

**N° d'ordre**

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
Université d'Oran 2, Mohamed Ben Ahmed  
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre

**Laboratoire de Géodynamique des Bassins et Bilan sédimentaire**

**THESE**

Présenté pour l'obtention du grade de Doctorat en géologie

**Option: Ensembles sédimentaires**

**Thème**

**Sédimentologie et dynamique sédimentaire de la Formation des  
Argiles de Saïda (Oxfordien moy-sup) de la partie orientale du  
domaine tlemcénien (Algérie ouest).**

**Par**

**Amine CHERIF**

Soutenu le 12/02/2017 devant la commission d'examen:

- SEBANE Abbès	Professeur	Université d'Oran2	Président
- BENHAMOU Miloud	Professeur	Université d'Oran2	Rapporteur
- TOUAHRIA-SEBANE Abdia	Maître de Conférences A	Université d'Oran2	Examinatrice
- MARMI Ramdane	Professeur	Université de Constantine	Examineur
- KHARROUBI Benali	Professeur	Université USTO, Oran	Examineur
- BENYOUCEF Madani	Maître de Conférences A	Université de Mascara	Examineur

**Oran, 2017.**

## SOMMAIRE

Pages

<b>Remerciement</b> .....	03
<b>ملخص</b> .....	05
<b>Résumé</b> .....	06
<b>Abstract</b> .....	07

<b><i>INTRODUCTION &amp; PROBLEMATIQUE</i></b> .....	08
--	----

### ***PARTIE I: GENERALITES***

<b>I. CADRE GENERAL DE L'ALGERIE DU NORD</b> .....	10
I. A. DOMAINE TELLIEN.....	11
I. B. DOMAINE PRE-SAHARIEN.....	12
I. C. PLATE-FORME SAHARIENNE.....	12
<b>II. CADRE DU DOMAINE TLEMCENIEN</b> .....	14
II. A. INTRODUCTION.....	14
II. B. CADRE STRATIGRAPHIQUE.....	14
II. C. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE GENERL.....	16
<b>III. ETAT DES CONAISSANCES</b> .....	18
III. A. LES TRAVAUX ANCIENS (1877-1965).....	18
III. B. LES TRAVAUX RECENTS (1965-1981).....	19
III. C. LES TRAVAUX MODERNES (1992-1999).....	21
III. D. ETAT ACTUEL DES TRAVAUX (2011-2015).....	22

### ***PARTIE II : LITHOSTRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE***

<b>I. DESCRIPTION DE LA SERIE</b> .....	25
I. A. SECTEUR DE TAKHEMARET.....	26
I. B. SECTEUR DE FRENDA.....	38
I. C. SECTEUR DE OUED MINA.....	46
<b>II. BIOSTRATIGRAPHIE</b> .....	51
II. A. INTRODUCTION.....	51
II. B. ECHELLE ADOPTEE.....	51
II. C. DONNEES D'AMMONITES.....	53

II. D. LES BRACHIOPODES (NIVEAU FOSSILIFERE).....	63
<b>III. CONCLUSION ET REMARQUES BIOSTRATIGRAPHIQUES.....</b>	<b>65</b>

***PARTIE III: DONNEES DISPONIBLES :  
FIGURES SEDIMENTAIRES BASALES & TRACES FOSSILES***

<b>I. INTRODUCTION.....</b>	<b>79</b>
<b>II. FIGURES SEDIMENTAIRES BASALES.....</b>	<b>79</b>
II. A. DEFINITIONS ET DESCRIPTION.....	80
II. B. IMPLICATION AU PALEOENVIRONNEMENT.....	86
II. C. DISCUSSION.....	88
<b>III. TRACES FOSSILES.....</b>	<b>89</b>
III. A. GENERALITES.....	89
III. B. IDENTIFICATION ET IMPLICATION AU PALEOENVIRONNEMENT.....	91
III. C. DISCUSSION.....	115

***PARTIE IV: ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES***

<b>I. FACIES ET ENVIRONNEMENT.....</b>	<b>117</b>
I. A. INTRODUCTION.....	117
I. B. NOTIONS MODERNES SUR LES MILIEUX DE PLATE-FORME.....	117
I. C. FACIES ET INTERPRETATION.....	122
I. E. CONCLUSION ET DISCUSSION.....	155
<b>II. INTERPRETATION SEQUENTIELLE.....</b>	<b>165</b>
II. A. INTRODUCTION.....	165
II. B. NOTION DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	165
II. C. NOTION DE SEQUENCE.....	165
II. D. NOTION DE CORTEGES SEDIMENTAIRES.....	166
II. E. IDENTIFICATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES.....	166
II. F. ORGANISATION SEQUENTIELLE (EXEMPLE-TYPE: TAKHEMARET).....	170
II. G. SEQUENCE DE LONG TERME (MEGASEQUENCE) ET DYNAMIQUE.....	174
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>180</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>183</b>

## ملخص

هذه الأطروحة مكرسة لدراسة التوضع الطبقي، علم الرسوبيات و البيئة القديمة لرسوبيات الأوكسفورديان الخاصة بتشكيلة "طين سعيدة" للمنطقة الشرقية للميدان التلمساني (الجزائر الشمالية الغربية). هذا العمل الحالي مرتكز على ملاحظات و مقاربات دقيقة لتسعة (09) مقاطع جيولوجية منتشرة إجمالاً على هذا الميدان. الجزء المهم من الدراسة يتركز في منطقة تخمارت، أين تم استغلال خمسة (05) مقاطع تمثل معطيات جديدة. الدراسة تم إكمالها باستغلال بروزات أكسفوردانية في منطقة فرندة و واد مينا في أقصى شرق الميدان المدروس.

التشكيلة معروفة بسحناتها التقليدية المتمثلة في تعاقبات إيقاعية من الطين و الصخر الرملي بها مستويات كلسية هامة. هي غالباً مؤرخة بالفسحة كلوفيان-أوكسفورديان. الإطار الطبقي في هذا البحث الحديث ارتكز خصوصاً على الأمونيات المصنفة من طرف مختصين في الجوراسيك الأعلى. عملية الجمع أوجدت عدة نماذج مبينة على مستوى الفصيلة و حتى إلى غاية تحت الفصيلة معطية عمر الأوكسفورديان الأوسط و الأعلى. الإنتشار البيوجغرافي القديم لهذه المستحاثات يشبه في جزء كبير منه تلك التي ذكرت في تشكيلات من نفس العمر في مناطق تينيزية. إضافة إلى ذلك، العديد من رأسيات الأرجل تم التعرف عليها، منها فصائل ذات قيمة تينيزية و أفريقية. الدراسة وصلت أيضاً إلى العديد من بصمات الكائنات المتحجرة، ذكرت لأول مرة في المنطقة.

الجزء الخاص بعلم الرسوبيات أستند على نموذج تعريف و تفسير مختلف السحنات الموجودة، و هذا ما سمح بالتعرف على تسعة عشر (19) سحنة تم تجميعها في ثمانية (08) تجمعات سحن التي سمحت بالتعرف على نوعين من الأرضية: فتاتية و كلسية. أنظمة السحنات هاته أنتظمت زمنياً حسب تطور الجغرافيا القديمة الآتي: (أ) إنشاء إبان الأوكسفورديان الأوسط أرضية فتاتية (عرض الشاطيء و عرض الشاطيء الإنتقالي) ذو نظام ترسبي مختلط من جهة الغرب متطوراً فيما بعد نحو أرضية تسيطر عليها عواصف محضة، أما في الجهة الشرقية (فرندة)، تم إنشاء وسط ما قبل الشاطيء طغى عليه المد و الجزر. (ب) في بداية الأوكسفورديان الأعلى توضع أرضية كلسية ضحلة، بحيث الجنوح نحو الردم تم الإحتفاظ به في نظام من المنحدرات و المصاطب الضحلة متأثرة بالعواصف، أين نشأت تتابعات العواصف الأوليتية و الأنكوليتية مرفوقة بلحظات تكاثر لكائنات القاع. الأرضية تتطور في إطار طغيان بحري إلى كلس ميكريتية. هذه الحركية تتوج بعودة التفريغ الفتاتي مسيطر عليه من طرف العواصف، بينما في الشرق (فرندة و واد مينا) هذا التطور استمر إلى غاية مرحلة البروز ممثلة في تشكيل الدلومي. الترسيب خلال الأوكسفورديان هي تحت تأثير عوامل تكتونية، تغيرات مستوى البحر و مناخية، هذا ما أدى إلى تشكيل أنظمة من الأرضيات الكلسية و الفتاتية.

على مستوى التنظيم التسلسلي، فإن الرواسب انتظمت في تتبعات متوسطة (ت م1، ت م2، ت م3)، محاطة بعدم استمرارية يمكن أن تكون ذات أهمية جهوية و توضعها العلوي أنشأ تتبعاً ذا مدى طويل (تتبع كبير) خلال الأوكسفورديان الأوسط و الأعلى، ذو جنوح نحو الردم.

**الكلمات المفتاحية:** "طين سعيدة"، الميدان التلمساني، الجزائر، الأمونيات، أوكسفورديان، سحنات بصمات الكائنات الحية، تسلسل، تجاوزي، ردم.

## Résumé

Cette thèse est consacrée à l'étude lithostratigraphique, biostratigraphique, sédimentologique et paléoenvironnementale des dépôts de la Formation des Argiles de Saïda de la partie orientale du domaine tlemcenien (Algérie nord-occidentale). Ce présent travail est basé sur des observations et des approches précises de neuf (09) coupes lithostratigraphiques réparties dans l'ensemble du domaine tlemcenien oriental. L'essentiel de l'étude se concentre dans la région de Takhemaret où cinq (05) coupes ont été exploitées, représentant de nouvelles données. L'étude a été complétée par l'exploitation des affleurements oxfordiens dans la région de Frenda et de Oued Mina dans l'extrême Est du domaine.

La formation est reconnue par ses faciès classiques, correspondant à des alternances rythmiques argilo-gréseuses admettant d'importants niveaux carbonatés. Elle est souvent attribuée à l'intervalle Callovo-oxfordien. Le cadre stratigraphique dans ce modeste travail a été basé en particulier sur des ammonites du Jurassique supérieur. La récolte a fourni plusieurs spécimens, reconnus en majorité sur le plan d'espèces et même parfois sous-espèces, révélant un âge oxfordien moyen à supérieur. La répartition paléobiogéographique de ces faunes correspond en grande partie à celles qui ont été citées dans des formations de même âge dans les provinces téthysiennes. Outre, de nombreux spécimens de brachiopodes ont été reconnus, et certaines espèces d'affinité téthysienne et africaine ont été déterminées. L'étude des ichnofaciès a signalé aussi des nouveaux ichnotaxons pour la première fois dans la région.

La partie sédimentologique est basée sur le modèle de la définition et l'interprétation des différents faciès rencontrés, ce qui a permis de reconnaître dix-neuf (19) faciès, regroupés en huit (08) associations de faciès représentant deux types de plate-forme: détritique et carbonatée. Ces systèmes de dépôts s'organisent chronologiquement selon l'évolution paléogéographique suivante: (i) l'installation pendant l'Oxfordien moyen d'une plate-forme détritique (Offshore transition à Offshore) à régime mixte vers l'Ouest (Takhemaret), évoluant ultérieurement à une plate-forme à dominance de tempêtes franches; à l'Est (Frenda), s'installe un milieu de Foreshore à influence tidale. (ii) Au début de l'Oxfordien supérieur s'installe une plate-forme carbonatée peu profonde, dont la tendance de comblement est maintenue dans un système de rampes et bancs peu profonds dominés par les tempêtes, où se généralisent les tempestites oolithiques et oncolithiques associées à des moments de prolifération du benthos. La plate-forme évolue en contexte transgressif, vers des calcaires micritiques. Cette dynamique s'achève par le retour des décharges silici-clastiques dominées par les tempêtes, alors qu'à l'Est (Frenda et Oued Mina), l'évolution perdure jusqu'au stade de l'émersion avec la formation des dolomies. A cet effet, La sédimentation durant l'Oxfordien est sous contrôles tectono-eustatiques et climatiques, ce qui a induit des systèmes carbonate-silici-clastiques de plate-forme.

Sur le plan organisation séquentielle, les dépôts sont organisés en séquences de moyen terme (*SMT1*, *SMT2* et *SMT3*), encadrées par des discontinuités qui peuvent être d'importance régionale. Leur empilement engendre une séquence de long terme (mégaséquence) de l'intervalle Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur, à tendance de comblement.

**Mots-clés:** Argiles de Saïda; Domaine tlemcenien; Algérie; Ammonites; Oxfordien; Ichnofaciès, Séquences; Transgressif, Comblement.

## *Abstract*

This thesis is consecrated to the lithostratigraphic, biostratigraphic, sedimentologic and palaeo-environmental study of deposits of “Argiles de Saïda Formation” in the oriental part of tlemcenian domain (Northwest Algeria). This present work is based on precise observations and approaches of nine (09) lithostratigraphic sections distributed on the whole of the oriental tlemcenian domain. The essential of the study is concentrated in Takhemaret region where five (05) sections has been exploited representing a new datas. The study has been completed by the exploitation of the oxfordian outcrops in the Frenda and Oued Mina regions in the extreme Eastern domain.

The formation is recognized by their classic facies corresponding to rhythmic clay-sandstone alternations, admitting an important carbonate levels. He is often attributed to the Callovo-oxfordian interval. So, the stratigraphic framework in this modeste work has been based in particular on ammonites of Upper Jurassic. The harvest provided several specimens recognized in majority to species terms and in sometimes under-species, revealing Middle to Upper Oxfordian age. The palaeobiogeographic distribution of the fauna corresponds in great part to those that has been cited in the same formations age in the Tethysian provinces. In addition, numerous specimens of brachiopods have been recognized, that certain species having tethysian and african affinity have been determined. The ichnofacies study has carried also a news ichnotaxons, for the first time in the region.

The Sedimentologic analysis is based on the definition and interpretation of facies, which have permit to recognize nineteen (19) facies identified and grouped in eight (08) facies associations representing tow kinds of platforms: silici-clastic and carbonate. Those deposit systems were organized chronologically depending on the following palaeogeographic evolution: (i) the installation during the Middle Oxfordian of detritic platform (offshore transition to offshore) with mixed system at the west (Takhemaret) evolving later to frank storm dominated platform; at the east part of the study area (Frenda), a dominated tidal medium foreshore has been installed. (ii) At the beginning of the Upper Oxfordian, a shallow carbonate platform has been established, that the filling tendency was maintained in a storm dominated ramp systems and shallow banks, where the oolitic and oncolitic tempestits were generalized, associated with benthos proliferation moments. The platform evolves within transgressif context toward micritic calcaires. This dynamic is cupped by the return of storm silica-clastics dominated discharge, while at the east (Frenda and Oued Mina), the evolution continues to the emersion stage making the dolomies. For this purpose, the sedimentation during the Oxfordian is under tectono-eustatic and climatic controls, which have mad platform carbonate-silici-clastic systems.

About the sequential organization, the deposits are organized into middle term sequences (*MTS1*, *MTS2* and *MTS3*), flanked by a discontinuities which may be with important regional. Their vertical arrangement engenders a longer sequence term (megasequence) of Middle Oxfordian-Upper Oxfordian interval, with filling tendency.

**Key-word:** “Argiles de Saïda”; Tlemcenian domain; Algeria; Ammonites; Oxfordian; Ichnofacies; Sequences; Transgressif; Filling.

## **INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE**

Le Jurassique supérieur du domaine tlemcenien est une époque où les conditions de sédimentation et l'histoire géodynamique ont été largement étudiées depuis les années 1970. Les corrélations des dépôts de l'intervalle Callovo-oxfordien dans l'ensemble du sillon tlemcenien étaient, jusqu'alors, établies plus particulièrement dans la partie occidentale dans les Monts de Ghar Roubane, en se basant sur la reconnaissance des faciès caractéristiques de la Formation des Argiles de Saïda (argiles et grès). Or, depuis cette époque, les nombreux travaux menés ont considéré que les dépôts de cette formation sont typiques d'une sédimentation deltaïque ou turbiditique en contexte de plate-forme, ou même un milieu de bassin.

A la lumière de ces données disponibles et les travaux de nos précurseurs, nous étions amenés à remettre les schémas paléogéographiques et l'évolution paléo-environnementale de la partie orientale du domaine tlemcenien dans des considérations modernes. A ce point, il émerge actuellement les problématiques majeures suivantes:

- (1) le cadre chronologique en vue des nouvelles données biostratigraphiques et par conséquence des corrélations à établir.
- (2) les conditions de sédimentation enregistrées dans les secteurs étudiés à travers les différentes coupes levées.
- (3) l'emplacement des régions étudiées dans un cadre de dynamique sédimentaire, tendance évolutive et histoire géodynamique dans l'ensemble du domaine alpin de l'Algérie nord-occidentale.

Le présent travail donc vise à fournir des éléments de clarification à ces trois grands traits. Il est fondé sur les procédures suivantes: (i) un découpage lithostratigraphique, basé sur de nouvelles listes de taxons d'ammonites cités pour la première fois dans la région, complétés par des faunes de brachiopodes, (ii) une analyse sédimentologique de faciès des coupes étudiées, accompagnée d'un essai de découpage séquentiel en termes de cortèges et de séquences dès que possible. A la base de ce *continuum*, le volume de cette thèse a été structuré en quatre parties, organisées comme le suivant:

La première partie de ce travail est consacrée à exposer des généralités qui comportent le cadre géographique et géologique du domaine d'étude. Les principaux travaux effectués sur la Formation des Argiles de Saïda seront exposés;

La seconde partie concerne une étude lithostratigraphique et biostratigraphique, comportant successivement des descriptions lithologiques et des découpages lithostratigraphiques, ainsi qu'une approche biostratigraphique en termes d'unités basée sur le bilan faunique;

La troisième partie consiste à exposer les données disponibles; elle a été structurée de telle sorte qu'on puisse balayer le maximum de données qui aident à envisager le paléoenvironnement, elle comporte les figures sédimentaires basales (*sole marks*) et les traces fossiles;

La quatrième partie est consacrée à des analyses sédimentologiques (faciès et géométrie) et à l'interprétation séquentielle, afin de mettre en évidence les milieux de dépôts, pour esquisser des schémas paléogéographiques probables.

Enfin, le travail est finalisé d'une conclusion générale qui consiste à une synthèse englobant le fruit de cette thèse.

## I. CADRE GENERAL DE L'ALGERIE DU NORD

L'Algérie du Nord s'inscrit dans un contexte global correspondant à l'Afrique du Nord, qui a été individualisé grâce à de nombreuses phases tectogéniques au cours du Mésozoïque et Cénozoïque. Ce domaine est organisé du Nord vers le Sud comme suit (Fig. 1 et 2):

- domaine tellien, faisant une portion des chaînes alpines depuis l'Europe en se raccordant à l'Ouest par le biais du détroit de Gibraltar avec les chaînes bético-baléares et à l'Est au niveau des Apennins. C'est un domaine largement accidenté et tectonisé, typique des nappes de charriage mises en place au cours du Tertiaire.
- domaine des Hautes-plaines ou Hauts-plateaux qui s'interposent entre la bordure sud tellienne et le Nord du domaine atlasique.
- domaine atlasique, c'est l'Avant-pays tellien de la chaîne alpine, constitué par un ensemble de chaînes intracontinentales. Dans l'Algérie nord-occidentale, il se raccorde au Nord par la Meseta oranaise et le domaine tlemcenien.
- domaine de la plate-forme saharienne, une portion stable de la plaque africaine, séparée du domaine nord par l'accident sud-atlasique étendu W-E sur plus de 2000 km.

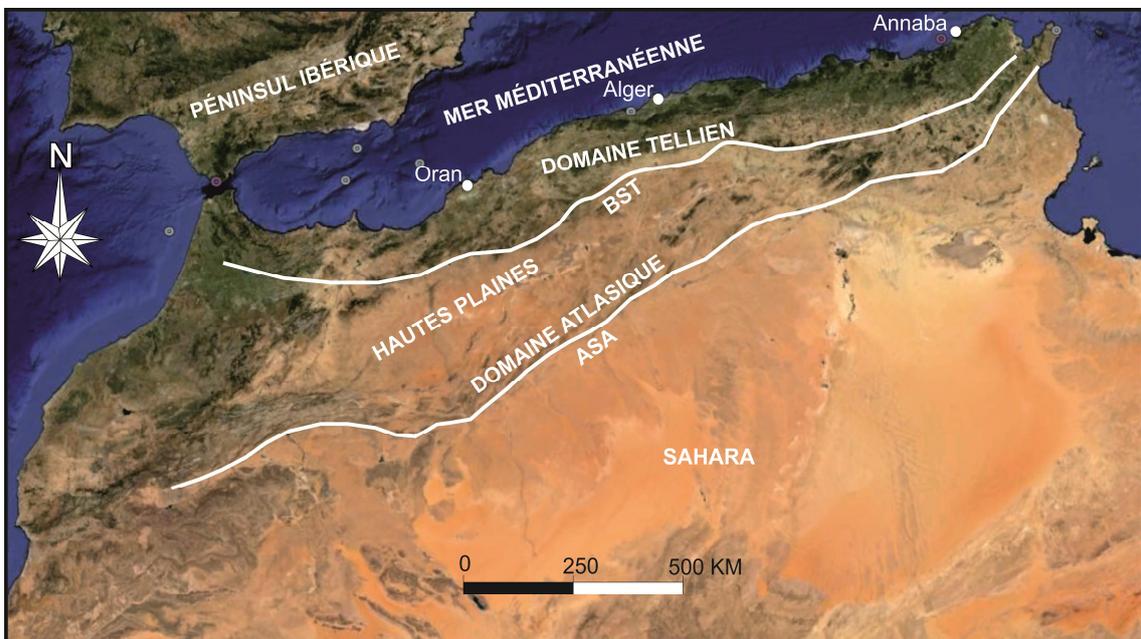


Fig. 1- Image satellitaire des grands ensembles géographiques de l'Algérie du Nord. BST: bordure sud tellienne; ASA: accident sud atlasique.

## **I. A. DOMAINE TELLIEN (Fig. 2)**

L'Atlas tellien (en tamazigh: *Aṭlas udraren* ou *Aṭlas atelli*, en arabe: الأطلس التلي) est une chaîne de montagnes située au Nord de l'Algérie, se poursuivant à l'Est par l'Atlas tunisien. Vers l'Ouest, l'Atlas tellien continue dans la région de l'Oranie et se raccorde avec le Rif (Maroc). Il est formé d'une chaîne de montagnes longeant le littoral et s'étirant sur environ 1500 km. Son point culminant est le sommet de Lalla-Khadîdja, qui s'élève à 2308 m d'altitude dans le massif du Djurdjura en Algérie.

Les grands traits géographiques du domaine tellien occidental sont caractérisés par des reliefs montagneux séparés par des dépressions, grossièrement orientés SW-NE. Du Nord vers le Sud, on distingue les massifs suivants (Ciszak, 1993):

### **I. A. 1. LES MASSIFS LITTORAUX ORANAIS**

La côte oranaise est matérialisée par une série de chaînons de faible altitude, de l'Ouest vers l'Est, on distingue:

- le massif de Madakh constituant le prolongement oriental du massif des Andalouses;
- le massif d'Oran rassemblant le Djebel Murdjadjo, Djebel Santon et Djebel Santa Cruz;
- la Montagne des Lions (Djebel Khar), qui apparaît isolée sur le plateau d'Oran;
- le massif d'Arzew formant l'extrémité orientale des massifs oranais et réunit Djebel Orouse, Borouse et les Montagnes grises.

### **I. A. 2. LES MASSIFS DU TELL INTERNE**

Ces massifs sont séparés des reliefs précédents par des petites dépressions étroites: plaine de Mleta vers l'Ouest occupée par la Grande Sebkhâ d'Oran, plaine d'el Habra qui s'interrompt vers l'Est par Djebel Chegga ou la Montagne Ronde aux environs d'Aïn Nouissy. Ces massifs sont d'Ouest en Est: les Monts de Traras, les Monts de Tessala, les Monts de Béni Chougrane, les Monts de la Mina et le Massif de l'Ouarsenis.

### **I. A. 3. LES MASSIFS DU TELL MERIDIONAL**

Ces massifs constituent la bordure septentrionale des Hauts-plateaux, orientés SW-NE, d'altitude diminuant d'Ouest vers l'Est (1300 à 1000 m), s'étendant sur 250 km et constituant le domaine tlemcenien proprement-dit, ce sont d'Ouest en Est: les Monts de Ghar Roubane aux confins algéro-marocains, les Monts de Tlemcen, les Monts de Daïa (région de Tlagh), les Monts de Saïda, les Monts de Frenda et les de Monts Tiaret.

## **I. B. DOMAINE PRE-SAHARIEN**

### **I. B. 1. LES HAUTES-PLAINES OU HAUTS-PLATEAUX**

Ce domaine se subdivise d'Ouest en Est aux unités suivantes:

- les Hautes-plaines oranaises bordées au Nord par le domaine tlemcenien, où s'inscrit notre région d'étude;
- les Hautes-plaines algéroises;
- les Hautes-plaines constantinoises.

Les Hautes-plaines ont joué au cours du Jurassique une sorte de haut-fond, en relation avec les mouvements tectono-eustatiques, où la sédimentation est caractérisée par des épaisseurs réduites, des lacunes et des conglomérats.

### **I. B. 2. ATLAS SAHARIEN**

C'est une chaîne intracratonique plissée, bien individualisée, constituant une ligne de démarcation entre le domaine alpin et le Sahara. Elle correspond paléogéographiquement à un sillon subsident. Cette ceinture est subdivisée, d'Ouest en Est, en trois parties: l'Atlas occidental représenté par les Monts des Ksour; l'Atlas central ou médian qui englobe le Djebel Amour et les Monts des Ouled Nail; l'Atlas oriental correspondant aux Monts des Aurès (région de Batna) et les Monts de Zibans (région de Biskra).

## **I. C. PLATE-FORME SAHARIENNE**

Habituellement, la plate-forme saharienne est subdivisée en deux parties: le Sahara occidental (Haut Sahara) et le Sahara oriental (Bas Sahara).



Le Sahara occidental a représenté des terres émergées, non atteintes par la mer depuis le Nummulitique, tandis que le Sahara oriental correspond à une dépression, matérialisée par des dépôts marins d'âge éocène inférieur et moyen.

## II. CADRE DU DOMAINE TLEMCENIEN

Les secteurs exploités dans le présent travail s'inscrivent dans les Monts de Saïda, les Monts de Frenda et les Monts de Tiaret, constituant la partie orientale du domaine tlemcenien (Fig. 2).

Il s'agit du domaine tlemcenien (*sensu* Elmi, 1976; Aneur, 1988), domaine pré-tellien méridional ou l'Avant-pays peu déformé de la chaîne tellienne (*sensu* Ciszak, 1993), constituant la limite septentrionale du domaine atlasique. C'est une entité structurale et paléogéographique formant un segment de la chaîne intracratonique de la marge gondwanienne (Benest, 1985). L'histoire de cette chaîne est rapportée à une « tectogenèse atlasique » (*sensu* Guardia, 1975) pendant le Santonien et le Miocène moyen. La phase anté-messinienne engendre des plateaux peu déformés, interrompus par des zones étroitement plissées (Elmi, 1970; Benest, 1971, 1982).

### II. A. CADRE STRATIGRAPHIQUE (Fig. 3)

L'intervalle Callovo-oxfordien dans le domaine étudié est représenté surtout par la Formation des Argiles de Saïda définie par Atger et Verdier (1965) dans la région de Sidi Kada (ex. Kechrou, SE de la ville de Mascara).

Cette formation est largement citée et décrite par nos précurseurs (*e.g.*, Auclair et Biehler, 1967; Elmi et Benest, 1978). Elle correspond à une succession argilo-gréseuse interrompue par d'importants niveaux carbonatés. Les limites de la formation ont été mises en évidence par Elmi et Benest (1978): la limite inférieure est placée dans le Callovien inférieur (Zone à Kamptus-Zone à Gracilis); la limite supérieure a été placée à partir de l'Oxfordien inférieur dans les Monts de Ghar Roubane et les Monts de Saïda, alors que pour les Monts de Frenda et jusqu'à l'état actuel, seul l'Oxfordien moyen qui a été reconnu, notamment avec la Zone à Plicatilis (Sapunov, 1973). Son

Ages	Monts de Tiemcen	Monts de Data	Monts de Saïda	Monts de Tiaret (Dj. Nador)	Monts de Chellala
Berriasién inférieur.....	Marno-calcaires d'Ouled Mimoun	Zegla B	?	Série carbonatée de Taga	Marno-calcaires de d'Aïn Fritissa
	Marno-calcaires de Hariga	Zegla A			Dolomies de Kef Zerguine
Tithonique	Dolomies de Terni	Dolomies de Charrier ou Dolomies de Sidi Boubeker	Dolomies de Charrier ou de Sidi Boubeker	Atrrops & Benest, 1981	Marno-calcaires de Seba Mahjouba
	Calcaires de Lato				Dolomies de Seba
Kimmeridgien	Marno-calcaires de Raourai	Marno-calcaires de Raourai	Marno-calcaires de Raourai	Argiles de Faijja	el Arreg
	Calcaires de Stah	Dolomies inférieures (Dolomies de Tiemcen s.l.)			
	Dolomies de Tiemcen (s.s)		Grès de Sidi Amar ou de Franchetti		
	Calcaires de Zarifet	Benest, 1972			
Oxfordien	Grès de Bou Mediene	Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti	Grès de Sidi Amar ou de Franchetti	Caratini, 1970	Formation homologue des Argiles de Faijja du Djebel Nador
	Pouyanne, 1897	Argiles de Saïda	Argiles de Saïda		
Callovien				Benest, 1972, 1981	Argiles de Saïda
	Benest, 1981	Augier, 1967	?		

Fig. 3 - Les principaux travaux stratigraphiques effectués sur les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'Algérie nord-occidentale (in Ouardas, 1983, modifié).

équivalent dans le Tell septentrional serait les « Grès chocolatés » dans le parautochtone tellien (Massif d'Oran et d'Arzew), correspondant à un ensemble schisto-grésos-quartzitique rouge à ammonites d'âge oxfordien supérieur (Fenet, 1975). Elle peut être également représentée dans les unités telliennes (Pic de Tafarroui) par « l'Ensemble détritique à ostracodes? » (Fenet, 1975). Dans le domaine pré-atlasique, l'équivalent de la Formation des Argiles de Saïda serait représenté par les « Grès de Sidi Saâdoun » et les « Argiles de Faïdja » (Caratini, 1970; Atrops & Benest, 1981).

Le présent travail est basé sur la biostratigraphie des ammonites, complétée par les faunes de brachiopodes surtout dans l'extrême partie orientale des Monts de Saïda (région de Takhemaret) et aux environs de Frenda (Kef Lazreg). Nous avons pu reconnaître que la Formation des Argiles de Saïda est située dans l'intervalle Oxfordien moyen à supérieur, dont la limite inférieure de la formation est placée dans la Zone à *Transversarium*, Sous-Zone à *Parandieri*, Biohorizon à *Parandieri*, alors que la limite supérieure est située au-dessus de la Zone à *Bifurcatus*, Sous-Zone à *Grossouvrei*, voire la Zone à *Bimammatum* à Oued Mina.

Dans notre région d'étude, la Formation des Argiles de Saïda est une entité uniforme, comportant les mêmes grands traits lithologiques dans tout le domaine tlemcenien.

## II. C. CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE GENERAL (Fig. 4)

La région d'étude fait partie de la marge nord-ouest de la plaque africaine. Son histoire géodynamique durant le Mésozoïque a été régie par les grands événements liés à la dislocation de la Pangée et aux mouvements relatifs des plaques d'Amérique du Nord, d'Afrique et d'Eurasie.

Le Jurassique supérieur faisait une phase intense de fragmentation de la Pangée dominée par l'ouverture de l'Océan Atlantique Central (Fig. 4). Cependant, le mouvement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie provoque l'expansion de certains bassins (exemple: Bassin Alboran), ainsi que la naissance de l'Océan Ligure et une

réorientation du régime de contraintes dans les bassins nord-ouest européens (Ziegler, 1990).

Plusieurs auteurs ont montré que les grands traits paléogéographiques de la marge nord-ouest africaine pendant le Callovo-Oxfordien (Olivet *et al.*, 1984; Ziegler, 1988 ; Dercourt *et al.*, 1993) sont liés à la première importante accretion océanique et le véritable démarrage de l'ouverture de l'Atlantique central.

Sur le plan paléoclimatique, le Jurassique supérieur correspond à une période de réorganisation climatique majeure (Weissert & Mohr, 1996), caractérisée par un climat tempéré et une large ceinture tropicale (Martin-Garin *et al.*, 2002, 2012).

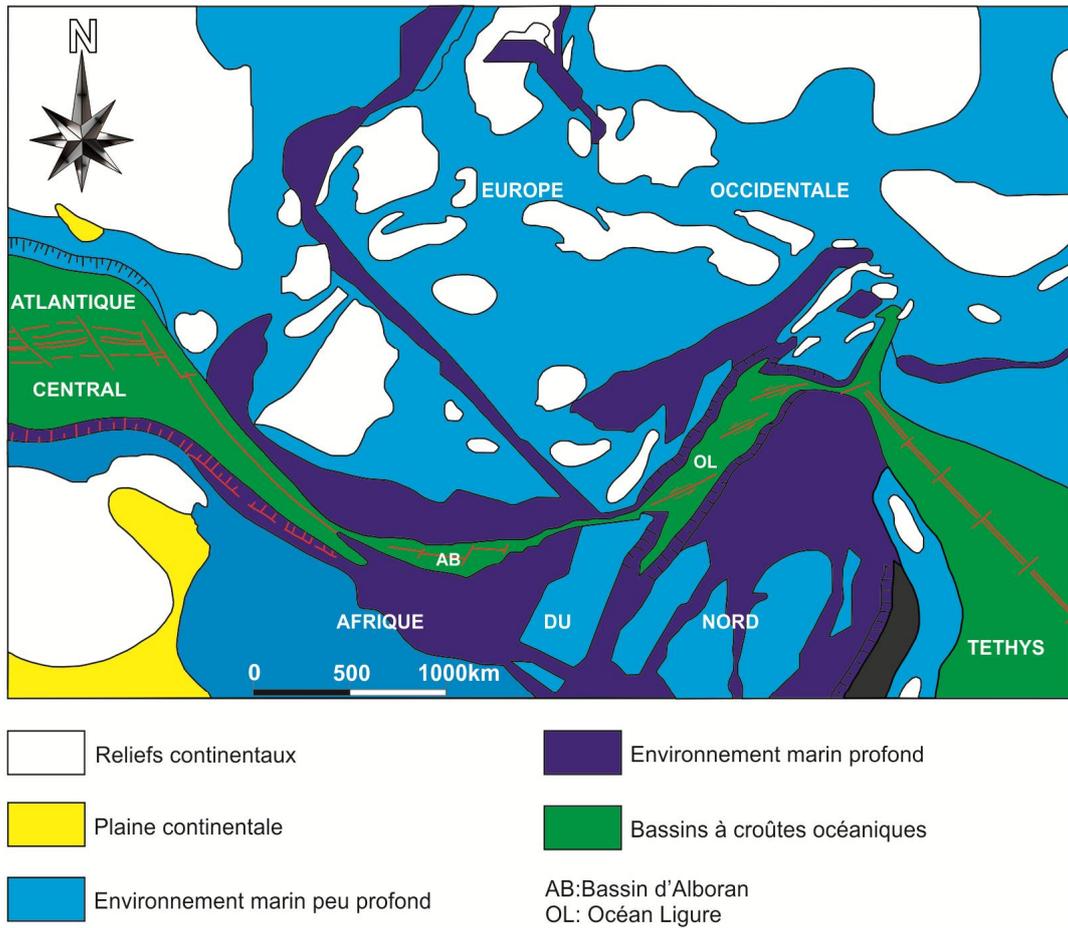


Fig. 4- Carte paléogéographique de l'Afrique du Nord et de l'Europe occidentale durant le Jurassique supérieur (Ziegler, 1988, modifié par Colombié, 2002).

### III. ETAT DES CONNAISSANCES

L'objectif souhaité dans cette partie du chapitre ne sera pas de présenter une liste des travaux exhaustifs sur toute la stratigraphie du domaine tlemcenien, mais seules les études précédentes qui tracent les étapes de l'évolution des connaissances sur la Formation des Argiles de Saïda, seront représentées.

#### III. A. LES TRAVAUX ANCIENS (1877-1965)

Depuis la définition de la Formation des Argiles de Saïda comme étant des « Marnes à Slib » se trouvant au-dessous de la « Formation de Grès de Bou Médine » par Pouyanne (1877), les travaux concernant cette nouvelle entité lithostratigraphique ont porté sur trois aspects:

- le contenu fossilifère et l'attribution stratigraphique;
- l'origine des corps sédimentaires et le milieu de dépôt;
- sa position stratigraphique à l'échelle régionale.

##### III. A. 1. ETUDES STRATIGRAPHIQUES

La première liste des fossiles citée remonte en 1904, elle a été établie par Gentil et Lemoine qui ont étudié la faune d'âge callovien, récoltée dans les Monts de Ghar Roubane. Entre les années 1910 et 1948, Doumergue et dans le cadre de la réalisation des cartes géologiques, il donne à la formation le nom de « Grès à lentilles calcaires » portant l'âge « Séquanien » des anciens auteurs, figurés sur les cartes par le symbole "J4c". De nouvelles précisions stratigraphiques ont été réalisées par Flamand (1911) sur les séries « callovo-oxfordiennes » dans le « Haut-pays oranais » grâce à la détermination des faunes d'ammonites. Dans le cadre de la réalisation des cartes géologiques, en 1942, Lucas apporte de nouvelles indications sur le plan pétrographique, sédimentologique, stratigraphique et tectonique de la série. Il a substitué le nom de « Marnes à Slib » de Pouyanne (1877) par le terme stratigraphique de « Callovien-Oxfordien », noté JI-2 sur sa carte géologique. En 1952, Claveau a intégré au sommet de la formation du « Callovo-Oxfordien » dans les confins algéro-marocains (région de Sidi Bou Beker) les niveaux calcaires oolithiques et/ou oncolithiques ferrugineux en signalant une discordance intra-formationnelle.

### **III. A. 2. MODELE ANTERIEUR DE MILIEU DU DEPOT**

Les travaux de cette époque n'ont porté que quelques indications sur l'environnement sédimentaire. Les travaux de Lucas (1942-1952) considèrent la Fm. des A. S comme étant des flyschs déposés en milieu peu profond. Ces travaux se sont déroulés dans des considérations générales sans pour autant présenter de probants critères et arguments, notamment les structures sédimentaires et les ichnofossiles. Les faunes disponibles ont été utilisées surtout comme un outil de datation.

### **III. B. LES TRAVAUX RECENTS (1965-1981)**

#### **III. B. 1. TRAVAUX DE REVISIONS ET PRECISIONS STRATIGRAPHIQUES**

L'année 1965 a connu l'émergence du nom de la Formation des Argiles de Saïda, définie par Atger et Verdier. Elle a été définie comme étant des successions argilo-gréseuses d'âge jurassique supérieur, qui affleurent aux environs de Mascara et Saïda. Elle est largement étudiée ultérieurement, dans les Hauts-plateaux par Auclair et Biehler (1967).

Benest et Elmi (1969) ont montré dans l'extrême partie occidentale et dans la partie méridionale des Monts de Tlemcen un âge callovien inférieur qui caractérise la base de la Formation des Argiles de Saïda en se basant sur une association de faune d'ammonites.

Dans le domaine pré-atlasique (Monts de Chellala et Monts de Nador), Caratini (1970) a mis une évidence l'équivalent de la Fm. des A. S, daté de l'Oxfordien-Kimméridgien, désigné par le terme de « Série inférieure détritique ».

Dans le cadre de ses précisions biostratigraphiques, Elmi (1972) a suggéré l'hétérochronie de la base de la Formation des Argiles de Saïda, en montrant qu'elle est plus précoce dans la partie occidentale du domaine tlemcenien (Monts de Ghar Roubane) que celle de la partie orientale (Monts de Saïda et Mont de Frenda).

A la lumière de la biostratigraphie fine et l’outil séquentiel, Elmi et Benest (1978) ont pu retracer l’histoire paléogéographique de cette formation le long du domaine tlemcenien. Le travail a abouti que les deux limites inférieure et supérieure sont hétérochrones. Elles ont été placées respectivement à partir du Callovien inférieur (Zone à Kamptus et Zone à Gracilis) et de l’Oxfordien inférieur dans les Monts de Ghar Roubane et les Monts de Saïda. Alors que dans l’extrême partie du domaine (Monts de Frenda), la limite inférieure est datée de l’Oxfordien moyen et la limite supérieure devrait être située au-dessus de la Zone à Bifurcatus.

### **III. B. 2. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET PALEOENVIRONNEMENTAL**

#### **III. B. 2. 1. Contexte deltaïque**

Dans cette époque, c’est Delfaud (1973) qui fut le leader dans l’interprétation sédimentologique en termes de milieu de sédimentation. L’auteur, a essayé de trouver une certaine relation avec le domaine atlasique en utilisant le terme « faciès alternant atlasique », consistant au contexte deltaïque, en milieu intertidal. Selon cet auteur, la formation en question correspondait à la partie distale du « Continental Intercalaire ».

Dans une étude synthétique, Elmi (1976) a démontré que le domaine tlemcenien à partir de l’Oxfordien terminal représenté par la Formation des Argiles de Saïda correspondait à un régime deltaïque indiquant la cicatrization du sillon. Cependant que le domaine tello-rifain à la même époque a connu un régime pélagique en voie d’accentuation.

#### **III. B. 2. 2. Faciès flyschoïde**

Elmi et Benest (1978) considèrent la formation jusqu’à l’Oxfordien inférieur comme un dépôt flyschoïde à régimes turbides. Le caractère flyschoïde a été adopté par Touahria (1979) qui a envisagé le « type flysch » déposé dans des bassins en distension.

Atrops et Benest (1981) ont reconnu au sein de la Formation des Argiles de Faïdja », le faciès des Argiles de Saïda, daté de l’Oxfordien supérieur dans le Djebel Nodor de Tiaret.

Wildi (1981), a attribué les dépôts de la Formation des Argiles de Saïda du domaine tlemcenien au « cône de sédimentation détritique en eaux profondes » par analogie avec les séries détritiques d'âge jurassique supérieur du domaine rifain (Maroc) en les définissant par le terme lithologique de « ferrysch ».

### III. C. LES TRAVAUX MODERNES (1992-1999)

La majorité des travaux de cette période ne modifient pas la stratigraphie de la formation, mais ils portent surtout sur l'aspect sédimentologique y compris le cadre séquentiel et l'évolution géodynamique à l'échelle globale. Il s'agit des études suivantes :

Tchoumatchenco & Khrishev (1992) ont étudié la formation à Oued Mina (Sud de la ville de Tiaret) faisant une comparaison avec les Marnes et les Argiles de Guertoufa qui ont fourni des ammonites d'âge tithonique. Grâce à ces données, ces auteurs envisagent que les sédiments de Guertoufa servent de maillon transitoire entre les parties supérieures de la Formation des Argiles de Saïda et les unités lithostratigraphiques telliennes. Par ces considérations supposées, ces auteurs attribuent la formation à l'intervalle Callovien-Tithonique.

Ciszak (1993) basé sur les travaux de Atrops & Benest (1981) a pu différencier entre la formation et le faciès des Argiles de Saïda (faciès: caractère séquentiel typique de la formation *s.s*) et place cette formation dans un milieu de plate-forme distale, déposée pendant un cycle transgressif/régressif.

Benest *et al.* (1995) ont étudié les « Grès de Sidi Saâdoun » (l'équivalent de la Formation des Argiles de Saïda) dans le domaine pré-atlasique (Monts de Nador de Tiaret), en attribuant la formation à un milieu d'un éventail détritique peu profond, tout en signalant le rôle du facteur géodynamique (tectonique et subsidence) atteignant son maximum au cours de l'Oxfordien.

Benest *et al.* (1997) à travers tout l'Avant-pays de l'Oranie, considèrent que tous les dépôts alternants argilo-gréseux d'âge jurassique moyen et supérieur débutent par la

Formation des Argiles de Saïda à caractère prodeltaïque. Son équivalent basal dans le sillon pré-atlasique du Nador-Chellala serait les « Grès de Sidi Saâdoun ». Cette comparaison conduit à conclure que la fermeture du sillon tlemcenien est dès l'Oxfordien moyen ou supérieur, alors que pour le sillon pré-atlasique, c'était à partir du Kimméridgien inférieur.

Dans une étude réalisée sur le récif corallien de Tiaret-Guertoufa, Benest *et al.* (1998) ont considéré que ce dernier a joué le rôle d'un seuil pour les apports silico-clastiques qui n'arrivent pas à le franchir et finissent par se déposer dans le sillon intracontinental du Nador. Ces auteurs notent le suivant: *''du Callovien moyen (?) à l'Oxfordien moyen, la décharge massive des « Grès de Sidi Saâdoun » sera à l'origine d'un cône d'épandage en milieu prodeltaïque relativement profond''*. Ces mêmes auteurs placent la Formation des Argiles de Saïda dans un environnement prodeltaïque, qui serait le résultat de la décharge des apports notés auparavant et qu'aucun obstacle suffisamment important n'a pu les arrêter. Ces dépôts ont atteint la région d'Oran et des Traras (Benhamou, 1983).

Dans la même étude, les auteurs désignent les sédiments du Malm de l'Avant-pays de l'Ouest algérien par deux ensembles, le premier est celui de la Formation des Argiles de Saïda, débutant du Callovien inférieur jusqu'à la base de l'Oxfordien supérieur dans les Monts de Saïda et Frenda; le second est celui des « Grès de Bou Médiene » ou « Grès de Franchetti », dont la limite supérieure a été datée du Kimméridgien supérieur (Benest, 1985).

Bouterfa (1999), dans le cadre de son mémoire de Magister, il a étudié la Formation des Argiles de Saïda dans les Monts de Ghar Roubane. Dans cette étude, il a abordé l'aspect sédimentologique et organisation séquentielle de la formation, en attribuant cette dernière à un milieu de cône détritique sous-marin.

### **III. D. ETAT ACTUEL DES TRAVAUX (2011-2015)**

Bendella *et al.* (2011) ont étudié l'aspect sédimentologique et ichnologique des affleurements de la Fm. des Argiles de Saïda du Djebel Brame situé au Nord du village

de Takhemaret. Dans cette étude, onze ichnogenres ont été déterminés avec leurs zonations bathymétriques. Lithostratigraphiquement, la formation a été subdivisée en deux ensembles: argilo-gréseux et argilo-gréso-carbonaté. Le premier correspond à un milieu d'offshore au-dessous de la limite d'action des tempêtes (*LAT*) et le deuxième a été rapporté à un milieu de shoreface marqué par des phases d'émersion.

Cherif *et al.* (2015) ont publié une étude sur la Fm des Argiles de Saïda dans la région de Takhemaret, comportant de nouvelles données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques. Ces auteurs ont cité de nouveaux spécimens d'ammonites dans la région permettant de situer la formation étudiée dans l'intervalle Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. Egalement, plusieurs nouveaux ichnotaxons ont été cités pour la première fois. L'étude sédimentologique basée sur l'analyse des ichnofaciès et des faciès sédimentaires a témoigné d'un milieu de plate-forme peu profonde, détritique et carbonatée, à influence hydrodynamique variée.

Dans le cadre du 3<sup>ème</sup> Colloque International sur la Géologie du Sahara organisé à Ouargla (Décembre 2015), Cherif *et al.* ont présenté une étude sédimentologique et ichnologique des dépôts de la Fm des Argiles de Saïda dans la région de Frenda. Les auteurs ont complété le bilan ichnologique de la formation en décrivant dix nouveaux ichnotaxons.

Dans le même Colloque, Cherif *et al.* ont communiqué une étude dans la région de Takhemaret et Oued Mina (Tiaret) sur les niveaux fossilifères du Jurassique supérieur. Cette étude vient de compléter celle qui a été effectuée sur les ammonites de la région de Takhemaret. Ces auteurs ont pu positionner les brachiopodes récoltés dans le niveau fossilifère du Dj; Brame et de les comparer avec ceux de l'Oued Mina.

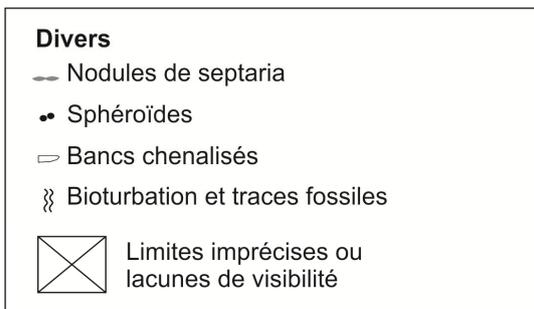
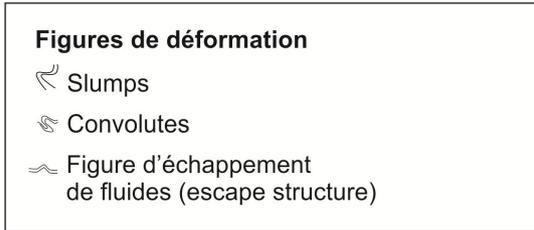
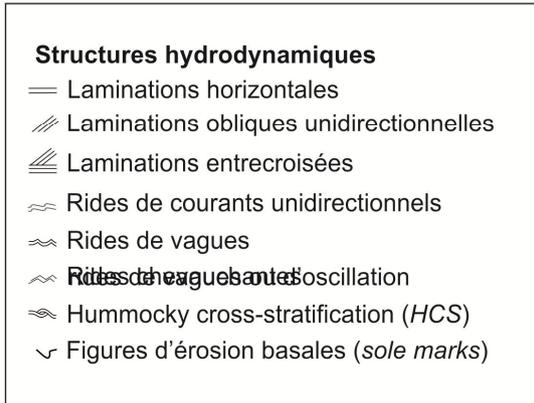
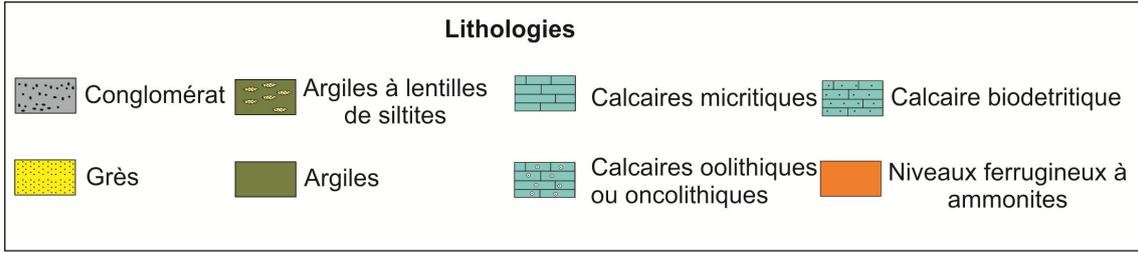


Fig. 5- Les principaux symboles et figurés utilisés

## I. DESCRIPTION DE LA SERIE

Le présent chapitre est consacré à l'étude de la Formation des Argiles de Saïda dans trois secteurs (Fig. 6), répartis sur le segment oriental du domaine tlemcenien: le secteur de Takhemaret dans les Monts de Saïda, le secteur de Frenda dans les Monts de Frenda et le secteur de Oued Mina au piémont des Monts de Tiaret.

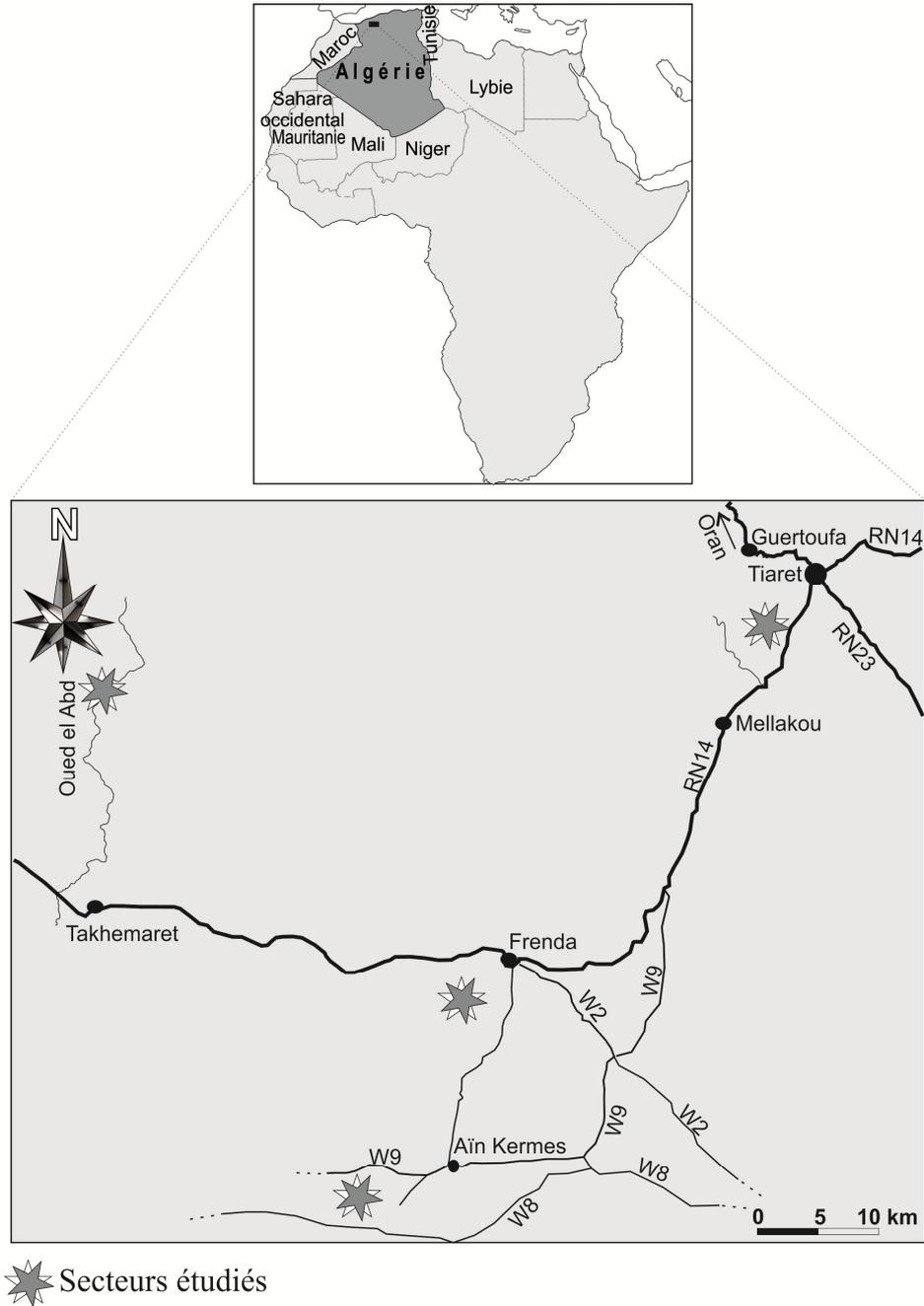
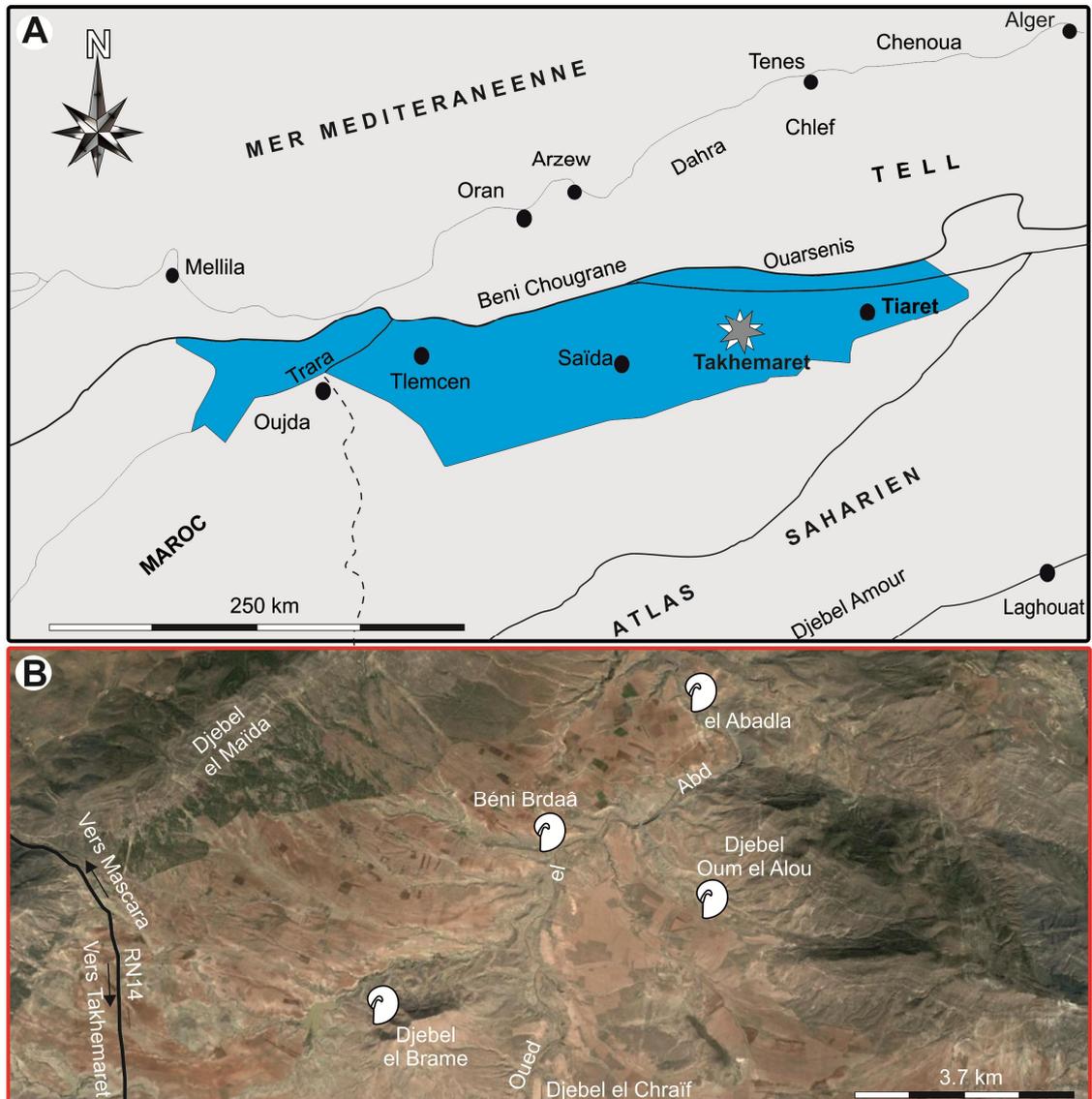


Fig. 6- Situation des différents secteurs étudiés.

### I. A. SECTEUR DE TAKHEMARET

La Formation des Argiles de Saïda dans la région de Takhemaret a été subdivisée en deux ensembles (Bendella *et al.*, 2011, Bendella, 2012): un ensemble inférieur argilo-gréseux et un autre supérieur argilo-gréso-carbonaté. Dans la présente étude, nous avons procédé à subdiviser cette formation en trois unités lithostratigraphiques distinctes, à développement inégal, réparties sur cinq coupes (Fig. 7): Dj. Brame, Dj. Chraïf, Béni Berdaâ, el Abadla et Oum el Alou.



☀ Secteur étudié

Fig. 7- Localisation des coupes dans le secteur de Takhemaret. A: situation globale dans l'Algérie nord-occidentale; B: image satellitaire et localisation des gisements d'ammonites.

### I. A.1. DJEBEL BRAME (Fig. 8)

Le Djebel Brame est situé à 21 km au Nord de la ville de Takhemaret (Tiaret) et à 8 km au Sud-Est du village de Hadj el Arbi (Bendella *et al.*, 2011). Il montre une altitude de 906 m environ. Sur le flanc nord du Djebel Brame (Fig. 8), nous avons levé la coupe la plus épaisse de la Formation des Argiles de Saïda. Dans nos régions étudiées, cette dernière a été subdivisée en trois unités lithostratigraphiques: argilo-gréseuse inférieure, argilo-carbonatée médiane et argilo-gréseuse supérieure (Fig. 8):

#### I. A.1.1. Unité argilo-gréseuse inférieure

La base de la formation est marquée par l'apparition d'une combe d'argiles de 20 m d'épaisseur, intercalée de quelques bancs gréseux à nombreuses structures hydrodynamiques. Cette base est marquée aussi par l'intercalation de deux chenaux conglomératiques dépourvues de structures internes, d'épaisseur varie entre 0.30 à 3.70 m, de faible extension latérale et à base ravinante. Ces conglomérats sont d'une matrice argilo-sableuse à galets centimétriques polygéniques (calcaire, grès) et hétéromorphes (sub-anguleux à sub-arrondis), associés à des boules d'argiles, des débris de bois silicifiés et des polypiers solitaires.

Les niveaux gréseux sont d'épaisseur décimétrique (de 0.10 à 0.80 m), souvent de teinte jaunâtre à virant vers le marron et montrant des grains fins. Ces grès s'organisent parfois en bancs centimétriques à décimétriques stratocroissants, formant des paquets à inter-lits argileux ou des passées chenalisées, qui se disparaissent latéralement. La base des bancs est souvent irrégulière, érosive et riche en figures d'érosion (*sole marks*), essentiellement des figures d'affouillements turbulents (des *gutter-casts* et *flute-casts*), et des figures d'objets trainés (*groove-marks*, *prod-marks*, *skip-marks* et *bounce-marks*).

L'interface des bancs montre le plus souvent des structures hydrodynamiques directionnelles multiples; Il s'agit surtout des laminations horizontales, accompagnées parfois avec des laminations et/ou rides de courant unidirectionnel ou des grès massifs. La structure interne des bancs peut montrer également des litages obliques en mamelon (*Hummocky cross-stratification* « HCS ») (Harms, 1975; Reineck & Singh, 1980), des

laminations obliques en rides grimpantes (*climbing ripple cross lamination*). A ces structures, s'ajoutent des figures de déformation synsédimentaire, représentées par des laminations convolutées « *convolute lamination* » et des figures d'échappement de fluides « *escape structure* ». Les surfaces supérieures et inférieures des bancs gréseux sont couramment colonisées par de nombreuses traces fossiles: *Chondrites* (Von Sternberg, 1833), *Cochlichnus* (Hitchcock, 1858), *Didymaulichnus* (Young, 1972), *Diplichtines* (Dawson, 1873), *Megagraption* (Ksiazkiewicz, 1958), *Ophiomorpha* (Lundgren, 1891), *Palaeophycus* (Hall, 1847), *Planolites* (Nicholson, 1873), *Taenidium* (Heer, 1877), *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944).

Cette première unité est couronnée par des plaquettes silto-argileuses d'épaisseur centimétrique, présentant des litages déformés (*slumping*) et renfermant des boules gréseuses isolées de taille centimétrique, qualifiées de sphéroïdes (*sensu* Guillocheau, 1983).

#### **I. A.1.1.2. Unité argilo-carbonatée médiane**

Cette unité débute par une alternance d'argiles verdâtres avec trois bancs calcaires oolithiques épais de 0.50 à 1.50 m d'épaisseur, de couleur grisâtre, durs, riches en plaquages de faunes diversifiées (gastéropodes recristallisés, bélemnites, bivalves et tiges de crinoïdes). Cette succession passe à des bancs stratocroissants riches en oncolithes, gastéropodes et tiges de crinoïdes. L'examen microscopique montre qu'il s'agit des oobiosparites, à oopelbiosparites, à foraminifères, bivalves, gastéropodes, brachiopodes..., de texture grainstone. Les ooïdes montrent une structure radiale (sphérulites), de 2 mm de diamètre en moyenne, à nucléus détritique ou bioclastique, associés à des rares agrégats irréguliers composites constituant des grapestones. Vers le sommet, se succèdent de rares lentilles grésocarbonatées et des calcaires gréseux à laminations entrecroisées édifiées par des oolihtes. Au sein de cette succession, s'insèrent aussi des bancs calcaires micritiques d'épaisseurs centimétriques à décimétriques formant une alternance régulière avec les argiles verdâtres. L'examen de certains bancs suggèrent des suites de termes répétitifs constitués de: faciès massif, des laminations horizontales et des laminations entrecroisées, matérialisées parfois par des

lits bioclastiques. La deuxième unité s'achève par un banc de calcaires oolithiques de 0.40 m d'épaisseur et bien continu latéralement.

#### **I. A.1.1.3. Unité argilo-gréseuse supérieure**

Cette unité débute par une combe d'argiles verdâtres de 12 m d'épaisseur environ, admettant des passées de grès fins à figures d'érosion basales (*sole marks*) et de rares lentilles à septaria. Cette combe se charge aussi de nodules argileux indurés dégagés et dispersés. La partie basale de l'unité est formée d'une alternance d'argiles verdâtres avec des lentilles gréseuses à grains fins, de teinte beige, marron-foncé à jaunâtre, de 0.05 à 0.50 m d'épaisseur et affectées par des déformations synsédimentaires de type « *slumping* ». L'interface des bancs gréseux montre des litages obliques en mamelons (*HCS*), des laminations horizontales, des laminations obliques ou entrecroisées. Ces structures se succèdent le plus souvent pour constituer des termes répétitifs. Parfois l'interface du banc est représentée par un seul terme parcouru à la surface supérieure par des rides de courant unidirectionnel, des rides de type lingoïde ou polygonal, et des rides de vagues de taille relativement grande.

La partie médiane de l'unité est marquée par l'apparition d'une dalle de calcaire fossilifère d'extension latérale plurikilométrique correspondant au niveau fossilifère ou sub-récifal (Auclair & Biehler, 1967). La biophase est composée de polypiers solitaires, oursins, brachiopodes, gastéropodes, tiges de crinoïdes, serpulidés et bryozoaires, et accessoirement des bélemnites et des ammonites. Cependant la partie sommitale de la formation est marquée par l'apparition des bancs gréseux emboîtés à figures d'affouillement, laminations de rides grimpanes, laminations ondulées et des surfaces supérieures modelées par des rides de vagues. Elle se distingue également par la présence de quelques niveaux chenalisés à septaria et nodules d'argiles, suivis d'une combe d'argiles sur laquelle s'individualisent les premiers niveaux de la « Formation des Grès de Sidi Amar » (Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, Auclair & Biehler, 1967; Ghali, 1984; Benest, 1985) avec des barres gréseuses métriques à stratifications de grande ampleur.

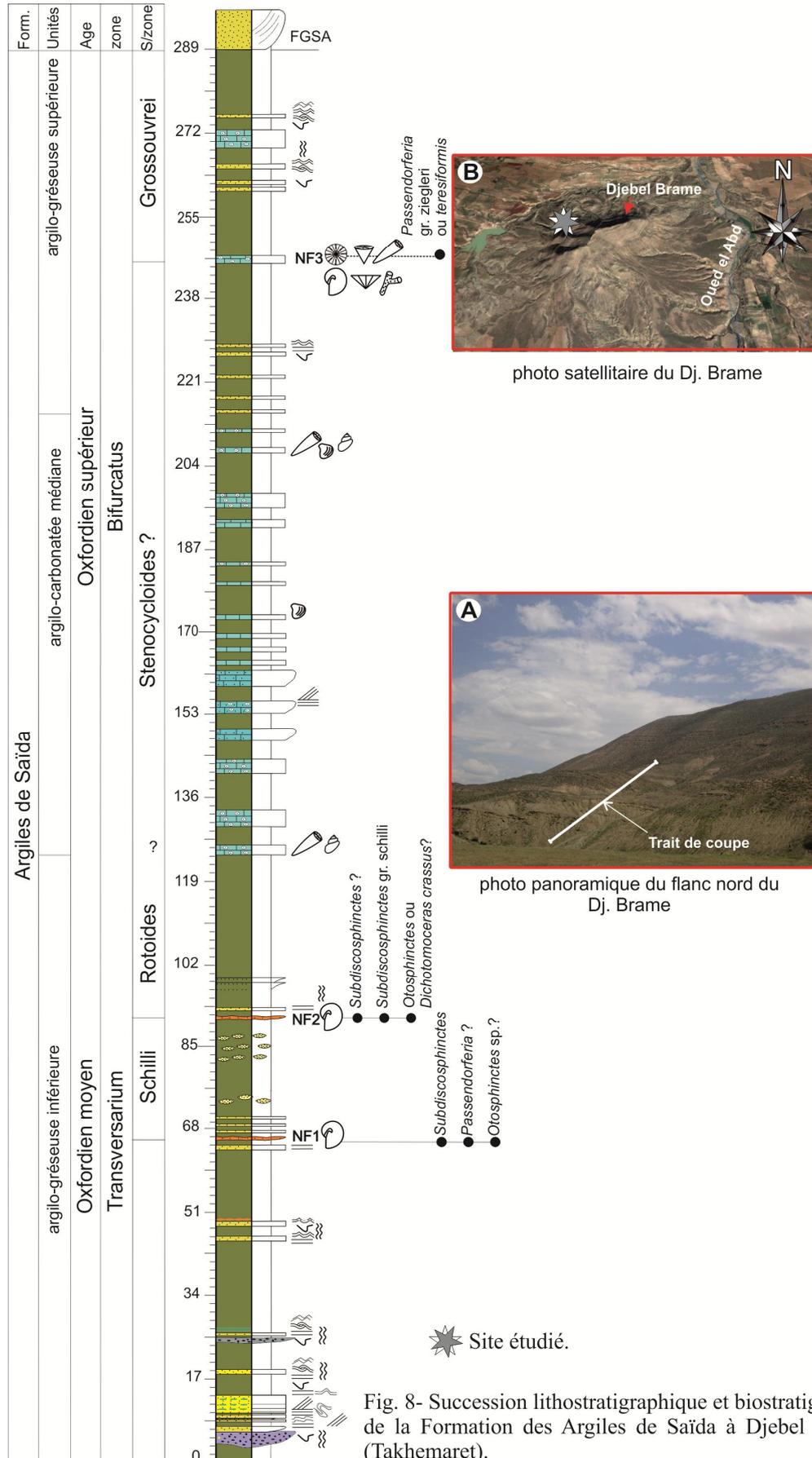


Fig. 8- Succession lithostratigraphique et biostratigraphie de la Formation des Argiles de Saïda à Djebel Brame (Takhemaret).

Sur le plan ichnologique, l'unité supérieure montre des traces fossiles moins abondantes que celles de l'unité inférieure. Il s'agit en particulier des *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944) de grande taille, associés le plus souvent à des figures d'érosion.

### I. A. 2. COUPE DE CHERAÏF (Fig. 9)

Cette coupe constitue une continuité latérale pour celle du Djebel Brame. Elle se situe à 3 km, à l'Est de ce dernier, sur la rive droite de l'Oued el Abd. Dj. Chraïf culmine à 647 m d'altitude, ce dernier est constitué de trois monticules, formés uniquement et partiellement par l'unité supérieure argilo-gréseuse de la Formation des Argiles de Saïda (Fig. 9). Celle-ci est coiffée par une masse calcaire en forme de dune, les niveaux d'ammonites se disparaissent énigmatiquement.

Dans cette coupe, l'unité argilo-gréseuse est marquée par une abondance remarquable de figures hydrodynamiques: des structures de *HCS* et des micro-*HCS*, considérées comme des termes médians des séquences de tempêtes (*sensu* Monaco, 1994). Ces structures sont souvent accompagnées de grès massifs et des laminations horizontales.

Cette unité argilo-gréseuse supérieure s'achève par trois niveaux fossilifères, d'une géométrie lenticulaire et montrant deux aspects: (i) de minces niveaux calcaires inter-stratifiés avec les argiles, (ii) et un aspect biodétritique compact à base irrégulière et érosive. Le premier aspect est souligné par des laminations obliques oscillatoires (ou laminations de rides de vagues) et des laminations obliques unidirectionnelles à surfaces d'érosion et de réactivation, témoignant par endroit des chenaux emboîtés (*voir détail chapitre analyses sédimentologiques*). Ces niveaux calcaires contiennent de nombreux brachiopodes, en particulier des de gros Térébratules associés à des Rhynchonelles (des *Dicthyothyris*), ainsi que de riches débris de faunes benthiques, le plus souvent des oursins réguliers et des polypiers solitaires (*Isastrea* sp.).

Les niveaux gréseux portant cette structure de tempêtes sont accompagnés de diverses traces fossiles, signalées pour la première fois dans cette région. Il s'agit des

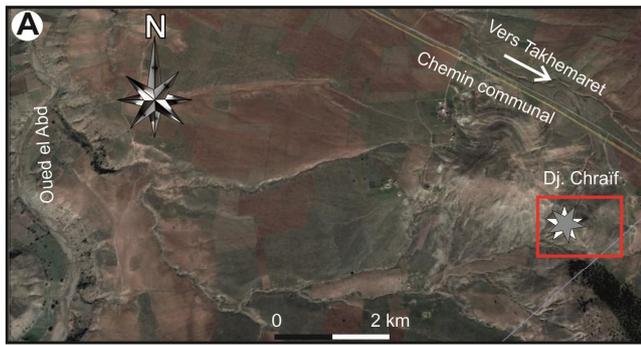


photo satellitaire montrant la position morphologique du Dj. Chraïf

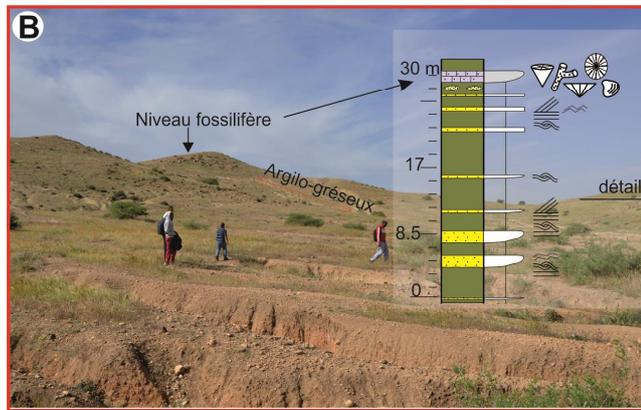


photo panoramique et succession lithologique du Dj. Chraïf

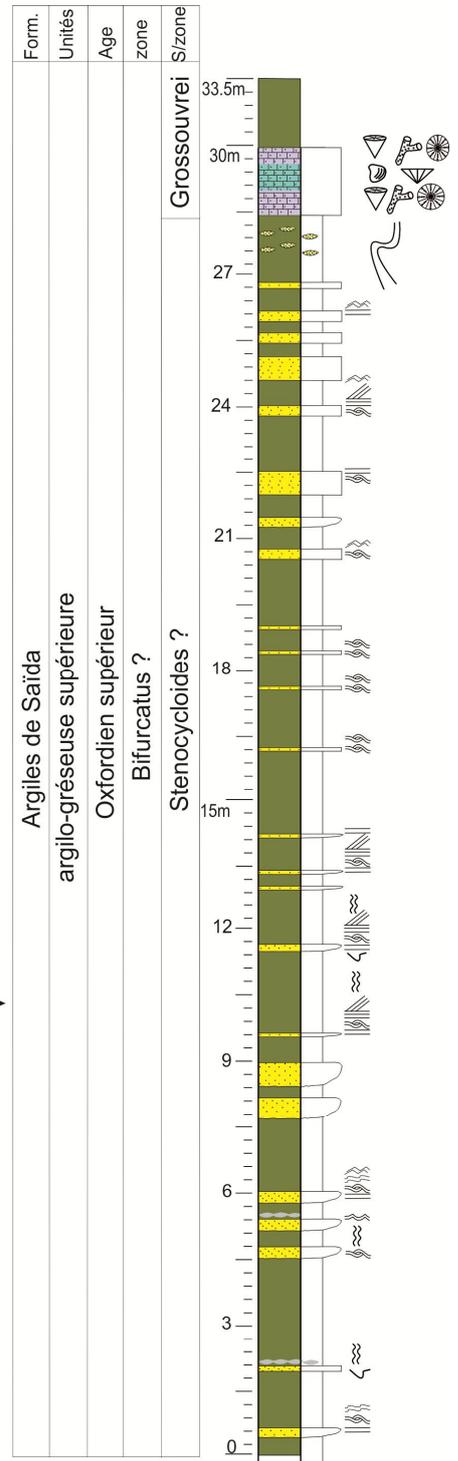


Fig. 9- Illustration de la Formation des Argiles de Saïda à Dj. Chraïf montrant le passage latéral de l'unité supérieure à l'Est du Dj. Brame (Takhemaret).

ichnofossiles suivants: *Crossopodia* (M'Coy, 1851), *Conichnus* (Männil, 1966), *Sagittichnus* (Seilacher, 1953), *Palaeophycus* (Hall, 1847), *Planolites* (Nicholson, 1873) et des *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944). Ces traces sont observées surtout dans la surface inférieure des bancs en association avec des figures d'érosion (*voir détail traces fossiles*).

Latéralement, ces niveaux gréseux se disparaissent vers l'Ouest et vers l'Est pour réapparaître respectivement de nouveau à Dj. Brame et Dj. Oum el Alou. Vers le sommet, la succession est surmontée par une combe argileuse verdâtre, sur laquelle se met en place une masse de barre calcaire grisâtre localisée, ne portant pas les mêmes caractéristiques de la formation.

### **I. A. 3. COUPE DE OUED EL ABD (Fig. 10-12)**

Deux coupes ont été levées selon un transect nord-sud, se trouvant sur les versants situés à la rive gauche d'Oued el Abd (Fig. 10-12), en constituant une continuité latérale, il s'agit de la coupe de Béni Berdaâ et d'el Abadla.

La succession correspond en quasi-totalité à des argiles finement litées ou feuilletés, de couleur verdâtre ou grisâtre, inter-stratifiées avec des lentilles silteuses, ou alternant avec des bancs de grès souvent strato-croissants (de 0.05 à 0.80 m d'épaisseur), passant parfois graduellement à des argilites, affectés par des *slumps*. La surface basale des bancs est riche en *flute-casts* de grande taille, *groove-marks* et *gutter-casts*. La surface sommitale est sculptée de rides de vagues, l'interface est souvent massive et ne peut montrer que rarement des laminations horizontales ondulées ou des laminations obliques. Le sommet de la succession est marqué par une dalle de grès marrons foncés à noirâtres, à base ravinante et à figures d'érosion de taille importante. L'ensemble est coiffé par des conglomérats quaternaires.

