

Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse du Jurassique du bassin atlasique d'Essaouira (haut atlas occidental, Maroc)

Palaeogeographic control of the Jurassic clay sedimentation of the Essaouira atlasic basin (Western High Atlas, Morocco)

BRAHIM OUJHAIN*, LAHCEN DAOUDI**, FIDA MEDINA*** & FERNANDO ROCHA****

Mots-clés: Essaouira, Jurassique, Argiles, Diagenèse, Tectonique, Climat, Eustatisme.

Résumé: Les variations des proportions de minéraux argileux de la série sédimentaire du Jurassique du domaine d'Essaouira (Nord du Bassin du Haut Atlas occidental) permettent d'identifier trois zones minéralogiques. Les effets de la diagenèse sur les assemblages argileux étant négligeables, leur évolution dépend principalement de la conjugaison de facteurs paléogéographiques. L'activité tectonique des bordures continentales suite à la subsidence du bassin s'exprime tout au long de la série par un apport accru de l'illite et parfois de la chlorite. Cette activité tectonique est entrecoupée par des phases de ralentissement de la subsidence qui permettent la mise en place, sous un climat chaud, de couvertures pédologiques responsables de l'apport dans le bassin de kaolinite, d'interstratifiés puis de smectites. Les variations du niveau de la mer s'expriment au Callovien où la transgression généralisée permet de favoriser une sédimentation argileuse détritique aux dépens d'une sédimentation chimique.

Keywords: Essaouira, Jurassic, Clays, Diagenesis, Tectonic, Climate, Eustatism.

Abstract: Jurassic clay mineral assemblage variations of sediments outcropping in the Essaouira field (North of Western High Atlas Basin) permit to identify three mineralogical zones. As the effects of burial diagenesis seem weak, the vertical evolution of clays depends mainly from various combinations of palaeogeographic factors. The input of illite and sometimes of chlorite throughout the series results from tectonic movements of the continental edges in relation with the subsidence of the basin. This tectonic activity is intersected by phases with deceleration of subsidence which allow the installation, under a hot climate, of pedological covers responsible for the input in the basin of kaolinite, mixed-layers and, later smectites. The variations of sea level are also expressed in the Callovian succession, where the generalized transgression permits the development in the basin of a detrital clay sedimentation instead of a chemical sedimentation.

1 – INTRODUCTION

Le Haut Atlas occidental, partie plissée du bassin d'El Jadida-Agadir, représente l'un des bassins clefs de la marge nord-ouest africaine pour la compréhension des événements liés à l'ouverture et l'expansion de l'Atlantique central. Au cours des dernières décennies, il a fait l'objet de nombreuses études stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques (MEDINA, 1994; BOUAOUDA, 2007; MICHARD *et al.*, 2008), ainsi que des recherches pétrolières (DUFFAUD, 1960; MORABET *et al.*, 1998).

L'évolution géodynamique de ce bassin est liée à trois événements géologiques majeurs:

– le rifting de l'Atlantique central à partir du Trias moyen, en relation avec la dislocation de la Pangée; au cours de cette phase, le socle a été structuré en horsts, grabens et demigrabens bordés par des accidents dont une partie correspond à des failles tardi-hercyniennes réactivées (BROWN, 1980; MANSPEIZER, 1988; MEDINA, 1994; HAFID, 1999);

– le développement d'une marge passive au cours du Jurassique et du Crétacé (SAHABI *et al.*, 2004); c'est la

* Laboratoire de Géoscience Marine, Département de Géologie, Faculté des Sciences, BP.20, ELjadida 24000 «brahim_ouajhain@yahoo.fr».

** Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, B.P 549, Guéliz-Marrakech. «daoudi.lahcen@gmail.com»

*** Département des Sciences de la Terre, Institut Scientifique, Université Mohamed V, Rabat.

**** Geosciences Department, Universidade de Aveiro – Portugal.

phase post-rift caractérisée par une subsidence générale et par un remplissage sédimentaire essentiellement évaporitique et carbonaté (Le ROY *et al.*, 1997; ELLOUZE *et al.*, 2003; BOUATMANI *et al.*, 2007);

– la convergence entre l’Afrique et l’Europe à partir du Crétacé supérieur; au cours de cette période a lieu l’orogénèse atlasique, dont le paroxysme se situe au Mio-Pliocène (MEDINA, 1994; SÉBRIER *et al.*, 2006).

Dans la région d’Agadir, sur le versant méridional du Haut Atlas occidental (Fig. 1), les successions minéralogiques argileuses des séries sédimentaires du Jurassique ont été étudiées en détail (DAOUDI *et al.*, 1988; DAOUDI, 1991; MARRAKCHI, 1993). Elles y sont constituées d’un cortège argileux presque monotone composé en majorité d’illite associée à la chlorite. Les effets de la diagenèse d’enfouissement s’expriment de façon très évidente sur la composition des assemblages argileux (DAOUDI et DECONINCK, 1994; DAOUDI, 1996). Par ailleurs, la confrontation avec les données des séries contemporaines de l’Atlantique, permet d’y saisir les effets conjugués de l’instabilité tectonique des marges et de l’enfouissement qui se relaient à profondeur croissante (DAOUDI *et al.*, 2002). Cependant, l’identification des influences respectives de l’héritage et de la diagenèse est délicate. Cette difficulté est réelle dans la mesure où les séries sont soumises à ces deux facteurs de manière comparable comme dans le cas dans la région d’Agadir.

Plus au nord, dans la région d’Essaouira, et mis à part les analyses de MARRAKCHI (1993) et DAOUDI (1996) sur les formations sommitales du Jurassique, il existe peu d’informations sur les cortèges argileux et leur évolution, et ce malgré les nombreux forages pétroliers effectués. Or, les argiles sont souvent utilisées en tant que thermo-baromètres, du moins comme outil complémentaire aux paramètres classiques tels que la réflectance de la vitrine ou le TTI. Dans le but d’étudier les cortèges dans cette partie du bassin, nous avons levé deux coupes complémentaires dans la série sédimentaire de l’anticlinal d’Amsittène (Fig. 1), où affleure la totalité des formations jurassiques de la région (DUFFAUD, 1960). Cette région représente la terminaison occidentale du versant septentrional du Bassin du Haut Atlas occidental (Fig. 1) qui se prolonge dans l’océan Atlantique (HAFID *et al.*, 2006). La série sédimentaire jurassique, épaisse d’environ 2500 m, y a été subdivisée en 12 formations (DUFFAUD, 1960; BOUAOUDA, 2007). Les objectifs de notre étude étaient:

(i) d’identifier les successions minéralogiques argileuses caractéristiques des formations sédimentaires;

(ii) de déterminer les parts respectives de la diagenèse et de l’héritage, en particulier du régime thermo-tectonique, dans la mise en place des cortèges argileux de ces sédiments;

(iii) d’apporter des précisions sur les environnements de dépôt et l’évolution paléogéographique du bassin.

