Bulletin du Service Géologique de l'Algérie
Vol. **26**, n° **1-2**, pp. **3 - 21,** 7 fig., **2** pl., **2015**

LES INTERNALITES DU SILURO-DÉVONIEN DE LA SAOURA-OUGARTA (SAHARA, ALGÉRIE)

Abdelkader OUALI MEHADJI* et Boumediene BOUTERFA*

RÉSUMÉ

Les séquences de type internalites, récemment définies, permettent de compléter notre vision de la dynamique sédimentaire sur le profil marin hypsométrique classique. Fréquentes en position médiane (mid-ramp, mid-shelf) et distale (offshore) de la plateforme jusqu'au bassin, elles traduisent des moments de perturbations (eventites) au sein de phases à décantation boueuse (argiles ou marnes) en milieu calme à profond, en présence d'une pycnocline. Les faciès des internalites peuvent être confondus avec les tempestites à cause de certaines analogies de structures sédimentaires. Cependant, le contexte sédimentaire est différent (position distale). Des intercalations calcaires à orthocères isolées dans les argiles à graptolithes du Silurien de la Saoura-Ougarta (Formation de Oued Ali) ainsi que certains niveaux microconglomératiques et gréseux à laminations obliques en mamelons (HCS) et flaser bedding du Dévonien inférieur (Formation du Dkhissa et du Teferguenit) offrent de bons exemples de ces internalites.

Mots-clés - Internalites - Pycnocline - Faciès - Silurien - Dévonien - Saoura - Ougarta - Algérie.

SILURIAN-DEVONIAN INTERNALITES OF THE SAOURA-OUGARTA (SAHARA, ALGERIA).

ABSTRACT

The internalites defined recently can complete our sedimentary dynamic vision along the classic marine hypsometric profile. This internalites are frequent in the mid-ramp / mid-shelf and offshore up to basin environments. They convey short-term perturbations moments (eventites) in muddy context sedimentation in quiet and deep environment with pycnocline. The internalites facies can easily be mis-interpreted with the tempestites regarding to many of their sedimentary structures analogies. Nevertheless, the sedimentation context is different (distal position). The limy beds intercalations bearing nautiloids isolated in graptolitic Silurian shales of the Saoura-Ougarta (Oued Ali Formation), and some Lower Devonian microconglomeratic and sandstones levels with HCS and flaser structures (Dkhissa and Teferguenit Formations) offer good examples of internalites.

Keywords - Internalites - Pycnocline - Facies - Silurian - Devonian - Saoura - Ougarta - Algeria.

*Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnements (LPSP), Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers. Université d'Oran 2 Ahmed Ben Ahmed, BP. 1015, El-M'naouer, 31000 Oran, Algérie. E-mail : oualimeha@gmail.com

- Manuscrit déposé le 12 Novembre 2013, accepté après révision le 16 Décembre 2014.

INTRODUCTION

Certain faciès représentés par des silts, des grès fins ou encore des calcaires bioclastiques à texture mudstone, wackestone ou packstone, en plaquettes centimétriques (0,01 m à 0,05 m) à décimétriques (0,10 à 0,30 m), du Dévonien inférieur (Formations de Dkhissa et de Teferguenit) interprétés comme étant des «…produits en offshore- transition ou en "échos" de tempêtes…» (Ouali Mehadji, 2004; Ouali Mehadji et *al*., 2004) ou «…des remobilisations sous-aquatiques sans apports frais…» (Fabre, 2005; Ouali Mehadji et *al.*, 2011), correspondent, suite aux données nouvelles, à des internalites (terme employé par Pomar et *al.*, 2012, 2013). Il en serait de même pour les intercalations calcaires du Silurien de l'Ougarta (fig. 1).

Ces internalites enregistrent des séquences produites par les vagues internes (internal waves), bien connues dans l'Actuel et ignorées jusqu'à récemment dans les modèles de dépôts car peu étudiés puisque leurs identifications dans les séries anciennes est encore sous études.

Les eventites (du terme anglais event = événement) correspondent à des sédiments liés à des événements développant une turbulence. Il s'agit notamment des dépôts de tempestites et de turbidites (Seilacher, 1982 a et b ; Seilacher et Aigner, 1991; Pomar et *al*., 2012, 2013; Bádenas et *al*., 2012; Shanmugam, 2013 a). Les internalites de Pomar et *al*. (2012) (= internal wavites de Shanmugam, 2013a; barocilinites de Shanmugam, 2013b, malgré son refus de cette séquence) sont des sé-

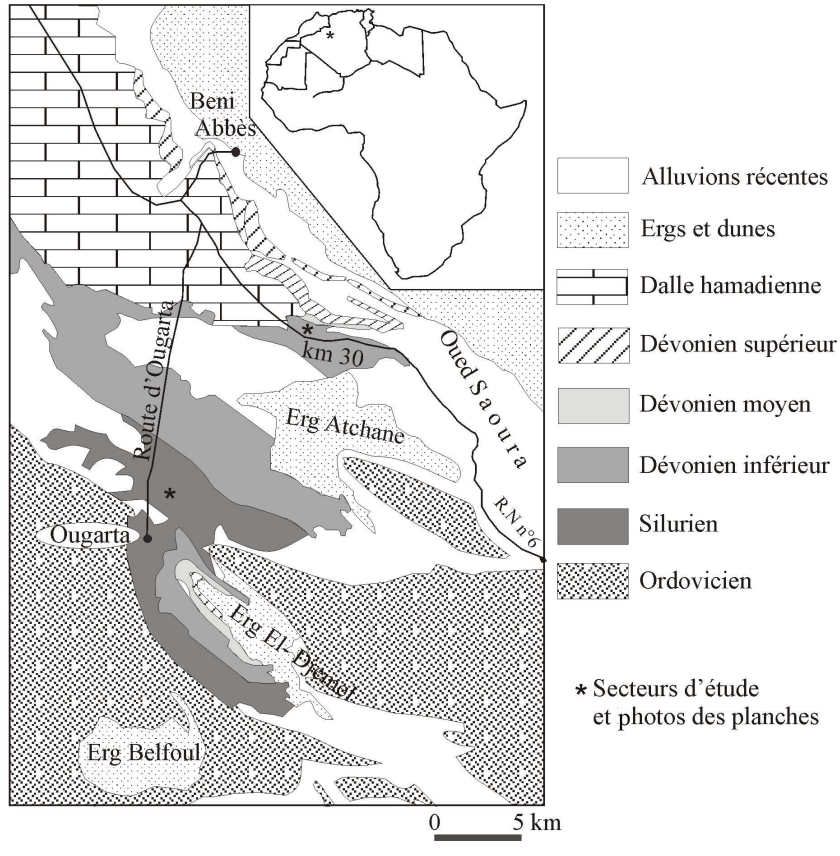


Fig. 1 - Localisation des secteurs étudiés dans la Saoura - Ougarta
(Extrait de la carte géologique de l'Ougarta 1/200 000 feuille NH30X, Conrad et *al.,* 1981).

Localization of the studied areas in the Saoura - Ougarta (Extracted from the geological map of Ougarta 1/200 000 sheet NH30X,Conrad and al., 1981).

quences produites par des vagues internes. Celles-ci ont été documentées dans l'Actuel, depuis 1838 (Appel, 2002) ou 1909 (Magalhaes et Da Silva, 2012), mais les études se sont intensifiées avec le développement de l'imagerie satellitaire. Ces vagues internes correspondent à des vagues gravitaires qui se propagent le long de pycnoclines (fig.2).

