et transgressif passant de bas en haut des dolomies littorales à des faciès de bassin. La suite sédimentaire se poursuit d'une manière discontinue et éparse d'un terme marno-calcaire peu épais du Dogger et Malm que surmontent des calcaires néritiques ou des marnes à faciès profonds. Une phase tectonique paroxysmale écaille ce domaine kabyle à la fin de l'Eocène. Une puissante série molassique (1000 m) d'âge fin éocène et fin oligocène

recouvrir ces derniers. Une seconde phase du Miocène inférieur post-Aquitainien accentue l'écaillage, découpe les nappes du Tell interne, expulse les flyschs et fait chevaucher les Kabylies sur les zones externes. A l'Oligo-aquitainien et au Burdigalien, se forment des olistostromes, faciès de resédimentation. Une dernière phase du Miocène supérieur déforme l'ensemble du substratum et les dépôts post-nappes.

1.2.3. Les flyschs

Les flyschs sont d'âge néocomien à aquitainien et forment une zone continue au sud des massifs anciens littoraux. Ils se subdivisent en trois unités: maurétanienne, massylienne et numidienne. Ils se rencontrent suivant trois positions :

- en niveaux coincées entre le domaine interne kabyle et le domaine externe tellien;
- en écaillage sur l'allochtone tellien;
- en faciès resédimentés dans les olistostromes nord kabyles.

1.2.4. Le domaine tellien

Les séries allochtones telliennes sont à matériel marneux ou marno-carbonaté et d'âge surtout Sénonien à Eocène ou Oligo-Miocène. Elles sont disposées en grandes lames de nappes gravitaires :

- les nappes épitelliennes, marno-calcaire, pélagiques et d'âge Sénonien à Eocène;
- les nappes sud telliennes (mesotelliennes);
- les nappes infratelliennes à faciès proche de l'autochtone présaharien;
- les nappes ultratelliennes, d'âge Crétacé, se développent surtout dans l'Est constantinois et la Kroumirie.

Le terme de bassin tellien n'est justifié que pour sa partie occidentale et centrale. Celui-ci s'individualise à partir du Domérien supérieur – Toarcien, tout en restant peu subsident. Ce n'est qu'à partir du Crétacé que le bassin tellien connaît un maximum de subsidence avec essentiellement 10 km de sédiments crétacés dans l'Ouarsenis et les Bibans.

2. Contexte géologique local

La région d'étude se compose d'un socle paléozoïque et d'une couverture mésozoïque.

2.1. La couverture: elle est formée de bas en haut par la série suivante :

2.1.1. Le "Trias"

Les investigations de terrain ont montré que cet ensemble se compose de bas en haut par les unités lithologiques suivantes (Fig. 28) :

.

- un niveau métrique de conglomérat à éléments de phanites siluriens, de grauwackes dévoniens, des granites, des basaltes, des dacites, des diorites, des andésites et des rhyolites. Ce conglomérat prend l'aspect d'une brèche au Sud du môle de Tiffrit et précisément dans le Djebel Safah alors qu'au Djebel Lakhdar, l'éroussé des éléments est important. Dans les autres régions du môle, le conglomérat disparaît et fait place à quelques niveaux dolomitiques, métriques, parfois à brachiopodes et gastéropodes indégagables, directement discordant sur les ensembles magmatiques et sédimentaires du socle paléozoïque;

- deux coulées de roches vertes à pyroxènes (ophites) ayant l'aspect de boules à croûte hyaloclastique, interstratifiées avec des niveaux métriques (2 à 4 m) de dolomies ayant une épaisseur totale variable de 5 m à 35 m;

-des argiles rouges "chocolat" (1,5 m à 4 m) associées avec des niveaux ferrifères, stratiformes et centimétriques;

-des niveaux tuffitiques blanchâtres (0,5 m à 1 m), c'est le niveau repère rencontré dans tout le môle de Tiffrit. Les variations d'épaisseurs sont dues à des considérations paléogéographiques et plus les faciès sus cités se rapprochent de la faille bordière de Sidi Mimoun, plus l'épaisseur des faciès est moindre et réciproquement.

Ce "Trias" repose en discordance angulaire sur les ensembles du Paléozoïque, déformés, métamorphisés, granitisés et érodés.

Dans la région d'étude, le "Trias" n'est pas toujours défini paléontologiquement d'une façon indiscutable. L'âge exact du complexe volcano-sédimentaire du môle de Tiffrit demeure donc approximatif. En effet, quelques empreintes mal conservées de bivalves observées dans les niveaux carbonatés, en particulier près d'Ain Soltane, ont été rapportées à des espèces héttangiennes (Flammand, 1911) et que Lucas (1952) les attribua à des *Anoplora* triasiques. Généralement, en Afrique du Nord, les datations géochronologiques fournies par Manspeizer et *al.* (1978) indiqueraient un âge Ladinien. D'après Lapierre et *al.* (1984), l'âge du complexe d'Oranie (monts de Tlemcen, monts de Saïda et môle de Tiffrit), examiné d'après des données biostratigraphiques et calé sur l'échelle géochronologique, se situe plutôt à la limite Trias-Jurassique ou légèrement après, en tous les cas, il est antécarien (Bougara, 1994a).

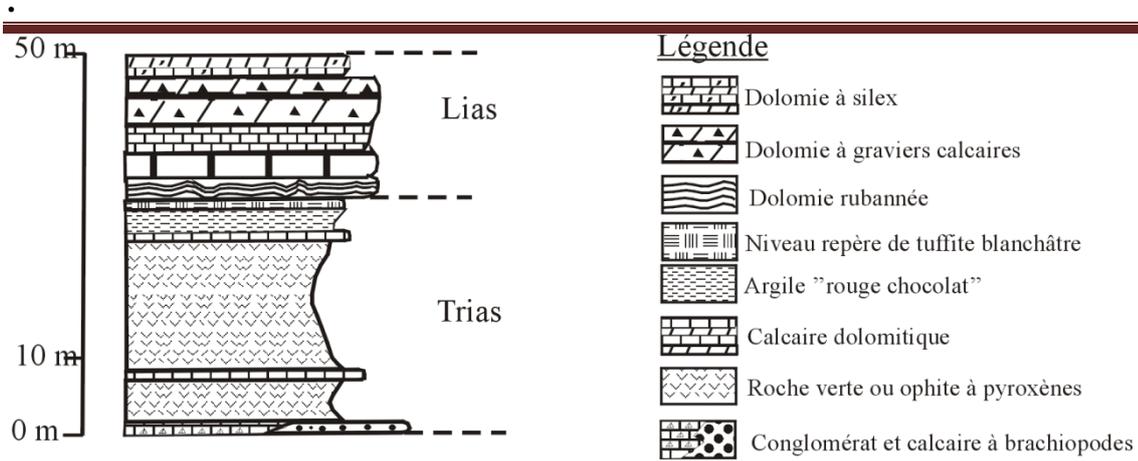


Figure 28. Coupe de Mehraoua (Bougara, 1994a, *modifiée*).

2.1.2. Sinémurien - Carixien. Il forme la "dolomie de Tiffrit". Celle-ci est représentée par des dolomies de teinte foncée, à silex rosés, épaisses d'une trentaine de mètres. Cette dolomie secondaire comporte quelques niveaux de calcaires à structures fenestrées. Leur dépôt s'est donc effectué dans un environnement carbonaté de plate-forme interne.

2.1.3. Domérien-Toarcien. Il constitue les "marno-calcaires" de Djebel Keskas". Ce terme renferme des ammonites et de nombreux brachiopodes.

2.1.4. Bajocien inférieur et moyen. Il est représenté par "les calcaires d'Ain Balloul" ou "les dolomies de Saïda". Ces derniers sont formés de pelmicrites à filaments, à spicules et des radiolaires. Par endroits, on retrouve des niveaux à *Cancelophycus* ainsi que des silex (Figs. 29 et 30).

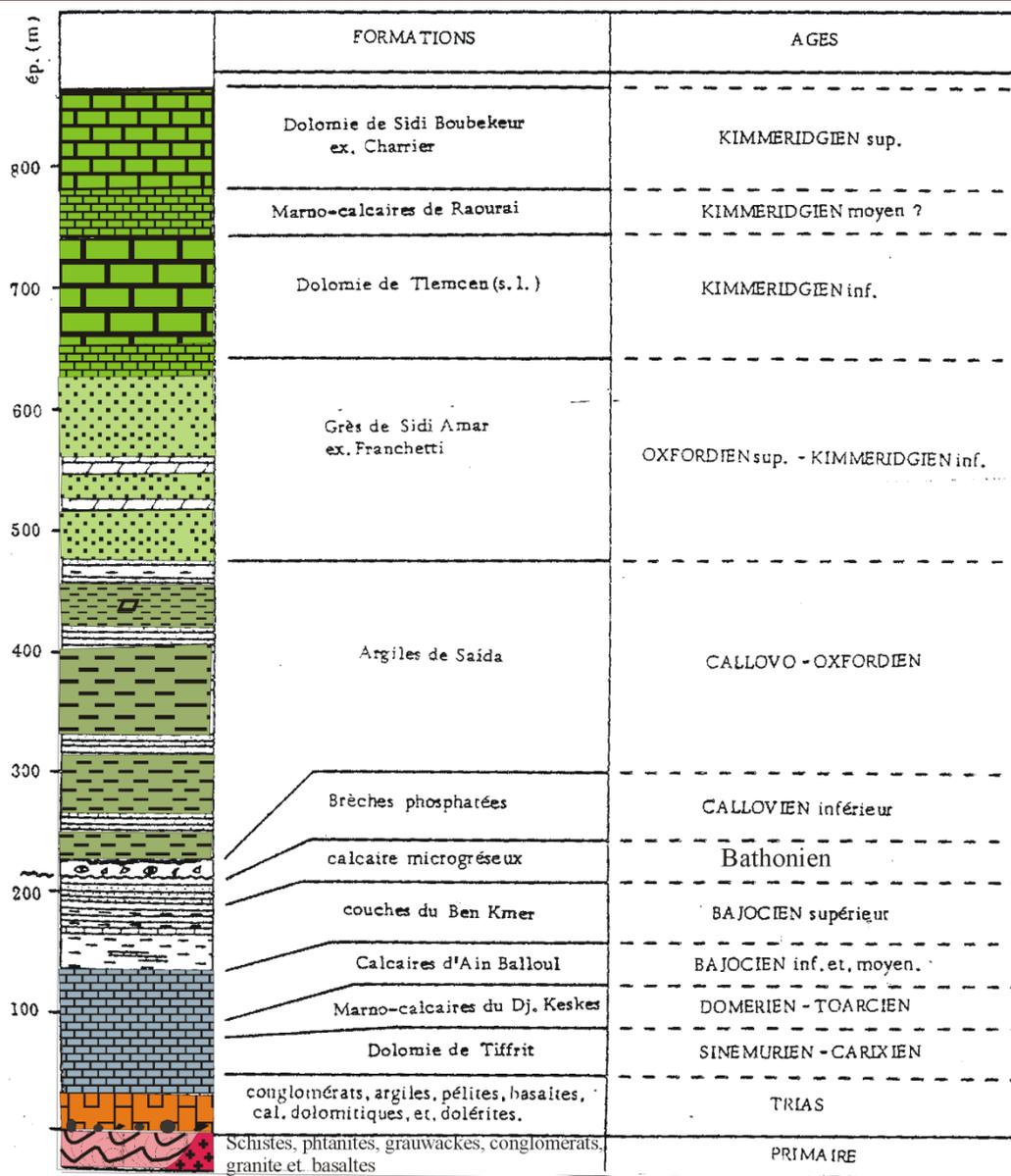


Figure 29. Coupe synthétique des monts de Saïda (Ouardas, 1983, modifiée)

2.1.5. Bajocien supérieur.

Les dépôts sont représentés par "les couches de Ben Kmer". Leur lithologie montre des argiles calcaires bleutées surmontées d'une alternance de bancs de calcaires argileux à débit en "rognons" et de marnes.

2.1.6. Bathonien

Il est réputé par le faciès "calcaires microgréseux". Il s'agit de bancs grésopélitiques à mauvaises empreintes d'Ammonites : *Oppelia* sp, *Oekotraustes subfuscus*, *Hecticoceras* sp., *Spiroceras spinatum*, *Posidonomya alpina*.

2.1.7. Callovien inférieur

Il se distingue par des brèches phosphatées et ferrugineuses à ammonites qui contiennent des structures stromatolithiques de forme ovoïde.

2.1.8. Callovo-Oxfordien

Cet âge caractérise le terme des ‘‘argiles de Saïda’’. Ce terme comprend une alternance de bancs gréseux et d’assises marno-argileuses versicolores.

2.1.9. Oxfordien supérieur–Kimméridgien.

C’est dans la localité de Sidi Amar que cet âge a été défini d’où le nom de ‘‘Grès de Sidi Amar’’. Ce faciès montre des niveaux gréseux massifs souvent lenticulaires, à litages obliques associés à des intercalations d’argiles vertes et rouges. La partie sommitale renferme des passées de calcaires néritiques à oolithes et associés à des échinodermes, des bivalves, des polypiers, des algues et des foraminifères.

2.1.10. Kimméridgien inférieur

Il s’agit d’un ensemble dolomitique massif où on peut y distinguer des calcaires bleus à géodes. Cet ensemble est connu (Benest, 1982) par la dénomination de ‘‘Dolomie de Tlemcen’’.

2.1.11. Kimméridgien moyen.

Il est formé par des marnes et des dolomies argileuses vertes à roses. Cet ensemble est dénommé ‘‘marno-calcaire de Raouraï’’.

2.1.12. Kimméridgien supérieur

Il forme un ensemble dolomitique massif parfois calcaire, affleurant largement à Sidi Boubekeur d’où le nom de ‘‘Dolomies de Sidi Boubekeur’’.

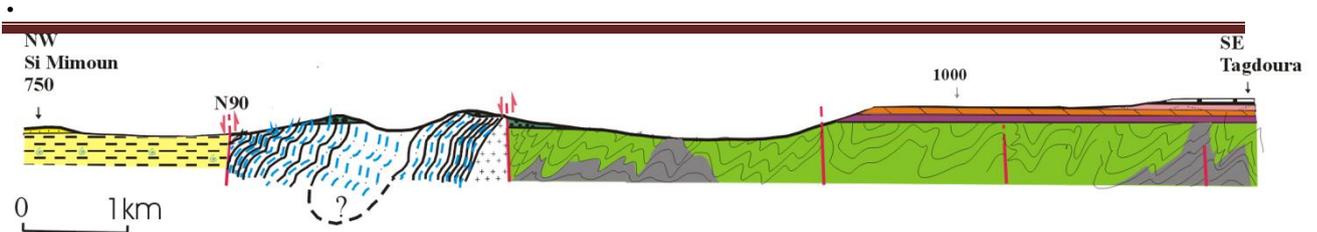


Figure 30. Les différents ensembles sédimentaires et styles de déformation du môle de Tiffrit (Bougara, 1995, *modifiée*).

Légende

-  JS2F. Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur: "Grès de Sidi Amar"
-  JS1S. Callovo-Oxfordien inférieur: "Argiles de Saïda"
-  Jmi A. Aaleno-Bajocien: "Calcaire d' Ain Balloul"
-  JiS. Toarcien: "Marnes de Safeh"
-  Ji2b. Sinemurien à Carixien: "Dolomie de Bou-loval"
-  T. Trias: Complexe volcano-sédimentaire, roches vertes
-  Υ .Stéphanien: Granitoïdes post hercyniens
-  H. Viséen supérieur: Conglomérats et schistes à polypiers et brachiopodes
-  D. Dévonien: "Faciès flysch"
-  S. Silurien: Schistes gris ampélique, phtanites à graptolites et brachiopodes.
-  O. Ordovicien: Schistes gris sombres, schistes satinés, schistes verdâtres à passées gréseuses et grès associés à des quartzites.

3. Tectonique des monts de Saïda

Les récentes observations structurales du Paléozoïque du môle de Tiffrit (Bougara, 1994b) a permis de mettre en évidence quatre phases de déformation avec (tableau II):

- **Phase 1:** c'est une phase anté-dévonienne ayant généré des plis irréguliers ou isoclinaux, contemporains d'un métamorphisme épizonal léger.
- **Phase 2:** elle est anté-viséen. Au début du Dévonien moyen, un épisode distensif, d'orientation N110°E est imputé à la subsidence des faciès dévoniens. Il s'en suit deux épisodes compressifs, l'un d'orientation N100, responsable des plis isopaques et l'autre N20-40, ayant généré des plis déjetés.
- **Phase 3:** elle est intra-viséenne et correspond à un épisode plutôt distensif, responsable des failles synsédimentaires N-S du secteur d'El Meloul.
- **Phase 4:** c'est une phase tectonique cassante, tardi-hercynienne, se traduisant par un jeu de failles N-S et E-W morcelant la région.

L'évolution structurale s'achève avec la mise en place d'un massif granitique et de son cortège filonien, intrusif dans les séries sédimentaires épimétamorphiques. L'étude géochronologique a permis de donner, un âge Assélien au granite de Tiffrit (Remaci-Benaouda *et al.*, 1997).

Le Mésozoïque de Saïda présente une structure tabulaire, peu affectée par les paroxysmes tertiaires excepté dans le domaine de Tlemcen. Benest (1973) dénotent parfois des chevauchements. Les principales directions reconnues sont d'orientation N60 et N10-20. Une discordance progressive montrant des assises du Sénonien reposant sur les termes du Jurassique supérieur par flexuration de la bordure nord mésétienne (Kazi Tani, 1986).

AGE DE LA TECTONIQUE	TYPE DE DEFORMATION	DIRECTION	SCHISTOSITE	CARACTERISATION ET STYLE
Post Viséen supérieur	Tectonique cassante tardive	-N90 -N40-50 -N-S -N140-160		Cisaillement 
Intra-Viséen supérieur	Phase 3 de distension; Failles	-N180		Cisaillement 
Dévonien -moyen: Givetien	Phase 2: -Episode E3: microplis droits ou déjetés.	-N20-40	S3 de dissolution	Flexion 
	-Episode E2: microplis presque en chevrons	-N100	S2 de flux (schistes) et de dissolution (arkoses)	Flexion + aplatissement 
	-Episode E1: Distension	-N110	Failles d'effondrement	
Limite Silurien-Dévonien	Phase 1 de plissement: microplis irréguliers ou isoclinaux	-N-S	S1 de flux (schistes) et de dissolution (arkoses)	Flexion + aplatissement 

Tableau III. Les déformations hercyniennes dans le Tiffrit (Bougara, 1994b, *modifié*).

⇕ ⇕ ⇕ ⇕ : **Lacune sédimentaire**

Remarque :

Phase 1 calédonienne (fin silurien): phase ayant donné la chaîne **des Calédonides**, conséquence de la collision entre la Laurentia et Baltica (la Scandinavie et le Groenland), l'océan Iapétus se trouvant entre les deux blocs n'est plus. A noter que l'océan Rhéique qui se referme progressivement entre le Gondwana et le nouveau continent Laurentia-Baltica. A Tiffrit: la lacune du Dévonien inférieur est imputée à cette phase.

.

Au début du Dévonien moyen : microcontinents (Avalonia), détachés à l'Ordovicien du Gondwana va se souder à la grande masse (Avalonia + Laurentia-Baltica=Laurussia) pour former la chaîne acadienne (seconde phase des Appalaches). C'est la fin de l'orogénèse calédonienne ou deuxième phase calédonienne.

Au même moment et à Tiffrit, les prémices de la phase hercynienne se font sentir par un mouvement latéral de décrochements dextres N 70-80, il oriente les domaines sédimentaires et détermine une mosaïque de zones effondrées sous forme de bassins en tension où viennent des dépôts de bas de talus, marquant le début de l'orogénèse hercynienne.

Fin phase 2 ou fin Dévonien moyen : c'est **la phase eohercynienne** ou eovarisque responsable de la lacune du Dévonien supérieur et du Tournaisien et du Viséen inférieur, conséquence du rapprochement entre la plaque Laurentia Baltica et la plaque du Gondwana (L'océan Rhéique était presque fermé).

Phase 3 (Mouvements intra-viséens) ou 2ème phase hercynienne (phase mineure) ayant engendré les bassins carbonifères.

Phase 4 ou **phase majeure hercynienne**: Selon plusieurs auteurs, elle se déroule à **la fin du Westphalien**, elle est responsable de certains charriages relatés dans la Meseta orientale du Maroc. Ceci est la conséquence du début de la collision entre le Gondwana et Laurentia-Baltica, deux grandes masses continentales.

4. Le socle du Paléozoïque oranais et des horsts frontaliers algéro-marocains: Essai de corrélation

Les terrains paléozoïques du domaine des hauts plateaux sont largement couverts par les formations du Mésozoïque et du Cénozoïque. En conséquence, le socle varisque affleure uniquement dans les massifs isolés et les petites "boutonniers", dont les noms sont rappelés dans la figure 33.

La série stratigraphique de référence du Paléozoïque oranais est celle proposée par Guardia (1975), établie à partir de coupes réalisées au nord est du massif des Traras (Fig. 30). Quelques attributions stratigraphiques, ont été proposées par Ciszak (1993).

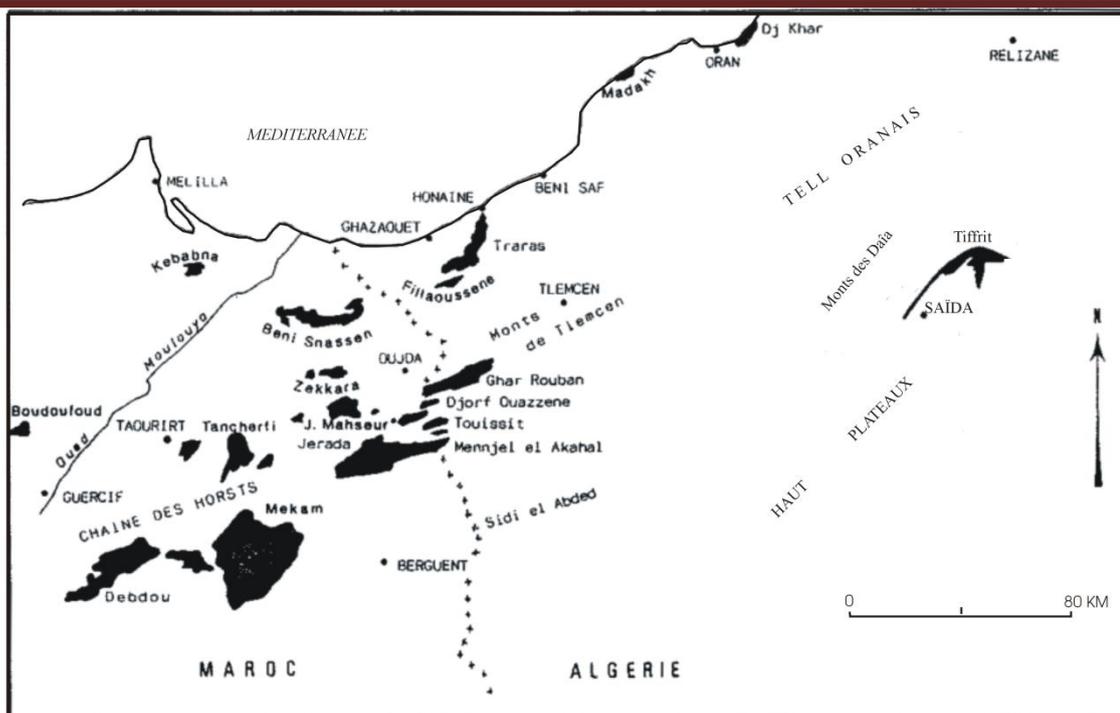


Figure 31. Les pointements paléozoïques oranais et des horsts frontaliers algéro-marocains.

Les coupes et la carte géologique (Bougara, 1995) et les colonnes stratigraphiques (Lucas, 1952; Guardia, 1975; Hoepfner, 1987; Ciszak, 1993) montrent la succession suivante :

- l'unité pélique de base, épaisse de quelques centaines de mètres (Ordovicien inférieur possible);
- l'unité des psammites bioturbés, épaisse de 50 à 200 m (Ordovicien supérieur probable);
- l'unité des pélites à phtanites, épaisse de 20 m (Silurien : Llandovery moyen à Tarannon supérieur);
- l'unité des flyschs à microbrèches et des calcaires à Tentaculites, épaisse de plusieurs centaines de mètres (Dévonien inférieur à moyen);
- l'unité des dolomies à polypiers (15 m) et du complexe volcano-sédimentaire, épais de 100 m environ (Viséen supérieur);
- la formation de la Montagne des Lions, épaisse de 500 m environ (Carbonifère supérieur).

4.1. L'Ordovicien

A ce jour, les pointements sédimentaires anté-siluriens oranais n'ont jamais été datés et ce n'est que par analogie de faciès avec ceux des boutonnières de la meseta marocaine orientale bien datés par Hoepfner (1987) que Ciszak (1993) leur attribue un âge ordovicien inférieur à

•
moyen. C'est dans la meseta orientale marocaine qu'a été choisie la série type. Les unités connues dans la Meseta oranaise ont été replacées par rapport à cette série. Elle se compose:

- Des schistes satinés ou verdâtres à passées gréseuses datés (Torbi, 1988) pour la première fois à Jorf El Ouazzène par des Acritarches (*Cymatiogalea sp.*, *Diacrodiens*, *Goniosphaeridium sp.*, *Micrhystridium sp.*, *Stellisphaeridium sp.*, *Striatotheca sp.* et *Veryhachium sp.*) de l'Ordovicien inférieur. Ils affleurent aussi à Djbel Aourir, Guenfouda et Zekkara. C'est la même série qu'on retrouve à Ghar Roubane (Lucas, 1952) et à Tiffrit (Lucas, 1952 ; Bougara, 1995). A Tiffrit, la série est plus complète avec une unité de schistes gris sombre, épaisse de 150 mètres environ, affleure à Bled Chaib, sous l'unité des schistes satinés ou verdâtres et à passées gréseuses (Fig. 32). Ceux-ci ont permis de leur attribuer un âge ordovicien inférieur ou plus ancien ; la carte géologique (Fig. 1) montre les affleurements ordoviciens de Tiffrit, naguère représentés. A Ghar Roubane ou aux Traras, les conditions d'affleurements ne permettent pas de connaître leur ordre lithostratigraphique. Guardia (1975) reconnaît aux Traras, l'unité des pélites de base rapportée par Ciszak (1993) à l'ordovicien inférieur à moyen.

- Des argilites, des pélites ou des argiles microconglomératiques dans toutes les boutonnières de la meseta marocaine orientale sauf à Koudiat Touila où l'on a des psammites et des schistes psammitiques. Seul un échantillon, près de Ain El Ghoula, a livré des Acritarches et des Chitinozoaires mal déterminables (dont *Veryhachium sp.* de l'Ordovicien?). Par leur position stratigraphique sur les termes précédents de l'ordovicien inférieur et par analogie de faciès avec les séries datées à Zekkara (Desteucq et Fournier-Vinas, 1981), ces unités ont été rapportées à l'Ordovicien moyen - supérieur (Torbi, 1993). Aux Traras, l'unité des psammites bioturbées définies par Guardia (1975), est attribuée à l'Ordovicien supérieur par Ciszak (1993).

- Des grès et quartzites formant l'armature de plusieurs collines dans presque toutes les boutonnières sont rapportés à l'Ordovicien terminal (Huvelin, 1977).

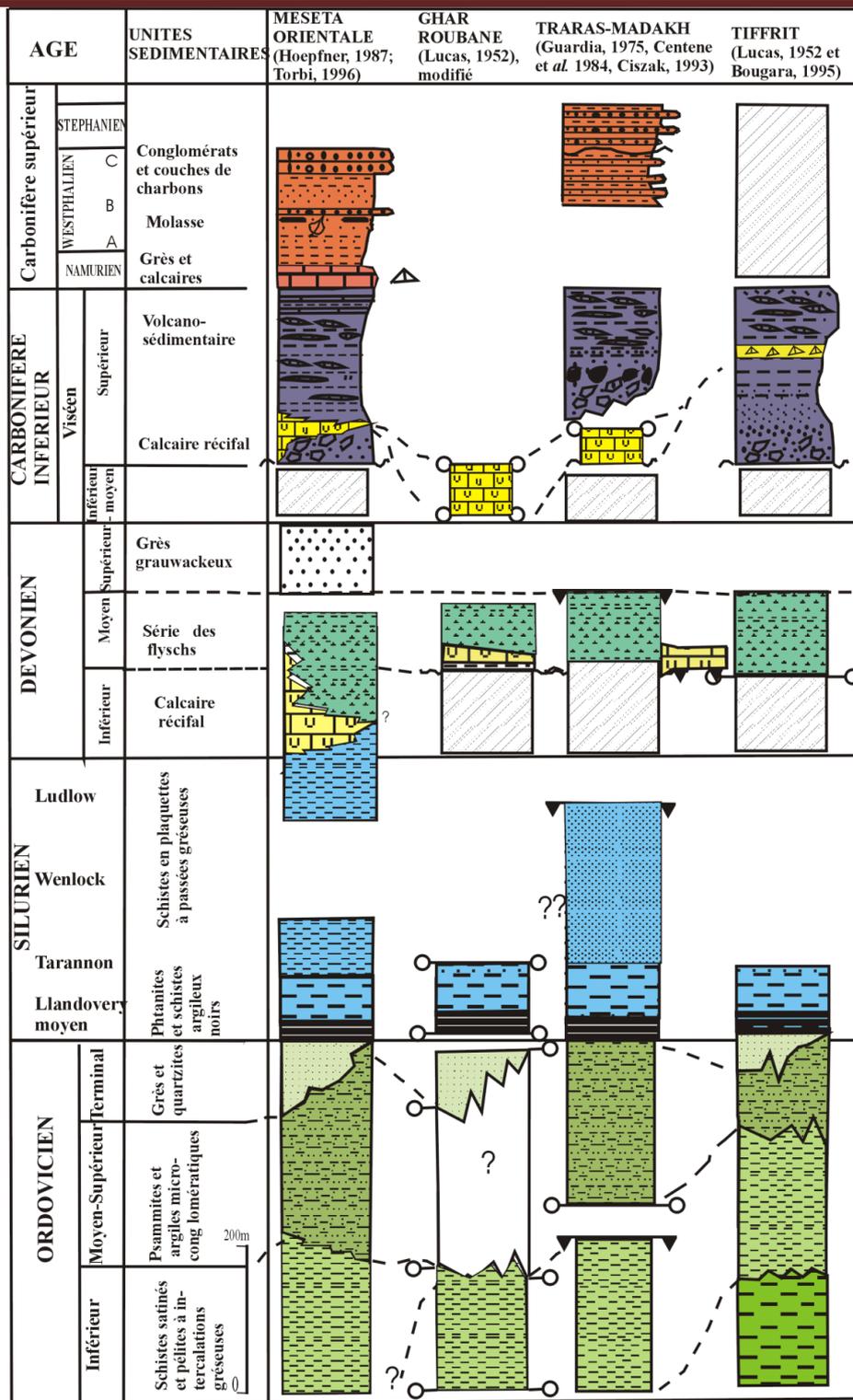


Figure 32. Essai de corrélation des différentes unités sédimentaires paléozoïques de la Meseta orientale marocaine et des horsts frontaliers algéro-marocains (Légende: voir texte).

: Exondation, lacune de sédimentation ▼▼ : Contact anormal ○—○ : Limite non observable
 — : Limite stratigraphique ↘ : Discordance angulaire

4.2. Le Silurien

A la meseta orientale marocaine, le passage continu de l'Ordovicien terminal au Silurien est caractérisé par une diminution progressive de l'épaisseur des bancs métriques grésos-quartzitiques clairs, vers des bancs centimétriques de phtanites de plus en plus sombres. Ce passage est aussi continu aux Traras et à Tiffrit. Celui-ci n'a pas été observé à Ghar Roubane.

La série est condensée, épaisse d'une vingtaine de mètres et les faciès sont parfaitement homogènes dans la toute la chaîne hercynienne du Maghreb.

L'unité est représentée par des phtanites et des schistes argileux noirs à Graptolites du Llandoveryen inférieur-moyen au Tarannon basal (Owodenko, 1946). A Jorf El Ouazzène des schistes en plaquettes vert-bleuâtre à passées gréseuses, surmontent les phtanites et les schistes argileux noirs et montrent des passages progressifs avec eux (Torbi, 1996).

A Tiffrit et à Ghar Roubane, Lucas (1952) leur attribue un âge Wenlock à Tarannon. Les graptolites récoltés à Tiffrit ont donné un âge Tarannon supérieur à Wenlock inférieur (Bougara, 1995). Aux Traras, des pélites micacées recouvrent les argiles noirs à graptolites et sont rapportés par Guardia (1975) au Wenlock supérieur-Ludlow inférieur.

