

Le Carbonifère inférieur de la Meseta marocaine : sédimentation et paléogéographie.

Alain IZART et Jacques BEAUCHAMP

ألان إيزار و جاك بوشامب

ملخص

الكربوني الأسفل في الهضبة المغربية ترسب وپالوجغرافيا. أثناء الدينانتي، غمر بحر قليل العمق الهضبة المغربية. تتكون رواسبه أساسا من توضعات حطامية رصيفية قريبة وبعيدة وتوضعات منحدر؛ بينما تبقى توضعات تيارات العكر قليلة. يمثل هذا الحوض، المحزراً بمفارق وجزر وأحاديد متهدلة، أهدودا مجهضا تموضع على الرصيف الشرقي القديم للمحيط البروطو — أطلسي الذي أغلق أثناء الانتهاض الكاليدوني. وكان الطغيان البحري قادما من جهة الشمال الشرقي من الميزوجي أو ومن من المنطقة الرينو — هرسينية.

RESUME

Au Dinantien, la Meseta Marocaine a été recouverte par une mer épicontinentale peu profonde. Les sédiments sont essentiellement des dépôts détritiques de plate-forme proximale, distale et de pente. Les turbidites s.s. restent rares. Ce vaste bassin sédimentaire, compartimenté par des seuils, hauts fonds, îles, sillons subsidents, correspond à un rift avorté apparu sur l'ancienne marge orientale du Proto-Atlantique cicatrisé à l'orogénèse calédonienne. La transgression viséenne venait du NE, depuis la Mésogée et/ou la zone rhéno-hercynienne.

SUMMARY

The Early Carboniferous of the Moroccan Meseta : sedimentation and paleogeography. During the Dinantian, the most part of the Moroccan Meseta was covered by a shallow epicontinental sea. The sea floor was composed of proximal and distal shelves, and slopes ; shoals and emerged areas were numerous. Clastics deposits were predominant ; high energy events frequently occurred (storm deposits). True turbidites are less extensive than previously described. Mass movements were induced along fault-generated slopes. The Visean marine basin of the Moroccan Meseta is interpreted as an abortive rift laying upon the previous Iapetus ocean Eastern margin. The sea came from the Tethys through the area presently capped by the Rif nappes and/or the Rheno-hercynian area.

INTRODUCTION

Les affleurements d'âge carbonifère inférieur sont étendus au Maroc, essentiellement dans le domaine mésétien, accessoirement dans le domaine atlasique. Ils ont été communément décrits comme des séries monotones, rythmiques, grésopélitiques et appelés "flysch". Cette dénomination a conduit à considérer le Maroc comme un vaste bassin marin à remplissage turbiditique. En fait, des études récentes ont souligné l'importance des faciès peu profonds et la complexité de la topographie carbonifère. Il nous paraît donc utile de chercher à définir ces séries afin de proposer un modèle sédimentaire plus conforme aux connaissances actuelles.

Nous rappellerons d'abord les dispositifs sédimentaires observés, de nos jours et dans le

passé, dans les bassins marins et le long des marges continentales. Nous recenserons ensuite les principaux milieux de sédimentation reconnus dans le Carbonifère inférieur du Maroc. Enfin, la confrontation des données sédimentologiques, tectoniques et pétrologiques nous amènera à proposer un modèle morphologique et sédimentaire ayant sa place dans le cadre plus vaste des Hercynides.

SEDIMENTATION DETRITIQUE MARINE ACTUELLE ET ANCIENNE

MORPHOLOGIE

A l'époque actuelle, dans le domaine marin, existent 2 modèles morphologiques principaux :

— l'océan avec sa marge continentale passive (fig. 1) composé d'une plate-forme, d'une pente

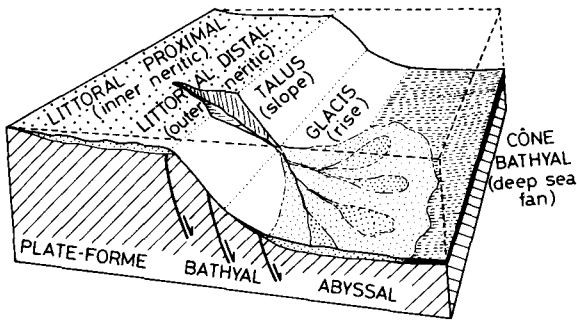


Figure 1: Morphologie d'une marge continentale passive.

et d'un bassin océanique. Cette marge résulte de processus sédimentaires et tectoniques, dans ce cas en distension. L'initialisation de ce modèle s'observe dans les rifts océaniques naissant dans le domaine continental (Afar). Les marges actives associées aux zones de subduction sont l'équivalent en contexte compressif ;

— la mer épicontinentale installée sur croûte continentale, à variation bathymétrique et pente faible (exemple Mer du Nord, Mer d'Arafura entre l'Australie et la Nouvelle Guinée). Ces mers sont souvent les derniers témoins de mers qui transgressaient jadis plus largement les continents.

Dans le passé, nous distinguerons également 2 modèles :

— des bassins océaniques et leurs marges continentales dans les Alpes, les Calédonides, semblables au modèle actuel ; au serrage, l'océan disparaît et les marges tectonisées donnent les chaînes de montagnes ;

— des mers épicontinentales installées sur croûte continentale :

+ soit dans des bassins sédimentaires étendus et subsidents où les conditions de sédimentation sont relativement homogènes et la tectonisation faible (exemple : Bassin Parisien au Mésozoïque-Cénozoïque, Bassin de Tindouf au Carbonifère) ;

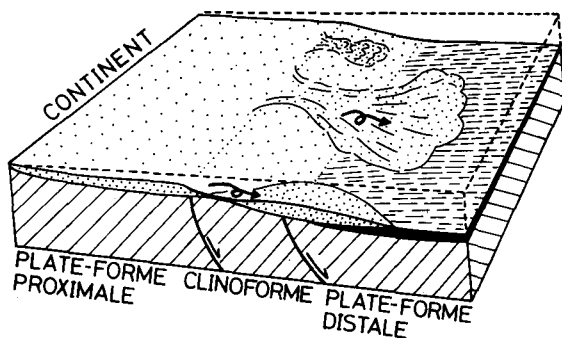


Figure 2: Structure d'une plate-forme ancienne (inspiré de Woodrow et Isley, 1983).