Chaque pycnocline correspond à l'interface séparant deux fluides de densités différentes induites par la température (thermocline) et/ou la salinité (halocline) (Ocean Motion, 2012). Ces vagues internes sont fréquentes aussi bien en milieu marin (côtier et profond), qu'en milieu lacustre. Ignorées par les sédimentologues, ces vagues internes sem-

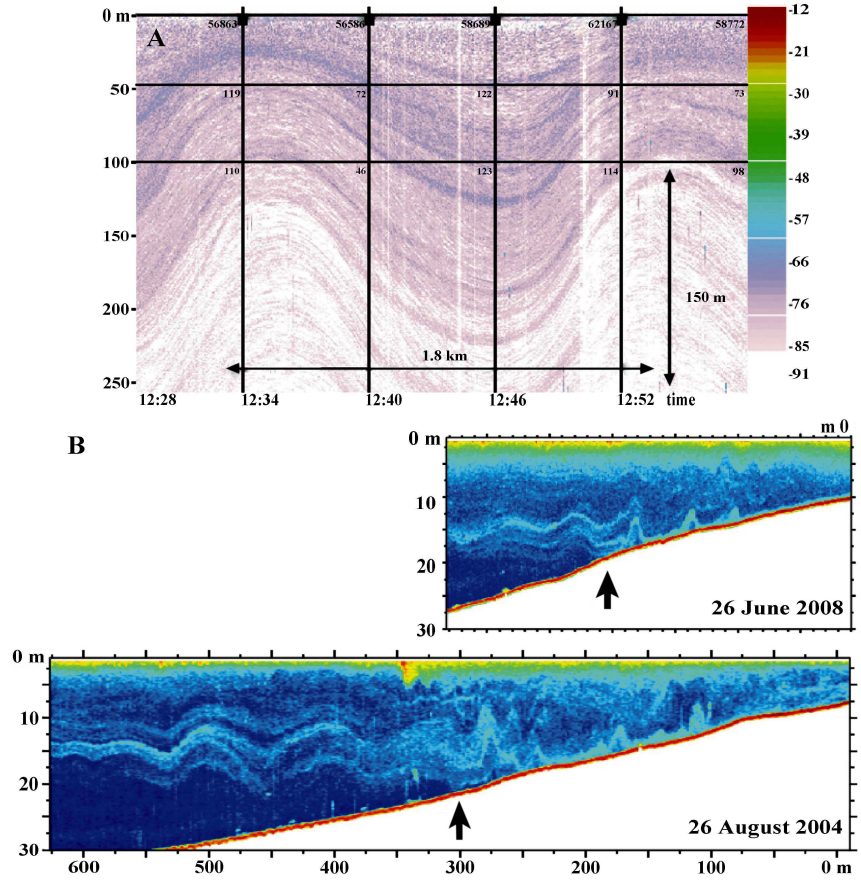


Fig. 2 - A. Echogramme 38 kHz montrant les vagues internes (1,8 km de long, amplitude excédant 100 m). Le contraste traduit des concentrations élevées en plancton ou de larges bancs de poissons (reproduit avec l'autorisation de Oceanography Society; d'après Susanto et *al*., 2005).

Echogram 38 kHz showing internal waves (1.8 km length, exceeding 100 m amplitude) the contrast traducts higher plaktonic concentration or schools of fish (reproduced with permission of Oceanography Society, from Susanto and al., 2005).

B. Echogramme montrant les vagues internes le long d'une pycnocline peu profonde (autour de -15 m) (estuaire de Lawrence, Quebec) avec longueur d'onde d'environ 50 m (juin 2008) et 100 m (26 août) avec amplitude de quelques mètres. Elles échouent (autour de - 18 à -12 m) quand la pycnocline rencontre le fond (flèche) (Bourgault et *al*., 2008, *in* : Pomar et *al*., 2012).

Echogram showing internal waves propagation in shallow pycnocline (arround 15 m) (lawrence Estaury, Quebec) with wave-length 50 m (juin 2008) and 100 m (26 august) with amplitud of few meters. They break (arround -18 to - 12 m) where pycnocline intersects the seafloor (arrows) (From Bourgault and al., 2008, in Pomar and al., 2012).

blent pouvoir compléter notre compréhension sur les mécanismes de mise en place de certains dépôts sédimentaires et les divers aspects de l'hydrodynamisme, malgré les mimétismes potentiels entre certains dépôts, telles que les tempestites et les internalites. En effet, les produits sédimentaires de ces vagues internes (internalites) peuvent être identifiés à partir de certains caractères connus en contexte «extra-tempestites» (Pomar et *al*., 2012), c'est-à-dire, sous la limite d'action des vagues de tempêtes.

Les modèles de faciès développés pour les tempestites (Aigner et Reineck, 1982; Johnson et Baldwin, 1996) et pour les turbidites (Bouma, 1962; Shanmugam, 2000) correspondent au concept du «facies tract» au sens de Mutti (1992) et Tinterri (2007). Le facies tract représente l'ensemble des faciès déposés lors d'un écoulement gravitaire qui s'amortit progressivement le long d'un profil, jusqu'à s'atténuer et s'annuler. Le faciès (sensu stricto) devient donc une observation ponctuelle, alors que le faciès tract est un continuum de faciès produits latéralement, par un même écoulement, et traduisant le spectre énergétique de son déroulement. C'est dans cet esprit que les internalites sont définies par Pomar et *al*. (2012) et Bádenas et *al.* (2012).

Les vagues internes peuvent intersecter sur le fond à différentes profondeurs (Shepard et *al*., 1979), dès que la surface du pycnocline rencontre le fond de la plateforme (fig. 2B), le flanc des canyons, du talus ou de la pente continentale. Il devient dès lors, intéressant de pouvoir caractériser les dépôts liés à l'action de ces turbulences afin de préciser la zonation des profils de dépôts.

Une première esquisse a été présentée par Pomar et *al.,* (2012, tabl. I) et Bádenas et *al*. (2012). Les effets de la turbulence induite par les vagues internes sur la partie côtière (shoreface et foreshore) sont difficiles à identifier, car leurs produits seront cannibalisés par les processus des vagues de tempêtes et de beau temps propres à cette partie proximale de la plateforme. Les vagues internes dont la vitesse varie de 10 à 70 cm/s (de 0.5 m/s à 2 m/s, Shanmugam, 2013b) peuvent toucher le fond à des profondeurs allant de 7 à 600 m (Pomar et *al.*, 2012, tabl. II et III), voire de 2 à 2040 m (Shanmugam, 2013b). Cependant, dans la tranche offshore (le fond étant à l'abri des vagues de tempêtes), les vagues internes sont capables, selon leurs amplitudes et fréquences, d'engendrer des processus **(i)** de traction, **(ii)** de resuspension (remobilisation) (fig. 3 et 4), **(iii)** de mélange vertical (vertical mixing) comme signalées par Chen et Hsu (2005) et, **(iv)** de mélange de faunes (contamination larvaire de Shanks et Wright, 1987) (= traduite ici en stratigraphie par allochtonie et semble correspondre en biologie à «contamination larvaire»). Cette turbulence n'aura d'effets qu'en présence de sédiments encore meubles sur le fond (remobilisation, fig. 3 de Quaresma et *al*., 2007) et le produit dépend de la bathymétrie d'impact et de la vitesse des courants induits par ces vagues internes. Comme pour les tempestites et les turbidites, le déclenchement de l'événement produit d'abord une phase d'érosion, de remobilisation et de dépôt conséquent (tractionites), ensuite une phase de vannage des sédiments mobilisés et de gradation successive en relation avec la diminution de la vitesse de l'écoulement. La capacité à tracter les sédiments constitue le point essentiel de divergence entre Pomar et *al*. (2012; 2013) et Shanmugam (2013 a et b).

Ces nouvelles données sédimentologiques nous incitent à une relecture de certains niveaux silurodévoniens de l'Ougarta-Saoura (fig. 3), mis en place par des processus hydrodynamiques qui seraient liés à des vagues internes (internalites).

LITHOSTRATIGRAPHIE DU SILURO-DÉVONIEN DE LA SAOURA-OUGARTA

Les séries du Siluro-Dévonien dans l'Ougarta et la Saoura affleurent en majeure partie, au cœur des synclinaux faisant suite latéralement aux structures antiformes à ensembles cambro-ordo-