2 – STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOT

Dans la série sédimentaire du Jurassique du bassin d’Essaouira, douze formations ont été identifiées au total. Dans ce travail, nous nous sommes intéressées aux neuf premières formations, datées du Lotharingien au Kimméridgien; les trois dernières formations, d’âge Portlandien ont déjà été étudiées par MARRAKCHI (1993) et DAOUDI (1996). La nomenclature lithostratigraphique adoptée ici est celle de BOUAOUDA (2007).

Formation d’Arich Ouzla (Lotharingien supérieur à Domérien inf.)

La série dolomitique de la formation de l’Arich Ouzla surmonte la série argileuse salifère du Trias et occupe le cœur de l’anticlinal du Jbel Amsittène. Cette formation, épaisse de 60 m, correspond aux premiers dépôts marins jurassiques de la région d’Essaouira. De la base vers le sommet, les faciès sont représentés par des dolomies à oncoïdes fortement poreuses (dolosparites à fantômes de dissolution) surmontées par des calcaires bioclastiques à texture wackstone à packstone; la série se termine par des dolosparites détritiques riches en quartz qui annoncent la formation sus-jacente détritique rouge des Grès d’Amsittène. Ces faciès carbonatés dolomitiques correspondent à un milieu de plateforme distale évoluant vers le sommet de la série à des faciès dolomitiques oolithiques et gréseux de haute énergie.

Formation des Grès de l’Amsittène (Domérien sup. à Toarcien moyen)

C’est une formation détritique rouge qui repose en discordance de ravinement sur la formation sous-jacente.

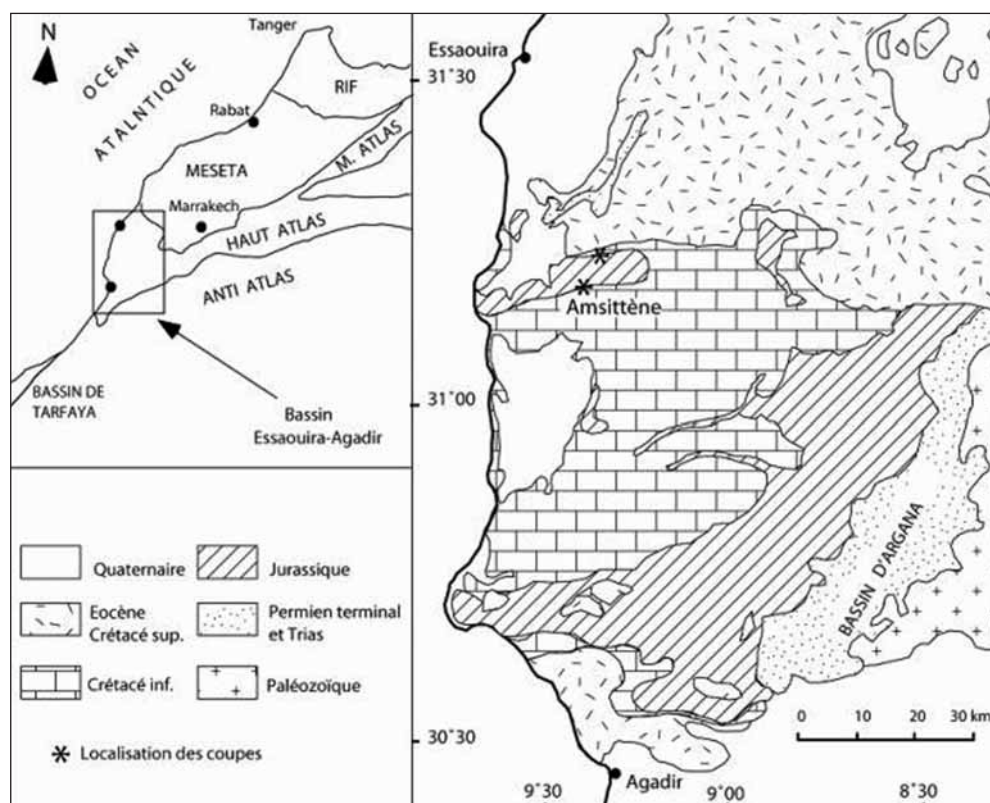


Fig. 1 – Localisation et contexte géologique du domaine étudié.

Épaisse de 75 m, elle est constituée de conglomérats à la base qui passent progressivement à des microconglomérats, grès, silts puis argiles. La limite supérieure est définie par l'apparition progressive des dolomies jaunes de la Formation d'Id Ou Moulid. Les faciès détritiques montrent des structures entrecroisées chenalissantes et organisés en séquences grano-croissantes qui se terminent par des dépôts fins de plaine d'inondation. Ils suggèrent un environnement de dépôt de type fluviatile évoluant vers le sommet de la série en plaine deltaïque à influences marines.

Formation Id Ou Moulid (Toarcien sup. – Bathonien moyen)

Les faciès et les microfaciès de cette formation épaisse de 300 m se caractérisent par la dominance de dolomies évaporitiques laminées et stromatolithiques avec de rares microfaciès marins francs. De la base vers le sommet, on distingue une alternance de calcaires et de

dolomies roses à jaunâtres strato-croissantes parfois fortement cargneulisées ainsi que des marnes, des calcaires dolomitiques en plaquettes et stromatolithiques à rythmicité constante, des marnes gypsifères de type sebka puis enfin des dolomies bréchiques. La tectonique synsédimentaire semble avoir joué un rôle très important dans la diversité des faciès ainsi que dans les épaisissements de la formation à l'échelle du bassin. L'ensemble de ces faciès témoigne de l'installation d'un environnement de plate-forme proximale évaporitique sous climat chaud, avec de rares incursions marines franches.

La Formation d'Ameskroud définie dans le bassin d'Agadir (Duffaud, 1960) n'a pas été reconnue sur le terrain par BOUAOUA (2007). On pourrait lui rattacher des silts et des argiles avec intercalations de grès fins. Les grès correspondant à des quartz-arénites à ciment carbonaté, à stratifications obliques à la base; vers le sommet des séquences, apparaissent des ripples marks unidirectionnels. L'environnement de dépôt est de type

fluviale à réseaux de chenaux méandriformes qui évoluent à une plaine d'inondation. Le sommet de cette unité est occupé par une trentaine de bancs de dolomies massives rosâtres à jaunâtres, riches en bioclastes et pores de dissolution. Au milieu de ce membre, les bancs dolomitiques très vacuolaires montrent une base ravissante et forment une structure chenalisante. Vers son sommet, les dolomies massives deviennent fortement bioclastiques (lamellibranches, radioles...) et bioturbés indiquant un approfondissement relatif. Les microfaciès sont essentiellement des dolomies cristallines à texture dolosparitique riche en traces de dissolution recristallisées en sparite tardive.