A Béni Berdaâ, trois niveaux à ammonites ont été reconnus (N1, N2 et N3); indiquant la limite Oxfordien moyen-supérieure (Fig.10). Le premier niveau N1 correspond à une dalle à ammonites en position diverses. Ces dernières sont enrobées dans un faciès calcaire ferrugineux et souvent associées à des bélemnites indiquant des



image satellitaire du site de Béni Berdaâ

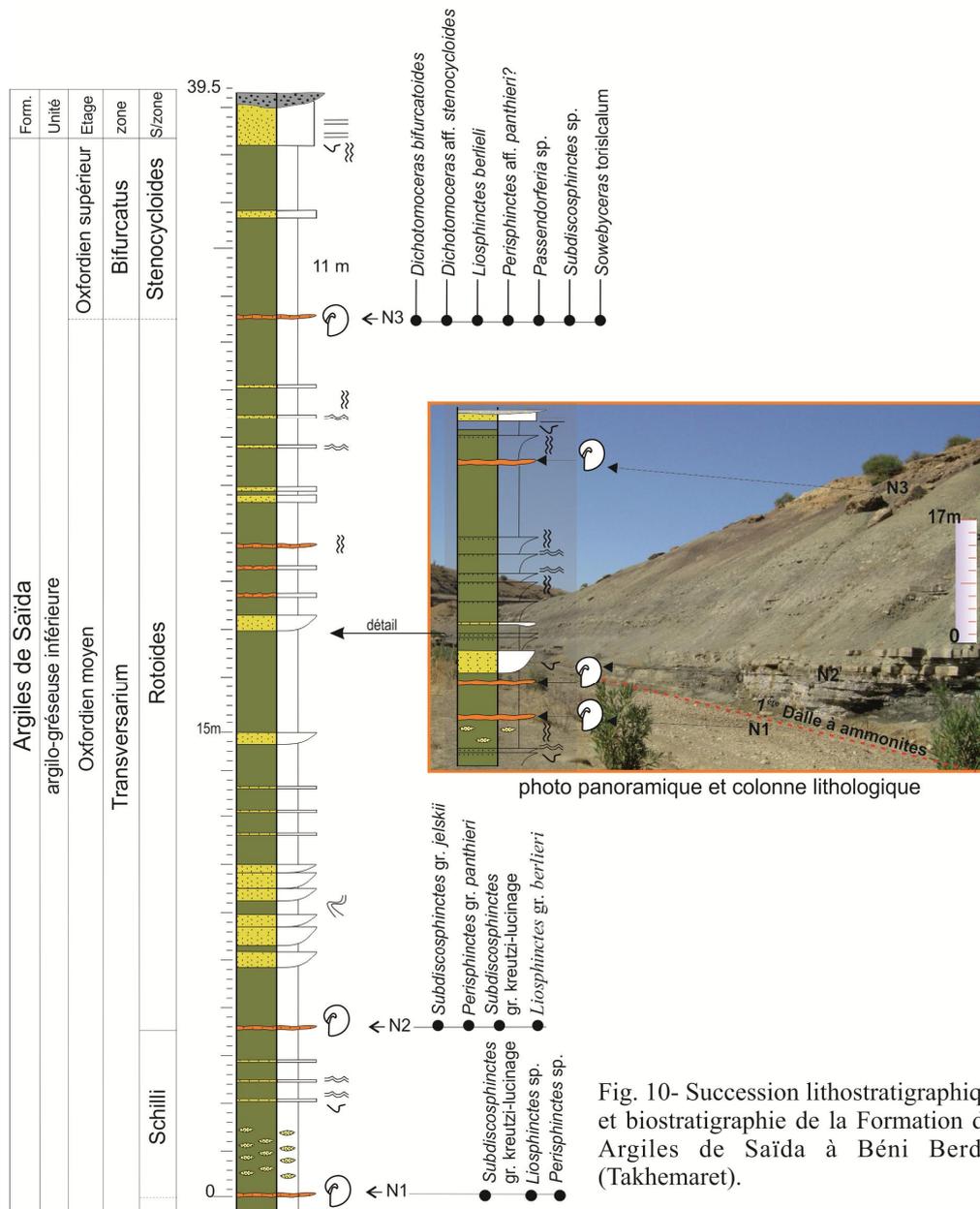


Fig. 10- Succession lithostratigraphique et biostratigraphie de la Formation des Argiles de Saïda à Béni Berdaâ (Takhemaret).

directions de courant globales WSW-ENE à SSW-NNE et datent la Sous-Zone à Schilli. Le second niveau N2 date la Sous-Zone à Rotoides; les deux niveaux (N1 et N2) indiquent la Zone à *Transversarium* datant le sommet de l'Oxfordien moyen. Le troisième niveau N3 indique la Sous-Zone à *Stenocycloides*, Zone à *Bifurcatus* (la base de l'Oxfordien supérieur).

A el Abadla (Fig. 11), les caractéristiques lithologiques sont pratiquement identiques. Egaleme nt trois niveaux à ammonites ont été repérés N1, N2 et N3, indiquant un âge plus ancien pour l'Oxfordien moyen, représenté par le Biohorizon à *Parandieri*, Sous-Zone à *Parandieri*, Zone à *Transversarium*.

En allant vers le Sud-Est de la coupe de Béni Berdaâ et el Abadla, les dépôts de la Formation des Argiles de Saïda se disparaissent, pour réapparaître de nouveau au voisinage de Douar Ouled Boualam, près de l'un des affluents de l'Oued el Abd, qui coule au piémont de Dj. Oum el Alou. La formation suscitée est représentée par des argiles verdâtres intercalées de bancs gréseux centimétriques à laminations horizontales et de rares micro-*HCS*. Cependant, la base des argiles nous a fourni des spécimens d'ammonites qui ont permis de compléter l'approche biostratigraphique de la Formation des Argiles de Saïda (*voir plus loin biostratigraphie*). Pour cela, on assiste à deux niveaux à ammonites (N1, N2; Fig. 12), positionnés dans un faciès rubéfié. Ils représentent la limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur (Zone à *Rotoides*-Zone à *Stenocycloides*).

Dans ces dernières coupes, la base des niveaux gréseux, intercalés dans les argiles ont révélé des traces abondantes (*voir chapitre traces*). Nous avons pu identifier les ichnotaxons suivants: *Bergaueria* (Prantl, 1946), *Chondrites* (Von Sternberg, 1833), *Gordia* (Emmons, 1844), *Helminthoidichnites* (Fitch, 1850), *Margaritichnus* (Bandel, 1973), *Nereites* (McLeay, 1839), *Ophiomorpha* (Lundgren, 1891), *Palaeophycus* (Hall, 1847), *Planolites* (Nicholson, 1873), *Protopaleodictyon* (Ksiazkiewicz, 1958), *Protovirgularia dichotoma* (M'Coy, 1850), *Scolicia* (Quatrefages, 1849), *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944).

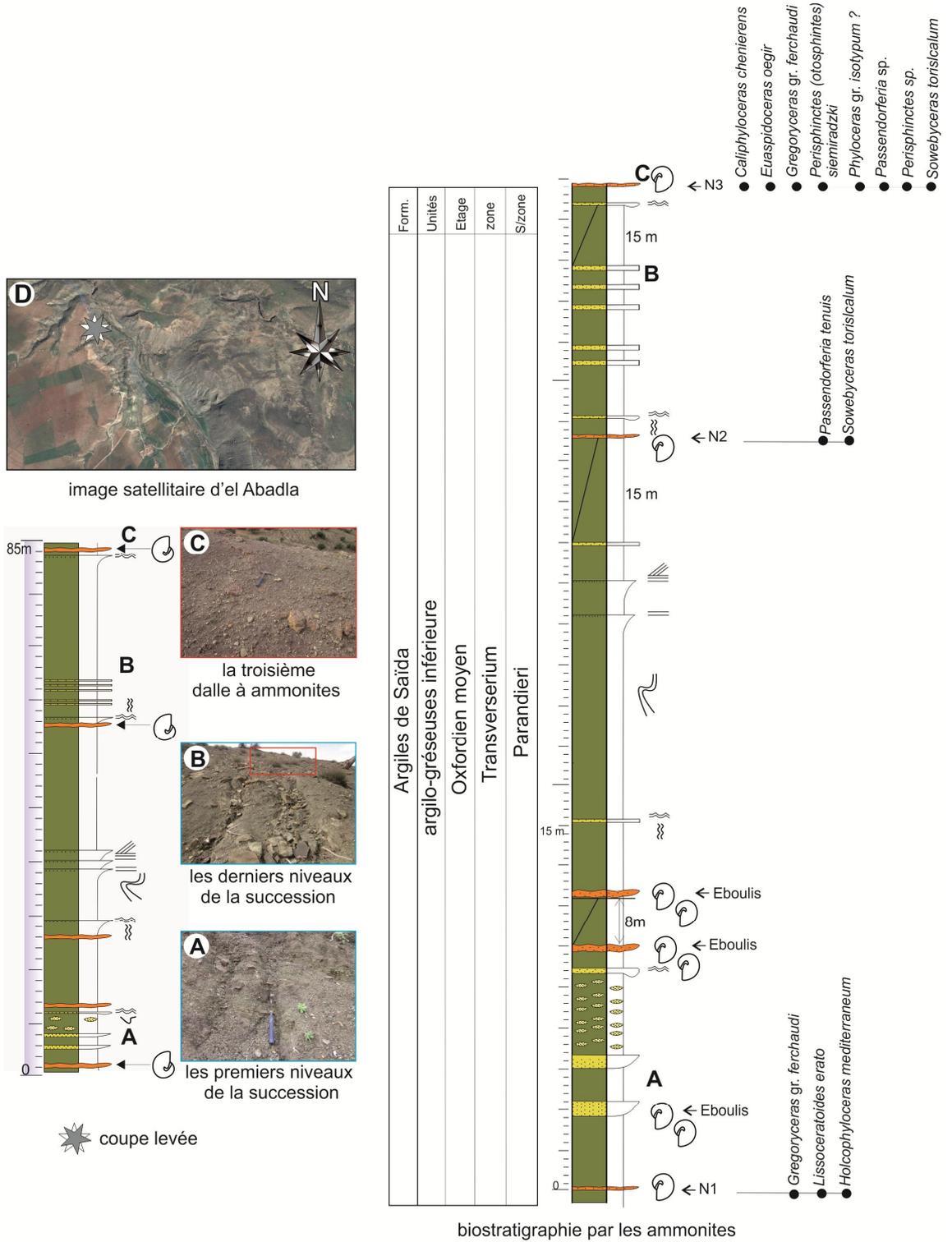


Fig. 11- Illustration de la Formation des Argiles de Saïda dans la coupe d'el Abadla (Takhemaret).



image satellitaire de Dj. Oum el Alou

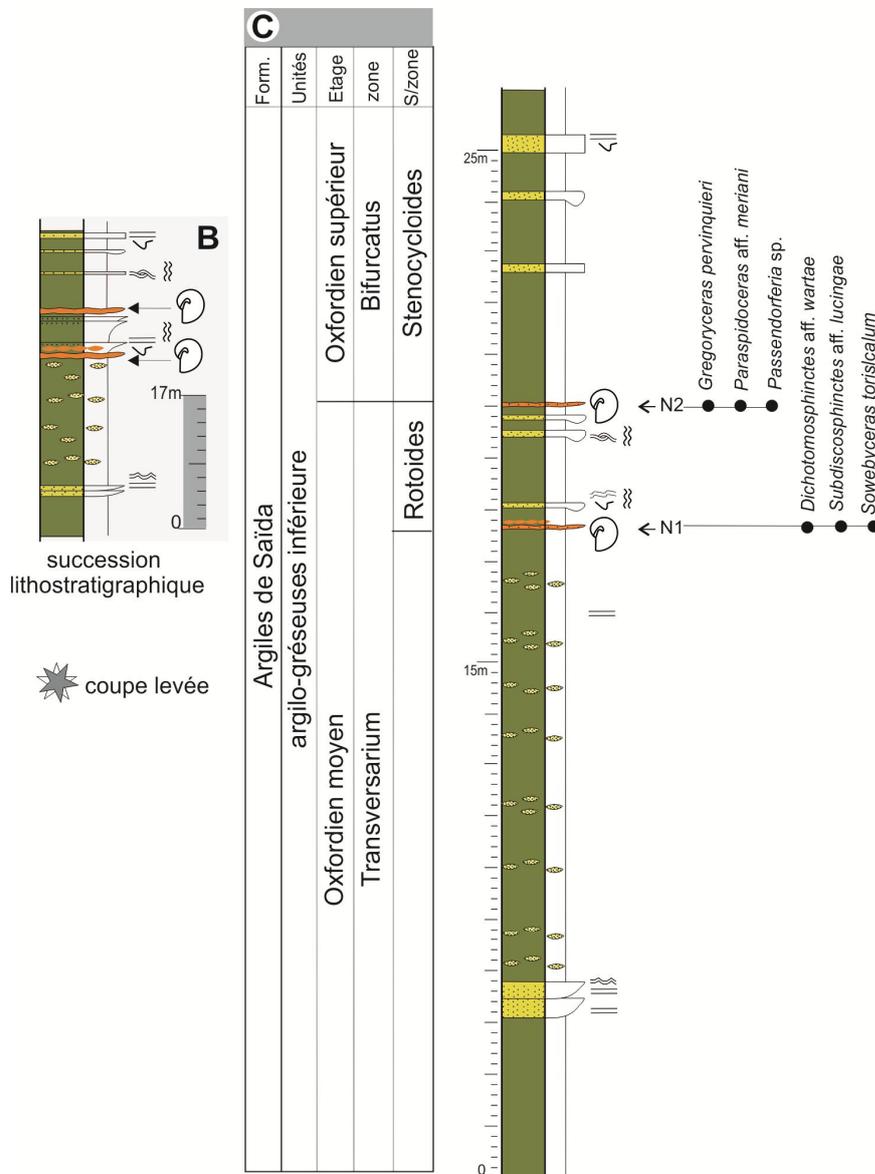


Fig. 12- Illustration de la Formation des Argiles de Saïda dans la coupe de Dj. Oum el Alou (Takhemaret).

## I. B. SECTEUR DE FRENDA

Dans ce secteur, les coupes levées concernent les localités de Kef el Hemmam-Djebel Boughachoua et de Kef Lazreg (Fig. 13) qui font partie des Monts de Frenda. Les affleurements sont notés comme étant la Formation des « Grès de Sidi Saâdoun » (Ganev *et al.*, 1980); (équivalent de la Formation des Argiles de Saïda en domaine pré-atlasique) sur la carte géologique 1/50000<sup>e</sup> de Frenda sans critères évidents et convaincants.

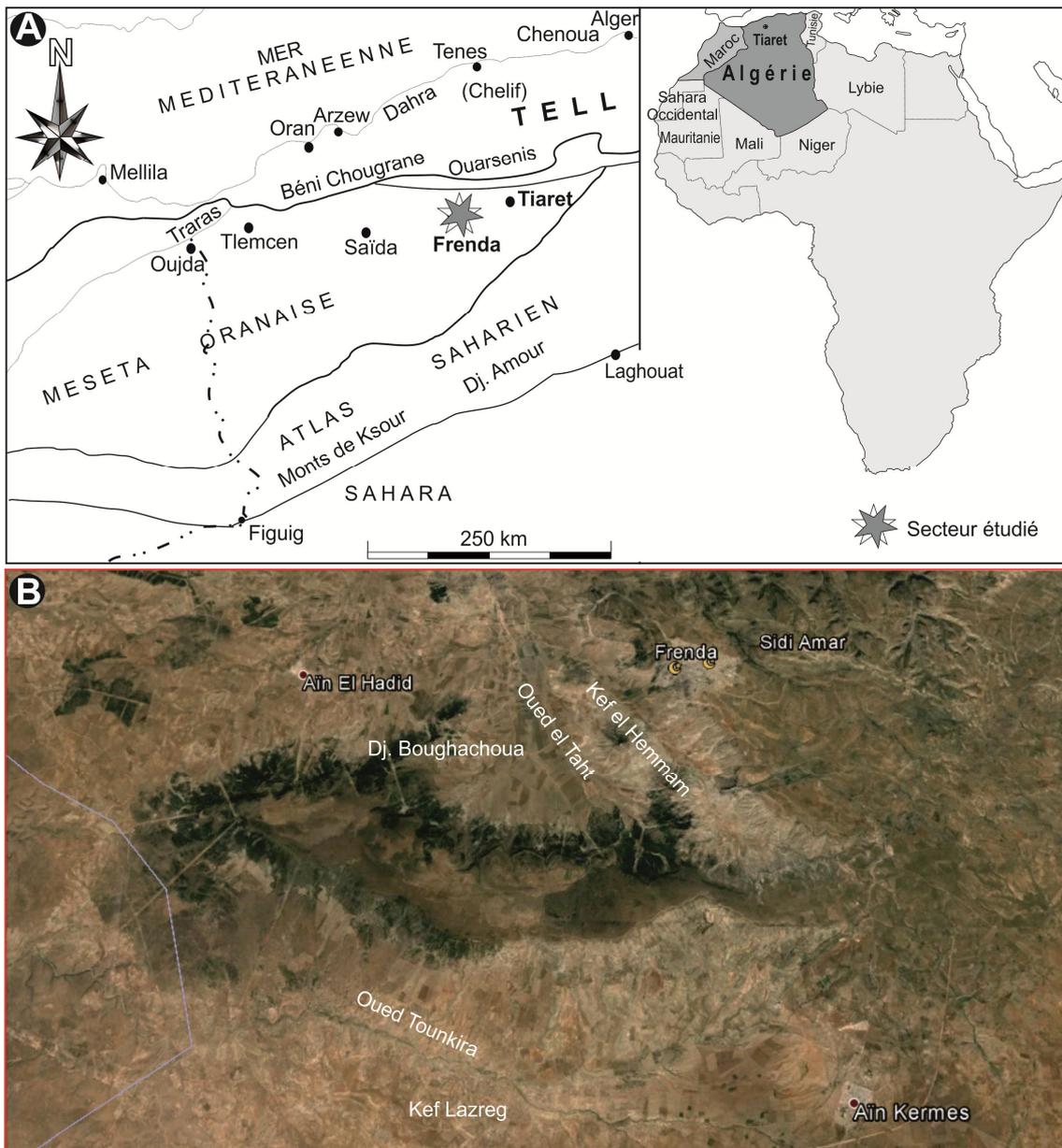


Fig. 13- Localisation géographique du secteur de Frenda. A: situation globale dans l'Algérie nord-occidentale; image satellitaire des sites exploités.

### I. B. 1. COUPE DE KEF EL HEMMAM-DJEBEL BOUGHACHOUA

Kef el Hemmam est situé à proximité de l'ancien cimetière, au Sud de la ville de Frenda. Djebel Boughachoua se localise à environ 3 km à l'Ouest de ce dernier (Fig. 14). Les deux localités sont bordées de l'Est par des dépôts tithoniques représentant la « Formation de Frenda » et la « Formation des Dolomies de Tlemcen », vers l'Ouest et le Nord-Ouest, les affleurements oxfordiens sont délimités par des remplissages et des croûtes quaternaires. Il faut signaler que Dj. Boughachoua, Dj. Boumia et Dj. Es Seghir sont mentionnés sur la carte 1/50000<sup>e</sup> de Frenda comme étant des synclinaux, dont les flancs sont représentés par les dépôts de la Formation des Argiles de Saïda et les cœurs sont matérialisés par la « Formation des Grès de Franchetti » et la « Formation des Dolomies de Tlemcen» (Ganev *et al.*, 1980).

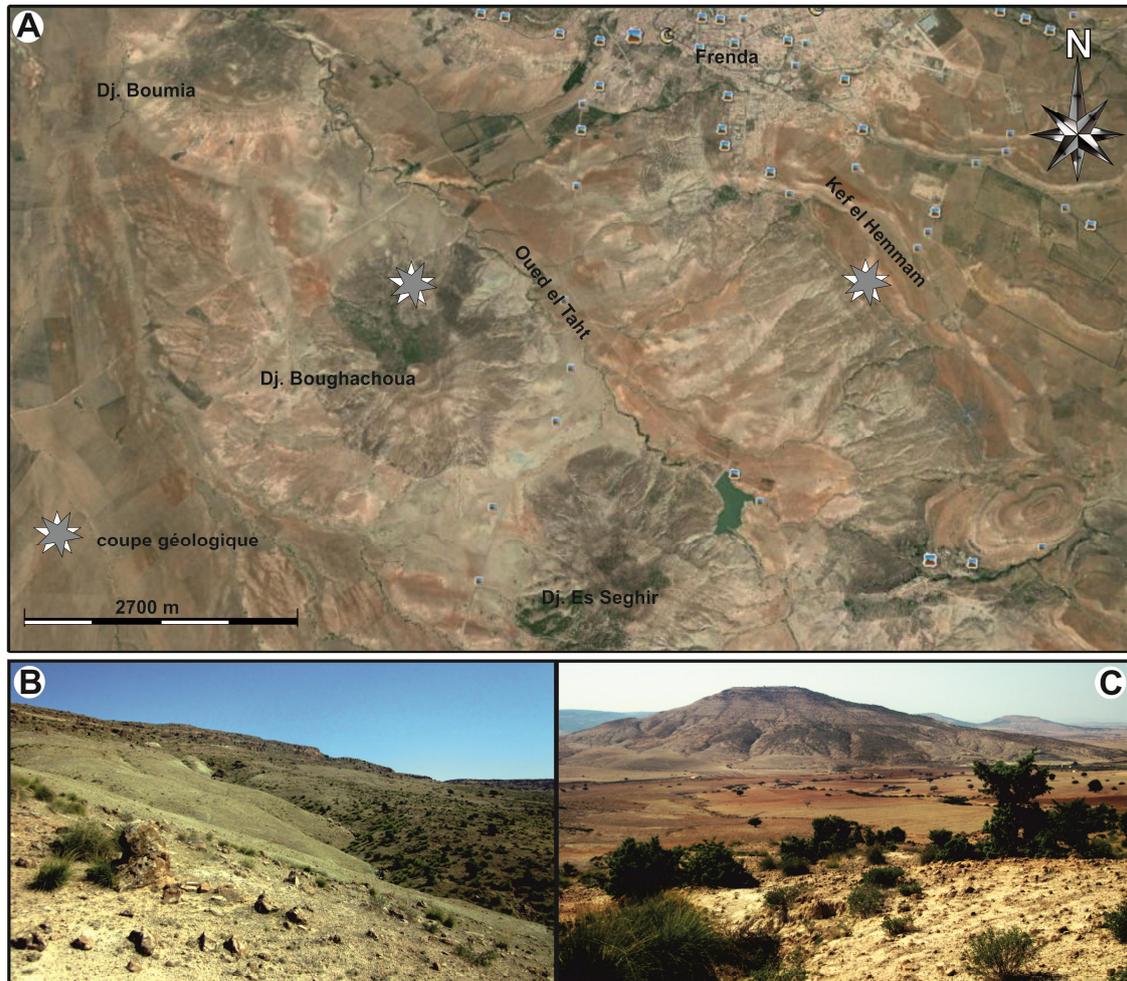


Fig.14- Localisation du Kef el Hemmam et Dj. Boughachoua . A: image satellitaire des deux sites; B et C: successivement photos panoramiques du Kef el Hemmam et Dj. Boughachoua.

Dans cette coupe, la Formation des Argiles de Saïda (Fig. 15) est caractérisée par la prédominance des argiles grisâtres à verdâtres intercalées de bancs gréseux à grains fins, épais de 0.05 à 0.60 m. L'interface des bancs montre des laminations horizontales, des termes gréseux massifs, des faisceaux superposés de laminations obliques unidirectionnelles (tangentiellles et sigmoïdales), des laminations de rides de vagues opposées ou oscillatoires et des laminations de rides de courant unidirectionnel. On peut distinguer également des litages obliques en mamelon à petite échelle (micro-HCS) « *small-scale hummocky cross-stratification* », des figures d'échappement des fluides et des laminations sub-horizontales. Exceptionnellement, on peut distinguer des laminations de couleur contrastée, constituées d'alternance de lamines claires et sombres. La base des bancs est souvent érosive, irrégulière, riche en figures de base, notamment des *flute-casts* et des *groove-marks*.

Les bancs gréseux et silteux sont le plus souvent chenalisés, affectés par des processus de *slumping*. La succession peut renfermer des niveaux localisés de nodules de septaria. La surface supérieure des bancs montre généralement des rides symétriques de vagues de type allongé, des rides de courant unidirectionnel ou lingoïdes, souvent abimées par la bioturbation. Les argiles sont intercalées aussi de trois niveaux fossilifères (NF1, NF2 et NF3), riches en fragments de faunes benthiques, en particulier de bivalves, d'échinides, de coraux solitaires et coloniaux (*Thecosmilia*. sp?), et d'ammonites Perisphinctidae. Ces niveaux sont de forme irrégulière, chenalisés et intensément bioturbés. Au sein de cette succession, une association de traces fossiles a été reconnue pour la première fois dans la région, il s'agit des ichnotaxons suivants (voir chapitre traces): ?*Archaeonassa* (Fenton & Fenton, 1937), ?*Cruziana* (d'Orbigny, 1842), *Palaeophycus* (Hall, 1847), *Phycodes* (Richter, 1850), *Lockeia* (James, 1879), *Rhizocorallium* (Zenker, 1836), *Spongeliomorpha* (Saporta, 1887), *Taenidium* (Heer, 1877) et *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944).

Les alternances argilo-gréseuses sont masquées par les « Dolomies d'el Gada » ou « Membre d'el Gada » (Ganev *et al.*, 1980), formant une épaisse corniche, de géométrie lenticulaire et de large extension latérale.

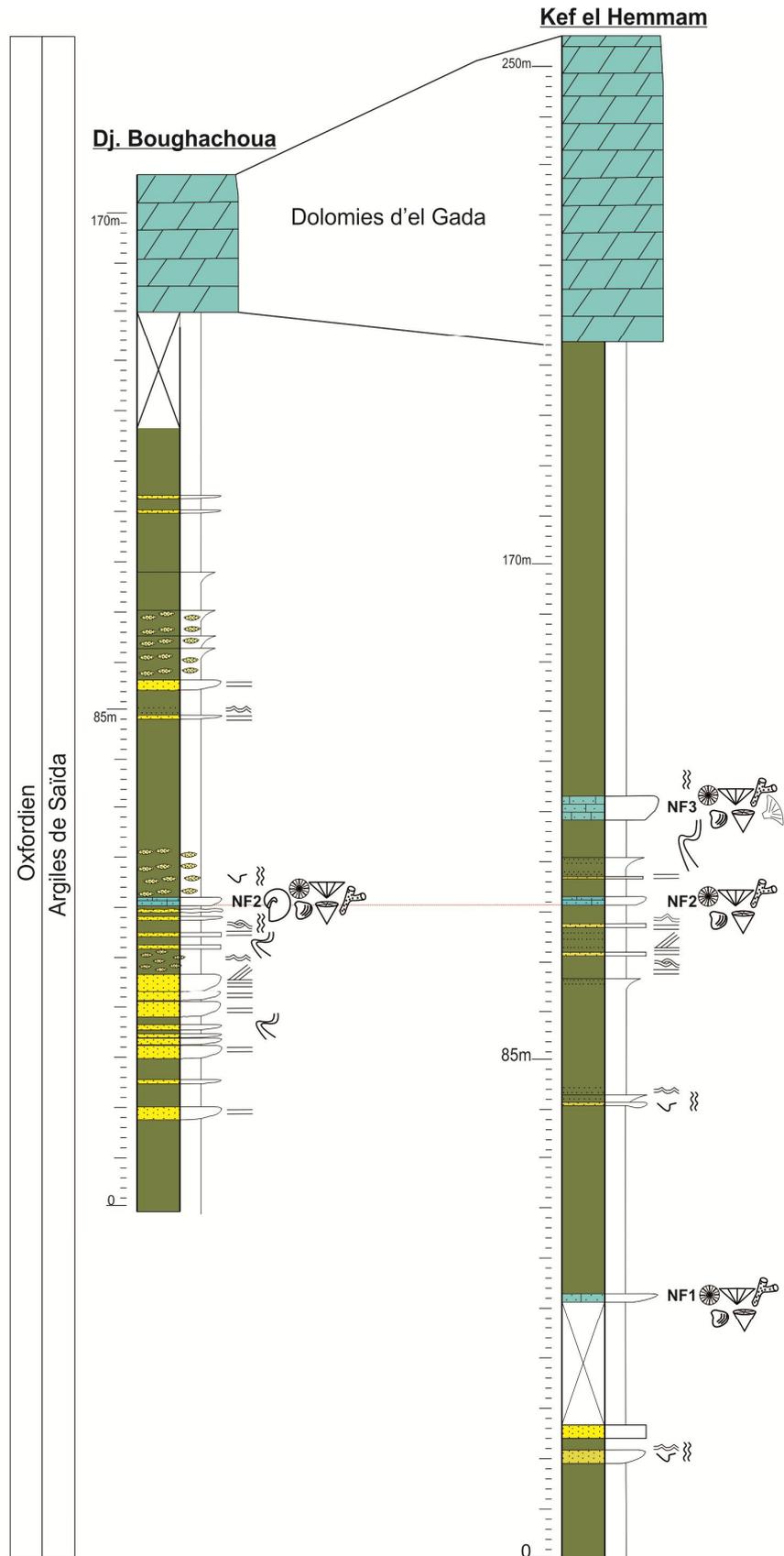


Fig. 15- Succession lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Saïda à Dj. Boughachoua et Kef el Hemmam (Frenda).

### I. B. 2. KEF LAZREG

Cette localité se situe à 20 km au Sud de la ville de Freneda au Nord de l'ancienne ferme (Fig. 16). Ce secteur correspond aux extrêmes limites sud-est des affleurements oxfordiens des régions explorées, signalés sur la carte géologique de Freneda au 1/50000° (Ganev *et al.*, 1980). Il est en particulier marqué par une corniche connue sous le nom de « Calcaires de Tounkira », de nature biodétritique surmontant des alternances argilo-gréseuses. Ces affleurements forment une bande longeant les deux rives de Oued Tounkira, mais ils sont plus importants sur la rive gauche et s'interposent au sein d'une plaine constituée de dépôts quaternaires, notamment Bled Zater et Bled Tires au Nord, et Dir Ben Azza au Sud.

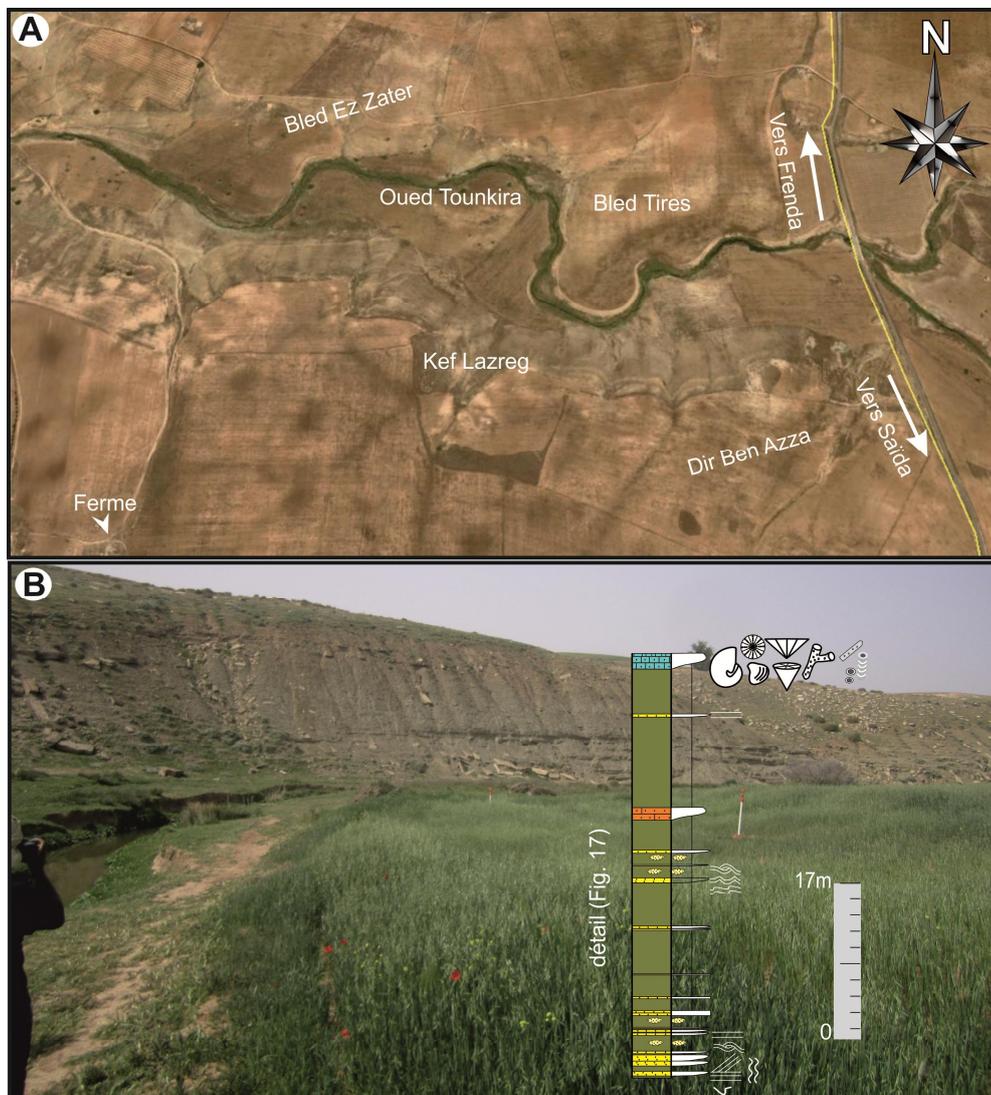


Fig. 16- Illustration photographique de la coupe de Kef Lazreg. A: image satellitaire du site; B: photo panoramique et colonne lithologique.

Dans ce secteur, la Formation des Argiles de Saïda se manifeste par une alternance argilo-gréseuse (Fig. 17), plus ou moins régulière, parfois rapprochée. Au niveau de la partie basale, les argiles montrent une épaisseur de 0,05 à 4 m, une couleur verdâtre, grisâtre à bleuâtre, et admettant des lentilles de siltites. Les grès sont en quasi-totalité de granulométrie fine, jaunâtres à marrons foncés, chenalisés, de 0.05 à 1 m d'épaisseur, parfois stratocroissants et sont séparés par des joints argileux. La base de la succession est marquée par une alternance rapprochée de 1 m d'épaisseur, constituée de bancs gréseux de 0.05 à 0.10 m et des feuilletts silto-argileux. L'interface des bancs est matérialisée par des termes massifs, des laminations horizontales, des stratifications lenticulaires, des laminites (couplets argiles-grès, *cf.* détail Fig. 46), des micro-HCS, des laminations de rides grimpanes. La surface supérieure est sculptée par des rides lingoïdes, des rides interférentes (co-génétiques *sensu* Guillocheau, 1983), ou des rides de courant unidirectionnel indiquant un sens d'écoulement NW-SE. La base des bancs est souvent irrégulière, à multiples figures d'érosion, parfois déformées par la charge. A noter des sillons d'érosion bien enregistrés en section transversale et longitudinale. Ces figures indiquent des sens d'écoulement globaux: SW-NE, SSW-NNE, WSW-ENE.

La succession est soulignée également par l'apparition de trois niveaux fossilifères (NF1, NF2 et NF3), de grès carbonatés, chenalisés, intensément bioturbés, à faunes d'ammonites oxfordiennes. La surface supérieure du troisième banc est tapissée d'une pellicule ferrugineuse bioturbée, à nombreuses empreintes d'ammonites. Vers l'Ouest, le sommet est marqué par la mise en place de trois niveaux de calcaires biodétritiques « Calcaires de Tounkira », riches en faunes d'ammonites signalées par Sapunov (1973). Des déterminations préliminaires révèlent la Zone à Plicatilis (Sous-Zone à Antecedens voire Vertebrales). Ces ammonites sont associées à de grosses bélemnites, des Térébratules de petite taille et d'autres faunes benthiques entières et/ou brisées (oursins, tiges de crinoïdes, polypiers...). La formation continue vers le Nord par une épaisse combe argileuse, coiffée par les « Dolomies d'el Gada » (Fig. 18A et B). Ces dernières sont affectées à la surface par des fissures polygonales. Ainsi, des grosses ovoïdes (Fig. 18C) ont été distinguées au sein de ces dolomies, probablement similaires aux *Snuff-ball* décrits dans le secteur des Traras orientaux (Benhamou, 1983).

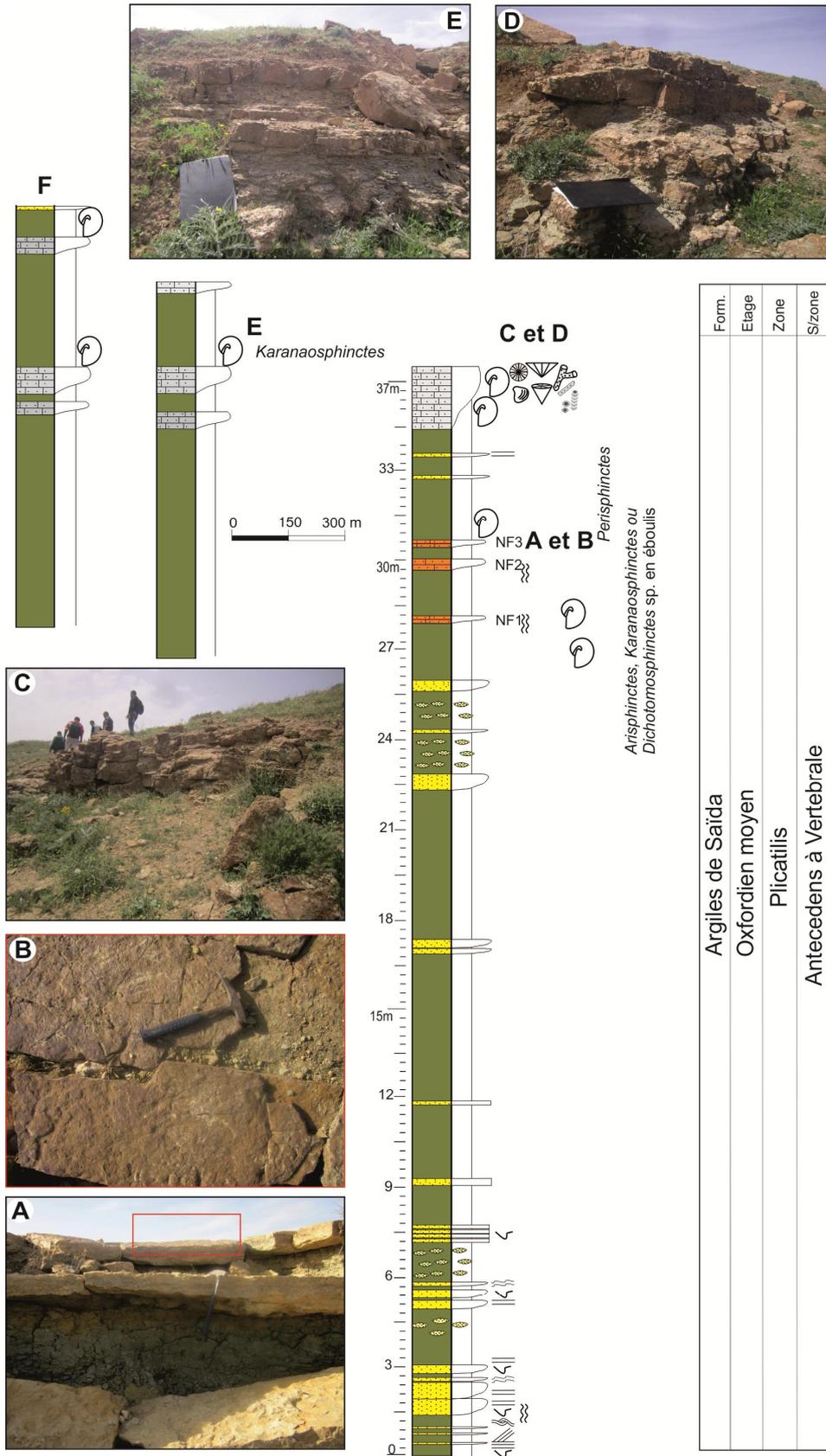


Fig. 17- Détail de la Figure 16B montrant la succession lithostratigraphique et les faunes associées. A: les trois niveaux fossilifères NF1, NF2 et NF3; B: surface ferrugineuse au sommet du NF3; C à F: « Calcaires de Tounkira ».

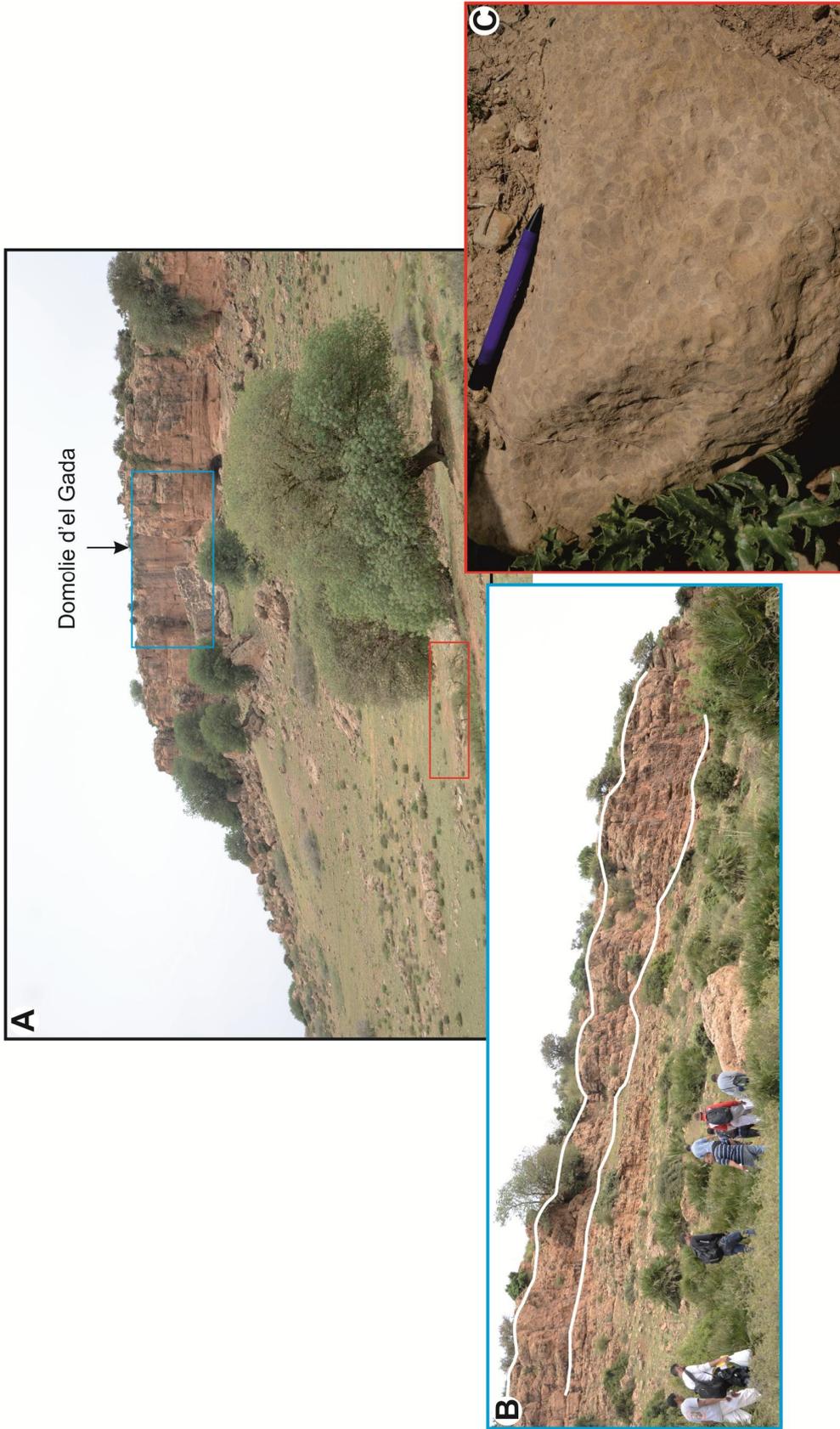


Fig. 18- Illustration photographique des « Domolies d'el Gada » à Dj. el Gada (Frenda). A: photo panoramique de la grande corniche dolomitique; B: illustration des chenalisations observées dans les dolomies (trait blanc); C: des grosses ovoïdes distinguées dans un bloc dolomitique.

### I. C. SECTEUR DE OUED MINA (Fig. 19)

Dans ce secteur, la coupe levée se situe à 7 km environ au Sud de la ville de Tiaret. La Formation des Argiles de Saïda est caractérisée par une épaisseur réduite et une extension latérale limitée. Les affleurements sont exposés sur la rive droite de l'Oued Mina entre la Route Nationale N°14 (RN14) et le village de Tegdemt.

La Formation des Argiles de Saïda se réserve à des dépôts de l'Oxfordien supérieur, qui sont délimités au Nord par Dj. Guezoul, au Sud par Kef el Gada et Ras el Kef. Au Nord de ce dernier, affleurent la Formation des « Grès de Sidi Ouadah » et la Formation des « Marno-calcaires de la Mina » (Ghali, 1984).

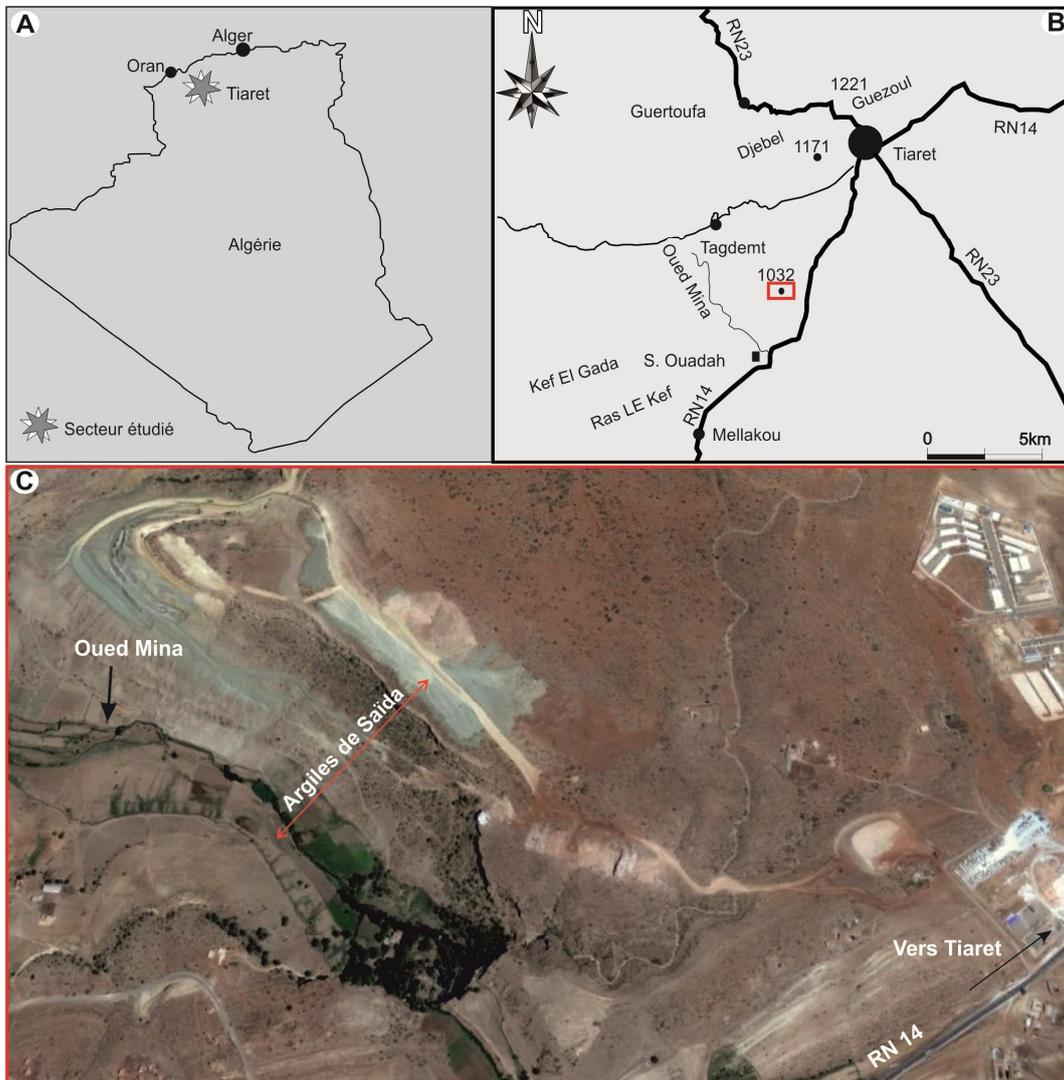


Fig. 19- Localisation du secteur de Oued Mina. A: situation géographique globale; B: situation géographique locale; C: image satellitaire du site.

Dans la région de Oued Mina, la Formation des Argiles de Saïda est représentée uniquement par ses deux premières unités (argilo-gréseuse inférieure et argilo-carbonatée médiane) (Fig. 20 et 21), l'unité argilo-gréseuse supérieure est absente.

#### **I. C. 2. 1. Unité argilo-gréseuse inférieure**

Cette unité débute par deux bancs gréseux (Fig. 20 et 21) chenalisés, épais de 0.40 à 0.80 m, de teinte marron à brunâtre, relativement durs, à surface bioturbée et oxydée. Ces bancs sont surmontés par une combe d'argiles feuilletées, verdâtres à grisâtre, à intercalations de siltites en plaquettes lenticulaires et de grès en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique (0,05 à 0,80 m).

Les bancs gréseux sont de couleur jaunâtre, à bases érosives tapissées par des figures d'affouillement et d'objets trainés. La structure interne des bancs est caractérisée par des laminations horizontales, des laminations entrecroisées, des laminations ondulées complexes ou de rides de vagues, des laminations oscillatoires et des laminations en chevron. La surface sommitale des bancs est souvent modelée par des rides de vagues et par des rides d'interférences.

Dans cette unité, une diversité de traces fossiles a été signalée, représentée par l'association suivante: *Chondrites* (Von Sternberg, 1833), *Conichnus* (Männil, 1966), *Crossopodia* (M'Coy, 1851), *Palaeophycus* (Hall, 1847), *Planotlies* (Nicholson, 1873), *Rusophycus* (M'Coy, 1851), *Sagittichnus* (Seilacher, 1953) et *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944).

#### **I. C. 2. 2. Unité argilo-carbonatée médiane**

Cette unité comporte exclusivement des bancs stratocroissants, de très faible continuité latérale, constitués de calcaires oolitiques, souvent dolomités, durs et bien stratifiés, grisâtres à bleuâtres, à inter-lits argileux, centimétriques à métriques (0.20 à 1.50 m). Le microfaciès des bancs carbonatés correspond à des oobiopelsparites à foraminifères, de texture généralement grainstone.

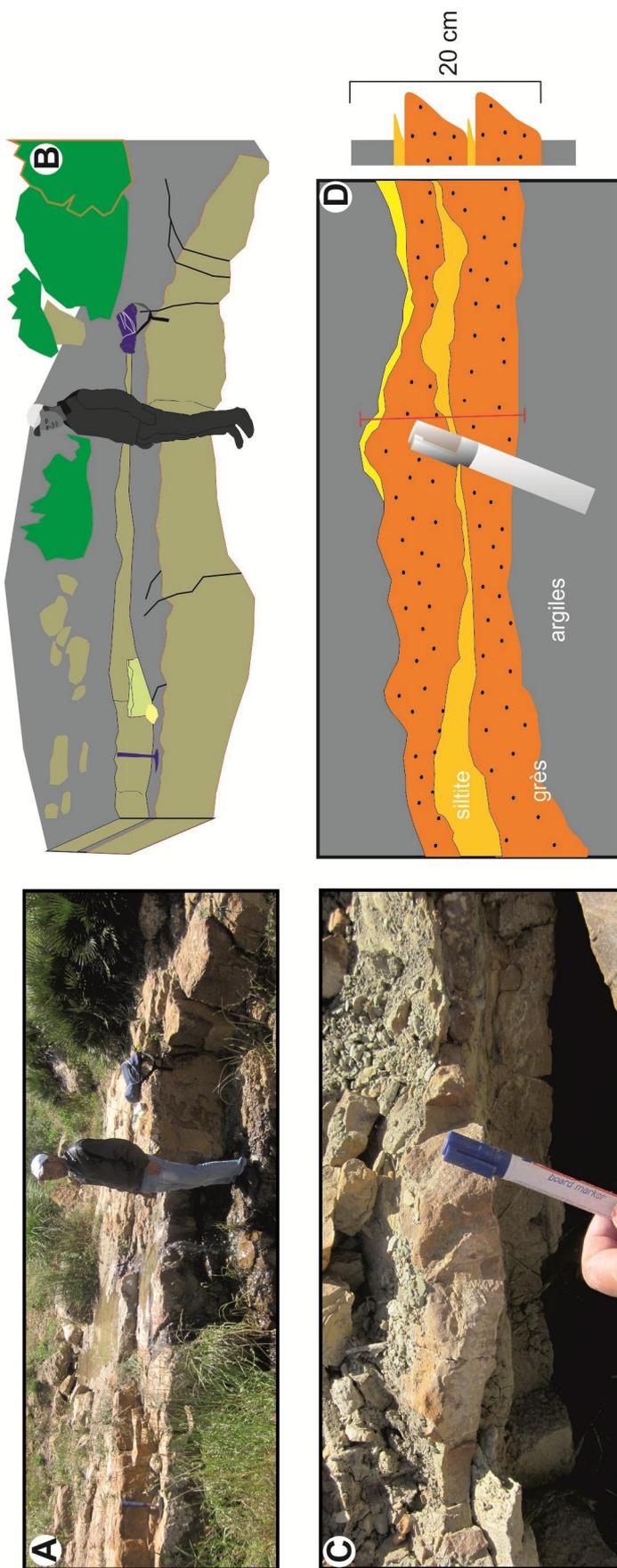


Fig. 20- Illustration photographique et schématique des chenalistiques observées dans l'unité argilo-gréseuse à Oued Mina. (A et B): le niveau gréseux basal; (C et D): des niveaux gréseux et argilo-silteux.

Cette unité argilo-carbonatée est encadrée respectivement à la limite inférieure et supérieure par deux corniches carbonatées. La deuxième corniche est plus importante en terme d'épaisseur, et elle apparaît en forme de lentilles discontinues, formant le « Membre ou Dolomies d'el Gada » (*sensu* Ganev *et al.*, 1972) ou « une lentille de deux couches carbonatées » (*sensu* Tchoumatchenco & Khrishev, 1992).

Ces deux corniches constituent deux repères stratigraphiques de faible continuité latérale, considérées ainsi comme un « Membre moyen » de la Formation des Argiles de Saïda (Tchoumatchenco, 1984, 1986).

Tchoumatchenco & Khrishev (1992, p. 45) notent uniquement que ces deux barres sont séparées par des argiles verdâtres, sans mentionner les bancs carbonatés qui s'interposent entre ces deux couches à l'Ouest des Cascades.

Cette unité argilo-carbonatée est caractérisée par la présence de deux niveaux fossilifères de calcaires biodétritiques (NF1 et NF2). Le premier niveau est bien décelé à la base de la première corniche, épais de 2 m environ, et il se disparaît latéralement vers l'Ouest. Il renferme une association de faunes benthiques très diversifiées, surtout des Rhynchonelles de grande taille (*Somalirhynchia africana* WEIR, *Striithyris* sp., *Dorsoplicathyris* sp., *Burmihynchia* sp.), des oursins réguliers et des polypiers solitaires, sans pour autant signaler des formes pélagiques. Le deuxième niveau est discerné à la base des « Dolomies d'el Gada » avec des faunes moins abondantes que le premier, à l'exception de rares Rhynchonelles aplaties.

Au Nord de la Cascade de Oued Mina, la surface du dernier banc carbonaté des « Dolomies d'el Gada » montre des indices d'émersion prolongée, représentés par des fissures polygonales à remplissage micritique rougeâtre, comparables à celles distinguées dans le secteur de Frenda.

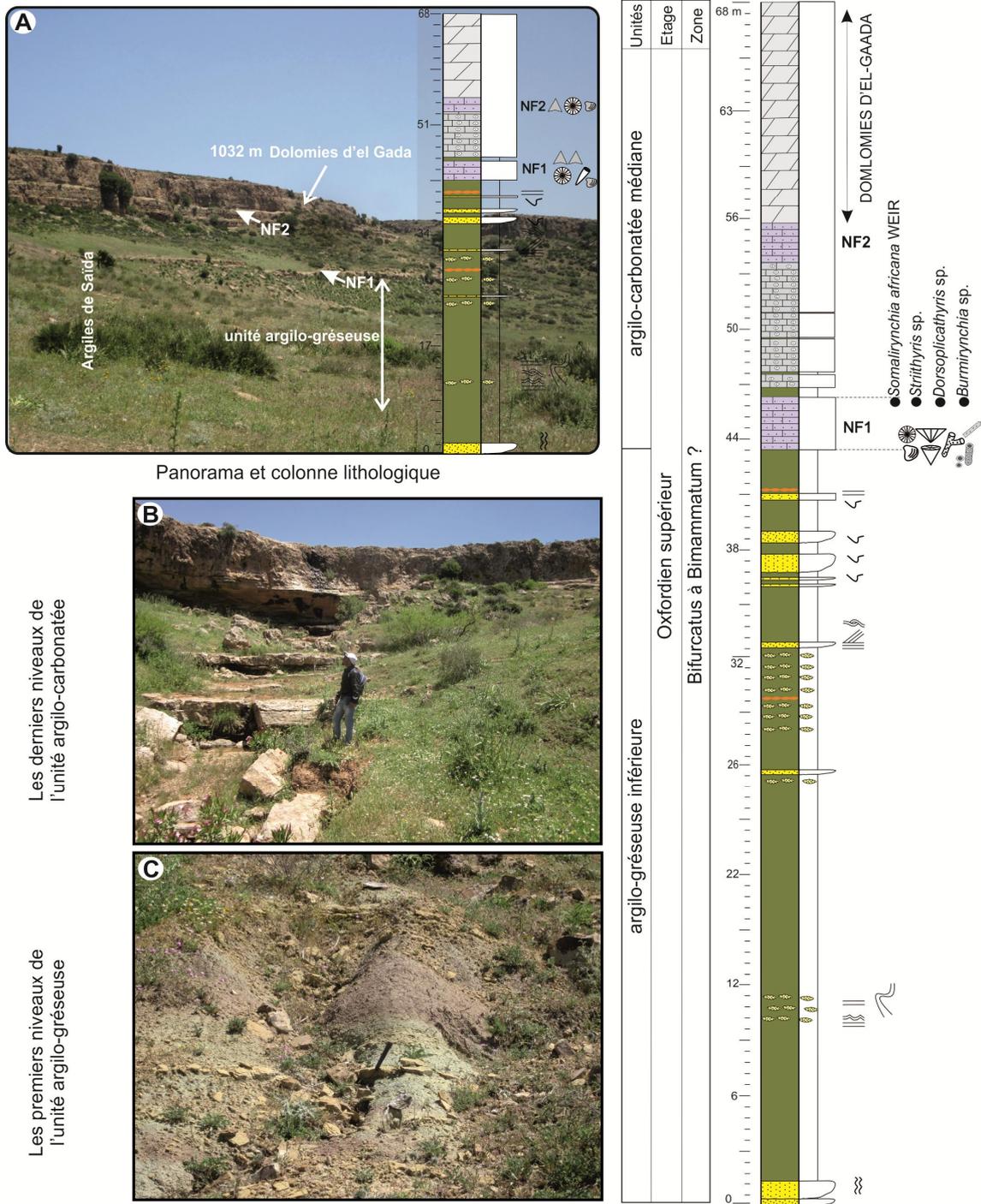


Fig. 21- Succession lithostratigraphique, biostratigraphie par les brachiopodes et illustration de la Formation des Argiles de Saïda à Oued Mina (les deux Sous-Zones à Bifurcatus à Bimammatum ? sont en comparaison avec le Travail de Tchoumatchenco & Khrishev, 1992 sur l'équivalent des mêmes niveaux fossilifères à Mechra Sfa).

## II. BIOSTRATIGRAPHIE

### II. A. INTRODUCTION

L'étage de l'Oxfordien a été proposé pour la première fois par d'Orbigny (1844) en référence aux Argiles d'Oxford (Comité d'Oxford, Angleterre). Ainsi, Arkell (1941) a désigné la région d'Oxford comme une région stratotypique par la dérivation du nom donné par d'Orbigny.

Dans cette région, les Calcaires argileux de l'Oxford (*Clunch Clay and Shale*), ont été décrits par Buckland sous l'expression « *Oxford, Forest or Fen Clay* ». L'Oxfordien a finalement été clairement défini par Arkell (1946, 1956), puis par Callomon (1964) lors du Colloque du Jurassique tenu au Luxembourg (1962).

La base de l'Oxfordien a été datée en valeur absolue grâce à l'anomalie magnétique, soit environ -161,2 millions d'années ( $\pm 4$ Ma) (cf. Gradstein *et al.*, 2004). Sur le plan biostratigraphique, la limite inférieure de l'Oxfordien est basée sur l'apparition de *Brightia thouxensis*, espèce indice du biohorizon de la base de la Sous-Zone à *Scarburgense*, Biozone à *Mariae*.

Le sommet de l'Oxfordien est déterminé par le début du Kimméridgien à la base de l'anomalie magnétique, dont l'âge a été mesuré à -155,7 millions d'années ( $\pm 4$ Ma) (cf. Gradstein *et al.*, 2004). Sur le plan biostratigraphique, cette limite est indiquée par l'apparition de *Pictonia baylei* (zonation standard boréale), ou l'apparition d'*Amoeboceras bauhini*.

### II. B. ECHELLE ADOPTÉE (Fig. 22)

Plusieurs travaux ont été menés pour réaliser un cadre biostratigraphique adopté (e.g., Opper, 1863, Cariou, 1966, Enay, 1966). Dans cette étude, l'échelle adoptée pour l'Oxfordien moyen et supérieur est celle réalisée pour le domaine téthysien par de nombreux auteurs (Cariou & Hantzpergue, 1997; Cariou *et al.*, 1997; Glowniak, 2000; Bert *et al.*, 2003; Bert, 2004; Bert & Enay, 2004; Bert *et al.*, 2009).



Dans cette présente étude, les faunes d'ammonites associées ont permis d'identifier la Zone à *Transversarium* avec trois biozones (Sous-Zone à *Parandieri*, Biohorizon à *Parandieri*, Sous-Zone à *Schilli* et Sous-Zone à *Rotoides*) et la Zone à *Bifurcatus* (Sous-Zone à *Stenocycloides* et Sous-Zone à *Grossouvrei*) distinguées par Cariou et Meléndez (1990) et Cariou *et al.* (1991) et mises à jours par Bert *et al.* (2009). Cette biozotation parallèle fournit de très bonnes corrélations à l'échelle de la sous-zone voire à l'horizon.

Selon les coupes levées, les ammonites sont associées à un faciès de calcaire ferrugineux, bioturbé voire grumeleux, similaire au « faciès ammonitico-rosso », ne dépassant pas 0.15 m d'épaisseur, ou bien des calcaires biodétritiques décimétriques à métriques.

## II. C. DONNEES D'AMMONITES

La Formation des Argiles de Saïda est très peu connue sur le plan biostratigraphique dans le domaine tlemcenien oriental. Seuls des reliefs avoisinants qui ont été exploités au niveau du Djebel Bechtout et de Bou Rheddou (Atrops et Benest, 1984, 1986, 1994; Benosman, 1990) (*cf* Bert *et al.*, 2009) au Nord de la ville de Tiaret (limite nord orientale du domaine étudié). Les nouvelles investigations menées dans la région de Takhemaret ont permis de situer plusieurs niveaux à ammonites dans les différentes unités reconnues, dont les principaux gisements sont bien repérés; il s'agit en particulier de Djebel Brame, Béni Berdaâ, el Abadla et Oum el Alou (Fig. 7, p. 27). Malheureusement, la préservation des ammonites est souvent incomplète, et l'attribution systématique n'a pas toujours pu se faire au niveau spécifique. Les niveaux à ammonites permettent d'établir la biozotation suivante (Fig. 23):

### II. C. 1. BIOZOATION

#### II. C. 1. 1. Zone à *Transversarium*

**II. C. 1. 1. 1. Sous-Zone à *Parandieri*** (PL. I et PL. II, Fig. 1-7): elle est mise en évidence au niveau du gisement d'el Abadla par l'association de *Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr, 1871), *Lissoceratoides erato* (d'Orbigny, 1850),

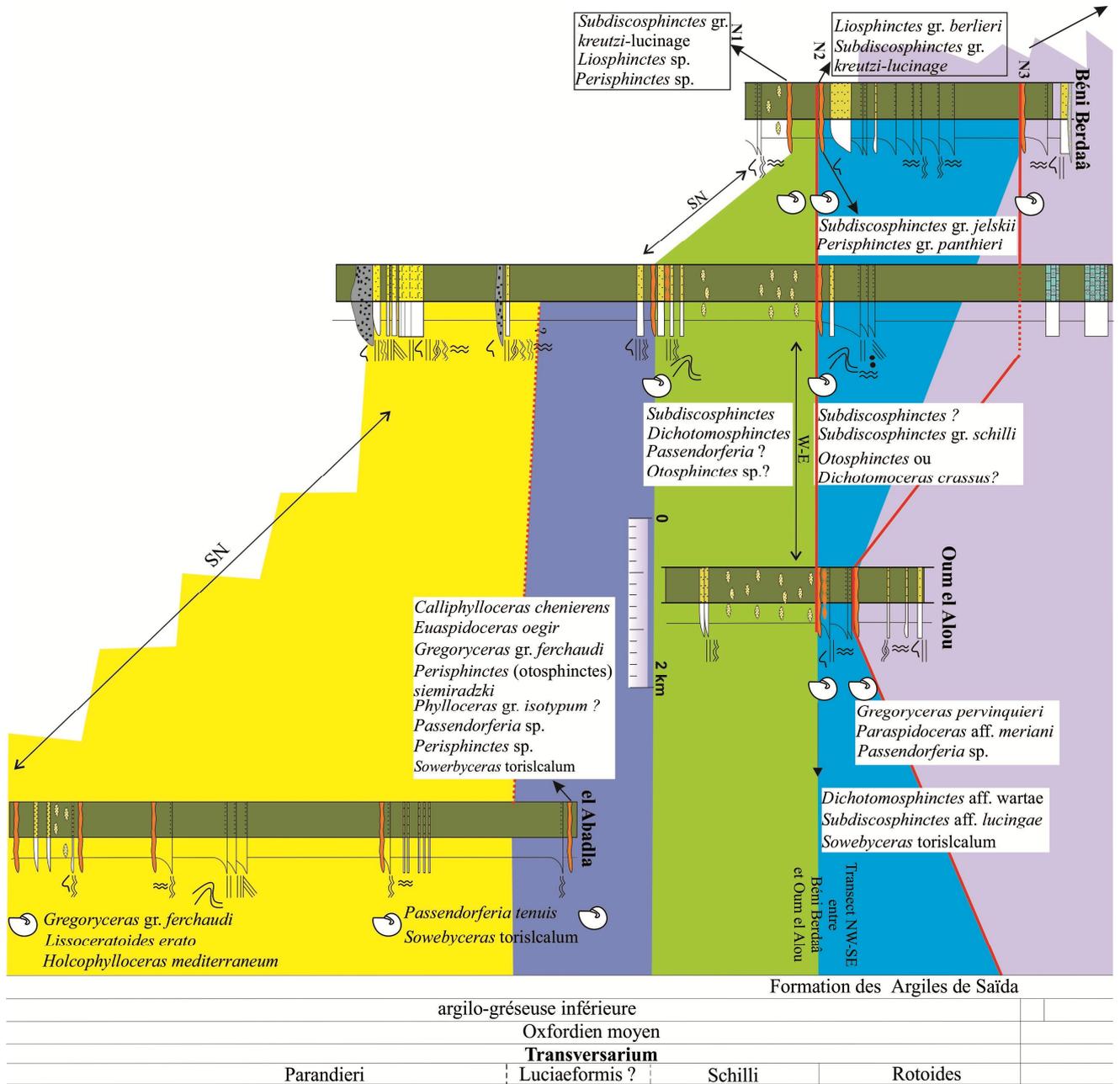
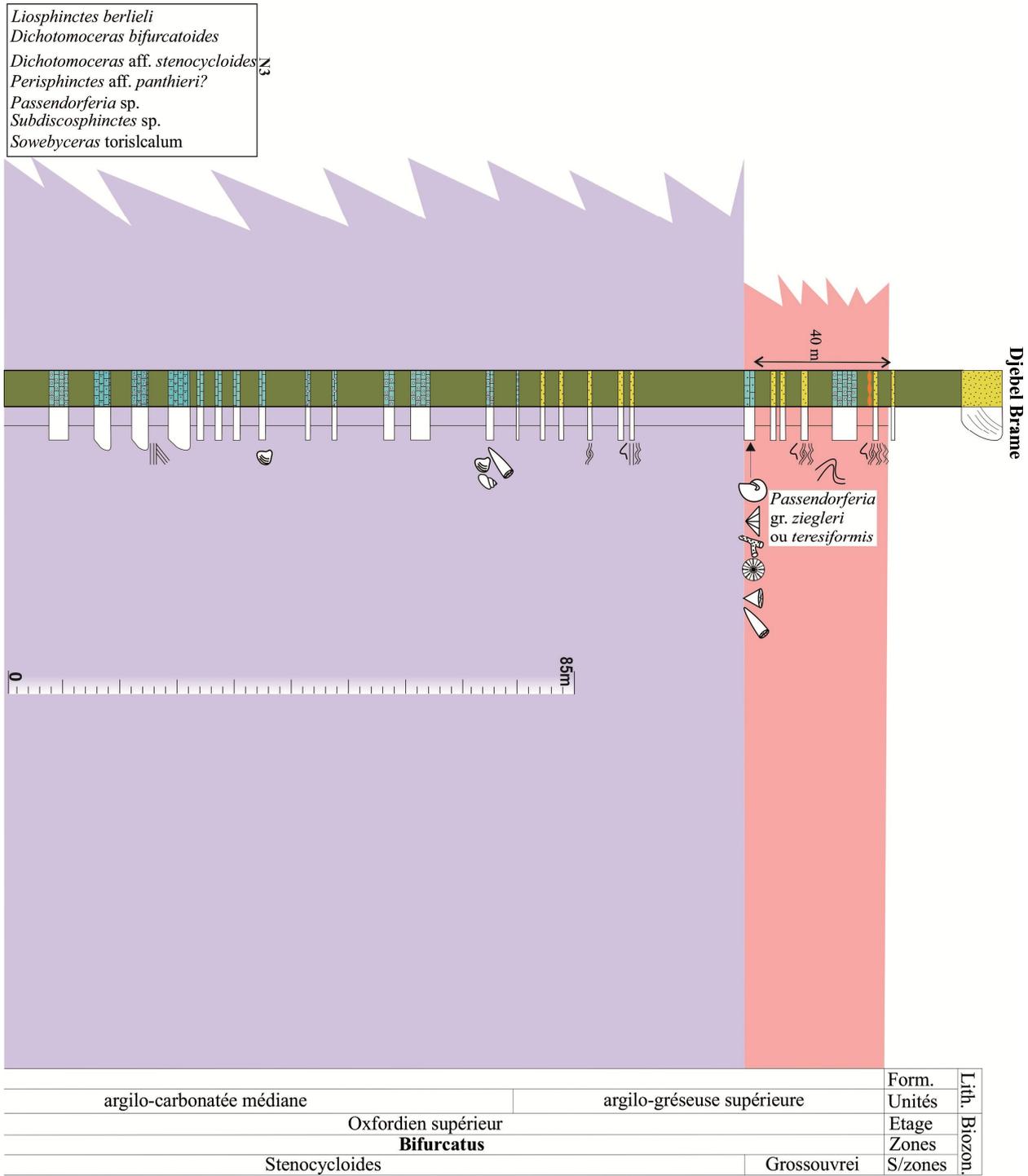


Fig. 23- Essai de corrélation biostratigraphique par les ammonites dans la région de Takhemaret.



*Passendorferia tenuis* (Enay, 1966), *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *siemiradzki* Enay, 1966, *Phylloceras* gr. *isotypum* (Benecke, 1866), *Euaspidoceras oegir* (Oppel, 1863), *Taramelliceras obumbrans* (Hölder, 1955), *Perisphinctes* sp., *Calliphylloceras cheneriense* (Munier-Chalmas, 1892, in Sayn & Roman, 1930), et surtout par la présence de *Gregoryceras* du groupe de *G. ferchaudi* Bert, 2004 (PL. I, Fig. 2 et PL. II, Fig. 2). Cette dernière espèce représente l'élément le plus significatif de l'ammonitofaune sur le plan biostratigraphique. En effet, même si les spécimens étudiés sont incomplets avec l'absence du stade juvénile lisse, leurs autres caractères morphologiques permettent d'assurer une datation relativement précise, à la fois par la rétroversion des côtes latérales et l'aspect de l'ornementation sur le ventre (*cf.* Bert, 2004; Bert *et al.*, 2009; Cherif *et al.*, 2015).

**II. C. 1. 1. 2. Sous-Zone à Luciaeformis:** aucun fossile significatif de cette sous-zone n'a été récolté jusqu'à présent. Toutefois, sa présence est possible dans l'intervalle des bancs entre la limite basale des niveaux datés de la Sous-Zone à Schilli, et ceux datés de la Sous-Zone à Parandieri. Bien entendu, la précision biostratigraphique actuelle ne permet pas de mettre en évidence d'éventuelles lacunes, et de nouvelles recherches sont nécessaires pour confirmer la présence de cette sous-zone.

**II. C. 1. 1. 3. Sous-Zone à Schilli** (PL. II, Fig. 8, PL. III, Fig. 3) : A Béni Bérdaâ, elle pourrait être représentée par *Subdiscosphinctes* gr. *kreutzii* (Siemiradzki, 1891)/*lucingae* (Favre, 1875), *Subdiscosphinctes*, *Liosphinctes* sp., *Perisphinctes* sp. Elle pourrait être matérialisée à Djebel Brame par la présence de *Subdiscosphinctes* et *Dichotomosphinctes*. Etant donné leur état très fragmentaire, ces spécimens ne sont pas déterminables sur le plan spécifique. Toutefois, leur morphologie rappelle celle connue habituellement dans la Sous-Zone à Schilli, ce qui permet de supposer la présence des niveaux de cet âge. De nouvelles données seront bien entendu encore nécessaires pour confirmer cette proposition.

**II. C. 1. 1. 4. Sous-Zone à Rotoides** (PL. III, Fig. 1-2, Fig. 4-9 et PL. IV, Fig. 1): elle est bien marquée à Béni Berdaâ par la présence de *Subdiscosphinctes* gr. *jelskii* (Siemiradzki, 1891) et de *Subdiscosphinctes* gr. *kreutzii* (Siemiradzki, 1891)/*lucingae*

(Favre, 1875) (qui indique aussi la Sous-Zone à Schilli), un possible ?*Perisphinctes* aff. *panthieri* Enay, 1966 (PL. IV, Fig. 1) a été récolté dans le même niveau. A Oum el Alou, la Sous-Zone à Rotoides est représentée par *Dichotomosphinctes* aff. *wartae* (Buckowski, 1887) et *Subdiscosphinctes* aff. *luncingae* (Favre, 1875); un spécimen attribué à ?*Otosphinctes* sp. a également été récolté dans les mêmes niveaux.

A Djebel Brame, la présence d'un possible *Dichotomoceras crassus* (Enay, 1966) et de *Larcheria* gr. *schilli* (Oppel, 1863) dans le même niveau, laisse penser qu'il puisse exister des condensations fauniques entre les Sous-Zones à Rotoides et à Stenocycloïdes, voire la Sous-Zone à Grossouvrei.

## II. C. 1. 2. Zone à Bifurcatus

**II. C. 1. 2. 1. Sous-Zone à Stenocycloïdes** (PL. IV, Fig. 2-5): la présence de l'horizon à Bifurcatoides est attestée à Béni Berdaâ par l'espèce indice *Dichotomoceras bifurcatoides* (Enay, 1966), associée le plus souvent à *Dichotomoceras* aff. *stenocycloïdes* (Siemiradzki, 1898), *Liosphinctes berlieri*, *Perisphinctes* aff. *panthieri* Enay, 1966 et *Subdiscosphinctes* sp. A Djebel Oum el Alou, la Sous-Zone à Stenocycloïdes est attestée sans ambiguïté par *Gregoryceras pervinquieri* (Spath, 1913), *Paraspidoceras* aff. *meriani* (Oppel, 1863) et *Subdiscosphinctes luncingae*, qu'on retrouve associés à *Passendorferia* sp.

**II. C. 1. 2. 2. Sous-Zone à Grossouvrei** (PL. IV, Fig. 6): la présence de cette sous-zone est incertaine à Djebel Brame, où elle pourrait être représentée par un seul exemplaire de *Passendorferia* gr. *ziegleri* Brochwicz-Lewinski, 1973 ou *teresiformis* Brochwicz-Lewinski, 1973, qui se trouve en association avec une abondante faune de brachiopodes. Les *Passendorferia* de ce groupe ont également été cités dans la Sous-Zone à Grossouvrei des dépôts néritiques de l'Oxfordien supérieur du Nord-Aquitain (Hantzpergue & Branger, 1992) et de la Hongrie (Fözy et Meléndez, 1996).

Les données biostratigraphiques obtenues dans le présent travail peuvent être comparées avec celles d'autres travaux effectués dans des provinces à affinités téthysiennes. Elles sont compatibles avec la zonation standard (Cariou et Hantzpergue,

1997), et la présence du genre *Gregoryceras* permet de bonnes corrélations des niveaux dans lesquels ils ont été récoltés par l'utilisation de l'échelle biostratigraphique parallèle basée sur ce groupe (Bert, 2004; Bert *et al.*, 2009). Ce travail vient donc en complément des nombreuses citations d'espèces indices des Zones à *Transversarium* et à *Bifurcatus* connues en Espagne méridionale (Caravaca, Bert *et al.*, 2009), en Algérie occidentale (Tiaret, Atrops et Benest, 1984; Bensosman, 1990; Bert *et al.*, 2009) et en Tunisie septentrionale (Dorsale Tunisienne, Bert *et al.*, 2009) (voir une revue de la littérature *in* Bert *et al.*, 2009).

Dans la région de Frenda, en particulier à Kef Lazreg, les premières déterminations montrent la présence d'un *Kranaosphinctes*, *Dichotomoshinctes* sp., un possible *Perisphinctes* du groupe panthieri, ou peut-être plus ancien comme *P. martelli/parendieri*. Ces ammonitofaunes indiquent la base de l'Oxfordien moyen (Zone à *Plicatilis*, Sous-Zone à *Vertebrata* voire *Antecedens*).

## II. C. 2. COMPARAISON ET PALEOBIOGEOGRAPHIE (Fig. 24 et 25)

On opte dans cette partie les travaux de Bert *et al.* (2009) effectués dans plusieurs régions méditerranéennes. Généralement, cette province a pour éléments communs de présenter un Oxfordien à faciès identique à celui de l'ammonitico-rosso ou de calcaires noduleux. Plusieurs tentatives ont été effectuées sur cet aspect (Foucault, 1971; Azéma, 1977; Atrops et Benest, 1984, 1986; Benosman, 1990; Soussi *et al.*, 1999), révisées ultérieurement (Bert *et al.*, 2003; Bert et Enay, 2004; Bert, 2004).

### II. C. 2. 1. OUEST DE LA FRANCE (Quereilhac, 2009)

Dans cette comparaison, nous avons pris l'exemple du Nord de Poitier, dont le travail le plus récent est celui de Quereilhac (2009) qui a diversement cité les différentes ammonites de l'Oxfordien moyen et supérieur avec leurs différentes biozonations.

#### II. C. 2. 1. 1. Oxfordien moyen

La Zone à *Transversarium* est représentée par les deux Sous-Zones à *Parandieri* et *Luciaeformis*. Pour la première, elle est attestée par l'association suivante: *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *siemiradzki* (Enay, 1966), *Perisphinctes*

(*Dichotomosphinctes elisabethae* (de Riaz, 1898), *Euaspidoceras rotari* (Oppel, 1863). Pour la deuxième, on peut signaler quelques espèces citées par cet auteur: *Taramelliceras (Taramelliceras) dentostriatum* (Quenstedt, 1887), *Taramelliceras (Taramelliceras) bachianum* (Oppel, 1863), *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) luciaeformis* (Enay, 1966); *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) elisabethae* (de Riaz, 1898), *Euaspidoceras rotari* (Oppel, 1863), *Euaspidoceras oegir* (Oppel, 1863), *Gregoryceras (Gregoryceras) transversarium* (Quenstedt, 1847), *Lissoceratoides erato* (d'Orbigny, 1847). Cependant, la Sous-Zone à Schilli est mal représentée et ne présente que très peu d'individus.