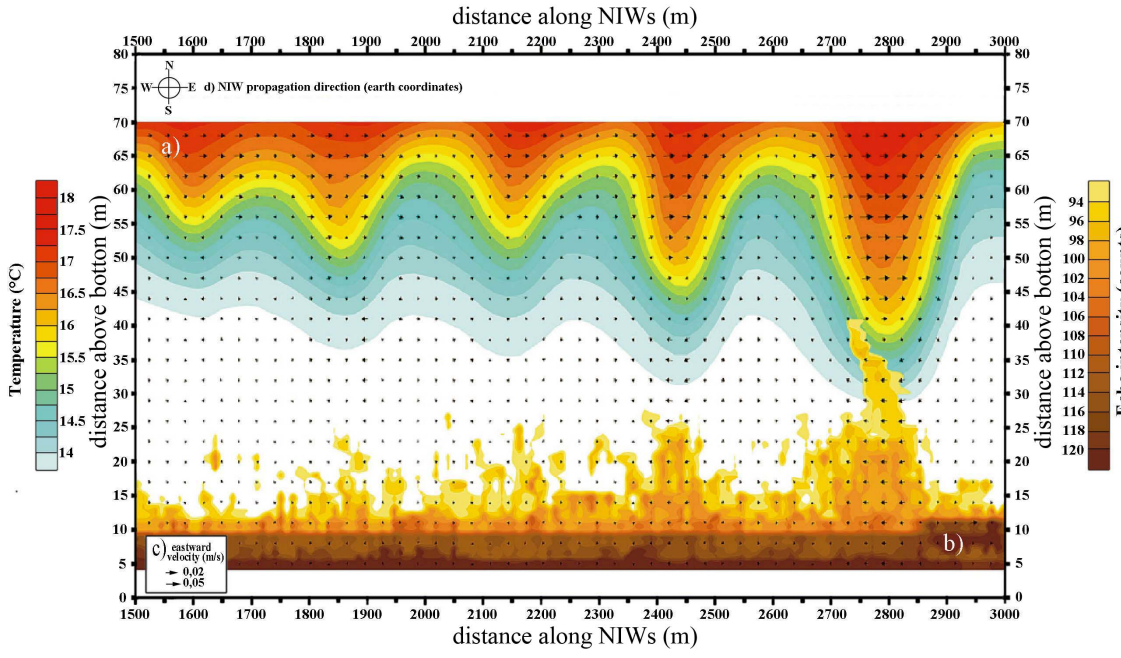


Fig. 3 - a. Température de l'eau et stratification des eaux montrant les vagues internes.
Temperature and stratification of the water showing internal waves.

b. Echo-intensité traduisant une remobilisation et re-suspension des particules sédimentaires sur le fond.
Echo-intensity conveying remobilization and resuspension of sedimentary particles on the sea bed.

c. vecteurs de vitesse en direction de l'est (D'après Quaresma et *al.*, 2007).
Eastward velocity vectors (From Quaresma and al., 2007).

viciens. La stratigraphie du Paléozoïque de la région a été entreprise par divers auteurs (Menchikoff, 1930, 1932, 1933, 1936; Le Maître, 1952; Petter, 1959; Bastien, 1967; Legrand, 1967, 1968, 1981, 1983; Alimen et *al.*, 1952; Göddertz, 1987; Boumendjel et *al.*, 1997; Paris et *al.*, 1997; Ouali Mehadji et *al.*, 2004 ; Ouali Mehadji et *al.*, 2011; Ouali Mehadji et *al.*, 2012; Nedjari et *al.*, 2007; Hamdidouche, 2009).

La lithostratigraphie du Siluro-Dévonien comprend les formations suivantes : (1) Oued Ali, (2) Zeimlet, (3) Saheb el Djir, (4) Dkhissa, (5) Teferguenit, (6) Chefar el Ahmar, (7) Argiles de Marhouma et, (8) Grès de Marhouma (fig. 4).

Nous pouvons distinguer deux types d'internalites dans les terrains du Silurien et du Dévonien inférieur de la Saoura-Ougarta (fig. 4) : siliciclastiques et bioclastiques.

Description des internalites de la Saoura

La description des environnements sédimentaires dans ce travail utilise les subdivisions et caractéristiques établies par Bourgeois et Leithold (1984) et Reading et Collinson (1996).

Internalites bioclastiques

Dans la Formation de Oued Ali, du Silurien (Burollet, 1956; Legrand, 1981; Boumendjel et *al.*, 1997), des calcaires à orthocères (fig. 5), trilobites, bivalves et micro-restes de poissons cui-

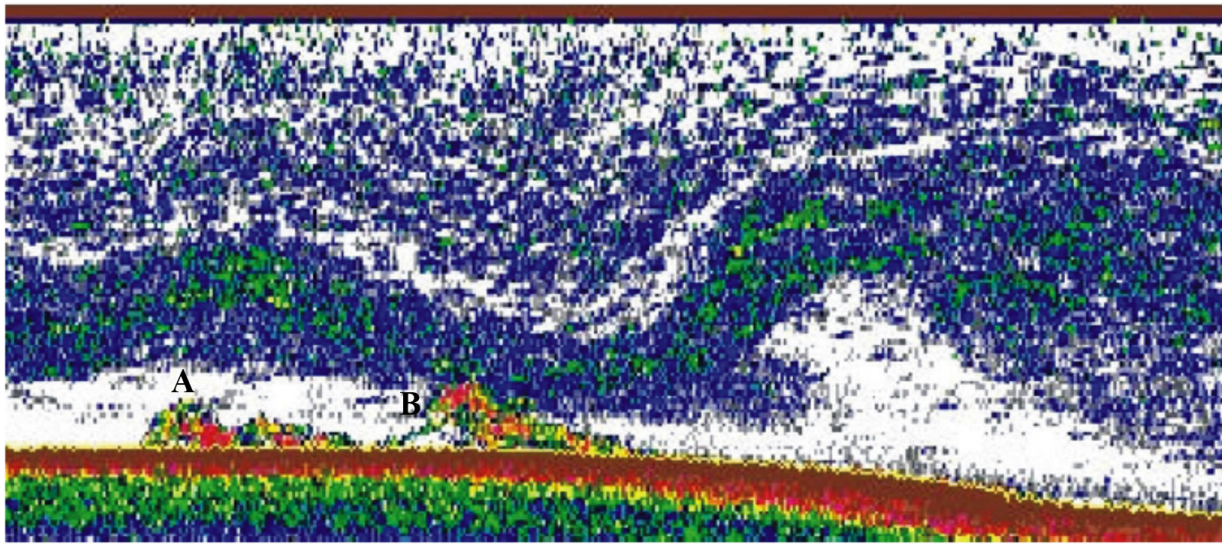


Fig. 4 - Echogramme au point de coordonnées 21°N 113,2°E (Avril, 2003) au milieu d'une plate-forme pentée au large de l'île Tung-Sha. (A) et (B) remobilisations de sédiments sur le profil. La distance horizontale est de 1,5 km et la profondeur environ 120 m. (Reproduite avec la permission de Hsu J.R.C.; Yang et *al*., 2004; Chen et Hsu, 2005).

Echogram at location 21°N and 113,2°E on mid sloped shelf off Tung-Sha island. (A) and (B) in the profile, sediments remobilized. The horizontal distance is 1.5 km and depth approximately 120 m (Reproduced with permission of Hsu J.R.C; From, Yang and al., 2004; Chen et Hsu, 2005).

rassés (Massa et *al*., 1965; Fabre, 1976, 2005), s'intercalent, à partir du Ludlow inférieur, dans les argiles à graptolithes (Legrand, 1981) et s'échelonnent, selon les secteurs, jusqu'au Pridoli.

Les mêmes niveaux sont connus plus au nord, dans la région de Ben Zireg et plus au sud, dans le Gourara (Legrand, 1967; Fabre, 1976) et dans l'Ahnet (Follot, 1952; Fabre, 1976, 2005). Dans ces régions, ces niveaux correspondent généralement à un banc, parfois deux à trois bancs, de 0,20 à 0,30m d'épaisseur, gris noir ou gris bleu (pl. 1, photos c et d), de calcaire argileux, parfois à grains fins de quartz (Fegaguira - Gourara) et à orthocères mêlés à une faune benthique. Les microfaciès varient du mudstone argileux, wackestone argilo-bioclastique au packstone bioclastique et, sont largement décrits et figurés par Sacal (1963, figs. 12 à 16). Le caractère principal de ces intercalations réside dans leurs positions dans des ensembles argileux (sous et sus-jacents, pl. 1, photos a, b) appartenant aux conditions offshore, peu profondes, mais ®tal®es sur la majeure partie de la plateforme saharienne (Legrand, 1981, 1999; Fabre, 2005).