4.3. Le Dévonien

Les unités dévoniennes sont discordantes sur le Silurien de Ghar Roubane (Lucas, 1952), des Traras (Guardia, 1975), de Tiffrit (Bougara, 1995) et sont concordantes à la meseta marocaine.

Les unités dévoniennes comprennent un calcaire récifal et une unité de flyschs :

- Le calcaire récifal n'est observable que par des pointements sporadiques où la relation avec l'unité de flyschs n'est connue qu'à Ghar Roubane, celui-ci se rencontre à la base d'une série supérieure formée de flyschs. Ce calcaire est formé de nombreux polypiers, des algues, des bryozoaires, des brachiopodes, de gastéropodes et de trilobites. C'est la faune du Dévonien F² de Bohême permettant à Lucas (1952) de dater ce faciès de l'Emsien ou Couvinien inférieur (Eifélien). Tiffrit constitue le seul pointement paléozoïque où ce faciès est absent. A la meseta orientale (Djebel Aourir), Torbi (1996) replace ce faciès dans le Dévonien inférieur, d'ailleurs sans argument paléontologique.

- L'unité des flyschs ou "flyschs à microbrèches" de Guardia (1975). A Tiffrit, nous estimons son épaisseur à plus de 1500 m, elle est de plusieurs centaines de mètres à Ghar Roubane. Il s'agit d'une alternance d'arkoses, de *shales* et de microconglomérats, à fragments de phtanites siluriens, de roches volcaniques diverses et de bois flottés. A Tiffrit et grâce à des empreintes de tiges de flore fossile, Lucas (1952) leur attribue un âge Dévonien moyen. En 1975, des

débris de plantes ont permis à Guardia de donner le même âge à cette unité. A Tiffrit, leur âge semble être Givétien comme le dénotent la présence surtout de *Veryahchium crusistellatum* (Deunff, 1955) et *Exochoderma triangulata* (Wicander et Wood, 1981), (cf. chapitre paléontologie).

Dans la meseta orientale marocaine et précisément dans le Debdou –Mekam, l'unité est formée de schistes fins satinés alternant avec des bancs de grès datés du Dévonien moyen et supérieur. Contrairement à ce qu'à été dit par Ciszak (1993), les caractères de cette unité ne rappellent pas les sédiments du dévonien dont le cachet est turbiditique. L'unité de Boudoufoud et de Beni Snassen, formée de schistes, d'arénites et de grauwackes sont les seuls ensembles qui évoquent un faciès de flysch. En outre, Ciszak (1993) parle de synchronisme entre le faciès récifal et le faciès des flyschs. Pourtant, la phase carbonatée a précédée la phase silico-clastique, notamment à Ghar Roubane (Lucas, 1952) et à la Meseta orientale (Hoepfner, 1987; Torbi, 1996).

Aux Traras, on retrouve une unité formée d'un calcaire à tentaculites et à orthocères identique à celles des Kabylies ou de Chenoua que Guardia (1975) a rapporté à l'intervalle Praguien-Givétien. Une association paléontologique, notamment de conodontes a permis à Cygan et Centène (1984) de donner un âge Emsien à Givétien.

4.4. Le Carbonifère

Excépté à Ghar Roubane où les relations géométriques des unités ne sont pas visibles (Fig. 32), le Carbonifère est partout discordant sur les différents termes de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien. L'unité carbonifère est formée à la base d'un faciès calcaire récifal à conglomératique surmonté d'un complexe volcano-sédimentaire à cachet " turbiditique" du Viséen supérieur, de schistes gris grauwackeux et de calcaires à brachiopodes du Namurien. Le Westphalien houiller affleure surtout au cœur du synclinorium de Jerada. La série carbonifère s'achève avec un faciès stéphanien bien daté à Madakh (Oranie). On distingue de bas en haut les unités suivantes:

- le calcaire récifal à conglomératique. A Ghar Roubane, une puissante barre de calcaires dolomités à brachiopodes, foraminifères et à articles de crinoïdes, parfois à galets de grès blancs, a été reconnue comme du Viséen inférieur à moyen (Lucas, 1952). Ailleurs, ce sont des calcaires bioclastiques et oolitiques et récifs (massif de Jerada) passant latéralement à Debdou et Mekam à des calcaires à brachiopodes et goniatites constituant la base du Viséen supérieur (Lucas, 1952; Hoepfner, 1987). Aux Traras, on retrouve une barre dolomitique à polypiers coloniaux, foraminifères et à articles de crinoïdes. A Tiffrit, cette barre carbonatée fait place à

un dépôt conglomératique ressemblant à l'olistostrome d'Oujda, suivi aussitôt par un puissant dépôt schisteux à polypiers (*Zaphrentoïdes*) et à brachiopodes (Bougara, 1995).

- le complexe volcano-sédimentaire comprend des laves en coussins, des vulcanites (dacites, rhyolites et rhyodacites), des tufs fossilifères et des tuffites alternant avec des schistes et des grès. Aux Traras (Ras Ouain), Guardia (1975) reconnaît des galets et blocs resédimentés de calcaires à Tentaculites du Dévonien moyen dans un conglomérat de l'unité volcano-sédimentaire, rapportée au Viséen supérieur. Cizak (1993) propose deux hypothèses de l'âge de l'ensemble volcano-sédimentaire de Ras Ouain, soit Viséen supérieur dans le cas où les blocs calcaires sont resédimentés au même titre que "les microconglomérats à plantes du Dévonien", signalés par Guardia (1975) dans ce qu'il considère la base du complexe, soit rapportée en partie au Dévonien moyen et au Dévonien supérieur auquel cas, les blocs calcaires sont interstratifiés à la base de la série volcano-sédimentaire (Beaujard et al. 1976). Pourtant, l'âge du Viséen supérieur de l'unité volcano-sédimentaire ne fait aucun doute:

1) une faune récoltée à Tiffrit interstratifiée à la base de la brèche volcano-sédimentaire a donné un âge viséen supérieur (Lucas, 1952, Bougara, 1995);

2) Beaujard et al. (1976) ont toujours décrits ces calcaires comme étant des blocs alignés, ce sont donc des produits sédimentaires de remaniement. Aussi, la limite supérieure de ces niveaux n'a pas été observée (Fig. 32);

-des schistes gris, grauwackes, des grès et des calcaires à brachiopodes sont datés du Namurien par (Lucas, 1942). Ces faciès n'affleurent qu'à Menjal Lakhel et dans les deux versants du bassin de Jerada;

- le faciès houiller de Jerada débute par un faciès A, marin de type molassique ou alternent des schistes et des grès à passées conglomératiques, suivi d'un Westphalien B de type paraliqum formé des premiers dépôts continentaux, à racines et à couches de charbon; et enfin le Westphalien C continental, débute par un grand conglomérat de base, suivi des principaux niveaux de charbon. L'épaisseur totale du Westphalien dépasse les 1000 m à Jerada. Des affleurements analogues contenant une paléoflore ont permis à Fenet (1975) de dater une partie de la Montagne des Lions au Westphalien C-D/Stéphanien A-B. Cizak (1993) subdivise l'unité de la Montagne des Lions en trois membres avec quelques précisions stratigraphiques (Westphalien C-D, Stéphanien A-B et Stéphanien moyen). Cet auteur étend ces faciès à ceux de Doui, situé à 130 km au Sud Ouest d'Alger;

•

- Les complexes plutoniques hercyniens oranais (Beni Snouss, Nedroma et Tiffrit) montrent surtout des granodiorites et des monzogranites, associés à des enclaves basiques formant des associations "felsique-mafique" dont l'âge est stéphanien (297 ± 1 Ma), (Remaci-Benaouda et *al.* (1997). Ces massifs post-viséens sont intrusifs dans une série schisto-gréseuse épimétamorphique, débutant à l'Ordovicien et se poursuivant jusqu'au Viséen, en induisant un métamorphisme de contact atteignant le faciès des cornéennes à hornblende (Remaci-Benaouda, 2005).

L'évolution structurale se termine avec l'érosion et la pénéplation post hercynienne des différents ensembles sus cités.

**Partie III. Paléontologie,
attribution stratigraphique**

1. Inventaire et description des microfossiles

Partout ailleurs, le faciès flysch est réputé azoïque. A Tiffrit, aucune macrofaune n'a été décélée. Par contre, des microfossiles, particulièrement des miospores et des acritarches ont été récoltés. Ainsi, quinze espèces ainsi que cinq genres de miospores et huit espèces (et un genre) d'acritarches ont été identifiées.

Les miospores sont relativement abondantes ainsi que les débris organiques d'origine continentale. Les spores sont fortement carbonisées demandant de beaucoup de temps de réoxydation. Beaucoup de spores sont perforées par la pyrite. Le mauvais état de conservation général des spores a rendu difficile la détermination des espèces. On reconnaît surtout des formes ubiquistes telles que le groupe des *Retusotriletes*, *Ambitisporites* et *Archaeozonotriletes*.

D'autres formes sont avérées très intéressantes telles que *Verrucosisporites polygonalis*, *Dibolisporites wetteldorfensis* et *Dictyotriletes subgranifer*.

1.1. Introduction

Les spores de plantes terrestres forment un groupe de microorganismes allochtones dans le milieu marin. Elles peuvent être considérées comme des composants détritiques terrigènes du sédiment marin de très petite dimension (une dizaine de μm à 2 ou 300 μm). Les spores sont dégagées par milliards à l'ouverture des sporanges d'une population végétale. Les pollens sont dispersés par le vent sur des distances qui peuvent atteindre plusieurs milliers de kilomètres. La grande majorité n'est cependant que très peu déplacés dans le milieu aérien (Stemans, 1989), tombant sur le sol à courte distance de la plante mère. Ils sont principalement emportés par les eaux de pluie vers les cours d'eau (Heusser, 1978 ; Richelot, 1984). Le voyage de ces microorganismes se termine dans l'océan où ils se sédimentent comme les éléments détritiques. Les spores ont une structure les rendant moins aptes que les pollens à de longs transports aériens. Les fleuves ou les deltas sont les vecteurs principaux de leur dispersion. Les échantillons les plus intéressants pour une étude biostratigraphique sont ceux qui auront été prélevés dans des sédiments suffisamment éloignés du rivage pour ne pas être trop marqués par l'influence exclusive d'une végétation locale. Aussi, il ne faudrait pas qu'ils soient trop distants pour que la quantité de spores soit suffisante pour l'observation et de manière à ce que la plupart des taxons soient présents (Stemans, 1989).

Le métamorphisme épisonal et l'intrusion du complexe de granite tardi-hercynien de Tiffrit semble être la cause de la détérioration des spores, ces derniers deviennent opaques mais il est souvent possible de les éclaircir par oxydation. En revanche, au delà d'un pouvoir

réflecteur de 7, toute observation est impossible (Steehans, 1989). L'action des bactéries et des champignons peut se manifester avant et après la fossilisation.

Les échantillons ont été prélevés sur des schistes préférentiellement à toute autre roche. Ceux que nous avons étudié étaient de couleur grise, gris verdâtres, jaune verdâtres ou gris sombres. Les échantillons jaune verdâtres se sont révélés improductifs du fait de l'oxydation qui est indicateur de destruction des spores. L'intérêt le plus important que présente la méthode palynologique est la grande masse de fossiles qui peuvent être traités. Cette quantité assure une meilleure définition des points d'apparition des espèces. La taille des spores et leur composition de leur paroi leur permettent de résister, contrairement aux macrofossiles, aux chocs lors du transport, ainsi qu'aux effets de la diagenèse. Les spores transportées et dispersées en milieu marin, présentent l'avantage d'être indépendantes des conditions écologiques de ce milieu.

1.2. Echantillonnage

Les échantillons ont été prélevés dans la roche fraîche après élimination de la partie altérée. Trente sept échantillons ont été systématiquement traités et très peu d'entre elles se sont avérés intéressants. A cause d'un métamorphisme de contact léger associé à la fin de l'époque hercynienne à un métamorphisme de contact induit par les granitoïdes de Tiffrit, les échantillons d'argiles ont souvent donnés des formes "cuites" indéterminables. Un échantillonnage étendu à été opéré sur tout le môle de Tiffrit. Seuls deux échantillons de la coupe de référence de Boukourdène (BK1 n° 6 et 9) se sont avérés forts productifs.

1.3. Préparation des échantillons

Le but est de dégager la matière organique du sédiment en dissolvant les particules minérales, formées essentiellement de silicates. Après avoir rincé et séché l'échantillon à 60°C, on le concasse en petits fragments de 1 à 3 mm de diamètre de manière homogène dans un creuset métallique. On effectue une pesée de 25 g. L'échantillon est placé dans un flacon contenant de l'acide fluorhydrique dilué à 40 % qu'on le met sur des rouleaux pendant 12 heures. On pose le produit obtenu dans une centrifugeuse pendant une durée de 5 minutes (3000t) afin d'éliminer l'HF et les particules minérales dissoutes. On effectue un rinçage de la préparation à l'eau et on le dépose à la centrifugeuse afin d'éliminer l'eau et ainsi obtenir un culot sec. Pour éclaircir et rendre plus transparent les spécimens, on doit réaliser une opération d'oxydation de la matière organique afin de diminuer le taux de carbone: le résidu organique est placé pendant deux heures dans la solution dite de Schultze constituée de $KClO_3$ et d'acide nitrique (65 % à froid) permettant la séparation des spores de la gangue carbonneuse. Le

•
résidu est filtré une première fois sur des tamis de 10 à 200 µm pour éliminer le Schultz. La préparation est soumise à un bain d'acide chlorhydrique chaud pour défaire tous les fragments restés agglomérés et est ensuite filtrée avec le même type de filtre. Si le produit est encore noir, on doit répéter l'opération un énième fois.

Les lames sont préparées à partir de la fraction organique demeurée sur le tamis du filtre. Elle est déposée sur une lamelle avec la solution HEC (Hydroxyethylcellulose). Celle-ci va répartir la matière organique uniformément sur la lame. Les lamelles sont fixées à l'aide d'une résine (Euparal) sur une lame de porte objet. On obtient ainsi une lame mince palynologique pouvant être analysée au microscope en lumière transmise et réfléchie.

Une autre technique dite de macération statique a été appliquée à quelques échantillons mais n'a pas été prometteuse.

1.4. Diagnose et nomenclature des miospores du premier assemblage

En collaboration avec P. Steemans de l'Université de Liège, il nous a été possible de faire la diagnose des différentes spores suivantes.

Genre: *Ambitisporites* Moreau-Benoît, 1976

Ambitisporites tripapillatus (Moreau-Benoît, 1976)
(pl. A, Fig. 1)

Description

Spore trilète de contour subcirculaire à triangulaire et légèrement arrondie. Ornementation lisse. Le bras de la fissure proximale est distinct et simple. Bourrelet absent à légèrement élevé. Crassitude ou cingulum épais, de largeur uniforme ou légèrement plus large. La largeur des crassitudes est égale au 1/8 du rayon de la spore.

Gisement et répartition

-Arabie Saoudite: Jauf Formation

-Espagne : Monts Cantabriens

-Tunisie: Ouan-Kasa

-Algérie : Sahara algérien, Tidikelt (Pridoli, Lochkovien basal) ; (Lame 6, coupe BK1).

Genre: *Amicosporites* Cramer, 1966

Amicosporites streelii (Stemans, 1989)
(pl. A, Fig. 2 et pl. B, Fig. 1)

Description

Spore trilète de contour équatorial circulaire à subtriangulaire. Le bord équatorial est épaissi en une crassitude large de 4 à 7 µm. La marque trilète est formée de sutures droites ou sinueuses, fines, atteignant le bord interne de la crassitude équatoriale qui s'invagine aux extrémités des sutures. La face proximale est lisse et souvent arrachée. La face distale est ornée de verrues de 5 à 8 µm de diamètre, subcirculaires et jointes les unes aux autres pour former un anneau aux bords sinueux, il est plus ou moins centré sur le pôle distal. L'anneau et la crassitude équatoriale ne sont pas bien individualisés. Au centre de l'aire délimitée par l'anneau d'autres verrues sont présentes, elles se disposent d'une manière irrégulière. Ces dernières verrues sont subcirculaires et allongées, de 4 µm de diamètre et distantes les unes des autres de 0,5 µm. Diamètre : 51 µm.

Gisement et répartition

- France, massif armoricain (Siegenien supérieur et Emsien).
- Belgique, synclinorium de Verviers (Gédinien supérieur à Siegenien inférieur).
- Algérie (Lames 6 et 9 ; coupe BK1).

Genre: *Apiculiretusispora* Allen, 1965

Apiculiretusispora spicula (Richardson et Lister, 1969)
(pl. A, Fig.3 et pl. B, Fig. 2)

Description

Spore trilète de contour équatorial triangulaire. La marque trilète est formée de sutures droites, parfois bordées de lèvres très fines, longues des 2/3 aux 4/5 du rayon de la spore. Un épaississement apical formant une aire triangulaire sombre longe les bras de la marque trilète sur les 2/3 ou sur toute la longueur. Une ornementation se développe sur la face distale. Les ornementations sont constituées de cônes de moins de 1 µm de haut comme de large et distants de 1 à 3 µm. Diamètre : 20 à 30 µm.

Gisement et répartition

- Allemagne, Siegerland (Gedinnien inférieur à Siegenien inférieur)
- France, massif armoricain (Pridoli, Lochkovien basal)
- Algérie (Lames 6 et 9, coupe BK1).

Genre: *archaeozonotriletes* Richardson et Lister, 1969

(pl. A, Fig.4)

Description

Spore trilète à contour de contour équatorial subtriangulaire. La patine est large de 2 à 4 um à l'équateur. La face proximale est fine généralement arrachée ou finement plissée. Ces plis sont concentriques près du bord intérieur de la patine. La marque trilète est formée de sutures droites ou légèrement ondulée, large de 1 um. Les bras de la marque trilète atteignent le bord interne de la patine. La face proximale est lisse. Le diamètre ; 28 à 32 um.

Gisement et répartition

- Bolivia: Santa Rosa and Icla Formations; Gedinnian-Emsian .
- Brazil: Lochkovien- base Eifelien . Pragian-earliest Emsian (Grahn et *al.*, 2005). Solimões Basin, Jandiatuba area. BZ-Z Phylozone; Lochkovien inférieur (Rubinstein et *al.*, 2005).
- Canada: Emsien, Ontario, Moose River Basin; Kenogami River. Zone du Siegenien-Eifelien, Western Newfoundland; Clam Bank.
- Algérie: Illizi Basin, borehole TRN 3; Méderba Formation; Silurien . (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Chelinospora* Richardson et Lister, 1969

Chelinospora sp. (Stemans, 1989)

(pl. A, Fig. 5)

Description

Spore trilète de contour equatorial circulaire à subtriangulaire. La marque trilète est formée de sutures de longueur égale au rayon de la spore. La face proximale est arrachée. La face distale porte un réseau de murs formant un réticulum. Les murs sont larges. Les lumina sont polygonaux. Diamètre: 27 um.

Gisement et répartition

-Belgique (Gédinien à Siegenien moyen ou supérieur).

-Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Dictyotriletes* Mc Gregor, 1973

Dictyotriletes subgranifer (McGregor, 1973)

(pl. A, Fig. 6 et pl. B. Fig. 4)

Description

Spore trilète de contour équatorial subtriangulaire à circulaire. La marque trilète est formée de suture fines atteignant le bord équatorial. Celui-ci est légèrement épaissi sur une largeur de 2 à 4 um. Cet épaississement s'invagine proximale aux jonctions avec les sutures. Les aires de contact sont ornées de granules de maximum 1 um de haut et de large, distants les uns des autres de 0,5 à 1 um. La face distale et le bord équatorial sont ornés de murs dessinant un reticulum à lumina polygonaux de 3 à 11 um de diamètre. Les murs sont larges de 1 à 2 um, hauts de 1 à 3 um, très fins à leur sommet où ils deviennent transparents. Le bord supérieur des murs est crénelé en de petits cônes de moins de 0,5 um de haut et de large. Diamètre: 35 um.

Répartition

-Allemagne

-Belgique (Siegenien inférieur à Emsien)

-Tunisie, Lybie (Praguien supérieur-Emsien inférieur)

-Algérie (Lames 6 et 9, coupe BK1).

Genre: *Dibolisporites* Lanninger, 1968

Dibolisporites wetteldorfensis (Lanninger, 1968)

(pl. A, Fig. 7)

Description

Spore trilète de contour équatorial triangulaire à subtriangulaire. La marque trilète est ornée de sutures droites, fines, longues des 2/3 aux 9/10 du rayon de la spore. L'exine peut être légèrement épaissie à l'équateur. La face proximale est lisse ou ornée de grana de 0,5 um, concentrée autour du pôle proximal. La face distale est ornée de cônes à sommet pointu ou

•
arrondi, de grains, d'épines et d'ornements biformes constituées d'une base verruqueuse surmontée d'une épine ou d'un cône. Ces ornements sont subcirculaires en section transversale. Les ornements les plus grands sont à l'équateur et dans la partie interradiale. Diamètre: 29 um.

Gisement et répartition

- Allemagne (Emsien supérieur)
- Canada (Emsien)
- France, Bretagne (Siegenien supérieur)
- Norvège (Emsien)
- Pologne Siegenien et Emsien)
- Belgique, synclinoriums de veveys et de Dinant (Siegenien inférieur à Emsien)
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Gneudnaspora* Balme, 1988

Gneudnaspora divellomedia (Balme, 1988)

(pl. A, Fig.8)

Description

Spore trilète de contour circulaire à subcirculaire. Les sutures de la marque trilète sont larges de 2 um. Elles sont d'une longueur égale aux 3/4 du rayon de la spore. Des *curvaturae* diffus sont présents à l'équateur. La face proximale peut montrer une cicatrice simple. La face distale est lisse. Une zone sombre de 1 à 2 um de large souligne le bord équatorial.

Gisement et répartition

- Australie : bassin sédimentaire de Carnarvon (Frasnien).
- Brésil : bassin sédimentaire de Parana (Praguien supérieur – Emsien).
- Lybie: Formation de Wanin (Emsien-Givétien).
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Iberoespora* Cramer et Diez 1975

Iberoespora sp (Rubinstein et al., 2005)
(pl. A, Fig. 9)

Description

Spore trilète de contour équatorial circulaire. Le bord équatorial est épaissi en une crassitude large de 1,5 um et de 2,5 um distalement. La marque trilète est formée de sutures droites, bordées de lèvres larges de 1 um. Elle atteint le bord interne de la crassitude. De chaque centre du bord interr radial de la crassitude. De chaque centre du bord interr radial de la crassitude part une inspissation en forme de demi-cercle, longue de 2 um et large de 5 um. La face proximale interne à la crassitude équatoriale est lisse. La crassitude et la face distale sont ornés de cônes de 0,5 um de haut et de large, et espacés également de 0,5 um. La face distale montre un sillon aminci large de 1 um dans l'exine parallèle à la crassitude. Diamètre 26 um (fig. 32-2). Cette espèce est la seule connue du genre *Iberoespora* à posséder une ornementation de cônes.

Gisement et répartition

- Belgique (Gedinnien inférieur)
- Arabie Saoudite (Lochkovien)
- Espagne (Lochkovien)
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Knoxisporites* Kremp, 1954

*Knoxisporites rionda*e (Cramer, 1968)
(pl. A, Fig.10)

Description

Spore trilète de contour équatorial subcirculaire. La marque trilète est formée de sutures droites, bordées de lèvres larges de 1,5 um. Le bord équatorial est épaissi en une crassitude de 3 um de large. Les bras de la marque trilète atteignent le bord interne proximal de la crassitude. Chaque aire interr radiale porte en son centre une papille de 5 um de diamètre circulaire. Sur la face distale se développe un anneau épaissi large de 3 um centré sur le pôle distal et à mi-distance entre celui-ci et le bord équatorial. Diamètre : 35 um.

Gisement et répartition

- Espagne (Dévonien inférieur).
- France, massif armoricain (Siegenien supérieur-Emsien inférieur)
- Belgique, synclinorium de Dinant (Siegenien moyen ou supérieur).
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Retusotriletes* Chibrikova, 1962

(pl. A, Fig. 11)

Description

Spore trilète de contour circulaire. La marque trilète atteint le bord équatorial. Elle est constituée de sutures droites, bordées de lèvres donnant à l'ensemble une largeur de 2 µm. Une étoile à trois branches se développe dans chaque aire de contact, le point de jonction de chaque branche est centré sur l'aire interradiale. Dans les trois cas, une branche, droite, part du pôle proximale vers le centre de l'aire de contact et une branche provenant de chaque extrémité équatoriale des bras de la suture trilète se dirige vers le point de jonction. Ces deux dernières sont incurvées, le côté convexe vers l'équateur. Les différentes branches ont une largeur de 1 à 1,5 µm. Diamètre : 48 µm.

Gisement et répartition

- Belgique : forme simple ayant peu de valeur stratigraphique (Silurien supérieur à Emsien).
- Algérie : Sahara algérien, Tidikelt (Dévonien inférieur); (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Scylaspora* Burgess et Richardson, 1995

Scylaspora scripta (Richardson et al. 2001)

(pl. A, Fig. 12)

Description

Spore trilète de contour équatorial circulaire. La face distale est fortement convexe. La face proximale est aplatie et pyramidale avec des faces de contact faiblement concave qui sont délimitées à l'équateur par des sutures courbes. La marque trilète est béante au niveau du pôle proximal. Laesurae sont distincts, simples et droites. Il est marqué empiètement de la

•
surface distale à cause de l'invagination des curvaturae. Les zones de contact sont ornées de mures sinueux orientés radialement, à environ 1 um de largeur.

Gisement et répartition

- Australie: Adavale Basin; Formation Eastwood; *annulatus-sexantii*; Emsien.
- Brésil: Paraná Basin, Alto-Garças sub-Basin, Jaciara region; late Pragien- Emsien inférieur (Mendlowicz Mauller et al., 2007).
- Arabie Saoudite: Boreholes BAQA-1, 2, JNDL-1, 3, 4 and wells FWRH-1, HWYH-956, KHRM-2, SDGM-462, UTMN-1830; Jauf and Jubah Formations; A1-A3a; Pragien supérieur- Emsien inférieur, Lochkovien.
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Stellatispora* Burgess et Richardson, 1995

Stellatispora inframurinata var. *murinata* (Burgess et Richardson, 1995)
(pl. B, Fig. 9)

Description

Spore trilète cavate de contour equatorial circulaire à subcirculaire. La marque trilète est constituée de sutures droites ou légèrement onduleuses de 0.5 um de large, atteignant le bord equatorial de l'exoexine. L'intexine et l'exoexine peuvent être fortement comprimés l'une contre l'autre ou séparées, formant à l'équateur une zone plus claire de largeur maximum égale à 4 um. La face proximale porte au centre de chaque aire de contact une papille circulaire de 3 um de diamètre. L'exoexine est ornée distalement et equatorialement de cônes à sommet pointu ou émoussé et de section transversale circulaire. Leur largeur est de 0.5 à 1.5 um, leur hauteur 0.5 à 1 um. Ils sont espacés de 0.5 à 1 um. Diamètre : 30 à 35 um.

Gisement et répartition

- Saudi Arabia: Boreholes JNDL-3, 4 and wells KHRM-2, UTMN-1830; Jauf Formation; A3a; Lochkovien.
- Algérie (Lames 6 et 9, coupe BK1).

Genre: *Verrucosisporites* Smith et Butterworth 1967

Verrucosisporites polygonalis (Lanninger, 1968)
(pl. B, Fig. 11)

Description

Spore trilère de contour équatorial circulaire. La marque trilète est formée de suture droites, fines et de longueur égale aux 9/10 du rayon de la spore. La spore est entièrement couverte de verrues et de rugules. Les verrues sont subcirculaires à irrégulières; leur diamètre et leur hauteur varient de 1 à 1.5 µm. Les rugules sont convolutées, allongées, larges de 1 à 1.5 µm, longues de 1.5 à 3 µm et hautes de 1 à 1.5 µm. La spore est ornée de bacules de section transversale polygonale.

Gisement et répartition

- Lybie : bassin de Ghadamès (Emsien- Eifelien).
- Belgique : synclinorium de Dinant (Gédinien supérieur à siegenien inférieur).
- Allemagne (Emsien inférieur).
- Canada (Emsien).
- France (Sigenien supérieur à Emsien).
- Lybie (Emsien supérieur et Couvinien).
- Algérie : Bassin d' Illizi (Silurien – Praguien) ; (Lames 6 et 9, coupe BK1).

1.5. Conclusion

Les formes les plus abondantes sont des spores simples telles que des *Retusotriletes*, *Ambitisporites* et *Archaeozonotriletes*: ce sont des formes lisses, les caractères de différenciation spécifique sont difficilement reconnaissable lorsqu'on étudie un matériel mal conservé. On reconnaît ici que ces genres ont peu de valeur stratigraphique.

Beaucoup de formes ont une extension stratigraphique principalement limitées au Silurien supérieur-Lochkovien. Certaines formes peuvent évoluer plus haut jusqu'à dans le Givetien. Mais leur abondance est généralement limitée à des niveaux inférieurs. Parmi ces formes, on reconnaît :

- *Amicosporites streeli* (Stemans, 1989);
- *Ambitisporites tripapillatus* (Morean – Benoit, 1976);
- *Apiculiretusispora spicula* (Richardson et Lister, 1969);
- *Gneudnaspora divellomedia* (Balme, 1988);
- *Iberoespora* sp. (Rubeinstein et al., 2005);
- *Knoxisporites riondae* (Cramer 1968);
- *Scylaspora scripta* (Burgess et Richardson, 1995);
- *Stellatispora inframurinata* var *murinata* (Burgess et Richardson, 1995).

Cet assemblage aurait pu paraître d'âge Pridoli à Lochkovien, cependant l'identification de quelques espèces comme:

- *Verrucosporites polygonal* Lanninger, 1968;
- *Dibolisporites wetteldorfensis* Lanninger, 1968;
- *Dictyotriletes subgranifer* McGregor, 1973;

montrent clairement que les couches sont d'un âge proche de la limite Praguien-Emsien. Cet assemblage contiendrait donc des formes remaniées depuis l'âge du Pridoli et du Lochkovien dans les couches plus jeunes de la limite Praguien-Emsien.

1.6. Diagnose et nomenclature des miospores du deuxième assemblage

Lame 9

L'assemblage de spores de l'âge Pridoli à Givetien est très similaire à celui de la lame précédente mais moins riche, notamment :

Genre : *Cymbosporites* Allen, 1965

(pl.B, Fig. 3)

Description

Spore trilète de contour équatorial subcirculaire à subtriangulaire. La patine est large de maximum 3 µm à l'équateur. La marque trilète est constituée de sutures fines, droites, atteignant le bord interne qui s'invagine légèrement à leur jonction. Les aires de contact sont lisses. La patine est ornée distalement et équatorialement d'épines. Elles sont circulaires en vue verticales. Le diamètre : 22 à 26 µm.

Gisement et répartition

- Belgique: Synclinal de Verviers (Gédinien inférieur à Siegenien)
- Lybie: Awaynat Wanin (Emsien–Eifelien)
- Tunisie: Awaynat (Eifelien)
- Algérie: (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Dictyotriletes* Allen, 1965

Dictyotriletes emsiensis (Mc Gregor, 1973)
(pl.B, Fig. 5)

Description

Spore trilète de contour équatorial circulaire à triangulaire. La marque trilète est formée de sutures fines atteignant le bord équatorial. Celui-ci est légèrement assombri (épaississement ?) sur une largeur de 2,5 um. Les aires de contact sont lisses ou ornées de grains de 0,5 à 1 um de large et de haut, distant de 1 um. La face distale et le bord équatorial sont couverts d'un réseau de murs formant un reticulum à mailles polygonales de 10 um de diamètre. On compte 16 lumina distaux. Les murs ont une largeur de 3 um. Ils s'élargissent au niveau des intersections où se développe une expansion en forme d'épine à sommet pointu de 4 um de haut. La hauteur des murs est de 3 um, s'amincissant vers le haut pour finir en voile, fin et transparent. Diamètre : 49 um. C'est le genre *Dictyotriletes* et l'espèce *Dictyotriletes emsiensis* (Allen, 1965) Mc Gregor, 1973.

Gisement et répartition

- Royaume uni (Emsien moyen).
- Canada (Siegenien et Emsien).
- Chine (Siegenien supérieur et Emsien inférieur).
- France (Gedinien, Siegenien et Praguien).
- Lybie (Siegenien supérieur, Emsien inférieur).
- Allemagne (Siegenien).
- Belgique (Gedinien supérieur ou Siegenien inférieur à Emsien).
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre: *Emphanisporites* Vigran, 1964

(pl.B, Fig. 6)

Description

Spore trilète de contour équatorial circulaire. La larque trilète est constituée de sutures sans lèvres. Le bord équatorial est assombri sur une largeur de 2 um. La face proximale est ornée de crêtes radiaires. Ces crêtes s'amincissent vers le pôle. Sur la face distale se développe un anneau épaissi de 4 um de large et centré sur le pôle distale et placé généralement à la mi-distance entre l'équateur et celui-ci. Diamètre : 51 um. C'est le genre *Emphanisporites*.