La Sous-Zone à Rotoides est également marquée par de rares individus, représentés essentiellement par *Perisphinctinae (Dichotomoceras) sp.*, *Trimarginites trimarginatus* (Oppel, 1863), *Trimarginites arolicus* (Oppel, 1863).

## II. C. 2. 1. 2. Oxfordien supérieur

Pour la Zone à *Bifurcatus*, la Sous-Zone à *Stenocycloides* est attestée par les espèces: *Perisphinctes (Dichotomoceras) stenocycloides* (Siemiradzki, 1898), *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatoides* Enay, 1966, *Perisphinctes (Dichotomoceras) crassus* Enay, 1966.

La Sous-Zone à *Grossouvrei* est attestée grâce à la présence des *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus* (Quenstedt, 1847), *Perisphinctes (Dichotomoceras) crassus* Enay, 1966, *Euaspidoceras lenki* (Dorn, 1923), *Gregoryceras (Gregoryceras) fouquei* (Kilian), *Ochetoceras (Ochetoceras) basseae* Fradin, 1947, *Ochetoceras (Ochetoceras) raixense* Fradin, 1947.

## II. C. 2. 2. ESPAGNE MERIDIONALE (Bert *et al.*, 2009)

### II. C. 2. 2. 1. Oxfordien moyen

Les gisements sont situés dans la partie orientale des Chaînes bétiques et se répartissent d'Est en Ouest, depuis le Nord d'Alicante jusqu'à la Sierra de Cazorla, à l'Est de Jaén. Les ammonites de ces gisements ont été étudiées par Barthel *et al.* (1966),

Foucault (1971), Sequeiros (1974) et Azéma (1977), et révisées par Bert (2004), Bert et Enay (2004), Bert *et al.* (2009).

La Zone à *Transversarium* est représentée par une association faunique homogène sans subdivisions fines, notamment les sous-zones « standard » (Cariou et Meléndez, 1990; Cariou *et al.*, 1991), qui sont représentées par *G. ferchaudi*, Bert, espèce de la Sous-Zone à Parandieri (Bert, 2004), rencontrée en éboulis dans la Sierra Quípar. Ainsi, cette sous-zone pourrait être repérée par des *Euaspidoceratidaes* et des *Perisphinctidaes*. La Sous-Zone à *Luciaeformis* (Cariou *et al.*, 1997) a été attribuée grâce à la présence de *G. aff. transversarium* (Quenstedt) en association avec *Sequeirosia (Gemmellarites) trichoploca* (Gemmellaro).

Cependant, la Sous-Zone à Schilli est présente grâce aux *G. transversarium* (Quenstedt) au-dessous de *G. devauxi* Bert et Enay. Au Sud, cette même espèce est associée avec *Sequeirosia (Gemmellarites) gr. trichoploca* (Gemmellaro) et *Euaspidoceras (Euaspidoceras) cf. oegir* (Oppel). Cette sous-zone est indiquée aussi par l'existence du *G. fouquei* (Kilian) ou les premiers *Dichotomoceras bifurcatoides* Enay.

## **II. C. 2. 2. 2. Oxfordien supérieur**

La limite Oxfordien moyen-supérieur (base de la Zone à *Bifurcatus*, Sous-Zone à *Stenocycloides*) est attestée par *G. pervinquieri* (Spath). Les associations fauniques rendent la Sous-Zone à *Grossouvrei* imprécise qui est comprise entre les niveaux de la Sous-Zone à *Stenocycloides* et les premiers *Epipeltoceras* de la Zone à *Bimammatum* (Sous-Zone à *Bimammatum*), représentés par des *Epipeltoceras bimammatum* (Quenstedt) et *E. treptense* Enay. La Sous-Zone à *Grossouvrei* peut être suggérée par *G. benosmanae* nov. sp. signalée à Cazorla en éboulis.

## **II. C. 2. 3. TUNISIE SEPTENTRIONALE (Bert *et al.*, 2009)**

Les travaux essentiels qui ont abordé la Tunisie septentrionale sont ceux de Soussi *et al.* (1999) et Enay *et al.* (2005).

### **II. C. 2. 3. 1. Oxfordien moyen**

La Zone à *Transversarium* est représentée par une association d'Aspidoceratidae, de Passendorferiinae et d'Oppeliidae. La séparation entre les sous-zones et même les horizons standards distingués par Cariou & Meléndez (1990) et Cariou *et al.* (1991) est pratiquement incertaine. La Zone à Schilli est représentée par *G. devauxi* Bert et Enay, 2004 et les derniers niveaux attribuables à la Zone à *Transversarium* renferment *G. fouquei* (Kilian).

### II. C. 2. 3. 2. Oxfordien supérieur

La limite Oxfordien moyen-supérieur est mal précise. La Sous-Zone à *Grossouvrei* est représentée par *Perisphinctes (D.) cf. grossouvrei* Siemiradzki et *Ochetoceras cf. hispidiforme* (Oppel).

### II. C. 2. 4. NORD DE L'ITALIE (Channell *et al.*, 1990)

Les ammonites étudiées ici proviennent du plateau de Trento et concernent les ammonitico-rosso calcaires d'âge callovo-oxfordien. La zonation adoptée pour l'Oxfordien est celle établie par Mouterde *et al.* (1971) pour les provinces subméditerranéennes, dont l'intervalle Oxfordien couvre le sommet de la succession.

La Zone à *Transversarium* est attestée par les espèces: *Lytoceras orsinii* Gemmellaro, *Gregoryceras (G.) fouquei* (Kilian, 1889), *Passendorferia (P.) uptonoides* (Enay), *Gregoryceras (G.) fouquei*, *Calliphyloceras manfredi* (Oppel), *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny), *Proscaphites* sp, et probablement la Sous Zone à Schilli.

La Zone à *Bifurcatus* est indiquée par: *Passendorferia (P.) uptonoides*, *Taramelliceras (T.) costatum pinque* (Quenstedt) (Melendez, 1989).

En plus de ces régions d'affinité téthysienne, quelques rares espèces suscitées ont été signalées dans quelques régions de l'Europe de l'Est, citons quelques exemples: *Lissoceratoides erato* et *Holcophylloceras mediterraneum*, indiquées dans l'Oxfordien du Sud de Pologne (des environs de Cracovie) (Tarkowski, 1983).

Zonation standard		Province				
Sous-zones	Biohorizons	Ouest de la France (Quereilhac, 2009)	Espagne méridionale (Bert et al., 2009)	Domaine Tlemcentien oriental (présent travail)	Tunisie septentrionale (Bert et al., 2009)	Nord de l'Italie (Channell et al., 1990)
Grossouvrei	Grossouvrei	Ochetoceras ( <i>Ochetoceras</i> ) <i>basseae</i> <i>Gregoryceras</i> ( <i>Gregoryceras</i> ) <i>fouquei</i> <i>Euaspidoceras lenki</i> <i>Dichotomoceras bifurcatus</i>	<i>Gregoryceras benosmanae</i> nov. sp.	<i>Passendorferia</i> gr. <i>ziegleri</i> ou <i>teresiformis</i>	<i>Ochetoceras</i> cf. <i>hispidiforme</i> <i>Perisphinctes</i> (D) cf. <i>Grossouvrei</i> <i>Siemiradzki</i>	<i>Taramelliceras</i> ( <i>Taramelliceras</i> ) <i>pirique</i> <i>Passendorferia</i> (P) <i>uptonoides</i>
	Stenocycloides	«Duongae» «Bifurcatoides»	<i>Dichotomoceras crassus</i> <i>Dichotomoceras stenocycloides</i> <i>Dichotomoceras bifurcatoides</i> <i>Trimarginites arolicus</i> <i>Trimarginatus Trimarginatus</i> <i>Dichotomoceras</i> sp.	<i>Otosphinctes</i> ou <i>Dichotomoceras crassus</i> ? <i>Paraspidoceras</i> aff. <i>meriani</i> <i>Passendorferia</i> sp. <i>Dichotomoceras</i> aff. <i>stenocycloides</i> <i>Gregoryceras pervinquieri</i> <i>Dichotomoceras bifurcatoides</i>	existence incertaine	
Rotoides	Rotoides	<i>Luciaeformis</i>	<i>Gregoryceras pervinquieri</i> <i>Dichotomoceras bifurcatoides</i>	<i>Subdiscosphinctes</i> gr. <i>jelskii</i> <i>Perisphinctes</i> gr. <i>panthieri</i>		<i>Proscaphites</i> sp. <i>Calliphyceras manfredi</i> <i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> <i>Passendorferia</i> (P) <i>uptonoides</i> <i>Gregoryceras</i> (G.) <i>fouquei</i> <i>Lytoeras orsinii gemmerallo</i>
Schilli	Subschilli Schilli	<i>très mal représentée</i>	<i>Gregoryceras fouquei</i>	<i>Subdiscosphinctes</i> gr. <i>kreutzii-lucinae</i> <i>Liosphinctes</i> gr. <i>berlieri</i>	<i>Gregoryceras fouquei</i>	
Luciaeformis	Luciaeformis	<i>Lissoceratoides erato</i> <i>Euaspidoceras oegir</i> <i>Gregoryceras</i> ( <i>Gregoryceras</i> ) <i>transversarium</i> <i>Perisphinctes</i> ( <i>dichotosphinctes</i> ) <i>Luciaeformis</i> <i>Taramelliceras</i> ( <i>Taramelliceras</i> ) <i>dentostriatum</i>	<i>Gregoryceras</i> aff. <i>transversarium</i> (Quenstend)		<i>Gregoryceras devauxi</i>	
Parandieri	Parandieri	<i>Euaspidoceras</i> ( <i>dichotosphinctes</i> ) <i>rotari</i> <i>Perisphinctes</i> ( <i>dichotosphinctes</i> ) <i>elisabethae</i> <i>Perisphinctes</i> ( <i>otosphinctes</i> ) <i>siemiradzki</i>	<i>Gregoryceras</i> gr. <i>ferchaudi</i>	<i>Gregoryceras</i> gr. <i>ferchaudi</i> <i>Euaspidoceras oegir</i> <i>Taramelliceras obumbrans</i> <i>Perisphinctes</i> ( <i>otosphinctes</i> ) <i>siemiradzki</i> <i>Passendorferia tenuis</i> <i>Sowerbyceras tortisulcatum</i> <i>Lissoceratoides erato</i> <i>Holcophyceras mediterraneum</i> <i>Gregoryceras</i> gr. <i>ferchaudi</i>	mal représentée ou incertaine	
Antecedens	Tenuiserratum Antecedens			<i>Kranaosphinctes</i> , <i>Dichotomosphinctes</i> sp., <i>Perisphinctes</i> gr. <i>panthieri</i>		
Vertébrale	Arkelli Defayae					
<b>Zones</b>	<b>Bifurcatus</b>					
	<b>Transversarium</b>					
	<b>Plicatilis</b>					

Fig. 24- Essai de comparaison avec quelques travaux de biozonation de l'Oxfordien des régions méditerranéennes.

**II. C. 2. 5. ASIE (EXEMPLE D'IRAN) (Majidifard, 2003)**

La Zone à *Transversarium* est indiquée par *Eochetoceras* sp., *Taramelliceras* (*Proscaphites*) *anar* (Oppel, 1863), *Taramelliceras* (*Proscaphites*) cf. *dentostriatum* (Quenstedt, 1887), *Larcheria schilli* (Oppel, 1863), *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) sp., *Subdiscosphinctes* sp. (Sous- Zone à Schilli). Alors que la Zone à *Bifurcatus* est témoignée par *Taramelliceras* (*Richeiceras*) sp. , *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *bifurcatus*, *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *microplicatilis*, *Passendorferia* (*Enayites*) sp., *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *bifurcatoides* Enay, 1966.

**II. D. LES BRACHIOPODES (NIVEAU FOSSILIFERE)****II. D. 1. REPARTITION****II. D. 1. 1. Région de Takhemaret (PL. V, Fig. 1 à 5)**

Le niveau fossilifère à Djebel Brame a livré les taxons suivants: *Trigonellina minima* (Oppel), *Dictyothyris kurri* (Oppel), *Acanthorhynchia* cf. *spinulosa* (Oppel). *Trigonellina minima* (Oppel) a été citée avec *Dictyothyris* sp. et d'autres brachiopodes par Benest *et al.* (1998) dans l'équivalent de ce niveau à Djebel Tizigdelt dans les Monts de Saïda (aux environs de Saïda). Il a été daté de l'Oxfordien moyen (Zone à *Transversarium*) et la base de l'Oxfordien supérieur.

**II. D. 1. 2. Région de Oued Mina (PL. V, Fig. 6 et PL. VI)**

La détermination des brachiopodes récoltés a montré l'association de quatre taxons: *Somalirhynchia africana* WEIR, *Striithyris* sp., *Dorsoplicathyris* sp., *Burmirhynchia* sp. La première espèce est connue dans l'Oxfordien de Mekkelé au Nord d'Ethyopie, dans la « Formation Antalo limestone 2 » (Kiesling *et al.*, 2011), l'Oxfordien de Tunisie (Dubar, 1967). Cependant, elle a été aussi signalée dans le Callovien du Sinaï. Ce niveau a été étudié dans la même région par Tchoumatchenco & Khrishev (1992), où ils ont signalé de nombreux spécimens parmi lesquels: *Trigonellina trimedia* (Rollier), *Chamys* cf. *subarticulata* (d'Orbigny), *Somalirhynchia moravica* (Uhlig), *Lima renevieri* et talon. Selon ces auteurs, ces faunes sont de répartition Oxfordien supérieur.

Au Sud de la vallée de Oued Mina et sur la feuille au 1/5000<sup>e</sup> de Mechra Sfa, les mêmes auteurs (p. 44) ont cité dans les couches sous-jacentes des faunes d'ammonites caractéristiques des condensations des Zones à *Bifurcatus* et *Bimammatum*. Ceci permet de caler ce niveau au moins à la Zone à à *Bifurcatus* (Oxfordien supérieur).

## II. D. 2. PALEOBIOGEOGRAPHIE (Fig. 26)

### II. D. 2. 1. Région de Takhemaret

Les brachiopodes récoltés dans la région de Takhemaret sont signalés dans la Formation des « Couches à spongiaires » ou « Couches de Birmensdorf » du Jura méridional (Boullier, 1981) depuis la Sous-Zone à *Antecedens* (Zone à *Plicatilis*) caractérisant la base de l'Oxfordien moyen jusqu'à l'Oxfordien supérieur et Kimméridgien. *Dictyothyris kurri* (Oppel) a été récemment citée dans la Formation des « Calcaires et marnes à spongiaires » au Sud du Bassin de Paris (Boullier & Filippi, 2012), datée de l'Oxfordien moyen-supérieur, Zone à *Transversarium*, Sous-Zone à *Parandieri* à Zone à *Bimammatum* inférieure (Gély et Lorenz, 2009).

### II. D. 2. 2. Région de Oued Mina

Le niveau fossilifère de Oued Mina peut être comparé au niveau lenticulaire à cachet subrécifal, dit des « Calcaires de la Vignonnerie » à Bourges. Dans le sommet des 2/3 supérieurs, une *Dorsoplicathyris* sp. a été citée dans la Zone à *Bimammatum* (Boullier & Filippi, 2012). Leur faune est diversifiée: des madréporaires en lames, des annélides, des bivalves, des gastéropodes et des brachiopodes.

Le même niveau peut être assimilé aux « Calcaires crayeux de Bourges », composé de calcaires bioclastiques ou oolithiques avec des coraux de formes diverses qui colonisent la plate-forme sans édifier des constructions récifales. Il est daté, d'après l'âge des assises qui l'encadrent de l'Oxfordien supérieur (partie supérieure de la Zone à *Bimammatum* et Zone à *Planula pars*) (Debrand-Passard *et al.*, 1978). Cependant, les *Somalirhynchia* ont été également notés dans le Jura plus méridional avec *Térébratule Aromasithyris semifarcinata* (Étallon) et Zeillerie *Digonella moeschi* (Boullier & Filippi, 2012), datés du sommet de la Zone à *Bimammatum* (Enay, 1966).

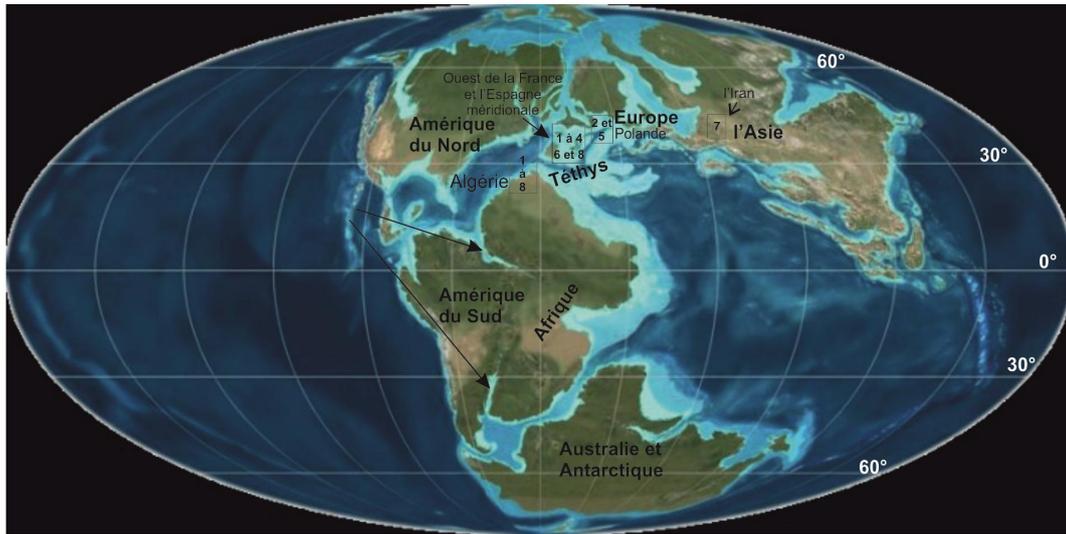
### III. CONCLUSION ET REMARQUES BIOSTRATIGRAPHIQUES

La Formation des Argiles de Saïda a été subdivisée en trois unités: (i) argilo-gréseuse inférieure, (ii) argilo-carbonatée médiane et (iii) argilo-gréseuse supérieure. Ces unités sont à développement inégal, que se soit à l'échelle locale ou régionale.

Les niveaux à ammonites découverts permettent de situer la Formation des Argiles de Saïda dans l'intervalle Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. Cette biozonation établie est plus compatible à la zonation standard et comparable avec d'autres travaux effectués dans des provinces à affinités téthysiennes dans des régions méditerranéennes.

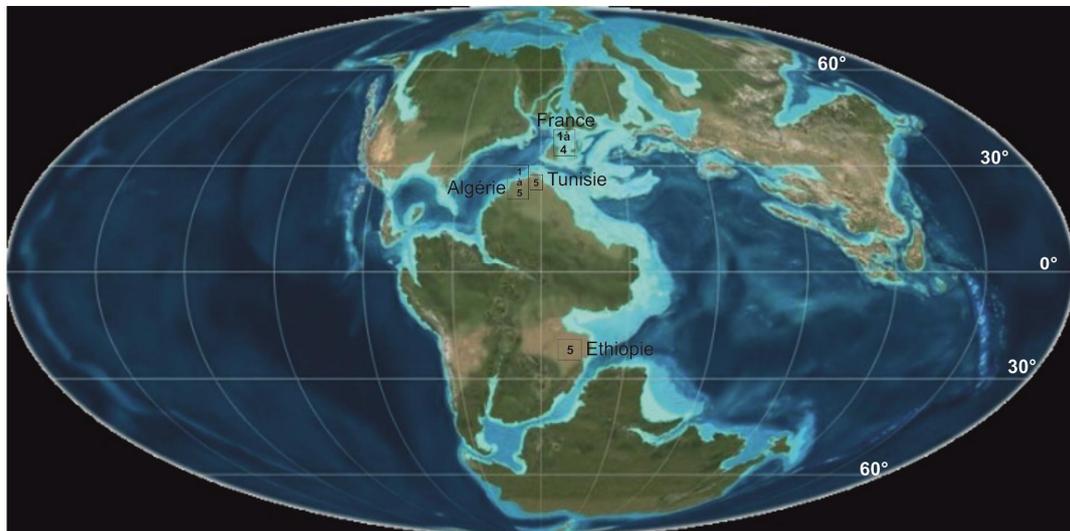
De nombreux spécimens indices de la Zone à *Transversarium* et la Zone à *Bifurcatus* ont été cités dans la Province subméditerranéenne au Nord de Vienne (France) (Quereilhac, 2009), ainsi que dans l'Espagne méridionale près de Caravaca (province de Murcie) (Bert *et al*, 2009).

Egalement, *Passendorferia* gr. *ziegleri* ou *teresiformis* a été citée dans la Sous-Zone à *Grossouvrei* dans les dépôts néritiques de l'Oxfordien supérieur nord-Aquitain (France) (Hantzpergue & Branger, 1992) et dans l'Oxfordien de la Hongrie (Fözy & Meléndez, 1996).



- (1) *Grygoryceras ferchaudi*; (2) *Lissocératoides erato*; (3) *Perisphinctes (Otosphinctes) siemiradzki*;  
 (4) *Euaspidoceras oegir*; (5) *Holcophylloceras mediterraneum*; (6) *Grygoryceras pervinquieri*;  
 (8) *Dichotomoceras bifurcatoides*; (7) *Subdiscosphinctes* sp..

Fig. 25- Carte paléobiogéographique de certains spécimens d'ammonites de la région de Takhemaret pendant l'Oxfordien.



- (1) *Trigonella minima* (Oppel); (2) *Dictyothis kurri* (Oppel); (3) *Acanthorynchia cf. Spinulosa* (Oppel)  
 (4) *Dorsoplicathyrus*; (5) *Somalirynchia africana* Weir

Fig. 26- Carte paléobiogéographique de certains spécimens de brachiopodes de la région de Takhemaret et de Oued Mina pendant l'Oxfordien.

**PLANCHE. I**

Pour tous les exemplaires: collection et photos A. Cherif, détermination de D. Bert.  
Zone à Transversarium, Sous-Zone à Parandieri (région d'el Abadla).  
Sauf mention contraire, les exemplaires sont de grandeur réelle (X1).

Fig. 1- *Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr, 1871).

Fig. 2- *Gregoryceras* gr. *ferchaudi* Bert, 2004.

Fig. 3- *Lissoceratoides erato* (d'Orbigny, 1850).

Fig. 4- *Passendorferia tenuis* (Enay, 1966).

Fig. 5- *Passendorferia tenuis* (Enay, 1966).

Fig. 6- *Passendorferia* gr. *tenuis* (Enay, 1966).

Fig. 7- *Perisphinctes* sp., X2.

Fig. 8- *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) *siemiradzki* Enay, 1966, X2.

PLANCHE. I



**PLANCHE. II**

Pour tous les exemplaires: collection et photos A. Cherif, détermination de D. Bert.

Fig. 1-7: Zone à Transversarium, Sous-Zone à Parandieri (el Abadla).

Sauf mention contraire, les exemplaires sont de grandeur réelle (X1).

Fig. 1- *Phylloceras* gr. *isotypum* (Benecke, 1866), X2.

Fig. 2- *Gregoryceras* gr. *ferchaudi* Bert, 2004.

Fig. 3- *Taramelliceras obumbrans* (Hölder, 1955).

Fig. 4- *Perisphinctes* sp.

Fig. 5- *Passendorferia* gr. *tenuis* (Enay, 1966).

Fig. 6- *Euaspidoceras oegir* (Oppel, 1863).

Fig. 7- *Calliphylloceras cheneriense* (Munier-Chalmas, 1892, in Sayn & Roman, 1930).

Fig. 8- *Liosphinctes* sp., Zone à Transversarium, Sous-Zone à Schilli, Béni Berdaâ, X3.

PLANCHE. II



**PLANCHE. III**

Pour tous les exemplaires: collection et photos A. Cherif, détermination de D. Bert.

Fig. 1- *Subdiscosphinctes* sp., Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Béni Berdaâ, X3.

Fig. 2- *Subdiscosphinctes* sp., Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Béni Berdaâ, X3.

Fig. 3- *Subdiscosphinctes* gr. *schilli* (Oppel, 1863), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Schilli ou Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Stenocycloides, Djebel Brame, X2.

Fig. 4- *Subdiscosphinctes* sp., Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Béni Berdaâ, X2.

Fig. 5- *Subdiscosphinctes* gr. *Kreutzi* (Siemiradzki, 1891)/*lucingae* (Favre, 1875), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Schilli ou Sous-Zone à Rotoides, Béni Berdaâ, X2.

Fig. 6- *Perisphinctes* aff. *panthieri* Enay, 1966, Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides ou Zone à Bifurcatus, Sous-Zone à Stenocycloides, Béni Berdaâ, X2.

Fig. 7- *Dichotomosphinctes* aff. *wartae* (Buckowski, 1887), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Oum el Alou, X2.

Fig. 8- *Subdiscosphinctes* aff. *lucingae* (Favre, 1875), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Oum el Alou, X2.

Fig. 9- *Dichotomosphinctes* aff. *wartae* (Buckowski, 1887), Zone à Transversarium, Sous-Zone à Rotoides, Djebel Brame, X2.

**PLANCHE. III**



**PLANCHE. IV**

Pour tous les exemplaires: collection et photos A. Cherif, détermination de D. Bert.

Fig. 1- *Perisphinctes* aff. *panthieri* Enay, 1966, Zone à *Transversarium*, Sous-Zone à *Rotoides*, Béni Berdaâ, X2.

Fig. 2- *Dichotomoceras bifurcatoides* (Enay, 1966), Zone à *Bifurcatus*, Sous-Zone à *Stenocycloides*, Béni Berdaâ, X2.

Fig. 3- *Subdiscosphinctes* sp. Zone à *Bifurcatus*, Sous-Zone à *Stenocycloides*, Béni Berdaâ, X2.

Fig. 4- ?*Passendorferia* sp., Zone à *Bifurcatus*, Sous-Zone à *Stenocycloides*, Djebel Brame, X1.

Fig. 5- *Gregoryceras pervinquieri* (Spath, 1913), Zone à *Bifurcatus*, Sous-Zone à *Stenocycloides*, Oum el Alou, X2.

Fig. 6- *Passendorferia* gr. *ziegleri* Brochwicz-Lewinski, 1973/*teresiformis* Brochwicz-Lewinski, 1973, Zone à *Bifurcatus*, Sous-Zone à *Grossouvrei*, Djebel Brame, X2.

PLANCHE. IV



**PLANCHE. V**

Pour tous les exemplaires des brachiopodes: collection A. Cherif, photos A. Cherif et Ouali-Mehadji, sauf Fig. 7: collection A. Cherif , photo et détermination de Adam Halmnski (Pologne). Sauf mention contraire, les exemplaires sont de grandeur réelle (X1).

Fig. 1-5: Zone à *Bifurcatus*, Sous-Zone à *Grossouvrei* ?.

Fig. 1- *Acanthorynchia* cf. *spinulosa* (OPPEL), Djebel Brame (Takhemaret).

Fig. 2- *Trigonellina minima* (OPPEL), X3, Djebel Brame (Takhemaret).

Fig. 3- *Dictyothyris kurri* (OPPEL), X2, Djebel Brame (Takhemaret).

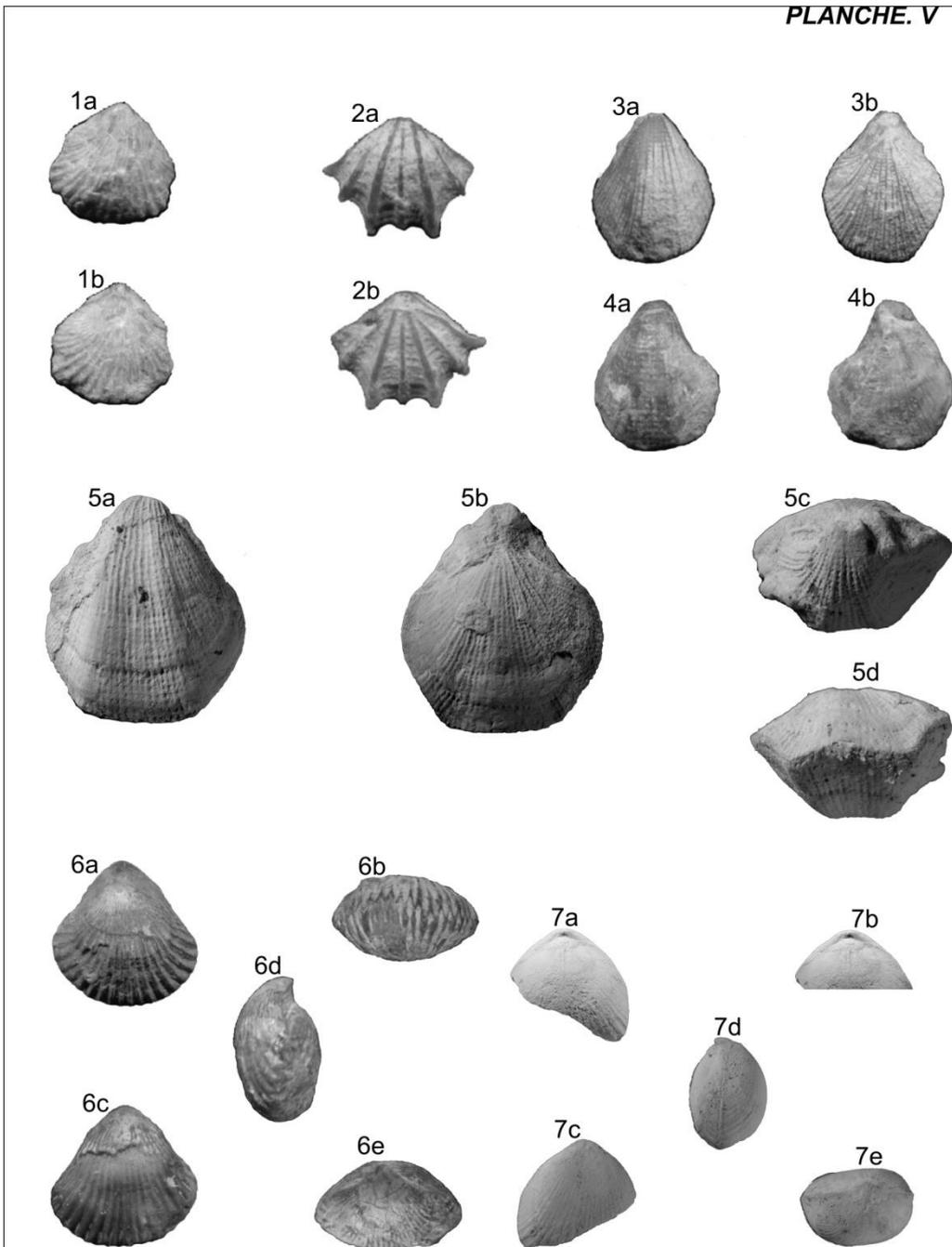
Fig. 4- *Dictyothyris kurri* (OPPEL), Djebel Brame (Takhemaret).

Fig. 5- *Dictyothyris kurri* (OPPEL), Djebel Oum el Alou (Takhemaret).

Fig. 6- *Burmiryhynchia* sp., Zone à *Bimammatum*, Oued Mina (Tiaret).

Fig. 7- *Monticlarela*, Zone à *Plicatilis*, Kef Lazreg (Frenda), X2.

PLANCHE. V



**PLANCHE. VI**

Pour tous les exemplaires des brachiopodes: collection A. Cherif, photos A. Cherif et Ouali-Mehadji.

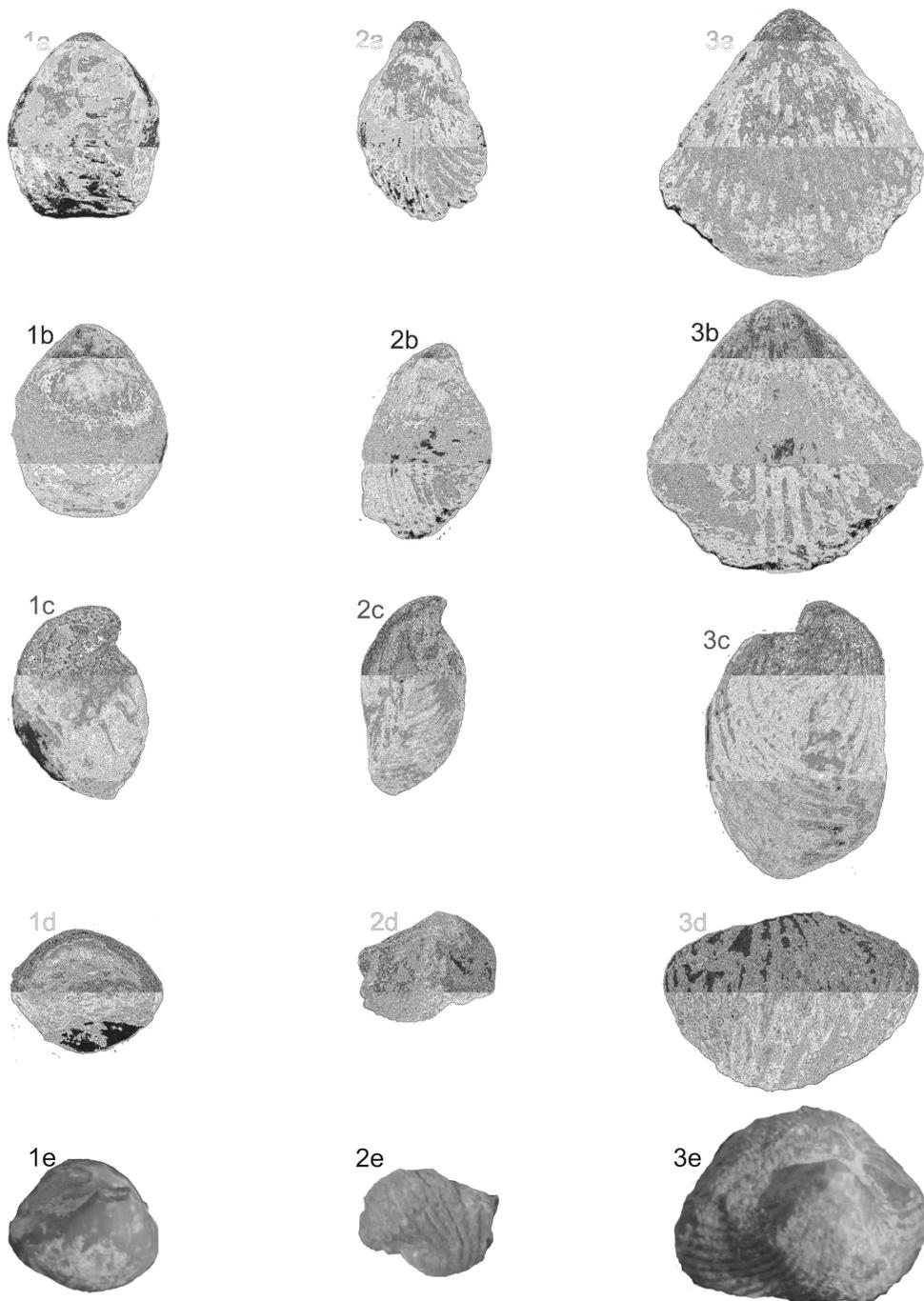
Pour tous les spécimens, gisement de Oued Mina (Tiaret), et de grandeur réelle (X1), Zone à Bimammatum.

Fig. 1- *Dorsoplicathyris* sp.

Fig. 2- *Striithyris* sp.

Fig. 3- *Somalirhynchia africana* WEIR.

PLANCHE. VI



## I. INTRODUCTION

L'étude des environnements sédimentaires peut être facilitée en grande partie par l'analyse des figures d'érosion basales. Celles-ci renseignent sur les différents types de écoulements générateurs en particulier les écoulements turbiditiques et les tempêtes. Ces dernières peuvent être les mécanismes responsables de la dispersion des sédiments sur les plates-formes peu profondes. Cependant, l'approche ichnologique semble dans cette étude indispensable pour confirmer la bathymétrie du milieu.

## II. FIGURES SEDIMENTAIRES BASALES

Il s'agit des formes en relief visibles à la face inférieure du banc. Elles sont dues à des actions mécaniques, le plus souvent sur un substrat détritique, rempli immédiatement par le dépôt de la strate sus-jacente, donnant une contre-empreinte (*cast* en anglais veut dire relief) distinguée à la base de cette dernière. La terminologie de ces figures est en majorité d'origine anglo-saxonne, et même leur citation dans les textes est en termes anglais.

Ces structures sont considérées comme étant des indicateurs importants sur les conditions de transport et de dépôt des sédiments. Certaines structures sédimentaires sont caractéristiques d'un environnement bien particulier, mais le plus souvent, elles sont communes dans plusieurs milieux de dépôt. Cela incite à l'utilisation d'autres critères pour l'interprétation des paléoenvironnements (autres figures sédimentaires d'origine mécanique et/ou biologique, fossiles, contexte général...).

Dans les séries géologiques anciennes, les figures d'érosion basales ont été souvent considérées comme le diagnostique de la sédimentation turbiditique, mais elles sont aussi signalées dans des faciès tempestitiques, dont les paléocourants et les transports des sédiments ont été attribués à des écoulements non parallèles (*shore-normal*) à la ligne de rivage (Walker, 1984; Jeannette & Pryor, 1993; Winn, 1991; Sarkar *et al.*, 2002). Par contre, des études modernes ont prouvé que les tempêtes se déroulent parallèlement à la côte, créées par des mouvements géostrophiques (Swift *et al.*, 1986; Snedden & Nummedal, 1991; Snedden & Swift, 1991; Snedden *et al.*, 1988; Nummedal, 1992).

## II. A. DEFINITIONS ET DESCRIPTIONS

Dans cette étude, de nombreuses variétés de figures sédimentaires de base sont présentes dans les bancs gréseux ou silteux de la Formation des Argiles de Saïda, comprenant les gouttières ou sillons d'érosion (*gutter-casts*), les marques en flûte (*flute-casts*), les marques en cannelure (*groove-marks*), les marques de rebond (*bounce-marks*), les marques de saltation (*skip-marks*), les marques de choc (*prod-marks*) et les marques en croissant (*crescent-marks*).

### II. A. 1. LES GOUTTIERES D'EROSION (*GUTTER-CASTS*) (Fig. 27)

Ces formes ont été définies par Whitaker (1973) à la base des bancs gréseux fins ou silteux à structures en *HCS*. Les *gutter-casts* correspondent à des stratifications de couches planes interrompues par des fragments, en plongeant à 14° environ. Ces figures sont le résultat d'une érosion dans un substrat argileux. Elles montrent une longueur souvent décimétrique, une largeur qui varie généralement entre 5 et 10 cm et une épaisseur allant de 0.5 à 5 cm.

Ces structures se présentent en forme de rides de géométrie diverse: légèrement sinueuse à crêtes relativement arrondies, rectiligne à crêtes plus ou moins plates ou à flancs abruptes. Généralement, leur orientation est perpendiculaire sur la ligne de la direction générale des rides de vagues (ou d'autre type). Leur forme en section est ainsi très variable: en U ou en V, étroite ou évasée, symétrique ou dissymétrique. Ces figures sont souvent en association avec des *prod-marks* ou de fines *groove-marks*.

### II. A. 2. LES SILLONS D'EROSION (*sensu* Dyer, 1970)

Ils correspondent à des figures de plus grandes dimensions qui entaillent faiblement un substratum meuble sur 5 à 10 cm de profondeur, pour une largeur au moins décimétrique. Certaines formes sont à fond plat et à parois abruptes, d'autres sont à fond concave.

Les *gutter-casts* résulteraient d'écoulements hélicoïdaux induits par un flux mixte combiné unidirectionnel/oscillatoire (Kreisa, 1981; Dott et Bourgeois, 1982;

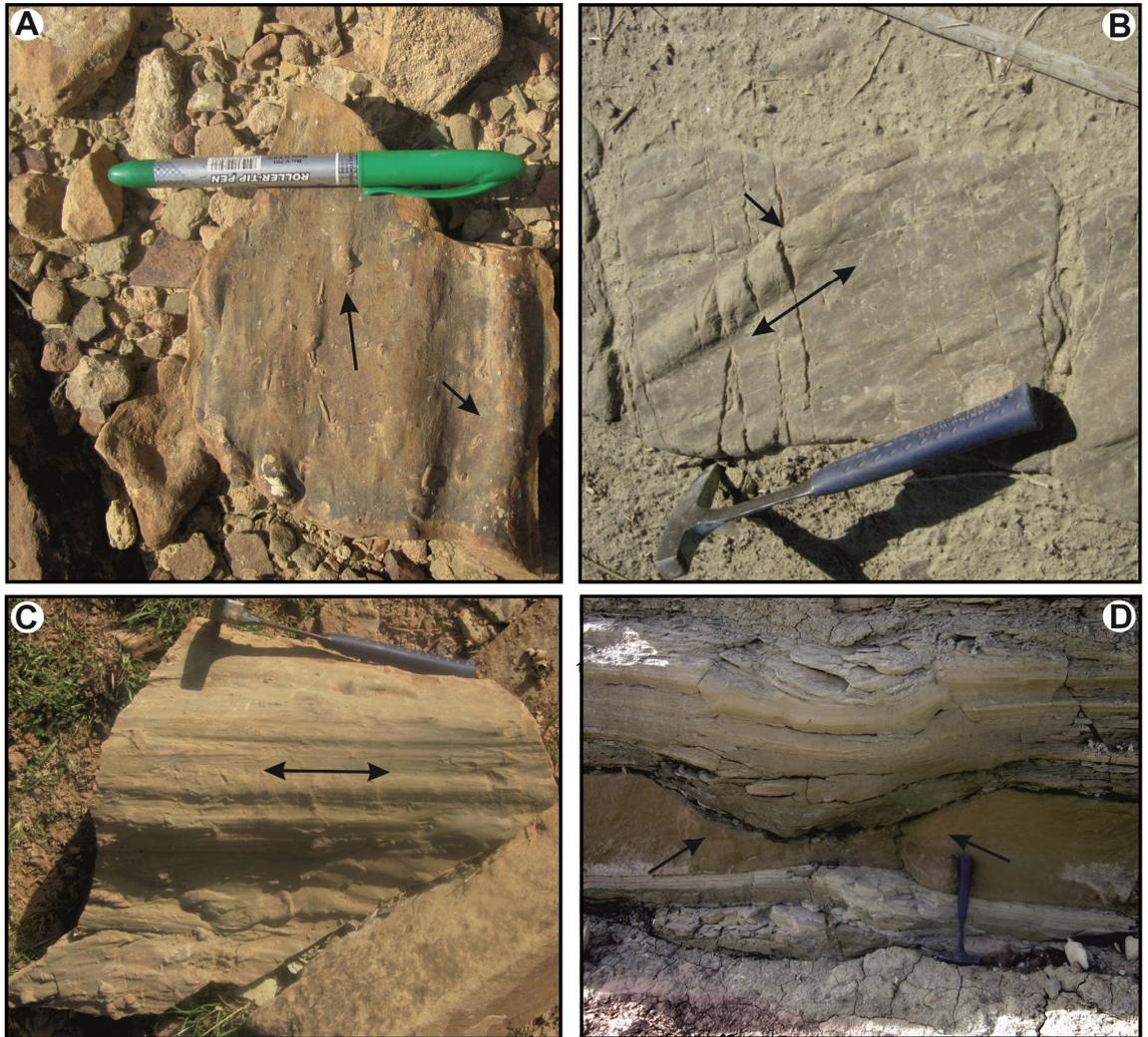
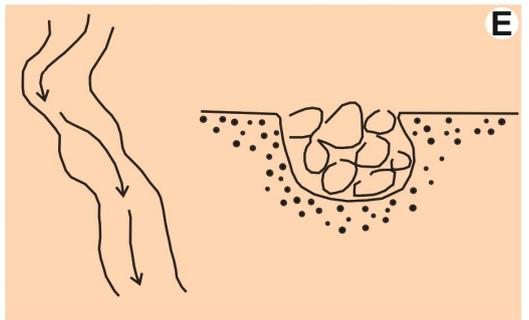


Fig. 27- Illustration des *gutter-casts*. A: *gutter-cast* (unité supérieure, Dj. Brame, Takhemaret), B: *gutter-cast* oblique à un groupe de *groove-marks* parallèles (Béni Berdaâ, Takhemaret); C: contre-empreinte d'un chenal ou sillon d'érosion, accompagné de *groove-marks* parallèles (Kef Lazreg, Frenda); D: vue en section montrant le creusement et le remplissage par un chenal d'érosion (chenal tidal à Kef Lazreg, Frenda); E: explication schématique du mode de formation des *gutter-casts*. Flèches indiquent le paléocourant.



Aigner, 1985). Ce type découlement est lié à des courants de tempêtes sur la plate-forme (Myrow, 1992).

### II. A. 3. LES MARQUES EN CANNELURE (*GROOVE-MARKS*) (Fig. 28 et 29)

Ces structures apparaissent sous la forme de rides allongées (rectilignes) à la base des grès. Elles existent isolées ou en groupes parallèles et de différentes tailles, dont les plus petites figures tendent à être parallèles aux plus grandes. Parfois, elles sont accompagnées avec des *gutter-casts*, orientées obliquement par rapport à ces dernières. Dans certains cas, l'une de groupe de ces figures est orientée obliquement par rapport à la direction globale, ou elles se convergent avec un certain angle (Fig. 27B).

Les *groove-marks* se présentent sur la surface basale des bancs sous des formes diverses: elles peuvent être en formes de V (*V-shaped grooves*) et pouvant indiquer facilement le sens du courant par l'existence d'un objet implanté après son charriage par un violent courant, correspondant à un galet ou un copeau d'argiles. Elles sont ainsi de forme curviligne ou tournée (*Turnabout groove marks*), d'autres sont multidirectionnelles (Gray & Benton, 1982; Seilacher, 1982). Des formes similaires ont été décrites dans des dépôts tempestiques par Beukes (1996); Bhattacharya *et al.*, (2004); Martel & Gibling (1994).

### II. A. 4. LES MARQUES EN FLUTE (*FLUTE-CASTS*) (Fig. 28- 31)

Ces figures se caractérisent par une pointe « nez » arrondie, parfois finement incurvée à l'extrémité. La partie la plus profonde (et donc le relief le plus fort) apparaît proche de cette pointe à partir de laquelle le sillon s'évase et disparaît. Leurs tailles sont comprises entre 5 et 30 cm en longueur, de 1 à 15 cm en largeur et 5 cm environ de profondeur. Elles ont des formes très variables depuis des formes allongées jusqu'à des formes transversales. Elles sont préservées soit de manière isolée, soit en groupe. Individuellement, elles ont des dimensions et des formes variables, mais elles sont relativement uniformes en dimensions lorsqu'elles s'observent sur une même surface.

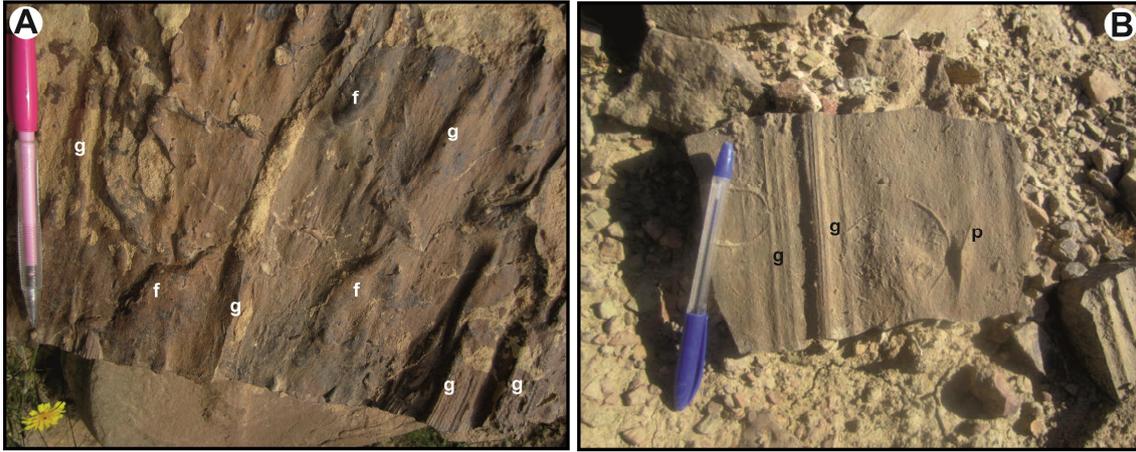
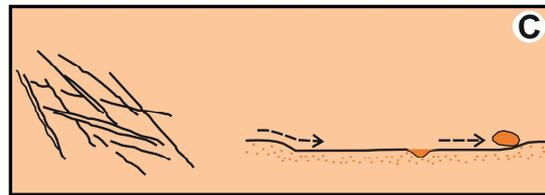


Fig. 28- Illustration des *groove-marks* distinguées à Dj. Brame. A: groupe de *groove-marks* parallèles (g), accompagnés de *flute-casts* (f); B: *groove-marks* montrant des cannelures. Remarquons *prod-marks* (p) à la droite de la photo; D: explication du mode de formation.



## II. A. 5. LES MARQUES EN CROISSANT (*CRESCENT-MARKS*) (Fig. 29A)

Elles sont relativement rares dans la série étudiée. Elles peuvent exister en association avec les *flute-casts* et les *bounce-marks*. Ces figures sédimentaires sont le résultat d'accumulation des sédiments autour d'un obstacle, et ce sont considérées comme des bons indicateurs des sens des paléocourants.

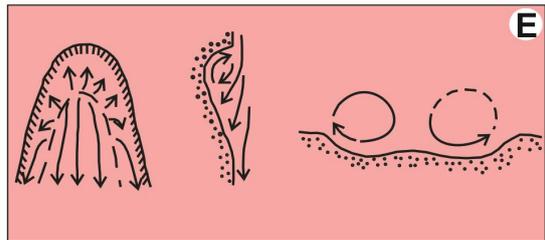
## II. A. 6. LES MARQUES DE CHOC (*PROD-MARKS*) (Fig. 31D-E)

Ce sont des marques de petite taille, de quelques millimètres à 1 cm de longueur, définies comme des formes discontinues, souvent allongées avec une orientation préférée (Beukes, 1996).

La plupart des *prod-marks* sont asymétriques, marqués par une partie haute qui est la terminaison indiquant le courant fort (*up current*), et une partie basse montrant le faible courant (*down current*). Ceci permet de retracer le sens du paléo-écoulement (*palaeoflow*) (Dzulynski & Walton, 1965; Martel & Gibling, 1994).



Fig. 29- Illustration des *flute-casts* (Takhemaret).  
 A: groupe de *flute-casts* de divers types (unité inférieure, Dj. Brame), indiquant un sens du paléocourant SW-NE, avec *crescent-mark* (flèche);  
 B: type allongé (unité supérieure, Dj. Brame);  
 C: type en doigts croisés (unité supérieure, Dj. Brame) associé à un *groove-marks*;  
 D: type anastomosé (Béni Berdaâ);  
 E: explication du mode de formation. Flèches indiquent le paléocourant.



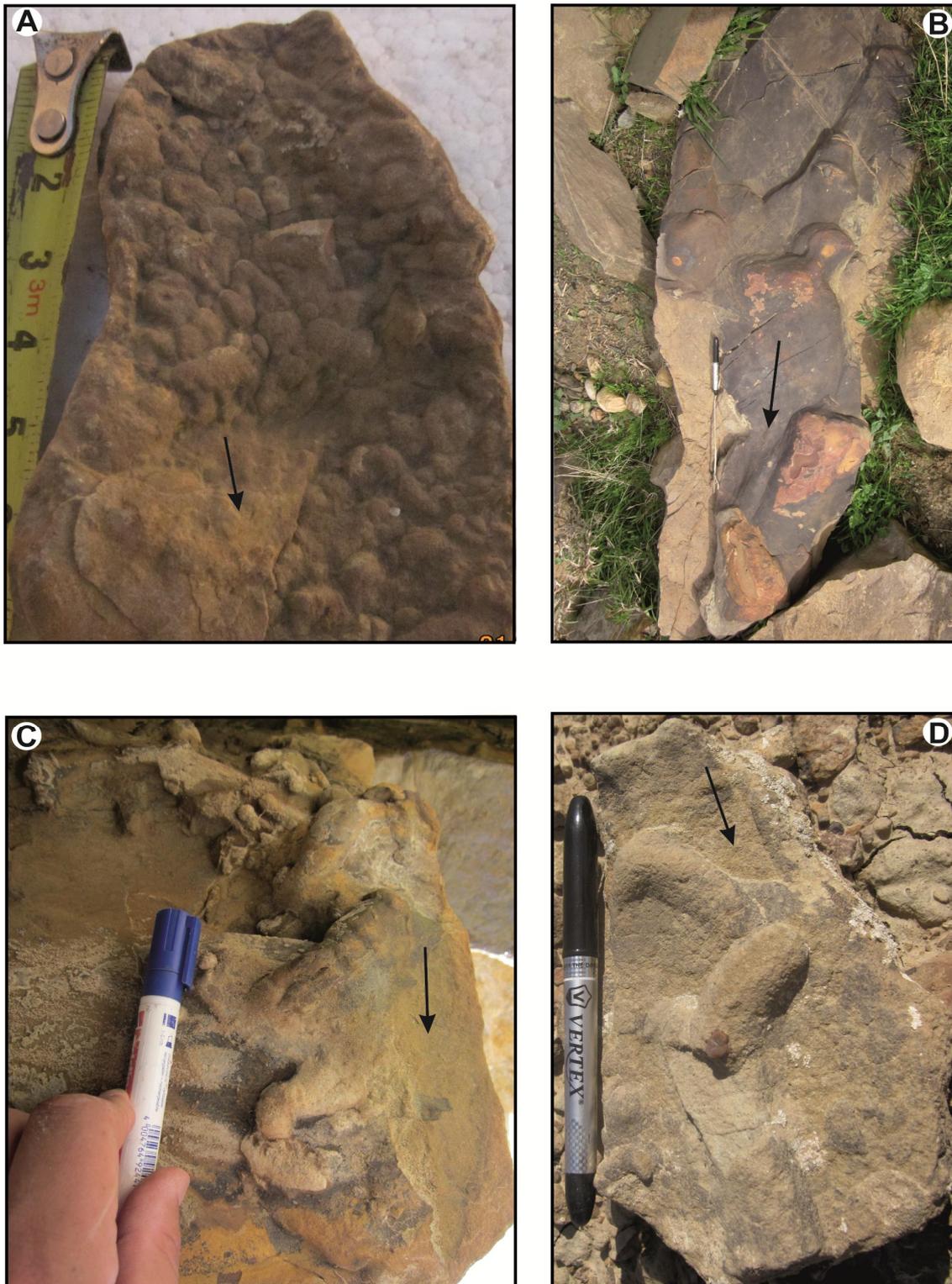


Fig. 30- Illustration des *flute-casts* et des *bounce-marks*. A: type anastomosé déformé par la charge (Béni Berdaâ, Takhemaret); B et C: type en tire-bouchon, successivement à el Abadla (Takhemaret) et Oued Mina (Tiaret); D: type en doigts-croisés (Kef el Hemmam, Frenda). Flèches indiquent le paléocourant.

## II. A. 7. LES MARQUES DE REBOND (*BOUNCE-MARKS*) (Fig. 31)

Ce sont des marques de choc, formées par l'impact d'objets sur un substrat meuble lors du mouvement de saltation d'un objet (graviers, coquilles,...). Ces figures sont de forme symétrique dans la longueur et présentent deux extrémités à pente douce. Il s'agit des figures de type bimodale, n'indiquant pas le sens mais la direction du paléocourant.

Pour les *prod-marks* et les *bounce-marks*, la taille va de 1 à 2 cm de largeur et de dizaines de centimètres de longueur jusqu'à des formes délicates de moins de 1 cm de longueur et de 1 à 2 mm de largeur. La profondeur de pénétration des objets dans le sédiment est globalement proportionnelle à la largeur, la plus petite taille étant seulement de 1 à 2 mm de profondeur.

## II. B. IMPLICATION PALEOENVIRONNEMENTALE

Dans l'objectif de mettre en évidence les paléo-écoulements globaux, des mesures ont été effectuées dans les secteurs d'étude: Takhemaret (Djebel Brame, Chraïf et Béni Berdaâ), Frenda et à Oued Mina. Ces mesures ont témoigné deux tendances: des sens d'écoulement globaux SW-NE pour les figures d'érosion basales, orientés obliquement à la direction globale de la paléorivage. Cette dernière est représentée par des rides de vagues et des rides de courant allongées selon des directions préférentielles SE-NW.

Les figures d'érosion basales sont généralement surmontées par des différents types de structures hydrodynamiques de tempêtes et de vagues (des laminations horizontales, des stratifications obliques en mamelon « *HCS* », des laminations de rides grimpanes, des litages/rides de vagues). Elles sont générées dans des boues cohésives en milieu de plate-forme peu profonde (Mc-Cave, 1985), dont le fond est exposé à des érosions superficielles rapides (Collinson & Thompson, 1982), rapportées à des courants unidirectionnels (Bridges, 1972; Whitaker, 1973; Myrow, 1992), des écoulements oscillatoires, ou combinés liés à la dynamique de tempêtes (Southard *et al.*, 1990; Myrow & Southard, 1991, 1996; Beukes, 1996). La combinaison des différents types de

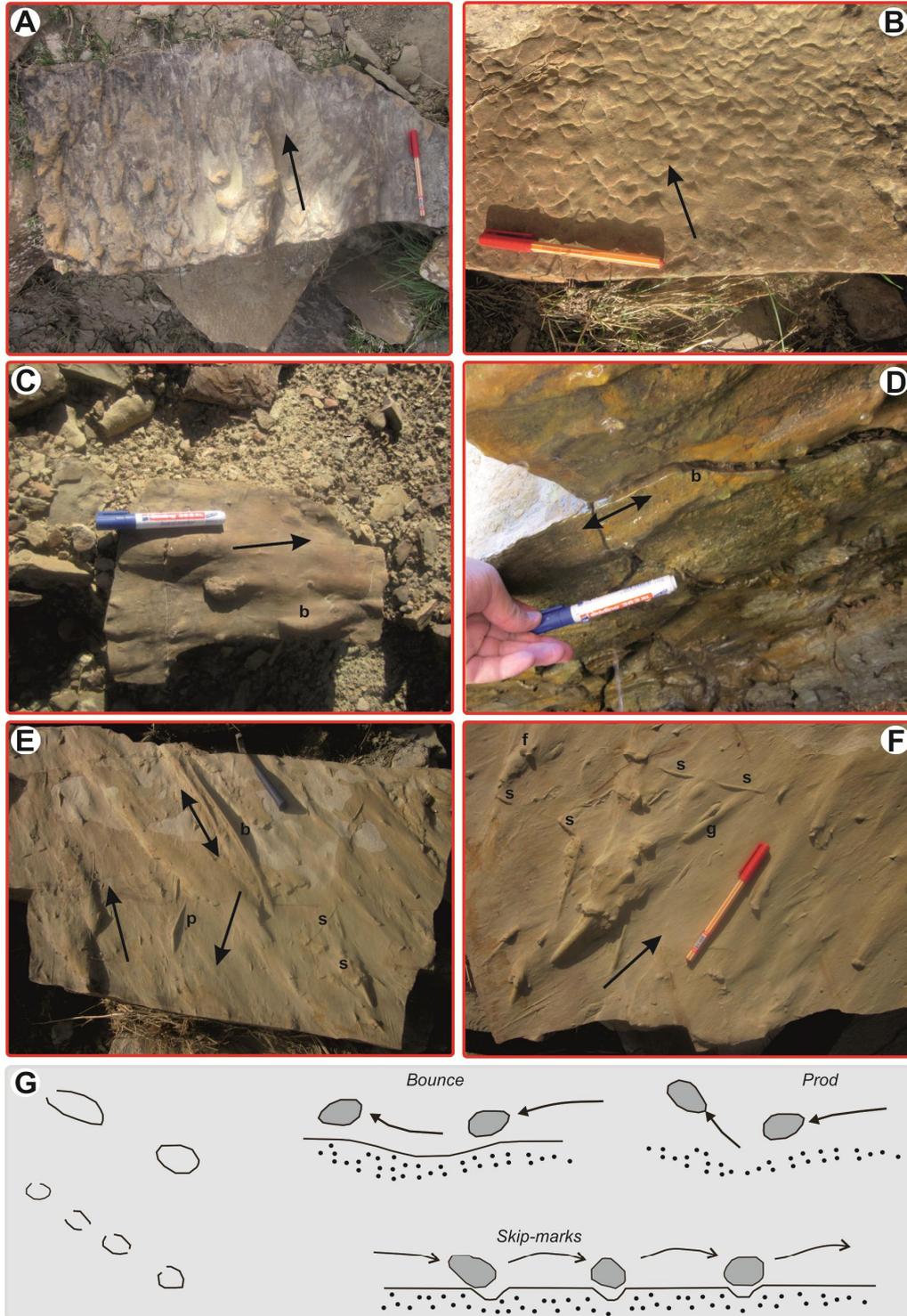


Fig. 31- Illustration des *flute-casts* et des *bounce-marks*. A: type allongé (Kef Lazreg); B: type anastomosé (Kef Lazreg, Frenda); C et D: *bounce-marks* (b) associés à des *flute-casts* (successivement Dj. Brame et Oued Mina); E et F: Illustration d'un groupe de figures d'érosion basales observées à Kef Lazreg: *flute-cast* (f), *groove-mark* (g), *prod-mark* (p), *bounce-mark* (b), *skip-mark* (s); G: interprétation du mode de formation de *bounce*, *prod* et *skip-mark*. Flèches indiquent le paléocourant.

figures basales et les orientations multiples reflètent le caractère instantané des courants issus des tempêtes agissant sur le fond (Duke, 1990).

## II. C. DISCUSSION

Jadis, les dépôts de la Formation des Argiles de Saïda ont été interprétés comme étant des dépôts turbiditiques (Elmi et Benest, 1978). Ce sont des flyschs déposés dans des bassins en distension (Touahria, 1979) ou des dépôts détritiques profonds (Wildi, 1981).

A partir de cette présente étude, basée sur des données modernes des figures d'érosion basales en liaison avec les différentes structures sédimentaires de l'interface, il s'est avéré que la majeure partie des dépôts est liée à des événements de tempêtes.

Ces dépôts peuvent évoluer dans l'espace et dans le temps avec quelques influences turbiditiques signalées dans l'unité inférieure de la formation. Dans le stade initial, et par analogie avec des environnements actuels de plates-formes, c'est les mouvements géostrophiques qui créent des courants unidirectionnels parallèles ou obliques à la côte (*shore-parallel* ou *shore-oblique*) par l'interaction avec des vagues agissant sur le substrat (Cacchione & Drake, 1990; Myrow & Southard, 1996). Ceux-ci sont attestés par des *gutter-casts* et des *groove-marks* de petite taille. Des tempêtes ultérieures engendrent des écoulements combinés et oscillatoires perpendiculaires à la ligne de rivage (*shore-normal*) indiqués surtout par des *groove-marks* de différentes formes et des *prod-marks*. Avec l'intensification des vagues et des courants durant les tempêtes, il en résulte des mouvements de saltation signalés par des *bounce-marks*, *prod-marks* et *skip-marks* perpendiculaires à la ligne de rivage. Le dépôt des sédiments débute à la suite des creusements, et répondant à la diminution de l'énergie des tempêtes. C'est une alternance de deux épisodes: (i) forte énergie représentée par les tempêtes qui engendrent des laminations parallèles, des stratifications obliques en mamelon et en creux (*HCS/SCS*) et des rides grimpantes; (ii) faible énergie qui se manifeste par des laminations/rides de vagues témoignant l'influence mutuelle des écoulements perpendiculaires issus des tempêtes.

### III. TRACES FOSSILES

#### III. A. GENERALITES

##### III. A. 1. DEFINITION DE L'ICHOLOGIE

La paléoichnologie (du grec: *palaios*, ancien; *ιχνος*, *ikhnos*, empreinte, trace; *logos*, étude, discours, science). Il s'agit donc, littéralement, de la science des traces anciennes qui correspond au domaine de la paléontologie étudiant exclusivement les traces d'activités biologiques fossilisées (*ichnofossiles*). Ceci inclut les traces de déplacement, de bioturbation, de forage ou perforation, de bioconstruction, de prédation, de repos et autres comportements habituels ou occasionnels d'êtres vivants ou tout élément permettant de reconstituer des paléoenvironnements.

Les organismes produisant les traces fossiles vivent à des différents niveaux dans le sédiment (Seilacher, 1964; Bromley & Ekdale, 1986; Wetzel & Aigner, 1986; Wetzel, 1991). Ils colonisent des sédiments nouvellement déposés à des divers taux de sédimentation et avec des méthodes plus diversifiées (Uchman, 1995).

La commission de la nomenclature zoologique a établi en 1961 une homogénéisation des noms des traces (*in* Durand, 1985). Il s'agit à la fois d'un code propre à l'ichnologie (Sarjeant & Kennedy, 1973; Sarjeant, 1979) et des règles botaniques, car les traces fossiles ne sont pas causées uniquement par les animaux.

##### III. A. 2. CLASSEMENT

Les différents types de traces sont classés en *ichnogenres* et *ichnoespèces* selon la nomenclature binomiale habituelle en taxinomie. Ils sont également organisés en grands groupes, nommés d'après le mode supposé de la formation des traces. La classification la plus adoptée est celle de Seilacher (1953), il s'agit le suivant:

**III. A. 2. 1. Traces de repos (*Cubichnia*):** Ce sont des dépressions peu profondes creusées par des animaux qui s'installent temporairement sur ou dans un substrat. Le caractère essentiel est l'immobilité et l'isolement. Exemple: *Bergaueria*, *Lockeia*.

**III. A. 2. 2. Traces de locomotion (*Repichnia*):** Il s'agit des pistes et des galeries liées aux déplacements des organismes. Exemple: *Cruziana*, *Crossopodia*.

**III. A. 2. 3. Traces de pacage (*Pascichnia*):** Elles consistent à des sillons et des rides, souvent discontinus, relevant un comportement nutritionnel des animaux limivores et alguivores tout près ou à la surface du substrat de recherche de nourriture. Exemple: *Spongeliomorpha*, *Taenidium*.

**III. A. 2. 4. Galeries de nutrition (*Fodinichnia*):** Elles correspondent à des terriers plus ou moins temporaires édifiés par des limivores. Il peut s'agir ainsi des refuges pour certains organismes. C'est une activité de nutrition en profondeur. Exemple: *Chondrites*, *Planolites*.

**III. A. 2. 5. Traces d'habitation (*Domichnia*):** Ce sont des terriers, tubes d'habitation ou de perforation (verticaux ou en U), exploités comme logements surtout pour les suspensivores sessiles, et dans certains cas exploités par les carnivores. Exemple: *Conichnus*, *Margaritichnus*.

**III. A. 2. 6. Traces de fuite ou de désenfouissement (*Fugichnia*):** Elles correspondent à des traces de vie de différents types, modifiées par certains organismes en réponse directe à l'érosion ou à l'épaississement du substrat (sédimentation).

En plus de ces types suscités, Il peut exister également des traces de type *Entobia*, correspondant au forage biochimique ou mécanique d'une roche, coquille, d'un os, d'un corne ou d'un tronc d'arbre.

Les ichnofossiles sont les seules traces d'activité biologique observées dans les roches sédimentaires, où les organismes producteurs sont souvent inconnus. On peut soupçonner même des ichnofossiles résultant de l'action d'organismes variés.

### III. B. IDENTIFICATION ET IMPLICATION AU PALEOENVIRONNEMENT

L'aspect ichnologique a fait déjà l'objet d'une étude publiée par Bendella *et al.* (2011) sur le Djebel Brame, où les traces suivantes ont été signalées: *Bergaueria* (Prantl, 1946), *Chondrites* (Von Sternberg, 1833), *Diplichnites* (Dawson, 1873), *Megagraption* (Ksiazkiewicz, 1958), *Neonereites* (Seilacher, 1960), *Nereites* (McLeay, 1839), *Ophiomorpha* (Lundgren, 1891), *Palaeophycus* (Hall, 1847), *Rhizocorallium* (Zenker, 1836), *Taenidium* (Herr, 1877) et *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944). Par rapport à ce travail, de nouvelles données ichnologiques ont été identifiées et répertoriées dans les différents secteurs étudiés (Fig. 32). Ces traces sont classées en ordre alphabétique et sont conformes avec un milieu marin peu profond. Il s'agit des traces suivantes:

#### III. B. 1. ?*Archaeonassa* (Fenton & Fenton, 1937)

Matériel: (Fig. 33A et B)

Béni Berdaâ (Takhemaret) et Kef el Hemmam (Frenda)

Description et interprétation

C'est une trace préservée à la surface supérieure de la couche, d'une longueur décimétrique, de 0.5 à 1 cm de largeur environ et de 1 mm de profondeur. Elle correspond à des trainées bilobées, dont la partie centrale (axiale) est relativement large et aplatie, bordée par des lobes ou levées. Actuellement, *Archaeonassa* a été observée en association avec des terriers dans des sables récents et assimilée au même temps avec des formes cambriennes.

*Archaeonassa* a été citée depuis les environnements de foreshore-shoreface et offshore (Hagardon *et al.*, 2000). L'existence de cette trace dans le foreshore est confirmée par des structures d'influence tidale (Moore, 1976; Chen *et al.* 2013): des laminites, laminations entrecroisées de faible angle et des rides de courant unidirectionnel.

Traces	Description et interprétation environnementale	Affleurement
<i>Archaeonassa</i> (Fenton & Fenton, 1937) ★	Trace en formes de trainées préservées en épireliefs, indiquant des environnements foreshore-shoreface et offshore (Hagardon <i>et al.</i> , 2000).	Béni Berdaâ
<i>Bergaueria</i> (Prantl, 1946)	Trace domichnia des anémones de mers (Alpert, 1973), attestant des milieux peu profonds (Seilacher, 1964).	Dj. Brame
<i>Chondrites</i> (Von Sternberg, 1833)	Trace produite par des arthropodes ou des annélides (Hall, 1847) rapportée de l'ichnofaciès à <i>Cruziana</i> à l'ichnofaciès à <i>Neirites</i> (Marintsch & Finks, 1982).	Dj. Brame
<i>Cochlichnus</i> (Hitchcock, 1858) ★	Trace rapportée à des nématodes et larves d'insectes (Uchman, 2009), signalée dans l'ichnofaciès à <i>Skolithos</i> , à <i>Cruziana</i> et à <i>Neirites</i> (Crimes, 1970).	O. Mina
<i>Conichnus</i> (Männil, 1966) ★	Trace domichnia des anémones (Pollard <i>et al.</i> , 1993), des milieux littoraux à sublittoraux (de Gibert <i>et al.</i> , 1998).	O. Mina
<i>Crossopodia</i> (M'Coy, 1851) ★	Trace repichnia des annélides (Bandel, 1967), mal étudiée.	Dj. Chraïf, O. Mina
<i>Cruziana</i> (d'Orbigny, 1842) ★	Trace repichnia conservée en hyporeliéf, liée à des arthropodes ( <i>e.g.</i> , Seilacher, 1955, 1970), indiquant souvent des environnements littoraux.	Kef el Hemmam
<i>Didymaulichnus</i> (Young, 1972) ★	Trace due à des trainées d'arthropodes ou gastéropodes (Knaust, 2004), liée à des périodes post-tempêtes (Vossler & Pemberton, 1989).	Dj. Brame
<i>Diplichnites</i> (Dawson, 1873)	Trace repichnia des brachiopodes (Pollard, 1985), rapportée à l'ichnofaciès à <i>Cruziana</i> (Weber <i>et al.</i> , 2007).	
? <i>Diplocraterion</i> (Torell, 1870) ★	Trace préservée à la surface supérieure, trace d'habitat des suspensivores, témoignant des milieux bien aérés et de faible profondeur, de haute énergie (Dam, 1990).	Béni Berdaâ
<i>Gordia</i> (Emmons, 1844) ★	Trace repichnia ou pascichnia des gastéropodes (Merta, 1980), forme des environnements divers (Pickerill <i>et al.</i> , 1984).	
<i>Helminthoidichnites</i> (Fitch, 1850) ★	Trace due à des trainées de nématodes en milieu marin (Buatois <i>et al.</i> , 1997), ou l'activité des limivores (Fürsich, 1998).	
<i>Lockeia</i> (James, 1879) ★	Trace de forme ovoïde à la base des bancs, due à l'activité de repos des bivalves (Seilacher, 1953; Goldring, 2005), indiquant des environnements littoraux (Uchman et Gazdzicki, 2006).	Béni Berdaâ Dj. Boughachoua
<i>Margaritichnus</i> (Bandel, 1973) ★	Trace domichnia probablement des anémones (Hakes, 1976).	Béni Berdaâ
<i>Megagraption</i> (Ksiazkiewicz, 1958)	Trace pascichnia caractérisant l'ichnofaciès à <i>Neirites</i> (Ksiazkiewicz, 1977; Wetzel <i>et al.</i> , 2007), mais trouvée dans des environnements divers (Schlirf <i>et al.</i> , 2001).	Dj. Brame
<i>Neoneirites</i> (Seilacher, 1960)	Trace fodinichnia des vers (Hakes, 1976; Ksiazkiewicz, 1977), signalée dans l'ichnofaciès à <i>Cruziana</i> (Narbone, 1984; Bendella <i>et al.</i> , 2011) et l'ichnofaciès à <i>Neirites</i> (Chamberlain & Clark, 1973; Uchman, 1995).	Béni Berdaâ
<i>Nereites</i> (McLeay, 1839)	Trace fodinichnia des vers (Hakes, 1976), de l'ichnofaciès à <i>Cruziana</i> -l'ichnofaciès à <i>Neirites</i> (Seilacher, 1983).	Dj. Brame
<i>Ophiomorpha</i> (Lundgren, 1891)	Trace domichnia ou fodinichnia, signalée dans la zone littorale à sublittorale (Mayoral, 2013) et dans les milieux profonds (Crime, 1974; Uchman, 1998).	
<i>Palaephycus</i> (Hall, 1847)	Trace domichnia ou repichnia des annélides, crustacés et arthropodes (Pemberton & Frey, 1984; Gouramis <i>et al.</i> , 2003), distinguée dans le shoreface inférieur à l'offshore inférieur (Mayoral, 2013).	Tous les secteurs
<i>Phycodes</i> (Richter, 1850) ★	Trace formée par des terrier horizontaux en rameaux, attribuée à des traces de nourritures, caractéristiques de l'ichnofaciès à <i>Cruziana</i> .	Kef el Hemmam
<i>Phycosiphon</i> (Fisher-Ooster, 1858) ★	Trace produite par des vers, indiquant l'ichnofaciès à <i>Cruziana</i> -l'ichnofaciès à <i>Neirites</i> (Seilacher, 1983) et des milieux marins peu profonds (Rodriguez-Tovar & Uchman, 2004).	Béni Berdaâ
<i>Planolites</i> (Nicholson, 1873) ★	Trace fodinichnia et repichnia (Pemberton & Frey, 1982), indiquant la plate-forme dsitale (Dam, 1990), liée aux périodes post-tempêtes (Clausen & Vilhåjmsen, 1986; Vossler & Pemberton, 1989).	Tous les secteurs
<i>Protopaleodictyon</i> (Ksiazkiewicz, 1958) ★	Trace considérée comme une forme initiale irrégulière de <i>Paleodictyon</i> (Nowak, 1959; Hantzshel, 1975), indiquant des faciès profonds (Hantzpergue & Branger, 1991), mais aussi signalée dans des milieux peu profonds (Hantzschel, 1975).	Béni Berdaâ
<i>Protovirgularia</i> (M'Coy, 1850) ★	Trace repichnia des bivalves (M'Coy, 1850; Seilacher & Seilacher, 1994), rapportée à des zones intertidales (Amruta <i>et al.</i> , 2013).	Béni Berdaâ Kef el Hemmam
<i>Rhizocorallium</i> (Zenker, 1836)	Trace domichnia des suspensivores (Hakes, 1976; Uchman ; & Gazdzicki, 2006), limivores (Fürsich, 1974; Schlirf, 2000), rapportée à des eaux marines peu profondes et profondes (Uchman, 1991, 1992).	Dj. Boughachoua
<i>Rusophycus</i> (Hall, 1852) ★	Trace rapportée probablement à des crustacés limivores (Schlirf <i>et al.</i> , 2001), signalée avec des traces de faible profondeur: <i>Cruziana</i> et <i>Skolithos</i> (Bjerstedt, 1987).	O. Mina
<i>Sagittichnus</i> (Seilacher, 1953) ★	Trace cubichnia d'origine inconnue (Garvey & Hasiotis, 2008), environnement discuté entre lacustre et marin (Gordon, 1988).	Dj. Chraïf
<i>Scolicia</i> (Quatrefages, 1849) ★	Trace attribuée à des échinodermes (Bromley & Asgaard, 1975; Malpas <i>et al.</i> , 2005), indiquant l'ichnofaciès à <i>Cruziana</i> (Uchman & Gazdzicki, 2006).	Béni Berdaâ
<i>Taenidium</i> (Heer, 1877)	Trace attribuée à des limivores (Squires & Advocate, 1984; Uchman <i>et al.</i> , 2013), distinguée dans le shoreface inférieur à l'offshore transitionnel (Buatois & Măgano, 2011), et dans les fonds marins (Uchman, 2007).	Dj. Brame Kef el Hemmam
<i>Thalassinoides</i> (Ehrenberg, 1944)	Trace produite par des crustacés limivores (Fürsich, 1973), rangeant depuis le shoreface (Sharafi <i>et al.</i> , 2012) jusqu'au fonds marins (Uchman, 1995).	Tous les secteurs

★ Traces signalées pour la première fois.

Fig. 32- Tableau récapitulatif des différentes traces rencontrées avec leur interprétation environnementale.

**III. B. 2. *Bergaueria* (Prantl, 1946)**

Matériel: (Fig. 33C et D)

Béni Berdaâ et el Abadla (Takhemaret)

Description et interprétation

*Bergaueria* est une trace préservée comme un terrier solitaire, de 5 à 10 cm de diamètre, sur 5 cm de hauteur. Elle correspond à une pièce formant des protubérances à la surface basale de la stratification plane.

L'ichnogre *Bergaueria* a été décrit comme un bouchon (Crimes & Germs, 1982; Pemberton & Magwood, 1990), rapporté depuis la base du Cambrien jusqu'au l'Eocène (Crimes, 1987, Pemberton & Jones, 1988).

*Bergaueria* est interprétée comme une trace d'habitat (*domichnia*) (Seilacher, 1956; Alpert, 1973), produite par des anémones de mer (Alpert, 1973) ou de repos (*cubichnia*) (Arai & McGugan, 1969; Fürsich, 1974; Hakes, 1976), indiquant un milieu marin peu profond (Seilacher, 1964).

**III. B. 3. *Chondrites* (Von Sternberg, 1833)**

Matériel: (Fig. 33E et F)

Béni Berdaâ, el Abadla et Dj. Brame (Takhemaret)

Description et interprétation

Le *Chondrites* consiste à des formes dendritiques, de taille millimétrique, sous un système de petits terriers régulièrement ramifiés. Son ichnotaxonomie a été révisée par plusieurs auteurs (*e.g.*, Osgood, 1970). En se basant sur le diamètre du tunnel, l'arrangement des branches, l'angle des bifurcations, Kotake (1993) distingue des *Chondrites* de petite taille et des *Chondrites* de grande taille.