La présence de niveaux à argiles noires (black shales) à graptolithes, dans le Silurien saharien, et la rareté de la faune benthique appuie l'idée d'un fond souvent dysoxique à anoxique, avec stratification des eaux (Legrand, 1999). Cette stratification implique des paléo-pycnoclines, responsables de la formation de vagues internes. Celles-ci se brisent sur le fond pour générer un mécanisme de remobilisation (traction et re-suspension) et sédimentation, dans un contexte de fond situé bien en dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes. Ces intercalations calcaires correspondent donc à de véritables internalites bioclastiques. En outre, Shanks et Wright (1987) ont montré la capacité de ces vagues internes à créer, avec la mobilité verticale dans la colonne d'eau, des zones de convergence et de divergence à la surface de l'eau marine, et assurer

des transports de larves en direction de la côte. Le mécanisme en sens contraire (de la côte vers le large) est possible. Cette mobilité latérale des vagues internes, combinée à celle de la colonne d'eau, peut induire des courants d'upwelling ou downwelling. Ces mouvements de masses d'eau ont été décrits entre Taiwan et la mer de Chine grâce à l'imagerie satellitaire (Hsu et *al*., 2000). Il nous semble que la coupure momentanée de la sédimentation argileuse et le développement d'épisodes calcaires soient déclenchés par ces vagues internes, capables de modifier les caractéristiques physico-chimiques des eaux marines, surtout dans les zones de leur échouage. Cela explique leur échelonnement (dans le temps et l'espace d'un secteur à un autre), leur variation latérale de textures et le mélange de faunes benthiques (à stade larvaire planctonique, exemple des bivalves) et pélagiques (orthocères et *Scyphocrinites*). Le rôle des vagues internes peut donc expliquer cette perturbation hydrodynamique (turbulence) encadrée par des moments de décantation, en position d'offshore.

L'autre exemple d'internalites biogéniques est observé dans la Formation du Dkhissa (fig. 5). En

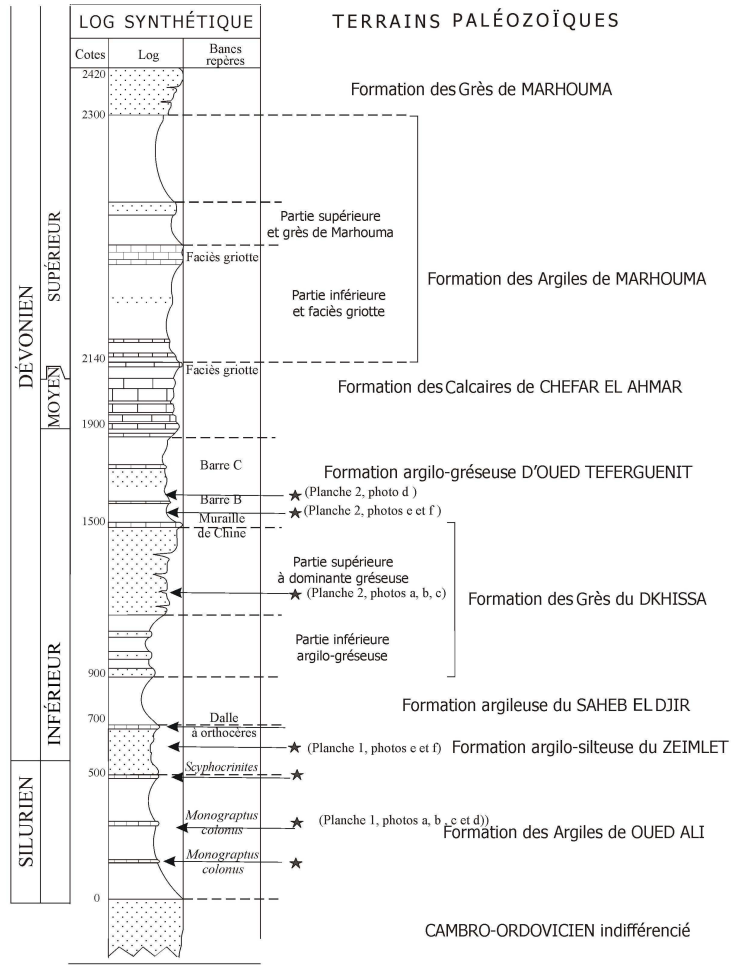


Fig. 5 - Localisation des internalites (étoiles) du Siluro-Dévonien de la Saoura (colonne de Bastien, 1967; modifiée).

Localization of the Silurian-Devonian Saoura internalites (stars) (log of Bastien, 1967; modified).

effet, ces dépôts sont rencontrés dans des faciès de calcaires mudstone à wackestone (faciès Cp. m-w de Ouali Mehadji et *al.*, 2011), en plaquettes de 0,01 à 0,05m, gris, parfois rose à rouge (Saoura), à quelques plaques et articles de crinoïdes et à orthocères. Ces niveaux sont intercalés dans des combes décamétriques d'argiles. Cette association argiles/ calcaires mudstone à wackestone traduit, respectivement, de longues phases de calme et de décantation, en offshore inférieur, et des phases de remobilisation sous-aquatique induites par les vagues internes. Le retour aux conditions initiales permet la reprise de la sédimentation boueuse. Cette dynamique montre bien que ces vagues internes miment la dynamique des vagues de tempêtes.

Internalites siliciclastiques

Dans la formation du Zeimlet (Lochkovien inférieur), des argiles à feuillets silto-gréseux peuvent traduire des remobilisations sur le fond de silts et de grains fins en position médiane à distale de la plateforme (pl. 1, photos e et f). Ces intercalations seraient l'équivalent des «rythmic bedding» de Shanmugam (2013b) indicateurs de remobilisations par des courants profonds (Bottom-currents reworked sands).

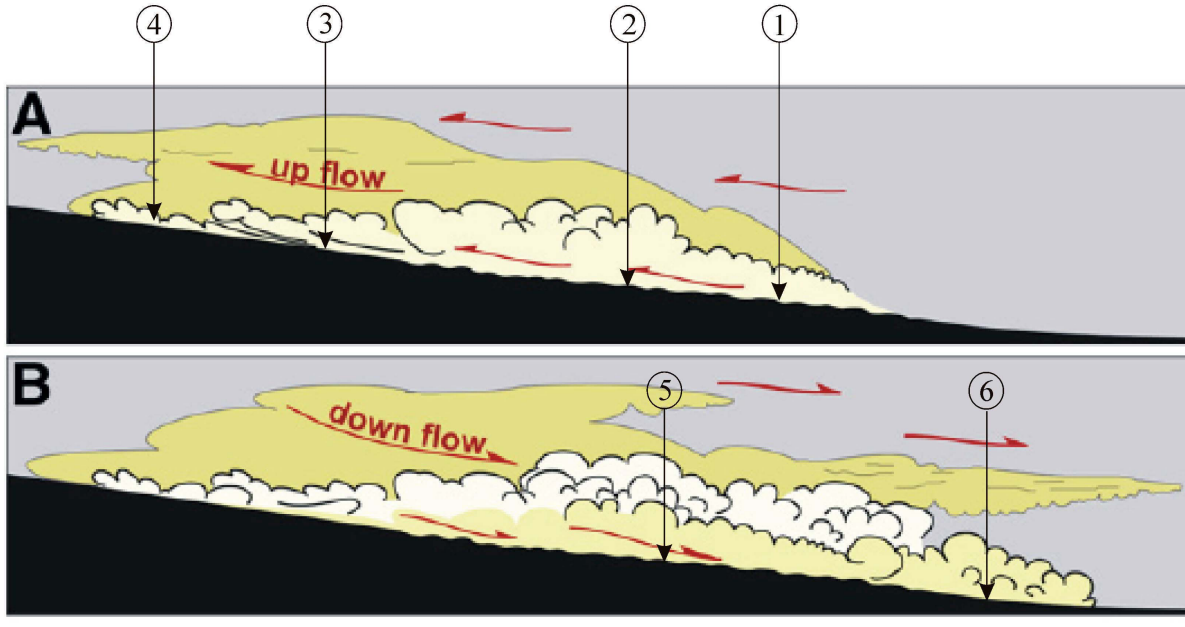
Dans la Formation de Dkhissa (Lochkovien supérieur pro-parte à Praguien terminal) et la Formation de Teferguenit (Praguien terminal à Emsien supérieur), Ouali Mehadji et *al.* (2011) avaient défini des séquences de plateforme siliciclastique soumises à des vagues de tempêtes et de beau temps avec parfois, des influences tidales, correspondant au modèle de Seilacher et Aigner (1991) et Reading et Collinson (1996). Chaque séquence comprend **(i)** des argiles d'offshore et argiles à passées de silts ou de grès fins en plaquettes, millimétriques à centimétriques, **(ii)** des grès à litages de rides, litages entrecroisés, litages obliques en mamelons (HCS) et litages obliques en creux (SCS) et, enfin, **(iii)** des litages horizontaux tabulaires et obliques sigmoïdaux. La majorité de ces structures a été identifiée dans les barres gréseuses de la Formation de Dkhissa. Dans le membre supérieur de cette formation, le faciès gréseux est intercalé par des bancs de calcaires à entroques à HCS et SCS, riches en brachiopodes (Ouali Mehadji et *al*., 2011).