Gisement et répartition

- Allemagne (Emsien inférieur au Givétien).
- Belgique (Siegenien supérieur et Emsien).
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre : *Iberoespora* Cramer & Diez 1975

Iberoespora noninspissatosa (Stemans, 1989)

(pl.B, Fig. 7)

Description

Spore trilète de contour subcirculaire à subtriangulaire. La crassitude équatoriale est large de 2 à 4 µm. La marque trilète est formée de sutures droites bordées de lèvres larges de 1 µm, atteignant le bord équatorial. La face distale est découpée par un sillon de l'exine amincie, plus claire, large de maximum 1 à 2 µm, bordant la crassitude sur toute sa longueur. L'aire interne au sillon est fovéolée. Les foveae ont des contours irréguliers, vermiculées, allongés, de 0,5 µm de large et 1 µm de long, espacés de 1 µm. Diamètre : 28 à 32 µm.

Gisement et répartition

- Belgique, synclinorium de Dinant, Gedinnien inférieur.
- France, massif armoricain, synclinorium de Laval ; Saint –Cénére ; synclinorium de la Haye-du Puits, Saint Germain, Gedinnien inférieur.
- Algérie (Lames 9, coupe BK1).

Genre: *Retusotriletes* Chibrikova, 1962

Retusotriletes abundo (Rodriguez, 1978)

(pl. B, Fig. 8)

Description

Spore trilète de contour circulaire à subcirculaire. La marque trilète atteint le bord équatorial. Elle est constituée de sutures droites, bordées de lèvres donnant à l'ensemble une largeur de 2 µm. Une étoile à trois branches se développe dans l'aire de contact, le point de jonction de chaque branche est centré sur l'aire interradielle. Dans les trois cas, une branche,

.

droite part du pôle proximal vers le centre de l'aire de contact et une branche provenant de chaque extrémité équatoriale des bras de la suture trilète se dirige vers le point de jonction.
Diamètre : 48 à 51 um.

Gisement et répartition

- Tunisie (Silurien supérieur au Dévonien moyen).
- Belgique (Siegenien à Eifelien).
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

Genre : *Synorisporites* Richardson et Lister, 1969

(pl.B, Fig. 10)

Description

Spore trilète de contour circulaire à subcirculaire. Une crassitude large de 3 à 4 um est présente à l'équateur. La marque trilète est formée de sutures bordées de fines lèvres de 1 à 2 um de large. Les bras de la marque trilète sont droits et atteignent la crassitude équatoriale. Les aires de contact sont couvertes de murs irréguliers, peu visibles. Ces murs se localisent près de la crassitude qui est cernée de murs du même type mais plus net, plus large et plus haut (2 à 3 um de large, 1 à 2 um de haut). Diamètre : 40 à 42 um.

Gisement et répartition

- Tunisie : formation de Oan Kasa (Praguien – Eifelien inférieur).
- Belgique : Synclinal de Verviers (Gedinien à Siéginien inférieur).
- Algérie (Lames 6, coupe BK1).

1.7. Conclusion

Les deux espèces qui donnent l'âge le plus jeune de cet assemblage sont *Gneudnaspora divellomedia* (Balme, 1988) et *Retusotriletes abundo* (Rodriguez, 1978).

L'espèce *Gneudnaspora divellomedia* apparaît à la partie supérieure de l'Emsien et ne se retrouve pas au dessus du Givetien. L'espèce *Retusotriletes abundo* apparaît à la partie inférieure de Pridoli. Ces derniers dateraient donc ce niveau de la base de l'Emsien au Givétien.

2. Etude des acritarches

Parallèlement à la recherche de spores et en collaboration avec A. Herissé de l'Université de Lille, des acritarches ont été observés dans les lames palynologiques. Contrairement aux spores, ces microfossiles marins sont peu abondants dans les échantillons de Tiffrit.

2.1. Le premier assemblage

Lame 6

On y observe différentes formes soit à processus simple soit ramifiés.

Le groupe des *Multiplicisphaeridium* (Staplin, 1961) est représenté par plusieurs espèces, mais difficilement rattachables à des espèces décrites dans la littérature. Aussi, il faut indiquer que les espèces rattachées à ce genre, très polymorphes, ne sont pas très utiles en stratigraphie (pl. C, figs. 1 et 2). L'observation la plus intéressante est sous la forme d'un acritarce développant au sommet des processus, un fleuron caractéristique, que l'on peut attribuer à *Florisphaeridium toyetae* (Cramer, 1964 ; Cramer et Diez, 1976), (pl. C, Fig. 3). La répartition connue de cette espèce correspond au Praguien moyen (Siegenien moyen) – Emsien de la Formation de La Vid en Espagne (Cramer, 1964 ; Cramer et Diez, 1976), des calcaires de la Formation St Cénére dans le massif armoricain, dans un intervalle daté du Praguien (Deunff, 1976). L'espèce est connue également en sondages dans le Dévonien de Lybie, et également en Amérique du Sud, toujours rencontrée au dessus du Lochkovien. Cet assemblage renferme aussi *Palacanthus ledanoisii* (Deunff, 1957; Playford, 1977), qui pourrait apparaître dans le Lochkovien mais qui sous cette forme (pl. C, fig.4) avec ses grands processus évoque plutôt l'Emsien-Eifelien.

2.2. Le deuxième assemblage

Lame 9

L'espèce *Cepillum puerospinoides* (Cramer, 1964) apparaît dans le Lochkovien, *Fimbriaglomerella aulerca* (Deunff, 1980) est aussi décrite dans le Lochkovien du massif armoricain et retrouvée après, au Brésil dans le même étage. D'autres espèces dont *Evittia spicifera* (Deunff, 1955), décrite à l'origine dans le Praguien supérieur des Etats-unis et retrouvé à l'Eifélien-Givétien. Egalement, l'espèce *Veryahchium cf. V. vandenbergheni* (Cramer, 1964) est décrite dans le Dévonien inférieur. Cependant, d'autres formes telles que *Veryahchium crusistellatum* (Deunff, 1955) et *Exochoderma triangulata* (Wicander et Wood, 1981) évoque le Givétien (pl. D).

3. Résultat et synthèse paléontologique

On constate que les interprétations palynologiques basées sur les spores et les acritarches sont tout à fait compatibles. Dans les deux cas, les formes du Dévonien inférieur ont subi un remaniement. Aucune des espèces qui apparaissent dans des couches supérieures de Boukourdène, d'âge plus récent ne sont incompatibles avec l'âge Givétien (Tableau IV).

Aux vus des niveaux microconglomératiques à éléments de phtanites siluriens, retrouvés le long de la coupe de référence de Boukourdène, nous considérons qu'un remaniement a affecté aussi bien le Silurien que le Dévonien inférieur. Sous toute réserve, nous replaçons les ensembles sédimentaires de Boukourdène à l'étage Givétien. Cette datation s'accorde parfaitement avec les observations rencontrées dans certains bassins algériens indiquant un hiatus important du Dévonien inférieur. Parmi ces régions, on cite les Traras et la Meseta marocaine orientale. A Ghar Roubane, aucun argument ne permet de prouver la continuité sédimentaire entre le Silurien et le Dévonien (cf. paragraphe, essai de corrélation).

Epoque -Etage Espèces	Llandovery	Wenlock	Ludlow	Pridoli	Lochkovien	Praguier	Emsien	Eifelien	Givetien	Frasnien	Famenien
Spores											
<i>Ambitisporites tripapillus</i>				●—●							
<i>Amicosporites streelii</i>					●—●	●—●					
<i>Apiculiretusispora spicula</i>				●—●							
<i>Chelinospora sp.</i>					●—●	●—●	●—●				
<i>Dictyotriletes subgranifer</i>						●—●	●—●				
<i>Dibolisporites wetteldorfensis</i>						●—●					
<i>Gneudnaspora divellomedia</i>							●—●	●—●	●—●		
<i>Iberoespora sp.</i>					●—●	●—●					
<i>Iberoespora noninspissata</i>				●—●	●—●	●—●					
<i>Knoxisporites riondae</i>						●—●	●—●				
<i>Scylaspora scripta</i>					●—●	●—●	●—●				
<i>Stellatispora inframurata</i> var. <i>Murinata</i>				●—●	●—●						
<i>Verrucosisporites polygonalis</i>						●—●	●—●				
<i>Dictyotriletes emsiensis</i>					●—●	●—●					
<i>Retusotriletes abundo</i>				●—●	●—●	●—●	●—●	●—●	●—●		
Acritarches											
<i>Florisphaeridium toyotae</i>						●—●	●—●				
<i>Palacanthus ledanoisii</i>							●—●	●—●			
<i>Cepillum puerospinoides</i>				●—●	●—●						
<i>Fimbriaglomerella aulerca</i>				●—●	●—●	●—●					
<i>Evitia spicifera</i>						●—●	●—●	●—●	●—●		
<i>Veryahchium vadenbergheni</i>						●—●					
<i>Veryahchium crusistellatum</i>									●—●		
<i>Exochoderma triangulata</i>									●—●		

Tableau IV. Répartition stratigraphique de microfossiles identifiés dans le Dévonien de Tiffrit et établie selon la zonation de spores de Rubinstein et Stemmans (2002); Kermandji & al. (2009) et la zonation d'acritarches d'El Shama & al. (2012).



Partie IV. Sédimentologie

1. Introduction

La région étudiée s'inscrit dans l'ensemble des terrains autochtones hercyniens de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie. Le socle paléozoïque de Saïda, avec sa couverture tabulaire du Lias, s'étend sur une surface de 300 km² et forme le môle de Tiffrit. Il est situé à plus de 160km au sud-est d'Oran et est bordé par les formations jurassiques et crétacées des monts de Daïa à l'ouest, de Frennda à l'est et de Saïda au nord (Fig. 33).

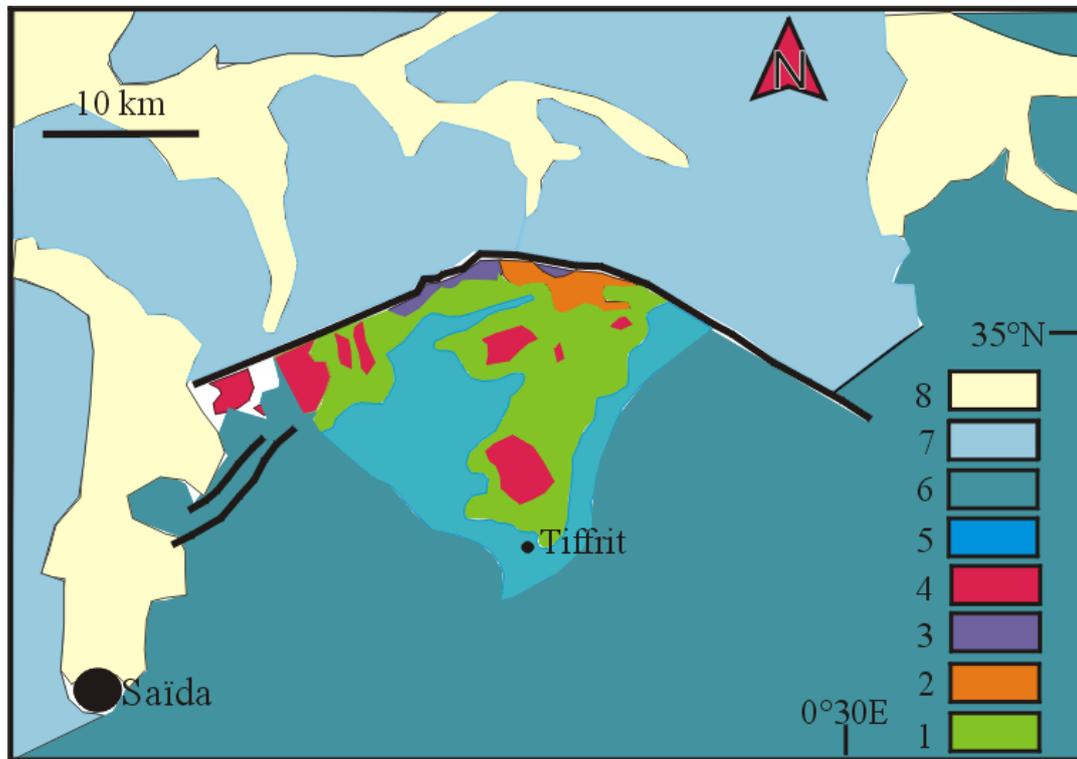


Figure 33. Le môle de Tiffrit (extrait de la carte géologique de l'Algérie, Cornet et *al.*, 1952, *modifié*).

1: Silurien, 2: Dévonien, 3: Carbonifère, 4: complexe magmatique tardi-hercynien, 5: Lias, 6: Dogger, 7: Malm, 8: Pliocène continental.

1.1. L'épandage silico-clastique dévonien

Les dépôts du Dévonien de Tiffrit sont caractérisés par des strates centimétriques ou décimétriques à métriques. Leur épaisseur dépasse 1500 mètres. Latéralement, les couches s'amenuisent et peuvent être aussi d'épaisseur uniforme. Leur lithologie montre des arkoses et des *shales*, en couches alternantes. Les bancs arkosiques sont jaune verdâtre (5Y 7/6, charte des couleurs Rock-Color Chart Committee, 2009,) ou grisâtre (5G 5/2). Les dépôts paraissent monotones et sont souvent morcelés par une fracturation hercynienne et alpine. L'analyse des coupes banc par banc a permis de distinguer une grande variabilité latérale ou verticale du dépôt. La granulométrie du sédiment est souvent grossière mais elle oscille entre 4 mm et 0.125 mm de diamètre. Les hiéroglyphes sont nombreux et ont la particularité à présenter des reliefs peu accentués, de dimensions centimétriques donnant une indication sur la direction et même

sur le sens du transport. Les structures de fluage et de glissement sont assez abondantes. Un plan d'aplatissement et une direction d'allongement des minéraux sont très fréquemment discernables en lames minces. Ce dernier caractère constitue un critère de valeur pour différencier les véritables flysch d'autres sédiments marins. Les caractères énumérés ainsi que la lithologie témoignent d'une sédimentation connue sous le terme de flysch, impliquant des sédiments régis par des écoulements gravitaires.

1.2. Pétrographie et apports

Les roches identifiées comme «arkoses» au sens large sur le terrain, montrent au microscope une lithologie variée: grès, arkoses, arénites lithiques, grauwackes, voire quartzites. Les grains sont essentiellement à contours anguleux et mal roulés, exception faite des granules schisteux, plus ou moins arrondis étant donnée leur faible dureté. Ces grains sont surtout constitués de quartz mono ou polycristallins et de feldspaths (plagioclase et orthose) un peu moins abondants. On y observe aussi des fragments de schiste plus ou moins séritisés, des clastes de grès, de phanite, d'andésite, de basalte ainsi que des minéraux détritiques tels que la biotite en voie de chloritisation, la phlogopite, la muscovite, l'épidote, le zircon et le sphène. La taille des grains oscille entre 3.9 μm et 4 mm. Le sédiment est mal trié (coefficient de Ward et Folk=1.49 à 1.70). La matrice est argileuse, chargée en séricite ou en chlorite et son pourcentage peut atteindre 20%. La forme des grains et la proportion assez importante de la matrice ainsi que la présence de minéraux instables tels que la biotite font de ces dépôts des sédiments immatures (Fig. 34).

Les mesures effectuées dans les localités de Chabet Belal-Zebboudj (67 mesures) sur plusieurs figures sédimentaires telles que des *flute casts* et des *groove marks*, ou même sur des tiges de plantes fossiles, indiquent une disposition unipolaire, d'orientation N130-155°E. Le sens général des courants est vers le Nord-Ouest; cela suggère que ces dépôts sont issus de roches de socle provenant de la destruction d'une chaîne de type cordillère faisant partie du socle panafricain de l'Atlas saharien, localisé plus au sud.

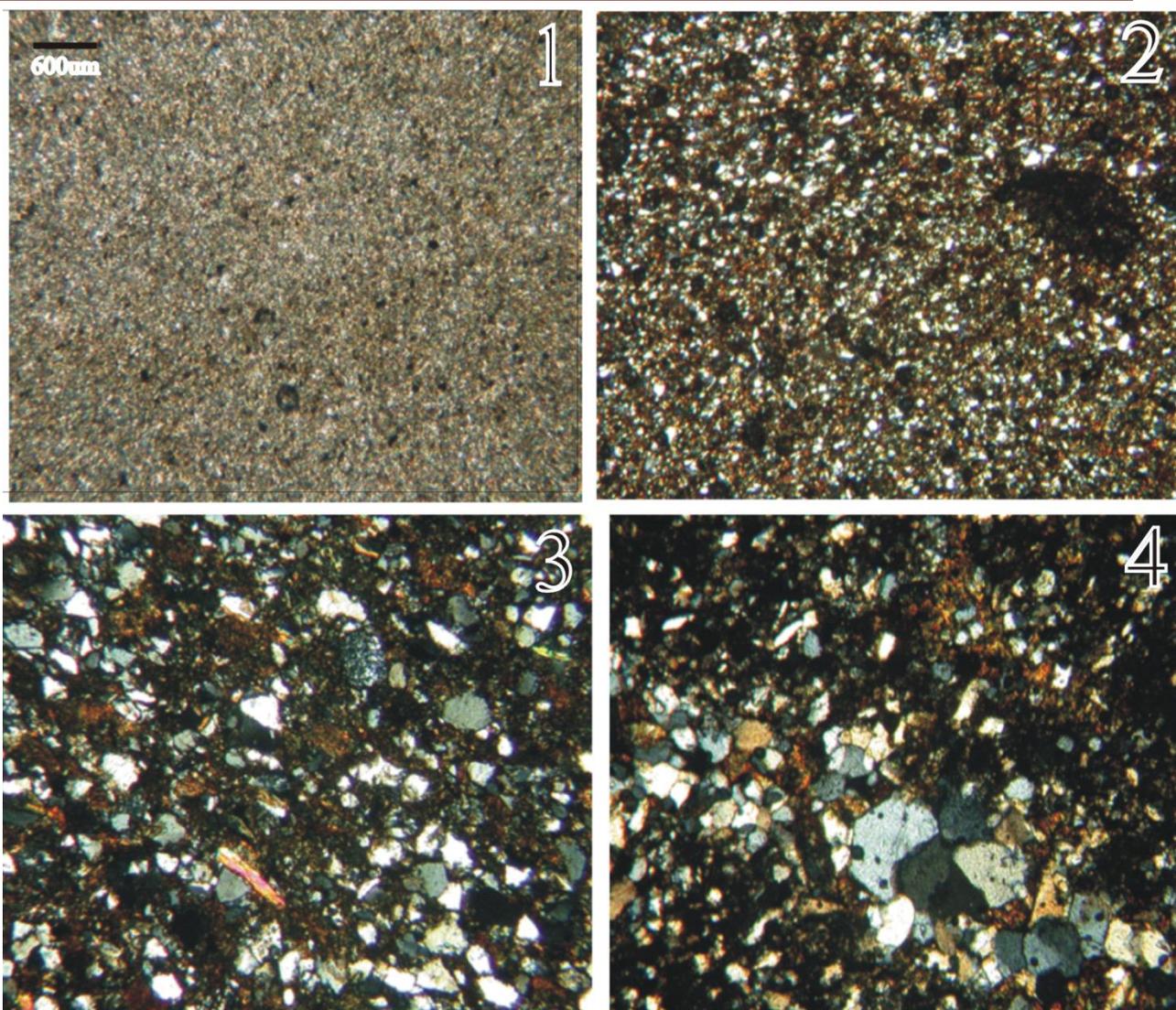


Figure 34. Pétrographie des roches identifiées :1. Siltite argileuse, 2.Siltite, 3 et 4.Grauwackes.

1.3. Bathymétrie du dépôt

Avant 1950, la genèse des sédiments de type flysch a connu des problèmes d'interprétation, ces derniers étaient souvent considérés comme des dépôts peu profonds, l'assimilant à une formation essentiellement néritique et souvent franchement côtière ou littorale. Ce sont les observations de terrain et les travaux expérimentaux de Kuenen et Migliorini (1950) qui permirent d'affirmer sans aucune ambiguïté que ces dépôts sont les produits d'une sédimentation marine profonde s'effectuant par des courants de turbidité (courants de densité). L'existence de dépôts pélagiques stratifiés dans la masse de flysch, conjuguée à la présence d'organismes de milieu marin ouvert et de biohiéroglyphes sont caractéristiques d'environnement profond (Seilacher, 1962). Le calcul de la bathymétrie du flysch ou du bassin est simple si l'on dispose de bons marqueurs stratigraphiques entre les premiers dépôts de flyschs et ceux des dépôts de plateforme.

La bathymétrie des flyschs est très variable, elle est souvent supérieure à 200 mètres dans certains bassins sédimentaires actuels et de plusieurs milliers de mètres dans les fosses de certaines marges continentales actives; soit une valeur minimale de quelques centaines de mètres entre les dépôts de flyschs et leurs équivalents de plateforme.

1.4. Les faciès

Les couches du Dévonien affleurent le plus clairement dans la vallée de Chabet Belal. C'est le long d'un ravin menant à l'Oued Tiffrit dans une zone dénommée Boukourdène que quatre ensembles sédimentaires ont été étudiés. L'ensemble sédimentaire de Chabet Belal passe latéralement à son équivalent d'El Meloul et constitue le dernier dépôt dévonien de Tiffrit. L'analyse sédimentologique permet de différencier plusieurs faciès.

1.4.1. Les principaux faciès

Les travaux sédimentologiques de Mutti et Ricci Lucchi (1975); Walker (1978; 1992); Mutti (1979; 1992), Lowe (1982); Pickering et *al.* (1986; 1989) et Ghibaudo (1992), visent à caractériser les faciès de type flysch, selon divers critères:

- taille et pourcentage des grains;
- épaisseur des strates;
- organisation interne des couches;
- rapport sable/argile;
- extension latérale des couches;
- structures et textures;
- indicateurs paléocéologiques;
- mécanismes de transport et de dépôt.

Les sédiments s'associent en fonction de leur distribution dans des environnements qui s'étagent du talus continental aux plaines à turbidites. Ces sédiments évoluent selon un schéma, plus ou moins flexible, depuis des faciès proximaux (faciès A) jusqu'à des faciès distaux (faciès G), (Tableau V).

Présente étude	Mutti & Ricci Lucchi (1972)	Mutti & Ricci Lucchi (1975)	Pickering et al. (1986; 1989)	Ghibaudo (1992)
	A	A ₁	A ₁₋₁ , A ₂₋₁ , A ₂₋₂ , A ₂₋₃ , A ₂₋₄	G
	A	A ₁	A ₂₋₂ , A ₂₋₃ , A ₂₋₄	GS
	A	A	A ₁₋₄ , A ₂₋₅ , A ₂₋₆ , A ₂₋₇ , A ₂₋₈	GyS
(3), (10)	A, B	A ₁ , B ₁ , C ₁	B ₁₋₁ , B ₂₋₁ , B ₂₋₂ , C ₂₋₁	S
(4),(5),(8)	C, D, E	B ₂ , C ₂ , D ₁ , E	B ₁₋₂ , C ₂₋₂ , C ₂₋₃	SM
(11)	C, D	C ₂ , D ₂	C ₂₋₂ , C ₂₋₃ , C ₂₋₄	MS
(6), (7)	–	–	D ₂₋₁ , D ₂₋₂ , D ₂₋₃ , D ₁₋₁ D ₁₋₂	TM
	–	–	D ₂₋₁ , D ₂₋₂ , D ₂₋₃ , D ₁₋₁ D ₁₋₂	MT
	–	D ₃	E ₂₋₁ ,	M
	–	–	C ₁₋₁	MyS
	–	–	C ₁₋₁	SyM
(1), (2)	F	A ₂	A ₁₋₂	MyG
	F	A ₂	A ₁₋₃	GyM
(9), (12), (13)	G	G	G ₂₋₁ ,	–

Tableau V. Classification des faciès de sédiments de courants gravitaires.

Caractérisé par des faciès chaotiques et la présence de conglomérats (Faciès A de Mutti et Ricci Lucchi, 1975), le cône interne ou cône supérieur n'est pas observable dans les affleurements de la coupe de Boukourdène du Dévonien du môle de Tiffrit. Les autres environnements par contre y sont représentés. Dans la zone chenalisée du cône moyen (*Suprafan*), le flux sédimentaire, arkosique et silteux, mieux classé que dans la zone sus-jacente, se répand à la fois dans les chenaux et dans les zones interchenaux sous forme de turbidites (Faciès B, D et E). Cette zone chenalisée est suivie par une zone plus distale, caractérisée par un adoucissement de la pente et une diminution de la hauteur des levées, permettant aux sédiments de se distribuer largement sous forme de lobes (Faciès C). Dans le cône inférieur, l'éloignement de la source d'apport, rend possible le dépôt par décantation des vases hémipélagiques qui vont s'intercaler avec les turbidites (Faciès G).

Les ensembles sédimentaires de Tiffrit montrent une grande diversité de sédiments qui sont organisés en treize faciès.

1.4.1.1. Dépôt flué

Epais de 10 m, il est limité par des surfaces planes. C'est une arkose à granulométrie grossière, jaune verdâtre et à stratifications décimétriques perturbées, difficilement reconnaissables. Elle est séparée, localement, par des niveaux argileux centimétriques discontinus et dérangés (Fig. 35). Ce dépôt peut être attribué au faciès F de Mutti et Ricci – Lucchi (1975) ou au sous faciès F2.1 de Pickering et *al.* (1986; 1989).

1.4.1.2. Sédiment à "creep wrinkles" ou "microslumps"

Il n'excède pas une trentaine de centimètres. Il est formé d'une turbidite silteuse remobilisée, présentant une structure microplissée à ligne de crête subcouchée. Notons que la masse fluée est confinée à un niveau bien déterminé, les inter-lits hémipélagiques supérieur et inférieur sont indemnes (Fig. 36); c'est le faciès F de Mutti et Ricci Lucchi (1975) ; Mutti et Normark, (1987); ou le sous-faciès F2.1 de Pickering et *al.* (1986; 1989), Mutti et Normark (1991).



Figure 35. Le dépôt flué associé à des bancs désorganisés.



Figure 36. Turbidite à «*creep wrinkles*».

1.4.1.3. Microconglomérat

Ce faciès s'observe dans divers niveaux arkosiques où il renferme souvent des graviers de phtanites à radiolaires du Silurien. Sa granulométrie moyenne est comprise entre 2 mm et 4 mm. Ce microconglomérat est disposé en unités de granulométrie variable,

notamment avec des niveaux lenticulaires d'arkose grossière à très grossière dont la base comporte une surface peu ravinée et à petites figures d'affouillement. Ces unités présentent souvent une rythmicité et une granulométrie croissante oscillant entre un diamètre moyen et microconglomératique (Fig. 37j-j'). Le niveau basal correspond au terme S1 de la séquence idéale de Lowe (1982). Ce dépôt évolue vers le haut vers un mince niveau à granoclassement inverse, limité à sa base par une surface de cisaillement, c'est le tapis de traction de Dzulinski et Sanders (1962) et de Lowe (1982). Ce terme est dénommé « faciès F7 » par Mutti (1992). Kneller et Branney (1995) réinterprètent ce terme et lui assignent aussi l'appellation de tapis de traction. Après un diastème, ce type d'unité se poursuit avec un granoclassement normal (terme S3 de Lowe, 1982) suivi aussitôt par des termes S2 (Lowe, 1982).

1.4.1.4. Ensemble turbiditique chenalisé

Ce faciès représente des séquences de turbidites classiques de type Ta/c/e, Tab à granoclassement normal et à granulométrie grossière. Ces séquences sont disposées en couches métriques, séparées par des niveaux argileux généralement minces. La surface basale est caractérisée par des groove marks à relief peu marqué alors que la surface supérieure est nette et plane. Les couches ont une forme lenticulaire très marquée, elles présentent des terminaisons en biseau très brutales (Figs. 38a et 38b). Ce dépôt peut être apparenté au faciès B2 de Walker et Mutti (1973), Mutti (1979) et Mutti et Ricci Lucchi (1975). Ghibaudo (1992) attribue à ce faciès le code gbceSM.

1.4.1.5. Sédiments de «crevasses splays»

Le débordement de sédiment s'accompagne parfois de phénomènes de chenalisation (Mutti, 1979), les levées naturelles sont creusées de chenaux mineurs appelés « crevasse channels » (Fig. 39).

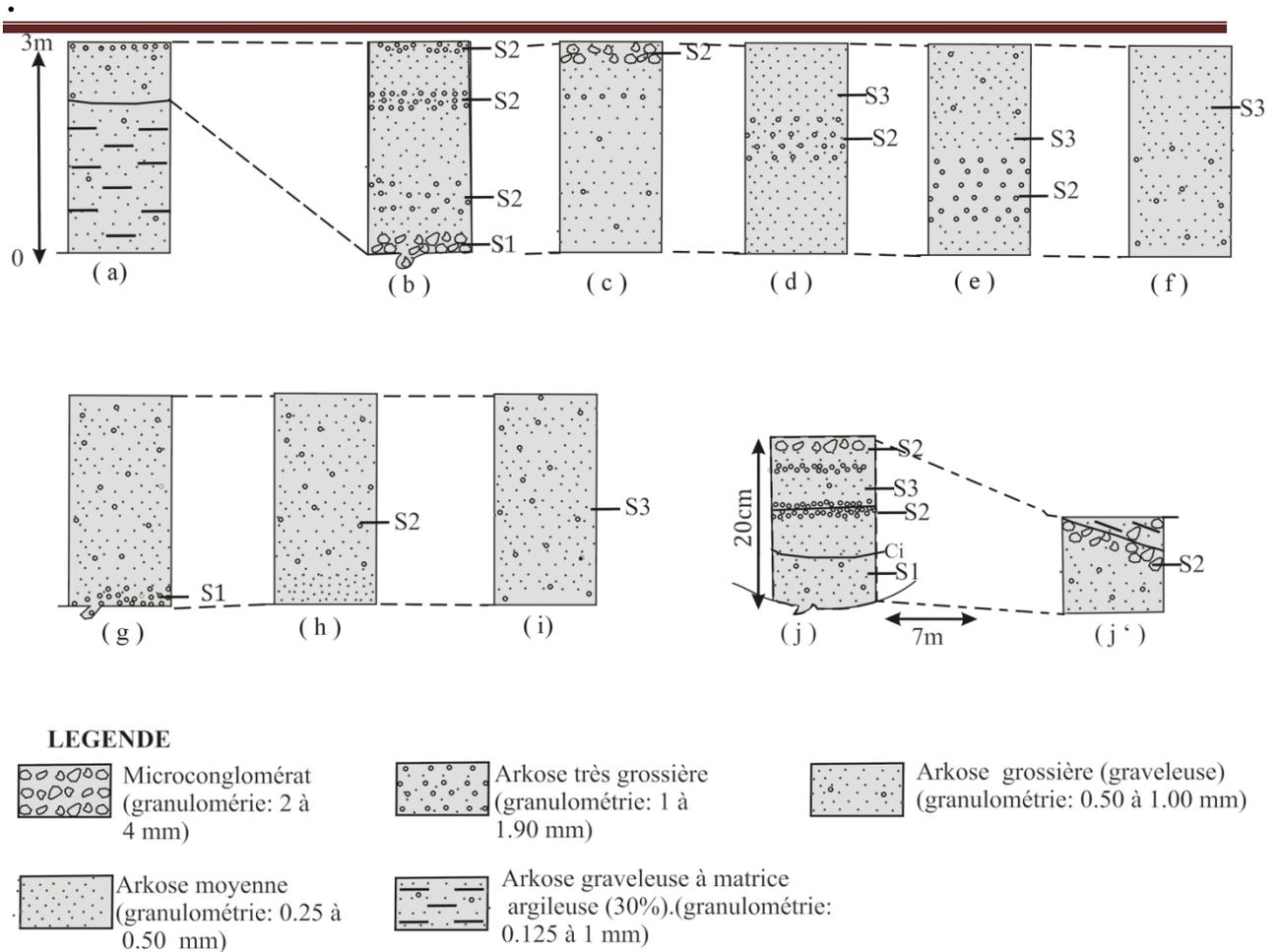


Figure 37: Lithologie et granulométrie des dépôts de lobes, montrant les termes (S1, S2 et S3) de la séquence idéale de Lowe (1982).

a: unité élémentaire formant le dépôt de lobes, elle débute par une arkose graveleuse argileuse, se poursuit par un banc massif d'arkose grossière (le banc massif fait 60 cm d'épaisseur en moyenne) et s'achève quelquefois par un horizon sommital de « quartz flottants » ou « *rafted clasts* »;

b à j: granulométrie rythmique observée dans les couches massives de lobes de dépôt;

b à e: les grains grossiers ont tendance à se concentrer dans des niveaux particuliers, parallèles à la stratification « *fabric clast planar* » impliquant vitesse croissante vers le haut et caractère laminaire du courant;

f à h: dépôt homogène, partiellement granoclassé ou sans granoclassement, les structures d'échappement de fluides n'ont pas été observées;

J-j' : niveau lenticulaire montrant une rythmicité granulométrique verticale et latérale, le terme S2 est séparé quelquefois par une surface de cisaillement (Ci);



Figure 38a. Faciès turbiditique chenalisé.