+ soit dans des bassins compartimentés, à structuration précoce contemporaine de la sédimentation ; ils sont subdivisés par des pentes qui sont soit purement sédimentaires (déterminées par la progradation des sédiments ; voir WOODROW et ISLEY, 1983, pour le Dévonien des Catskill) soit tectonique (structurées par failles normales), soit tectono-sédimentaires (fig. 2) composées d'une plate-forme proximale, d'une pente ou "clinoforme" et d'une plate-forme distale. Ces zones peuvent évoluer par compression en chaîne de montagne.

SEDIMENTATION

Elle est résumée dans les Tableaux I et II.

TERMINOLOGIE ADOPTÉE

Nous voyons donc que les modèles sédimentaires marins sont variés de même que la terminologie que leur est associée ; nous utiliserons les termes suivants :

— *bassin sédimentaire* : vaste unité géographique englobant aussi bien la zone d'accumulation que les provinces d'origine des matériaux. Le terme de "bassin sédimentaire marin" recouvrira seulement la dépression marine où il y a sédimentation. Dans un même bassin sédimentaire, les faciès déposés sont variés mais procèdent de la même filiation. Le terme de "bassin océanique" sera réservé à un soubassement de croûte océanique ;

— *plate-forme marine* : zone continentale plane ou légèrement décline recouverte d'une faible tranche d'eau marine (une centaine de mètres au maximum). Elle peut être constituée de 3 parties :

+ *plate-forme proximale* : prolongement de la plaine littorale ;

+ *pente ou clinoforme* : légère rupture de pente ; dans le cas d'une tectonique distensive active, la pente peut être localement, et momentanément, forte.

+ *plate-forme distale* ; partie éloignée de la côte, au delà du clinoforme.

Sur une plate-forme, des bandes limitées par failles et fortement subsidentes (graben) peuvent être comblées par l'afflux de matériaux sans que l'épaisseur moyenne de la tranche d'eau soit affectée.

Nous rappellerons ici à titre indicatif d'autres terminologies proposées pour une mer épicontinentale : "basin margin, clinoform, basin floor" selon WOODROW et ISLEY (1983), "undaform, clinoform, fundaform" selon RICH (1951).

Tableau I : Paramètres sédimentologiques sur une marge passive.

MILIEU	PLAGE DELTA	PLATE-FORME DETRITIQUE	PENTE CANYON	GLACIS CONE	BASSIN OCEANIQUE
ENERGIE sur le fond	Très Forte	Forte à Moyenne	Forte à Moyenne		faible
FACTEURS HYDRODYNAMIQUES	vagues marées courants (dont fleuve)	vagues courants littoraux	courants de turbidité courants de contour glissements		décantation
FAUNE FLORE	faune benthique débris végét. terrestres	benthique +pélagique	remaniées		pélagique
FACIES SEDIMENTAIRES	chenaux plage	faciès variés -----tempestites-----	turbidites A,B,C,D slumps		boues pélagiques

Tableau II : Paramètres sédimentologiques sur une plate-forme de mer épicontinentale ancienne.

MILIEU	PLAGE DELTA	PLATE-FORME PROXIMALE	CLINOFORME	PLATE-FORME DISTALE
ENERGIE sur le fond	Très Forte	Forte à Moyenne	Moyenne	faible
FACTEURS HYDRODYNAMIQUES	vagues marées courants (dont fleuve)	vagues courants littoraux	courant de turbidité slumps	courant possible
FAUNE FLORE	benthique débris végét.	benthique+pélagique	(remaniée)	pélagique benthique (sauf si anoxie)
FACIES SEDIMENTAIRES	chenaux plage	faciès variés -----tempestites-----	turbidites C, D sans canyon	boues hémipélagiques tempestites possible anoxie fréquente si marées faibles

Tableau III : Principaux milieux de sédimentation du Viséen de la Meseta Marocaine.