Le faciès des argiles à passées de silts et grès fins (faciès i), à litages frustes ou à litages horizontaux, ou encore à litages de rides, traduit à notre avis, la phase finale de l'amortissement lors du «downflow» de la turbulence créée par les vagues internes (il ne faut pas oublier qu'on est en offshore). Il correspond à des internalites siliciclastiques.

Les ensembles argileux évoluent dans la tranche offshore (Ouali Mehadji et *al*., 2011) et les vagues internes traduiraient donc ces remobilisations sous-aquatiques (passées de silts et grès fins en plaquettes de 0,01 à 0,05 m et calcaires de 0,05 à 0,10 m) dans des argiles décamétriques (10 à 50 m d'épaisseur). Ces remobilisations seraient à l'origine de ces intercalations sableuses. Par ailleurs, l'un de ces niveaux montre un faciès micro-conglomératique (tractionnite, pl. 2, photos a, b, c) de quelques centimètres d'épaisseur, d'extension plurikilométrique, intercalé dans une combe argileusede plus de 30 m d'épaisseur. L'idée d'une tsunamite est à écarter du fait de son extension relativement plus réduite.

Dans la Formation de Teferguenit (Praguien terminal à Emsien supérieur), certains faciès correspondent également à des internalites. Les premiers sont intercalés entre les barres «A» et «B» de cette formation (fig. 5). Il s'agit des grès à stratifications madrées (flaser bedding), de 5 à 10 cm d'épaisseur, rarement en niveaux de 0,40 m (pl. 2, photos e et f), intercalés dans des argiles d'offshore; les seconds sont représentés par des plaquettes centimétriques de grès fins à litages de rides ou micro-litages obliques en mamelons (pl. 2, photo d), intercalés avec des argiles entre les barres «B» et «C».

Plusieurs auteurs ont signalé la présence de structures sédimentaires de marée associées à des turbidites (Shanmugam, 2003 et références citées). Pour Shanmugam (2003), il s'agit de «deep-water tidal bottom currents» (= courants tidaux profonds). Ces courants sont décrits aussi bien dans l'Actuel (Lonsdale et Malfait, 1974), que dans les enregistrements fossiles (Dévonien de Nouvelle Zélande-Laird, 1972). Il faut préciser ici que Shanmugam (2003 et 2013 a) réfute l'effet de traction aux vagues internes. Cependant, la présence de structures tidales (drapages argileux, flaser, lentilles de sables…) entre les dépôts de plateforme (calcaires à entroques, barres «A» et «B») nous incite à rejoindre les arguments de Pomar et *al*. (2012) et les photos actuelles (figs. 3 et 4) confortent la traction/re-suspension. Ces flasers, dans des argiles en position distale, traduisent l'effet des vagues internes à fréquence de marées (tidal internal waves). Les faciès à micro-litages obliques en mamelons (micro-HCS, pl. 2, photo d) seraient proches des zones d'intersections du fond avec les vagues internes que celles à flasers. En termes de polarité (et de cinématique) de faciès (facies tract), nous distinguons (fig. 6): courant d'upflow : surface d'érosion (et réactivations) - tractionites - faciès à micro-HCS (et éventuellement des lumachelles) - faciès à litages horizontaux - litages de micro-rides - faciès à litages frustes et enfin, (courant de retour du «downswash ») faciès à lentilles sableuses ou argileuses et drapages argileux (flasers).



Up-flow (impact et propagation vers le haut) :1- érosion et traction - suspension - 2 - tractionites - 3 - microbulles et lumachelles 4 - litages horizontaux - litages de rides - litages frustes
Down flow (écoulement de retour) : 5 - lentilles boueuses ou sableuses et flasers - 6 - imprégnation argileuses des sédiments et eaux de fond nephéloïdes

Fig. 6 - Impact des vagues internes sur le fond
(reconstitution empruntée de Southard et Cacchione, 1972, *in* : Pomar et *al.*, 2012).

Breaking of internal waves on shoaling surface
(cartoon from Southard and Cacchione, 1972, in : Pomar and al., 2012).

A: Sédiments remobilisés vers le haut de la pente de la plate-forme ***(Sediments moves upslope by the breakers)***.
B: Écoulement de compensation de retour ***(Compensating return flow that moves sediments downslope)***.

Le problème de la formation des HCS a été largement débattu ces dernières années et leurs occurrences posent encore quelques problèmes d'interprétations (milieu fluviatile, Woolfe, 1993; position distale sur la plateforme, Seguret et *al*., 2001; Bourchette et *al.*, 2005; bordure du talus, en milieu de bassin, HCS associés à des turbidites, Shanmugam, 2003; et dépôts gravitaires, Calves et *al*., 2005). Cependant, la dynamique de propagation des vagues internes et leur interaction avec le fond, constituent une solution quant à cette distribution des structures de type HCS et HCS-like, telle que présentée par Pomar et *al*. (2012) et Bádenas et *al.* (2012). Ces vagues internes permettent de mieux comprendre cette distribution des HCS aussi bien en milieu fluviatile (dans les deltas à prédominance de marées), à travers l'action des marées internes (internal tides), que dans la partie médiane ou distale de la plateforme ainsi qu'au bas du talus où, ces structures sont associées aux turbidites et écoulements de débris (debris flow). L'impact, puis le reflux de ces vagues internes (swash and backwash), vont remanier le fond et, **(i)** provoquer des écoulements turbides le long de la pente, **(ii)** mimer le mécanisme des courants oscillatoires/unidirectionnels et, **(iii)** engendrer des écoulements hyperpycnaux (Shanmugam, 2013a). Shanmugam (2003) suggère que la traction sur le fond soit due à l'effet des courants profonds tidaux (tidal bottom currents), seuls capables d'après lui, de se propager en contresens du talus ou dans le même sens, réfutant ainsi toute action de traction liée aux vagues internes. Cette divergence vient du fait que ce dernier auteur n'admet pas l'action des vagues internes sur la partie proximale de la plateforme mais uniquement sur sa bordure distale (plateforme edge) et le talus. et accorde une importance capitale à la mécanique des fluides allant jusqu'à douter de la succession des termes de la séquence de Bouma (1962). Il nous semble, comme souligné par Pomar et *al*. (2013), qu'il n'appartient pas à la «séquence» de se conformer à notre compréhension de la mécanique des fluides mais il serait plus judicieux d'adapter les résultats du comportement des fluides pour expliquer et comprendre les séquences sédimentaires. Quant à la profondeur d'impact de ces vagues internes, les travaux actuels démontrent, par divers enregistrements, non seulement la possibilité de leurs impacts à faible profondeur, mais aussi leurs aptitudes à remobiliser les sédiments non encore lithifiés sur le fond (fig. 4, photo Yang et *al.*, 2004).

Les argiles et les grès de la Formation de Teferguenit (entre les barres «A» et «B») montrent une succession logique : argiles bariolées - argiles à passées de silts - argiles à passées de grès puis des paquets de grès à HCS - barre calcaire. Cette succession nous permet de voir un enchaînement d'environnement sédimentaire : offshore (argiles) - offshore à influences de vagues internes (argiles bariolées, oxydées et silts et/ou grès fins à flasers ou à micro-HCS) - shoreface (grès à HCS). Il nous paraît important de signaler que les argiles d'offshore à influence de tempêtes ou d'offshore à influences de vagues internes ne peuvent être distinguées que par, les structures à drapages argileux (flasers) constituant un élément capital pour faire la distinction entre les deux. En outre, il n'est pas à écarter que la stratification des eaux, si elle s'inscrit dans le temps, peut induire des conditions de dysoxie voire, d'anoxie. Les argiles noires seront en position sus- ou sous-jacente aux faciès de la séquence modèle (fig. 7) des internalites du Dévonien inférieur de la Saoura.

CONCLUSION

Les intercalations de silts, grès et calcaires traduisant des turbulences au sein des ensembles boueux d'offshore correspondraient à des internalites. On peut les identifier par le contexte de leurs occurrences : contexte extra-tempestites, avec présence de faciès à drapages argileux, sous la limite d'action des vagues de tempêtes et de beau temps, en position relativement distale (partie médiane à distale de la plateforme et bassin) par rapport aux tempestites et, impliquant une paléo-pycnocline.