Les *Chondrites* sont attribuées à des annélides et des petits arthropodes (Hall, 1847), formant des systèmes de nutrition superficiels ou des avaleurs de surface

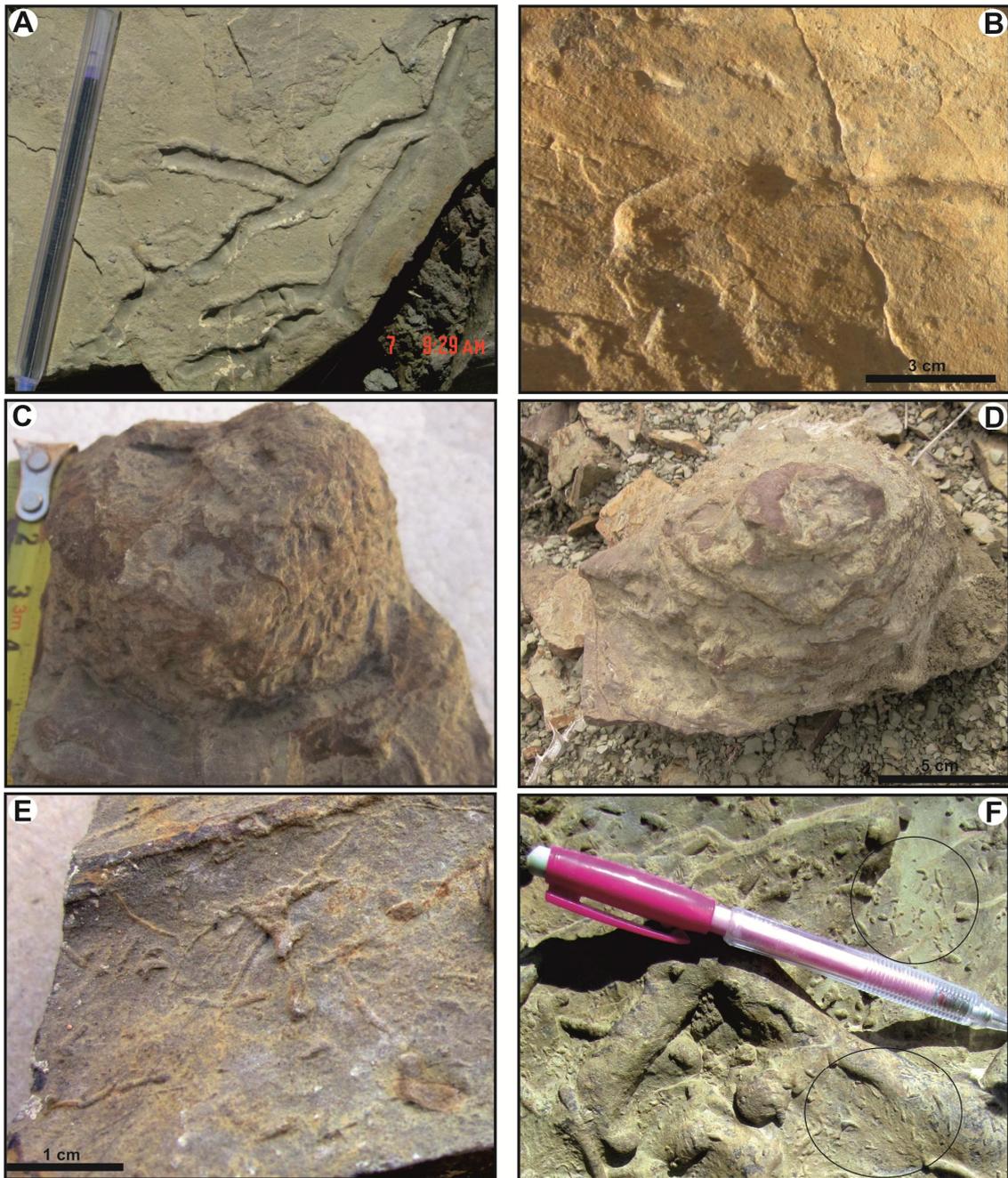


Fig. 33- Traces fossiles trouvées en secteurs divers. A et B: *Archaeonassa* à Béni Berdaâ (Takhemaret) et Kef le Hemmam (Frenda); C et D: *Bergaueria* (figurés à Béni Berdaâ et el Abadla, Takhemaret); E: *Chondrites* (Béni Berdaâ); F: association de *Chondrites* (cercles) et *Thalassinoides* (Dj. Brame).

(Kotake, 1991; Uchman *et al.*, 2013). La présence de cette trace est témoin des conditions réductrices (*e.g.*, Bromley & Ekdale, 1984; Savrda *et al.*, 1998), régnant dans un environnement d'offshore (Malpas *et al.*, 2005).

#### III. B. 4. *Cochlichnus* (Hitchcock, 1858)

Matériel: (Fig. 34A)

Djebel Brame (Takhemaret)

Description et interprétation

Il s'agit d'une trace sous forme de trainées méandriiformes régulières, longue de 10 cm environ sur 1 cm de largeur en maximum, assimilée à une courbe sinusoïdale ou des crêtes hypichniales méandriiformes.

L'ichnogène *Cochlichnus* a été attribué à des annélides (Hitchcock, 1858) ou même des organismes non marins (Uchman *et al.*, 2009). Selon (Toula, 1908), Michealis (1972) et Metz (1987), des traces récentes similaires sont produites par des larves d'insectes.

Selon Moussa (1970), Chamberlain (1975) et Metz (1998), il s'agit d'une trace de déplacement élaborée par des nématodes, confirmant des travaux expérimentaux précédemment effectués par Sandstedt *et al.* (1961) et Rode & Staar (1961).

#### III. B. 5. *Conichnus* (Männil, 1966)

Matériel: (Fig. 34B)

Oued Mina (Tiaret)

Description et interprétation

Il s'agit d'une trace de forme conique, de taille millimétrique, menée d'un apex arrondi perpendiculaire à la stratification. Ces traces d'activité biologique présentent, en section, des structures laminaires.

L'ichnogenre *Conichnus* a été interprété comme étant une trace d'habitat (*domichnia*) des anémones (Frey & Howard, 1981; Pollard *et al.*, 1993). Il a été assimilé également à des traces produites par des actiniaires (Shinn, 1968).

Ce type de bioturbation est caractéristique des environnements sublittoraux à hydrodynamisme et taux de sédimentation élevés (Shinn, 1968; Curran & Frey, 1977; Jones & Pemberton, 1989; Pollard *et al.*, 1993).

### III. B. 6. *Crossopodia* (M'Coy, 1851)

Matériel: (Fig. 34C)

Djebel Chraïf (Takhemaret)

Description et interprétation

Cette bioturbation se présente sous forme de trainées singulières ou multiples, avec une longueur de 2 cm environ sur une largeur de 1 cm en moyenne.

L'ichnogenre *Crossopodia* est interprété comme des traînées de locomotion (*repichnia*) élaborées par des crustacés à l'interface eau-sédiment, par un seul animal, un groupe d'animaux, ou encore par un même animal plusieurs fois (Bandel, 1967).

### III. B. 7. ?*Cruziana* (d'Orbigny, 1842)

?*Cruziana problematica* (Schindewole, 1928)

Matériel: (Fig. 34D)

Kef el Hemmam (Frenda)

Description et interprétation

La morphologie de *Cruziana* correspond à une trace bilobée conservée le plus souvent en hyporelief convexe, d'un diamètre de 3 à 4 mm environ sur quelques centimètres de longueur. L'ichnoespèce *Cruziana problematica* consiste à un terrier horizontal non branchu, superficiel, légèrement courbé et bilobé. Les lobes sont difficiles à identifier à cause de l'altération.

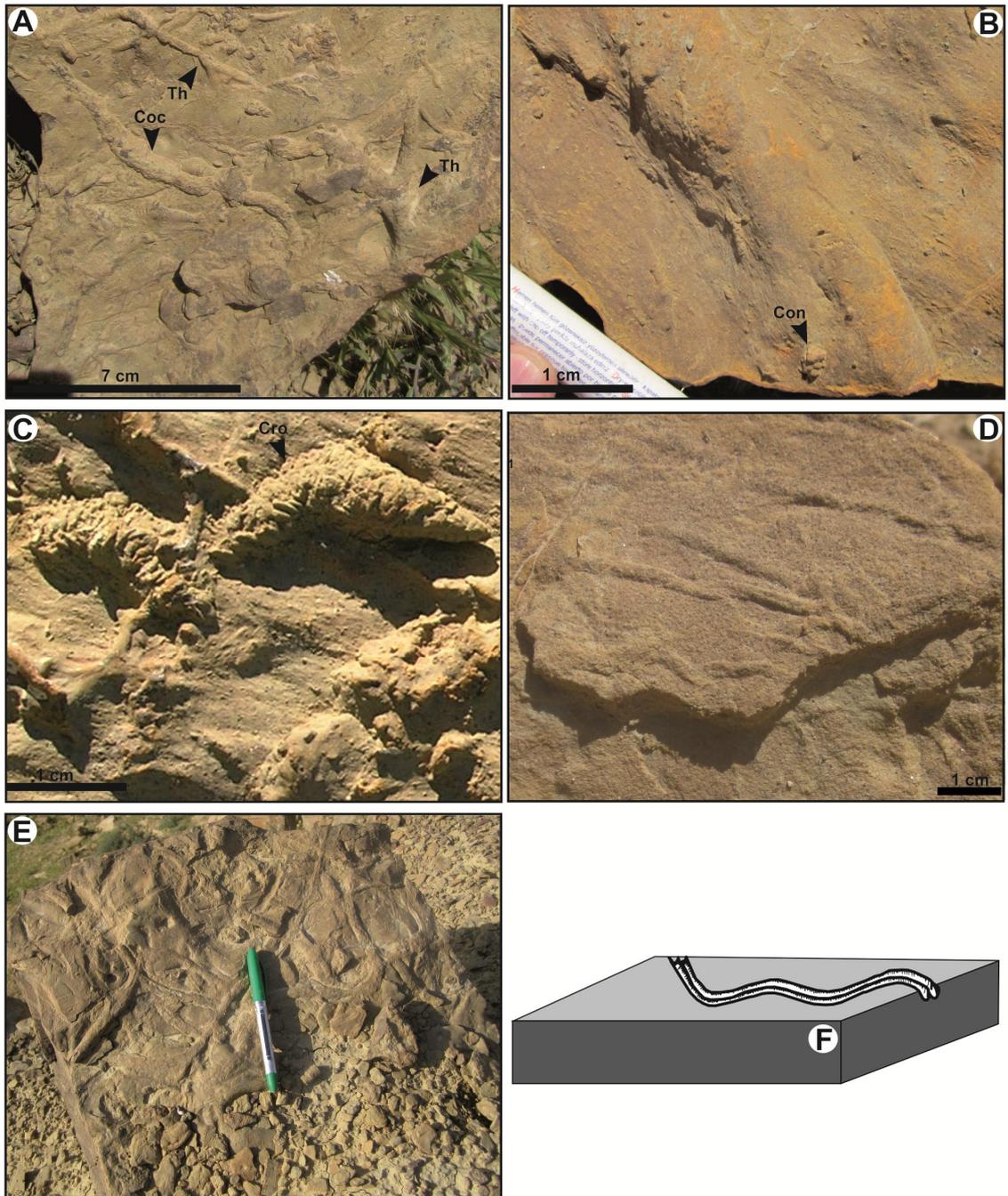


Fig. 34- A: Association de *Cochlichnus* (Coc) et *Thalassinoides* (Th) (Dj. Chraïf); B: *Conichnus* (Con) (Oued Mina); C: *Crossopodia* (Dj. Chraïf); D: *Cruziana Prolematica* (Kef el Hemmam, Frenda); E: *Didymaulichnus* (unité inférieure, Dj. Brame); F: illustration schématique de la Figure C.

L'ichnogenre *Cruziana* est interprété comme une trace de locomotion (*repichnia*) d'arthropodes (Seilacher, 1959; 1962). Selon Bromley & Asgaard (1972) et Pollard (1985), cette trace est couramment produite par des brachiopodes, indiquant des milieux marins peu profonds (ou mers épicontinentales) (Seilacher, 1967).

### III. B. 8. *Didymaulichnus* (Young, 1972)

Matériel: (Fig. 34E et F)

Dj. Brame (Takhemaret)

Description et interprétation

Ce type de terriers apparaît comme des trainées bilobées lisses, de forme simple, incurvée ou sinueuse, de 15 à 20 cm de longueur, sur une largeur de 1 cm en moyenne. Ces terriers sont préservés parallèlement à des stratifications planes et peuvent s'entrecroiser plusieurs fois l'un dans l'autre.

Le *Didymaulichnus* est une trace *hypichnia*, produite par des arthropodes, des gastéropodes ou des organismes à corps légers (Hakes, 1977; Trewin & McNamara, 1995; Jensen & Mens, 2001; Chen *et al.*, 2012). Vossler & Pemberton (1989) attribuent cet ichnofossile à des anémones, à la suite d'érosion par les tempêtes après l'enfouissement, en suggérant ainsi que les surfaces de cette trace sont remplies du matériel fécal ou d'argile, et que ce remplissage représente une discontinuité lithologique.

### III. B. 9. *Diplichnites* (Dawson, 1873)

Matériel: (Bendella, 2012, Fig. 40C, p. 97)

Dj. Brame (Takhemaret)

Description et interprétation

Cette trace correspond à une forme bilobée, de l'ordre de 10 à 15 cm de longueur, la largeur ne dépasse pas 3 cm. Les deux lobes sont espacés de 1 mm. Les

auteurs suscités notent que cette trace n'est pas fréquente dans le secteur étudié. Cet ichnogenre est attribué à des activités de locomotion d'arthropodes (Briggs *et al.*, 2010).

### III. B. 10. ?*Diplocraterion* (Torell, 1870)

#### Matériel:

Béni Berdaâ (Takhemaret)

#### Description et interprétation

Elle est préservée dans la surface supérieure de la strate, de taille millimétrique, produite par l'activité du remplissage d'un terrier en forme de U.

L'ichnofossile *Diplocraterion* est considéré comme une structure d'habitat des organismes suspensivores, laissée par des annélides ou des crustacés (Gradzinski & Uchman, 1994). La structure a été utilisée par l'animal producteur pour siphonner l'eau à travers le tube (Abbassi, 2007). Cette trace est signalée dans des milieux bien aérés, de faible profondeur et de haute énergie, en particulier la zone de foreshore à shoreface (Fürsich, 1975), témoignant des périodes transgressives (Dam, 1990).

### III. B. 11. *Gordia* (Emmons, 1844)

#### Matériel: (Fig. 35A)

Béni Berdaâ (Takhemaret)

#### Description et interprétation

Il s'agit d'une trace étroite et longue, de forme courbée à presque circulaire, observée à la surface supérieure des bancs. *Gordia* peut être produite par des annélides et des arthropodes (Hantzschel, 1939), attribuée ainsi à l'activité de nourriture des gastéropodes (Bandel, 1967; Gibbard & Stuart, 1974; Merta, 1980), répartie dans des environnements divers (*e. g.*, Pickerill *et al.*, 1984).

**III. B. 12. *Helminthoidichnites* (Fitch, 1850)**

Matériel: (Fig. 35B)

El Abadla (Takhemaret)

Description et interprétation

Cette trace a été observée à la partie sommitale du banc en association avec *Palaeophycus*, avec une longueur de 2 à 3 cm et d'un diamètre de 1 mm environ, correspondant à un terrier de forme irrégulière et branchue. Ce terrier est considéré comme des traînées de nématodes en milieu marin (Buatois *et al.*, 1997), interprété également comme des terriers d'organismes endobenthiques limivores (Fürsich, 1998).

**III. B. 13. *Lockeia* (James, 1879)**

Matériel: (Fig. 35C)

Béni Berdaâ (Takhemaret) et Dj. Boughachou (Frenda)

Description et interprétation

L'ichnofossile *Lockeia* correspond à des protubérances de forme ovoïde à la surface basale des grès ou des siltites, préservé en hyporelief, avec une longueur moyenne de 2 cm.

Bien que l'ichnotaxinomie de *Lockeia* a été récemment discutée par Rindsberg (1994), Seilacher & Seilacher (1994), Mangano *et al.* (1998), cette trace a été souvent attribuée à des activités de repos des bivalves (Seilacher, 1953; Allen, 1962; Seilacher & Seilacher 1994; Osgood, 1970; Eagar, 1974; Goldring *et al.*, 2005). Des formes récentes sont rapportées aux brachiopodes (Bromley & Asgaard, 1972), aux ostracodes (Pollard & Hardy, 1991), et même aux crustacés de petite taille (Bromley & Asgaard 1979; Pollard, 1981).

L'ichnofossile *Lockeia* est attribué aux environnements littoraux marins (Archer & Maples, 1984; Radley *et al.*, 1998; Hasiotis, 2002, 2004; Uchman *et al.*, 2004).

**III. B. 14. *Margaritichnus* (Bandel, 1973)**

Matériel: (Fig. 35D)

Béni Berdaâ (Takhemaret)

Description et interprétation

L'ichnogre *Margaritichnus* est d'une forme cylindrique sub-sphérique, préservé en epireliefs convexes alignés, de 1 cm de diamètre en moyenne. C'est une trace *domichnia* des anémones, trouvée en association avec des traces de l'ichnofaciès à *Cruziana* (Hakes, 1976).

**III. B. 15. *Megagraption* (Ksiazkiewicz, 1958)**

Matériel: (Bendella *et al.*, 2011, Fig. 5C)

Dj. Brame (Takhemaret)

Description et interprétation

C'est une trace qui existe en hyporelief positif à la surface basale des bancs gréseux fins. Elle consiste à des réseaux de petits terriers branchus de 1 mm de diamètre qui s'organisent pour former des petits anneaux. Cette trace est souvent attribuée à l'ichnofaciès à *Nereites* (Uchman, 1995, Uchman & Tchoumatchenco, 2003).

**III. B. 16. *Nereites* (McLeay, 1839)**

Matériel: (Fig. 35E)

el Abadla (Takhemaret)

Description et interprétation

Ce type de trace a été distingué à la surface supérieure d'un mince banc gréseux fin, la longueur est de 10 cm environ sur une largeur de 0.5 à 1 cm. La forme consiste à un sillon central, entouré de lobes subsphériques. C'est une trace *fodinichnia* des vers (Hakes, 1976), indiquant l'ichnofaciès à *Nereites* et peut exister même dans l'ichnofaciès à *Cruziana* (Seilacher, 1983).

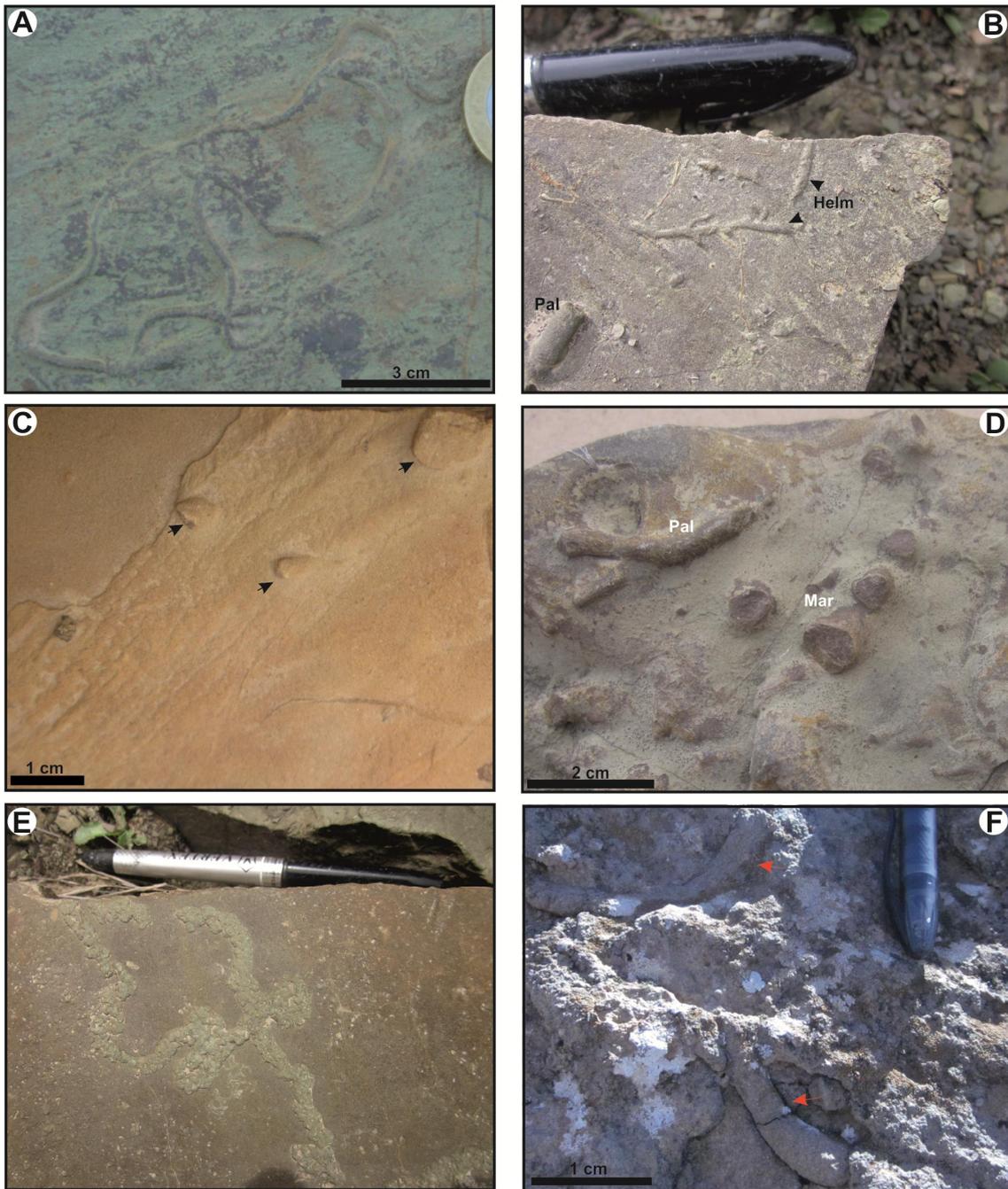


Fig. 35- A: *Gordia* (Béni Berdaâ, Takhemaret); B: *Helminthoidichnites* (Helm) et *Palaeophycus* (Pal) (el Abadla, Takhemaret); C: *Lockeia* (Dj. Boughachoua, Frenda); D; *Margaritichnus* (Mar) et *Palaeophycus* (Pal) (Béni Berdaâ, Takhemaret); E; *Nereites* (el Abadla, Takhemaret); F: *Palaeophycus* (flèche) relativement de grande taille (Oued Mina).

**III. B. 17. *Palaeophycus* (Hall, 1847)**

Matériel: (Fig. 35D et F, Fig. 36A-F)

Béni Berdaâ, D j. Brame et Dj. Chraïf (Takhemaret), Oued Mina, Kef el Hemmam et Dj. Boughachoua (Frenda)

Description et interprétation

L'ichnogenre *Palaeophycus* est représenté par des terriers préservés en reliefs à la surface des grès ou de siltites, d'environ 1 à 10 cm de longueur et de 1 cm en moyenne de largeur. Les terriers peuvent être rectilignes, branchus, courbés ou cylindriques, dotés de parois, pouvant s'entrecouper et passant vers le haut à un autre.

Révisé par Pemberton & Frey (1982), Keighley & Pickerill (1995), Buckman (1995), le *Palaeophycus* est interprété comme des traces *repichnia* ou *domichnia* des organismes limivores ou prédateurs (des annélides), des crustacés et d'autres arthropodes (Hantzschel, 1975; Pemberton & Frey, 1984; Keighley & Pickerill, 1997; Gouramis *et al.*, 2003), ou des organismes benthiques vagiles (Buatois & Mangano, 2003), dont le terrier a été probablement excavé au-dessus du sédiment à environ 2 cm (Watkins & Coorrough, 1997).

Le *Palaeophycus* peut indiquer des environnements d'offshore (Hofmann *et al.*, 2011; Mayoral *et al.*, 2013), de shoreface inférieur, des environnements dominés par les vagues ou les marées (Mayoral *et al.*, 2013) et des baies (Buatois & Mángano, 2011).

**III. B. 18. *Phycodes* (Richter, 1850)**

Matériel: (Fig. 37A)

Kef el Hemmam (Frenda)

Description et interprétation

Le *Phycodes* correspond à des rameaux de terriers horizontaux de 5 à 10 cm de longueur et de 0.5 à 1 cm environ de diamètre, préservés en hyporeliefs convexes, et peuvent avoir des formes très diversifiées: réniformes, en éventails, en balais, en

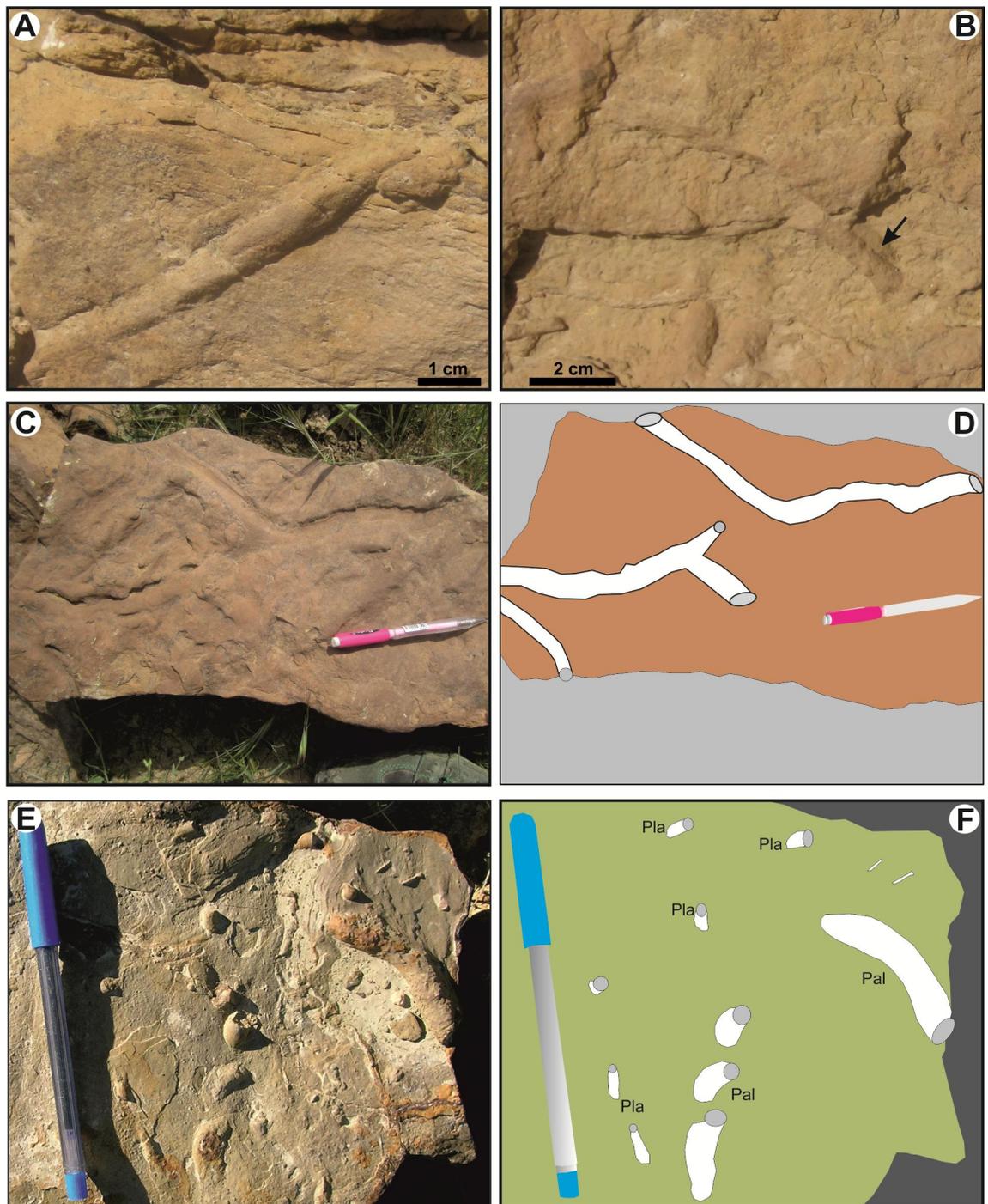


Fig. 36- A: *Palaeophycus* traversant l'interface du banc (Kef el Hemmam, Frenda); B: *Palaeophycus* à la base d'un banc de grès fossilifère (Kef el Hemmam, Frenda); C: *Palaeophycus* (unité supérieure, Dj. Brame); D: illustration schématique de la Figure C; E: *Palaeophycus* (Pal) associé au *Planolites* (Pla) (Dj. Chraïf, Takhemaret); F: illustration schématique de la Figure E.

foulées, linéaires, tortuformes ou circulaires. Certaines formes montrent des branches principales qui se bifurquent à de nombreuses branches secondaires.

L'ichnofossile *Phycodes* est interprété comme une trace d'activité de nourriture (Han & Pickerill, 1994), dont le producteur répétitivement forme des tunnels à partir de son habitat permanent pour l'exploitation active des ressources alimentaires à l'intérieur du sédiment (Muñiz, 1998). Les organismes producteurs de cette trace sont divers: des annélides (Seilacher, 1955; Fillion & Pickerill, 1990), des pennatulidaes (des polypiers) (Singh *et al.*, 2008) ou des crustacés décapodes (Muñiz, 1998; Miller, 2001). Le *Phycodes* est un indicateur des eaux marines peu profondes, notamment l'ichnofaciès à *Cruziana*.

## II. B. 19. *Phycosiphon* (Fischer-Ooster, 1858)

Matériel: (Fig. 37B)

El Abadla (Takhemaret)

Description et interprétation

L'ichnogenre *Phycosiphon* correspond à des petits terriers de différentes formes, légèrement redressés, préservés à la surface sommitale des bancs à granulométrie fine. Cette trace est attribuée à l'activité des organismes de vers, supposés comme limivores, qui colonisent le sédiment après un évènement turbiditique (Rodriguez-Tovar *et al.*, 2014) dans un environnement de front deltaïque (*e.g.*, Bann *et al.*, 2008; Carmona *et al.*, 2009; Buatois *et al.*, 2012).

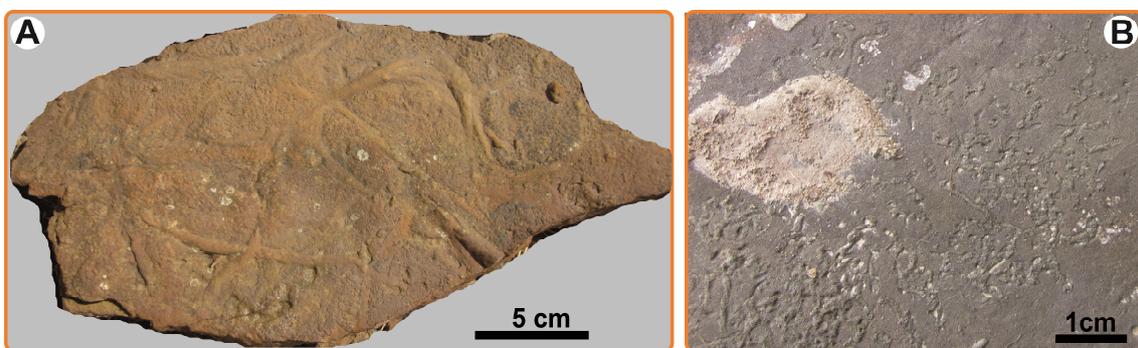


Fig. 37- A: *Phycodes* (Kef el Hemmam, Frenda); B: *Phycosiphon* (el Abadla, Takhemaret).

**III. B. 20. *Planolites* (Nicholson, 1873)**

Matériel: (Fig. 36E et F)

Béni Berdaâ, D j. Brame, Dj. Chraïf (Takhemaret) et Oued Mina (Tiaret)

Description et interprétation

Il s'agit d'un terrier simple rectiligne, rarement branchu ou ramifié, méandiforme, orienté sub-horizontalement ou légèrement oblique par rapport à la stratification, de taille millimétrique (0.5 à 1 cm de longueur et 0.2 à 0.5 cm de diamètre en moyenne).

Cet ichnogène est considéré comme le résultat du déplacement d'un organisme vermiforme exploitant les éléments nutritifs dans la partie superficielle du sédiment (Fillion & Pickerill, 1990), le produit du raclage du substrat de type *softground* (Bromley, 1996), l'activité de remaniement des sédiments (Crimes *et al.*, 1977) ou des suspensivores qui recolonisent le substrat pendant la période post-tempête (*e.g.*, Wu, 1982; Clausen & Vilhjálmsson, 1986; Vossler & Pemberton, 1988).

L'ichnofossile *Planolites* est observé dans des environnements divers, marins et continentaux (Häntzschel, 1975; Rodriguez-Tovar & Uchman, 2004). Cette trace est attribuée par Dam (1990) à des périodes de basse énergie, dans une plate-forme distale profonde à oxygénation limitée, dominée par les tempêtes au-dessous de la limite d'action des tempêtes.

**III. B. 21. *Protopaleodictyon* (Ksiazkiewicz, 1958)**

Matériel: (Fig. 38A-C)

El Abadla (Takhemaret)

Description et interprétation

Cette trace est généralement méandriforme, d'un diamètre de 1 à 2 mm environ, préservée en hyporelief positif et considérée comme une forme initiale irrégulière de *Paleodictyon* (Nowak, 1959; Häntzshel, 1975).

Ce type de trace indique des environnements profonds (Hantzpergue & Branger, 1992) et aussi des milieux peu profonds (Hantzschel, 1975).

### III. B. 22. *Protovirgularia* (M'Coy, 1850)

#### *Protovirgularia dichotoma* (M'Coy, 1850)

Matériel: (Fig. 38D-F)

El Abadla (Takhemaret) et Kef el Hemmam (Frenda)

#### Description et interprétation

L'ichnogène *Protovirgularia* est un terrier cylindrique horizontal à sub-horizontatl, d'une longueur de 5 à 15 cm et 0.5 à 1 cm de largeur. Cette trace consiste à des côtes arrangées en chevrons peu ou pas bilobées. En section, le *Protovirgularia* peut présenter une forme d'amande ou triangulaire.

L'ichnoespèce *Protovirgularia dichotoma* (M'Coy, 1850) a été distinguée à la surface supérieure d'un banc de grès fins à rides de courant à Kef el Hemmam (Frenda). Elle correspond à des terriers horizontaux, de forme bilobée courbée ou méandriforme, composée le plus souvent par des côtes bi-serrées qui se disposent avec une orientation opposée. Cette ichnoespèce est attribuée à des activités de locomotion des bivalves (Seilacher & Seilacher, 1994), et indiquant des environnements marins très variés (Mángano *et al.*, 2002).

### III. B. 23. *Rhizocorallium* (Zenker, 1836)

Matériel: (Fig. 39A et B)

Dj. Boughachoua (Frenda)

#### Description et interprétation

Le *Rhizocorallium* est matérialisé par des terriers de forme curviligne ou en U, d'une longueur de 20 cm environ et de 1 cm de diamètre. Il peut apparaître verticalement, obliquement ou parallèlement aux plans de stratification.

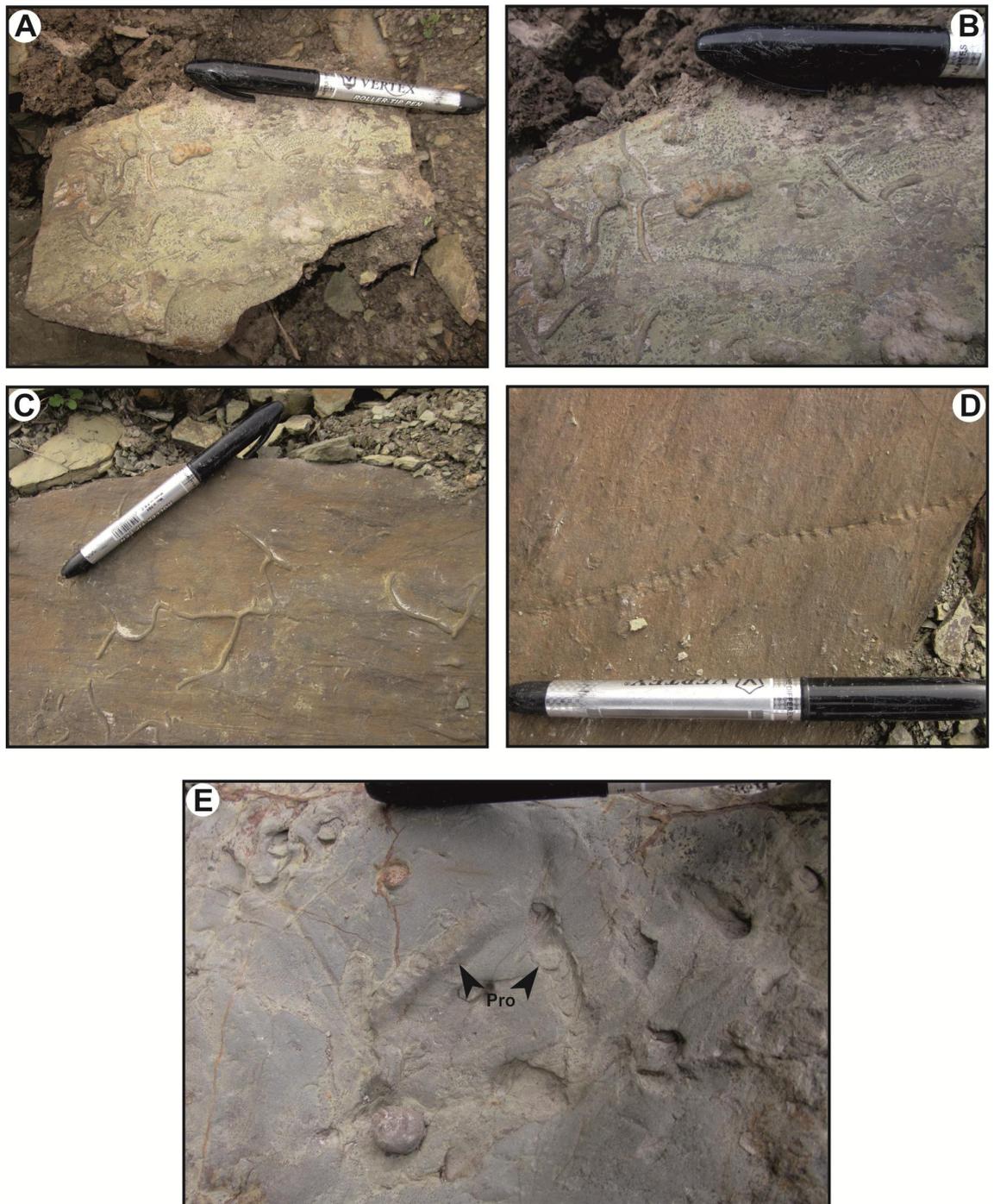


Fig. 38- Traces fossiles distinguées à (el Abadla, Takhemaret). A à C: *Protopaleodictyon*; D: *Protovirgularia dichotoma* ; E: *Protovirgularia* isp. (Pro).

L'ichnogenre *Rhizocorallium* est une trace *domichnia* des organismes suspensivores (Hakes, 1976; Uchman & Gaździcki, 2006) ou limivores, principalement des crustacés (Weigelt, 1929; Fürsich, 1974; Schlirf, 2000).

Le *Rhizocorallium* est attribué aux eaux marines marginales (Farrow, 1966; Fürsich, 1974; Hakes, 1976), signalé ainsi dans les fonds marins (Uchman, 1991, 1992).

### III. B. 24. *Rusophycus* (Hall, 1852)

Matériel: (Fig. 39C)

Oued Mina (Tiaret)

Description et interprétation

Le *Rusophycus* correspond à une trace bilobée, rarement multilobée. Les lobes sont souvent bilatéralement symétriques, de forme convexe (*hypichnia*) menée d'une strie centrale ou de forme concave (*epichnia*) avec une crête médiane. Elle peut présenter des formes diverses: sculptée avec des stries obliques, transverses ou longitudinales.

L'origine de cette trace a été largement discutée et étudiée par de nombreux auteurs (Osgood, 1970; Osgood & Drennen, 1975; Alpert 1976; Keighley & Pickerill, 1996). Schlirf *et al.* (2001), en se basant sur la diversification de la morphologie de cette trace suggèrent des différentes activités des crustacés limivores qui exploitent le sédiment efficacement en rotation.

### III. B. 25. *Sagittichnus* (Seilacher, 1953)

Matériel:

Dj. Chraïf, Dj. Brame (Takhemaret) et Oued Mina (Tiaret)

Description et interprétation

Le *Sagittichnus* correspond à des petites structures hypichniales, de quelques centimètres de longueur. Son allure générale consiste à des têtes de flèches avec une quille médiane.

Cette trace a été rapportée à une origine hydrodynamique (Linck, 1949), mais ultérieurement, elle a été considérée comme une trace de repos d'une origine inconnue (Seilacher, 1953; Jones, 2008).

L'environnement de cette trace n'est pas spécifique, elle a été attribuée à des environnements continentaux (Gluszek, 1995; Garvey & Hasiotis, 2008) et des milieux marins (Gordon, 1988).

### **III. B. 26. *Scolicia* (de Quatrefages, 1849)**

Matériel: (Fig. 39D)

El Abadla (Takhemaret)

Description et interprétation

L'ichnogenre *Scolicia* est préservé horizontalement, long de 10 cm environ et large de 1.5 à 2 cm, de forme bilobée et répartie symétriquement.

Le *Scolicia* possède une grande diversité, dont des formes trilobées ont été citées par Schlirf (2002, 2005). Cette trace est attribuée à des échinodermes (Bromley et Asgaard, 1975; Smith et Crimes, 1983; Malpas *et al.*, 2005), témoignant l'ichnofaciès à *Cruziana* (Uchman & Gaździcki, 2006) et pouvant supporter les chenaux tidales (Porębski 1995, p. 38).

### **III. B. 27. *Spongiomorpha* (Saporta, 1887)**

Matériel: (Fig. 39E)

Kef el Hemmam (Frenda)

Description et interprétation

Le *Spongiomorpha* correspond à un terrier horizontal sub-cylindrique, avec des stries irrégulières ou longitudinales, de longueur d'environ 15 cm sur 5 cm de largeur en moyenne.

Le *Spongeliomorpha* indique un substrat de type *firmground* (Ekdale *et al.*, 1984 *in* Rodriguez-Tovar *et al.*, 2008). Il représente des terriers d'organismes limivores et d'habitat (*domichnia*) produits par des crustacés (Bromley, 1967). Il est plus commun dans les environnements marins peu profonds (Schlirf, 2000 *in* Hoffman *et al.*, 2011).

### III. B. 28. *Taenidium* (Herr, 1877)

#### *Taenidium barretti* (Bradshaw, 1981)

Matériel: (Fig. 39F et 40A et B)

Dj. Brame (Takhemaret) et Kef el Hemmam (Frenda)

#### Description et interprétation

L'ichnogre *Taenidium* est de forme arquée à légèrement rectiligne, pouvant se bifurquer en deux branches, faiblement cylindrique et sinueuse ou méandriforme.

Le terrier apparaît segmenté, articulé et séparé par des formes en ménisque, constituant des paquets d'arcs. La distance entre deux lamines en ménisque est généralement constante. Le diamètre du terrier peut varier entre 5 et 10 mm avec une longueur de 10 cm.

L'ichnoespèce *Taenidium barretti* consiste à un terrier endichnial, horizontal, oblique à vertical, légèrement courbé à branchu ou cylindrique, large de 0.8 à 1 cm environ et long de 10 cm. Les ménisques sont de forme arquée, localement discontinues. Certaines études suggèrent que ces ménisques correspondent à des alternances de sédiments fins et grossiers (Schlirf, 2005).

Les *Taenidiums* sont produits par des organismes progressant axialement à travers le sédiment (Bromley *et al.*, 1999), notamment des limivores (Squires & Advocate, 1984; Uchman *et al.*, 2013). Les terriers se produisent au moment de l'accumulation des sédiments en faible profondeur (Locklair & Savrda, 1998). Ils sont rapportés à des milieux estuaires (Mayoral *et al.*, 2013), à des environnements deltaïques dominés par les vagues, au shoreface inférieur et offshore transitionnel (Buatois & Mángano, 2011) et aux fonds marins (Uchman, 2007).

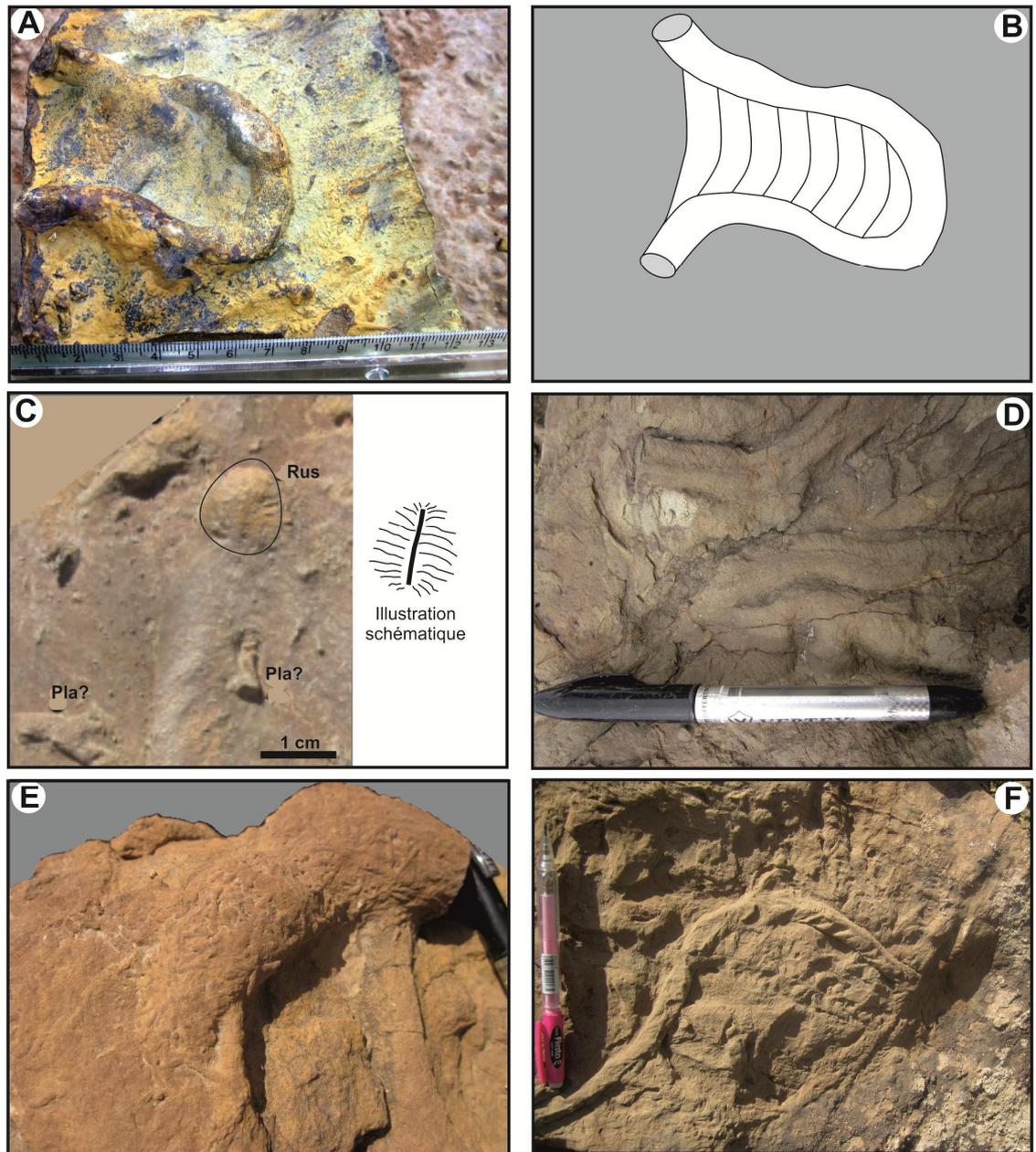


Fig. 39- A: *Rhizocorallium* (Dj. Boughachoua, Frenda); B: illustration schématique de la Figure A; C: *Rusophycus* (Rus) abimé par l'altération, associé au *Planolites* branchu? (Oued Mina); D: *Scolicia* (el Abadla, Takhemaret); E: *Spongiomorpha* (Kef el Hemmam, Frenda); F: *Taenidium* (Dj. Brame, Takhemaret).

**III. B. 29. *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944)**

Matériel: (Fig. 34A, Fig. 40 et 41)

Béni Berdaâ, D j. Brame, Dj. Chraïf (Takhemaret), Dj. Boughachoua, Kef Lazreg (Frenda) et Oued Mina (Tiaret)

Description et interprétation

Le *Thalassinoides* est un terrier cylindrique branchu en T ou en Y, généralement formant des réseaux emboîtés horizontaux, avec des élargissements aux jonctions des branches. La longueur va de 5 à 20 cm et le diamètre varie entre 0.5 et 5 cm environ.

L'ichnotaxonomie de cet ichnogenre a été plus discutée (*e.g.*, Fürsich, 1973; Ekdale, 1992; Schlirf, 2000). Il apparaît souvent dans les substrats à grains fins, dont le recouvrement du sédiment n'est pas nécessaire (Hertweck, 1972; Bromley, 1990; Myrow, 1995), et se forme à quelques décimètres de la surface du fond (Monaco & Garassino, 2001)

Le *Thalassinoides* est interprété comme étant une structure *fodinichnia* (*e.g.*, Ekdale, 1992), ou *domichnia* (*e.g.*, Myrow, 1995; Buatois *et al.*, 2002), souvent attribuée à des crustacés (*e.g.*, Bromley et Frey, 1974; Frey *et al.*, 1984; Savrda, 1992).

Dans les environnements modernes, cette trace est produite par des crustacés décapodes, des anémones et des poissons (Ekdale & Bromley, 2003), certains types de crevettes (callianasses) (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2008), des homards et des crabs (Ekdale, 1992).

Le *Thalassinoides* est connu dans les environnements bien oxygénés à substrats de type *softground* et *firmground* (Kern & Warne, 1974; Bromley, 1990). Le paléoenvironnement varie depuis la zone littorale jusqu'à l'offshore externe et le cône détritique sous marin (*deep-sea-fans*) (Kim *et al.*, 2002).

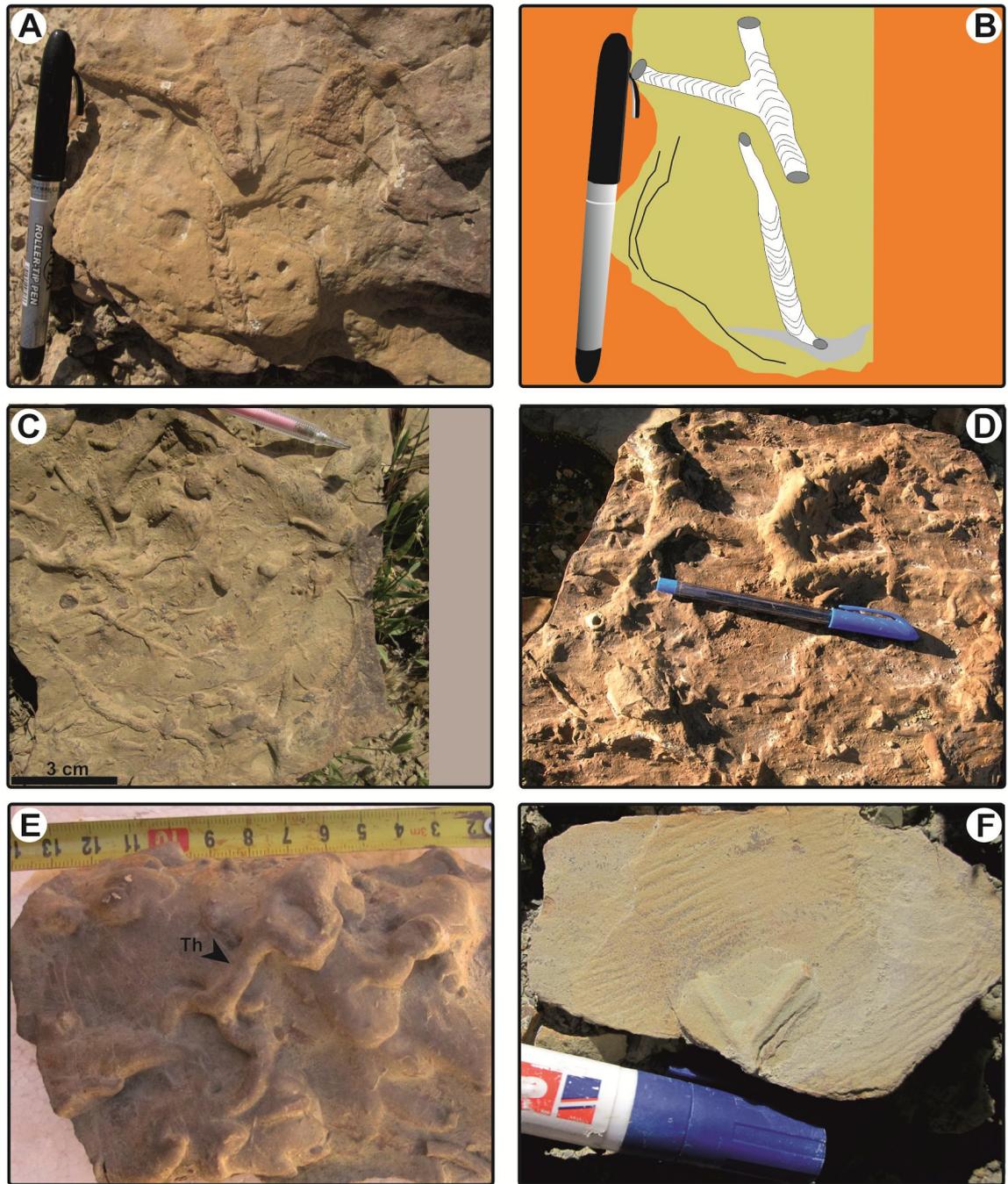


Fig. 40- A: *Taenidium baretti* (Kef el Hemmam, Frenda); B: illustration schématique de la Figure A; C: *Thalassinoides* de différentes tailles (Dj. Brame, Takhemaret); D: *Thalassinoides* de taille relativement grande (Dj. Chraïf, Takhemaret); E: *Thalassinoides* (Th) associés à des *flute-casts* (Béni Berdaâ, Takhemaret); F: *Thalassinoides* de petite taille (Oued Mina).

## II. C. DISCUSSION

Les ichnofossiles identifiés correspondent généralement à des traces de nourriture, d'habitat et de repos d'organismes endobenthiques et épibenthiques, attestant des substrats le plus souvent de type *softground*.

Ces ichnofossiles apparaissent dans des milieux à hydrodynamisme élevé à modéré (Pemberton *et al.*, 1992; Mayoral *et al.*, 2013), impliquant ainsi des environnements oxygénés (Ekdale, 1985; Dam, 1990). Ils caractérisent l'ichnofaciès à *Cruziana* (MacEachern *et al.*, 1999, 2007) qui pourrait correspondre à la zone coincée entre le shoreface et l'offshore.

Ces assemblages peuvent être assimilés à l'ichno-association à *Thalassinoides* (*sensu* Gámez-Vintaned & Mayoral-Alfaro, 1992), caractérisant la période du beau-temps (*fair-weather*) (Pemberton *et al.*, 2001; Pemberton & MacEachern, 1997).

Il s'agit du résultat de l'activité d'une communauté benthique sous des conditions énergétiques stables à la suite de l'affaiblissement des tempêtes, pendant laquelle les producteurs activent (Howard & Frey, 1984; Frey & Howard, 1985; Clausen & Vilhjálmsson, 1986; Hurst & Pickerill, 1986; Bjerstedt, 1987).

Les *Chondrites* et les *Planolites* sont considérées comme étant des traces de nourriture du milieu profond (Frey & Howard, 1985; Mattison, 1987), leur présence au sein des faciès de plate-forme traduisent des processus opérant au-dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes (Malpas *et al.*, 2005).

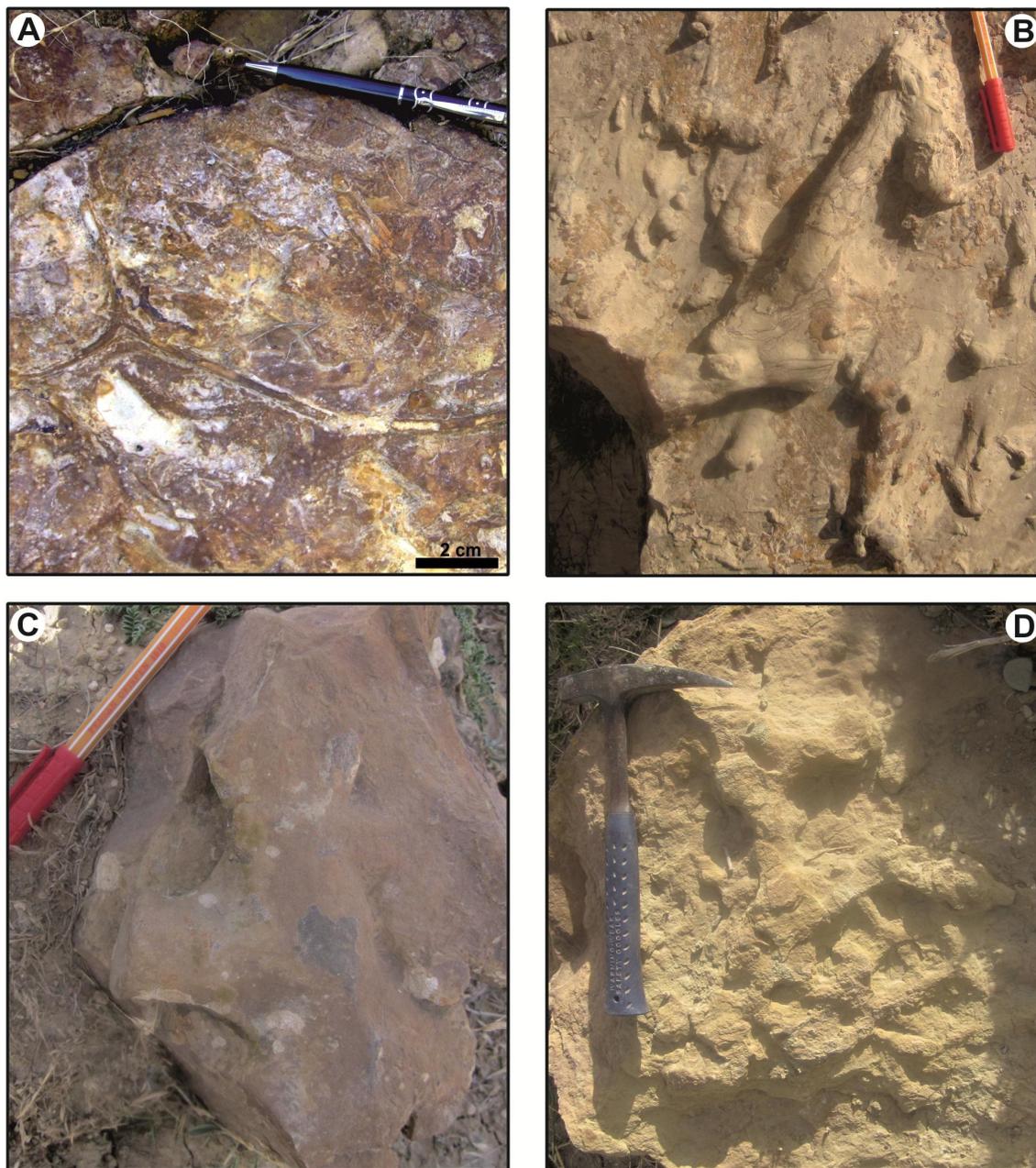


Fig. 41- Plusieurs formes de *Thalassinoides* distingués dans la région de Frenda. A: surface d'un banc gréseux à rides et à *Thalassinoides* (Dj. Boughachoua, Frenda); B à D: *Thalassinoides* de grande taille (Kef Lazreg, Frenda).

## **I. FACIES ET ENVIRONNEMENT**

### **I. A. INTRODUCTION**

Dans les plates-formes, les phénomènes d'érosion et de dépôts sont très communs, dus aux interactions des processus océanographiques et apports sédimentaires, contrôlés par des transgressions et des progradations (Swift & Thorne, 1991; Hampson *et al.*, 1999). Généralement, les sédiments sont dominés par des argiles, intercalées avec des sables, parfois des accumulations en forme de mégarides ou de bancs (Galloway & Hobday, 1996; Suter, 2006).

Dans les plates-formes actuelles, les marées et surtout les tempêtes sont souvent responsables sur la mise en place des dépôts (*e.g.*, Johnson & Baldwin 1996; Harris & Wiberg, 2002; Johnson & Baldwin, 1996; Bryant, 2001; Weiss & Bahlburg, 2006). Les matériaux sont redistribués par les vagues de tempêtes et transportés par les écoulements géostrophiques et les courants de turbidité (Fig. 42) vers l'offshore (*e.g.*, Hamblin & Walker, 1979; Brenchley, 1985; Duke, 1990; Myrow & Southard, 1996; Midtgaard, 1996; Wheatcroft, 2000; Pattison *et al.*, 2007).

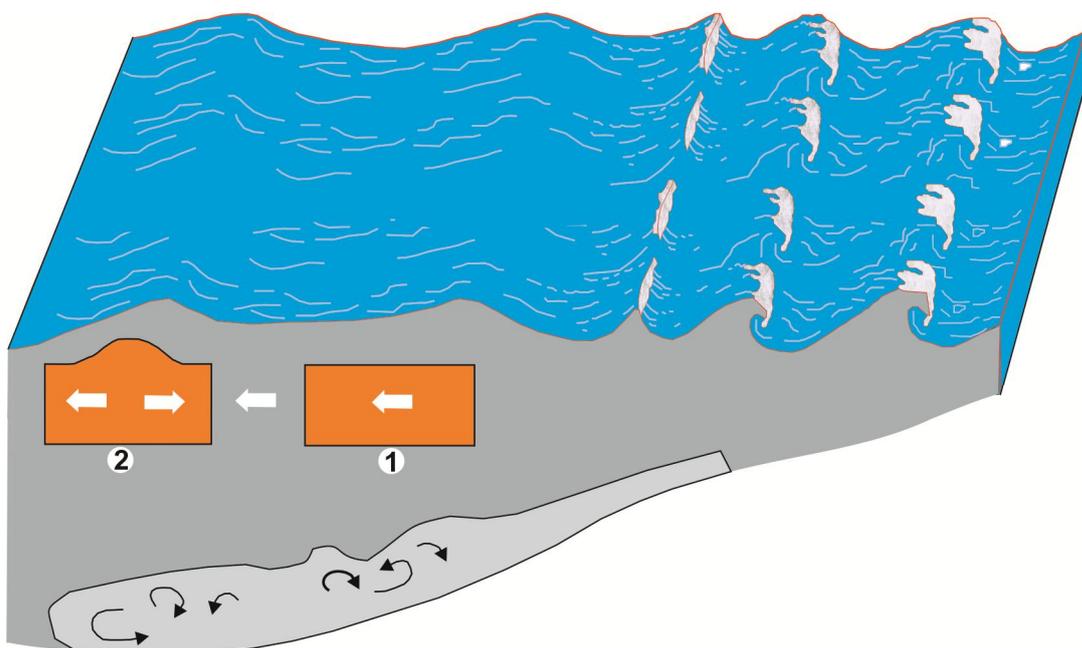
### **I. B. NOTIONS MODERNES SUR LES MILIEUX DE PLATE-FORME**

#### **I. B. 1. PLATES-FORMES DOMINEES PAR LES TEMPETES ET/OU LES MAREES**

Plusieurs modèles se sont proposés pour la subdivision de la plate-forme. Dans la présente étude, nous avons opté le modèle de Readings & Collinson (1996), basé sur l'action des vagues, des tempêtes et des marées, donnant les zones suivantes (Fig. 43):

##### **I. B. 1. 1. Foreshore**

C'est une zone littorale située entre la marée haute et la marée basse. La profondeur peut varier de quelques centimètres à quelques mètres. Dans le cas d'une plate-forme en pente, la dérive du large peut atteindre cette zone. Elle est caractérisée par la fréquence de structures d'érosion-remplissage de chenaux (Lindhorst *et al.*, 2008).



- 1- Sables transportés par écoulement en masse.
- 2- Réorganisation en Hummocky dans le sommet du banc par les tempêtes.

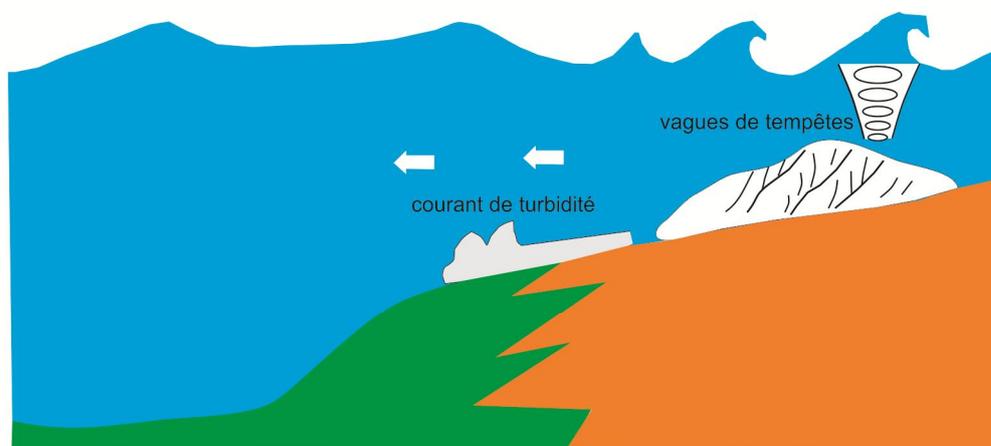


Fig. 42- Modèle de dépôt dans les plates-formes. A: sables transportés par écoulement en masse (1), réorganisation en Hummocky dans le sommet du banc par les tempêtes (2); B: Transport des débris en début par des tempêtes repris ultérieurement par des écoulements turbiditiques (Mangano et Buatois, 1996).

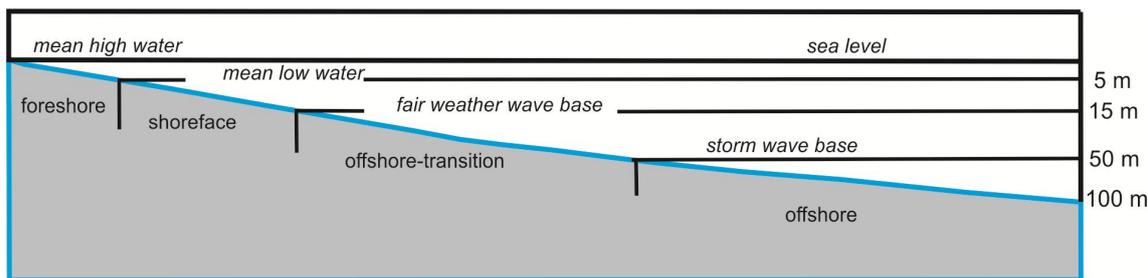


Fig. 43- Subdivision de la plate-forme selon le modèle de Reading & Collinson (1996).

### I. B. 1. 2. Shoreface

Elle est appelée aussi *nearshore* (Kumar & Sanders, 1976), avec une profondeur de 5 à 20 m, comprise entre la limite de l'action des marées basses et des vagues du beau-temps (*fair weather wave base*). Cette zone est marquée par des épisodes d'érosion et de sédimentation pendant la tempête (Vera & Molina, 1998; Lindhorst *et al.*, 2008). Dans la partie supérieure de cette zone, peuvent exister des structures internes multiples (Lindhorst *et al.*, 2008): des laminations de rides de vagues, des laminations horizontales, des lits en flaser « *flaser bedding* » et des litages obliques en mamelons « *Hummocky cross-stratification* » (HCS). Les sédiments peuvent comporter à la base, des graviers et des sables bien triés (Hart & Plint, 1995). Cette espace peut renfermer ainsi de nombreux fossiles, même des coraux représentant des récifs en début d'installation (Bàdenas & Aurell, 2001).

Des ooïdes calcaires peuvent se former dans la zone qui s'étale du foreshore au shoreface, à la suite du ralentissement des conditions hydrodynamiques agitées. En plus, la désagrégation mécanique des squelettes engendre des grains calcaires et des boues carbonatées.

### I. B. 1. 3. Offshore transition

Elle est située entre la limite de la zone du beau temps (*fair weather*) et la base d'action de vagues de tempêtes (*storm wave base*). Elle est dominée par des structures de tempêtes typiques (HCS et SCS ou *Swaley cross-stratification*) (Dott & Bourgeois, 1982; Leckie et Krystinick, 1989; Cheel & Leckie, 1993; Yagishita, 1994). La zone d'offshore en dessous des vagues de tempête est dominée d'une sédimentation boueuse.

Toutefois, des tempêtes exceptionnelles peuvent se manifester dans la partie distale de la plate-forme sous forme des alternances minces de sables fins avec des mudstones.

#### **I. B. 1. 4. Offshore**

C'est la partie la plus externe de la plate-forme (*outer shelf*), située au-dessous de la limite des vagues de tempêtes. Elle est prédominée par des sédiments en suspension (*e.g.*, Brenchley & Newall, 1982; Swift *et al.*, 1983; Mc-Cave, 1985), dus aux plusieurs mécanismes: courants du fond, dérive littorale et courants de turbidité (*e.g.*, Morton, 1981; Swift *et al.*, 1983; Walker, 1984; Brenchley *et al.*, 1986 in Rossetti, 1997) et des tempêtes violentes (Horikawa & Ito, 2009). Parfois, la sédimentation peut enregistrer des laminations obliques de vagues (Norris & Hallam, 1995). Les faciès de cette zone sont caractérisés par des épaisseurs réduites, une granulométrie fine (*e.g.*, Aigner & Reineck, 1982; Myrow, 1992) et une sédimentation rapide (Webby, 1970, p. 105). Ces faciès sont également liés à l'approfondissement du littoral (Thompson, 1937; Clifton, 1969; Davidson-Arnott & Greenwood, 1976; Hunter *et al.*, 1979; McCubbin, 1982; Davis, 1985; Elliott, 1986; Hiroki & Terasaka, 2005).

Cet environnement est marqué par des périodicités sédimentaires (Hobday & Reading, 1972), qui se traduisent par des alternances de boues micritiques et des carbonates biodétritiques (Ager, 1974; Hakes, 1976) ou des dépôts argilo-silteux représentant des tempéstités distales (Bàdenas & Aurell, 2001). Des structures de déformation synsédimentaire ont été distinguées dans cette zone (Brenchley & Newall, 1977; McLaughlin & Brett, 2004).

#### **I. B. 2. SEDIMENTATION TURBIDITIQUE EN PLATE-FORME**

Outre les processus sédimentaires précédemment cités, des écoulements gravitaires (Fig. 44) peuvent se manifester sur la plate-forme: le transport en masse (Nardin *et al.*, 1979) représenté par les flots de débris (*sensu* Shanmugam, 1997), les flots liquéfiés, les flots de grains (Lowe, 1979; 1982) et les écoulements turbiditiques (séquence de Bouma). Ces phénomènes ont été attribués à des basculements de la pente (Normark & Piper, 1991; Kneller & Buckee, 2000), des arrivées soudaines des eaux

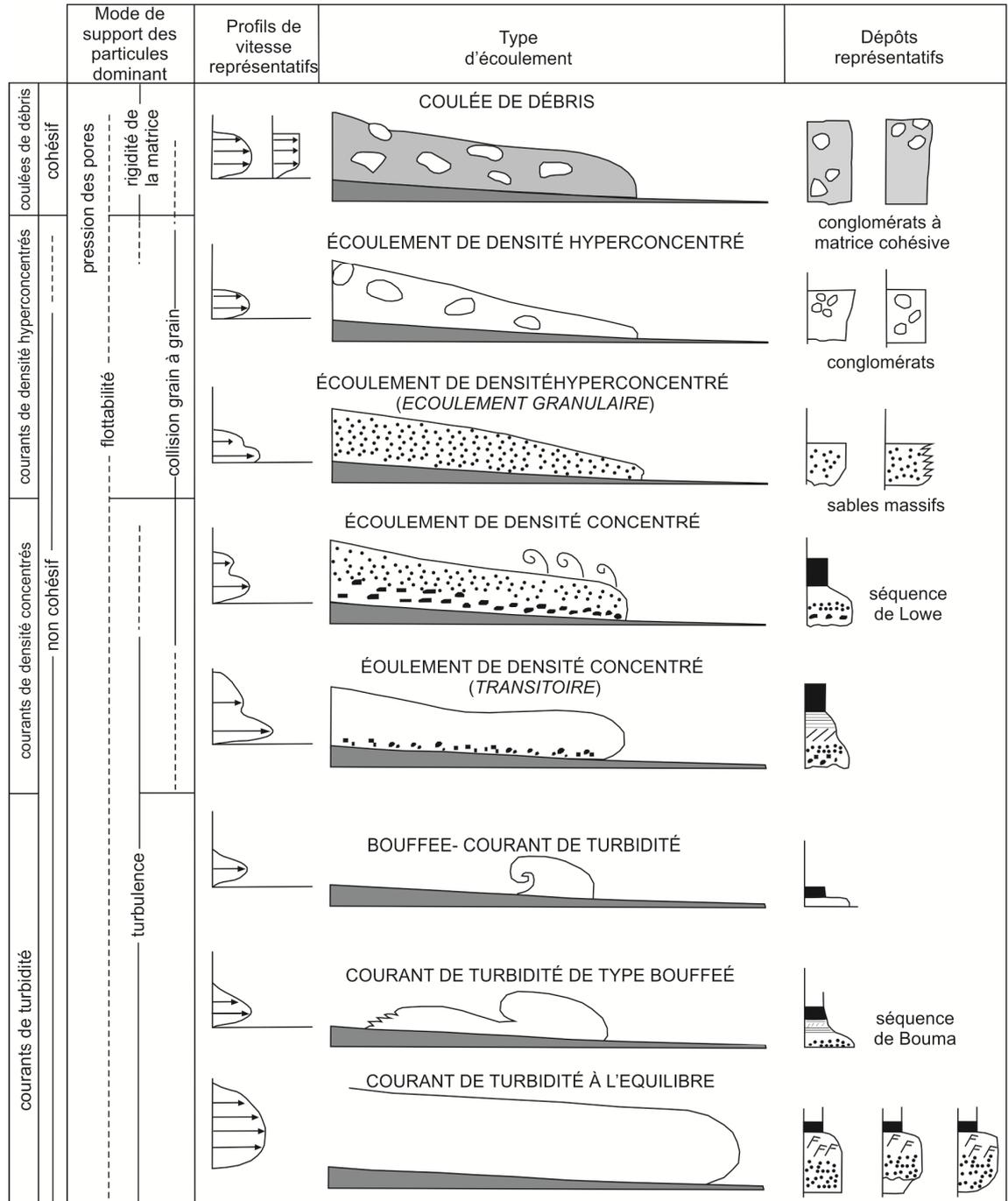


Fig. 44- Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés (Mulder & Alexandre, 2001)

fraîches contenant de larges quantités de sédiments en suspension liés aux tempêtes (Mulder & Syvitski, 1995; Kneller & Buckee, 2000). Des phénomènes turbiditiques ont été signalés dans les rivières et les plaines d'inondation dus aux eaux de fonte des glaces (Hesse *et al.*, 2004; Hicks *et al.*, 2004).

## **I. C. FACIES ET INTERPRETATION**

### **I. C. 1. INTRODUCTION**

L'étude moderne des environnements sédimentaires est basée essentiellement sur la définition et la description des différents faciès rencontrés au sein de la série étudiée. L'interprétation de ces faciès est primordiale, dont leur regroupement en association de faciès envisage les milieux sédimentaires correspondants.

Au cours de l'intervalle Oxfordien moyen à supérieur, la plate-forme du domaine tlemcenien oriental était le siège de trois types de sédimentation: (i) une sédimentation détritique au début de l'Oxfordien moyen; (ii) une sédimentation carbonatée durant l'Oxfordien supérieur; (iii) retour du flux sédimentaire détritique jusqu'à la fin de l'Oxfordien supérieur.

### **I. C. 2. NOTION DU FACIES ET BREF HISTORIQUE**

Le faciès est un terme introduit en XVII<sup>ème</sup> siècle, utilisé ensuite plus largement dans les études sédimentaires, avec des sens diversifiés. C'est à Gressly (1838) qu'on doit la notion moderne du faciès désignant l'aspect de chaque groupement de roches contemporaines. Haug (1903) a défini le faciès comme étant l'ensemble des caractères lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès) d'un dépôt. Selley (1970) définit le faciès selon les paramètres suivants: la géométrie, la lithologie, le contenu paléontologique, les structures sédimentaires et le type du paléocourant.