BASSIN SEDIMENTAIRE	MILIEU	CONTINENT	DELTA	PLAGE	PLATE-FORME PROXIMALE	FENTE	PLATE-FORME DISTALE
BASSIN DE SIDI BETTACHE	VISEEN INFERIEUR RABAT conglomérat rouge - stratification plans, désorganisé - chenalisé organisé CONE FLUVIATILE	TOURNAISIEN, VISEEN INF. SW RABAT conglomérat, grés, chenal CHENAL DISTRIBUTAIRE grés bien classé, plan FRONT grés-argilite à rides shale PRODELTA	TOURNAISIEN, VISEEN INF. S RABAT lentilles de grés quartzarénite, bien classé, litage oblique à angle faible, litage entrecroisé à angle fort	TOURNAISIEN, VISEEN INFERIEUR KORIFLA grés chenalisé, plan ou mamelon grés - argilite à rides de vague TEMPESTITE	PAMENNIEN, TOURNAISIEN AIN HALLOUF slumps, olistolithes cône à conglomérat, grauwacke turbidites CI, C2	TOURNAISIEN VISEEN INFERIEUR KORIFLA shale à nodules goniatites volcanisme	
				VISEEN MOYEN-SUPERIEUR MECHRA et W CHERRAT grés, calcaire gréseux, argilite couplets calcaire-grés, argilite grés-argilite à rides de vague TEMPESTITE	VISEEN SUPERIEUR ROMMANI turbidites CI, C2, DI, D2, D3 assemblées en mégaséquences (cône sans chenal alimenté par la plate-forme proximale)	VISEEN SUP. BOU RZIM shale goniatite	
BASSINS DU MAROC CENTRAL	VISEEN SUP. IZROUTENE conglomérat	VISEEN SUPERIEUR KHENIPRA conglomérat CHENAL DISTRIBUTAIRE	VISEEN SUP. TABAINOUT AZROU conglomérat, grés quartzarénite, bien classé calcaire oolitique	VISEEN INF., MOYEN, SUP. TABAINOUT, GOULIB, AZROU calcaire récifal, bioclastique, oolitique, shale AKKA OUZARIF, APPROUG calcaire gréseux granoclassé ou massif couplets calcaire-grés, argilite grés-argilite : TEMPESTITE	VISEEN SUPERIEUR KHENIPRA cône conglomératique turbidites, olistolithes	VISEEN SUP. NAMURIEN SIDI LAMINE FOURHAL shale posidonomya goniatite	
				NAMURIEN KHENIPRA nappe de glissement	VISEEN SUPERIEUR JEBILET E, HAUT ATLAS turbidites calcaire ou détritique DI, D2, D3 mégaséquences + ou - (cône sans chenal alimenté par la plate-forme proximale)		
				NAMURIEN FOURHAL turbidites			
BASSINS DES JEBILETS ET DU HAUT ATLAS		VISEEN SUPERIEUR J. OULAD ABID conglomérat chenalisé à galets allochtones CHENAL DISTRIBUTAIRE	VISEEN SUP. J. OULAD ABID conglomérat granoclassé + ou - à galets autochtones et allochtones, grés à litage oblique à angle faible, rides de vague	VISEEN SUPERIEUR J. OULAD ABID grés à mamelon, rides de vague couplets calcaire-grés, argilite shale à crinoïdes, brachiopodes	VISEEN SUPERIEUR JEBILET E, HAUT ATLAS turbidites calcaire ou détritique DI, D2, D3 mégaséquences + ou - (cône sans chenal alimenté par la plate-forme proximale)	VISEEN SUPERIEUR SAHRLEP shale posidonomya pyrite volcanisme	
		VISEEN SUPERIEUR HAUT ATLAS conglomérat		KHARROUBA, JEBILET E calcaire oolitique, calcirudite grés à mamelon, rides de vague grés-argilite lenticulaire, rides		HAUT ATLAS shale goniatite	
				SAHRLEP couplets calcaire-grés		NAMURIEN (?) JEBILET nappe de glissement	
FREQUENCE	rare	rare	moyenne	forte	forte à moyenne	moyenne	

MILIEUX DE SEDIMENTATION DU VISEEN AU MAROC

Nombreux sont les travaux consacrés au Carbonifère inférieur du Maroc. Néanmoins, les études sédimentologiques au sens strict restent rares ; nous pouvons citer celles de PIQUE, KELLING et MULLIN, COSSEY, GRAHAM... Les auteurs eux-mêmes ont particulièrement travaillé dans le bassin de Sidi Bettache, le Maroc Central et les Jebilet.

PRINCIPAUX FACIES

Les différents milieux de sédimentation observés sont regroupés dans le tableau III.

— *Les dépôts continentaux*, fluviatiles, sont rares dans la Meseta marocaine. Ce sont des dépôts conglomératiques de 2 types :

- à stratification plane, galets anguleux et non orientés, et matrice importante ;
- chenalisés, à imbrications et matrice faible.

Ils correspondent à des coulées de débris et des chenaux en tresses assemblés en cône fluviatile de piedmont sur pente tectonique au bord nord du bassin de Sidi Bettache et dans la série d'Izroutene dans le Maroc central. Ils ont souvent été érodés, détruits à l'orogénèse, ou repris lors des transgressions (Maroc central), ce qui pose le problème de la limite continent-mer, en particulier sur les îlots du socle antévisséens du Maroc central.

— *Les dépôts deltaïques* sont également rares. Ce sont des remplissages de chenaux distributaires à galets allochtones sur une plaine deltaïque étroite. Le front du delta peut présenter des quartzarénites matures, voisines des grès de plage mais à grains plus anguleux. Le prodelta est constitué d'alternances de grès-argilites à rides de courant ou de vague, et de shale, difficilement dissociables des dépôts de plate-forme.

— *Les dépôts de plage* sont des lentilles de grès quartzarénites matures noyées dans des shales à riche microfaune (brachiopodes...). Ces grès présentent des litages obliques à angle faible ou des litages entrecroisés à angle fort, produits par les vagues et parfois les marées. Des dépôts de forte énergie, conglomérats à galets autochtones et allochtones ou grès à mamelons, sont produits par les tempêtes à la limite plage-plateforme (exemple Oulad Abid ; fig. 4).

— *Les dépôts de plate-forme proximale* sont fréquemment représentés. On peut y distinguer :

+ des calcaires d'origine récifale ("monts de boue") et des shales à riche microfaune dans le Maroc central ;

+ des dépôts détritiques gréso-argileux et carbonatés : calcaires gréseux chenalisés ou plans à mamelons et rides de vagues, couplets calcaire-grès, grès-shale (fig. 5). Ils sont arrangés en mégaséquences positives ou négatives qui montrent les variations d'énergie du milieu.

Les dépôts de ce type sont connus à l'actuel sur la plate-forme de l'Orégon (KULM *et al.*, 1975) et dans l'ancien : Ordovicien de Bretagne (GUILLOCHEAU, 1982), Carbonifère d'Irlande (DE RAAF *et al.*, 1977). Ils sont interprétés comme des dépôts de tempête. Les tempêtes génèrent des vagues et des courants qui érodent les récifs ou les barres sableuses littorales, transportent ces éléments et les déposent sur la plate-forme selon un grano-classement amont-aval (fig. 9.50 in READING, 1981, p.252). Dans la période de calme qui suit la tempête, les argiles se déposent. Ces structures sédimentaires offrent donc un critère de profondeur ou de proximalité.

