



HAL
open science

Étude géologique des occurrences phosphatées du Haut-Atlas Marocain : Compréhension des contrôles géologiques sur l'accumulation du phosphate

Radouan El Bamiki

► **To cite this version:**

Radouan El Bamiki. Étude géologique des occurrences phosphatées du Haut-Atlas Marocain : Compréhension des contrôles géologiques sur l'accumulation du phosphate. Autre. Université Montpellier; Université Cadi Ayyad (Marrakech, Maroc), 2020. Français. NNT : 2020MONTG075 . tel-03341306

HAL Id: tel-03341306

<https://theses.hal.science/tel-03341306>

Submitted on 10 Sep 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Géosciences

École doctorale GAIA

Unité de recherche Géosciences Montpellier

En partenariat international avec l'Université Cadi Ayyad, MAROC

Étude géologique des occurrences phosphatées du Haut-Atlas marocain : Compréhension des contrôles géologiques sur l'accumulation du phosphate

Présentée par Radouan EL BAMIKI

Le 23 Décembre 2020

Sous la direction de Michel SÉRANNE
et El Hassane CHELLAÏ

Devant le jury composé de

Jean-Louis BODINIER, Directeur de Recherche, Université de Montpellier, France

François FOURNIER, Maître de Conférences, HDR, Université Aix-Marseille, France

Hans-Georg HERBIG, Professeur, Université de Cologne, Allemagne

Mustapha MOUFLIH, Professeur, Université Hassan II Casablanca, Maroc

Abdellah AIT ADDI, Professeur, Université Cadi Ayyad Marrakech, Maroc

Michel SÉRANNE, Chargé de Recherche, Université de Montpellier, France

El Hassane CHELLAÏ, Professeur, Université Cadi Ayyad Marrakech, Maroc

Essaid JOURANI, Direction de la Géologie, OCP S.A., Maroc

Président du jury

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Directeur de thèse

Co-directeur de thèse

Invité



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER

Remerciements

Après ce travail de longue haleine, il est temps de remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à la bonne marche de cette grande expérience qu'est la thèse.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma reconnaissance et ma gratitude à mes directeurs de thèse El Hassane Chellaï et Michel Séranne pour m'avoir proposé ce sujet de recherche original. Je vous remercie de m'avoir accordé votre confiance et de m'avoir soutenu et aiguillé tout au long de ce chemin.

Je tiens à rendre hommage ici à la mémoire de Gilles Merzeraud qui nous a brusquement quitté quelques semaines avant ma soutenance de thèse. Je l'avais remercié dans la première version de ce manuscrit pour son co-encadrement, pour le temps qu'il m'avait consacré sur le terrain et aussi de m'avoir orienté tout au long du travail d'interprétation et des discussions sédimentologiques et de stratigraphie séquentielle... et voilà je réécris ces lignes avec une profonde tristesse pour lui rendre hommage. J'ai beaucoup appris à ses côtés, nos discussions étaient d'une grande importance pour la rédaction et la publication de mon premier article de recherche qui sera le dernier pour Gilles. Que son âme repose en paix.

Je tiens à remercier chaleureusement Mohamed Marzoqi pour le temps qu'il m'a consacré sur le terrain et pour la qualité des échanges et des discussions qui ont permis sans doute d'améliorer ce travail.

Mes sincères remerciements s'adressent également à Jean-Louis Bodinier et Fleurice Parat qui ont contribué à la partie géochimique de ce travail. Merci d'avoir partagé votre savoir-faire géochimique, j'ai beaucoup appris. Je remercie Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu d'avoir réalisé les déterminations des nannofossiles calcaires dans les sédiments phosphatés étudiés. Je tiens à remercier Céline Martin qui m'a fait part de son expertise dans les protocoles de préparation et l'analyse des échantillons par ICP-MS.

Que serait un travail de sédimentologie sans lames minces, un grand merci à Cristophe Nevado, Doriane Delmas et Omar Echourfi pour leur promptitude à confectionner des lames.

Je tiens à remercier les membres du comité de suivi des travaux de ma thèse au niveau de l'université de Montpellier, Jacques Malavieille, François Fournier, Michel Lopez et Bénédicte Cenki-Tok qui ont suivi de près l'évolution de ce travail et qui m'ont fait part de leurs remarques, recommandations et orientations qui m'ont été d'une importance capitale.

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements aux membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail, François Fournier, Hans-Georg Herbig, Mustapha Mouflih, Jean-Louis Bodinier, Abdellah Ait Addi et Essaid Jourani, je vous remercie.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans le support financier par l'Initiative R&D - Appel à Projets autour des Phosphates APPHOS (parrainée par l'OCP, la Fondation OCP, R&D OCP, l'Université Mohammed VI Polytechnique, le Centre National de la Recherche Scientifique et Technique CNRST, et le Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche Scientifique et de la Formation des Cadres) dans le cadre du projet ID : GEO-CHE-01/2017.

Je suis également très reconnaissant au programme de coopération Franco-Marocaine PHC TOUBKAL géré par CAMPUS FRANCE (numéro de subvention : 36816NA) pour le soutien financier qui a garanti la mobilité scientifique entre l'université de Cadi Ayyad et l'université de Montpellier.

Je remercie l'Ambassade de France au Maroc qui m'a octroyé un mois de mobilité en France via le projet APUR 2019. Je suis également très reconnaissant au projet l'IRSES MEDYNA-WP4 d'avoir soutenu la phase d'initiation de ce projet de recherche.

Je suis également reconnaissant à la Faculté des Sciences Semlalia et au Laboratoire de Géosciences Montpellier pour l'accueil et le soutien logistique qu'ils m'ont accordé.

Je tiens pour finir à remercier ma famille, que je n'ai pas beaucoup vu au cours de ces années de thèse. Merci pour votre compréhension et pour votre soutien.

Résumé

Cette thèse propose une nouvelle compréhension des contrôles géologiques sur l'accumulation et la préservation des phosphates sédimentaires à travers l'étude sédimentologique, séquentielle et géochimique de la série phosphatée Crétacé supérieur-Paléogène du Haut-Atlas. L'analyse pétro-sédimentaire de la série phosphatée du Haut-Atlas a permis de distinguer cinq différents types de phosphate liés génétiquement. Le *phosphate primaire* « *pristine* » correspond à des marnes phosphatées formées au niveau de la plate-forme externe sous la limite d'action des tempêtes (zone de phosphatogenèse primaire) où les grains phosphatés se sont formés par authigenèse de la francolite. Ce lithofaciès peut être différencié grâce à l'interaction entre les processus hydrodynamiques autocycliques et le forçage allocyclique. En conséquence, le *phosphate granulaire* se forme par vannage du lithofaciès primaire sous l'effet des courants de tempête et de fond. Le *phosphate turbiditique* résulte du transport et du dépôt des autres types de phosphates vers le bassin par des flux gravitaires conduisant à des sédiments phosphatés granoclassés. Cependant, *les lags phosphatés* se forment par le remaniement et le transport du faciès primaire et du phosphate granulaire associé au niveau la plate-forme interne sous l'effet des vagues. En fin, le *phosphate en remplissage de karsts* se forme à partir de phosphate précédemment formé, qui est transporté par les premiers courants transgressifs et piégé dans les poches karstiques sous forme de phosphate micro-conglomératique. L'évolution génétique des différents faciès phosphatés traduit un processus d'enrichissement naturel du phosphate primaire. Ce processus d'enrichissement naturel consiste en une élimination de la fraction détritique argileuse fine du sédiment par vannage *in-situ* du phosphate primaire, résultant en une concentration résiduelle de péloïdes phosphatés primaires, qui forment ainsi des phosphates granulaires. Cet enrichissement est traduit par une tendance du P_2O_5 à augmenter en parallèle avec la baisse des concentrations des éléments de la phase détritique. Les phosphates du Haut-Atlas présentent une signature géochimique typique de l'eau de mer actuelle avec une anomalie négative en cérium indiquant le caractère oxydant de l'eau de mer où la phosphatogenèse a eu lieu. L'analyse séquentielle de la série a permis de mettre en évidence le contrôle des variations du niveau marin relatif sur l'accumulation et la répartition des différents types de phosphates. La distribution spatiale des différents types de phosphate et la position de la fenêtre phosphogénique est gouvernée par les facteurs allocycliques d'origine tectono-eustatique. Le déplacement de la fenêtre phosphogénique s'est effectué de façon continue au cours du temps. Cette zone phosphogénique, en mouvement, reste active tant que les conditions favorables à la phosphatogenèse, notamment les upwellings et la disponibilité du phosphore, sont maintenues.

Mots clés : Accumulation de phosphate, Vannage, Remaniement, Haut-Atlas, Crétacé supérieur-Paléogène, Maroc

Abstract

This thesis brings a new understanding of the geological controls on the accumulation and preservation of sedimentary phosphates through the sedimentological, sequential, and geochemical study of the Upper Cretaceous-Paleogene series of the High Atlas. The petro-sedimentary analysis of the High Atlas phosphate series revealed the presence of five different types of genetically-related phosphates. The primary "pristine" phosphate corresponds to phosphatic marls formed within the outer platform zone, below the storm wave base (primary phosphogenesis zone), where phosphatic grains resulted from the francolite authigenesis. This lithofacies can undergo a sedimentary differentiation as a result of the interaction of autocyclic hydrodynamic processes and an allocyclic forcing (relative sea level changes). Consequently, granular phosphate is formed by winnowing of the primary lithofacies by storm and bottom currents. Granular phosphate, composed of densely-packed peloids, shows relatively high P_2O_5 concentrations. Turbiditic phosphate resulted from the basinward transport and re-deposition of other types of phosphate by gravity flows leading to normally-graded phosphate sediments. Phosphatic lags are formed by the wave-reworking and transport of the primary facies and associated granular phosphates at the inner platform. Ultimately, karst-filling phosphate is accumulated from previously formed phosphate that is transported by the early-transgressive currents and trapped within the karst pockets as microconglomeratic phosphate. The genetic evolution of the different phosphate facies reflects a natural enrichment process of the primary phosphate. This natural enrichment process consists of the removal of the fine detrital fraction of the sediment mainly by in-situ winnowing of the primary phosphate. This enrichment is mirrored by increasing P_2O_5 concentrations and a significant decrease in the concentrations of detrital phase-associated chemical elements. This process of natural enrichment of phosphate also allows the elimination or reduction of the uranium and cadmium contents in the sediment. The phosphates of the High Atlas exhibit a geochemical signature typical of present-day sea water with a negative cerium anomaly that indicates the oxidizing character of the sea water where phosphogenesis took place. Sequence stratigraphic analysis of the phosphate series of the High Atlas revealed the links between phosphate accumulation and variations in relative sea level. The spatial distribution of the different phosphate types is controlled by tectono-eustatic allocyclic factors as the position of the phosphogenic window is controlled by variations in relative sea level. The lateral shifting of the phosphogenic window has been continuous over time. This shifting phosphogenic zone remains active as long as suitable conditions for phosphogenesis, including upwellings and phosphorus availability, are maintained.

Keywords: *Phosphate accumulation, Sedimentary differentiation, High Atlas, Upper Cretaceous-Paleogene, Morocco*

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE 10

CHAPITRE 1 : LA GEOLOGIE DES PHOSPHATES SEDIMENTAIRES : DE LA PHOSPHATOGENESE

AUX PHOSPHORITES 15

1. INTRODUCTION 16

2. UTILISATIONS ET IMPORTANCE ECONOMIQUE DU PHOSPHATE 17

3. CYCLE DU PHOSPHORE 21

4. CARACTERISTIQUES DES PHOSPHATES SEDIMENTAIRES 22

4.1. REPARTITION SPATIO-TEMPORELLE DES PHOSPHATES SEDIMENTAIRES 22

4.2. COMPOSITION PETROGRAPHIQUE, MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DES PHOSPHATES SEDIMENTAIRES 25

4.3. LES LITHOFACIES PHOSPHATES 27

5. LA GENESE DES PHOSPHATES SEDIMENTAIRES 29

5.1. LES ENVIRONNEMENTS PHOSPHOGENIQUES 30

5.2. APPORT DU PHOSPHORE DANS LE SYSTEME MARIN 31

5.3. FIXATION DU PHOSPHORE ET ASSOCIATION AVEC LA MATIERE ORGANIQUE 31

5.4. LIBERATION DU PHOSPHORE ET PHOSPHATOGENESE 32

5.5. DU SEDIMENT PHOSPHATE AUX PHOSPHORITES 34

5.6. ALTERATION METEORIQUE DES PHOSPHATES 35

CHAPITRE 2 : LES PHOSPHATES MAROCAINS : HISTOIRE D'UNE IMPORTANTE ACCUMULATION

DU PHOSPHATE A L'ECHELLE MONDIALE 37

1. INTRODUCTION 38

2. REPARTITION SPATIO-TEMPORELLE DES PHOSPHATES MAROCAINS	38
2.1. DOMAINE MESETIEN.....	39
2.2. DOMAINE ATLASIQUE	39
2.3. DOMAINE SAHARIEN.....	40
3. GEOLOGIE DES PHOSPHATES MAROCAINS	42
3.1. DOMAINE DE LA MESETA	43
3.2. DOMAINE ATLASIQUE	44
3.3. DOMAINE SAHARIEN.....	46
4. CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE PHOSPHATEE MAROCAINE.....	46
4.1. BASSINS DE LA MESETA	46
4.2. BASSINS DU HAUT-ATLAS	49
5. GENESE DES PHOSPHATES MAROCAINS	53
6. PALEOGEOGRAPHIE DES PHOSPHATES AU MAROC.....	56

CHAPITRE 3 : ANALYSE DES FACIES ET DES ASSOCIATIONS DE FACIES DE LA SERIE PHOSPHATEE

<u>DU HAUT-ATLAS</u>	<u>58</u>
1. INTRODUCTION	59
2. CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	60
3. DONNEES ET METHODOLOGIE	61
4. ANALYSE DES FACIES ET DES ASSOCIATIONS DE FACIES	62
4.1. FA1. PLAINE ALLUVIALE.....	64
4.2. FA2. PLATE-FORME INTERNE RESTREINTE	69
4.3. FA3. PLATE-FORME INTERNE (SHOREFACE).....	74
4.4. FA4. PLATE-FORME EXTERNE (SHOREFACE INFERIEUR).....	78
4.5. FA5. PLATE-FORME EXTERNE (TRANSITION OFFSHORE)	83
4.6. FA6. BASSIN (OFFSHORE)	86

5. **MODELE DE DEPOT..... 88**

CHAPITRE 4 : LES ACCUMULATIONS DE PHOSPHATE DU HAUT-ATLAS MAROCAIN :

CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE..... 90

1. **INTRODUCTION 91**

2. **METHODOLOGIE..... 92**

3. **PETROGRAPHIE DES PHOSPHATES DU HAUT-ATLAS..... 93**

3.1. PRINCIPAUX CONSTITUANTS PETROGRAPHIQUES DES SEDIMENTS PHOSPHATES DU HAUT-ATLAS..... 93

3.2. ÉVOLUTION POST-DEPOT DES SEDIMENTS PHOSPHATEES DU HAUT-ATLAS 99

4. **LES DIFFERENTS TYPES DE PHOSPHATE DU HAUT-ATLAS..... 101**

4.1. PHOSPHATE PRIMAIRE (*PRISTINE*) 103

4.2. PHOSPHATE VANNE (GRANULAIRE) 104

4.3. LAGS PHOSPHATES 106

4.4. PHOSPHATE EN REMPLISSAGE DE KARSTS 107

4.5. PHOSPHATE TURBIDITIQUE 108

5. **DISCUSSION..... 110**

6. **CONCLUSIONS..... 113**

CHAPITRE 5 : STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DES DEPOTS PHOSPHATES DU HAUT-ATLAS :

CONTROLE SUR L'ACCUMULATION DU PHOSPHATE..... 114

1. **INTRODUCTION 115**

2. **METHODOLOGIE..... 116**

2.1. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DANS LES SYSTEMES CARBONATES..... 116

2.2. DETERMINATIONS BIOSTRATIGRAPHIQUES 117

3. **STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DE LA SERIE PHOSPHATEE DU HAUT-ATLAS 118**

3.1. LES MARQUEURS STRATIGRAPHIQUES MAJEURES 118

3.2.	AGE DE LA SERIE : NOUVELLES DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES DE LA SERIE PHOSPHATEE DU HAUT-ATLAS..	121
3.3.	DECOUPAGE ET ORGANISATION DES SEQUENCES DE DEPOT DE LA SERIE PHOSPHATEE DU HAUT-ATLAS	127
3.4.	CORRELATION STRATIGRAPHIQUE A L'ECHELLE REGIONALE	149
3.5.	CONSEQUENCES SUR LES ACCUMULATIONS DE PHOSPHATE	154
4.	DISCUSSION.....	157
5.	CONCLUSIONS.....	162

CHAPITRE 6 : SIGNATURE GEOCHIMIQUE DES PHOSPHATES DU HAUT-ATLAS : LE CONTROLE

DES PROCESSUS POST-DEPOT SUR L'ENRICHISSEMENT NATUREL DU PHOSPHATE 163

1.	INTRODUCTION	164
2.	DONNEES ET METHODOLOGIE	165
3.	RESULTATS	167
3.1.	ÉLÉMENTS MAJEURS	167
3.2.	ÉLÉMENTS TRACES	171
4.	DISCUSSION.....	176
4.1.	ENRICHISSEMENT NATUREL DES SEDIMENTS PHOSPHATES EN P ₂ O ₅	176
4.2.	CONDITIONS DE PHOSPHATOGENESE (REDOX) ET EVOLUTION POST-DEPOT	178
4.3.	ÉVOLUTION DES CONDITIONS D'OXYDO-REDUCTION	181
4.4.	ÉVOLUTION DU PHOSPHATE EN REMPLISSAGE DE KARSTS	183
5.	CONCLUSIONS.....	185

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES..... 186

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 190

Introduction générale

Les phosphates sédimentaires sont des roches d'origine marine riches en éléments biogènes (Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Trappe, 1998; Filippelli, 2011; Pufahl & Groat, 2017). Ces roches constituent la source ultime du phosphore (P) qui est l'élément central dans l'industrie des engrais indispensables à l'agriculture moderne pour nourrir la population mondiale qui ne cesse pas de croître (Cissé & Mrabet, 2004; Cooper *et al.*, 2011; Scholz *et al.*, 2013; Desmidt *et al.*, 2015). La sécurité alimentaire mondiale dépend étroitement de la disponibilité du phosphate qui est une ressource naturelle non-renouvelable (Glenn *et al.*, 1994). Les prédictions futures prévoient un déficit de la production du phosphate en raison de la grande demande qu'engendrera la croissance démographique (Cooper *et al.*, 2011). Ces enjeux socio-économiques, liés aux phosphates, commencent à faire le sujet de débats et l'exploration de nouvelles ressources serait l'une des mesures à adopter en plus du recyclage des déchets riches en phosphore (Cooper *et al.*, 2011; Neset and Cordell, 2012; Scholz *et al.*, 2013; Desmidt *et al.*, 2015).

Les phosphates sédimentaires ont depuis longtemps suscité l'intérêt des chercheurs pour leur importance économique et académique. La compréhension de la genèse de ces ressources qui constituent le réservoir majeur dans le cycle global du phosphore (Föllmi, 1996; Ruttenberg, 2003) a évolué au cours du temps (Trappe, 1998). Des avancées majeures dans la géochimie des phosphates ont conduit à un consensus général sur la phosphatogenèse (précipitation authigénique des minéraux à phosphore, notamment la francolite qui est un carbonate-fluorapatite ; Jarvis *et al.*, 1994) impliquant des processus biogéochimiques (Glenn *et al.*, 1994; Jarvis *et al.*, 1994; Krajewski *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Diaz *et al.*, 2008). En conséquence, il a été montré que la phosphatogenèse peut se produire dans un éventail d'environnements sédimentaires (Filippelli, 2011). La diversité des environnements sédimentaires où la phosphatogenèse a été documentée indique la diversité des contrôles géochimiques, hydrodynamiques et paléo-environnementaux. Ainsi, la phosphatogenèse n'est pas un processus unique et ne peut pas conduire à des sédiments riches en phosphate sans l'intervention de processus de post-phosphatogenèse qui facilitent l'accumulation, la concentration et l'enrichissement du minerai (Baturin, 1982). Les phosphates sédimentaires

sont classiquement subdivisés en phosphate primaire « *pristine* » formé par authigenèse des minéraux phosphatés et en phosphate remanié granulaire de valeur économique issu du remaniement hydrodynamique du phosphate primaire (Baturin, 1982; Föllmi *et al.*, 1991; Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Pufahl & Groat, 2017). Le phosphate primaire désigne des sédiments fins à disséminations de péloïdes phosphatés conservés dans leur état initial. Le phosphate remanié est considéré comme un faciès phosphaté riche, typiquement granulaire, composé de d'une accumulation dense de particules phosphatées.

L'intervalle stratigraphique Crétacé supérieur-Paléogène a connu les plus grandes accumulations de phosphate sédimentaire dans l'histoire de la Terre (Notholt, 1985; Pufahl & Groat, 2017). Ces accumulations formant la province phosphogénique téthysienne (Notholt, 1985) sont aujourd'hui exploités par exemple, en Algérie (Kechiched *et al.*, 2018), en Tunisie (Ounis *et al.*, 2008), et en Égypte (Baioumy *et al.*, 2007). Les dépôts de phosphate contemporains de la même période au Maroc correspondent à la plus grande réserve de phosphate sédimentaire au monde (Jasinski, 2020). Ces gisements sont actuellement exploités dans la partie centrale du Maroc (domaine de la Meseta) et au niveau du Sahara marocain (bassin d'Oued Eddahab), mais d'autres occurrences existent le long des bordures du système atlasique. Les accumulations du phosphate au Maroc, notamment les gisements de la Meseta, ont fait l'objet de nombreuses études depuis les premières découvertes de phosphate au Maroc par Brives (1905). Les travaux ont porté sur la pétrographie, la granulométrie du phosphate (Salvan, 1954; Mouflih, 2015), les aspects lithostratigraphiques et séquentiels (Boujo, 1976; Herbig, 1986; Trappe, 1991; Herbig & Trappe, 1994; Chellaï *et al.*, 1995; Marzoqi *et al.*, 1996; Marzoqi, 2001) et la géochimie (Belfkira, 1980; Prévôt, 1988). Aussi, des études à l'échelle des bassins ont été menées à des fins minières (Boujo, 1976; Belfkira, 1980; Salvan, 1986; Gharbi, 1998). La série phosphatée du Maroc a attiré les paléontologues pour son extraordinaire diversité faunistique de vertébrés bien préservés (*e.g.*, Arambourg, 1952; Cappetta, 1986; Cappetta *et al.*, 2014; Bardet *et al.*, 2017).

Malgré ce nombre significatif d'études, les mécanismes d'accumulation et de préservation des phosphates sont restés très peu étudiés, ce qui laisse la question ouverte sur les contrôles géologiques sur l'accumulation du phosphate qui ont procuré au Maroc les plus grands gisements de phosphates sédimentaires au monde. Aucun enregistrement de phosphate primaire « *pristine* » n'a été décrit dans les phosphates marocains, ce qui laisse incomplète la succession d'événements entre la phosphatogenèse primaire et l'accumulation finale du phosphate.

L'objectif principal de cette thèse est alors de mettre en évidence les facteurs géologiques responsables de l'accumulation des sédiments riches en phosphates, en traçant l'histoire post-phosphatogenèse des particules phosphatées primaires. Cette étude inédite dans la série phosphatée du Haut-Atlas vise la compréhension des liens génétiques entre les différents faciès phosphatés et l'identification de l'effet des variations du niveau marin relatif sur l'accumulation et la répartition spatiale et verticale des phosphates. Elle vise également la compréhension de l'interaction entre les conditions sédimentologiques des environnements de dépôt et la signature géochimique des faciès phosphatés ainsi que son rôle dans l'enrichissement ou l'appauvrissement naturels du phosphate.

La série sédimentaire du Crétacé Supérieur-Paléogène du Haut-Atlas a été ciblée dans cette étude en raison des conditions d'affleurement excellentes que présentent ses séquences redressées, permettant ainsi une meilleure visibilité des figures et structures sédimentaires et offrant la possibilité de faire des corrélations physiques et suivre visuellement la série sur de vastes étendues. La stratégie de recherche adoptée dans le cadre de cette thèse, repose sur le couplage des données pluridisciplinaires et multi-échelles tel qu'une approche géochimique couplée à la sédimentologie et à la stratigraphie séquentielle. Dans ce schéma, la caractérisation sédimentologique des séries investiguées vient en amont de l'étude, menée sur différentes échelles, de l'affleurement jusqu'à la lame mince, et permet de reconstituer les environnements de dépôts et les processus impliqués dans la sédimentation, ainsi que de caractériser les différents modes d'accumulations des phosphates. L'application des

concepts de stratigraphie séquentielle permet non seulement de tracer l'évolution des séries étudiées en fonction des variations du niveau marin relatif, mais aussi d'identifier les endroits favorables à l'accumulation des phosphates au sein des différents cortèges de dépôt. La géochimie vient ensuite pour résoudre les problématiques liées à aux conditions physico-chimiques de la phosphatogenèse ainsi qu'à la répartition des éléments chimiques en fonction des modes d'accumulation du phosphate et la réponse géochimique aux variations des processus d'accumulation sédimentaire.

Chapitre 1 :

La géologie des phosphates sédimentaires :

De la phosphatogenèse aux phosphorites

1. Introduction

Le phosphore est un élément chimique indispensable pour toutes les formes de la vie (Föllmi, 1996; Filippelli, 2011; Corbridge, 2016). Il rentre dans la composition des acides nucléiques (ADN, ARN) et d'un certain nombre d'enzymes (Corbridge, 2016). Son rôle est essentiel dans le stockage et le transfert d'énergie dans les cellules (Föllmi, 1996; Filippelli, 2011; Corbridge, 2016). Le phosphore est l'élément central de l'industrie des engrais agricoles (Glenn *et al.*, 1994). Il est vital pour la croissance des plantes et donc la production alimentaire nécessaire pour nourrir la population mondiale en croissance continue (Cooper *et al.*, 2011). La majeure partie du phosphore provient des gisements de phosphate sédimentaire considérés comme une ressource critique et non renouvelable (Neset & Cordell, 2012). Les phosphates sédimentaires correspondent à des sédiments marins souvent très riches en éléments biogéniques (os, dents de poissons, débris de vertèbres, et coprolithes) (Glenn *et al.*, 1994; Trappe, 1998; Pufahl & Groat, 2017). Les phosphates de valeur économique, nommés phosphorites, contiennent une valeur supérieure à 18 wt % de P₂O₅ (Slansky, 1986).

Les phosphates sédimentaires se forment sur les marges continentales et dans les mers épicontinentales où la profondeur permet un remaniement permanent, périodique ou occasionnel de l'interface eau-sédiment (Baturin, 1982; Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Pufahl & Groat, 2017). La compréhension des systèmes phosphogéniques a évolué au cours du temps. Plusieurs hypothèses ont été proposées concernant les mécanismes de la phosphatogenèse qui est définie comme la précipitation authigénique des particules phosphatées (Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Pufahl & Groat, 2017). Les premières hypothèses étaient en faveur d'une précipitation inorganique directe de l'apatite dans des contextes à upwellings (Kazakov, 1937). Le modèle d'«upwelling» a été adopté par la communauté scientifique mais le mécanisme de précipitation directe à partir de l'eau de mer a été critiqué et d'autres mécanismes ont été proposés pour l'apatitogenèse notamment la formation biogénique de l'apatite (Sheldon, 1963). L'étude des systèmes phosphogéniques

actuels (*e.g.*, Pérou, Namibie) a joué un rôle important dans la compréhension des systèmes phosphogéniques anciens (Baturin, 1982). Le rôle des processus post-dépôt dans l'accumulation du phosphate est primordial, vu que les plus grands gisements de phosphate au monde sont issus du remaniement mécanique du phosphate primaire (Glenn *et al.*, 1994; Trappe, 1998; Pufahl & Groat, 2017).

L'objectif de ce chapitre est de mettre en exergue l'importance du phosphate, synthétiser les caractéristiques géologiques des phosphates sédimentaires et présenter l'évolution des systèmes phosphogéniques, de la phosphatogenèse jusqu'à l'accumulation économique du phosphate.

2. Utilisations et importance économique du phosphate

La majeure partie de la production mondiale du phosphate (95%) est destinée à l'utilisation agricole (Cissé & Mrabet, 2004). La roche phosphatée est transformée en acide phosphorique (H_3PO_4) dont 90% est destiné à la fabrication des engrais (Cissé & Mrabet, 2004). En plus de son utilisation classique dans l'industrie des engrais, le phosphore est utilisé dans plusieurs domaines industriels (Fig. 1.1). Les utilisations non agricoles du phosphate représentent environ 5% de l'industrie du phosphate (Desmidt *et al.*, 2015). Le phosphate est une composante importante dans l'industrie des détergents car l'ajout du phosphate aux détergents améliore leur efficacité (Kogawa *et al.*, 2017). Les composés phosphatés sont présents dans les boissons gazeuses en bouteille pour empêcher la croissance bactérienne et pour tamponner le pH (Desmidt *et al.*, 2015). Le phosphate est aussi utilisé dans les dentifrices et les crèmes dentaires, le traitement des eaux, l'industrie pharmaceutique, les explosifs, les aliments pour animaux et dans les compléments alimentaires, etc... (Fig. 1.1).

Le phosphate est une ressource stratégique de valeur économique importante. L'exploitation du phosphate au Maroc par exemple constitue l'un des piliers de l'économie avec une contribution moyenne d'environ 5.6 % au P.I.B (Produit Intérieur Brut) entre 2007 et 2016 (Geissler *et al.*, 2018). Les réserves mondiales en phosphate sont estimées à 70 milliards de tonnes métriques selon les données de l'*USGS (United States Geological Survey)* (Jasinski,

2020). Le Maroc détient à lui seul environ 72 % des réserves (Fig. 1.2). La production du phosphate au Maroc provient de trois bassins phosphatés qui sont par ordre d'importance : Ouled Abdoun, Gantour et Bou Craâ, respectivement.

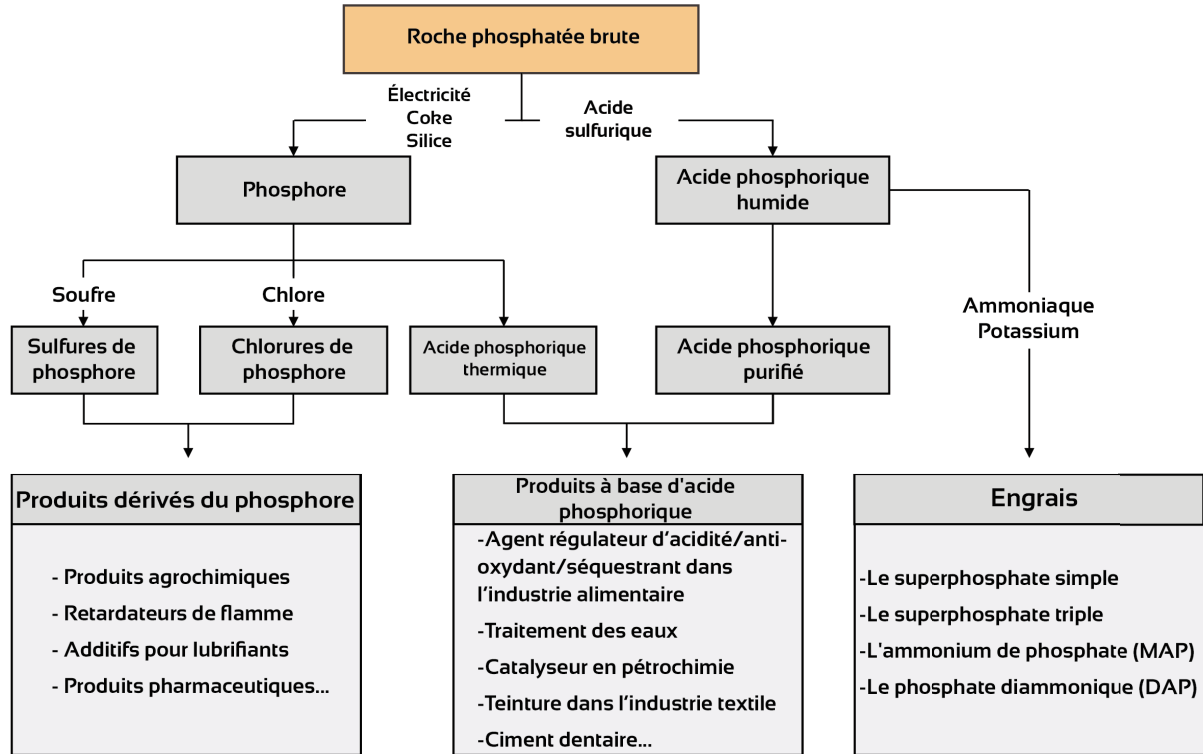


Fig. 1.1. Utilisations des phosphates dans l'industrie (Kouzbour et al., 2019)

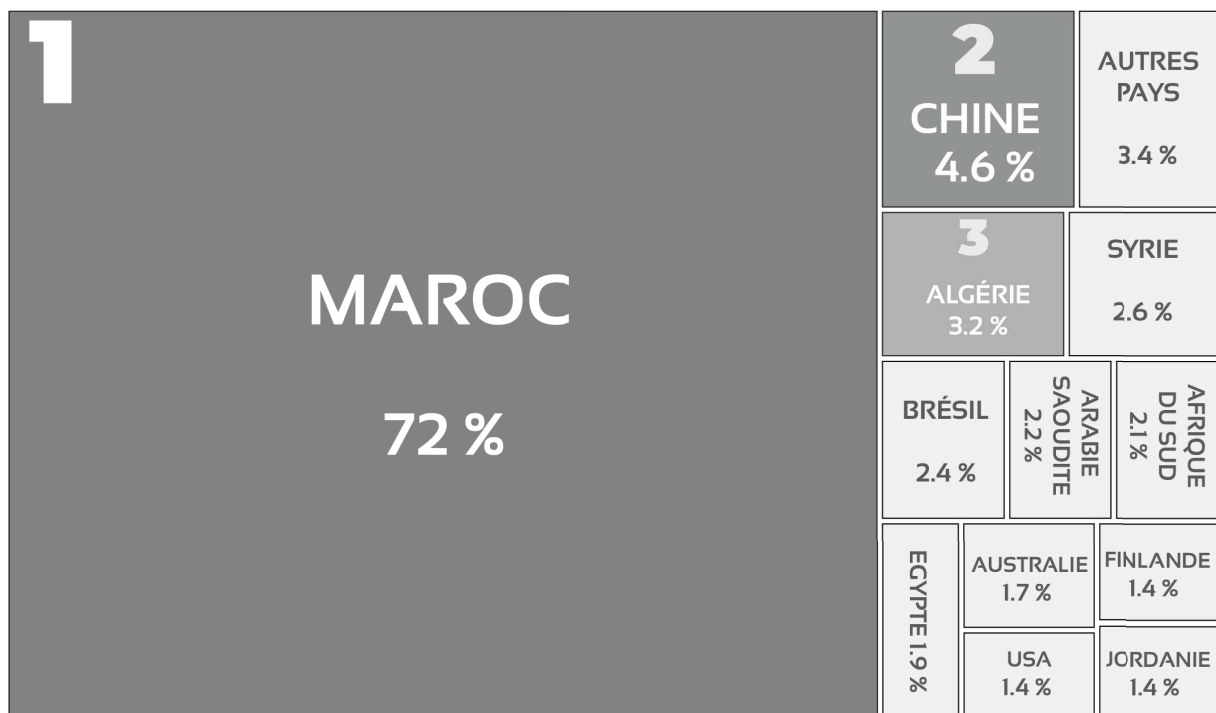


Fig. 1.2. Distribution des réserves de phosphate dans le monde (Jasinski, 2020).

La Chine contient environ 4.6 % des réserves renfermées en grande partie dans la formation Néoprotérozoïque de Doushantuo (Zhang *et al.*, 2019). Aux États Unies, qui compte 1.5 % des réserves mondiales, la production du phosphate provient majoritairement des gisements d'âge Miocène moyen de la Floride et la Caroline du Nord (Jasinski, 2020). La Chine est le premier producteur mondial de phosphate (110000 Mt), suivi par le Maroc (36000 Mt) et les États Unis (23000 Mt) (Jasinski, 2020) (Fig. 1.3).

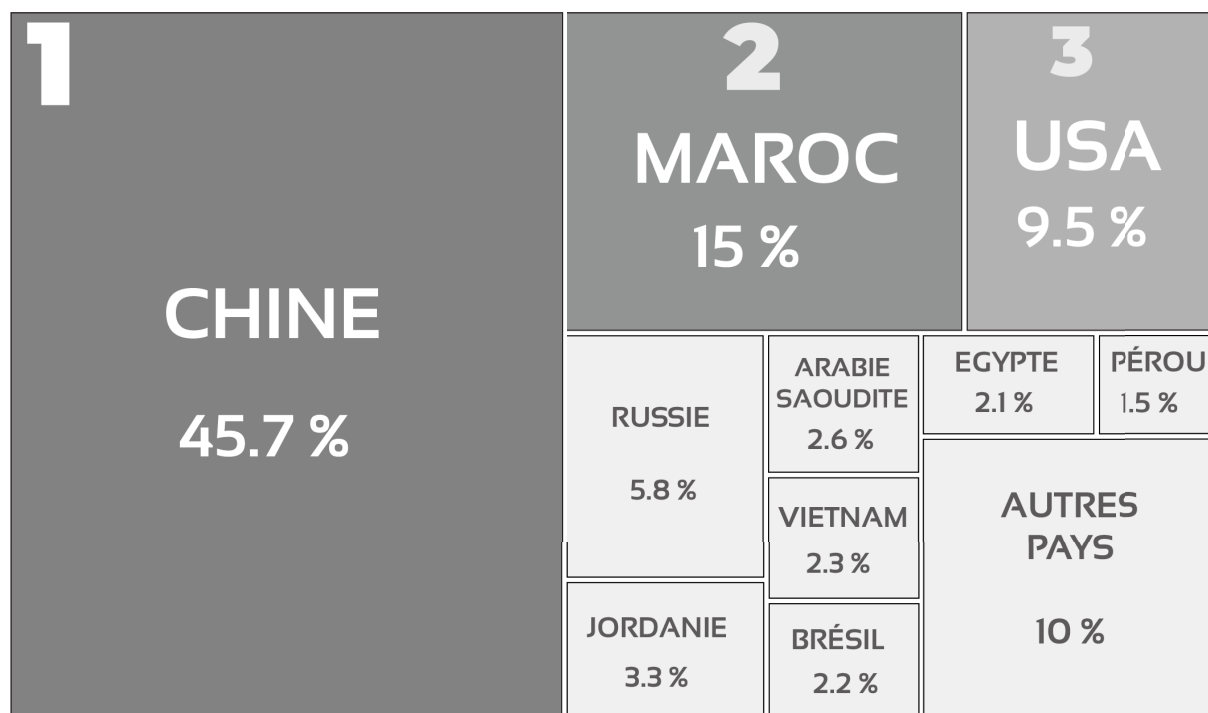


Fig. 1.3. Production du phosphate dans le monde en 2019 (Jasinski, 2020).

Les réserves relatives de phosphate évoluent dans le temps en fonction du taux de production et de la découverte de nouvelles réserves. Les ressources phosphatées ne sont renouvelables qu'à l'échelle du temps géologique. Les scénarios et les prédictions futures de l'industrie du phosphate, basés sur le rapport réserves/production (R/P), estiment un déficit de l'offre en phosphate qui accompagnera l'épuisement des gisements de phosphate en Chine et aux États Unis à l'horizon des années 2060 (Cooper *et al.*, 2011) (Fig. 1.4). En parallèle, la croissance démographique continue, déclenche une augmentation de la demande du phosphate ce qui va inévitablement accentuer ce déficit en phosphate (Fig. 1.5). Ce sont des enjeux majeurs qui touchent à la sécurité alimentaire mondiale et commencent à faire le sujet de débats

nécessitant des stratégies d'anticipation notamment le recyclage des déchets d'exploitations et du traitement du phosphate en plus de l'exploration de nouvelles ressources (Cooper *et al.*, 2011; Neset & Cordell, 2012; Scholz *et al.*, 2013; Desmidt *et al.*, 2015).

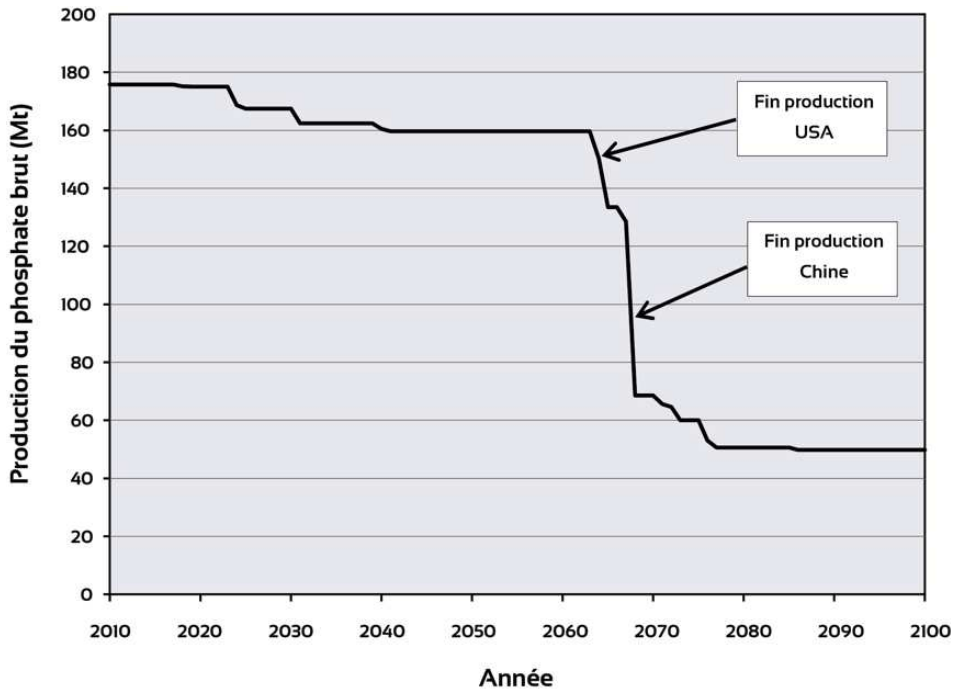


Fig. 1.4. Évolution future de la production mondiale du phosphate en fonction des taux d'extraction constants de chaque pays (Cooper *et al.*, 2011).

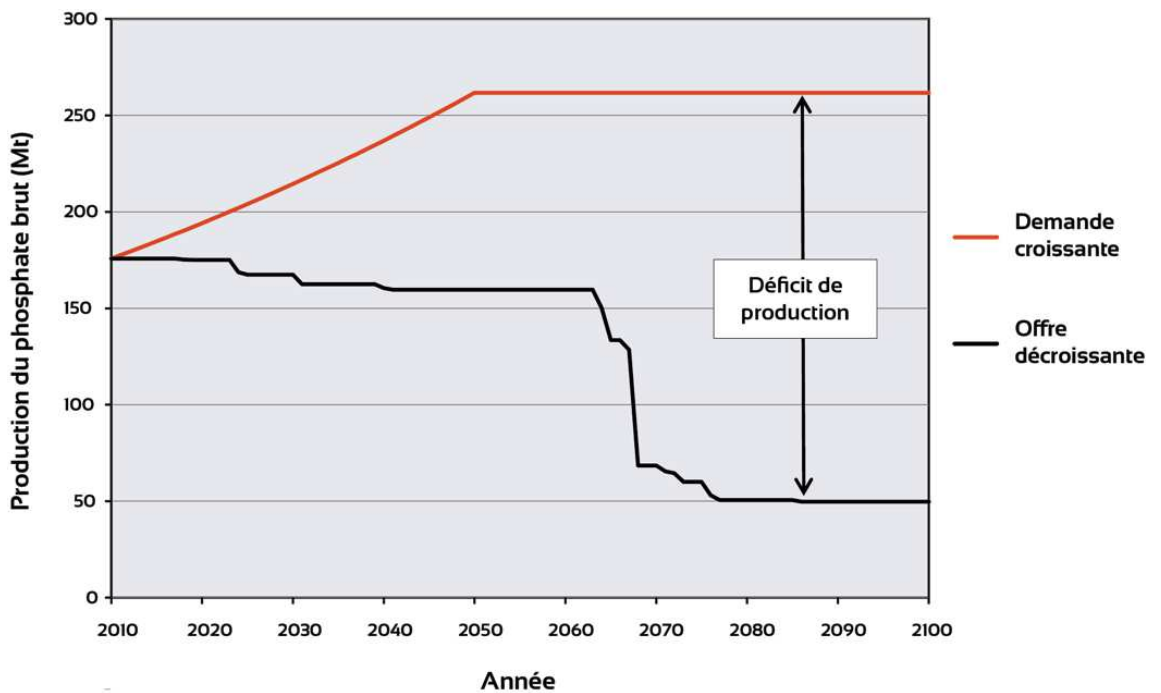


Fig. 1.5. Déficit futur de la production du phosphate en raison de l'augmentation de la demande et de l'épuisement des réserves estimés en fonction des taux d'extraction constants des pays producteurs (Cooper *et al.*, 2011).

3. Cycle du phosphore

Le phosphore est un élément limitant de la production biologique primaire à l'échelle du temps géologique (Tyrrell, 1999). Le phosphore évolue en cycle entre la lithosphère, l'hydrosphère et la biosphère (Fig. 1.6). Au niveau de l'atmosphère, le phosphore est absent et son cycle ne possède pas de composante gazeuse (Corbridge, 2016).

Le phosphore dans la terre primitive est contenu dans les roches ignées (Griffith *et al.*, 1977). L'initiation du cycle du phosphore est liée à l'altération de ces roches et la libération des ions de phosphore inorganique qui sont redistribués dans le sol et dans l'eau (Föllmi, 1996; Ruttenberg, 2003). Dans les environnements marins, la quasi-totalité du phosphore bio-disponible, apporté majoritairement par les rivières et le vent, est utilisée au niveau de la zone de production primaire (Föllmi, 1996). Ce phosphore inorganique, sous forme d'orthophosphate (PO_4^{3-}), est assimilé par les organismes photosynthétiques marins et transformé en composés organiques de phosphore (Ruttenberg, 2003). Ce phosphore associé à la matière organique peut, après décantation, être libéré de nouveau dans l'eau de mer ou s'incorporer dans les sédiments phosphatés sous forme d'apatite après décomposition partielle de la matière organique (Föllmi, 1996; Ruttenberg, 2003; Filippelli, 2008; Defforey & Paytan, 2018).

Le phosphore dans sa forme bio-disponible dans le sol et dans les lacs est consommé par les plantes et les organismes (Ruttenberg, 2003). Lorsque ces derniers meurent, ils se décomposent grâce à l'activité bactérienne et le phosphate organique est renvoyé dans le sol. Le phosphore, sous différentes formes sur le continent, peut se retrouver transporté dans l'océan et incorporé dans le cycle marin qui peut aboutir éventuellement au stade de la formation des phosphorites (Föllmi, 1996; Ruttenberg, 2003; Filippelli, 2008; Defforey & Paytan, 2018).

L'effet de l'Homme sur le cycle du phosphore est remarquable via l'extraction du phosphate et l'utilisation des engrais. Après l'ajout des fertilisants aux sols, une partie du phosphate est drainée vers les systèmes aquatiques et conduit dans plusieurs cas à des problèmes

d'eutrophisation (forte productivité biologique résultant d'un excès de nutriments) (Ryther & Dunstan, 1971).

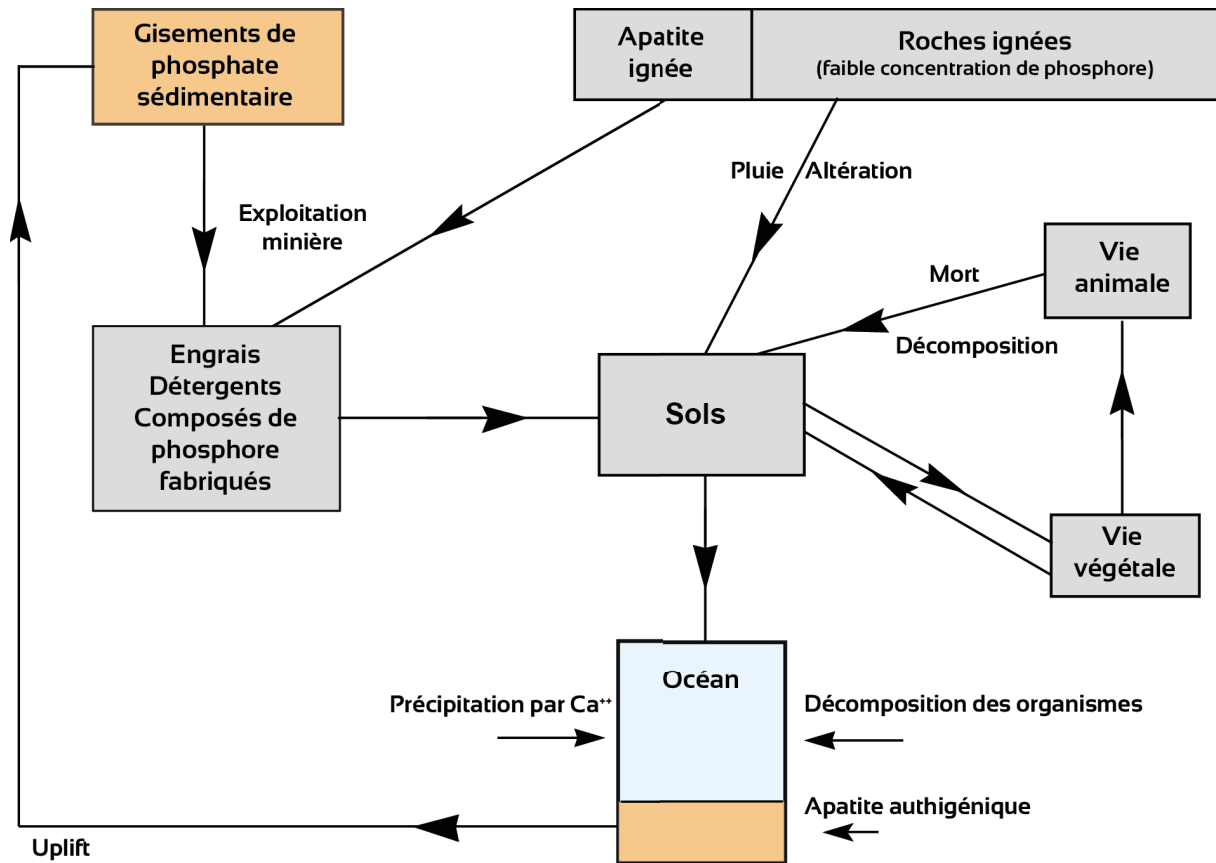


Fig. 1.6. Cycle naturel et artificiel du phosphore (Corbridge, 2016)

4. Caractéristiques des phosphates sédimentaires

Les phosphates sédimentaires sont des sédiments marins typiquement riches en phosphore. Les avancées dans les études marines et océanographiques des environnements actuels de phosphatogénèse et l'étude géochimique des phases solides et des eaux interstitielles ont permis d'améliorer considérablement nos connaissances des systèmes phosphogéniques (Glenn *et al.*, 1994).

4.1. Répartition spatio-temporelle des phosphates sédimentaires

Les phosphates sédimentaires ont été reconnus sur les différents continents du globe (Fig. 1.7). Les plus grands gisements de phosphate appartiennent à la province phosphogénique

sud-téthysienne qui s'étend de l'Afrique du nord jusqu'au Moyen Orient sur environ 5500 km (Notholt, 1985) et qui représente plus de 85% des réserves de phosphate connues dans le monde (Jasinski, 2020). La répartition spatiale des gisements phosphatés est contrôlée par leur position paléogéographique. Les accumulations majeures de phosphate dans le monde se sont formées en zones de basses latitudes autour de 10° à 20° (Cook & McElhinny, 1979). Actuellement, les dépôts de phosphate actif sont localisés le long des marges continentales dans les régions subtropicales de basses latitudes (Baturin, 1982). Ces régions à upwelling correspondent principalement à la côte ouest de l'Afrique, la côte est des États Unis et au large de la Californie, Pérou et Chili. La tectonique des plaques a joué un rôle prépondérant dans l'accumulation des grands gisements de phosphate. La tectonique permet de déplacer les zones de marges propices à la phosphatogenèse dans des latitudes basses ce qui assure la productivité de l'usine à phosphate (Cook & McElhinny, 1979).

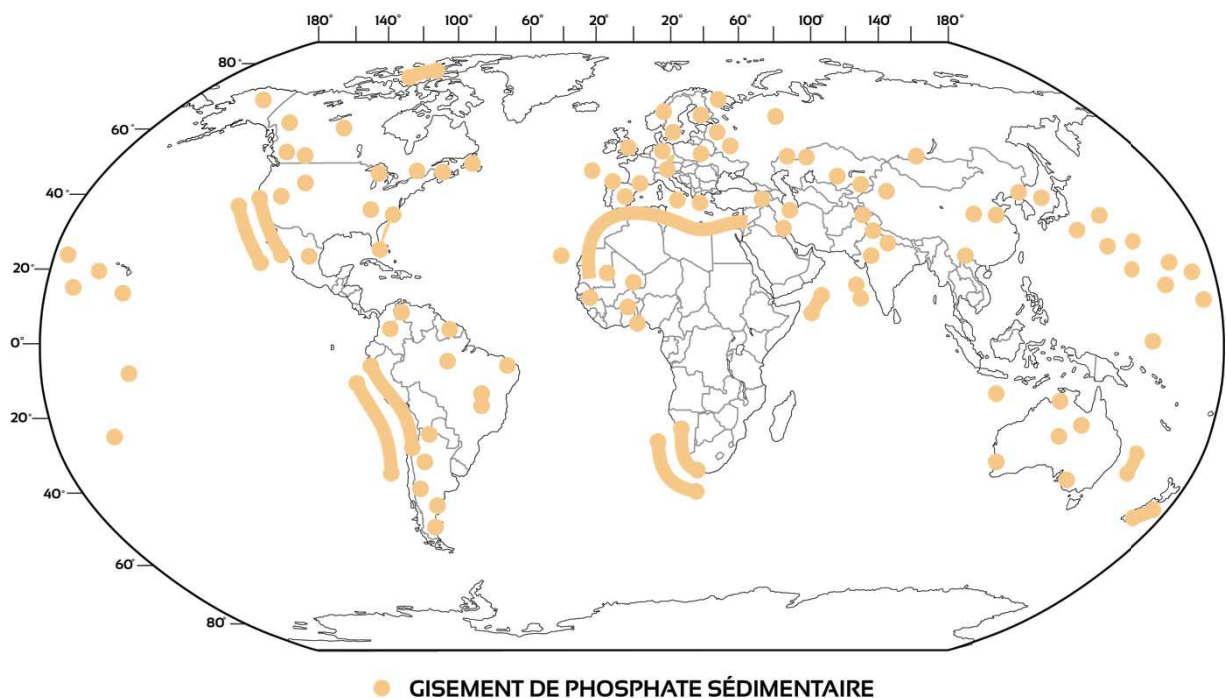


Fig. 1.7. Carte de répartition spatiale des gisements de phosphate sédimentaire dans le monde (Pufahl & Groat, 2017).

Les phosphates sédimentaires ont été identifiés dans différents intervalles stratigraphiques allant du Précambrien jusqu'à l'actuel (Fig. 1.8) (Cook, 1984). Les accumulations de

phosphates les plus anciennes dans l'enregistrement géologique de la Terre sont les phosphates précambriens à l'exemple de la formation de Zaonega en Russie (Joosu *et al.*, 2015) et la formation de Sete Lagoas au Brésil (Drummond *et al.*, 2015). Cette période coïncidait avec l'oxygénation majeure de l'atmosphère de la Terre (*the Great Oxidation Event*) (Holland, 2006). Cet événement pivot dans l'histoire de la terre a initié la formation des phosphates sédimentaires par la stimulation de l'altération chimique des roches ignées à phosphore et l'alimentation des océans (Glenn *et al.*, 1994; Papineau, 2010; Pufahl & Hiatt, 2012).

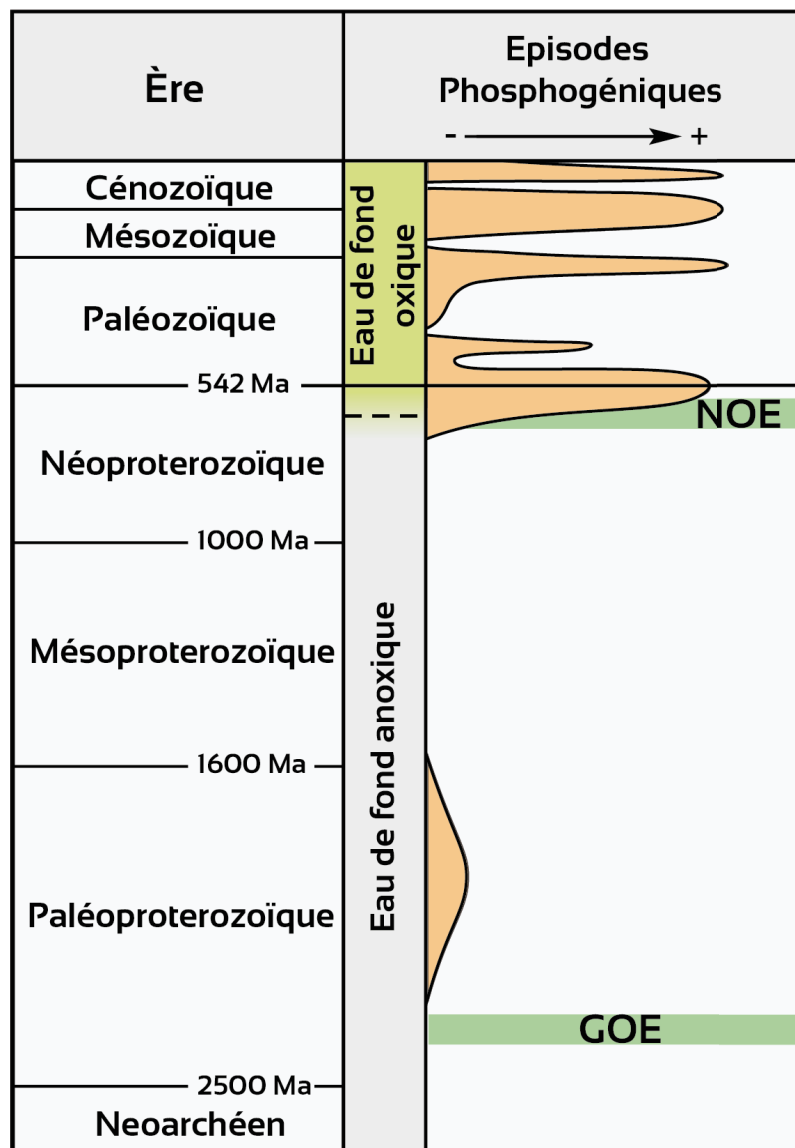


Fig. 1.8. Distribution temporelle des principaux événements phosphogéniques dans l'histoire de la Terre (Pufahl & Groat, 2017).
 GOE = Great Oxidation Event (grande oxygénation), NOE = Neoproterozoic Oxygenation Event (oxygénation néoproterozoïque)

4.2. Composition pétrographique, minéralogique et géochimique des phosphates sédimentaires

Sur le plan pétrographique, les phosphates sédimentaires sont formés d'une grande variété d'allochèmes phosphatés (Tab. 1.1) classés en : grains squelettiques (bioclastes, dents de requins et débris osseux) et grains non-squelettiques (péloïdes, coprolithes, agrégats ou grains composites) (Slansky, 1986; Trappe, 2001; Mouflih, 2015). Ces allochèmes phosphatés coexistent dans la roche avec d'autres éléments non-phosphatés (quartz, calcite, dolomite, et argiles) souvent de moindre abondance (Slansky, 1986; Trappe, 2001; Mouflih, 2015) .

Particules phosphatées			Forme	Caractères propres et structures internes	Origine probable de la minéralisation	
Particules squelettiques (PS)	Bioclastes phosphatés ou PSP (dents, vertèbres, débris d'os et plaques dermiques)		Variable selon les organismes	Fortement anisotrope Structure interne en plaquettes allongées, concentriques ou lamellaires	Phosphatés à l'origine	
	Bioclastes phosphatisés (ou PSE) (test et moules internes d'organismes et de micro-organismes)			Isotropes Reliques des structures organiques	Phosphomicritisation Épigénie	
Grains phosphatés (GP)	Sans nucléus	Pellets (GPP)	Sans pigmentation	Ovoïde à sphérique	Homogène Pigmentation variée	Phosphomicritisation et épigénie Colmatage de la porosité par précipitation
			Pigmentation zonée			
			Pigmentation disséminée			
	Avec nucléus	Nubéculaires (GPN)		Ovoïde	Cortex encroûté en plusieurs couches dissymétriques	Remplacement et précipitation dans les cavités de dissolution
Grains enrobés (GPE)		Sphérique et selon la forme du nucléus	Cortex structuré ou non (couches régulières et fines) Nucléus variés	Support et précipitation microbiens		
Déjections de vertèbres	Coprolithes (C)		Cylindrique à ovoïde	Hétérogène Craquelures Micro-inclusions	Épigénie	
Grains Composites (PC)	Intraclastes (PCI) Sédiments remaniés		Variable	Composants très variés Indices de remaniement	Épigénie	
	Agrégats (PCA)		Variable	Composants très variés Pas d'indices de remaniement	Agglomération	

Tab. 1.1. Composition et caractéristiques pétrographiques des phosphates sédimentaires (Mouflih, 2015).