Figure 38b. Turbidites proximales de type Tab.

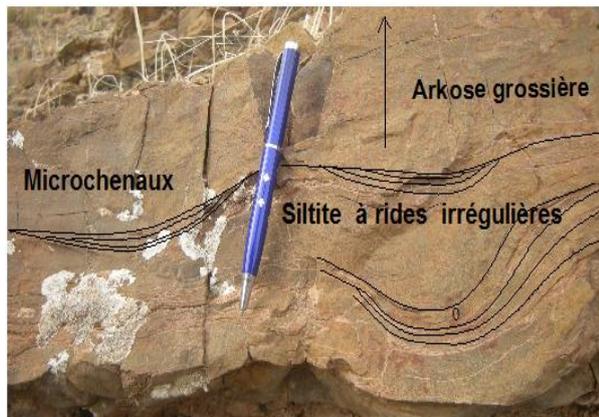


Figure 39. Sédiments de «*crevasse splays*».



Figure 40. Turbidites minces à rides de courant et à convolutes.

1.4.1.6. Turbidites minces à rides de courants.

Il s'agit de turbidites minces, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, de type Tce, Tde ou Te et comportant souvent des rides irrégulières ou à nombreuses structures convolutées (Fig. 40), c'est la classe des «turbidites en couches minces» de Walker (1992). Ce faciès est aussi caractérisé par des passées minces d'arkoses à terriers horizontaux. Leurs structures de dépôt sont typiques du faciès D, sous-faciès D1 de Mutti et Ricci Lucchi (1975), faciès sc_0TM de Ghibaudo (1992) ; c'est aussi le faciès D2.2 de Pickering et *al.* (1986; 1989).

1.4.1.7. Turbidites minces ou *overbank deposits*

Elles correspondent à des turbidites minces centimétriques, de type Tcde, Tcd ou Te (Bouma, 1962), caractérisées par une très grande régularité et un parallélisme des surfaces de stratification. Ces turbidites présentent des structures à petite échelle. Le terme (c) est matérialisé par une siltite vert clair, parfois grisâtre, à microstratification irrégulière variant d'un simple litage subhorizontal ou ondulé à une structure légèrement entrecroisée (Fig. 41a et 41b). Cette structure engendre un débit en plaquettes centimétriques, non planes et ondulées. Il

s'agit du faciès D, sous-faciès D1 de Walker et Mutti (1973); Mutti (1979); Mutti et Ricci Lucchi (1975); le faciès sc_0TM de Ghibaudo (1992) ou le faciès D2.3 de Pickering et *al.* (1986 ; 1989).

1.4.1.8. Dépôt d'inter-chenaux

Ce faciès composé d'alternances de lits arkosiques assez minces et de *shale* se retrouve dans le faciès «*overbank deposits*» (Fig. 42) dont les structures de dépôt sont typiques du faciès D (Mutti, 1979).



Figure 41a : turbidites minces ou «*overbank deposits*».



Figure 41b : Turbidites de type Tce, terme c à microstratifications obliques peu prononcées (le terme e est caché par des éboulis).



Figure 42 : Dépôt d'inter-chenaux (le burin fait 25 cm).



Figure 43 : Siltite à traces et tiges de plante fossile.

1.4.1.9. Sédiment fin à fragments et tiges de plante fossile

Ce faciès est représenté le plus souvent par une argilite claire ou blanchâtre, parfois par une siltite, rarement une arkose. Il renferme des fragments et des tiges de plante fossile indéterminés, quelquefois orientés parallèlement. Ce faciès est observable à tous les niveaux d'une manière sporadique et abonde dans le faciès à turbidites minces et à rides de courant (Fig. 43).

1.4.1.10. Ensemble arkosique à «*ball and pillow*»

Ce faciès débute par des niveaux décimétriques arkosiques jaune verdâtre amalgamés à matrice argilo-silteuse et à stratifications planes (Faciès SyM de Ghibaudo, 1992). Ces niveaux s'appauvrissent progressivement vers le haut de leur fraction argileuse. Ils forment une masse métrique lenticulaire dont la limite avec le sédiment sous-jacent n'est pas facile à tracer : c'est un plan de cisaillement (Faciès g₁S de Ghibaudo, 1992). Les niveaux amalgamés ne comportent pas d'horizons argileux. La masse arkosique sus-jacente est caractérisée par une morphologie en boules et coussins («*ball, pillow et pillow bed*») sphériques ou ellipsoïdaux et souvent alignés le long de plans de stratification. Ces structures sont plus foncées et plus dures que les arkoses environnantes. Elles sont parfois espacées et injectées par les arkoses plus claires sous-jacentes dont l'allure rappelle des structures de pincement de type «*pinch out*» (Figs. 44a et 44b). Les grains sont grossiers à très grossiers (0.25 mm et 3mm) et présentent des alignements plans.

L'extension latérale de ce faciès dépasse largement l'affleurement, elle est de quelques dizaines de mètres. Ce dépôt est aussi caractérisé par des horizons à rythmicité granulométrique bien marquée. Quelques clastes, argileux ou quartzeux millimétriques, s'observent au sommet des bancs. Ce faciès se rapproche du faciès B1 de Walker et Mutti (1973); Mutti (1979); Mutti et Ricci Lucchi (1975).

La discontinuité inférieure de cette unité est jalonnée par une série de failles métriques, normales et synsédimentaires avec un pendage vertical à subvertical (Fig. 45).

1.4.1.11. Siltite, arkose et *shale* à géométrie de type *sheet-like*

Ils montrent une alternance de lits centimétriques à décimétriques de siltites, *shales* et grès, disposés en plaquettes ou en dalles horizontales et planes et à limites bien tranchantes. Les grès s'enrichissent latéralement en grains de quartz et passent à des quartzites. C'est le faciès D de Mutti et Ricci-Lucchi (1975).



Figure 44a. Le faciès arkosique à *ball and pillow* montrant une géométrie de pinces-ments.



Figure 44b. Faciès amalgamé surmonté par un niveau massif à *ball and pillow*. (Les flèches indiquent les zones injectées par le faciès amalgamé, argileux et plus clair).



Figure 45. Fracturation synsédimentaire entre les faciès de levées et de lobes de dépôts.



Figure 46: Faciès à *Nereites*.

1.4.1.12. Horizons à *Nereites*

Ils sont localisés dans le faciès de turbidites minces et à rides de courant et montrent des granules symétriques méandriformes en épirelief positif et enregistrent des traces ichnologiques de terriers bien distinctes (Fig. 46).

1.4.1.13. Turbidite argileuse

C'est une argile schisteuse ou *shale* gris sombre à nombreuses acritarches, sans structure particulière. Les surfaces inférieures et supérieures sont bien tranchées. C'est le «bruit de fond» de Lombard (1972), le terme T_e de Bouma (1962), le faciès e_1M de Ghibaudo (1992) ou le faciès G2.1 de Pickering et *al.* (1986 ; 1989).

1.5. Interprétation des faciès

1.5.1. Dépôt flué

Il atteste un glissement synsédimentaire de couches en voie de lithification, initié par un choc sismique. On peut également évoquer un phénomène de fluage correspondant à une déformation lente du matériau sous une charge constante sans apparition systématique de fractures (Mulder et Cochonat, 1996).

1.5.2. Sédiment à « creep wrinkles » ou microslumps

Ces structures contournées témoignent d'une sédimentation, peu consolidée, déformée par gravité à la suite de la présence d'une pente sédimentaire. Cette déformation peut être déclenchée par un séisme.

1.5.3. Microconglomérat

Le transport est tractif, il est engendré par un écoulement puissant, turbulent ou laminaire, effectué sur une longue distance par des courants de turbidité de haute densité (Lowe, 1982).

1.5.4. Ensemble turbiditique chenalisé

Ces sédiments sont transportés dans des chenaux sous marins. La turbulence de l'écoulement maintient une phase active du transport au sein d'une suspension dégradée. Ces sédiments sont recouverts par des unités plus fines, de débordement, soit directement dans le cas d'un brusque abandon d'un chenal, soit progressivement par l'intermédiaire d'une succession d'unités d'épaisseurs plus minces et de lithologie de moins en moins arkosique. Cette succession de couches de plus en plus minces traduit l'élargissement du chenal (Mutti, 1979; Mutti et Normark, 1991; Galloway, 1998). Dans la plupart des cas, une stratimétrie décroissante traduit l'abandon progressif d'un chenal (Shanmgam, 1988).

1.5.5. Sédiments à « crevasses splays »

Les chenaux mineurs remplis de sédiments moyens et grossiers, forment de véritables éventails de crevasses. Ces structures se forment souvent dans les zones d'inter-chenal (Mutti, 1979; Mutti et Normark, 1991).

1.5.6. Turbidites minces à rides de courants

Ces sédiments se retrouvent sur les marges internes des chenaux «channel-margin facies». Dans ce sous-environnement, les sédiments se caractérisent par rapport à ceux de «l'inter-chenal», par un taux d'arkose/*shale* plus élevé et par une allure plus ondulée des bancs arkosiques ou silteux (Mutti, 1979; Mutti et Normark, 1991).

1.5.7. Turbidites minces ou «overbank deposits»

C'est la partie supérieure du courant de turbidité, plus diluée, chargée en argile et silt qui déborde du chenal. Elle décélère pour former ces dépôts finement lités et se dépose dans la zone d'inter-chenaux. Le débordement continu de silt et d'argile conduit toujours à un dépôt accru de chaque côté du chenal sous forme de cordons, ces derniers étant connus sous le terme de levées naturelles.

1.5.8. Dépôts d'inter-chenaux grossiers

Ce faciès traduit des phases d'activité importante des chenaux. Ces derniers sont parcourus par des courants de grand volume, chargés de sédiments qui, lors de débordements, entraînent le sable en suspension dans les zones interdistributaires. Ces alternances sont désignées par le terme «interchannel deposits», et sont attribuables au faciès s1SM de Ghibaudo (1992).

1.5.9. Sédiment fin à fragments et tiges de plante fossile

C'est la partie flottante au sein du nuage turbide d'un écoulement de «*mass flow*», érosif le long du front de l'écoulement Sachse (2005). Ce faciès est à relier à des courants de remaniement.

1.5.10. Ensemble arkosique à «ball and pillow»

Ces dépôts sont mis en place par des écoulements très concentrés de type débris flows. Ils présentent une forte cohésion du matériau transporté (Shanmugam, 1997). Ces écoulements sont générés lorsque la concentration en particules est supérieure à 9% du volume total (limite de Bagnold). Le transport des particules est assuré, en plus de la gravité, par la présence d'une matrice argilo-silteuse qui engendre des forces de friction et de flottabilité dirigées vers le haut. Ces particules peuvent se déplacer avec des vitesses pouvant atteindre plusieurs dizaines de ms-1 (Mulder et al., 1997; Migeon et al., 2001). Le granoclassement est souvent inversé car le gradient de vitesse croît vers le haut et le tri est dynamique au cours du

transport: les particules les plus fines tombent entre les particules grossières et les poussent vers le haut (Middleton, 1967). De nombreux graviers sont dispersés au sein du dépôt. Leurs alignements traduisent le caractère laminaire de l'écoulement.

1.5.11. Siltite, arkose et *shale* présentant une géométrie de type sheet-like

Ces bancs sont strato et granocroissants. On les trouve en un système progradant. Ces sédiments caractérisent un faciès de "lobe-fringe" ou d'inter-lobes (Shanmugam et Moiola, 1991).

1.5.12. Horizons à *Nereites*

Ces empreintes sont à relier à un faciès profond (Frey et Seilacher, 1980). Les traces fossiles des *Nereites* sont communément associées aux turbidites (Seilacher, 1967). Thomas et Kevin (2008) soulignent l'abondance des *Nereites* dans les environnements de chenaux et de levées des «*deep sea fan*».

1.5.13. Turbidite argileuse

Le terme (e) de Bouma se met en place par des courants turbiditiques de faible densité (Bouma, 1962 ; Middleton et Hampton, 1973). Les sédiments qui en découlent sont hémipélagiques (Lowe, 1982; Shanmugam, 1996), (pl.V- 1 et 2).

Faciès	Caractéristiques	Structure	Mécanisme de transport - dépôt	Références
1. Sédiment flué	Bancs décimétriques contournés d'arkoses à grains grossiers	Structure désorganisée	Déformation lente du matériau sous une charge constante	Mulder et Cochonat (1996); Faciès F de Mutti et Ricci Lucchi (1975); Faciès 2.1 de Pickering et <i>al.</i> (1986; 1989).
2. Sédiment à "Creep wrinkles"	Niveaux silteux	Structure microplissée synsédimentaire et désorganisée	Glissement par gravité et déformation	Mutti et Normark (1987; 1991)
3. Microconglomérat (cf. Fig. 5 j-j')	Niveau massif à grains grossiers à très grossiers	Structure lenticulaire et à ravinement peu accusé; le granoclasement est rythmique, associé quelquefois à une lamination de cisaillement. Les termes S1 à S3 de Lowe (1982) ont été observés.	Terme S1 de Lowe (1982): courant tractif, légèrement instable et très turbulent. Terme S2 de Lowe (1982): le tapis de traction implique un transport dominé par la collision entre les grains. Terme S3 de Lowe (1982): le courant est turbulent.	Termes de la séquence idéale (S1, S2 et S3) de Lowe (1982). Tapis de traction: Dzulynski et Sanders (1962) ou faciès F7 de Mutti (1992). Terme S3 de Lowe (1982) ou classe à granoclasement normal de Middleton (1967).
3.1. Variantes du microconglomérat (cf. Fig. 5. A-i)	Grande concentration de grains (taille micro conglomératique à millimétrique)	Le granoclasement peut être normal, inverse ou sans granoclasement préférentiel	Courant laminaire de grande densité	Shanmugam (1996a)

Tableau VI.1. Interprétation des faciès de Tiffrit

Faciès	Caractéristiques	Structure	Mécanisme de transport	Références
4. Ensemble turbiditique chenalisé	Turbidites moyennes à grossières lenticulaires de type Ta, Tab et Ta/c/e	Granoclassement normal partiel près de la base, stratifications planes	Courant turbulent de traction de haute densité	Turbidites Tabc de Bouma (1962); Facies B2 de Mutti et Ricci Lucchi (1975); faciès gbceSM de Ghibaudo (1992)
5. Sédiments de "crevasses splays"	Arkose microchenalisée	Granoclassement	Courant turbiditique de grand volume de débordement	Mutti (1979)
6. Turbidites minces à rides de courant	Turbidites à nombreuses rides irrégulières (Tc, Tcd)	Granoclassement normal	Courant turbulent de traction faiblement dilué issu de portions distales ou latérales de courants de haute concentration	Turbidites en couches "minces" de Walker (1992), faciès E de Walker et Mutti (1973); "silt turbidite" de Piper & Stow (1991).
7. Turbidite minces ou "overbank deposit"	Turbidites minces de type Tc, Tcd et Tcde, granulométrie moyenne à fine	Granoclassement normal	Courant turbulent de traction faiblement dilué	turbidites en couches minces de Walker (1992), faciès D sous faciès D1 de Mutti et Ricci Lucchi, (1975), faciès D2.3 de Pickering et al. (1986; 1989)
8. Dépôt d'interchenaux	Arkoses grossières	Massif, quelquefois granoclassement partiel et inverse près du sommet	Courant laminaire de grand volume	Faciès s,SM de Ghibaudo (1992)
9. Sédiments à fragments et tiges de plante fossile	Sédiments souvent fins parfois silteux ou sableux	Généralement, il n'y a pas d'orientation préférentielle de tiges	Courant faiblement dilué	Sachse (2005)
10. Ensemble arkosique à "ball and pillow"	Masses arkosiques grossières à très grossières avec des niveaux basaux amalgamés. La matrice est abondante.	Alignements de clastes planaires, rythmicité granulométrique à évolution variable (cf, ci-dessus, les variantes du micronglomérat)	Courant laminaire de traction de haute densité	Ecoulement rapide de debris flows à forte cohésion du matériau transporté (Shanmugam & Moiola, 1997), faciès B2 de Walker et Mutti, 1973)
11. Siltite, arkose et shale	Niveaux très réguliers	"Sheet like"	Courant faiblement dilué	Shanmugam et Moiola, 1991
12. Turbidite argileuse	Shale	Laminations (observables en lames minces)	Courant turbulent de faible densité, le maintien des grains se fait par suspension	Bouma (1962); faciès G2.1 de Pickering et al. (1986; 1989).
13. Horizons à Nereites	Argile jaune verdâtre ou argile silteuse	Laminations planes	Courant faiblement dilué (Sédimentation hémipélagique)	Frey & Seilacher, (1980)

Tableau VI.2. Interprétation des faciès de Tiffrit.

1.6. Association de faciès et environnements

Les treize faciès reconnus et définis s'organisent en écoulement en masse (fluage), en écoulement laminaire (coulées de débris), en écoulements turbulents (turbidites) et en courants de fond (microconglomérats à éléments remaniés ou argiles à débris de plantes). Ils s'agencent en sept types d'associations élémentaires, évoluant en séquences élémentaires à stratimétrie et granulométrie décroissante ou en séquences strato et granocroissantes et à évolution générale rétrogradante. Les discontinuités qui les délimitent sont de simples surfaces planes ou à ravinement peu accusé, suivies d'un placage microconglomératique. Cinq types d'associations qui traduisent le mode d'organisation sédimentaire et l'environnement de dépôt correspondant, sont mis en évidence.

1.6.1. Association de faciès de glissement

Cette association est composée de lits flués, de microslumps et de sédiments en boules ou en «*pillow bed*», (faciès 1, 2 et 10) résultant d'un glissement modéré sur une pente sédimentaire.

1.6.2. Association de séquences rétrogradantes de chenaux

Elles sont représentées par des strates métriques, lenticulaires et stratodécroissantes. Elles sont formées d'arkoses grossières à très grossières granoclassées, typiques de turbidites de Bouma (1962), Ta, Tab ou Tabc (faciès 4). Ces séquences sont limitées par une surface basale nette et plus ou moins plane et une surface supérieure également nette. Quelquefois, la séquence démarre par un placage centimétrique de microconglomérat (faciès 3). Il s'agit d'une association de chenal sous marin. Ces séquences évoluent vers le haut à des dépôts fins argileux et silteux, typiques des turbidites de Bouma (1962) Tc, Tcd ou Tcde, témoignant ainsi de faciès de débordement ou de levée (faciès 7). Parfois, ces séquences sont recouvertes d'argile à fragments de plante fossile indiquant un maximum d'inondation (faciès 9).

1.6.3. Associations de faciès fins turbiditiques d'inter-chenaux

Ils correspondent à des sédiments fins de siltite et de *shale* (faciès 7 et 6), typiques des turbidites Tc, Tcd et Te de Bouma (1962). Ces sédiments indiquent un faciès de débordement ou de bordure latérale de chenaux. L'ensemble représente des faciès inter-chenaux ou encore une migration de chenaux.

1.6.4. Association de faciès «*overbank deposit*» distaux, à passage épisodique de sédiments grossiers

On y rencontre successivement le sédiment à fragments de plante fossile (faciès 9), le *shale* à acritarches (faciès 13) et le sédiment à *Nereites* (faciès 12). Cette association témoigne d'un dépôt profond et relativement stable, d'inter-chenaux. En période d'activité importante du chenal principal, une fraction arkosique transgresse les limites du chenal et se dépose sur les sédiments de levées. Ces levées peuvent être creusées de microchenaux (faciès 5).

1.6.5. Association de séquences progradantes de lobes de dépôts

Elles sont surtout composées de bancs d'arkoses décimétriques amalgamées, à grains grossiers et à matrice plus ou moins argilo-silteuse. Elles évoluent vers le haut en une masse arkosique grossière à très grossière, en «*ball, pillow and pillow bed*», caractéristique de la partie proximale d'un lobe de dépôt (faciès 10). Le faciès amalgamé traduit un dépôt rapide suite à un échappement brusque de la fraction fluide. La déformation du sédiment peut faire suite à la surcharge ou à un glissement modéré du sédiment en voie de lithification (Fig. 47, Roep et Everts, 1992 ; Bouma et al., 2000). L'alignement de clastes très grossiers au sein du dépôt indique le caractère laminaire du transport (faciès 3). Pickering (1979) interprète le faciès amalgamé à une réactivation régulière des ruptures de pente causant une répétition des dépôts dans de rapides successions et une absence du terme (e) de Bouma (1962). Bouma (2000) considère ce faciès amalgamé comme une progradation rapide au front d'un éventail sous marin instable, ceci en réponse à une diminution de l'espace d'accommodation à l'intérieur du bassin.

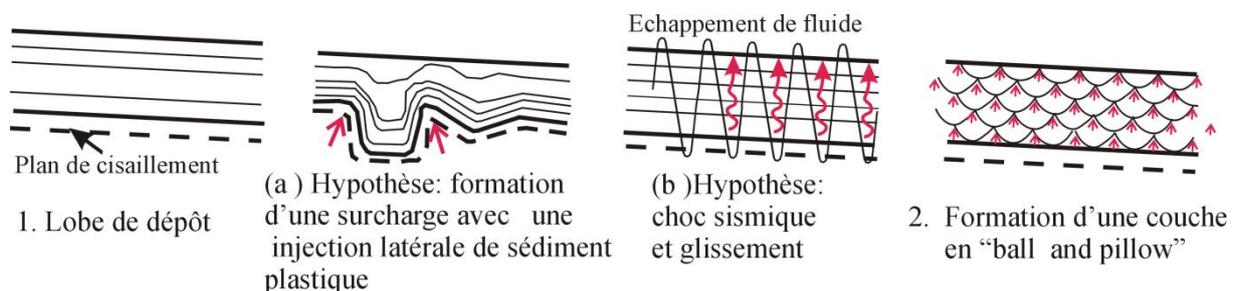


Figure 47. Formation des structures en "ball and pillow" par le phénomène d'échappement de fluide lors d'un dépôt rapide d'un lobe de dépôt.

1.6.6 Association de faciès d'inter-lobes

Les siltites, les arkoses et les *shales* présentent une géométrie de type sheet-like (faciès 11). Les bancs sont strato et granocroissants. Le faciès de *shale* à acritarches est modérément

représenté (faciès 13). Ces sédiments caractérisent un faciès de "lobe-fringe" ou d'inter-lobes (Shanmugam et Moiola, 1991).

2. Les principaux ensembles sédimentaires

2.1. L'ensemble sédimentaire 1 de Boukourdène

2.1.1. Sédimentologie

Elle est épaisse de 116 mètres. Les faciès reconnus et définis s'agencent en cinq types d'associations élémentaires, évoluant en séquences élémentaires à stratimétrie et granulométrie décroissante ou en séquences strato et granocroissantes et à évolution générale rétrogradante (Fig. 48). Les discontinuités qui les délimitent sont de simples surfaces planes ou à ravinement peu accusé, suivies d'un placage microconglomératique.

D'un point de vue séquentiel, l'unité 1 de Boukourdène regroupe 31 séquences mineures, d'approfondissement (P.5 à P.7, P.11 à P.13 et P.23 à P.26) ou de comblement (P.1 à P.4, P.8 à P.10, P.14 à P.22 et de P.27 à P.31).

2.1.2. Approche environnementale

Leur géométrie et leur organisation séquentielle met en évidence un complexe de chenaux– levées et lobes de dépôt.

2.1.3. Discussion

Les complexes de chenaux et levées ont été étudiés par plusieurs auteurs et notamment par Wynn et Stow (2002) et les lobes de dépôt par Shanmugam et Moiola (1991). Les lobes sont peu ou assez développés suite à une subsidence synsédimentaire attestée par la distension des fractures N110. Cette orientation ainsi que cette subsidence ont été déjà répertoriées au Dévonien inférieur dans la Meseta nord occidentale (El Hassani, 1987; 1991). L'évolution générale, composée de trois phases régressives, de plus en plus distales, traduit une rétrogradation d'un système de dépôt de bas de pente sous marine (Bougara et *al.*, 2012).

2.2. L'ensemble sédimentaire 2 de Boukourdène

2.2.1. Sédimentologie

Elle est épaisse de 32 mètres (Fig. 49). Après une lacune de visibilité estimée à une dizaine de mètres de l'ensemble sédimentaire précédente, l'ensemble 2 de Boukourdène succède à l'ensemble précédent. Il est composé de grès ou de quartzites grises à granulométrie moyenne à grossière et de siltites grises à stratifications et granulométrie croissante. Les bancs sont latéralement continus et montre une absence d'une chenalisation basale. Les siltites grises (épaisseur de 4 à 10 mètres) à géométrie de ''*sheet like*'' (Fig. 50), s'interstratifient entre les grès ou les quartzites. D'épaisseurs plurimétriques, les séquences évoluent graduellement vers le haut depuis des couches de sédiments fins et minces à des bancs de sédiments grossiers et épais. Cette morphologie engendre dans le paysage de petits escarpements qu'on assimile à des lobes de dépôts (Fig. 51). Les limites de ces séquences sont des rides de courant (Fig. 52). Entre ces escarpements, l'analyse de détail a montré que ces bancs s'organisent en lits minces de grès ou de quartzites avec de très épaisses intercalations d'argile près de la base de la séquence et des intercalations argileuses plus minces au sommet de la séquence.

2.2.2. Approche environnementale

Cette organisation séquentielle permet d'évoquer un environnement de type ''*lobe fringe*'' (Fig. 53).

2.1.3. Discussion

La nature des faciès fait allusion aux caractéristiques lithologiques des lobes et des sédiments d'inter-lobes signalées par Mutti et Normark (1987) dont le faciès (C) de Mutti et Walker (1975) constitue le caractère dominant. Pour Shanmugam et Moiola (1988; 1991), l'aggradation et la progradation sont responsables de la formation du lobe de dépôt.



Figure 52. Rides de courant à la fin des séquences de lobes de dépôt (la flèche indique le sens du courant).



Figure 53. Sédiments d'inter-lobes. Noter la stratocrescence des grès et des quartzites vers le haut.

2.3. L'ensemble sédimentaire 3 de Boukourdène

2.3.1. Sédimentologie

L'ensemble occupe les falaises de Boukourdène. Epais de 75 m (Fig. 54), Il succède à l'ensemble précédent après une lacune de visibilité d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Il est formé d'une répétition de deux sous ensembles lithologiques bien distincts: un premier sous ensemble formé de quartzites métriques à décimétriques gris verdâtres passant latéralement à des grès, grossièrement chenalisés et à grande extension latérale (Fig. 55), le deuxième sous ensemble se compose de siltites schisteuses souvent en plaquettes centimétriques, planes et horizontales (Fig. 56). L'analyse de détail permet de distinguer dans ce deuxième sous ensemble, des turbidites souvent de type Td ou Tde (Bouma, 1962) alors que le terme (e) de Bouma est souvent absent ou réduit à quelques centimètres. Les bancs de quartzites ou de grès sont à stratifications et à granulométrie décroissante vers le haut. La taille des grains oscille entre 1,10 mm (axe des chenaux) et 0,25 μm (bordure des chenaux), ce qui renforce l'argument des chenaux qui opèrent un tri granulométrique, devenant de plus en plus concentré en quartz à l'axe du chenal et plus argileux dans les bordures. Les discontinuités sont planes et non érosives.

2.3.2. Approche environnementale

Les chenaux sont étalés et évoluent dans un environnement d'inter-chenaux, plus distal. Les chenaux sont peu profonds et de dimensions peu développées (décimétriques) mais souvent actifs. Les séquences moyennes sont épaisses de 10 mètres en moyenne, ils présentent

des évolutions transgressives, de plus en plus distales. Ceci implique une rétrogradation du corps sédimentaire.

2.3.3. Discussion

Les remplissages de chenaux montrent habituellement une succession de lithofaciès strato et granodécroissants reflétant l'abandon du chenal. Additionnellement, les chenaux peuvent être brusquement recouverts de turbidites fines, ou d'argiles hémiplegiques (Galloway, 1998). Une forme allongée des chenaux est évoquée par Mutti et Normark (1991) dans des chenaux présentant un passage latéral de grès ou de quartzites à des argiles. L'environnement du dépôt s'apparente à un système de type "*depositional channel*" à cause des caractères non érosifs des dépôts. Contrairement aux chenaux érosifs, les "*depositional channel*" et levées se forment dans des pentes assez raides avec des courants gravitaires en décélération (Galloway, 1998). Entre les chenaux, se déposent des turbidites minces de type Tde. La prépondérance des siltites au profit des argiles implique un environnement de type "overbank deposit" distal. Les structures à grains moyens à grossiers caractérisent souvent des chenaux larges et à faible relief à base plane à concave. L'existence de chenaux de petites dimensions (longueur, largeur et profondeur) implique principalement une période de haut niveau marin dominant (Shanmugam et *al.*, 1985b; Shanmugam et Moiola, 1988).

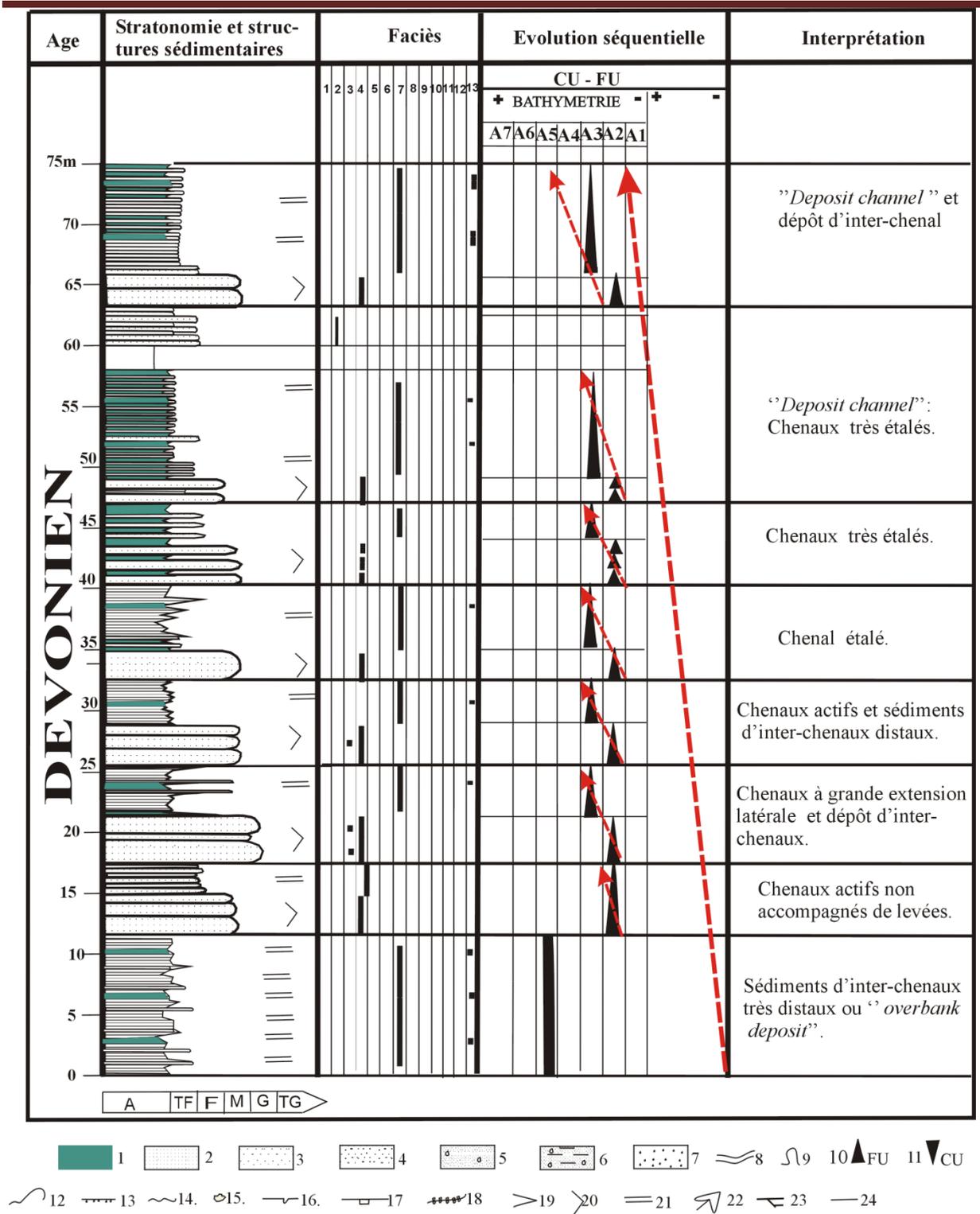


Figure 54. Analyse sédimentologique de l'ensemble sédimentaire 3 de Boukourdène (légende, voir figure 48).