— *Les dépôts de pente* sont également fréquents ; ce sont :

+ *des dépôts de pente tectonique*, déterminées par des abrupts de failles actives associées à des graben. On les rencontre : soit à la limite continent-mer : cône conglomératique alimenté directement par les rivières, avec slumps et olistolithes associés dans le Viséen supérieur de Rabat et le Faméno-Tournaisien du secteur de Khenifra ; soit à la limite plate-forme proximale-distale : slumps et olistolithes du secteur d'Azrou.

+ *des dépôts de pente tectono-sédimentaire* : dans ce cas la pente est également induite par la progradation. Ce sont des turbidites gréseuses ou calcaires à séquences D1, D2, D3 (MUTTI, 1979) avec passage progressif du grès (ou de la calcarénite) à l'argile (fig. 6), assemblées en mégaséquences à moyenne période et donc en lobes de dépôt sans canyon d'alimentation ; celle-ci se fait directement à partir de la plate-forme. Ces turbidites sont connues vers Khenifra et dans les Jebilet centrales.

— *Les dépôts de plate-forme distale* sont représentées dans le Carbonifère de la Meseta (Série du Sahrlef des Jebilet centrales par exemple).

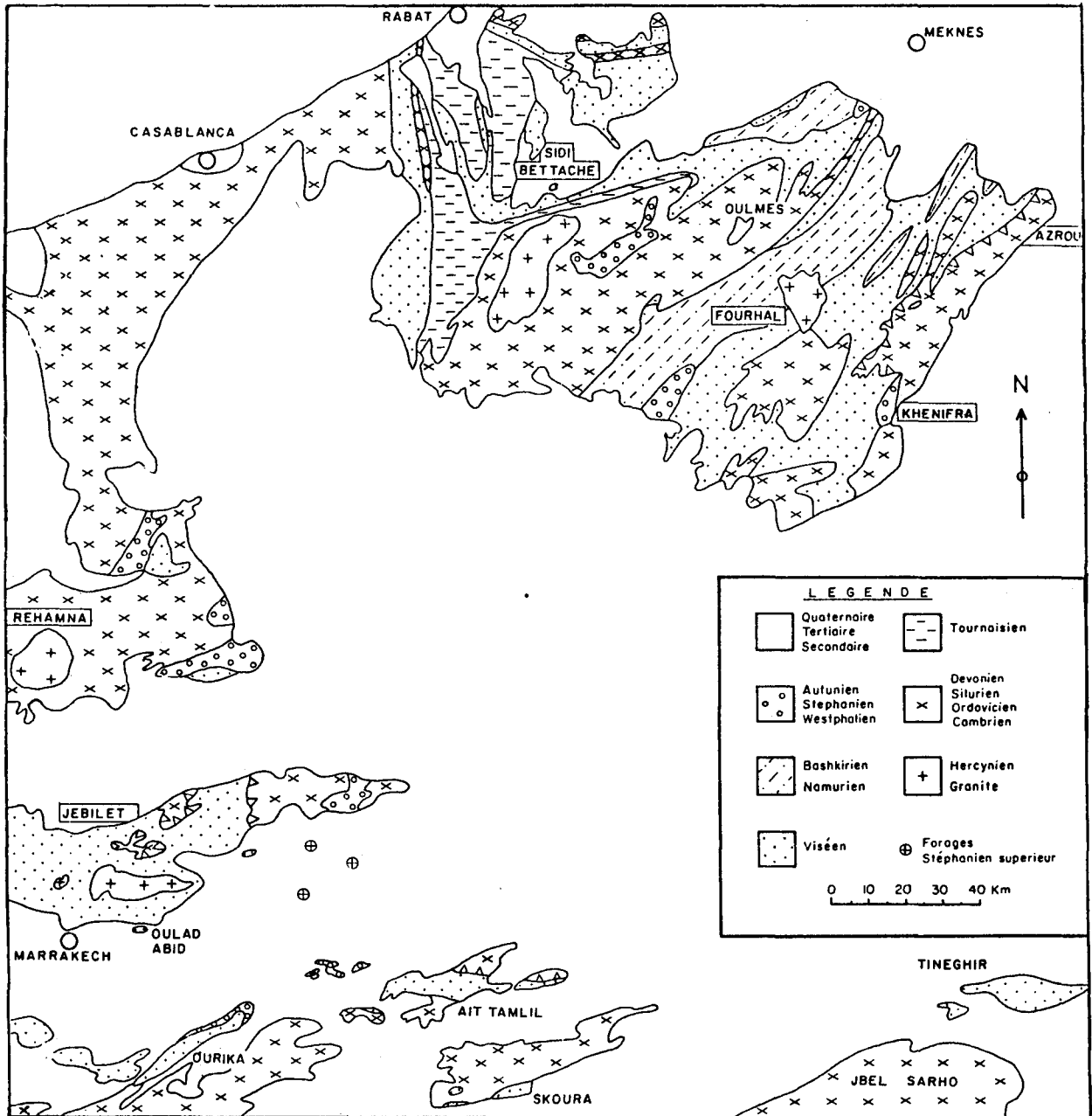


Figure 3: Affleurements carbonifères de la Meseta Marocaine.

On y trouve des shales pyriteuses à *Posidonomya* et goniatites qui caractérisent un milieu réducteur, anoxique, à faune pélagique (CALVER, 1968).

RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE

— Les cartes paléogéographiques (fig. 7, 8, 9) nous

montrent pour le Viséen supérieur une mer épicontinentale digitée complexe sur la Meseta, compartimentée en seuils, bandes continentales et étendues marines restreintes : bassins sédimentaires marins de Sidi Bettach, du Maroc central, des Jebilet et de Tindouf-Bechar. Cette mer épicontinentale présente ainsi une morphologie en golfes et détroits, à marée faible caractéristique des mers fermées, mais à vagues et

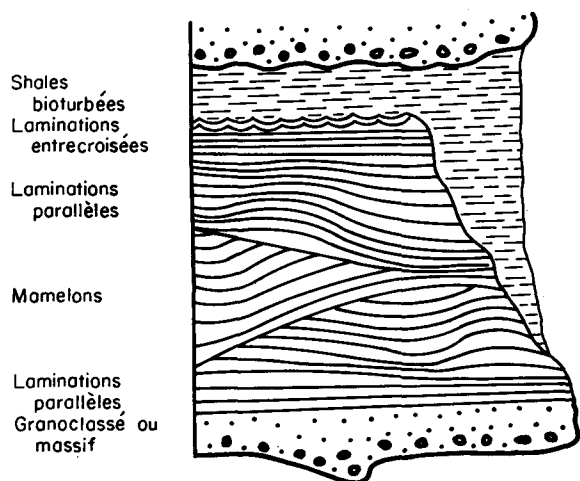


Figure 4: Séquence de tempestite à mamelon (d'après Walker et al., 1983) ; épaisseur : de 0,20 à 1 m environ

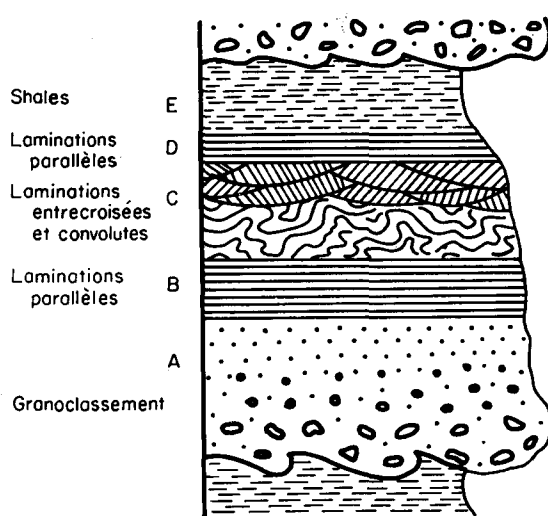


Figure 6: Séquence classique de turbidite ; épaisseur de 0,20 à 1 m environ.

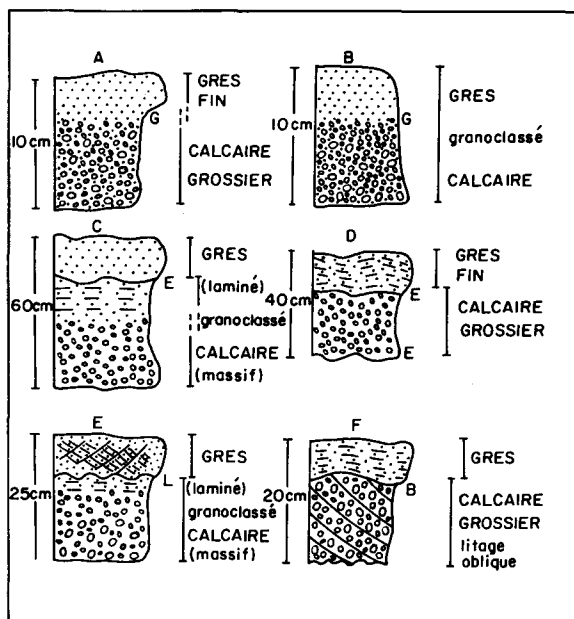


Figure 5: Séquence de tempestites à couplets grès-calcaires (d'après Kelling et Mullin, 1975). Nature des contacts : E = Erosif, G = Graduel, L = Load cast B = sommet du calcaire non érodé.

tempêtes importantes sur la plate-forme proximale sous un climat tropical, à turbidites (flysch au sens sédimentologique) sur la pente et boue pyriteuse à faune pélagique sur la plate-

forme distale, s'expliquant par un milieu anoxique du à la stratification des eaux. Elle était probablement en relation à l'Est avec une mer ouverte, la Mésogée, et au Nord avec d'autres mers épicontinentales (Espagne...).

— *La limite mer-continent* est soit un contact tectonique délimitant des horsts et des grabens, soit un contact tectono-sédimentaire. Dans le premier cas, on passe directement du continent à la pente et à la plate-forme distale sans delta ni plate-forme proximale, avec un dépôt de type cône conglomératique alimenté par des rivières (exemple Khenifra, fig. 7). Dans le 2ème cas, on passe du continent à la mer en continuité, ce qui se traduit en terme sédimentaire par une mégaséquence positive transgressive, de type conglomérat fluvial, grès et calcaires intertidaux, ou subtidaux passant à des turbidites (exemple : Izroutene, Tabainout, Sidi Bettach, fig. 7 ; Jebilet, fig. 8). Un même bassin sédimentaire marin peut-être limité d'un côté par une pente tectonique et de l'autre par une pente tectono-sédimentaire (Khenifra, fig. 7).

— *La limite plate-forme proximale plate-forme distale*, appelée pente, est soit un contact tectonique avec olistolithes (Azrou, fig. 7), soit un contact tectono-sédimentaire (fig. 7, 8) : dans ce dernier cas, les dépôts de type tempestite alimentent directement les turbidites sur la pente (Jebilet, Haut Atlas, Sidi Bettache, Maroc central).