Formation carbonatée d'Ouanamane (Bathonien sup. – Callovien sup.)

De la base au sommet de cette formation épaisse de 135 m se succèdent les faciès et microfaciès suivants: calcaires oolithiques très épais à texture grainstone, bancs calcaires strato-décroissants fortement bioclastiques à brachiopodes (à texture packstone), marnes versicolores riches en brachiopodes et foraminifères de mer ouverte alternant avec des bancs calcaires lumacheliques coiffées d'une surface de condensation riche en petits brachiopodes ferruginisés, enfin marnes et argilites surmontées de bancs calcaires décimétriques biomicritiques à oursins, annélides et de rares fragments d'ammonites.

D'Essaouira à Agadir, cette formation correspond à une transgression généralisée accompagnée d'une diversification faunique très importante où dominant surtout les foraminifères benthiques, les brachiopodes et de rares ammonites (BOUAOUA, 2007). Ces faciès indiquent un environnement de type rampe carbonatée très distale, voire de bassin.

Formation des dolomies récifales de Tildi (Callovien sup. à Oxfordien sup.)

Épaisse de 130 m environ, elle est constituée à la base d'une épaisse série rouge détritique à texture grainstone et à stratifications entrecroisées chenalisantes, correspondant au stade de "stabilisation" de l'édification récifale. Après une phase de transition formée de calcaires bioclastiques et de dolomies bio-détritiques à débris de coraux s'installe le premier complexe récifal caractérisé

par d'abondants coraux microsolénidés lamellaires à texture bindstone, bivalves et échinides. Ce faciès correspondrait au stade de "colonisation" récifale, au dessus duquel s'installe le complexe supérieur ou stade de "diversification" récifale riche en coraux, algues rouges, crinoïdes, oursins et nérinées (OUAJHAIN *et al.*, 2005). Les textures les mieux représentées sont les textures boundstones et floatstones rarement roadstones. Cette formation témoigne du développement d'une vaste plate-forme carbonatée récifale de type barrière.

Formation des calcaires et dolomies d'Iggui El Behar (Oxfordien sup à Kimméridgien inf.)

Elle correspond à une série calcaro-dolomitique grisâtre épaisse de 140 m. Plusieurs faciès et microfaciès s'identifient dans la série selon une évolution séquentielle parfois répétitive indiquant un milieu de dépôt à énergie très variable; les faciès identifiés sont des calcaires à pellets associés parfois à des calcaires à laminites algaires, des calcaires bioturbés, des calcaires riches en bioclastes à texture de type packstone, des calcaires oolithiques de type grainstone ainsi que des calcaires micritiques à bioclastes et algues dasycladales. L'ensemble de ces faciès indique un milieu de plate-forme carbonatée abritée de type lagon. Des niveaux repères de dolomies rosâtres marquent la fin des séquences de la formation Hadid et semblent être liés à des épisodes d'émersion.

Formation d'Imouzer (Kimméridgien inférieur)

C'est une formation détritique rouge définie dans le bassin d'Agadir par Duffaud (1960). Elle correspond à une série épaisse de 45 m de grès, d'argiles et de marnes brunes communément appelées «marnes chocolat», déposées en milieu de plate-forme soumise à des épidages détritiques.

3 – MINÉRALOGIE DES ARGILES

3.1 – Méthodes d'étude

Une cinquantaine d'échantillons a été prélevée sur deux coupes complémentaires; la partie basale a été levée sur le flanc sud de l'anticlinal d'Amsittène, et la partie

somitale sur son flanc nord. La technique utilisée pour l'identification de la fraction argileuse (particules de taille inférieure à 2 micromètres) des sédiments de la série est la diffraction des rayons X sur pâtes orientées. L'appareil utilisé est un Philips PW 1730, avec un filtre en Cu-K α . Après une décarbonatation des échantillons, les argiles ont été défloculées par rinçages successifs à l'eau distillée puis la fraction argileuse a été extraite par décantation. La technique détaillée est décrite par HOLTZAPFFEL (1985). Trois diffractogrammes ont été systématiquement réalisés, sans traitement préalable des minéraux argileux (séchage à l'air), après saturation à l'éthylène glycol et après chauffage à 490°C pendant deux heures. Un quatrième diffractogramme (traitement à l'hydrazine) a été effectué sur certains échantillons pour distinguer entre la kaolinite et la chlorite. La détermination des minéraux argileux a été réalisée d'après la position des réflexions 001 sur les trois diffractogrammes (MOORE et REYNOLDS, 1989). La détermination des proportions des minéraux argileux repose sur l'intensité et les surfaces relatives à la réflexion principale de chaque minéral, selon la technique décrite par HOLTZAPFFEL (1985). L'erreur est de l'ordre de 5%. A cette technique s'ajoute la microscopie électronique à transmission (MET) qui a pour objectif de déterminer la structure des différents types d'argile.

3.2 – Résultats minéralogiques

Les assemblages argileux identifiés dans la série sédimentaire du Jurassique de la région d'Essaouira sont constitués de sept minéraux argileux, parmi lesquels cinq sont simples (chlorite, illite, smectite, kaolinite et vermiculite) et deux correspondent à des édifices interstratifiés irréguliers (illite-smectite et chlorite-smectite). Parmi les minéraux associés aux argiles, le quartz est ubiquiste, alors que les feldspaths et les oxydes apparaissent de manière sporadique à certains niveaux. Les variations des proportions relatives de ces minéraux permettent d'individualiser trois zones minéralogiques distinctes, de bas en haut (Fig. 2):

– *Zone minéralogique I* (Lotharingien à Domérien inf.): elle correspond à la Formation d'Arich Ouzla; le cortège argileux y est représenté en majeure partie par l'illite (65% en moyenne) et la chlorite (15 à 25 %);

– *Zone minéralogique II* (Domérien sup. – Bathonien sup.): elle comprend les formations d'Amsittène, d'Id ou

Moulid, et d'Ameskroud; du point de vue minéralogique, cette zone est caractérisée par le développement des smectites, dont les teneurs varient de 20 à 80 %; celles-ci se développent aux dépens de l'illite dont la teneur varie de 20 à 60 % et de la chlorite (5 à 25 %). La kaolinite, absente à la base de la zone se développe progressivement vers le sommet pour atteindre des teneurs de 10 à 20 %; la vermiculite (10 à 15 %) apparaît de façon sporadique dans deux niveaux de l'Aalénien et du Bajocien;

– *Zone minéralogique III* (Callovien-Kimméridgien): elle comprend les formations d'Ouanamane, de Tildi, d'Iggu El Behar et d'Imouzzet; la fraction argileuse associée aux faciès de cette zone se caractérise par la disparition simultanée de la smectite et de la chlorite et par le développement de l'illite (jusqu'à 85% de la fraction argileuse de certains niveaux). Les interstratifiés irréguliers du type illite-smectite et chlorite-smectite se développent également dans la première moitié de cette zone; ils représentent en moyenne 15 % de la fraction argileuse; vers la partie supérieure, la smectite commence à se développer aux dépens des interstratifiés irréguliers; la kaolinite, dont la teneur peut atteindre 30 %, est présente dans toute la zone, avec une légère baisse de la teneur vers le sommet.