### **I. C. 3. DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES FACIES**

L'analyse sédimentologique de la Formation des Argiles de Saïda dans les secteurs explorés a permis de mettre en évidence dix-neuf faciès sédimentaires-types, reflétant des processus de dépôts variés (Fig. 45):

Faciès	Description succincte	Traces fossiles	Interprétation et processus de dépôt
Faciès F1 Argile à stratifications lenticulaires	Des interlits argilo-gréseux, centimétriques, avec des argiles grisâtres recouvrant des rides gréseuses formant des lentilles isolées.	/	L'action des marées, particules fines déposées pendant mortes-eaux et particules grossières pendant vives-eaux.
Faciès F2 Couplets argile et grès	Des alternances rythmiques millimétriques de lits de grès et d'argile, donnant des couleurs contrastées.	/	Également lié à l'action des marées, interprétés par des mortes-eaux et vives-eaux.
Faciès F3 Conglomérat	de couleur grisâtre, jaunâtre à rougeâtre, centimétrique à métrique, représentant des remplissages des chenaux, à galets polygéniques et hétéromorphes, polypiers, bois silicifiés et boules d'argiles ( <i>Mud-ball</i> ).	<i>Taenidium</i> et <i>Thalassinoides</i>	Ecoulements gravitaires subaériens (Blair & McPherson, 1994), debris flow non cohésifs (debris avalanching de Prior & Bornhold, 1990) combinés avec des tempêtes (Corcoran, 2008) en zone de shoreface (e.g., Jutras et al., 2006; Johnstone et al., 2006).
Faciès F4 Grès granoclassé	De couleur marron foncé, centimétrique, chenalisé, à base érosive, passant verticalement à des laminations horizontales et latéralement à des grès massifs.	<i>Palaeophycus</i> et <i>Thalassinoides</i>	Granoclassement normal attribué au processus épisodique des turbidites de densité élevée (Pickering et al., 1986, 1989; Mângano & Buatois, 1996).
Faciès F5 Grès massif	De couleur marron foncé à jaunâtre, centimétrique, chenalisé, sans structures, surmonté par des laminations horizontales, des HCS ou des convolutes.	<i>Bergaueria</i> , <i>Cochlichnus</i> , <i>Conichnus</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Didymaulichnus</i> <i>Ophiomorpha</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Protovirgularia</i> , <i>Scolicia</i> <i>Thalassinoides</i>	Courant de turbidité (Lowe, 1982), flots de débris cohésifs (Shanmugam, 1999; Stow & Johansson, 2000), ou dépôt rapide issu des tempêtes (Myrow & Southard, 1996).
Faciès F6 Grès à laminations horizontales	De couleur marron clair à jaunâtre, centimétrique, chenalisé, à base érosive, à fines laminations, à faible continuité latérale, surmonté des HCS, ou en alternance avec les grès massifs, parfois superposé des convolutes.	<i>Chondrites</i> , <i>Megagraption</i> , <i>Neonereites</i> , <i>Nereites</i> , <i>Palaeophycus</i>	Origine turbiditique («Td» de Bouma) (Shanmugam, 2000), action des tempêtes (Brenchley et al., 1993; Allen, 1984; Payros et al., 2000), écoulement oscillatoire fort (Mângano & Buatois, 1996).
Faciès F7 Grès à HCS	De couleur marron clair à jaunâtre, centimétrique, à surfaces d'érosion et de réactivation et à accréation verticale.	<i>Crossopodia</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Sagittichnus</i> <i>Thalassinoides</i>	Terme médian d'une séquence de tempête (Monaco, 1994), représentant des plates-formes dominées par les tempêtes (Harms, 1975; Brenchley, 1985).
Faciès F8 Grès à laminations de rides de vagues	De couleur marron clair ou foncé à jaunâtre, centimétrique, souvent chenalisé, à lames opposées ou ondulées, à surfaces d'érosion et de réactivation.	<i>Chondrites</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Protovirgularia</i> , <i>Planolites</i> , <i>Thalassinoides</i>	Ecoulement oscillatoire de vagues (Boersma, 1970; Rossetti, 1997), action des tempêtes dans le shoreface supérieur (Heward, 1981; McCubbin, 1982) ou l'offshore médian (Leckie & Krystinick, 1989; Yagishita, 1994).
Faciès F9 Grès à laminations obliques grimpantes	De couleur marron clair ou foncé à jaunâtre, centimétrique, à base érosive, associé à des laminations horizontales ou HCS.	<i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Thalassinoides</i>	Ecoulement instable (Allen, 1973), écoulement unidirectionnel emportant l'écoulement oscillatoire (Buatois et al., 2000), écoulement combiné (Pattison, 2005) ou effets des tempêtes (Nottvedt & Kreisa, 1987; Arnott, 1992).
Faciès F10 Grès à laminations obliques unidirectionnelles	De couleur marron clair ou foncé à jaunâtre, centimétrique, souvent accompagné de laminations horizontales.		Rapporté à des marées descendantes (Cojan & Renard, 1999) ou à un courant unidirectionnel (Bordy, 2011).
Faciès F11 Grès à lamines déformées	De couleur marron à jaunâtre, centimétrique, représenté par des convolutes et des escape structures, associées à des laminations horizontales.		Des turbidites sableuses («Tc» de Bouma), ou sédimentation rapide (Lowe, 1975; Allen, 1982, 1985), tectonique synsédimentaire ou secousse sismique (seismites); (Postma, 1983).
Faciès F12 Siltite slumpée	De couleur marron à grisâtre, millimétrique à centimétrique, correspondant à des lentilles intercalées dans les argiles.		Des « mud-tempestits » reconnues par Aigner & Reineck (1982), liées à l'action des tempêtes.
Faciès F13 Siltite à sphéroïdes	Des corps centimétriques, beiges à marrons clairs, de nature gréseuse, associés aux siltites.		Dynamique de tempête en offshore distal (Guillocheau, 1983; Hamoumi, 1988).
Faciès F14 Calcaire oolithiques & oncolithiques	Calcaire oolithique ou oncolithique, grisâtre à blanchâtre, centimétrique à métrique, chenalisé, dolomitisé, à fossiles benthiques brisés ou entiers, parfois à laminations oolithiques entrecroisées.		Déposé à la limite d'action des vagues de tempêtes sur des plates-formes peu profondes (Gonzalez, 1996).

Fig. 45-Tableau récapitulatif des différents faciès rencontrés dans les secteurs d'étude avec leur interprétation.

Faciès F15 Calcaire pseudo-nodulaire à ammonites	Niveaux de calcaires bioturbés sporadiques, ferrugineux, centimétriques, noduleux à pseudo-nodulaire, chenalisés et riches en ammonites amalgamées.	Aspect bioturbé	Son aspect rappelle à celui de l'ammonitico-rosso, attribué, des fluctuations eustatiques et de chute du taux de sédimentation (Elmi <i>et al.</i> , 1981a et b; Elmi & Ameer, 1984), mais sa présence au sein des faciès détritiques fait appel à des incursions marines en milieu subtidal.
Faciès F16 Calcaire micritique	De teinte grisâtre, centimétrique, parfois chenalisé, présentant sporadiquement des laminations horizontales et obliques ou des lits bioclastiques.		Périodes d'eaux calmes, en dessous de la limite des vagues de tempêtes, dans des plates-formes protégées (Gonzalez, 1996, Dupraz, 1999), à la suite de l'atténuation des tempêtes (Buatois <i>et al.</i> , 2000).
Faciès F17 Calcaire biodétritique	De teinte grisâtre, centimétrique à métrique, grumeleux à compact, chenalisé, à base irrégulière et riche en fossiles benthiques.	<i>Palaeophycus</i>	Bancs peu profonds dans des plates-formes influencées par les tempêtes (Gonzalez, 1996) qui resédimentent l'accumulation des fossiles (Jank <i>et al.</i> , 2006; Sharafi <i>et al.</i> , 2012).
Faciès F18 Dolomie	Dolomie d'épaisseur importante, lenticulaire, montrant à la surface des fissures remplies par un matériel rougeâtre.		Faible tranche d'eau, correspondant à des lagons isolés par des barrières (Détraz & Mojon, 1989; Meyer, 2000).
Faciès F19 Argile	De couleur grisâtre à verdâtre, centimétrique à pluri-métrique, friable ou feuilletée, contenant parfois des concrétions argileuses et nodules de septaria.		Dépôt homogène et continu (Payros <i>et al.</i> , 2000), décantation (Blatt <i>et al.</i> , 1980; Allen, 1985) ou dépôt rapide de particules argileuses en suspension (Vossler & Pemberton, 1989; Mangano & Buatois, 1996).

Fig. 44 (Suite).

**Faciès F1: Argile à stratifications lenticulaires (*lenticular bedding*) (Fig. 46)**

Ce faciès marque la partie basale de la coupe de Kef Lazreg (Frenda). Le faciès argileux apparaît sous forme de lamines peu épaisses et discontinues recouvrant les rides et sont confinées dans les creux de ces dernières.

Les stratifications lenticulaires sont associées aux laminites constituées d'alternance de lits contrastées d'argilites grisâtres avec des grès très fins de couleur jaunâtre. Ce faciès surmonte des grès à laminations de rides de vagues ou des grès à base érosive, à laminations obliques et surfaces de réactivation.

Ce type de stratifications est rapporté à des variations de l'action des marées où les sédiments grossiers se déposent pendant les périodes d'énergie suffisante (vives-eaux), alors que les particules plus fines (silts/argiles) se décantent pendant les épisodes d'énergie plus faible (mortes-eaux) favorisant des drapages silto-argileux (*in* Bouterfa, 1999).

**Faciès F2: Couplets argile/grès (Fig. 46)**

Il s'agit d'une alternance rythmique et régulière d'argiles verdâtres avec des grès jaunâtre, sous forme de lamines à couleurs contrastées. Ce faciès caractérise la partie basale de la série qui affleure dans la coupe de Kef Lazreg (Frenda). Ces lamines rythmiques sont accompagnées de laminations de rides de vagues et des stratifications lenticulaires.

Les couplets argile/grès sont le résultat de répétitions périodiques entre deux cycles de marées (*in* Benyoucef, 2012): vives-eaux (*spring tides*) pendant lesquels se déposent les grains grossiers (drapage d'étale de flot) et mortes-eaux (*neap tides*), favorisant la décantation des argiles en suspension pendant les étales de marées (drapage d'étale de jusant).

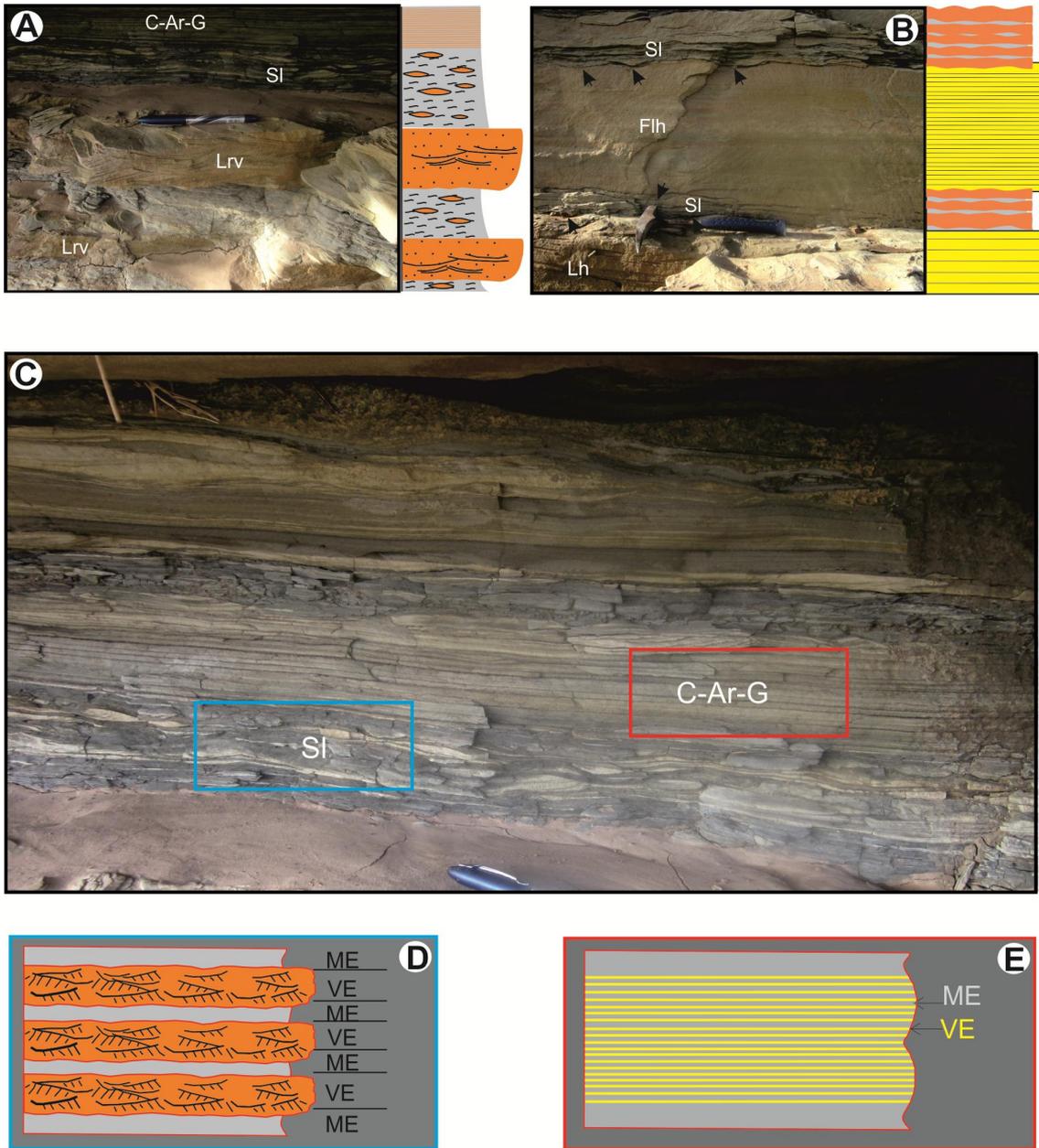


Fig. 46- Illustration des structures d'influence tidale (Kef Lazreg, Freneda). A: succession des laminations de rides de vagues (Lrv), des stratifications lenticulaires (SI) et des couplets argile-grès (C-Ar-G); B: alternance de grès à laminations horizontales (Lh) ou fines laminations horizontales (Flh) et des stratifications lenticulaires (SI). Noter le drapage des creux de rides par un matériel silto-argileux (indiqué par les flèches); (C): Détail des stratifications lenticulaires (SI) et des couplets argile-grès (C-Ar-G) illustrés dans la Figure A; D et E: illustration schématique à la manière des séquences rythmiques (tiré du modèle de Ferry, 2008). VE: vives-eaux, ME: mortes-eaux

**Faciès F3: Conglomérat (Fig. 47 et 48)**

Ce faciès est présent uniquement dans l'unité inférieure de la Formation des Argiles de Saïda dans la coupe de Djebel Brame, sous forme de deux chenaux remplis de galets sub-anguleux à sub-arrondis, hétéromorphes, et polygéniques (calcaire, grès et boules d'argiles), de débris de bois silicifiés et polypiers solitaires.

Le premier chenal montre une épaisseur maximale de 3,70 m pour une largeur de 12 m environ, coiffé par un banc gréseux biseauté d'épaisseur maximale de 0.80 m. Ce dernier forme avec les conglomérats sous-jacents un passage brutal, il est matérialisé par de nombreuses surfaces d'érosion (Fig. 48) et des séquences rythmiques composées des termes de grès massifs passant aux termes granoclassés, des laminations horizontales et des laminations obliques unidirectionnelles. La surface offre des rides de courant associées à des bioturbations et un plaquage faunique.

Le deuxième chenal conglomératique constitue une corniche de 0.20 à 0.30 m au sommet de la première bute. A l'inverse du premier chenal, un passage brutal est distingué à partir d'un banc gréseux vers ce niveau conglomératique. Ce dernier est matérialisé également par une surface bioturbée et un plaquage faunique.

L'absence d'organisation interne et la taille des éléments indiquent un dépôt mis en place par des mécanismes de transport en masse (Breda *et al.*, 2007). Deux hypothèses sont évoquées: (i) écoulements gravitaires subaériens similaires à ceux qui sont décrits par Blair & McPherson (1994), dont la présence d'une matrice silto-argileuse suggère un déplacement par un écoulement de débris non cohésifs (*debris avalanching* de Prior & Bornhold, 1990). (ii) Ces conglomérats peuvent être interprétés également comme étant des dépôts de turbidites et de débrites liés ou co-génétiques (*linked ou co-genetic sensu* Haughton *et al.*, 2003, 2009; Talling *et al.*, 2004). Ces derniers caractérisent généralement des écoulements intermédiaires ou des dynamiques composites (Gladstone & Pritchard, 2009). La présence de ces conglomérats lenticulaires dans un contexte littoral indique la zone de shoreface (*e.g.*, Jutras *et al.*, 2006; Johnstone *et al.*, 2006), influencée par des vagues de tempêtes hautes susceptibles de transporter de gros éléments (Corcoran, 2008).

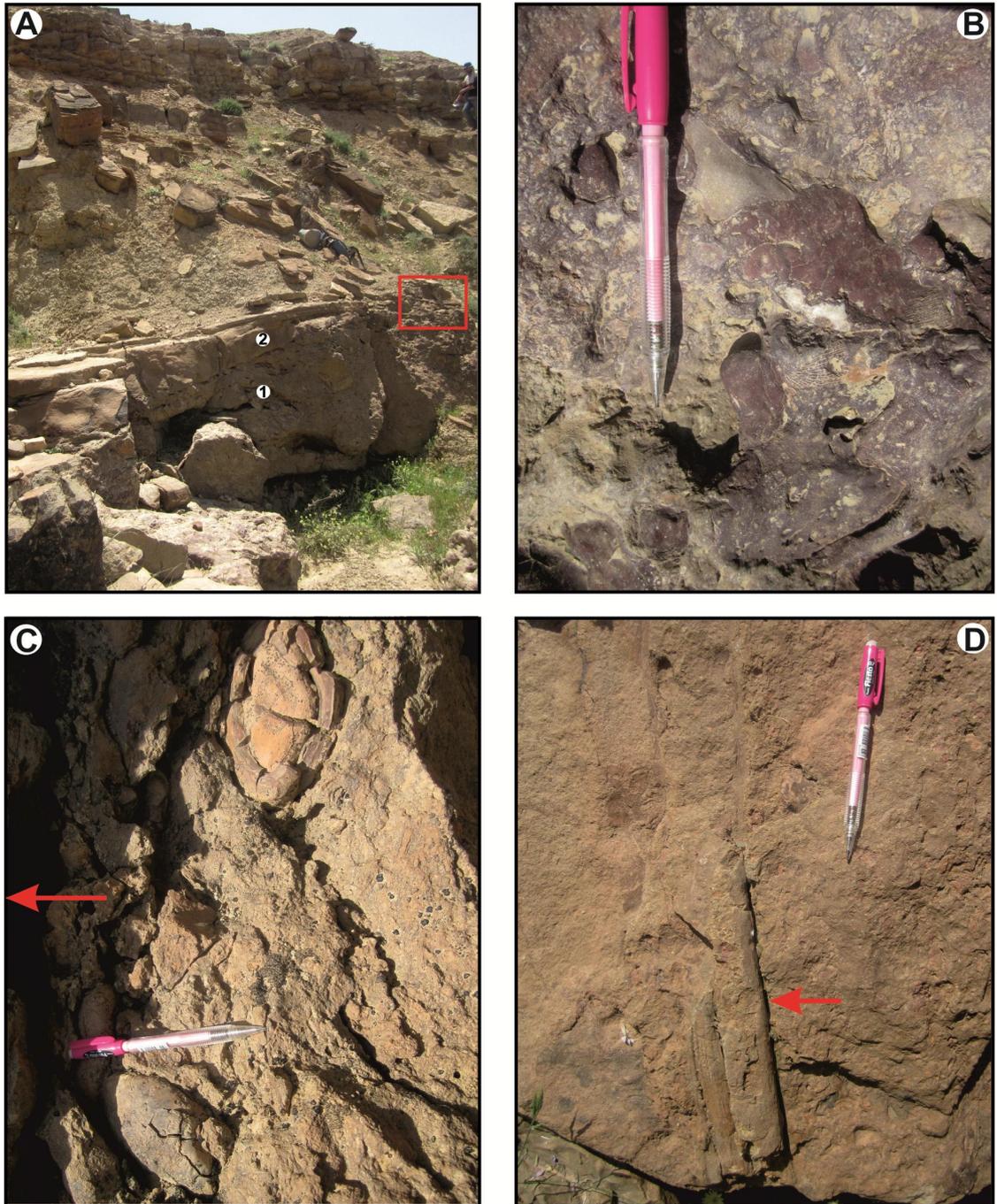


Fig. 47- Quelques caractéristiques de l'unité inférieure (Dj. Brame, Takhemaret). A: Chenal de remplissage conglomératique (1), interrompu par un niveau gréseux à laminations horizontales et sub-horizontales (2); B: galets polygéniques des conglomérats de la Figure A; C: conglomérats remaniant des boules d'argiles (la flèche montre la polarité); D: surface de conglomérat à bois flottant (indiqué par la flèche).

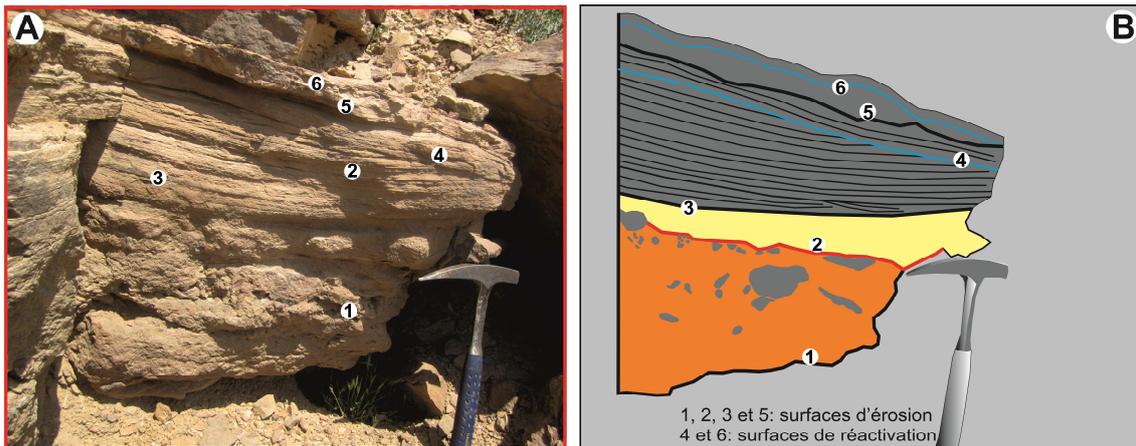


Fig. 48- A: Détail de la Figure 48A avec le passage des conglomérats (1) au faciès gréseux sus-jacent (2); B: représentation schématique de la Figure A (Dj. Brame, Takhemaret).

#### Faciès F4: Grès granoclassé

Ce faciès est observé en particulier dans l'unité argilo-gréseuse inférieure à Djebel Brame. Il forme la base des bancs gréseux intercalés dans les argiles, de morphologie lenticulaire et à surface basale irrégulière ou érosive. Cette surface renferme le plus souvent des figures d'affouillement.

Le granoclassement normal est composé de graviers passant à des grès de taille moyenne. Ce terme granoclassé peut être répétitif à l'échelle d'un banc ou passer directement à des laminations horizontales.

Ce faciès correspond au terme « Ta » de Bouma (1962) reflétant des variations dans la vitesse d'écoulement et de la compétence des courants de turbidité (Horikawa & Ito, 2009). Il peut être interpréter comme le résultat d'un processus épisodique des turbidités de densité élevée (Pickering *et al.*, 1986, 1989; Màngano & Buatois, 1996).

#### Faciès F5: Grès massif (Fig. 49)

Ce faciès correspond à des bancs gréseux centimétriques à pluridécimétriques, sans structure interne et à base érosive, observé dans tous les secteurs étudiés. Il forme le premier terme des suites distinguées, organisées comme suit: grès massif passant au sommet à des grès fins, laminations horizontales, laminations de rides grimpantes et des

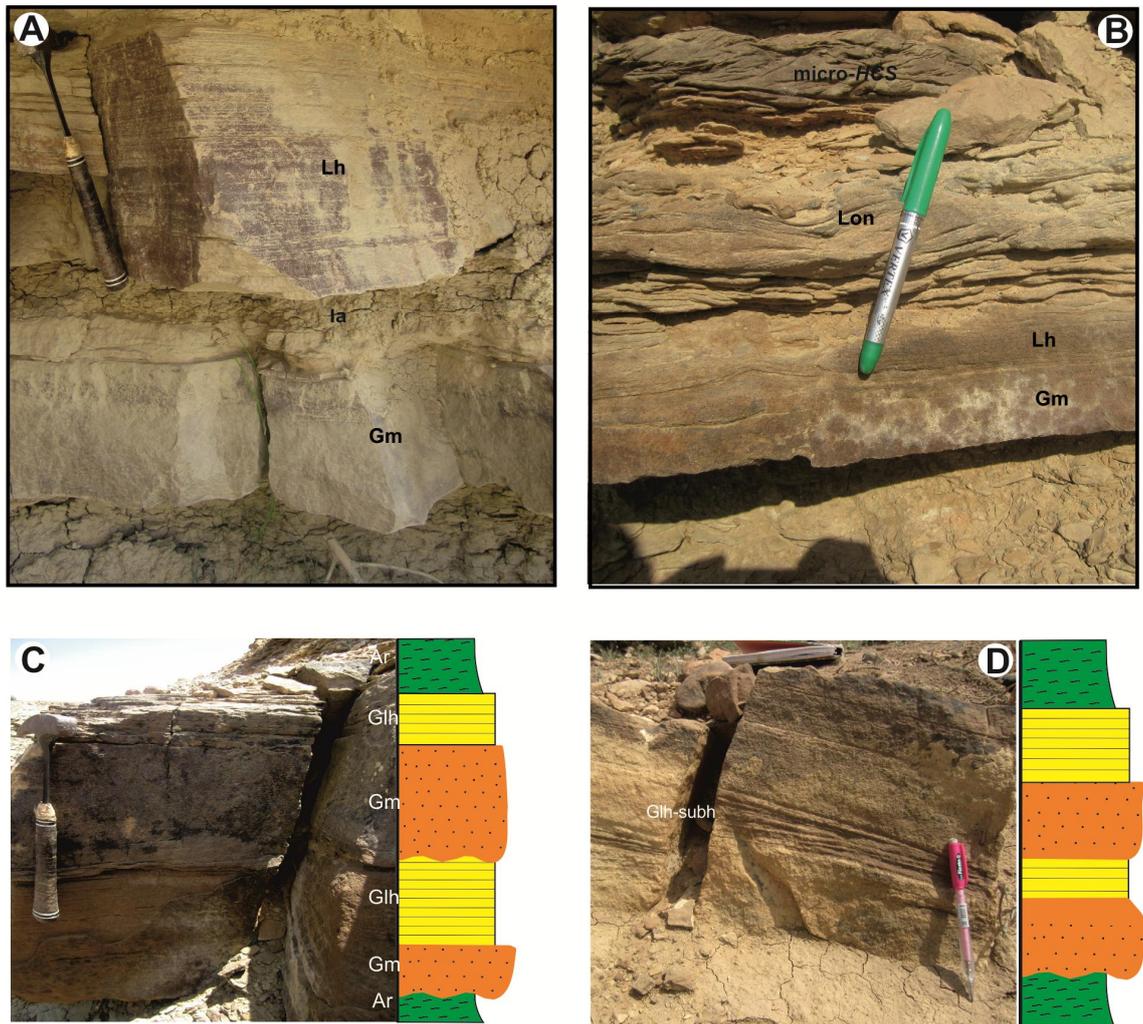


Fig. 49- A: Deux bancs gréseux séparés par un inter-lit argileux (Ia), avec grès massif (Gm) et grès à laminations horizontales (Lh); B: grès massif à la base (Gm) et grès à laminations horizontales (Lh) surmontées de laminations ondulées (Lon), et grès à micro-HCS; C et D: illustration photographique et schématique des termes: répétitifs: argile (Ar), grès massif (Gm), grès à laminations horizontales (Lh) et sub-horizontales (Subh).

figures de déformation synsédimentaire. Dans certains cas, les grès massifs deviennent latéralement un terme granoclassé.

Deux origines sont supposées pour l'interprétation de ce faciès: (i) une combinaison avec les turbidites (Fig. 44, p 122) est faite par Harms & Fahnestock (1965), ce qui peut être interprété par le passage latéral d'un grès massif à un grès granoclassé. Les grès massifs sans structures peuvent enregistrer des dépôts de densité supérieure des courants de turbidité (Lowe, 1982) ou des flots de débris sableux cohésifs (*cohesive sandy debris flow*) (Shanmugam & Moiola, 1994; Shanmugam, 1999; Stow & Johansson, 2000). Dans ce cas, l'écoulement turbulent supérieur qui génère les turbidites classiques (Postma *et al.*, 1988) érodent les lamines déposées (Paciullo *et al.*, 2007). (ii) La mise en place peut être expliquée ainsi, par l'effet d'une sédimentation très rapide lors d'un événement court et de haute énergie (*e.g.*, Allen 1984; Miall, 1996), assimilé à des tempêtes. Ces dernières situations bathymétriques sont coincées entre l'action des vagues normales (*below fair-weather wave base*) et l'action des vagues de tempêtes (*storm wave base*), ce qui correspond à la zone de shoreface inférieur et la zone d'offshore (McCubbin, 1982; Reading & Collinson, 1996; Lubeseder *et al.*, 2009).

#### **Faciès F6: Grès à laminations horizontales (Fig. 48, 49 et 50)**

Ce faciès est associé à des structures hydrodynamiques variées: grès massifs, des termes granoclassés et des laminations de rides de vagues. Il se présente parfois en un seul banc à laminations horizontales fines à base érosive; il est coiffé à la surface supérieure par des rides de courant de différents types. Dans certains cas, les laminations horizontales sont distinguées par des lamines de couleur différente.

Selon les modèles classiques de Allen (1985) et de Blatt *et al.* (1980) (Fig. 51), les laminations horizontales représentent un régime d'écoulement supérieur (Payros *et al.*, 2000).

Ces modèles expliquent la relation entre la taille des grains et la puissance d'écoulement, dont les laminations horizontales sont positionnées dans la zone du

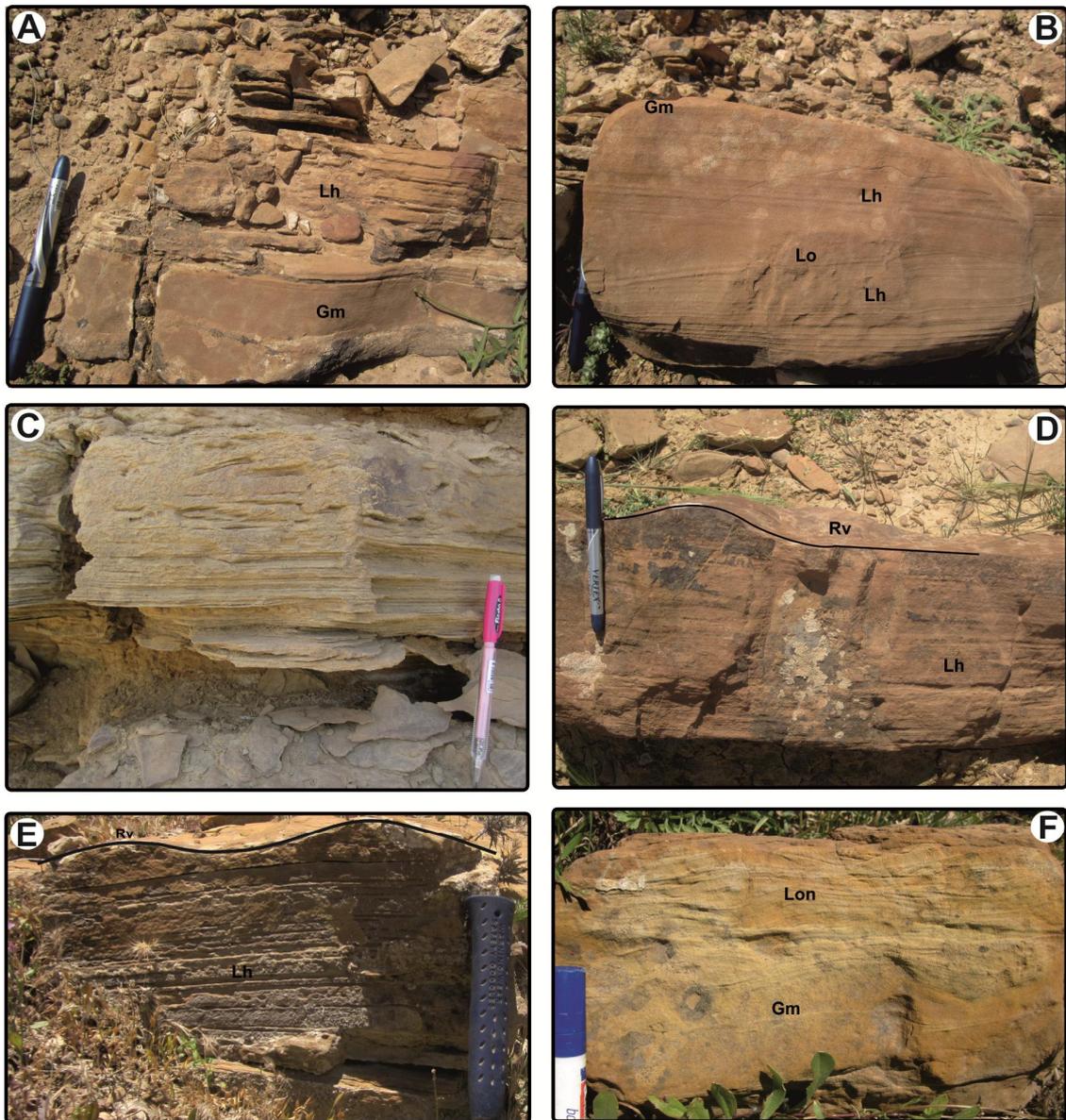


Fig. 50- Illustration photographique de quelques structures hydrodynamiques distinguées à Dj. Brame et Oued Mina. A: grès massif (Gm) surmonté de laminations horizontales (Lh); B: succession de grès massif (Gm), laminations horizontales (Lh), interrompues au milieu du banc par des laminations obliques (Lo); C: laminations horizontales constituant un banc gréseux finement lité; D et E: laminations horizontales (Lh), surmontées par des rides de vagues (Rv), (A à D, unité supérieure, Dj. Brame), F: grès massif (Gm) surmonté par des laminations ondulées (Lon) (D et E, Oued Mina).

régime des rides de courant (A). Il marque le point de départ, indiqué par la lettre « a », et interprété comme étant des crêtes rectilignes représentant des formes originelles des rides de courants passant à des crêtes ondulées. Plus récemment, Ferry (2015) attribue ce type de laminations à la plage proprement-dite (zone de déferlement), surmontées par des HCS.

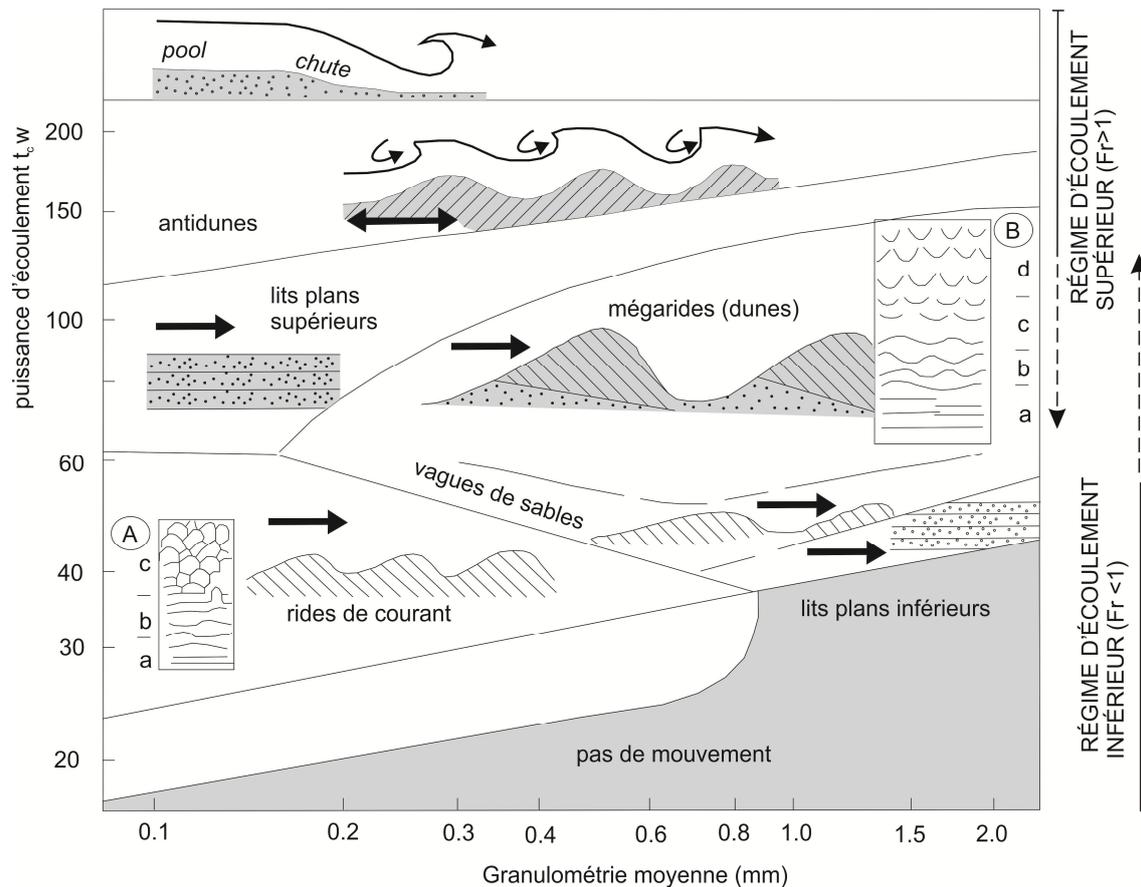
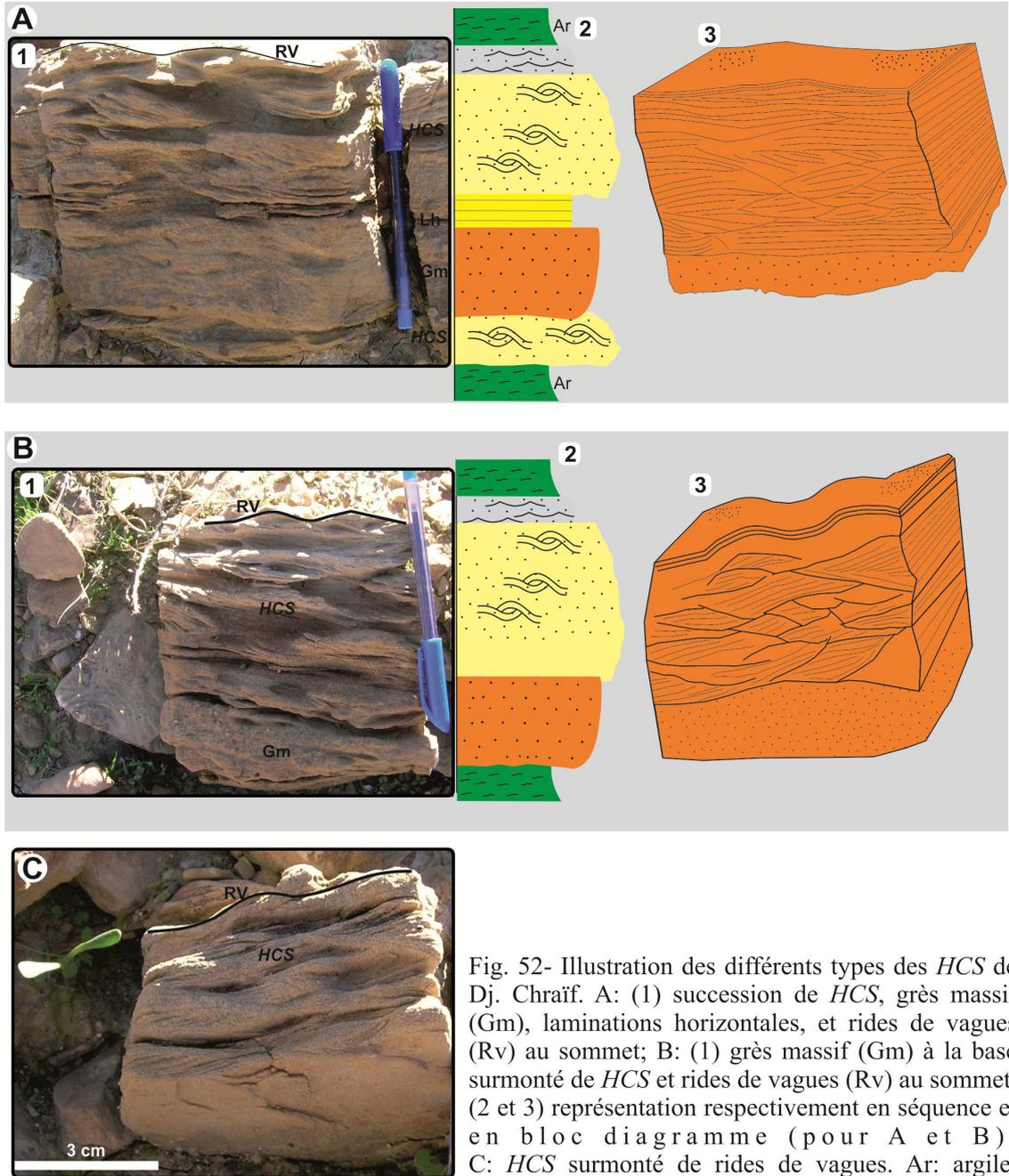


Fig. 51- Schéma des régimes d'écoulement pour les différentes structures hydrodynamiques (Blatt *et al.*, 1980, Allen, 1985).

**Faciès F7: Grès à HCS (Fig. 52 et 53)**

Il est exceptionnellement abondant dans la coupe de Djebel Chraïf (Takhemaret). Ce faciès se présente généralement en bancs centimétriques en alternance avec des grès à laminations de rides grimpantes. Il peut être associé à des grès massifs (Gm; Miall, 1986) ou des laminations horizontales (Lh). Les structures en HCS présentent des lamines qui ont tendance à s'épaissir dans les creux et à s'amincir au niveau des bombements. L'inclinaison des laminations ne montrent pas une orientation préférentielle.



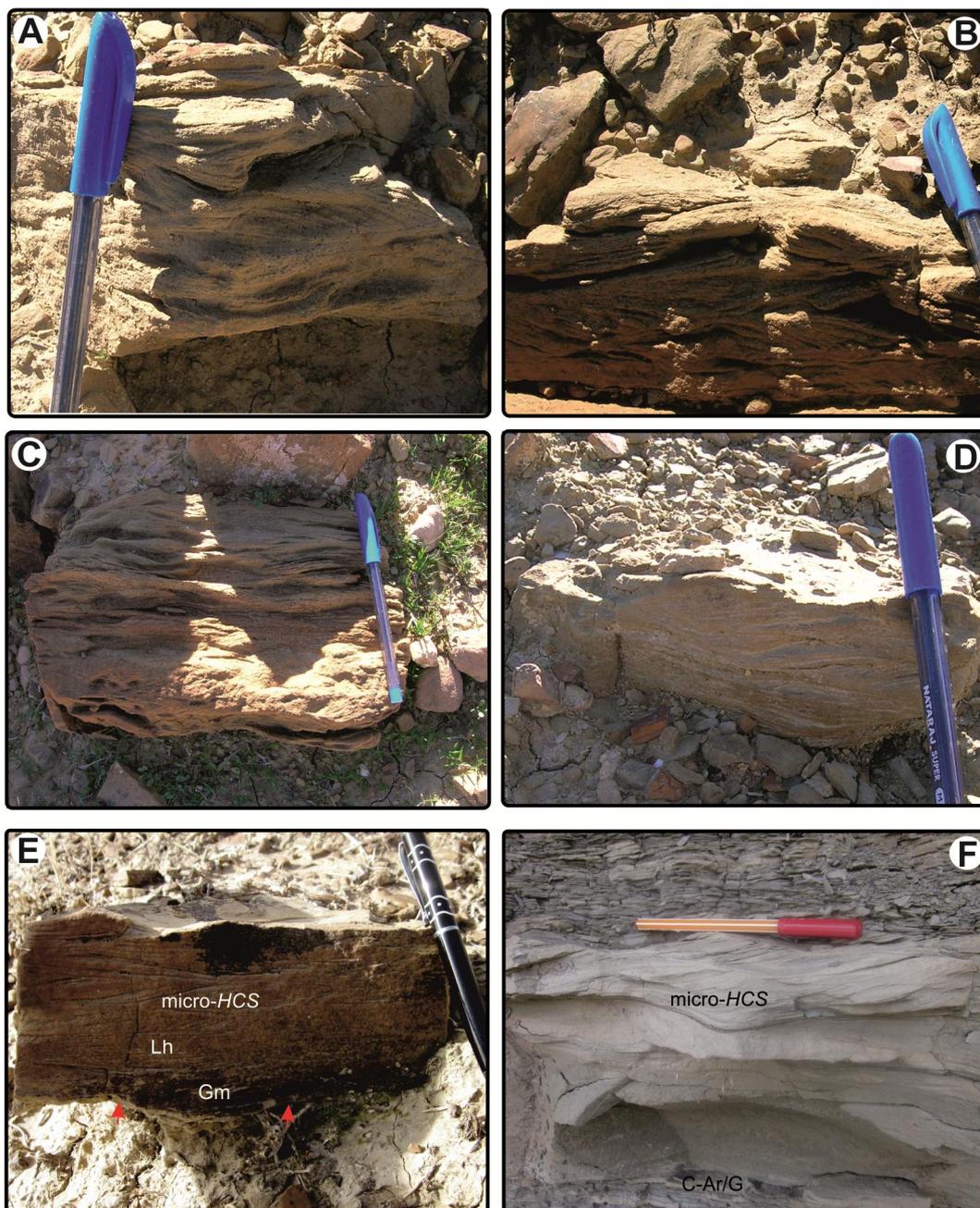


Fig. 53- Illustration photographique des HCS et micro-HCS. A à D: distingués à Dj. Chraïf (Takhemaret); E: grès massif (Gm), lamination horizontales, micro-HCS et rides de vagues (Rv) au sommet (Dj. Boughachoua, Frenda); F: des couplets argile-grès (C-Ar/G) (Kef Lazreg, Frenda).

Les *HCS* peuvent correspondre au terme médian d'une séquence de tempête (Monaco, 1994). Cette séquence peut être représentée par trois termes superposés: (a) dépôt grossier granoclassé de remplissage; (b) des laminations en *HCS* et (c) un terme sommital formé de siltite ou de lutite.

Les structures de type *HCS* sont considérées comme diagnostique des plateformes marines dominées par les tempêtes (Harms, 1975; Brenchley, 1985), dans la zone coincée entre le shoreface et l'offshore (*e.g.*, Walker, 1979, 1982, Bourgeois, 1980; Hunter & Clifton, 1982; Einsele & Seilacher, 1982; Duke, 1985; Brenchley, 1989; Höck *et al.*, 2006).

Elles peuvent exister également à plusieurs dizaines de kilomètres des côtes, dominées par un faciès silteux (Aigner, 1985). Certains auteurs ont montré que la mise en place est due soit à un écoulement supérieur de haute vitesse oscillatoire (bidirectionnel), ou même un écoulement unidirectionnel de vitesse faible à modérée (Arnott & Southard, 1990). Les mêmes résultats ont été obtenus par l'étude des anciennes tempêtes sableuses (Beukes, 1996; Nottvedt & Kreisa, 1987; Midtgaard, 1996).

Walker & Plint (1992) ont distingué deux types d'*HCS*: (i) des *HCS* liées à des tempêtes proximales, matérialisées par des niveaux à bases érosives et à débris grossiers, et (ii) des *HCS* liées à des tempêtes distales caractérisées par des sables laminés et à grains fins.

Ultérieurement, Pomar *et al.* (2012) ont rediscuté l'origine des *HCS*. Ils ont attribué ces structures à des vagues internes (*internal waves*). Cette dernière origine a été controversée par certains auteurs (*e.g.*, Quin, 2011; Shanmugam, 2012).

Les expérimentations modernes ont témoigné la génération des *HCS* au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes (Dumas & Arnott, 2013), alors que les *SCS* sont générées entre la limite d'action des vagues normales et la limite des vagues de tempêtes.

Récemment, Ferry (2015) rapporte les *HCS* à l'action des houles dans l'avant-plage (*inshore*), coïncidant avec la zone située entre le shoreface et l'offshore. Ces structures apparaissent en accrétion verticale uniquement hors de l'action de la marée, et grâce à la marée descendante, leur structure interne passe en accrétion latérale.

#### **Faciès F8: Grès à laminations de rides de vagues (Fig. 46 et 54)**

Ce faciès est observé dans l'ensemble des secteurs étudiés. Il correspond à des bancs gréseux présentant à l'interface des lamines opposées à profils symétriques, s'interpénétrant ou s'entrecoupant entre elles. Dans la coupe de Kef el Hemmam, le faciès F8 est représenté par des bancs gréseux à lamines ondulées superposées. Ces lamines montrent des profils symétriques et sont achevées au sommet du banc par des rides de vagues de différents types: rides à crêtes régulières plus ou moins rectilignes, rides allongées ou rides sinueuse bifurquées (Fig. 55).

Les structures à rides de vagues témoignent des écoulements oscillatoires de vagues (Boersma, 1970; de Raaf *et al.*, 1977; Rossetti, 1997), qui favorisent la dispersion des particules silicoclastiques fines vers le large (Stewart, 1978; Payros *et al.*, 2000). Elles sont caractéristiques d'un milieu de shoreface supérieur (Heward, 1981; McCubbin, 1982).

Certains auteurs signalent ce type de structures dans la zone de shoreface (Nichols, 2009) et la zone de transition shoreface-offshore dominée par les tempêtes (Leckie et Krystinick, 1989; Yagishita, 1994).

#### **Faciès F9: Grès à laminations obliques en rides grimpantes (Fig. 56 et 57)**

Ce faciès se rencontre en abondance dans l'unité argilo-gréseuse supérieure qui affleure à Djebel Chraïf, de façon relative dans l'unité argilo-gréseuse inférieure de Djebel Brame et Djebel Boughachoua. Il correspond à des lamines obliques, dont les limites entre les unités sont érosives. Ces structures sont considérées comme un stade intermédiaire entre les rides sinusoïdales et les rides asymétriques normales (Ferry, 2008). Elles peuvent être associées à des laminations horizontales et des laminations de

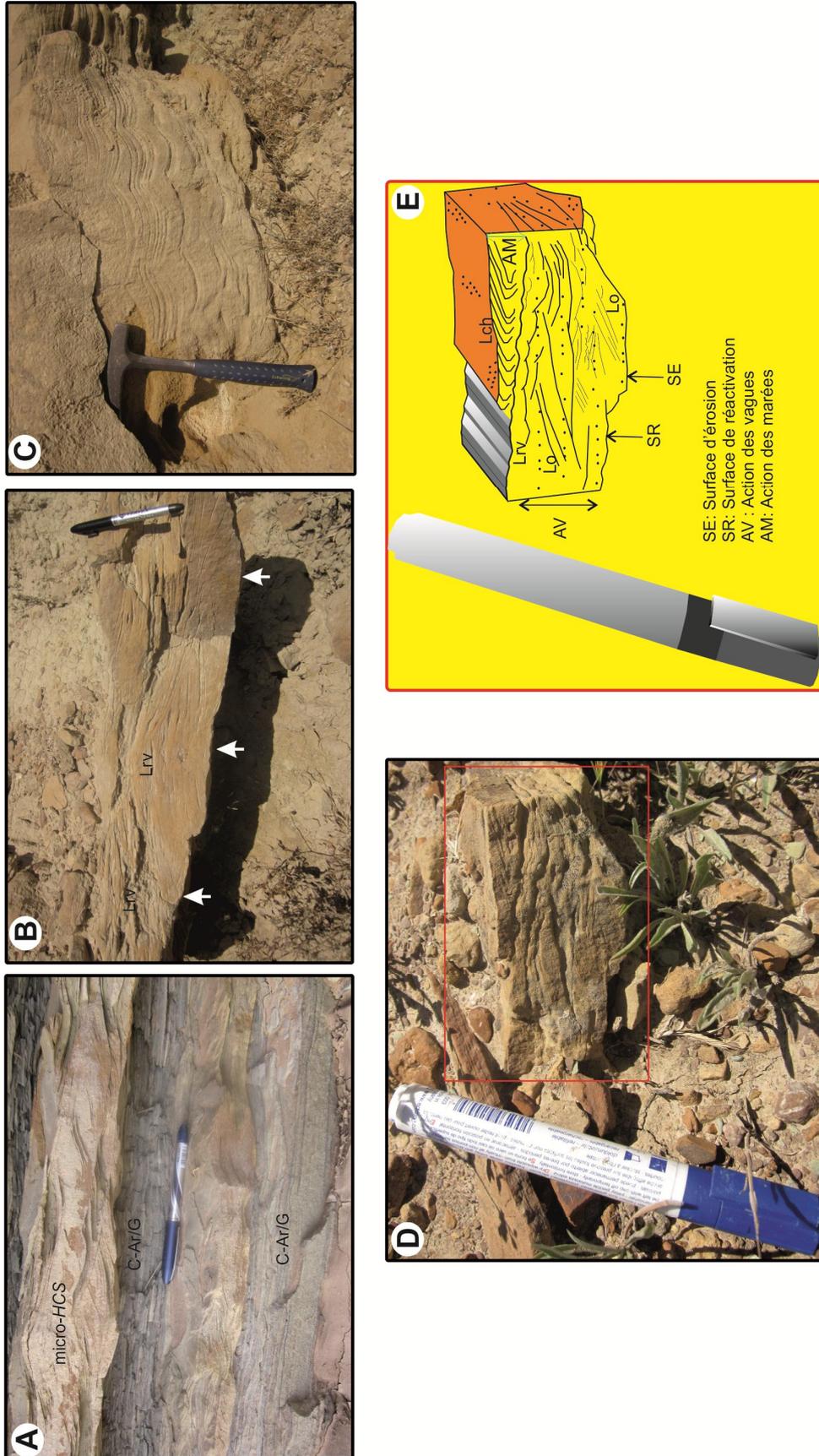


Fig. 54- Illustration de quelques structures sédimentaires distinguées à Frenda et Oued Mina. A: des couplets argile-grès (C-Ar/G) (Kef Lazreg); B: grès à base érosive (flèche), laminations de rides de vagues ou d'oscillation (Lrv) (Dj. Boughachoua); C: laminations de rides de vagues (Kef el Hemmam, Frenda); D et E: successivement illustration photographique et schématique de la Figure A avec laminations obliques (Lo), laminations de rides de vagues (Lrv), litages en chevron (Oued Mina).

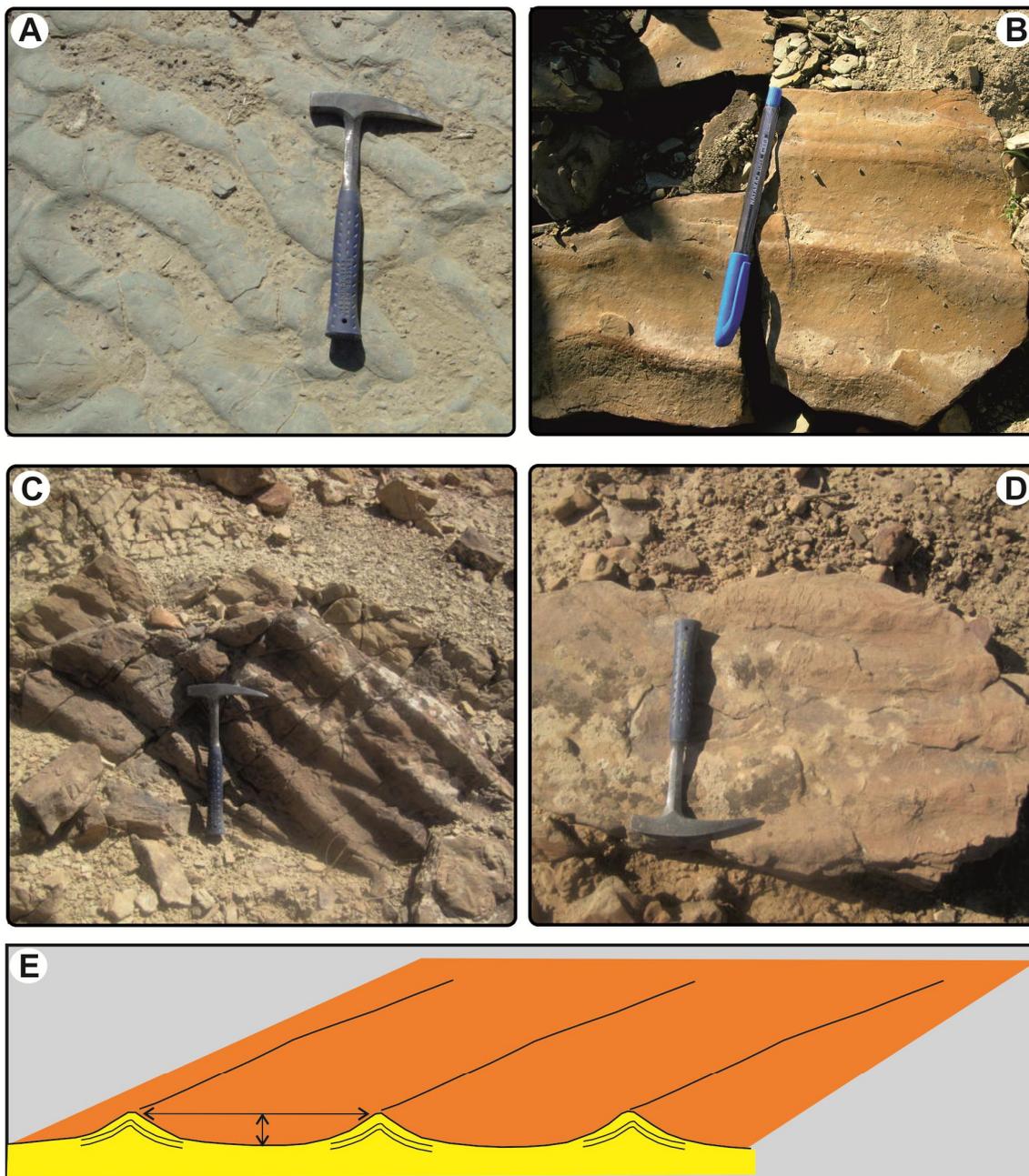


Fig. 55- Illustration des différents types de rides de vagues observées dans la région de Takhemaret. A: type allongé, sinueux et étroit (Béni Berdaâ); B: type allongé et espacé à amplitude faible, et à crêtes arquées (flèche) (Dj. Chraïf); C: type bifurqué; D: type sinueux à crêtes aplaties (Dj. Brame); E: illustration schématique des rides à crêtes arquées.

rides de vagues, constituant parfois des termes répétitifs et à surface supérieure modelée par des rides de différentes formes. Les rides grimpantes enregistrées dans la Formation des Argiles de Saïda sont assimilées à un modèle de variations du niveau marin: avec des points de pulsations et des conditions d'écoulement instables (Allen, 1973).

Chaudhuri (2005) note que le passage vers le haut des rides grimpantes à des rides de vagues est un phénomène commun dans les dépôts des tempêtes. Ces structures peuvent être développées quand l'écoulement unidirectionnel emporte l'écoulement oscillatoire. La formation des rides grimpantes « *climbing wave ripple-lamination* » est attribuée à l'action des vagues (Kreisa, 1981; Buatois *et al.* (2000, ou des écoulements combinés « *combined-flow ripples* » (Myrow & Southard, 1991; Yokokawa *et al.*, 1995; Pattison, 2005b). Ce type d'écoulements est généré vraisemblablement par l'effet des tempêtes (Morton, 1978; Nottvedt & Kreisa, 1987; Arnott, 1992).

#### **Faciès F10: Grès à laminations obliques unidirectionnelles (Fig. 57, 58 et 59)**

Ce faciès est formé de bancs gréseux à grains fins ou moyens, à base érosive et présentant des faisceaux de lamines qui plongent dans le même sens. Il s'agit des laminations obliques tabulaires, des laminations obliques tangentielles ou sigmoïdes (Fig. 58). Ces lamines sont liées génétiquement aux rides de différentes formes. Elles peuvent être tronquées en surface par des rides à profil asymétrique de plusieurs types (Fig. 59): des rides de courant unidirectionnel proprement dit (ou « *ripple marks* »), des rides lingoïdes ou des rides interférentes polygonales (cogénétiques).

Les rides de courant sont liées à un écoulement de vitesse modérée, correspondant souvent d'un courant unidirectionnel. En cas d'un courant de marée accompagné à une distorsion d'onde de vague, il en résulte des formes interférentes polygonales.

Les surfaces de troncature et de réactivation sont causées par de nouveaux faisceaux à laminations horizontales à sub-horizontales, donnant à l'ensemble une allure bipolaire (Fig. 60) témoignant d'une action tidale. Elles sont accompagnées des



Fig. 56- Illustration photographique des laminations obliques en rides grimpantes (Rg). A et B: Dj. Chraïf (Takhemaret); C: Kef Lazreg (Frenda).

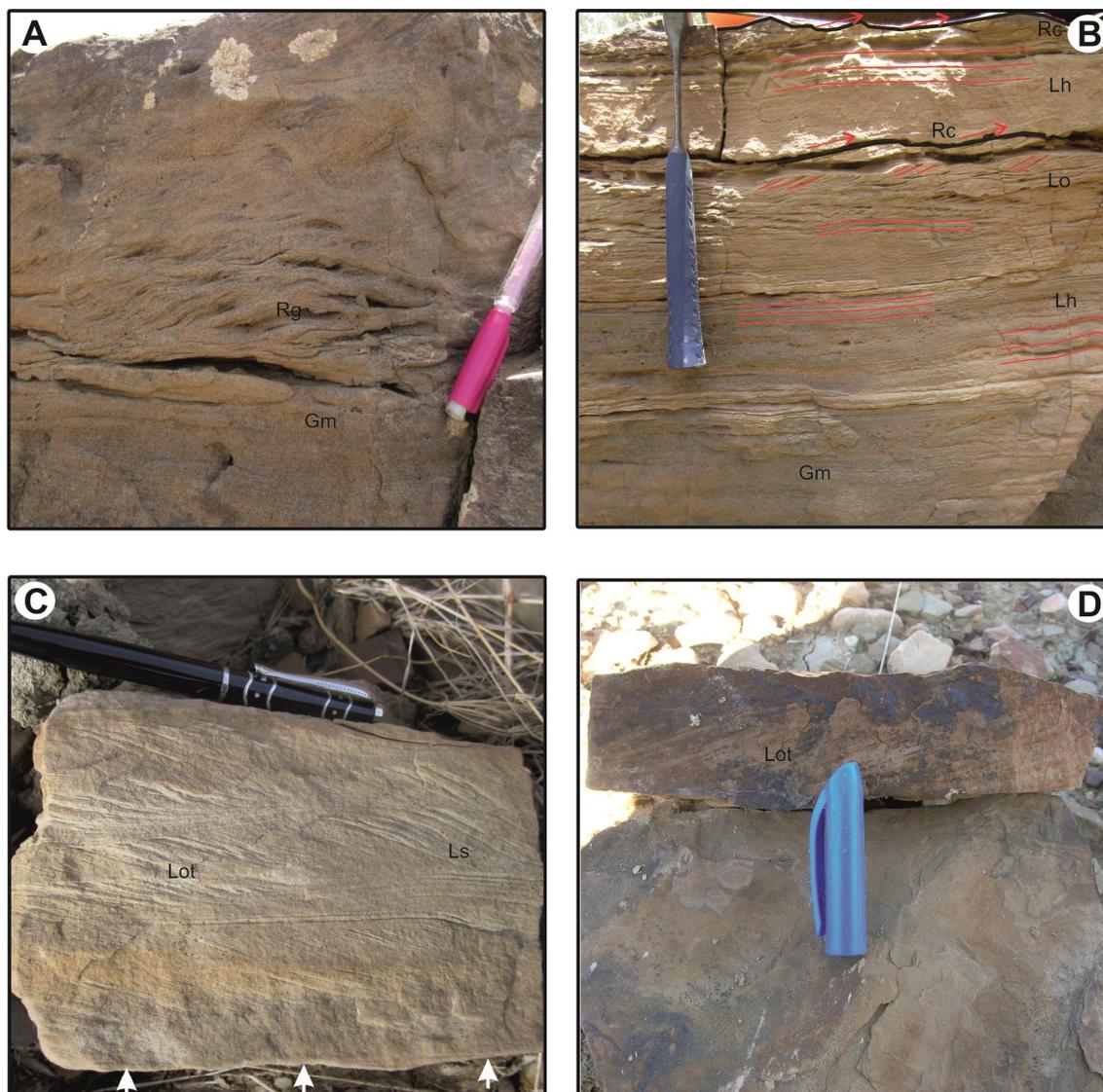


Fig. 57- Illustration des laminations obliques avec d'autres structures. A: grès massif (Gm), surmonté de laminations de rides grimpantes (Rg) (Dj. Brame); B: grès massif (Gm), surmonté de laminations horizontales (Lh) et laminations obliques (Lo) ou de rides de courant (Rc) (Dj. Brame); C: banc gréseux à base érosive (flèches) et à faisceaux de laminations obliques superposées: tangentielle (Lot) et sigmoïdes (Ls) (Dj. Boughachoua); D: laminations obliques tangentielles (Lot) (Dj. Chraïf).

structures d'échappement de fluides « *escape structures* », et indiquant une direction générale du paléocourant SW-NE.

Le faciès F10 passe latéralement à des rides de vagues, ce qui implique l'action combinée des vagues normales et des marées attestant la zone de shoreface (Weimer *et al.*, 1982). Actuellement, l'évolution des rides de courant est bien visible dans les ruisseaux qui s'écoulent sur les plages à marée descendante (Cojan & Renard, 1999).

Egalement, l'écoulement responsable de la mise en place des rides de courant correspond à un courant équitable et unidirectionnel permettant de déterminer le sens du courant (Allen, 1968; High & Picard, 1974; Southard & Boguchwal, 1990; Bordy *et al.*, 2011).

#### **Faciès F11: Grès à lamines déformées (Fig. 60)**

Ce faciès se rencontre en particulier dans les coupes de Djebel Brame et de Kef el Hemmam. Il est représenté par des bancs gréseux centimétriques à grains fins, présentant à l'interface des laminations convolutées « *convolute lamination* » et des figures d'échappement de fluides « *escape structure* ». Les laminations convolutées montrent un plissement des lamines sous forme de structures en dôme raides et en creux plus douces. Le plissement des lamines devient intense vers le haut et peut être tronqué de manière abrupte. Il s'agit des simples plissements renversés au sens de Helwig (1970) et Woodcock (1976).

Ces figures d'écoulement et d'échappement de fluides correspondent à une déformation plastique de sédiments partiellement liquéfiés peu après le dépôt. Elles peuvent être générées par trois mécanismes fondamentaux: aspiration, liquéfaction ou fluidisation (Lowe & LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975). Elles peuvent être provoquées également par des secousses sismiques (Postma, 1983) et correspondent au terme « Tc » de la séquence de Bouma, 1962, habituellement observé dans les turbidites sableuses. Les structures d'échappement de fluides sont détectées aussi dans des dépôts tidaux actuels.

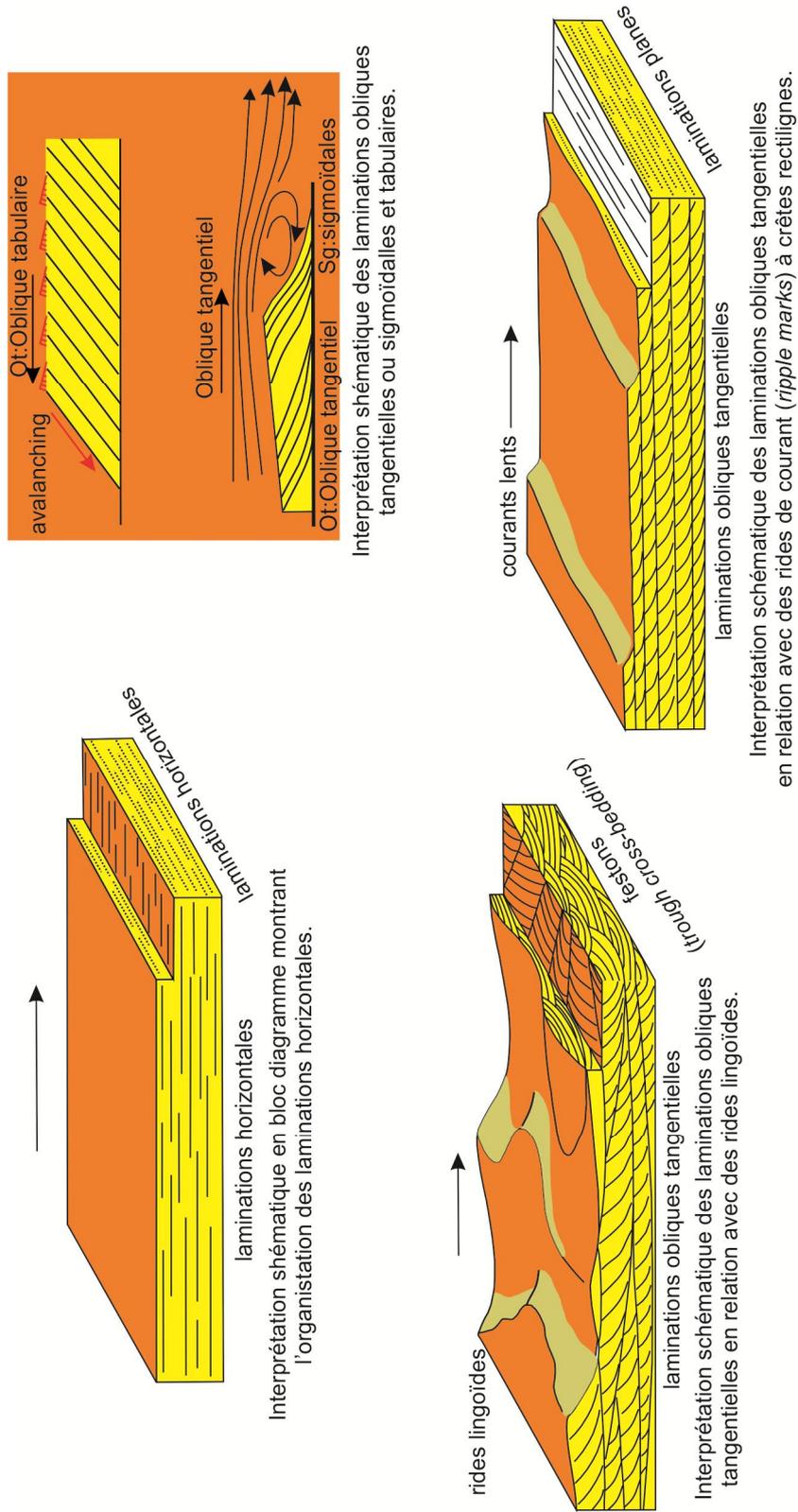


Fig. 58- Interprétation schématique des différents types de laminations en relation avec des rides de courant (Ferry, 2008).

Pattison (2005) inclut les structures en flamme «*flamme structures*» et les figures de charge «*load-cast*» dans les convolutes, tout en signalant que les grès ont été déposés rapidement, et que les argiles sous-jacentes se sont saturées en eau, en restant non consolidées durant leur dépôt. Stromberg & Bluck (1998) ont intégré les convolutes comme un type de figures d'échappement de fluides, déposées généralement pendant la sédimentation rapide de la mousse (Lowe, 1975; Allen, 1982, 1984).

### **Faciès F12: Siltite à slumps (Fig. 60D et E)**

Ce faciès est répandu le long de la formation en lentilles inter-stratifiées avec les argiles dans tous les secteurs étudiés, épais de 0.01 à 0.10 m. Ces lentilles sont parfois affectées par des déformations de type *slumps*. Ce faciès se présente homogène, montrant dans certains cas de fine lamines horizontales ou entrecroisées, rarement en plaquettes ou avec litages déformés. Il apparaît souvent avec une géométrie lenticulaire et se trouve intercaler au sein des dépôts de tempêtes. Il correspond aux «*mud-tempestites*» reconnues en Mer du Nord par Aigner et Reineck (1982) et traduit un dépôt à partir d'une suspension qui résulte d'une expression latérale des actions de tempêtes en milieu d'offshore distal. Des dépôts similaires de granulométrie très fine ont été attribués à des périodes transgressives en milieu d'offshore (Corcoran, 2008).

Parfois, le passage entre les siltites et les inter-strates argileuses se fait graduellement par augmentation du pourcentage d'argile. Cette description est compatible avec les rythmites gradées ou «*storm graded layers; SGL*» qui sont attribuées à une dynamique de tempêtes en milieu d'offshore (Guillocheau & Hoffert, 1988).

### **Faciès F13: Siltite à sphéroïdes (Fig. 60E)**

Il s'agit des corps sédimentaires associés aux siltites, isolés ou coalescents et de taille centimétrique. Ces corps de nature gréseuse ou gréso-carbonatée ont un contact net avec l'encaissant, distingués uniquement dans l'unité inférieure de la formation à Dj. Brame. Ils ont une origine hydrodynamique attestée par la nature de leur contact, interprétés par Guillocheau (1983) et Hamoumi (1988) comme le résultat d'une dynamique de tempêtes en offshore distal d'une plate-forme peu profonde.



Fig. 59- Quelques types de rides d'origine tidale et conjuguée. A: grès massif (Gm) à la base, surmonté de laminations obliques unidirectionnelles (Lo) et des rides de courant unidirectionnel (Rc) au sommet (Kef Lazreg); B: rides lingoïdes attribuées à l'action des marées (Kef Lazreg); C: rides « co-génétiqes » rapportées à l'action conjuguée de marées et de vagues (Dj. Chraïf).

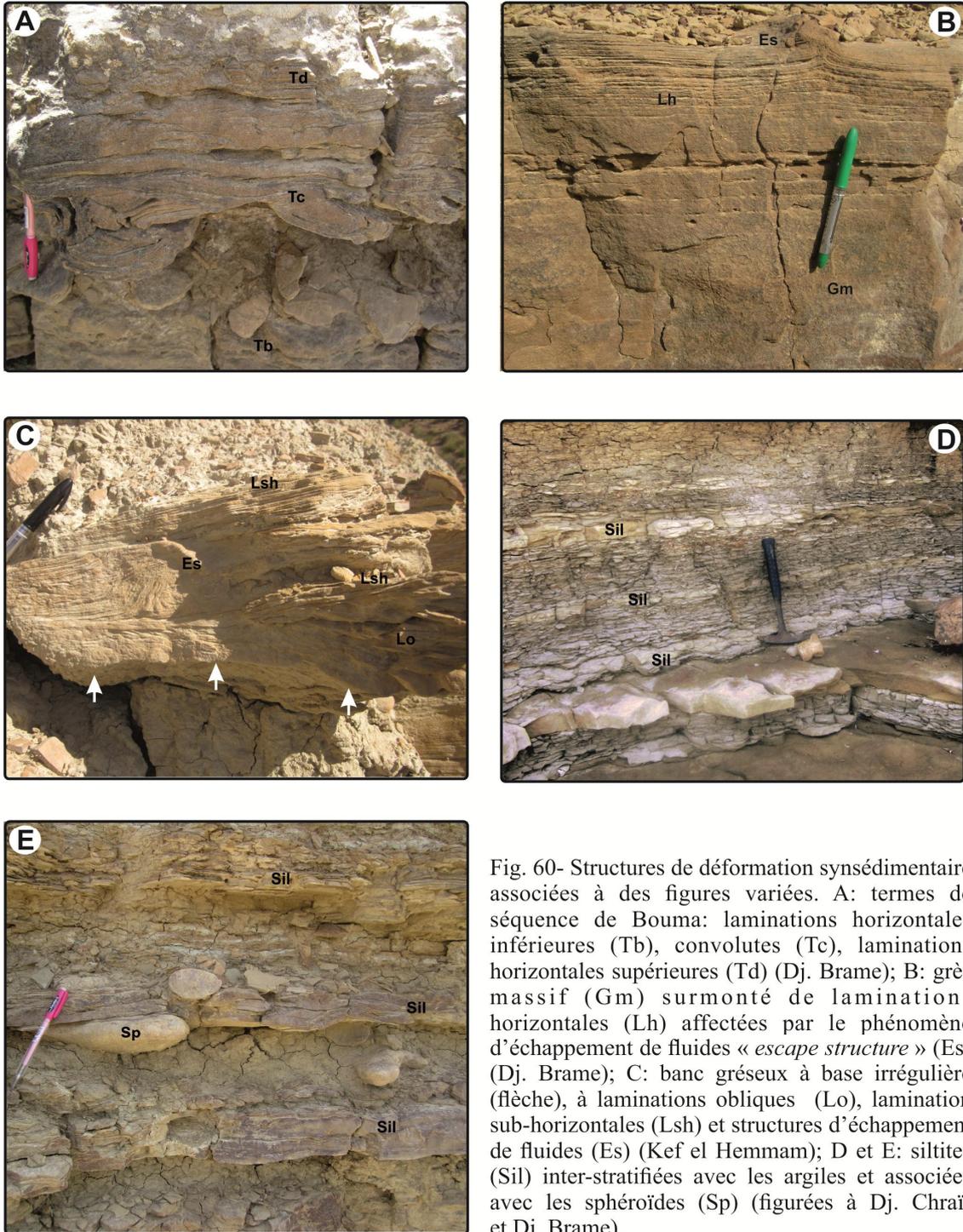


Fig. 60- Structures de déformation synsédimentaire associées à des figures variées. A: termes de séquence de Bouma: laminations horizontales inférieures (Tb), convolutes (Tc), laminations horizontales supérieures (Td) (Dj. Brame); B: grès massif (Gm) surmonté de laminations horizontales (Lh) affectées par le phénomène d'échappement de fluides « *escape structure* » (Es) (Dj. Brame); C: banc gréseux à base irrégulière (flèche), à laminations obliques (Lo), lamination sub-horizontales (Lsh) et structures d'échappement de fluides (Es) (Kef el Hemmam); D et E: siltites (Sil) inter-stratifiées avec les argiles et associées avec les sphéroïdes (Sp) (figurées à Dj. Chraïf et Dj. Brame).

**Faciès F14: Calcaire oolithique et oncolithique (Fig. 61)**

Ce faciès carbonaté occupe surtout la partie médiane de la Formation des Argiles de Saïda. Il s'agit des chenaux calcaires discontinus, constitués de bancs oolithiques ou oncolithiques, d'épaisseur centimétrique à métrique présentant des laminations entrecroisées édifiées par des passées d'oolithes micritisées (Fig. 61A). Ces chenaux calcaires sont dolomités, et renferment aussi une faune benthique (gastéropodes, bivalves) et même pélagique (bélémnites). Il peut passer verticalement à des calcaires micritiques.

Ce type de calcaires est rapporté à des conditions d'énergie élevée. Il peut être le résultat d'un dépôt dans une plate-forme peu profonde, à la limite d'action des vagues de tempêtes (Gonzalez, 1993, 1996).

**Faciès F15: Calcaire pseudo-nodulaire à ammonites (Fig. 62)**

Ce faciès est observé à Djebel Brame, à Béni Berdaâ, Oum el Alou, et el Abadla. Il correspond à des niveaux de calcaires nodulaire à pseudo-nodulaire de 0.05 à 0.15 m d'épaisseur, ferrugineux et intensément bioturbés. La surface est sculptée, même disloquée, aboutissant à des galets dissociés et dispersés. Ce faciès est un véritable gisement d'ammonites souvent en dispositions post-mortelles.

Les caractéristiques lithologiques et biologiques, ainsi que l'aspect nodulaire des bancs du faciès F15 rappellent au faciès d'ammonitico-rosso, déposé dans un environnement de haut-fonds pélagiques (Elmi & Ameer, 1984).

Mais L'existence de ce type de faciès intercalé au sein d'une sédimentation silico-clastique coïncide avec des moments de chute du taux de sédimentation (Aubouin, 1964; Elmi 1981a et b; Cecca *et al.*, 1992). De notre part, on propose que ce faciès est lié à des ingressions marines, et correspondant à un milieu subtidal.