Figure 55. Chenaux étalés.

Noter les stratifications planes et non érosives. Les bancs sont métriques à la base et décimétriques vers le haut.



Figure 56. Les niveaux centimétriques de sédiments d'inter-chenaux distaux, souvent recouverts en partie par des lichens.

2.4. L'ensemble sédimentaire 4 de Boukourdène

2.4.1. Sédimentologie

Il fait suite à l'ensemble sédimentaire précédent, après une lacune de visibilité de vingt mètres environ (Fig. 57), celui-ci est épais de 28 mètres. Il est composé de deux sous ensembles lithologiques bien distincts: un premier sous ensemble essentiellement schisteux et un autre sous ensemble arkosique. L'ensemble schisteux est formé de siltites argileuses plurimétriques à la base et décimétriques vers le sommet. On y reconnaît des turbidites de type Tc et Td. Les turbidites de type T (e) sont métriques à plurimétriques. Les horizons de siltites ont une épaisseur moyenne de 10 cm (Fig. 58). L'ensemble arkosique se compose de bancs décimétriques à géométrie lenticulaire et à extension réduite. Ces bancs s'agencent en séquences turbiditiques de type Tab, aggradante. La granulométrie des niveaux arkosiques est grossière à très grossière. Les discontinuités sont planes et non érosives.

2.4.2. Approche environnementale

Les caractères sédimentologiques de cet ensemble permet de déduire un environnement de type *"channel deposit"*. Les dépôts sous-jacents traduisent un environnement de levées.

2.4.3. Discussion

La taille grossière des arkoses évoque une influence proximale du dépôt, rappelant le faciès B1 de Mutti et Ricci Lucchi (1975). Le remplissage de chenal est relativement étroit, lenticulaire à grains grossiers, à surfaces non érosives encadré de faciès de levées (Galloway, 1998).

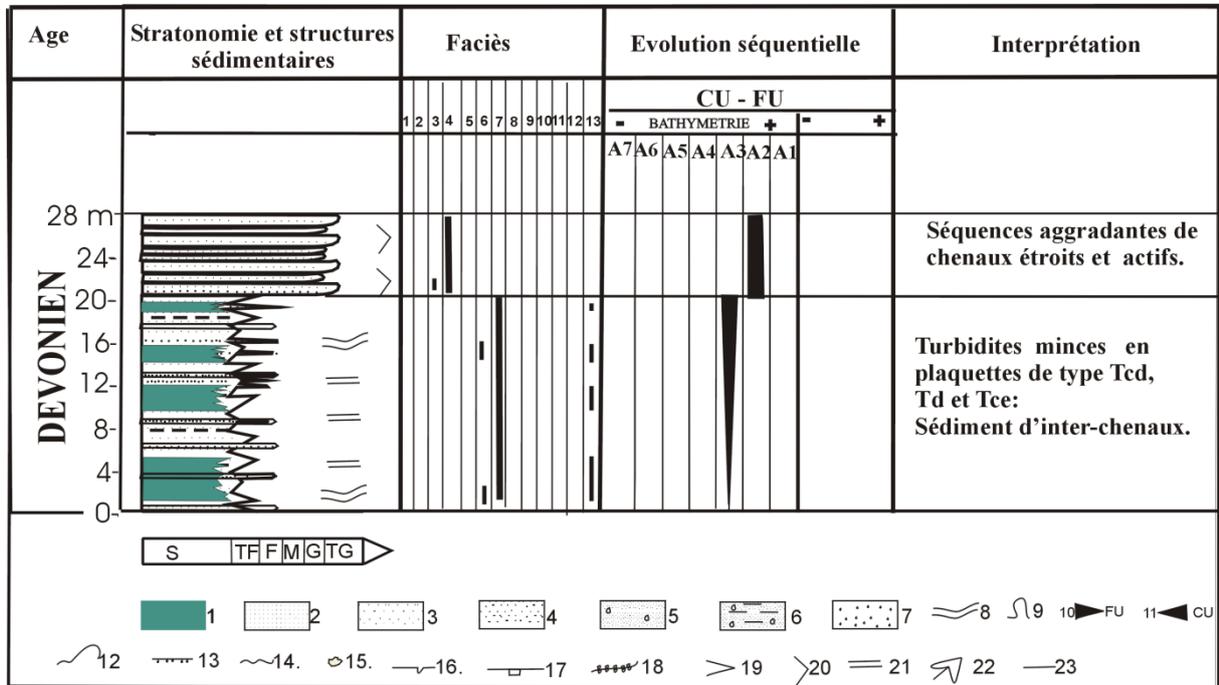


Figure 57. Analyse sédimentologique de l'ensemble sédimentaire 4 de Boukourdène (légende, voir figure 48).

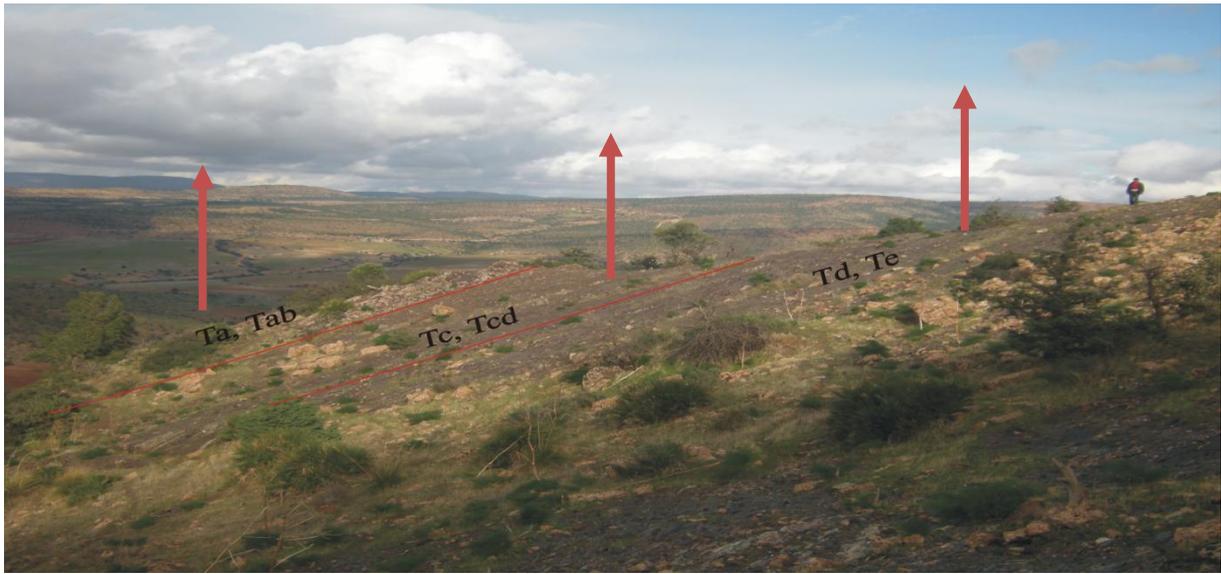


Figure 58. L'ensemble sédimentaire 4 de Boukourdène avec le détail des turbidites types (1^{er} plan), le deuxième plan montre le dépôt du Jurassique supérieur, tabulaire.

2.5. L'ensemble sédimentaire de Chabet Belal

2.5.1. Sédimentologie

Il fait suite à l'ensemble sédimentaire précédent, celui-ci est épais de 80 mètres. L'ensemble de Chabet Belal se compose de la superposition de quatre sous ensembles sédimentaires (Fig. 59). Le premier sous ensemble est formé de bancs de *shales* grisâtres, disposées en dalles, et à acritarches indéterminables. L'épaisseur des bancs est métrique. La stratification et la granulométrie sont homogènes ou sensiblement croissantes vers le haut (Fig. 60). Le deuxième sous ensemble se distingue par la rythmicité de turbidites de type Tc et Tcd ou Td, rarement Te (Fig. 61). Cette rythmicité devient abondante vers le haut. L'épaisseur de Tc oscille entre 5 cm et 25 cm, celle de Td, entre 0,5 m et 1 m. Le troisième sous ensemble montre des quartzites passant latéralement à des arkoses moyennes à grossières, gris sombres, organisées en bancs décimétriques et rarement métriques, de turbidites Tabe ou Tabc (Fig. 62). Dans ce dernier ensemble, le terme (e) de Bouma est pluricentimétrique. Le sous ensemble sommital ne montre aucune évolution sédimentaire apparente, ce sont des lits de *shales* gris

•

sombres prédominantes, non cycliques, surmonté en discordance par le comblement conglomératique du Viséen supérieur (Figs. 63 et 64).

2.5.2. Approche environnementale

Le dépôt sus-cité traduit successivement un environnement de plaine abyssale, d'interlobes auquel se surimpose deux lobes de dépôt. Vers le haut de la coupe lithologique, ces ensembles semblent se répéter et sont aussitôt érodés à la fin de la coupe. La répétition des sédiments de la plaine abyssale implique un haut niveau marin dominant.

2.5.3. Discussion

Les faciès du premier ensemble sont homogènes et sont caractéristiques d'un environnement de plaine abyssale. L'épaisseur des lobes, relativement restreinte et les intercalations de *shales* qui y sont dénombrées, impliquent une subsidence accrue. Les environnements décrits sont en accord avec les définitions citées par Shanmugam et Moiola (1991) et Galloway (1998). A l'échelle du lobe, les séquences traduisent une progradation tandis qu'à l'échelle du banc, le dépôt est généré par un processus d'aggradation (Shanmugam et Moiola, 1988).



Figure 60. L'Ensemble de base de l'unité de Chabet Belal.

La granulométrie et la stratification sont sensiblement homogènes. Les bancs s'organisent en dalles le long de l'axe de Chabet Belal.



Figure 61. Le détail des shales, affectés d'une schistosité de flux.



Figure 62. Le détail des niveaux de quartzites décimétriques.



Figure 63. Le sous ensemble supérieur de Chabet Belal.

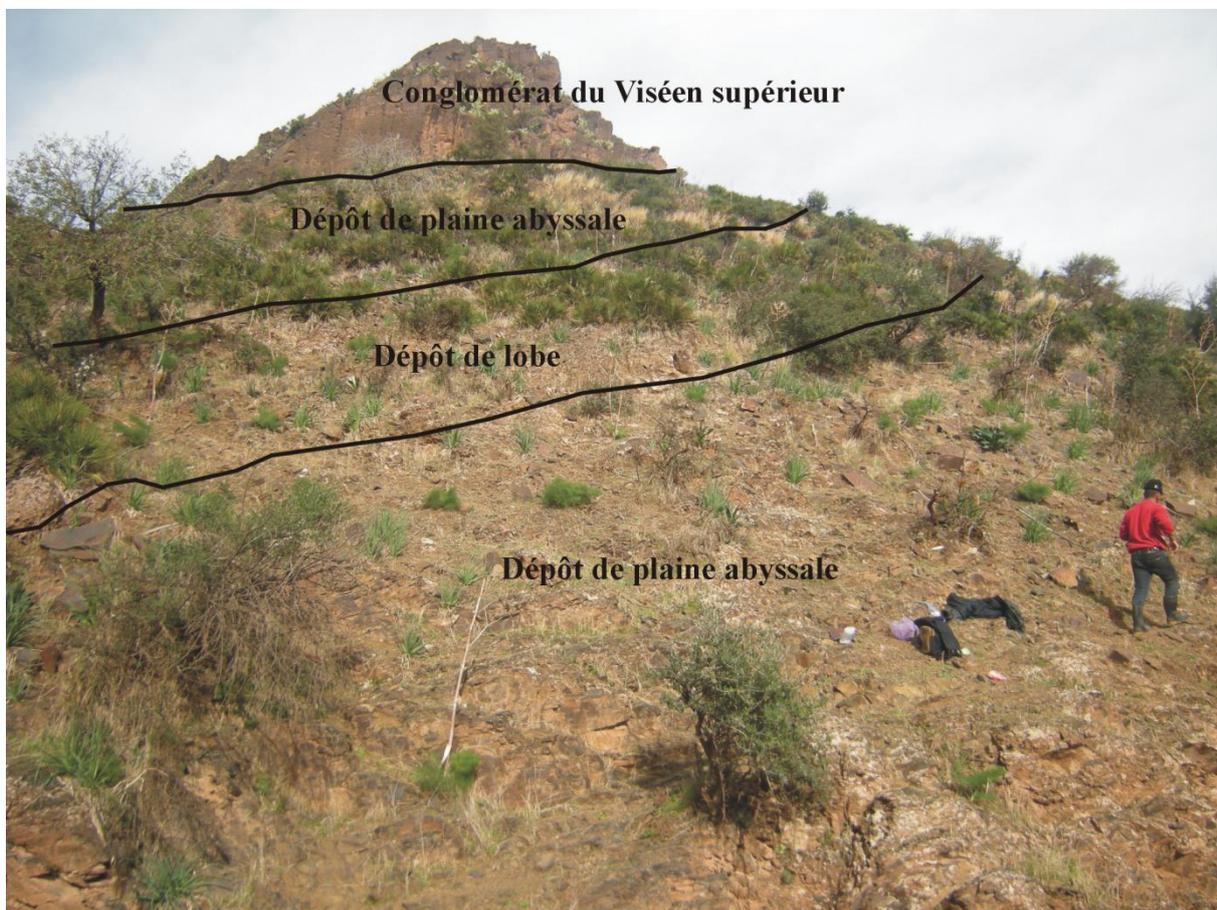


Figure 64. L'ensemble sédimentaire de Chabet Belal. (Les traits noirs indiquent des discontinuités sédimentaires, tapissées par de nombreuses figures d'affouillement).

2.6. L'ensemble sédimentaire d'El Meloul:

2.6.1. Sédimentologie

Cet ensemble se situe sur la rive gauche de Chabet Belal (Fig. 65), il affleure en un petit horst (Fig. 66) et correspond à l'équivalent latéral de l'ensemble de Chabet Belal, (dont il est distant de 600 m environ).

Cet ensemble est composé essentiellement de trois sous ensembles sédimentaires. Le premier renferme des *shales* plurimétriques, gris sombres associés à un débit en aiguilles dont le détail montre des turbidites de type Te et Tcde. L'épaisseur moyenne des terme (c), (d), (e) est égale, respectivement, à 5 cm, 20 cm et 2 m). De nombreux acritarches en mauvais état de conservation, ont été découvertes au sein de la fraction argileuse. Le deuxième sous ensemble renferme des *shales* beaucoup plus silteuses en géométrie de sheet like, légèrement strato et granocroissants. Les turbidites sont de type Tc, Tcd et Tcde. Le terme (c) de Bouma varie entre 5 cm et 20 cm, le terme (d) entre 5cm et 10 cm, le terme (e) est de 50 cm environ. Le dernier sous ensemble est une masse arkosique, ayant une épaisseur totale des bancs variant entre 3 et 4 mètres environ. Les bancs sont décimétriques, rarement métriques. La granulométrie est moyenne à grossière. Les surfaces de base de bancs des séquences présentent des structures de sillons d'érosions ou "tabular scours" (Fig. 67) impliquant la présence de lobes de dépôts. Les bancs s'organisent en turbidites de Bouma de type Tab et Tabc (Fig.68). La dernière séquence de lobes de dépôts s'achève par une surface ferrugineuse (Fig. 69). Ce troisième ensemble peut être subdivisé en quatre sous ensembles généralement strato et granocroissante. Toutefois, l'évolution du troisième sous ensemble n'est pas nette (Fig.70) ou est difficile à mettre en évidence, évoquant ainsi un dépôt de type "sheet sand". L'évolution générale de ce troisième ensemble est strato et granocroissante. Tout à fait au sommet de l'ensemble sédimentaire d'El Meloul, une nouvelle séquence démarre avec des *shales* alternant avec des niveaux silteux à kaolinite et riche matière organique, malencontreusement tronquée par une faille d'orientation est-ouest (Fig.71).

2.6.2. Approche environnementale

Le premier sous ensemble caractérise un milieu de bassin abyssal. Le second désigne remarquablement un milieu d'inter lobes ou de "lobe fringe". Le troisième indique un environnement de lobes de dépôt. L'évolution des sous ensembles de ce dernier ne sont pas bien polarisée, me permettant de suggérer un environnement presque synonyme de lobes de dépôts, c'est-à-dire un "sheet sand" au sens de O'Connell et al. (1991). Le dernier ensemble arrive à son stade ultime d'évolution marquant une phase de comblement manifeste. Le niveau

silteux à kaolinite et riche en matière organique marque sans doute l'influence de la proximité de la source des apports.

2.6.3. Discussion

Le faciès de lobes de dépôts ainsi décrits a montré les caractères, servant de base à la définition de ces environnements (Mutti et Ricci Lucchi, 1972; 1975; Ricci Lucchi 1975 ; Mutti, 1977; 1985; Mutti et Normark 1987).

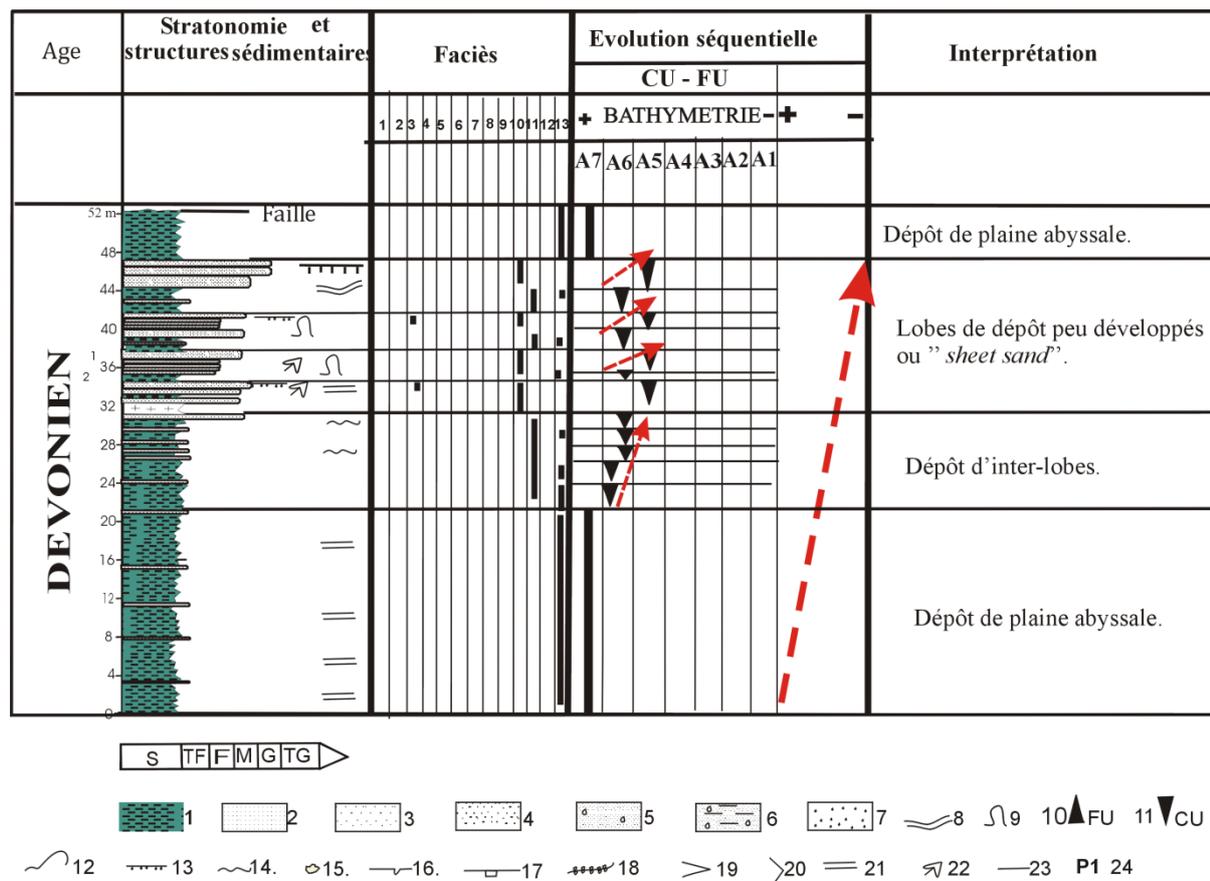


Figure 65. Analyse sédimentologique de l'ensemble d'El Meloul (légende, voir figure 48).

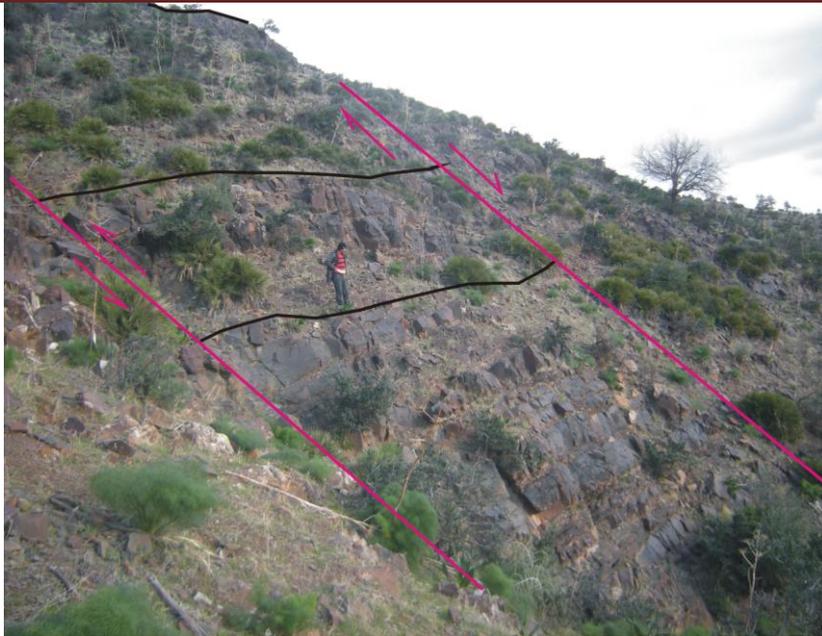


Figure 66. Le troisième ensemble de l'ensemble sédimentaire d'El Meloul, affleure en un petit horst et montre la superposition des lobes de dépôts.



Figure 67. Structure de base de bancs en sillons d'érosions ou '*tabular scours*'.



Figure 68. Turbidite de type Tac puis Tabc.



Figure 69. Série de surfaces ferruginisées en fin de séquences.



Figure 70. Lobe de dépôt ou *sheet sand*, définissant ainsi une évolution stratonomique moyennement polarisée.



Figure 71. Niveaux silteux à kaolinite, à rides de courants. Ce niveau est riche en matière organique.

2.7. Corrélation entre l'ensemble d'El Meloul et l'ensemble de Chabet Belal

La comparaison faciologique entre les deux ensembles (Fig.72) montre qu'elles sont formées de mêmes ensembles sédimentaires. Dans le paysage, l'ensemble sommital de Chabet Belal recouvre celui d'El Meloul. Le taux de sédimentation des trois sous ensembles sédimentaire s'accroît doublement vers l'ouest. Les lobes de dépôt semblent migrer de l'Est vers l'ouest. Les faciès de plaine abyssale d'El Meloul sont plus argileux et plus riche en acritarches que ceux de Chabet Belal. Les lobes d'El Meloul semblent donc se situer dans une zone plus distale que ceux de Chabet Belal.

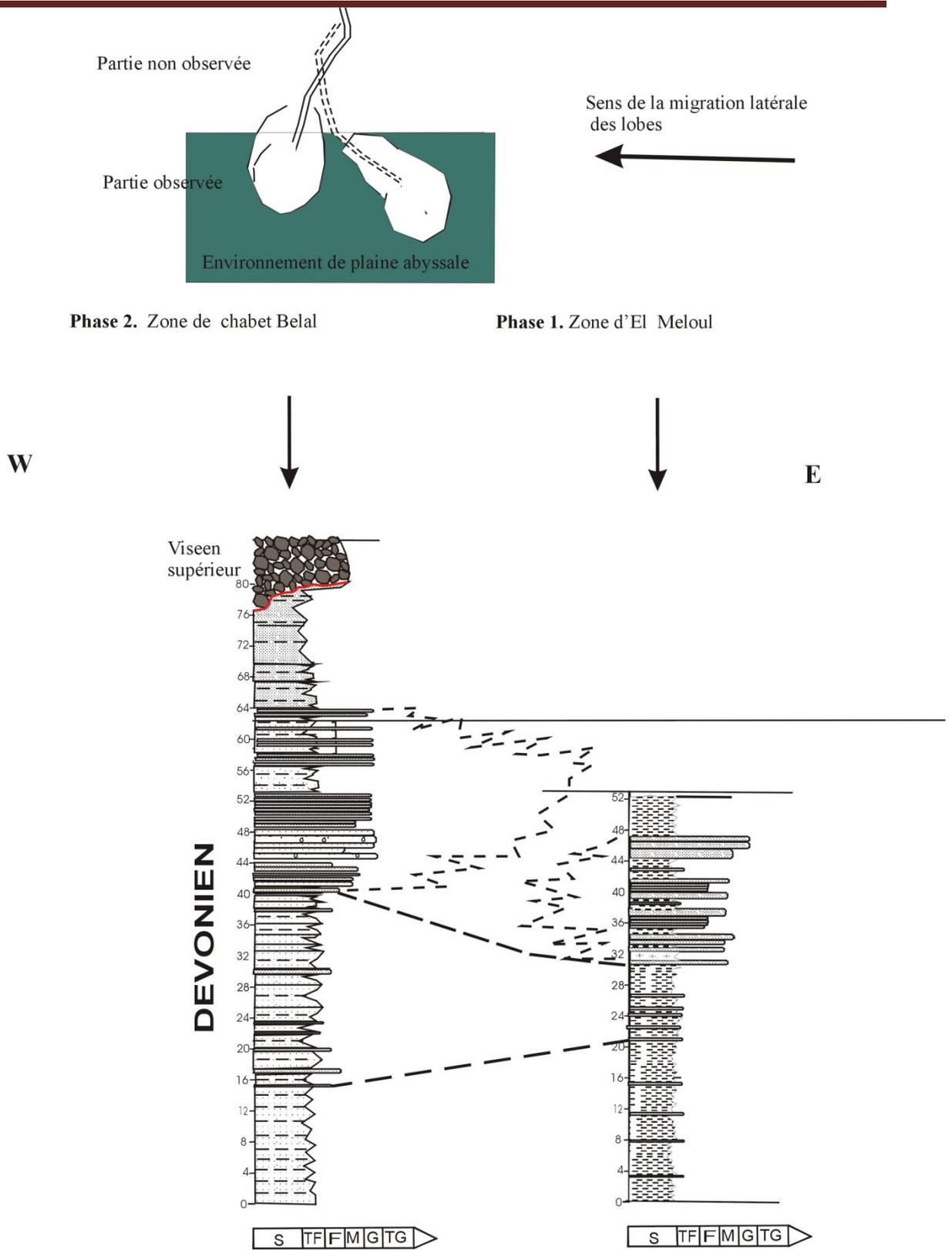


Figure 72. Modèle environnemental: comparaison entre les ensembles de Chabet Belal- El Meloul, les épaisseurs évoluent selon une polarité est -ouest.

3. Conclusion

3.1. Environnements sédimentaires

Les ensembles sédimentaires du Dévonien du môle de Tiffrit sont formés de séquences d'éventail sous marin profond de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Ils constituent un bon exemple d'une séquence majeure, complète et rétrogradante. Les faciès sont strato et granodécroissants à la base typique des chenaux, d'abord à extension restreinte puis devenant de plus en plus étales vers le haut. La rétrogradation s'accroît avec la présence de levées assez développées. Les faciès strato et granocroissants de lobes de dépôts semblent évoluer et se déplacer latéralement selon une polarité Est ouest. Les faciès non cycliques, de plaines abyssales clôturent cette mégaséquence.

3.2. Caractéristiques et mécanisme des écoulements gravitaires des sédiments du môle de Tiffrit

Les écoulements gravitaires des sédiments du Dévonien du môle de Tiffrit peuvent se subdiviser selon la taille du grain et peuvent être classés en quatre types. Pour chaque population, on aura un écoulement sédimentaire spécifique pouvant se transformer au cours du transport:

-Une taille <3,9 um (classification de Wentworth, 1922): c'est la classe des argiles. Ce dépôt est à relier au bruit de fond de "Lombard", les sédiments sont hémipélagiques et sont maintenus exclusivement par la turbulence du fluide intersticiel et une fois, l'écoulement décélère, le dépôt se fera essentiellement par décantation grain par grain. L'écoulement sédimentaire responsable de tels dépôts est un courant de turbidités telle que définis par Bouma (1962) et (Middleton, 1993, p. 89). Il est également évident que les courants de turbidités doivent transporter des sédiments en suspension. Il s'agit donc du terme T_e de Bouma (1962). Les sédiments de levées, les argiles d'inter-lobes ou de plaines abyssales du Dévonien de Tiffrit appartiennent à ce mécanisme de sédimentation.

-Une taille moyenne comprise entre 500 et 3,9 um : c'est la classe de grains moyens à très fins où on identifie une population de sables et de silts allant d'une taille moyenne à une taille très fine. Pratiquement, beaucoup d'auteurs (Middleton, 1967; Walker, 1978; Mutti, 1975; Lowe, 1982, ...etc) s'accordent à impliquer à cette population de sédiments, un mécanisme de sédimentation exclusivement par turbidité. Les différents termes de Bouma qui en résulte sont "Ta, Tab, Tabc, Tcd et Tcde". L'écoulement est turbulent toutefois, certains auteurs (Lowe, 1982,..) admettent un écoulement fluidal caractérisée par une haute densité pour les termes

proximaux tels que la turbidite "Ta" et un écoulement de faible densité pour les termes distaux (Tc, Tcd ou Tcde). A Tiffrit, on reconnaît les couches d'arkoses ou de siltites ayant une granulométrie moyenne à très fine, dans les dépôts d'inter-chenaux ou ceux de l'inter-lobes, définis dans les ensembles sédimentaires de Boukourdène, de Chabet Belal ou d'El Meloul. Si le granoclassement n'a pas été observé, Hsu (1989) et Shanmugam (2000) ont proposé à ce que les sables ondulés de la division "Tc", puissent être déposés par les courants marins de fond indépendants des courants de turbidité.

Selon Pierson et Costa (1987), la rhéologie d'un mélange eau-sédiment est régie principalement par la concentration en sédiments et, dans une moindre mesure par la taille des grains et des propriétés physiques et chimiques des solides transportées. Bien que, la rhéologie est un paramètre complexe et difficile à mesurer avec précision (Phillips et Davies, 1991), il est utile de distinguer les courants de turbidité des coulées de débris. Par conséquent, il ne devrait pas y avoir de confusion quant à ce que l'expression de courants de turbidité signifie, en termes de rhéologie des fluides et des mécanismes de suspension sédiments. Un courant de turbidité est un écoulement de sédiments par gravité avec une rhéologie fluidique (newtonienne) dont l'état de turbulence du fluide permet la suspension des sédiments.

Par conséquent, la notion de courant de turbidité est ici applicable uniquement à celle qui présente des propriétés dynamiques et rhéologiques des courants de turbidité dans l'espace et le temps. Les courants en s'affaiblissant, par exemple, peuvent être qualifiés pour de vrais courants de turbidité.

- Une taille grossière à très grossière comprise entre 0,5 et 4 mm : c'est la fraction de sables grossiers à microconglomératiques. Cette population se rencontre dans les environnements chenalisés, de lobes de dépôts et parfois même dans les sédiments d'inter-chenal du Dévonien de Tiffrit. Une origine turbiditique est proposée à quelques rares niveaux chenalisés comportant un granoclassent normal et graduel. Toutefois et dans la majorité des bancs aussi bien ceux de l'environnement de lobes ou de chenaux, un granoclassement répétitif a été observé au sein des bancs. Comme mentionné plus haut, beaucoup de critères impliquent une origine laminaire. De tels sédiments sont donc issus d'un mécanisme de *debris flows*. En littérature, les turbidites chenalisées ont été longtemps considérées comme la trame essentielle formant les éventails sous marins de telle manière que leur présence indiquerait en aval un potentiel conséquent en pétrole. Ceci a engendré beaucoup de confusion dans l'industrie pétrolière (Shanmugam, 2000). D'ailleurs, Walker (1992) a abandonné lui-même son éventail sous marin populaire.

Les *debris flows* ont un comportement rhéologie plastique (Johnson, 1970), ils représentent des fluides non newtoniens (Coussot et Meunier, 1996). Un courant de turbidité est considéré comme un courant se subdivisant en deux phases (eau et solide), tandis que coulées de débris sont formés d'un courant à une seule phase dans laquelle l'ensemble de la masse subit une déformation importante et continue (Coussot et Meunier, 1996).