Sur toute l'épaisseur de la coupe, la cristallinité d'illite, exprimée par la largeur à mi-hauteur de la réflexion située à 10 Å, présente des valeurs très variables (0,2 à 0,8 °2 θ), selon l'indice de Kubler (1968). De façon générale, la variation verticale de la teneur en illite et de sa cristallinité ne montre pas d'évolution significative en profondeur (Fig. 2).

4 – INTERPRETATION ET DISCUSSION

4.1 – Effet de la diagenèse sur les cortèges argileux

La répartition des assemblages argileux le long de la série est dans l'ensemble peu dépendante de la lithologie. Dans la zone minéralogique II où les variations des teneurs en smectite, illite et chlorite sont plus brutales d'un niveau à l'autre, l'étude minéralogique des alternances de calcaires, calcaires marneux et marnes ne révèle pas de variations systématiques des cortèges argileux. Cette indépendance d'ensemble est particulièrement exprimée par la comparaison de la teneur en carbonate de calcium et des assemblages argileux (Fig. 3).

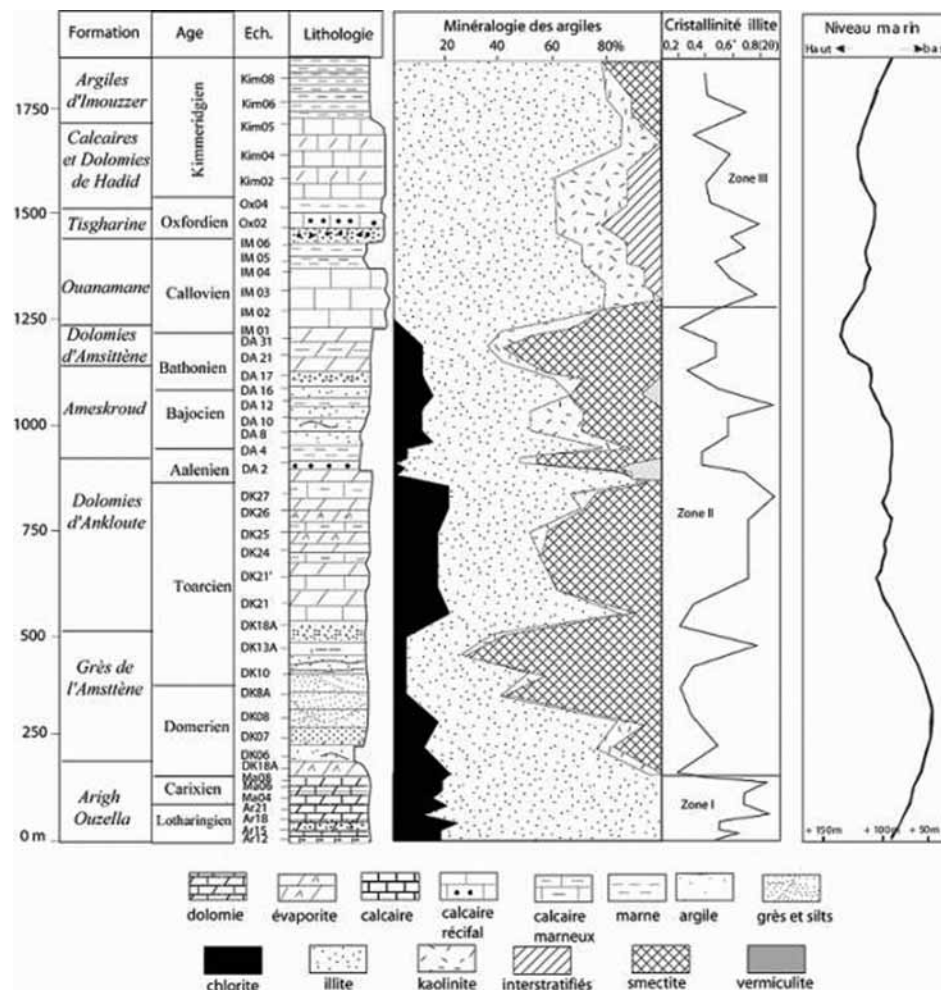


Fig. 2 – Lithologie et évolution des assemblages argileux de la série jurassique d'Essaouira.

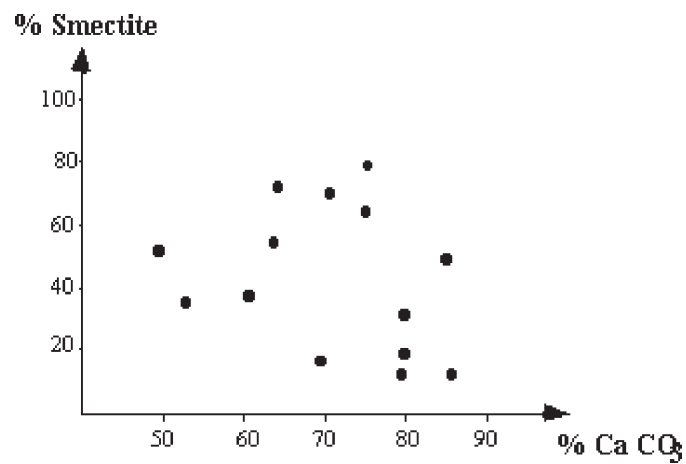


Fig. 3 – Relations teneur en carbonate de calcium en fonction de la teneur en smectite de la zone minéralogique II d'Essaouira.