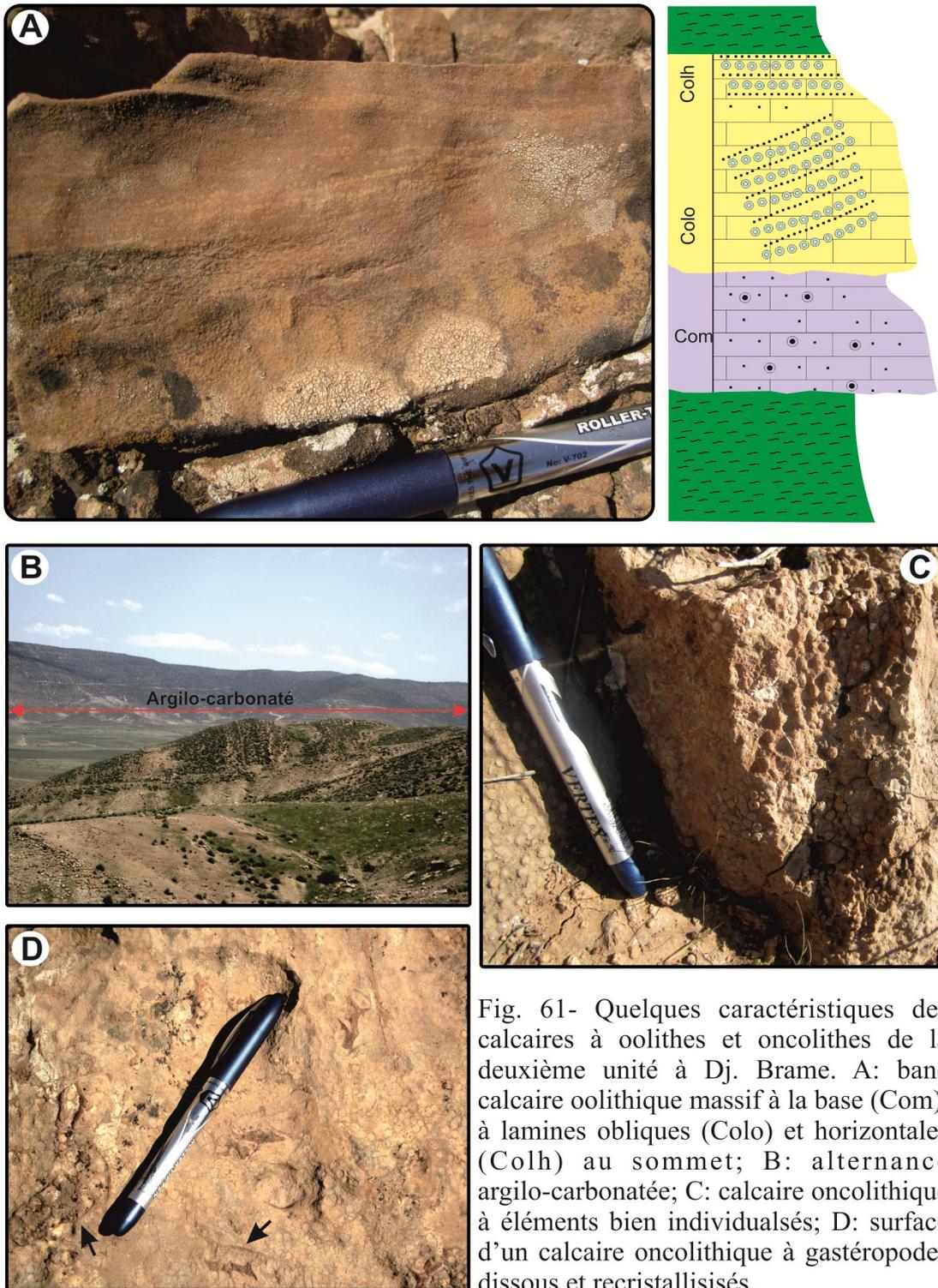


Fig. 61- Quelques caractéristiques des calcaires à oolithes et oncolithes de la deuxième unité à Dj. Brame. A: banc calcaire oolithique massif à la base (Com), à lamines obliques (Colo) et horizontales (Colh) au sommet; B: alternance argilo-carbonatée; C: calcaire oncolithique à éléments bien individualisés; D: surface d'un calcaire oncolithique à gastéropodes dissous et recristallisés.

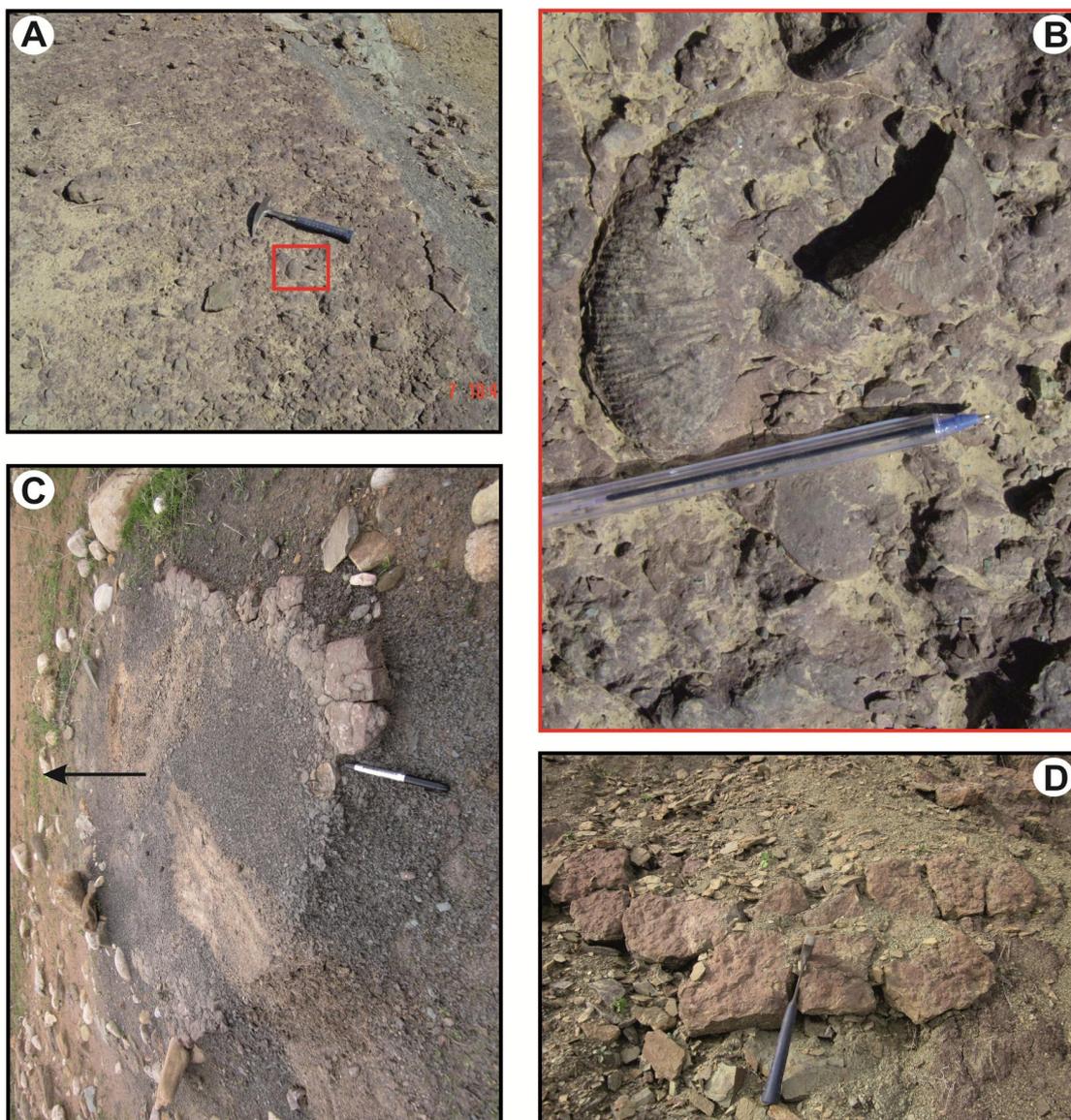


Fig. 62- Illustration du calcaire pseudo-noduleux à ammonites (Faciès F15, Takhemaret). A: la première dalle à ammonites de Béni Berdaâ; B: détail de la Figure A montrant une Perisphinctidae; C et D: successivement la première et la troisième dalle à ammonites d'el Abadla. (flèche à la Figure D indique la polarité du banc).

**Faciès F16: Calcaire micritique**

Ce faciès est composé de bancs calcaires mudstones chenalisés, d'épaisseur centimétrique. Il présente sporadiquement des laminations horizontales, obliques, ou minces passées de lits bioclastiques. Ces dernières pourraient être déposées au-dessous de la limite des vagues de tempêtes. Ce type de faciès est rapporté à des plates-formes protégées (Gonzalez, 1996; Dupraz, 1999) et son dépôt est mis en place par décantation à la suite du paisiblement des tempêtes (Buatois *et al.*, 2000).

**Faciès F17: Calcaire biodétritique (Fig. 63)**

Ce faciès est formé des bancs calcaires riches en faune benthique, d'épaisseur irrégulière, d'extension latérale plurikilométrique à Takhemaret et limitée à Frenda et Oued Mina. Morphologiquement, il se présente sous trois aspects différents: (i) calcaire grumeleux friable; (ii) calcaire en bancs minces inter-stratifiés avec des argiles friables; (iii) calcaire compact à base irrégulière. La biophase est essentiellement composée de coraux solitaires, de brachiopodes rhynchonelles et térébratules, de bivalves, d'oursins réguliers. Ce niveau calcaire biodétritique a été retrouvé un peu partout: Djebel Brame, Djebel Chraïf, Oum el Alou, Oued Mina et Kef Lazreg. Dans cette dernière localité, ce faciès a été baptisé les « Calcaires de Tounkira » (Ganev *et al.*, 1980). A Djebel Chraïf, il se présente sous forme de petits chenaux emboîtés (Fig. 63C), dont l'examen des bancs peut montrer des laminations obliques surmontées de troncature d'érosion ou de réactivation, ainsi que des laminations de rides de vagues (Fig. 63).

Le changement latéral de ce faciès carbonaté atteste d'importantes variations hydrodynamiques. Le milieu de dépôt peut être assimilée à des environnements coralliens de l'Oxfordien étudiés en plusieurs régions méditerranéennes (*e.g.*, Lathuiliere *et al.*, 1994). Un dépôt dans la zone de shoreface médian permet aux organismes de se survivre et d'assurer une certaine alimentation en apports détritiques.

Les coraux devaient vivre dans un environnement protégé, plutôt calme. Ils pouvaient être détruits périodiquement par des tempêtes violentes et exceptionnelles qui brisaient beaucoup les squelettes des polypiers et emportaient de grandes quantités de

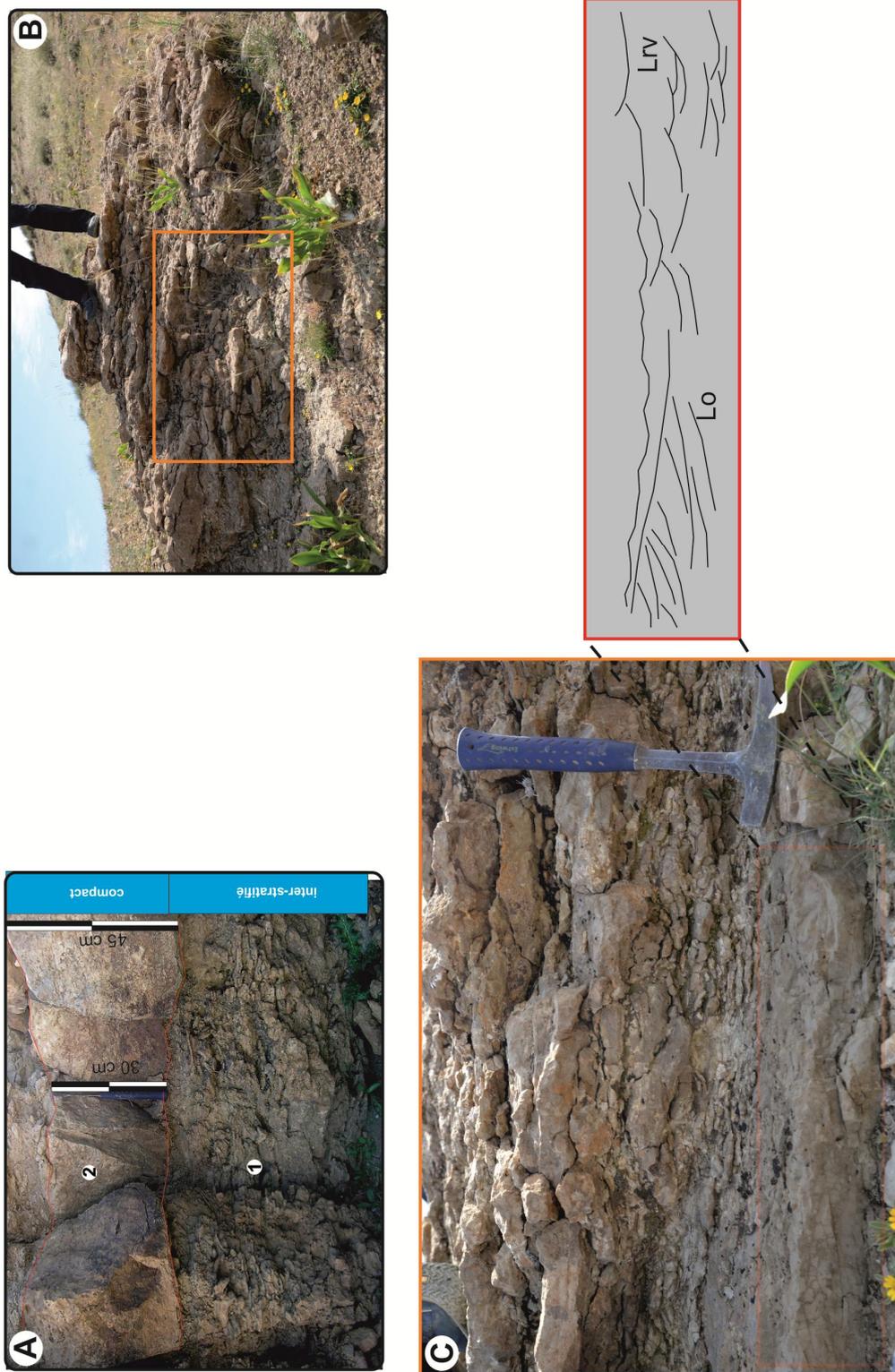


Fig. 63- Illustration des calcaires biodétritiques fossilifères à Dj. Chraïf (Takhemaret). A: calcaire biodétritique et inter-stratifié à la base (1), passant à un aspect massif (2), montrant une nette chenalisation (traits rouges); B: illustration des chenaux emboîtés dans les mêmes calcaires; C: détail de la Figure B, montrant des laminations de rides de vagues (Lrv) et des laminations obliques (Lo).

vase sur le milieu environnant. La boue argileuse décantait ensuite dans des secteurs protégés des vagues et des courants étouffant la plupart des coraux survivants. Celui-ci est argumenté par la fréquence des polypiers solitaires entiers et en bon état de conservation, implantés dans les inter-strates argileuses.

L'enrichissement en carbonates et l'augmentation de la biomasse, spécialement de la faune épibenthique adaptée à des substrats durs confirme la tendance à la diminution de profondeur.

### **Faciès F18: Dolomie**

Ce faciès est représenté par des bancs dolomitiques, compacts, massifs, sous forme d'une corniche bien repérable dans la topographie et d'extension latérale importante. Cette corniche a été observée dans la région de Frenda (Kef el Hemmam, Fig.14, p. 40 et Djebel el Gada, Fig.18, p. 46) et à Oued Mina (Fig. 21, p 51).

Ce faciès dolomitique renferme de grosses ovoïdes (Fig. 18C). Il a montré également des indices d'émersion matérialisés sur le terrain par la présence au sommet des bancs, de fissures karstiques remplies d'un matériel rougeâtre d'origine continentale. Le faciès F18 peut être attribué à un environnement de lagons isolés par des barrières (Détraz & Mojon, 1989; Meyer, 2000).

### **Faciès F19: Argile**

Il s'agit d'un faciès mudstone de plate-forme marine, sans structure hydrodynamique, montrant parfois des nodules de septaria et des boules argileuses. Ces argiles sont mises en place par décantation (Blatt *et al.*, 1980; Allen, 1985) ou en suspension par un dépôt rapide des particules argileuses au-dessous de la limite d'action des vagues du beau temps (Payros *et al.*, 2000).

Les niveaux localisés à septaria (Fig. 64) ont été rapportés par Elmi et Benest (1978) à l'approfondissement maximal du milieu. Cizak (1993) les appelle « *assise à septaria* », en les attribuant à des conditions de plate-forme proximale engagée dans un processus de comblement déclenché depuis le début du Callovien supérieur.



Fig. 64- Illustration de quelques types de nodules distingués dans les argiles. A : argile massive à boules dispersées (Dj. Brame); B et C: septaria et melikaria distingués à Dj. Brame et Kef el Hemmam .

## I. E. CONCLUSION ET DISCUSSION

Les faciès-types définis et interprétés précédemment ont été groupés dans huit (08) associations de faciès notées de A à H, représentant des environnements de dépôt distincts (Fig. 65).

Ces associations de faciès sont rapportées à deux types de plate-forme: plate-forme détritique et plate-forme carbonatée, dont l'influence est régie selon la dynamique sédimentaire et selon l'action énergétique dominante.

Association de Faciès et environnement de dépôt			
Plate-forme détritique	Faciès de foreshore à dominance tidale	Association de Faciès « A »	Grès à stratifications lenticulaires (F1) + couplets argile/grès (F2) + Grès à laminations de rides de vagues (F8) + Argile (F19)
	Faciès de shoreface à offshore-transition à dominance mixte	Association de Faciès « B »	Conglomérat (F3)+ Grès granoclassé (F4) + Grès massif (F5) + Grès à laminations horizontales (F6) + Grès à HCS (F7) + Grès à laminations de rides de vagues (F8) + Grès à laminations obliques en rides grimpantes (F9) + Grès à laminations obliques unidirectionnelles (F10) + Grès à lamines déformées (F11) + Argile (F19)
	Faciès d'offshore transition-offshore à dominance de tempête	Association de Faciès « C »	Grès massif (F5) + Grès à laminations horizontales (F6) + Grès à HCS (F7) + Grès à laminations de rides de vagues (F6) + Grès à laminations obliques en rides grimpantes (F9) + Siltite à slumps (F12) + Siltite à sphéroïdes (F13) + Argile (F19)
Plate-forme carbonatée	Faciès de rampe carbonatée proximale	Association de Faciès « D »	Calcaire oolithique et oncolithique (F14) + Argile (F19)
	Faciès subtidal	Association de Faciès « E »	Calcaire pseudo-nodulaire à ammonites (F15) + Argile (F19)
	Faciès de plate-forme carbonatée protégée	Association de Faciès « F »	Calcaire micritique (F16) + Argile (F16)
	Faciès de bancs peu profonds à dominance de tempêtes	Association de Faciès « G »	Calcaire biodétritique (F17) + Argile (F19)
	Faciès de lagon intertidal à supratidal	Association de Faciès « H »	Dolomie (F18) + Argile (F19)

Fig. 65- Tableau récapitulatif des différentes associations de faciès et leurs milieux de sédimentation.

**I. E. 1. PLATE-FORME DETRITIQUE** se distingue par trois associations de faciès:

**I. E. 1. 1. Association « A »:** *Foreshore à dominance tidale* (Fig. 66)

Cette association de faciès occupe la partie basale étudiée à Kef Lazreg (Frenda). Elle regroupe des grès à stratifications lenticulaires (F1), des couplets argile/grès (F2), des grès à laminations de rides de vagues (F8) et des argiles (F19). Ces faciès sont caractéristiques des environnements intertidaux équivalents au foreshore (Reineck et Wunderlich, 1968; Klein, 1977, *in* Rubino, 1984), affectés par des vagues normales.

**I. E. 1. 2. Association « B »:** *Shoreface-Offshore transition à dominance mixte* (Fig. 67)

Les dépôts de cette association de faciès constituent la base de la Formation des Argiles de Saïda qui affleure dans le Djebel Brame. Ils sont représentés par une alternance d'argiles verdâtres (F19) avec des conglomérats (F3), des grès granoclassés (F4), des grès à laminations horizontales (F6), des grès à HCS (F7), des grès à laminations de rides de vagues (F8), des grès à laminations en rides grimpanes (F9), des grès à laminations obliques (F8) et des grès à lamines déformées (F11).

L'ensemble des caractères stratonomiques des bancs pourraient témoigner des milieux marins peu profonds, déposés pendant les périodes de bas niveaux (Plint & Nummedal, 2000; Posamentier & Morris, 2000). Ceci peut indiquer un front du delta en contexte de shoreface, où agissent les courants gravitaires et les vagues fortes (*e.g.*, Traykovski *et al.*, 2000; Ogston *et al.*, 2000), les courants unidirectionnels de marées, les houles et les vagues de (*e.g.*, Wright *et al.*, 1986; Newman & Chan, 1991; Syvitski & Farrow, 1989; Orton & Reading, 1993; Pattison, 2005a). Des faciès identiques sont rapportés au même environnement sédimentaire (Chan *et al.*, 1991; Cole & Young, 1991; Cole *et al.*, 1997) pouvant renfermer des termes de la séquence de Bouma (1962), affectés par des tempêtes et des ouragans d'hiver (Marsaglia & Klein, 1983 *in* Bâdenas & Aurell, 2001). Ces tempêtes engendrent des courants de retour sur le fond et sont capables de générer des courants de densité (turbidité) (Fig. 42, p 118) vers le large (Walker, 1984). Dans les environnements modernes, de telle dynamique sédimentaire est mise en évidence par l'interaction de nombreux processus: des vagues, des courants d'agitation et re-suspension dans le shoreface et la plate-forme proximale, Ces processus se traduisent sur l'offshore par de nombreux écoulements gravitaires des

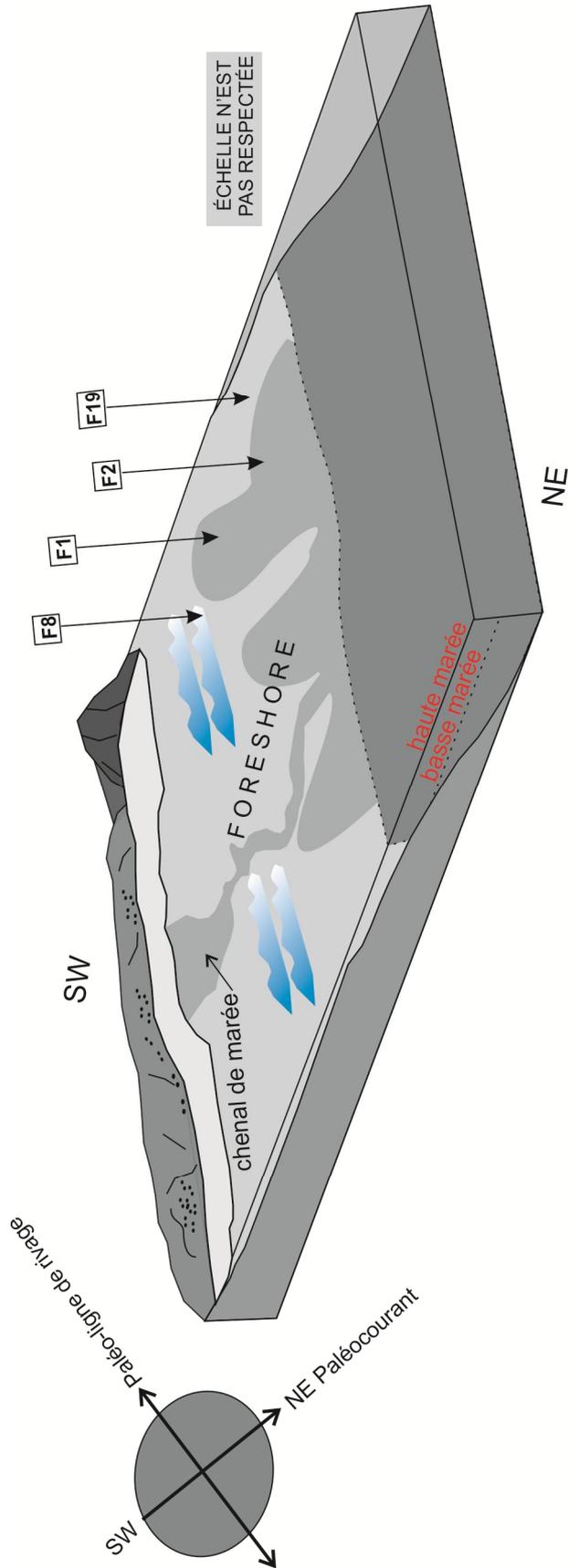


Fig. 66- Bloc diagramme représentant un modèle hypothétique de l'environnement de l'association « A » distinguée à Kef Lazreg (Frenda).

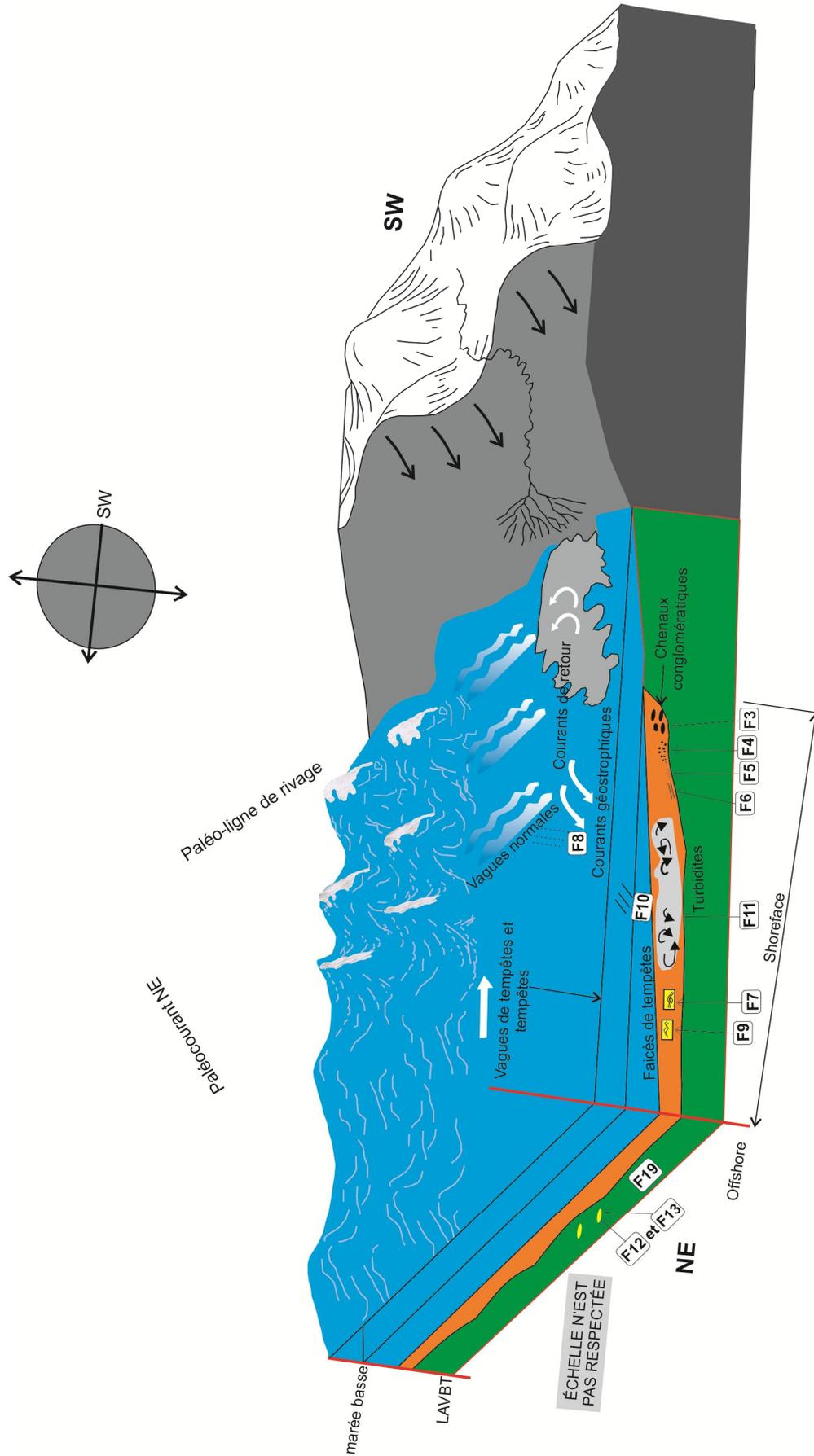


Fig. 67- Bloc diagramme représentant un modèle hypothétique récapitulatif des différents processus sédimentaires agissant sur la plate-forme oxfordienne détritico (association « B » et « C ») (exemple type: Dj. Brame, Takhemaret)- flèches en gras indiquent l'apport sédimentaire vers la plate-forme.

sédiments (Wright *et al.*, 2001; Wright & Friedrichs, 2006); des écoulements géostrophiques combinés ou courants de turbidité (*e. g.*, Hamblin & Walker, 1979; Midtgaard, 1996; Wheatcroft, 2000; Pattison *et al.*, 2007). Par conséquent, les courants de turbidité correspondaient à des réponses à l'impact des ondes de vagues de tempêtes sur des fonds sableux (*sensu* Mastbergen & Van-Den Berg, 2003).

Les niveaux à laminations convolutées et les structures d'échappement de fluides peuvent renseigner sur des turbidites sableuses (« Tc » de Bouma) (Shanmugam, 2000) ou une sédimentation rapide de la mousse (Lowe, 1975; Allen, 1984). Les traces fossiles reconnues dans les dépôts de cette association de faciès correspondent à la partie proximale de l'ichnofaciès à *Cruziana* caractérisant la zone de shoreface-offshore.

### **I. E. 1. 3. Association « C »: Offshore transition-Offshore à dominance de tempêtes**

Cette association de faciès est signalée pratiquement dans tous les secteurs étudiés et coïncide avec les dépôts de la partie sommitale de l'unité inférieure et la quasi-totalité de l'unité supérieure. Elle est représentée par des argiles verdâtres (F19) en alternance avec des grès massifs (F5), des grès à laminations horizontales (F6), des grès à HCS (F7), des grès à laminations de rides de vagues (F8) et des grès à laminations en rides grimpantes (F9). Les argiles de cette association de faciès sont intercalées aussi par des plaquettes lenticulaires de siltite slumpée (F12) et par des niveaux de siltite à sphéroïdes (F13).

Dans cette association on peut évoquer *le Modèle de Chraïf*, assimilé à celui de Colquhoun (1995) dans la « Formation de Roxburgh » au Sud-Est de l'Australie. Elle est matérialisée par des séquences tempestitiques à bases érosives et à alternances rythmiques d'argiles avec des grès. Celles-ci impliquent deux épisodes hydrodynamiques différents, traduisant l'action des tempêtes en milieu d'offshore transition à distal. Elles constituent des séquences de type « *shelf-shoreface* » (au sens de Brenchley *et al.*, 1986) à périodes de tempêtes marquées par le dépôt des niveaux gréseux (*storm-emplaced sands*), suivies de phases hydrodynamiques plus clames

favorisant le dépôts des argiles et des siltities par décantation (*slow fair weather mudstone deposition*).

Les caractères sédimentologiques et ichnologiques des dépôts de cette association de faciès traduisent l'action des tempêtes en milieu d'offshore transition à distal, dont les producteurs activent pendant la période post-tempête ou le beau-temps (*fair-weather*) (Pemberton & Frey, 1984; Bjerstedt, 1987). Des faciès identiques du Jurassique supérieur du sud de l'Espagne ont été attribués à des tempêtes distales (Vera et Molina, 1998).

**I. E. 2. PLATE-FORME CARBONATEE**, elle rassemble les associations de D à H, qui représentent des environnements bien distincts (Fig. 68 à 70):

**I. E. 2. 1. Association « D »:** *Rampe carbonatée proximale* (Fig. 69)

Cette association de faciès coïncide avec les dépôts de l'unité argilo-carbonatée de la Formation des Argiles de Saïda, formée d'une alternance d'argiles verdâtres (F19) avec des bancs calcaires oobiomicrosparitiques à biopelmicrosparitique de texture packstone à grainstone (F14). Les dépôts de cette association de faciès peuvent être ainsi assimilés à un environnement peu profond (Molina *et al.*, 1997) vraisemblablement de type offshore transition, où se génèrent les tempestites oolithiques près de la limite d'action des vagues de tempêtes (Gonzalez, 1996) (Fig. 68). Des dépôts identiques dans la Formation de Hauptrogenstein d'âge jurassique supérieur (Nord de la Suisse) (Gonzalez, 1996) ont été rapportés à la partie médiane d'une rampe carbonatée dominée par une énergie modérée à élevée.

**I. E. 2. 2. Association « E »:** *Milieu subtidal*

Cette association de faciès est constituée par des argiles verdâtres (F19) à intercalations sporadiques de calcaires pseudo-noduleux, riches en d'ammonites (F15). Elle reflète un environnement de haut-fond pélagique, où s'opèrent l'activité biologique intense et l'hydrodynamisme fort, attesté par l'accumulation amalgamée des ammonites. Cet environnement a été attribué aussi pour des niveaux similaires dans l'ammonitico-rosso du Jurassique de la Méditerranée occidentale (Elmi et Ameer, 1984).

Faciès	Milieu	Mécanisme générateur	profondeur relative	profondeur absolue estimée (en m)
Argiles	Offshore distal	Périodes d'eaux calmes	En dessous d'action des vagues de tempêtes	> 25
Tempestites distales bioturbées		Tempêtes	En dessous d'action des vagues des tempêtes	> 20
Tempestites non bioturbées	Offshore proximal à Offshore transition	Tempêtes	Près de l'action des vagues des tempêtes	15 à 20
Tempéstites oolithiques	Offshore transition	Tempêtes	Près de la limite d'action des vagues des tempêtes	15 à 20
Stratification dominée par les crinoïdes	Offshore transition	Tempêtes ou fortes marées	Limite d'action des vagues et en dessous des vagues de tempêtes	10 à 15
Oolithes grainstones tidales	Shore oolithique, rampe et plate-forme	Marées	En dessus de la limite d'action des vagues	1 à 10
Plate-forme à substratum sableux	Barrière en arrière ou plate-forme	Tempêtes	En dessous de la limite d'action des vagues sur la plate-forme	5 à 10
Lits micritiques	Plate-forme protégée restreinte	Périodes d'eaux calmes	en dessous de la limite d'action des vagues sur la plate-forme	5 à 10
Niveaux coralligènes	Plate-forme ou Barrière	Périodes d'eaux calmes et/ou tempêtes	en dessus de la limite des vagues de tempêtes	5 à 15
Niveaux oncolithiques	Plate-forme ou Barrière en arrière	Tempêtes	en dessus de la limite des vagues de tempêtes	5 à 15

Fig. 68- Interprétation des différents faciès carbonatés proposés par Gonzalez (1996) (les parties en gris peuvent être comparées à ceux de la Formation des Argiles de Saïda).

**I. E. 2. 3. Association « F »:** *Plate-forme carbonatée protégée*

Cette association de faciès est édifiée par des calcaires micritiques (F16) et des argiles verdâtres (F19) de la deuxième unité lithostratigraphique. Elle indique un milieu de plate-forme protégée, dans laquelle se décantent les argiles et se précipitent les calcaires micritiques durant les périodes de faible énergie hydrodynamique, à la suite de la décélération de la compétence des tempêtes (Dupraz, 1999; Buatois *et al.*, 2000).

**I. E. 2. 4. Association « G »:** *Bancs peu profonds à dominance des tempêtes* (Fig. 69 et 70)

Cette association de faciès est composée d'une alternance d'argiles verdâtres (F19) avec des calcaires biodétritiques (F17), riches en brachiopodes, bivalves, oursins, polypiers et gastéropodes. Elle indique l'installation d'un milieu de plate-forme carbonatée à influence de tempêtes.

Les séquences binaires formées de calcaires biodétritiques-argiles indiquent des fluctuations d'énergie hydrodynamique: (i) des épisodes de haute énergie (ou tempêtes) qui permettent la resédimentation du benthos accumulé durant l'arrivée d'un flux terrigène, (ii) des épisodes d'atténuation courantologique (post-tempêtes) responsables au dépôt des argiles par décantation et au biomasse (Jank *et al.*, 2006; Sharafi *et al.*, 2012). Dans les Monts Jura, des dépôts similaires et de même âge ont été interprétés comme des barres internes péri-récifales (Dupraz, 1999).

**I. E. 2. 5. Association « H »:** *Lagon intertidal à supratidal* (Fig. 70)

Cette association de faciès est constituée des argiles verdâtres (F19) et des dolomies (F18), constituant les « Dolomies d'el Gada » au sommet de la Fm des A. S. qui affleure à Oued Mina et Frenda. Elle indique une importante chute du niveau marin, attestée par les indices d'émersion prolongée à la surface de ces dolomies. Il s'agit d'un environnement de lagon intertidal à supratidal, isolé par des barrières (Détraz & Mojon, 1989; Meyer, 2000)

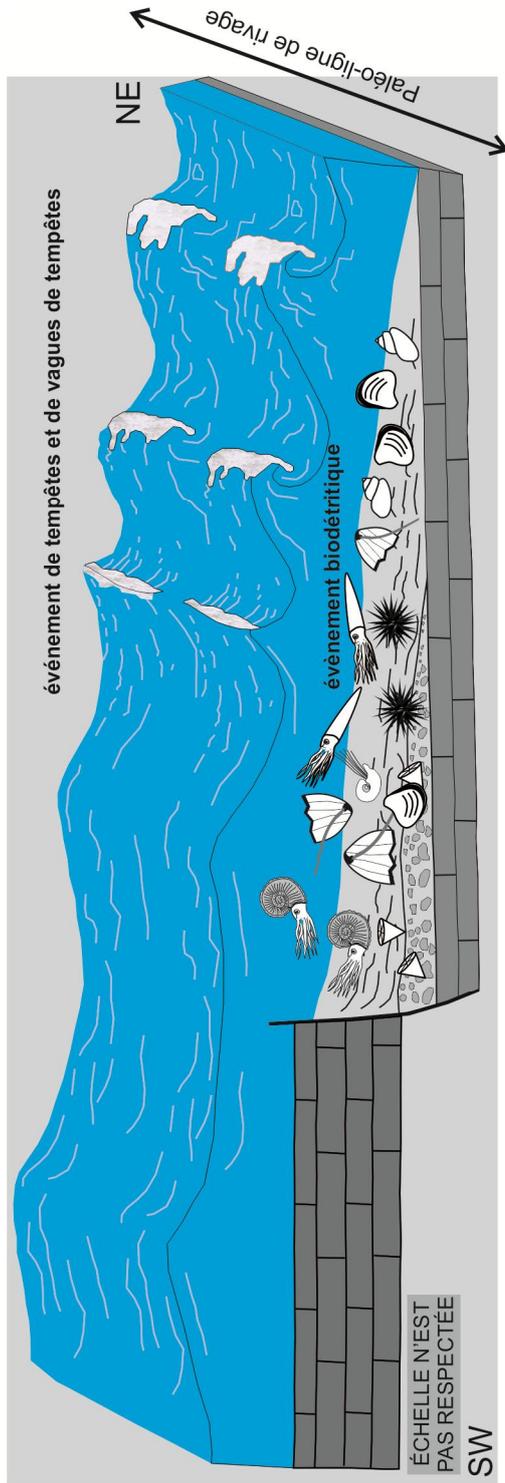


Fig. 69- Bloc diagramme représentant un modèle hypothétique de la plate-forme carbonatée pour l'association de faciès « G » (tiré de Navaro *et al.*, 2009).

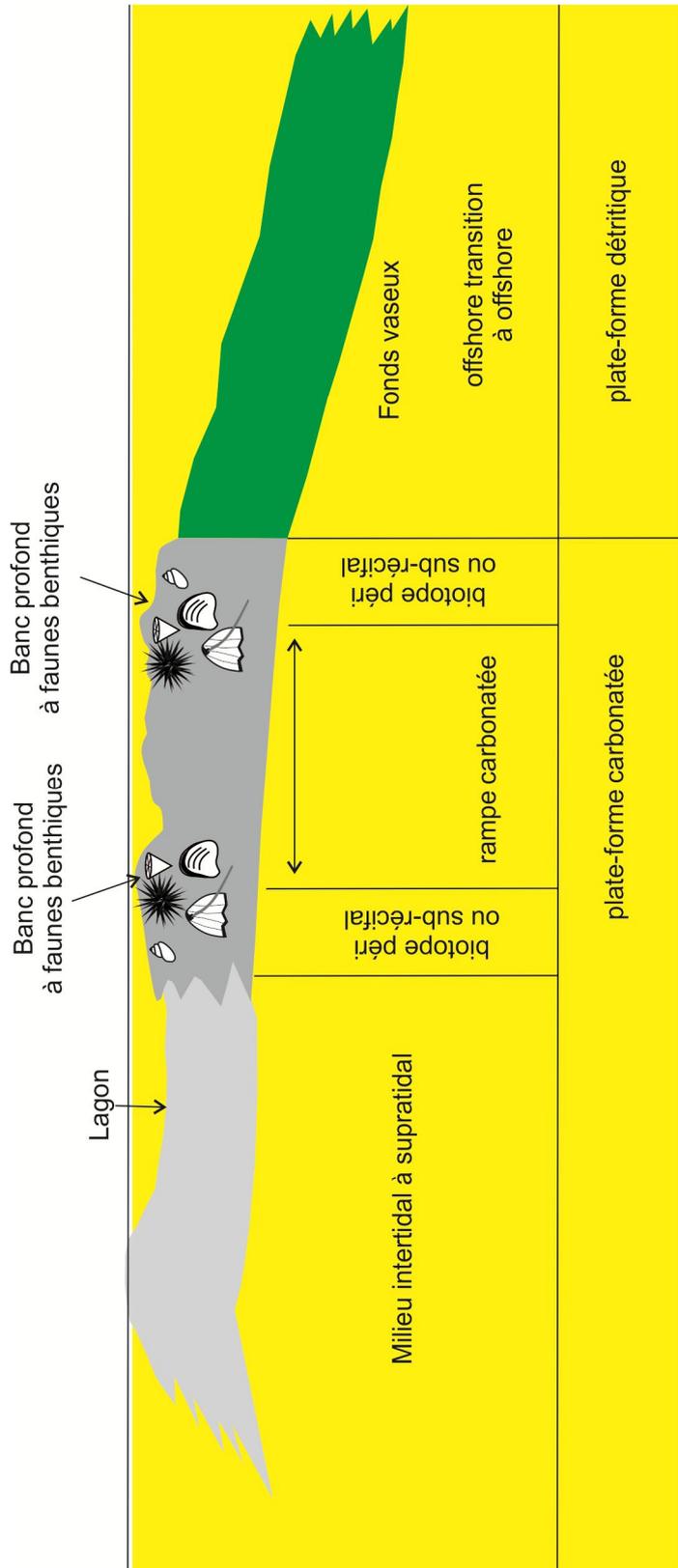


Fig. 70- Schéma simplifié récapitulatif de l'évolution environnementale de la Formation des Argiles de Saïda à Oued Mina.

## **II. INTERPRETATION SEQUENTIELLE**

### **II. A. INTRODUCTION**

Le contenu faciologique (lithofaciès et biofaciès) disponible dans les différentes coupes sert d'argument pour faire une lecture de la tendance évolutive transgressive/régressive suivant une verticale. Il permet aussi d'argumenter les séquences géométriques (progradation/rétrogradation) de la plate-forme oxfordienne en relation avec l'évolution spatio-temporelle des dépôts, du domaine littoral jusqu'à la zone d'offshore.

### **II. B. NOTIONS DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE**

La stratigraphie séquentielle c'est l'étude de la relation intime entre la lithologie et le temps stratigraphique concernant des strates répétitives, reliées génétiquement (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner, 1995) et sont limitées par des surfaces d'érosion ou de non dépôts, ou des conformités corrélatives. Il s'agit d'un modèle d'analyse des cycles de sédimentation liés à des variations des apports sédimentaires et de l'espace disponible (ou accommodation) pour l'accumulation des sédiments (Posamentier et Allen, 1999). Selon Embry (2001), la stratigraphie séquentielle permet la reconnaissance et la corrélation des surfaces stratigraphiques qui marquent des changements dans les tendances sédimentaires. Ces changements sont essentiellement générés par l'interaction de la sédimentation, l'érosion et l'oscillation des niveaux de base.

### **II. C. NOTION DE SEQUENCE**

Une séquence est une succession relativement conforme de strates sédimentaires reliées génétiquement. Ces strates sont limitées, à la base et au sommet, par des conformités ou par des non conformités corrélatives, pouvant correspondre à une surface de discordance (Mitchum, 1977).

La surface de discordance fait partie d'un sens large (Colombié, 2002) qui est la surface de discontinuité. Elle signifie des changements ou des coupures dans l'enregistrement sédimentaire (Heim, 1924; Hillgärtner, 1998), résultant d'une variation de faciès, et même sur le plan diagénétique et l'apport d'argiles (Clari *et al.*, 1995; Hillgärtner, 1998; Strasser *et al.*, 1999).

La nomenclature des séquences est très variable: il s'agit de: « paraséquences » (Van Wagoner *et al.*, 1990), « *simple sequences* » (Vail *et al.*, 1991), « *subtidal cycles* » (Osleger, 1991), « *deepening-shallowing sequences defined by sequence Boundaries* » ou « *deepening-shallowing sequences defined by transgressive surfaces* » (Strasser *et al.*, 1999)

## II. D. NOTION DE CORTEGES SEDIMENTAIRES

Les cortèges sédimentaires ont été introduits dans le cadre des études en subsurface comme étant l'assemblage des systèmes de dépôts contemporains (Brown & Fisher, 1977), formant la subdivision de la séquence. Cette définition a pris un grand essor, et elle a été soutenue ultérieurement par un grand nombre d'auteurs, notamment ceux du groupe d'Exxon (Vail, 1987; Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier et Vail, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Galloway, 1989; Hunt et Tucker, 1992; Embry et Johannessen, 1992; Embry, 1993, 1995; Posamentier et Allen, 1999; Plint et Nummedal; 2000).

Au niveau des affleurements, le terme « cortège sédimentaire » peut être substitué par « dépôt sédimentaire » (Strasser *et al.*, 1999), en vue de la difficulté de visualiser la géométrie.

## II. E. IDENTIFICATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

L'approche du terrain a permis de montrer de nombreuses discontinuités, correspondant soit à une baisse relative du niveau marin ou un approfondissement du milieu. Cependant, les limites reliées à une chute rapide (*sequence boundary, SB*) sont rares voire absentes. La caractérisation des différentes discontinuités peuvent être énumérées comme ainsi:

**II. E. 1. SURFACES DE RAVINEMENT (Fig. 47 et 48)**

Ces marqueurs d'érosion caractérisent la surface basale des chenaux conglomératiques intercalés dans la base de la série étudiée. Ils indiquent généralement une tendance vers la diminution de la profondeur (*shallowing-up*) et témoignent d'une forte énergie hydrodynamique, capable d'arracher et de remanier des éléments de taille et de nature diverses, depuis les faciès sous-jacents ou les régions avoisinantes.

**II. E. 2. SURFACES BIOTURBEES**

Elles sont matérialisées par des surfaces sommitales irrégulières à rides défigurées par une association de traces d'activités organiques. La bioturbation étudiée suggère un substrat de type « *softground* » (Bromley, 1996). Ces surfaces bioturbées sont surtout reconnues dans les coupes de Djebel Brame (Takhemret), de Kef el Hemmam et de Kef Lazreg (Frenda).

**II. E. 3. SURFACES A RIDES (Fig. 55 et 59)**

Les surfaces sommitales des bancs gréseux intercalés dans les argiles sont ornées d'ondulations de différentes formes: des rides liées à l'action des vagues et des courants de marées ou même d'une action conjuguée des deux dynamiques. Ces rides signifient une rupture momentanée de la sédimentation.

**II. E. 4. SURFACES FERRUGINEUSES (Fig. 17, p. 44)**

Un exemple typique est distingué au sommet du troisième niveau fossilifère qui affleure dans la coupe de Kef Lazreg. Il se caractérise par une surface ferrugineuse de type « *hardground* » montrant des traces d'érosion sous-aquatique. A la base du banc, sont remarquées des accumulations bioclastiques lenticulaires minces, riches en faune de bélemnites et d'ammonites. Les coquilles sont brisées et en mauvais état de conservation. La surface ferrugineuse observée témoigne d'une phase de vacuité sédimentaire (Montenat *et al.*, 1997).

## II. E. 5. SURFACES A FISSURES KARSTIQUES

Ce type de rupture sédimentaire marque la surface supérieure des « Dolomies d'el Gada ». Il se présente sous forme de fissures verticales remplies d'un matériel micritique ferrugineux. Ces fissures sont considérées comme des véritables indices d'émersion affectant la plate-forme carbonatée. Dans la région de Frenda, l'équivalent latéral des « Dolomies d'el Gada » montre ainsi de grosses ovoïdes. Ces dernières indiquent également une diminution de la tranche d'eau. Ils confirment l'exondation progressive de la plate-forme carbonatée.

## II. E. 6. CONCENTRATIONS FAUNIQUES

### II. E. 6. 1. Niveaux à concentration d'ammonites (Fig. 62)

Ils apparaissent, plus particulièrement dans les coupes du secteur de Takhemaret, sous forme de minces niveaux calcaires argileux, ferruginisés, intensément bioturbés, riches en ammonites. Cette concentration de faune pélagique témoigne de l'importance conjuguée des événements biologiques et hydrodynamiques affectant le dépôt. Ces niveaux correspondent à des surfaces de transgression (*transgressive surface, TS*), attestant l'approfondissement du milieu de dépôt suite à la remontée du niveau marin relatif.

### II. E. 6. 2. Niveaux à concentration de faunes variées (Fig. 63)

Ils correspondent à des niveaux calcaires biodétritiques riches en faune benthique et pélagique. Ces niveaux sont datés de la Zone à *Bifurcatus* (base de l'Oxfordien supérieur) à Takhemaret, de la Zone à *Plicatilis* (base de l'Oxfordien moyen) à Frenda, un âge plus tardif (Oxfordien supérieur) à Oued Mina. Ils suggèrent une tentative d'installation d'une formation récifale, qui a été rapidement avortée sous l'influence des arrivées détritiques (étouffement rapide de la biophase), selon le modèle de « *Give-up* » au sens Neumann & Macintyre (1985). Ces niveaux peuvent être considérés aussi comme des limites de séquence (*sequence boundary, SB*), liées à la diminution de profondeur « *shallowing-up* » des faciès sous-jacents (Colombié, 2002), à cause de la chute du niveau marin relatif sans pour autant atteindre l'émersion.

**II. E. 6. 3. Plaquages de faunes (Fig. 61)**

Ce type de discontinuité est représenté par des surfaces ocres péries de gastéropodes et de bélemnites recristallisés, qui s'installent au sommet des calcaires oolithiques ou oncolitiques affleurant dans l'unité médiane de la coupe de Djebel Brame. Cette limite évoque un arrêt de la production carbonatée et représente la surface d'inondation maximale (*Maximum-Flooding Surface, MFS*) qui coïncide avec la hausse la plus rapide du niveau marin relatif. Cette discontinuité marque une tendance à l'approfondissement (*deepening-up*) des faciès sous-jacents.

**II. E. 7. DISCONTINUITES LITHOLOGIQUES**

Les discontinuités lithologiques marquent le passage entre deux faciès différents. Elles peuvent être liées soit à un changement dans l'énergie hydrodynamique, soit à des variations climatiques ou tectono-eustatiques. Plusieurs variétés de passage sont distinguées dans les secteurs étudiés: grès/argile, siltite/argile, calcaire/argile, grès/calcaire.

**II. E. 8. JOINTS ET DIASTEMES (Fig. 49, p 130)**

Introduit par Lombard en 1956, les « joints » séparant les bancs correspondaient à des phases de ralentissement sédimentaire.

Un diasthème sédimentaire (Mamet, 1964) correspond à une interruption temporelle de la sédimentation d'un banc qui se traduit par une rupture de la couche, sans qu'il y ait accumulation d'insolubles ou formation d'un joint.

Dans les deux cas, il y a une reprise de sédimentation sans qu'il y aurait un changement des conditions, autrement-dit un ralentissement sans modification sédimentaire. Les diasthèmes sont fréquents dans les niveaux carbonatés, alors que les joints argileux séparent des bancs gréseux d'épaisseur décimétrique.

### II. E. 9. DISCONTINUITES CARTOGRAPHIQUES

Ce type de discontinuités est distingué au sommet de la formation étudiée à Takhemret. Il s'agit de la disparition des faciès typiques de la Formation des Argiles de Saïda et l'apparition des faciès de la Formation des « Grès de Sidi Amar », avec la première barre gréseuse d'épaisseur métrique, à stratifications obliques de grande ampleur.

### II. E. 10. SURFACES D'EROSION

Ce sont des surfaces basales observées tant à la partie basale des bancs gréseux que les niveaux carbonatés. Dans les grès, ces limites sont souvent accompagnées des figures d'érosion basales (*sole marks*) avec ou sans traces fossiles. Ces surfaces sont le résultat d'un courant fort qui érode le substrat suivi du dépôt édifiant des séquences diversifiées.

### II. E. 11. NIVEAUX A SEPTARIAS (Fig. 64)

Ce sont des niveaux localisés de nodules diagénétiques qui apparaissent dans les argiles, signalés dans tous les secteurs explorés. Les septarias sont attribués à un approfondissement maximal du milieu (Elmi & Benest, 1978), recevant une importante décharge détritique.

### II. F. ORGANISATION SEQUENTIELLE (EXEMPLE-TYPE: TAKHEMARET)

L'application de la notion de la stratigraphie séquentielle est souvent assez confuse en vue de la diversification des modèles (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner, 1995; Posamentier et Allen, 1999).

Pour ceci, on a choisi de proposer des ordres basés sur les épaisseurs puisque la durée n'est pas disponible toujours (nomenclature développée par Pasquier & Strasser, 1997). Selon ce modèle, les faciès sédimentaires s'empilent au cours du temps engendrant plusieurs ordres de séquences.

### II. F. 1. SEQUENCES ELEMENTAIRES (Fig. 71)

Les séquences élémentaires sont celles des séquences génétiques de Homewood *et al.* (1992), que Vail *et al.* (1991) les placent dans l'ordre 6, tandis que Ferry (1991) leur qualifie de cycles élémentaires, avec une durée de 20Ma. De point de vue descriptive, il s'agit des plus petites unités stratigraphiques identifiables à l'affleurement, formées par un couplet banc/inter-banc, d'ordre centimétrique à décimétrique (Goodwin & Anderson, 1985). Il s'agit des séquences binaires grès/argile ou calcaire/argile (Delfaud, 1974). La dynamique est interprétée comme étant une forte période énergétique (tempêtes, houles...) pendant laquelle se déposent des éléments grossiers, alternée d'une période d'atténuation capable de la décantation des argiles.

### II. F. 2. SEQUENCES DE COURT TERME (*SMALL-SCALE SEQUENCES*) (Fig. 72 et 73)

Elles sont notées SCT1 à SCT12 (Fig. 72 et 73), leur épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres. On peut distinguer *grosso-modo* deux types de tendances: séquence d'approfondissement (*deepening-up*) et de diminution de profondeur (*shallowing-up*). Le premier type domine l'Oxfordien moyen (une grande partie de l'unité inférieure), elles sont limitées dans la plupart du temps par des surfaces transgressives (*ST*). Ces séquences sont souvent édifiées par des séquences élémentaires de type grès/argile ou siltite/argile, délimitées par des discontinuités mineures souvent à bases érosives et à rides au sommet, coïncidant avec l'offshore à l'offshore distal. Les séquences de type calcaire/argile sont distinguées au niveau de l'unité argilo-carbonatée.

Le second type (*shallowing-up*) est distingué au niveau du Djebel Brame, avec des séquences élémentaires constituées de conglomérat/grès ou de grès centimétriques à décimétriques interstratifiés avec des inter-lits argileux. Leur dynamique suggère nettement une diminution de profondeur vers un environnement de shoreface ou un littoral emporté par l'hydrodynamisme varié. A Kef Lazreg (Frenda), l'empilement des séquences binaires grès/argile indique une zone de foreshore à influence tidale.

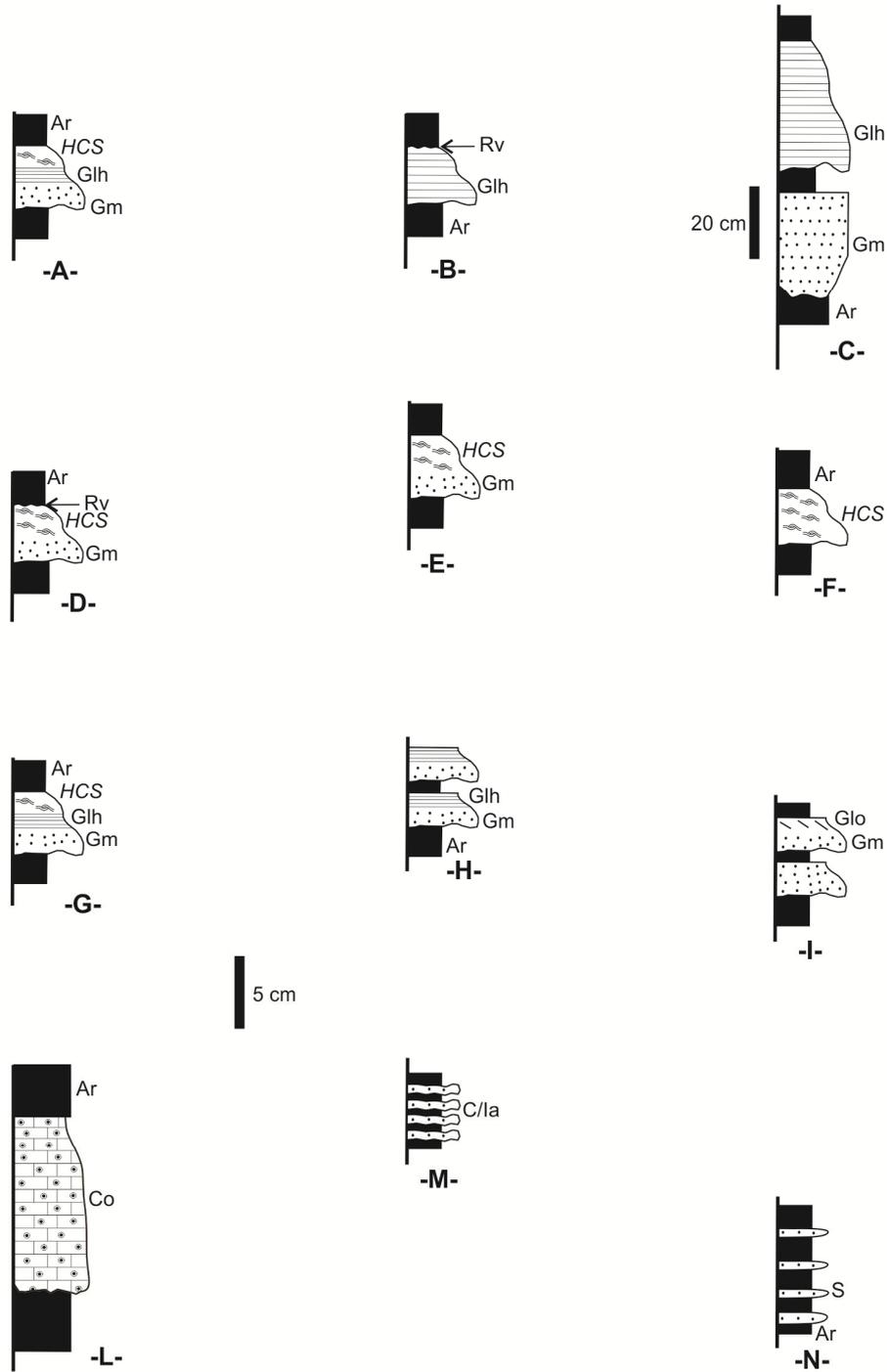


Fig. 71- Quelques exemples des séquences élémentaires binaires de différentes expressions, distinguées dans la Formation des Argiles de Saïda (secteur de Takhemaret). (A à C): Djebel Brame; (D à G): Djebel Chraïf; (H et I): el Abadla; (L): Djebel Brame; (M et N): Djebel Chraïf. Ar: argile; Gm: grès massif; Glh: grès à laminations horizontales; HCS: Humocky cross-stratification; Glo: grès à laminations obliques; Co: calcaire oolithique; C/Ia: calcaire biodétritique et inetr-lit argileux; S: siltite; Rv: rides de vagues. Sauf mention contraire, toutes les échelles sont à 5 cm.

### II. F. 3. SEQUENCES DE MOYEN TERME (Fig. 72 et 73)

Au cours du temps, les séquences du court terme s'empilent pour engendrer des séquences de moyen terme, d'épaisseur variable de moins de 10 m à plus de 100 m et développant par conséquent des différents dépôts sédimentaires (au lieu des cortèges sédimentaires). Leur développement selon un profil vertical est dépendant de l'extension des faciès. On peut distinguer le suivant:

- *Séquences de moyen terme1 (SMT1, Fig. 72A)* de tendance transgressive-régressive, entre la première surface transgressive *ST1* notée « *SA1* » (première surface d'el Abadla=la base de la Zone à Parandieri) et s'achève au sommet par le deuxième niveau conglomératique à surface bioturbée notée *SRTB1* (*surface de ravinement typique de Brame1*). Cette séquence est matérialisée par des dépôts transgressifs (*DT1*), documentés par une grande quantité de terrigènes. Ceux-ci sont remobilisés par la transgression oxfordienne, représentant un environnement d'offshore. Cette transgression témoigne un approfondissement du milieu, dominé surtout par des faciès argileux, avec des niveaux gréseux fins ou lentilles de siltites, indiquant des tempêtes distales. Il s'agit en effet, d'un demi-cycle d'approfondissement (*deepening-upward hemi-cycle sensu* Lubeseder *et al.*, 2009). Le demi-cycle régressif consiste à une période érosive, correspondant à des dépôts de bordure de plate-forme (*DBP1*), compris entre deux surfaces de ravinement (*surface de ravinement typique de Brame1 et 2*; notées *SRTB1* et *SRTB2*). Des faciès identiques ont été décrits par Suter & Clifton (1999), rapportés à des prépondérances hydrodynamiques mixtes.

- *Séquences de moyen terme2 (SMT2, Fig. 72B)* à tendance transgressive, qui marque la fin de l'Oxfordien moyen, où les faciès s'agencent en dépôts transgressifs (*DT2*) et témoignent le retour à la dynamique d'approfondissement. Ces séquences évoluent d'un shoreface (ou domaine littoral) aux conditions d'environnement d'offshore, soulignées par des faciès argileux, dépôts argilo-silteux et gréseux à caractère de tempêtes distales.

- *Séquences de moyen terme3 (SMT3, Fig. 73)* qui est édifiée par l'agencement des dépôts du haut niveau (*DHN*) et des dépôts de bordure de plate-forme (*DBP2*). Elle

évolue à partir d'une plate-forme carbonatée jusqu'à une plate-forme siliciclastique dominée surtout par l'action des tempêtes. Ce constat exprime une dynamique de comblement avec une diminution progressive de profondeur. Les dépôts du haut niveau représentent des corps sédimentaires progradant contemporains à une phase de stabilité ou diminution lente du niveau marin (Cubayne *et al.*, 1989).

La séparation entre ces dépôts (DHN) et ceux des précédents (DT, représentant la plate-forme distale ou offshore) peut être témoignée par de nombreuses ruptures sédimentaires. Ces dernières interprétations sont des discontinuités de montées rapides des niveaux marins, représentant des phases de vacuité de différents types (Cubayne *et al.*, 1989) ou "d'affame" (Comm. Orale, Benhamou). Dans ce cas, le niveau à ammonites qui date la Sous-Zone à *Stenocycloides* représente un niveau de concentration sur lequel s'achève le DHN.

Cette séquence (*SMT3*) est de tendance transgressive-régressive s'achevant par des dépôts de bordure de plate-forme (DBP2). A cet effet, elle peut être considérée comme un demi-cycle régressif. Elle est matérialisée par des sédiments terrigènes, mêlés parfois par quelques niveaux carbonatés (biodétritiques), associés à de nombreuses surfaces d'érosion (figures d'érosion de base). Cette séquence indique des milieux de haute énergie et de transit du matériel détritique.

La tendance évolutive est surtout indiquée par une diminution accrue de profondeur (*shallowing-up*) des faciès sous-jacents, accompagnée d'une augmentation de l'énergie hydrodynamique. Cette dynamique est maintenue jusqu'aux premiers niveaux de la formation sus-jacente « Grès de Sidi Amar » d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, annonçant la clôture du cycle oxfordien.

## II. G. SEQUENCE DE LONG TERME (MEGASEQUENCE) ET DYNAMIQUE

Les différentes expressions des séquences reconnues sont organisées en une séquence de long terme ou mégaséquence de l'intervalle Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur, issue de l'empilement de trois séquences de moyen terme (*SMT1*, *SMT2* et

*SMT3*), soulignant des comblements de la plate-forme, et dont la bathymétrie est caractérisée par l'évolution suivante:

### **II. G. 1. ENVASEMENT ARGILEUX ET COMPLEMENT (Fig. 72)**

Sur la première surface d'el Abadla nommée *SAI* (la base de la Zone à Parandieri; *ST1*) se manifestent les premiers dépôts transgressifs (*DT1*), caractérisant l'Oxfordien moyen, pendant lequel s'individualise une plate-forme d'une dynamique de comblement, recevant une importante alimentation en apports détritiques. Ces dépôts sont enrichis périodiquement par des décharges silteuses. Les principaux caractéristiques de cette évolution persistent jusqu'à la fin de l'Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. Celle-ci est interrompue par une étape de chute du niveau marin représentée par les premiers dépôts de bordure de plate-forme (*DBP1*) s'installant sur la première surface de ravinement typique de Brame (*SRTBI*). Cette évolution n'a pas atteint l'émersion, du fait des éléments marins remaniés dans les conglomérats. Ainsi, elle est interrompue par l'arrivée des dépôts transgressifs (*DT2*) sur la *ST4* qui coïncident avec la première surface de Béni Berdaâ (notée *SBB1*). Cette constatation est représentée par le niveau à ammonites de la Sous-Zone à Schilli, bien individualisé à Béni Berdaâ.

### **II. G. 2. INSTALLATION DE LA PLATE-FORME CARBONATEE (Fig. 73)**

La sédimentation terrigène qui prévalait dans le début de l'évolution est interrompue par les premiers niveaux des calcaires oolithiques dans le début de l'Oxfordien supérieur (Zone à *Stenocycloides*), annonçant l'installation d'une plate-forme de différentes expressions (rampe, plate-forme protégée, plate-forme à dominance de tempêtes ...). Ces obstacles font écran ou ralentissent pour le franchissement des apports clastiques, et marque plus ou moins un calme épeirogénique.

Cette situation peut être similaire au Récif de Guertoufa qui a été considéré comme un seuil, empêchant les apports détritiques à franchir vers le Nord, et finissant par l'accumulation dans le sillon intracontinental du Nador (Benest *et al.*, 1998). Cette dynamique représente probablement des dépôts de haut niveau (*DHN*), du fait des

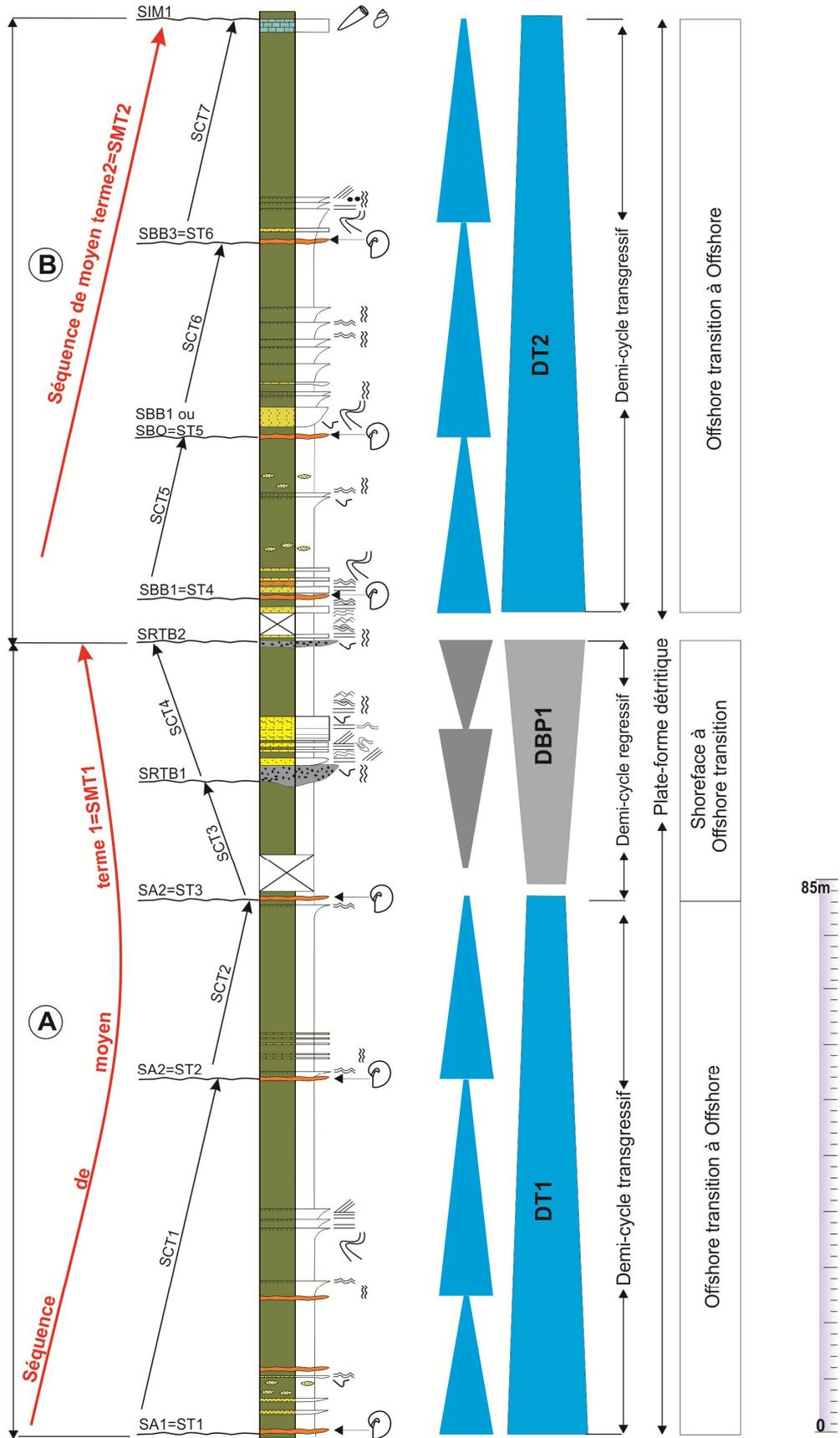


Fig. 72- Essai d'interprétation séquentielle et caractérisation des environnements sédimentaires de la Formation des Argiles de Saïda pendant l'Oxfordien moyen (synthèse el Abadla et Dj. Brame).

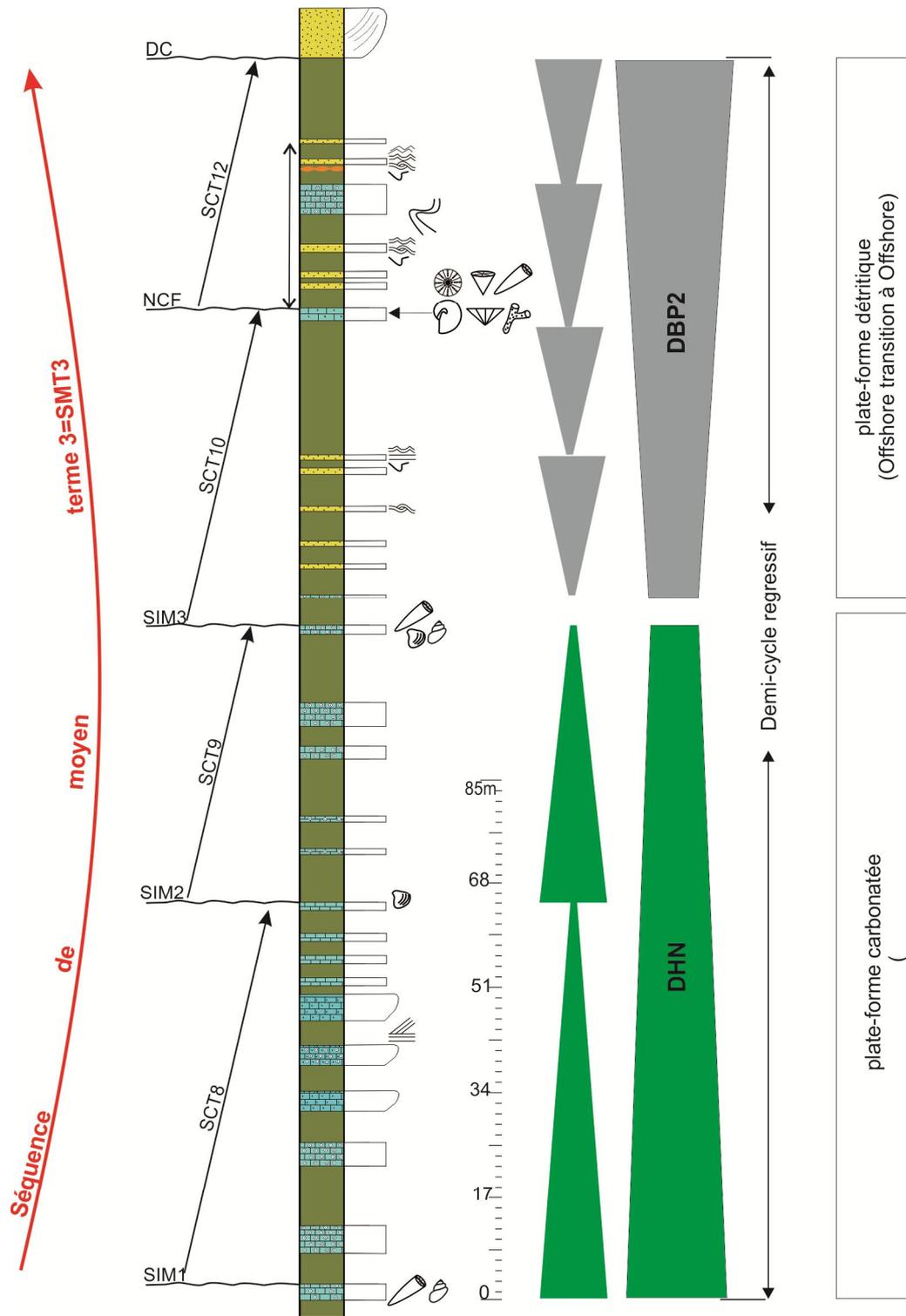


Fig. 73- Essai d'interprétation séquentielle et caractérisation des environnements sédimentaires de la Formation des Argiles de Saïda pendant l'Oxfordien supérieur à Dj. Brame (Takhemaret).

alternances argilo-calcaires plus ou moins régulières traduisant une stabilité du niveau marin.

### **II. G. 3. ENNOIEMENT DE LA PLATE-FORME CARBONATEE**

La mégaséquence de l'Oxfordien s'achève par l'asphyxie de la plate-forme carbonatée et par le retour des arrivées détritiques. Au cours de cette étape, des constructions colonisant probablement des reliefs sous-marins, qui ont tenté de s'installer sans former de vrais récifs. Ceci est du -le plus possible- à la situation la plus proche du rivage, ce qui les expose à des destructions par les tempêtes périodiques.

En revanche, la dynamique à Oued Mina semble relativement différente (Fig. 74), elle évoque ainsi une diminution de la tranche d'eau dans la plate-forme et peut être individualisée comme ainsi:

- Les dépôts transgressifs (DT) se manifestent par des assises argileuses et des grès à caractères de tempêtes, témoignant d'un environnement d'offshore à offshore transition, en voie de comblement qui reçoit des décharges siliciclastiques.
- Il s'ensuit des dépôts de haut niveau (DHN), matérialisés par des séquences élémentaires binaires plus régulières de calcaire/argile, représentant une plate-forme carbonatée (rampe et plate-forme à dominance de tempêtes).
- L'évolution s'achève par le dépôt de bas niveau (DBN) au lieu de dépôt de bordure de plate-forme (DBP) à Takhemaret, car l'émersion est atteinte au sommet des « Dolomie d'el Gada ».

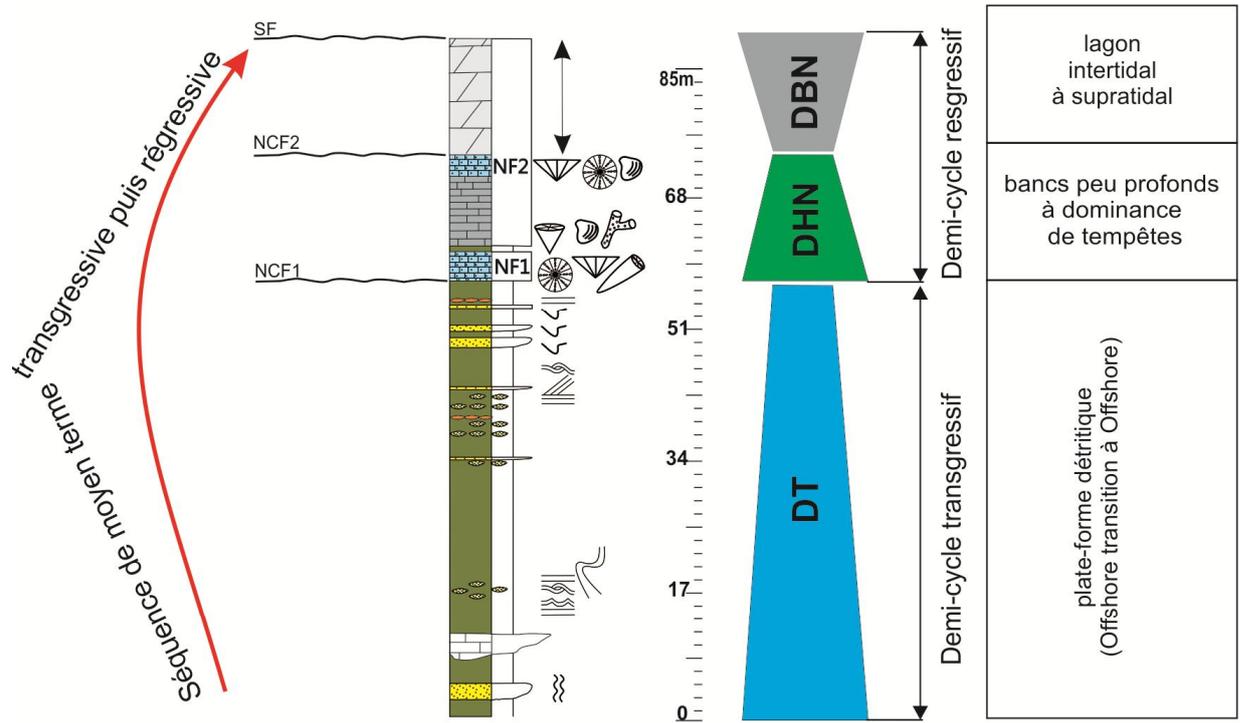


Fig. 74- Essai d'interprétation séquentielle et caractérisation des environnements sédimentaires de la Formation des Argiles de Saïda à Oued Mina pendant l'Oxfordien supérieur.

**RAPPEL DES RESULTATS LITHOSTRATIGRAPHIQUES, BIOSTRATIGRAPHIQUES ET ICHNOLOGIQUES**

L'étude de la Formation des Argiles de Saïda dans la région de Tiaret (Takhemaret, Frenda et Oued Mina) a montré de nouvelles données tant lithostratigraphiques que biostratigraphiques.