Sur le plan minéralogique, les phosphates sédimentaires sont dominées par la francolite qui est un carbonate fluor-apatite (CFA) qui appartient au groupe de l'apatite (McClellan, 1980; Jarvis *et al.*, 1994). La francolite est un minéral authigénique de formule chimique générale $[Ca_{10-a-b}Na_aMg_b (PO_4)_{6-x}(CO_3)_{x-y-z}(CO_3 \cdot F)_{x-y-z}(SO_4)_zF_2]$ (Jarvis *et al.*, 1994). La francolite non-altérée contient typiquement 32% de P_2O_5 , 52% de CaO et 4% de F, et comprend $1,2 \pm 0,2\%$ de Na, $0,25 \pm 0,02$ Sr%, $0,36 \pm 0,03\%$ de Mg, $2,7 \pm 0,3\%$ de SiO_2 et $6,3 \pm 0,3\%$ de CO_2 (Jarvis *et al.*, 1994). La structure cristalline de la francolite permet de nombreuses substitutions ioniques avec les éléments traces (Tab. 1.2) notamment les terres rares qui se substituent à Ca^{2+} (Jarvis *et al.*, 1994).

Ion constituant	Ion de substitution
Ca^{2+}	Na^+ , K^+ , Ag^+ , Mg^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Cd^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Bi^{3+} , Sc^{3+} , Y^+ , REE^{3+} , U^{4+}
PO_4^{3-}	CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , CrO_4^{2-} , $CO_3 \cdot F^{3-}$, $CO_3 \cdot OH^{3-}$, AsO_4^{3-} , VO_4^{3-} , SiO_4^{4-}
F^-	OH^- , Cl^- , Br^- , O^{2-}

Tab. 1.2. Substitutions possibles dans la francolite. Les substitutions importantes sont indiquées en gras (Jarvis *et al.*, 1994).

Les phosphates sédimentaires contiennent également des proportions variables de dahllite $[Ca_5 (PO_4, CO_3)_3 (OH)]$. Ce minéral qui correspond à une hydroxyapatite riche en carbonate, forme les os, l'émail dentaire et la dentine (Zapanta LeGeros, 1981). D'autres minéraux phosphatés non apatitiques peuvent se développer dans les phosphates sédimentaires. Ce sont généralement des minéraux secondaires ferreux et alumineux issus de l'altération du phosphate primaire (Lucas *et al.*, 1980; Bonnot-Courtois & Flicoteaux, 1989; Jarvis *et al.*, 1994). Ces minéraux sont principalement : la millisite $[(Na,K)CaAl_6(PO_4)_4(OH)9 \cdot 3(H_2O)]$, la crandallite $[CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot (H_2O)]$, la wavellite $[(Al_3 (PO_4)_2(OH,F)_3 \cdot 5(H_2O)]$ et la strengite

[Fe³⁺PO₄·2(H₂O)] (Lucas *et al.*, 1980; Bonnot-Courtois & Flicoteaux, 1989; Jarvis *et al.*, 1994).

La calcite et la silice, sous leurs différentes formes, se présentent en proportions importantes dans les phosphates sédimentaires. Ces sédiments contiennent également plusieurs phases minérales de moindre importance notamment la dolomite, la glauconite, la pyrite, le gypse, les minéraux argileux (illite, kaolinite, palygorskite et smectite) et la matière organique (Jarvis *et al.*, 1994).

Sur le plan géochimique, la composition en éléments majeurs des sédiments phosphatés reflètent la somme de la composition de la francolite et celle des minéraux de gangue associés (Jarvis *et al.*, 1994). Les variations de concentration en éléments majeurs dans les phosphates sont principalement contrôlées par la nature des minéraux de la gangue (Nathan, 1984).

Les phosphates sédimentaires sont connus par leur richesse relative en éléments traces notamment les terres rares (Altschuler, 1980; Jarvis *et al.*, 1994). La présence de concentrations importantes des éléments traces est facilitée par la structure cristalline de la francolite qui permet de nombreuses substitutions chimiques avec ces éléments (Altschuler, 1980; Jarvis *et al.*, 1994). En moyenne, une phosphorite contient 980 ppm de strontium, 736 ppm de terres rares et 120 ppm d'uranium (Altschuler, 1980). Les terres rares dans les phosphates sédimentaires montrent un signal géochimique typique de l'eau de mer avec un segment des terres rares lourdes aplati, un segment des terres rares légères appauvri et une anomalie négative du cérium qui est souvent utilisée pour reconstituer les conditions d'oxydo-réduction de l'environnement de dépôt des phosphates (Jarvis *et al.*, 1994; Bau & Dulski, 1996).

4.3. Les lithofaciès phosphatés

Les faciès phosphatés montrent une diversité liée à la variation des environnements sédimentaires dans lesquels ils peuvent se former (Trappe, 2001). Plusieurs classifications

ont été proposées pour expliquer cette variabilité, notamment celles modifiées d'après la classification de Dunham à cause des convergences et les similitudes entre les systèmes carbonatés et les systèmes phosphatés (Trappe, 2001). Une classification génétique, basée sur les aspects hydrodynamiques des sédiments et la nature des allochèmes, permet de classer les phosphates sédimentaires en deux lithofaciès plus larges : phosphate primaire « *pristine* » et phosphate remanié (e.g., Föllmi, 2016, 1996; Glenn *et al.*, 1994; Pufahl *et al.*, 2003; Pufahl and Groat, 2017; Soudry *et al.*, 2013; Trappe, 1998).

4.3.1. Phosphate primaire “*pristine*” (autochtone)

Ce lithofaciès phosphaté correspond à un sédiment fin laminé avec des disséminations de la francolite (Fig. 1.9) (Föllmi *et al.*, 1991; Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Pufahl & Groat, 2017). Il est généralement dépourvu de bioturbation et contient de la matière organique (Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Pufahl & Groat, 2017). Son contenu en phosphate est faible (entre 2 et 10 wt% P₂O₅) (Pufahl & Groat, 2017). Le phosphate primaire « *pristine* » ou autochtone est préservé dans son état initial sans subir de remaniement ou de transport subséquents (Fig. 1.9).

4.3.2. Phosphate remanié (allochtone)

Le phosphate remanié est considéré comme un faciès typiquement granulaire déposé sous l'action des agents hydrodynamiques dans l'environnement de dépôt (Fig. 1.9) (Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996, 2016; Trappe, 1998; Pufahl *et al.*, 2003; Soudry *et al.*, 2013; Pufahl & Groat, 2017). Ce faciès montre une concentration importante d'allochèmes phosphatés, notamment les formes sphériques à subsphériques, d'où son intérêt économique. Ce lithofaciès est dominant dans les accumulations phosphatées phanérozoïques (Glenn *et al.*, 1994; Pufahl & Groat, 2017).

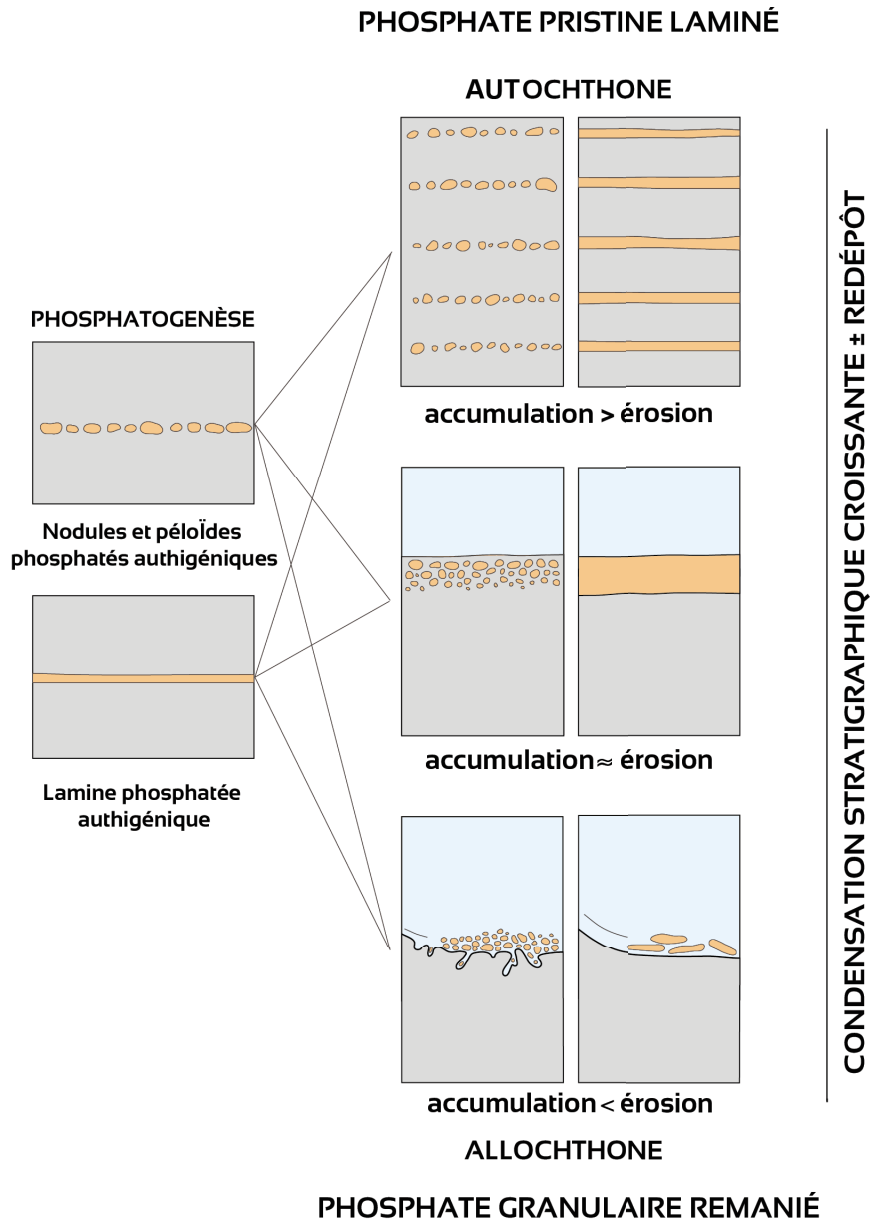


Fig. 1.9. Classification génétique des lithofaciès phosphatés. Les lithofaciès allochtones résultent du remaniement et du transport du phosphate primaire (pristine) (Föllmi et al., 1991).

5. La genèse des phosphates sédimentaires

La formation du phosphate est un phénomène à plusieurs phases qui sert à transformer des molécules de phosphore dissoutes dans l'eau de mer à une accumulation de phosphate. Ce phénomène requiert l'agencement de plusieurs facteurs géologiques, biologiques et chimiques.

5.1. Les environnements phosphogéniques

La phosphatogenèse est un phénomène qui peut se produire dans une large gamme d'environnements sédimentaires allant des bassins marginaux jusqu'aux environnements marins profonds (Filippelli, 2011). Cependant, les dépôts phosphatés majeurs phanérozoïques se sont formés préférentiellement dans les marges continentales et au niveau des mers épicontinentales (Fig. 1.10) situées dans des régions de basses latitudes caractérisées par des systèmes d'upwellings (Cook & McElhinny, 1979; Glenn & Arthur, 1988; Trappe, 1998; Pufahl & Groat, 2017). Au Précambrien, le style de dépôt des phosphates était différent. Les phosphates précambriens se formaient dans des environnements côtiers péritidaux sans l'intervention des courants d'upwellings (Fig. 1.10) (Drummond *et al.*, 2015; Pufahl & Groat, 2017). Les environnements phosphogéniques phanérozoïques les plus productifs sont alimentés par les nutriments, dont le phosphore, grâce aux courants d'upwellings qui permettent de transférer les eaux profondes vers la marge de la plate-forme (Fig. 1.10). Ces environnements sédimentaires propices à l'accumulation phosphatée sont également caractérisés par de faibles taux de sédimentation ce qui permet une concentration relative plus importante des sédiments phosphatés (Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Filippelli, 1997; Pufahl & Groat, 2017). En plus, la phosphatogenèse a été documentée pendant les périodes de condensations stratigraphiques marquées par de très faibles taux de sédimentation (Föllmi, 2016; Pufahl & Groat, 2017).

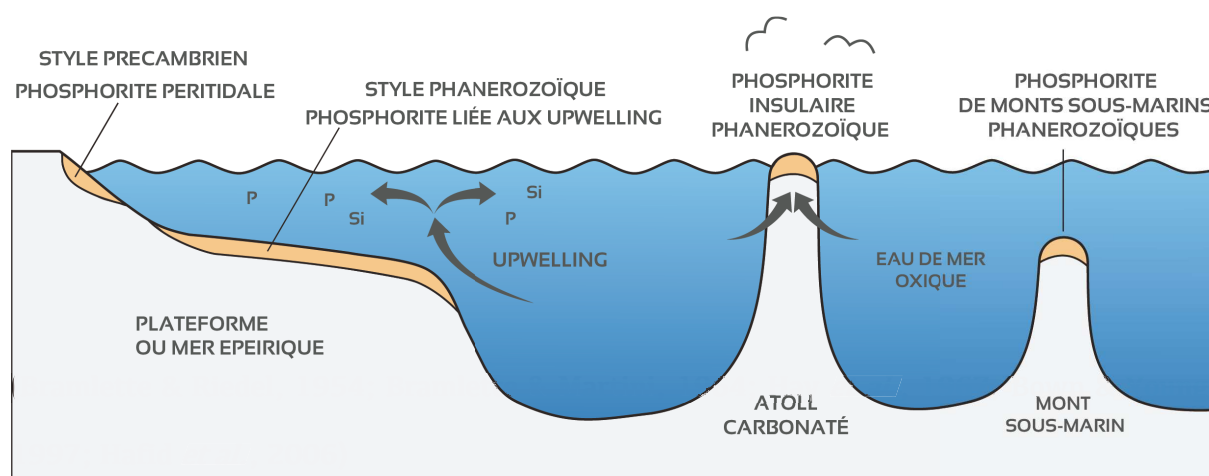


Fig. 1.10. Environnements de dépôts des phosphates sédimentaires. Les dépôts phosphatés majeurs se sont accumulés sur les plate-formes marines et sous les mers épicontinentales (Pufahl and Groat, 2017).

5.2. Apport du phosphore dans le système marin

La majeure partie du phosphore introduit dans les océans provient des roches ignées exposées sur les continents (Baturin, 1982). Ces roches sont typiquement des carbonatites, des syénites néphéliniques, des ijolites et des pyroxénites où le phosphore est incorporé dans la structure cristalline de l'apatite lors de la cristallisation des minéraux par refroidissement du liquide magmatique (Slansky, 1986). En raison de l'altération météorique de ces roches, le phosphore est libéré sous forme de particules solides (organiques et inorganiques) ou de molécules dissoutes (H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} , PO_4^{3-}) (Filippelli, 2008). Les particules organiques et les molécules dissoutes sont bio-disponibles pour l'activité biologique (Filippelli, 2008).

Le phosphore libéré est transporté vers l'océan de plusieurs façons. Le transport fluvial est la voie dominante (Baturin, 1982). D'énormes quantités de phosphore sont continuellement rejetées dans l'océan par les rivières. Les précipitations atmosphériques (pluie et neige) et la poussière éolienne contribuent également au transfert du phosphore vers l'océan (Baturin, 1982). L'activité hydrothermale et l'altération sous-marine des basaltes de la dorsale médio-océanique peuvent également contribuer à de faibles taux à l'apport du phosphore dans l'océan (Baturin, 1982). Selon Baturin (1982), 15 à 20 million de tonnes par an de phosphore sont livrées à l'océan mondial dans les phases solides et plus de 1.5 million de tonnes par an en solution. Les autres éléments nécessaires pour former la francolite (calcium, sodium et fluor) sont abondants dans le système et ils sont extraits directement de l'eau de mer.

5.3. Fixation du phosphore et association avec la matière organique

Les courants d'upwellings assurent la redistribution du phosphore des eaux profondes vers les eaux superficielles dans la zone phosphogénique (Glenn et al., 1994; Trappe, 1998; Ruttenberg, 2003; Filippelli, 2011; Pufahl & Groat, 2017). Ce phosphore dissous déclenche une importante productivité biologique. Il est assimilé par le phytoplancton pendant la photosynthèse (Ruttenberg, 2003; Filippelli, 2011) ce qui peut conduire à une réduction de sa concentration et déclenchera la mort massive des organismes et la décantation de la matière organique à laquelle le phosphore est couplé (Fig. 1.11A).

Une partie du phosphore est adsorbée par les complexes d'oxyhydroxides de fer surtout dans les zones où l'activité des upwellings est faible (Fig. 1.11B) (Heggie *et al.*, 1990; O'Brien *et al.*, 1990; Jarvis *et al.*, 1994). Les oxyhydroxides de fer jouent aussi un rôle important pour empêcher le phosphore libéré de la matière organique à l'interface eau-sédiment d'être recyclé dans l'eau de mer (Heggie *et al.*, 1990; Jarvis *et al.*, 1994; O'Brien *et al.*, 1990). Le piégeage du phosphore qui s'échappe des eaux interstitielles est assuré également par certaines bactéries comme les *Beggiatoa*, *Thioploca* et *Thiomargarita* (Reimers *et al.*, 1990).

5.4. Libération du phosphore et phosphatogenèse

La phosphatogenèse est définie comme la précipitation authigénique de la francolite (Föllmi, 1996; Filippelli, 2011). Cette précipitation n'est pas réalisable directement à partir de l'eau de mer à cause du rôle inhibiteur du magnésium (Mg) (Jarvis *et al.*, 1994). Il est donc nécessaire de passer par des microsystemes interstitiels dans lesquels la précipitation directe de la francolite par supersaturation est possible (Fig. 1.11) (Jarvis *et al.*, 1994). L'accumulation *post-mortem* de la matière organique alimente la phosphatogenèse. Mais il faut d'abord libérer le phosphore dans les microsystemes interstitiels et éviter son recyclage dans l'eau de mer. Ce processus de libération du phosphore nécessite des conditions d'oxydo-réduction intermédiaire pour éviter une oxydation rapide et totale de la matière organique (Glenn *et al.*, 1994; Jarvis *et al.*, 1994). La libération du phosphore vers les micro-environnements interstitiels est assurée par des bactéries spécialisées à travers une série de réactions d'oxydo-réduction notamment la réduction des sulfates, la respiration aérobie, la dénitrification et la réduction de fer (Fe) et de manganèse (Mn) (Krajewski *et al.*, 1994; Arning *et al.*, 2009). L'hydrolyse des polyphosphates par les bactéries (*Beggiatoa*, *Thioploca*, et *Thiomargarita*) permet de libérer des quantités considérables de phosphate dissous dans les eaux interstitielles (Reimers *et al.*, 1990; Diaz *et al.*, 2008; Crosby & Bailey, 2012). Cette activité microbienne contrôle donc la distribution du phosphore dissous dans l'eau interstitielle et permet également d'accélérer la dissolution des débris squelettiques à phosphate (Krajewski *et al.*, 1994). La libération du phosphore adsorbé par les

oxyhydroxides de Fe se fait au-dessous de la limite redox par dissolution de ces composés dans l'eau interstitielle anoxiques (Heggie *et al.*, 1990).

Une fois que le phosphore est enrichi dans les pores du sédiment, la précipitation de la francolite peut se faire directement par supersaturation des microsystemes des eaux interstitielles anoxiques (Jarvis *et al.*, 1994). La formation de l'apatite peut passer également à travers un précurseur carbonaté métastable généralement un phosphate de calcium amorphe (Froelich *et al.*, 1988). Le passage du précurseur métastable à un carbonate fluorapatite (CFA) stable est conditionné par le pompage du F⁻ et de sa profondeur de diffusion dans le sédiment (Fig. 1.11) (Froelich *et al.*, 1988; Krajewski *et al.*, 1994). Des essais de laboratoire ont montré que la synthèse de l'apatite est possible à travers une médiation bactérienne, par précipitation directe ou par remplacement des carbonates (Lucas and Prévôt, 1985).

Un autre processus de formation de l'apatite dans les sédiments est la phosphatisation des particules squelettiques (fragments de coquilles et tests de foraminifères) par remplacement des carbonates de calcium par l'apatite. C'est un phénomène commun dans les dépôts de phosphate (Lambooy, 1993).

Ces processus de phosphatogenèse assez complexes conduisent à la formation des minéraux phosphatés souvent disséminés dans le sédiment hôte, notamment la francolite (Jarvis *et al.*, 1994). La francolite pompe au moment de sa formation les terres rares et d'autres éléments traces compatibles avec la structure cristalline de la francolite (Jarvis *et al.*, 1994).

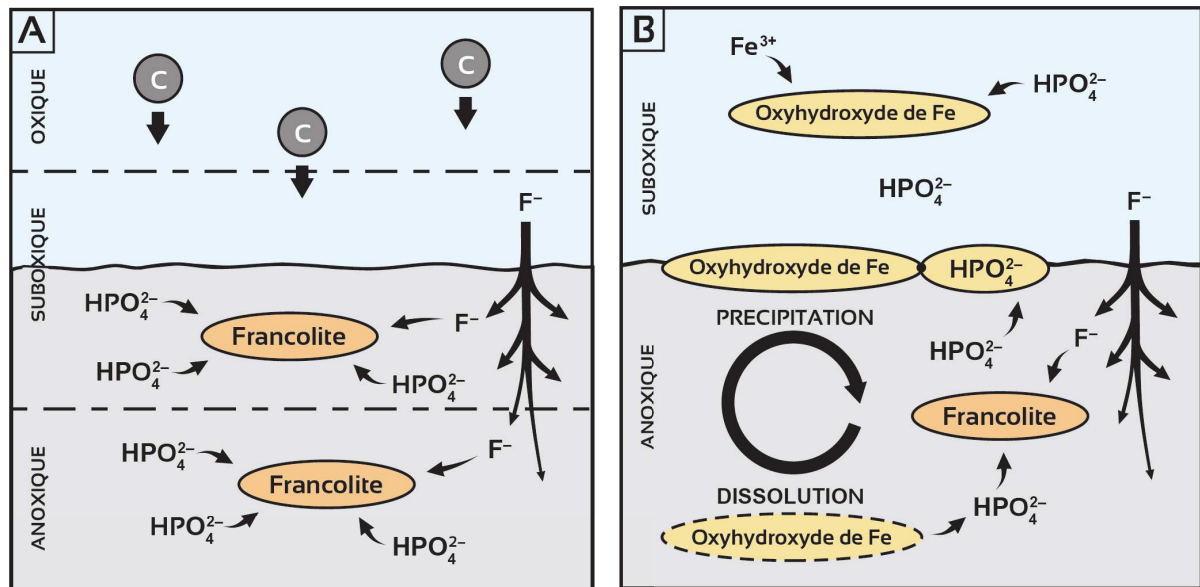


Fig. 1.11. Processus de phosphatogenèse. (A) Environnement à upwellings où la dégradation microbienne de la matière organique (C) dans le sédiment augmente la concentration en phosphate dissous dans l'eau interstitielle, provoquant la précipitation de la francolite. Cette précipitation est limitée en profondeur par la diffusion de F⁻ dérivé de l'eau de mer. (B) Rôle des oxyhydroxydes de fer dans le pompage du phosphore et le maintien de concentrations élevées de cet élément qui permettront la précipitation de la francolite dans les environnements sans upwellings (Pufahl & Groat, 2017).

5.5. Du sédiment phosphaté aux phosphorites

Le produit de la phosphatogenèse correspond à des disséminations de la francolite dans le sédiment hôte fin qui n'a généralement pas de valeur économique (Filippelli, 2011; Pufahl & Groat, 2017). Le passage à une véritable phosphorite dépend des conditions hydrodynamiques dans l'environnement de dépôt. Dans les systèmes phosphogéniques phanérozoïques les vagues et les tempêtes permettent de remanier et redistribuer le phosphate primaire (Fig. 1.12). Ce processus mécanique consiste à éliminer les parties fines du sédiment et concentrer les particules phosphatées qui ont généralement un poids spécifique plus important que le sédiment hôte (Föllmi, 1996; Pufahl & Grimm, 2003). La répétition et l'amalgamation des épisodes de vannage et de remaniement conduisent à la formation d'accumulation économique du phosphate sur de larges étendues (Baturin, 1982; Glenn *et al.*, 1994; Trappe, 1998; Pufahl & Groat, 2017). Ces processus hydrodynamiques répétitifs, couplés à une restriction des apports détritiques grossiers, conduisent à la formation de niveaux amalgamés de phosphate granulaire très riche en P₂O₅ (Fig. 1.12).

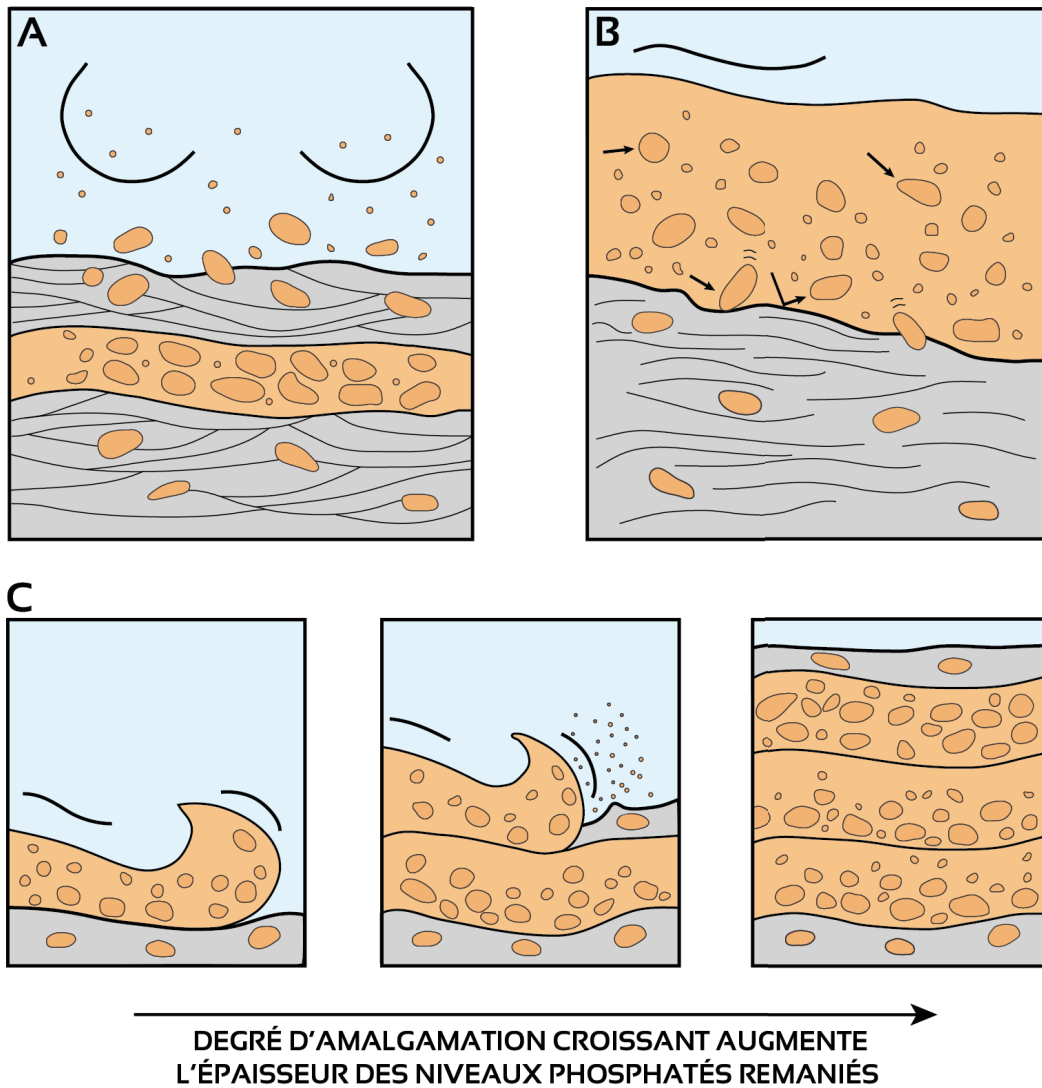


Fig. 1.12. Processus d'accumulation des phosphorites. (A) Le vannage *in situ* des péloïdes phosphatés par les courants de tempête produit un phosphate granulaire. (B) Le transport et le redépôt des péloïdes pendant les plus fortes tempêtes produisent des tempestites riches en phosphate granulaire. (C) L'augmentation de la fréquence et de l'intensité des tempêtes avec le temps conduisent à la formation de couches phosphatées granulaires épaisses et amalgamées (Pufahl and Groat, 2017).

5.6. Altération météorique des phosphates

L'altération des phosphates sédimentaires est un phénomène observé dans différents gisements (Lucas *et al.*, 1980). Elle s'exprime à l'échelle de l'affleurement par un changement de coloration du sédiment qui devient très claire, par le développement d'une porosité secondaire prononcée et par une ferruginisation et argilisation (Lucas & Abbas, 1989).

Les principales transformations observées au cours de l'altération supergène des phosphates sédimentaires sont l'oxydation de la matière organique et le lessivage des carbonates (Lucas *et al.*, 1980; McArthur, 1980; Flicoteaux & Lucas, 1984). La première phase d'altération se manifeste dans la carbonate-fluor-apatite (CFA) par une perte de CO₂ et une tendance vers une fluor-apatite (Lucas *et al.*, 1980). La dolomite perd son magnésium (Mg), puis la calcite est lessivée. Lorsque le carbonate de calcium est éliminé, l'apatite de calcium se transforme en phosphates d'aluminium ou de fer (Lucas *et al.*, 1980).

L'altération météorique entraîne également des modifications dans la signature géochimique des phosphates sédimentaires (Bonnot-Courtois & Flicoteaux, 1989). La francolite généralement résistante à l'altération est susceptible, dans certains cas d'altération avancée, de subir des modifications de composition géochimique notamment son contenu en quelques éléments traces sensibles à l'altération (Bonnot-Courtois & Flicoteaux, 1989).

Chapitre 2 :

Les phosphates marocains : Histoire d'une importante accumulation du phosphate à l'échelle mondiale

1. Introduction

Le Maroc recèle les plus grands gisements de phosphate sédimentaire au monde (Jasinski, 2020). Les premières découvertes du phosphate au Maroc remontent au début du XX^e siècle par des géologues français (Brives, Lemoine et Gentil) (Rungs & Salvan, 1987). Abel Brives, (1905) a signalé la présence de calcaires marins d'âge Éocène inférieur au sud-ouest de Marrakech où il a mis en évidence en 1908 la présence d'un niveau phosphaté. Ces premières découvertes n'ont pas suscité beaucoup d'intérêts sur leurs potentialités économiques au moins jusqu'en 1917 qui a connu la découverte fortuite d'un grand gisement de phosphate entre Oued Zem et El Brouj. Quatre ans plus tard l'exploitation du phosphate a commencé dans la région de Khouribga (Salvan, 1986). Ces accumulations phosphatées d'importance économique ont également suscité un intérêt académique et ont relevé des questions sur le mode de formation de telles accumulations exceptionnelles (Boujo, 1976; Belfkira, 1980; Jourani, 1988; Prévôt, 1988; Trappe, 1998; El Haddi *et al.*, 2014; Kocsis *et al.*, 2014; Mouflih, 2015). La série phosphatée est connue également par sa richesse exceptionnelle en faunes de vertébrés qui ont fait l'objet de nombreuses études paléontologiques et ont conduit à de multiples découvertes de nouvelles espèces (Arambourg, 1935, 1952; Cappetta, 1981, 1986, 1988; Gheerbrant *et al.*, 1993; Cappetta *et al.*, 2014; Bardet *et al.*, 2017). Une paléobiodiversité remarquable liée aux systèmes d'*upwellings* de la marge atlantique qui transféraient les courants profonds riches en nutriments vers la plate-forme (Prévôt, 1988). Les accumulations de phosphate au Maroc font partie de la série sédimentaire Crétacé-Tertiaire qui forme des plateaux étendus qui recouvrent le socle hercynien déformé (Zouhri *et al.*, 2008). Ces plateaux sont en connexion avec les bassins côtiers atlantiques (Zouhri *et al.*, 2008). L'objectif de ce chapitre est de mettre en exergue les caractéristiques de la série phosphatée marocaine et de présenter les grands traits de son histoire.

2. Répartition spatio-temporelle des phosphates marocains

La série phosphatée marocaine fait partie de la province phosphogénique sud-téthysienne qui s'étend du Moyen-Orient jusqu'au nord-ouest de l'Afrique (Notholt, 1985). Les

accumulations de phosphate au Maroc se trouvent dans différents domaines structuraux du pays (Fig. 2.1). Du Nord au Sud, les phosphates du Maroc se sont accumulés dans le domaine de la Meseta, le système atlasique et le domaine saharien (Fig. 2.1).

2.1. Domaine Mesetien

Le domaine Mesetien comporte trois bassins phosphatés qui se présentent respectivement du Nord-Est au Sud-Ouest : Ouled Abdoun, Ganntour et Meskala (Fig. 2.1). Les deux premiers bassins fournissent la quasi-totalité de la production actuelle du phosphate au Maroc. Le bassin de Ouled Abdoun est le plus important au Maroc en termes de réserves et richesse en phosphate (Salvan, 1986). Il occupe une superficie d'environ 10000 Km². Il est bordé au Nord par le massif central, au Sud par l'Oued Oum Rebia, à l'Est par la plaine de Tadla et à l'Ouest par le massif paléozoïque des Rehamna (Fig. 2.1). Le bassin des Ganntour est situé entre les terrains paléozoïques correspondant au massif des Rehamna au Nord, et celui des Jebilet au Sud. Il est limité à l'Ouest par les collines jurassiques de Mouissat et à l'Est par l'oued Tassaout. La série phosphatée formant le plateau des Ganntour affleure sur environ 1000 km². Le bassin des Meskala est localisé au sud du bassin des Ganntour à la jonction entre la Meseta et le Haut-Atlas. Il est composé de trois cuvettes synclinales (Khemis Meskala, Imi n'Tanout et Oulad Bou Sbaâ) et il est bordé à l'Ouest par la plaine côtière d'Essaouira.

2.2. Domaine atlasique

Des accumulations de phosphate ont été identifiées dans le domaine atlasique (Moret, 1938; Gauthier, 1960; Ambroggi, 1963; Herbig, 1991; Trappe, 1991; Chellaï *et al.*, 1995; Marzoqi, 2001). Elles se situent sur les bordures septentrionales et méridionales du système et dans les bassins résiduels du Moyen-Atlas (Fig. 2.1). Au niveau de ce dernier, les affleurements de la série phosphatée sont concentrés principalement dans sa partie sud-ouest autour de ville de Timahdite. Ces affleurements correspondent à des bassins synclinaux isolés (Mouflih, 2015). Au niveau du Haut-Atlas de Beni Mellal, à l'est du bassin des Ouled Abdoun, des affleurements du Paléogène s'étendent du Nord-Est au Sud-Ouest sur environ 60

km à l'est de la ville de Beni Mellal. Dans le Haut-Atlas de Marrakech, la série phosphatée affleure de façon discontinue entre les cuvettes d'Ait Ourir à l'Est et le secteur d'Amizmiz à l'Ouest sur environ 90 km. Dans le bassin de Ouarzazate, localisé au sud du Haut-Atlas, les affleurements de la série phosphatée s'étalent entre les plateaux occidentaux appelés également bassin d'Imini-Ouarzazate et l'amont de la ville de Tinghir. Le bassin de Souss englobe une série phosphatée épaisse et redressée qui affleure sur le flanc sud du Haut-Atlas occidental notamment au nord de la ville de Taroudant.

2.3. Domaine Saharien

Dans ce domaine, la série phosphatée fait partie du bassin d'Oued Eddahab qui est situé entre la dorsale de Reguibat à l'Est et l'Océan Atlantique à l'Ouest (Fig. 2.1). Le phosphate est exploité au niveau du centre minier de Bou Craâ au nord du bassin, à 85 Km au Sud-Est de Laâyoune (Fig. 2.1).

La série phosphatée s'étalent dans les différents bassins phosphatés marocains sur l'intervalle stratigraphique Crétacé Supérieur-Paléogène. Cette série présente une large répartition stratigraphique sur au moins 24 Ma entre la base du Maastrichtien et la base du Lutétien (Fig. 2.2). C'est la plus grande période d'activité phosphogénique documentée dans toute la province téthysienne (Fig. 2.2) (Lucas & Prévôt-Lucas, 1995).

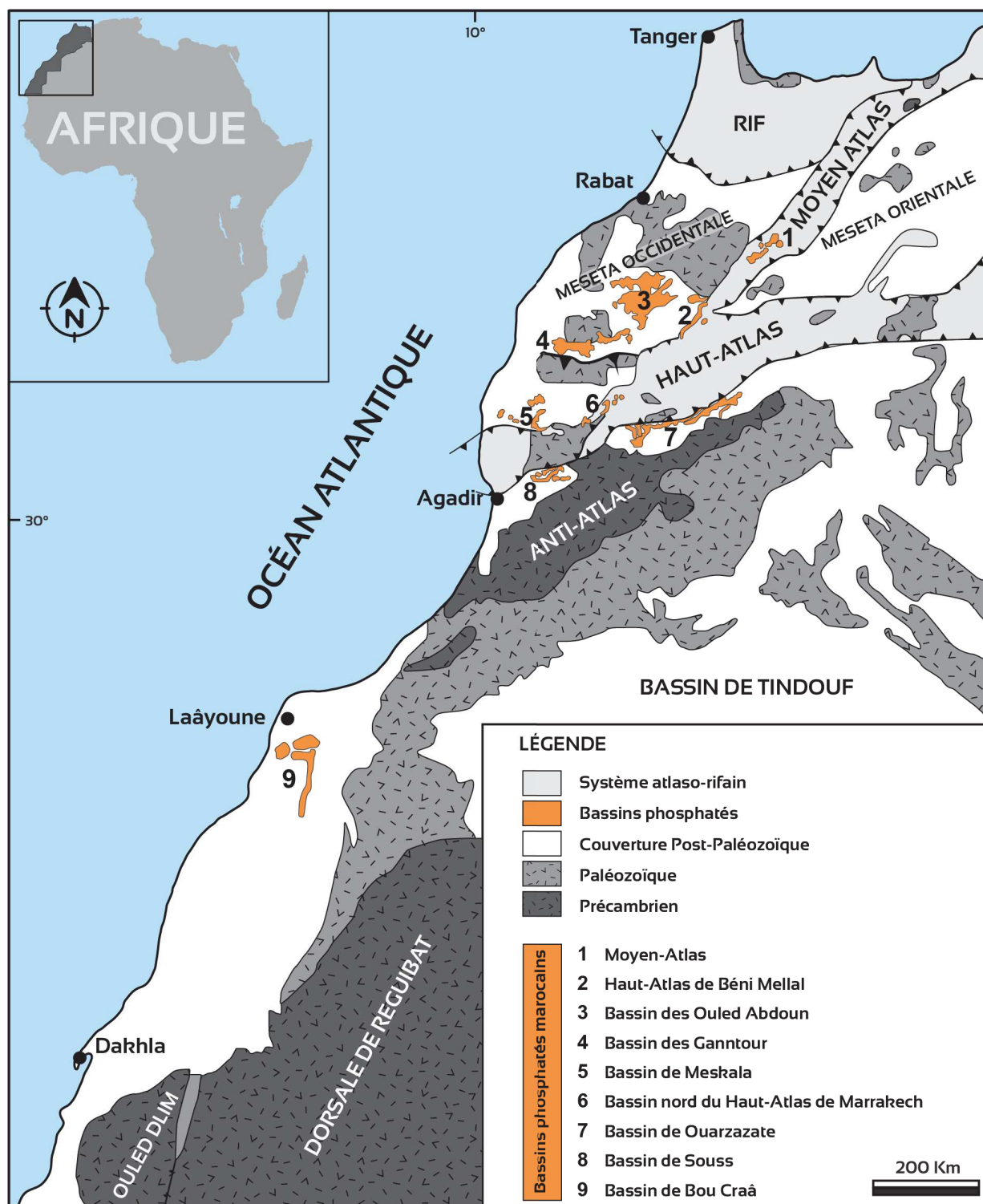


Fig. 2.1. Carte géologique simplifiée du Maroc illustrant la répartition des accumulations du phosphate dans les différents domaines structuraux du Maroc.

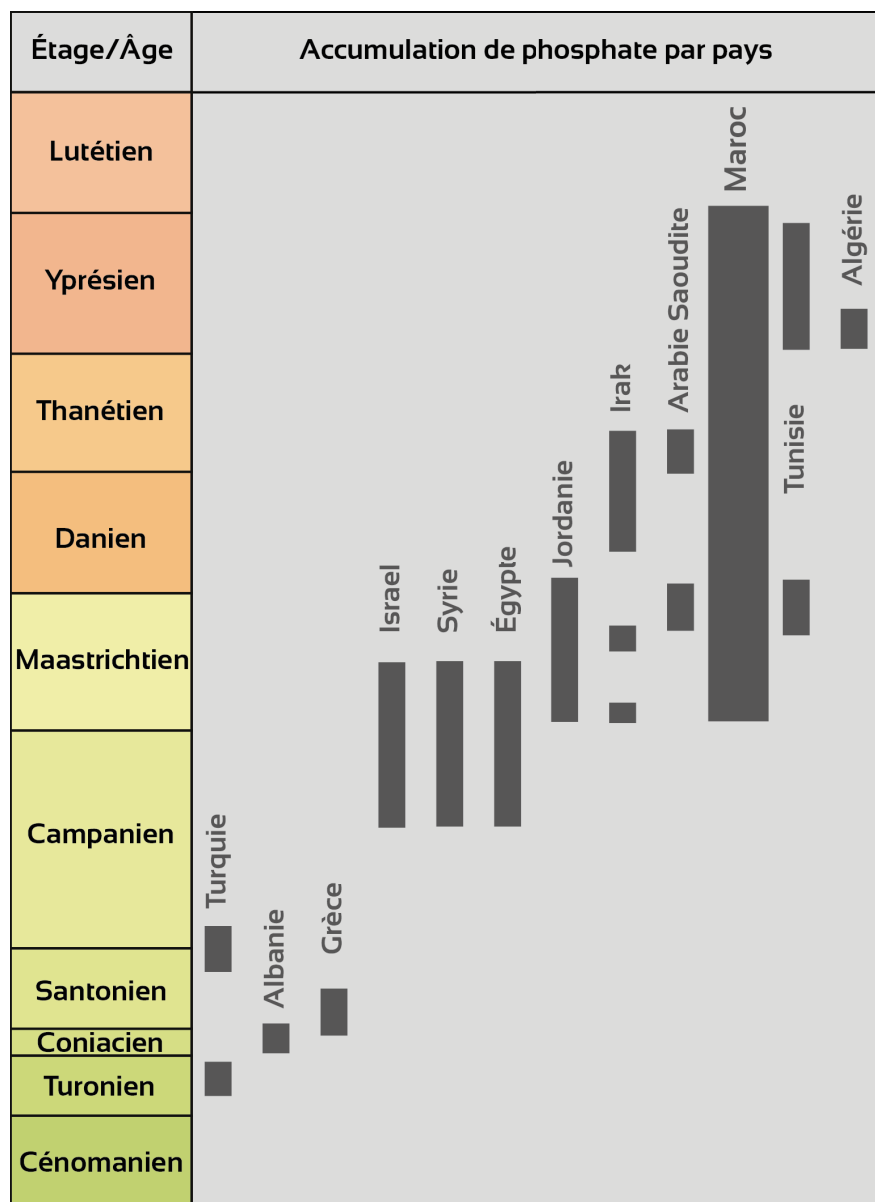


Fig. 2.2. Répartition stratigraphique des phosphates de la province téthysienne (Lucas & Prévôt-Lucas, 1995).

3. Géologie des phosphates marocains

La série phosphatée marocaine fait partie de la couverture sédimentaire méso-cénozoïque qui surmonte un socle varisque déformé (Zouhri *et al.*, 2008). Cette série correspond à une succession de couches phosphatées séparées par des niveaux non-phosphatés ou très peu phosphatés (Boujo, 1976). La série phosphatée montre un faible taux de sédimentation. D'ailleurs, seulement 25 à 80 m de sédiments se sont accumulés sur environ 15 à 20 millions d'années au niveau des bassins exploités (Boujo, 1976).

3.1. Domaine de la Meseta

Le domaine de la Meseta correspond à un domaine structurale composé d'une couverture sédimentaire alpine qui couvre un socle hercynien pénéplané par érosion de la chaîne varisque pendant l'émersion générale du Maroc qui a persisté de la fin du Paléozoïque jusqu'au Trias moyen/supérieur (Michard, 1976). L'essentiel du phosphate économique dans les bassins de la Meseta correspond à des couches phosphatées tabulaires meubles très riches en phosphate (Boujo, 1976; Belfkira, 1980; Salvan, 1986; Mouflih, 2015). La configuration générale de la série phosphatée au niveau de la Meseta correspond à des niveaux phosphatés séparés par des couches intercalaires de nature lithologique variable composées principalement de calcaires, marnes, argiles et faciès siliceux (Boujo, 1976; Belfkira, 1980; Salvan, 1986; Mouflih, 2015).

3.1.1. Bassin des Ouled Abdoun

Le bassin des Ouled Abdoun, connu également sous le nom du Plateau des phosphates (Michard, 1976), est une partie du bassin côtier atlantique. Ce bassin est formé d'une couverture méso-cénozoïque tabulaire qui repose sur un socle hercynien déformé (Zouhri *et al.*, 2008). La série phosphatée des Ouled Abdoun montre plusieurs faciès phosphatés, notamment les marnes phosphatées, les phosphates sableux riches en phosphore et les calcaires phosphatés coprolithiques à nodules de silex (Belfkira, 1980). Les faciès phosphatés des Ouled Abdoun sont coiffés par une dalle de calcaire à *Thersitae* (Salvan, 1986).

3.1.2. Bassin des Ganntour

Le bassin des Ganntour correspond à un plateau formé d'une série sédimentaire méso-cénozoïque qui repose sur un socle hercynien déformé. La série phosphatée dans ce bassin est plus épaisse et contient plus de couches phosphatées qu'aux Ouled Abdoun (Fig. 2.3) (Boujo, 1976). Les faciès phosphatés dans ce bassin comportent des phosphates granulaires friables, des phosphates silteux et des calcaires phosphatés (Boujo, 1976). La série

phosphatée des Ganntour est également coiffée par une dalle de calcaire à *Thersitae* (Boujo, 1976).

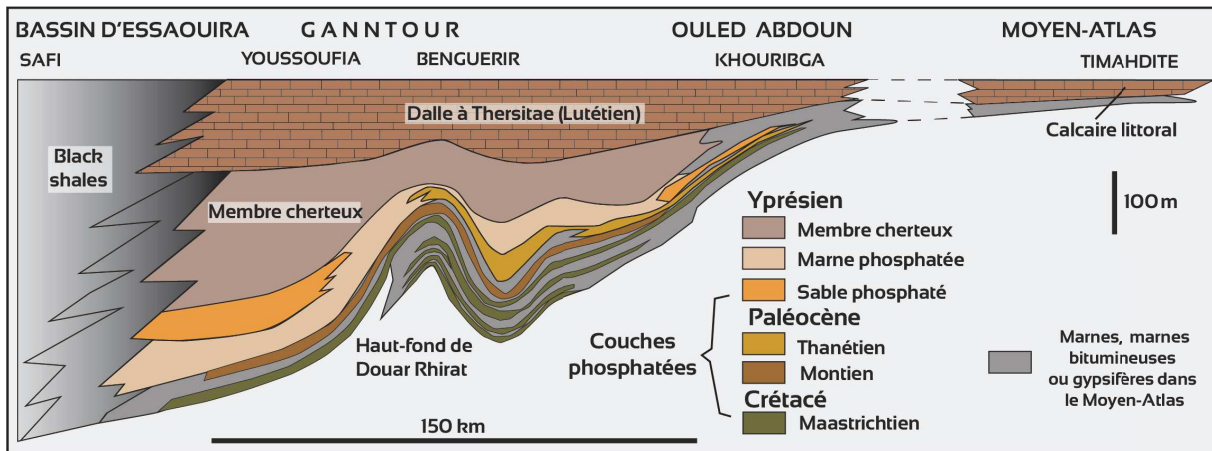


Fig. 2.3. Variations latérales de la série phosphatée de la Meseta (Boujo, 1976).

3.1.3. Bassin des Meskala

Le bassin des Meskala est situé au pieds du Haut-Atlas. La série phosphatée s'étend sur une épaisseur allant de 110 à 140 m et se présente sous forme de cuvettes synclinales. Elle est composée de marnes phosphatées passant à des porcelanites et marnes et ensuite à des carbonates fossilifères au sommet (Jourani, 1988; Trappe, 1991). La série phosphatée de Meskala a subi un faible taux d'enfouissement comme le suggère la présence de la matière organique dans un état immature (Jourani, 1988).

3.2. Domaine Atlasique

Le domaine atlasique correspond à une chaîne autochtone intracontinental, développée sur une croûte continentale légèrement amincie au cours de son évolution pré-orogénique (Frizon De Lamotte *et al.*, 2008). Ce système, soulevé au Cénozoïque, résulte du cycle alpin et comporte des zones plissées et des zones de plateaux (Frizon De Lamotte *et al.*, 2008).

3.2.1. Moyen-Atlas

Le Moyen-Atlas est composé de trois zones structurales développées sur des domaines paléogéographiques caractéristiques du Mésozoïque. Ces zones structurales sont : le Moyen-Atlas tabulaire ou le "Cause" du Moyen-Atlas, le Moyen-Atlas plissé et le bassin de Missour-

Haute Moulouya (Frizon De Lamotte *et al.*, 2008). La sédimentation phosphatée au niveau du Moyen-Atlas est peu développée au détriment d'une sédimentation riche en matière organique qui se manifeste par des faciès bitumineux abondants (Mouflih, 2015).

3.2.2. Nord du Haut-Atlas de Marrakech

La série phosphatée du Haut-Atlas de Marrakech affleure sur la bordure septentrionale de cette chaîne nommée aussi zone subatlasique nord (Herbig & Trappe, 1994). Cette série correspond à une succession sédimentaire à dominance carbonatée organisée en deux systèmes sédimentaires transgressifs-régressifs de 2^{ème} ordre (Chellaï *et al.*, 1995; Marzoqi *et al.*, 1996). Ces sédiments marins se développent entre les séries continentales du Sénonien à la base et du Néogène au sommet. Les faciès phosphatés dans ce secteur sont moins exprimés que dans la Meseta (Trappe, 1991).

3.2.3. Bassin de Ouarzazate

Le bassin de Ouarzazate, qui constitue la zone subatlasique sud, présente des occurrences de phosphates dans une série sédimentaire qui ressemble à celle du côté nord de du Haut-Atlas (Trappe, 1991; Herbig & Trappe, 1994; Marzoqi, 2001). Elle correspond à une série marine englobée entre les sédiments continentaux du Sénonien à la base et les sédiments mollassiques issus de l'érosion néogène au sommet (Trappe, 1991; Herbig & Trappe, 1994; El Harfi *et al.*, 2001; Marzoqi, 2001). Les faciès phosphatés sont présentés généralement par des marnes phosphatées (Trappe, 1991).

3.2.4. Bassin de Souss

Le bassin de Souss constitue un synclinorium dissymétrique, situé entre le Haut-Atlas au Nord et l'Anti-Atlas au Sud. Le bassin de Souss est subdivisé en deux grandes zones structurales (Frizon De Lamotte *et al.*, 2008) : i) la zone de plaine dominée par les sédiments du Plio-Quaternaire résultant de l'érosion du Haut-Atlas. La plaine de Souss a servi de bassin d'avant-pays du Haut-Atlas occidental à partir du Cénozoïque. ii) La zone pré-atlasique composée de collines allant du Crétacé à l'Éocène et constituant la partie de transition entre la plaine du Souss et la zone axiale du Haut-Atlas. Les travaux d'Ambroggi, (1963) ont révélé

la présence d'accumulations phosphatées dans l'intervalle Crétacé supérieur-Éocène du bassin de Souss. Les faciès phosphatés correspondent à des phosphates sableux et marnes et grès phosphatés.

3.3. Domaine Saharien

Le bassin de Oued Eddahab fait partie des bassins méso-cénozoïques qui constituent la bordure atlantique du Nord de l'Afrique. Ce bassin a subi une érosion extensive qui a réduit son étendue (Salvan, 1986). La série phosphatée dans ce bassin s'étale du Maastrichtien jusqu'au Lutétien. Cette série présente deux couches riches en phosphate friable souvent coprolithique. Ces couches s'intercalent avec des niveaux non-phosphatés de lithologies variables. L'ensemble de la série ne dépasse pas 45 mètres d'épaisseur au niveau de Bou Craa (Salvan, 1986).

4. Cadre lithostratigraphique de la série phosphatée marocaine

La stratigraphie de la série phosphatée marocaine est fondée sur des travaux paléontologiques établies sur des faunes de vertébrés et d'invertébrés (Arambourg, 1935, 1937, 1952; Moret, 1938; Gauthier, 1960; Cappetta *et al.*, 1987). Les limites des différents intervalles stratigraphiques sont définies principalement à partir d'éléments biostratigraphiques comparés à leurs équivalents dans d'autres bassins de l'Afrique du Nord ou dans le bassin de Paris.

4.1. Bassins de la Meseta

La série phosphatée du Maroc central est datée essentiellement par des assemblages de Sélaciens identifiés et groupés en différentes biozones par corrélation avec leurs homologues européens. Arambourg (1952) a montré à travers son étude paléontologique que la série phosphatée s'étend du Maastrichtien au Lutétien (Fig. 2.4). La comparaison des horizons faunistiques définis dans la série phosphatée avec les horizons définis dans les bassins Anglo-Franco-Belge, a permis à Arambourg (1952) de définir cinq étages stratigraphiques pour la série phosphatée du Maroc : Maastrichtien, Montien, Thanétien, Yprésien et Lutétien. Ces

travaux pionniers d'[Arambourg \(1952\)](#) ont été complétés par une série de découvertes de nouveaux genres de Sélaciens dans différentes parties des bassins de la Meseta aux Ouled Abdoun ([Cappetta, 1981, 1983, 1984, 1985, 1986](#)) et aux Ganntour ([Cappetta et al., 2014](#)). Ces découvertes qui ont concerné essentiellement le Maastrichtien et l'Yprésien ont servi pour établir des repères stratigraphiques régionaux qui permettent de faire des corrélations à l'échelle de toute la province phosphogénique marocaine ([Cappetta, 1986](#)).

Un ensemble d'études palynologiques de caractère local a été réalisé au niveau des bassins phosphatés de la Meseta. Les attributions chronologiques des différents assemblages identifiés sont basées sur des comparaisons avec les assemblages équivalents dans divers bassins du Crétacé supérieur au Sénégal, Gabon, Amérique, Belgique et en Europe du Nord. L'étude des dinokystes a permis de définir des niveaux repères pour la corrélation régionale du sommet du Maastrichtien ([Rauscher & Doubinger, 1982](#)) et d'apporter des modifications sur la limite Maastrichtien-Paléocène qui d'après [Rauscher \(1985\)](#) doit être reculée dans le temps et ce qui était considéré comme du Montien correspondrait au Paléocène très supérieur. Les pollens ont été étudiés au niveau du bassin des Ganntour ([Ollivier-Pierre, 1982](#)). Les assemblages identifiés ont montré que les formes montiennes, thanétiennes et yprésiennes sont différenciées et se corrélient avec les formes européennes dont certaines sont des marqueurs stratigraphiques ([Ollivier-Pierre, 1982](#)). L'étude des dinoflagellés au niveau du bassin des Ouled Abdoun a fourni des repères pour le Thanétien et l'Yprésien basal ([Soncini, 1992](#)).

En addition à toutes ces études biostratigraphiques, une étude chemostratigraphique sur les isotopes du carbone organique ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) a été récemment réalisée au niveau de la série phosphatée des Ouled Abdoun ([Yans et al., 2014](#)). Cette étude a mis en évidence des indications sur une lacune possible du Thanétien supérieur et sur l'absence du Lutétien dans la série étudiée. Les résultats de chemostratigraphie sont cohérents avec les données biostratigraphiques existantes basées essentiellement sur les assemblages de Sélaciens ([Yans et al., 2014](#)).

La stratigraphie de la série phosphatée dans les bassins économiques de la Meseta a été élaborée essentiellement pour des fins minières (Boujo, 1976; Salvan, 1986). La série phosphatée des Ouled Abdoun repose directement sur le Sénonien et commence par des niveaux attribués au Maastrichtien composés de calcaire fossilifère à accumulation osseuse dense de « *bone-beds* » surmonté par des marnes phosphatées, des calcaires marneux et des marnes. Le Danien ensuite contient une couche de phosphate sableux friable très riche en phosphore surmontée par des calcaires phosphatés. L'intervalle Thanétien-Yprésien inférieur est composé de calcaires phosphatés à coprolithes avec des nodules de silex. L'Yprésien est composé d'une alternance de calcaires et marnes phosphatées, de phosphates grossiers avec des argiles et des silexites ou marnes siliceuses (Belfkira, 1980). La série phosphatée proprement dite s'étale du Maastrichtien jusqu'à la base du Lutétien (Fig. 2.4). Cet ensemble phosphaté est coiffé par la dalle à *Thersitae* qui date du Lutétien marquant la fin de l'accumulation du phosphate dans le plateau (Fig. 2.4) (Salvan, 1986).

La série des Gannour débute au Maastrichtien par des marnes gréseuses dolomitiques, des barres silto-gréseuses à stratification entrecroisée et des clastites fines qui se manifestent à la base constituant la série pré-phosphatée (Fig. 2.4). C'est vers la partie sommitale du Maastrichtien que se développent les premiers niveaux phosphatés (Fig. 2.4) (Boujo, 1976). Le Thanétien est représenté par des phosphates silteux et des complexes de dolomies marneuses et d'argiles (membre marno-phosphaté) (Fig. 2.4). L'Yprésien comporte des niveaux phosphatés intercalés avec des niveaux silicifiés de dolomies et de marnes renfermant le membre cherteux de la série (Fig. 2.4). Le Lutétien carbonaté coiffe la sédimentation phosphatée par un niveau de dalle lumachellique à *Thersitae* (Boujo, 1976; Salvan, 1986).

Au niveau des Meskalas, la majeure partie de la série est dominée par la formation d'Imi N'Tanout (Trappe, 1991) (Fig. 2.4) qui est composée de phosphate gris sombre avec des intercalations de calcaires bioclastiques, de marnes et de niveaux à silex. La formation d'Imi N'Tanoute est surmontée par un niveau à porcellanites connu sous le nom de la formation

de Meskala (Fig. 2.4). Ensuite affleure la formation de Jbel Tilda qui est composée de marnes gris-claires et de grès très fins pauvres en fossiles. La série est coiffée par la dalle à *Thersitae* comme dans les autres bassins de la Meseta (Fig. 2.4).

ÂGE \ BASSIN	MESKALA	GANNTOUR		OULED ABDOUN
LUTÉTIEN (& BARTONIEN)	Fm. Thersitae	Série post-phosphatée	Membre calcaire (Dalle à Thersitae)	Série post-phosphatée
	Fm. Jbel Tilda Fm. Meskala			Membre calcaire (Dalle à Thersitae)
YPRÉSIEN	Formation d'Imi N'Tanout	Série post-phosphatée	Membre cherteux	Série phosphatée
THANÉTIEN			Membre maino-phosphaté	
DANIEN		Membre ou faisceau phosphaté		
MAASTRICHIEN		Série pré-phosphatée	Sénonien	

Fig. 2.4. Découpage lithostratigraphique de la série Crétacé supérieur-Paléogène de la Meseta marocaine (Boujo, 1976).

4.2. Bassins du Haut-Atlas

La stratigraphie de la série phosphatée au niveau du Haut-Atlas est fondée sur l'étude des invertébrés menée par (Moret, 1938) dans le Sud de l'Atlas de Marrakech (Tab. 2.1) qui a défini trois groupements de faunes de mollusques entre le Maastrichtien et l'Yprésien basal.

Le travail de [Moret \(1938\)](#) a été complété par [Roch \(1939\)](#) et [Gauthier \(1960\)](#) qui ont contribué à la reconnaissance des parties inférieures de la série (Maastrichtien et Danien). [Arambourg \(1937\)](#) avait défini le Lutétien dans les parties supérieures de la série en découvrant des *Carolia placunoïdes* au sein des marnes phosphatées qui seraient l'équivalent stratigraphique de la dalle à *Thersitae* dans le bassin des Ganttour.

Faune	Nombre d'espèces	Espèces déterminantes	Âge
Faune B	19 espèces dont 9 nouvelles Faune de Gastéropodes	<i>Pseudothersitea moreti</i> <i>Turritella subtrivignia</i>	Yprésien-Lutétien inférieur
Faune C	27 espèces dont 4 nouvelles	Débris de Vertébrés <i>Odontaspis macrota</i>	Thanétien-Yprésien basal
Faune A	7 nouvelles espèces Grosses Cardites	<i>Glauconia</i> , <i>Cardita Beaumonti</i>	Maastrichtien-Danien

Tab. 2.1. Les niveaux de faunes d'invertébrés mis en évidence par [Moret, \(1938\)](#) dans le Sud du Haut-Atlas de Marrakech.