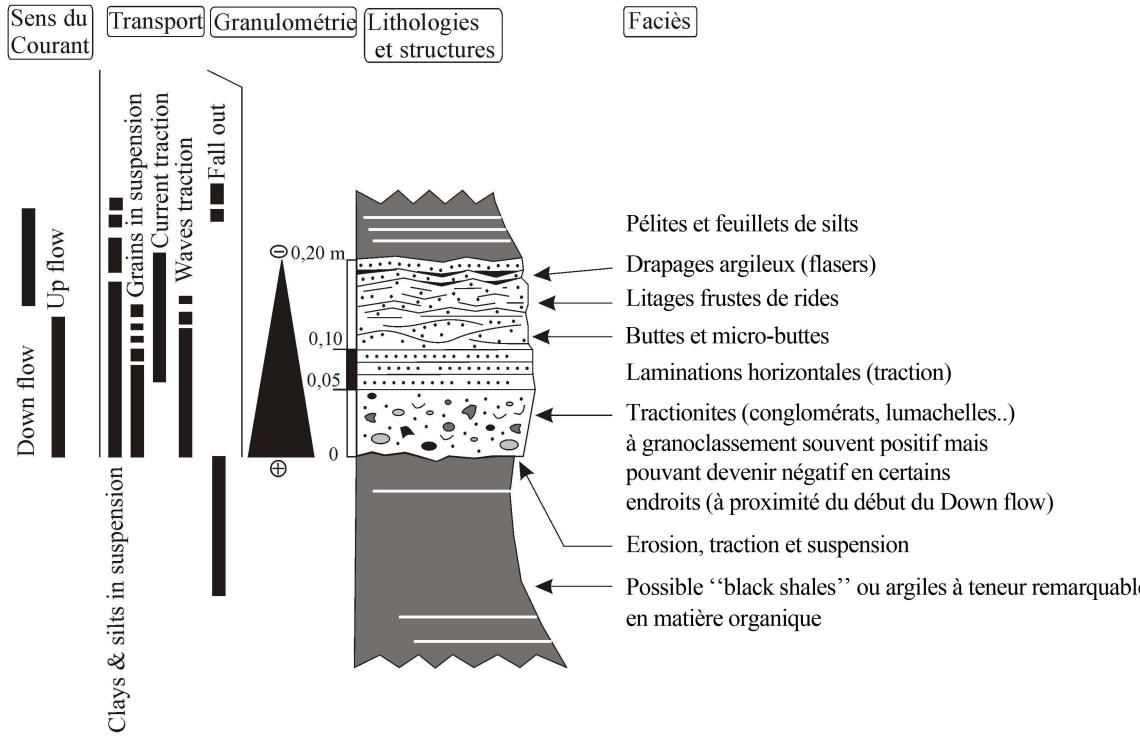


Fig. 7 - Faciès et modèle de dépôt des internalites du Dévonien inférieur de la Saoura.

Facies and deposit model of the Saoura Lower Devonian internalites.

Les intercalations calcaires dans les combes argileuses du Silurien de la Saoura (et probablement de toute la plateforme saharienne) y correspondent parfaitement. Dans le même contexte, certaines intercalations de microconglomérats ou de grès (Formations du Dkhissa et Teferguenite), isolées dans des paquets argileux, peuvent aussi être attribuées aux internalites.

Il convient de bien distinguer les faciès des tempestites de ceux des internalites (microconglomérats, lumachelles ou calcaires bioclastiques de texture wackestone, packstone à grainstone et grès, associés aux : HCS, drapages argileux (flaser bedding), mais toujours en intercalation isolées dans des masses argileuses à caractère d'offshore (faune et microfaune, longues phases à faible activité hydrodynamique perturbées par de brefs moments à haute énergie, amortie en fin de séquence).

Les investigations doivent être orientées dans ce sens pour les reconstitutions paléogéographiques précises afin de déterminer les moments de développement des « paléo-pycnoclines », potentiellement indicatrices et génératrices de niveaux riches en matière organique.

Cependant, on ne connaît pas encore l'intensité (épaisseur des niveaux) des interactions géochimiques, entre les argiles à matière organique et les processus bactériens de dégradation du méthane biogénique et de précipitations des carbonates (nodules et pseudonodules). La conjonction de plusieurs causes (stratifications des eaux, vagues internes, matière organique et interactions géochimiques) qui se combinent dans un ordre qui reste à établir.

Remerciements : Nous remercions les revierwers F. Ghienne (Université de Strasbourg) pour ses remarques pertinentes, R. Aït Ouali pour ses suggestions qui ont amélioré la lecture du manuscrit, ainsi que Pomar L. (Université des îles Baléares, Espagne) pour la documentation, Ramarui J. (Oceanography Society) et Pr. Hsu J. R. C. (University of Western Australia) pour les autorisations d'utilisations des photos sur les « internal waves ».
Ce travail entre dans le cadre du projet « Cnepru : G 01820090082, Université d'Oran» et CMEP 11 MDU 849.

BIBLIOGRAPHIE

Aigner, T. and Reineck, H.-E. 1982. Prodigality trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) and their implications for Basin analysis. *Senckenbergiana marit*, 14, pp. 183-215.

Alimen, H., Le Maitre, D., Menchikoff, N., Petter, G. et Poueyto, A. 1952. Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *XIX^{ème} Congrès Géologique International, Alger*, 1ère série, Algérie, 15, 114 p.

Appel, J.-R. 2002. Oceanic internal waves and solitons. Christopher, R.J. (Editor). An Atlas of oceanic internal solitary waves. Global Ocean Associates. *Prepared for Office of Naval Research* - Code 322 PO, Alexandria, VA, pp. 1-40.

Bádenas, B., Pomar, L., Aurell, M. and Mosilli, M. 2012. A facies model for internalites (internal wave deposits) on gently sloping carbonate ramp (Upper Jurassic, Ricla, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 271-272, pp. 44-57.

Bastien, C. 1967. Essai d'étude sédimentologique des Grès de Dkhissa (Région d'Ougarta - Dévonien inférieur). *Publications du Service Géologique d'Algérie,* nlle série, 35, pp. 81-91.

Bouma, A.-H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publishing Company, Amsterdam*, 167 p.

Boumendjel, K., Morzadec, P., Paris, F., Plusquellec, Y., Brice, D., Copper, P., Gourvennec, R., Jahnk, H., Lardeux, H., Le Menne, J., Melou, M. et Rachebouef, P.-R. 1997. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5 (2ème série), pp. 89-116.

Bourchette, F., Denamiel, C., Leredde, Y. et Raynal, O. 2005. Modélisation de la houle et des courants de circulation dans le bassin du Sud-est de la France au Jurassique terminal. Vers une meilleure compréhension de la dynamique sédimentaire d'une rampe soumise à l'action des tempêtes. *10^{éme} Congrès Français de Sédimentologie. Livre des résumés. publication ASF*, 51, p. 40.

Bourgault, D., Kelley, D.-E. and Galbraith, P.-S. 2008. Turbulence and boluses on an internal beach. *Journal of Marine Research*, 66, pp. 563-588.

Bourgeois, J. and Leithold, E.-L. 1984. Wave-worked conglomerates depositional processes and criteria for recognition. *In* : Koster, E.-H. et Steel, R.-J. (Editors). Sedimentology of gravels and conglomerates. *Memoir of Canadian Society Petroleum Geologists*, 10, Calgary, pp. 331-343.

Burollet, P.-F. 1956. Corrélations granulométriques et morphoscopiques considérées comme des effets de l'activité tectonique durant la sédimentation des roches clastiques. Exemples nord-africains et sahariens. *20ème Congrès Géologique International, Mexico*, 5ème section, pp. 335-362.

Calves, G., Razin, Ph., Guillocheau F. et Robin, C. 2005. Structures en "dômes et creux" à différentes échelles dans les séries turbiditiques carbonatées de bordure de plate-forme: exemple du Paléogène d'Oman. *10^{éme} Congrès Français de Sédimentologie. Livre des résumés, publications ASF*, 51, 57p.

Chen, C.-Y. and Hsu, J.-R.-C. 2005. Interaction between internal waves and permeable seabed. *Ocean Engineering*, 32, pp. 587-621.