Sur le plan lithostratigraphique, cette formation a été subdivisée en trois unités: (i) argilo-gréseuse inférieure, (ii) argilo-carbonatée médiane et (iii) argilo-gréseuse supérieure, à développement spatio-temporel inégal. Le Djebel Brame a fourni la coupe la plus épaisse pour la Formation des Argiles de Saïda dans les régions étudiées dans ce présent travail. Sur le plan biostratigraphique, la Formation des Argiles de Saïda a été attribuée à l'intervalle Callovien-Oxfordien par nos prédécesseurs. Cependant, les niveaux d'ammonites découverts dans la région de Takhemaret permettent d'assigner à cette entité lithostratigraphique un âge Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. La biozonation établie indique l'existence de la Zone à *Transversarium* et à *Bifurcatus* dans la région de Takhemaret. Dans cette dernière région, la corrélation des coupes selon des transects N-S et E-W montre une isochronie à la limite Sous-Zone à *Schilli* et Sous-Zone à *Rotoïdes*. La limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur (*Transversarium-Bifurcatus*) a été mise en évidence au niveau de la coupe de Béni Berdaâ grâce aux espèces *Dichotomoceras bifurcatoides*, *Dichotomoceras* aff. *stenocycloides*, *Gregoryceras pervinquieri* et *Paraspidoceras* aff. *meriani*. En absence de bio-indicateurs chronostratigraphiques, la position de cette limite est incertaine dans le Djebel Brame.

La comparaison avec les ammonites de la coupe d'el Abadla montre un âge plus ancien, vu la présence de la Sous-Zone à *Parandieri*, biohorizon à *Parandieri* datée par l'espèce *Gregoryceras* gr. *ferchaudi*. Cette situation montre une hétérochronie de la Formation des Argiles de Saïda, au moins à l'échelle locale, dont elle est plus précoce au Nord de la région d'étude. Cette subdivision biostratigraphique est similaire à la zonation méditerranéenne standard et peut être corrélable avec d'autres travaux dans des régions à affinité téthysienne, notamment à l'Ouest de la France, au Sud de l'Espagne, en Tunisie septentrionale et au Nord de l'Italie.

Dans le secteur de Frenda, la formation étudiée est représentée par une alternance argilo-gréseuse coiffée par les « Dolomies d'el Gada ». Les ammonites récoltées dans les « Calcaires de Tounkira » qui affleurent dans le secteur de Kef Lazreg indiquent un âge plus ancien que celui du secteur de Takhemaret qui nous a fourni des ammonites de l'Oxfordien moyen (Zone à Plicaitis, Sous-Zone à Antecedens voire Vertébrale). A Oued Mina, un âge Oxfordien supérieur a été attribué aux niveaux qui ont révélé des brachiopodes.

Sur le plan ichnologique, les ichnofossiles identifiés correspondent généralement à des traces de nourriture, d'habitat et de repos d'organismes benthiques, indiquant la partie proximale de l'ichnofaciès à *Cruziana*, conforme à un contexte de shoreface à offshore.

#### **EVOLUTION PALEOENVIRONNEMENTALE ET PALEO GEOGRAPHIQUE**

L'étude des environnements de dépôt de la Formation des Argiles de Saïda a été établie sur la base des considérations sédimentologiques et ichnologiques, dont l'évolution bathymétrique est supposée comme suit:

##### **A- DYNAMIQUE DE LA PLATE-FORME DETRITIQUE**

Durant l'Oxfordien, des évènements tectono-eustatiques se généralisent et couvrent l'ensemble du domaine tlemcenien oriental, liés aux mouvements intra-oxfordiens connus dans tout l'ensemble de l'Avant-pays tello-rifains (Benest *et al.*, 1997). L'Oxfordien moyen est marqué par l'individualisation d'une période de flux détritique, responsable de l'homogénéisation des dépôts argilo-gréseux. Ce détritisme aboutit à l'instauration d'une zone de foreshore dominée par les marées à Kef Lazreg (Frenda) (association de faciès « A »), un front du delta en contexte de shoreface à Takhemaret. Tout en début de l'évolution, cette zone est soulignée par l'influence combinée des tempêtes, des courants tidaux et des écoulements turbiditiques (association de faciès « B »). Le milieu de sédimentation évolue ultérieurement vers une zone d'offshore à offshore transition emportée par les tempêtes (association de faciès « C ») à rares faunes pélagiques pour tous les secteurs.

## **B- DYNAMIQUE DE LA PLATE-FORME CARBONATEE**

Au début de l'Oxfordien supérieur, le sillon tlemcenien est marqué par l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde dominée par l'influence des tempêtes. Elle a été interrompue épisodiquement par des conditions hydrodynamiques à circulation restreinte (plate-forme protégée; association de faciès « F »), responsables aux dépôts des calcaires micritiques intercalés dans les argiles verdâtres. Cette dernière évolution de la plate-forme carbonatée s'achève par la réinstallation d'un régime détritique (comblement) en milieu d'"offshore transition", prédominé par les tempêtes.

A l'Est du domaine étudié, l'évolution des environnements de dépôt se termine, d'une façon tardive, par l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde, qui coïncide avec le dépôt des dolomies à indices d'émersions. Cette dynamique est liée à des mouvements distensifs, contribuant à l'approfondissement du sillon tlemcenien et des variations eustatiques à l'échelle de la Téthys. Ces événements sont en parallèle avec une longue période de comblement, aboutissant à la cicatrisation du sillon tlemcenien, qui était précoce à celui du Nador (Benest *et al.*, 1997)

La dynamique sédimentaire responsable au dépôt de la Formation des Argiles de Saïda, a été régie en grande partie par des facteurs climatiques. Il est généralement admis que le Jurassique était une période à climat tempéré et une large ceinture tropicale (Martin-Garin, 2002, 2012). Pour ceci, la relation liant les principales composantes siliciclastiques et carbonatées laissent envisager des changements durant l'Oxfordien (Pittet, 1996). Des variations globalement chaudes et humides, sont en effet, généralement reconnues dans l'Oxfordien (Hallam, 1984; Gygi, 1986, 1987).

Sur le plan d'organisation séquentielle, l'observation a permis de tirer l'existence des séquences élémentaires classiques qui, par empilement engendrent des séquences de court terme. Ces dernières s'organisent à leur tour en séquences de moyen terme, encadrées par des discontinuités d'importance téthysienne, souvent de tendance transgressive-régressive. Celles-ci s'emboîtent les unes dans les autres pour structurer une mégaséquence de l'Oxfordien (séquence de long terme), évoluant vers une cicatrisation ou fermeture du milieu.

-A-

- ABBASSI, N., 2007.** Shallow marine trace fossils from Upper Devonian sediments of the Kuh-E Zard, Zefreh area, central Iran. *Iranian Journal of Science & Technology*, **31**: 23–33.
- AGER, D.V., 1974.** Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **15**: 83-93.
- AIGNER, T., 1985.** Storm Depositional Systems. *Lecture Notes in Earth Sciences 3*, Springer-Verlag, Berlin, 174 p.
- AIGNER, T. & REINECK, H. E., 1982.** Proximality trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana Marina*, **14**: 183–215.
- ALLEN, J. R. L., 1968.** Current ripples: Their Relation to Patterns of Water and Sediment Motion. *North Holland Publishing Company*, Amsterdam, 433 p.
- ALLEN, J. R. L., 1973.** A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Journal of Geological Society of London*, **129**: 537–541.
- ALLEN, J. R. L., 1982.** Sedimentology structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology, Elsevier Society of Publication Company*, Amsterdam, 30, v. **I**: 593 p, v. **II**: 663 p.
- ALLEN, J. R. L., 1984.** Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in sedimentology. Elsevier*, Amsterdam, **30** (1): 592.
- ALLEN, J. R. L., 1985.** Principle of physical sedimentology. *Allen et Unwin Ltd*, London, 272 p.
- ALLEN, P., 1962.** The Hastings Beds deltas: recent progress and Easter Field Meeting Report. *Proceedings of the Geologists Association*, **73**: 219-243.
- ALLEN, P., 1975.** Wealden of the Weald: a new model. *Proceedings of the Geologist's Association*, **86**: 389-437.
- ALPERT, S. P., 1973.** *Bergaueria* Prantl (Cambrian and Ordovician), a probable actinian trace fossil. *Journal of Paleontology*, **47**: 919-924.
- ALPERT, S. P., 1976.** Trilobite and star-like trace fossils from the White-Inyo Mountains, California. *Journal of Paleontology*, **50**: 226-239.
- AMEUR, M., 1988.** Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-téthysienne: autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au

- Bathonien moyen. *Thèse Docorat en es-Sciences*, Université Claude Bernard, Lyon, 551 p. (inéd.).
- AMRUTA, R. P., KANTIMATI, G. K., SHWETA, S. G., 2013.** Significance of *Lockeia* and associated trace fossils from the Bada Bagh Member, Jaisalmer Formation, Rajasthan. *Journal of Earth System and Science*, **122**: 1359–1371.
- ARAI, M. N. & MCGUGAN, A., 1969.** A problematical Cambrian coelenterate (?). *Journal of Paleontology*, **43**: 93-94.
- ARCHER, A. W. & MAPLES, C. G., 1984.** Trace fossil distribution across a marine-to-nonmarine gradient in the Pennsylvanian of southwestern Indiana. *Journal of Paleontology*, **58**: 448-466.
- ARKELL, W. J., 1941.** The Upper Oxford Clay at Purton, Wilts, and the Zones of the Lower Oxfordian. *Geological Magazine*, **78**: 161-172.
- ARKELL, W. J., 1946.** A Monograph on the Ammonites of the English Corallian beds, part XI. *Palaeontogr. Soc. (Monogr.)*, 297-332.
- ARKELL, W. J., 1956.** Jurassic Geology of the world. *Edinburgh (Oliver and Boyd)*, 806 p.
- ARNOTT, R. W. & SOUTHARD, J. B., 1990.** Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm event stratification. *Journal of sedimentary petrology*, **60**: 211-219.
- ARNOTT, R. W. C., 1992.** Ripple cross-stratification in swaley cross-stratified sandstones of the Chungo Member Mount Yamnuska, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 1802-1805.
- ATGER, M. & VERDIER, J., 1965.** Etude géologique du Plateau jurassique de Cacherou (Permis Mascara- Bedeau), bordure nord des Monts de Saïda. *Géoscience, S. N. R.E.P.A.L.*
- ATROPS, F. & BENEST, M., 1981.** Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et Kimméridgien du Djebel Nador et Tiaret (Avant-pays tellien, Algérie): Conséquences paléogéographiques. *Geobios*, Lyon, fasc. 1, **14**: 155-122.
- ATROPS, F. & BENEST, M., 1984.** Les formations du Jurassique supérieur du Bou Rheddou au Nord de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie) : âge et milieux de dépôt. *Geobios*, **17**: 207–216.

- ATROPS, F. & BENEST, M., 1986.** Stratigraphie du Jurassique supérieur du Djebel Bechtout au Nord-Ouest de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie); comparaison avec le Bou Rheddou. *Geobios*, **19**: 855-862.
- ATROPS, F. & BENEST, M., 1994.** Les formations à ammonites du Malm dans le bassin tellien, au Nord de Tiaret: leur importance pour les corrélations avec les séries de l'Avant-pays de l'Ouest algérien. In: Cariou, E., Hantzpergue, P. (Eds.), 3<sup>rd</sup> International Symposium on Jurassic stratigraphy, Poitiers 1991. *Geobios*, MS, **17**: 79-91.
- AUBOUIN, J., 1964.** Reflexions sur le faciès "ammonitico rosso". *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, **7** (VI): 475-501, 10 fig.
- AUCLAIR, D. & BIEHLER, J., 1967.** Etude géologique des Hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publication du Service Géologique de l'Algérie*, Alger. (Nouvelle.Série), **34**: 3-45.
- AZEMA, J., 1977.** Étude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). *Thèse de Doctorat*, Université P. et M. Curie, Paris, 393 p.

**-B-**

- BÀDENAS, B. & AURELL, M., 2001.** Proximal–distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp, Iberian Ranges, Spain. *Sedimentary Geology*, **139**: 319–340.
- BANN, K. L., TYE S. C., MACEACHERN, J. A., FIELDING, C. R. & JONES, B. G., 2008.** Ichnological and sedimentological signatures of mixed wave- and storm-dominated deltaic deposits: examples from the early Permian Sydney Basin, Australia. In G.J. Hampson et al. (eds.): Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tulsa, pp 293-332.
- BANDEL, K., 1967.** Trace fossils from two Upper Pennsylvanian sandstones in Kansas. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, **18**: 1-13.
- BANDEL, K., 1973.** A new name for the ichnogcnus *Cylindrichnus* Bandel, 1967. *Journal of Paleontology*, **47**: 1002.

- BARTHEL, K.W., CEDIEL, F., GEYER, O. F. & REMANE, J., 1966.** Der subbétique Jura von Cehegin (Provinz Murcia, Spanien). *Mitteilungen Bayerische Staatssammlung Paläontologische und historische Geologie*, **6**: 167-211.
- BENDELLA, M., 2012.** Évolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale: inventaire et mise en évidence des événements anoxiques. *Thèse Doctorat*, Université d'Oran, 161 p.
- BENDELLA, M., BENYOUCEF, M., CHERIF, A. & BENHAMOU, M., 2011.** Ichnology and sedimentology of the "Argiles de Saïda formation" (Callovo-Oxfordian) of the Djebel Brame (Tiaret, Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **182** (5): 417-425.
- BENECKE, E. W., 1866.** Ueber Trias und Jura in den Südalpen. *Geogn. Palaeont. Beitr. München*, **1**: 203 p.
- BENEST, M., 1971.** Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdo (Monts de Tlemcen, Algérie). *Bulletin de la Société de l'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, Algérie, **62** (1 et 2): 21-38.
- BENEST, M., 1972.** Les formations carbonatées et les grands rythmes du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **275**: 1469-1471.
- BENEST, M., 1981.** La marge gondwanienne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eo-Crétacé: les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, série 7, **23** (6): 663-672.
- BENEST, M., 1982.** Importances des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale). *Revue de Géographie physique et Géologie Dynamique*, **23** (5): 345-362.
- BENEST, M., 1985.** Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est du Maroc au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé: stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, **95**: 581.
- BENEST, M., BENSALAH, M., BOUABDELLAH, H. & OUARDAS, T., 1999.** La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemcénien (Avant-pays tellien d'Algérie

- Occidentale): stratigraphie, paléoenvironnements, dynamique sédimentaire et tectogène alpine. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, **10** (2): 127-157, 7 fig.
- BENEST, M. & ELMI, S., 1969.** Précisions stratigraphiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la partie méridionale des Monts de Tlemcen (Algérie). *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France*, **8**: 295-296.
- BENEST, M., ELMI, S., OUARDAS, T., PERRIAUX, J., GHALI, M. & BENHAMOU, M. 1995.** Dynamique de mise en place d'un cône détritique d'âge callovo-oxfordien dans le sillon intra-cratonique du Nador de Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **321**: 103-110.
- BENEST, M., ELMI, S., OUARDAS, T., PERRIAUX, J. & BENHAMOU, M. 1997.** Les facteurs de contrôle de la sédimentation de l'éventail détritico-callovo-oxfordien du Djebel Nador de Tiaret sur marge continentale sud-téthysienne en Algérie occidentale. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, **8** (1): 3-17.
- BENEST, M., OUARDAS, T. & BOULLIER, A., 1998.** Conditions d'installation d'un seuil corallien dans l'intervalle transgressif Oxfordien moyen et supérieur entre le bassin tellien et son Avant-pays (Ouest algérien): implications paléogéographiques. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Sciences de la terre et des planètes/ Earth & Planetary Sciences*, **326**: 399-405.
- BENHAMOU, M., 1983.** « Stratigraphie et milieux de dépôt du Jurassique inférieur et moyen des Béni-Ouarsous et des Béni-Khallad (Massif des Traras, Oranie W). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Oran, 168 p., 56 fig.
- BENOSMAN, B., 1990.** Le Jurassique supérieur de la région de Tiaret (Algérie): Stratigraphie et faune d'ammonites. *Thèse de Doctorat*, Université Claude Bernard Lyon 1, 204 p (inéd.).
- BENYOUCEF, M., 2012.** Le Bassin Crétacé du Guir (Sud-Ouest algérien): caractérisations litho-biostratigraphiques, sédimentologiques & paléogéographiques. *Thèse de Doctorat*, Université de Tlemcen, 220 p., 58 fig., 6 pl.

- BERT, D., 2004.** Révision, étude systématique et évolution du genre *Gregoryceras* Spath, 1924 (Ammonoidea, Oxfordien). *Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Nice*, **19**: 1-183.
- BERT, D. & ENAY, R., 2004.** Les *Gregoryceras* (Ammonitina, Oxfordien moyen) de la Cluse de Chabrières (Sud-Est de la France): étude paléobiologique et nouvelles interprétations. *Revue de Paléobiologie*, **23**: 441-461.
- BERT, D., MARCHAND, D., GYGI, R. A. & DELANOY, G., 2003.** *Gregoryceras defayi* sp. nov. et *Gregoryceras tenuisculptum* Gygi, 1977: deux espèces successives de la sous-famille des Peltoceratinaes Spath, 1924 (Ammonitinae, Aspidoceratidae Zittel, 1895) de l'Oxfordien moyen. *Eclogae geologicae Helvetiae, Basel*, **96**: 475-493.
- BERT, D., ENAY, R. & ATROPS, F., 2009.** Les *Gregoryceras* (Ammonitina) de l'Oxfordien moyen terminal et supérieur téthysien: révision systématique, biostratigraphie et évolution. *Geobios*, **42**: 451-493.
- BEUKES, N. J., 1996.** Sole marks and combined-flow storm event beds in the Brixton Formation of the siliciclastic Archaean Wit water strand Supergroup, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 567-576.
- BHATTACHARYAA, H. N., BHATTACHARYAA, B., CHAKRABORTYA, I. & CHAKRABORTY, A., 2004.** Sole marks in storm event beds in the Permian Carboniferous Talchir Formation, Raniganj Basin, India. *Sedimentary Geology*, **166**: 209-222.
- BJERSTEDT, T. W., 1987.** Latest Devonian earliest Mississippian nearshore trace-fossil assemblages from West Virginia, Pennsylvania, and Maryland. *Journal of Paleontology*, **61**: 865-889.
- BLAIR, T. C. & MCPHERSON, J. G., 1994.** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, **64**: 450-489.
- BLATT, H., MIDDLETON, G & MURRAY, R., 1980.** Origin of sedimentary rocks. *Second édition. Prentice. Hall, Englewood cliffs, New Jersey*, 782 p.
- BOERSMA, J. R., 1970.** Distinguishing features of wave-ripple cross stratification and morphology. *Unpublished PhD Thesis, University of Utrecht*, 65 p.

- BORDY, E. M., LINKERMANN, S. & PREVEC, R., 2011.** Palaeoecological aspects of some invertebrate trace fossils from the Mid- to Upper Permian Middleton Formation (Adelaide Subgroup, Beaufort Group, Karoo Supergroup), Eastern Cape, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **61**: 238–244.
- BOULLIER, A., 1981.** Les faunes de brachiopodes de l'Oxfordien moyen du Jura. *Annales scientifiques de l'Université de Franche-Comté Besançon*, fasc. 3, 21-31, 4 fig., 2 pl.
- BOULLIER, A. & FILIPPI, R., 2012.** Distribution des assemblages de brachiopodes dans l'Oxfordien du centre de la France. *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, Brest, pp.1-14.
- BOUMA, A. H., 1962.** Sedimentology of some flysch deposits 'A graphic approach to facies interpretation'. *Elsevier*, Amsterdam, 168 p.
- BOURGEOIS, J., 1980.** A transgressive shelf exhibiting humocky stratification: the cap sebastion (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. *Journal of sedimentary petrology*, **50**: 681-702.
- BOUTERFA, B., 1999.** Enregistrement sédimentologique et enchaînement séquentiel des événements détritiques calloviens, Oxfordiens et Kimméridgiens dans les Monts de Ghar Roubane (Algérie occidentale). *Thèse de Magistère*, Université d'Oran. 188 p., 74 fig., 4 pl.
- BRADSHAW, M., 1981.** Paleoenvironmental interpretations and systematic of Devonian trace fossils from the Taylor Group (Lower Beacon Supergroup), Antarctica. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **24**: 615–652.
- BREDA, A., MELLERE, D. & MASSARI, F., 2007.** Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy). *Sedimentary Geology*, **200**: 31–55.
- BRENCHLEY, P. J., 1985.** Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, **9**: 369–96.
- BRENCHLEY, P. J., 1989.** Storm sedimentation. *Geology Today*, **5**:133–137.
- BRENCHLEY, P. J. & NEWALL, G., 1977.** The significance of contorted bedding in Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**: 819–833.

- BRENCHLEY, P. J. & NEWALL, G., 1982.** Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 1257-1269.
- BRENCHLEY, P. J., PICKERILL, R. K. & STROMBERT, S. G., 1993.** The role of the reworking on the architecture of storm sandstone faces. Bell Island Group (Lower Ordovician). Eastern Newfoundland. *Sedimentology*, **40**: 359-382.
- BRENCHLEY P. J., ROMANO M., GUTIERREZ-MARCO J. C., 1986.** Proximal and distal *Hummocky cross-stratified* facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In: Knight, R. J., McLean, J. R. (Eds.), Shelf sands and sandstones. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memory*, **11**: 241-255.
- BRIDGES, P. H., 1972.** The significance of tool marks on a Silurian erosional furrow. *Geological Magazine*, **109**: 405-410.
- Briggs, D.E.G., Miller, M.F., Isbell, J.L. & Sidor, C.A., 2010.** Permo-Triassic arthropod trace fossils from the Beardmore Glacier area, central Transantarctic Mountains, Antarctica. *Antarctic Science*, **22**: 185–192.
- BROCHWICZ-LEWINSKI, W., 1973.** Some remarks on the origin of the Subfamily Idoceratinae Spath, 1924 (Perisphinctidae, Ammonoidea). *Acta Palaeontologica Polonica*, **18**: 299-320.
- BROMLEY, R. G., 1967.** Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in chalk hard grounds. *Geological Society of London, Quarterly Journal*, **123**: 157-182.
- BROMLEY, R. G., 1990.** Trace Fossils. Biology and Taphonomy. Special Topics in Paleontology. *Unwin Hyman, Ltd.*, London, 280 p.
- BROMLEY, R. G., 1996.** Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications. *Second edition. Chapman & Hall*, London, 361 p.
- BROMLEY, R. G. & ASGAARD. U., 1972.** Notes on Greenland trace fossils: I. Freshwater *Cruziana* from the Upper Triassic of Jameson Land, East Greenland. *Greenland Geology, Rapport 49*: 7-13.
- BROMLEY, R. G. & ASGAARD, U., 1975.** Sediment structures produced by a spatangoid echinoid: a problem of preservation. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **24**: 261-281.

- BROMLEY R. G. & ASGAARD U. (1979)-** Triassic fresh water ichnocoenosis from Carlsberg Fjord, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **28**: 39-80.
- BROMLEY, R. G. & EKDALE, A. A., 1984.** *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Sciences*, **224**: 872-874.
- BROMLEY, R. G. & EKDALE, A. A., 1986.** Composite ichnofabric and tiering of burrows. *Geological Magazine*, **123**: 59- 65.
- BROMLEY, R. G., EKDALE, A. A. & RICHTER, B., 1999.** New *Taenidium* (trace fossil) in the Upper Cretaceous chalk of northwestern Europe. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **46**: 47-51.
- BROMLEY, R. G. & FREY, R. W., 1974.** Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **23**: 311-335.
- BROWN, JR- L. F. & FISHER, W. L., 1977.** Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**: 213–248.
- BRYANT, E., 2001.** *Tsunami: The Understand Hazard. Cambridge University Press*, Cambridge, 320 p.
- BUATOIS, L. A., JALFIN, G. & ACENOLAZA, F. G., 1997.** Permian nonmarine invertebrate trace fossils from southern Patagonia, Argentina: Ichnologic signatures of substrate consolidation and colonization sequences. *Journal of Paleontology*, **71**: 324-336.
- BUATOIS, L. A., MANGANO, M. G., MAPLES, C. G. & LANMG, W. P., 1998.** Ichnology of an Upper Carboniferous fluvio-estuarine paleovalley: The Tonganoxie Sandstone, Buildex Quarry, eastern Kansas. *Journal of Paleontology*, **71**: 152-180.
- BUATOIS, L., MÁNGANO, G. & ACEÑOLAZA, F., 2002.** Trazas Fósiles. *Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico*. MEF, Trelew, Argentina.

- BUATOIS, L. A. & MANGANO, M. G., 2003.** Early colonization of deep sea, ichnologic evidence of deep-marine benthic ecology from the early Cambrian of northwest Argentina. *Palaios*, **18**: 572-581.
- BUATOIS, L. & MÁNGANO, M. G., 2011.** Ichnology: Organism–Substrate Interactions in Space and Time. *Cambridge University Press*, 358 p.
- BUATOIS, L. A., MÀNGANO, M. G., FREGENAL-MARTFNEZ M. A & DE GIBERT J. M., 2000.** Short-term Colonization Trace-fossil Assemblages in a Carbonate Lacustrine Konservat-Lagerstiatte (Las Hoyas Fossil Site, Lower Cretaceous, Cuenca, Central Spain). *Facies*, **43**: 145-156.
- BUATOIS, L. A., SANTIAGO, N., HERRERA, M., PLINK-BJÖRKLUND, P., STEEL, R., ESPIN, M. & PARRA, K., 2012.** Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline. *Sedimentology*, **59**: 1568-1612.
- BUCKMAN, J. O., 1994.** *Archaeonassa* Fenton and Fenton 1937 reviewed. *Ichnos*, **3**: 185-192.
- BUCKMAN, J. O., 1995.** A comment on annulate forms of *Palaeophycus* Hall 1847: with particular reference to P. "annulatus" sensu Pemberton and Frey 1982, and the erection of P. *Crenulatus* ichnosp, nov. *Ichnos*, **4**: 131-140.
- BUCKOWSKI, G., 1887.** Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. *Beiträge zur Paläontologie von Oesterreich-Ungarn und des Orients*, Wien, **4**: 75-171.

-C-

- CACCHIONE, D. A. & DRAKE, D. E., 1990.** Shelf sediment transport: an overview with applications to the northern California continental shelf. In: LeMehaute, B., Hanes, M.D. (Eds.), *The Sea. Ocean Engineering Science. Wiley-Interscience*, New York, **9**: 729-773.
- CALLOMON, J. H., 1964.** Notes on the Callovian and Oxfordian Stage. Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1962. *Comptes Rendus et Mémoires Institut grand-ducal*, Section des Sciences naturelles, physiques et mathématiques, 269-291.
- CARATINI, C., 1970.** Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Publication du Service Géologique de l'Algérie*, **40**: 21, 311 p.

- CARIOU, E., 1966.** Les faunes d'ammonites et la sédimentation rythmique dans l'Oxfordien supérieur du seuil du Poitou. *Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie Préhistorique*. Faculté des Sciences de Poitiers, **7**: 47-67.
- CARIOU, E. & HANTZPERGUE, P., 1997.** Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Elf Aquitaine édition*, pp. 1-440.
- CARIOU, E. & MELÉNDEZ, G., 1990.** A modified perisphinctid zonation for the Middle Oxfordian of Southern Europe, Submediterranean Province. *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza (SEPAZ)*, **2**: 129–151.
- CARIOU, E., MELENDEZ, G. & BRANGER, P., 1991.** Définition d'une échelle biochronologique fine pour une zone d'ammonites de l'Oxfordien moyen: Zone à Transversarium (province subméditerranéenne). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **313**: 703–708.
- CARIOU, E., ENAY, R., ATROPS, F., HANTZPERGUE, P., MARCHAND, D. & RIOULT, M. 1997.** Oxfordien. In: Cariou E & Hantzpergue P. (Eds.), Groupe Français d'Étude du Jurassique: Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production, mémoire*, **17**: 79–86.
- CARMONA, N. B., BUATOIS, L. A., PONCE, J. J. & MANGANO, M. A., 2009.** Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: trace-fossil distribution and *response to environmental stresses*. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **273**: 75-86.
- CATUNEANU, O., 2002.** Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, **35**: 1–43.
- CECCA, F., FOURCADE, E. & AZÉMA, J., 1992.** The disappearance of the “Ammonitico Rosso”. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **99**: 55-70.
- CHAMBERLAIN, C. K., 1975.** Recent Lebensspuren in non-marine environments. In: Frey, R.W. (Ed.), *The Study of Trace Fossils*. Springer, New York, 431-458.

- CHAN, M. A., NEWMAN, S. L. & MAY, F. E., 1991.** Deltaic and shelf deposits in the Cretaceous Blackhawk Formation and Mancos Shale, Grand County Utah. *Utah Geological Survey Misc Publication*, **83**: 91-96.
- CHANNELL, J. E. T., MASSARI, F., BENETTI A. & PEZZONI, N., 1990.** Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Callovian-Oxfordian limestones from the Trento Plateau (Monte Lessini, Northern Italy). *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**: 289-303.
- CHAUDHURI, A. K., 2005.** Climbing ripple structure and associated storm-lamination from a Proterozoic carbonate platform succession: Their environmental and petrogenetic significance. *Journal of Earth System Science*, **114** (3): 199-209.
- CHEEL, R. J. & LECKIE, D. A., 1993.** Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Revue*, **1**: 103-122.
- CHEN, Z-Q., FRAISER, M. L. & BOLTON, C. 2012.** Early Triassic trace fossils from Gondwana Interior Sea: Implication for ecosystem recovery following the end-Permian mass extinction in south high-latitude region. *Gondwana Research*, **22**: 238-255.
- CHEN, Z-Q., ZHOU, C., MEYER, M., XIANG, KE., SCHIFFBAUER, J. D., YUAN, X. & XIAO, S., 2013.** Trace fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviors. *Precambrian Research*, **224**: 690–701.
- CHERIF, A., BENHAMOU, M. & BENYOUCEF, M., 2015.** Sedimentologie et Analyses ichnologiques de la Formation des Argiles de Saïda (Oxfordien) dans la region de Frenda (Tell, Algerie). *3<sup>eme</sup> Colloque International sur la Géologie du Sahara, ressources minérales, énergétiques, hydrocarbures et eaux*. Ouargla le, 09 et 10 Décembre 2015.
- CHERIF, A., BENHAMOU, M. & OUALI-MEHADJI, A., 2015.** Précisions stratigraphiques sur les niveaux fossilifères du Jurassique supérieur de la région de Tiaret (Algérie nord occidentale). *3<sup>eme</sup> Colloque International sur la Géologie du Sahara, ressources minérales, énergétiques, hydrocarbures et eaux*. Ouargla le, 09 et 10 Décembre 2015.
- CHERIF, A., BERT, D., BENHAMOU, M. & BENYOUCEF, M., 2015.** La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcenien oriental

- (Takhemaret, Algérie): données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques. *Revue de Paléobiologie, Genève, Suisse*, **34** (2): 363-384.
- CISZAK, R., 1993.** Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Thèse Doctorat d'Etat, Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie, série 2, Université Paul Sabatier, Toulouse*, **20**: 506 p.
- CLARI, P. A., DELA, PIERRE, F. & MARTIRE, L., 1995.** Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology*, **100**: 97-121.
- CLAUSEN, K. C. & VILHAJALMSSON, M., 1986.** Substrate control of Lower Cambrian trace fossils from Bornholm, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **56**: 537-543.
- CLAVEAU, J., 1952.** Existence dans les environs d'Oujda (Maroc oriental) d'une discordance dans le Jurassique supérieur établi grâce à des niveaux repères récemment reconnus. *Comptes Rendus Académiques des Sciences de Paris*, **234**: 1796-1798.
- CLIFTON, H. E., 1969.** Beach lamination-nature and origin. *Marine Geology*, **7**: 553-559.
- COJAN, I. & RENARD, M., 1999.** Sédimentologie. *Dunod*, Paris, 418 p.
- COLE, R. D. & YOUNG, R. G., 1991.** Facies characterization and architecture of a muddy shelf-sandstone complex: Mancos B interval of Upper Cretaceous Mancos Shale, Northwest Colorado-northeast Utah. in: Miall AD, Tyler N, editors. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **3**: 277-87.
- COLE, R. D., YOUNG R. G. & WILLIS, G. C., 1997.** The Prairie Canyon Member, a new unit of the Upper Cretaceous Mancos Shale, West-central Colorado and east-central Utah. *Utah Geological Survey Misc Publication*, **23**: 97-104.
- COLLINSON, J., MOUNTNEY, N. & THOMPSON, D. 2006.** Sedimentary Structures. *Third edition. Terra Publishing, Harpenden, Hertfordshire, England*, 292 p.

- COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B., 1982.** Sedimentary Structures. *Allen & Unwin*, London, 194 p.
- COLOMBIE, C., 2002.** Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme bassin et facteurs déterminants. *Thèse*, Université de Fribourg, Fribourg. *GéoFocus*, **4**: 198 p.
- COLQUHOUN, G. P., 1995.** Siliciclastic sedimentation on a storm and tide-influenced shelf and shoreline: the Early Devonian Roxburgh Formation, NE Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Sedimentary Geology*, **97**: 69-98.
- CORCORAN, P.L., 2008.** Ordovician paleotopography as evidenced from original dips and differential compaction of dolostone and shale unconformably overlying Precambrian basement on Manitoulin Island, Canada. *Sedimentary Geology*, **207**: 22–33.
- COUMES, F., 1966.** Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du passage Jurassique-Crétacé de la région de Télagh (Oranie). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Université d'Alger (inéd.).
- CRIMES, T. P., 1970.** The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and paleoecology with examples from Lower Paleozoic strata. In Crimes T. P. & Harpaer J. C. (eds). Trace fossils. *Geological Journal Special Issue*, Liverpool, **3**: 101-126., 9 fig., 5 pl.
- CRIMES, T. P., 1987.** Trace fossils and correlation of Precambrian–Early Cambrian strata. *Geological Magazine*, **124**: 97-119.
- CRIMES, T. P. & GERMS, G. J. B., 1982.** Trace fossils from the Nama Group (Precambrian-Cambrian) of South-West Africa (Namibia). *Journal of Paleontology*, **56**: 890-907.
- CRIMES, T. P., LEGG, I., MARCOS, A & ARBOLEYA, M., 1977.** ?Late Precambrian–Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), Trace Fossils 2. *Geological Journal Special Issue*, Seel House Press, Liverpool, U.K., **9**: 91–138.
- CUBAYNES, R., FAURE, PH., HANTZPERGUE, P., PELISSIE, P. & REY, J., 1989.** Le Jurassique du Quercy: unites lithostratigraphiques, stratigraphie et organisation séquentielle, évolution sédimentaire. *Géologie de France*, Orléan, **3**: 33-62.

**CURRAN, H. A. & FREY, R.W., 1977.** Pleistocene trace fossils from North Carolina (U.S.A.), and their Holocene analogues. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), Trace Fossils 2. *Geological Journal Special Issue*, **9**: 138-162.

**-D-**

**DAM, G., 1990.** Palaeoenvironmental significance of trace fossils from the shallow marine Lower Jurassic Neill Klinter Formation, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**: 221-248.

**DAM, G. & ANDREASEN, F., 1990.** High-energy ephemeral stream deltas- an example from the Upper Silurian Holmestrand Formation of the Oslo Region, Norway. *Sedimentary Geology*, **66**: 197-225.

**DAVIDSON-ARNOTT, R. G. D. & GREENWOOD, B., 1976.** Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. In: Davis, R.A. (Ed.), Beach and nearshore sedimentation. *Special Publication. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **24**: 149-168.

**DAVIS JR., R. A., 1985.** Beach and nearshore zone. In: Davis Jr., R.A. (Ed.), Coastal sedimentary environments. *Springer*, New York, 379-444.

**DAWSON, J. W., 1873.** Impressions and footprints of aquatic animals and imitative markings on Carboniferous rocks. *American Journal of Sciences*, **5 (3)**: 16-24.

**DEBRAND-PASSARD, S., LABLANCHE, G., FLAMAND, D. & SOULAS, J-P., 1978.** Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Bourges (519) (Notice explicative XXII-24 par DEBRAND-PASSARD., Desprez, N., Bos, P., Durand, E., Trautmann F. & Bambier, A.). *Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G.M.)*, Orléans, 45 p.

**DE GIBERT, J.M., MARTINELL, J., DOMENECH, R., 1998.** Entobia ichnofacies in fossil rocky shores, Lower Pliocene, Northwestern Mediterranean. *Palaios* **13**, 476-487.

**DE RAAF, J. F. M., BOERSEMA, J. R. & VAN GELDER, A., 1977.** Waves-generated structures and sequences from a shallow marine succession, lower Carboniferous, Country Cork, Ireland. *Sedimentology*, **24**: 451-483.

- DELFAUD, J. 1973.** Sur l'appartenance de certains "pseudo-flyschs" aux faciès prodeltaïques de plate-forme. *Comptes Rendus Académiques des Sciences de Paris*, **277**: 1125-1128.
- DELFAUD, J., 1974.** Sedimentation deltaïque ancienne nord-saharienne. *Bulletin du Centre Recherche. S.N.P.A.*, Pau, **8** (1): 241-262.
- DERCOURT, J., RICOU, L. E. & VRIELYNCK, B., 1993.** Atlas: Tethys palaeoenvironmental maps. *CCGM*, Paris, 260 p.
- DÉTRAZ, H. & MOJON, P. O. 1989.** Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélations biostratigraphique et séquentielle des faciès marins à continentaux. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **82**: 37-112.
- DOMINGUEZ, J. M. L & WANLESS, H. R., 1991.** Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. In: Swift, D. J. P., Oertel, G. F., Tillman, R. W., Thorne, J. A. (Eds.), Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **14**: 259-281.
- DORN, C., 1923.** Aspidoceraten des untersten Malm in der nördlicher Frankenalb-Oberrheinischen geologischen Vereines. *Jahresbericht und Mitteilungen*, Stuttgart, Neue Folge XII, 529-534, 1 pl.
- D'ORBIGNY, A., 1844-** Paléontologie du Voyage de M. Hommaire de Hell. In : Hommaire de Hell. Les steppes de la mer Caspienne, le Caucase, la Crimée et la Russie méridionale. *Voyage pittoresque, historique et scientifique*, Tome 3, pp. 419-491
- DOTT R. H. Jr & BOURGEOIS J. (1982)-** Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of American Bulletin*, **93**: 663-680.
- DOUMERGUE, F., 1910.** Carte géologique détaillée d'Algérie à 1/50 000<sup>e</sup>, feuille Terni, n° 300. *Publication du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*.
- DOUMERGUE, F., 1926.** Carte géologique détaillée d'Algérie à 1/50 000<sup>e</sup>, feuille Tlemcen, n° 270. *Publication du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*.
- DOUMERGUE, F., 1928.** Carte géologique détaillée d'Algérie à 1/50 000<sup>e</sup>, feuille Chanzy, n° 272. *Publication du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*.

- DOUMERGUE, F. & REY, M. A., 1948.** Carte géologique détaillée d'Algérie à 1/50 000°, feuille Lamoricière, n° 271. *Publication du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.*
- DUBAR, G., 1967.** Brachiopodes jurassiques du Sahara tunisien. *Annales Paléontologies*, **53**: 1-71.
- DUBEL, C., 1971.** Stratigraphie et essai d'interprétation structurale du massif de Tenouchfi (Monts de Tlemcen, Algérie). *Diplôme d'Etude en Sciences*. Faculté des Sciences de Lyon, 57 p. dactyl. (inéd.).
- DUKE, W. L., 1985.** Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, **32**: 167-194.
- DUKE, W. L., 1990.** Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**: 870-883.
- DUKE, W. L. & LECKIE, D. A., 1986.** Origin of Hummocky cross-stratification. Part 2, paleohydraulic analysis indicates formation by orbital ripples within the wave-formed flat-bed field, In: Shelf Sands and Sandstones; (eds) Knight R J and McLean J R. *Canadian Society of Petroleum Geological Memoir*, **11**: 339.
- DUKE, W. L. & ARNOTT, R. W. 1991.** Shelf sandstones and Hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, **19**: 625-628.
- DUMAS, S. & ARNOTT, R. W. C., 2013.** Origin of *Hummocky and swaley cross-stratification*-The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *The Geological Society of America*, **34**: 1073-1076.
- DUPRAZ, C., 1999.** Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien moyen-supérieur (Jura suisse et français), *Thèse Doctorat*, Université de Fribourg, Fribourg. *GéoFocus*, **2**: 200 p.
- DURAND, J., 1985.** Les Grès Armoricaains. Sédimentologie-Traces fossiles. Milieux de dépôt. Mém. *Document du Centre Armoricaain d'Etudes Structurales des Socles*, Rennes, **3**: 150 p.
- DYER, K. R., 1970.** Linear erosional furrows in Southampton Water. *Nature*, **225**: 56-58.
- DZULYNSKI, S. & WALTON, E. K., 1965.** Experimental production of sole markings. Trans. Edinb. *Geological Society*, **19**: 279-305.

-E-

- EAGAR, R. M. C., 1974. Shape of Carbonicola in relation to burrowing: *Lethaia*, **7**: 219-238.
- EAGAR, R. M. C., BAINES, J. G., COLLINSON, J. D., HARDY, P. G., OOKOLO S. A. & POLLARD, J. E. 1985. Trace fossil assemblages and their occurrence in Silesian (mid-Carboniferous) deltaic sediments of the Central Pennine Basin, England. In: Curran, H. A. (Ed.), Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **35**: 88-149.
- EHRENBERG, K., 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit au dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläontologische Zeitschrift*, **23**: 354-359.
- EINSELE, G. & SEILACHER, A., 1982. Cyclic and Event stratification (Volume). In EINSELE, G. & SEILACHER, A., (eds.) Cyclic and Event stratification, *Springer Verlag*, N.Y, 536 p.
- EKDALE, A. A., 1985. Paleoeology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **50**: 63-81.
- EKDALE, A. A., 1992. Muckraking and mudslinging: the joys of deposit-feeding. In: Maples, C.G., West, R.R. (Eds.), Trace fossils. *Paleontological Society, Short Courses in Paleontology*, **5**: 145-171.
- EKDALE, A. A. & BROMLEY, R. G., 2003. Paleoethologic interpretation of complex *Thalassinoides* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, Southern Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **192**: 221-227.
- EKDALE A. A., BROMLEY R. G. & PEMBERTON, G. S., 1984. Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, **15**: 1-317.
- ELLIOT, R. E., 1965. A classification of subaqueous sedimentary structures based on rheological and kinematic parameters. *Sedimentology*, **5**: 193-209.
- ELLIOTT, T., 1986. Siliciclastic shorelines. In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary environments and facies. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, pp. 155-188.

- ELMI, S. 1970.** Rôles des accidents décrochants de direction SSW-NNE dans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). *Bulletin de la Société de l'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, Alger, **61** (3-4): 3-8.
- ELMI, S. 1972.** L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar-Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique. Interprétation paléogéographique. *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France*, Paris, **5**: 220-222.
- ELMI, S. 1976.** A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. 4<sup>ème</sup> Réunion. Annale des Sciences de la Terre. *Société Géologique de France*, Paris, p. 160.
- ELMI, S. 1981a.** Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux: essai de synthèse. In Farinacci, A & Elmi, S. (eds.): Rosso Ammonitico Symposium Production. *Tecnoscienza (Edition)*, Roma, pp. 233-249.
- ELMI, S. 1981b.** Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico-Rosso et les faciès associés du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. In Farinacci, A & Elmi, S. (eds.): Rosso Ammonitico Symposium Production. *Tecnoscienza (Edition)*, Roma, pp. 251-299.
- ELMI, S., 1983.** L'évolution des Monts de Rhar-Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. In: Lang, J. (Ed.), Livre jubilaire Gabriel Lucas. *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon*, **7**: 401-412.
- ELMI, S., ALMERAS, Y., AMEUR, M. & BENHAMOU, M., 1985.** Précision biostratigraphiques et paléoécologique sur le Lias des environs Tiffrit (Saïda, Algérie occidentale). *Cah. Inst. Cath. Lyon*, **14**: 14-41.
- ELMI, S. & AMEUR, M., 1984.** Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. *Geologica Rom*, Roma, **23**: 13-22.
- ELMI, S., BENEST, M., 1978.** Les Argiles de Saïda, faciès flyschöide du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien); stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. In: Livre jubilaire Jaques Flandrin. *Documents du Laboratoire géologique de la Faculté des Sciences de Lyon*, h. s., **4**: 203-262.

- EMBRY, A. F., 1993.** Transgressive–regressive (T–R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 301-320.
- EMBRY, A. F., 1995.** Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P., Mathieu, C. (Eds.), Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin. *Norwegian Petroleum Society (NPF)*, **5**: 1–11.
- EMBRY, A. F., 2001.** Sequence stratigraphy: what it is, why it works and how to use it. *Reservoir Canadian Society of Petroleum Geologists*, **28** (8): 15.
- EMBRY, A. F. & JOHANNESSEN, E. P., 1992.** T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the Uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential. *Norwegian Petroleum Society (NPF)*, **2**: 121–146.
- EMMONS, E., 1844.** The Taconic System Based on Observations in New-York, Massachusetts, Maine, Vermont, and Rhode-Island. *Caroll and Cook*, Albany. 63 p.
- ENAY, R., 1966.** L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français: Étude stratigraphique. Contribution à la connaissance des Périssphinctidés. *Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon*, fasc. VIII, t. **2**: 331-621.
- ENAY, R., HANTZPERGUE, P., SOUSSI, M. & MANGOLD, C., 2005.** La limite Kimméridgien-Tithonien et l'âge des formations du Jurassique supérieur de la Dorsale tunisienne, comparaisons avec l'Algérie et la Sicile. *Geobios*, **38**: 437-450.
- ENAY, R., TINTANT, H. & CARIOU, E., 1971.** Les faunes oxfordiennes d'Europe méridionale. Essai de zonation. In : 2<sup>ème</sup> Colloque international du Jurassique, Luxembourg 1967. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Orléans, **75**: 147-161.

-F-

- FARROW, G. E., 1966.** Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **2**: 103-151.
- FAVRE, E., 1875.** Description des fossiles du terrain jurassique de la Montagne des Voirons (Savoie). *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, Genève, 79 p.
- FENET, B., 1975.** Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-magrébien: les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais. *Thèse És-Sciences*, Université de Nice, 301 p., (inéd.).
- FENTON, C. L. & FENTON, M. A., 1937a.** Burrows and trails from Pennsylvanian rocks of Texas. *American Midland Naturalist*, **18**: 1079-1084.
- FENTON, C. L. & FENTON, M. A., 1937b.** *Archaeonassa*: Cambrian snail trails and burrows. *American Midland Naturalist*, **18**: 454-456.
- FERRY, S., 1991.** Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon: la modulisation tectono-eustatique des cycles orbitaux. *Géologie alpine*, **18**: 47-99.
- FERRY, S., 2008.** Sédimentologie de faciès. Université de Claude-Bernard, Lyon1. 70 p. (Site Web, 2014).
- FERRY, S., 2015.** Influence du cycle de marée sur les HCS littoraux. Données comparées de plages actuelles et de séquences cotières anciennes. *15<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie*, Chambéry, 13-15 octobre 2015, p. 177.
- FILLION, D. & PICKERILL, R. K. L., 1990.** Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of Eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana*, **7**: 1-119.
- FISHER, W. L. & MCGOWEN, J. H., 1967.** Depositional systems in the Wilcox group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association Geological Society, Transactions*, **17**: 105-125.
- FISCHER-OOSTER, C. V., 1858.** Die fossilen Fucoiden der Schweizer Alpen. *nebst Erörterungen über deren geologisches Alter*, Bern (Huber), 72 p., 18 pl.
- FITCH, A., 1850.** A historical, topographical and agricultural survey of the County of Washington. Part 2-5— *Transactions of the New York Agricultural Society*, **9**: 753-944.

- FLAMAND, G. B. M., 1911.** Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du Sud). *Thèse Es-Sciences*, Lyon, Rey (édi.), 1001 p.
- FOUCAULT, A. 1971.** Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (provinces de Jaén et de Grenade, Espagne méridionale). *Thèse de Doctorat*, Université P. et M. Curie, Paris, 633 p., 196 fig., 9 tab.
- FÖZY, I. & MELENDEZ, G., 1996.** Oxfordian ammonites from Hungary. In: Riccardi A. (Eds.). *Advances in Jurassic Research. GeoResearch Forum*, **1-2**: 187-194.
- FRADIN, M., 1947.** Application des méthodes graphiques à l'étude de l'espèce chez les *Ochetoceras argoviens* du Poitou. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, (série 3), t. XVII., p. 411-424., 1 pl.
- FREY R. W., CURRAN H. A & PEMBERTON S. G., 1984.** Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journal of Paleontology*, **58**: 333-350.
- FREY, R. S. & HOWARD, J. D., 1981.** *Conichnus* and *Schaub cylindrichnus*: redefined trace fossils from the Upper Cretaceous of the Western interior. *Journal of Paleontology*, **55**: 800-804.
- FREY, R. S. & HOWARD, J. D., 1985.** Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Cretaceous), Coal Creek Canyon, Utah. *Journal of Paleontology*, **59**: 370-404.
- FU, S., 1991.** Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophoctenoider Lebensspuren. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, **135**: 1-79.
- FÜRSICH, F.T., 1973.** A revision of the trace fossils *Spongiomorpha*, *Ophiomorpha* and *Thalassinoides*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 719-735.
- FÜRSICH, F.T., 1974.** On *Diplocraterion* Torell, 1870 and the significance of morphological features in vertical, spreitenbearing, U-shaped trace fossils. *Paleontology*, **48**: 952-962.
- FÜRSICH, F.T., 1975.** Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandy. *Lethaia*, **8**: 151-172.
- FÜRSICH, F.T., 1998.** Environmental distribution of trace fossils in the Jurassic of Kachchh (western India). *Facies*, **39**: 243-272.

-G-

- GALLOWAY, W. E., 1989.** Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**: 125-142.
- GALLOWAY, W. E. & HOBDAI, D. K., 1996.** Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources. *Springer*, New York. 489 p.
- GÁMEZ, VINTANED, J. A. & MAYORAL, ALFARO, E., 1992.** Primeras aportaciones a la Paleocnología del Grupo Murero (Cámbrico inferior-medio) en Murero. (Provincia de Zaragoza. Cadena Ibérica Occidental). *Geogaceta*, **12**: 100-102.
- GANEV, M., KHRISTCHEV, K ET KOLEV, J., 1980.** Carte géologique de l'Algérie. Feuille N° 246. Frenda au 1/50000°. *Publication du Service Géologique de l'Algérie*.
- GANEV, M., KHRISTCHEV, K ET KOLEV, J & MOEV, M. 1972.** Carte géologique de l'Algérie au 1/50000°. Feuille N° 305. Djebel Sidi Youssef. *Publication du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*.
- GARVEY J. M & HASIOTIS S. T., 2008.** An ichnofossil assemblage from the Lower Carboniferous Snowy Plains Formation, Mansfield Basin, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **258**: 257-276.
- GELY, J. P. & LORENZ, J., 2009.** Événements majeurs dans le Jurassique du sud du Bassin parisien. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, **46** (1): 27-44.
- GENTIL, L. & LEMOINE, P., 1904.** Sur les gisements calloviens de la frontière marocaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **139**: 376.
- GHALI, M., 1984.** Le Jurassique supérieur et le Crétace basal des Monts de Saïda et de Tiaret-Frenda (Ouest-algérien): Stratigraphie et milieux de dépôt. *Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle*, Lyon, 131 p., (inéd.).
- GIBBARD, P. L. & STUART, A. J., 1974.** Trace fossils from proglacial lake sediments. *Boreas*, **3**: 69-74.
- GINGRAS, M. K., DASHTGARD, S. E., MACEACHERN, J. A. & PEMBERTON, S. G., 2008.** Biology of shallow marine ichnology: a modern perspective. *Aqu. Biol.*, **2**: 255-268.

- GLADSTONE, C. & PRITCHARD, D., 2009.** Patterns of deposition from experimental turbidity currents with reversing buoyancy. *Sedimentology*, **57**: 53-84.
- GLOWNIAK, E., 2000.** The Plalysphinctes immigration event in the Middle Oxfordian of the Polish Jura Chain (Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, **5011**: 143-160.
- GLUSZEK, A., 1995.** Invertebrate trace fossils in the continental deposits of an Upper Carboniferous coal-bearing succession, Upper Silesia, Poland. *Studia Geologica Polonica*, **108**: 171–202.
- GOLDRING, R. & POLLARD, J. E., 1995.** A re-evaluation of *Ophiomorpha* burrows in the Wealden Group (Lower Cretaceous) of Southern England. *Cretaceous Research*, **16**: 665-680.
- GOLDRING, R., CADÉE, G. C. & POLLARD, J. E., 2007.** Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects. *Elsevier*, 599 p., 34 fig., 18 tab.
- GOLDRING, R., POLLARD, J. E. & RADLEY, J. D., 2005.** Trace fossils and pseudofossils from the Wealden strata (non-marine Lower Cretaceous) of southern England. *Cretaceous Research*, **26**: 665-685.
- GONZALEZ, R., 1993.** Die Hauptrogenstein-Formation der Nordschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). *PhD Thesis, Veröff. Geol. Paliiontol. Inst. Basel 2*, 378 p.
- GONZALEZ, R., 1996.** Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, Northern Switzerland. *Sedimentary Geology*, **102**: 111-130.
- GOODWIN, P. W & ANDERSON, E. J., 1985.** Panctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic accumulation. *Journal of Geology*, **93**: 515-523.
- GORDON, E. A., 1988.** Body and trace fossils from the Middle-Upper Devonian Catskill Magnafacies, southeastern New York, USA, Devonian of the World. Proceedings of the Second International Symposium on the Devonian System, Calgary, Canada. *Sedimentation*, **2**: 139-156.
- GOURAMIS, C., WEBB, J. A. & WARREN, A. A., 2003.** Fluvio-deltaic sedimentology and ichnology of part of the Silurian Grampians Group, Western Victoria. *Australian Journal of Earth Sciences*, **50**: 811-825.

- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. O. & SMITH, A. G., 2004.** A Geological Time Scale 2004. *Cambridge University Press*, Cambridge, 610 p.
- GRADZINSKI, R. & UCHMAN, A., 1994.** Trace fossils from interdune deposits -an example from the Lower Triassic Aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**: 121-138.
- GRAY, D. I. & BENTON, M. J., 1982.** Multidirectional paleo-currents as indicators of shelf storm bed. In: Einsele, G., Seilacher, A. (Eds.), Cyclic and Event Stratification. *Springer-Verlag*, Berlin, pp. 350-353.
- GRESSLY, A., 1838.** Observations géologiques sur le Jura soleurois. *Nouveau Mémoire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles*. Neuchâtel., **II**: 241., 12 pl.
- GUARDIA, P., 1975.** Geodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Nice, 286 p, (inééd.).
- GUILLOCHEAU, F., 1983.** Les dépôts de tempêtes-le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricain. *Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle*, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France, 223 p.
- GUILLOCHEAU, F. & HOFFERT, M., 1988.** Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme: le modèle des plate-formes nord-gondwaniennes et armoricaines à l'Ordovicien et au Dévonien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, Série II, **307**: 1909-1916.
- GYGI, R. A., 1986.** Eustatic sea-level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediment and fossil assemblages of an epicontinental sea. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **79**: 455-491.
- GYGI, R. A., 2001.** Perisphinctacean ammonites of the type Transversarium Zone (Middle Oxfordian, Late Jurassic) in Northern Switzerland. *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, Genève, **122**: 171 p.
- GYGI, R. A. & PERSOZ, F., 1987.** The epicontinental sea of Swabia (Southern Germany) in the late Jurassic-factors controlling sedimentation. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*. **176**: 49-65.

-H-

- HAGARDON, J-W., SCHELLENBERG, S. A. & BOTTJER, D. J., 2000.** Paleocology of a large Early Cambrian bioturbator. *Lethaia*, **33**: 142-156.

- HAKES, W. G., 1976.** Trace fossils and depositional environment of four 135 clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, and Northeast Kansas. *University of Kansas Paleontological Contributions*, **63**: 1-46.
- HAKES, W. G., 1977.** Trace fossils in Late Pennsylvanian cyclothems, Kansas. In: CRIMES, T. P. & HARPER, J. C., eds, Trace Fossils 2. *Geological Journal Special Issue*, **9**: 209-226.
- HALL, J., 1847.** Palaeontology of New York,. State of New York. *Van Benthuyesen*, Albany, **1**: 1-338.
- HALL, J., 1852.** Palaeontology of New York. *State of New York*, Albany, **2**: 362.
- HAMBLIN, A. P., DUKE, W. L. & WALKER, R. G., 1979.** Hummocky cross-stratification. Indicator of storm-dominated shallow marine environments. AAPG. *Bulletin of Association Round Table Annual Meeting, Huston, Texas (abstract)*, **63** (3): 460-461.
- HAMBLIN, A. P., & WALKER, R. G., 1979.** Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, Southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**: 1673-1690.
- HAMOUMI, N., 1988.** La plate-forme ordovicienne du Maroc: dynamique des ensembles sédimentaires. *Thèse ès-Sciences*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 192 p.
- HAMPSON, G. J., HOWELL, J. A., FLINT, S. S., 1999.** Sedimentological and sequence stratigraphic re-interpretation of the Upper Cretaceous Prairie Canyon Member ("Mancos B") and associated strata, Book Cliffs Area, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **69**: 414-433.
- HAN, Y. & PICKERILL, R. K., 1994.** Taxonomic reassessment of *Protovirgularia* M'COY 1850 with new examples from the Paleozoic of New Brunswick, Eastern Canada. *Ichnos*, **3**: 203-212.
- HANTZPERGUE, P. & BRANGER, P., 1992.** L'ichnogenre *Paleodictyon* dans les dépôts néritiques de l'Oxfordien supérieur nord aquitain (France). *Geobios*, **25** (2): 105-205.
- HANTZSCHEL, W., 1939.** Die Lebens-Spuren von *Corophium volutator* (PALLAS) und ihre paläontologische Bedeutung. *Senckenbergiana Lethaea*, **21**: 215-227.

- HANTZSCHEL W., 1975.** Trace fossils and problematica, In: Teichert, C. (Ed.), *Treatise of Invertebrate Paleontology*, (2<sup>nd</sup> Edition). Part W, Miscellanea, Supplement 1. *University of Kansas and Geological Society of America*, Lawrence, Kansas, 269 p.
- HARMS, J. C. & FAHNESTOCK, R. K., 1965.** Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In G. V. Middleton *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **12**: 84-115.
- HARMS, J. C., 1975.** Primary sedimentary structures. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, **7**: 227-248.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B. & WALKER, R. G., 1982.** Structures and sequences in clastic rocks. *Calgary Society of Economy, Palaeontology and Mineralogy. Short Course*, **9**: 249.
- HARRIS, C. K. & WIBERG, P., 2002.** Across-shelf sediment transport: interactions between suspended sediments and bed sediments. *Journal of Geophysical Research*, **107**: 1-12.
- HART, B. S., & PLINT, A. G., 1995.** Gravelly shoreface and beach deposits. In: *Sedimentary Facies Analysis: a Tribute to the Research and Teaching of Harold G. Reading* (Ed. Plint, A.G.). *International Association of Sedimentologists Special Publication*, Blackwell Science, Oxford, **22**: 75-90.
- HASIOTIS, S. T., 2002.** Continental Trace Fossil Atlas. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes Number*, **51**: 132 p.
- HASIOTIS, S. T., 2004.** Reconnaissance of Upper Jurassic Morrison Formation ichnofossils, Rocky Mountain Region, USA: paleoenvironmental, stratigraphic, and paleoclimatic significance of terrestrial and freshwater ichnocoenoses. *Sedimentary Geology*, **167** (3-4): 177-268.
- HAUG, E., 1903.** Le cycle des phénomènes géologiques. *In la Science au XIX<sup>ème</sup> siècle*, **1**: 343-349 .
- HAUGHTON, P. D. W., BARKER, S. P., MCCAFFREY, W. D., 2003.** “Linked” debrites in sand-rich turbidite systems origin and significance. *Sedimentology*, **50**: 459-482.

- HAUGHTON, P., DAVIS, C., MCCAFFREY, W., BARKER, S., 2009.** Hybrid sediment gravity flow deposits d classification, origin and significance. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 1900–1918.
- HEIM, A., 1924.** Über submarine Denudation and chemische Sedimente. *Geologische Rundschau*, **15**: 1-47.
- HELWIG, J., 1970.** Slump folds and early structures, North-eastern Newfoundland Appalachians. *Journal of Geology*, **78**: 172-187.
- HERR, O., 1877.** Flora Fossil's Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz, 182 p.
- HERTWECK, G., 1972.** Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: sedimentology and biology: V. Distribution and environmental significance of Lebensspuren and insitu skeletal remains. *Senckenbergiana Maritima*, **4**: 125-167.
- HESSE, R., RASHID, H. & KHODABAKHSH, S., 2004.** Fine-grained sediment lofting from melt water-generated turbidity currents during Heinrich events. *Geology*, **32**: 449-452.
- HEWARD, A. P., 1981.** A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, **17**: 223-276.
- HICKS, D. M., GOMEZ, B. & TRUSTRUM, N. A., 2004.** Event suspended sediment characteristics and the generation of hyperpycnal plumes at river mouths: East Coast Continental Margin, North Island, New Zealand. *Geology*, **32**: 471-485.
- HIGH, L. R. & PICARD, M. D., 1974.** Reliability of cross-stratification types as paleocurrent indicators in fluvial rocks. *Journal of Sedimentary Research*, **44**: 158-168.
- HILLGÄRTNER, H., 1998.** Discontinuity surfaces on a shallow marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, **68**: 1093-1108.
- HIROKI, Y. & TERASAKA, T., 2005.** Wavy lamination in a mixed sand and gravel foreshore facies of the Pleistocene Hosoya Sandstone, Aichi, central Japan. *Sedimentology*, **52**: 65-75.
- HITCHCOCK, E., 1858.** Ichnology of New England. A report on the sandstone of the Connecticut Valley, especially its footprints. *W. White*, Boston, 220 p., 60 pl.

- HOBDAV, D. K. & READING, H.G., 1972.** Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the Finmark, North Norway. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**: 318-324.
- HÖCK, V., SLACZKA, A. & UCHMAN, A., 2006.** New biostratigraphic and palaeoenvironmental data on metamorphosed limestones from the Northern margin of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, **99**: 42-56.
- HOFMANN, R., GOUEMAND, N., WASMER, M., BUCHER, H. & HAUTMANN, M. (2011)-** New trace fossil evidence for an early recovery signal in the aftermath of the End-Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **310**: 216-226.
- HÖLDER, H., 1955.** Die Ammoniten-Gattung *Taramelliceras* (Südwestdeutschen unterund mittelmalm). Morphologische und Taxonomische studien an Ammoniten flexo-sus BUCH (*Oppeliidae*). *Paläontographica*, Abt. A., Stuttgart, pp. 37-153.
- HOMWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R., CROSS, T. A., 1992.** Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin du Centre de Recherches et Exploration. Prod. Elf- Aquitaine*, **16**: 357-381.
- HORIKAWA, K. & ITO, M., 2009.** Non-uniform across-shelf variations in thickness, grain size, and frequency of turbidites in a transgressive outer-shelf, the Middle Pleistocene Kakinokidai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, **220**: 105-115.
- HOWARD, J. D. & FREY, R. W., 1984.** Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of East-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **21**: 200-219.
- HUNT, D. & TUCKER, M. E., 1992.** Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, **81**: 1-9.
- HUNTER, R. E. & CLIFTON, H. E., 1982.** Cyclic deposits and *Hummocky cross-stratification* of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, Southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 127-144.

**HUNTER, R. E., CLIFTON, H. E. & PHILLIPS, R. L., 1979.** Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, Southern Oregon coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**: 711–726.

**HURST, J. M. & PICKERILL, R. K., 1986.** The relationship between sedimentary facies and faunal associations in the Liandoverly siliciclastic Ross Brook Formation, Arisaig, Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23**: 705-726.

-J-

**JACQUIN, T., GARCIA, J. P., PONSOT, C., THIERRY, J. & VAIL, P. R., 1992.** Séquences de dépôts et cycles regressifs-transgressifs en domaine marin carbonaté. Exemple du Dogger du bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes*, **315**: 353-362.

**JAMES, U. P., 1879.** Description of new species of fossils and remarks on some others, from the Lower and Upper Silurian rocks of Ohio. *The Paleontologist*, **3**: 17–24.

**JANK, M., WETZEL, A. & MEYER, C. A., 2006.** Late Jurassic sea-level fluctuations in NW Switzerland (Late Oxfordian to Late Kimmeridgian): closing the gap between the Boreal and Tethian realm in Western Europe. *Facies*, **52**: 487-519.

**JEANNETTE, D. & PRYOR, W. A., 1993.** Cyclic alternation of proximal and distal storm facies: kope and fairview formations (Upper Ordovician), Ohio and Kentucky. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63** (2): 183-203.

**JENSEN, S., 1997.** Trace fossils from the Lower Cambrian Mickwitzia sandstone, South-central Sweden. *Fossils and Strata*, **42**: 1-110.

**JENSEN, S. & MENS, K., 2001.** Trace fossils *Didymaulichnus* cf. *Tirasensis* and *Monomorphichnus* isp. from the Estonian Lower Cambrian, with a discussion on the early Cambrian ichnocoenoses of Baltica. *Proceeding Estonian of Academic Sciences and Geology*, **2**: 75-85.

**JONES, B. & PEMBERTON, S. G., 1989.** Sedimentology and ichnology of a Pleistocene unconformity-bounded, shallowing-upward carbonate sequence: the Ironshore Formation, Salt Creek, Grand Cayman. *Palaios*, **4**: 343-355.

**JONES, W. T., 2008.** Fossils in the late Devonian Catskill Formation, North-Central Pennsylvania, USA. *Thesis Master*, Université de Kansas, 228 p., 33 fig., 3 tab.

**JOHNSON, H. D. & BALDWIN, C. T., 1996.** Shallow clastic seas. In: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments: Processes in Facies and Stratigraphy. *Blackwell*, Oxford, pp. 232-280.

**JOHNSTONE, P. D., MUSTARD, P. S. & MACEachern, J. A., 2006.** The basal unconformity of the Nanaimo Group, southwestern British Columbia: a Late Cretaceous storm-swept rocky shoreline. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43**: 1165-1181.

**JUTRAS, P., RYAN, R. J. & FITZGERALD, R., 2006.** Gradual encroachment of a rocky shoreline by an invasive sea during the Mississippian at the Southeastern margin of the Maritimes Basin, Nova Scotia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43**: 1183-1204.

- K-

**KEIGHLEY, D. G. & PICKERILL, R. K., 1995.** The ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: historical perspectives and recommendations. *Ichnos*, **3**: 301-309.

**KEIGHLEY, D. G. & PICKERILL, R. K., 1996.** Small *Cruziana*, *Rusophycus*, and related ichnotaxa from eastern Canada: the nomenclatural debate and systematic ichnology. *Ichnos*, **4**: 261-285.

**KEIGHLEY, D. G. & PICKERILL, R. K., 1997.** Systematic ichnology of the Mabou and Cumberland Groups (Carboniferous) of Western Cape Breton Island, Eastern Canada, 1: burrows, pits, trails and coprolites. *Atlantic Geology*, **33**: 181-215.

**KERN, J. P. & WARME, J. E., 1974.** Trace fossils and bathymetry of the Upper Cretaceous Point Loma formation, San Diego, California. *Geological Society of America Bulletin*, **55**: 893-900.

**KILIAN, M., 1889.** Mission d'Andalousie. II-Études paléontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **30**: 601-750

**KIM, J. Y., KIM, K. S. & PICKERILL, R. K., 2002.** Cretaceous non-marine trace fossils from the Hasandong and Jinju formations of the Namhae area, Kyongsangnamdo, Southeast Korea. *Ichnos*, **9**: 41-60.

- KIESSLING, W., PANDEY, D. K., SCHEMM-GREGORY, M. & MEWIS, H., 2011.** Marine benthic invertebrates from the Upper Jurassic of Northern Ethiopia and their biogeographic affinities. *Journal of African Earth Sciences*, **59**: 195-214.
- KLEIN, G. DE V., 1977.** Clastic tidal facies: Champaign Illinois. *Continuing Educ. Publ. Co.*, 149 p.
- KNAUST, D., 2004.** The oldest Mesozoic nearshore *Zoophycos*: evidence from the German Triassic. *Lethaia*, **37**: 297-306.
- KNELLER, B., 1995.** Beyond the turbidite paradigm. Physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In A. J. Hartley & D. J. Prosser, Characterization of deep-marine clastic systems. *Geological Society Special Publication*, **94**: 21-49.
- KNELLER, B. & BUCKEE, C., 2000.** The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, **47**: 62-94.
- KUMAR, N., & SANDERS, J. E., 1976.** Characteristics of shoreface storm deposits: Modern and ancient examples. *Journal of Sedimentary Petrology*, Tulsa, **46**:145-162.
- KOTAKE, N., 1991.** Packing processes for filling material in *Chondrites*. *Ichnos*, **1**: 277-285.
- KOTAKE, N., 1993.** Tiering of trace fossil assemblages in the Plio-Pleistocene bathyal deposits of Boso Peninsula, Japan. *Palaios*, **8**: 544-553.
- KREISA, R. D., 1981.** Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia; *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**: 823-848.
- KSIĄŻKIEWICZ, M., 1958.** Stratigrafia serii magurskiej w Beskidzie Oorednim. *Panstwowy Institute Geological Bulletin*, **153**: 43-96.
- KSIĄŻKIEWICZ, M., 1977.** Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica*, **36**: 1-208.

-L-

- LAMB, M. P., MYROW, P. M., LUKENS, C., HOUCK, K. & STRAUSS, J., 2008.** Deposits from wave-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **78**: 480-498.
- LATHULIERE, B., GEISTER, J. & CHALOT, R., 1994.** Les environnements coralliens de l'Oxfordien de Lorraine, témoins des fluctuations du niveau marin et de l'évolution des écosystèmes récifaux. *Livret guide excursion A.P.B.G., Congrès Lorraine*, 27 p.
- LECKIE, D. A. & KRISTINIK, L. F., 1989.** Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle shelf deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**: 862-870.
- LINCK, O., 1949.** Lebens-Spuren aus dem Schilfsandstein (Mittl. Keuper, km 2) NW-Württembergs und ihre Bedeutung für die Bildungsgeschichte der Stufe. *Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg*, **97-101**: 1-100., 8 pl.
- LINDHORST, S., BETZLER, C. & CHRISTIAN, H. H., 2008.** The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight): Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology*, **206**: 1-16.
- LOCKLAIR, R. E. & SAVRDA, C. E., 1998.** Ichnology of rhythmically bedded Demopolis chalk (Upper Cretaceous, Alabama): implications for paleoenvironment, depositional cycle origins, and tracemaker behavior. *Palaios*, **13**: 423-438.
- LOMBARD A. (1956)-** Géologie sédimentaire. Les séries marines. *Masson*, Paris, 722 p.
- LOWE, D. R., 1975.** Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**: 157-204.
- LOWE, D. R., 1976.** Grain flow and grain deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**: 157-183.
- LOWE, D. R., 1979.** Sediment gravity flows. Their classification, and some problems of application to natural flows and deposits. In : L. J. Doyle & O. H. Pilkey (eds.). *Geology of continental slopes. Society of Economy, Palaeontology and Mineralogy, Special Publication*, **27**: 75-82.

- LOWE, D. R., 1982.** Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**: 279-297.
- LOWE, D. R. & LOPICCOLO, R. D., 1974.** The characteristic and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**: 484-501.
- LUBESSEDER, S., REDFERN, J. & BOUTIB, L. 2009.** Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation-Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, **215**: 13-32.
- LUCAS, G., 1942.** Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, Alger, **16** (2): 538 p.
- LUCAS, G., 1952.** Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. XIX<sup>ème</sup> Congrè Géologique International. *Monographie régionale*, Alger, **21** (1): 139 p.
- LUNDGREN, B., 1891.** Studier öfver fossilförande lösa blok. *Geologiska Föreningens*, Stockholm Förhandl, **13**: 111-121.

-M-

- MACEachern, J. A., BANN, K. L., PEMBERTON, S. G. & GINGRAS, M. K., 2007.** The ichnofacies paradigm: high-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. In: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), *Applied Ichnology. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes*, **52**: 27-64.
- MACEachern, J. A., ZAITLIN, B. A. & PEMBERTON, S. G., 1999.** A sharp based sandstone succession of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, **69**: 876-892.
- MAJIDIFARD, M. R., 2003.** Biostratigraphy, lithostratigraphy, ammonite taxonomy and microfacies analysis of the Middle and Upper Jurassic of Northeastern Iran. *PhD Thesis*, University of Würzburg, 201 p.
- MALPAS, J. A., GAWTHORPE, R. L., POLLARD, J. E. & SHARP, I. R. 2005.** Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt:

- implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **215**: 239-264.
- MAMET, B., 1964.** Sédimentologie des faciès 'Marbres Noirs' du Paléozoïque franco-belge. *Mémoire de l'Institut Royal Sciences Naturelles de Belgique*, **151**: 131p.
- MÁNGANO, G. M. & BUATOIS, L., 1996.** Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting: the Ordovician Suri Formation, Famatina Range, northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, **105**: 63-90.
- MÁNGANO, M. G., BUATOIS, L. A., WEST, R. R. & MAPLES, C. G., 1998.** Contrasting behavioral and feeding strategies recorded by tidal-flat bivalve trace fossils from the Upper Carboniferous of Eastern Kansas. *Palaios*, **13**: 335-351.
- MÁNGANO, G. M., BUATOIS, L., WEST, R. R. & MAPLES, C. G., 2002.** Ichnology of a Pennsylvanian equatorial tidal flats. The Stull Shale Member at Waverly, eastern Kansas. *Kansas Geological Survey Bulletin*, **245**: 1-133.
- MÁNGANO, G. M. & BUATOIS, L., 1996.** Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting: the Ordovician Suri Formation, Famatina Range, Northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, **105**: 63-90.
- MÁNGANO, M. G., BUATOIS, L. A., WEST, R. R. & MAPLES, C. G., 1998.** Contrasting behavioral and feeding strategies recorded by tidal-flat bivalve trace fossils from the Upper Carboniferous of Eastern Kansas. *Palaios*, **13**: 335-351.
- MANGOLD, C., ELMI, S. & TOUAHRIA, A., 1979.** Précision sur le Bajocien de Causse de Saïda (Algérie occidentale). *7<sup>ème</sup> Reunion de l'Association de Sciences de la Terre*, Lyon, 310 p.
- MÄNNIL, R. M., 1966.** Overtikalnykh norkakh zaryvaniya v Ordovikskikh izvestiyakakh Pribaltiki. Organizm i sreda v geologicheskom proshlom. *Akademiya Nauk SSSR, Palaeontologicheskiy Institut*, pp. 200-207.
- MARSAGLIA, K. M. & KLEIN, G. D., 1983.** The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *Journal of Geology*, **91**: 117-142.
- MARTEL, A. T. & GIBLING, M. R., 1994.** Combined-flow generation of sole structures, including recurved groove casts, associated with Lower Carboniferous lacustrine storm deposits in Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Research, Sect. A Sediment. Pet. Proc.*, **64**: 508-517.

- MARTIN-GARIN, B., LATHUILIERE, B. & GEISTER, J. 2002.** Récifs, coraux et climat oxfordien de la Téthys. *3<sup>ème</sup> Congrès Stratigraphique Français, Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, pp. 156-2002.
- MARTIN-GARIN, B., LATHUILIERE, B. & GEISTER, J. 2012.** The shifting biogeography of reef corals during the Oxfordian (Late Jurassic). A climatic control?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **365–366**: 136–153.
- MASTBERGEN, D. R. & VAN-DEN BERG, J. H., 2003.** Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology*, **50**: 625-637.
- MATTISON, C., 1987.** The care of reptiles and amphibians in captivity. *Revised edition*, pp. 1-317.
- MAYORAL, E., LEDESMA-VAZQUEZ, J., BAARLI, B.G., SANTOS, A., RAMALHO, R., CACHÃO, M., DA SILVA, C. M. & JOHNSON, M. E., 2013.** Ichnology in oceanic islands; case studies from the Cape Verde Archipelago. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **381**: 382, 47–66.
- Mc-CAVE, I. N., 1985.** Recent shelf clastic sediments. In: Brenchley, P.J., Williams, P.J. (Eds.), *Sedimentology: Recent Developments and Applied Aspects. Special Publication of Geological Society of London*, **18**: 49-65.
- MCCUBBIN, D. G., 1982.** Barrier-island and strand-plain facies. In: Scholle, P.A., Spearing, D. (Eds.), *Sandstone depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **31**: 247-258.
- MCLEAY, W. S., 1839.** Note on the *Annelida* . In: Murchinson R. I. The Silurian system. Part II. Organic Remains. *Journal of Murray*. London, pp. 699-701.
- M'COY, F., 1850.** On some genera and species of Silurian *Radiata* in the collection of the University of Cambridge. *Annals and Magazine of Natural History*, **6** (2): 270-290.
- M'COY, F., 1851.** On some new Silurian Mollusca. *Annals and Magazine of Natural History, including Zoology, Botany and Geology*, **77**: 45-63.
- MCLAUGHLIN, P. I. & BRETT. C. E., 2004.** Eustatic and tectonic control on the distribution of marine seismites: examples from the Upper Ordovician of Kentucky, USA. *Sedimentary Geology*, **168**: 165–192.

- MELLENDEZ, G., 1989.** El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Iberica (Provincias de Zaragoza y Teruel)- Thesis 1984. I- Bioestratigrafía; II – Paleontología (Perisphinctidae, Ammonoidea) *Institución Fernando el Católico, Instituto de Estudios Turoleses*, Teruel, 418 p., 62 pl.
- MERTA, T., 1980.** Arthropod and mollusc traces in the varved clays of Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, **30**: 165-173.
- METZ, R., 1987.** Sinusoidal trail formed by a recent biting midge (family Ceratopogonidae): trace fossil implications. *Journal of Paleontology*, **61**: 312-314.
- METZ, R., 1998.** Nematode trails from the Late Triassic of Pennsylvania. *Ichnos*, **5**: 303-308.
- MEYER, M., 2000.** Le complexe récifal kimméridgien-tithonien du Jura méridional interne (France), évolution multifactorielle, stratigraphie et tectonique. *Terre et Environnement*, pp. 24-179.
- MIALL, A., 1986.** The Euroka Sound Group (Upper Cretaceous-Oligocene), Canadian Arctic Island. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **34**: 240-270.
- MIALL, A., 1996.** The Geology of Fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, Springer, 582 p.
- MICHEALIS, P., 1972.** *Belorhappe kochi* (Ludwig 1969), eine Wurmspur im europäischen Karbon. *Geologische Jahrbuch*, **71**: 299-330.
- MIDTGAARD, H. 1996.** Inner shelf to lower shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic-influenced combined-flow, Lower Cretaceous, West Greenland. *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 343-353.
- MILLER, W., 2001.** *Thalassinoides-Phycodes* compound burrow systems in Palaeocene deep-water limestone, Southern Alps of Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **170**: 149-156.
- MITCHUM, JR-R. M., 1977.** Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**: 205-212.