La faune sélacienne a été étudiée localement dans la partie orientale du bassin de Ouarzazate et comparée à son équivalent dans les bassins exploités. Ces études ont conduit à l'identification d'une faune de sélaciens et mammifères terrestres thanétiens ([Cappetta et al., 1987](#)), à la découverte de vertébrés yprésiens ([Gheerbrant et al., 1993](#)) et à la découverte d'une faune de sélaciens d'âge Lutétien sur le site d'Aznag ([Tabuce et al., 2005](#)). Les pollens et le microplancton ont également été étudiés au sein de l'Yprésien supérieur-Lutétien inférieur ([Mohr & Fechner, 1986](#)).

Une étude magnetostratigraphique a été réalisée par [Gheerbrant et al., \(1998\)](#) au niveau de la partie est du bassin de Ouarzazate (Tinghir) où une faune de micromammifères a été découverte ([Gheerbrant et al., 1993, 1998](#); [Sudre et al., 1993](#)). Les mesures de la

rémanence magnétique ont été réalisée par une désaimentation thermique ce qui a permis d'obtenir un profil des inversions magnétiques (Gheerbrant *et al.*, 1998) . Les auteurs ont comparé le profil des successions de polarités obtenu avec l'intervalle Crétacé supérieur-Eocène supérieur de l'échelle des inversions géomagnétiques (Cande & Kent, 1995). L'interprétation des résultats s'est fait selon deux hypothèses de corrélation où les auteurs ont assumé un taux de sédimentation constant pour tout l'intervalle stratigraphique considéré. Pour l'hypothèse H1, le taux de sédimentation est de 1.6 cm/ka, cependant, l'hypothèse H2 implique un taux de sédimentation de 2cm/ka. Les auteurs ont attribué un âge Danien moyen-Thanétien ou Danien terminal-Thanétien à la série rouge supérieur considérée classiquement comme une formation sénonienne. Ceci implique également que la limite K-T est située plus bas.

À la base de ces travaux précités et en plus de la corrélation avec la charte eustatique de Haq *et al.*, (1987), les géologues allemands Herbig & Trappe (1994) ont proposé un découpage lithostratigraphique de la série Crétacé supérieur-Paléogène en plusieurs formations (Tab. 2.2-3). Au niveau des bordures nord et sud du Haut-Atlas de Marrakech, la série Crétacé Supérieur-Paléogène est découpée en quatre formations lithostratigraphiques : Asseghmou, Anmiter, Ounila et la formation à *Thersitae* (Tab. 2.2). Cependant, dans la partie est du bassin de Ouarzazate, les formations reconnues sont : Asseghmou, Jbel Guerssif, Jbel Talouite, Ait Ourrhidane et Jbel Tagounte (Tab. 2.3).

Un découpage de la série Crétacé supérieur-Paléogène du Haut-Atlas de Marrakech et du bassin de Ouarzazate en systèmes sédimentaires et en séquences de 3^{ème} ordre a également été réalisé (Chellaï *et al.*, 1995; Marzouq *et al.*, 1996; Marzouq & Pascal, 2000; Marzouq, 2001). Ce découpage est basé sur la définition des discontinuités sédimentaires d'ampleur régionale en tenant compte des données lithobiostratigraphiques antérieures. Dans ce découpage, la série Crétacé Supérieur-Paléogène est subdivisée en deux systèmes sédimentaires transgressifs-régressifs de 2^{ème} ordre et six séquences de dépôts de 3^{ème} ordre.

Formation	Faune	Âge	Lithologie
Thérsitae	Pseudothersitae Marocana	Lutétien	Calcaires bioclastiques à fragments de mollusques
Ounila	Carolia placunoïdes (Arambourg, 1937)	Lutétien	Marnes sableuses phosphatées fossilifères
Anmiter	Faune A (Moret, 1938)	Thanétien	3 unités bioclastiques séparées par des marnes fossilifères
	Faune C (Moret, 1938) et Ondotaspis (Paléocène, Arambourg, 1937)		
	Faune B (Moret, 1938)	Yprésien	
Asseghmou	Pseudoceratodes et Ampullaria (Gauthier 1960)	Danien	Dolomies, calcaires et niveaux siliceux

Tab. 2.2. Les formations lithostratigraphiques de la bordure nord et sud du Haut-Atlas de Marrakech (Trappe & Herbig, 1994).

Formation	Faune	Âge	Lithologie
Jbel Tagounte	Faune de Sélaciens calibrée par des forminifères planctoniques (Tabuce & Cappetta 2005)	Lutétien	Grès fins carbonatés Calcaires bioclastiques sableux à huîtres
	Pollens et microplanctons (Mohr & Fechner 1986)	Yprésien sup-Lutétien inf	
Ait Ouarhitane	Vertébrés (Gheerbrant et al., 1993)	Yprésien	Bancs calcaires jaunes rouges
Jbel Talouite	_____	Thanétien	Siltites, grès et calcaires oolithiques et siltites vertes
Jbel Guerssif	Sélaciens et mammifères terrestres (Cappetta et al., 1987)	Thanétien Inf-moy	Calcaires dolomitiques épais à Rotalia Skourensis
Asseghmou	Pseudoceratodes et Ampullaria (Gauthier, 1960)	Thanétien	Dolomies, calcaires et niveaux siliceux

Tab. 2.3. Les formations lithostratigraphiques de la partie est du bassin de Ouarzazate (Trappe & Herbig, 1994).

Au niveau du Bassin de Souss, la série phosphatée repose sur des terrains campaniens (Ambroggi, 1963) (Tab. 2.4). Le début de la sédimentation phosphatée est rapporté au Maastrichtien qui est décrit d'après Ambroggi (1963) comme un système sédimentaire transgressif phosphaté épais correspondant à la formation d'Erguita (Tab. 2.4). L'accumulation du phosphate se poursuit progressivement pendant l'Éocène (Formation de Talekjount) (Tab. 2.4) avec des faciès phosphatés similaires, seul le contenu faunistique change (Ambroggi, 1963).

Âge \ Bassin	Bassin de Souss	Haut-Atlas de Marrakech	Est du bassin de Ouarzazate
PRIABONIEN	Éocène supérieur		Fm. Hadida
LUTÉTIEN (6 BARTONIEN ?)	Formation de Talekjount	Fm. Thersitae	Formation de Jbel Tagout
YPRÉSIEN		Formation d'Ounila	
THANÉTIEN		Formation d'Anmiter	Fm. Ait Ouarhitane
DANIEN			Fm. Jbel Talouite
MAASTRICHTIEN	Formation d'Erguita	Formation d'Azour	Fm. Jbel Guerssif
SÉNONIEN	Campanien (Ambroggi, 1963)		Fm. Asseghmou
			Série rouge supérieure (Gauthier, 1957)

Tab. 2.4. Découpage lithostratigraphique de la série Crétacé supérieur-Paléogène du Haut-Atlas (Trappe & Herbig, 1994).

5. Genèse des phosphates marocains

Les phosphates économiques de la Meseta marocaine se sont formés dans un contexte sédimentaire de mer épicontinentale liée à un système d'*upwellings* situé du côté de la marge atlantique qui fournissait les nutriments, dont le phosphore, responsables de la richesse et de la diversité biologique observées dans la série phosphatée marocaine (Prévôt, 1988; Trappe, 1998; Zouhri *et al.*, 2008).

La phosphatogénèse dans les phosphates marocains témoignent de l'interaction de processus biogéochimiques dans la formation de l'apatite (Belfkira, 1980; Jourani, 1988; Prévôt, 1988; Trappe, 1998). La formation de l'apatite se fait essentiellement dans des microenvironnements interstitiels qui reçoivent le phosphore lié à la matière organique grâce aux bactéries (Prévôt, 1988). Cette composante bactérienne a joué un rôle essentiel non seulement dans la libération du phosphore dans les systèmes interstitiels mais aussi dans la modification de l'équilibre solutions-minéraux dans les microenvironnements interstitiels conduisant à la formation de l'apatite (Prévôt, 1988). L'apatitogénèse dans les phosphates marocains s'est faite par précipitation directe ou par remplacement des phases carbonatées (Prévôt, 1988). La phosphatisation des éléments biogéniques (épigénie) est aussi un processus phosphogénique documenté dans les phosphates marocains (Prévôt, 1988). L'étude des propriétés géochimiques de la matière organique a montré que la phosphatogénèse s'est effectuée sous des conditions d'oxydation intermédiaires entre un pôle réducteur et un pôle très oxydant (Jourani, 1988). Ces conditions ont favorisé une dégradation partielle de la matière organique pour libérer le phosphore dans les microsystèmes interstitiels (Prévôt, 1988).

Après la formation des grains phosphatés par voie biogéochimique, l'accumulation exceptionnelle du phosphate au Maroc est due essentiellement à une concentration mécanique des éléments phosphatés (Belfkira, 1980; Prévôt, 1988; Moutaouakil & Giresse, 1993; Trappe, 1998; Zouhri *et al.*, 2008). La série phosphatée présente une accumulation épisodique du phosphate qui se manifeste par la disposition des niveaux phosphatés granulaires en intercalations avec des niveaux non ou très peu phosphatés (intercalaires). Selon Trappe (1998), l'accumulation du phosphate au Maroc résulterait d'une évolution post-phosphatogénèse primaire polyphasée qui implique un remaniement, transport et accumulation secondaire sur la plate-forme (Fig. 2.5). Il s'agit d'un remaniement des boues phosphatées par les tempêtes suivi du transport vers les sites d'accumulation par les courants tidiaux (Zouhri *et al.*, 2008). Ce phénomène d'accumulation du phosphate est liée à un

environnement de dépôt plus dynamique où la sédimentation phosphatée se développe en cortèges sédimentaires rétrogradants, rapportés à des intervalles transgressifs des cycles eustatiques de 3^{ème} ordre (Mouflih, 2015). À une échelle globale, la concentration du phosphate dans les plateaux de phosphate au Maroc est contrôlée par des phénomènes paléogéographiques et eustatiques (Moutaouakil & Giresse, 1993).

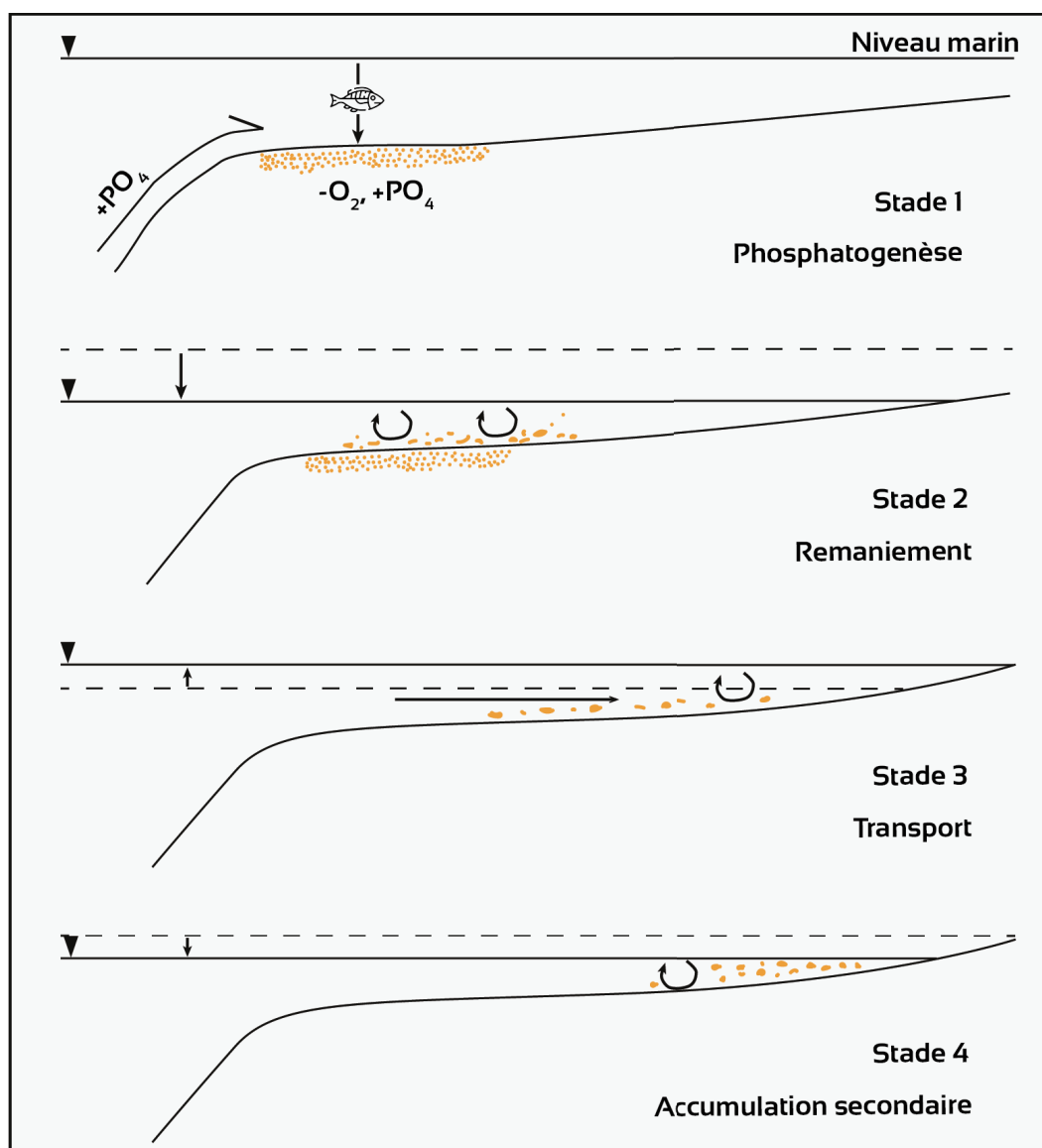


Fig. 2.5. Modèle d'accumulation des phosphates économiques de la Meseta marocaine (Trappe, 1998).

Les gisements de phosphates marocains ont enregistré plusieurs transformations post-sédimentaires. Il s'agit principalement du phénomène d'altération (Lucas *et al.*, 1979; McArthur, 1980) qui se fossilise à travers un ensemble de changements dans les sédiments

à différentes échelles. L'altération dans les phosphates marocains a conduit essentiellement au lessivage de la phase carbonatée et à des changements à l'échelle des minéraux, notamment le lessivage des éléments sensibles à l'oxydation ce qui conduit à l'apparition des minéraux secondaires (Lucas *et al.*, 1979; McArthur, 1980). Au niveau du bassin des Ouled Abdoun, l'altération des niveaux évaporitiques du Sénonien a créé une karstification qui a déclenché le développement d'effondrements gravitaires (fontis) qui perturbent l'aspect tabulaire des niveaux phosphatés et qui dérange l'exploitation (Mouflih, 2015).

6. Paléogéographie des phosphates au Maroc

La paléogéographie des gisements de phosphate marocains a fait l'objet de plusieurs reconstitutions. Plusieurs modèles paléogéographiques ont été suggérés par un nombre important d'auteurs (Gauthier, 1960; Boujo, 1976; Salvan, 1986; Herbig, 1991; Trappe, 1991). Trois modèles de tendances contrastées ont été proposés : i) Un système de golfe séparé par des terres émergées (Fig. 2.6A-B ; les massifs hercyniens des Rehamna et des Jebilet) (Boujo, 1976). Dans cette configuration paléogéographique, l'ouverture sur l'Atlantique correspondrait à plusieurs couloirs étroits (Boujo, 1976). Pour certains auteurs, l'ouverture sur l'Atlantique se faisait à travers au moins trois golfes distincts (Ouled Abdoun-Ganntour, Ouarzazate-Essaouira et Souss ; Fig. 2.6A) (Gauthier, 1960; Boujo, 1976; Belfkira, 1980). Le modèle de Salvan (1986) propose de grandes ouvertures ou la combinaison d'une grande connexion avec l'océan Atlantique et de golfes interconnectés (Fig. 2.6B). ii) Une mer épicontinentale en une seule étendue ouverte en direction de l'ouest vers l'Atlantique, avec l'existence de terres émergées dans le Maroc central et atlasique (Fig. 2.6C) (Herbig, 1986; Chellaï *et al.*, 1995). iii) Une vaste mer épicontinentale (mer des phosphates) sans la présence d'îles, en connexion directe avec l'océan Atlantique à l'ouest (Fig. 2.6D)(Trappe, 1991). Dans cette configuration paléogéographique, les terres émergées ne se présentaient pas pendant les périodes phosphogéniques. Dans ce modèle paléogéographique, la position du littoral est décalée vers l'est au niveau de la zone d'Imilchil suite à la découverte de charophytes et d'ostracodes dans le Lutétien (Fig. 2.6D) (Charrière

et al., 2009). La présence de vertébrés terrestres (dinosaures, ptérosaures, mammifères) dans les parties nord-est du bassin des Ouled Abdoun suggère que cette zone correspondait à un milieu proximal de haute énergie à proximité du massif central paléozoïque (*Bardet et al.*, 2017). La série phosphatée au niveau du bassin des Ganntour, où la séquence la plus complète a été enregistrée, s'est déposée dans un contexte plus subsident et plus calme (*Boujo, 1976; Lucas & Prévôt-Lucas, 1995*).

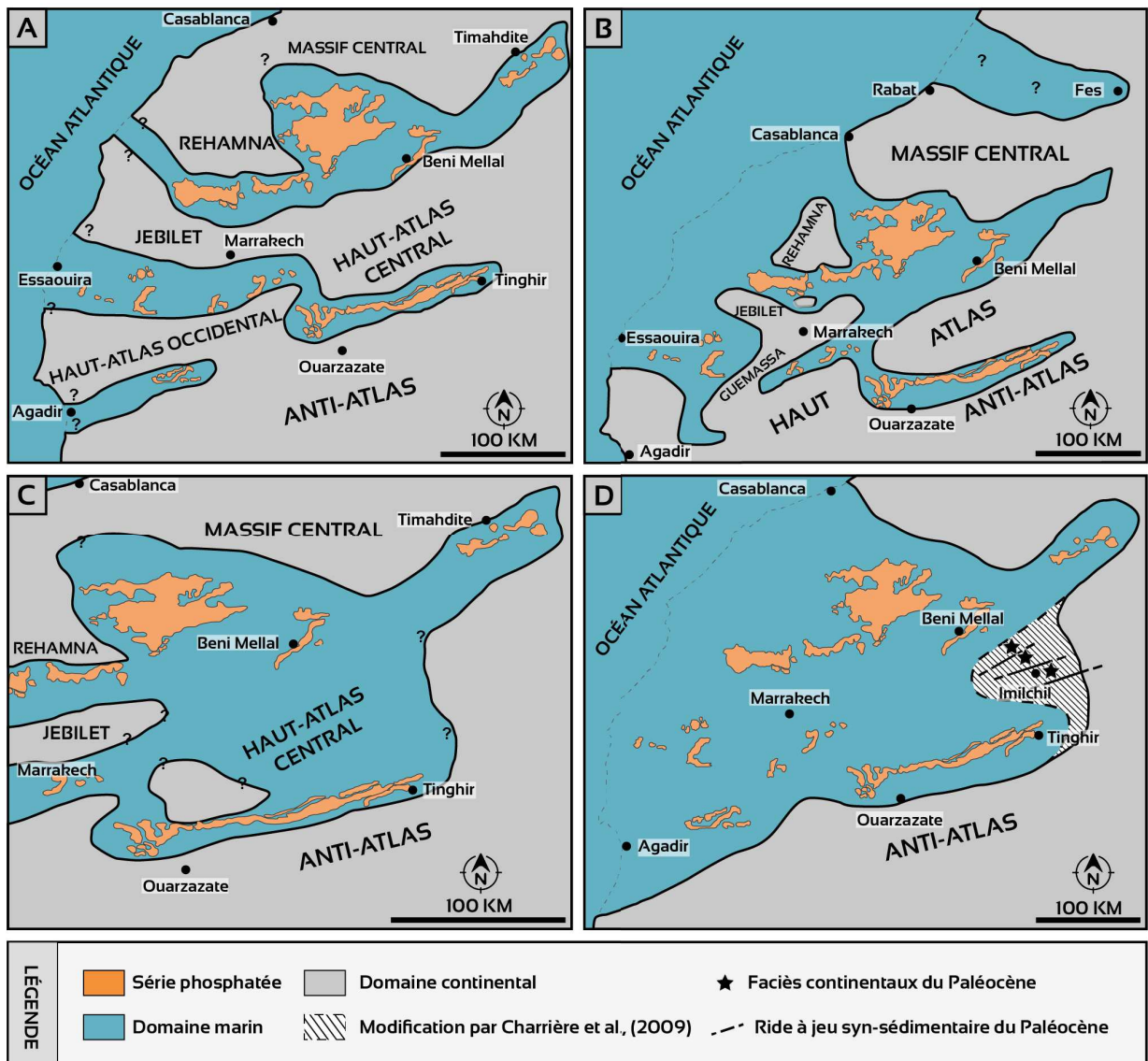


Fig. 2.6. Modèles paléogéographiques de la série phosphatée. (A) Modèle de plusieurs golfes étroits (*Boujo, 1976*). (B) Grande connexion avec l'océan Atlantique avec golfes interconnectés (*Salvan, 1986*). (C) Modèle d'une seule mer épicontinentale avec la présence de terres émergées (*Herbig, 1986; Chellai et al., 1995*). (D) Une seule mer épicontinentale sans terres émergées (*Trappe, 1991*).

Chapitre 3 :

Analyse des faciès et des associations de faciès de la série phosphatée du Haut-Atlas

1. Introduction

Le système atlasique marocain a été occupé au Crétacé supérieur-Paléogène par une mer épicontinentale (Trappe, 1992; Herbig & Trappe, 1994; Marzouqi, 2001). Ce secteur a connu l'accumulation d'une série sédimentaire relativement peu épaisse contenant des accumulations de phosphate (Trappe, 1992; Herbig & Trappe, 1994; Marzouqi, 2001). Cette série s'est développée sur une plateforme marine peu profonde organisée en rampes (Marzouqi *et al.*, 1996; Marzouqi, 2001) et montre une productivité biologique importante représentée principalement par des faunes de vertébrés et d'invertébrés (Moret, 1938; Gauthier, 1960; Cappetta, 1993; Tabuce *et al.*, 2005). Ces accumulations sédimentaires atlasiques affleurent de façon discontinue le long des deux bordures du Haut-Atlas. Sur le flanc septentrional du Haut-Atlas de Marrakech, la série étudiée affleure sous forme de couches monoclinales souvent dans des synclinaux isolés. Sur le versant méridional, au niveau du bassin de Ouarzazate, à l'exception de la coupe de Toundoute, la série est globalement tabulaire et n'enregistre que de rares signes de déformation plicative. Cependant, la série est plus épaisse au niveau du bassin de Souss où la plus épaisse séquence du Maastrichtien au Maroc a été décrite (Ambroggi, 1963). La série sédimentaire du Crétacé supérieur-Paléogène du Haut-Atlas est subdivisée en deux systèmes sédimentaires : i) un système inférieur composé de dépôts littoraux et margino-littoraux développés sous un climat chaud. ii) un système supérieur formé de dépôts subtidaux peu profonds de plate-forme carbonatée (Chellaï *et al.*, 1995; Marzouqi *et al.*, 1996; Marzouqi, 2001). Les deux systèmes sont séparés par une discontinuité majeure générée par une phase d'émersion prolongée (Chellaï *et al.*, 1995; Marzouqi *et al.*, 1996; Marzouqi, 2001).

L'objectif de ce chapitre est de comprendre la dynamique sédimentaire de la série Crétacé supérieur-Paléogène du Haut-Atlas à travers l'analyse et l'interprétation des faciès et des associations de faciès. L'étude des associations de faciès et leurs relations latérales permet de visualiser l'évolution du système sédimentaire à l'échelle régionale et de caractériser les environnements favorables à l'accumulation du phosphate.

2. Contexte géologique

Les successions sédimentaires étudiées appartiennent au Crétacé supérieur-Paléogène (Fig. 3.1A). Elles sont situées le long des bordures septentrionale et méridionale du Haut-Atlas, dans les régions de Marrakech-Ouarzazate et de Taroudant (Fig. 3.1A-B). Le Haut-Atlas correspond à un bassin intracontinental du Mésozoïque-Paléogène (bassin atlasique) qui s'est inversé au cours du Néogène (Frizon De Lamotte *et al.*, 2008; Frizon de Lamotte *et al.*, 2009). Cette chaîne de montagnes présente une double vergence avec des plateaux tabulaires élevés dans sa partie axiale (Fekkak *et al.*, 2018). L'évolution du Haut-Atlas a commencé au Trias avec la création des bassins atlasiques liés au *rifting* de l'Atlantique central et la formation de la marge passive atlantique (Tucholke *et al.*, 2007; Schettino & Turco, 2009; Frizon de Lamotte *et al.*, 2015). Ces bassins ont enregistré une subsidence thermique post-rift importante, liée au refroidissement de la marge atlantique (Ellouz *et al.*, 2003), entraînant le dépôt de séquences épaisses de sédiments mésozoïques. Ce refroidissement thermique s'est atténué avec le temps et au Crétacé supérieur, la subsidence avait considérablement diminué (Ellouz *et al.*, 2003; Tari *et al.*, 2012). En conséquence, des successions paléogènes relativement peu épaisses, y compris la série des phosphates, se sont accumulées dans le bassin atlasique. La phase principale de soulèvement et d'inversion du Haut-Atlas a été déclenché pendant le Néogène, c'est-à-dire après le dépôt des séquences riches en phosphate. Les anciennes failles syn-*rift* ont été réactivées et inversées en réponse à la convergence entre les plaques africaine et eurasiennne (Beauchamp *et al.*, 1999; Frizon de Lamotte *et al.*, 2015). Ce soulèvement, toujours actif, est également accentué par des processus thermiques profonds (Teixell *et al.*, 2005; Missenard *et al.*, 2008; Leprêtre *et al.*, 2015). Des bassins d'avant-pays (*foreland basins*) ont été créés au Nord (bassin de Tensift Al Haouz, Marrakech), et au Sud (bassin de Ouarzazate et bassin de Souss) et remplis de sédiments molassiques continentaux issus de l'érosion de la chaîne en soulèvement (Fig. 3.1A) (Görler *et al.*, 1988; Chellai & Perriaux, 1996; El Harfi *et al.*, 2001; Frizon De Lamotte *et al.*, 2008). Les sédiments phosphatés du Haut-Atlas marocain appartiennent à l'intervalle

stratigraphique du Crétacé supérieur-Paléogène (Herbig & Trappe, 1994; Chellaï *et al.*, 1995; Marzoqi & Pascal, 2000). À cette époque, les bassins phosphatés de l'Atlas étaient bordés au Sud par la chaîne plissée paléozoïque de l'Anti-Atlas, constituant l'arrière-pays sud, et au Nord et à l'Est par le socle varisque déformé de la Meseta occidentale (Herbig & Trappe, 1994). Ces bassins phosphatés s'étendaient vers l'Ouest jusqu'à la marge passive de l'Atlantique (Boujo, 1976).

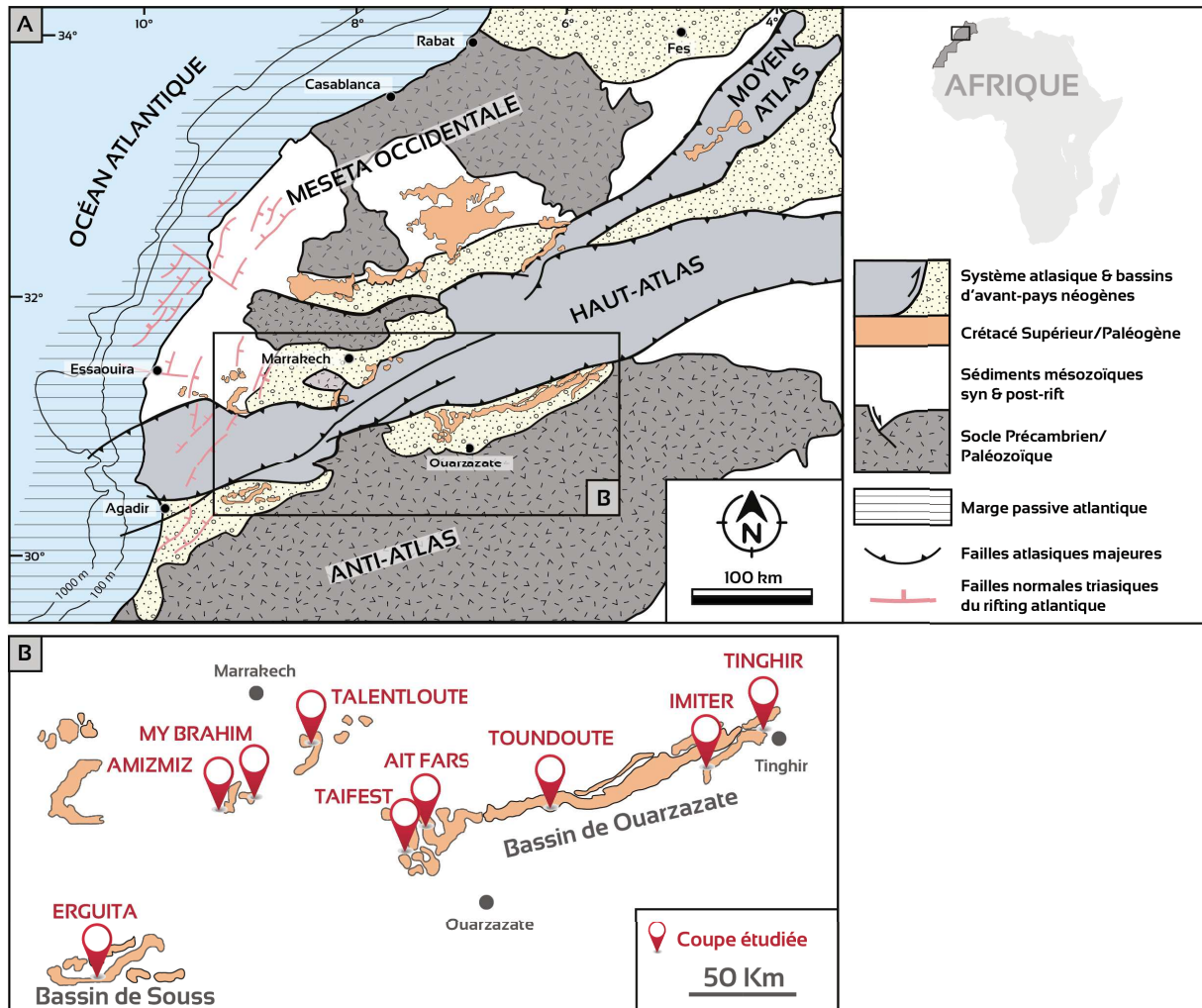


Fig. 3.1. (A) Carte géologique simplifiée du Maroc central illustrant la répartition spatiale des bassins phosphatés du Crétacé supérieur-Paléogène et mettant en évidence les principales caractéristiques structurales et géodynamiques du système de l'Atlas marocain. Modifiée d'après Hafid *et al.*, (2006). (B) Localisation des coupes étudiées le long des bordures nord et sud du système de l'Haut-Atlas.

3. Données et méthodologie

L'analyse des faciès est fondée sur une investigation détaillée des affleurements sur le terrain en effectuant le lever des coupes à haute résolution (banc par banc). Sur le terrain, il est

indispensable de faire une description concise des affleurements (lithologie, couleur, structure, texture, géométrie, et contenu fossilifère...). Le travail de terrain comporte également un échantillonnage représentatif des différents faciès et des intervalles de phosphate. Ces échantillons serviront pour la confection des lames minces et pour l'analyse géochimique des différents intervalles étudiés. L'analyse des microfaciès s'appuie sur l'étude microscopique des lames minces, dans le but d'identifier la microfaune, la nature et la forme des grains, la nature du liant, la texture et les aspects diagénétiques des roches étudiées. Dans le processus d'analyse des faciès, il est important de décrire l'organisation des faciès au sein d'une même association et l'ordre dans lequel ces faciès se succèdent pour définir ainsi des séquences ou des successions de faciès (Reading & Levell, 1996).

Dans la présente étude, la définition et l'interprétation des faciès carbonatés est basée essentiellement sur les travaux de Wilson (1975) et Flügel (2010). Les environnements de dépôts des carbonates sont définis en se basant sur les classifications et les subdivisions morphologiques des plate-formes marines établies par Wilson (1975) et Burchette & Wright (1992). La texture des roches carbonatées traduit les conditions hydrodynamiques et le degré d'agitation du milieu de dépôt. Dans cette analyse de faciès, la détermination de la texture est fondée sur la classification de Dunham (1962) qui tient compte de la nature et du rapport entre la phase de liaison et les éléments figurés. La classification des particules phosphatées est basée sur la nomenclature proposée par Mouflih (2015).

4. Analyse des faciès et des associations de faciès

Les coupes étudiées sont composées de sédiments à dominance carbonatée contenant des accumulations importantes de phosphate. Des observations détaillées sur le terrain et au microscope des successions sédimentaires étudiées ont permis d'identifier 26 faciès, interprétés en termes de processus sédimentaires et d'environnements de dépôt, fournissant des indices sur la paléobathymétrie et permettant de tracer la courbe des variations du niveau marin relatif. Les faciès liés génétiquement ont été regroupés en six associations de faciès

(FA) définissant les environnements de dépôt. Les associations de faciès sont résumées dans le **Tableau 3.1**.

Association de faciès	Description	Interprétation
FA1	Successions grano-croissantes ; grès moyen à stratifications obliques tangentielles à la base ; couches rouges évaporitiques épaisses ; calcaires à charophytes et ostracodes, calcaires crayeux à laminations horizontales ; concrétions carbonatées et glaebules avec traces de racines ; grès à stratifications entrecroisées ; conglomérats polygéniques à support matriciel.	Plaine alluviale Debris-flow Courants unidirectionnels Migration des dunes eoliennes Décantation en domaine lacustre
FA2	Successions épaisses de marnes grises et de carbonates interstratifiées ; textures de mudstone à wackestone, stratifications parallèles horizontales, bioturbation de type Thalassinoides, faune peu diversifiée avec des coquilles fines de bivalves et de gastéropodes relativement bien conservées.	Plate-forme interne restreinte Décantation
FA3	Corps sédimentaires géométriquement irréguliers et discontinus ; lumachelles avec des coquilles fragmentées d'huîtres et de gastéropodes ; calcarénites et grès phosphatés à stratifications entrecroisées.	Plate-forme interne Shoal, remaniement
FA4	Matériaux carbonatés et sableux ; textures de packstone à grainstone ; faune diversifiée comprenant des Nautiloïdes, des échinides, des huîtres et de rares foraminifères ; bioturbation de type Thalassinoides ; amalgamations et HCS.	Plate-forme externe entre la limite d'action des tempêtes et la limite d'action des vagues de beau temps
FA5	Mudstones ; marnes phosphatées à stratification parallèle ; bancs de phosphate granulaire ; rides chevauchantes ; micro-HCS ; Nautiloïdes ; terriers de Thalassinoides.	Près de la limite d'action des tempêtes ; Vannage par les tempêtes
FA6	Niveaux fins riches en matière organique, intercalés avec des grès et conglomérats à grano-classement normal, composés d'un mélange de particules phosphatées et détritiques.	Offshore Décantation interrompue épisodiquement par des écoulements gravitaires

Tab. 3.1. Description et interprétation des associations de faciès de la série Crétacé supérieur-Paléogène du Haut-Atlas.

4.1. FA1. Plaine alluviale

Cette association de faciès est bien exposée dans toutes les zones étudiées. Elle encadre systématiquement les intervalles carbonatés des coupes. FA1 est organisée en succession grano et strato-croissante dans la partie supérieure des coupes, tandis qu'il montre une tendance grano-décroissante dans les parties basales. FA1 comprend des grès à litage oblique tangentiel (F1), des conglomérats polygéniques à support matriciel (F2), des grès rouges à litage oblique plan (F3), des argiles rouges gypsifères (F4), des calcaires crayeux à ostracodes et à charophytes (F5), ainsi que des concrétions carbonatées et des glaebules (F6).

4.1.1. Grès à litage oblique tangentiel (F1)

Description :

Ce faciès (F1) est préservé localement dans le bassin de Ouarzazate à la base de la succession sédimentaire étudiée. F1 correspond à des intervalles métriques de grès moyen, très bien trié presque exclusivement constitué de grains de quartz ronds et mats. Il est azoïque, de couleur jaune orangé, mal consolidé et forme des mégarides d'épaisseur métrique, à litage oblique plan. Les lamines, d'épaisseur centimétrique, sont tangentielles à la base (Fig. 3.2A).

Interprétation :

Dans ces grès, la couleur, l'oxydation et l'absence de faunes marines suggèrent une origine continentale. La morphologie des grains de quartz reflète un transport par le vent responsable de l'abrasion des grains (Kransley & Trusty, 1985; Pye & Tsoar, 2009). L'organisation géométrique des lamines (tangentielles à la base) au sein de mégarides 2D, nous conduit à interpréter ce faciès comme des dunes d'origine éolienne (Hunter, 1977; Kocurek, 1991; Posamentier & Walker, 2006; Pye & Tsoar, 2009). Ces sédiments se développent dans des environnements arides où la couverture végétale est rare ou absente (Nichols, 2009).

4.1.2. Conglomérats polygéniques à support matriciel (F2)

Description :

Ce faciès (F2) occupe la partie sommitale des coupes étudiées. Il forme des barres massives d'épaisseur métrique (10 m) et à base érosive (Fig. 3.2B). F2 se présente souvent sous forme d'une seule unité épaisse sans stratification visible, ni granoclassement. Il s'agit de conglomérats polygéniques, très mal classés et à support matriciel argileux ou gréseux de couleur rouge. Les clastes sont sub-anguleux à sub-arrondis dont la taille est variable et peut atteindre 15 cm. Quelques clastes se présentent en position verticale (Fig. 3.2C).

Interprétation :

Dans ces conglomérats, le support matriciel, la taille et le caractère chaotique des clastes reflètent une dynamique gravitaire permettant d'interpréter ce faciès comme étant un sédiment de *debris-flow* produit par un écoulement gravitaire cohésif plastique (Nemec & Steel, 1984; Major, 2003). Ces *debris-flow* correspondent à un mélange visqueux et dense de sédiment et d'eau, dans lequel la masse du sédiment dépasse celle de l'eau (Major, 2003). Ces caractéristiques indiquent une mise en place subaérienne de ce faciès dans un contexte de cône alluvial en bordure de plaine alluviale (Blair & McPhe, 1994; Miall, 1996), sous un climat aride. La nature lithologique variée des clastes (quartzites, grès et carbonate) suggère qu'il s'agit d'un conglomérat extraformationnel (Tucker & Wright, 1990) dont les clastes provenaient du démantèlement des reliefs atlasiques (Görler *et al.*, 1988).

4.1.3. Grès rouges à litage oblique plan (F3)

Description :

Ce faciès (F3) s'observe dans la partie supérieure des coupes étudiées en intercalation avec des niveaux argileux et conglomératiques rouges. Il s'agit de grès fins très bien triés, de couleur rouge et d'épaisseur métrique. Ces grès sont dépourvus de faune et montrent un litage oblique plan fin de faible inclinaison traduisant des mégarides 2D.

Interprétation :

La couleur rouge d'oxydation et l'absence de faune suggèrent que ces grès appartiennent au domaine continental. Les litages obliques plans observés traduisent un courant unidirectionnel (Allen, 1982). La granulométrie fine suggère un écoulement hydrodynamique de faible vitesse. Dans le domaine continental, ces caractéristiques sont communes dans les dépôts fluviaux (Miall, 1996).

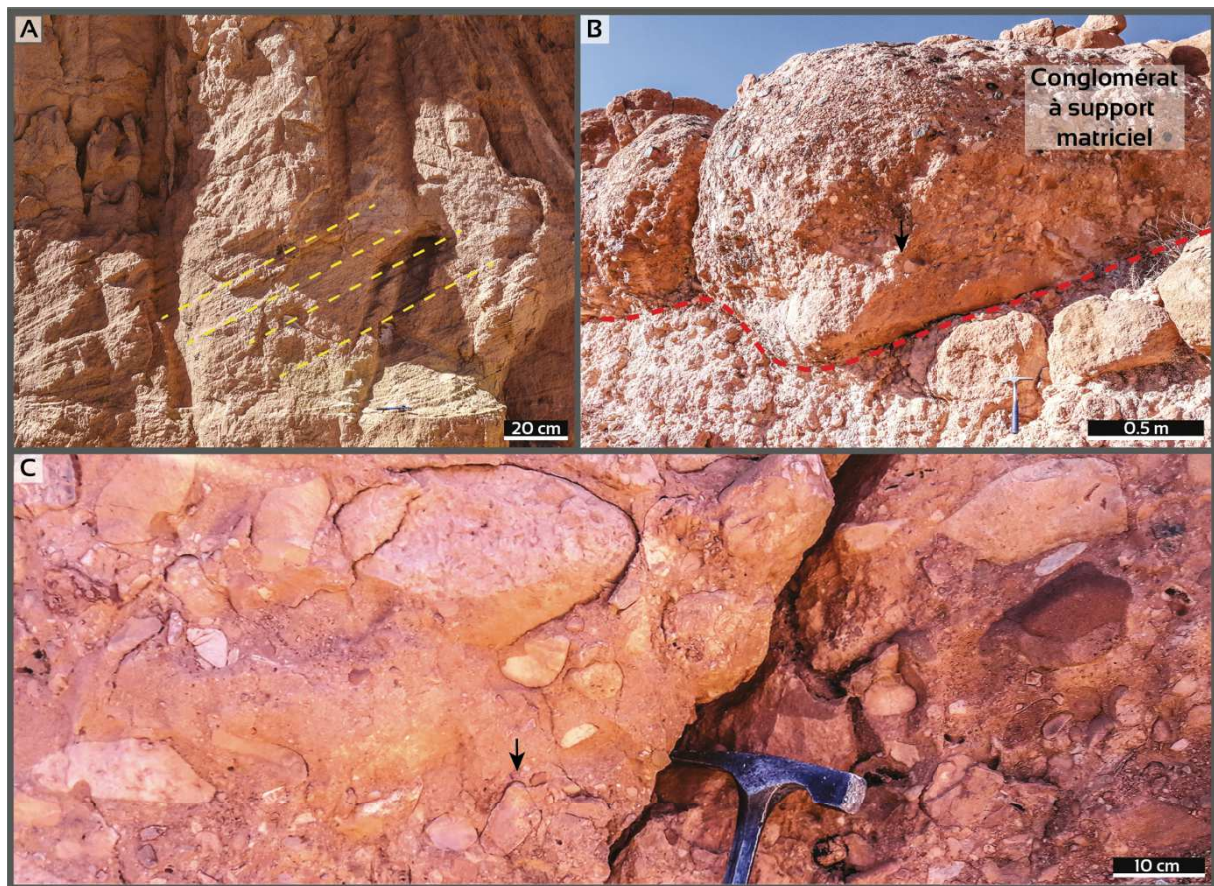


Fig. 3.2. (A) Grès à stratification oblique et tangentielle à la base. (B) Conglomérat à support matriciel montrant une base érosive. (C) Disposition aléatoire des clastes dans un conglomérat à support matriciel.

4.1.4. Argiles rouges gypsifères (F4)

Description :

Ce faciès (F4) occupe les parties inférieures et supérieures des différentes coupes étudiées. Il correspond à des niveaux argileux de plusieurs mètres d'épaisseur en association avec des

niveaux gréseux et gypseux. Les plans de stratification y sont rarement visibles et sont souvent soulignés par des bancs gypseux (Fig. 3.3A). F4 est composé de sédiments très fins, notamment des sédiments argileux et silteux faiblement consolidés et de couleur rouge/ocre. Ce faciès est azoïque et ne présente pas de structures sédimentaires.

Interprétation :

La couleur rouge reflétant un état d'oxydation de fer, ainsi que l'absence de faunes marines suggèrent une origine continentale de ces sédiments. Le caractère fin de faciès et la présence du gypse permet d'interpréter ces sédiments comme le résultat d'une sédimentation calme dans un environnement de sebkha (Glennie, 1970).

4.1.5. Calcaire crayeux à ostracodes et à charophytes (F5)

Description :

Ce faciès (F5) forme des bancs centimétriques à métriques à limites inférieures et supérieures nettes. Il se trouve souvent intercalé dans des marnes grises à charophytes. F5 est un calcaire poreux à texture crayeuse (*spongy*) et de couleur blanche. Il enregistre une texture de dépôt de type mudstone à wackestone et montre parfois des laminations horizontales fines. F5 contient des ostracodes à coquilles fines de petite taille dépourvues d'ornementation ainsi que des charophytes et des lamellibranches à tests fins.

Interprétation :

La présence de laminations horizontales et la texture fine de ces calcaires suggèrent une formation sous des conditions de faible énergie hydrodynamique (Wilson, 1975; Flügel, 2010). La faune identifiée dans ce faciès est caractéristique des sédiments du domaine lacustre/palustre (Murphy & Wilkinson, 1980; Flügel, 2010). Les charophytes sont des plantes aquatiques communément trouvées dans les zones palustro-lacustres, des lacs ou en bordures de ces derniers. Ils sont les principaux producteurs de carbonates en domaine lacustre d'eau douce et de faible énergie (Platt & Wright, 1991).

4.1.6. Concrétions carbonatées et des glaebules (F6)

Description :

Ce faciès (F6) correspond à des horizons métriques bréchifiés formés de concrétions (Fig. 3.3B). F6 est composé de concrétions carbonatées de couleur blanche/jaune, de taille centimétrique et ne présentent aucune structure interne. Il se présente également sous forme de niveaux à glaebules (Fig. 3.3C). Ces glaebules sont des péloïdes de carbonates (< 2 cm) montrant des bordures nettes et une bonne sphéricité (Fig. 3.3C). F6 renferme des traces cylindriques allongées verticalement en chapelet qui correspondent à des traces de racines.

Interprétation :

La morphologie, la présence de traces de racines et l'aspect bréchiq ue de ce faciès nous conduit à l'interpréter comme un paléosol carbonaté (Wright, 1994). Dans ce type de paléosols, les concrétions carbonatées correspondent à des carbonates pédogénétiques développées sur un sol riche en calcium (Flügel, 2010). Cependant, la formation des glaebules résulteraient de la fragmentation de la micrite de la roche encaissante par dessiccation et formation de fractures entourant les grains (*circumgranular cracks*) (Wright, 1994). Ce processus pédogénétique de nodulisation et dessiccation prend place dans le domaine de plaine alluviale suite à l'exposition aérienne de la roche hôte (Freytet & Plaziat, 1982; Freytet & Verrecchia, 1989). Ce processus est lié à l'action combinée de plusieurs agents physiques, chimiques et biologiques favorisés par des circulations d'eau et par le développement des racines (Retallack, 2008). Ces paléosols sont d'un grand intérêt en stratigraphie séquentielle, du fait qu'ils représentent des périodes d'émersion et peuvent constituer des niveaux repères à l'échelle régionale (Wright, 1994; Catuneanu, 2006).



Fig. 3.3. (A) Couches d'argiles rouges en alternances avec des bancs de gypse (flèches noirs). (B) Paléosol carbonaté. (C) Glaebules de couleur claire (flèches noires) entourées de fissures de couleur grise (circumgranular cracks).

4.2. FA2. Plate-forme interne restreinte

Cette association de faciès est représentée dans toutes les coupes par des sédiments carbonatés, organisés en alternance marno-calcaire. FA2 comprend des marnes grises laminées (F7), des dolo-mudstones laminés (F8), des wackestones/packstone à *Turritelle* et bivalves (F9) et des phospharudites bioturbées (F10).

4.2.1. Marnes grises laminées (F7)

Description :

Ce Faciès (F7) forme des intervalles épais d'une dizaine de mètres de marnes grises dans lesquelles s'intercalent des calcaires. Les marnes sont faiblement consolidées et souvent feuilletées (Fig. 3.4A). F7 montre parfois des rides symétriques de petite taille avec une

longueur d'onde de 2 cm (Fig. 3.4A). Il est généralement dépourvu de faune et d'activité de bioturbation et peut contenir des nodules siliceux.

Interprétation :

Dans ce faciès, l'intercalation de niveaux calcaires suggère une origine marine de ces accumulations marneuses. La texture de ces sédiments reflète une sédimentation sous des conditions de faible énergie à partir de la décantation des particules fines en suspension. Les petites rides localement identifiées reflètent une sédimentation boueuse sous une flaque d'eau centimétrique mise en mouvement par le vent. L'aspect feuilleté de ces marnes relève de l'effet de la compaction liée à la charge sédimentaire. Ces caractéristiques traduisent une sédimentation dans un milieu calme, ce qui permet d'interpréter ce faciès comme caractéristique d'un environnement de plate-forme interne protégé et très peu profond (Wilson, 1975; Flügel, 2010).

4.2.2. Dolo-mudstones laminés (F8)

Description :

Ce faciès (F8) se présente sous forme de bancs décimétriques à métriques à limites inférieures et supérieures nettes. Il s'agit d'un calcaire dolomitique de texture mudstone à wackestone (Fig. 3.4B), de couleur jaune/blanche et à laminations horizontales (Fig. 3.4B). F8 contient de petits gastéropodes et lamellibranches à tests fins bien préservés. Il est parfois affecté dans sa surface basale par une intense bioturbation qui se manifeste par un réseau anastomosé de terriers évoluant suivant des bifurcations en forme de T et de Y avec des points de bifurcation généralement élargis (Fig. 3.4C). Cette organisation de terriers est une caractéristique des *Thalassinoïdes* (Frey, & Howard, 1985). F8 est parfois affecté par une silicification diffuse ou sous forme de concrétions siliceuses bien réparties sur tout le volume de la roche (Fig. 3.4D). La silicification dans ce faciès peut également se présenter sous forme de niveaux centimétriques parallèles aux plans de stratification. Dans quelques coupes du Haut-Atlas de Marrakech (*e.g.*, My Brahim), ce faciès présente une karstification importante à remplissage de silts rouges (Fig. 3.4D). Au microscope, la matrice est dominée par la

dolomite (Fig. 3.4E). Cette dernière se présente en cristaux automorphes rhomboédriques montrant parfois une zonalité marquée par des cœurs sombres et bordures limpides.

Interprétation :

La texture fine et les laminations horizontales que présente le faciès F8, reflètent un hydrodynamisme faible. Les laminations horizontales et la faune marine peu diversifiée et de petite taille conduisent à interpréter le milieu de dépôt comme un milieu marin calme et peu profond de type lagunaire, plus ou moins restreint (Wilson, 1975). L'intensité de la bioturbation converge également vers la même interprétation. Ce style de bioturbation, formé par des crustacés, est très répandu dans le domaine marin peu profond à sédimentation carbonatée et phosphatée (Ekdale & Bromley, 1984) et à faible taux de sédimentation (Ekdale & Bromley, 2003). Il traduit un substrat oxygéné et riche en matière nutritive (Taylor & Goldring, 1993). La zonalité observée dans les cristaux de dolomites est liée à une différence du contenu chimique entre le cœur et la bordure des cristaux (Tucker & Wright, 1990). Cet aspect caractérise les dolomites formées par remplacement (Tucker & Wright, 1990; Török, 2000), où la partie périphérique du cristal a précipité à partir d'une solution plus diluée (Land *et al.*, 1975). La silicification est liée à des phénomènes diagénétiques où la silice précipite à partir de fluides chargés en Si lors de la diagenèse d'enfouissement (Hesse, 1989). La karstification identifiée est le résultat d'une dissolution météorique suite à l'exposition subaérienne de ce faciès en réponse à un épisode régressif. Le remplissage silteux rouge de ces fissures karstiques résulte de la percolation des eaux de surface chargées de sédiments fins.

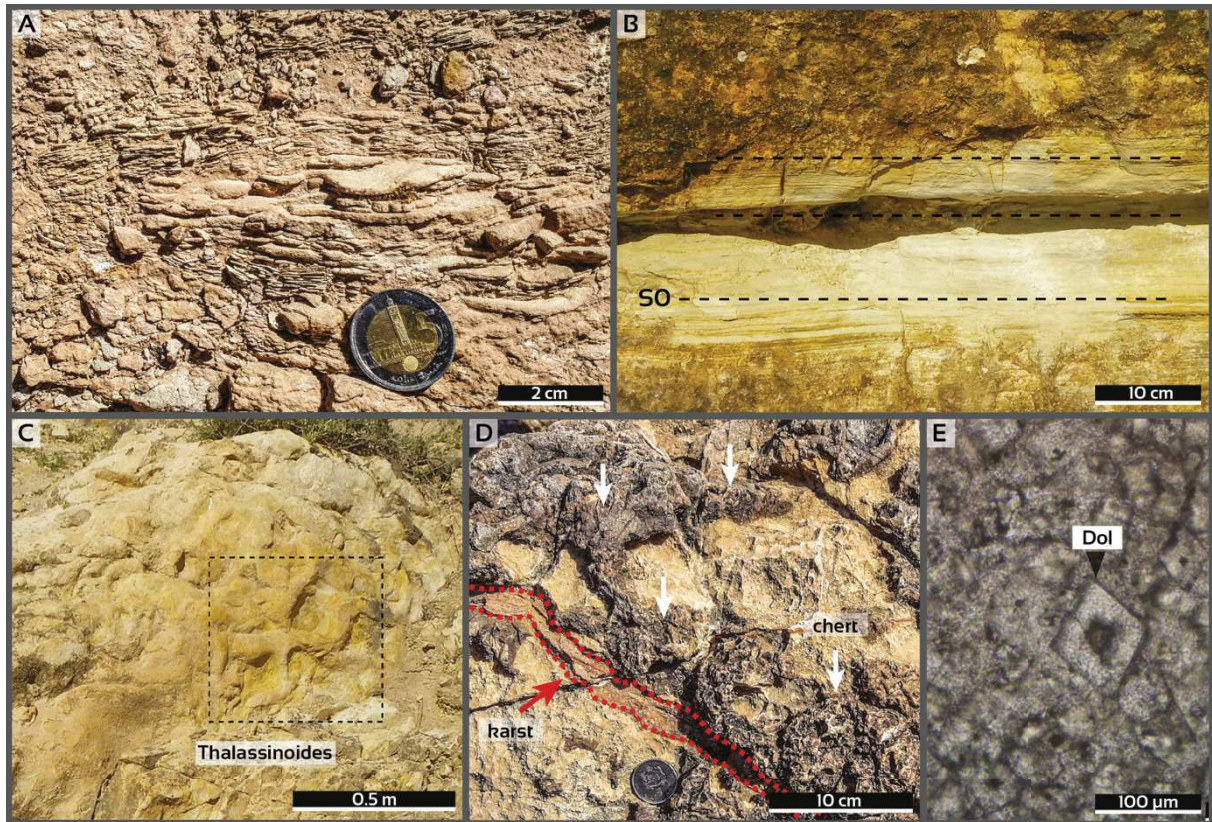


Fig. 3.4. (A) Marnes grises. (B) Dolo-mudstone jaune à laminations horizontales. (C) Surface basale d'un dolo-mudstone montrant des terriers de *Thalassinoides*. (D) Mudstone dolomitique silicifié et karstifié. (E) Photomicrographie en lumière transmise montrant des cristaux zonés de dolomite. S0 : plan de stratification ; Dol : dolomite.

4.2.3. Wackestone/Packstone à turritelles et bivalves (F9)

Description :

Le faciès F9 correspond à des barres bioclastiques d'épaisseur métrique (Fig. 3.5A) montrant parfois des bases légèrement érosives. Dans le bassin de Ouarzazate, ce faciès est parfois affecté par une karstification importante sous forme de poches remplies de sédiments phosphatés grossiers. Il s'agit d'un calcaire bioclastique de couleur blanche et de texture wackestone à packstone. Il contient essentiellement des gastéropodes de genre turrítelle et des bivalves dans une matrice micritique. Ces fossiles qui peuvent atteindre une taille centimétrique, sont relativement bien préservés. Au niveau du bassin de Ouarzazate, ce faciès contient des *Nautilus* entiers (Fig. 3.5B) dispersés dans le sédiment qui forme des dunes hydrauliques montrant des stratifications obliques (Fig. 3.5A). Dans les mêmes localités, ce faciès enregistre, dans sa partie sommitale, une intense perforation verticale à section circulaire à ovoïde (Fig. 3.5C). L'ouverture de ces perforations est quasi-homogène

et ne dépasse pas 1 cm de diamètre (Fig. 3.5C). Le remplissage des perforations est siliceux avec la présence de petits bivalves et quelques grains de phosphate de couleur marron.

Interprétation :

La faune de mollusques contenue dans ce faciès permet de l'attribuer au domaine marin. Cette faune peu diversifiée et de petite taille suggère un milieu de dépôt plutôt calme et restreint (Wilson, 1975). Les *Nautilus* sont associés à des environnements de mer ouverte, leur occurrence avec une faune de milieu protégé peut s'expliquer par l'intervention des tempêtes qui ramènent les *Nautilus* vers les domaines internes de la plate-forme. L'action des épisodes de tempête est aussi indiquée par la présence de dunes hydrauliques. Le type de perforation identifiée dans la partie sommitale de ce faciès est engendré par les pholades qui sont des bivalves marins de très faible profondeur (plage). La perforation se fait par rotation des deux valves des pholades, ce qui déclenche le mouvement de creusement (Yasuhiro, 1998).

4.2.4. Phospharudites bioturbées (F10)

Description :

Ce faciès (F10) est limité géographiquement au bassin de Ouarzazate. Il est associé à des poches karstiques et se développe sur une épaisseur moyenne de 5m au-dessus du faciès F9. Il correspond à des phospharudites friables (Fig. 3.5D), modérément triés, contenant des péloïdes (jusqu'à 5 mm) de couleur jaune/brun, fragmentés et agglomérés, des dents de poissons et des lithoclastes dans une matrice carbonatée. Ce faciès remplit et recouvre des cavités karstiques, et présente dans sa partie supérieure des terriers de *Thalassinoïdes* remplis de grains de phosphate.

Interprétation :

L'aspect grossier de ce faciès et le caractère fragmenté des grains de phosphate, suggère un transport significatif en relation avec le début d'un événement transgressif. L'agglomération de grains de phosphates est liée aux taux de remaniement et de transport importants.

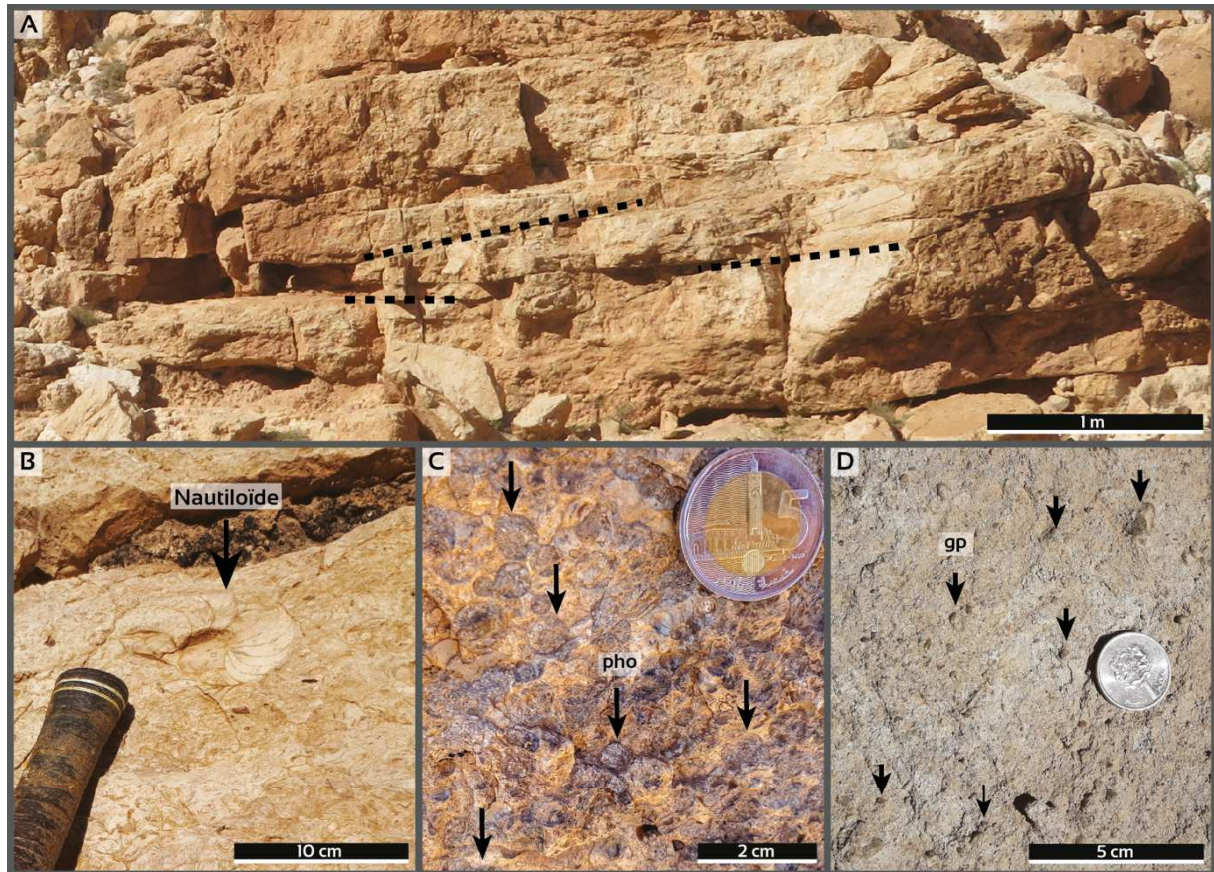


Fig. 3.5. (A) Packstone composé de bancs obliques à angle faible. (B) Packstone à *Turritella* et bivalves contenant des Nautiloïdes. (C) Intenses perforations de types de pholades (flèches noires) à la surface supérieure de F9. (D) Phospharudite à grains de phosphate grossiers. Pho : pholades ; gp : grain phosphaté.