Les sédiments des coulées de débris sont soutenus par la résistance de la matrice, la pression de dispersion et la flottabilité (Middleton, 1993). Les courants de turbidité transportent essentiellement des sédiments à grain fin parce que la turbulence est le seul mécanisme de soutien de sédiments, tandis que les coulées de débris sont capables de transporter des sédiments de toutes tailles en raison de plusieurs mécanismes de soutien des sédiments (la force de la matrice, la pression de dispersion, la flottabilité) et la force du fluide. Le contact grain – grain dans les courants de turbidité est rare, alors qu'il est fréquent dans les coulées de débris. La concentration des sédiments est faible dans les courants de turbidité (1-23% par volume, Middleton, 1967 ; 1993), tandis que dans les *debris flows*, la concentration des sédiments est élevée (50 à 90%) en générale (Coussot et Meunier, 1996). Dans les courants de turbidité, les sédiments sont arrangés et déposés grain par grain par la suspension (Middleton et Hampton, 1973), tandis que dans des coulées de débris, les sédiments sont déposés suite à un phénomène de «gélification» (*freezing*), (Johnson, 1970).

3.3. Nature et modèle du dispositif sédimentaire étudié

La nature et modèle du dispositif sédimentaire dépend des caractéristiques de l'éventail étudié :

- Eventail à lobes détachés ou attachés

Le dispositif étudié semble appartenir à un éventail dont les lobes sont attachés aux chenaux. En effet, les éventails à lobes détachés des conduits distributaires ou chenaux sont souvent caractérisés par une zone de "bypass" ou zone de réajustement hydrodynamique des sédiments (zone de passage de flux de sédiments ou zone d'érosion). Cette zone est alors formée le plus souvent par une épaisse couche hémipélagique d'argile séparant les sédiments de lobes de dépôts et ceux des chenaux.

- Eventail de grande efficacité et de basse efficacité de transport

Les dépôts étudiés peuvent s'apparenter à un système de grande efficacité de transport en égard avec l'étendue du système de dépôt (quelques centaines de kilomètres) et à la richesse en

argiles du système étudié (environ 40 % en proportion d'argile, siltite (20 %), arkoses (40 %). Aussi, dans les cônes de basse efficacité de transport, les dépôts d'inter-lobes ou de plaines abyssales sont mal représentés ou absents.

- L'environnement chenalisé du dépôt étudié

On l'assimile à un système de type ''*depositional channel*'' à cause des caractères non érosifs des dépôts. Contrairement aux chenaux érosifs, les ''*depositional channel*'' et levées se forment dans des pentes assez raides avec des courants gravitaires en décélération (Galloway, 1998).

- Sens et direction du transport monopolaire

Ceci implique une absence ou une faible sinuosité, les levées sont assez développées et les chenaux migrent rapidement et se déplacent formant des ceintures multilatérales. Cet état de fait atteste selon Galloway (1998) un gradient de pente élevé.

- Les éléments composants l'édifice sédimentaire de Tiffrit

L'ensemble sédimentaire 1 de Boukourdène atteste sans doute la confluence entre une progradation de lobes et de la persistance de chenaux sous marins dans un contexte eustatique impliquant un facteur de haut niveau marin dominant. Avec ses structures chenalisées, le cône moyen est bien individualisé dans les ensembles sédimentaires 3 et 4 de Boukourdène. L'ensemble sédimentaire de Chabet Belal ou de son équivalent latéral d'El Meloul, montre incontestablement le cône externe de l'édifice avec d'abord les sédiments de lobes puis ceux de la plaine abyssale. Réputé par des faciès cahotiques et sédiments de conglomérats, le cône interne ou cône supérieur n'est pas observable dans les affleurements du Dévonien du môle de Tiffrit.

- Modèle de dépôt

Les sédiments dévoniens de Tiffrit rentrent dans la catégorie de particules grossières, ce qui implique un talus de pente forte (Galloway, 1998). La déclivité de la pente de ces dépôts varie généralement de 2 à 5°, mais varie globalement de 1° à plus de 10° (Galloway, 1998). Le transport des grains se fait d'une manière linéaire. Les coulées de débris forment au moins 45 % des sédiments étudiés. Habituellement les lobes se déposent en bas de pente au débouché du chenal mais ce terme devient confus lorsque certains auteurs parlent de «*channalized lobe*», c'est à dire qu'il est érosif alors qu'il ne l'est pas (Shanmugam, 1991). Donc les couches

dévonienne de Saïda peuvent s'apparenter à un système de dépôt intermédiaire entre un «*mounded lobe*» à pôle exclusivement gréseux et graveleux et un système de bas de pente de type «*sheet lobe*» matérialisé par des dépôts sableux, silteux et argileux (Galloway, 1998).

En comparant le système étudié avec ceux reconnus et définis par Richards et Bowman (1998), le système de Tiffrit est démunni d'une plateforme continentale. Les sédiments du socle panafricain de l'Atlas saharien, s'écoulent d'une manière linéaire, le long d'un talus continental, formant un édifice ou un cône sédimentaire peu organisé. En sus, la distribution des faciès montre une grande variabilité, passant rapidement d'environnement de cône moyen (environnement chenalisé) au cône externe (environnement de lobes de dépôt ou de plaine abyssale) nous permettant d'évoquer un corps sédimentaire de type *slope apron* (Fig. 73).

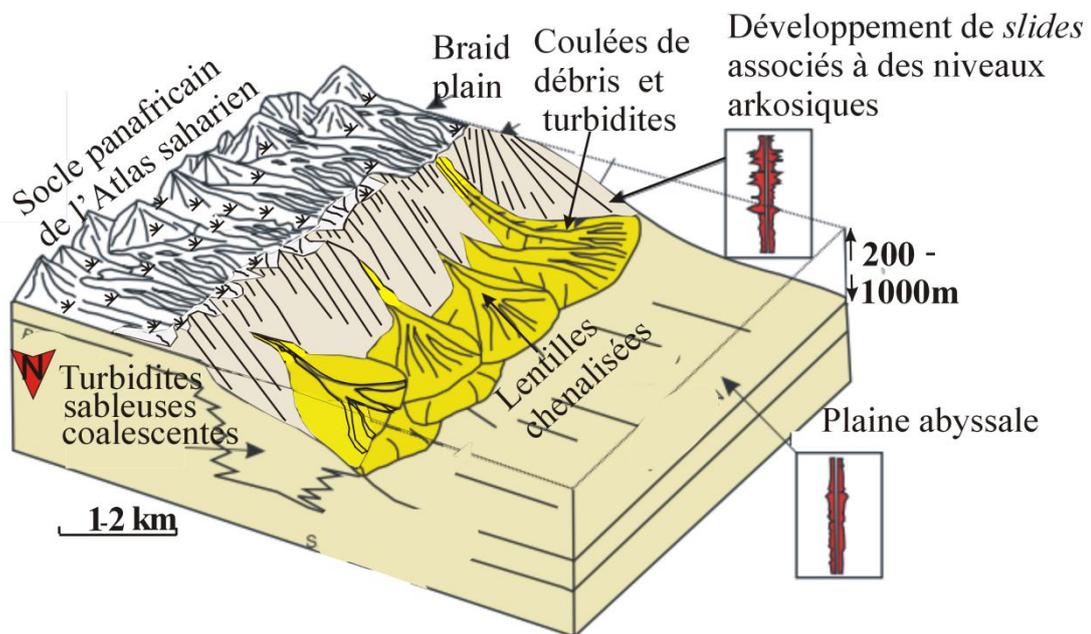


Figure. 73. Le modèle "Slope apron" de Tiffrit.



Partie V. Modèle de dépôt et tectonique globale

1. Introduction

La chaîne varisque (Hercynides) du domaine des hauts plateaux comprend tous les massifs paléozoïques au nord de la faille Sud atlasique (SAF). Le Domaine des Hauts Plateaux diffère des domaines paléozoïques de l'Anti-Atlas marocain ou de l'Ougarta par l'intensité de la déformation tangentielle, l'apparition du magmatisme pré-orogénique (gabbros et granites, respectivement), l'importance du métamorphisme et la présence de bassins continentaux éparses, tardives du Permo-carbonifère, modérément déformés avant le début du cycle mésozoïque-cénozoïque (Michard, 2008). Les terrains paléozoïques du domaine de la Meseta sont largement couverts par les formations du Mésozoïque et du Cénozoïque, tels que le Trias, Jurassique ou le Crétacé-Cénozoïque. En conséquence, le socle varisque affleure uniquement dans les massifs isolés et les petites "boutonnères". Ce dispositif discontinu est une conséquence d'une déformation complexe du socle varisque durant l'orogénèse de l'Atlas saharien, qui a affecté non seulement la ceinture atlasique, elle-même, mais aussi les régions voisines (Michard, 2008).

2. Classification des éventails sous marins

Les éventails de mer profonde sont discutés en termes d'éventails anciens et modernes, lobes attachés et détachés, systèmes très efficaces et peu efficaces, et les éventails transversaux et longitudinaux. En général, les lobes de dépôt sont considérés comme attachés aux chenaux d'alimentation.

Les éventails sous-marins peuvent être classés en quatre types en fonction de leurs contextes tectoniques:

- (1) Eventail de marge passive immature (type mer du Nord);
- (2) Eventail de marge passive mature (type océan de l'Atlantique);
- (3) Eventail de marge active (type océan du Pacifique);
- (4) Eventail de marge mixte.

Le critère de la classification est la tectonique car elle contrôle directement ou indirectement plusieurs facteurs qui déterminent le type d'éventail sous marin. Ces facteurs comprennent la source de provenance, la largeur de la plaine côtière et le plateau, le taux de sédimentation, le gradient de pente ou du substratum, le taux sable /argile, la forme du bassin (Shanmugam et Moiola, 1988).

Les éventails de marge passive immature et de marge active sont généralement de petite taille, riches en sable et possèdent des lobes bien développés.

Les éventails de marge passive mature sont grands, riches en argiles et ne développent pas de lobes typiques. Toutefois, les «nappes de sable» sont fréquentes dans les éventails inférieurs de *fans* de marge passive mature. Les *Fans* de marge mixte ont des caractéristiques types de l'Atlantique ou du Pacifique, ou les deux. Les modèles conventionnels de chenal- lobe peuvent ne pas être applicable aux éventails associés à des marges passives matures (Shanmugam et Moiola, 1988).

Les éventails sous-marins se développent principalement pendant les périodes de bas niveau marin sur une marge active ou une marge passive ou les deux. Par conséquent, les séquences contenant des hydrocarbures des éventails sont généralement associées à un bas niveau global des mers. Les grès de remplissage de chenaux sont des réservoirs potentiels dans la plupart des contextes tectoniques. Les lobes présentent la qualité des réservoirs les plus favorables en termes de teneur en sable, la continuité latérale et le développement de la porosité. Les *sheet sands* ou «nappes sableuses» de l'éventail inférieur peuvent aussi faire de bons réservoirs. Les grès riches en quartz de *fans* de marge passive matures sont les plus susceptibles de préserver la porosité du dépôt (donc ils sont pétroligènes), tandis que les grès lithiques de *fans* de marge active ne peuvent pas l'être (Shanmugam et Moiola, 1988).

3. Type de marge tectonique des sédiments de Tiffrit

Au cours du Dévonien, se développent à Tiffrit, des faciès silici-clastiques pélagiques et hémipélagiques à cachet turbiditique. Ils sont dépourvus de carbonates et donc d'une plateforme continentale. Le segment varisque étudié correspondait à un domaine de bassin.

Les caractères lithologiques et sédimentologiques dénotent des sédiments grossiers, immatures, assez riche en quartz. La source des apports est proximale, le gradient de pente est fort.

Les sédiments hémipélagiques argileuses sont assez développés.

Dans les éventails de marge passive, l'extension des dépôts « *Overbank deposits* » est très importante, elle est limitée dans les marges actives.

Les chenaux sous marins dévoniens de Tiffrit sont courts, leur orientation ainsi que les structures de base de bancs qui y sont associés indiquent une faible sinuosité. Pour Shanmugam (1988), les chenaux des cônes de marge passive ont tendance à être relativement long, avec un faible gradient de pente et avec une grande sinuosité.

Normark & Piper (1991) et Nichols (1995) suggèrent que les éléments tectoniques de marge active ont tendance à favoriser la préservation des turbidites et les dépôts associés.

Aussi, les marges passives ne développent pas de lobes de dépôt, alors que les cônes de marge active le font souvent (Shanmugam et al. 1995).

En conséquence, il semblerait qu'un stade de marge active a favorisé le cône sédimentaire de Tiffrit parce que la source est proximale et le gradient de pente est élevé, alors que dans une marge passive (type atlantique), il se développe des cônes riches en argiles à cause d'une source distale (éloignée) et d'un gradient de pente doux. La tectonique contrôle les types de cônes sous marins.

Les apports sont liés à une dynamique gravitaire unidirectionnelle d'orientation moyenne N130-155°E, suggérant que ces sédiments silici-clastiques sont issus de roches de socle. Ils proviennent de la destruction d'une chaîne de type «cordillère» faisant partie du socle panafricain de l'Atlas saharien. Le dépôt sédimentaire s'effectue sur un bas de talus continental sous forme d'un éventail sédimentaire sous marin rétrogradant.

4. Le contrôle eustatique de l'éventail sous marin de Tiffrit

La paléogéographie du Dévonien est commandée par une tectogénèse en distension en relation avec l'ouverture de la Paléotéthys vers l'Est. Le système divergent est contrôlé par les directions Est-Ouest. Selon Hoepffner (1987), un mouvement latéral de décrochements dextres N 70-80 oriente les domaines sédimentaires et détermine une mosaïque de zones effondrées sous forme de bassins en tension, de plus en plus rajeunis depuis la meseta orientale marocaine vers la meseta oranaise. Il s'y développe les faciès turbiditiques respectivement, au Dévonien inférieur dans les Beni Snassène, Boudoufoud, au Dévonien inférieur à moyen dans le Tazekka, au Dévonien moyen dans les boutonnières oranaises, au Dévonien supérieur dans le Debdou-Mekam et au Givétien à Tiffrit.

5. Interprétation géodynamique et tectonique globale de la chaîne varisque de la Meseta

Dans tous les domaines mésétiens, la série paléozoïque correspond à une séquence pratiquement continue depuis le Cambrien inférieur au Dévonien supérieur. Des rhyolites et des granites de la fin du Néoprotérozoïque affleurent localement dans le bloc des zones côtières (ElJadida), centrale Rehamna où ils sont transformés en orthogneiss datées à 593 ± 8 MA, U / Pb sur zircon; (Baudin et al., 2003). Ceci suggère que le domaine de la Meseta est essentiellement construit sur une croûte continentale panafricaine.

Certains modèles de plaques tectoniques récentes durant le Phanérozoïque envisagent le bloc de la Meseta comme "une terrane" très mobile par rapport au Gondwana (Michard *et al.*, 2008) et, par conséquent, généralement déconnectée de l'Anti-Atlas (Fig. 74)

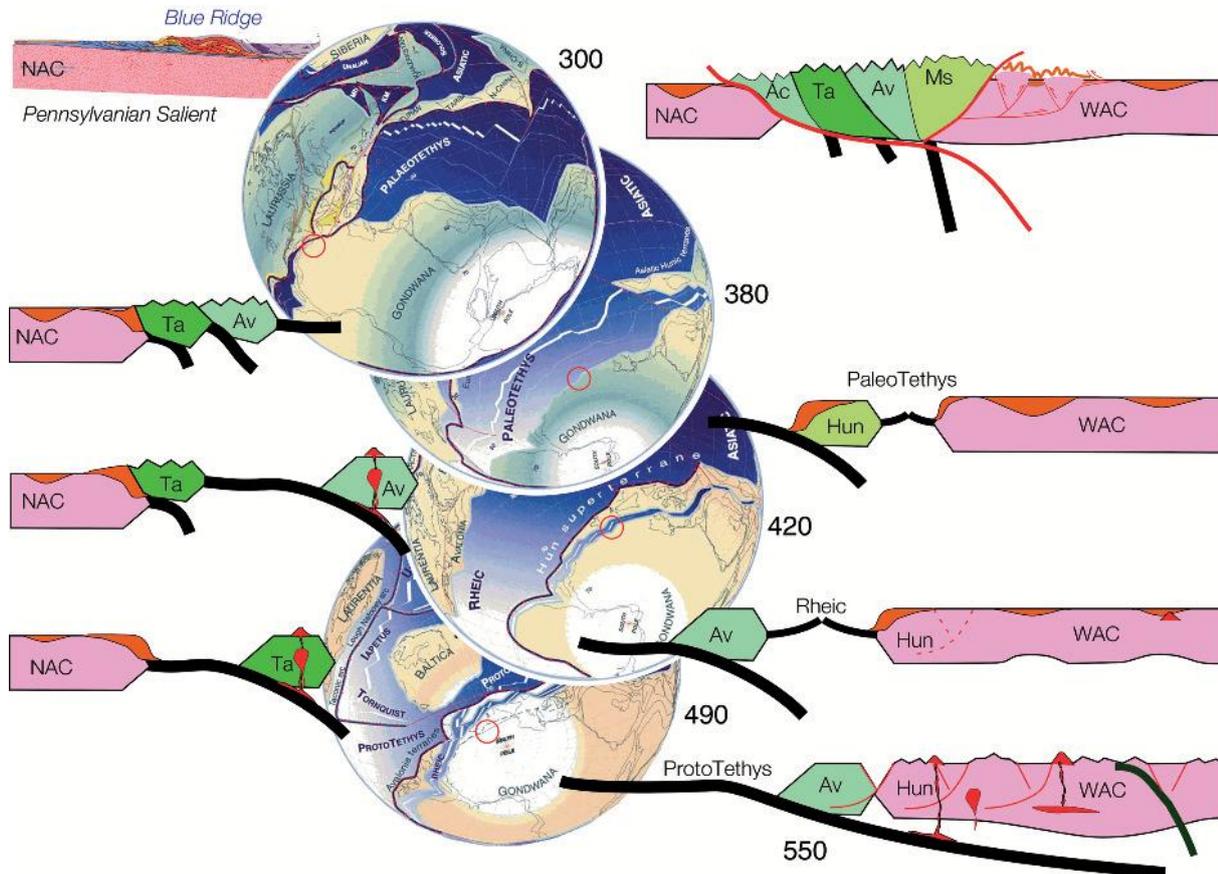


Figure 74. Evolution des segments varisques du nord de l'Afrique au cours du Paléozoïque (Michard *et al.*, 2008). Le bloc de la Meseta est séparé du Gondwana par un océan Dévonien (Paléo-Téthys). Av.: Terranes d'Avalonie; Meg: Meguma; WAC/CNA: Craton de l'Afrique de l'Ouest / Craton de l'Amérique du Nord.

Le bloc que l'on appelle Meseta aurait été détaché du Gondwana il y'a 450 Ma, soit environ 100 Ma, après le détachement de la terrane d'Avalonie, qui aurait eu lieu plus tôt que l'âge Néoprotérozoïque supérieur-Cambrien. Puis, le "Bloc Meseta" aurait dérivé vers la Laurentia, et finalement séparée de l'Afrique par un large paléo- Téthys au cours du Dévonien Carbonifère inférieur. Cependant, d'autres scénarios de la fragmentation du NO du Gondwana ont été également proposés avec des temps et des déplacements différents. Cocks & *al.* (1997) ; Fortey et Cocks (2003) soutiennent que la scission d'Avalonie du Gondwana, s'est produit à l'âge Ordovicien inférieur, laissant s'élargir un océan Rhéique au sud. Crowley *et al.* (2000) postulent un déplacement moins important pour "l'Assemblage Armorique terrane" du sud-ouest de l'Europe. Ils suggèrent que les forces combinées de tension et de courant de convection du manteau ont aidé le déplacement des terranes du paléozoïque inférieur du Nord

•

de la marge du Gondwana, conduisant à un développement d'un archipel de terranes séparées par un réseau de couloirs marins. Plusieurs observations indiquent une mobilité limitée du domaine de la Meseta, dû en partie:

- Le segment hercynien oranais se distingue par l'absence de marqueurs des stades de pré-convergence (rifting et océanisation), l'absence de marqueurs nets des stades de la subduction (métamorphisme de HP et éclogites) et de la collision (granites d'anatéxie syncollisionnels, datés à 375 Ma, Rémaci- Benaouda, 2005).

- Au manque d'ophiolite dans la zone (APTZ) - frontière entre SAF le domaine de Meseta et l'Anti-Atlas;

- A la continuité de la lithostratigraphie de l'Ordovicien entre l'Anti-Atlas et le domaine de la Meseta;

- Aux corrélations entre les environnements sédimentaires du Dévonien et entre la Meseta et l'Anti-Atlas, qui tout simplement suggèrent un mouvement décrochant entre les deux domaines. En outre, les données paléomagnétiques permettent de soutenir l'hypothèse de déplacements restreints de la Meseta par rapport à l'Afrique (Khattach et *al.*, 1995). En d'autres termes, au moins la partie principale du domaine Meseta n'était pas impliqué dans la grande migration au cours du Paléozoïque inférieur et pourraient s'être formés plus ou moins de fragments distaux de la marge continentale du Gondwana (Fig. 75).

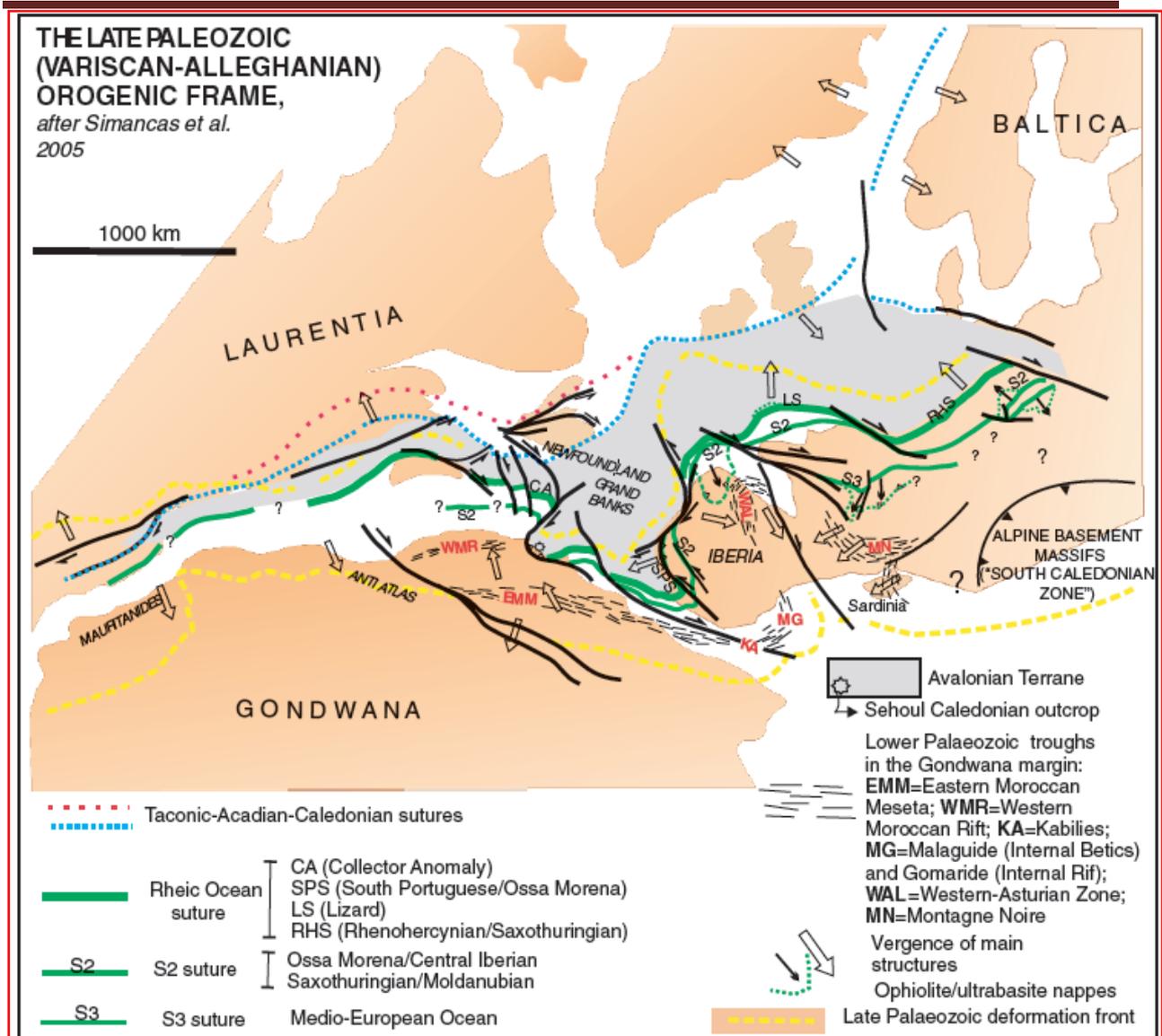


Figure 75. Corrélation de la chaîne hercynienne du nord de l'Afrique avec les ceintures péri-atlantiques Calédoniennes et varisques.

(Ceinture des Appalaches-alléghanienne; ceinture hercynienne de l'Europe de l'Ouest), après Simancas et al. (2005), *modifié*. La Meseta marocaine se trouve en face de l'édifice de Meguma de la Nouvelle-Écosse, avec la suture S2 d'Ossa Morena entre les deux. La suture S2 et la suture Rhéique (sud portugaise, Lizard etc) passeraient entre le bloc Sehoul et le reste de la Meseta. Dans cette reconstruction, la ceinture du Sud-portugais (SPS) n'a aucun lien direct avec les bassins Dévonien et Carbonifère de Sidi Bettache et Jebilet de l'ouest de la Méseta.

Les modèles de reconstitution de la Pangée au Dévonien montrent que la chaîne hercynienne du Maroc et de l'Algérie (domaine de la Meseta, domaine de l'Anti-Atlas, Nord des Mauritanides) fait partie des chaînes paléozoïques péri-atlantiques résultant de la collision entre la Laurussia (Laurentia + Baltica) et le Gondwana (Craton ouest africain). Elle se rattache donc, d'une part à la chaîne des Appalaches en Amérique, d'autre part à la chaîne hercynienne (ou varisque) d'Europe. La zone de suture entre Laurussia et Gondwana traverse l'Europe et se

•

prolonge le long de la côte Est de l'Amérique du Nord. Elle est jalonnée par des témoins de la croûte océanique qui séparaient les deux continents.

Les chaînes paléozoïques périalantiques se divisent ainsi en deux branches: une branche Nord où les structures sont déversées vers le craton de la Laurussia ; une branche Sud où les structures sont déversées vers le Gondwana.

La chaîne hercynienne du Maroc et de l'Algérie appartient à la branche Sud. Aussi, les terrains paléozoïques ne contiennent pas de témoins de croûte océanique, la Méseta est donc en-dehors des zones de sutures connues. Elle appartient à la zone externe de la chaîne qui est restée rattachée à la marge continentale du craton ouest africain tout au long du Paléozoïque.

La géodynamique est mal connue. On suppose qu'au moins à partir du Dévonien, la fermeture de l'océan qui séparait Laurussia et Gondwana correspond à la subduction de la croûte océanique sous le domaine de la Meseta.

Les déplacements résultant de cette convergence vont se traduire au Dévonien supérieur par la phase éovarisque dans le Bloc des Sehouls et la Meseta orientale, puis au Viséen par la phase intraviséenne dans l'Est de la Meseta occidentale (Tiffrit). Dans ce cadre géodynamique, le volcanisme calco-alcalin de la Meseta orientale peut être interprété comme associé à un arc magmatique dans un domaine en compression situé au-dessus de la zone de subduction. Le volcanisme alcalin et tholéitique de la Meseta occidentale est associé à un domaine en distension qui pourrait correspondre à un bassin avant-arc.

A la fin du Carbonifère, la collision entre l'Amérique du Nord et l'Afrique est responsable de la phase majeure de raccourcissement dans les domaines de la Meseta et de l'Anti-Atlas, plus au Sud les nappes des Mauritanides sont charriées sur le Craton (Fig. 76).

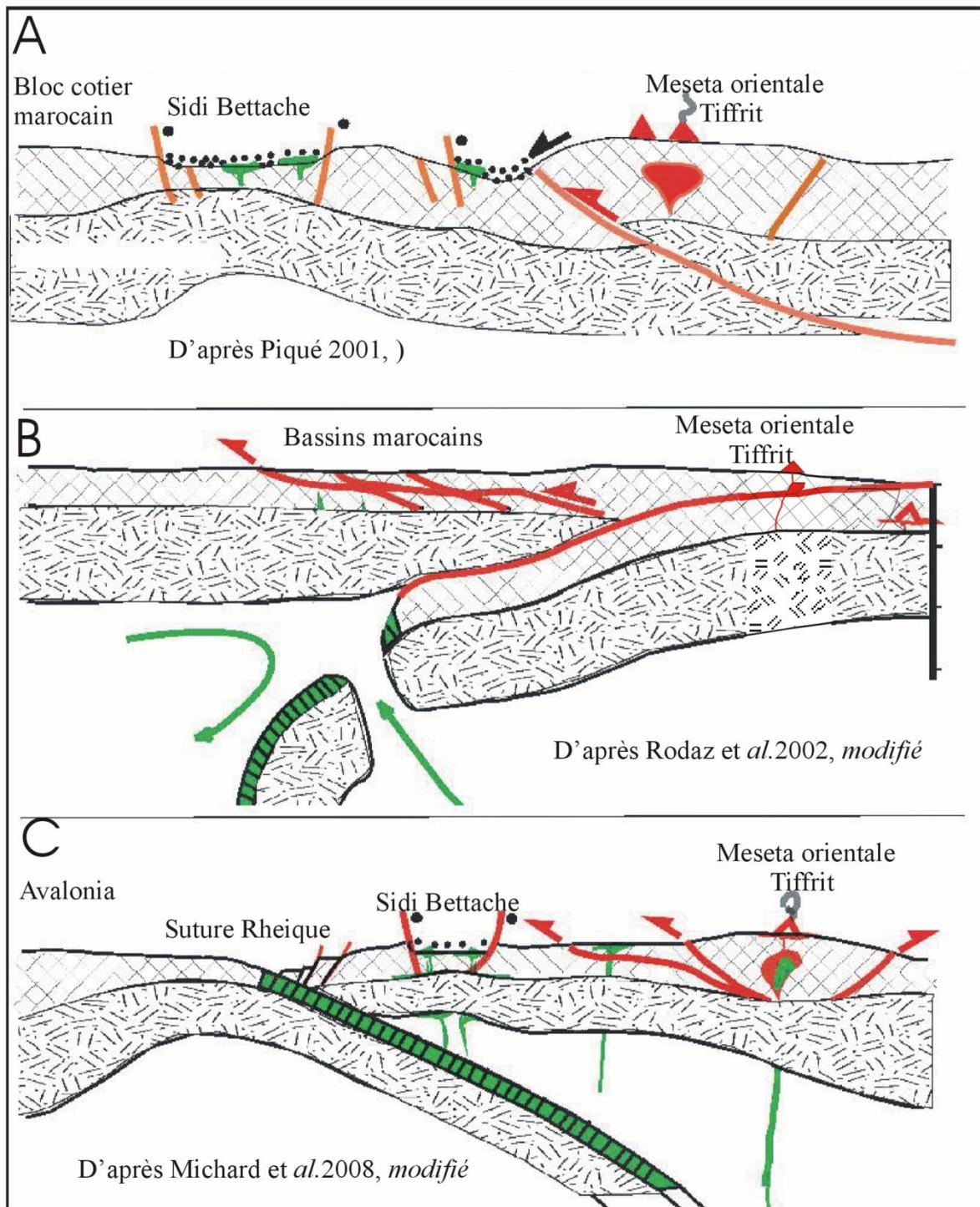


Figure 76. Autres modèles géodynamiques pour l'orogène de la Meseta au Dévonien supérieur-carbonifère inférieur (tous les modèles supposent que domaine de la Meseta est toujours resté proche de Gondwana).

(A) orogénèse intracontinentale avec un bassin en "pull apart" (Piqué et Michard, 1989; Hoepffner et al. 2005). (B) hypothétique subduction à l'ouest et rétro-arc dans le bloc de la Meseta (après Roddaz et al. 2002; Kharbouch et al., 1985 ; Boulin et al., 1988). (C) subduction à l'Est- tectonique des pro-arc et rétro-arc dans le domaine de la Meseta.

Partie VI. Synthèse

1. Conclusion générale

2. Perspectives

1. Conclusion générale

L'analyse sédimentologique des dépôts du Dévonien de Saïda montre un développement terrigène silici-clastique (*débris flows*, turbidites et microconglomérats ou sédiments à tiges de plante fossile) soustrait à la dynamique de surface et régi par la gravité et la résédimentation. Le dépôt est contrôlé par une morphologie de talus continental dont la zone nourricière semble provenir de la marge panafricaine de l'Atlas saharien, située plus au sud.