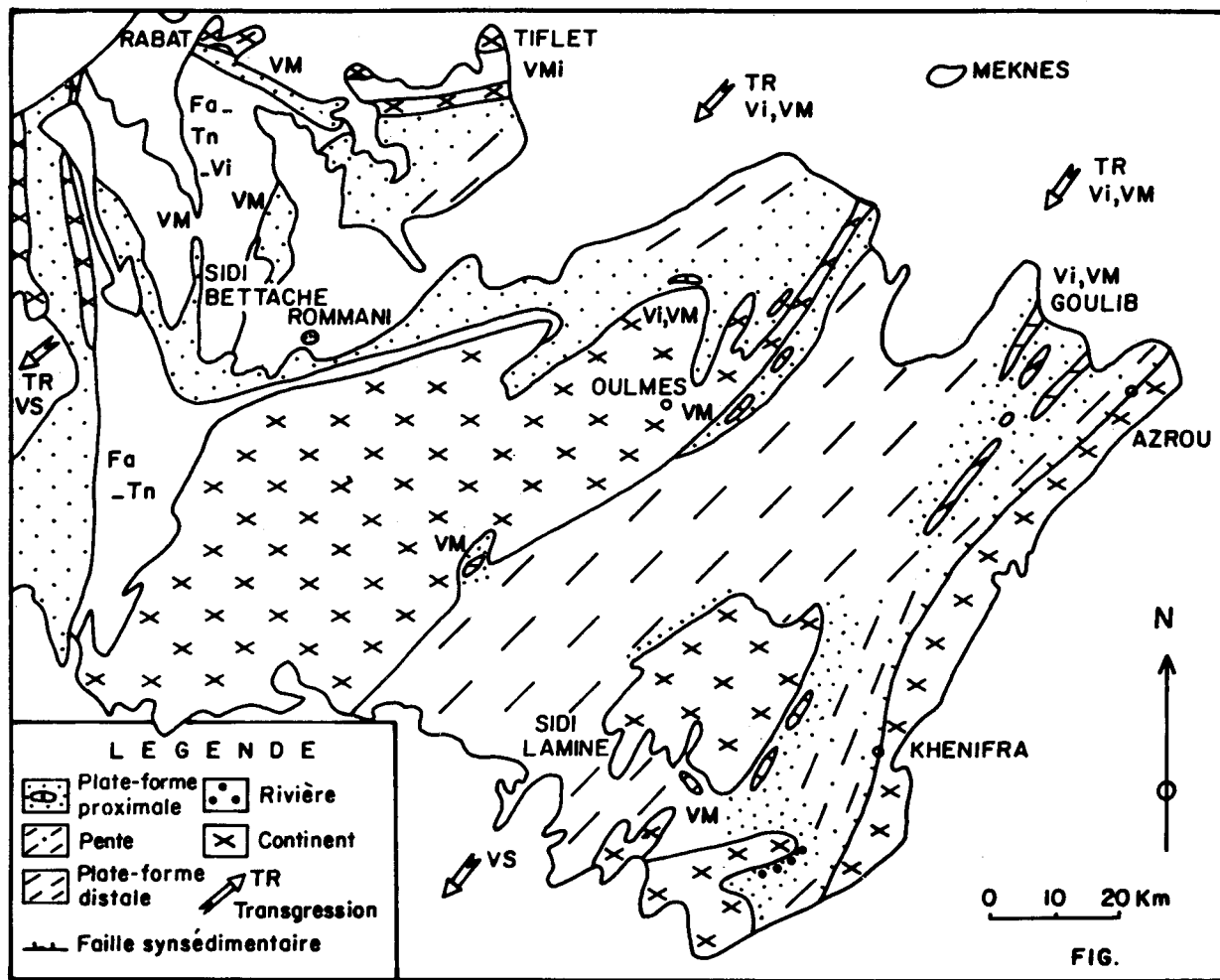


Figure 7: Reconstitution des milieux de sédimentation viséens du Maroc central.

Fa : Famennien, Tn : Tournaisien, Vi : Viséen inférieur, Vm : Viséen Moyen, Vmi : base Viséen moyen, Vs : Viséen supérieur

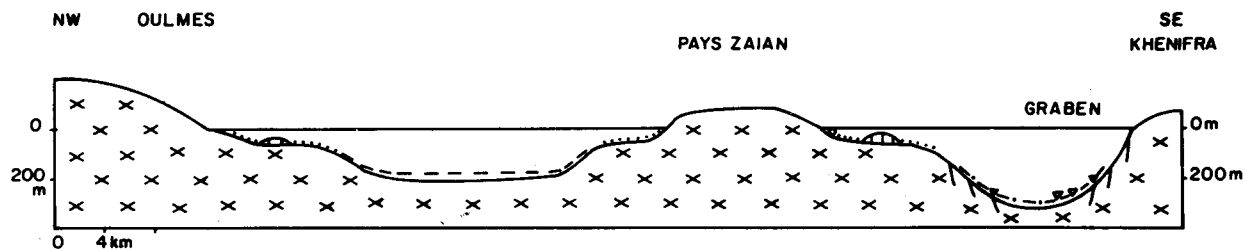


Figure 8: Coupe NW-SE très idéalisée dans le Maroc central au Viséen.