4.3. FA3. Plate-forme interne (shoreface)

Cette association de faciès est exposée de façon discontinue dans la zone étudiée. Elle est principalement constituée de carbonates granulaires et de lumachelles organisés en alternance et présentant des corps géométriquement irréguliers. A l'ouest, dans la coupe d'Erguita, cette association contient plus de matériel sableux. FA3 comprend des calcarénites (F11), des lumachelles (F12), des grès phosphatés (F13) et des grès à rides de vagues (F14).

4.3.1. Calcarénites (F11)

Description :

Le faciès F11 se présente sous forme de bancs métriques montrant des variations latérales d'épaisseur (Fig. 3.6A). Il affleure particulièrement au niveau des coupes du versant nord du

Haut-Atlas de Marrakech (*e.g.*, Moulay Brahim, Amizmiz). Il s'agit d'un calcaire granulaire blanc moyennement classé (Fig. 3.6B). Il renferme des grains de quartz bien arrondies et émoussés (Fig. 3.6B), des lithoclastes carbonatés de taille centimétrique ainsi que des débris bioclastiques (huîtres fragmentées). Ces calcarénites montrent parfois des rides de vagues trochoïdales.

Interprétation :

La forme bien arrondie des grains de quartz présents dans ce faciès témoigne d'un taux de remaniement important responsable de l'abrasion des grains (Tucker, 2003). Les rides trochoïdales identifiées dérivent de l'action des vagues reflétant un mouvement hydrodynamique oscillatoire (Allen, 1982). La taille et la forme de ces rides indiquent un milieu marin peu profond et agité. Ces données permettent d'interpréter ce faciès comme caractéristique d'un environnement de plate-forme interne soumise à l'action des vagues. La géométrie latéralement irrégulière et discontinue de ce faciès laisse penser à des *shoals* constitués de sables calcaires parallèles à la ligne de rivage et situés au-dessus de la limite d'action des vagues (Burchette & Wright, 1992).

4.3.2. Lumachelles (F12)

Description :

Le faciès (F12) est bien répandu sur l'ensemble des coupes étudiées. Il est organisé sous forme de barres massives d'épaisseur métrique parfois progradantes (*e.g.*, Amizmiz) ou par un ensemble de bancs amalgamés (*e.g.*, Talentloute). F12 montre parfois une base érosive et correspond à une accumulation massive de bioclastes jointifs souvent désarticulés et fragmentés (Fig. 3.6C). Il s'agit d'une lumachelle presque entièrement formée de débris de coquilles (Fig. 3.6C). Deux types de lumachelles sont distingués : i) Une lumachelle formée presque exclusivement par des huîtres. ii) Une lumachelle composée d'un mélange d'organismes à coquilles épaisses. Dans cette lumachelle, on trouve quelques débris de coraux (polypiers), de grosses turritelles et des lithoclastes carbonatés. Ces deux types de lumachelles peuvent aussi contenir une fraction de quartz détritique (Fig. 3.6D).

Interprétation :

Le contenu fossilifère, les structures hydrodynamiques et la texture permettent d'attribuer ce faciès au domaine marin. Dans ces lumachelles, les coquilles souvent cassées et les structures hydrodynamiques identifiés reflètent un environnement de forte énergie où les processus de remaniement règnent (Kidwell, 1986; Fürsich & Oschmann, 1993). La géométrie parfois amalgamée de certaines lumachelles évoque l'intervention des tempêtes (Fürsich & Oschmann, 1993; Jahnert *et al.*, 2012). Ce degré d'agitation important permet de concentrer les débris bioclastiques par élimination des sédiments interstitiels fins (Kidwell, 1986). Ces conditions hydrodynamiques se rencontrent dans le domaine de bordure de plate-forme.

4.3.3. Grès phosphatés (F13)

Description :

Ce faciès (F13) se présente sous forme de bancs gréseux indurés ne dépassant pas 1 m d'épaisseur. Il est limité géographiquement aux affleurements du flanc septentrional du Haut-Atlas de Marrakech. Il se produit en association avec les faciès calcarénitiques F11 et lumachelliques F12 rapportés aux *shoals*. Il correspond à un grès phosphaté moyen relativement bien trié. Il est de couleur grise et renferme divers types de particules phosphatées : agrégats, coprolithes, péloïdes et débris biogènes (os, vertébrés et dents de poissons). La fraction terrigène dans ce faciès est représentée majoritairement par des grains de quartz sub-anguleux.

Interprétation :

Ce faciès présente des indices de remaniement marqués par un mélange de divers types de particules et par la présence significative des grains de quartz détritique. Le caractère bien trié des éléments indique un remaniement important reprenant des accumulations primaires de phosphate. A Moulay Brahim, ce faciès se trouve en association avec les niveaux de *shoals* ce qui évoque le rôle de ces derniers comme un piège morphologique des accumulations de phosphate (dépressions arrière-*shoals*).

4.3.4. Grès à rides de vagues (F14)

Description :

Ce faciès (F14) est constitué de grès calcaires bien trié, à grain fin et à rides de vagues. Il contient une quantité importante de grains de quartz détritiques et peu de particules phosphatées.

Interprétation :

La taille et le bon tri des grains, ainsi que la présence de rides de vagues indiquent que ce faciès s'est accumulé dans un domaine de plate-forme interne au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (Burchette & Wright, 1992).

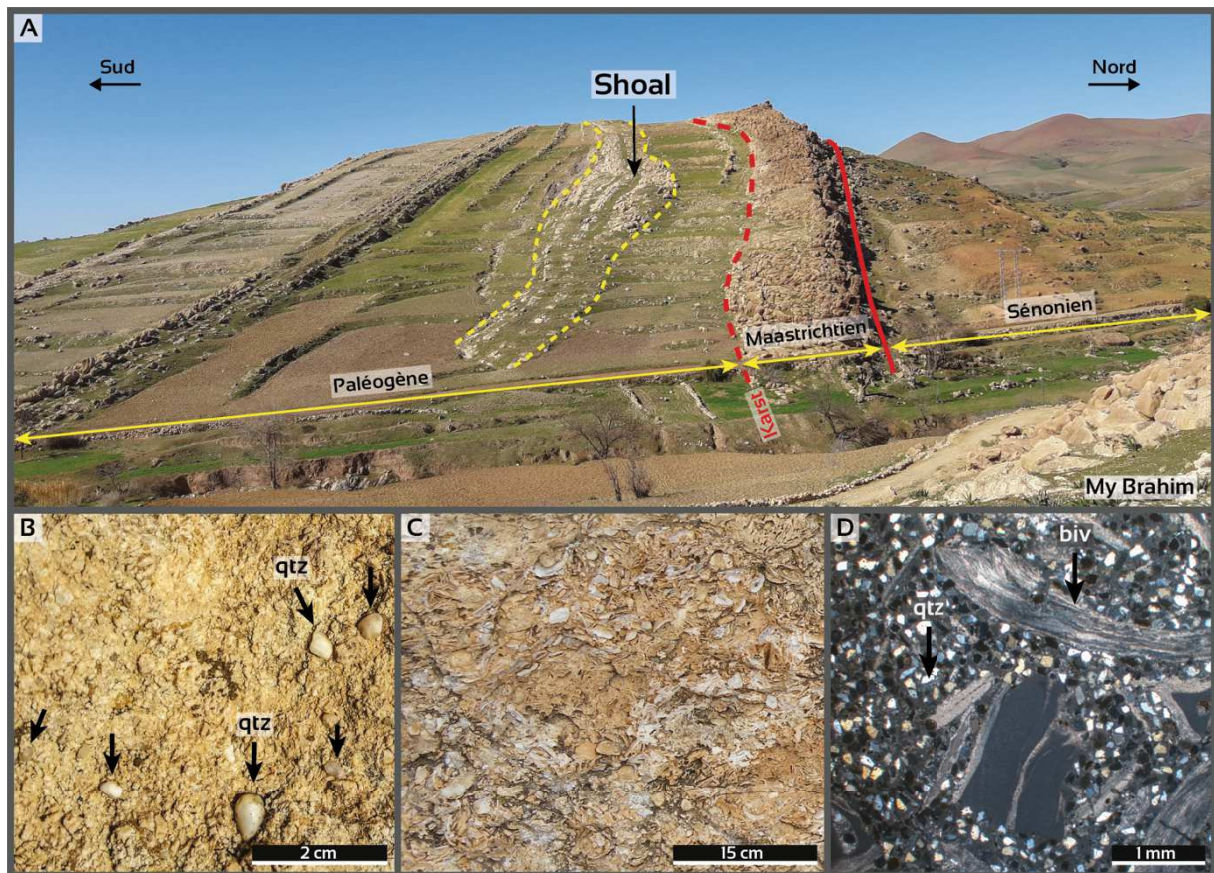


Fig. 3.6. (A) Vue panoramique de la coupe de Moulay Brahim montrant la géométrie irrégulière des shoals. (B) Calcaire granulaire contenant des grains de quartz arrondis (flèches noires). (C) Lumachelle à coquilles fragmentées. (D) Photomicrographie en lumière réfléchie montrant une lumachelle à grains de quartz. qtz : quartz ; biv : bivalve.

4.4. FA4. Plate-forme externe (shoreface inférieur)

Cette association de faciès est bien développée dans les zones étudiées, sauf dans l'extrême Est du bassin de Ouarzazate. FA4 est principalement composé de successions carbonatées se transformant en faciès sableux vers la coupe Erguita. FA4 est constitué de conglomérats à matrice carbonatée (F15), marnes à huîtres (F16), grainstones à *Cardita* (F17), calcaires à *Thersitae* (F18), calcaires bioturbés à oursins (F19), et de grès calcaires à structures en mamelons HCS(F20).

4.4.1. Conglomérats à matrice carbonatée (F15)

Description :

Le faciès F15 est limité géographiquement à la coupe de Moulay Brahim. Il correspond à des bancs pouvant atteindre 2m d'épaisseur. Il s'agit d'un conglomérat mal classé à matrice carbonatée. Les éléments figurés sont de taille centimétrique à pluri-centimétrique et présentent des formes globalement subarrondies (Fig. 3.7A). Ces éléments correspondent à des galets siliceux de couleur marron/noire, des lithoclastes carbonatés, des fragments d'huîtres et de gastéropodes (Fig. 3.7A). Ce faciès contient également quelques grains de phosphates caractérisés par leur forme sphérique à ovoïde et leur couleur marron.

Interprétation :

La nature des clastes et du liant ainsi que la présence de faune marine et des grains de phosphate permet d'attribuer ce faciès au domaine marin. La nature et la disposition des clastes laisse penser à un conglomérat intraformationnel créé par un processus de remaniement de sédiments semi-consolidés sous l'action des vagues de tempêtes. Ce faciès est transporté et redéposé au niveau des zones de plate-forme externe soumise à l'action des tempêtes (Dott Jr, 1974).

4.4.2. Marnes à huîtres (F16)

Description :

Ce faciès (F16) est représenté par des niveaux de marnes mal consolidées à consolidées. Il affleure localement dans les coupes au nord du Haut-Atlas de Marrakech (*e.g.*, Talentloute). F16 consiste en marnes grises à accumulation massive de petites huîtres monospécifiques bien préservées (Fig. 3.7B). Ces huîtres sont de petite taille (centimétrique) relativement uniformes. Ce faciès ne montre aucune structure, ne contient pas de fraction terrigène grossière et ne présente pas de traces de bioturbation.

Interprétation :

Le contenu faunistique et le caractère lithologique de ce faciès suggère une origine marine. Dans ces marnes, l'accumulation de faune monospécifique de type huîtres et sa bonne préservation indiquent un milieu de croissance de type vaseuse de plate-forme externe (*Open muddy shelf*).

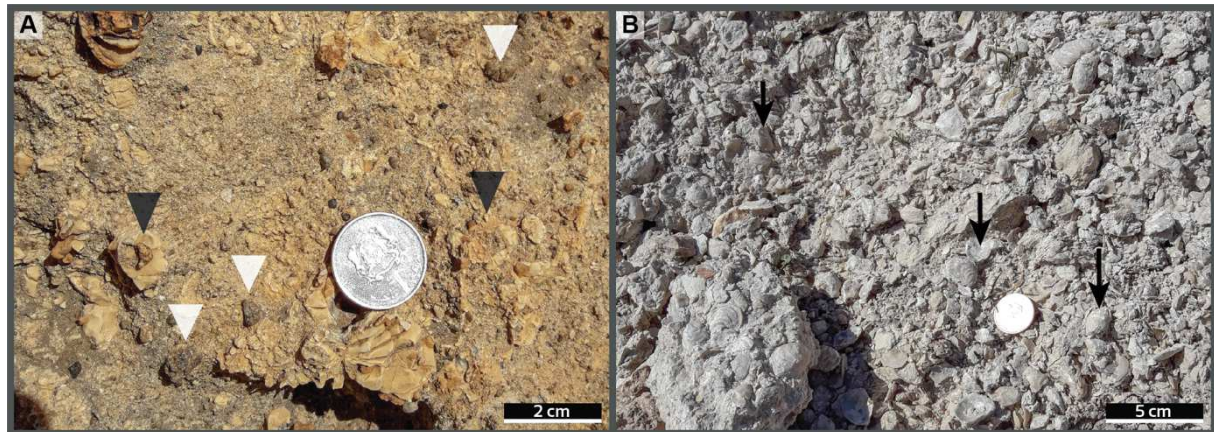


Fig. 3.7. (A) Conglomerat contenant des lithoclastes carbonatés et des galets siliceux (triangles blancs) et des fragments de bioclastes (triangles noirs). (B) Accumulation massive d'huîtres (flèches noires) dans des marnes grises.

4.4.3. Grainstones à *Cardita* (F17)

Description :

Ce faciès (F17) se présente sous forme de barres décimétriques à limite basale parfois érosive. Il affleure particulièrement dans les coupes de la partie nord du Haut-Atlas de

Marrakech. Il s'agit d'un calcaire bioclastique de couleur blanche. Il présente une texture grainstone et contient une association diversifiée de fossiles montrant un état de préservation moyen. Cette association englobe essentiellement des carditas, des huîtres et des gastéropodes à coquilles épaisses recristallisées. F17 comporte également quelques galets siliceux et des péloïdes phosphatés disséminés.

Interprétation :

L'assemblage fossilifère de ce faciès appartient au domaine marin. La texture et l'état de préservation des bioclastes indiquent un processus de remaniement. Ce remaniement évoque un milieu de forte énergie au niveau de la plate-forme externe où l'action des vagues et des tempêtes est importante (Wilson, 1975; Flügel, 2010).

4.4.4. Calcaires à *Thersitae* (F18)

Description :

Ce faciès (F18) est bien répandu dans l'ensemble des coupes étudiées où il forme des bancs continus latéralement et constitue un repère stratigraphique à l'échelle régionale. Il s'agit d'un calcaire bioclastique de couleur blanche à patine marron et à texture packstone. Son contenu fossilifère est dominé par des bivalves désarticulés et des gastéropodes à coquilles épaisses recristallisées qui correspondent à la famille des *Thersiteidae* (*Hemithersitea marocana*) (Fig. 3.8A) (Savornin, 1915; Salvan, 1954). F18 contient également de très rares foraminifères benthiques (*Milioles*), quelques radioles d'oursins, quelques *Nautilus*, des grains de phosphate, des grains de quartz et des lithoclastes (Fig. 3.8B).

Interprétation :

La faune présente dans ce faciès est typiquement marine. Les lithoclastes et les grains de quartz subarrondis indiquent une énergie hydrodynamique moyenne à forte. Cependant, la présence d'échinodermes et de *Nautilus* suggère un milieu marin ouvert (Bachmann & Hirsch, 2006; Frey, 1987).

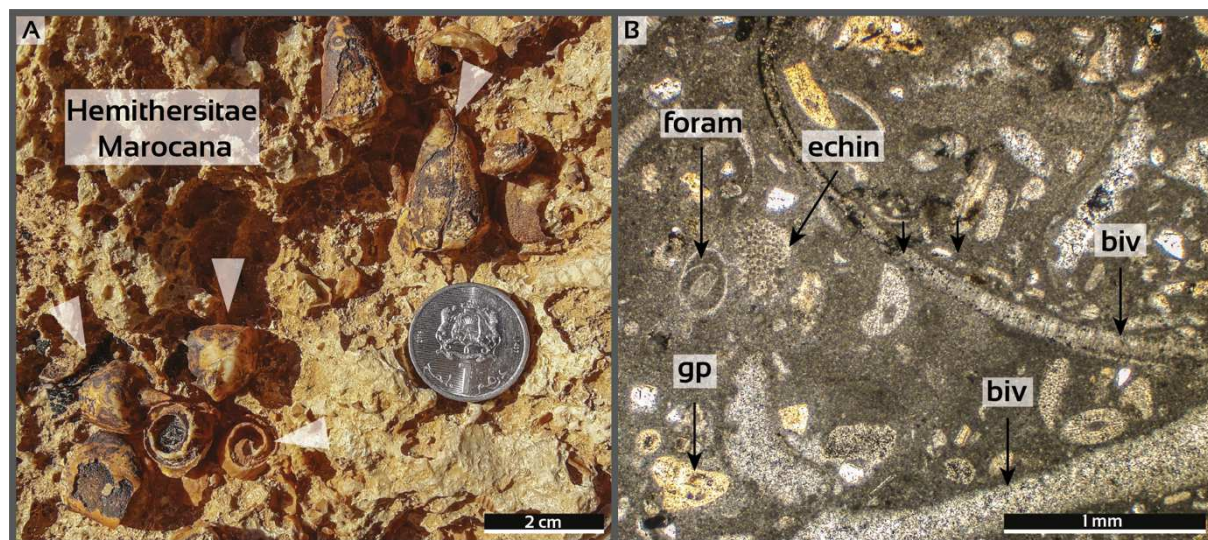


Fig. 3.8. (A) Calcaire à *Thersitae*. (B) Photomicrographie en lumière transmise d'un calcaire à *Thersitae*. *biv*: bivalve; *echin*: échinoïdes; *foram*: foraminifère; *gp*: grain phosphaté.

4.4.5. Calcaires bioturbés à oursins (F19)

Description :

Ce faciès (F19) se présente sous forme de barres massives d'épaisseur métrique (5 m) ou parfois sous forme d'un ensemble de bancs amalgamés présentant des morphologies en dôme et en creux (*e.g.*, Talentloute). Il s'agit d'un calcaire bioclastique recristallisé de couleur blanche. Il présente globalement une texture de type packstone. Il est caractérisé par la présence d'oursins de taille centimétrique uniforme (Fig. 3.9A). Au microscope, différentes parties d'oursins ont été identifiées (fragment de test et radiole d'oursins) (Fig. 3.9B). Les fragments d'oursins sont affectés par le « *Pitting* » marqué par une ponctuation micritique caractérisée par une texture en « nid d'abeille » et une extinction monocristal. Ce faciès renferme également des bivalves, de rares foraminifères (*Miliolae*) et des lithoclastes carbonatés. F19 enregistre une faible bioturbation qui se manifeste par des terriers remplis de phosphate.

Interprétation :

Le contenu faunistique de ce faciès appartient au domaine marin franc. La morphologie parfois en dôme et en creux identifiée dans ce faciès est une caractéristique des dépôts de tempête (*Hummocky Cross Stratification*) (Cheel & Leckie, 1993). L'abondance d'oursins

témoignent d'un milieu marin ouvert subtidal relativement profond (Bachmann & Hirsch, 2006). Ces caractéristiques permettent de placer ce faciès dans le domaine de plate-forme externe soumise à l'action des tempêtes.

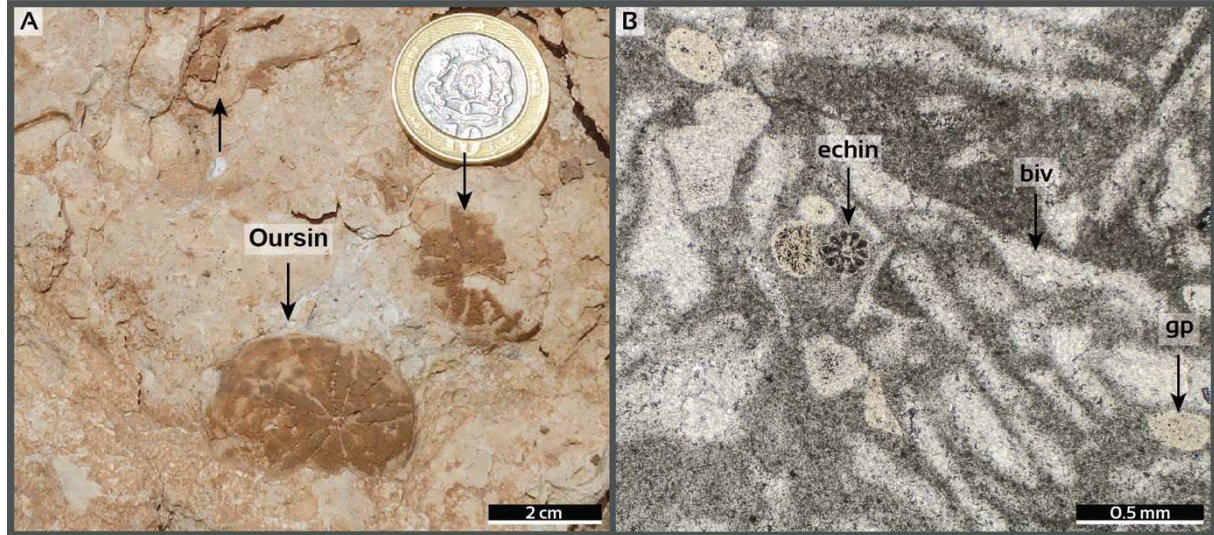


Fig. 3.9. (A) Calcaire à oursins. (B) Photomicrographie en lumière transmise d'un calcaire à oursins. biv: bivalve; echin: échinoïdes; gp: grain phosphaté.

4.4.6. Grès calcaires à HCS (F20)

Description :

Le faciès F20 est constitué de niveaux d'épaisseur centimétrique de grès calcaires à grain fin à moyen bien trié, présentant des structures d'HCS (*Hummocky cross-stratification*) (Fig. 3.10). Ce faciès est observé principalement au niveau de la coupe d'Erguita.

Interprétation :

Le faciès F20 présente les caractéristiques des dépôts de tempêtes, comme en témoigne la présence des HCS (Cheel & Leckie, 1993). Ce faciès s'est formé dans la plate-forme externe entre la limite d'action des vagues beau temps et la limite d'action des tempêtes (Burchette & Wright, 1992).



Fig. 3.10. Grès calcaire à structure HCS.

4.5. FA5. Plate-forme externe (transition offshore)

Cette association de faciès qui recouvre l'association FA4 est composée de sédiments carbonatés et phosphatés organisés en alternance. FA5 contient des grès à micro-*HCS* (F21), des mudstones bioturbées à *Nautiloïdes* (F22), des phosphates granulaires (F23) et des marnes phosphatées (F24). Comme la précédente association de faciès, FA5 montre plus de matériel sableux dans la région d'Erguïta.

4.5.1. Grès à micro-*HCS* (F21)

Description :

Ce faciès (F21) correspond à des lits d'épaisseur centimétrique à métrique de grès calcaires à grain fin à moyen, bien trié, composés principalement de grains de quartz et de quelques particules phosphatées, dont des péloïdes, des lithoclastes et des fragments d'os. Ce faciès présente des structures de micro-*HCS* recouvrant des rides chevauchantes centimétriques bien préservées (Fig. 3.11A).

Interprétation

La granulométrie fine et le bon tri dans ce faciès suggèrent un dépôt sous des conditions d'énergie faible à modérée. La présence des rides chevauchantes et des micro-*HCS* indique une sédimentation dans la zone de transition offshore sous l'effet des tempêtes et du remaniement temporaire par les vagues (Dott & Bourgeois, 1982).

4.5.2. Mudstones bioturbés à *Nautiloïdes* (F22)

Description :

Ce faciès (F22) est composé de bancs décimétriques continus latéralement à limites de bancs inférieurs et supérieurs nettes. Il s'agit d'un calcaire blanc de texture mudstone à wackestone contenant très peu de bioclastes (Fig. 3.11B). Dans ce faciès, des *Nautilus* entiers (15 cm) à nombreuses cloisons arquées (Fig. 3.11C) sont associés à des débris de lamellibranches, des grains de phosphate, des débris d'os et des dents de requins dans une matrice micritique. F22 est caractérisé par une bioturbation marquée par l'abondance de terriers cylindriques qui se développent horizontalement en formant des limites nettes et branchements en forme de Y et de T (Fig. 3.11B). Ce type de bifurcation est caractéristique des *Thalassinoides* (Frey & Howard, 1985).

Interprétation :

La faune identifiée dans ce faciès est caractéristique d'un milieu marin franc. La texture fine, la présence significative de la matrice micritique et l'intensité de la bioturbation traduisent des conditions de sédimentation calme à faible taux (Ekdale & Bromley, 2003). La sédimentation se fait par décantation de la charge en suspension (Tucker & Wright, 1990). La présence de *Nautilus* indique un milieu marin ouvert en connexion avec le large (Frey 1987). La combinaison de ces caractéristiques permet de positionner ce faciès dans un domaine de platier boueux de plate-forme externe sous la limite d'action des tempêtes.

4.5.3. Phosphates granulaires (F23)

Description :

Le faciès F23 est constitué de lits semi-consolidés de phosphate granulaire d'épaisseur métrique (jusqu'à 1 m d'épaisseur), intercalés dans des marnes phosphatées. Il est composé principalement de péloïdes phosphatés, jaune-marron, bien triés, homogènes, cimentés par de la calcite et du phosphate. Ce faciès contient également des dents de poissons et des fragments d'os.

Interprétation :

L'aspect granulaire de ce faciès et sa présence entre des marnes phosphatées suggèrent une accumulation hydrodynamique autour de la limite d'action des tempêtes à partir de faciès phosphatés primaires (Pufahl & Groat, 2017).

4.5.4. Marnes phosphatées (F24)

Description :

Ce faciès (F24) est préservé uniquement au niveau des coupes du flanc septentrional du Haut-Atlas de Marrakech. Il forme des horizons marneux de quelques mètres d'épaisseur interrompus systématiquement par des intercalations de bancs de phosphate granulaire (Fig. 3.11D). F24 correspond à des marnes phosphatées finement laminées (Fig. 3.11D). Ces marnes contiennent des péloïdes phosphatés cimentés par la calcite avec des traces de la matière organique et sont dépourvues de fraction terrigène grossière (grains de quartz) et ne présentent pas d'indice de bioturbation.

Interprétation :

Les laminations horizontales parallèles, la texture fine et l'absence de structures hydrodynamiques dans ce faciès suggèrent une sédimentation dans un milieu calme où l'accumulation des sédiments se fait par processus de décantation (accrétion verticale) de la charge sédimentaire en suspension. L'absence de la fraction détritique grossière dans ce faciès indique un milieu marin distal dépourvu d'apports terrigènes grossiers. L'absence de signes de remaniement dans ce sédiment phosphaté permet de l'interpréter comme un faciès dont les grains phosphatés se sont formés in-situ (*pristine*) par authigénèse (Soudry, 1992; Glenn *et al.*, 1994; Jarvis *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Filippelli, 2011; Hiatt *et al.*, 2015; Pufahl & Groat, 2017). Tous ces caractères permettent d'interpréter ce faciès comme caractéristique des zones de plate-forme externe situées sous la limite d'action des tempêtes.

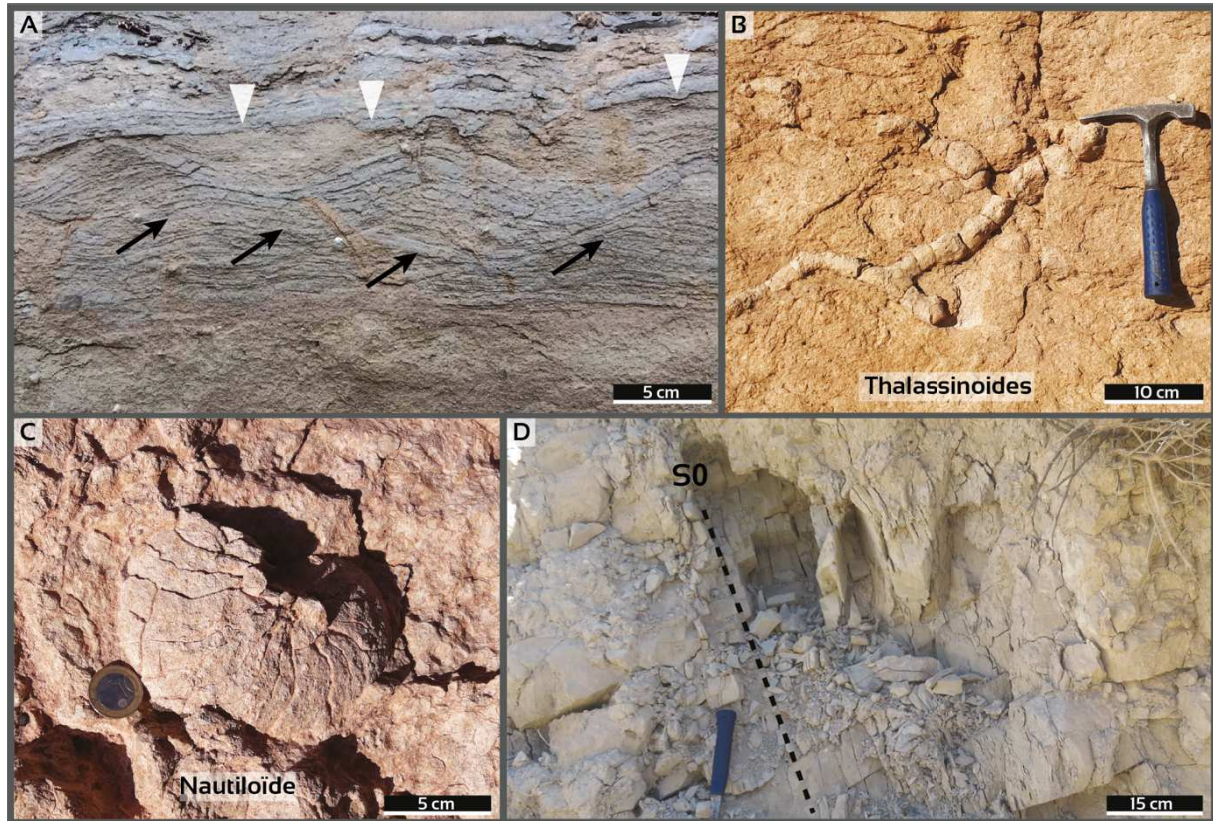


Fig. 3.11. (A) Grès légèrement phosphaté, montrant des rides chevauchantes (flèches noires) et des micro-HCS (surface d'érosion mise en évidence par des triangles blancs). (B, C) Mudstone à Nautiloïdes montrant des terriers de Thalassinoides. (D) Marnes phosphatées à stratifications parallèles.

4.6. FA6. Bassin (offshore)

Cette association de faciès se produit exclusivement dans la région d'Erguita. Elle s'organise en alternance entre des grès et microconglomérats à granoclassement normale (F25) et des niveaux riches en matières organiques (F26). FA6 constitue la partie ultime d'une séquence grano-décroissante.

4.6.1. Grès et microconglomérats à granoclassement normal (F25)

Description :

Ce faciès (F25) correspond à des niveaux d'épaisseur centimétrique à métrique de grès et microconglomérats à granoclassement normal (Fig. 3.12A). Ce faciès contient des grains détritiques, des particules de phosphate, des dents de poissons et des fragments osseux.

Interprétation :

Les grès et les microconglomérats à granoclassement normal, qui se produisent en association avec des niveaux riches en matières organiques, sont interprétés comme des épisodes de perturbation d'une sédimentation calme causés par des courants gravitationnels qui transfèrent du matériel détritique et des particules de phosphate d'un environnement d'eau peu profonde vers un environnement plus profonde (Pickering *et al.*, 1986). L'accumulation de ce faciès se fait par dépôt rapide grain par grain (Pickering *et al.*, 1986).

4.6.2. Boues riches en matière organique (F26)

Description :

Ce faciès (F26) est constitué de niveaux minces (20 cm) de sédiments fins boueux de couleur sombre, riches en matière organique, ne présentant aucune structure interne ou trace de bioturbation (Fig. 3.12B). Ce faciès se produit par une transition progressive et continue à partir des sédiments de l'offshore supérieur.

Interprétation :

L'absence de structures hydrodynamiques et l'aspect fin de ce faciès riche en matière organique indiquent un dépôt sous un régime de faible énergie à partir de la décantation des particules en suspension dans un environnement offshore distal (Stow *et al.*, 2001). Dans ce contexte, les conditions d'anoxie favorisent la préservation de la matière organique.

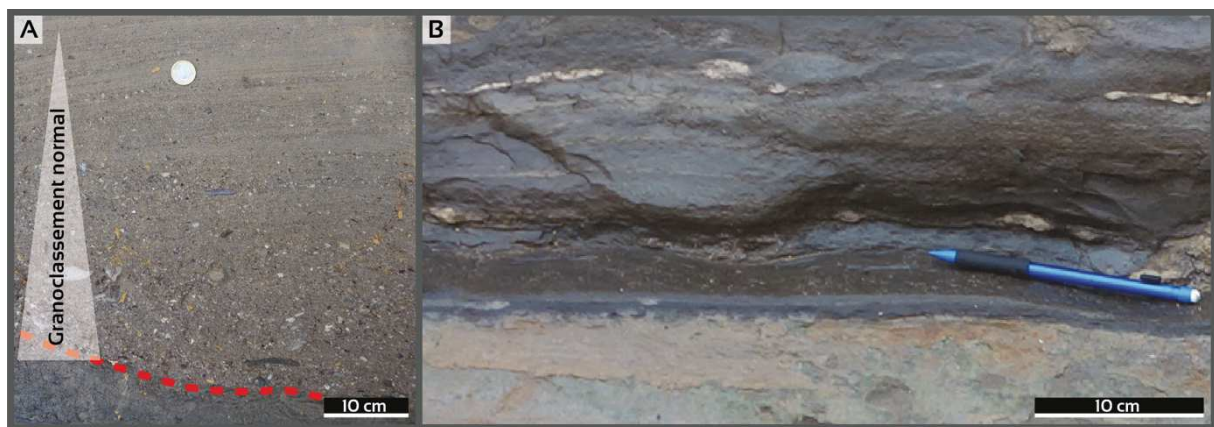


Fig. 3.12. (A) Grès à granoclassement normal. (B) Sédiment fin riche en matière organique.

5. Modèle de dépôt

Les associations de faciès décrites dans ce chapitre sont génétiquement liées et montrent une évolution latérale continue, pendant l'intervalle étudié du Crétacé supérieur au Paléogène. La prédominance globale des carbonates, le contenu fossilifère, les structures sédimentaires et la distribution des faciès suggèrent un modèle de dépôt de plate-forme carbonatée peu profonde, caractérisée par une quiescence tectonique et des apports clastiques inégalement répartis (Wilson, 1975; Burchette & Wright, 1992) (Fig. 3.13). Les faciès proximaux sont situés à l'est et ils changent progressivement vers l'ouest en faciès plus distaux. Cette transition s'accompagne d'un épaissement des séquences sédimentaires vers l'ouest. De plus, une tendance distincte d'évolution orthogonale des faciès (vers le sud-ouest) est documentée. La configuration sédimentaire change en passant d'une plate-forme carbonatée en eau peu profonde dans la zone proximale à une plate-forme mixte, carbonatée et silico-clastique dominée par les tempêtes, dans le bassin du Souss (coupe d'Erguita, Fig. 3.13). Similairement, cette transition s'accompagne d'un important épaissement des séquences vers le sud-ouest et de la présence de plus d'apports silico-clastiques, y compris des écoulements gravitaires.

Dans ce cadre général, les parties continentales proximales correspondent à un ensemble de sous-environnements d'une plaine alluviale, allant de l'éolien au lacustre. La zone interne de la plate-forme présente des mudstones de faible énergie, localement interrompus par des tempêtes. Les accumulations de *shoals*, agissant comme des barrières locales et discontinues, présentent des faciès carbonatés granulaires et lumachelliques de haute énergie, développés sous des conditions de remaniement par les vagues. La plate-forme externe comprend divers faciès enregistrant différents degrés d'énergie en fonction de la position de la limite d'action des tempêtes et présente des structures typiques dérivées des tempêtes, principalement les *HCS* (*Hummocky Cross-Stratification*). Les parties distales correspondent à la zone de bassin où s'accumulent des sédiments riches en matières organiques typiquement de faible énergie, perturbés par des événements turbiditiques.

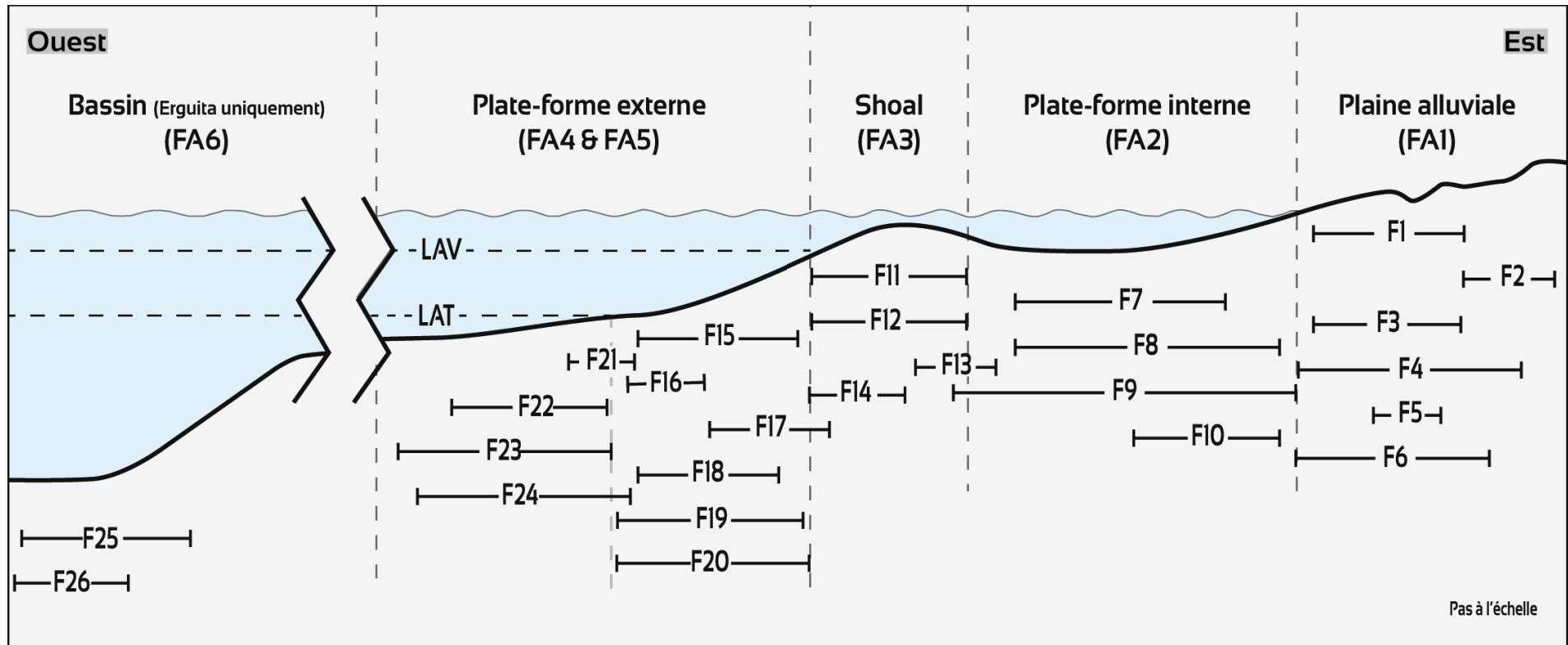


Fig. 3.13. Diagramme 2D de substitution de faciès de la série sédimentaire étudiée, mettant en évidence la distribution des faciès définis dans un profil de plate-forme marine peu profonde. LAV : limite d'action des vagues ; LAT : Limite d'action des tempêtes.

Chapitre 4 :

Les sédiments phosphatés du Haut-Atlas :

Caractéristiques pétro-sédimentaires et modes

d'accumulation

1. Introduction

La genèse des phosphates sédimentaires est un sujet qui a suscité l'intérêt de la communauté scientifique. Les processus contrôlant la phosphatogenèse (la précipitation authigénique des minéraux phosphatés, principalement la francolite qui est un carbonate fluorapatite (CFA) ; Föllmi *et al.*, 1993; Jarvis *et al.*, 1994) ont fait l'objet de plusieurs discussions et de plusieurs théories (*e.g.*, précipitation inorganique vs précipitation organique de la francolite ; Trappe, 1998). La phosphatogenèse est un processus biochimique qui peut se produire dans une variété d'environnements sédimentaires marins présentant diverses conditions géochimiques, hydrodynamiques et paléo-environnementales (Filippelli, 2011). La phosphatogenèse n'est donc pas un processus unique et ne peut pas générer des sédiments riches en phosphate sans l'intervention des processus post-phosphatogenèse qui favorisent l'accumulation, la concentration et l'enrichissement (Baturin, 1982). Les accumulations de phosphate sont traditionnellement classées en deux types majeurs : i) les phosphates primaires généralement non-granulaires et de faibles teneurs en P_2O_5 , formés *in-situ* sans subir de remaniement ou de transport. ii) les phosphates remaniés, granulaires et souvent de teneurs économiques, accumulés sous l'effet de l'hydrodynamisme (*e.g.*, Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Trappe, 1998; Pufahl *et al.*, 2003; Soudry *et al.*, 2013; Pufahl & Groat, 2017). Cette classification montre l'importance des processus de remaniement et de redistribution des accumulations primaires de phosphate. Ces processus sont sous-étudiés dans les phosphates marocains et la relation entre l'accumulation du phosphate et les processus sédimentaires n'est pas bien établie. Les phosphates riches des bassins exploités de la Meseta sont accumulés par remaniement hydrodynamique (Boujo, 1976; Belfkira, 1980). Cependant, il n'y a jusqu'à présent aucun enregistrement des sédiments de phosphate primaire. Par conséquent, la succession d'événements entre la phosphatogenèse primaire et l'accumulation et la préservation finales du phosphate reste inconnue. Les phosphates sédimentaires correspondent à des accumulations sédimentaires marines composées d'une grande variété d'éléments phosphatés ou phosphatisés (Pufahl & Groat, 2017). Dans la série

phosphatée marocaine, la pétrographie des sédiments phosphatés est bien établie (Belfkira, 1980; Prévôt, 1988; Moutaouakil & Giresse, 1993; Mouflih, 2015). Les allochèmes phosphatés ont été étudiés en fonction de la forme, la taille, la structure interne et de l'origine des grains. Compte-tenu de leur intérêt économique, les phosphorites ont fait l'objet d'études pétrographiques et texturales détaillées. En effet, plusieurs classifications ont été proposées pour expliquer la diversité des faciès phosphatés. La nomenclature la plus courante est basée sur les classifications modifiées de Dunham/Embry et Klovan (Trappe, 2001) en étudiant les proportions relatives entre les allochèmes phosphatés, les particules non phosphatés et la matrice (Slansky, 1986; Trappe, 2001).

L'objectif de ce chapitre est de caractériser les différents types de phosphate du Haut-Atlas sur le plan sédimentologique et pétrographique pour déterminer les processus d'accumulation de cette ressource. Ainsi, nous analysons les caractéristiques pétrographiques des particules phosphatées et leur mode de genèse et nous décrivons les différents lithofaciès de phosphate en fonction de leurs caractéristiques pétrographiques et des processus sédimentaires impliqués dans leur formation et leur accumulation.

2. Méthodologie

Le présent travail est fondé sur l'étude détaillée de terrain au niveau de la série phosphatée du Haut-Atlas avec une focalisation sur les faciès phosphatés. L'étude préliminaire de terrain est complétée par la caractérisation pétrographique des phosphates réalisée à travers l'analyse macroscopique et microscopique des échantillons provenant de différents niveaux phosphatés des bordures nord et sud du Haut-Atlas. Une série de lames minces a été examinée en utilisant un microscope optique équipé d'une caméra intégrée. La description et la classification des particules phosphatés tiennent compte de plusieurs paramètres comprenant principalement la forme, la taille, la structure et l'état de préservation. La détermination des modes d'accumulation des sédiments phosphatés est basée sur la définition des caractères sédimentologiques et pétrographiques des horizons phosphatés.

Les structures sédimentaires apportent des renseignements sur la nature et l'intensité des processus sédimentaires impliqués dans l'accumulation du phosphate. La catégorisation des faciès phosphatés, donnée ici, est à la fois basée sur les caractéristiques sédimentologiques du sédiment et sur sa composition pétrographique.

3. Pétrographie des phosphates du Haut-Atlas

La composition pétrographique des sédiments phosphatés du Haut-Atlas montre une diversité remarquable. Les niveaux phosphatés de la série étudiée sur les bordures du Haut-Atlas ont livré une grande variété de particules phosphatées classées en deux catégories : grains squelettiques (bioclastes, dents de requins et débris osseux) et grains non-squelettiques (péloïdes, coprolithes, agrégats ou grains composites). Dans les sédiments étudiés, la phase phosphatée coexiste avec une panoplie d'éléments et de minéraux non-phosphatés provenant de diverses sources. Il s'agit essentiellement d'éléments des phases carbonatées et détritiques (lithoclastes carbonatés, argiles et quartz).

3.1. Principaux constituants pétrographiques des sédiments phosphatés du Haut-Atlas

3.1.1. Les péloïdes phosphatés

Les péloïdes dominent l'assemblage des particules phosphatées. Dans certains cas, le sédiment phosphaté est composé entièrement de péloïdes homogènes cimentés par la calcite et le phosphate. Les péloïdes observés correspondent à des grains phosphatés ovoïdes ou arrondis à diamètre variable (100 μm à 1 mm) ne montrant généralement pas de structure interne (Fig. 4. 1A-B). Au microscope, en LPNA (lumière polarisée non analysée), ces grains sont caractérisés par une teinte jaune pâle à marron (Fig. 4.1A). Ils montrent des punctuations noirâtres fines dispersées, correspondant à des traces de la matière organique (Fig. 4.1C). Cette pigmentation n'est pas distribuée de la même manière sur la surface des grains. Elle est parfois concentrée et donne un aspect enrobé aux grains. Les péloïdes phosphatés montrent parfois une zonalité marquée par un contraste de teinte entre la partie centrale et la partie périphérique du grain (Fig. 4.1C). En LPA (lumière polarisée analysée),

les péloïdes phosphatés sont isotropes (Fig. 4.1B), seule la partie périphérique peut polariser en gris en cas de grains zonés.

Les péloïdes phosphatés sont composés d'apatite cryptocristalline qui se forme par authigénèse dans des microsystemes interstitiels saturés en phosphore (Glenn *et al.*, 1994; Jarvis *et al.*, 1994; Lucas & Prévôt-Lucas, 1997). Les péloïdes peuvent se former également dans les pores présents dans les fragments squelettiques où l'apatite peut précipiter. Les pores sont fréquemment arrondis. Les grains de phosphate formés peuvent se séparer du fragment squelettique et se libérer dans le sédiment sous l'effet du remaniement (Abed & Fakhouri, 1996). Il est important de noter la différence qui existe entre les péloïdes et les pellets. Les pellets sont exclusivement des produits fécaux d'organismes invertébrés, cependant les péloïdes sont des allochèmes cryptocristallins ou microcristallins d'origine quelconque (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). En conséquence, le groupe de péloïdes phosphatés peut inclure également des pellets phosphatisés, des fragments de bioclastes ou des lithoclastes phosphatisés dont la forme est sphérique.

3.1.2. Les grains enrobés (*coated grains*)

Les grains phosphatés enrobés correspondent à des grains sphériques ou allongés, formés d'un nucléus de nature variable entouré d'un cortex phosphaté. La forme des grains phosphatés enrobés dépend de la forme du nucléus. Plusieurs types de nucléus ont été observés dans les sédiments phosphatés du Haut-Atlas. Il s'agit principalement de particules biogéniques (débris d'os ou débris de fossiles), phosphatées ou d'origine minérale. Au microscope, en LPNA, le cortex phosphaté montre une teinte jaunâtre à brunâtre et se développe généralement de façon homogène (Fig. 4.1D-H). Cette enveloppe de phosphate ne montre pas de structures de laminations concentriques. En LPA, le cortex phosphaté est isotrope (Fig. 4.1D-H). Dans le cas d'un nucléus phosphaté, la distinction nucléus-cortex se rend difficile. L'enrobage des débris osseux est un phénomène répandu dans les phosphates du Haut-Atlas et la morphologie des grains qui en résultent dépend de la forme du débris osseux. Ainsi, les débris allongés donneront naissance à des grains enrobés de forme ovale

(Fig. 4. 1G-H). Les grains enrobés se forment par authigenèse à quelques centimètres au-dessous de l'interface eau-sédiment (Soudry, 2000; Pufahl & Grimm, 2003). La précipitation du cortex apatitique des grains enrobés est contrôlée par l'intervention bactérienne et les conditions redox dont les variations peuvent se fossiliser sensiblement dans les couches du cortex (Pufahl & Grimm, 2003). Il est important de noter que les grains phosphatés enrobés sont différents des oïdes. Dans ces derniers, le cortex précipite directement lorsque le grain est en suspension dans l'eau (Pufahl & Grimm, 2003), alors que le cortex des grains enrobés précipite au sein du sédiment.

3.1.3. Les coprolithes

Les coprolithes sont des particules de taille variable (quelques mm à quelques cm) allongées sous forme cylindrique en 'bâtonnets' friables et poreux souvent fragmentés. Au microscope, en LPNA, les coprolithes sont souvent homogènes et se distinguent par leurs teintes jaunes brunâtres. Ces particules phosphatées présentent des sections arrondies ou allongées et montrent souvent des craquelures, une ponctuation noirâtre et des inclusions minérales (Fig. 4.11). En LPA, les coprolithes phosphatés sont isotropes. Les coprolithes sont des particules d'origine fécale provenant notamment des excréments de poissons qui contiennent initialement du phosphate et de la matière organique (Lambooy *et al.*, 1994). La quantité de phosphore dans les excréments est faible. C'est leur phosphatisation par voie microbienne dans des micro-environnements confinés qui permet de les enrichir en phosphore. Ce processus épigénétique est très répandu dans les gisements de phosphate sédimentaire (Lambooy *et al.*, 1994).

3.1.4. Les particules squelettiques

Les particules squelettiques dans les sédiments phosphatés du Haut-Atlas sont dominées par les débris d'os, les dents de requins, les reptiles marins et les bioclastes phosphatisés.

Les débris d'os présentent des formes allongées, angulaires à subangulaires, variables en taille (500 μm à 3 cm). En LPNA, ils sont incolores à structure spongieuse pouvant présenter des ponctuations noirâtres et des stries parallèles à l'axe d'allongement. En LPA, les

Les dents de requins et les débris d'os contiennent initialement une faible quantité de phosphore (Enax *et al.*, 2012). Ce contenu peut augmenter de façon considérable grâce à la phosphatisation *post-mortem* des dents et des débris osseux (Lambooy, 1993). Cette phosphatisation est favorisée par la dégradation biologique comme la colonisation de ces éléments biogènes par des schizophytes qui creusent des galeries et facilitent la phosphatisation (Prévôt, 1988). L'intensité de cette dégradation biologique *post-mortem* dépend du taux de sédimentation et de la vitesse d'enfouissement. Plus l'enfouissement est rapide, plus la dégradation des os et dents est faible (Prévôt, 1988). Les microtextures initiales dans ces particules squelettiques sont souvent conservées après phosphatisation.

Les bioclastes phosphatisés comportent essentiellement des foraminifères (grains phosphatés encroûtés type Nubéculaire selon Mouflih (2015) (Fig. 4.2E-F), bivalves, gastéropodes et échinodermes. La taille de ces particules phosphatisées est variable et dépend de la taille initiale des bioclastes. Les bioclastes phosphatisés sont caractérisés en LPNA par des teintes jaunâtres et des ponctuations noirâtres (Fig. 4.2D-F). En LPA, ces bioclastes, comme les autres grains de phosphate, sont isotropes. La forme et la structure primitive des bioclastes phosphatisés sont souvent préservées après phosphatisation. La phosphatisation des particules squelettiques correspond à un processus de remplacement des carbonates de calcium par l'apatite (Lambooy, 1993). Dans certains gisements, ce remplacement peut constituer le processus phosphogénique dominant (Lambooy, 1993). Le processus de phosphatisation peut inclure également une précipitation directe de l'apatite dans les pores des bioclastes.

3.1.5. Les grains composites

Il s'agit d'un groupement de petites particules agglutinées et cimentées généralement par du phosphate pour former un grain. Les particules composites présentent des formes variables anguleuses à émoussées dont la taille est souvent supérieure à 0.5 mm. Deux types de grains composites ont été observés dans les sédiments phosphatés du Haut-Atlas : i) les grains hétéro-composites, formés de différents types de particules (quartz, débris d'os, carbonates...)

cimentées par du phosphate cryptocristallin (Fig. 4.2G-H). ii) les grains mono-composites, formés généralement d'une agglomération de péloïdes cimentés par du phosphate (Fig. 4.2I). Les grains composites se forment sous l'effet du remaniement hydrodynamique et du transport des sédiments et constituent ainsi un indicateur de l'intensité du remaniement et du transport.

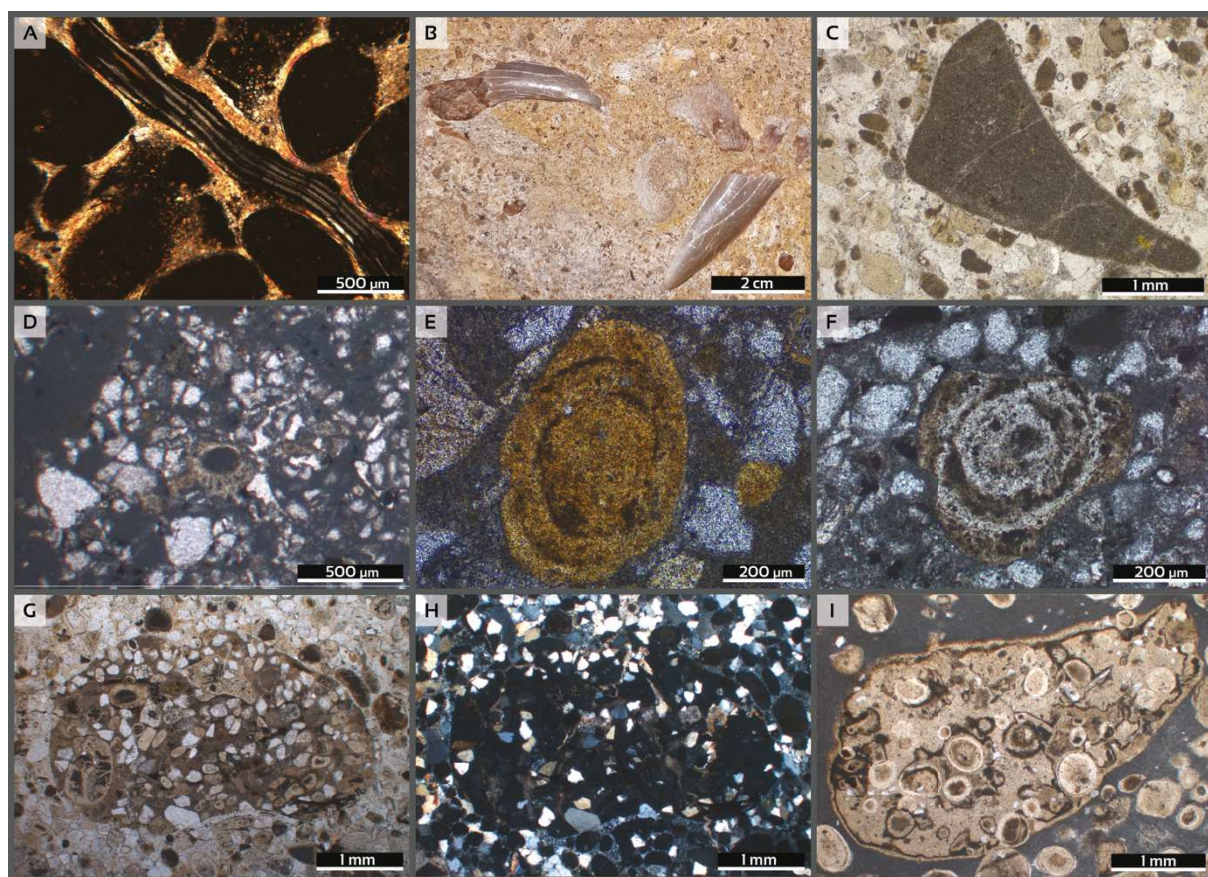


Fig. 4.2. Constituants pétrographiques du phosphate du Haut-Atlas. (A) Photomicrographie en LPA montrant un débris osseux et des péloïdes phosphatés cimentés par la calcite. (B) Photographie montrant des dents de requin. (C) Photomicrographie en LPNA illustrant une dent pigmentée. (D) Photomicrographie en LPNA montrant un bioclaste phosphatisé. (E-F) Photomicrographies en LPNA de foraminifères phosphatisées (Grains Phosphatés Encroûtés type Nubécule). (G-H) Photomicrographie en LPNA et LPA d'un grain hétérocomposite. (I) Photomicrographie en LPNA d'un grain monocomposite.

3.1.6. Les particules non-phosphatées

La partie granulaire des sédiments phosphatés du Haut-Atlas peut contenir des particules non-phosphatées de nature, forme et taille variables. Ils comportent essentiellement des lithoclastes carbonatés millimétriques à centimétriques et des grains de quartz angulaires à subangulaires (Fig. 4.2G-H). Le taux de ces particules dans la roche phosphatée définit son

potentiel économique. La nature et la morphologie de ces particules fournissent des indications sur les environnements de dépôt et les processus sédimentaires impliqués dans l'accumulation sédimentaire.

3.2. Évolution post-dépôt des sédiments phosphatés du Haut-Atlas

L'évolution post-dépôt des sédiments phosphatés du Haut-Atlas est marquée par plusieurs changements diagénétiques et supergènes observés à l'échelle de la roche et à l'échelle des grains.

3.2.1. La dolomitisation

La dolomitisation identifiée dans les sédiments phosphatés du Haut-Atlas est modérée. La dolomite observée se présente souvent sous forme de cristaux rhomboédriques souvent dispersés dans la matrice micritique de la roche. Les cristaux de dolomite montrent parfois une zonalité marquée par des cœurs sombres et des bordures limpides (Fig. 4.3A), liée à une différence du contenu chimique entre le cœur et la bordure des cristaux (Tucker & Wright, 1990). Cet aspect caractérise les dolomites de remplacement (Tucker & Wright, 1990; Török, 2000), où la partie périphérique du cristal précipite à partir d'une solution plus diluée en magnésium (Land *et al.*, 1975). La dolomitisation identifiée correspond à un processus diagénétique d'enfouissement (Török, 2000)

3.2.2. La silicification

La silicification est un phénomène répandu dans les phosphates marocains (El Haddi *et al.*, 2014). Dans les phosphates du Haut-Atlas, ce phénomène est peu exprimé et n'affecte que quelques niveaux à phosphate. Plusieurs formes siliceuses ont été identifiées, notamment les rognons de silex (Fig. 4.3B) et les ménilites (Fig. 4.3C). La silice forme des nodules centimétriques de couleur marron/noir et à cassure conchoïdale (Fig. 4.3B). Cette forme siliceuse est connue dans les phosphates marocains sous le nom du faciès « Nougat » (El Haddi *et al.*, 2014). La fraction phosphatée dans ce faciès est représentée par des péloïdes et des coprolithes. Au niveau des zones silicifiées de la roche, la silice microcristalline forme

le ciment des particules phosphatées (Fig. 4.3D-E). Cependant, la calcédoine se développe sous forme de fibres microcristallines à partir des bordures de quelques grains (Fig. 4.3F) ou dans la matrice micritique (Fig. 4.3G). Dans les sédiments phosphatés du Haut-Atlas, les parties siliceuses ne présentent qu'une partie du volume de la roche en forme de nodules, ce qui suggère une silicification diagénétique d'un calcaire phosphaté. La présence de la calcédoine reflète aussi une silicification diagénétique importante liée à l'enfouissement du sédiment (Hesse, 1989). Durant ce stade diagénétique, la silice précipite à partir de fluides chargés en silice (Si).

3.2.3. La compaction

Les sédiments phosphatés du Haut-Atlas montrent un degré de compaction modéré avec l'absence de structure stylolithiques. Les structures primaires sont souvent bien préservées et un ensemble de faciès phosphatés est resté faiblement consolidé. À l'échelle de l'affleurement, la compaction mécanique se manifeste essentiellement par le feuilletage des sédiments phosphatés fins. À l'échelle microscopique, la compaction mécanique s'observe dans les relations entre les allochèmes, notamment les contacts concavo-convexes entre les grains (Fig. 4.3H) et déformation et fragmentation de quelques allochèmes, à l'exemple des coprolithes et des bioclastes.

3.2.4. L'altération

L'altération supergène est un phénomène bien documenté dans les phosphates sédimentaires (McArthur, 1980; Flicoteaux & Lucas, 1984). La série phosphatée du Haut-Atlas montrent plusieurs indices d'altération supergène, plus particulièrement des traces d'oxydation et des modifications dans l'aspect et la morphologie des allochèmes phosphatés. Ces modifications correspondent principalement à un changement de teinte par rapport aux péloïdes non-altérés, ainsi qu'à une corrosion et dissolution de quelques grains (Fig. 4.3I). Les intervalles phosphatés altérés, au niveau du bassin de Ouarzazate, sont caractérisés par la présence de géodes de calcite. L'altération des sédiments phosphatés entraîne le lessivage d'un certain nombre d'éléments chimiques notamment Na, Sr, CO₃ et SO₄ (McArthur, 1980). Compte-

tenu de la résistance de l'apatite, l'altération supergène des sédiments phosphatés permet d'augmenter la concentration relative du phosphore dans la roche (Zhang *et al.*, 2019).