Par ailleurs, contrairement à la région d'Agadir, où les effets de l'enfouissement sur les assemblages argileux s'expriment par une augmentation en profondeur des proportions d'illite et/ou de chlorite aux dépens de la smectite et par l'amélioration de la cristallinité de l'illite (DAOUDI *et al.*, 1988; DAOUDI et DECONINCK, 1994; DAOUDI *et al.*, 2002), l'évolution verticale des cortèges argileux dans la région d'Essaouira ne paraît pas traduire l'influence d'une diagenèse d'enfouissement. Les effets de la diagenèse d'enfouissement y sont improbables pour plusieurs raisons:

- au microscope électronique à balayage, les cristaux d'illite de la série d'Essaouira présentent des formes xénomorphes, avec des contours irréguliers ou arrondis (photos A et B), alors que les illites identifiées dans la série d'Agadir présentent des structures automorphes pseudo hexagonales (DAOUDI *et al.*, 2002);

- les valeurs mesurées de la cristallinité de l'illite à Essaouira sont relativement élevées (jusqu'à $0,8^{\circ}2\theta$), et ne présentent pas d'amélioration avec la profondeur;

- la smectite, instable dans les conditions de diagenèse d'enfouissement (SEGONZAC, 1969; CHAMLEY, 1989), est présente en quantité abondante (jusqu'à 80% de l'assemblage argileux de certains échantillons);

- le recouvrement total de la série jurassique dans la zone d'Amsittène est de 2200 m alors qu'il est de 3000 m dans la région d'Agadir.

Cependant, la différence d'épaisseur entre les deux séries ne permet d'expliquer à elle seule les différences minéralogiques très importantes entre les deux secteurs. Dans la région d'Agadir, les assemblages argileux semblent en partie affectés par l'influence thermique de la zone de passage du front sud-atlasique qui se trouve à proximité (DAOUDI *et al.*, 2002). Dans la région d'Essaouira, située dans un domaine beaucoup plus stable, le gradient géothermique est modéré, propre aux marges passives à extension lente (RIMI, 1993; BOUATMANI, 2002). Il en résulte un effet faible de l'enfouissement sur la composition des cortèges argileux; les transformations minéralogiques des argiles sous l'effet de l'enfouissement sont beaucoup plus faibles à inexistantes.

Les cortèges minéralogiques de la série sédimentaire jurassique de la région d'Essaouira caractérisent donc moins des changements intrinsèques du bassin, que des

modifications de paléogéographie et dans le transport des particules fines. Autrement dit, ils ont pu conserver, en grande partie, le témoignage de l'histoire géologique contemporaine de la sédimentation.

4. 2 – Contrôles paléogéographiques

La coexistence le long de la série d'espèces minérales de surface (kaolinite, smectite et interstratifiés) et de profondeur (illite et chlorite) suggère que les secondes proviennent du remaniement de roches anciennes émergées initialement riches en minéraux primaires. En effet, les roches paléozoïques et triasiques présentent un cortège minéralogique particulièrement riche en illite et chlorite dans le premier cas (HUON *et al.*, 1993), et en illite exclusive dans le second (RAIS, 2002; DAOUDI, 1996). Les périodes d'instabilité tectonique favorisent le remaniement des minéraux argileux des substrats rocheux (illite et chlorite) par rapport à ceux des sols (kaolinite, smectite et interstratifiés). De ce fait, l'abondance relativement élevée de l'illite dans la série reflète la proximité des massifs soumis à l'altération physique, ainsi que l'existence de reliefs déclives favorisant une érosion active.

Dans la zone minéralogique I, la fraction minéralogique des sédiments est dominée par les minéraux primaires du type illite et chlorite. La structure des illites (photos A et B), leur abondance, ainsi que l'abondance des minéraux associés tels que le quartz et les feldspaths dans les dépôts traduit le caractère fortement détritique de la fraction argileuse de la série, marqué par l'héritage de matériaux paléozoïques et triasiques issus d'une érosion active. En effet, durant cette période, ce sont encore les premiers stades de l'ouverture de l'Atlantique, et la marge atlantique marocaine est marquée par une subsidence rapide (MEDINA, 1994; LE ROY *et al.*, 1997; LABBASSI *et al.*, 2000; BOUATMANI, 2002), associée à une forte instabilité tectonique dans l'arrière-pays (MANSPEIZER, 1988; MEDINA, 1994). Une telle instabilité ne facilite pas la formation de sols superficiels et favorise en revanche l'érosion des minéraux des substrats paléozoïques de l'Anti-Atlas et de la Méséta qui sont largement constitués de micas-illites et de chlorites.

Dans la zone minéralogique II, l'abondance de l'illite et de la chlorite plaiderait toujours en faveur d'une érosion active des reliefs adjacents consécutive à la

subsidence du bassin. L'abondance des smectites dans cette zone semble relever plus de processus de néoformation *in situ* que d'un héritage simple. En effet, pendant cette période, l'instabilité des marges, consécutive à l'ouverture et à l'élargissement du jeune océan atlantique devait s'opposer à l'aboutissement des processus pédogénétiques responsables de la cristallisation des smectites. Par ailleurs, l'examen du paramètre *b* des smectites montre que de la raie 060 se situe aux alentours de 1,53 Å, caractéristique des structures trioctaédriques magnésiennes (BRINDLEY & BROWN, 1980). Au microscope électronique à transmission, elles se présentent sous forme de structures floconneuses à contours diffus (photo C). Dans les milieux évaporitiques confinés, ce type de smectite, assimilé à des évaporites silicatées, prend naissance *in situ* par précipitation d'éléments chimiques fortement concentrés dans le milieu de sédimentation (WEAVER et BECK, 1977; TRAUTH, 1977; CHAMLEY, 1989). Les smectites de la zone minéralogique II semblent donc résulter de ce type de processus d'autant plus qu'elles sont associées à des faciès de milieux peu profonds de plaine deltaïque et à des environnements de plate forme proximale évaporitique sous climat chaud (OUAJHAIN et DAOUDI, 2004).

Les variations brutales des teneurs en smectite aux dépens de l'illite s'expliqueraient par des incursions marines déjà mises en évidence dans la description des faciès. Ces incursions marines rendent le milieu de dépôt plus profond, ce qui s'opposerait à une sédimentation chimique du type évaporite, et favoriserait plutôt une sédimentation constituée de matériaux détritiques riches en illite, chlorite ainsi que de minéraux associés tels que le quartz et les feldspaths.

Vers la partie supérieure de la zone, la kaolinite, présente en faible quantité, est associée à différentes lithologies, ce qui plaide en faveur de son origine détritique; elle résulterait de sols de reliefs déclives. L'apparition de la kaolinite représente ainsi un signe précurseur d'un début de stabilité des marges et d'installation de couvertures pédologiques.

Dans la zone minéralogique III, l'illite est toujours l'espèce minérale dominante et la kaolinite commence à prendre de l'importance. Cependant, la principale caractéristique de cette zone est la disparition simultanée de la smectite et de la chlorite et le développement des interstratifiés. Cette discontinuité minéralogique s'expliquerait par une transgression généralisée qui a eu lieu au Callovien sur l'ensemble du bassin d'El Jadida-Agadir

(Essaouira et Agadir) (HAQ *et al.*, 1987; BOUAOUDA, 2004). Comme pour les ingressions marines mises en évidence dans la zone minéralogique II, cette transgression généralisée rend le milieu de dépôt plus profond défavorisant ainsi la formation des smectites par le processus de néoformation, d'où leur disparition brutale. Le cortège minéralogique est par conséquent principalement d'origine détritique. Cette perturbation minéralogique coïncide tout à fait avec une diversification faunistique très importante où dominent surtout les foraminifères benthiques, les brachiopodes ainsi que de rares ammonites, ce qui dénote l'importance de cet événement (BOUAOUDA, 2004).