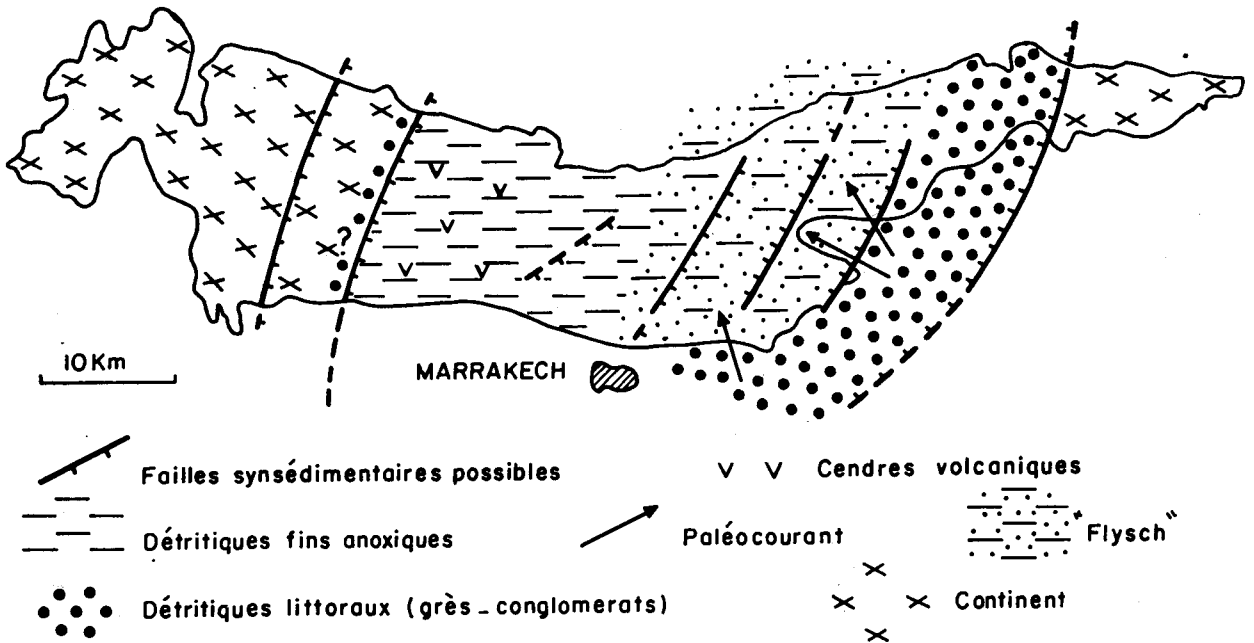


Figure 9 : Reconstitution des milieux de sédimentation au Viséen supérieur dans les Jebilet.

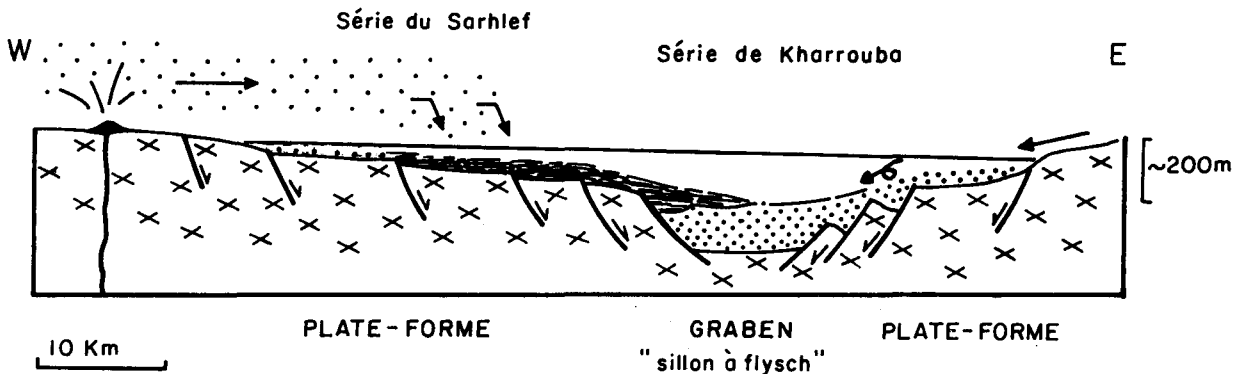


Figure. 10 : Coupe E-W très idéalisée dans les Jebilet au Viséen supérieur.

CONTEXTE GEODYNAMIQUE

FORMATION DES BASSINS SEDIMENTAIRES MARINS AU CARBONIFERE INFERIEUR ET EVOLUTION.

Le compartimentage du grand bassin viséen est dû peut-être à une structuration héritée du Dévonien, mais surtout à une tectonique distensive synsédimentaire. Cette distension généralisée synviséenne, sensiblement orientée E-W, a été associée à l'ouverture de bassins en

transension (PIQUE, 1979 ; GAILLET, 1984) ou à la conséquence d'une subduction orientale (PIQUE et KHARBOUCH, 1984). Dans un cas comme dans l'autre, les données structurales de terrain nous semblent minces. Nulle part dans les Jebilet ou à Sidi Bettache, jusqu'à présent, il n'a été possible de démontrer le fonctionnement de décrochements synsédimentaires ; dans les Jebilet, les failles normales synsédimentaires sont souvent supposées. Les arguments géochimiques en faveur de l'implantation à l'Est d'une zone de subduction ne nous paraissent pas irréfutables. Les travaux récents

d'AARAB (1984) sur le volcanisme acide et basique des Jebilet centrales concluent à un volcanisme tholéiitique consécutif à un amincissement crustal avec différenciation dans des chambres profondes sans pour cela préjuger d'une subduction adjacente. La croûte continentale reste suffisamment épaisse pour empêcher toute vélocité de rupture, dérive et océanisation : il s'agit donc d'un rift avorté en domaine continental sur la marge orientale du Iapetus, Proto-Atlantique qui disparut lors de l'orogé-

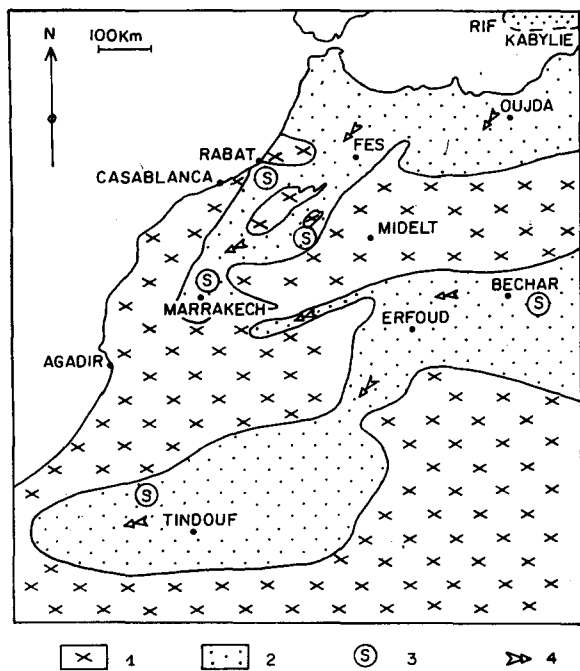


Figure 11: Transgression de la mer viséenne sur le Maroc :
 (1) continent ; (2) sédimentation marine
 (3) subsidence importante (4) sens de la transgression.

nèse calédonienne (WILLIAMS, 1984). Parallèlement à cette distension, à la même époque, existait déjà à l'Est une zone en compression, la zone de Midelt. L'onde orogénique commença donc à l'Est du Maroc et gagna progressivement l'Ouest au cours du Namurien et du Westphalien. La mer se retira alors vers Jerada et Bechar (bassin houiller paralique). Enfin, au Stéphano-Autunien et au Permien, vint la phase de relaxation des contraintes avec formation de graben à sédimentation continentale.