- MOLINA, J. M., RUIZ-ORTIZ, P. A. & VERA, J. A., 1997.** Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, **109**: 95-109.
- MONACO, P., 1994.** Stratifications entrecroisées mamelonnées et traces fossiles dans le Toarcien moyen de certaines séquences du Bassin Marches-Ombrie (Italie centrale). *Geobios*, M.S. **17**: 679-688.
- MONACO, P. & GARASSINO, A., 2001.** Terriers et carapace de crustacés décapodes dans les Calcaires Grigi du Jurassique inférieur, plate-forme du Trentin (Italie). *Geobios*, **34** (3): 291-301.
- MONTENAT, C., HIBSCH, C., PERRIERE, J-C., PASCAUEK, F. & DE BRETTZEL., 1997.** Tectonique cassante d'âge crétacé inférieur dans l'Arc de Nice (Alpes-Maritimes, France). *Géologie Alpine*, **73**: 59-66.
- MOORE, J. N., 1976.** Depositional environments of the Lower Cambrian Poleta Formation and its stratigraphic equivalents, California and Nevada. *Brigham Young University Geology Studies*, **23**: 23-38.
- MORTON, R. A., 1978.** Large-scale rhomboid bed forms and sedimentary structures associated with hurricane washover. *Sedimentology*, **25**: 183-204.
- MORTON, R. A., 1981.** Formation of storm deposits by wind-forced currents in the Gulf of Mexico and the North Sea. In Nio, S.D., Marine Sédimentation in the North Sea Basin. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **5**: 385-396.
- MOUSSA, M. T., 1970.** Nematode fossil trails from the Green River Formation (Eocene) in the Uinta Basin, Utah. *Journal of Paleontology*, **44**: 304-307.
- MOUTERDE, R., ENAY, R., CARIOU, E., CONTINI, D., ELMI, A., GABILLY, J., MANGOLD, C., MATTEL, J., RIOULT, M., THIERRY, J. & TINTANT, H. 1971.** Les zones du Jurassique en France. *Comptes Rendus de la Société Géologique de France*, **2**: 76-102.
- MULDER, T. & ALEXANDER, J., 2001.** The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**: 269-299.
- MULDER, T. & SYVITSKI, J. P., 1995.** Turbidity currents generated at river mouth during exceptional discharges to the world's oceans. *Journal of Geology*, **103**: 285-299.

- MUNIER-CHALMAS C. (1892)-** Sur la possibilité d'admettre un dimorphisme sexuel chez les Ammonitidés. *Comptes Rendus Sommaires des Sciences de la Société Géologique de France*, Paris, **10** (3): 14 p.
- MUÑIZ, F., 1998.** Paleocnología del Neógeno Superior en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, Área de Lepe-Ayamonte (Huelva). *PhD Thesis (Unpublished)*, Universidad de Huelva, 272 p.
- MYROW, P. M., 1992.** Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 99-115.
- MYROW, P. M., 1995.** *Thalassinoides* and the *Enigma* of Early Paleozoic open-framework burrow systems. *Palaios*, **10**: 58-74.
- MYROW, P., FISCHER, W. & GOODGE, J. W. 2002.** Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, **72**: 641-656.
- MYROW, P. M. & SOUTHARD, J. B., 1991.** Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**: 202–210.
- MYROW, P. M. & SOUTHARD, J. B., 1996.** Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 875–887.

-N-

- NARBONNE, G. M., 1984.** Trace fossils in the Upper Silurian tidal flat to basin slope carbonates of Arctic Canada. *Journal of Paleontology*, **58**: 398-415.
- NARDIN, T. R., HEIN, F. J., GORSLINE, D. S. & EDWARDS, B. D., 1979.** A review of mass movement process, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **27**: 61-73.
- NAVARRO, V., MOLINA, J. M. & RUIZ-ORTIZ, P. A., 2009.** Filament lumachelle on top of Middle Jurassic oolite limestones: event deposits marking the drowning of a Tethysian carbonate platform (Subbetic, southern Spain). *Facies*, **55**: 89–102
- NEUMAYR, M., 1871.** Jurastudien 3, Die Phylloceraten des Dogger und Malm . *Jahrb. K.K. Geol. Reichs. Anst.*, Wien, **21** (3): 57 p.

- NEUMANN, A. C. & MACINTYRE, I. G., 1985. Reef response to sea level rise-keep-up, catch-up or give-up. *Proceeding of 5<sup>th</sup> International Coral Reef Congress*, Tahiti, **3**: 105-110.
- NEWMAN, K. L. & CHAN, M. A., 1991. Depositional facies and sequences in the Upper Cretaceous Panther Tongue Member of the Star Point Formation, Wasatch Plateau, Utah. In: Chidsey Jr. T.C., editor. *Geology of East-Central Utah. Utah Geological Association and Publication*, **19**: 65-76.
- NICHOLS, G., 2009. Sedimentology and Stratigraphy. *Blackwell*, Second Edition, 419 p., 348 fig.
- NICHOLSON, H. A., 1873. Contributions of the study of the errant annelids of the older Paleozoic rock. *Proceeding of the Royal Society of London.*, **21**: 288-290.
- NORMARK, W. R., & PIPER, D. J. W., 1991. Initiation process and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: R. H. Osborne (ed) from shoreline to abyss. Contribution in marine geology in honor of Francis Parker Shepard. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **46**: 207-230.
- NORRIS, M. S. & HALLAM, A., 1995. Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **116**: 189-245.
- NØTTVEDT, A. & KREISA, R. D., 1987. Model for the combined flow origin of Hummocky cross-stratification. *Geology*, **15**: 357-361.
- NOWAK, W., 1959. *Palaeodictyum* in the Carpathian flysch. Kwartal. *Geology*, **3**: 103-125.
- NUMMEDAL, D., 1992. Shallow marine storm sedimentation-the oceanographic perspective-. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag*, Berlin, pp. 227-248.

-O-

- OGSTON, A. S., CACCHINE, D. A., STERNBERG, R. W. & KINEKE, G. C., 2000. Observations of storm and river flood-driven sediment transport on the Northern California continental shelf. *Continental Shelf Research*, **20**: 2141-2162.

- OLIVET, J. L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J. M., 1984.** Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Publication, CNEXO, Rapport des Sciences Techniques*, **54**: 108 p.
- OPPEL, A., 1863.** III- Über jurassische Cephalopoden. *Paleontologische Mittheilungen ausdem Museum des Koeniglichen Bayerischen Staates*, Stuttgart, **1**: 127-266, pl. 40-74.
- ORTON, G. J. & READING, H. G., 1993.** Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, **40**: 475-512.
- OSGOOD, R.G. 1970.** Trace fossils of the Cincinnati Area. *Palaeontographica Americana*, 6: 193-235.
- OSLEGER, D., 1991.** Subtidal carbonates cycles: implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology*, **19**: 917-920.
- OSGOOD, R. G. & DRENNEN, W. T., 1975.** Trilobite trace fossils from the Clinton Group (Silurian) of East-central New York State. *Bulletins of American Paleontology*, **67** (287): 299-348.
- OUARDAS, T., 1983.** Sedimentologie des Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algerie). *Thèse 3ème Cycle*, Université des. Scientifique et Médeciale de Grenoble, 206 p., (ined.).

-P-

- PACIULLO, F. V. P., RIBEIRO, A., TROUW, R. A. J., PASSCHIER, C. W., 2007.** Facies and facies association of the siliciclastic Brak River and carbonate Gemsbok formations in the Lower Ugab River valley, Namibia, W. Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **47**: 121-134.
- PARCELL, W. C. & WILLIAMS, M. K., 2005.** Mixed sediment deposition in a retro-arc foreland basin: Lower Ellis Group (M. Jurassic), Wyoming and Montana, U.S.A. *Sedimentary Geology*, **177**: 175-194.
- PASQUIER, J. B. & STRASSER, A., 1997.** Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). *Sedimentology*, **44**: 1071-1092.

- PATTISON, S. A. J., 2005a.** Storm-influenced prodelta turbidite complex in the lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book Cliffs, Utah, USA: implications for shallow marine facies models. *Journal of Sedimentary Research*, **75**: 424–42.
- PATTISON, S. A. J., 2005b.** Isolated highstand shelf sandstone body of turbiditic origin, lower Kenilworth Member, Cretaceous Western Interior, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentary Geology*, **177**: 131-144.
- PATTISON, S. A. J., AINSWORTH, R. B. & HOFFMAN, T., 2007.** Evidence of across-shelf transport of fine-grained sediments: turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology*, **54**: 1033-1063.
- PAYROS, A., ASTIBIA, H., CEARRETA, A., PEREDA-SUBERBIOLA, X., MURELAGA, X. & BADIOLA, A., 2000.** The Upper Eocene South Pyrenean Coastal Deposits (Liedena Sandstone, Navarre): Sedimentary Facies, Benthic Foraminifera and Avian Ichnology. *Facies*, **42**: 107-132.
- PEMBERTON, S. G. & FREY, R. W., 1982.** Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, **56**: 843-881.
- PEMBERTON, S. G. & FREY, R. W., 1984.** Quantitative methods in ichnology: spatial distribution among populations. *Lethaia*, **17**: 33-49.
- PEMBERTON, S. G. & JONES, B., 1988.** Ichnology of the Pleistocene Ironshore Formation, Grand Cayman Island, British West Indies. *Journal of Paleontology*, **62**: 495-505.
- PEMBERTON, S. G. & MACEACHERN, J. A., 1997.** The ichnological signature of storm deposits: the use of trace fossils in event stratigraphy. In: Brett, C.E., Baird, G.C. (Eds.), *Paleontological Events: Stratigraphic, Ecological, and Evolutionary Implications*. Columbia University Press, New York, pp. 73-109.
- PEMBERTON, S. G., MACEACHERN, J. A. & RANGER, M. J., 1992.** Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop, **17**: 85-118.
- PEMBERTON, S. G., MACEACHERN, J. A. & SAUNDERS, T., 2004.** Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the

- rock record. In: McIlroy, D. (Ed.), The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. *Special Publication Geological Society*, London, **228**: 29-62.
- PEMBERTON, S. G. & MAGWOOD, J. P. A., 1990.** A unique occurrence of *Bergaueria* in the Lower Cambrian Gog Group near Lake Louise, Alberta. *Journal of Paleontology*, **64**: 436-440.
- PEMBERTON, S. G., SPILA, M., PULHAM, A. J., SAUNDERS, T., MACEACHERN, J. A., ROBBINS, D. & SINCLAIR, I. K., 2001.** Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, **15**: 343 p.
- PEMBERTON, S. G., VAN WAGONER, J. C. & WACH, G. D., 1992.** Ichnofacies of a wave-dominated shoreface. In: Pemberton, S.G. (Ed.), Applications of Ichnology to Petroleum Exploration. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop*, **17**: 339-382.
- PICKERILL, R. K., ROMANO, M. & MELENDEZ, B., 1984.** Arenig trace fossils from Salamanca area, western Spain. *Geological Journal*, **19**: 249-269.
- PICKERING, K. T., HISCOTT, R. N., HEIN, F. J., 1989.** Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics. *Unwin Hyman*, London, 416 p.
- PICKERING, K. T., STOW, D. A. V., WATSON, M., HISCOTT, R. N., 1986.** Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, **22**: 75-174.
- PITTET, B., 1996.** Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemple de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). *Thèse de doctorat*, Université de Fribourg, Suisse, 256 p., (inéd.).
- PLINT, A. G. & NUMMEDAL, D., 2000.** The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In: Hunt D, Gawthorpe RL, editors. Sedimentary responses to forced regressions. *Geological Society of London Special Publication*, **172**: 1-17.
- POLLARD, J. E., 1981.** A comparison between the Triassic trace-fossils of Cheshire and south Germany. *Palaeontology*, **24**: 555-588.

- POLLARD, J. E., 1985.** *Isopodichnus*, related trace fossils and notostracans from Triassic fluvial sediments. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **76**: 273-285.
- POLLARD, J. E., GOLDRING, R. & BUCK, S. G., 1993.** Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, **150**: 149–164.
- POLLARD, J. E. & HARDY, P. G., 1991.** Trace fossils from the Westphalian D of Writhlington Geology Nature Reserve, nr. Radstock, Avon. *Proceedings of the Geologists Association*, **102**: 169-178.
- POMAR, L., MORSILLI, M., HALLOCK, P. & BÁDENAS, B., 2012.** Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews*, **111**: 56-81.
- POREBSKI, S. J., 1995.** Facies architecture in a tectonically–controlled incised–valley estuary: La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctic Peninsula. In: K. Birkenmajer (ed.). Geological results of the Polish Antarctic expeditions. Part XI. *Studia Geologica Polonica*, **107**: 7–97.
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P., 1999.** Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **7**: 210 p.
- POSAMENTIER, H. W. & CHAMBERLAIN, C. J., 1993.** Sequence stratigraphic analysis of Viking Formation lowstand beach deposits at Joarcam Field, Alberta, Canada. In: Posamentier, H.W., Summer hayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Associations. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, **18**: 469-485.
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. & VAIL, P. R., 1988.** Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes-An Integrated Approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**: 110-124.
- POSAMENTIER, H. W, MORRIS, W. R., 2000.** Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. In: Hunt D, Gawthorpe RL, editors. Sedimentary

- responses to forced regressions. *Geological Society of London Special Publication*, **172**: 19-46.
- POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R., 1988.** Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes-An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**: 125-154.
- POSTMA, G., 1983.** Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrija Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*, **30**: 91-103.
- POSTMA, G., NEMEE, W. & KLEINSPEHN, K. L., 1988.** Large floating clasts inturbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, **58**: 47-61.
- POUYANNE, J., 1877.** Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. Carte au 1/400.000<sup>e</sup> de la région de Tlemcen. *Annale des Mines*, Alger, ser. 7, t. XII, p. 81.
- PRANTL, F., 1945.** The new problematic trails from the Ordovician of Bohemia. *Bulletin of International Academic Tchecque of Sciences*, **46**: 1-10.
- PRANTL, F., 1946.** Two new problematic trails from the Ordovician of Bohemia., Classe des Sciences Mathématiques, Naturelles et de la Médecine. *Académie Tchèque des Sciences, Bulletin International*, **46**: 49-59.
- PRIOR, D. B. & BORNHOLD, B. D., 1990.** The underwater development of Holocene fan deltas. In: Colella, A., Prior, D.B. (Eds.), *Coarse-Grained Deltas. Special Publications International Association of Sedimentologists*, **10**: 75-90.
- PRITCHARD, D. & GLADSTONE., C. 2009.** Reversing buoyancy in turbidity currents: developing a hypothesis for flow transformation and for deposit facies and architecture. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 1997-2010.

-Q-

- QUATREFAGES, M. A. D. E., 1849.** Note sur la Scolicia prisca (A. DE Q.) annélide fossil de la Craie. *Annales des Sciences Naturelles (3<sup>ème</sup> série, Zoologie)*, **12**: 265-266.

- QUENSTEDTF, A., 1847.** Petrefactenkunde Deutschlands. Band 1. Cephalopoden (1846-1849). *Fuess, Tübingen*, **4**: 580 p., 36 pl.
- QUENSTEDTF, A., 1887.** Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. 3. Der Weisse Jura. (1887-1888). *Schweizerbart, Stuttgart*, pp. 816-1140., pl. 91-126.
- QUEREILHAC, P., 2009.** La Sous-Famille des Taramelliceratinae (Ammonitina, Haploceratoidea, Oppediidae) de l'Oxfordien moyen et supérieur (Zone à Plicatilis, Sous-Zone à Vertébrale-Zone à Bimammatum, Sous-Zone à Berrense) du Nord de la Vienne, France (Province subméditerranéenne). *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, Brest, pp. 1-101.
- QUIN, J. G., 2011.** Is most Hummocky cross-stratification formed by large-scale ripples?. *Sedimentology*, **58**: 1414-1433.

-R-

- RADLEY, J. D. & BARKER, M. J., 1998.** Stratigraphy, palaeontology and correlation of the Vectis Formation (Wealden Group, Lower Cretaceous) at Compton Bay, Isle of Wight, Southern England. *Proceedings of the Geologists Association*, **109**: 187-195.
- READING, H. G. & COLLINSON, J. D., 1996.** Clastic coasts- In: READING H.G. (ed.): Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy. *Third edition, Oxford (Blackwell)*, pp. 154-231.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B., 1980.** Depositional Sedimentary Environments. *Second edition, Springer Verlag, Berlin*, 549 p.
- REINECK, H. E., WUNDERLISH, F., 1968.** Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**: 99-104.
- RIAZ, DE., 1898.** Description des ammonites des couches à *Peltoceras transversarium* (Oxfordien supérieur) de Trept (série 1). *Masson, Paris*, 69 p., 19 pl.
- RICHTER, R., 1850.** Ausderthiiringischen Grauwacke. *Deutsche Geologische Gesellschaft, Zeitschrift*, pp. 198-206.
- RINDSBERG, A. K., 1994.** Ichnology of the Upper Mississippian Hartselle Sandstone of Alabama, with notes on other Carboniferous formations. *Geological Survey of Alabama, Bulletin*, **158**: 1-107.

- RODE, H. & STAAR, G., 1961.** Die photographische Darstellung der Kriechspuren (Ichnogramme) von Nematoden und ihre Bedeutung. *Nematologica*, **6**: 266-271.
- RODRIGUEZ-TOVAR, F. J., NAGY, J. & REOLID, M., 2014.** Palaeoenvironment of Eocene prodelta in Spitsbergen recorded by the trace fossil *Phycosiphon incertum*. *Polar Research*, **33**, 23786.
- RODRIGUEZ-TOVAR, F. J., PUGA-BERNABEU, Á. & BUATOIS, L. A., 2008.** Large burrow systems in marine Miocene deposits of the Betic Cordillera (Southeast Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **268**: 19-25.
- RODRIGUEZ-TOVAR, F. J. & UCHMAN, A., 2004.** Ichnotaxonomic analysis of the Cretaceous/Palaeogene boundary interval in the Agost section, South-east Spain. *Cretaceous Research*, **25**: 635-647.
- ROSSETTI, D. F., 1997.** Internal architecture of mixed tide- and storm-influenced deposits: an example from the Alcantara Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, **114**: 163-188.
- ROUAULT, M., 1851.** Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage des Grès armoricains) découverte dans le terrain silurien inférieur de la Bretagne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7** (2): 724-744.
- RUBINO, J. L., 1984.** Synthèse bibliographique des connaissances sur les sables de plate-forme. Total Centre Français du Pétrole. *Direction Fondamentale d'Exploration, Département et Laboratoire d'Exploration*, 61 p.

-S-

- SANDSTEDT, R., SULLIVAN, T & SCHUSTER M. L., 1961.** Nematode tracks in the study of movement of *Meloidogyne incognita incognita*. *Nematologica*, **6**: 261-265.
- SAPORTA, G. D., 1887.** Nouveaux documents relatifs aux organismes problématiques des anciennes mers. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **15** (3): 286-302.
- SAPUNOV L. G., 1973.** Ammonites de l'Oxfordien de la partie occidentale des Hauts-Plateaux (Algérie). *Bulletin du Service de Carte Géologique de l'Algérie*, Alger, **44**: 101-137.
- SARJEANT, W. A., 1979.** Code for the trace fossils nomenclature. *Paleontography, Paleoclimatology, palaeoecology*, **28**: 147-167.

- SARJEANT, W. A. S. & KENNEDY, W. J., 1973.** Proposal of code for the nomenclature of trace fossils. *Canadian Journal of earth Sciences*, **10**: 460-475.
- SARKAR, S., BANERJEE, S., CHAKRABORTY, S. & BOSE, P. K., 2002.** Shelf storm flow dynamics: insight from the Mesoproterozoic Rampur Shale, central India. *Sedimentary Geology*, **147**: 89-104.
- SAVRDA, C. E., 1992.** Trace fossils and benthic oxygenation. In: Maples, C.G., West, R.R. (Eds.), Trace Fossils. *Paleontological Society Short Course*, **5**: 172-196.
- SAVRDA, C. E., LOCKLAIR, R. E., HALL, J. K., SADLER, M. T., SMITH, M. W. & WARREN, J. D., 1998.** Ichnofabrics, ichnocoenoses, and ichnofacies implications of an Upper Cretaceous tidal-inlet sequence (Eutaw Formation, central Alabama). *Ichnos*, **6**: 53-74.
- SAVRDA, C. E., & BOTTJER, D. J., 1989.** Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters : application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**: 49-74.
- SAYN, G. & ROMAN, F., 1930.** Etudes sur le Callovien de la vallée du Rhône. II Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voulte-sur-Rhône. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, **14**: 166-256.
- SCHINDEWOLE, O. H., 1928.** Studien aus dem Marburger Buntsandstein, III-VII. *Senckenbergiana*, **10**: 16-54.
- SCHLIRF, M., 2000.** Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (Northern France). *Geologica et Palaeontologica*, **34**: 145-213.
- SCHLIRF, M., 2002.** On the ichnogenus *Minichnium* Pfeiffer (1969). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, pp. 223-228.
- SCHLIRF, M., 2005.** Revision and description of Keuper (Middle Ladinian to Rhaetian) invertebrate trace fossils from the southern part of the Germanic Basin and studies of related material. *Thesis*, University Würzburg, 300 p., 135 fig., 5 tab.
- SCHLIRF, M., UCHMAN, A. & KÜMMEL, M., 2001.** Upper Triassic (Keuper) non-marine trace fossils from the Haberge area (Franconia, South-eastern Germany). *Paläontologische Zeitschrift*, **75**: 71-96.

- SEILACHER, A., 1953.** Studien zur Palichnologie 2. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abhandlungen, **98**: 87-124.
- SEILACHER, A., 1955.** Spuren und Fazies im Unterkambrium. In Schindewolf O. H and Seilacher A. (eds.) Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). *Akademie der Wissenschaften und der Literatur zu Mainz, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, Abhandlungen, **10**: 373-399.
- SEILACHER, A., 1956.** *Ichnocumulis* n. g., eine weitere Ruhespur des schwabischen Jura. *Neues Jahrb. Geologie, Paläontologie, Monatsh.*, 153-159., fig. 1-5.
- SEILACHER, A., 1959.** Zur ökologischen Charakteristik von Elysch und Molasse. *Eclogae Geologicae Helveticae*, pp. 162-1078.
- SEILACHER, A., 1960.** Lebensspuren als Leitfossilien. *Geol Rundsch.* Stuttgart, **49**: 41-50.
- SEILACHER, A., 1962.** Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. *Journal of Geology*, **70**: 227-234.
- SEILACHER, A., 1964.** Biogenic Sedimentary Structures. In: J. IMBRIE and N. NEWELL (Editors), *Approaches to Paleoecology*. Wiley, New York, N.Y., pp. 296-316.
- SEILACHER, A., 1967.** Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology, Elsevier*, **5**: 413-428.
- SEILACHER, A., 1970.** *Cruziana* stratigraphy of "non fossiliferous" Paleozoic sandstones. In: CRIMES, T.E & HARPER, J.C., eds., Trace fossils. *Geological Journal Special Issue*, Liverpool, **3**: 447-476.
- SEILACHER, A., 1982.** Distinctive features of sandy tempestites. In: Einsele, G., Seilacher, A. (Eds.), Cyclic and Event Stratification. *Springer-Verlag*, Berlin, pp. 333-349.
- SEILACHER, A., 1983.** Upper Paleozoic trace fossils from the Gilf Kebir-Abu Ras area in southwestern Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, **1** (1): 21-34.
- SEILACHER, A., 1990.** Aberration in bivalve evolution related to photo and chemosymbiosis. *Historical Biology*, **3**: 289-311.
- SEILACHER, A., BUATOIS, L. A. & MANGANO, M. G., 2005.** Trace fossils in the Ediacaran–Cambrian transition: behavioral diversification, ecological turnover

- and environmental shift. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **227**: 323-356.
- SEILACHER, A. & SEILACHER, E., 1994.** Bivalvian trace fossils: A lesson from actuopaleontology. *Courier Forschungs institut Senckenberg*, **169**: 5-15.
- SELLEY, A. C., 1970.** Ancient sedimentary environments: Ithaca. N.Y. *Cornell University Press*. 237 p.
- SEQUEIROS, L., 1974.** Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subetica. *Thèse de Doctorat*, Université de Granada, 361 p.
- SHANMUGAM, G., 1997.** The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, **42**: 201-229.
- SHANMUGAM, G., 1999.** 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models. A critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 285-342.
- SHANMUGAM, G., 2000.** 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective-. *Marine and Petroleum Geology*, **17(2)**: 285-342.
- SHANMUGAM, G., 2012.** Discussion of He *et al.* (2011, *Geo-Marine Letters*) Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China. *Geo-Marine Letters*, **32**: 359-366.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J., 1994.** An conventional model for the deepwater sandstones of the Jackfork Group (Pennsylvanian), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. In: Weimer. P., Bouma. A.H & Perkins. B.F. (Eds.), *Submarine Fans and Turbidite Systems, Sequence Stratigraphy, Reservoir, Architecture and Production Characteristics, Gulf of Mexico and International. Gulf Coast Section of the EPM Foundation 15th Annual Research Conference Proceedings*, pp. 311-326.
- SHARAFI, M., ASHURI, M., MAHBOUBI, A. & MOUSSAVI-HARAMI, R., 2012.** Stratigraphic application of *Thalassinoides* ichnofabric in delineating sequence stratigraphic surfaces (Mid-Cretaceous), Kopet-Dagh Basin, Northeastern Iran. *Palaeoworld*, **21**: 202-216.

- SHINN, E. A., 1968. Burrowing in recent lime sediments of Florida and Bahamas. *Journal of Paleontology*, **42**: 879-894.
- SIEMIRADZKI, VON. J., 1891. Fossil fauna of Oxfordian and Kimmeridgian strata of the Cracow region and adjoining parts of the Polish Kingdom. *Pamiętnik Wydziału, matematyczno- przyrodniczego Akademii Umiejetnosci w Krakowie*, **18**: 1-91.
- SIEMIRADZKI, VON. J., 1898. Monographische Beschreibung der Ammoniten gattung Perisphinctes. *Palaeontographica*, Stuttgart, **45**: 69-352.
- SINGH, H. R., RODRIGUEZ-TOVAR, F. J. & IBOTOMBI, S., 2008. Trace fossils of the Upper Eocene–Lower Oligocene transition of the Manipur, Indo-Myanmar Ranges (Northeast India). *Turkish Journal of Earth Sciences*, **17**: 821-834.
- SMITH, A. B. & CRIMES, T. P., 1983. Trace fossils formed by heart urchins: a study of Scolicia and related traces. *Lethaia*, **16**: 79-82.
- SNEDDEN, J. W. & NUMMEDAL, D., 1991. Origin and geometry of storm-deposited sand beds- in modern sediments of the Texas continental shelf. *Special Publication International Association of Sedimentology*, **14**: 283–308.
- SNEDDEN, J. W., NUMMEDAL, D. & AMOS, A. F., 1988. Storm and fairweather combined flow on the Central Texas continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**: 580-595.
- SNEDDEN, J. W. & SWIFT, D. J. P., 1991. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle shelf deposits? Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**: 148-151.
- SOUSSI M., ENAY, R., BOUGHDIRI, M., MANGOLD, C. & ZAGHBIB-TURKI, D., 1999. L'Ammonitico Rosso (formation Zaress) de la Dorsale tunisienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **329**: 279-286.
- SOUTHARD, J. B. & BOGUCHWAL, L. A., 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows, 2: synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**: 658-679.
- SOUTHARD, J. B., LAMBIE, J. M., FEDERICO, D. C., PILE, H. T. & WEIDMAN, C. R., 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of *Hummocky cross-stratification*. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**: 1-17.

- SPATH, L. F., 1913.** On Jurassic Ammonites from Jebel Zaghuane (Tunisia). *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **69**: 540-580.
- SQUIRES, R. L. & ADVOCATE, M. D., 1984.** Meniscate burrows from Miocene lacustrine-fluvial deposits, Diligencia Formation, Orocoopia Mountains, southern California. *Journal of Paleontology*, **58**: 593-597.
- STEWART, D. J., 1978.** *Ophiomorpha*: a marine indicator?. *Proceeding Geological Association*, **89** (1): 33-41.
- STOW, D. A. V. & JOHANSSON, M., 2000.** Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, **17**: 145-174.
- STRASSER, A., PITTET, B., HILLGÄRTNER, H. & PASQUIER, J. B., 1999.** Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, **128**: 201-221.
- STROMBERG, S. G. & BLUCK, B., 1998.** Turbidite facies, fluid-escape structures and mechanisms of emplacement of the Oligo-Miocene Aljibe Flysch, Gibraltar Arc, Betics, southern Spain. *Sedimentary Geology*, **115**: 267-288.
- SUTER, J. R., 2006.** Facies models revisited: clastic shelves. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **84**: 339-397.
- SUTER, J. R. & CLIFTON, H. E., 1999.** The Shannon Sandstone and isolated linear sand bodies: interpretations and realizations. In: Bergman KM, Snedden JW, editors. *Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentological interpretation. Society of Sedimentary Geology Special Publication*, **64**: 321-56.
- SWIFT, D. J. P., HAN, G. & VINCENT, C. E., 1986.** Fluid processes and seafloor response on a modern storm-dominated shelf: middle Atlantic shelf of North America: Part I. The storm current regime. In: Knight, R.J., Mclean, J.R. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstones. Memoir of Canadian Society of Petroleum Geologists*, **11**: 99-121.
- SWIFT, D. J. P. & THORNE, J. A., 1991.** Concepts of continental margin sedimentation. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thorne, J.A. (Eds.), *Shelf sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy. International Association of Sedimentologists Special Publication*, **14**: 31-38.

**SWIFT, D. J. P., FIGUEIREDO, A. G., FREELAND, G. L. & OERTEL, G. F., 1983.** Hummocky cross-stratification and megaripples: A geological double standard?. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 1295-1317.

**SYVITSKI, J. P. M, FARROW, G. F., 1989.** Fjord sedimentation as an analogue for small hydrocarbon bearing fan deltas. In: Whateley MKG, Pickering KT, editors. Deltas: sites and traps for fossil fuels. *Geological Society of London Special Publication*, **41**: 21-43.

-T-

**TALLING, P. J., AMY, L. A., WYNN, R. B., PEAKALL, J. & ROBINSON, M., 2004.** Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments. *Sedimentology*, **51**: 163-194.

**TARKOWSKI, R., 1984.** Biostratigraphie ammonitique de l'Oxfordien inférieur et moyen des environs de Cracovie. *Akademi Górnikzo-Hutniczej IM. Stanisława Staszica*, 104 p.

**TCHOUMATCHENCO, P., 1984.** Les zones de brachiopodes du Jurassique d'Algérie du Nord et leur corrélation avec les zones de brachiopodes en Bulgarie. International Symp. Jurassic Stratigraphy, Erlangen, September, 1-8, 1984 (Michelsen, O. Zeiss, A. Edits.), Symp. *Geological Survey of Denmark*, Copanhamen, **3**: 863-882.

**TCHOUMATCHENCO, P., 1986.** Répartition paléoécologique des brachiopodes jurassiques des Monts de Tiaret et l'Ouarsenis occidental (Algérie). In: Les brachiopodes fossiles et actuels (Racheboeuf et Emig, Edit.). *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **4**: 389-398.

**TCHOUMATCHENCO, P. & KHRISCHEV, KH., 1992.** Le Jurassique dans les Monts de Tiaret et de l'Ouarsenis occidental (Algérie). *Geologica Balcanica*, Sofia, **22** (5): 29-39.

**THOMPSON, W. O., 1937.** Original structures of beaches, bars, and dunes. *Geological Society of America Bulletin*, **48**: 723-752.

**TORELL O. M. (1870)-** Petrifacta suecana formationis Cambricae. *Lunds Universitet, Arsskrift*, **6**: 1-14.

- TOUAHRIA, A. 1979.** Biostratigraphie du Callovien des environs de Saïda (Algérie occidentale). Les Reineckeidae (Ammonitina, Perisphinctaceae). *Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle*, Université de Lyon, 152 p., (inéd.).
- TOULA, F., 1908.** Kriechspuren von *Pisidium amnicum* Müller. Beobachtungen auf einer Donauschlickbarre bei Kahlenbergerdorf-Wien. *Verhandlungen der Kaiserliche königlichen geologischen Bundesanstalt*, **11**: 239-244.
- TRAYKOVSKI, P., GEYER, W. R., IRISH, J. D. & LYNCH, J. F., 2000.** The role of wave-induced densitydriven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Continental Shelf Research*, **20**: 2113-2140.
- TREWIN, N. H. & MCNAMARA, K. J., 1995.** Arthropods invade the land: trace fossils and palaeoenvironments of the Tumblagooda Sandstone (?Late Silurian) of Kalbarri, western Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburg (Earth Sciences)*, **85**: 177-210.

-U-

- UCHMAN, A., 1991.** Trace fossils of the Inoceramian beds and the Szczawnica Formation in the Krynica and Bystrzyca Zones of the Magura Nappe. *Przegląd Geologiczny*, **39**: 207–212.
- UCHMAN, A., 1992.** Ichnogenus *Rhizocorallium* in the Paleogene flysch (Outer Western Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, **43** (1): 57-60.
- UCHMAN, A., 1995.** Tiering patterns of trace fossils in the Palaeogene flysch deposits of the Carpatians, Poland. *Geobios*, **18**: 389-394.
- UCHMAN, A., 2007.** Deep-sea trace fossils from the mixed carbonate-siliciclastic flysch of the Monte Antola Formation (Late Campanian-Maastrichtian), North Apennines, Italy. *Cretaceous Research*, **28**: 980-1004.
- UCHMAN, A., BUBNIAK, I. & BUBNIAK, A., 2000.** *Glossifungites* ichnofacies in the area of its nomen-clatural archetype, Lviv, Ukraine. *Ichnos*, **7** (3): 183-193.
- UCHMAN, A. & GAŹDZICKI, A., 2006.** New trace fossils from the La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctica. *Polish Polar Research*, **27** (2): 153-170.

- UCHMAN, A., KAZAKAUSKAS, V. & GAIGALAS, A., 2009.** Trace fossils from Late Pleistocene varved lacustrine sediments in eastern Lithuania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **272**: 199-211.
- UCHMAN, A., PIKA-BIOLZI, M. & HOCHULI P. A. 2004.** Oligocene trace fossils from temporary fluvial plain ponds: an example from the Freshwater Molasse of Switzerland. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**: 133-148.
- UCHMAN, A., RODRIGUEZ-TOVAR, F. J., MACHANIEC, E. & KĘDZIERSKI, M., 2013.,** Ichnological characteristics of Late Cretaceous hemipelagic and pelagic sediments in a submarine high around the OAE-2 event: A case from the Rybie section, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **370**: 222-231.
- UCHMAN, A. & TCHOUMATCHENCO, P., 2003.** A mixed assemblage of deep-sea and shelf trace fossils from the Lower Cretaceous (Valanginian) Kamchia Formation in the Troyan region, central Fore-Balkan, Bulgaria. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **73**: 27-34.

-V-

- VAIL, P. R., 1987.** Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Bally, A.W. (Ed.), Atlas of Seismic Stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, **27**: 1-10.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C., 1991.** The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), Cycles and Events in Stratigraphy. *Springer-Verlag*, Berlin, pp. 617-659.
- VAIL, P. R., HARDENBOLD, J. & TODD, R. G., 1984.** Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: Schlee, J.S. (Ed.), Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **36**: 129-144.
- VAN WAGONER, J. C., 1995.** Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. In: Van Wagoner, J.C., Bertram, G.T. (Eds.), Sequence

- Stratigraphy of Foreland Basin Deposits. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **64**: 11-21.
- VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUTIT, T. S. & HARDENBOL, J., 1988.** An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K, Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**: 39-46.
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, JR-R. M., CAMPION, K. M. & RAHMANIAN, V. D., 1990.** Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series*, **7**: 55 p.
- VERA, J. A. & MOLINA, J. M., 1998.** Shallowing-upward cycles in pelagic troughs (Upper Jurassic, Subbetic, Southern Spain). *Sedimentary Geology*, **119**: 103-121.
- VON STERNBERG, G. K., 1833.** Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. *IV Heft. C.E. Brenck*, Regensburg, 48 p.
- VOSSLER, S. M., & PEMBERTON, S. G., 1988.** *Skolithos* in the Upper Cretaceous Cardium Formation: an ichnofossil example of opportunistic ecology. *Lethaia*, **21**: 351-362.
- VOSSLER, S. M. & PEMBERTON, S. G., 1989.** Ichnology and paleoecology of offshore siliciclastic deposits in the Cardium Formation (Turonian, Alberta, Canada). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**: 217-239

-W-

- WALKER, R. G., 1979.** Shallow marine sands. In Walker R.G. (ed.) *Facies Models. Geosciences Canada Reprint Series*, Kitchener, Ontario, Ainsworth Press, **1**: 75-89.
- WALKER, R. G., 1982.** Hummocky and swaley cross stratification. In WALKER R.G. (ed.) *Clastic Units of the Front Ranges, Foothills and Plains in the area between Field, B.C. and Drumheller, Alberta. International Association of*

- Sedimentologists, 11<sup>th</sup> International Congress on Sedimentology*, Hamilton (Canada), Guidebook to Excursion, **21**: 22-30.
- WALKER, R. G., 1984.** Shelf and shallow marine sands. In: R.G. Walker (Editor), *Facies Models. Second edition. Geosciences Canada Reprint Series*, **1**: 141-170.
- WALKER, R. G. & PLINT, A. G., 1992.** Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (Eds Walker R.G. & James N. P.). *Geological Association of Canada. St Johns*, Newfoundland, pp. 219-238.
- WALTER, H. & HOFMANN, U., 2001.** Lebensspuren (Ichnia) aus dem Rotliegend der Döhlen-Senke (Sachsen). *Freiberger Forschungshefte*, **492**: 121–158.
- WATKINS, R. & COOROUGH, P. J., 1997.** Silurian *Thalassinoides* in an offshore carbonate community, Wisconsin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**: 109-117
- WEBBY, B. D., 1970.** Late Precambrian trace fossils from New South Wales. *Lethaia*, **3**: 79-109.
- WEBER, B., STEINER, M., ZHU, M.Y., 2007.** Precambrian–Cambrian trace fossils from the Yangtze Platform (South China) and the early evolution of bilaterian lifestyles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **254**: 328–349.
- WEIGELT, J., 1929.** Fossile Grabschicht brachyurer Decapoden als Lokalgeschiebe in Pommern und das *Rhizocorallium* problem: *Zeitschr. für. Geschiebeforsch*, **5** (1-2): 1-42., pl. 1-4.
- WEIMER, R. J., HOWARD, J. D. & LINDSAY, D. R., 1982.** Tidal flats and associated tidal channels. In: Scholle P.A. & Spearing D. (eds.): *Sandstone deposit Journal environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, **31**: 191-245.
- WEISSERT, H. & MOHR, H., 1996.** Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **122**: 27-43.
- WETZEL, A., 1991.** Ecologic interpretation of deep-sea trace fossil communities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **85**: 47-69.
- WETZEL, A. & AIGNER, T., 1986.** Stratigraphic completeness: tiered trace fossils provide measuring stick. *Geology*, **14**: 242-237.

- WETZEL, A., 2008.** Recent bioturbation in the deep South China Sea: a uniformitarian ichnologic approach. *Palaios*, **23**: 601-615.
- WHEATCROFT, R. A., 2000.** Oceanic flood sedimentation: a new perspective. *Continental Shelf Resarch*, **20**: 2059-2066.
- WEISS, R. & BAHLBURG, H. 2006.** A note on the preservation of offshore tsunami deposits. *Journal of Sedimentary Research*, **76**: 1267-1273.
- WHITAKER, J. H. MCD., 1973.** Gutter casts, a new name for scour and fill structures: with examples from the Liandoverian of Ringerike and Malmoya, southern Norway. *Norway Geology, Tidsskr*, **53**: 403-417.
- WINN, JR. R. D., 1991.** Storm deposition in marine sand sheets: wall creek member, Frontier Formation, Powder River Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**: 86-101.
- WILDI, W., 1981.** Le Ferrysch: cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc). *Eclogae Geologicae Helveticae*, Bâle, **74/2**: 481-527.
- WOODCOCK, N. H., 1976.** Ludlow series slumps and turbidites and the form of the Montgomery Trough, Powys, Wales. *Proceeding Geologists Association*, **87**: 165-191.
- WRIGHT, L. D. & FRIEDRICH, C. T., 2006.** Gravity-driven sediment transport on continental shelves: a status report. *Continental Shelf Resarch*, **26**: 2092-2107.
- WRIGHT, L. D., FRIEDRICH, C. T., KIM, S. C. & SCULLY, M. E., 2001.** Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves. *Maritime Geology*, **175**: 25-45.
- WRIGHT, L. D., YANG, Z-S., BORNHOLD, B. D., KELLER, G. H., PRIOR, D. B., WISEMAN, JR W. J., 1986.** Hyperpycnal plumes and plume fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front. *Geo-Maritime Letters*, pp. 97-105.
- WU, X., 1982.** Storm-generated depositional types and associated trace fossils in Lower Cretaceous shallow marine carbonates of Three Cliffs Bay and Ogmores-by-Sea, South Wales. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **39**: 187-202.

-Y-

- YAGISHITA, K., 1994.** Planar cross-bedding associated with rip currents of upper Cretaceous formation, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, **78**: 155-163.
- YOKOKAWA, M., MASUDA, F. & ENDO, N., 1995.** Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Journal of Sedimentary Research*, **65**: 40-44.
- YOUNG, F. G., 1972.** Early Cambrian and older trace fossils from the Southern Cordillera of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **9**: 1-17.

-Z-

- ZENKER, J. C., 1836.** Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung besonders in naturwissen-schaftlicher und medicinischer Beziehung: J. C. Zenker (ed.). *Wackenhoder (Jena)*, 338 p.
- ZIEGLER, P. A., 1988.** Late Jurassic-Early Cretaceous Central Atlantic sea-floor spreading, closure of Neo-Tethys, and opening of Canada Basin. In: Ziegler, P.A. (Ed) Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **43**: 63-82.
- ZIEGLER, P. A., 1990.** Late Jurassic opening of Central Atlantic and polarization of European rift system. In: Ziegler, P.A. (Ed) Geological Atlas of Western and Central Europe. *Second edition, Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.*, pp. 102-110.

## LISTES DES FIGURES

<b>Fig. 1:</b>	Image satellitaire des grands ensembles géographiques de l'Algérie du Nord. BST: bordure sud tellienne; ASA: accident sud atlasique.....	10
<b>Fig. 2:</b>	Les grands ensembles géographiques de l'Algérie du Nord.....	13
<b>Fig. 3:</b>	Les principaux travaux stratigraphiques effectués sur les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'Algérie nord-occidentale ( <i>in</i> Ouardas, 1983).....	15
<b>Fig. 4:</b>	Carte paléogéographique de l'Afrique du Nord et de l'Europe occidentale.....	17
<b>Fig. 5:</b>	Les principaux symboles et figurés utilisés.....	24
<b>Fig. 6:</b>	Situation des différents secteurs étudiés.....	25
<b>Fig. 7:</b>	Localisation des coupes dans le secteur de Takhemaret. A: situation globale dans l'Algérie nord-occidentale; B: image satellitaire et localisation des gisements d'ammonites.....	26
<b>Fig. 8:</b>	Succession lithostratigraphique et biostratigraphie de la Formation des Argiles de Saïda à Djebel Brame (Takhemaret) .....	30
<b>Fig. 9:</b>	Illustration de la Formation des Argiles de Saïda à Dj. Chraïf montrant le passage latéral de l'unité supérieure à l'Est de Dj. Brame (Takhemaret).....	32
<b>Fig. 10:</b>	Succession lithostratigraphique et biostratigraphie de la Formation des Argiles de Saïda à Béni Berdaâ (Takhemaret).....	34
<b>Fig. 11:</b>	Illustration photographique de la Formation des Argiles de Saïda dans la coupe d'el Abadla (Takhemaret).....	36
<b>Fig. 12:</b>	Illustration de la Formation des Argiles de Saïda dans la coupe de Dj. Oum el Alou (Takhemaret).....	37
<b>Fig. 13:</b>	Localisation géographique du secteur de Frenda. A: situation globale dans l'Algérie nord-occidentale; B: image satellitaire des sites exploités.....	38
<b>Fig. 14:</b>	Localisation du Kef el Hemmam et Dj. Boughachoua. A: image satellitaire des deux sites; B et C: successivement photos panoramiques du Kef el Hemmam et Dj. Boughachoua.....	39
<b>Fig. 15:</b>	Succession lithostratigraphique de la Formation des Argiles de Saïda à Dj. Boughachoua et Kef el Hemmam (Frenda).....	41
<b>Fig. 16:</b>	Illustration photographique de la coupe du Kef Lazreg. A: image satellitaire du site; B: photo panoramique et colonne lithologique.....	42
<b>Fig. 17:</b>	Détail de la Figure 16B montrant la succession lithostratigraphique et les faunes associées. A: les trois niveaux fossilifères NF1, NF2 et NF3; B: surface ferrugineuse au sommet du NF3; C à F: « Calcaires de Tounkira ».....	44
<b>Fig. 18:</b>	Illustration photographique des « Domolies d'el Gada » à Dj. el Gada (Frenda). A: photo panoramique de la grande corniche dolomitique; B: illustration des chenalisations observées dans les dolomies (trait blanc); C: des grosses ovoïdes distinguées dans un bloc dolomitique.....	45
<b>Fig. 19:</b>	Localisation du secteur de Oued Mina. A: situation géographique globale; B: situation géographique locale; C: image satellitaire du site.....	46
<b>Fig. 20:</b>	Illustration photographique et schématique des chenalisations observées dans l'unité argilo-gréseuse à Oued Mina. (A et B): le niveau gréseux basal; (C et D): des niveaux gréseux et silto-argileux.....	48
<b>Fig. 21:</b>	Succession lithostratigraphique, biostratigraphie par les brachiopodes et illustration de la Formation des Argiles de Saïda à Oued Mina .....	50
<b>Fig. 22:</b>	Historique des échelles téthysiennes adoptées pour la biozonation de l'Oxfordien (Quereilhac, 2009).....	52
<b>Fig. 23:</b>	Essai de corrélation biostratigraphique par les ammonites dans la région de Takhemaret.....	54

<b>Fig. 24:</b>	Essai de comparaison avec quelques travaux de biozonation de l'Oxfordien dans des régions méditerranéennes.....	62
<b>Fig. 25:</b>	Carte paléobiogéographique de de certains spécimens d'ammonites de la région de Takhemaret pendant l'Oxfordien.....	66
<b>Fig. 26:</b>	Carte paléobiogéographique de certains spécimens de brachiopodes de la région de Takhemaret et de Oued Mina pendant l'Oxfordien.....	66
<b>Fig. 27:</b>	Illustration des <i>gutter-casts</i> . A: <i>gutter-cast</i> (unité supérieure, Dj. Brame, Takhemaret), B: <i>gutter-cast</i> oblique à un groupe de <i>groove-marks</i> parallèles (Béni Berdaâ, Takhemaret); C: contre-empreinte d'un chenal ou sillon d'érosion, accompagné de <i>groove-marks</i> parallèles (Kef Lazreg, Frenda); D: vue en section montrant le creusement et le remplissage par un chenal d'érosion (chenal tidal à Kef Lazreg, Frenda); E: explication schématique du mode de formation des <i>gutter-casts</i> .....	81
<b>Fig. 28:</b>	Illustration des <i>groove-marks</i> distinguées à Dj. Brame. A: groupe de <i>groove-marks</i> parallèles (g), accompagnés de <i>flute-casts</i> (f); B: <i>groove-marks</i> montrant des cannelures. Remarquons <i>prod-marks</i> (p) à la droite de la photo; D: explication du mode de formation.....	83
<b>Fig. 29:</b>	Illustration des <i>flute-casts</i> . A: groupe de <i>flute-casts</i> de divers types (unité inférieure, Dj. Brame), indiquant un sens du paléocourant SW-NE, avec <i>crescent-mark</i> (flèche);; B: type allongé (unité supérieure, Dj. Brame); C: type en doigts croisés (unité supérieure, Dj. Brame) associé à un <i>groove marks</i> ; D: type anastomosé (Béni Berdaâ); E: explication du mode de formation.....	84
<b>Fig. 30:</b>	Illustration des <i>flute-casts</i> et des <i>bounce-marks</i> . A: type anastomosé déformé par la charge (Béni Berdaâ, Takhemaret); B et C: type en tire-bouchon, successivement à Abadla (Takhemaret) et Oued Mina (Tiaret); D: type en doigts croisés (Kef el Hemmam, Frenda).....	85
<b>Fig. 31:</b>	Illustration des <i>flute-casts</i> et des <i>bounce-marks</i> . A: type allongé (Kef Lazreg); B: type anastomosé (Kef Lazreg); C et D: <i>bounce-marks</i> (b) associé à des <i>flute-casts</i> (successivement Dj. Brame et Oued Mina); E et F: Illustration d'un groupe de figures d'érosion basalesà Kef Lazreg: <i>flute-casts</i> (f), <i>groove-mark</i> (g), <i>prod-mark</i> (p), <i>bounce-mark</i> (b), <i>skip-mark</i> (s); G: interprétation du mode de formation de <i>bounce</i> , <i>prod</i> et <i>skip-mark</i> .....	87
<b>Fig. 32:</b>	Tableau récapitulatif des différentes traces rencontrées avec leur interprétation environnementale.....	92
<b>Fig. 33:</b>	Traces fossiles trouvées en secteurs divers. A et B: <i>Archaeonassa</i> à Béni Berdaâ (Takhemaret) et Kef le Hemmam (Frenda); C et D: <i>Bergaueria</i> (figurés à Béni Berdaâ et el Abadla, Takhemaret); E: <i>Chondrites</i> (Béni Berdaâ); F: association de <i>Chondrites</i> (cercles) et <i>Thalassinoides</i> (Dj. Brame).....	94
<b>Fig. 34:</b>	A: Association de <i>Cochlichnus</i> (Coc) et <i>Thalassinoides</i> (Th) (Dj. Chraïf); B: <i>Conichnus</i> (Con) (Oued Mina); C: <i>Crossopodia</i> (Dj. Chraïf); D: <i>Cruziana Prolematica</i> (Kef el Hemmam, Frenda); E: <i>Didymaulichnus</i> (unité inférieure, Dj. Brame); F: illustration schématique de la Figure C.....	97
<b>Fig. 35:</b>	A: <i>Gordia</i> (Béni Berdaâ, Takhemaret); B: <i>Helminthoidichnites</i> (Helm) et <i>Palaeophycus</i> (Pal) (Abadla, Takhemaret); C: <i>Lockeia</i> (Dj. Boughachoua, Frenda);D; <i>Margaritichnus</i> (Mar) et <i>Palaeophycus</i> (Pal) (Béni Berdaâ, Takhemaret); E: <i>Nereites</i> (el Abadla, Takhemaret); F: <i>Palaeophycus</i> (flèche) relativement de grande taille (Oued Mina).....	102
<b>Fig. 36:</b>	A: <i>Palaeophycus</i> traversant l'interface du banc (Kef el Hemmam, Frenda); B: <i>Palaeophycus</i> à la base d'un banc de grès fossilifère (Kef el Hemmam, Frenda); C: <i>Palaeophycus</i> (unité supérieure, Dj. Brame); D: illustration schématique de la Figure C; E: <i>Palaeophycus</i> (Pal) associé au <i>Planolites</i> (Pla) (Dj. Chraïf, Takhemaret); F: illustration schématique de la Figure E.....	104
<b>Fig. 37:</b>	A: <i>Phycodes</i> (Kef el Hemmam, Frenda); B: <i>Phycosiphon</i> (el Abadla, Takhemaret).....	105

<b>Fig. 38:</b>	Traces fossiles distinguées à el Abadla (Takhemaret). A à C: <i>Protopaleodictyon</i> ; D: <i>Protovirgularia dichotoma</i> ; E: <i>Protovirgularia isp</i> (Pro).....	108
<b>Fig. 39:</b>	A: <i>Rhizocorallium</i> (Dj. Boughachoua, Frenda); B: illustration schématique de la Figure A; C: <i>Rusophycus</i> (Oued Mina); D: <i>Scolicia</i> (el Abadla, Takhemaret); E: <i>Spongeliomorpha</i> (Kef el Hemmam, Frenda); F: <i>Taenidium</i> (Dj. Brame, Takhemaret).....	112
<b>Fig. 40:</b>	A: <i>Taenidium baretti</i> (Kef el Hemmam, Frenda); B: illustration schématique de la Figure A; C: <i>Thalassinoides</i> de différentes tailles (Dj. Brame, Takhemaret); D: <i>Thalassinoides</i> de taille relativement grande (Dj. Chraïf, Takhemaret); E: <i>Thalassinoides</i> associés à des <i>flute-casts</i> (Béni Berdaâ, Takhemaret); F: <i>Thalassinoides</i> de petite taille (Oued Mina).....	114
<b>Fig. 41:</b>	Plusieurs formes de <i>Thalassinoides</i> distingués dans la région de Frenda. A: Surface d'un banc gréseux à rides et à <i>Thalassinoides</i> (Dj. Boughachoua, Frenda); (B à D): <i>Thalassinoides</i> de grande taille (Kef Lazreg, Frenda).....	116
<b>Fig. 42:</b>	Modèle de dépôt dans les plates-formes. A: sables transportés par écoulement en masse (1), réorganisation en <i>Humocky</i> dans le sommet du banc par les tempêtes (2); B: Transport des débris en début par des tempêtes repris ultérieurement par des écoulements turbiditiques (Mangano et Buatois, 1996).....	118
<b>Fig. 43:</b>	Subdivision de la plate-forme selon le modèle de Reading & Collinson (1996)....	119
<b>Fig. 44:</b>	Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés (Mulder et Alexandre, 2001).....	121
<b>Fig. 45:</b>	Tableau récapitulatif des différents faciès rencontrés dans les secteurs d'étude avec leur interprétation.....	123
<b>Fig. 46:</b>	Illustration des structures d'influence tidale (Kef Lazreg, Frenda). A: succession des laminations de rides de vagues (Lrv), des stratifications lenticulaires (Sl) et des couplets argiles-grès (C-Ar-G); B: alternance de grès à laminations horizontales (Lh) ou fines laminations horizontales (Flh) et des stratifications lenticulaires (Sl). Noter le drapage des creux de rides par un matériel silto-argileux (indiqué par les flèches); (C): Détail des stratifications lenticulaires (Sl) et des couplets argiles-grès (C-Ar-G) illustrées dans la Figure A; D et E: illustration schématique à la manière des séquences rythmiques (tiré du modèle de Ferry, 2008). VE: vives-eaux, ME: mortes-eaux.....	126
<b>Fig. 47:</b>	Quelques caractéristiques de l'unité inférieure (Dj. Brame, Takhemaret).A: Chenal de remplissage conglomératique (1), interrompu par un niveau gréseux à laminations horizontales et sub-horizontales (2); B: galets polygéniques des conglomérats de la Figure A; C: conglomérats remaniant des boules d'argiles (la flèche montre la polarité); D: surface de conglomérat à bois flottant (indiqué par la flèche).....	128
<b>Fig. 48:</b>	(A) Détail de la Figure 48A avec le passage des conglomérats (1) au faciès gréseux sus-jacent (2), (B) représentation schématique de la Figure (A) (Dj. Brame, Takhemaret).....	129
<b>Fig. 49:</b>	A: deux bancs gréseux séparés par un inter-lit argileux (Ia), avec grès massif (Gm) et grès à laminations horizontales (Lh); B: grès massif à la base (Gm) et grès à laminations horizontales (Lh) surmontés de laminations ondulées (Lon), et grès à micro-HCS; C et D: illustration photographique et schématique des termes répétitifs: argile (Ar), grès massif (Gm), grès à laminations horizontales (Lh) et sub-horizontales (Subh).....	130
<b>Fig. 50:</b>	Illustration photographique de quelques structures hydrodynamiques distinguées à Dj. Brame et Oued Mina. A: grès massif (Gm) surmonté de laminations horizontales (Lh); B: succession de grès massif (Gm), laminations horizontales (Lh), interrompues au milieu du banc par des laminations obliques (Lo); C: laminations horizontales constituant un banc gréseux finement lité; D et E: laminations horizontales (Lh) surmontées par des rides de vagues (Rv), (A à D, unité supérieure, Dj. Brame), F: grès massif (Gm) surmonté par des laminations ondulées (Lon) (D et E, Oued Mina).....	132

<b>Fig. 51:</b>	Schéma des régimes d'écoulement pour les différentes structures hydrodynamiques (Blatt <i>et al.</i> , 1980; Allen, 1985).....	133
<b>Fig. 52:</b>	Illustration des différents types des <i>HCS</i> de Dj. Chraïf. A: (1) succession de <i>HCS</i> , grès massif (Gm), laminations horizontales, et rides de vagues (Rv) au sommet; B: (1) grès massif (Gm) à la base surmonté de <i>HCS</i> et rides de vagues (Rv) au sommet, (2 et 3) représentation respectivement en séquence et en bloc diagramme (pour A et B); C: <i>HCS</i> surmonté de rides de vagues. Ar: argile.....	134
<b>Fig. 53:</b>	Illustration photographique des <i>HCS</i> et micro- <i>HCS</i> . A à D: distingués à Dj. Chraïf (Takhemaret); E: grès massif (Gm, lamination horizontales, micro- <i>HCS</i> et rides de vagues (Rv) au sommet (Dj. Boughachoua, Frenda); F: des couplets argile-grès (C-Ar/G) (Kef Lazreg, Frenda). .....	135
<b>Fig. 54:</b>	Illustration de quelques structures sédimentaires distinguées à Frenda et Oued Mina. A: des couplets argile-grès (C-Ar/G) (Kef Lazreg); B: grès à base érosive (flèche), laminations de rides de vagues ou d'oscillation (Lrv) (Dj. Boughachoua); C: laminations de rides de vagues (Kef el Hemmam, Frenda); D et E: successivement illustration photographique et schématique de la Figure A avec laminations obliques (Lo), lamines de rides de vagues (Lrv), litages en chevron (Oued Mina).....	138
<b>Fig. 55:</b>	Illustration des différents types de rides de vagues observées dans la région de Takhemaret. A: type allongé, sinueux et étroit (Béni Berdaâ); B: type allongé et espacé à crêtes arquées (Dj. Chraïf); C: type bifurqué; D: type sinueux à crêtes aplaties (Dj. Brame; E: illustration schématique des rides à crêtes arquées.....	139
<b>Fig. 56:</b>	Illustration photographique des laminations obliques en rides grimpantes (Rg). A et B: Dj. Chraïf (Takhemaret); C: Kef Lazreg (Frenda).....	141
<b>Fig. 57:</b>	Illustration des laminations obliques avec d'autres structures. A: grès massif (Gm), surmonté de laminations de rides grimpantes (Rg) (Dj. Brame); B: grès massif (Gm), surmonté de laminations horizontales (Lh) et laminations obliques (Lo) ou de rides de courant (Rc) (Dj. Brame); C: banc gréseux à base érosive (flèches) et à faisceaux de laminations obliques superposées: tangentielles (Lot) et sigmoïdes (Los) (Dj. Boughachoua); D: laminations obliques tangentielles (Lot) (Dj. Chraïf).....	142
<b>Fig. 58:</b>	Interprétation schématique des différents types de laminations en relation avec des rides de courant (Ferry, 2008).....	144
<b>Fig. 59:</b>	Quelques types de rides d'origine tidale et conjuguée. A: grès massif (Gm) à la base, surmonté de laminations obliques unidirectionnelles (Lo) et des rides de courant unidirectionnel (Rc) au sommet (Kef Lazreg); B: rides lingoïdes attribuées à l'action des marées (Kef Lazreg); C: rides « co-génétiques » rapportées à l'action conjuguée de marées et de vagues (Dj. Chraïf).....	146
<b>Fig. 60:</b>	Structures de déformation synsédimentaire associées à des figures variées. A: termes de séquence de Bouma: laminations horizontales inférieures (Tb), convolutes (Tc), laminations horizontales supérieures (Td) (Dj. Brame); B: grès massif (Gm) surmonté de laminations horizontales (Lh) affectées par le phénomène d'échappement de fluides « <i>escape structure</i> » (Es) (Dj. Brame); C: banc gréseux à base irrégulière (flèche), à laminations obliques (Lo), lamination sub-horizontales (Lsh) et structures d'échappement de fluides (Es) (Kef el Hemmam); D et E: siltites (Sil) inter-stratifiées avec les argiles et associées avec les sphéroïdes (Sp) (figurées à Dj. Chraïf et Dj. Brame).....	147
<b>Fig. 61:</b>	Quelques caractéristiques des calcaires à oolithiques et oncolithiques de la deuxième unité à Dj. Brame. A: banc calcaire oolithique massif à la base (Com), à lamines obliques (Colo) et horizontales (Colh) au sommet; B: alternance argilo-carbonatée; C: calcaire oncolithique à éléments bien individualisés; D: surface d'un calcaire oncolithique à gastéropodes dissous et recristallisés.....	149
<b>Fig. 62:</b>	Illustration du calcaire pseudo-noduleux à ammonites (Faciès F15, Takhemaret). A: la première dalle à ammonites de Béni Berdaâ; B: détail de la Figure A	

	montrant une Perisphinctidae; C et D: successivement la première et la troisième dalle à ammonites d'el Abadla. (flèche à la Figure D indique la pôlarite du banc).....	150
<b>Fig. 63:</b>	Illustration des calcaires biodétritiques fossilifères à Dj. Chraïf (Takhemaret). A: calcaire biodétritique et inter-stratifié à la base (1), passant à un aspect massif (2), montrant une nette chenalistation (traits rouges); B: illustration des chenaux emboîtés dans les mêmes calcaires; C: détail de la Figure B, montrant des laminations de rides de vagues (Lrv) et des laminations obliques (Lo).....	152
<b>Fig. 64:</b>	Illustration de quelques types de nodules diagenétiques distingués dans les argiles. A: argile massive à boules dispersées (Dj. Brame); B et C: septaria et melikaria distinguées à Dj. Brame et Kef el Hemmam.....	154
<b>Fig. 65:</b>	Tableau récapitulatif des différentes associations de faciès et leurs milieux de sédimentation.....	155
<b>Fig. 66:</b>	Bloc diagramme représentant un modèle hypothétique de l'environnement de l'association « A » distinguée à Kef Lazreg (Frenda).....	157
<b>Fig. 67:</b>	Bloc diagramme représentant un modèle hypothétique récapitulatif des différents processus sédimentaires agissant sur la plate-forme oxfordienne détritique (association « B » et « C ») (exemple type: Dj. Brame, Takhemaret).....	158
<b>Fig. 68:</b>	Interprétation des différents faciès carbonatés proposés par Gonzalez (1996) (les parties en gris peuvent être comparées à ceux de la Formation des Argiles de Saïda).....	161
<b>Fig. 69:</b>	Bloc diagramme représentant un modèle hypothétique de la plate-forme carbonatée pour l'association de faciès « G » (tiré de Navaro <i>et al.</i> , 2009).....	163
<b>Fig. 70:</b>	Schéma simplifié récapitulatif de l'évolution environnementale de la Formation des Argiles de Saïda à Oued Mina.....	164
<b>Fig. 71:</b>	Quelques exemples des séquences élémentaires binaires de différentes expressions, distinguées dans la Formation des Argiles de Saïda (secteur de Takhemaret). (A à C): Djebel Brame; (D à G): Djebel Chraïf; (H et I): el Abadla; (L): Djebel Brame; (M et N): Djebel Chraïf. Ar: argile; Gm: grès massif; Glh: grès à laminations horizontales; HCS: Humocky cross-stratification; Glo: grès à laminations obliques; Co: calcaire oolithique; C/la: calcaire biodétritique et intralut argileux; S: siltite; Rv: rides de vagues. Sauf mention contraire, toutes les échelles sont à 5 cm. ....	172
<b>Fig. 72:</b>	Essai d'interprétation séquentielle et caractérisation des environnements sédimentaires de la Formation des Argiles de Saïda pendant l'Oxfordien moyen (synthèse el Abadla et Dj. Brame) .....	176
<b>Fig. 73:</b>	Essai d'interprétation séquentielle et caractérisation des environnements sédimentaires de la Formation des Argiles de Saïda à Dj. Brame (Takhemaret) pendant l'Oxfordien supérieur.....	177
<b>Fig. 74:</b>	Essai d'interprétation séquentielle et caractérisation des environnements sédimentaires de la Formation des Argiles de Saïda à Oued Mina pendant l'Oxfordien supérieur.....	179

## TABLE DES MATIERES

	Pages
<b>SOMMAIRE</b> .....	01
<b>Remerciement</b> .....	03
<b>ملخص</b> .....	05
<b>Résumé</b> .....	06
<b>Abstract</b> .....	07
<b>INTRODUCTION ET PROBLEMATIQUE</b> .....	08

### ***PARTIE I: GENERALITES***

<b>I. CADRE GENERAL DE L'ALGERIE DU NORD</b> .....	10
<b>I. A. DOMAINE TELLIEU</b> .....	11
I. A. 1. LES MASSIFS LITTORAUX ORANAIS.....	11
I. A. 2. LES MASSIFS DU TELL INTERNE.....	11
I. A. 3. LES MASSIFS DU TELL MERIDIONAL.....	12
<b>I. B. DOMAINE PRE-SAHARIEN</b> .....	12
I. B. 1. LES HAUTES-PLAINES OU HAUTS-PLATEAUX.....	12
I. B. 2. ATLAS SAHARIEN.....	12
<b>I. C. PLATE-FORME SAHARIENNE</b> .....	12
<b>II. CADRE DU DOMAINE TLEMCENIEN</b> .....	14
<b>II. A. CADRE STRATIGRAPHIQUE</b> .....	14
<b>II. B. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE GENERL</b> .....	16
<b>III. ETAT DES CONAISSANCES</b> .....	18
<b>III. A. LES TRAVAUX ANCIENS (1877-1965)</b> .....	18
III. A. 1. ETUDES STRATIGRAPHIQUES.....	18
III. A. 2. MODELE ANTERIEUR DE MILIEU DU DEPOT.....	19
<b>III. B. LES TRAVAUX RECENTS (1965-1981)</b> .....	19
III. B. 1. TRAVAUX DE REVISIONS ET PRECISIONS STRATIGRAPHIQUES.....	19
III. B. 2. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET PALEO-ENVIRONNEMENTAL.....	20
III. B. 2. 1. Contexte deltaïque.....	20
III. B. 2. 2. Faciès flyschöide.....	20
<b>III. C. LES TRAVAUX MODERNES (1992-1999)</b> .....	21
<b>III. D. ETAT ACTUEL DES TRAVAUX (2011-2015)</b> .....	22

### ***PARTIE II : LITHOSTRATIGRAPHIE & BIOSTRATIGRAPHIE***

<b>I. DESCRIPTION DE LA SERIE</b> .....	25
<b>I. A. SECTEUR DE TAKHEMARET</b> .....	26
I. A. 1. DJEBEL BRAME.....	27
I. A. 1. 1. Unité argilo-gréseuse inférieure.....	27
I. A. 1. 2. Unité argilo-carbonatée médiane.....	28
I. A. 1. 3. Unité argilo-gréseuse supérieure.....	29
I. A. 2. COUPE DE CHERAÏF.....	31
I. A. 3. COUPE DE OUED EL ABD.....	33
<b>I. B. SECTEUR DE FRENDA</b> .....	38
I. B. 1. COUPE DE KEF EL HEMMAM-DJEBEL BOUGHACHOUA.....	39
I. B. 2. COUPE DE KEF LAZREG.....	42
<b>I. C. SECTEUR DE OUED MINA</b> .....	46
I. C. 1. Unité argilo-gréseuse inférieure.....	47

I. C. 2. Unité argilo-carbonatée médiane.....	47
<b>II. BIOSTRATIGRAPHIE.....</b>	<b>51</b>
<b>II. A. INTRODUCTION.....</b>	<b>51</b>
<b>II. B. ECHELLE ADOPTEE.....</b>	<b>51</b>
<b>II. C. DONNEES D'AMMONITES.....</b>	<b>53</b>
II. C. 1. BIOZOATION.....	53
II. C. 1. 1. Zone à Transversarium.....	53
II. C. 1. 1. 1. Sous-Zone à Parandieri.....	53
II. C. 1. 1. 2. Sous-Zone à Luciaeformis.....	56
II. C. 1. 1. 3. Sous-Zone à Schilli.....	56
II. C. 1. 1. 4. Sous-Zone à Rotoides.....	56
II. C. 1. 2. Zone à Bifurcatus.....	57
II. C. 1. 2. 1. Sous-Zone à Stenocycloides.....	57
II. C. 1. 2. 2. Sous-Zone à Grossouvrei.....	57
II. C. 2. COMPARAISON ET PALEOBIOGEOGRAPHIE.....	58
II. C. 2. 1. OUEST DE LA FRANCE.....	58
II. C. 2. 1. 1. Oxfordien moyen.....	58
II. C. 2. 1. 2. Oxfordien supérieur.....	59
II. C. 2. 2. ESPAGNE MERIDIONALE.....	59
II. C. 2. 2.1. Oxfordien moyen.....	59
II. C. 2. 2. 2. Oxfordien supérieur.....	60
II. C. 2. 3. TUNISIE SEPTENTRIONALE.....	60
II. C. 2. 3. 1. Oxfordien moyen.....	61
II. C. 2. 3. 2. Oxfordien supérieur.....	61
II. C. 2. 4. NORD DE L'ITALIE.....	61
II. C. 2. 5. ASIE (EXEMPLE D'IRAN).....	63
<b>II. D. LES BRACHIOPODES (NIVEAU FOSSILIFERE).....</b>	<b>63</b>
II. D. 1. REPARTITION.....	63
II. D. 1. 1. Région de Takhemaret.....	63
II. D. 1. 2. Région de Oued Mina (Tiaret).....	63
II. D. 2. PALEOBIOGEOGRAPHIE.....	64
II. D. 2.1. Région de Takhemaret.....	64
II. D. 2. 2. Région de Oued Mina.....	64
<b>III. CONCLUSION ET REMARQUES BIOSTRATIGRAPHIQUES.....</b>	<b>65</b>
<b>PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....</b>	<b>67</b>

**PARTIE III: DONNEES DISPONIBLES:  
FIGURES SEDIMENTAIRES BASALES & TRACES FOSSILES**

<b>I. INTRODUCTION.....</b>	<b>79</b>
<b>II. FIGURES SEDIMENTAIRES BASALES.....</b>	<b>79</b>
<b>II. A. DEFINITIONS ET DESCRIPTION.....</b>	<b>80</b>
II. A. 1. LES GOUTTIERES D'EROSION ( <i>GUTTER-CASTS</i> ).....	80
II. A. 2. LES SILLONS D'EROSION.....	80
II. A. 3. LES MARQUES EN CANNELURE ( <i>GROOVE-MARKS</i> ).....	82
II. A. 4. LES MARQUES EN FLUTE ( <i>FLUTE-CASTS</i> ).....	82
II. A. 5. LES MARQUES EN CROISSANT ( <i>CRESCENT-MARKS</i> ).....	83
II. A. 6. LES MARQUES DE CHOC ( <i>PROD-MARKS</i> ).....	83
II. A. 7. LES MARQUES DE REBOND ( <i>BOUNCE-MARKS</i> ).....	86
<b>II. B. IMPLICATION PALEOENVIRONNEMENTALE.....</b>	<b>86</b>

<b>II. C. DISCUSSION</b> .....	88
<b>III. TRACES FOSSILES</b> .....	89
<b>III. A. GENERALITES</b> .....	89
III. A. 1. DEFINITIONS DE L'ICHOLOGIE .....	89
III. A. 2. CLASSEMENT.....	89
III. A. 2. 1. Traces de repos ( <i>Cubichnia</i> ).....	89
III. A. 2. 2. Traces de locomotion ( <i>Repichnia</i> ).....	90
III. A. 2. 3. Traces de pacage ( <i>Pascichnia</i> ).....	90
III. A. 2. 4. Galeries de nutrition ( <i>Fodinichnia</i> ).....	90
III. A. 2. 5. Traces d'habitation ( <i>Domichnia</i> ).....	90
III. A. 2. 6. Traces de fuite ou de désenfouissement ( <i>Fugichnia</i> ).....	90
<b>III. B. IDENTIFICATION ET IMPLICATION AU PALEOENVIRONNEMENT</b> .....	91
III. B. 1. ? <i>Archaeonassa</i> (Fenton & Fenton, 1937).....	91
III. B. 2. <i>Bergaueria</i> (Prantl, 1946).....	93
III. B. 3. <i>Chondrites</i> (Sternberg, 1833).....	93
III. B. 4. <i>Cochlichnus</i> (Hitchcock, 1858).....	95
III. B. 5. <i>Conichnus</i> (Männil, 1966).....	95
III. B. 6. <i>Crossopodia</i> (M'Coy, 1851).....	96
III. B. 7. <i>Cruziana</i> (d'Orbigny, 1842).....	96
? <i>Cruziana problematica</i> (Schindewole, 1928).....	96
III. B. 8. <i>Didymaulichnus</i> (Young, 1972).....	98
III. B. 9. <i>Diplichnites</i> (Dawson, 1873).....	98
III. B. 10. <i>Diplocraterion</i> (Torell, 1870).....	99
III. B. 11. <i>Gordia</i> (Emmons, 1844).....	99
III. B. 12. <i>Helminthoidichnites</i> (Fitch, 1850).....	100
III. B. 13. <i>Lockeia</i> (James, 1879).....	100
III. B. 14. <i>Margaritichnus</i> (Bandel, 1973).....	101
III. B. 15. <i>Megagraption</i> (Ksiazkiewicz, 1958).....	101
III. B. 16. <i>Nereites</i> (Mcleay, 1839).....	101
III. B. 17. <i>Palaeophycus</i> (Hall, 1847).....	103
III. B. 18. <i>Phycodes</i> (Richter, 1850).....	103
III. B. 19. <i>Phycosiphon</i> (Fisher-Ooster, 1858).....	105
III. B. 20. <i>Planolites</i> (Nicholson, 1873).....	106
III. B. 21. <i>Protopaleodictyon</i> (Ksiazkiewicz, 1958).....	106
III. B. 22. <i>Protovirgularia</i> M'Coy (1850).....	107
<i>Protovirgularia dichotoma</i> (M'Coy, 1850).....	107
III. B. 23. <i>Rhizocorallium</i> (Zenker, 1836).....	107
III. B. 24. <i>Rusophycus</i> (Hall, 1852).....	109
III. B. 25. <i>Sagittichnus</i> (Seilacher, 1953).....	109
III. B. 26. <i>Scolicia</i> (de Quatrefages, 1849).....	110
III. B. 27. <i>Spongiomorpha</i> (Saporta, 1887).....	110
III. B. 28. <i>Taenidium</i> (Herr, 1877).....	111
<i>Taenidium barretti</i> (Bradshaw, 1981).....	111
III. B. 29. <i>Thalassinoides</i> (Ehrenberg, 1944).....	113
<b>II. C. DISCUSSION</b> .....	115

#### **PARTIE IV: ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES**

<b>I. FACIES ET ENVIRONNEMENT</b> .....	117
<b>I. A. INTRODUCTION</b> .....	117

<b>I. B. NOTIONS MODERNES SUR LES MILIEUX DE PLATE-FORME</b> .....	117
I. B. 1. PLATES-FORMES DOMINEES PAR LES TEMPETES ET/OU LES MAREES.....	117
I. B. 1. 1. Foreshore.....	117
I. B. 1. 2. Shoreface.....	119
I. B. 1. 3. Offshore transition.....	119
I. B. 1. 4. Offshore.....	120
I. B. 2. SEDIMENTATION TURBIDITIQUE EN PLATE-FORME.....	120
<b>I. C. FACIES ET INTERPRETATION</b> .....	122
I. C. 1. INTRODUCTION.....	122
I. C. 2. NOTION DU FACIES ET BREF HISTORIQUE.....	122
I. C. 3. DESCRIPTION ET INTERPRETATION DES FACIES.....	122
Faciès F1: Argile à stratifications lenticulaires ( <i>lenticular bedding</i> ).....	125
Faciès F2: Couplets argile/grès.....	125
Faciès F3: Conglomérat.....	127
Faciès F4: Grès granoclassé.....	129
Faciès F5: Grès massif.....	129
Faciès F6: Grès à laminations horizontales.....	131
Faciès F7: Grès à <i>HCS</i> .....	133
Faciès F8: Grès à laminations de rides de vagues.....	137
Faciès F9: Grès à laminations obliques en rides grimpantes.....	137
Faciès F10: Grès à laminations obliques unidirectionnelles.....	140
Faciès F11: Grès à lamines déformées.....	143
Faciès F12: Siltite à slumps.....	145
Faciès F13: Siltite à sphéroïdes.....	145
Faciès F14: Calcaire à ooïdes.....	148
Faciès F15: Calcaire pseudo-noduleux à ammonites.....	148
Faciès F16: Calcaire micritique.....	151
Faciès F17: Calcaire biodétritique.....	151
Faciès F18: Dolomie.....	153
Faciès F19: Argile.....	153
<b>I. E. CONCLUSION ET DISCUSSION</b> .....	155
<b>I. E. 1. PLATE-FORME DETRITIQUE</b> .....	156
<b>I. E. 1. 1. Association « A »:</b> <i>Foreshore à dominance tidale</i> .....	156
<b>I. E. 1. 2. Association « B »:</b> <i>Shoreface-Offshore transition à dominance mixte</i> .....	156
<b>I. E. 1. 3. Association « C »:</b> <i>Offshore transition-Offshore à dominance de tempêtes</i> .....	159
<b>I. E. 2. PLATE-FORME CARBONATEE</b> .....	160
<b>I. E. 2. 1. Association « D »:</b> <i>Rampe carbonatée proximale</i> .....	160
<b>I. E. 2. 2. Association « E »:</b> <i>Haut-fond pélagique</i> .....	160
<b>I. E. 2. 3. Association « F »:</b> <i>Plate-forme carbonatée protégée</i> .....	162
<b>I. E. 2. 4. Association « G »:</b> <i>Bancs peu profonds à dominance des tempêtes</i> .....	162
<b>I. E. 2. 5. Association « H »:</b> <i>Lagon intertidal à supratidal</i> .....	162
<b>II. INTERPRETATION SEQUENTIELLE</b> .....	165
<b>II. A. INTRODUCTION</b> .....	165
<b>II. B. NOTION DE STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE</b> .....	165
<b>II. C. NOTION DE SEQUENCE</b> .....	165
<b>II. D. NOTION DE CORTEGES SEDIMENTAIRES</b> .....	166
<b>II. E. IDENTIFICATION DES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES</b> .....	166
II. E. 1. SURFACES DE RAVINEMENT.....	167
II. E. 2. SURFACES BIOTURBEES.....	167

II. E. 3. SURFACES A RIDES.....	167
II. E. 4. SURFACES FERRUGINEUSES.....	167
II. E. 5. SURFACES A FISSURES KARSTIQUES .....	168
II. E. 6. CONCENTRATIONS FAUNIQUES.....	168
II. E. 6. 1. Niveaux à concentration d'ammonites.....	168
II. E. 6. 2. Niveaux à concentration de faunes variées.....	168
II. E. 6. 3. Plaquages de faunes.....	169
II. E. 7. DISCONTINUITES LITHOLOGIQUES.....	169
II. E. 8. JOINTS ET LES DIASTHEMES.....	169
II. E. 9. DISCONTINUITÉ CARTOGRAPHIQUE.....	170
II. E. 10. SURFACES D'ÉROSION.....	170
II. E. 11. NIVEAUX A SEPTARIAS.....	170
<b>II. F. ORGANISATION SEQUENTIELLE ET DYNAMIQUE</b>	
<b>SEDIMENTAIRE (EXEMPLE-TYPE: TAKHEMARET).....</b>	<b>170</b>
II. F. 1. SEQUENCES ELEMENTAIRES.....	171
II. F. 2. SES SEQUENCES DE COURT TERME ( <i>SMALL-SCALE SEQUENCES</i> ).....	171
II. F. 3. SEQUENCES DE MOYEN TERME.....	173
<b>II. G. SEQUENCE DE LONG TERME (MEGASEQUENCE) ET DYNAMIQUE.....</b>	<b>174</b>
II. G. 1. ENVASEMENT ARGILEUX ET COMPLEMENT.....	175
II. G. 2. INSTALLATION DE LA PLATE-FORME CARBONATEE.....	175
II. G. 3. ENNOIEMENT DE LA PLATE-FORME CARBONATEE.....	178
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>180</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>183</b>