Les différents faciès recensés peuvent être classés en cinq groupes:

- les faciès liés à des écoulements turbiditiques (chenaux et levées);
- les faciès liés à une dynamique de coulées de débris (lobes peu développés);
- les faciès de remaniement ou de courant de fond;
- Les faciès de glissement;
- les faciès de bassin.

Cinq types de transport de sédiments ont été alors déterminés au sein de cet éventail sédimentaire sous marin avec:

- les *debris flows*, qui peuvent être initiées en haut de pente ou sur les flancs du canyon qui en phase de décélération, remplissent souvent des chenaux sous marins; ces sédiments sont générés par des courants laminaires de traction de grand volume;
- la décantation hémipélagique, qui comprend l'apport des particules biogènes présentes dans la colonne d'eau marine et l'apport des particules détritiques en provenance du continent. Les particules sont transportés par des courants de turbidité de basse densité;
- les remises en suspension et le transport par les courants de fond. Ces derniers sont généralement rapides, brutaux et à caractère fortement érosif.
- les courants de turbidité de haute densité ;
- Les glissements par gravité et déformation ou fluage;

La sédimentation est contrôlée par plusieurs facteurs qui peuvent interagir entre eux :

- Les conditions climatiques du bassin sédimentaire;
- L'action des séismes engendre souvent une destabilisation de la pente ;
- La gravité ;
- La source et la nature des apports.

L'intensité des arrivées des sédiments évolue en contexte transgressif en définissant trois domaines environnementaux:

- des milieux de lobes de dépôts ;
- des chenaux et levées rétrogradants, impliquant une augmentation progressive de la bathymétrie dans le temps.
- des milieux de bassins sédimentaires.

Les résultats obtenus ont permis d'interpréter l'ensemble des ensembles sédimentaires, localisés au sein de la marge, comme un corps sédimentaire de type "*slope apron*".

L'existence des sédiments et de structures synsédimentaires au début du dépôt implique une instabilité importante du talus continental. Ce mécanisme d'apport s'estompe vers le haut et disparaît. Cet effacement doit être mis au compte d'un éloignement du talus dû à un approfondissement du bassin.

La rétrogradation est ressentie surtout par une migration graduelle de chenaux actifs qui se manifeste par un taux d'argile hémipélagique sans cesse croissant. Il est probable que la fracturation synsédimentaire N110, ayant fonctionné en régime de distension, est responsable d'une subsidence modérée atténuant ainsi le développement de lobes. Les séquences regressives de plus en plus distales, enregistre une surrection des reliefs et l'exhumation progressive du matériel de la chaîne panafricaine de l'Atlas saharien en période d'un haut niveau marin.

La sédimentation, qui s'effectue toujours dans un contexte détritique de cône sous marin en eau profonde, voit s'installer des dépôts de cône externe ou de plaine abyssale profonde.

Ceci correspond à un stade précoce de la formation de l'orogénèse hercynienne. Celle-ci résulte de la convergence entre deux plaques majeures Laurussia et Gondwana.

D'un point de vue paléontologique et sous toute réserve, les ensembles sédimentaires de Boukourdène, de Chabet Belal et d'El Meloul sont replacés dans l'étage Givétien. Cette datation s'accorde parfaitement avec les observations rencontrées dans certains bassins algériens indiquant un hiatus important du Dévonien inférieur. Parmi ces régions, on cite les Traras et la Meseta marocaine orientale. A Ghar Roubane, aucun argument ne permet de prouver la continuité sédimentaire entre le Silurien et le Dévonien.

D'autre part, l'étude des corrélations effectuées sur les segments paléozoïques de la Méseta marocaine et ceux de l'Algérie occidentale permettent de cartographier pour la première fois, les terrains ordoviciens affleurant sur le môle de Tiffrit.

.

A partir du Dévonien, le comportement des blocs crustaux correspondait à la fermeture de l'océan qui séparait Laurussia et Gondwana, conséquence de la subduction de la croûte océanique sous le domaine de la Meseta.

2. Perspectives

De ces travaux, nous pouvons tirer des conclusions concernant les pistes de recherches futures:

- Afin de mieux suivre l'évolution environnementale ou tectonique, une étude stratigraphique basée sur d'autres microfossiles telle que les conodontes est à préconiser. D'après Poty (Université de Liège), les niveaux carbonatés exceptionnels de tempestites qui pourraient se trouver dans le faciès flysh, sont riches en foraminifères.
- Toute tentative de corrélation stratigraphique des sédiments ne saurait être réalisée sans un excellent calage chronologique. A cet égard, la susceptibilité magnétique est une méthode qui peut être proposée et utilisée dans les corrélations des ces ensembles sédimentaires, monotones et azoïques.
- L'évolution du système turbiditique dans le temps et dans l'espace pourrait être mieux appréhendée en étendant la zone couverte par notre étude au Dévonien du Zaccar et de Ghar Roubane.
- La géochimie est déterminante dans l'esquisse d'un modèle géodynamique; il faut alors rechercher le dosage des éléments en traces peu mobiles, qui restent malgré l'altération. Dans ce cas, la possibilité peut être offerte par le dosage des "terres rares".

Références bibliographiques

- ARNOTT, R., W., C. & HAND, B., M., (1989). -Bedforms, primary structures and grain fabric in the presence of suspended sediment rain. *J. Sed. Petrol.*, 59, pp. 1062-1069.
- BABONNEAU, N., SAVOYE, B., CREMER, M. & BEZ, M. (2004). -Multiple terraces within the deep incised Zaire valley (ZaïAngo Project): are they confined levees? In: S.A. Lomas and P. Joseph (Eds), *Confined Turbidite Systems. Geologic Society, London*, pp. 91-114.
- BEAUJARD, D., HACINI, A., & PAWLOWSKI, R., (1976). -Les pillow-lavas d'âge paléozoïque du massif des Traras. *4^{ème} R.A.S.T.*, Paris, p. 29.
- BENEST, M., (1982). - Importance des décrochements senestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daia (Algérie occidentale). *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.*, 23 (5), pp. 345-362.
- BAUDIN, T., CHEVREMONT, P., RAZIN, P., YOUBI, N., ANDRIES, D., HOEPFFNER, C., THIEBLEMONT, D., CHIHANI, E., M., & TEGYEY, M., (2003). -Carte géologique du Maroc au 1/50000, feuille Skhour des Rehamna. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 435 bis, 114p.
- BOUGARA, M. (1994a). -Contribution à l'étude du Permo-Trias de Tiffrit (Saïda, Algérie nord occidentale). *10^{ème} Sémin. Nat. Sci. Terre*, Univ. Alger, résumé.
- BOUGARA, M. (1994b). - Les déformations hercyniennes de Tiffrit (Saïda, Algérie nord occidentale). *10^{ème} Sémin. Nat. Sci. Terre*, Univ. Alger, résumé.
- BOUGARA, M. (1995). -Contribution à l'étude géologique des formations paléozoïques sédimentaires du môle de Tiffrit (Saïda, Algérie nord occidentale). *Mémoire Magister*, Univ. Oran, 294 p. 188 fig., inédit.
- BOUGARA, M., BELKEBIR, L., & BOULVAIN, F (2012). - Les sédiments du Dévonien de Saïda (Algérie nord occidentale): Nature et genèse. *Geologica Belgica*, Vol. 15 (3), pp. 137-146, 17 Figs, 3 tablx.
- BOUILLIN, J., P., (1977). -Géologie alpine de la petite kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie). *Thèse doctorat d'état et Mém. Soc. Géol. Fr*, n°135, 84 p.
- BOULIN, J., BOUABDELLI, M., & EL HOUICHA, M., (1988). -Evolution paléogéographique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du Moyen-Maroc: un essai de modélisation. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 306, pp. 1501-1506.
- BOUMA, A., H., (1962). -Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier (Eds)*, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA, A., H., (1985). -Introduction of submarine fans and related Turbidite facies. In: A.H. Bouma, N.E. Barnes and W.R. Normark (Eds), *Submarine fans and related turbidite sequences*. Springer Verlag, New York, pp. 3-5.
- BOUMA, A., H., COLEMAN, J., L., STELTING, C., E., & KOHL, B., (1989). -Influence of Relative Sea Level Changes on the Construction of the Mississippi Fan. *Geol. Mar. Letters*, 9, pp. 161-170.

- BOUMA, A., H., STELTING, C., E., & STONE, C., G., (2000). -Fine-grained turbidite systems. *A.A.P.G. Memoir*, 72/SEPM, Special publication, n° 68, 342 p.
- BOURROUILH, R., (1976). -Le Paléozoïque supérieur de la zone interne du Rif (Maroc). *4ème R.A.S.T.*, p.74.
- CENTENE, A., CISZAK, R., & LACAS, J., L., (1984). -Un segment de l'orogénèse varisque dans les massifs littoraux d'Oran (Algérie) : tectonique polyphasée et chronologie. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 298, sér. II, n° 4, pp. 133-136.
- CHAN, M., A., & DOTT, J., R., H., (1983). -Shelf and Deep-Sea Sedimentation in Eocene Forearc Basin, Western Oregon-Fan or Non-Fan?, *A.A.P.G. Bull.*, 67, pp. 2100-2116.
- CHOUKROUNE, P., & SEGURET, M., (1973). -La tectonique des Pyrénées. Discussion sur le rôle du serrage et de la gravité à partir de l'étude des directions principales de la déformation. In 'gravity and tectonics', Wiley and sons, Intersciences (*Eds*), New York, pp. 141-156.
- CISZAK, R., (1993). -Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 513 p.
- CLARK, J., D., KENYON, N., H., & PICKERING, K., T., (1992). -Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology*, n°7, pp 633-636.
- COCKS, L., R., M., MCKERROW, W., S., & VAN STAAL, C., R., (1997). -The margins of Avalonia. *Geol. Mag.* 134, pp. 627-636.
- FORTEY, R., A., & COCKS, R., M., (2003).- Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. *Earth-Sci. Rev.*, 61, pp. 245-307.
- COLEMAN, J., M., & PRIOR, D., B., (1988). -Mass wasting on continental margins. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, pp. 101-119.
- COLLOT, J., LEWIS, K., LAMARCHE, G., & LALLEMAND, S., (2001). -The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. *J. Geoph. Res.*, 106, pp. 19271-19298.
- CORNET, A., DALLONI, M., DELEAU, P., FLANDRIN, J., GAUTIER, M., GOURINARD, Y., & LAFITTE, R., (1952). -Carte géologique de l'Algérie, 1/500 000, 2^{ème} édition, feuille n°4. *Pub. Serv. Carte géol. Algérie*.
- COURME-RAULT, M., D., (1985). -Stratigraphie du Miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des Atlasides orientales (Algérie-Sicile). *Thèse ès-Sciences*, Univ. d'Orléans, tomes 1 et 2, 456 p., 26 pl.
- COUSSOT, P., & MEUNIER, M., (1996).- Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth - Science Reviews*, 40, pp. 209-227.

CROWLEY, Q.,G., FLOYD, P.,A., STODRA, V., WINCHESTER, J.,A., & HOLLAND, J.,G., (2000).- The Marianske-Lazne complex, remnants of a subducted early Paleozoic seaway: Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, Program and Abstracts, pp. 86–89.

CYGAN, C., & CENTENE, A., (1984). -Mise en évidence d'un biofaciès à *Belodella* profond dans les Traras (Algérie occidentale). *10^{ème} R.A.S.T.*, Bordeaux, p. 165.

DAMUTH, J., E., FLOOD, R., D., PIRMEZ, C., & MANLEY, P., L., (1988). -Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-Sea Fan imaged with long-range side-scan sonar (GLORIA), bathymetric swath-mapping (SeaBEAM) and high-resolution seismics. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci-Lucci and D.A. Smith (*Eds*), Atlas of Deep-Water Environments: Architectural Style in Turbidite Systems. Chapman and Hall, London, pp. 105-121.

DELINGER, R., P., (1987). -A model for generation of ash clouds by pyroclastic flows, with application to the 1980 eruptions at Mount St. Helens, Washington. *J. Geophys. Res.*, B., 92, pp.284–298.

DESTEUCQ, C., & FOURNIER-VINAS, C., (1982). -Présence d'Ordovicien daté dans la region d'Oujda (Maroc oriental). *Mines, Géologie et Energie*, n°52, pp 113-116.

DEUNF, J., (1976). Les acritarches. In « Les schistes et calcaires éodévonien de Saint Cénére (Massif Armorica, France) : Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie. Mem. Soc. Géol. Min., Bretagne, n°19, pp 59-77

DURAND DELGA, M., (1952). -Le Sud Ouest de la petite Kabylie. Monographie régionale, 1ère série, n°10, *XIXème Congr. Géol. Inter. Alger*, 62 p. 4 figs., 5 pl.

DURAND DELGA, M., (1980). -Considérations sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines d'Europe. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXII, n°1, pp. 15-30.

DZULYNSKI, S., & SANDERS, J., E., (1962). -Current marks on firm mud bottoms. *Connect. Acad. Arts Sci.*, transactions, 42, pp. 57-96.

EL HASSANI, A., (1987). -Les structures calédono-hercyniennes dans la zone de Rabat-Tiflet (Meseta marocaine septentrionale). *Bull. Inst. Sci. Rabat*, vol. 11, pp. 47-58.

EL HASSANI, A., (1991). -La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne « calédonienne » des Sehoul et plate-forme nord mésétienne. *Thèse Doctorat Es Sciences*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 208 p.

ELMI, S., (1978). -Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCVII, pp. 315–323.

EL SHAMMA, A., A., MOUSTAFA, T., F., & HOSNY, A., M., (2012). -A New Study of Acritarchs and Chitinozoa of Established Subsurface Devonian Rocks at North Western Desert, Egypt. *J. Appl. Sci. Res.*, 8(4), pp. 1901-1917.

- FISHER, R., V., (1983). -Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11, pp. 273-274.
- FLAMMAND, G., B., M., (1911). -Recherches géologiques et géographiques sur les hauts pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoire du Sud). *Thèse ès Sciences*, Univ. Lyon, 1001 p, 157 fig., 22 cartes, 16 pl.
- FREY, R., W., & SEILACHER, A., (1980). -Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13, pp. 183-207.
- FRIEDMAN, G., M., SANDERS, J., E., & KOPASKA-MERKEL, D., C., (1992). -Principles of Sedimentary Deposits. *Strat. and Sed.*, McMillan. New York, NY., 717 p.
- GALLOWAY, W., E. (1998). -Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification. *A.A.P.G. Bulletin*, 4, pp. 569-595.
- GARCÍA, R., VAN OEVELEN, D., SOETAERT, K., THOMSEN, L., DE STIGTER, H. C. & EPPING, E., (2008). -Deposition rates, mixing intensity and organic content in two contrasting submarine canyons. *Progress in Oceanography*, 76 (2), pp.192-215.
- GHIBAUDO, G., (1992). -Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39, pp. 423-454.
- GLANGEAUD, L., AYME, A., CAIRE, A., MATTAUER, M., & MURAOUR, P., (1952). - Histoire géologique de la province d'Alger. *XIX^{ème} Congr. Géol. Inter.*, Alger, monographie régionale, 1ère Sér., n°25, 142 p., 40 fig., 3 pl. h.t.
- GORSLINE, D., S., & EMERY., K., O., (1959). -Turbidity Current Deposits in San Pedro and Santa-Monica basins off Southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, pp. 279–290,
- GOVIER, G., W., & AZIZ, K., (1972). -The flow of complex Mixtures in pipes: New York, *Van Nostrand Reinhold (Eds)*, 792 p.
- GRAHN , Y., MELO J., H. G., & STEEMANS P. (2005): Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian – lower Devonian), Parnaíba Basin, northeast Brazil. *Revista Española de Micropaleontología* n°37, pp. 183–204.
- GUARDIA, P. (1975). -Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord occidentale. *Thèse doctorat d'état*, Univ. Nice, 286 p., 5 pls.
- HADJ MOHAMED, N. (2005). –Contribution à l'étude pétrographique et gîtologique de la partie nord du horst de Tifrit (Saïda, Oranie nord-occidentale). *Mémoire magister*, Univ. Alger, 95 p. 72 figs.
- HAMPTON, M., A., (1972). -The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, 42, pp. 775-793.
- HAMPTON, M.A. (1975). -Competence of fine-grained debris flows. *J. Sed. Petr.*, 45, pp. 834-844.

HARMS, J., C., FAHNESTOCK, R., K., (1965). -Stratification bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In: Middleton, G.V. (Eds), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, 12, pp. 84-115.

HELLER, P., L., & DICKINSON, W., R., (1985). -Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *A.A.P.G. Bulletin*, 69, pp. 960-976.

HERMANN, F., ISSLER, D., & KELLER, S., (1993). -Numerical simulations of powder-snow avalanches and laboratory experiments on turbidity currents. Technical Report, Pierre Beghin International workshop on rapid gravitational mass movements. *Cemagref* (Eds), Grenoble, pp. 137-144., 3 figs.

HEUSSER, L., E., (1978). Spores and pollen in the marine realm. In Haq, B. U., and Boersma, A. (Eds.), *Marine Micropaleontology*: New York (Elsevier), pp. 327-340.

HOEPFFNER, C. 1987. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *Thèse doctorat d'Etat*, Strasbourg, France, 280 p.

HOEPFFNER, C., SOULAIMANI, A., & PIQUE, A., (2005). -The Moroccan hercynides. *J. Afri. Earth Sci.*, 43, pp. 144-165.

HOMEWOOD, P., W., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R., & CROSS, T.A. 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 16, pp. 357-381.

HSU, K., J., (1989). Physical principles of sedimentology. New York: *Springer-Verlag* (eds). 233 p.

HUVELIN, P., (1977). -Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet Maroc (occidental). *Notes Mem. Serv. Geol. Maroc*, 232 bis, 308 p.

JOHNSON, A., M., (1970).- In Physical processes in geology. Freeman, Cooper and Co (eds), San Francisco, p. 577.

KAZI TANI, N., (1986). -Evolution géodynamique de la bordure nord africaine : le domaine intraplaque nord algérien. Approche séquentielle. *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. Pau, t. 1 et 2., 871 p., 9 figs .

KENYON, N., H., AMIR, A., & CRAMP, A., (1995). -Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith (Eds), Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems. Chapman & Hall, London, pp. 89-90.

KHARBOUCH, F., JUTEAU, T., TREUIL, M., JORON, J., L., PIQUE, A., HOEPFFNER, C., 1985. Le volcanisme dinantien de la Meseta marocaine nord occidentale et orientale. Caracteres petrographiques et geochimiques et implications geodynamiques. *Sci. Géol., Bull.* 38, pp.155-163.

KHATTACH, D., ROBARDET, M., PERROUD, H., (1995). A Cambrian pole for the Moroccan Coastal Meseta. *Geophys. J. Int.* 120, pp.132-144.

- KNELLER, B., C., (1995). -Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: Hartley, A.J., Presser, D.J. (Eds.) Characterization of Deep-Marine Clastic Systems. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 94, pp.31-49.
- KNELLER, B., C., & BRANNEY, M., J., (1995). -Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. *Sedimentology*, 42, pp.607–616.
- KNELLER, B., C., & BUCKEE, C., (2000). -The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47, pp. 62-94.
- KOMAR, P., D., (1969). -The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep-sea fan channel. *J. Geoph. Res.*, 74, pp. 4544-4558.
- KUENEN, Ph., H., & MIGLIORINI, C., L., (1950). -Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, pp. 91-127.
- LABAUME. P., MUTTI, E., & SEGURET, M., (1987). Megaturbidite: a depositional model from the Eocene of the SW-Pyrenean Foreland Basin, Spain. *Geol. Mar. Letters*, 7, pp. 91-101.
- LAPIERRE, H., MONGOLD, C., ELMIS, S., & BROUXEL M., (1984).- Deux successions volcano-sédimentaires dans le "Trias" d'Oranie (Algérie occidentale): témoins de la fracturations d'une plate-forme continentale. *Revue de Géologie dynamique et de géographie physique*, vol. 25, Fasc. 5, pp.361-373.
- LAVAL, A., CREMER, M., BEGHIN, P., & RAVENNE, C., (1988). -Density surges: two dimensional experiments. *Sedimentology*, 35, pp. 73-84.
- LEE, S., H., & CHOUGH, S., K., (2001). -High-resolution (2–7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea Plateau, East Sea. *Sedimentology*, 48, pp. 629-644.
- LOWE. D., R., 1976. -Grain flows and grain flow deposits. *J. Sed. Petrol.*, 46, pp. 188-199.
- LOWE, D., R., (1982). -Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, 52, pp. 279-297.
- LOMBARD, A. (1972). -Séries sédimentaires-genèse-évolution. Masson (édit.), 425 p.
- LUCAS, G., (1942). -Description géologique et pétrographique des monts de Ghar Rouban et de Sidi El Abed (Frontière algéro-marocaine). *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 2ème sér., 16, 540 p.
- LUCAS, G., (1950). -Présence de Psylphytales dans les schistes et microbrèches de la région de Saïda. *C. R. Somm. Séan. Soc. Géol. France*, n° 2, pp. 91-95.
- LUCAS, G., (1952). -Bordure Nord des hautes plaines dans l'Algérie occidentale: Primaire, Jurassique, Analyse structurale. *XIX^{ème} Congr. géol. Intern. d'Alger*, Monographie régionale, 1ère ° sér., 21, 139 p.

LUCENTE, C., C., & PINI, G., A., (2003). -Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the Northern Apennines, Italy: a field perspective. *Amer. Journ. Sci.*, 303, pp.565-602.

LUCENTE, C., C., & PINI, G., A., (2008). -Basin-wide mass-wasting complexes as markers of the OligoMiocene foredeep-accretionary wedge evolution in the Northern Apennines, Italy. *Basin Research*, 20, pp. 49-71.

MANSPEIZER, W., PUFFER, J., H., COUSMINER, H., L., (1978). -Separation of Morocco and eastern North America: A Triassic-Liassic stratigraphic record. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 89, n°6, pp. 901-920.

MASSON, D., G., WATTS, A., B., GEE, M., J., R., URGELES, R., MITCHELL, N., C., LE BAS, T., P., & CANALS, M., (2002). -Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Sc. Rev.*, 57, pp. 1-35.

MIALL, A., D., (1999). -In defense of facies classifications and models. *J. Sed. Res.*, 69, pp. 2-5.

MICHARD, A., HOEPFFNER, Ch., SOULAIMANI, A., et BAIDDER, L., (2008). - The Variscan Belt; in Continental evolution: the geology of Morocco. A. Michard, O., Saddiqui and Chalouan, A. *Springer-Verlag Berlin* (Eds). 300 p

MIDDLETON, G., V., (1967). -Experiments on density and turbidity currents, deposition of sediment. Canada. *J. Earth Sci.*, 4, pp. 475-505.

MIDDLETON, G., V., & HAMPTON, M., A., (1973).-Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In G. V. Middleton, & A. H. Bouma (Eds), Turbidites and deep-water sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publication*, pp: 1-38.

MIDDLETON, G., V.,(1993).- Sediment deposition from turbidity currents. *Annu. Rev. Earth. Pl. Sc.*, 21, pp.89-114.

MIDOUN, M., (1989). Etude du Trias d'Oranie (Algérie) et des relations avec le socle polymétamorphique. Implications géodynamiques régionales. *Thèse de Doctorat*, Univ. d'Orléans, 242 p. (inédit).

MIGEON, S., (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine profond: Approche morphologique, sismique et sédimentologique. *Thèse de Doctorat*, Univ. Bordeaux I., 288 p.

MIGEON, S., SAVOYE, B., ZANELLA, E., MULDER, T., FAUGERES, J., C., & WEBER, O. (2001). -Detailed seismic and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var sedimentary ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanism of sediment wave construction. *Mar. Petrol. Geol.*, 18, pp. 179–208.

MULDER, T., & COCHONAT, P., (1996). -Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, vol. 66, n° 1, pp. 43-57.

-
- MULDER, T., SAVOYE, B., SYVITSKI, J., P., M., (1997). -Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology*, 44, pp. 305–326.
- MULDER, T., SAVOYE, B., PIPER, D.J.W. & SYVITSKI, J., P., M., (1998). -The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment processes and their importance to the geological record. Dans: Geological processes on continental margins: Sedimentation, mass-wasting and stability, M. S. Evans & A. Cramps (Eds), Geological Society, London, Special publications, n° 129, pp. 145-166..
- MULDER, T., & ALEXANDER, J., (2001). -The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, pp. 269-299.
- MUTTI, E., (1977). -Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (southcentral Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24, pp.107-131.
- MUTTI, E., (1979). -Turbidites et cônes sous-marins profonds. In: *P. Homewood (Edit.) Sédimentation détritique (fluviale, littorale et marine)*. Institut de Gîtologie, Université de Fribourg, 1, pp. 353-419.
- MUTTI, E., (1992). -Turbidite Sandstones. *Amer. Geol. Inst. Petrol.*, Istituto di Geologia, Università di Parma, 275 p.
- MUTTI, E., & GHIBAUDO, G., (1972). -Un esempio di torbiditi di conioide sottomarina esterina: Le Arenarie di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell' Appennino di Piacenza. *Memorie dell' Accademia delle Scienze di Torino, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, ser. 4, n°16, 40 p.
- MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F., (1972). -Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies. *Memorie Della Società Geologica Italiana*, 11, pp.161-199.
- MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F., (1975). -Turbidite facies and facies association. Examples of turbidite facies and facies association from selected formations of Northern Apennines. *Inter. Sed. Congress, Nice, Excursion Guidebook, A- 11*, pp. 21-36.
- MUTTI, E., & NORMARK, W., R., (1987). -Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In *J.K. Leggett and G.G. Zuffa (Eds), Marine Clast. Sed.* Graham and Trotman, London, pp.1-38.
- MUTTI, E., & NORMARK, W., R., (1991). -An integrated approach to the study of turbidite systems. In *P. Weimer and H. Link (Eds), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag, Berlin: pp. 75-106.
- NELSON, C., H., MALDONADO, A., COUMES, F., GOT, A., & MONACO, A., (1985). - Ebro fan, Mediterranean. In "Submarine fans and related turbidite sequences." *A.H. Bouma, N. E. Barnes & W. R. Normark (Eds)*, Springer-Verlag, NewYork, pp. 121-127.

- NICHOLS, R., J., (1995). -The liquification and remobilization of sandy sediments. In: *A.J. Hartley & D.J. Prosser (Eds.), Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geological Society of London, Special Publications, 94, pp. 63-76.
- NORMARK, W., R., (1970). -Growth patterns of deep sea fans. *A.A.P.G. Bulletin*, 54, pp. 2170-2195.
- NORMARK, W., R., (1974). -Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. In "Modern and ancient geosynclinal sedimentation". J.R.H.Dott & R. H. Shaver, (Eds), Soc. Econ. Pal. Min., Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 56 -68.
- NORMARK, W., R., (1978). -Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments, *A.A.P.G. Bulletin*, pp. 912-931.
- NORMARK, W., R., et PIPER, D., J., (1991). -Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. From shoreline to abyss. *Soc. Econ. Pal. Min.*, Special Publications, 46, pp.207-229.
- NORMARK, W., R., McGANN, M., & SLITER, R., (2004). -Age of Palos Verdes submarine debris avalanche, southern California. *Marine Geology*, 203, pp. 247-259.
- O'CONNELL, S., NORMARK, W., R., RYAN, W., B., F., & KENYON, N., H., (1991). -An entrenched thalweg channel on the Rhone Fan: interpretation from a SEABEAM and SEAMARC 1 survey. In R.H. Osborne. From shoreline to abyss: contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard, *Soc. Econ. Pal. Min.*, Special publication, Vol. 46, pp. 259-270.
- OUARDAS, T., (1983).-Sédimentologie des grès de Sidi Amar ou grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie). Thèse de Doctorat, Univ. Grenoble, 196 p., 24 figs.
- OWODENKO, B., (1946). -Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Djerada et de la région du Sud d'Oujda. Mem. Soc. Géol. Belg., Liège, t. LXX, fasc. H.S., pp. 164 p.
- PHILLIPS, C., J., et DAVIES, T., R., H. (1991). Determining rheological parameters of debris flow material. *Geomorphology*, 4, pp. 101-110.
- PICKERING, K., T., STOW, D., WATSON, M., & HISCOTT, R. (1986). -Deep water facies, process and models: a review and classification sheme for modern and ancient sediments. *Earth Sc. Rev.*, 23, pp. 75-174.
- PICKERING, K., T., HISCOTT, R., N., & HEIN, F., J. (1989). -Deep-Marine Environments. *Unwin Hyman (Eds)*, London, 416 p.
- PICKERING, K., T., & CORREGIDOR, J., (2005). -Mass-transport complexes (MTCs) and tectonic control on basin-floor submarine fans, Middle Eocene, south Spanish Pyrenees. *J. Sed. Res.*, 75, pp. 761-783.

- PIERSON, T., C., & COSTA, J., E., (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In J., E., Costa & G., F., Wiczorek, Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation, vol. VII, pp. 1-12. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology.
- PIPER, D., J., W., (1978). -Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In "Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches". D. J. Stanley & G. Kelling, (Eds), Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp. 163-176.
- PIPER, D., J., W., & STOW, D., A., V. (1991). -Fine-grained turbidites. In: Cycles and Events in Stratigraphy (Eds), SpringerVerlag, Berlin, pp. 360-376.
- PIQUÉ, A., & MICHARD, A., (1989). Moroccan hercynides: a synopsis. *Am. J. Sci.*, 289, pp. 286-330.
- PIPER, D., J., W. & NORMARK, W., R., (2001). -Sandy fans - from Amazon to Hueneme and beyond. *A.A.P.G. Bulletin*, 85 (8), pp. 1407-1438.
- POSTMA, G., (1986). -Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, pp. 291-294.
- POSTMA, G., NEMEC, W., & KLEINSPEHN, K., L., (1988). -Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, p. 47-61.
- PRIOR, D., B., & COLEMAN, J., M., (1984). -Submarine slope instability. In: D. Brunsten & D.B. Prior (Eds), Slope Instability. Wiley, Chichester, New York, pp. 419-455.
- PRIOR, D., B., & DOYLE, E., H., (1985). -Intra-slope canyon morphology and its modification by rockfall processes, U.S. Atlantic continental margin. *Marine Geology*, 67, pp. 177-196.
- PUIG, P., & PALANQUES, A., (1998). -Nepheloid structure and hydrographic control on the Barcelona continental margin, northwestern Mediterranean. *Marine Geology*, 149 (14), pp.39-54.
- READING, H., G., & RICHARDS, M., (1994). -Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *A.A.P.G. Bulletin*, 78 (5), pp. 792-822.
- REMACI-BENAOUDA N., PAQUETTE J.L., COTTIN J.Y., DUTHOU J.L., MENOT R.P. & SAGON J.P. (1997). - Petrology and U-Pb geochronology of the late -Hercynian granitoids from Oranie (Northwestern Algeria): geodynamic implications. European Union of Geosciences , EUG 9, Srasbourg, 23-27 mars, Symp, 37.
- REMACI-BENAOUDA, N. (2005). -Pétrologie et géochimie des granitoïdes tardi-hercyniens oranais (Algérie Nord occidentale). Implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. d'Oran, 331 p. (inédit)
- RICHARDS, M., & BOWMAN, M., (1998). -Submarine fans and related depositional systems II: variability in reservoir architecture and wireline log character. *Mar. Petrol. Geol.*, 15, pp. 821-839.

RICHELOT, C., (1984). Le transport du pollen par les courants aériens, fluviatiles et marins dans la région de Calvi (Corse). *Mémoire de Licence en Sciences géographiques*, Université de Liège.

RODDAZ, M., BRUSSET, S., SOULA, J., C., BEZAT, D., BENABBOU, M., DEBAT, P., DRIOUCH, Y., CHRISTOPHOUL, F., NTARMOUCHANT, A., DERAMOND, J., (2002).- Foreland basin magmatism in the western Moroccan Meseta and geodynamic inferences. *Tectonics* 21 (5), 1043.

RODINE, J., D., & JOHNSON, M., A., (1976). -The ability of debris heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23, pp. 213-234.

ROCK-COLOR CHART COMMITTEE. (2009). Geological Rock Color Chart. Munsell color, U. S. (Eds).

ROEP, T., B., & EVERTS, A., J., (1992). -Pillow-beds: a new type of seismites? An example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain. *Sedimentology*, 39, pp. 711-724.

RUBINSTEIN, C., & STEEMANS, P., (2002). Miospore assemblages from the Silurian Devonian boundary, in borehole A1-61, Ghadames Basin, Libya. *Rev. Palaeob. Palyn.* 118, pp.397-421.

SAADALLAH, A., (1981). -Le massif cristallophyllien d'El Dazaïr. Evolution d'un charriage à vergence nord dans les internides des Maghrébides. *Thèse Doctorat 3^e cycle*, Alger, 160 p.