Fabre, J. 1976. Introduction à la géologie du Sahara algérien. *Société Nationale d'Edition et de Diffusion (SNED), Alger*, 422 p.

Fabre, J. 2005. Géologie du Sahara occidental et central. *Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique*, 572 p.

Follot, J. 1952. Ahnet et Mouydir. XIX^{ème} Congrès International de Géologie, Alger, *Monographie régionale*, 1ère série, n°1, 80 p.

GÖDDERTZ, B. 1987. Devonische Goniatiten aus SW-Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die conodoten-Abfolge. *Palaenotographica, a teilung* A, 197, pp. 127-220.

HAMDIDOUCHE, R. 2009. Le bassin intra-cratonique de l'Ougarta (SW-Algérie): évolution géodynamique au Paléozoïque. *Thèse Doctorat d'Etat, USTHB*, 209 p., inédite.

HSU, M.-K., LIU, A.-K. AND LIU, C. 2000. A study of internal waves in the China Sea and Yellow Sea using SAR. *Continental Shelf Research*, 20, pp. 389-410.

JOHNSON, H.-D. AND BALDWIN, C.-T. 1996. Shallow clastic seas. *In* : Reading, H.G. (Editor). Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Blackwell Science*, pp. 232-280.

LAIRD, M.-G. 1972. Sedimentology of the Greenland of the Paparoa Range West coast, South Island, New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 15, pp. 372-393.

LONSDALE, P. AND MALFAIT, B. 1974. Abyssal dunes of foraminiferal sand on the Carnegie Ridge. *Geological Society of America Bulletin*, 85, pp. 1697-1712.

LEGRAND, PH. 1967. Nouvelles connaissances acquises sur la limite des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara algérien. *Bulletin de la Recherche Géologique et des Mines*, 33, pp. 119-137.

LEGRAND, PH. 1968. Le Dévonien du Sahara algérien. *In* : Oswald, D.H. (Editor). *International Symposium of Devonian System, Calgary, Canada, Alberta Society of Petroleum Geologists*, 1, pp. 245-284.

LEGRAND, PH. 1981. Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Notes et Mémoire du Centre Français du Pétrole*, 16, pp. 9-24.

LEGRAND, PH. 1983. Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque : Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. *In* : Fabre, J. (Editor). *Lexique Stratigraphique International, nlle série, n°1, Afrique de l'Ouest, I.U.G.S., Stratigraphic Commission*, pp. 96-108.

LEGRAND, PH. 1999. Approche stratigraphique de l'Ordovicien terminal et du Silurien inférieur du Sahara algérien par l'étude des Diplograptides (Graptolites). *Thèse Doctorat d'État, Université Michel de Montaigne-Bordeaux III, Institut Egid*, 892 p.

LE MAITRE, D. 1952. La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg el Djemel (Sud oranais). Matériel de la Carte géologique d'Algérie. *Paléontologie*, 12, 170 p.

MAGALHAES, J.-M. AND DA SILVA, J.-C.-B. 2012. SAR observations of internal solitary waves generated at the Estremadura Promontory off the west Iberian coast. *Deep-Sea Research*, 1, 69, pp. 12-24.

MASSA, D., COMBAZ, A. ET MANDERSHEID, G. 1965. Observations sur les séries siluro-dévoniennes des *confins algéro-marocains du sud (1954-1955). Compagnie Française du Pétrole, Notes et Mémoires*, 8, pp. 1-187.

MENCHIKOFF, N. 1930. Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, 3, 2, pp. 103-242.

MENCHIKOFF, N. 1932. Sur le Dévonien à Céphalopodes de l'Oued Saoura et les chaînes d'Ougarta (Sahara oranais). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 194, pp. 1966-1968.

MENCHIKOFF, N. 1933. La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. *Bulletin du Service Géologique d'Algérie*, 2ème série, 2, pp. 108-124.

MENCHIKOFF, N. 1936. Études géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, t. IV, pp. 131-148.

MUTTI, E. 1992. Turbidite sandstones. Agip - Instituto di Geologia, *Università di Palma, San Donato Milanese*, 275 p.

NEDJARI, A. 2007. Le bassin de l'Ougarta au Paléozoïque : une mobilité permanente (Livret guide du Field trip) avec la contribution de **AÏT-OUALI, R., CHIKHI-AOUIMEUR, F. ET BITAM, L**. *Mémoire du Service Géologique National*, n°14, pp. 1-96.

Ocean Motion (NASA). 2012. Ocean's vertical structure Background. *American Meteorological Society*. http://oceanmotion.org/html/background/ocean-vertical-structure.htm

Ouali Mehadji, A. 2004. Les brachiopodes du niveau majeur Emsien supérieur-Eifélien inférieur de la Saoura (Sahara Nord-occidental, Algérie). Marqueur évènementiel de la transgression fini-emsienne (paléontologie, biostratigraphie, taphonomie et environnements sédimentaires). *Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. d'Oran, 229 p.,* inédite.

Ouali Mehadji, A., Elmi, S., Racheboeuf, P. et Mekahli, L. 2004. Caractéristiques et signification d'un niveau majeur à brachiopodes. Marde la Saoura (Sahara du Nord-ouest, Algérie). *Comptes Rendus Geosciences*, 336, pp. 1283-1292.

Ouali Mehadji, A., Bouterfa, B., Nicollin, J.-P. et Besseghier, F. 2011. Environnements sédimentaires de la Saoura-Ougarta (Sahara Nord-ouest, Algérie) au Dévonien inférieur (Lochkovien supérieur pro-parte - Emsien. *Geodiversitas,* 33 (4), pp. 553-580.

Ouali Mehadji, A., Bendella, M., Atif K., Belkacemi, K. et Abbache, A. 2012. Estimation de l'épaisseur réelle et des environnements de dépôts d'âge famennien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma (Saoura, Sahara Nord-ouest, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National, Algérie*, vol. 23, n°1, pp. 3-27.

Paris, F., Boumendjel, K., Morzadec, P. et Plusquellec, Y. 1997. Synthèse chronostratigraphique du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5 (2ème série), pp. 117-121.

Petter, G. 1959. Goniatites dévoniennes du Sahara. *Publications du Service Carte géologique, Algérie,* nlle série Paléontologie, Alger, mémoire n°2, 313 p.

Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P. and Bádenas, B. 2012. Internal waves, an underexplored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews*, 111, pp. 56-81.

Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., Bádenas, B. and Bourgault, D. 2013. Reply to Shanmugam G. comment on "Internal waves, an underexplored source of turbulence events in the sedimentary record" by Pomar et *al. [Earth-Science Reviews,* 111 (2012), 56-81]. *Earth-Science Reviews*, 116, pp. 206-210.

Quaresma, L.-S., Vitorino, J., Oliveira, A. and Da Silva, J. 2007. Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-Shelf. *Marine geology*, 246, pp. 123-143.

Reading, H.-G. and Collinson, J.-D. 1996. Clastic coasts. *In*: Reading, H.G. (Editor). Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Blackwell Science*, pp. 154-231.

Sacal, V. 1963. Microfaciès du Paléozoïque saharien. *CFP, Notes et Mémoires*, n°6, 100 p.

Seguret, M., Moussine-Pouchkine, A., Raja Gabaglia, G. et Bourgette, F. 2001. Storm deposits and storm generated coarse carbonate breccias on a pelagic outer-shelf. *Sedimentology*, 48, pp. 231-254.

Seilacher, A. 1982a. General remarks about event beds. *In* : Einsele, G. et Seilacher, A. (Editors). Cyclic and Event Stratification. *Springer-Verlag, Berlin*, pp. 161-174.

Seilacher, A. 1982b. Distinctive features of sandy tempestites. *In* : Einsele, G. et Seilacher, A. (Editors). Cyclyc and Event Stratification. *Springer-Verlag, Berlin*, pp. 333-349.

Seilacher, A. et Aigner, T. 1991. Storm Deposition at the Bed, Facies, and Basin Scale: the Geologic Perspective. *In*: Cycles and Events in Stratigraphy. Einsele, G., Ricken, W. et Seilacher, A. (Editors). *Springer-Verlag, Berlin,* 249-267.

Shanks, A.-L. and Wright, W.-G., 1987. Internal-wave mediated shoreward transport of cyprids, megalopae, and gammarids and correlated longshore differences in the settling rate of intertidal barnacles. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 114, pp. 1-13.

SHANMUGAM, G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water process and facies models - A critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, pp. 285-342.