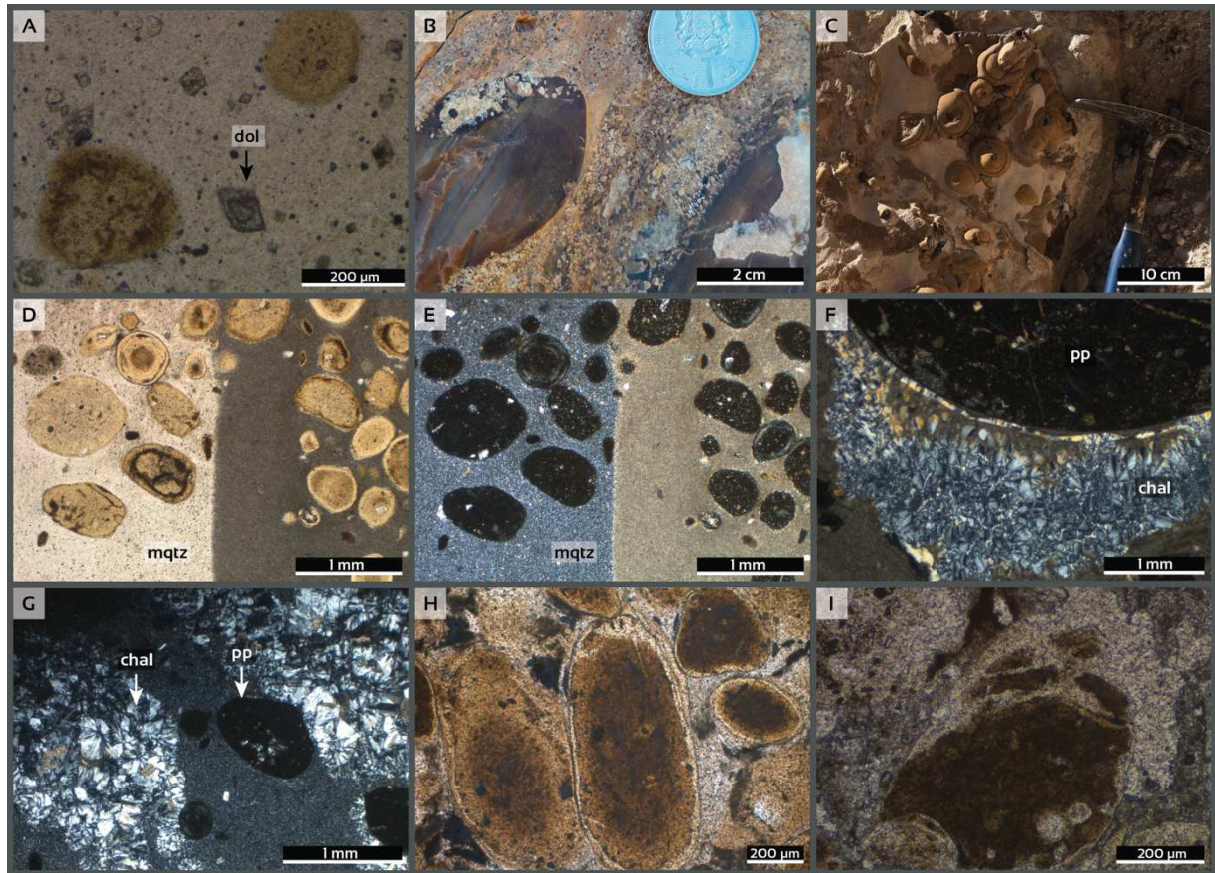


Fig. 4.3. Évolution post-dépôt des phosphates du Haut-Atlas. (A) Photomicrographie en LPNA montrant des cristaux rhomboédriques de dolomite. (B) Photo d'affleurement illustrant des nodules de silice. (C) Silice ménilites. (D-E) Photomicrographie en LNPA et en LPA d'un faciès phosphaté silicifié. (F-G) Photomicrographie en LPA montrant le développement de Chalcédoine. (H) Photomicrographie en LPNA montrant l'effet de compaction sur les péloïdes. (I) Photomicrographie en LPNA d'un grain phosphaté altéré. dol : dolomite ; mqtz : micro-quartz ; pp : Pélouïde ; chal : Chalcédoine.

4. Les différents types de phosphate du Haut-Atlas

L'examen macroscopique et microscopique des horizons phosphatés du Haut-Atlas a révélé la présence de plusieurs types de phosphate qui se distinguent par leur composition pétrographique, les structures sédimentaires et leur position stratigraphique. En conséquence, cinq types de phosphate différents ont été décrits et classés en faciès transportés ou non transportés par rapport à la zone de phosphatogenèse primaire (Tab. 4.1).

	Phosphate primaire (pristine)	Phosphate vanné ^{et/ou} remanié			
		in-situ	Transporté		
			Plate-forme	Bassin	Karst
Lithologie	Marnes phosphatées	Phosphate granulaire péloïdal	Grès et lumachelles phosphatés	Microconglomérats et grès phosphatés	Microconglomérats phosphatés et phospharudites
Stratification	Fine	Épaisse	Épaisse	Fine à Épaisse	Indéfinie
Épaisseur	5-30 m	0.1-1 m	0.1-1 m	0.1-2 m	2-10 m
Composition pétrographique	Péloïdes jaunes-brunâtres Traces de la matière organique Calcite	Dense accumulation de péloïdes Coprolithes Dents de poissons Ciment calcique et phosphaté	Péloïdes Grains enrobés Coprolithes Débris d'os et dents de poisson Grains composites Débris de bioclastes Grains de quartz	Péloïdes Grains enrobés Coprolithes Débris d'os et dents de poisson Grains composites Grains de quartz	Péloïdes agglomérés Dents de poisson Grains de quartz Calcite
Fraction détritique grossière	Absente ou rare	Absente ou rare	Très fréquente	Fréquente	Fréquente
Structures et caractéristiques sédimentaires de dépôt	Non consolidé Laminé horizontalement	Bien trié Faiblement consolidé	Induré Bien trié Stratification entrecroisée	Granoclassement normal	Non consolidé Rides de vague
Activité biologique	Non bioturbé	Rarement bioturbé	Modérément bioturbé	Rarement bioturbé	Bioturbé (Thalassinoides)
Processus sédimentaires	Décantation des particules en suspension Authigenèse	Vannage par les courants de tempêtes et de fonds	Transport et remaniement par les vagues	Transport par les courants gravitaires	Transport et remaniement par les vagues
Contenu en phosphore	Faible	Élevé	Faible à Moyen	Moyen	Moyen à Élevé
Distribution spatiale	Bordure septentrionale du Haut-Atlas de Marrakech	Bordure septentrionale du Haut-Atlas de Marrakech	Abondant sur la bordure septentrionale du Haut-Atlas de Marrakech	Bassin de Souss	Bassin de Ouarzazate

Tab. 4.1. Les caractéristiques pétro-sédimentaires des différents faciès phosphatés du Haut-Atlas.

4.1. Phosphate primaire (*pristine*)

Description :

Ce faciès phosphaté est géographiquement limité à la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech. Il recouvre l'association de faciès FA4 qui est limitée dans sa partie supérieure par un hard-ground. Le phosphate primaire (*pristine*) correspond à des intervalles métriques de marnes grises finement laminées et mal consolidées (Fig. 4.4A1), ce qui empêche la préparation de lames minces pour ce faciès. Les marnes phosphatées de ce faciès sont composées de grains phosphatés homogènes (<2 mm) et sans structure interne, disséminés dans une matrice micritique grise (Fig. 4.4A2). Ces allochèmes phosphatés correspondent entièrement à des péloïdes (Fig. 4.4A2). Ce faciès qui ne montre pas d'activité de bioturbation est caractérisé aussi par une absence distinctive des grains de quartz détritiques.

Interprétation :

La texture de dépôt fine et les laminations horizontales reflètent une accumulation sédimentaire de ce faciès phosphaté dans un environnement de faible énergie à partir de la décantation de la charge sédimentaire en suspension. La présence de péloïdes phosphatés et l'absence de particules détritiques grossières suggèrent une sédimentation dans les parties relativement distales de la plate-forme loin des sources d'apports terrigènes. Par conséquent, nous interprétons ces marnes phosphatées comme étant formées au niveau de la plate-forme externe sous la limite d'action des vagues de tempêtes. Dans ce contexte, les péloïdes phosphatés seraient le résultat de la précipitation authigénique de l'apatite dans des microsystemes d'eaux interstitielles à l'interface eau-sédiment (Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Pufahl *et al.*, 2003; Soudry *et al.*, 2013; Pufahl & Groat, 2017; Zhang *et al.*, 2019). Ce processus de phosphatogenèse nécessite la conjonction de nombreuses conditions biochimiques, notamment: *i*) la disponibilité du phosphore et sa libération à partir de la matière organique dans l'eau interstitielle par médiation bactérienne (Krajewski *et al.*, 1994; Diaz *et al.*, 2008), *ii*) la disponibilité du fluor (F), et *iii*) le pompage du magnésium (Mg) à partir de l'eau interstitielle afin de précipiter la francolite par sursaturation du phosphore

(P) (Glenn *et al.*, 1994; Jarvis *et al.*, 1994). Ce type de phosphate a été décrit dans plusieurs gisements de phosphate mondiaux à l'exemple des phosphates d'âge Campanien en Jordanie où le faciès de phosphate primaire (*pristine*) correspond à des intervalles de marnes phosphatées (Pufahl *et al.*, 2003).

4.2. Phosphate vanné (granulaire)

Description :

Ce faciès phosphaté est localisé exclusivement sur la bordure septentrionale du Haut-Atlas de Marrakech. Il est associé avec les marnes phosphatées décrites précédemment en formant des alternances d'une fréquence de 0.1 à 1 m (Fig. 4.4B1) sur des intervalles pouvant atteindre 30 m d'épaisseur. Les phosphates vannés correspondent à des bancs consolidés à semi-consolidés de phosphate moyen, bien trié (Fig. 4.4B1). Ces bancs sont presque entièrement composés d'une accumulation dense de péloïdes phosphatés homogènes de couleur marron, de taille millimétrique, de forme arrondie, et sans structure interne (Fig. 4.4B2-3). Ce faciès contient également des fragments de vertébrés et des dents de poissons. Ces allochèmes phosphatés sont cimentés par la calcite et le phosphate (Fig. 4.4B3). Il est important de noter que la morphologie des grains phosphatés dans ce faciès est similaire à celle des grains primaires qui ne montrent pas de signes de transport. Ce faciès phosphaté montre des concentrations élevées en phosphate pouvant atteindre 25 %wt P₂O₅.

Interprétation :

La composition, la texture granulaire, le bon tri des grains dans ce faciès témoignent d'une accumulation dans un contexte sédimentaire de forte énergie. L'alternance observée entre les bancs de phosphate granulaire et les marnes phosphatées indique l'existence d'un lien génétique entre ces deux faciès phosphatés. Une alternance similaire a été décrite dans des phosphorites du Campanien de la Jordanie (Pufahl *et al.*, 2003).

Le caractère sédimentologique de forte énergie de ce faciès et son lien génétique avec les phosphates primaires distaux indiquent sa formation autour de la limite d'action des tempêtes où les courants balayent les marnes phosphatées pour enlever la fraction argileuse

fine et concentrer les péloïdes phosphatés (Pufahl & Groat, 2017). Ce processus de concentration par vannage est favorisé par la gravité spécifique de la francolite qui est plus grande (2.9 g/cm^3) que celle des autres particules sédimentaires ($1.5 \text{ à } 2.5 \text{ g/cm}^3$; Föllmi, 1996; Pufahl and Grimm, 2003). La présence d'un ciment de phosphate dans ce faciès est liée à une seconde phase de phosphatisation suite à la remise du phosphate primaire, légèrement enfoui, dans la zone de phosphatogenèse (Glenn et al., 1994). Le processus de vannage joue donc un rôle critique dans l'enrichissement de du phosphate primaire. La répétition dans le temps de ce processus sur de vastes zones est responsable des plus grands gisements économiques de phosphate dans le monde (Glenn et al., 1994; Föllmi, 1996; Pufahl and Grimm, 2003; Pufahl and Groat, 2017).

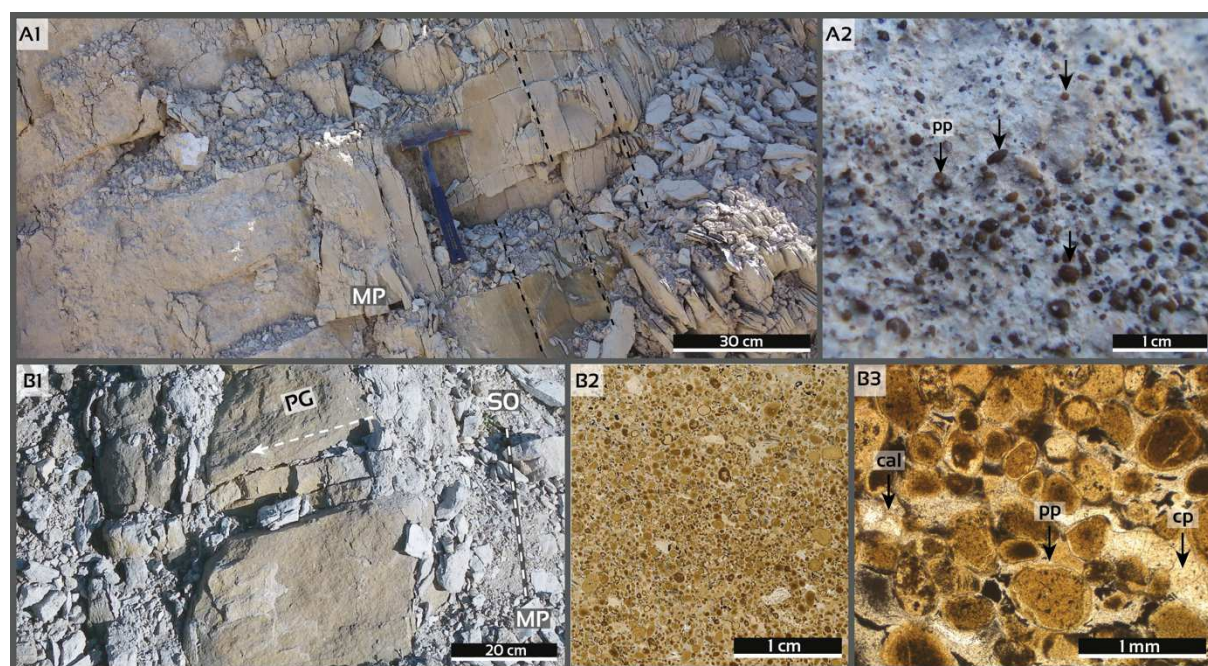


Fig. 4.4. Lithofaciès phosphatés formés in-situ (autochtones). (A1) Marnes phosphatées primaires finement laminées. (A2) Marno-calcaire contenant des péloïdes phosphatés primaires. (B1) Banc de phosphate granulaire intercalé dans des marnes phosphatées. (B2) Accumulation dense de péloïdes phosphatés dans un phosphate granulaire. (B3) Photomicrographie en lumière transmise montrant la composition du lithofaciès de phosphate granulaire. MP : marnes phosphatées ; PG : phosphate granulaire ; S0 : plan de stratification, pp : péloïde ; cp : ciment phosphaté ; cal : calcite.

4.3. Lags phosphatés

Description :

Ce faciès phosphaté a été identifié dans différentes coupes et à différents niveaux stratigraphiques. Il se présente souvent en association avec des faciès de *shoals* (cf. chapitre 3). Les lags phosphatés correspondent à des grès phosphatés à limites supérieures et inférieures nettes (Fig. 4.5A1), ou à des lumachelles phosphatées à stratification entrecroisée.

Les lags phosphatés sont constitués d'un mélange de grains phosphatés et non phosphatés relativement bien triés (Fig. 4.5A2). Les grains phosphatés englobent des péloïdes marron-jaunes bien arrondis généralement sans structure interne, de coprolithes en forme de bâtonnet, de dents de poissons, de fragments d'os et de bioclastes (Fig. 4.5A2-3). Contrairement aux types précédents, ces sédiments phosphatés contiennent une quantité considérable de grains de quartz subangulaires (Fig. 4.5A2) et d'autres composants terrigènes, y compris des galets de taille centimétrique.

Interprétation :

La lithologie, la composition pétrographique et les structures sédimentaires observées dans ce faciès indiquent une accumulation sous des conditions de forte énergie favorisant le remaniement et le tri des sédiments. L'omniprésence des grains de quartz sub-angulaires à sub-arrondis reflète la proximité de source détritique. Ces conditions sédimentaires sont communes à la zone de formation de *shoals* dans la zone d'action des vagues d'une plate-forme marine peu profonde. Les courants de tempête et de vagues transportent les grains de phosphate, initialement formés dans les parties distales de la plate-forme, vers les parties les plus internes, où ils sont mélangés avec une proportion importante de matériel détritique, et remaniés par l'action des vagues (Trappe, 1998). L'accumulation de ce type de phosphate en association étroite avec les sédiments de *shoals* suggère que ces derniers jouent un rôle dans le piégeage des particules de phosphate remaniées dans les dépressions abritées d'arrière-*shoals*.

4.4. Phosphate en remplissage de karsts

Description :

Ce faciès phosphaté a été découvert localement au niveau du bassin de Ouarzazate, entre l'extrême ouest du bassin jusqu'aux alentours de la région de Toundoute. Il correspond à des intervalles de sédiments phosphatés qui remplissent et recouvrent des cavités karstiques (Fig. 4.5B1-2). Ces intervalles pouvant dépasser 5 m d'épaisseur, montrent une évolution granulométrique décroissante au-dessus de la surface karstique. Le phosphate devient plus fin vers le sommet et montre des terriers de *Thalassinoïdes* remplis de phosphate plus grossier (Fig. 4.5B3). Ce phosphate contient également des géodes de calcite. Les poches karstiques remplies de phosphate consistent en cavités de largeur centimétrique développées sur une profondeur de quelques mètres sur une roche carbonatée. Ce lithofaciès phosphaté correspond à une phospharudite non-consolidée, composée de grains de phosphate moyennement triés, pouvant dépasser la taille du gravier, contenus dans une matrice carbonatée grise (Fig. 4.5B4). Sur le plan pétrographique, les grains de phosphate correspondent à des péloïdes agglomérés (Fig. 4.5B4), qui correspondent à des grains arrondis de couleur jaune à brun foncé. Ils ne montrent aucune structure interne, présentant des signes de corrosion (Fig. 4.5B4-5), et sont souvent très fracturés et altérés (Fig. 4.5B5). Les grains non phosphatés sont constitués de lithoclastes et de quelques particules détritiques.

Interprétation :

La lithologie et la composition suggèrent une origine marine de ce faciès associé aux karsts. Ce faciès est interprété comme un sédiment allochtone dont le début d'accumulation correspond au premier stade d'une transgression qui a noyé la plate-forme carbonatée émergée et karstifiée, vers laquelle différents types de phosphate précédemment formés ont été transportés. L'agglomération, la corrosion, la fragmentation, et l'altération des grains phosphatés traduisent les effets d'un transport et d'un remaniement significatifs de ces particules en conditions subaériennes. L'accumulation des sédiments phosphatés en

remplissage de karsts se produit en deux étapes : i) les courants transportent le phosphate primaire et le phosphate vanné associé vers les parties proximales de la plate-forme ; ii) durant l'évènement transgressif subséquent, alors que la ligne de rivage se déplace vers le continent, les phosphates remaniés sont érodés et transportés vers le continent pour remplir et couvrir les poches karstiques. Ce processus se produit dans un contexte de faibles apports détritiques (dominance de la dissolution chimique), ce qui explique la concentration importante de grains de phosphate dans ce faciès. Ce mode d'accumulation de phosphate a été décrit dans le gisement de phosphorite Crétacé Supérieur d'Eshidiyya en Jordanie qui contient des accumulations de phosphate friable accumulées dans des dépressions karstiques (Abed *et al.*, 2007).

4.5. Phosphate turbiditique

Description :

Ce faciès phosphaté affleure localement au niveau de la coupe d'Erguita, région de Taroudante, versant sud du Haut-Atlas, où il est associé à des faciès de la ceinture distale représenté par des couches très peu épaisses de sédiments fins riches en matière organique (F26). Le phosphate turbiditique, représenté par des bancs à base érosive, consiste en un sédiment à grains grossiers à très grossiers granodécroissants (*fining upward*) (Fig. 4.5C1), contenant une grande variété de particules phosphatées, notamment des péloïdes, des fragments d'os, des dents de poissons et des particules non phosphatées tel que des lithoclastes carbonatés et des grains détritiques (Fig. 4.5C2).

Interprétation :

Le granoclassement décroissant, le caractère érosif et l'association de ce faciès avec des sédiments d'offshore suggèrent son accumulation dans les parties distales de la plate-forme par des courants turbiditiques. Ce faciès correspond à une sédimentation gravitaire rapide responsable du granoclassement normal observé. Les particules phosphatées sont dérivées des autres faciès phosphatés puis transportées vers le bassin. Cette interprétation corrobore plusieurs études antérieurs qui ont décrit ce mode d'accumulation de phosphate dans des

gisements mondiaux comme dans le gisement de Baja California au Mexique (Galli-Olivier et al., 1990), dans la série Crétacé supérieur de Colombia, (Föllmi et al., 1992), ou dans le Miocène de Salento en Italie (Föllmi et al., 2015).

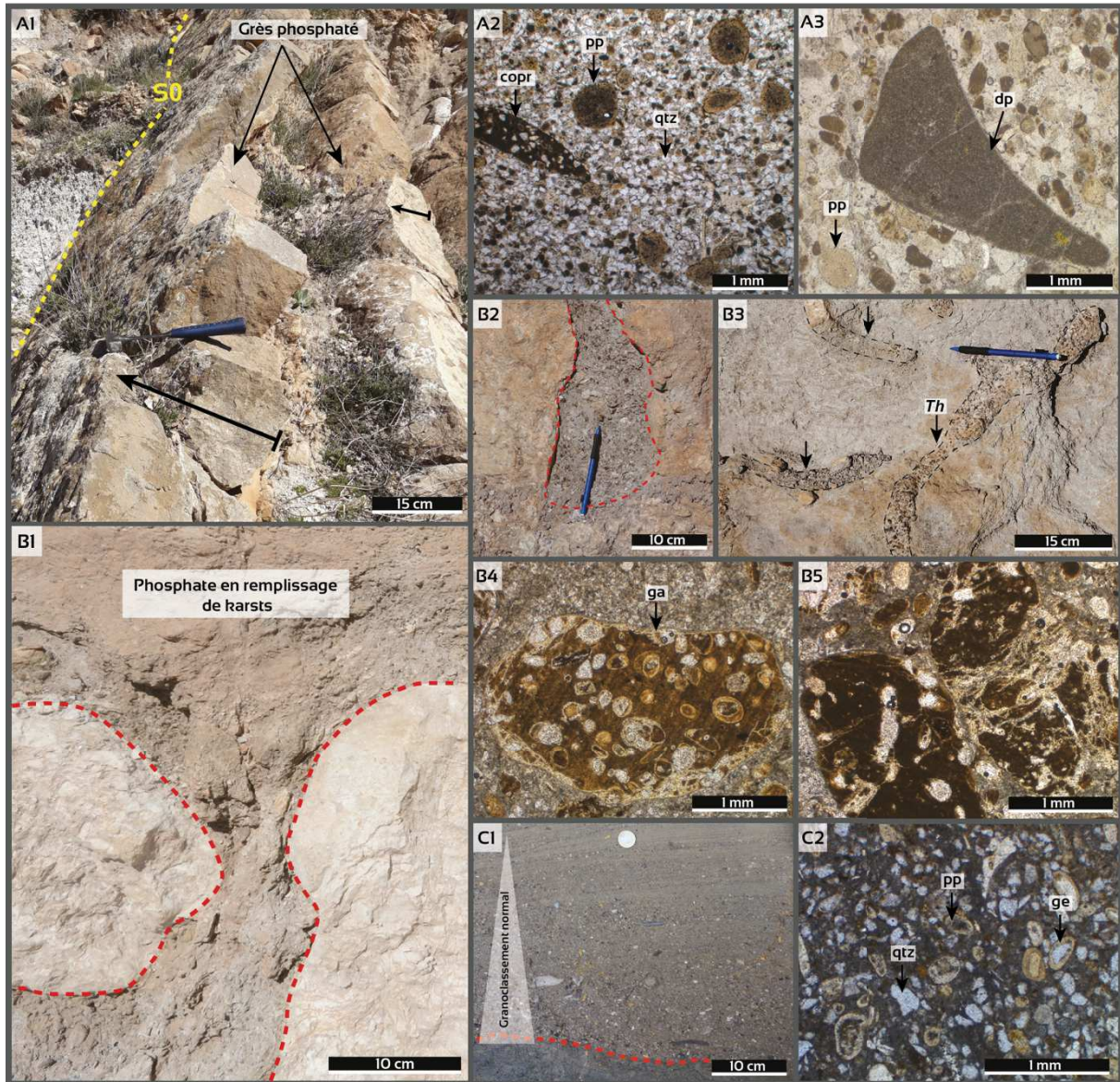


Fig. 4.5. Lithofaciès phosphatés transportés et remaniés (allochtones). (A1) Photographie de terrain montrant des bancs de grès phosphatés. (A2-3) Photomicrographie en lumière transmise illustrant la composition pétrographique d'un grès phosphaté. (B1) Photographie de terrain montrant le phosphate en remplissage de karsts. (B2) Phosphate de taille de granuleuse en remplissage d'une poche karstique ; la ligne rouge pointillée souligne les limites de la poche. (B3) Terriers de *Thalassinoides* remplis de phosphate granuleux. (B4-5) Photomicrographie en lumière transmise du faciès en remplissage de karsts. (C1) Photographie de terrain montrant un granoclassement normal dans les sédiments de phosphate turbiditique. (C2) Photomicrographie en lumière transmise illustrant la composition pétrographique du phosphate turbiditique. S0 : plan de stratification ; pp : péloïde ; ge : grain enrobé ; copr : coprolithe ; dp : dent de poissons ; ga : grains agglomérés ; qtz : quartz ; Th : *Thalassinoides*.

5. Discussion

La diversité des particules phosphatées traduit une diversité des processus biochimiques et sédimentaires impliqués dans la formation et l'accumulation des sédiments phosphatés du Haut-Atlas. Plusieurs mécanismes de phosphatogenèse sont fossilisés dans les différents types de grains phosphatés identifiés. La précipitation authigénique dans des microsystemes interstitiels (Jarvis *et al.*, 1994; Lucas & Prévôt-Lucas, 1997) est le phénomène le plus répandu qui conduit à la formation des péloïdes phosphatés qui constituent la phase pétrographique la plus abondante dans les sédiments phosphatés du Haut-Atlas. La phosphatisation épigénétique est un autre phénomène phosphogénique important par lequel des particules, initialement phosphatées ou non, sont phosphatisées par mécanisme de remplacement de la calcite ou de précipitation dans les pores des fragments biogènes (Prévôt & Lucas, 1986; Lamboy, 1993; Lamboy *et al.*, 1994).

La diversité des lithofaciès phosphatés dans la série du Crétacé supérieur-Paléogène du Haut-Atlas met l'accent sur les effets et l'interaction de différents processus et contrôles sur l'accumulation du phosphate dans le système de plate-forme marine étudié. Les marnes phosphatées, finement laminées déposées par décantation, indiquent que le phosphate primaire s'est formé dans les parties externes de la plate-forme marine sous des conditions de faible énergie, sous la limite d'action des vagues de tempêtes. La formation des grains phosphatés primaires (péloïdes) a lieu dans des microsystemes d'eau interstitielle fermés et réduits (Jarvis *et al.*, 1994) dans les sédiments non lithifiés, ce qui permet la croissance des péloïdes jusqu'à un diamètre millimétrique. Le phosphore est libéré dans l'eau interstitielle à partir de la matière organique, des oxyhydroxydes de fer et à partir des minéraux argileux, principalement par voie microbienne (Jarvis *et al.*, 1994; Krajewski *et al.*, 1994; Hiatt *et al.*, 2015; Pufahl and Groat, 2017). Le phosphore libéré précipite avec d'autres éléments chimiques, notamment le fluor et le calcium, sous forme de francolite authigène. Cette dernière forme des péloïdes dispersés dans une matrice boueuse. Ces sédiments phosphatés

primaires peuvent subir plusieurs processus de différenciation sédimentaire, conduisant à la formation de différents lithofaciès phosphatés (Fig. 4.6).

Cette différenciation est contrôlée par les processus sédimentaires qui règnent dans les différentes parties de la plate-forme, notamment les processus hydrodynamiques de vannage, remaniement et transport (Fig. 4.6).

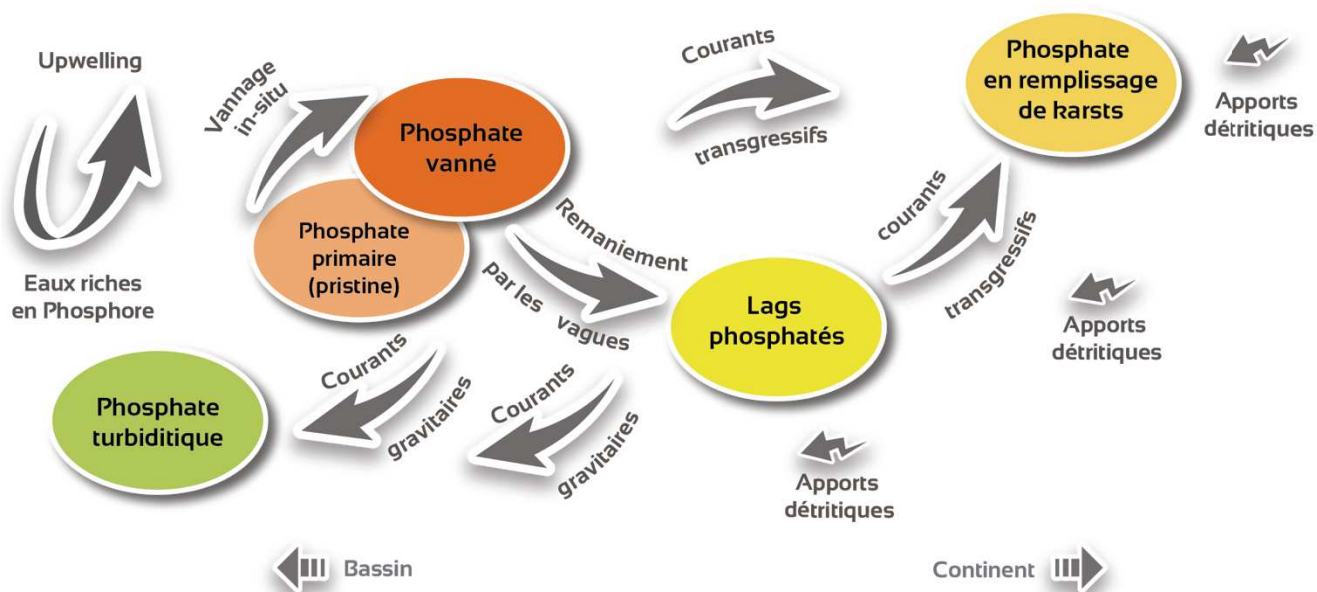


Fig. 4.6. Diagramme conceptuel montrant les liens génétiques entre les différents types de phosphate identifiés dans cette étude et mettant en évidence les scénarios possibles de différenciation sédimentaire, ainsi que les processus sédimentaires impliqués.

Les courants de tempête et de fond balayent le phosphate primaire (*pristine*) à l'interface eau-sédiment pour vanner le sédiment fin qui est par conséquent enlevé, remis en suspension, transporté latéralement et redéposé lorsque l'énergie diminue (Fig. 4.7). Ce processus hydrodynamique provoque l'enrichissement in situ des péloïdes phosphatés, formant ce que l'on appelle le phosphate vanné. Lorsque le vannage est répété, il peut conduire à la formation de phosphate granulaire. Ce processus naturel enrichit considérablement la teneur en phosphate et conduit à des accumulations économiques (Zhang *et al.*, 2019). Le transport et le remaniement du phosphate primaire et du phosphate vanné associé donnent naissance à des lags phosphatés (Fig. 4.7). Ce mécanisme se produit

dans les parties proximales de la plate-forme, au voisinage des complexes de *shoals* qui agissent comme des pièges morphologiques pour ce lithofaciès phosphaté. Le remaniement élimine les particules fines des sédiments mais concentre en revanche les grains détritiques plus grossiers, y compris le quartz, les lithoclastes et les fragments d'os, ce qui contrecarre le processus d'enrichissement du phosphate. Les courants gravitaires sont responsables de la redistribution et du transfert, vers le bassin, des lithofaciès phosphatés décrits précédemment. Dans la pente et le bassin, les phosphates transportés sont redéposés avec d'autres composants terrigènes sous forme de couches turbiditiques montrant un granoclassement normal (Fig. 4.7), et leur association avec de minces niveaux d'argiles noires indique un environnement de dépôt profond, sous la limite d'action des tempêtes. Dans la zone d'étude, les phosphates en remplissage de karsts, montrant des indices de transport vers le continent et de sédimentation à partir d'anciennes accumulations de phosphate (grains phosphatés agglomérés et fragmentés), indiquent que les lags phosphatés et/ou du phosphate granulaire précédemment accumulés sur la plate-forme ont été redéposés dans et au-dessus des poches karstiques, ce qui confirme le caractère allochtone de ce faciès phosphaté. L'altération subaérienne des phosphates agit principalement sur la phase non-phosphatée lessivée (Fig. 4.7) ce qui contribue à l'enrichissement de la concentration de P_2O_5 .

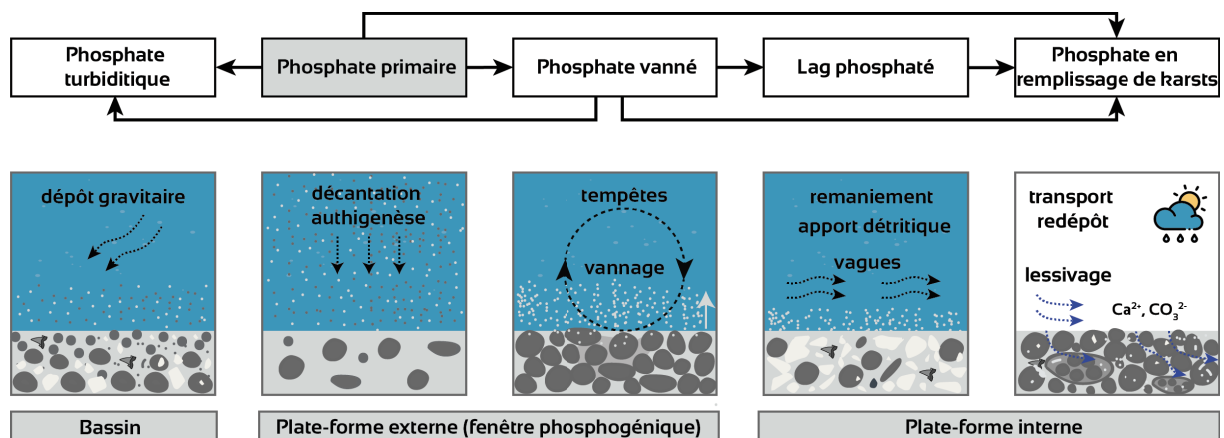


Fig. 4.7. Processus de dépôt des différents faciès phosphatés et enrichissement naturel du sédiment phosphaté primaire.

6. Conclusions

Cette étude a permis de mettre en exergue les liens génétiques entre les différents faciès phosphatés. La phosphatogenèse primaire conduit à la formation du phosphate primaire (*pristine*) dans la fenêtre de phosphatogenèse située dans la partie offshore d'une plate-forme carbonatée, et sous le contrôle des courants d'*upwellings*. Tous les autres types de sédiments phosphatés, connus sous le nom de phosphates remaniés (Glenn *et al.*, 1994; Pufahl & Groat, 2017), dérivent de la différenciation sédimentaire de ce phosphate primaire formé par authigenèse. Cette différenciation sédimentaire est contrôlée en partie par l'interaction des processus autocycliques hydrodynamiques, tels que le vannage par les tempêtes, les courants à travers la plate-forme, comme le montre la distribution spatiale des cinq types de phosphate à travers le bassin.

À une échelle globale, nous montrons que la phosphatogenèse primaire, contrôlée par les courants d'*upwellings*, permet la formation de phosphate primaire, ce qui se traduit généralement par des sédiments phosphatés de faible concentration de P_2O_5 , car les grains de phosphate sont dispersés dans les marnes encaissantes. L'enrichissement en phosphate, conduisant à un minerai de qualité économique, nécessite l'intervention des processus hydrodynamiques. Le vannage répété est un mode d'enrichissement efficace du minerai phosphaté. Les accumulations de phosphate vannées (granulaires) représentent le type de phosphate le plus riche, qui s'accumule au niveau de la plate-forme externe, près de la limite d'action des tempêtes, loin des principales sources terrigènes. Ces nouvelles perspectives sur les paramètres de contrôle de l'accumulation de phosphate contribueront à l'exploration et à l'exploitation de cette ressource non renouvelable.

Chapitre 5 :

**Stratigraphie séquentielle des dépôts
phosphatés du Haut-Atlas : Contrôle sur
l'accumulation et la préservation du phosphate**

1. Introduction

Les accumulations de phosphate sédimentaire se produisent préférentiellement sur les marges continentales et dans les mers épicontinentales, où la profondeur de l'eau permet un remaniement permanent, périodique ou occasionnel de l'interface eau-sédiment (zone de phosphatogenèse) favorisant l'accumulation économique du phosphate (Baturin, 1982; Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996; Pufahl & Groat, 2017). Dans ces environnements, les variations du niveau marin relatif contrôlent l'enregistrement sédimentaire, notamment la formation et la préservation des phosphates (Glenn *et al.*, 1994; Föllmi, 1996). Les accumulations majeures de phosphorites semblent être corrélées avec des périodes d'élévation du niveau marin (Föllmi, 1990; Glenn *et al.*, 1994). La phosphatogenèse est souvent associée à des périodes de condensation sédimentaire qui représentent des périodes d'inondation maximale caractérisées par un faible apport terrigène et un faible taux de sédimentation favorisant la concentration des grains phosphatés authigéniques (Föllmi, 1990, 2016). En conséquence, la surface d'inondation maximale est considérée comme un guide d'exploration des phosphates dans les systèmes d'upwelling phanérozoïques (Pufahl & Groat, 2017). L'accumulation du phosphate a été décrite également dans des périodes de chute du niveau marin où l'abaissement de la limite d'action des vagues permet un remaniement et une concentration du phosphate (Baturin, 1982).

Dans les gisements du Crétacé supérieur-Paléogène du Maroc, les conditions paléogéographiques et océanographiques étaient favorables à l'accumulation d'une série phosphatée très riche. Cette série a fait l'objet de découpage séquentiel au niveau des gisements de la Meseta (Mouflih, 2015), ainsi que dans les bassins du Moyen-Atlas (Mouflih, 2015) et du Haut-Atlas (Chellaï *et al.*, 1995; Marzoqi *et al.*, 1996; Marzoqi, 2001). La série phosphatée a été subdivisée en deux systèmes sédimentaires séparés par une discontinuité régionale de type SB1 traduisant un cycle transgressif-régressif de 2^{ème} ordre (Chellaï *et al.*, 1995; Marzoqi, 2001; Mouflih, 2015). Ces systèmes sédimentaires sont composés de plusieurs séquences génétiques liées à des cycles eustatiques du 3^{ème} ordre. Au niveau de la

Meseta, les accumulations économiques du phosphate sont associées aux cortèges transgressifs rétrogradants qui montrent un environnement de dépôt plus agité (Mouflih, 2015). Ces études de stratigraphie séquentielle de la série phosphatée ne considèrent pas de classification ou de distinction génétique des différents types de phosphate. En conséquence, le contrôle de la stratigraphie séquentielle sur l'accumulation des différents types de phosphate et ses manifestations sur la distribution verticale et latérale des faciès phosphatés ne sont pas bien établis.

Le but de ce chapitre est donc de retracer l'évolution séquentielle de la série phosphatée du Haut-Atlas et de mettre en évidence le contrôle de la stratigraphie séquentielle sur l'accumulation et la préservation des différents types de sédiments phosphatés, par la compréhension de la relation entre les différents faciès phosphatés et les variations du niveau marin relatif au cours le temps. Ce chapitre s'intéresse également à la compréhension de l'évolution de la série à l'échelle régionale pour expliquer la répartition spatiale et temporelle des différents faciès phosphatés et son implication sur l'exploration de cette ressource.

2. Méthodologie

L'analyse séquentielle de la série sédimentaire du Haut-Atlas est basée sur l'étude détaillée de terrain, comprenant le lever et l'analyse de 9 coupes. Cette étude permet l'identification des surfaces stratigraphiques majeures en se basant sur des critères sédimentologiques et sur l'évolution des faciès et des associations de faciès. Ces surfaces serviront de niveaux de référence pour les corrélations régionales.

2.1. Stratigraphie séquentielle dans les systèmes carbonatés

Dans les environnements carbonatés, par oppositions aux systèmes silico-clastiques, le matériel sédimentaire se forme in-situ et ne provient pas directement de l'érosion des roches en amont. La sédimentation dans ce contexte est contrôlée par des facteurs biologiques et chimiques (Tucker & Wright, 1990) (*i.e.*, accommodation biologique). La réponse aux variations du niveau marin se fait donc de manière différente, ce qui conduit à une

organisation séquentielle différente (Nichols, 2009). L'exemple connu dans les systèmes carbonatés est l'absence ou le développement très limité du cortège de bas niveau marin (*low stand systems tract*) (Nichols, 2009). Ce cortège est souvent très peu développé dans les systèmes carbonatés. Lors de la baisse du niveau marin relatif, les parties émergées de la plateforme subissent des processus de dégradation par dissolution chimique (karstification) plutôt que par érosion mécanique (Schlager, 2005). Le produit de cette dégradation est délivré majoritairement sous forme ionique et ne fournit pas le matériel détritique nécessaire pour la formation du prisme sédimentaire de bas niveau.

Étant donné le caractère carbonaté de la série phosphatée du Haut-Atlas, nous avons adopté le modèle de séquence transgressif-régressif (T-R) (Embry, 1993, 1995). Ce modèle de séquence est largement utilisé pour étudier les sédiments carbonatés. Une séquence T-R correspond à un empilement de sédiments limité par deux surfaces transgressives. La définition des séquences est basée sur l'identification des surfaces stratigraphiques et sur le suivi de l'évolution des faciès dans le système de dépôt.

2.2. Déterminations biostratigraphiques

L'analyse séquentielle de la série phosphatée du Haut-Atlas nécessite un cadre stratigraphique bien défini pour procéder à des corrélations fiables. Dans cette étude, nous réévaluons le découpage proposé par les études précédentes et apportons de nouveaux éléments biostratigraphiques de datation. Les déterminations biostratigraphiques dans cette étude sont basées sur l'analyse des nannofossiles calcaires par Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu au *National Institute of Marine Geology and Geo-ecology* à Bucharest, Roumanie. Les sédiments prélevés ont été étudiés dans la fraction granulométrique de 2 à 30 μm , séparés par la méthode de décantation à l'aide d'une solution à 7% de H_2O_2 . Des lames de frottis ont été montées avec du baume du Canada et analysées au microscope optique à transmission Olympus, avec un grossissement de 1200x. La conservation des nannofossiles a été estimée en utilisant les critères proposés par Roth & Thierstein (1972), comme suit: P = faible, dissolution sévère, fragmentation et/ou surcroissance; l'identification spécifique

est entravée jusqu'à 75%; M = dissolution modérée et/ou surcroissance; l'identification spécifique est entravée jusqu'à 25%; et G = bonne, peu de dissolution et/ou surcroissance; les caractéristiques diagnostiques sont préservées, les spécimens pourraient être identifiés au niveau de l'espèce (jusqu'à 95%). L'identification taxonomique du nannoplancton calcaire est faite selon les critères de [Perch-Nielsen \(1985\)](#) et [Burnett \(1998\)](#). Les zones biostratigraphiques (NP) sont celles de [Martini \(1971\)](#).

3. Stratigraphie séquentielle de la série phosphatée du Haut-Atlas

La stratigraphie séquentielle est utilisée pour visualiser l'organisation des sédiments phosphatés et leur position par rapport aux différents stades de variations du niveau marin relatif. Le découpage stratigraphique séquentiel, utilisé dans cette étude, est basé sur la corrélation régionale des principales surfaces stratigraphiques clés et sur le suivi des changements de faciès. Ces surfaces traçables régionalement reflètent des ruptures stratigraphiques et des changements sédimentologiques, qui constituent ainsi des références de corrélation fiables.

3.1. Les marqueurs stratigraphiques majeurs

Dans les séries investiguées, nous avons mis en évidence la présence de deux marqueurs stratigraphiques d'ampleur régionale : une surface karstique majeure et une surface d'inondation maximale.

3.1.1. La surface karstique (surface transgressive basale)

Située dans les parties inférieures des coupes étudiées, cette surface correspond au sommet d'un système karstique affectant des wackestones et des packstones calcaires et dolomitiques. La karstification se présente sous forme de poches où de fissures de dissolution interconnectées qui peuvent dépasser localement 10 m de profondeur (*e.g.*, My Brahim). Le remplissage du karst est variable. Au niveau du flanc nord du Haut-Atlas de Marrakech, il consiste généralement en silt rouge avec la présence de d'autres grains détritiques ([Fig. 5.1B](#)). Dans ce type de remplissage, les fissures de dissolution montrent une croissance de cristaux calcitiques de façon perpendiculaire aux parois. La dissolution liée à la karstification

peut provoquer la bréchification de la roche hôte (Fig. 5.1C). Cependant, au niveau du bassin de Ouarzazate, le remplissage des poches karstiques est dominé par du phosphate microconglomératique transgressif entre la coupe de Taifest et celle de Toundoute (Fig. 5.1D) alors que le remplissage devient argileux silteux rouge dans l'extrême est du bassin. Au niveau du bassin de Souss, cette surface de karstification n'est pas développée, et correspond plutôt à un niveau gypsifère traduisant des conditions évaporitiques.

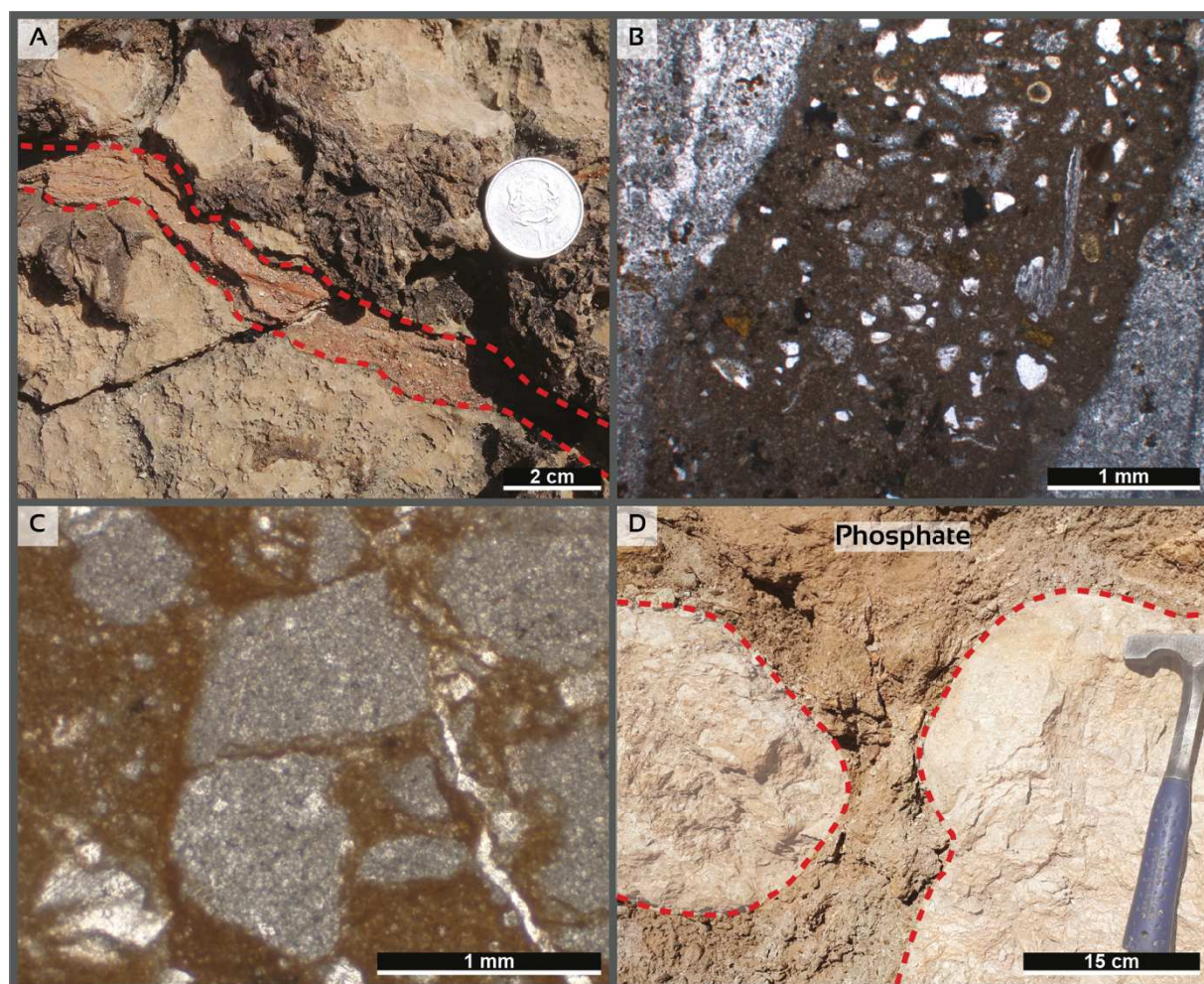


Fig. 5.1. Caractéristiques du système karstique majeure de la série phosphatée du Haut-Atlas. (A) Fissure karstique à remplissage silteux dans un dolomudstone slicifié. (B) Remplissage silteux à grain détritique des micro-fissures karstiques. (C) Bréchification de la roche karstifiée. (D) Poche karstique à remplissage phosphaté.

Cette surface karstique majeure est surmontée dans plusieurs localités par un niveau de brèche formée d'éléments repris de la roche karstifiée. Ce niveau est interprété comme une brèche transgressive formée sous l'effet de la houle et des vagues lors de l'avancée de la mer sur le continent (Allen & Posamentier, 1993). Ce système karstique s'est formé en réponse

aux processus d'altération déclenchés suite à l'exposition subaérienne des niveaux carbonatés en raison de la baisse du niveau marin relatif. Cette surface clé a été documentée dans les zones du Haut-Atlas sous le nom de la discontinuité D1, datée du Maastrichtien supérieur (Chellaï *et al.*, 1995; Marzouq *et al.*, 1996; Marzouq, 2001). Elle a également été reconnue dans les bassins exploités des Gantour et des Ouled Abdoun au centre du Maroc (Mouflih, 2015). Cette surface, qui constitue une limite de séquence (*sequence boundary*), est définie dans cette étude comme le niveau de référence inférieure pour les corrélations régionales.

3.1.2. La surface (zone) d'inondation maximale (SIM/ZIM)

Sur le plan régional, cette surface surmonte les sédiments carbonatés de la plate-forme externe (FA5). Dans la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech, ce marqueur stratigraphique correspond à une surface durcie (*hard-ground*), caractérisée par une accumulation massive d'organismes encroûtants (Fig. 5.2A), des silicifications, des croûtes d'oxydes de fer et de fréquents terriers de bioturbation remplis de grains phosphatés et avec présence de coquilles d'oursins (Fig. 5.2B). Le long de la bordure sud du Haut-Atlas, nous avons défini des zones d'inondation maximale s'appuyant sur des critères sédimentologiques comme l'identification du faciès le plus profond de toute la succession verticale (Wilmsen, 2003). Dans le bassin de Ouarzazate, cette zone d'inondation maximale est représentée par des mudstones à *Nautilus* (Fig. 5.2C) ou des niveaux phosphatés silicifiés, alors qu'elle est placée au niveau de bancs calcaire proximaux dans la partie est du bassin de Ouarzazate. Au niveau du bassin de Souss, cette ZIM est constituée de fines couches riches en matière organique (Fig. 5.2D). Dans la majeure partie du secteur étudié, cette surface/zone d'inondation maximale est caractérisée par de faibles taux de sédimentation et la faible présence des particules terrigènes. Ce marqueur stratigraphique typique reflète la transition du demi-cycle grano-décroissant au demi-cycle grano-croissant, mettant en évidence le passage de la phase transgressive à la phase régressive. Il est défini comme le niveau de référence supérieur pour les corrélations régionales.

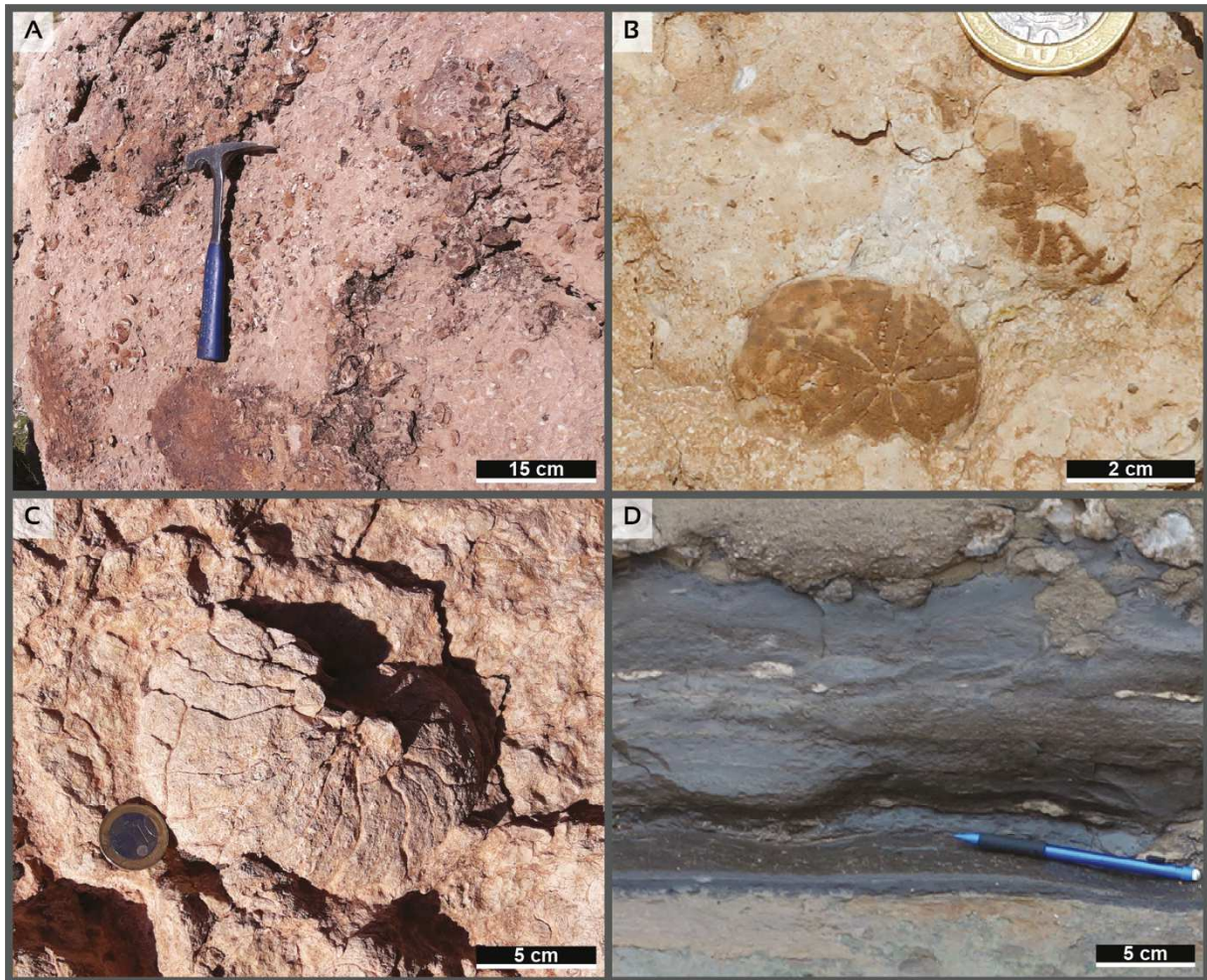


Fig. 5.2. Surface/zone d'inondation maximale dans la série phosphatée du Haut-Atlas. (A) Encroûtement d'organismes et oxydation sur une surface de hard-ground. (B) Surface d'inondation maximale avec une accumulation d'oursins. (C) Mudstone à Nautilus. (D) Mince niveau de sédiment riche en matière organique.

3.2. Age de la série : Nouvelles données biostratigraphiques de la série phosphatée du Haut-Atlas

Comme nous avons montré précédemment (*cf.* chapitre 2), l'âge de la série étudiée est peu contraint dans les affleurements du Crétacé Supérieur/Paléogène le long des bordures du Haut-Atlas. Aucun macrofossile ni foraminifère d'importance biostratigraphique n'a été trouvé dans ces dépôts marins. Nous avons donc échantillonné les coupes d'Amizmiz et de My Brahim dans le but d'identifier des nannofossiles calcaires qui sont connus pour leur fiabilité biostratigraphique. Seuls certains échantillons de la coupe d'Amizmiz ont livré de la nannoflore (Fig. 5.3). Certains échantillons analysés ont donné des nannofossiles plus diversifiés et peu à moyennement conservés ; les assemblages contiennent des nannofossiles

typiques du Paléocène à l'Éocène inférieur, tels que *Zygrhablithus kerabyi*, *Discoaster multiradiatus*, *Sphenolithus primus*, *S. anarrhopus*, *Fasciculithus tympaniformis*, *F. hayii*, *Coccolithus pelagicus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Heliolithus kleinPELLI*, *Bomolithus bramlettei*, *Zeugrhabdotus sigmoides*, and *Toweius* spp. Aucun nannofossile remanié provenant de dépôts plus anciens n'a été rencontré dans les assemblages identifiés.

L'échantillon AMZ 10 contient des spécimens rares de *Fasciculithus tympaniformis*, *Coccolithus pelagicus*, *Zeugrhabdotus sigmoides*, *Toweius pertusus*, *Biscutum* sp. et *Thoracosphaera saxea*. La première apparition (FO) de *Toweius pertusus* (biozone NP4) a eu lieu à la fin du Danian. Dans ces assemblages, *Fasciculithus tympaniformis* est également présent ; la FO de cette espèce est placée vers le sommet de la biozone NP5 dans le Sélandien (Agnini *et al.*, 2007). Par conséquent, un âge du Danien terminal au Sélandien peut être supposé pour cet échantillon.

Un assemblage avec *Heliolithus kleinPELLI*, *Fasciculithus tympaniformis*, *Sphenolithus primus*, *Coccolithus pelagicus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Zeugrhabdotus sigmoides*, *Toweius* spp. et *Ellipsolithus macellus* a été trouvé dans l'échantillon AMZ 16. *Heliolithus kleinPELLI* se trouve d'abord vers le sommet de la biozone NP6 (Agnini *et al.*, 2007). Ce bio-événement, ainsi que la présence de taxons de *Toweius*, y compris les *Toweius tovae*, indiquent un âge Sélandien à Thanétien tardif (biozones NP6-NP8). Un âge similaire a été enregistré dans l'échantillon AMZ 17. La présence de *Discoaster multiradiatus* dans les échantillons AMZ 22 et AMIZ 2 indique la présence de la biozone NP9 (Agnini *et al.*, 2007) d'âge Thanétien tardif.

Ces nouvelles données biostratigraphiques suggèrent un âge plus ancien que ce qui est précédemment établi (Moret, 1938; Herbig, 1991; Trappe, 1991; Herbig & Trappe, 1994; Chellaï *et al.*, 1995; Marzoqi *et al.*, 1996; Marzoqi, 2001) pour l'accumulation de phosphate dans le domaine du Haut-Atlas (Fig. 5.3). L'intervalle phosphaté supérieur qui correspond à la formation d'Ounila (Herbig & Trappe, 1994) (Fig. 5.4) s'étend sur tout le Paléocène, sur une période de 10 Ma. Nos déterminations biostratigraphiques indiquent que la surface

d'inondation maximale majeure, que nous corrélons à travers la totalité de la zone d'étude, et qui est également reconnue et corrélée par Chellaï *et al.*, (1995); Marzouq *et al.*, (1996); Marzouq (2001), est datée de la biozone NP6, c'est-à-dire à la transition entre le Sélandien et le Thanétien, à environ 59 Ma (Gradstein *et al.*, 2012) (Fig. 5.3-4).