POSITION DU MAROC DANS LES HERCYNIDES

Au Sud, les bassins de Tindouf et Bechar sont occupés par une mer épicontinentale en liaison avec la Mésogée via l'Algérie et la Libye. Une liaison avec le bassin mésétien existe peut-être au Viséen supérieur dans le Haut Atlas (IZART *et al.*, 1983).

Au Nord, la Meseta présente au Viséen une phase de transgression (VIESLET, travaux en cours) qui atteint l'Est du Maroc Central et la région de Rabat au Viséen inférieur, la région de Khenifra au Viséen moyen, les régions des Rehamna, Jebilet, du Haut Atlas et de Jerada au Viséen supérieur. Cette transgression vient donc du Nord-Est : la solution est de faire venir la mer de la zone actuellement recouverte par les nappes du Rif (fig. 6). Cette transgression est alors alimentée soit par la Mésogée comme au niveau de la plaque d'Alboran (Rif interne, BOURROUILH *et* LYS, 1977), soit par les bassins de la zone Rhénohercynienne (Sud de l'Espagne, Portugal) à sédimentation étrangement semblable à celle du Maroc (QUESADA *et* GARROTE LUIZ, 1983 ; MORENO, 1985), ou les deux. Le Maroc apparaît ainsi comme une zone charnière, située à la jonction entre la zone rhénohercynienne (zone externe des Hercynides), la Mésogée et la plate-forme saharienne.

REFERENCES

- AARAB EL M. (1984).- Mise en évidence des caractères co-génétiques des roches magmatiques basiques et acides dans la série volcano-sédimentaire de Sahrlef (Jebilet -Maroc hercynien). *Thèse spécialité*, université Nancy, 177p.
- BOURROUILH R. & LYS M. (1977).- Sedimentologie et micropaléontologie d'olistostromes et coulées boueuses du Carbonifère des zones internes betico-kabylo-rifaines (Méditerranée occidentale). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVII, n°1, p. 87-94.
- CALVER M.A. (1978).- Distribution of Westphalian marine faunas in northern England and adjoining areas. *Proc. Yorkshire geol. Soc.*, vol. 37, part I, n°1, p.1-72.
- GAILLET JI.- (1984).- Evolution du bassin carbonifère de la Meseta méridionale (Maroc). *10ème réun. ann. Sci. Ter.*, Bordeaux 1984, p.241.

- GUILLOCHEAU F. (1982). - les "Ridens" : corps sédimentaires constitutifs de la formation du grés armoricain (Arenig, presqu'île de crozon, Massif Armoricain). Evolution, implication, paléogéographie. *9ème Réun. ann. Sci. Terri.*, Paris, p.304.
- IZART A., POTY E. & VIESLET J.L. (1983) - Le Viséen de la boutonnière de Skoura. *P.I.C.G. 27*, Rabat, Aout 83. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 335, 1986.
- KELLING G. & MULLIN P.R. (1975).- Graded limestone and limestone-quartzite couplets : possible storm deposits from the Moroccan Carboniferous. *Sed. Geol.*, vol. 13, p.161-190.
- KULM L.D., ROUSH RC., HARLETT J.C., NEUDECK RH., CHAMBERS D.M. et RUNGE E.J. (1975).- Oregon continental shelf sedimentation : interrelationships of facies distribution and sedimentary processes. *J. geol.*, vol. 83, p.145-175.
- MORENO C. (1985).- Shallow lower Carboniferous "culm" facies in the Iberian pyrite belt (SW Spain). *6th Europ. reg. meeting, I.A.S.*, abstract, p.309-312.
- MUTTI E. (1979).- Turbidites et cônes sous-marins profonds. in : *Sédimentation détritique (fluviale, littorale et marine)*, 3ème cycle Romand Sci. Ter., Fribourg, Suisse, p.353-419.
- PIQUE A. (1979).- Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. *Thèse Science*, Strasbourg, 253 p.
- PIQUE A. & KHARBOUCH F. (1983).- Distension intracontinentale et volcanisme associé : la Meseta marocaine N occidentale au Devonodinantien. *Bull. Elf*, 7, p.377-387.
- QUESADA C. & GARROTE RUIZ A. (1983) - Field Trip D, Carboniferous geology of the Sierra Morena. *10th Internat. Carboniferous Congr.*, Madrid, 1983.
- RAAF J.F.M. DE, BOERSMA J.R., GELDER A. VAN (1977) : - Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, lower Carboniferous, Country Cork, Ireland. *Sedimentology*, vol. 24, P. 451-483.
- READING H.G. (1981) : - Sedimentary Environments and Facies, 569 p., Blackwell scientific publications.
- RICH J.L. (1951) - Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 62, p. 1-20.
- WALKER R.G., DUKE W.L., LECKIE D.A. (1982) : - Hummocky stratification : Significance of its variable bedding sequences : Discussion and reply. *Geol. Soc. America Bull*, vol. 94, p. 1245-1251.
- WILLIAMS H. (1984) : - Miogeoclinal and suspect terranes of the Caledonian-Appalachian Orogen : tectonic patterns in the north Atlantic region. *Can. J. Earth Sci.*, 21, p. 887-901.
- WOODROW D.L. & ISLEY A.M. (1983) - Facies, topography and sedimentary processes in the Catskill Sea (Devonian). New York And Pennsylvania. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 94, p. 459-470.

Article reçu en Juin 1986

Adresse des auteurs

Alain IZART, Ecole Normale Supérieure, Marrakech
Jacques BEAUCHAMP, Faculté des Sciences, Marrakech.