SACHSE, M., (2005). -A remarkable fossiliferous mass flow deposit in the Eocene Eckfeld Maar (Germany), sedimentological, taphonomical and palaeoecological considerations. *Springer-Verlag* (Eds), *Facies*, 51, 173–184.

SANDERS, J., E., (1965). -Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In: Middleton, G.V. (Eds), *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. publ.* 12, pp. 192-219.

SEILACHER, A. 1962. Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. *Journal of Geology* 70, pp. 227-234.

SHANMUGAM, G., (1996a). -High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *J. Sed. Res.*, 66, pp. 2-10.

SHANMUGAM, G., (1996b). -Perception vs. reality in deep-water exploration. *World Oil*, 217, pp. 37-41.

SHANMUGAM, G., (1997). The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth Sc. Rev.*, 42, pp. 201-229.

SHANMUGAM, G., (2000). -50 years of the turbidite paradigm (1950s--1990s): deep-water processes and facies models - A critical perspective. *Mar. Petrol. Geol.*, 17 (2), pp. 285-342.

SHANMUGAM, G., (2001). -Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in submarine canyons: implications for sand distribution. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, annual convention abstracts, Denver, Colorado, 184 p.

SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J., (1985).- Submarine fan models: problems and solutions. In: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer-Verlag, New York, pp. 29–34.

SHANMUGAM, G., & MOIOLA, R., J., (1988). -Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth Sci. Rev.*, 24, pp. 383-428.

SHANMUGAM. G., & MOIOLA, R., J., (1995). -Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group). Ouachita Mountains. Arkansas and Oklahoma. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 79, pp. 672-695.

SHANMUGAM. G., BLOCH, R., B., MITCHELL, S., M., BEAMISH. G., W., J., HODGKINSON. R., J., DAMUTH. J., E., STRAUME, T., SYVERTSEN, S., E., SHIELDS, K., E., (1995). -Basin-floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 79, pp. 477-512.

SHANMUGAM, G., & MOIOLA, R., J., (1997). -Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group). Ouachita Mountains. Arkansas and Oklahoma: Reply. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 81, pp. 476-491.

SHEPARD, F.P. (1981). -Submarine Canyons: Multiple Causes and Long-Time Persistence. *A.A.P.G. Bulletin*, 65, pp. 1062–1077.

SKEMPTON, A., W., & HUTCHINSON, J., N., (1969). -Stability of natural slopes and embankment foundations. State-of-the-Art Report, in *Proceedings 7th Inter. Conf. Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Mexico City, vol. 2, pp. 291-340.

STAUFFER, P., H., (1967). -Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *J. Sed. Petrol.*, 37, pp. 25-43.

STOW, D., A., V., (1986). -Deep clastic seas. in: *Sedimentary Environments and Facies*, H. G. Reading (Eds), Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 398–444.

STOW, D., A., V., & SHANMUGAM., G., (1980). -Sequence of structures in fine grained turbidites: comparison of recent deep sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25, pp. 23-42.

STOW, D., A., V., HOWELL, D., G., & NELSON, H., C., (1985). -Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In “*Submarine Fans and Related Turbidite Systems*”. A. H. Bouma, W. R. Normark & N. E. Barnes (Eds), Springer-Verlag, New York, pp.15-22.

STOW, D., A., V., READING, H., G., & COLLINSON, J., D., (1996). -Deep seas. In “*Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*”, H. G. Reading (Eds), Blackwell Science, Oxford, pp. 395-453.

- STOW, D., A., V., FAUGERES, J-C., VIANA, A., & GONTHIER, E., (1998). -Fossil Con-
tourites: a critical review. *Sedimentary Geology*, 115, 3-31.
- STOW, D., A., V., & MAYALL, M., (2000). -Deep-water sedimentary systems: New models
for the 21st century. *Mar. Petrol. Geol.*, 17, pp. 125-135.
- THOMAS, G., H., & KEVIN, T., P., (2008). -Trace fossils as diagnostic indicators of deep-
marine environments. *Sedimentology*, 55, pp. 809–844.
- TORBI, A. 1988. Analyse structurale et étude de la fracturation du socle hercynien et de sa
couverture dans les Monts du Sud-Est d’oujda, Meseta orientale, Maroc, *Thèse 3e Cycle* 186p.
Poitiers, France.
- TORBI, A., (1996). -Stratigraphie et évolution structural paléozoïque d’un segment de la
Meseta orientale marocaine (monts du Sud- Est de Oujda): rôle des décrochements dans la
formation de l’olistostrome intraviséen et le plutonisme tardi-hercynien. *J. Afr. Earth. Sc.*, vol.
22, n°4, pp. 549-563.
- TRIPSANAS, E., K., PIPER, D., J., W., JENNER, K., A., & BRYANT, W., R., (2008). -
Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern
North American margin. *Sedimentology*, 55, pp. 97-136.
- VALIANCE, J., W., SCOTT, K., M., (1997). -The Oseola mudflow from Mount Rainier:
sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geol. Soc. Am. Bull.*,
109, pp. 143-163.
- VROLIJK, P., J., SOUTHARD, J., B., (1982). -Experiments on sand deposition by high-
velocity surges. *11th Int. Congr. Sed.*, Hamilton, Ont., Abstract.
- WALKER, R., G., (1967). -Turbidite sedimentary structures and their relationships to proximal
and distal environments. *J. Sed. Petrol.*, 37, pp. 25-43.
- WALKER, R., G., (1978). -Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models
for exploration for stratigraphic traps: *A.A.P.G. Bulletin*, 62, pp. 932-966.
- WALKER, R., G., (1984). Shelf and Shallow marine sands. In : “Facies models: Geoscience
canada”, R.G Walker (ed.), *Geol. Assoc. Canada*, 1, pp.75-89.
- WALKER, R., G., (1992). -Turbidites and submarine fans. In Walker, R.G., James, N.P. (Eds)
Facies Models: Response to Sea Level Change. *Geol. Assoc. Canada*, pp. 239-263.
- WALKER, R., G., & MUTTI, E., (1973). -Turbidite facies and facies association. In G.W.
Middleton & A.H. Bouma (Eds), *Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc. Econ.
Paleont. Min.*, Short Course, pp. 119-157.
- WENTWORTH, C., K., (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal
of Geology*, 30, 377-392.
- WYNN, R., B., & STOW, D., A., V., (2002). -Classification and characterisation of deep-water
sediment waves. *Marine Geology*, 192, pp. 7-22.

.

ZARAGOSI, S. (2001). Les systemes turbiditiques profonds de la marge celtique armoricaine (golfe de Gascogne): physiographie et évolution au cours des derniers 30 000 ans. *These de doctorat*, univ. bordeaux I., 331 p.

SALLES., T. (2006). Modélisation numérique du remplissage sédimentaire des canyons et chenaux sous-marins par approche génétique. *These de doctorat*, univ. bordeaux I., 215 p.

ZARAGOSI, S., LE SUAVE, R., BOURILLET, J., F., AUFFRET, G., A., FAUGERES, J., C., PUJOL, C., & GARLAN, T., (2001). -The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source ramp model. *Geol. Mar. Letters*, n° 20, p.219-232.



Annexe

Planche A
Agrandissement x1000 des photographies
Localisation des spécimens sur les lames

Figure 1 : *Ambitisporites tripapillatus* (Moreau-Benoît, 1976)
Lame 6

Figure 2 : *Amicosporites streelii* (Stemans, 1989)
Lame 6

Figure 3 : *Apiculiretusispora spicula* (Richardson et Lister, 1969)
Lame 6

Figure 4 : *Archaeozonotriletes* Richardson et Lister, 1969
Lame 6

Figure 5 : *Chelinospora sp.* (Stemans, 1989)
Lame 6

Figure 6 : *Dictyotriletes subgranifer* (McGregor, 1973)
Lame 6

Figure 7 : *Dibolisporites wetteldorfensis* (Lanninger, 1968)
Lame 6

Figure 8 : *Gneudnaspora divellomedia* (Balme, 1988)
Lame 6

Figure 9 : *Iberoespora sp* (Rubinstein, Melo & Stemans, 2005).
Lame 6

Figure 10 : *Knoxisporites riondae* (Cramer, 1968)
Lame 6

Figure 11 : *Retusotriletes* Chibrikova, 1962
Lame 6

Figure 12 : *Scylaspora scripta* (Richardson, Rodríguez & Sutherland, 2001).
Lame 6

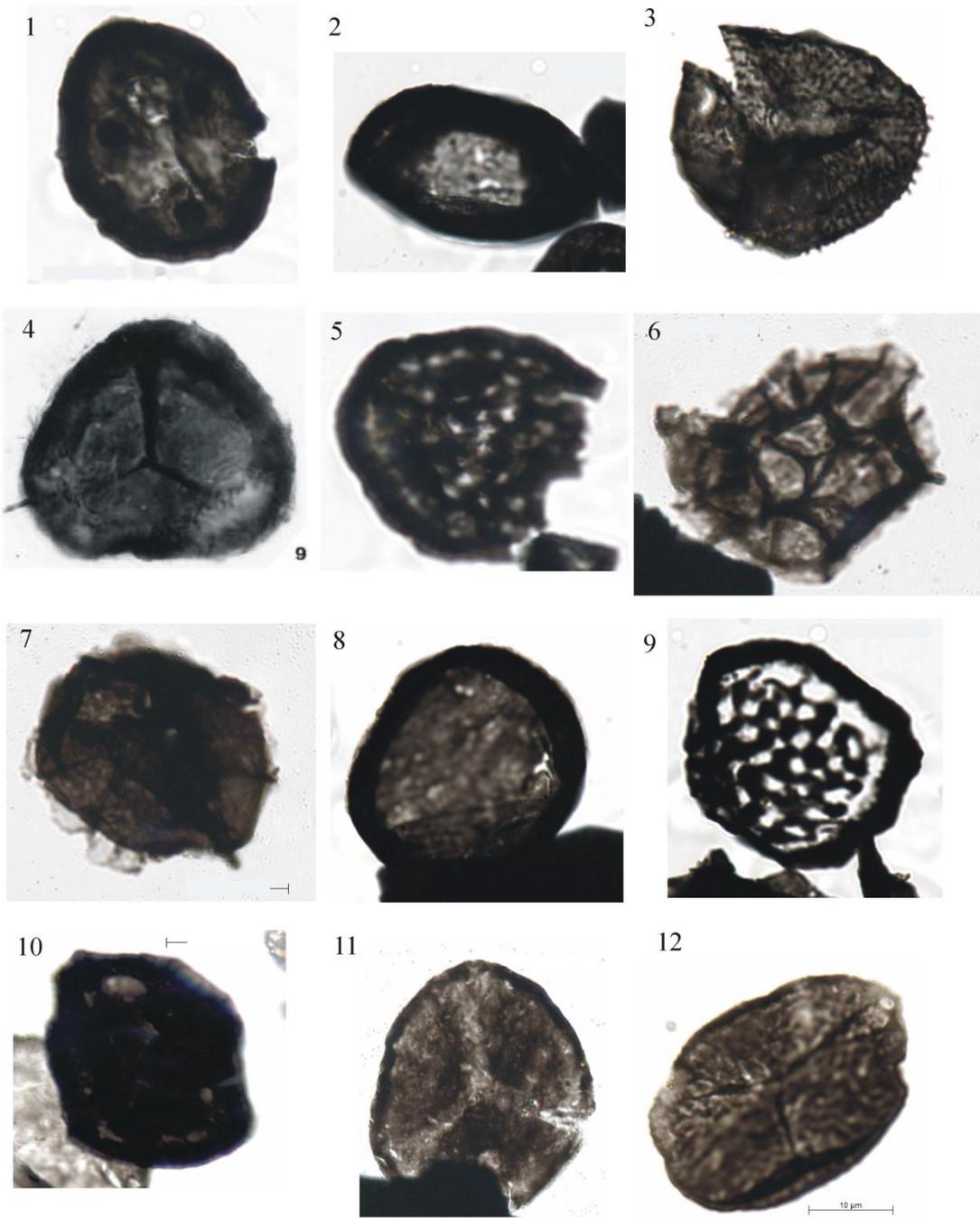


Planche B

**Agrandissement x1000 des photographies
Localisation des spécimens sur les lames**

Figure 1: *Amicosporites streelii* (Stemans, 1989)

Lame 6 et 9

Figure 2: *Apiculiretusispora spicula* (Richardson et Lister, 1969)

Lame 6 et 9

Figure 3 : *Cymbosporites* Allen, 1965

Lame 9

Figure 4: *Dictyotriletes subgranifer* (McGregor, 1973)

Lame 6 et 9

Figure 5: *Dictyotriletes emsiensis* (Mc Gregor, 1973)

Lame 9

Figure 6: *Emphanisporites* Vigran, 1964

Lame 9

Figure 7: *Iberoespora noninspissatosa* (Stemans, 1989)

Lame 9

Figure 8: *Retusotriletes abundo* Rodriguez 1978

Lame 9

Figure 9: *Stellatispora inframurinata* var. *murinata* (Burgess et Richardson, 1995)

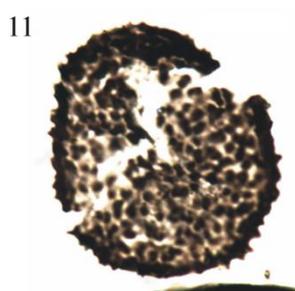
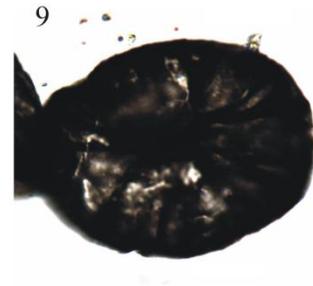
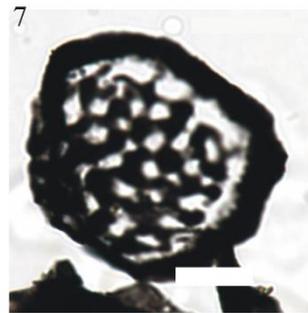
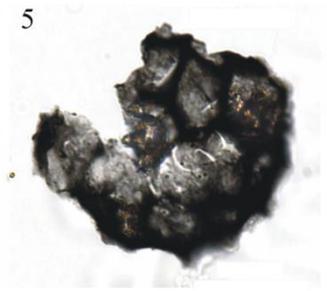
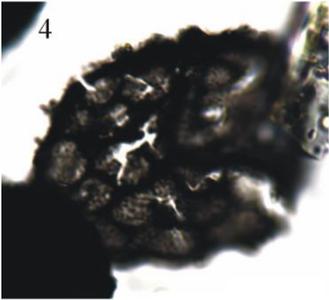
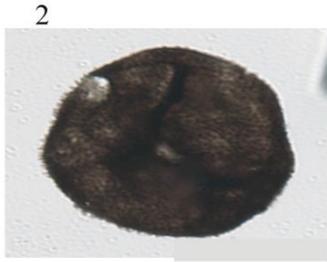
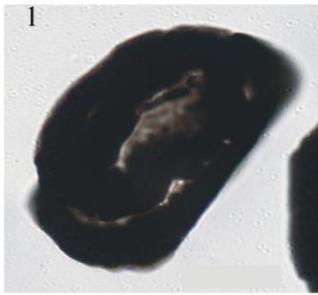
Lame 6 et 9

Figure 10: *Synorisporites* Richardson et Lister, 1969

Lame 9

Figure 11: *Verrucosisorites polygonal* (Lanninger, 1968)

Lame 6 et 9



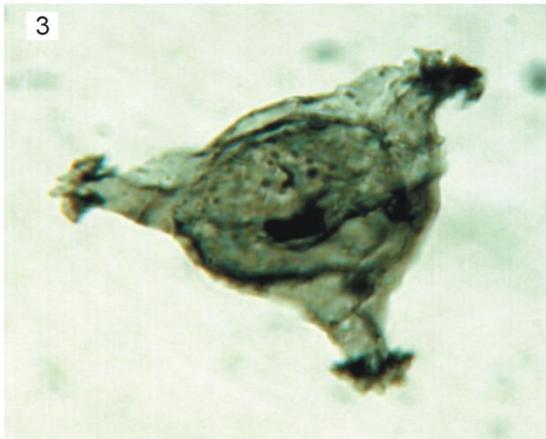
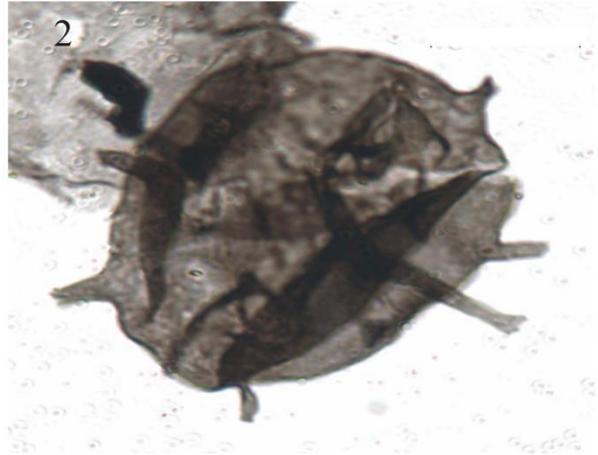
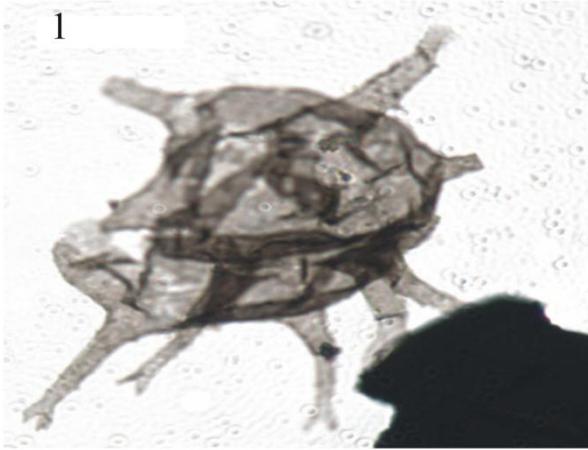
.

Planche C
Agrandissement x1000 des photographies
Localisation des spécimens sur les lames

Figure 1 et 2: *Multiplicisphaeridium* (Staplin, 1961)
Lame 9

Figure 3 : *Florisphaeridium toyetae* (Cramer, 1964)
Lame 9

Figure 4: *Palacanthus ledanoisii* (Deunff, 1957; Playford, 1977)
Lame 9



.

Planche D
Agrandissement x1000 des photographies
Localisation des spécimens sur les lames

Figure 1: *Cepillum puercospinoides* (Cramer, 1964)
Lame 9

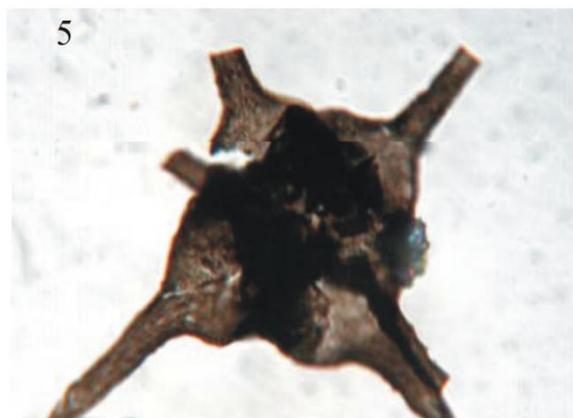
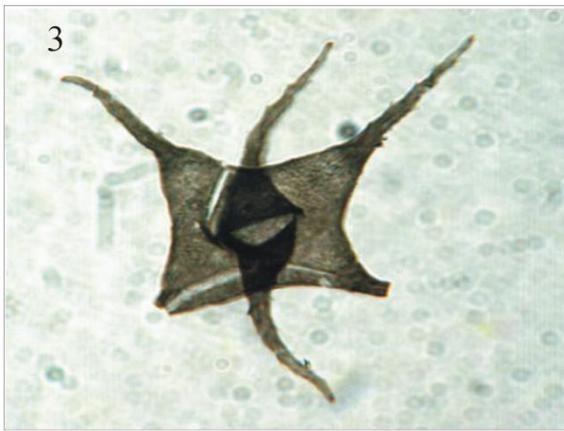
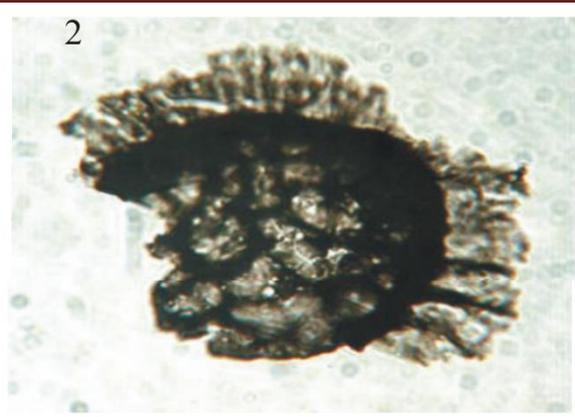
Figure 2: *Fimbriaglomerella aulerca* (Deunff, 1980)
Lame 9

Figure 3 *Evittia spicifera* (Deunff, 1955)
Lame 9

Figure 4: *Veryahchium vandenbergheni* (Cramer, 1964)
Lame 9

Figure 5 : *Veryahchium crusistellatum* (Deunff, 1955)
Lame 9

Figure 6 : *Exochoderma triangulata* (Wicander et Wood, 1981)
Lame 9



Liste des figures

Figure 1. carte géologique schématique du nord du horst de Tiffrit (Bougara, 1995, modifiée) et distribution des affleurements	15
Figure 2. Levés des coupes de Boukourdène (BK1, BK2, BK3) et échantillonnage	16
Figure 3. Levés des coupes de Boukourdène (BK4), Chabet Belal (CHB), El Meloul (EM) et échantillonnage	17
Figure 4. Le modèle de "suprafan" de Normark (1970 ; 1978)	21
Figure 5: Le modèle de Mutti et Ricci Lucchi (1972)	22
Figure 6. Le modèle d'assemblage d'éventails anciens et actuels avec un suprafan à lobes de dépôts (Walker; 1978)	23
Figure 7. Modèle de système turbiditique sableux à source multiple: modèle de Chan et Dott (1983) basé sur l'étude du "Tyes-Flournoy forearc basin", Oregon	25
Figure 8. <i>Submarine ramp</i> alimentée par un delta (modèle de Heller et Dickinson, 1985)	25
Figure 9. Processus de transport et de dépôt dans en milieu marin profond (Stow, 1986)	27
Figure 10-1. Bloc diagramme schématique montrant une un système de dépôt riche en graviers et galets: (a) <i>apron</i> , (b) <i>submarine fan</i> , (c) <i>submarine ramp</i> .	31
Figure 10-2. Bloc diagramme schématique montrant une un système de dépôt riche en sables (<i>Modifié</i> par Reading et Richards, 1994 ; Richards et Bowman, 1998): (a) <i>apron</i> , (b) <i>submarine fan</i> , (c) <i>submarine ramp</i> .	31
Figure 10-3. Bloc diagramme schématique montrant une un système de dépôt riche en argiles et sables (<i>Modifié</i> par Reading et Richards, 1994 ; Richards et Bowman, 1998): (d) <i>apron</i> , (e) <i>submarine fan</i> , (f) <i>submarine ramp</i> .	32
Figure 10-4. Bloc diagramme schématique montrant un système de dépôt riche en argiles (<i>Modifié</i> par Reading et Richards, 1994 ; Richards et Bowman, 1998): (d) <i>apron</i> , (e) <i>submarine fan</i> ,	32

(f) submarine ramp.	
Figure 11. La séquence de Bouma (1962)	34
Figure 12. Forme et distribution d'un courant turbiditique de la séquence de Bouma (1962)	34
Figure 13. Profil d'un écoulement turbiditique schématisant un écoulement supérieur turbulent se déplaçant au dessus d'un écoulement inférieur plus lent (Sanders, 1965)	34
Figure 14. Profil d'un écoulement turbiditique schématisant un écoulement supérieur turbulent se déplaçant au dessus d'un écoulement inférieur plus rapide (<i>flowing grain layer</i> , Sanders, 1965)	35
Figure 15. Interprétation de la séquence de Bouma par Walker (1967)	35
Figure 16. Classification des écoulements gravitaires (Middleton et Hampton, 1973)	36
Figure 17. Evolution graduelle des types d'écoulements gravitaires en fonction du temps et (ou) de l'espace (Middleton et Hampton, 1973)	37
Figure 18. Les modèles de faciès et leurs variations latérales, d'après Shanmugam (2000)	38
Figure 19. Diagramme schématique montrant l'évolution granulométrique depuis les grains grossiers de Lowe (1982), les turbidites classiques de Bouma (1962) aux turbidites à grains fins de Stow et Shanmugam (1980).	39
Figure 20. Modèle d'un faciès argileux et sableux (d'après Stow et <i>al.</i> , 1998)	40
Figure 21: Popularité et études fondamentales des modèles d'éventails profonds durant les derniers 50 ans, d'après Shanmugam (2000)	41
Figure 22. Scénarios hypothétiques montrant deux cas avec des transformations d'écoulement (B et C) et deux cas sans transformation d'écoulement (A et D) dans les rangées des <i>debris flow</i> et des courants de turbidité	49
Figure 23. Schéma d'un système de dépôt de pente et de bas de pente, et types de dépôts, d'après (Bouma, 2000)	50
Figure 24. Illustration du processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000; Shanmugam, 2000)	52
Figure 25. Caractéristiques des <i>mounded lobes</i> et des <i>sheet lobes</i> par Galloway et Hobbay (1996, dans Galloway, 1998)	56
Figure 26. Modèle d'évolution séquentielle des dépôts sédimentaires d'éventails à lobes attachés et détachés (Shanmugam, 2000)	57
Figure 27. Carte schématique, structurale de l'Afrique du Nord et localisation des terrains paléozoïques (d'après Elmi 1978; Hoepffner et <i>al.</i> 2005, <i>modifiée</i>)	61

Figure 28. Coupe de Mehraoua (Tiffrit)	66
Figure 29. Coupe synthétique des monts de Saïda (Ouardas, 1983)	67
Figure 30. Les différents ensembles sédimentaires et styles de déformation du môle de Tiffrit (Bougara, 1995, <i>modifiée</i>)	69
Figure 31. Les pointements paléozoïques oranais et des horsts frontaliers algéro-marocains	71
Figure 32. Essai d'une corrélation des différentes unités sédimentaires paléozoïques de la Meseta orientale marocaine et des horsts frontaliers algéro-marocains	73
Figure 33. Le môle de Tiffrit (extrait de la carte géologique de l'Algérie, Cornet et <i>al.</i> , 1952, <i>modifiée</i>)	98
Figure 34. Pétrographie des roches .	
Figure 35. Le dépôt flué associé à des bancs désorganisés	102
Figure 36. Turbidite à « <i>creep wrinkles</i> »	102
Figure 37: Lithologie et granulométrie des dépôts de lobes, montrant les termes (S1, S2 et S3) de la séquence idéale de Lowe (1982)	104
Figure 38a. Faciès turbiditique chenalisé	105
Figure 38b. Turbidites proximales de type Tab	105
Figure 39. Sédiments de « <i>crevasses splays</i> »	105
Figure 40. Turbidites minces à rides de courant et à convolutés	105
Figure 41a : turbidites minces ou « <i>overbank deposits</i> »	106
Figure 41b : Turbidites de type Tce, terme c à microstratifications obliques peu prononcées	106
Figure 42 : Dépôt d'inter-chenaux	106
Figure 43 : Siltite à traces et tiges de plante fossile	106
Figure 44a. Le faciès arkosique à " <i>ball and pillow</i> " montrant une géométrie de pincements	108
Figure 44b. Faciès amalgamé surmonté par un niveau massif à « <i>ball and pillow</i> »	108
Figure 45. Fracturation synsédimentaire entre les faciès de levées et de lobes de dépôts	108
Figure 46. Faciès à <i>Nereites</i>	108
Figure 47. Formation des structures en " <i>ball and pillow</i> " par le phénomène d'échappement de fluide lors d'un dépôt rapide d'un lobe de dépôt	114
Figure 48. Analyse sédimentologique de la coupe de Boukourdène	116
Figure 49. Analyse sédimentologique de l'ensemble sédimentaire 2 de Boukourdène	118
Figure 50. Sédiments présentant une géométrie en <i>sheet like</i> '	118

Figure 51. Sédiments de lobe de dépôt	118
Figure 52. Rides de courant à la fin des séquences de lobes de dépôt	119
Figure 53. Sédiments d'inter-lobes	119
Figure 54. Analyse sédimentologique de l'ensemble sédimentaire 3 de Boukourdène	121
Figure 55. Chenaux étalés	122
Figure 56. Les niveaux centimétriques de sédiments d'inter-chenaux distaux	122
Figure 57. Analyse sédimentologique de l'ensemble sédimentaire 4 de Boukourdène	123
Figure 58. L'ensemble sédimentaire 4 de Boukourdène avec le détail des turbidites types	124
Figure 59. Analyse sédimentologique de l'ensemble sédimentaire de Chabet Belal	126
Figure 60. L'Ensemble de base de l'ensemble sédimentaire de Chabet Belal	127
Figure 61. Le détail des <i>shales</i> , affectés d'une schistosité de flux	127
Figure 62. Le détail des niveaux de quartzites décimétriques	127
Figure 63. Le sous ensemble supérieur de Chabet Belal	128
Figure 64. L'ensemble sédimentaire de Chabet Belal	128
Figure 65. Analyse sédimentologique d'El Meloul	130
Figure 66. Le troisième ensemble de l'ensemble sédimentaire d'El Meloul	131
Figure 67. Structure de base de bancs en sillons d'érosions ou ' <i>tabular scours</i> '	131
Figure 68. Turbidite de type Tac puis Tabc	131
Figure 69. Série de surfaces ferruginisées en fin de séquences	131
Figure 70 . Lobe de dépôt ou " <i>sheet sand</i> ", définissant ainsi une évolution stratonomique moyennement polarisée	132
Figure 71. Niveaux silteux à kaolinite, à rides de courants	132
Figure 72. Modèle environnemental : comparaison entre les ensembles de Chabet Belal-El Meloul	133
Figure. 73. Le modèle " <i>Slope apron</i> " de Tiffrit	138
Figure 74. Evolution des segments varisques du nord de l'Afrique au cours du Paléozoïque (Michard et al. 2008)	143
Figure 75. Corrélation de la chaîne hercynienne du nord de l'Afrique avec les ceintures péri-atlantiques calédoniennes et varisques	145
Figure 76. Autres modèles géodynamiques pour l'orogène de la Meseta au Dévonien	147

Liste des tableaux

Tableau I. Liste des travaux réalisés	14
Tableau II-1. Échantillonnage et distribution des levées	16
Tableau II-2. Échantillonnage et distribution des levées	17
Tableau III. Les déformations hercyniennes dans le Tiffrit (Bougara, 1994)	70
Tableau IV. Répartition stratigraphique de microfossiles identifiés dans le Dévonien de Tiffrit et établie selon la zonation de spores de Rubinstein et Steemans, 2002 ; Kermadjji & al. (2009) et la zonation d'acritarches d'El Shama & al. (2012)	96
Tableau V. Classification des faciès de sédiments de courants gravitaires	101
Tableau VI. Interprétation des faciès de Tiffrit	111-112

Liste des planches

Planche A

1 : <i>Ambitisporites tripapillatus</i> (Moreau-Benoît, 1976);	168-169
2 : <i>Amicosporites streelii</i> (Stemmans, 1989);	
3 : <i>Apiculiretusispora spicula</i> (Richardson et Lister, 1969);	
4 : <i>Archaeozonotriletes</i> Richardson et Lister, 1969;	
5 : <i>Chelinospora sp.</i> (Stemmans, 1989);	
6 : <i>Dictyotriletes subgranifer</i> (McGregor, 1973);	
7 : <i>Dibolisporites wetteldorfensis</i> (Lanninger, 1968);	
8 : <i>Gneudnaspora divellomedia</i> (Balme, 1988) ;	
9 : <i>Iberoespora sp</i> (Rubinstein, Melo & Steemans, 2005);	
10 : <i>Knoxisporites riondae</i> (Cramer, 1968);	
11 : <i>Retusotriletes</i> Chibrikova, 1962;	
12 : <i>Scylaspora scripta</i> (Richardson , Rodríguez & Sutherland, 2001).	

Planche C

1 et 2 : <i>Multiplicisphaeridium</i> (Staplin, 1961) ;	172-173
3 : <i>Florisphaeridium toyetae</i> (Cramer, 1964) ;	

4: *Palacanthus ledanoisii* (Deunff, 1957; Playford, 1977).

Planche D.

1 : *Cepillum puercospinoides* (Cramer, 1964) ;

2: *Fimbriaglomerella aulerca* (Deunff, 1980);

3 : *Evittia spicifera* (Deunff, 1955) ;

4: *Veryahchium vandenbergheni* (Cramer, 1964) ;

5 : *Veryahchium crusistellatum* (Deunff, 1955);

6 : *Exochoderma triangulata* (Wicander et Wood, 1981).

174-
175