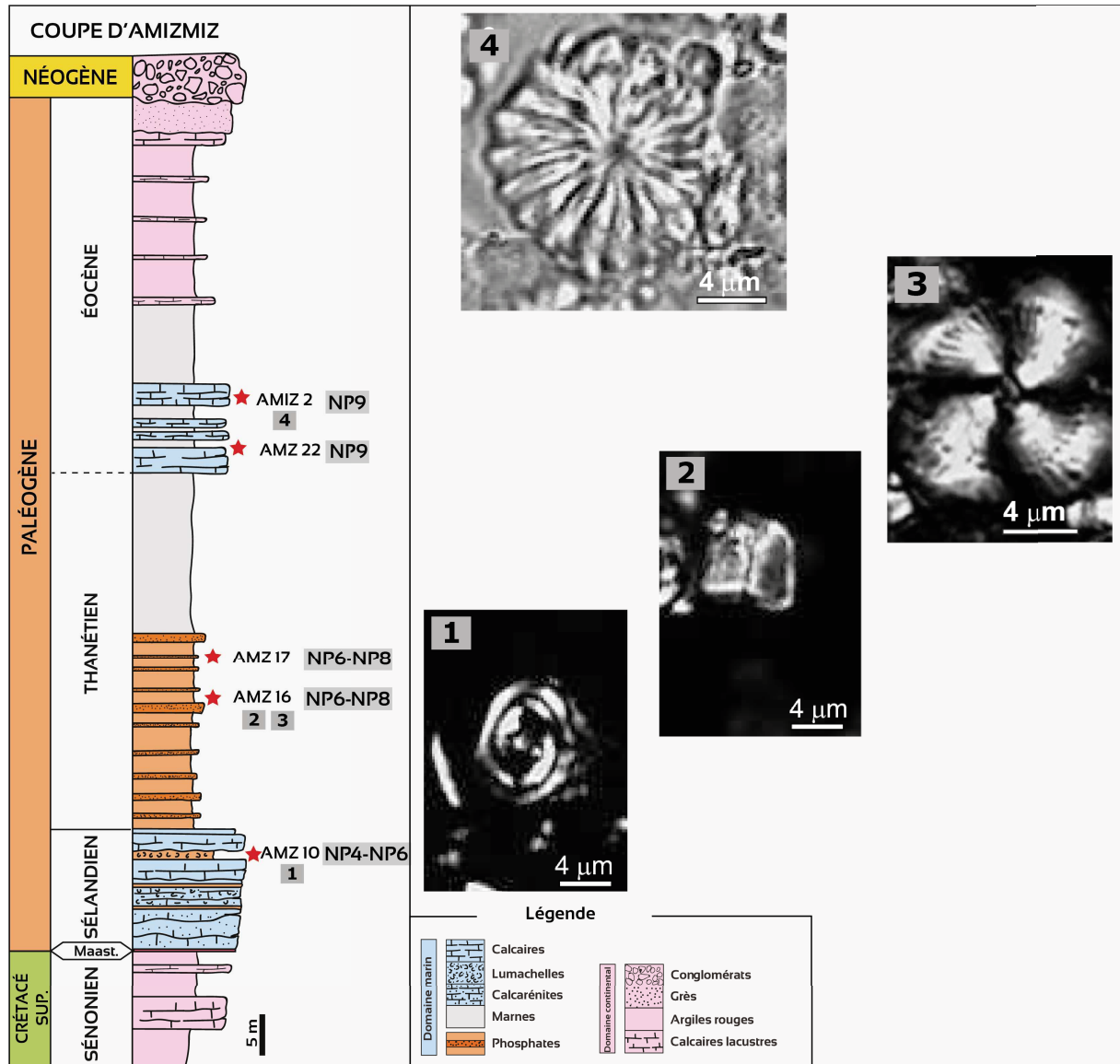


Fig. 5.3. Log lithostratigraphique de la coupe d'Amizmiz montrant l'emplacement des échantillons de nannofossiles (étoiles rouges). Les photos des nannofossiles présentent des vues au microscope optique en N + (nicols croisés), à l'exception du nannofossile 4 observé en NII (lumière polarisée). 1 – *Zeugrhabdous sigmoides* (Bramlette and Martini, 1964; Bown and Young, 1997); Échantillon AMZ10. 2 – *Fasciculithus tympaniformis* (Hay et al., 1967); Échantillon AMZ 16. 3 – *Heliolithus kleinpellii*; Échantillon AMZ 16. 4 – *Discoaster multiradiatus* (Bramlette and Riedel, 1954); Échantillon AMIZ 2.

L'hémicycle régressif sus-jacent s'étend au moins jusqu'à la biozone NP9 (fin du Thanétien). Cependant, la partie sommitale de la coupe datée est tronquée par des cônes alluviaux syntectoniques néogènes, et il est probable que dans d'autres coupes plus complètes, l'hémicycle régressif dure jusqu'à l'Éocène (Marzoqi, 2001). Par conséquent, nos corrélations à travers la zone étudiée indiquent que l'intervalle entre la surface karstique et la SIM majeure est d'âge Danien-Sélandien, en supposant un âge Maastrichtien pour les formations affectées par la karstification (Marzoqi, 2001).

Ces nouvelles données biostratigraphiques mettent en évidence une incohérence avec les subdivisions proposées par les études antérieures (Fig. 5.4). La surface d'inondation maximale majeure que nous corrélons régionalement est placée, en se basant sur les données anciennes, dans la partie supérieure de l'Yprésien à l'Est du bassin de Ouarzazate et au niveau de la transition Yprésien-Lutétien dans le reste du secteur étudié (Fig. 5.4). Cette incohérence identifiée peut dériver soit d'une mauvaise corrélation régionale et mauvaise identification de la surface d'inondation maximale majeure, soit d'un problème de détermination d'âge dans les travaux antérieurs ou dans la présente étude.

Les données utilisées dans cette étude correspondent à des coupes sédimentologiques levées de façon homogène sur l'ensemble du secteur étudié. L'identification des discontinuités sédimentaires majeures est basée sur des critères sédimentologiques et sur l'observation des transitions de faciès. De plus, le découpage présenté dans la présente étude et la position de la SIM majeure sont en cohérence avec le découpage stratigraphique proposé par les études antérieures (Fig. 5.4). À la lumière de ces observations, l'identification de la surface d'inondation maximale majeure dans notre étude est correcte et peut servir de référence pour la corrélation régionale. Nous excluons alors un problème de corrélation ou d'identification de la SIM comme source d'incohérence. Il est cependant, très probable que cette incohérence soit liée aux déterminations anciennes des âges et/ou aux approches et méthodes utilisées. Celles-ci sont d'ailleurs discutables dans les études antérieures.

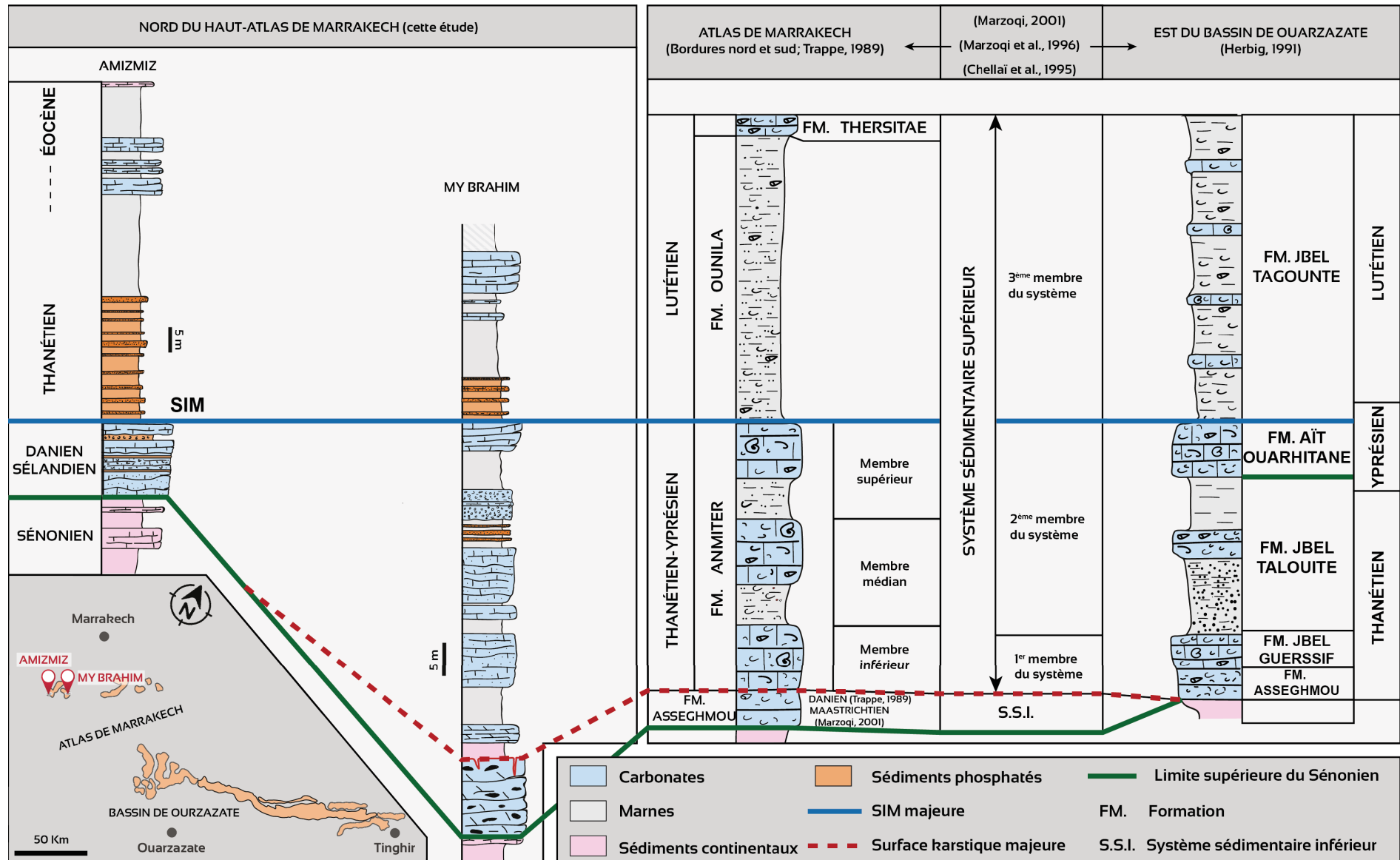


Fig. 5.4. Stratigraphie de la série phosphatée du Haut-Atlas et comparaison des datations antérieures avec les nouvelles données biostratigraphiques présentés dans cette étude. La surface d'inondation maximale corrélée dans cette étude correspond d'après nos datations à la transition Sélandien-Thanétien. Cependant, cette surface correspond d'après les datations classiques à la partie supérieur de l'Yprésien ou à la transition Yprésien-Lutétien.

L'âge classiquement reconnu dans la série phosphatée est basé principalement sur les premiers travaux biostratigraphiques du XX^e siècle (*e.g.*, [Moret, 1938](#); [Arambourg, 1952](#)). Les principaux travaux paléontologiques ont été réalisés dans les bassins de phosphate exploités (Ouled Abdoun et Gantour). La série phosphatée du Haut-Atlas est de loin moins étudiée par rapport aux bassins exploités. Le cadre stratigraphique de la série est fondé principalement sur des travaux plus anciens ([Moret, 1938](#)) et l'identification de trois horizons de faune de mollusques dans le bassin de Ouarzazate: Faune A (Maastrichtien-Danien), Faune C (Thanétien-Yprésien) et Faune B (Yprésien-Lutétien). On note que l'incohérence de l'ordre des lettres de désignation de ces horizons, utilisées par [Moret, \(1938\)](#) prête à confusion et a été probablement une source d'erreurs pour les interprétations ultérieures.

La faune sélacienne a été étudiée localement dans la partie orientale du bassin de Ouarzazate et comparée à son équivalent dans les bassins exploités de la Meseta ([Cappetta et al., 1987](#); [Gheerbrant et al., 1993](#); [Tabuce et al., 2005](#)). Ces études ont été menées avec des objectifs phylogéniques et s'intéressent plutôt à l'histoire et l'évolution des espèces étudiées qu'à la biostratigraphie. Les corrélations avec les niveaux de la série phosphatée de la Meseta pour des fins biostratigraphiques ne sont pas significatives et manquent de précision car les faciès sont souvent diachrones ([Jacquin et al., 1992](#)).

Une approche magnétostratigraphique a été tentée dans la partie orientale du bassin de Ouarzazate, suggérant des âges beaucoup plus jeunes pour la série et attribuant les niveaux rouges inférieurs, classiquement attribués au Sénonien, au Thanétien-Danien ([Gheerbrant et al., 1998](#)). La fiabilité de cette approche est discutable puisque l'interprétation des profils d'inversion magnétique a été effectuée en supposant deux scénarios différents avec des taux de sédimentation constants pour toute la série. Ceci n'est pas raisonnable pour des séries continentales fluviales.

En conclusion, nous privilégions les résultats biostratigraphiques issus des datations la nannoflore provenant de la coupe d'Amizmiz. En tout état de cause, quel que soit l'âge des

séquences, le découpage de stratigraphie séquentielle établi dans la présente étude reste valable et permettra de comprendre l'évolution spatiale et temporelle de la série étudiée avec une focalisation sur les effets des variations du niveau marin relatif sur l'accumulation des différents types de phosphate.

3.3. Découpage et organisation des séquences de dépôt de la série phosphatée du Haut-Atlas

L'enregistrement sédimentaire étudié s'est déposé au cours d'un cycle eustatique du 2^{ème} ordre tel que défini par les surfaces stratigraphiques majeures et l'évolution des faciès. Des séquences d'ordre supérieur (3^{ème} ordre) ont été identifiées sous la SIM majeure. Ces séquences de dépôt sont délimitées par des surfaces stratigraphiques mineures et montrent des changements de faciès.

3.3.1. Coupe de Talentloute

La coupe de Talentloute, située dans la partie nord du Haut-Atlas de Marrakech, consiste en une série sédimentaire phosphatée à dominance carbonatée (Fig. 5.5). Dans cette coupe, qui fait partie de la cuvette synclinale d'Aït Ourir, la série est monoclinale et s'étale sur environ 100 m d'épaisseur (Fig. 5.5). Quatre séquences de 3^{ème} ordre ont été définies sur cette coupe :

Séquence S1 :

Cette séquence repose directement sur les sédiments continentaux rouges du Sénonien. Elle représente la première expression marine de la série. S1 est composé de carbonates dolomitiques silicifiées. S1 est limitée en son sommet par une surface karstique qui est probablement responsable de l'absence d'une partie de la phase régressive de la séquence. La karstification se manifeste par des fractures de dissolution remplies de matériel silteux rouge.

Séquence S2 :

La limite basale de cette séquence correspond à une surface karstique à remplissage silteux représente le début d'un évènement transgressif. Cette surface est surmontée par une brèche

transgressive formée essentiellement de matériel provenant de la roche karstifiée. S2 comporte des horizons de paléosols carbonatés sous forme de glaebules qui passent à un packstone lumachellique, au sommet duquel se développe un *hard-ground* phosphaté à bioclastes et à oxydes de fer qui correspond à la SIM dans la séquence. La partie régressive de S2 comporte des marnes grises avec des passés phosphatés suivies de wackestones à *Thalassinoïdes* qui passent à un calcaire bioclastique à gastéropodes et à lamellibranches.

Séquence S3 :

Cette séquence commence par une accumulation massive d'huîtres suivie de marnes grises à passés phosphatés évoluant en packstone à cardita contenant des nodules siliceux. La SIM dans S3 correspond à un *hard-ground* phosphaté. La partie régressive de S3 commence par des marnes grises à intercalations de bancs phosphatés. Ces niveaux sont surmontés par des bancs de calcaire recristallisé à turritelle et à débris de coraux.

Séquence S4 :

Cette séquence est caractérisée par une importante accumulation de phosphate. Le passage à cette séquence est marqué par une transition de faciès vers des sédiments de marnes grises à phosphate et des bancs calcaires bioturbés à oursins de milieu externe de la plateforme carbonatée. La SIM majeure dans de la coupe de Talentloute correspond à un niveau à accumulation d'oursins et à bioturbation remplie de phosphate. Cette surface est surmontée directement par des marnes phosphatées en alternance avec des phosphates granulaires suivies de mudstones à *Nautilus*. Cette héli-séquence régressive montre un passage progressif vers des faciès carbonatés de plateforme interne. La partie sommitale de la coupe n'affleure pas.

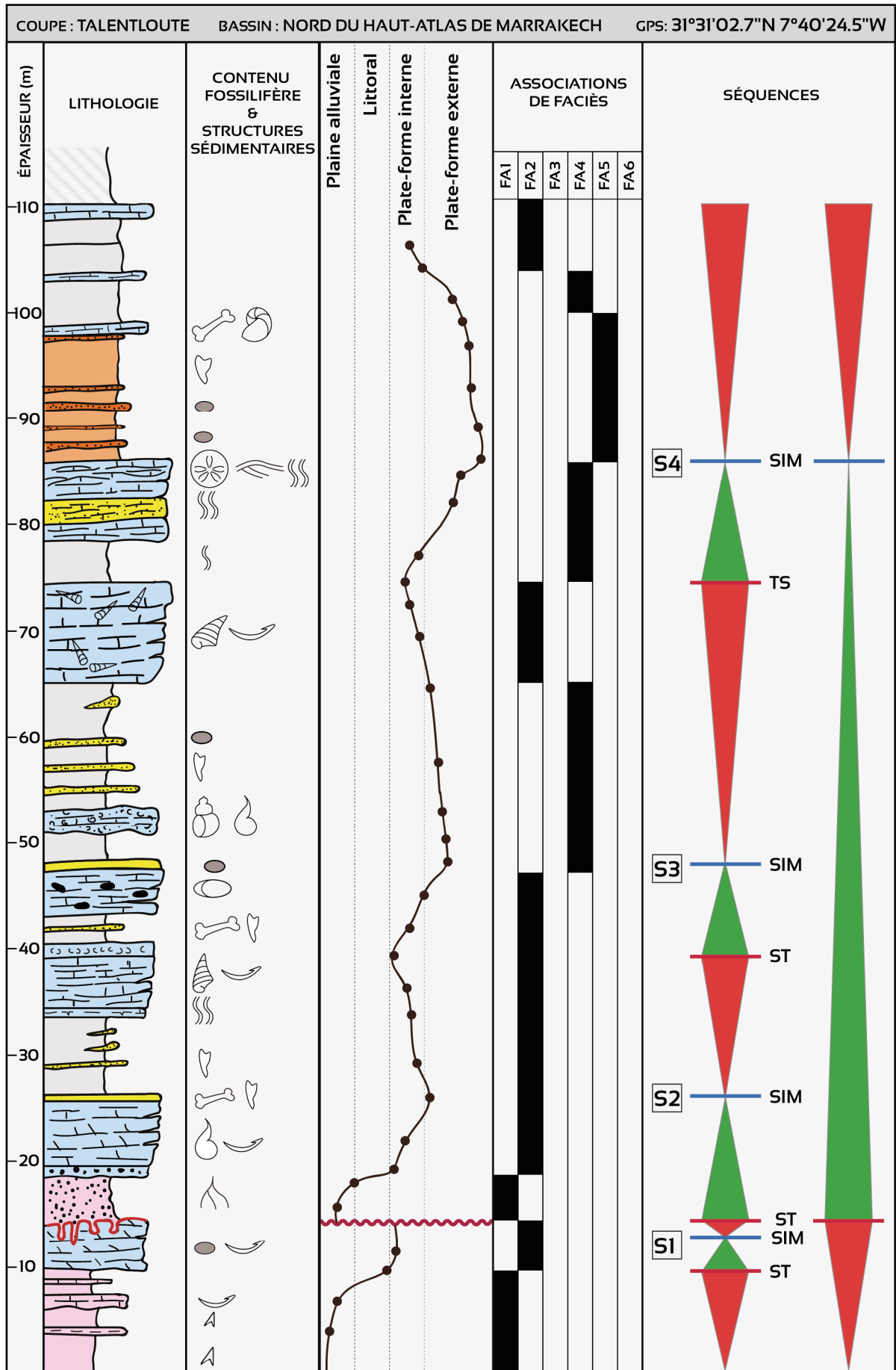
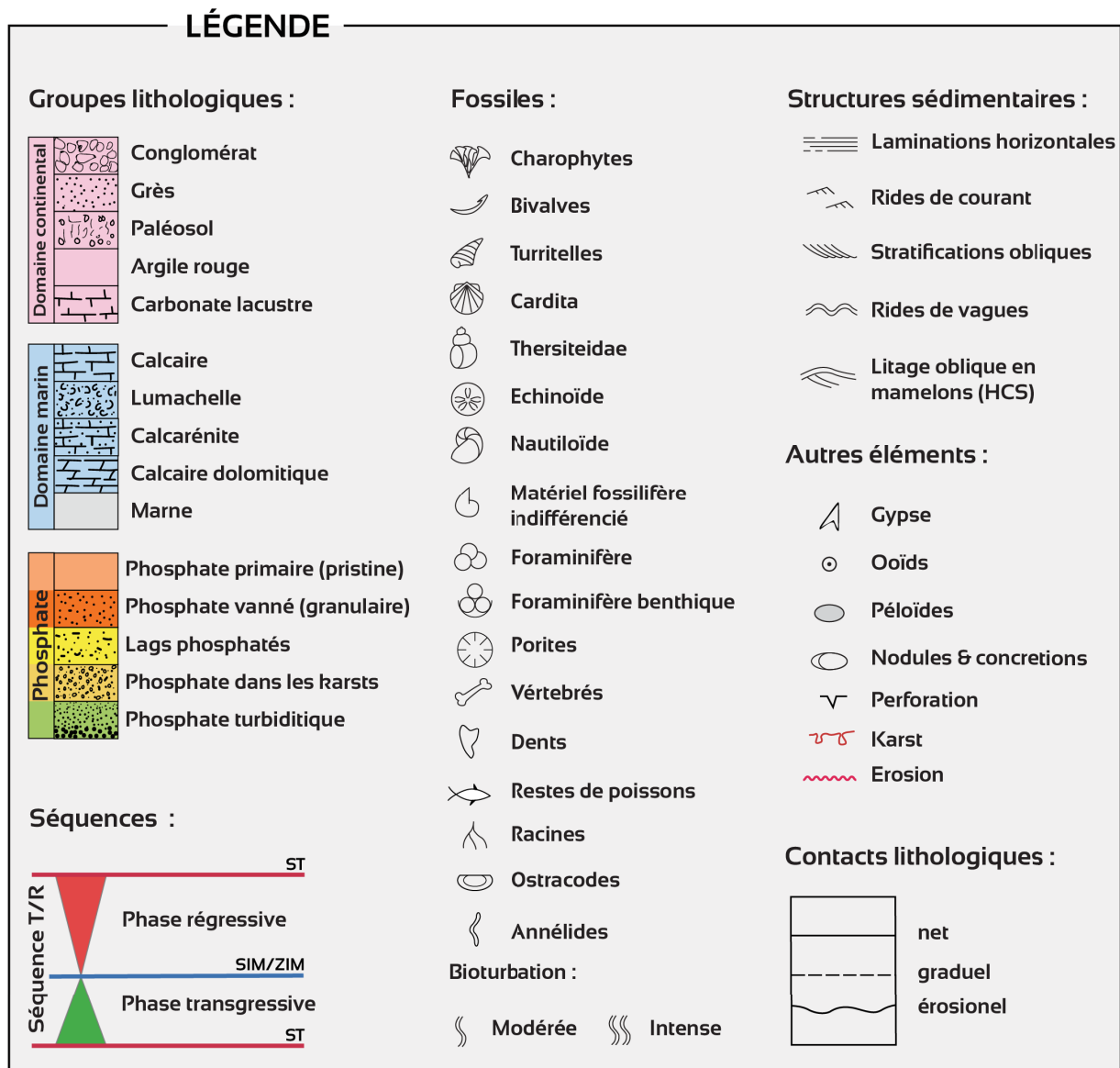


Fig. 5.5. Log stratigraphique, environnements de dépôt, associations de faciès et séquences de dépôt de la série phosphatée au niveau de la coupe de Talentloute.



Légende des coupes présentées dans ce chapitre.

3.3.2. Coupe de Moulay Brahim

La coupe de My Brahim fait partie du plateau de Kik où la série phosphatée redressée montre une continuité des niveaux sédimentaires à l'échelle du plateau qui s'étend sur environ 10 km de l'Est vers l'Ouest. La coupe de My Brahim est caractérisée par le développement des faciès de *shoals* et par l'accumulation de sédiments phosphatés sur deux intervalles (Fig. 5.6). La série phosphatée de My Brahim est subdivisée en quatre séquences T-R de 3^{ème} ordre.

Séquence S1 :

Cette séquence se développe au-dessus des sédiments rouges du Sénonien et correspond aux premiers sédiments marins de la série. S1 consiste en une barre épaisse (10 m) de

dolomudstone de plateforme interne affectée par une silicification pervasive. La limite supérieure de cette séquence est représentée par la surface karstique majeure de la série. Ce système karstique correspond à des fractures de dissolution de largeur centimétrique qui affectent la totalité de la barre de dolomudstone. Les fentes de karstification sont remplies généralement de silt rouge avec des grains de quartz sub-angulaires.

Séquence S2 :

Cette séquence débute par des sédiments lacustres de calcaire à charophytes et à ostracodes qui évoluent progressivement vers des carbonates marins proximaux discontinus latéralement dans un contexte de *shoals*. La limite supérieure de cette séquence correspond à une surface d'émergence composée d'argile rouge.

Séquence S3 :

La sédimentation des *shoals* reprend dans cette séquence avec des calcarénites et des lumachelles bien développés. Ce complexe sédimentaire est surmonté par des niveaux marneux de plateforme externe dans lesquelles s'intercalent des lags phosphatés et des conglomérats intra-formationnels. Le changement vers une tendance régressive dans cette séquence se manifeste par une transition de faciès vers des sédiments carbonatés fins de plateforme interne.

Séquence S4 :

Cette séquence est composée dans sa partie transgressive de carbonate de plateforme interne notamment des niveaux de calcaires bioclastiques et de lumachelles. La surface d'inondation maximale correspond à un *hard-ground* phosphaté caractérisé par une accumulation massive d'organisme et montrant une silicification et une bioturbation. Au-dessus de cette surface, se développe un intervalle de marnes phosphatées et de phosphate granulaires. La tendance régressive est marquée par une transition vers des sédiments marno-carbonatés. La partie supérieure de la coupe n'affleure pas.

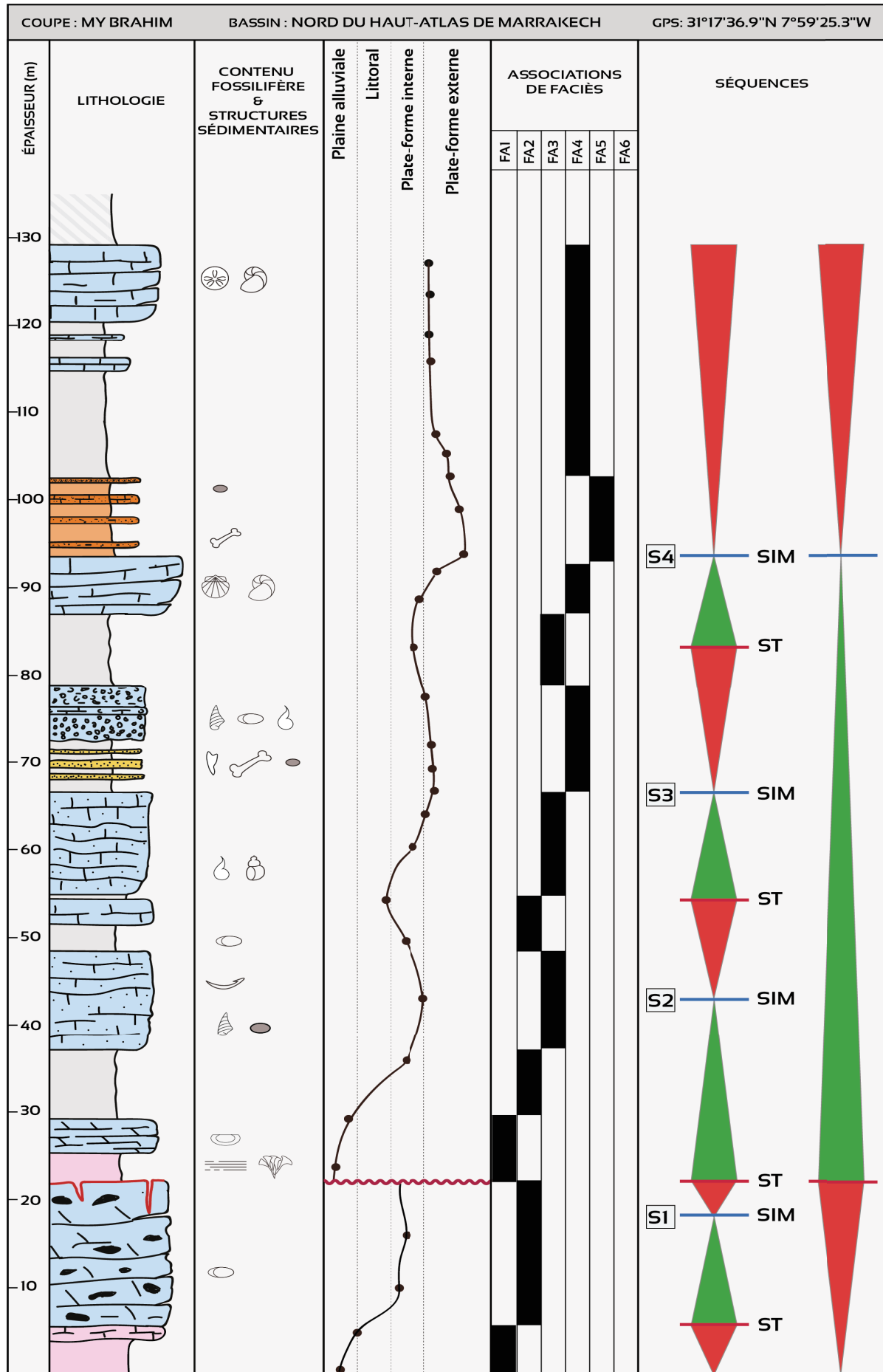


Fig. 5.6. Log stratigraphique, environnements de dépôt, associations de faciès et séquences de dépôt de la série phosphatée au niveau de la coupe de My Brahim.

3.3.3. Coupe d'Amizmiz

La coupe d'Amizmiz est réduite relativement aux autres coupes. Elle est caractérisée par une accumulation importante de phosphate dessinant une alternance d'une dizaine de mètre entre des marnes phosphatées et des phosphates granulaires (Fig. 5.7).

Séquence S1 :

Cette séquence est lacunaire au niveau de la coupe d'Amizmiz où tout le Maastrichtien est absent par érosion. La surface karstique basale n'a pas été documentée au niveau de la section d'Amizmiz où tout l'intervalle maastrichtien est lacunaire (Chellaï *et al.*, 1995).

Séquence S2 et S3 :

Les séquences 2 et 3 ne sont pas observées au niveau de la coupe d'Amizmiz.

Séquence S4 :

Cette séquence est composée dans sa partie basale de barres de calcarénites et de lumachelles à rides trochoïdales et qui passent à un calcaire massif recristallisé, au-dessus duquel se développe une surface intensément bioturbée à phosphate correspondant à un *hard-ground*. Cette surface correspond à la SIM majeure dans la coupe d'Amizmiz. Un intervalle épais d'environ 30 m de marnes phosphatées contenant des niveaux de phosphate granulaire se développe à la base de l'hémi-séquence régressive de cette séquence. La tendance régressive est marquée par un passage vers des sédiments carbonatés de plateforme interne et puis vers des calcaires lacustres, des niveaux d'argiles et des grès rouges. Cette séquence est tronquée par des conglomérats polygéniques de la série syn-orogénique néogène.

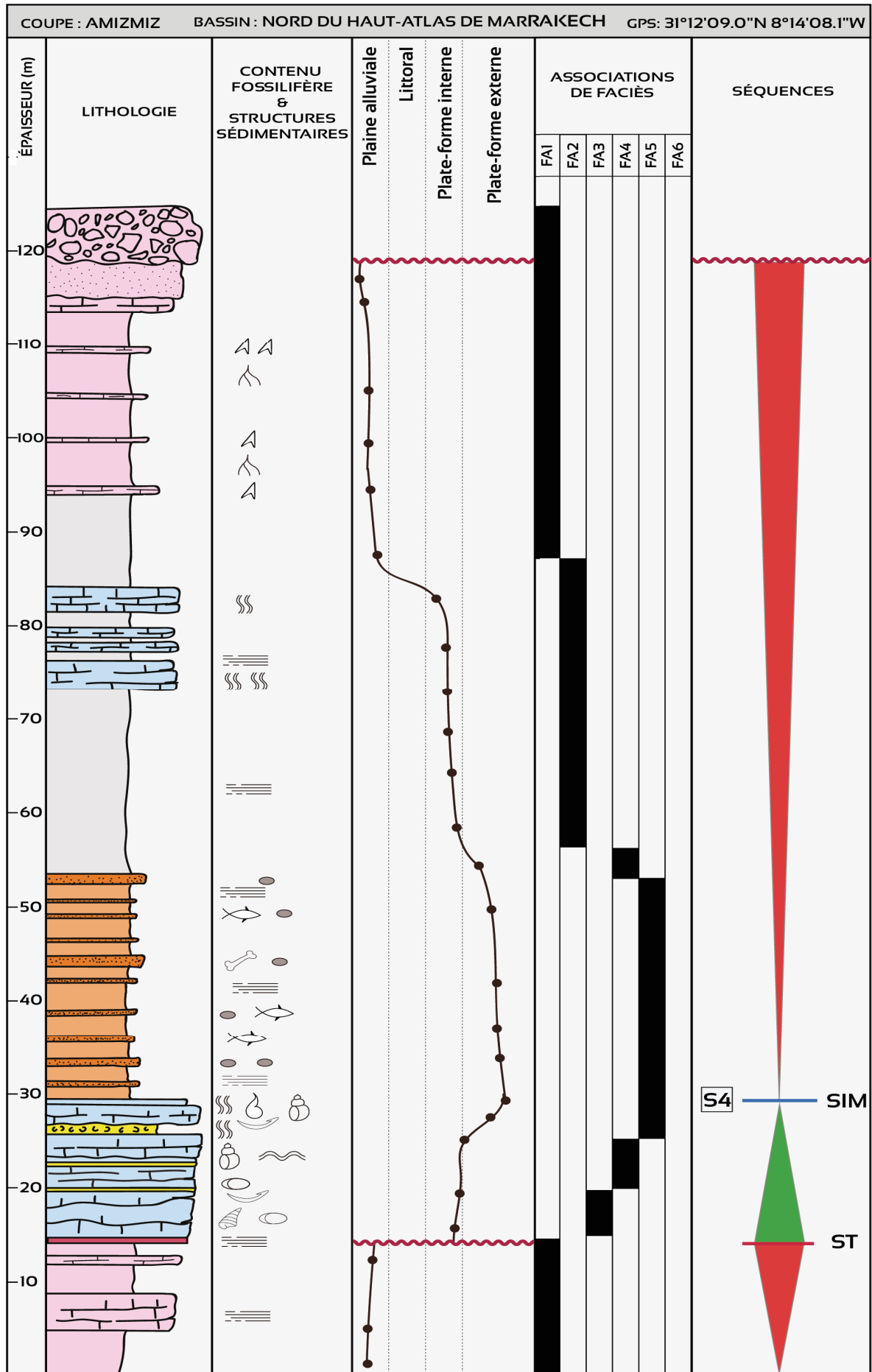


Fig. 5.7. Log stratigraphique, environnements de dépôt, associations de faciès et séquences de dépôt de la série phosphatée au niveau de la coupe d'Amizmiz.

3.3.4. Coupe de Taifest

La coupe de Taifest située dans la partie occidentale du bassin de Ouarzazate correspond à une série sédimentaire tabulaire dominée par des faciès carbonatés marins proximaux et montre une importante accumulation de phosphate dans sa partie inférieure (Fig. 5.8).

Séquence S1 :

Cette séquence coiffe les sédiments rouges du Sénonien. Elle est composée de packstones à turrítelle et à quelques *Nautilus* dispersés montrant parfois des stratifications obliques. Cette barre carbonatée est marquée dans sa surface supérieure par une intense perforation (Pholades). Ces sédiments sont interprétés comme des *storm washover* dont une partie du matériel sédimentaire est ramené des parties plus distales par des événements de tempêtes pour se mélanger au matériel présent dans les parties internes de la plateforme. Le sommet de la séquence est affecté par une karstification importante sous forme de poches karstiques de taille variable et qui traduit l'effet de l'exposition aérienne de ces sédiments. Cette surface karstique représente la limite supérieure de cette séquence.

Séquence S2 :

Cette séquence se développe au-dessus de la surface karstique majeure. Elle consiste essentiellement en un intervalle de phospharudites transgressives (4 m) qui passent à des phosphates bioturbés plus fins avant que la tendance transgressive se renverse avec un passage progressif vers un calcaire lacustre recristallisé. Cette séquence est bordée par une surface d'émersion représentée par un niveau mince d'argile rouge.

Séquence S3 :

Cette séquence (S3) se développe immédiatement au-dessus de la surface d'émersion précédente. Elle est dominée par des sédiments carbonatés proximaux sur une épaisseur d'environ 6 m. Il s'agit notamment de packstones à huîtres, lamellibranches et gastéropodes avec des coquilles souvent fragmentées et quelques *Nautilus* dispersés. La limite supérieure de cette séquence correspond à une surface de karstification locale à remplissage marneux.

Séquence S4 :

Cette séquence s'étale sur 30 m d'épaisseur. Elle débute par des marnes grises surmontées par une dalle calcaire à *Thersitae* et à quelques *Nautilus*. L'équivalent de la SIM majeure est placé dans des niveaux phosphatés silicifiés contenus dans des marnes légèrement phosphatées. La partie régressive de cette séquence est marquée par le passage vers des marnes bioturbées à gypse, suivies de niveaux conglomératiques de *debris-flow* sous lagunaires et d'horizons de paléosols formés essentiellement de nodules carbonatés. Ces sédiments sont surmontés par un niveau de calcaire lacustre fin. Cette séquence est tronquée par des sédiments molassiques érosifs provenant du démantèlement de la chaîne atlasique.

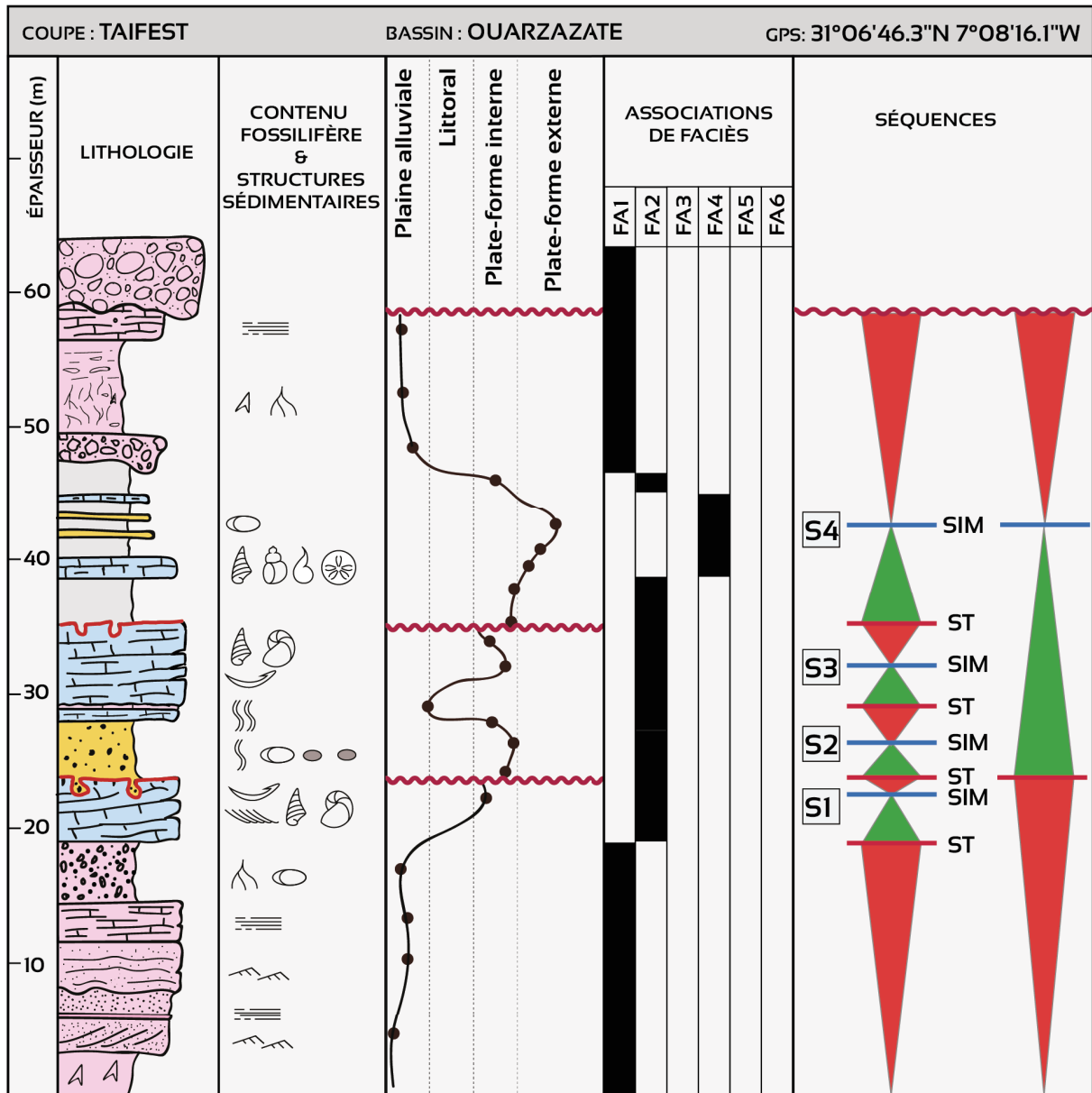


Fig. 5.8. Log stratigraphique, environnements de dépôt, associations de faciès et séquences de dépôt de la série phosphatée au niveau de la coupe de Taifest.

3.3.5. Coupe d'Ait Fars

La série d'Ait Fars située dans la partie ouest du bassin de Ouarzazate présente des couches monoclinales et contient une accumulation importante de phosphate (Fig. 5.9). Cette série s'étale sur plus de 110 m entre les sédiments rouges du Sénonien à la base et les dépôts molassiques du Néogène au sommet (Fig. 5.9).

Séquence S1 :

Cette séquence coiffe les sédiments rouges gypsifères du Sénonien. Elle commence par des sédiments lacustres à ostracodes qui passent à une barre carbonatée à turritelles. Cette barre carbonatée, de 3 m d'épaisseur, montre une intense perforation (Pholades) dans sa partie sommitale où se développent également une karstification à remplissage phosphaté qui marque la limite supérieure de cette séquence.

Séquence S2 :

La limite basale de cette séquence correspond à la surface karstique précédemment décrite. S2 commence par des phospharudites transgressives qui remplissent et couvrent les poches karstiques. Cet intervalle phosphaté de 4.5 m d'épaisseur montre une bioturbation de type *Thalassinoides* dans sa partie supérieure et représente la continuité du niveau phosphaté observé dans la coupe de Taifest. Le renversement de la tendance transgressive dans cette séquence est marqué par un passage vers un ensemble de carbonates fins bordé par une surface d'émersion argileuse rouge qui représente la limite supérieure de la séquence.

Séquence S3 :

Cette séquence (S3) à dominance carbonatée est bordée à la base par un niveau argileux. Elle évolue dans un domaine de plateforme interne à sédimentation marno-carbonatée. La transition vers la partie régressive de la séquence se traduit par un passage vers des marnes grises légèrement ondulées par des rides d'oscillation, ce qui suggère une sédimentation dans une flaque d'eau centimétrique.

Séquence S4 :

Cette séquence d'environ 40 m d'épaisseur commence par des niveaux de calcaire bioclastique à turritelles, cardita et *Thersitae*. La sédimentation devient plus marneuse avec des intercalations de bancs métriques de calcaires bioclastiques. Des faciès de tempêtes sont présents dans cette séquence présentant des structures *HCS* (*Hummocky Cross-Stratification*). Ces niveaux sont surmontés par un mudstone bioturbé à *Nautilus* qui correspond à la zone d'inondation maximale caractérisée par la présence de gros *Nautilus* bien préservés et des gros terriers de *Thalassinoïdes* qui traduit un environnement distal de plateforme externe. La partie régressive de cette séquence comporte des marnes grises dans lesquelles s'intercalent des niveaux carbonatés à *HCS* (dépôts de tempêtes) avec présence de quelques *Nautilus* qui passe à des sédiments marno-carbonatés de plateforme interne. Le recul continu du niveau marin relatif se traduit par le développement d'une sédimentation continentale marquée par le développement d'argiles rouges, de concrétions carbonatées de paléosols et des alternances d'argile et de marne avec des calcaires lacustres. Cette séquence est tronquée par les sédiments molassiques du Néogène.

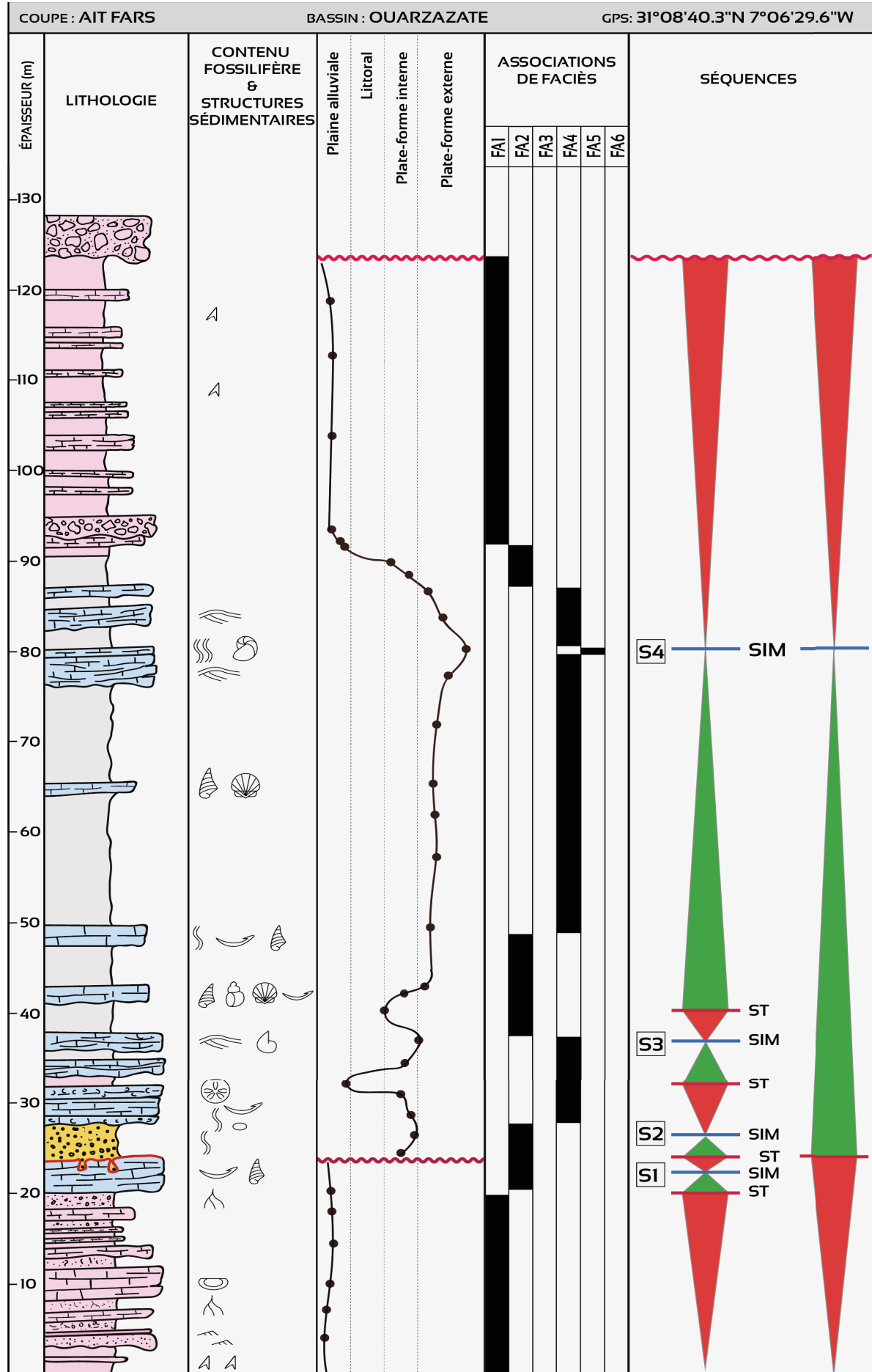


Fig. 5.9. Log stratigraphique, environnements de dépôt, associations de faciès et séquences de dépôt de la série phosphatée au niveau de la coupe d'Ait Fars.

3.3.6. Coupe de Toundoute

La coupe de Toundoute, qui s'étale sur une épaisseur de 160 m, est caractérisée par une sédimentation bio-détritiques et par la présence de phosphate dans sa partie inférieure (Fig. 5.10).

Séquence S1 :

Cette séquence est très réduite se développant sur 2 m d'épaisseur. Elle repose sur des horizons de paléosols attribués au Sénonien. S1 commence par un niveau de brèche transgressive à grains détritiques qui passe à un calcaire bioclastique silicifié à gastéropodes et à lamellibranches. Cette séquence est limitée dans sa partie supérieure par une surface karstique.

Séquence S2 :

La séquence S2 dans la localité de Toundoute mesure 25 m d'épaisseur. L'hémicycle transgressif de cette séquence commence par un calcaire bioclastique à gastéropodes, bivalves, quelques *Nautilus*, dents de poissons et galets détritiques. Ce faciès passe à des calcaires nodulaires à phosphate et des phospharudites contenant parfois des niveaux à silex. La partie régressive de la séquence renferment des intercalations de niveaux micritiques perforés, bioturbés et silicifiés avec des intervalles phosphatés grossiers et parfois bioturbés. Cette alternance est ensuite scellée par un intervalle d'argile rouge à quelques passés de conglomérats à galets perforé repris dans une matrice carbonatée.

Séquence S3 :

Cette séquence débute par une érosion et un conglomérat transgressif à éléments détritiques. La partie transgressive de S3 se développe dans un environnement proximal à caractère bio-détritique comportant des calcaires bioclastiques à bivalves et des calcaires nodulaires à *Nautilus* ainsi que des niveaux bioclastiques à algues rouges. La zone d'inondation maximale dans cette séquence est placée au niveau d'un calcaire bio-détritique à grosse bioturbation de types *Thalassinoïdes*. La partie régressive de la séquence débute par un calcaire à galets

détritiques qui passe à un calcaire lacustre. Cet ensemble carbonaté est succédé par des argiles rouges à traces de racines et par des petits niveaux de grès et de conglomérats polygéniques mal classés.

Séquence S4 :

La séquence S4 s'étale sur une épaisseur de 90 m. Elle commence par une barre de calcaire bio-détritique à rides 3D qui passe à des marnes à débris de mollusques et à nodules de silex dans lesquelles la zone d'inondation maximale est placée. La partie régressive de S4 comporte des calcaires nodulaires et bio-détritiques qui passent à des grès bioturbés à ciment calcaire et à rides de vagues suivis d'intercalations de calcaires bio-détritiques à galets centimétriques avec des marnes et des bancs gréseux à stratification entrecroisée. La partie supérieure de la séquence est composé de sédiments continentaux représentés par des argiles rouges, des grès fins à moyens et des conglomérats polygéniques à support matriciel.

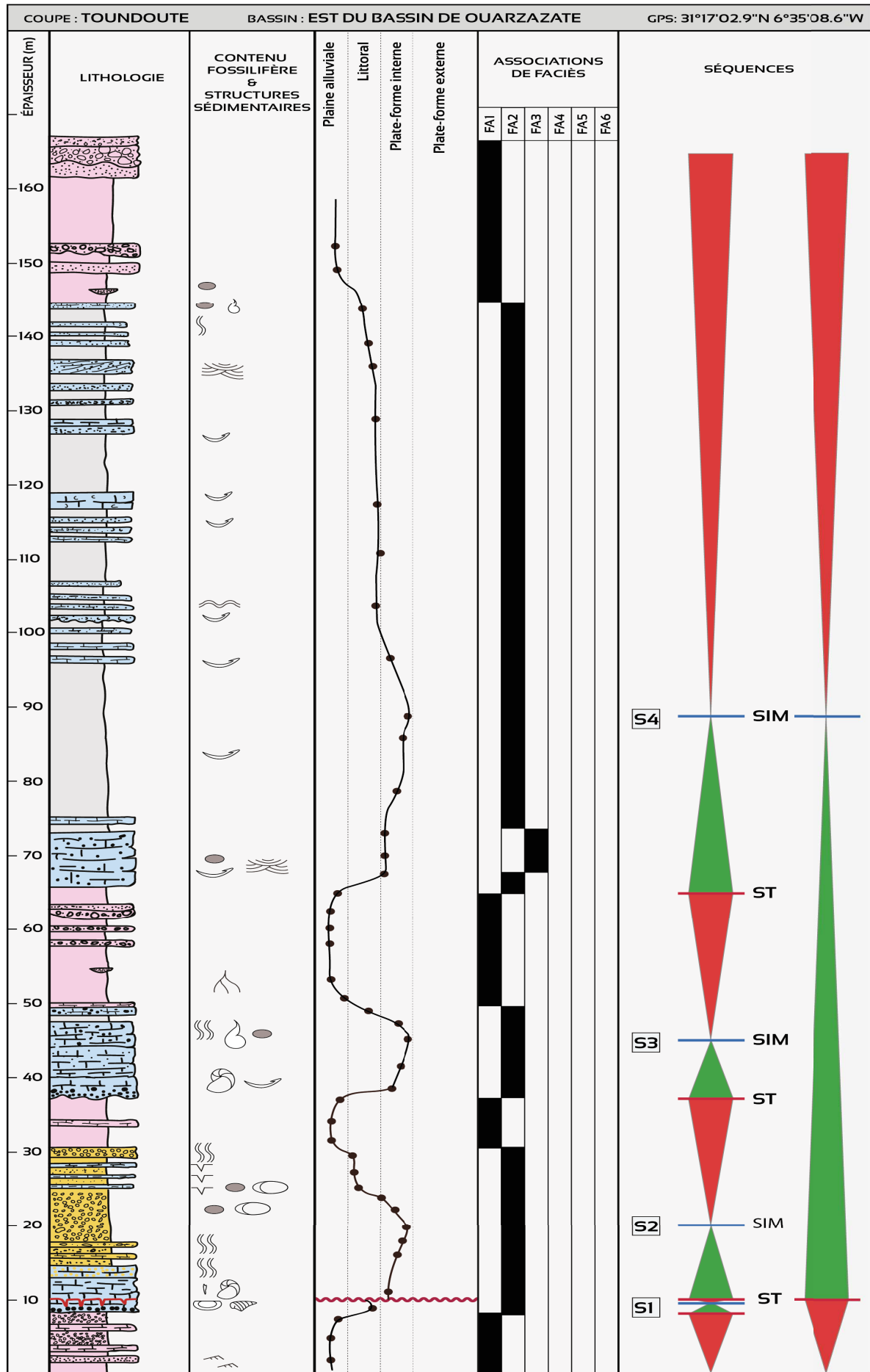


Fig. 5.10. Log stratigraphique, environnements de dépôt, associations de faciès et séquences de dépôt de la série phosphatée au niveau de la coupe de Toundoute.

3.3.7. Coupe d'Imiter

La coupe d'Imiter, située dans la partie est du bassin de Ouarzazate, montre une série sédimentaire tabulaire composée majoritairement de dépôts proximaux à composante terrigène significative (Fig. 5.11). Aucune accumulation phosphatée n'est identifiée dans l'intervalle sédimentaire d'Imiter.

Séquence S1 :

Cette séquence basale est absente à Imiter.

Séquence S2 :

Cette séquence repose directement sur les niveaux rouges du Sénonien. Elle est composée de sédiments bio-détritiques de *shoals*. La partie transgressive présente une base érosive et commence par des calcaires bioclastiques et lumachelliques à mégarides et stratifications entrecroisées. La surface d'inondation maximale dans cette séquence correspond à un niveau de calcaire bioclastique à *Nautilus*. La partie régressive se développe dans un niveau de packstone à algues contenant des grains de quartz. Ce niveau est tronqué par une surface karstique à remplissage silteux qui constitue la limite supérieure de la séquence.

Séquence S3 :

Cette séquence débute par des argiles silteuses marmorisées surmontées par un wackestone très peu bioclastique évoluant vers des faciès oolithiques à stratifications entrecroisées. La transition vers la partie régressive est marquée par le développement de lits d'argiles rouges.

Séquence S4 :

Cette séquence s'initie par un banc de grès fin à laminations horizontales suivi d'intervalles marneux gris et de niveaux de calcarénite et de calcaire bioclastique strato-croissant où la zone d'inondation maximale de la séquence est placée. La partie supérieure de la série étudiée n'affleure pas dans cette localité.

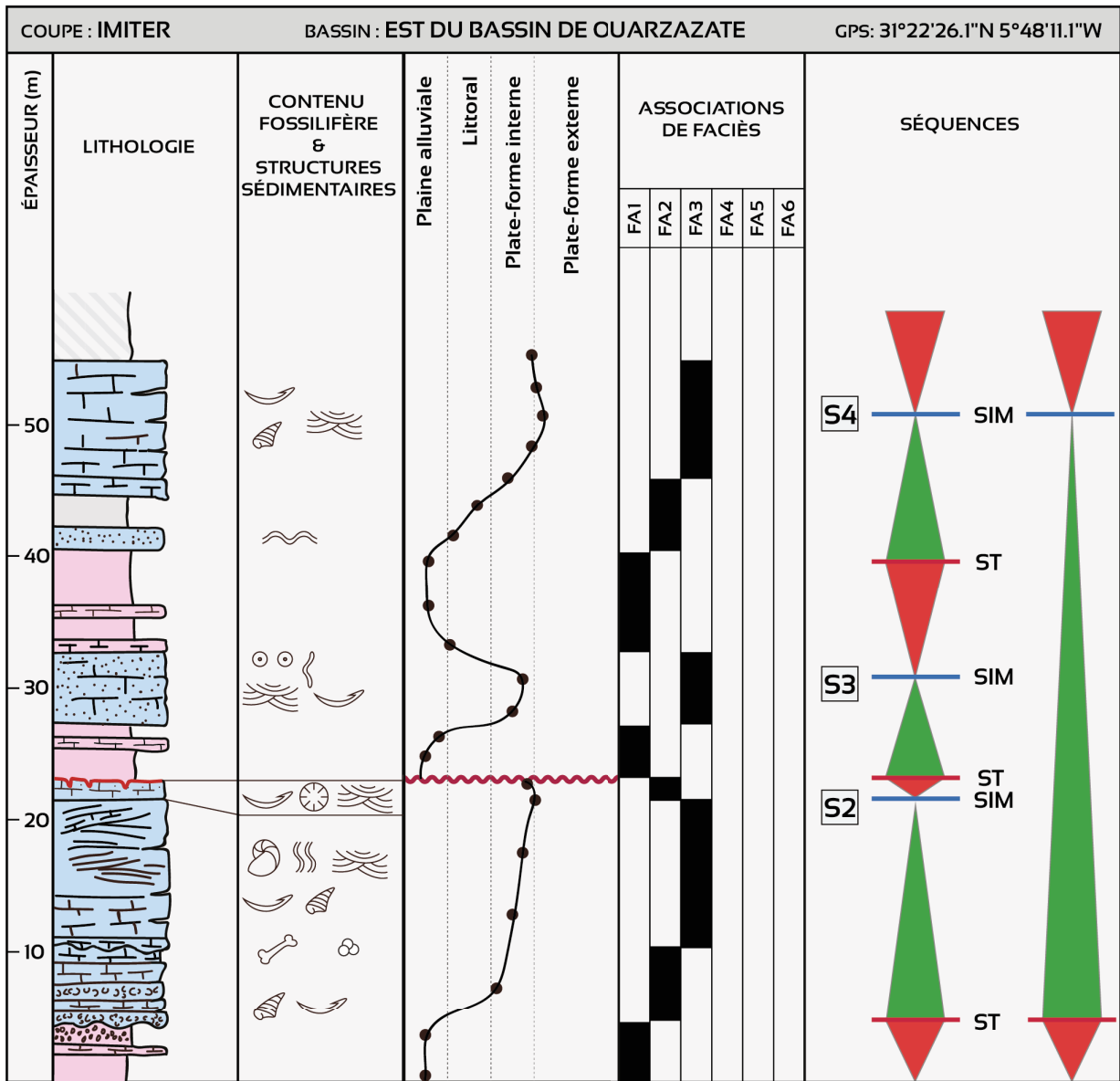


Fig. 5.11. Log stratigraphique, environnements de dépôt, associations de faciès et séquences de dépôt de la série phosphatée au niveau de la coupe d'Imiter.

3.3.8. Coupe de Tinghir

La série étudiée à Tinghir située dans l'extrême est du bassin de Ouarzazate est tabulaire et réduite en épaisseur. Elle est dominée par des sédiments proximaux terrigènes et ne montre aucune accumulation phosphatée (Fig. 5.12).

Séquence S1 :

La séquence S1 est absente au niveau de la coupe de Tinghir.

Séquence S2 :

Cette séquence repose directement sur le Sénonien et commence par une brèche transgressive à gastéropodes. La partie transgressive de S2 contient des wackestones à bivalves et des calcarénites recristallisées et légèrement bioclastiques à stratification entrecroisée. La partie régressive consiste en un calcaire nodulaire à algues rouges, karstifié au sommet marquant la limite supérieure de la séquence.