SHANMUGAM, G. 2003. Deep marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Marine and Petroleum Geology*, 20, pp. 471-491.

SHANMUGAM, G. 2013a. Comment on "Internal waves, an underexplored source of turbulence events in the sedimentary record" by L. Pomar, M. Morsilli, P. Hallock and B. Bádenas. [*Earth-Science Reviews*, 111 (2012), 56-81]. *Earth-Science Reviews*, 116, pp. 195-205.

SHANMUGAM, G. 2013b. Modern internal waves and internal tides along oceanic pycnoclines: Challenges and implications for ancient deep-marine baroclinic sands. *AAPG Bulletin*, v. 97, 5, pp. 799-843

SHEPARD, F.-P., MARSHALL, N.-F., MCLOUGHLIN, P.-A. AND SULLIVAN, G.-G. 1979. Currents in submarine canyons and other sea valleys. *AAPG Studies in Geology*, 8, 173 p.

SOUTHARD, J.-B. AND CACCHIONE, D.-A. 1972. Experiments on botton sediment movement by breaking internal waves. *In* : Swift, D.-J., Duane, D.-B. and Pilkey, O.-H. (Eds). Shelf sediment transport process and pattern. *Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Paz, Dowden,* pp. 83-97.

SUSANTO, R.-D., MITNIK, L. AND ZHENG, Q. 2005. Ocean internal waves observed in the Lambok Strait. *Oceanography*, 18, 4, pp. 80-87.

TINTERRI, R. 2007. The Lower Eocene Roda Sandstone (South-Central Pyrenees): an example of a Flood-Dominated River-Delta System in a tectonically controlled basin. *Rivista Italiana Di Paleontologia e Stratigrafia*, 113 (2), pp. 223-255.

WOOLFE, K.-J. 1993. Devonian depositional environments in the Darwin Mountains: marine or non-marine?*Antarctic Science*, 5, (2), pp. 211-220.

YANG, T.-Y., TANG, T.-Y. AND CHANG M.-H. 2004. Northeast of Tung. Sha Island, pilot study of ASIAEX. *IEEE Journal of Oceanic Engineering,* vol. 29, n° 24, pp. 1182-1199.

Planche 1

Toutes les photos appartiennent à la collection Ouali Mehadji A. Sauf les photos de la planche (e) et (f), empruntées à la collection Tajeddine H.

Photo a

Intercalation calcaire (flèche) dans un paquet argileux (Formation de Oued Ali, Ludlow, Ougarta).
1 : Argiles siluriennes; 2 : Intercalation calcaire (= Internalite biogénique); 3 : Argiles siluriennes.

Limy intercalation (arrow) in shaly comb (Oued Ali formation, Ludlow, Ougarta).
1 : Silurian shales. 2 : Limy intercalation (= biogenic internalite). 3 : Silurian shales.

Photo b

Faune de la barre calcaire (de la photo a) avec des nautiloïdes de grande taille
(Formation de Oued Ali, Ludlow, Ougarta).

Fauna of the limestone bench (from photo a) with nautiloids
(Oued Ali formation, Ludlow, Ougarta)

Photo c

Calcaire micritique (mudstone à wackestone) de la barre calcaire (photo a)
(Formation de Oued Ali, Ludlow, Ougarta). Section (flèche) d'un calice de *Syphocrinites*.

Micritic lime (mudstone to wackestone) from limestone bar (photo a)
(Oued Ali formation, Ludlow, Ougarta). Syphocrinites (arrow) section.

Photo d

Calcaire micritique noirâtre à nautiloïdes (Silurien, Ludlow, Ougarta).
La flèche indique la direction dominante du paléocourant.

Black micritic limestone bearing nautiloids (Silurian, Ludlow, Ougarta).
The arrow indicated the main dominant paleocurrent.

Photo e

Intercalations de feuillets centimétriques silto-gréseux
(internalites silici-clastiques ; remobilisations en offshore (Formation du Zeimlet, Lochkovien p.p., Ougarta)).

Intercalations of centimetric silts to fine sandstones sheets
(siliciclastic internalites; reworking in offshore (Zeimlet formation, Lochkovian p.p., Ougarta).

Photo f

Même niveau que celui de la photo e, latéralement (environ 100 m), feuillets silto-gréseux centimétrqiues
(à litages de rides ou litages frustes et laminations horizontales)
(Formation du Zeimlet, Lochkovien p.p., Ougarta)

Same level of the photo e, lateraly (approximately 100 m),
centimetric silts to fine sandstones sheets (with ripples)
(Zeimlet formation, Lochkovian p.p., Ougarta)


a
Nord
Sud
3
2
1


b


c


d


e


f

Planche 2

Photo a

Niveau microconglomératique (tractionites) intercalé dans une combe argileuse pluridécamétrique (membre supérieur de la Formation du Dkhissa, Ougarta).

Microconglomeratic level (tractionites) intercalated in multi decametric thick clayey anticlinal valley (Upper member, Dkhissa formation, Ougarta).

Photos b et c

Microconglomérat polygénique à débris d'orthocères et de polypiers (tractionites) (= internalite siliciclastique). (Membre supérieur de la Formation du Dkhissa, Lochkovien supérieur, Ougarta).

Microconglomerate, polygenic, with orthocones debris and corals polyps (tractionites) (= siliciclastics internalite). (Upper Member of Dkhissa formation, Ougarta).

Photo d

MicroHCS (= microhummocks) dans des grès de 0,05 m d'épaisseur intercalés dans un paquet argileux, entre la barre B et C (Formation du Teferguenit, Praguien terminal à Emsien supérieur, « km 30 », Marhouma).

MicroHCS (=microhummocks) in the sands sheet of 0,05 m thick intercalated in clayey anticlinal valley, between bars B and C (Teferguenit formation, Uppermost Praguian to Upper Emsian, «km 30», Marhouma).

Photo e

Niveau de grès à «flaser bedding» intercalé dans les argiles de la Formation du Teferguenite (Praguien terminal à Emsien supérieur), entre les barres «A» et «B» (Praguien terminal à base de l'Emsien). (Photo Collection Tajeddine H.).

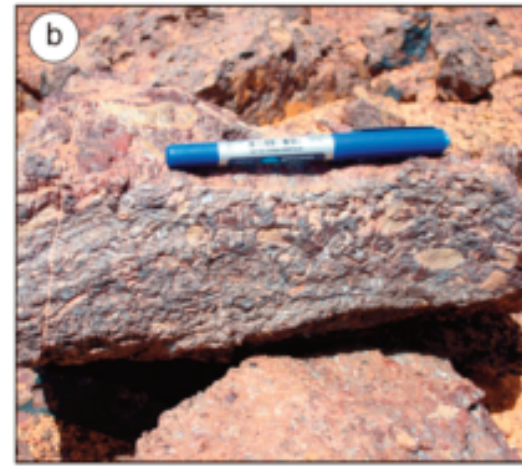
Sandstones level with falser bedding intercalated in the clays of Teferguenit formation (Uppermost Praguian to Basal Emsian). (Photo Collection Tajeddine H).

Photo f

Grès à «flaser bedding», entre les barres «A» et «B» de la Formation du Teferguenit. Les imprégnations argileuses (drapages) soulignent les litages des rides (flêche) et rides de courants au sommet. (Photo Collection Tajeddine H.).

Sandstones with flaser bedding, between bars «A» and «B» of Teferguenit formation. The clayey impregnation (drapping) underlines the ripples bedding (arrow) and ripples marks at the top. (Photo Collection Tajeddine H).

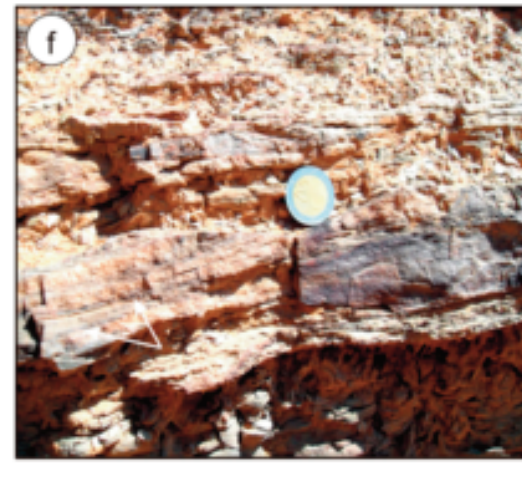

a


b


c


d


e


f