Dans cette zone, les proportions de la kaolinite augmentent de manière significative; ceci dénote pour la région l'établissement d'un climat chaud et fortement hydrolysant ainsi que la présence de reliefs déclives favorables à un lessivage ionique actif (MILLOT, 1980; CHAMLEY, 1989). La coexistence avec des oxydes et hydroxydes métalliques du type hématite et goëthite est en accord avec l'installation de ce type de climat. La quasi-absence de la chlorite dans le cortège minéralogique de cette zone, plaide également en faveur du caractère fortement hydrolysant du climat, du fait de la vulnérabilité de ce minéral à l'hydrolyse (DEJOU *et al.*, 1972; CHAMLEY, 1989). L'installation de ce type de climat est d'ailleurs admise par l'étude de la répartition de la microfaune marine (BOUAOUDA, 2004).

Les édifices interstratifiés demeurent partout de type irrégulier (illite-smectite et chlorite-smectite) et augmentent de façon progressive vers le haut de la zone. Dans les séries sédimentaires, ces minéraux interstratifiés représentent généralement des stades intermédiaires d'évolution entre l'illite et la smectite. Or, cette transformation ne peut être attribuée ni à une diagenèse d'enfouissement, ni à une diagenèse liée à la lithologie. Ces interstratifiés sont probablement d'origine pédogénétique et représentent les premiers stades inachevés de l'altération météorique de roches cristallines (PAQUET, 1970; MILLOT, 1980; CHAMLEY, 1989).

Contrairement aux smectites de la zone II qui présentent des pics de diffraction bien définis (Fig. 4, échantillon DK24), celui des smectites de la zone III présentent des pics mal définis (Fig. 4, échantillon Kim08) suggérant des phases mal cristallisées caractéristiques des profils pédologiques (PAQUET, 1970). Leur présence en faible teneur à ce niveau de la série sédimentaire suggère

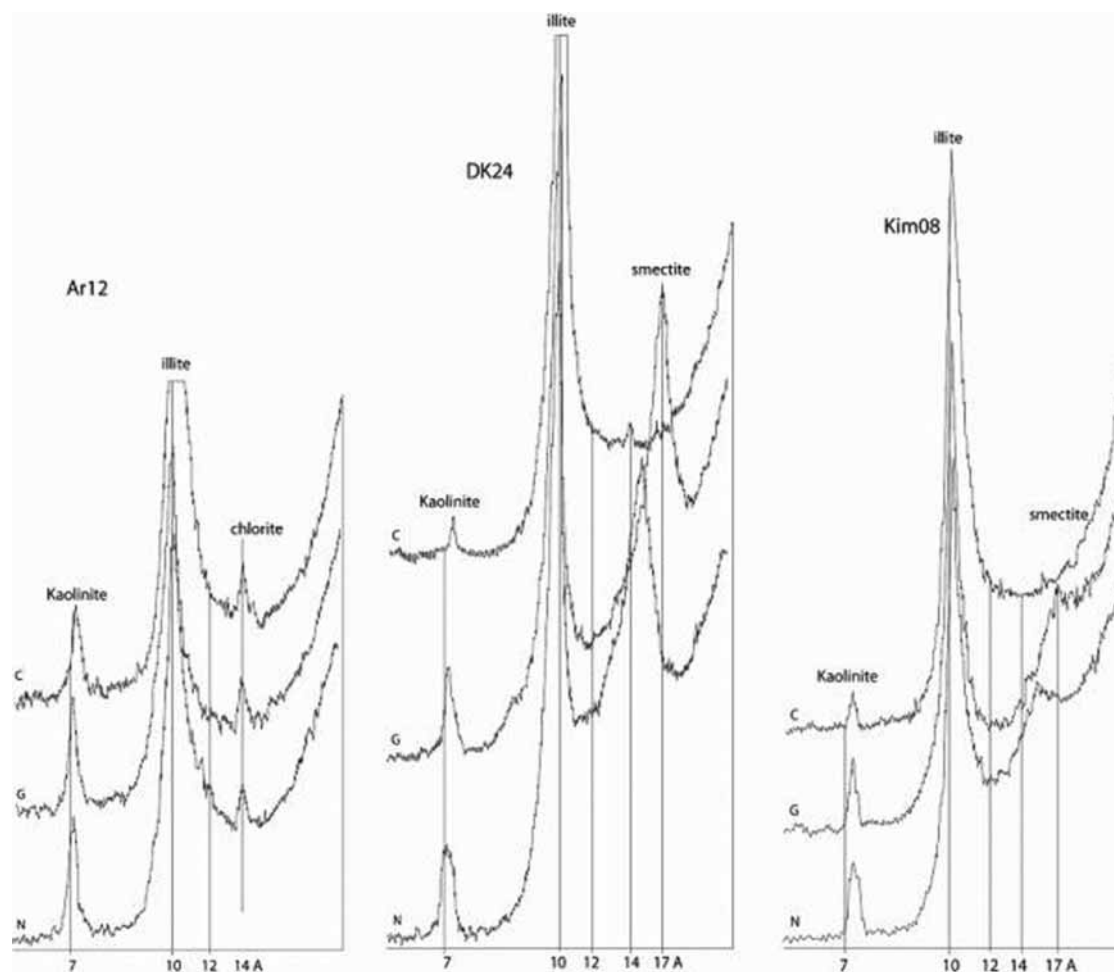


Fig. 4 – Diffractogrammes types des différentes zones minéralogiques (N: naturel, G: glycolé, C: chauffé, Ar12: zone minéralogique I, DK24: zone minéralogique II, Kim08: zone minéralogique III).

un début d'aplanissement des reliefs, nécessaire à la croissance cristalline des smectites (PAQUET, 1970; MILLOT, 1980). Au Jurassique terminal et au Crétacé inférieur de la région d'Essaouira, les cortèges argileux des sédiments présentent des proportions plus importantes en smectite (DAOUDI, 1996). Ceci peut s'expliquer par le fait que les reliefs adjacents sont dans un état d'aplanissement plus évolué (WURSTER et STETS, 1982; WIEDMANN *et al.*, 1982).