Séquence S3 :

La tendance marine de la sédimentation reprend dans cette séquence avec un calcaire silicifié sur 3 m d'épaisseur qui passe à des grès oolithiques rouges légèrement bioclastique et à stratification entrecroisée. La partie régressive de cette séquence se manifeste par le développement d'un intervalle épais constitué d'argiles, nodules argileux avec des traces de racines ainsi que des horizons de paléosols à glaebules au sommet.

Séquence S4 :

Cette séquence commence par un calcaire bioclastique à coquilles fragmentées suivi de niveau de lumachelle à huîtres et de calcaire bioclastique et calcarénite à mégarides. La surface d'inondation majeure dans cette séquence correspond à une surface de bioturbation intense au sommet d'un banc bioclastique. L'hémi-séquence régressive comporte des bancs de calcaire bioclastique passant à des bancs de calcarénite intercalés dans des marnes. La partie sommitale de la séquence n'affleure pas.

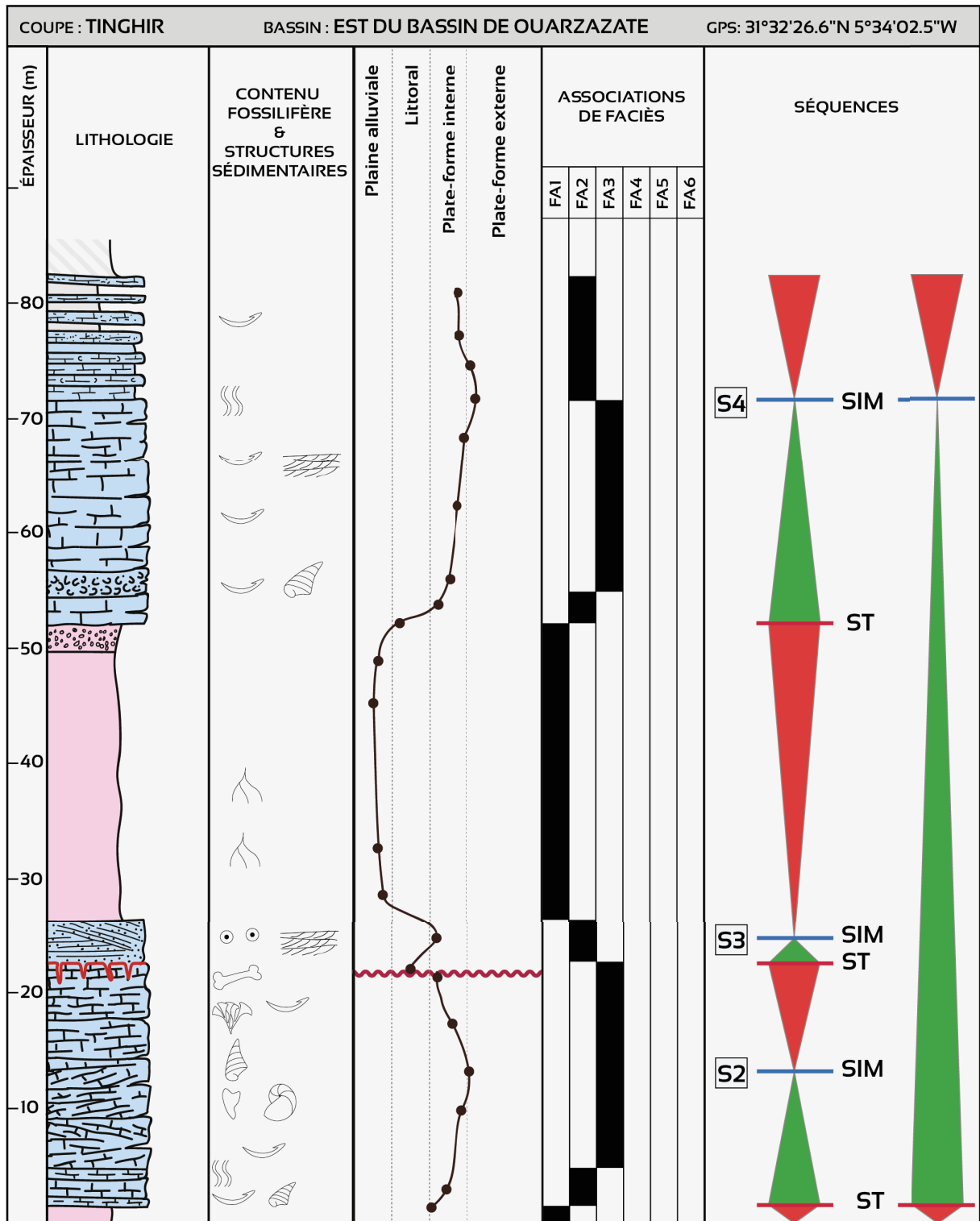


Fig. 5.12. Log stratigraphique, environnements de dépôt, associations de faciès et séquences de dépôt de la série phosphatée au niveau de la coupe de Tinghir.

3.3.9. Coupe d'Erguita

La coupe d'Erguita située dans le bassin de Souss se distingue du reste des coupes étudiées par son épaisseur remarquable (> 300 m) et sa dynamique sédimentaire dominée par les

tempêtes (Fig. 5.13). La série d'Erguita évolue dans un système sédimentaire de plateforme carbonatée qui se transforme avec le temps en une rampe dominée par les tempêtes. La série d'Erguita est découpée en deux séquences de 2^{ème} ordre (Fig. 5.13).

Séquence S1 :

Cette séquence d'âge Maastrichtien est épaisse. Il est à noter que la série maastrichtienne d'Erguita est la plus épaisse au Maroc (Ambroggi, 1963). Cette séquence repose sur des argiles rouges gypsifères du Sénonien. Cette séquence à dominance carbonatée contient plusieurs niveaux lumachelliques à huîtres et des carbonates bioclastiques bioturbés à huîtres, gastéropodes, oursins et *Nautilus*. La SIM dans cette séquence correspond à un *hard-ground* phosphaté à trace de bioturbation et d'oxydation intense. La partie régressive de la séquence illustre une transition progressive de sédiments carbonatés de plateforme externe à des faciès de plateforme interne et ensuite vers des faciès continentaux rouges représentés par des niveaux d'argiles rouges et de gypse.

Séquence S4 :

Cette séquence est d'une épaisseur d'une centaine de mètres. Elle commence par un niveau carbonaté fin surmonté de phosphate grossier. Dans la partie transgressive de cette séquence, la sédimentation est dominée par des faciès de tempêtes qui reflète la transition du système de dépôt vers une configuration de rampe carbonatée dominée par les tempêtes. L'approfondissement du milieu est marqué par un passage progressif des faciès de shoreface à des faciès d'offshore. La zone d'inondation maximale est marquée par des niveaux de sédiments fins riches en matière organique (*black shales*).

Le système régressif comporte à sa base des accumulations de phosphate turbiditique. Il montre des complexes carbonatés épais avec quelques occurrences de niveaux phosphatés remaniés. La partie supérieure de cette héli-séquence est marquée par une sédimentation continentale rouge. La séquence est tronquée par les sédiments conglomératiques du Néogène comme dans le reste du secteur étudié.

3.4. Corrélation stratigraphique à l'échelle régionale

Les variations du niveau marin relatif de 2^{ème} ordre se manifestent à l'échelle de tout le bassin et sont corrélables grâce aux surfaces stratigraphiques majeures qu'elles génèrent et aux transitions de faciès qu'elles induisent. Les séquences de 2^{ème} ordre, bordées par les surfaces majeures identifiées, sont parfaitement corrélables à l'échelle régionale. Les séquences d'ordre supérieur se situant au-dessous de la surface d'inondation maximale majeure ne sont pas toujours préservées dans toutes les coupes. Le panneau de corrélation régional réalisé dans cette étude est horizontalisé par rapport à la surface d'inondation maximale majeure (Fig. 5.14). Ce panneau permet de visualiser l'agencement des différentes associations de faciès et l'évolution des environnements de dépôt ainsi que l'emplacement et la distribution des sédiments phosphatés. La période de plus haute bathymétrie, enregistrée par les dépôts du Thanétien (Fig. 5.14), est se situe dans l'extrême Est du bassin de Ouarzazate et représentée par des sédiments marins proximaux avec une importante fraction détritique. Dans l'ouest de Ouarzazate, les faciès deviennent plus carbonatés et présentent une faune plus diversifiée et caractéristique d'un milieu marin ouvert (*e.g.*, *Nautilus*). Au niveau du bassin du Haut-Atlas de Marrakech, les faciès sont caractéristiques de milieu plus profond avec présence remarquable de carbonates à *Nautiloids* et à oursins ainsi qu'une sédimentation de marnes phosphatées. Cependant, la région de Souss présentait les environnements les plus profonds avec une sédimentation fine riche en matière organique et perturbée par des accumulations gravitaires dans le bassin. Dans l'ensemble, la série phosphatée du Haut-Atlas est composée de quatre séquences de 3^{ème} ordre corrélées régionalement (Fig. 5.14) :

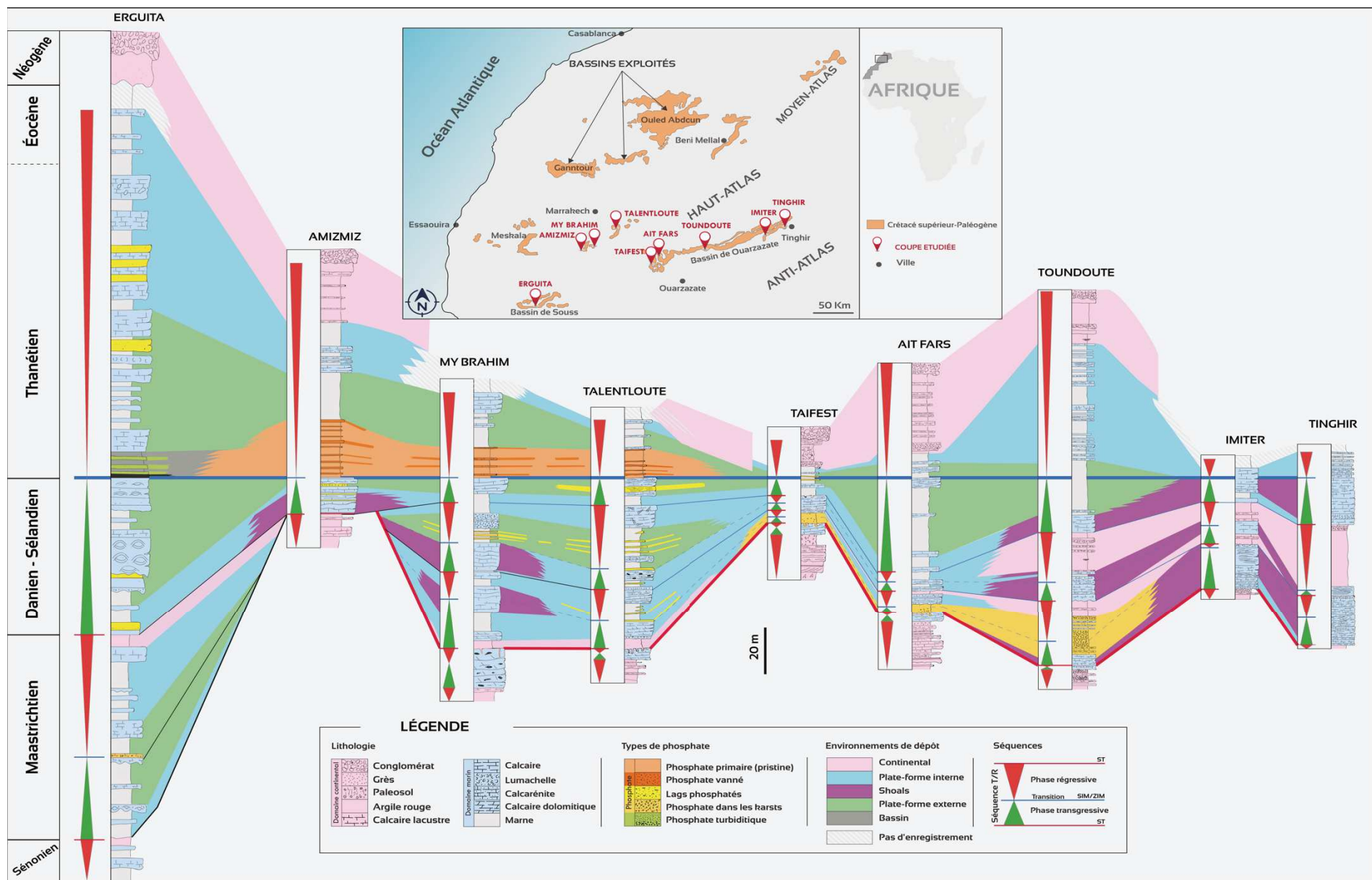


Fig. 5.14. Panneau de corrélation régionale des coupes étudiées dans le Haut-Atlas. La SIM majeure est définie comme référence pour l'horizontalisation. La distribution latérale et verticale des différents types de phosphate est mise en évidence par rapport aux différents stades des variations du niveau de la mer.

3.4.1. Séquence (S1)

Cette séquence est constituée de matériaux carbonatés correspondant à la première incursion marine enregistrée dans la série étudiée. S1 recouvre les sédiments continentaux rouges ou marin restreint gypsifère du Sénonien. Cette séquence est composée de wackestones et packstones dolomitiques à dominance de bivalves. Elle est délimitée au sommet par la surface karstique majeure et constitue la phase régressive d'un cycle transgressif/régressif du second ordre. S1 est très réduite voire absente dans les parties orientales du bassin de Ouarzazate. Les parties supérieures de la séquence sont probablement absentes en raison de la karstification et de l'érosion. Aucun enregistrement de cette séquence, interprétée d'un âge Maastrichtien (Marzoqi *et al.*, 1996), n'a été trouvé autour de la zone d'Amizmiz, où une lacune d'érosion des parties supérieures du Maastrichtien est supposée (Chellaï *et al.*, 1995).

3.4.2. Séquence (S2)

Cette séquence coïncide avec les premiers sédiments cénozoïques enregistrés (Chellaï *et al.*, 1995; Marzoqi *et al.*, 1996). Elle se développe au-dessus de la surface karstique majeure. La partie transgressive de la séquence commence par une brèche de dolomudstone et des phospharudites. Cette séquence a enregistré les dépôts de milieu de plate-forme marine interne peu profonde à production carbonatée. Dans le bassin de Ouarzazate, la surface d'inondation maximale (SIM) peut être placée dans les sédiments carbonatés de types wackestone à packstone, alors qu'il correspond dans les autres régions à des *hard-grounds* ou *firm-grounds* phosphatés. Dans le bassin du Haut-Atlas de Marrakech, cette séquence présente des accumulations de grès phosphatés et un développement de corps sédimentaires de *shoals*. La partie régressive montre une transition distincte de faciès de carbonates peu profonds à des sédiments rouges continentaux fins et des karsts locaux, traduisant le déplacement du littoral vers la mer. La présence d'importantes accumulations de phosphate dans les premières parties transgressives de cette séquence est une caractéristique distinctive des coupes du bassin de Ouarzazate. Au nord du Haut-Atlas, l'accumulation du phosphate correspond à des grès phosphatés isolés. La séquence S2 est absente dans la

région d'Amizmiz, ce qui suggère une probable paléotopographie élevée empêchant le dépôt de cette séquence.

3.4.3. Séquence (S3)

Cette séquence montre une évolution transgressive-régressive similaire. Les premiers sédiments transgressifs sont représentés par des faciès carbonatés de haute énergie en eau peu profonde, principalement des calcarénites et des niveaux lumachelliques, étant moins profonds vers l'Est, où on observe une sédimentation plus terrigène. La surface d'inondation maximale (SIM) de cette séquence dans les bassins du Haut-Atlas de Marrakech et du Souss correspond à des firm-ground montrant une bioturbation remplie de sédiments phosphatés, alors qu'elle est représentée par des sédiments carbonatés boueux dans le bassin de Ouarzazate. L'hémi-séquence régressive marque une évolution des sédiments de *shoals* et des carbonates de plate-forme vers des sédiments rouges continentaux, y compris des argiles rouges et des silts. Cet intervalle de la séquence est plus épais dans la partie la plus orientale du bassin de Ouarzazate.

3.4.4. Séquence (S4)

Cette séquence est la plus épaisse de toute la succession, dans toutes les coupes étudiées. Elle montre des changements latéraux de faciès et d'importantes accumulations de phosphate. Le système transgressif de la séquence S4 montre des carbonates boueux et des marnes passant à des packstones et des grainstones avec une faune distale typique, ce qui caractérise une tendance à l'approfondissement vers le haut avec une transition de faciès de la plate-forme interne à la plate-forme externe, et enfin au faciès du bassin. Le passage vers la partie régressive de la séquence est marqué par une surface d'inondation maximale (SIM) passant latéralement à une zone plus diffuse d'inondation maximale (ZIM). Sur le flanc nord du Haut-Atlas de Marrakech, la SIM correspond à un *hard-ground* montrant une accumulation d'oursins, une silicification, une bioturbation et des grains de phosphate sur le *hard-ground* et remplissant des terriers. Dans le bassin du Souss, la ZIM correspond à une fine couche (10 cm d'épaisseur après compaction) de sédiments riches en matière organique

alors qu'elle est représentée par des carbonate de type mudstone à *Nautilus* dans le bassin de Ouarzazate. Cette surface corrélatrice représente les conditions les plus distales au sein de chaque coupe, dans toute la zone étudiée. La base du système régressif correspond principalement aux faciès de la plate-forme externe. Dans la partie nord du Haut-Atlas de Marrakech, ces faciès correspondent à des intervalles de marnes phosphatées. Ces marnes phosphatées primaires (*pristines*) sont limitées à cette partie de la séquence et ne se trouvent que le long de la bordure nord du Haut-Atlas. Vers les parties supérieures, la tendance régressive est marquée par une transition progressive de faciès des carbonates marins à des niveaux continentaux rouges, des carbonates lacustres, des horizons de paléosols et à des conglomérats de *debris-flow*, respectivement. Enfin, la séquence S4 est tronquée par les sédiments molassiques néogènes dérivés de l'érosion du Haut-Atlas en pleine surrection (Görler *et al.*, 1988; El Harfi *et al.*, 2001).

Ces séquences montrent des différences en termes d'épaisseur et de préservation. Les séquences les plus petites et les plus discontinues sont celles évoluant dans un contexte de *shoals* ou de sédimentation proximale à influence terrigène remarquable (Fig. 5.14). Au niveau de la coupe d'Amizmiz, uniquement la séquence S4 qui est préservée (Fig. 5.14). La séquence basale (S1) n'est pas enregistrée ainsi que la surface karstique basale. Ceci suggère une lacune par érosion (Chellaï *et al.*, 1995). Pendant la période où les séquences S2 et S3 devraient se former, la zone d'Amizmiz correspondait probablement à un haut morphologique inhibant l'accumulation sédimentaire ce qui explique l'absence de ces deux séquences dans cette coupe. Au niveau de l'extrême Est du bassin de Ouarzazate, la séquence basale est lacunaire (Fig. 5.14). Ceci est dû à la position proximale de cette zone ce qui a favorisé une faible subsidence et une érosion significative liée à la régression généralisée observée au Maastrichtien.

La différence d'épaisseur observée entre les différentes coupes étudiées, notamment dans le bassin de Ouarzazate, est liée selon Marzoqi (2001) à l'effet d'une tectonique synsédimentaire entre le Thanétien sup-Yprésien représentée par une subsidence

différentielle de blocs structuraux hérités du cycle hercynienne. Cette tectonique synsédimentaire est à l'origine de l'individualisation de zones fortement subsidentes et des hauts fonds à faible subsidence.

3.5. Conséquences sur les accumulations de phosphate

Les corrélations régionales des séquences de dépôts de la série du Crétacé Supérieur/Paléogène du Haut-Atlas ont permis de visualiser le lien entre l'accumulation des différents types de phosphate et l'évolution séquentielle de la série. L'observation de l'emplacement vertical et spatial des différents types de phosphate montre que l'accumulation de ces derniers est contrôlée par l'évolution séquentielle du système sédimentaire étudié. Les accumulations de phosphate les plus importantes en termes d'épaisseur et de richesse en particules phosphatées se produisent immédiatement au-dessus des surfaces stratigraphiques majeures du 2^{ème} ordre décrites précédemment. Verticalement on observe que :

- i) Le phosphate primaire (*pristine*), sous forme de marnes phosphatées, se développe uniquement et immédiatement au-dessus de la surface d'inondation maximale majeure des cycles de 2^{ème} ordre (Fig. 5.15-16). Ce type de phosphate se développe sur un intervalle pouvant aller jusqu'à 20 m en association avec des intercalations de phosphate granulaire propre à cet intervalle (Fig. 5.15).
- ii) Le phosphate turbiditique est identifié exclusivement au-dessus de la SIM majeure des cycles de 2^{ème} ordre (Fig. 5.15-16). Ce type de phosphate de caractère épisodique est associé à des sédiments fins riches en matière organique (Fig. 5.15).
- iii) Les lags phosphatés sont associés principalement aux systèmes régressifs de 3^{ème} ordre (Fig. 5.15). Ils sont également observables au niveau des systèmes transgressifs des cycles de 2^{ème} ordre (Fig. 5.16). Ce faciès phosphaté est associé à des faciès proximaux de forte énergie.
- iv) Le phosphate en remplissage de karsts est observé exclusivement à base du système régressif des cycles de 2^{ème} ordre (Fig. 5.15-16).

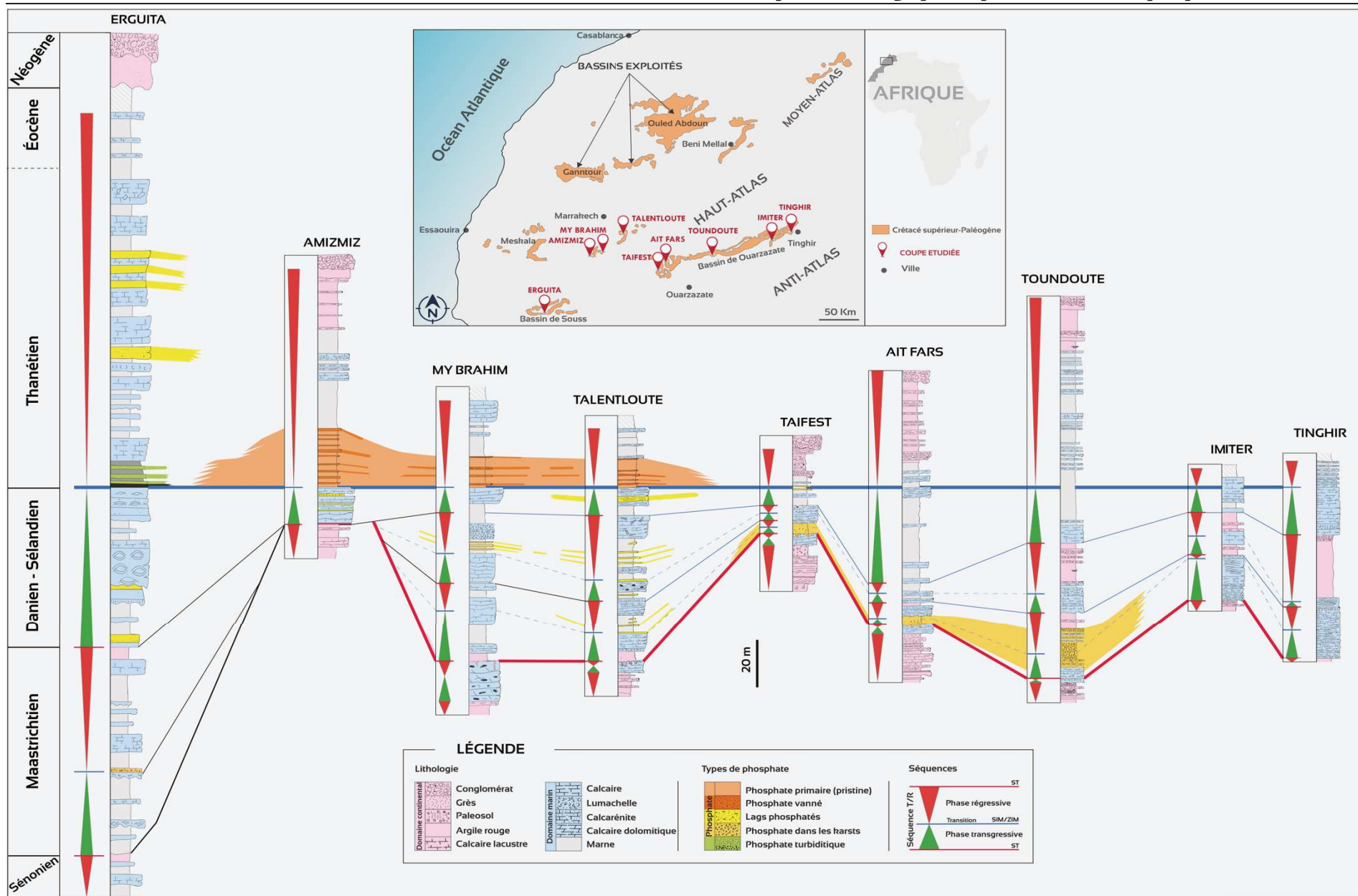


Fig. 5.15. Panneau de corrélation régionale des coupes étudiées dans le Haut-Atlas illustrant la position des différents types de phosphate par rapport aux différents stades de l'évolution séquentielle de la série.

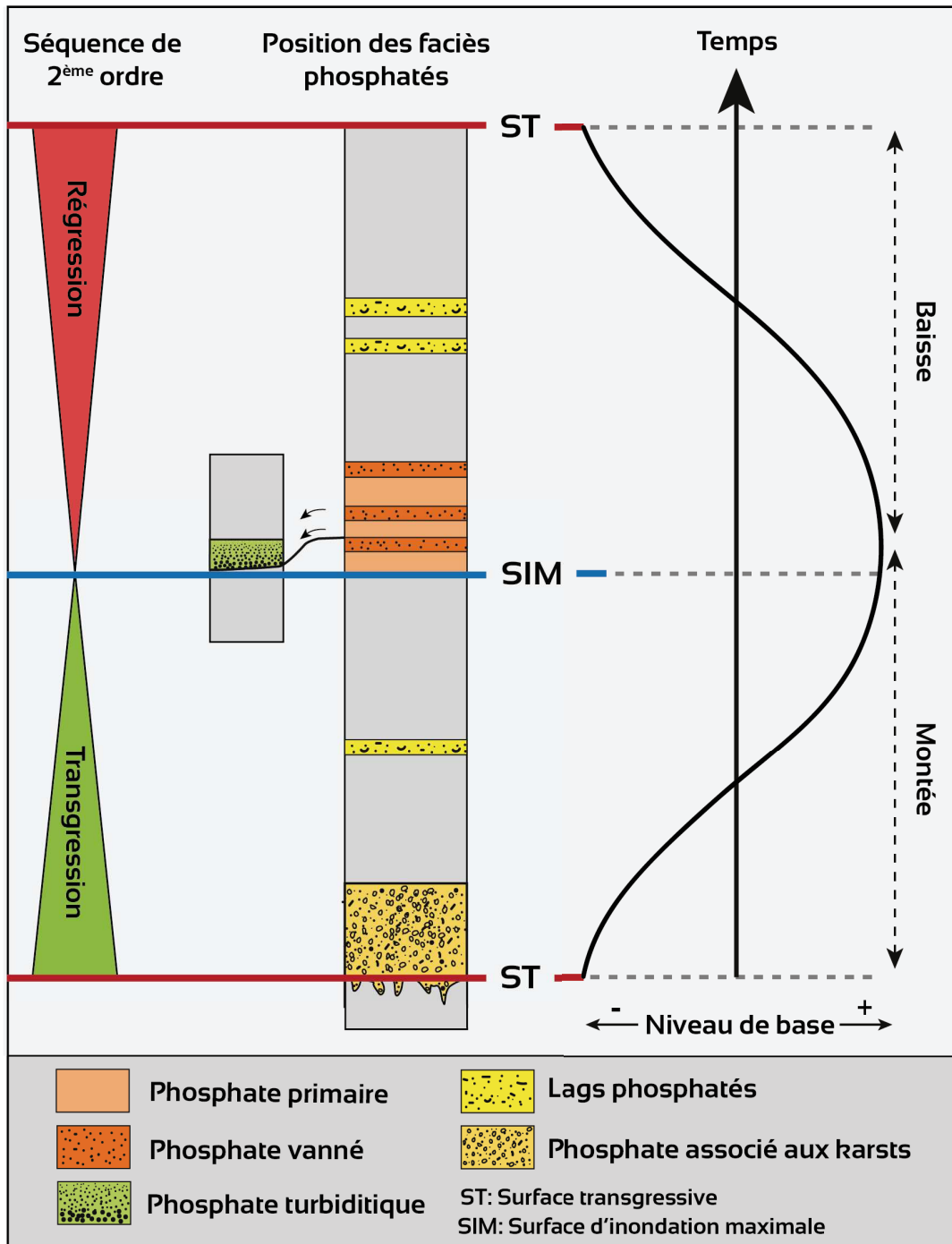


Fig. 5.16. Schéma conceptuel montrant la disposition verticale des différents types de phosphate au sein d'une séquence transgressive-régressive de 2^{ème} ordre. Le phosphate en remplissage de karsts se forme à la base de l'hémi-séquence transgressive alors que le phosphate primaire et vanné ainsi que le phosphate turbiditique se forment exclusivement à la base de l'hémi-séquence régressive immédiatement au-dessus de la surface d'inondation maximale majeure.

À l'échelle régionale, les différents types de phosphate identifiés ne sont pas distribués de manière aléatoire sur l'ensemble du système sédimentaire étudié. L'observation de la répartition spatiale des différents faciès phosphatés montre que :

- i) Le phosphate primaire (*pristine*) et les phosphates vannés associés sont préservés exclusivement au niveau de la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech où ils affleurent entre Talentloute à l'Est et Amizmiz à l'Ouest (Fig. 5.17) sur des épaisseurs pouvant dépasser 20 m.
- ii) Le phosphate turbiditique a été trouvé localement et exclusivement au niveau de la coupe d'Erguita dans le bassin de Souss (Fig. 5.17).
- iii) Les lags phosphatés ont été décrits dans différentes localités du système sédimentaire étudié, avec une concentration plus importante au niveau du bassin du Haut-Atlas de Marrakech.
- iv) Le phosphate en remplissage de karsts est trouvé exclusivement dans une partie du bassin de Ouarzazate entre la coupe de Taifest et celle de Toundoute (Fig. 5.17).

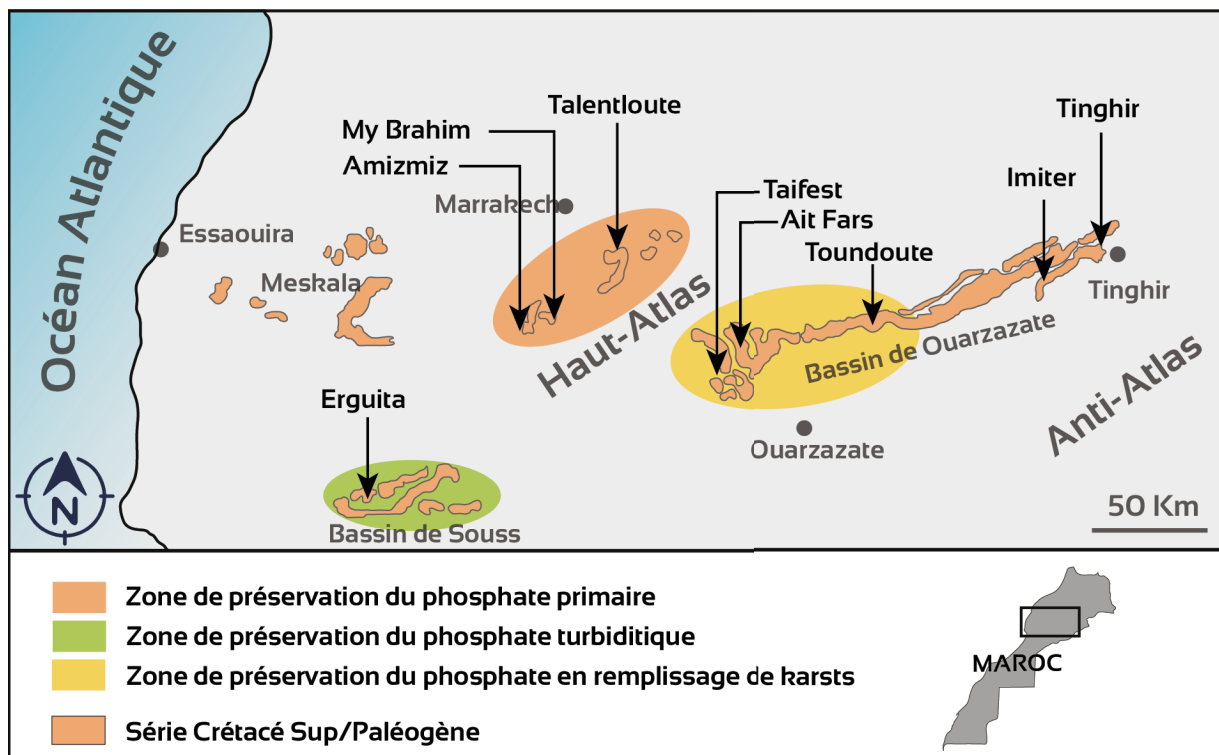


Fig. 5.17. Carte simplifiée de la série phosphatée du Haut-Atlas illustrant les zones de préservation des faciès phosphatés.

4. Discussion

L'accumulation du phosphate dans la série sédimentaire du Haut-Atlas résulte d'une différenciation sédimentaire du phosphate primaire (El Bamiki *et al.*, 2020). Cette

différenciation est contrôlée par des processus autocycliques liés à la dynamique sédimentaire locale. En addition à ce forçage autocyclique, la différenciation sédimentaire du phosphate primaire est aussi contrôlée par des processus allocycliques agissant à l'échelle de toute la marge atlantique. En conséquence, les variations allocycliques (tectono-eustatiques) du niveau marin relatif génèrent des surfaces stratigraphiques corrélatives auxquelles sont associés les principaux événements d'accumulation de phosphate. La remontée du niveau marin relatif conduit à la formation de séquences sédimentaires d'approfondissement jusqu'à atteindre la surface (ou zone) d'inondation maximale majeure qui reflète des conditions bathymétriques relativement élevées, favorables à la phosphatogenèse et donc à la formation de phosphate primaire (*pristine*) dans la fenêtre phosphogénique (Föllmi, 1990). La position de cette fenêtre dans le système sédimentaire est gouvernée par les variations du niveau marin relatif (Fig. 5.18). En conséquence, la fenêtre phosphogénique se déplace au cours du temps. Au cours de la remontée eustatique de 2^{ème} ordre observée dans la série étudiée, cette zone de production primaire de phosphate s'est progressivement déplacée vers l'Est après avoir été active au niveau de la marge atlantique et du bassin de Souss mais sans y être préservée (Fig. 5.18). La position la plus à l'Est atteinte par la fenêtre phosphogénique est le bassin Haut-Atlas de Marrakech (Fig. 5.18) où elle a été préservée sous des sédiments marno-carbonatés. La préservation ou la redistribution des produits de cette fenêtre dépendent de l'intensité des processus hydrodynamiques et de la vitesse des variations du niveau marin relatif.

L'enregistrement sédimentaire de la série phosphatée du Haut-Atlas reflète l'interaction des contrôles allocycliques et des processus autocycliques. Les contrôles allocycliques induisent des déplacements latéraux des zones d'action des processus autocycliques par variation du niveau marin relatif (Fig. 5.18). Par conséquent, la distribution spatiale des différents types de phosphate est contrôlée eustatiquement et paléogéographiquement (Fig. 5.19).

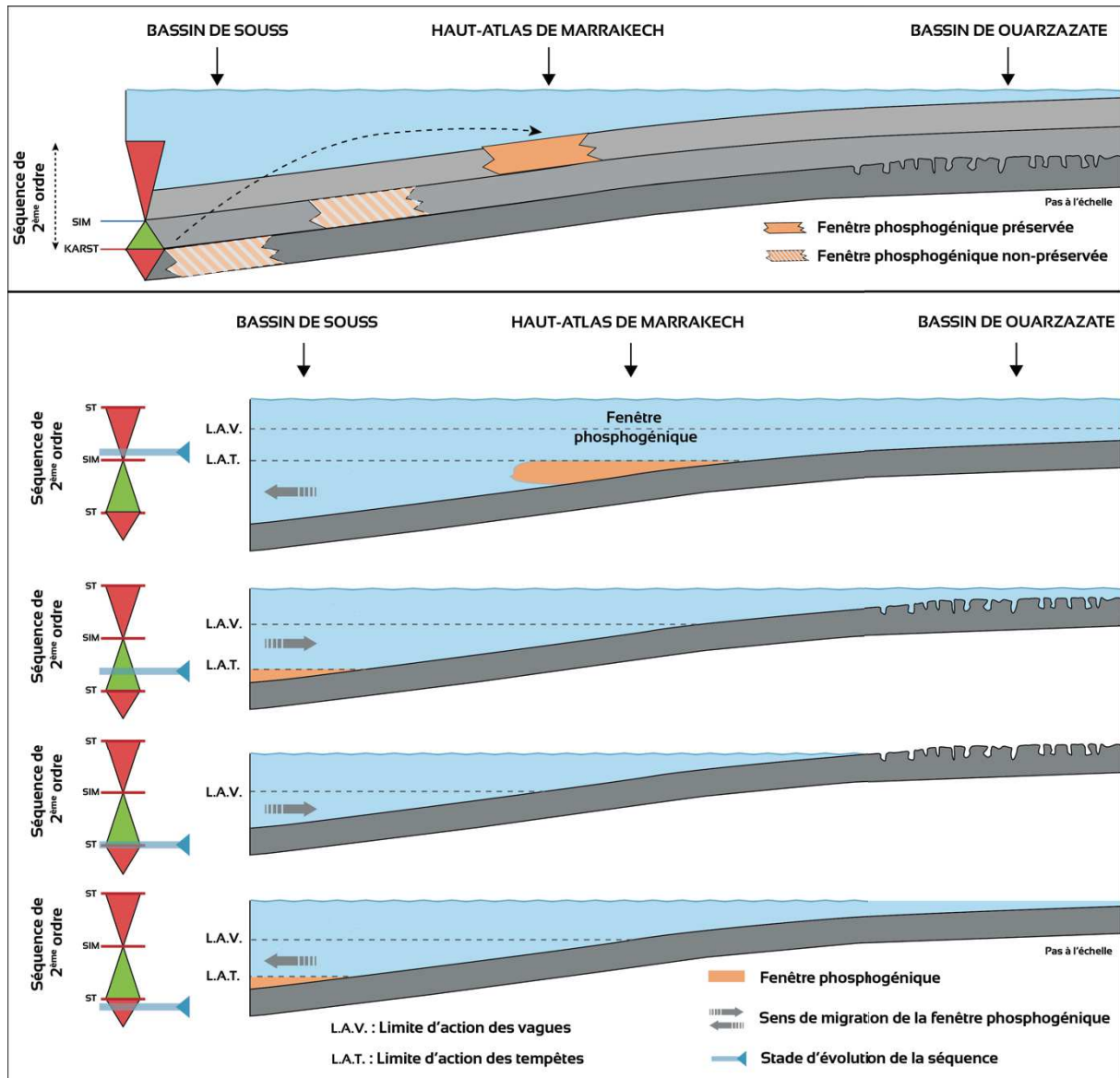


Fig. 5.18. Schémas conceptuels 2D montrant la migration latérale de la fenêtre phosphogénique sous l'effet des variations du niveau marin relatif. Le produit primaire de cette fenêtre n'est préservé qu'au niveau de la bordure nord Haut-Atlas de Marrakech.

À la fin du Maastrichtien, une régression généralisée a provoqué l'exposition subaérienne de l'ensemble du bassin Atlasique, entraînant un déplacement vers l'ouest de la fenêtre phosphogénique, la création d'une karstification extensive et le développement d'horizons de paléosols. Alors que le niveau relatif de la mer remontait au cours du Danien et du Sélandien (Fig. 5.19A), le phosphate précédemment formé dans la marge et remanié sur la plateforme a été transporté vers le continent par les premiers courants transgressifs et piégé dans les poches karstiques du bassin de Ouarzazate. Parallèlement, la phosphatogenèse était toujours active dans la fenêtre phosphogénique et l'hydrodynamisme remaniait les sédiments

phosphatés dans la plate-forme interne, correspondant à la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech actuel, où l'on trouve des lags phosphatés.

La remontée du niveau marin relatif au cours du Sélandien a progressivement déplacé la fenêtre phosphogénique vers le Sud-Est. Pendant la transition Sélandien-Thanéien (Fig. 5.19B), la bathymétrie maximale a été atteinte et la fenêtre phosphogénique était active au sein de la plateforme externe (bassin de la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech). Des phosphates primaires et vannés interstratifiés se sont formés, conservés et enfouis sous des séquences subséquentes de carbonates et de marnes. Les courants de tempête et de vagues ont épisodiquement remanié une partie du phosphate vanné et l'ont transporté vers les parties proximales jusqu'au bassin de Ouarzazate, où seuls quelques lags phosphatés ont été préservés (Fig. 5.19B). L'absence de phosphate primaire et de phosphate vanné associé dans le bassin de Ouarzazate implique que les paléoenvironnements de cette partie du système n'ont jamais été suffisamment profonds pour former et préserver ce faciès, ce qui est en accord avec les observations et les interprétations de [Herbig & Trappe, \(1994\)](#), [Marzoqi et al., \(1996\)](#) et [Marzoqi & Pascal, \(2000\)](#). Au cours de cette période, le bassin du Souss présentait des environnements relativement profonds où les sédiments riches en matière organique et les niveaux de phosphate turbiditique ont été préservés. Au cours de l'intervalle Crétacé supérieur-Paléogène, les apports détritiques étaient plus exprimés dans l'Est du bassin de Ouarzazate (près des sources terrigènes de l'Anti-Atlas) et du bassin du Souss (flux gravitaires, peut-être connectés à un système deltaïque), alors que seulement des quantités mineures de sédiments clastiques grossiers ont été déposés dans le bassin du Haut-Atlas de Marrakech. Ces faibles apports détritiques ont contribué au faible taux de sédimentation observé dans cette partie du bassin. Cette restriction d'apports terrigènes est importante pour la productivité de l'usine à phosphate car elle réduit considérablement la dilution des particules phosphatées dans la sédimentation ambiante ([Filippelli, 1997](#)). Nos résultats indiquent que la série du Crétacé supérieur-Paléogène du Haut-Atlas s'est déposée sur une seule plate-forme marine peu profonde passant vers un bassin s'approfondissant vers le

Nord-Ouest, ce qui est cohérent avec la vision de [Herbig & Trappe \(1994\)](#). Pendant l'intervalle Crétacé supérieur-Paléogène étudié, la partie centrale du Maroc a été inondé sur une large zone atteignant l'Anti-Atlas émergé ([Herbig & Trappe, 1994](#)). À cette époque, la marge atlantique était caractérisée par un système d'upwelling actif ([Holbourn *et al.*, 1999](#)) amenant des eaux plus riches en phosphore ([Lucas & Prévôt, 1975](#)) jusqu'à la marge de la plate-forme, où la phosphatogenèse primaire était stimulée dans la fenêtre phosphogénique ([Trappe, 1998](#)).

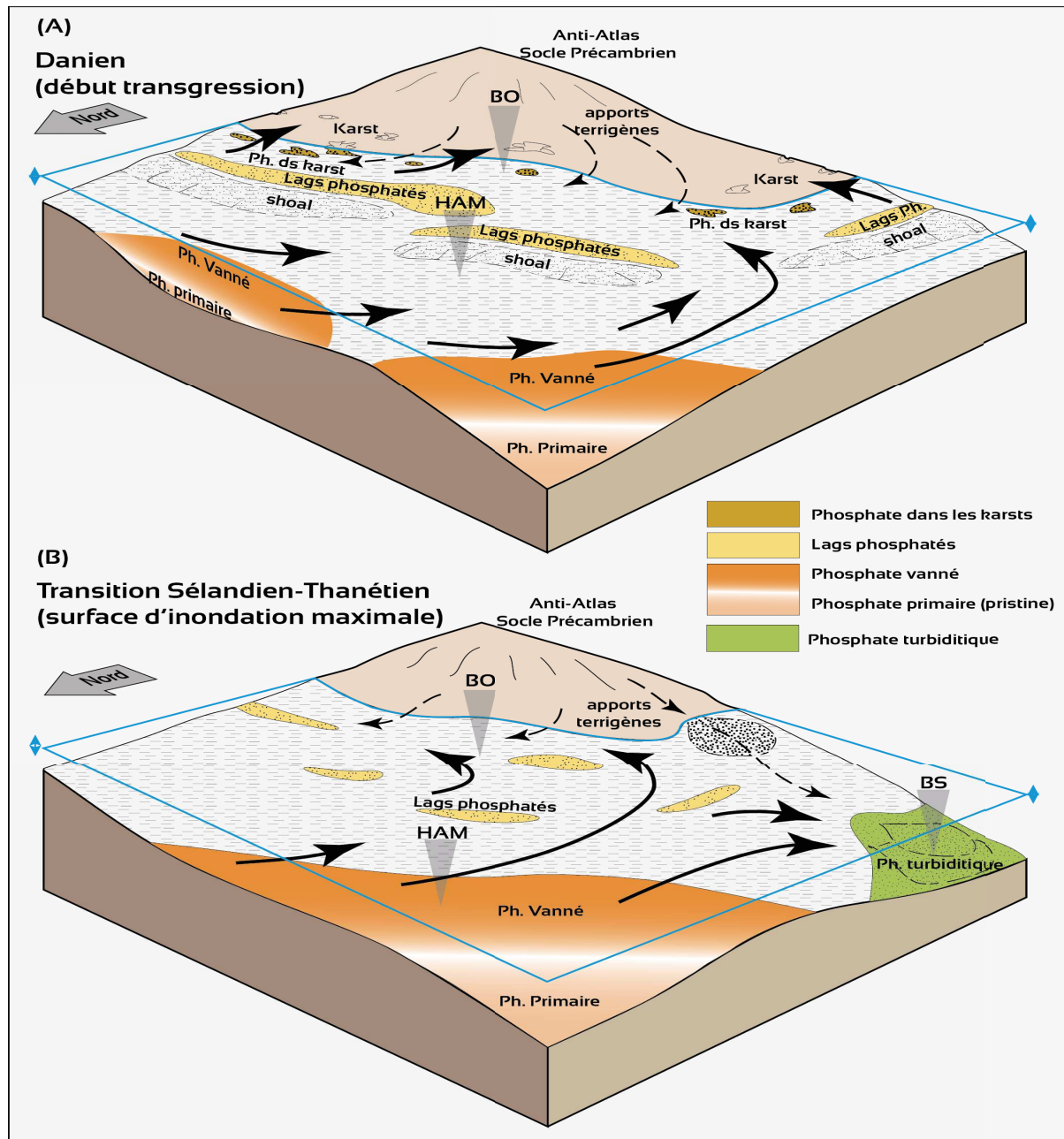


Fig. 5.19. Modèle paléogéographique 3D de l'accumulation de phosphate au sein du Haut-Atlas du illustrant les différents modes d'accumulation de phosphate et mettant en évidence le déplacement de la fenêtre de phosphatogenèse primaire en deux périodes successives de l'évolution de la série étudiée. BO: bassin de Ouarzazate; HAM: bassin du Haut-Atlas de Marrakech; BS: Bassin de Souss.

5. Conclusions

La série phosphatée du Haut-Atlas s'est déposée au cours d'un cycle eustatique de 2^{ème} ordre souligné par des surfaces stratigraphiques majeures auxquelles l'essentiel des accumulations phosphatées est associé. Notre étude séquentielle de la série phosphatée du Haut-Atlas a montré que l'accumulation et la répartition spatio-temporelle des différents faciès phosphatés sont contrôlés par les variations du niveau marin relatif au cours du Crétacé supérieur/Paléogène. Le forçage allocyclique d'origine tectono-eustatique modifie la position de la fenêtre phosphogénique en réponse aux variations relatives du niveau de la mer. En conséquence, l'ensemble du système phosphogénique se déplace vers continent ou vers le bassin pendant l'élévation et la baisse du niveau de la mer, respectivement. Le principal intervalle de phosphate au niveau de la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech correspondant à des alternances de phosphates *pristines* et *granulaires* qui se sont accumulés et ont été préservés au-dessus de surface d'inondation maximale majeure, que nous datons du Thanétien inférieur. Le phosphate en remplissage de karst s'accumule exclusivement au niveau du bassin de Ouarzazate à la base de l'intervalle transgressif de la séquence de 2^{ème} ordre. Le phosphate turbiditique est présent exclusivement au niveau du bassin de Souss qui présentait l'environnement le plus distale de la série.

Ces résultats présentent un véritable guide à l'exploration et l'exploitation des phosphates sédimentaires. Les surfaces stratigraphiques majeures, notamment la surface d'inondation maximale est une cible potentielle pour l'accumulation du phosphate. Les phosphates vannés (*granulaires*) sont attendus à la base de la partie régressive des séquences de 2^{ème} ordre. Cependant les phosphates en remplissage de karst sont attendus à la base du système transgressif de 2^{ème} ordre dans les zones proximales du système.

Chapitre 6 :

Signature géochimique des phosphates du Haut-Atlas : Le contrôle des processus post-dépôt sur l'enrichissement naturel du phosphate

1. Introduction

Les phosphates sédimentaires sont connus pour leur variabilité chimique remarquable (Prévôt & Lucas, 1979; Altschuler, 1980; Jarvis *et al.*, 1994). Dans ces sédiments d'intérêt économique, le phosphore (P) est porté par la francolite. Cette phase minérale de carbonate fluorapatite (CFA) est variable en composition à cause de sa structure cristalline qui stimule plusieurs substitutions ioniques (McClellan, 1980; McArthur, 1985; Jarvis *et al.*, 1994). La composition primaire des sédiments phosphatés dépend de la chimie de l'eau de mer, des conditions océanographiques et de l'état redox au moment de la formation de la francolite (Jarvis *et al.*, 1994). Cette composition primaire peut évoluer au cours du temps à différents stades allant de l'échelle sub-contemporaine du dépôt, jusqu'à l'enfouissement et ensuite l'altération. Elle est susceptible d'être modifiée par plusieurs processus post-phosphatogénèse. En effet, le transport et le remaniement mécanique des sédiments phosphatés peuvent apporter des modifications significatives sur la composition chimique initiale du sédiment phosphaté primaire, ainsi que sur la signature primaire des terres rares (Auer *et al.*, 2017). L'altération subaérienne des phosphates joue aussi un rôle considérable dans la modification du signal géochimique initial par perte de certains éléments chimiques sensibles à l'altération (*e.g.*, Ca^{2+} et CO_3^{2-}) (Lucas *et al.*, 1980; McArthur, 1980; Prévôt, 1988).

Ces aspects géochimiques ont été largement étudiés au niveau des phosphorites du Maroc, plus particulièrement celles situées dans le domaine de la Meseta (Belfkira, 1980; McArthur, 1980; Prévôt, 1988; Nathan *et al.*, 1996; Kocsis *et al.*, 2016). Ces études géochimiques se sont intéressées à la compréhension des mécanismes et des processus impliqués dans la formation de l'apatite et aux paléoconditions marines. Prévôt (1988) a conclu, dans son travail sur la géochimie des phosphates du bassin des Gantour, que la formation du phosphate est un phénomène biochimique qui se produit sous des conditions de très faibles apports détritiques où l'apatite se forme par précipitation directe dans des systèmes fermés d'eaux interstitielles et par remplacement épigénétique d'un précurseur. Ces processus de

phosphatogénèse se déclenchent après la libération du phosphore contenu dans la matière organique, grâce à l'activité bactérienne. McArthur (1980) avait mis en évidence les effets de l'altération subaérienne sur la composition de la francolite dans de la série phosphatée de l'Éocène au Maroc. Dans ces études anciennes, les caractères sédimentologiques des phosphates définissant l'hydrodynamisme, les variations du niveau marin relatif et les environnements de dépôt ont été peu abordés. Les liens génétiques entre les différents faciès phosphatés n'étaient pas considérés, la définition des faciès est basée uniquement sur l'étude de leurs aspects pétrographiques (Mouflih, 2015). Les processus sédimentaires dans les environnements de dépôt peuvent influencer ou modifier la chimie des sédiments (Singh, 2009). Dans la série phosphatée du Haut-Atlas, aucune étude géochimique n'a été abordée malgré la diversité de faciès phosphatés qu'elle héberge.

Dans la présente étude, nous analysons la signature géochimique des différents types de phosphates de la série du Haut-Atlas dans le but de mettre en évidence les conditions de leur formation et accumulation. Nous analysons l'impact des processus sédimentaires post-dépôt, qui affectent les phosphates primaires, sur la distribution des éléments chimiques dont ceux qui présentent des enjeux environnementaux (*e.g.*, uranium et cadmium). Nous explorons également l'effet des différents modes d'accumulation sédimentaire et de préservation des différents types de phosphate du Haut-Atlas sur l'enrichissement ou l'appauvrissement du phosphate primaire.

2. Données et méthodologie

La présente étude géochimique est basée sur l'analyse sur roche totale de 30 échantillons représentatifs des différents faciès phosphatés de la série investiguée, avec une focalisation sur les faciès de phosphates primaires, vannés, et remaniés. Un échantillonnage sélectif a été réalisé sur quatre coupes situées sur la bordure septentrionale du Haut-Atlas de Marrakech et deux coupes au niveau du bassin de Ouarzazate (Fig. 6.1). Dans cet échantillonnage sélectif, nous avons ciblé les différents faciès phosphatés de la série (Fig.

6.1) dans le but de visualiser l'évolution géochimique verticale et spatiale de la sédimentation phosphatée.

Les analyses géochimiques ont été réalisées en deux campagnes (2017 et 2018) selon le même protocole de préparation et d'analyse des échantillons. Les teneurs en éléments majeurs ont été mesurées sur roches totales en utilisant un spectromètre d'émission (ICP-OES) Thermo Fischer iCAP 6500 au service d'analyse des roches et des minéraux (SARM) du centre de recherches pétrographiques et géochimiques (CRPG) de Nancy. Les échantillons ont été préparés selon le protocole de [Carignan et al., \(2001\)](#).

Les concentrations en éléments traces ont été déterminées en utilisant un spectromètre de masse quadripolaire couplé à une torche à plasma, Agilent 7700x de la plate-forme AETE-ISO (OSU OREME, Université de Montpellier) dont la sensibilité est de 200 millions de coup par ppm sur ^{115}In . Avant l'utilisation de ce spectromètre, les échantillons sélectionnés passent par un protocole de mise en solution qui sert à rompre les liaisons atomiques. En plus des échantillons à analyser, des échantillons blancs et des échantillons standards (BCR32, BEN, BHVO-2, NIST et UB-N) ont été aussi préparés de la même manière pour contrôler la finesse des analyses. Le protocole de mise en solution est effectué sur une poudre de 100 mg pour chaque échantillon. Il consiste en deux attaques acides à 110°C pendant 48h chacune et trois évaporations à 150°C jusqu'à l'obtention d'un résidu solide :

- Attaque 1: $1\text{HNO}_3 + 2.5\text{HF}$
- Attaque 2: $0.5\text{HNO}_3 + 1.5\text{HCl}$
- Évaporation 1: 0.5HClO_4
- Évaporation 2: 0.5HNO_3
- Évaporation 3: 0.25HNO_3

Les résidus solides à l'issue de la dernière évaporation sont remis en solution par l'ajout de 2 ml d'eau Milli-Q, puis 1,5 ml d' HNO_3 ultrapure. Avant l'analyse, cette solution transparente est diluée par de l'eau Milli-Q et du HNO_3 ultrapure selon un facteur de dilution définit auparavant.

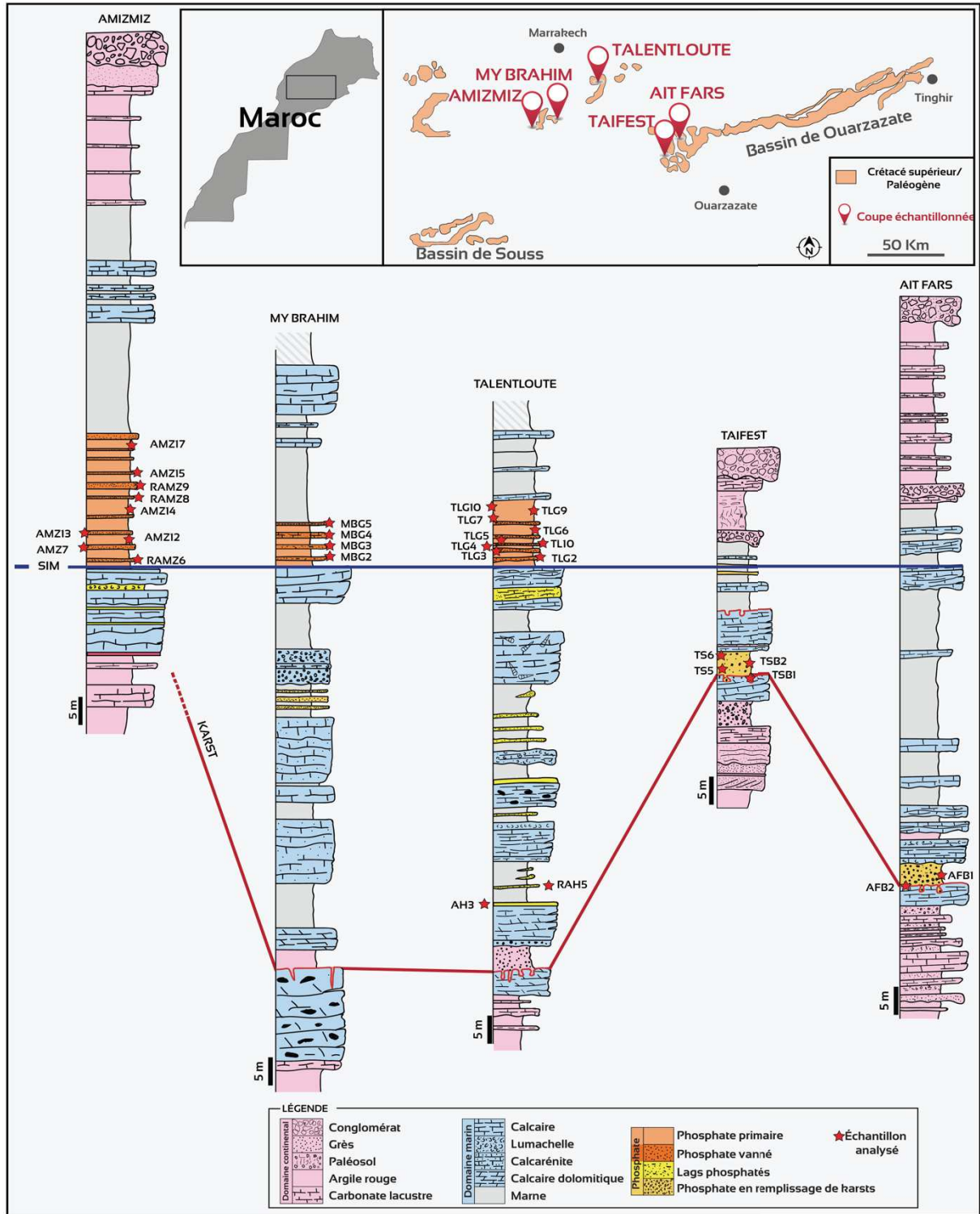


Fig. 6.1. Localisation des coupes étudiées et position stratigraphique des échantillons prélevés.

3. Résultats

3.1. Éléments majeurs

Les concentrations en éléments majeurs varient considérablement entre les différents faciès phosphatés investigués. La composition en éléments majeurs des différents faciès

phosphatés étudiés est dominée par les oxydes CaO , SiO_2 et P_2O_5 . Le diagramme ternaire (Fig. 6.2) illustre la répartition et le champ de variation des différents types de phosphate par rapport aux pôles P_2O_5 , SiO_2 et CO_2 qui représentent, respectivement, l'apatite, les argiles et quartz, et les carbonates, constituants principaux des roches phosphatées étudiées (Fig. 6.2). Sur ce diagramme, les phosphates primaires (*pristines*) se distinguent des autres types de phosphates. Ils sont pauvres en P_2O_5 (<12 wt%) et s'enrichissent plutôt en SiO_2 (28 à 52 wt%). Le groupe des phosphates vannés (granulaires) dessine un nuage étalé vers le pôle apatitique, avec une moyenne de 20 wt% P_2O_5 . Ce nuage englobe également les phosphates en remplissage de karsts qui montrent des similarités avec les phosphates vannés. Les lags phosphatés se positionnent à proximité du pôle siliceux (jusqu'à 63 wt% SiO_2). Les différentes compositions représentées sur ce diagramme ternaire montrent une évolution progressive du faciès phosphaté primaire (*pristine*) vers les phosphates vannés et en remplissage de karsts (Fig. 6.2). Ces deux derniers faciès s'enrichissent en P_2O_5 pour se rapprocher de la composition d'une phosphorite enrichie (BCR32 : standard international des phosphorites, Potts et al., 1992).