4.3 – Contrôle thermo-tectonique

L'instabilité tectonique des marges empêche l'accomplissement des actions pédologiques de la surface

responsables de la formation des smectites, car les roches soumises à l'altération chimique sont remaniées de manière permanente par l'érosion mécanique. Vers le sommet de la zone, les actions pédologiques prennent de l'importance, ce qui explique l'apparition des smectites. Ceci serait sous la dépendance de la diminution de l'activité tectonique au niveau du bassin, ce qui est en accord avec les résultats obtenus par l'analyse qualitative de la subsidence qui indiquent que les périodes distensives du Jurassique moyen et supérieur sont entrecoupées par des phases de ralentissement de la subsidence (ZÜHLKE *et al.*, 2004; LABBASSI *et al.*, 2000).

Un autre facteur important qui semble avoir contrôlé la nature et le degré d'évolution des argiles est la position structurale de la région d'Amsittène au cours du

Jurassique. Les différentes sections sismiques publiées montrent clairement que la région d'Amsittène était séparée du bassin d'Essaouira par la faille normale – inversée au Tertiaire – de Taghzout, de direction E-W et à pendage nord (HAFID, 1999; BOUATMANI *et al.*, 2004). La région d'Amsittène est située sur la crête du compartiment sud, alors que le compartiment nord abrite un éventail s'épaississant vers la faille, témoignant de la nature syn-sédimentaire de la faille. Cette position haute expliquerait le degré relativement faible de l'enfouissement et aussi les températures plus réduites enregistrées, alors que les températures atteintes dans la partie la plus subsidente du bassin d'Essaouira ont permis d'atteindre la fenêtre à gaz pour la roche-mère oxfordienne (BOUATMANI *et al.*, 2007).

5 – CONCLUSIONS

Dans la série sédimentaire du Jurassique de la région d'Essaouira, l'influence de la diagenèse sur les assemblages argileux est faible à négligeable; l'héritage paraît donc le principal responsable des successions argileuses dans cette série. Les minéraux résultent principalement de processus d'érosion et d'altération et de phénomènes chimiques avant leur sédimentation. Ils reflètent les conditions paléogéographiques, tectoniques, climatiques et eustatiques sous lesquelles se sont déposés les sédiments renfermant ces cortèges argileux. Les influences détritiques sur la composition des ces assemblages dépendent de la combinaison de trois facteurs principaux:

1 – L'activité tectonique se manifeste tout au long de la série, par l'apport accru d'illite et parfois de chlorite ainsi que des minéraux associés comme le quartz et les feldspaths. Ce cortège minéralogique paraît marqué par l'héritage prépondérant de matériaux du substratum paléozoïque et triasique activement érodés.

2 – L'influence climatique s'exprime pendant les périodes de ralentissement de l'effet tectonique par l'apport d'interstratifiés, de smectites ou de kaolinites ainsi que de minéraux associés tels que les oxydes et hydroxydes métalliques, ainsi que par la rareté ou la disparition de la chlorite.

3 – Les variations eustatiques s'expriment particulièrement au niveau des zones II et III, où les incursions marines s'opposent à une sédimentation chimique à base

de smectite trioctaédrique, suite à l'approfondissement du milieu. Cette situation favoriserait plutôt une sédimentation détritique composée essentiellement d'illite et de chlorite.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOUAOUDA, M. S., 2004 – Le bassin Atlantique marocain d'El Jadida-Agadir: Stratigraphie, Paléogéographie, Géodynamique et Microbiostratigraphie de la série Lias-Kimméridgien. *Thèse Doctorat es-Sciences, Univ. Mohammed V, Rabat*, 330 p.
- , 2007 – Le bassin Atlantique marocain d'EL Jadida-Agadir: Stratigraphie, Paléogéographie, Géodynamique et Microbiostratigraphie de la série Lias-Kimméridgien. *Travaux Institut Scientifique-Rabat n.° 22*.
- BOUATMANI, R., 2002 – Le bassin d'Essaouira (avant-pays atlasique, Maroc): évolution géodynamique mésocénozoïque et modélisation de la maturation thermique des hydrocarbures. *Thèse de 3^{ème} Cycle, Université Mohammed V, Rabat*, 213 p.
- BOUATMANI, R., CHAKOR ALAMI, A., & MEDINA, F., 2007 – Subsidence, évolution thermique et maturation des hydrocarbures dans le bassin d'Essaouira (Maroc): Apport de la modélisation. *Bulletin Institut Scientifique- Rabat*, 29, pp. 15-36.
- BOUATMANI, R., MEDINA, F., AÏT SALEM, A. & HOEPFFNER, C. H., 2004 – Le bassin d'Essaouira (Maroc): géométrie et style des structures liées au rifting de l'Atlantique central. *African Geoscience Revue*, 11, pp. 107-123.
- BRINDLEY, G. W. & BROWN, G., 1980 – Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. *Monograph 5, Mineralogical Society, London*, 495 p.
- BROWN, R. H., 1980 – Triassic Rocks of Argana Valley, Southern Morocco, and Their Regional Structural Implication. *Amer. Assoc. Petroleum Geology Bulletin*, 64, pp. 988-1003.
- CHAMLEY, H., 1989 – Clay Sedimentology. *Springer-Verlag*, 623 p.
- DAOUDI, L. & DECONINCK, J. F., 1994 – Contrôles paléogéographique et diagénétique des successions sédimentaires argileuses du bassin atlasique au Crétacé (Haut Atlas occidental, Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 18, pp. 123-134.
- DAOUDI, L., 1991 – Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique supérieur à l'Eocène dans le bassin du Haut Atlas occidental (Maroc), *Thèse Univ. Lille I*, 196 p.
- , 1996 – Contrôles diagénétique et paléogéographique des argiles des sédiments mésozoïques du Maroc. Comparaison avec les domaines atlantiques et téthysien. *Thèse d'Etat, Université Marrakech*, 247 p.
- DAOUDI, L., DECONINCK, J. F., BEAUCHAMP, J. & DEBRABANT, P., 1988 – Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé. Comparaison avec le domaine Est-Atlantique voisin. *Annales de la Société Géologique du Nord*, CVII: pp. 15-24.
- DAOUDI, L., PORTUGAL FERREIRA, M. & IGMUOLLAN, B., 2002 – Influence de la diagenèse d'enfouissement sur l'homogénéisation isotopique K-Ar des illites: Le Jurassique-Crétacé du bassin d'Agadir. *Journal of African Earth Sciences*, 34, pp. 595-603.
- DEJOU, J., GUYOT, J. & CHAUMONT, C., 1972 – Altération superficielle des diorites dans les régions tempérées humides. Exemples choisis dans le Limousin. *Sciences Géologiques Bulletin, Strasbourg*, 25, pp. 259-286.

- DUFFAUD, F., 1960 – Contribution à l'étude stratigraphique du bassin secondaire du Haut Atlas Occidental (Sud-Ouest du Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, pp. 728-734.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969) – Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Cart. géol. Als.-Lorr.*, 29, 320 p.
- ELLOUZE, N., PATRIAT, M., GAULIER, J. M., BOUATMANI, R. & SABOUNJI, S., 2003 – From rifting to alpine inversion : mesozoic and cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology*, 156, pp. 185-212.
- HAFID, M., 1999 – Incidences de l'évolution du haut-Atlas occidental et de son avant-pays septentrional sur la dynamique méso-cénozoïque de la marge atlantique (entre Safi et Agadir). Apport de la sismique réflexion et des données de forages. *Thèse Doctorat es Sciences, Univ.IbnoTofail, Kénitra*, 282 p.
- HAFID, M., ZIZI, M., BALLY, W. A. & AÏT SALEM, A., 2006 – Styles structuraux de la terminaison occidentale *onshore* et *offshore* du Haut Atlas, Maroc. *Comptes Rendus Geosciences*, 338, pp. 50-64.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R., 1987 – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HOLTZAPFFEL, T., 1985 – Minéraux argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 12, pp. 136 p.
- HUON, S., CORNEE, J. J., PIQUE, A., RAIS, N., CLAUER, N., LIEWIG, N. & ZAYANE, R., 1993 – Mise en évidence au Maroc d'événements thermiques d'âge triasico-liasique liés à l'ouverture de l'Atlantique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164, pp. 165-176.
- KUBLER, B., 1968 – Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite; état des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech., Pau*, 2, pp. 385-397.
- LABBASSI, K. MEDINA, F., RIMI, A., MUSTAPHI, H., & BOUATMANI, R., 2000 – Subsidence history of the Essaouira basin (Morocco). In: S. CRASQUIN-SOLEU & E.BARRIER (edt), Peri-Tethyan sedimentary basins, *Mémoire Muséum National Histoire Naturelle*, 182, pp.129-142.
- LE ROY, P., PIQUE, A., LEGALL, B., AIT BRAHIM, L., MORABET, A. & DEMNATI, A., 1997 – Les bassins côtiers triasico-Liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique central. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, pp. 627-637.
- MANSPEIZER, W., 1988 – Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic: An overview, in MANSPEIZER, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic rifting. Continental break up and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins*, Elsevier, Amsterdam: 41-79.
- MARRAKCHI, C., 1993 – Dynamique et paléoenvironnement du Bassin d'Essaouira-Agadir au passage Jurassique-Crétacé: Approches quantitatives. *Thèse Ecole des mines de Paris*, 163 p.
- MEDINA, F., 1994 – Evolution structurale du Haut Atlas occidental et des régions voisines, dans le cadre de l'ouverture de l'Atlantique Central et de la collision Afrique-Europe. *Thèse d'Etat, Université Mohamed V, Rabat*, 294 p.
- MICHARD, A., SADDIQI, O., CHLOUAN, A., & FRIZON DE LAMOTE, D., 2008 – Continental Evolution: the geology of Morocco, structures, stratigraphy and tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean triple junction. *Springer*, 405 p.
- MILLOT, G., 1980 – Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. *Mémoire hors série Société Géologique de France*, 10, pp. 295-305.
- MOORE, D. M., & REYNOLDS, R. C., 1989 – X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals, *Oxford University Press*, 322 p.
- MORABET, A., BOUCHTA, R. & JABOUR, H. (1998) – An overview of the petroleum systems of Morocco. In : MacGregor D.S., Moody R.T.J. & Clark-Lowes D.D. (Eds). *Petroleum Geology of North Africa*. Geological Society, London, Sp. Pub. 132, pp. 283-296.
- OUAJHAIN, B., & DAOUDI, L., 2004 – Sur l'origine des Smectites des Formations Dolomitiques Jurassiques de la région d'Amsitene, Bassin d'Essaouira, Maroc. *2^{ème} Congrès National sur le Jurassique, Marrakech, Avril*, pp. 21-24;
- OUAJHAIN, B., TAJDI, A., SBIH, L., ZUEHLKE, R., BECHSTÄDT, T. & LEINFELDER, R., 2005 – Dolomitization and porosity development during Upper Jurassic Sidi Ghalem reservoir, Essaouira basin, Atlantic High Atlas Of Morocco. *3^{ème} journées Internationales des sciences de l'environnement, EL Jadida*.
- PAQUET, H., 1970 – Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, 30, 210 p.
- RAIS, N., 2002 – Les roches triasico-liasiques du Maroc septentrional et leur socle hercynien : caractérisation pétrologique, minéralogique, cristallographique et isotopique K-Ar de leur évolution thermique post formationnelle. *Thèse d'état, Faculté des Sciences et Techniques, Fes-Saïss*, 344 p.
- RIMI, A., 1993 – Geothermics of the Essaouira basin in Morocco. *Canadian Journal Earth Science*, 30: 1049 -1055.
- SAHABI, M., ASLANIAN, D. & OLIVET, J. L., 2004 – Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central, *Comptes Rendus Géoscience*, 336: 1041-1052.
- SÉBRIER, M., SIAME, L., EL MOSTAFA ZOUINE, E. M., WINTER, T., MISSE-NARD, Y. & LETURMY, P., 2006 – Active tectonics in the Moroccan High Atlas; *Comptes Rendus Géoscience*, 338, pp. 65-79.
- TRAUTH, N., 1977 – Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Sciences Géologiques Mémoires-Strasbourg*, 9, 195 p.
- WEAVER, C. E. & BECK, K.C., 1977 – Miocene of the S.E. United States – A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sedimentary Geology*, 17, pp. 1-234.
- WIEDMANN, J., BUTT, A. & EINSELE, G., 1982. Cretaceous stratigraphy, environment and subsidence history at the Moroccan Continental Margin. In. *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag (Ed.), pp. 366-396.
- WURSTER, P. & STETS, J., 1982 – Sedimentation in the Atlas Gulf II: Mid-Cretaceous events, In. *Geology of the Northwest African Continental Margin*, Springer-Verlag (Ed.), pp. 439-459.
- ZÜHLKE, R., BOUAOUA, M.-S., OUAJHAIN, B., BECHSTÄDT, T. & LEINFELDER, R., 2004 – Quantitative Meso-/Cenozoic development of the eastern Central Atlantic shelf, western High Atlas, Morocco. *Marine and Petroleum Geology*, 21, pp. 225-276.

PLANCHE

PLANCHE PHOTO

Photos Microscope électronique à transmission montrant:

des cristaux d'illites de différentes tailles et à contours irréguliers ou arrondis de la zone I (photos A et B),

des particules de smectites à structures floconneuses et contours diffus (photo C),

en bas à gauche de la photo, on distingue des cristaux pseudo hexagonaux et hexagonaux de kaolinite de petite taille et au milieu une grosse particule d'illite de la zone III (photo D).