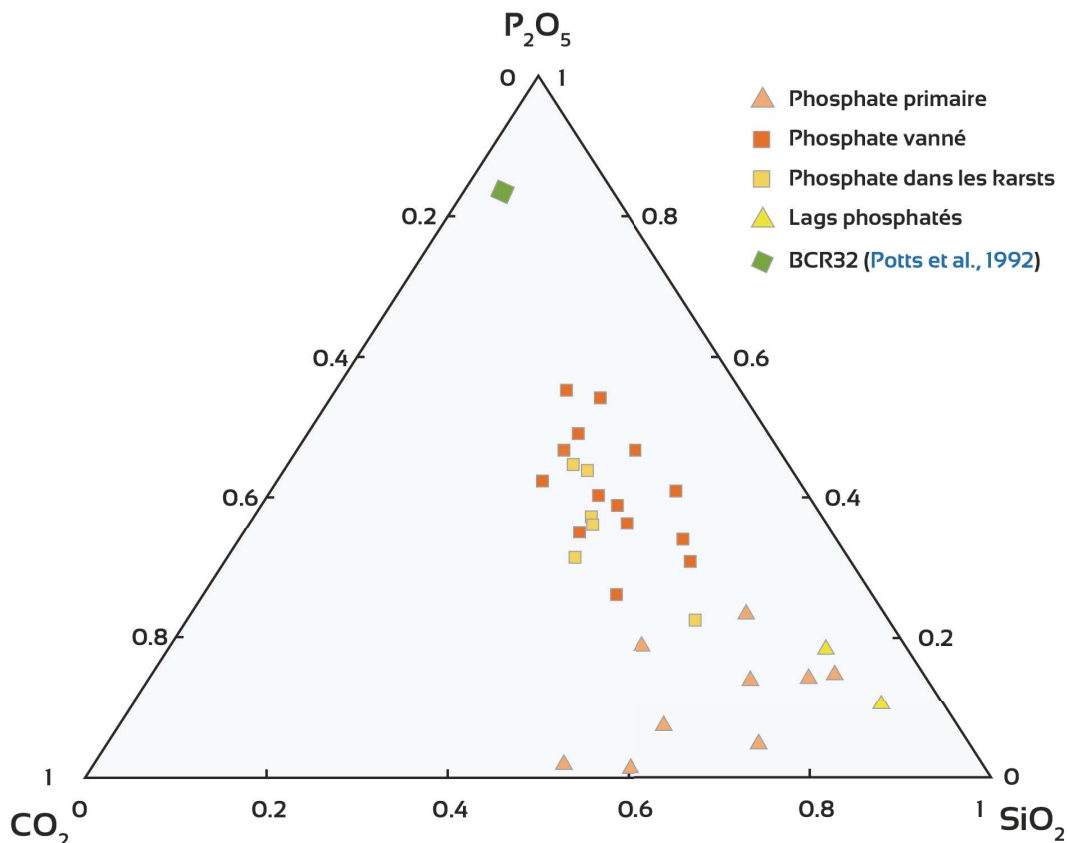


Fig. 6.2. Diagramme ternaire P_2O_5 - SiO_2 - CO_2 illustrant la composition des différents faciès phosphatés du Haut-Atlas.

La distribution des teneurs en P_2O_5 , dans les différents faciès phosphatés étudiés, est illustrée par les box plots de la Figure 6.3 qui montre un large champ de variation pour les phosphates primaires.

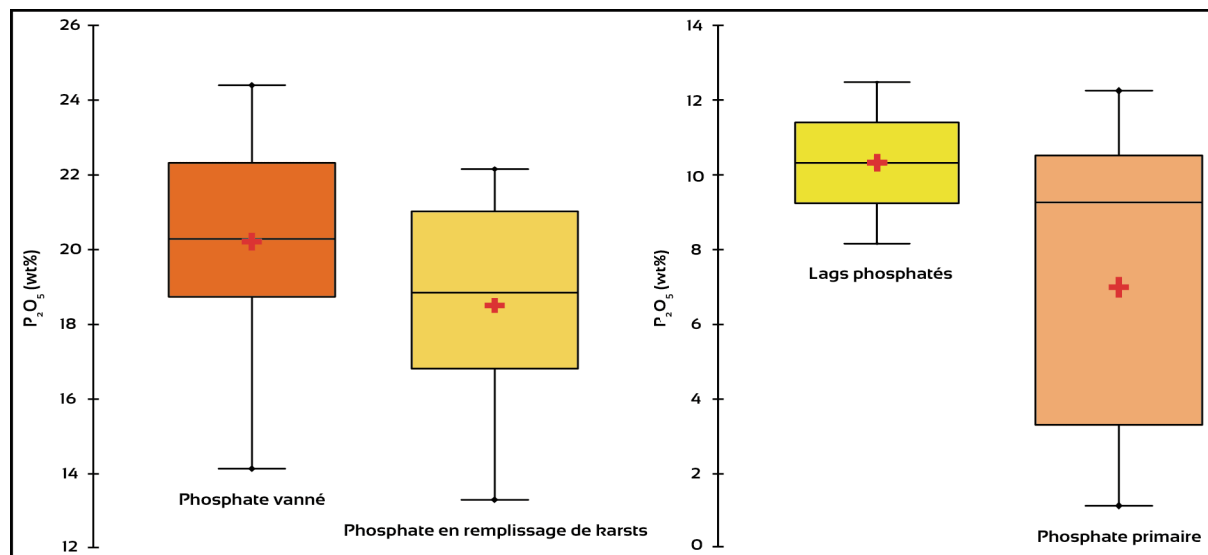


Fig. 6.3. Boxplots de distribution des teneurs en P_2O_5 dans les différents faciès phosphatés du Haut-Atlas.

Pour l'ensemble des faciès phosphatés, SiO_2 et P_2O_5 se comportent globalement de façon inverse. On constate en outre une dispersion importante des concentrations en SiO_2 pour les échantillons à faible teneur en P_2O_5 et un resserrement des concentrations en SiO_2 vers les fortes teneurs en P_2O_5 , convergeant vers les teneurs classiques d'une phosphorite enrichie (BCR32) (Fig. 6.4A). La dispersion maximale en SiO_2 est observée dans les échantillons correspondant à des lags phosphatés et à des phosphates *pristines* les plus carbonatés. Les oxydes K_2O , Al_2O_3 et TiO_2 , typiquement associés à la phase détritique des sédiments, montrent de faibles concentrations dans les différents lithofaciès phosphatés de la série étudiée, ne dépassant pas, respectivement, 0.7 wt%, 2.7 wt% et 0.22 wt%. Ces valeurs maximales sont enregistrées dans le faciès *pristine*. Les oxydes K_2O , Al_2O_3 et TiO_2 évoluent également inversement à P_2O_5 , bien que la dispersion soit plus grande que pour le SiO_2 (Fig. 6.4B-D). Par contre, la teneur en CaO s'enrichit avec l'augmentation de la concentration en P_2O_5 (Fig. 6.4E). On observe également une diminution de la dispersion en CaO avec l'enrichissement en P_2O_5 , convergeant vers les valeurs classiques de phosphorite. Le ratio

CaO/P₂O₅ est élevé et très variable (9 à >20) pour les phosphates *pristines*, par contre, les phosphates vannés et les phosphates en remplissage de karsts présentent des ratios CaO/P₂O₅ assez homogènes (de 1.6 à 2.7) avec des concentrations qui peuvent dépasser 40 wt% CaO (Fig. 6.4E). Les concentrations en MgO sont relativement faibles ne dépassant pas 10 wt%. Cet oxyde est lié à la présence de dolomite en phase de liaison. Les teneurs en carbone organique sont faibles dans les sédiments phosphatés du Haut-Atlas (< 0.5 wt%) et montrent une corrélation positive avec le P₂O₅ (Fig. 6.4F).

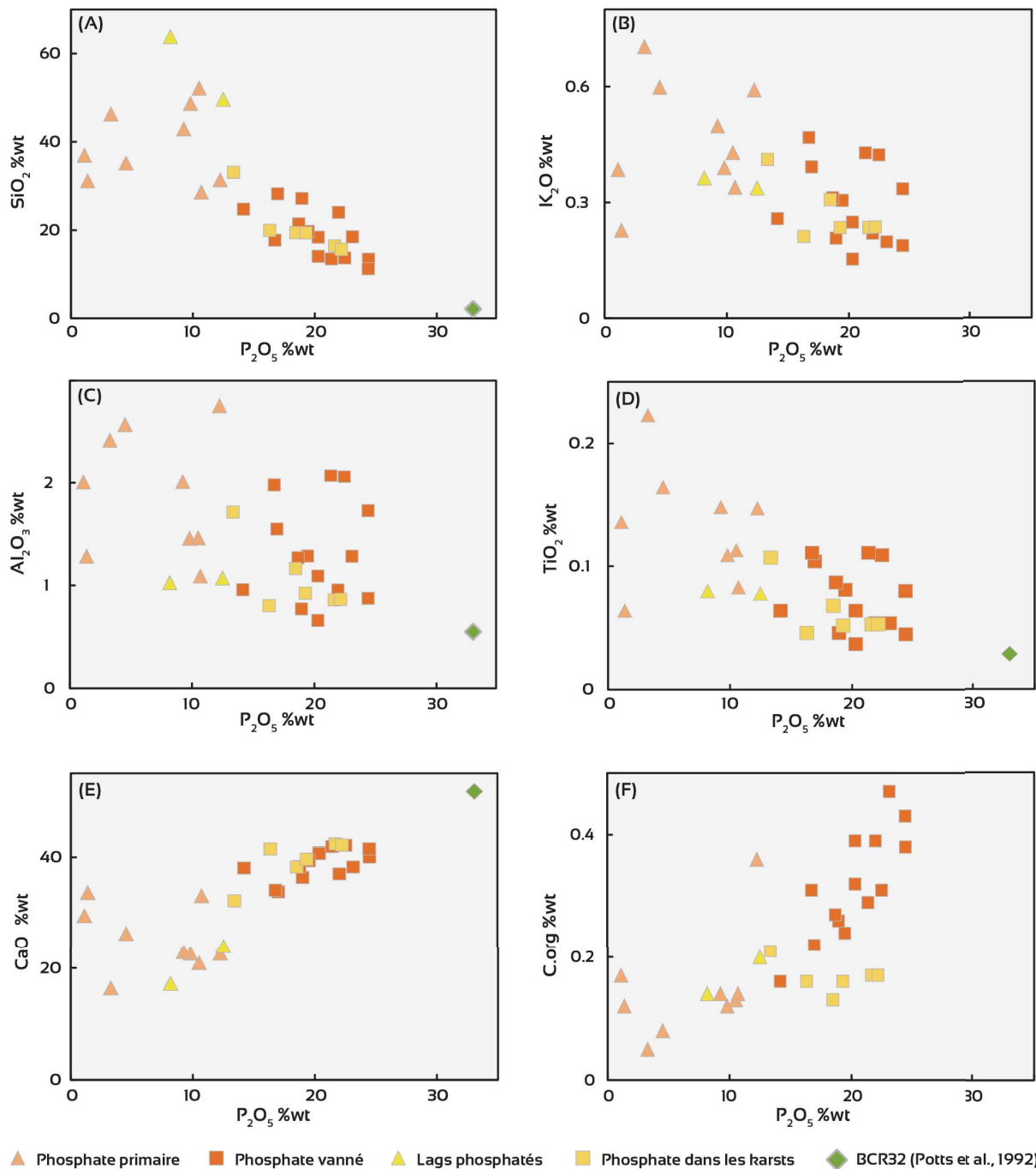


Fig. 6.4. Diagrammes binaires de quelques éléments majeurs. (A) SiO₂ vs. P₂O₅. (B) K₂O vs. P₂O₅. (C) Al₂O₃ vs. P₂O₅. (D) TiO₂ vs. P₂O₅. (E) CaO vs. P₂O₅. (F) C.org vs. P₂O₅.

3.2. Éléments traces

Dans le domaine sédimentaire, les éléments traces sont largement utilisés comme des traceurs fiables des paléoenvironnements et des conditions du paléo-redox (McArthur & Walsh, 1984; Algeo & Maynard, 2004; Auer *et al.*, 2017). Ces éléments présentent globalement des concentrations plus élevées dans les phosphorites que les concentrations moyennes dans la croûte supérieure (Altschuler, 1980; Jarvis *et al.*, 1994). Certains de ces éléments traces présentent des enjeux environnementaux (*e.g.*, U et Cd), ce qui rend la compréhension de leur distribution et de leur comportement extrêmement important. Dans les sédiments phosphatés étudiés, la majorité des éléments traces montrent une corrélation positive avec le P_2O_5 . Le strontium (Sr) est l'élément trace le plus abondant quel que soit le faciès phosphaté avec des concentrations qui s'échelonnent de 144 jusqu'à 1349 ppm et une moyenne de 879 ppm.

L'uranium (U), est un élément chimique sensible aux variations de l'état redox (Baturin & Kochenov, 2001). Il est présent dans les phosphates du Haut-Atlas relativement en faible concentration (entre 2.9 et 74.9 ppm). Il montre une corrélation positive avec P_2O_5 et le carbone organique (Fig. 6.5A-B). Avec une moyenne de 24.4 ppm, les concentrations en uranium enregistrées dans les phosphates du Haut-Atlas sont jusqu'à 5 fois plus faibles que la concentration moyenne de l'uranium dans les phosphorites (Altschuler, 1980). Le faciès du phosphate vanné présente une très forte variabilité des teneurs en uranium (de 17.6 à 74.9 ppm, avec moy=37 ppm). Cependant, le phosphate en remplissage de karsts, qui montre des similarités géochimiques avec le phosphate vanné, correspond aux plus faibles concentrations d'uranium (moy=20 ppm). Le thorium (Th), qui montre une affinité avec l'uranium dans l'eau de mer, présente des concentrations qui varient de 0.8 à 3.7 ppm. Cet élément ne montre pas de corrélation significative avec P_2O_5 (Fig. 6.5C).

Le cadmium (Cd) est un élément chimique considéré potentiellement comme polluant pour l'environnement lorsqu'il s'accumule dans les eaux et les sols (Evangelou *et al.*, 2004; Kelepertzis, 2014).

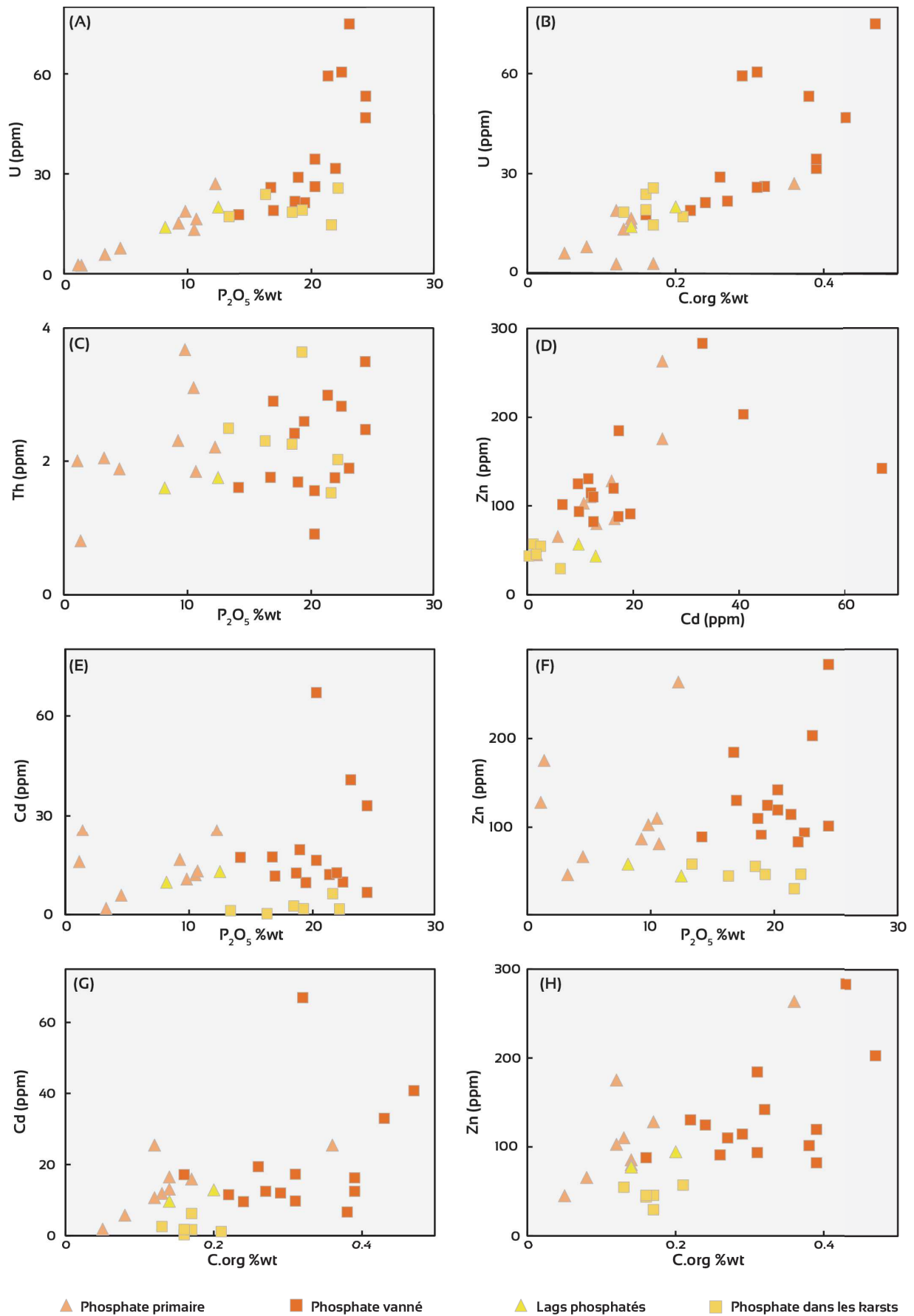


Fig. 6.5. Diagrammes binaires de quelques éléments traces et majeurs. (A) U vs. P_2O_5 . (B) U vs. C.org. (C) Th vs. P_2O_5 . (D) Zn vs. Cd. (E) Cd vs. P_2O_5 . (F) Zn vs. P_2O_5 . (G) Cd vs. C.org. (H) Zn vs. C.org.

Les différents types de phosphate du Haut-Atlas contiennent globalement de faibles teneurs en cet élément avec une moyenne d'environ 14 ppm, ce qui est au-dessous de la moyenne des phosphorites (18 ppm ; Altschuler, 1980). Les phosphates en remplissage de karsts enregistrent les teneurs les plus basses en cadmium avec une moyenne de 2 ppm. Le cadmium évolue de façon similaire au zinc (Fig. 6.5D) dont les concentrations dans les différents faciès phosphatés varient entre 29 et 283 ppm. Ces deux éléments ne montrent pas de corrélation significative avec P_2O_5 (Fig. 6.5E-F). Ils sont plutôt corrélés positivement avec le carbone organique (Fig. 6.5G-H).

Parmi les éléments traces, la série des terres rares (REEs) dessine une forte corrélation positive avec P_2O_5 et F pour les différents types de sédiments phosphatés du Haut-Atlas (Fig. 6.6A-B). Les concentrations en REEs totales atteignent 260 ppm (126 ppm en moyenne), soit largement moins que le contenu d'une phosphorite moyenne (Altschuler, 1980; Jarvis *et al.*, 1994).

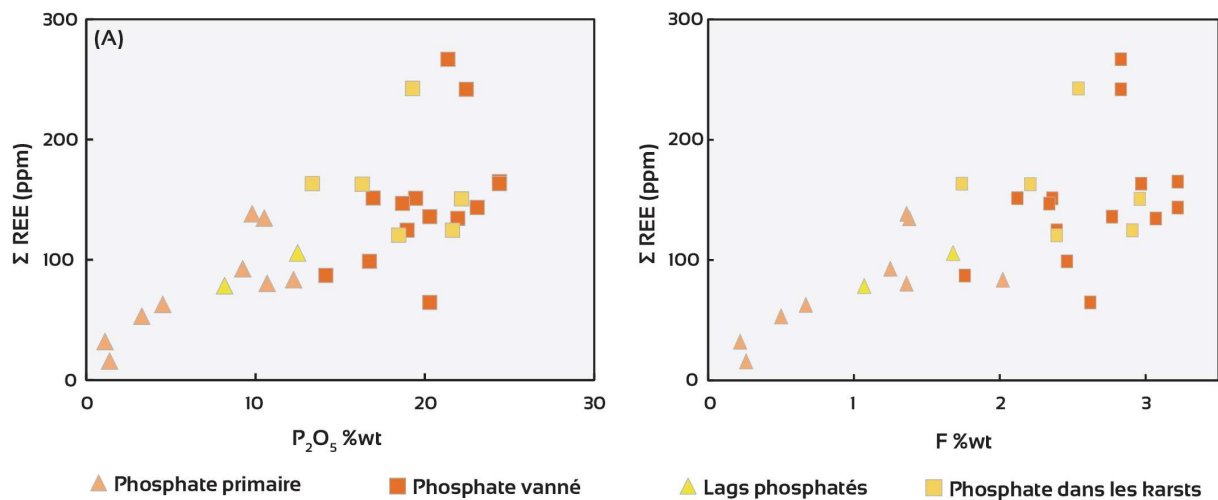


Fig. 6.6. Évolution des terres rares dans les faciès du Haut-Atlas. (A) REE vs. P_2O_5 . (B) REE vs. F.

Le ratio $(Yb/Nd)_N$ mesure le degré de fractionnement dans la série des terres rares entre les terres rares lourdes (HREE) et les terres rares légères (LREE) (Johannesson *et al.*, 2017). Ce ratio est plus élevé dans les phosphates en remplissage de karsts (>2) par rapport aux autres faciès phosphatés pour lesquels il se situe autour de 1.5 (Fig. 6.7).

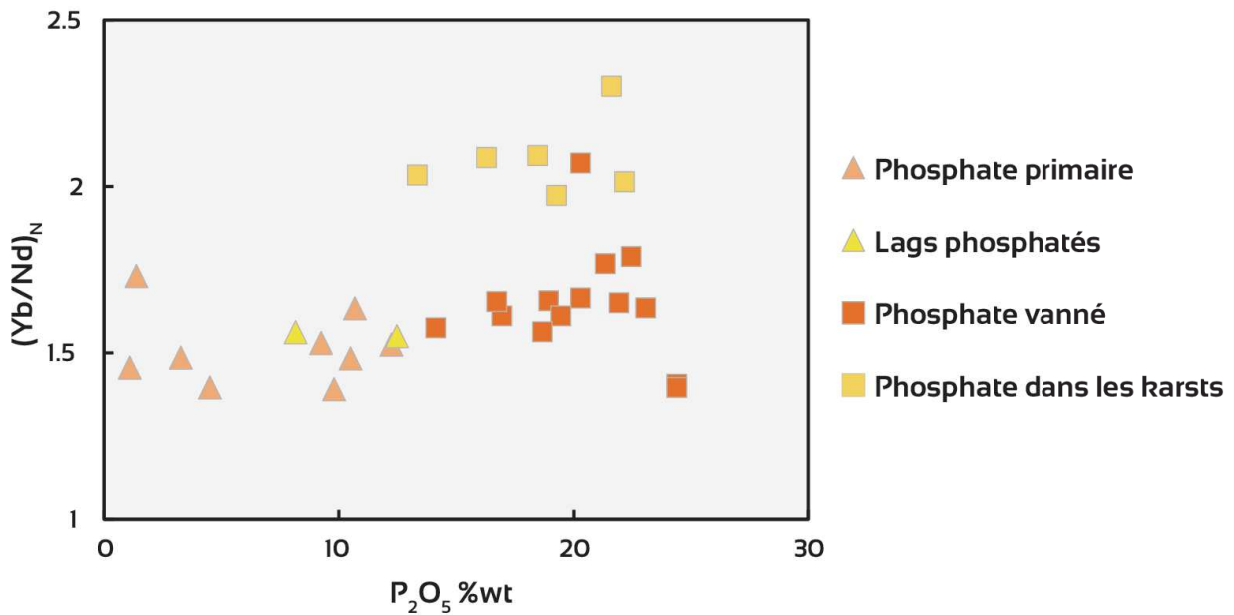


Fig. 6.7. Diagramme $(Yb/Nd)_N$ vs. P_2O_5 .

Les spectres des terres rares normalisés par rapport aux PAAS (*Post-Archean Australian Shale* ; Taylor & McLennan, 1985) montrent des allures similaires pour les différents types de phosphate (Fig. 6.8). Ils sont caractérisés par un enrichissement en terres rares lourdes qui constituent un segment aplati par rapport aux terres rares légères qui montrent un segment appauvri avec une anomalie négative en cérium (Fig. 6.8). Dans la présente étude, nous avons utilisé le rapport Ce/Pr comme proxy de l'anomalie du cérium pour ne pas tenir compte de la variabilité du lanthane (La) qui peut biaiser ou provoquer une fausse anomalie du cérium (Bau & Dulski, 1996; Shields & Stille, 2001). L'amplitude de cette anomalie négative est plus importante dans les phosphates en remplissage de karsts par rapport au reste des faciès phosphatés (Fig. 6.8). Les spectres normalisés des REEs montrent également l'existence d'une anomalie positive en gadolinium (Gd). Cette anomalie est moins exprimée dans les phosphates *pristines*.

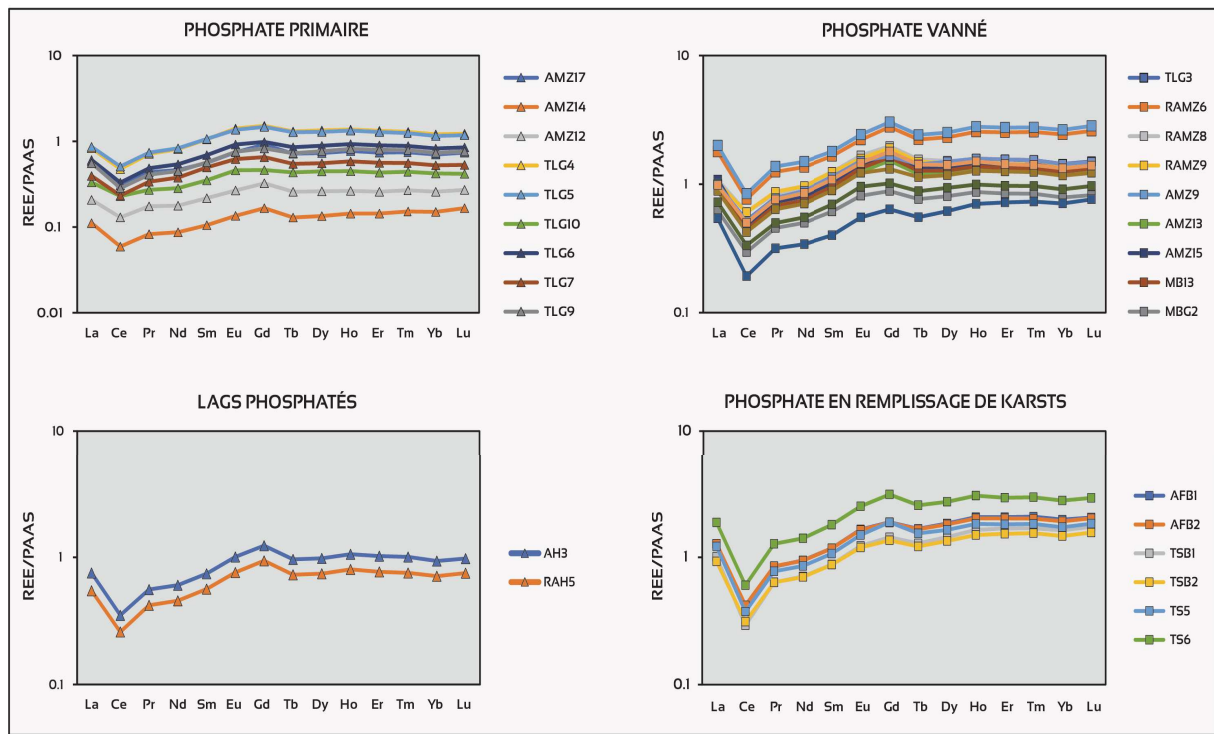


Fig. 6.8. Diagrammes des spectres des terres rares normalisées par rapport au PAAS pour les quatre faciès de sédiments phosphatés étudiés.

La signature des REEs dans la série phosphatée du Haut-Atlas est comparable à celle de différents gisements de la province phosphogénique téthysienne (*e.g.*, Algérie, [Kechiched et al., 2020](#) ; Arabie Saoudite, [Al-Hobaib et al., 2013](#) ; [Fig. 6.9](#)). Les spectres normalisés par rapport au PAAS dessinent la même allure même si les concentrations varient entre les différents gisements qui appartiennent à la même province phosphogénique sud-téthysienne du Crétacé supérieur-Paléogène ([Notholt, 1985](#)). Ces signatures similaires témoignent de conditions géochimiques homogènes d'incorporation des REEs à l'échelle de la province téthysienne. Cependant, les variations de concentrations observées peuvent être liées à des variations du contenu de l'eau de mer en REEs et à l'évolution post-dépôt des sédiments phosphatés ([McArthur, 1980](#); [Jarvis et al., 1994](#)).

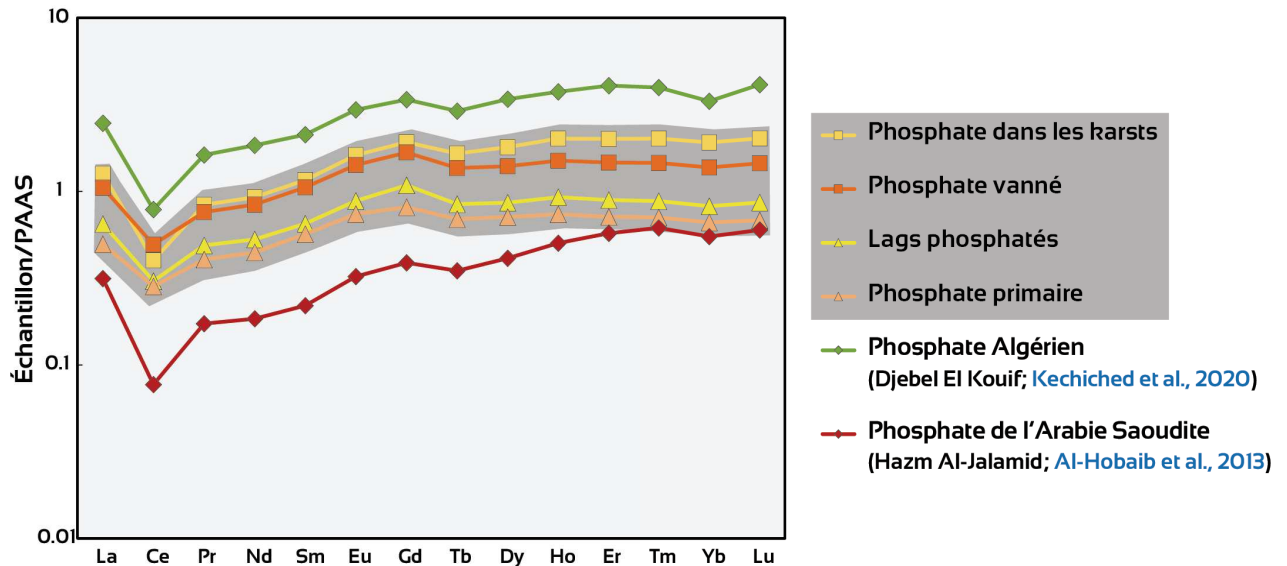


Fig. 6.9. Diagramme des spectres des terres rares normalisés par rapport au PAAS pour les différents faciès étudiés comparés à quelques gisements de la province phosphogénique téthysienne.

4. Discussion

Les différents faciès phosphatés du Haut-Atlas sont génétiquement liés, leur évolution correspond à une différenciation sédimentaire par vannage, remaniement, transport et altération (El Bamiki *et al.*, 2020). Ces modifications sédimentologiques se répercutent sur la signature géochimique du faciès phosphaté primaire.

4.1. Enrichissement naturel des sédiments phosphatés en P_2O_5

La fraction terrigène dans les sédiments phosphatés étudiés est dominée par des argiles et des quartz détritiques qui sont riches en certains éléments chimiques caractéristiques tels que Si, K, Al, Ti. La diminution des concentrations de ces traceurs du détritisme est accompagnée de l'augmentation du contenu en P_2O_5 . Les sédiments à faible teneur en P_2O_5 montrent un large champ de variation vis-à-vis des traceurs du détritisme utilisés. Cette dispersion est liée à la compétition entre les apports détritiques argileux et la production carbonatée *in-situ* dans le bassin, au moment du dépôt. Les taux élevés de silice caractérisent les lags phosphatés qui contiennent une importante fraction de grains de quartz détritiques, de granulométrie de silt à microconglomérat, provenant d'une source détritique continentale adjacente. En addition à la silice liée aux apports détritiques, une autre partie du contenu en silice des sédiments phosphatés serait d'origine biogénique (Prévôt, 1988). Le calcium, qui

est une composante principale des sédiments étudiés, est contrôlé en grande partie par la francolite (Jarvis *et al.*, 1994) comme le suggère également la bonne corrélation positive entre CaO et P₂O₅. Le site cristallographique du calcium permet à de nombreuses substitutions chimiques de se produire (McArthur, 1985; Jarvis *et al.*, 1994). Les fortes teneurs en calcium, dans les phosphates vannés et les phosphates en remplissage de karsts, sont dues à la concentration importante des grains de phosphate au détriment de fraction terrigène. Une partie du calcium est contenue dans la calcite qui forme la phase de liaison.

Au cours de la différenciation sédimentaire du faciès de phosphate primaire (*pristine*), le processus de vannage par l'action des tempêtes élimine la fraction argileuse fine du sédiment, qui est moins dense que les grains de phosphate (la densité spécifique est de 2.9 g/cm³ pour les grains de phosphate contre 1.5 à 2.5 g/cm³ pour les autres particules sédimentaires; Föllmi, 1996; Pufahl & Grimm, 2003), ce qui est illustré par une diminution progressive du contenu en traceurs détritiques (SiO₂, Al₂O₃, K₂O et TiO₂, Fig. 6.10). Le taux d'élimination des particules argileuses fines dépend étroitement du degré de vannage et de remaniement hydrodynamique ainsi que de sa répétitivité dans le temps. Le vannage dans les phosphates du Haut-Atlas montre un caractère épisodique qui se traduit par l'alternance métrique de bancs de phosphate granulaire et d'intervalles de marnes phosphatées. Ce processus d'enrichissement naturel donne naissance au faciès granulaire plus riche en P₂O₅. Les similarités observées entre les phosphates vannés et les phosphates en remplissage de karsts suggèrent que ces derniers sont issus du transport et du remaniement d'un faciès précédemment vanné. Dans les lags phosphatés, les particules fines sont également enlevées par l'hydrodynamisme, mais l'apport significatif de grains terrigènes (quartz principalement) dilue la teneur en phosphate du sédiment. Cette évolution observée dans les phosphates du Haut-Atlas est le processus d'enrichissement naturel des sédiments phosphatés qui permet de former des phosphates granulaires (Fig. 6.10).

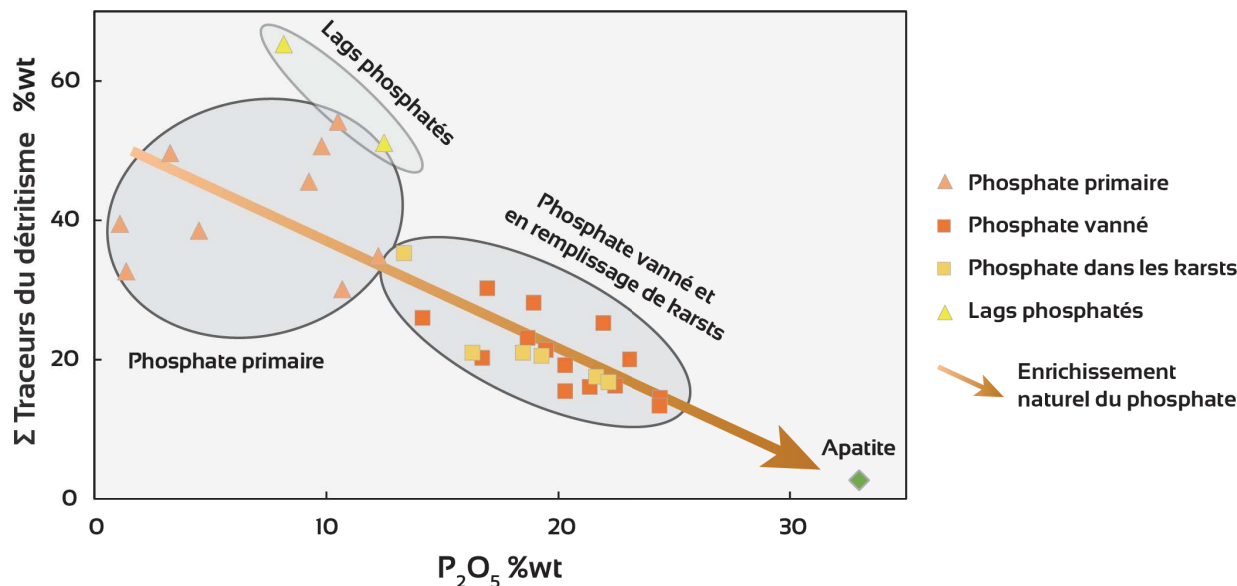


Fig. 6.10. Diagramme binaire montrant l'évolution des faciès phosphatés du Haut-Atlas à travers la relation entre les marqueurs du détritisme et les concentrations en P₂O₅.

L'évolution verticale de l'intervalle phosphaté majeur de la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech au-dessus du hard-ground majeur (Fig. 6.11) illustre le caractère épisodique des événements de vannage qui affecte les sédiments de marnes phosphatées primaires et qui conduit à un faciès phosphaté plus riche en P₂O₅ (Fig. 6.11).

4.2. Conditions de phosphatogenèse (redox) et évolution post-dépôt

Les processus de différenciation sédimentaire agissent également sur la signature des éléments traces. Le groupe des terres rares (REEs) se distingue du reste des éléments traces par un comportement chimique cohérent durant la sédimentation (Deng *et al.*, 2017). Ce caractère fait de ces éléments des traceurs fiables des conditions d'oxydoréductions au moment du dépôt des sédiments ainsi que les processus géologiques et chimiques impliqués (McArthur & Walsh, 1984; Wright *et al.*, 1987; Reynard *et al.*, 1999; Auer *et al.*, 2017). Les REEs dans l'eau de mer proviennent en majeure partie des apports éoliens et fluviaux (Sholkovitz *et al.*, 1999; Chen *et al.*, 2015). Dans les différents faciès phosphatés étudiés, la très bonne corrélation entre les REEs et les principaux éléments constitutifs de la francolite (*e.g.*, phosphore, fluor) suggère un contrôle cristallogénétique de cette dernière sur les REEs qui sont piégées préférentiellement dans la structure cristalline de ce minéral par processus de substitution (Elderfield & Greaves, 1982; Wright *et al.*, 1987). Les REEs

incorporées dans la structure de la francolite peuvent provenir directement de l'eau de mer, des oxydes de ferromanganèse et particules organiques, de la silice biogénique, des argiles, ou d'un précurseur carbonaté (Jarvis *et al.*, 1994).

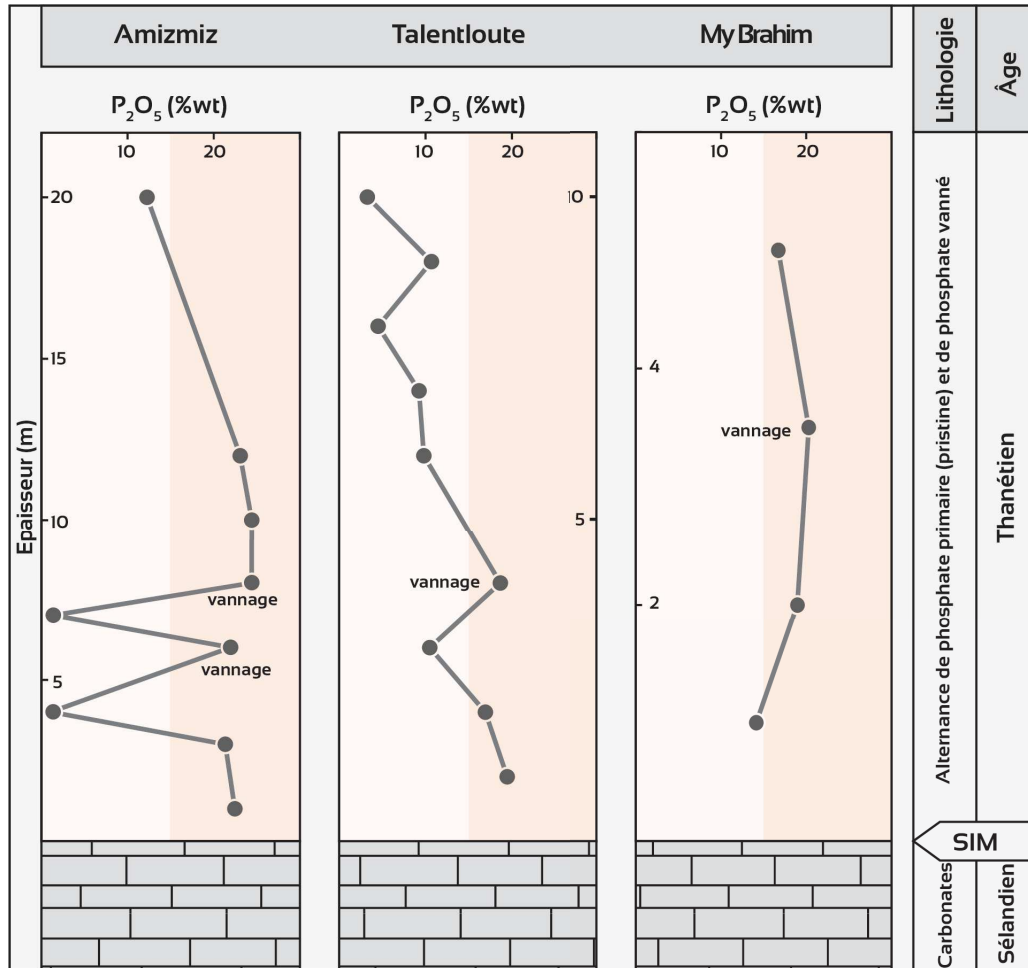


Fig. 6.11. Évolution de la teneur en P₂O₅ au-dessus du hard-ground majeur. Cette évolution montre le caractère épisodique des événements de vannage hydrodynamique affectant le phosphate primaire.

La francolite précipite initialement avec un très faible contenu en REEs (McArthur & Walsh, 1984). Les débris de poissons par exemple contiennent initialement de très faibles concentrations en REEs, mais acquièrent rapidement des concentrations élevées *post-mortem* (Grandjean *et al.*, 1987). L'enrichissement de la francolite en REEs se poursuit donc après sa formation, durant la diagenèse précoce par processus de substitution (Jarvis *et al.*, 1994). Un faible taux de sédimentation et un enfouissement lent favorisent donc une incorporation plus importante des REEs (Elderfield & Pagett, 1986). De telles conditions ont été définies pour l'intervalle étudié dans la zone du Haut-Atlas (El Bamiki *et al.*, 2020).

L'allure des spectres de REEs normalisés par rapport au PAAS ressemble à celle des spectres de l'eau de mer oxydante (Fig. 6.8-9) (McArthur & Walsh, 1984). Ceci suggère une incorporation quantitative sans fractionnement significatif des REEs dans la structure cristalline de la francolite. Cette incorporation s'effectue dans des systèmes fermés d'eaux interstitielles avec une intervention bactérienne (Prévôt, 1988; Jarvis *et al.*, 1994). Cette concentration du phosphore, induite par les microbes, est liée au métabolisme des polyphosphates (Diaz *et al.*, 2008; Crosby & Bailey, 2012). Dans les conditions oxydantes de l'eau de mer peu profonde, les terres rares lourdes (HREE) sont plus stables dans les complexes aqueux (Cantrell & Byrne, 1987; Byrne & Kim, 1990) avec un temps de résidence plus important (Haley *et al.*, 2004), cependant les terres rares légères (LREE) ont tendance à s'adsorber par les particules fines en suspension (Byrne & Kim, 1990). Le cérium qui possède deux états de valence (Ce^{3+} et Ce^{4+}) est beaucoup plus sensible aux variations de l'état redox, il est enlevé d'avantage de l'eau de mer par le même processus d'adsorption, créant ainsi un appauvrissement notable de l'eau de mer en cet élément (German & Elderfield, 1990; Bau & Dulski, 1996). Ce phénomène d'oxydation du Ce^{3+} en Ce^{4+} est donc responsable de l'anomalie négative en cérium observée dans les différents faciès phosphatés. L'accentuation de cette anomalie observée par rapport au faciès *pristine* (Fig. 6.8), est liée aux processus de vannage et remaniement des sédiments phosphatés (McArthur, 1980). Lors du vannage les phosphates légèrement enfouis sont remis à nouveau dans la zone de phosphatogenèse primaire à l'interface eau-sédiment. L'altération subaérienne de l'apatite peut aussi entraîner une évacuation substantielle du cérium. Par conséquent, la combinaison des processus de vannage et d'altération subaérienne permet d'accroître l'anomalie en cérium, ce qui explique son intensité dans les phosphates en remplissage de karsts par rapport aux autres faciès.

L'anomalie positive du gadolinium est souvent observée dans les sédiments marins. Kim *et al.*, (1991) ont lié cette anomalie positive à la forte stabilité de cet élément dans l'eau de mer à cause de la couche orbitale 4f qui est à moitié remplie (*Tetrad effect*; Kim *et al.*, 1991). Le

comportement du gadolinium est aussi contrôlé par les *ligands* impliqués dans sa complexation qui déclenche une différence par rapport aux éléments au voisinage, ainsi l'anomalie se crée (Kim *et al.*, 1991).

4.3. Évolution des conditions d'oxydo-réduction

La différenciation sédimentaire des faciès phosphatés est accompagnée d'une variation des conditions d'oxydo-réduction. Cette variation est traçable grâce à l'utilisation de certains éléments chimiques comme le cérium, le cadmium et l'uranium. La corrélation positive entre P_2O_5 et l'uranium (Fig. 6.5A) indique que ce dernier est incorporé dans la structure de la francolite. Ce contrôle cristalochimique a été documenté dans plusieurs phosphorites (Lucas & Abbas, 1989; Baturin & Kochenov, 2001). Cependant, une partie de l'uranium serait portée par la matière organique comme le suggère sa corrélation positive avec le carbone organique (Fig. 6.5B). Le rôle de la matière organique dans le piégeage de l'uranium est aussi bien connu (Lucas & Abbas, 1989; Baturin & Kochenov, 2001). Dans les conditions de l'eau de mer oxydante, l'uranium change de valence (U^{4+} à U^{6+}) en se libérant dans l'eau de mer qui va se retrouver enrichie en cet élément (Ce et U se comportent inversement). Le thorium exhibe un comportement similaire à celui de l'uranium dans l'eau de mer. Or, en milieu subaérien, ces deux éléments se découplent car l'uranium subit un lessivage substantiel par rapport au thorium (Burnett & Gomberg, 1977). Ce comportement est bien illustré sur le diagramme Ce/Pr *vs.* U/Th (Fig. 6.12) qui retrace l'évolution des conditions redox au cours de l'évolution entre les différents faciès phosphatés du Haut-Atlas ; il est contrôlé par deux phénomènes. 1) L'augmentation du rapport U/Th en parallèle avec le remaniement par vannage des sédiments phosphatés, associé à une accentuation de l'anomalie négative en cérium, correspond à un phénomène global, liée à la variation de l'état redox de l'eau de mer. Le vannage provoque l'augmentation de la concentration en uranium car une partie de ce dernier est associée aux péloïdes phosphatés qui sont concentrés par ce processus. 2) La forte diminution du rapport Ce/Pr caractérisant une accentuation significative de l'anomalie négative du cérium pour les échantillons issus du remplissage karstique (déjà observée Fig.

6.8), tout en conservant de faibles valeurs de U/Th, indique une oxydation lors de l'altération subaérienne, et correspond à un phénomène agissant à l'échelle locale.

L'une des particularités du faciès phosphaté en remplissage des karsts est son contenu extrêmement faible en cadmium. Les profils de répartition verticale de cet élément dans l'eau de mer (Boyle *et al.*, 1976) montrent qu'il est appauvri dans les eaux superficielles par rapport aux eaux profondes. Ce profil similaire à celui du phosphore suggère une fixation du cadmium par les organismes à la surface de la mer pendant la photosynthèse (Boyle *et al.*, 1976). Le cadmium dans l'eau de mer suit la même évolution que le phosphore. Ces deux éléments sont transférés dans la zone de phosphatogenèse par les courants d'upwelling (Nathan *et al.*, 1997). Le cadmium s'associe principalement à la matière organique et peut également être piégé dans les minéraux argileux et les sulfures (Kitano & Fujiyoshi, 1980), comme le suggère d'ailleurs sa corrélation positive avec le carbone organique et le zinc (Fig. 6.5E-H). La perte du cadmium enregistrée dans les phosphates en remplissage de karsts serait donc liée à une oxydation importante de la matière organique et des sulfures qui l'accompagnaient dans les sédiments phosphatés primaires. Dans tous les faciès phosphatés, le cadmium et le zinc ne montrent pas de corrélation significative avec P_2O_5 , excluant le contrôle cristallogénique de la francolite sur ces éléments. La tendance du cadmium à former des liaisons covalentes rend son incorporation dans la francolite par remplacement du calcium plus difficile (Jarvis *et al.*, 1994). Dans les conditions d'oxydation, le cadmium libéré peut être réincorporé dans le sédiment par adsorption sur les particules riches en fer, sur les minéraux argileux ou parfois sur les péloïdes phosphatés (Nathan *et al.*, 1997). Ainsi, une élimination efficace du cadmium nécessite non seulement une oxydation, mais aussi un vannage hydrodynamique. Après l'élimination du cadmium, ce dernier peut se trouver piégé dans les niveaux carbonatés sus-jacents à cause de son rayon ionique proche de celui du calcium ce qui rend possible son incorporation dans les minéraux calciques (Papadopoulos & Rowell, 1988). Le faible contenu en cadmium dans la roche totale et l'absence de contrôle cristallogénique de la francolite sur cet élément polluant impliquent que ses concentrations

ne devraient pas s'enrichir lors du traitement et de valorisation industrielle de la roche phosphatée brute. De très faibles concentrations en cadmium sont attendues dans le produit phosphaté final destiné à l'utilisation agricole, qui répondrait aux normes environnementales internationales.

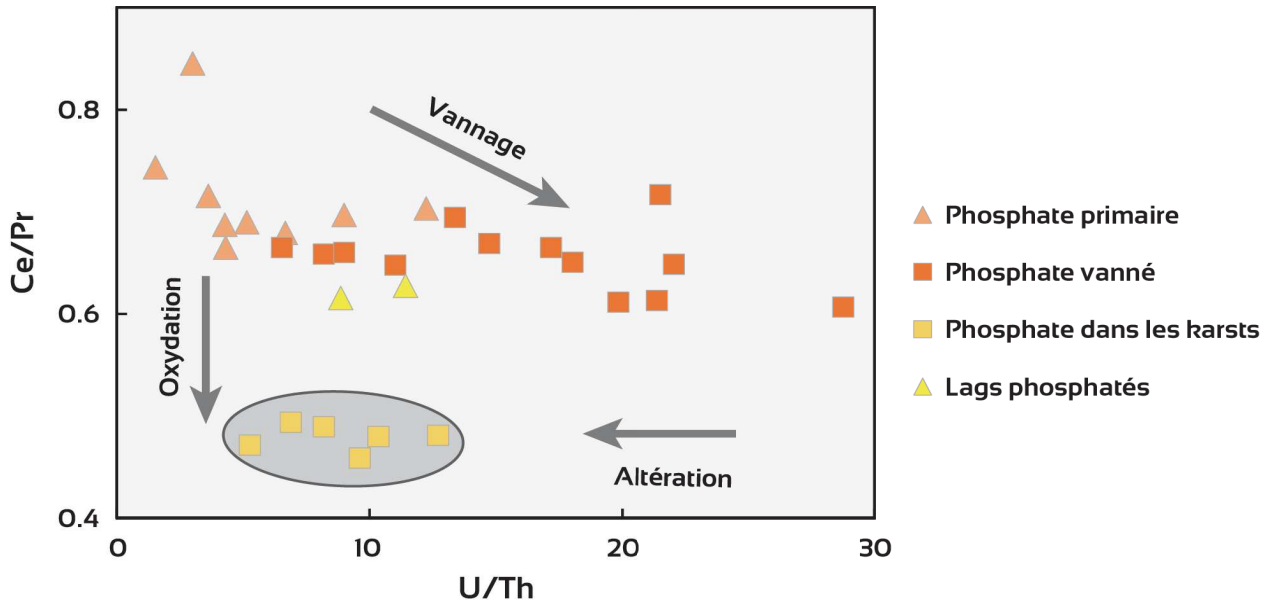


Fig. 6.12. Diagramme binaire Ce/Pr vs. U/Th.

4.4. Évolution du phosphate en remplissage de karsts

Le faciès du phosphate en remplissage de karsts montre plusieurs particularités, notamment la très faible occurrence des éléments chimiques polluants ainsi que le changement du signal des REEs. Sur le plan sédimentologique, les phosphates en remplissage de karsts, trouvés au niveau du bassin de Ouarzazate, sont dérivés d'un faciès de phosphate granulaire vanné formé précédemment et redistribué par des courants transgressifs (El Bamiki *et al.*, 2020). Durant le Maastrichtien, la mer a envahi la plate-forme peu profonde correspondant au nord-ouest marocain et à l'actuel Haut-Atlas (Fig. 6.13A). Dans le bassin de Ouarzazate et le bassin du Haut-Atlas de Marrakech, une production carbonatée a eu lieu, cependant, plus à l'Ouest, vers le bassin de Souss, une fenêtre à phosphate était active donnant naissance à des phosphates primaires qui ont été vannés continuellement (Fig. 6.13B). À la fin du Maastrichtien, le secteur a connu une régression généralisée (Chellaï *et al.*, 1995). Cet événement a causé i) l'émergence des zones proximales et la karstification des carbonates et

ii) l'émergence subaérienne des phosphates granulaires précédemment formés sur la plateforme. Ces derniers sont alors affectés par l'altération, déclenchant des modifications chimiques dans le sédiment, notamment la libération de certains ions comme le Ca^{2+} et CO_3^{2-} et l'élimination de certains éléments comme l'uranium, le cadmium et le cérium. L'épisode transgressif subséquent remanie et transporte ces phosphates altérés jusqu'au bassin de Ouarzazate où ils se sont accumulés dans les poches karstiques créées lors de la régression (Fig. 6.13C). Cette accumulation s'est effectuée sous des conditions très oxydantes. Ainsi, l'oxydation de la matière organique et des sulfures accentue d'avantage l'élimination de l'uranium et du cadmium.

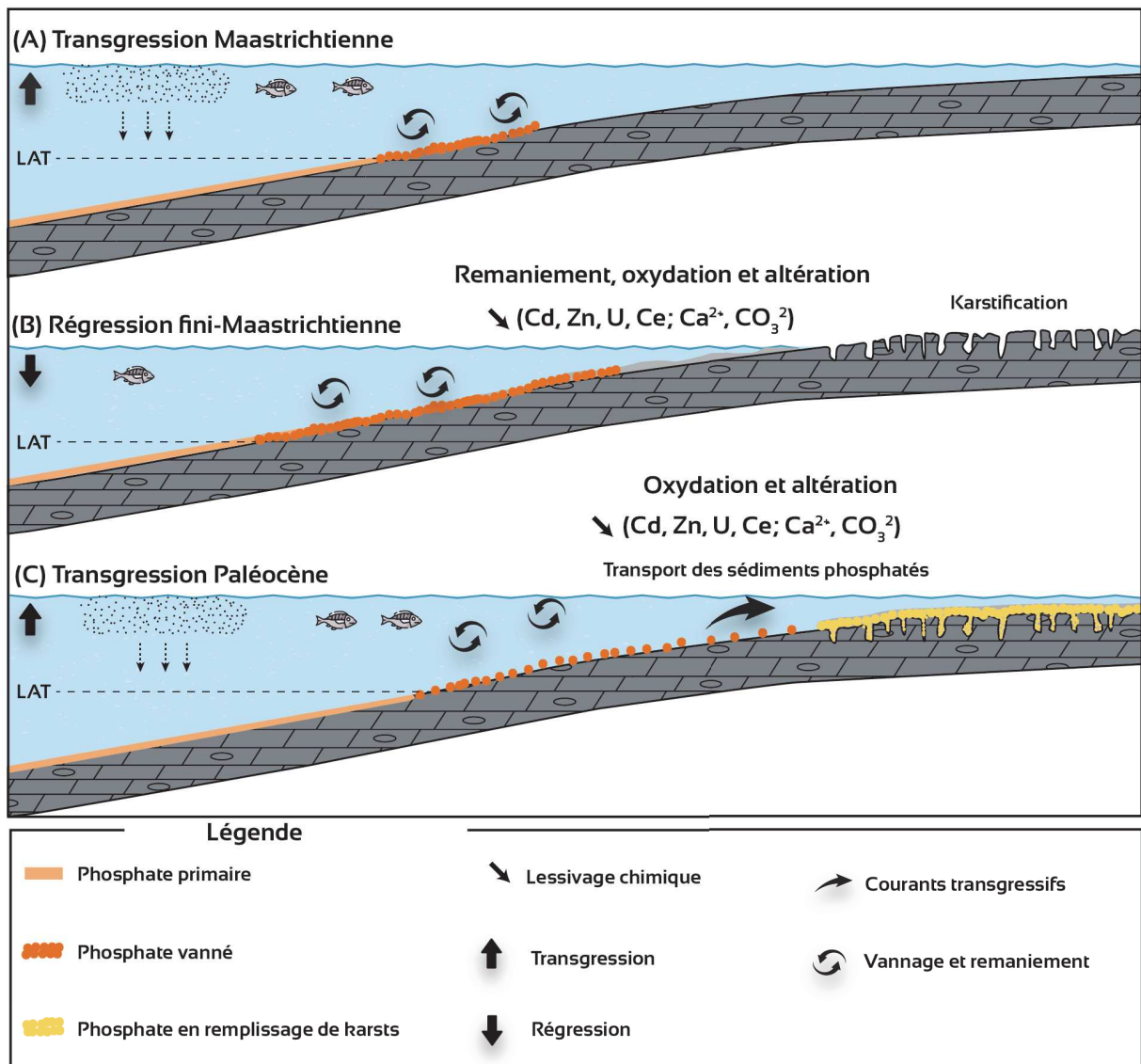


Fig. 6.13. Schéma conceptuel 2D illustrant la mise en place et l'évolution géochimique du phosphate en remplissage de karst

5. Conclusions

L'étude géochimique des phosphates des bordures du Haut-Atlas a montré une variabilité en composition chimique des différents faciès phosphatés. Ces faciès phosphatés, caractérisés géochimiquement, sont issus d'un processus de différenciation sédimentaire du phosphate primaire, authigène, formé sous des conditions d'eau de mer oxydante. Cette caractérisation géochimique a permis de comprendre l'évolution et les liens génétiques entre les différents faciès phosphatés et confirme le mécanisme d'enrichissement naturel des phosphates primaires par vannage. Ce processus conduit à l'élimination des éléments chimiques liés à la fraction détritique du sédiment et à la formation d'un sédiment phosphaté riche en P_2O_5 . Le phosphate en remplissage de karsts formé à partir de phosphates vannés transportés, montre des caractéristiques géochimiques particulières liées à un état d'oxydation et d'altération élevé. L'oxydation de ces phosphates affecte la matière organique et les sulfures du phosphate transporté, et conduit par conséquent à l'élimination substantielle de l'uranium et du cadmium. Ces résultats acquis dans la série phosphatée étudiée illustrent le contrôle des processus sédimentaires post-dépôt sur la signature géochimique des faciès phosphatés et l'enrichissement naturel du phosphate. Ces résultats constituent un guide pour l'exploration et l'exploitation des phosphates sédimentaires et reste à vérifier et extrapoler dans les bassins de la Meseta.

Conclusions générales et perspectives

L'objectif de ce travail de recherche était de comprendre les contrôles géologiques sur l'accumulation, la préservation et la répartition des différents types de sédiments phosphatés à travers l'étude lithostratigraphique, sédimentologique, séquentielle et géochimique de la série sédimentaire du Crétacé supérieur-Paléogène au niveau du Haut-Atlas.

Ce travail de thèse apporte une nouvelle compréhension de l'accumulation des sédiments phosphatés. Il a permis de comprendre les liens génétiques entre les différents faciès phosphatés du Haut-Atlas et les différents scénarios d'évolution du phosphate primaire par différenciation sédimentaire. Cette thèse explicite les conditions dans lesquelles l'accumulation et l'enrichissement du phosphate sédimentaire se produisent, explique la répartition verticale et spatiale des différents faciès phosphatés, et précise l'origine des variations et des modifications de la signature géochimique des différents faciès phosphatés.

La série étudiée s'est accumulée dans un contexte sédimentaire de plate-forme marine qui passe à une rampe mixte dominée par les tempêtes vers le bassin de Souss où la subsidence est plus importante suite à l'impact du refroidissement de la marge atlantique. La diversité remarquable des faciès phosphatés et des environnements sédimentaires dans lesquels se sont accumulés ne résulte pas de processus phosphogéniques différents, mais témoigne de la diversité des processus sédimentaires d'accumulation du phosphate dans les différentes parties de la plate-forme. Dans un contexte d'*upwellings*, les eaux profondes riches en phosphore sont transférées vers la bordure de la plate-forme carbonatée (fenêtre phosphogénique) où la phosphatogenèse primaire conduit à la formation de phosphate primaire « *pristine* » principalement par authigenèse de la francolite. Le produit est souvent un sédiment marneux fin à disséminations de péloïdes phosphatés. À ce stade, les concentrations en phosphore dans le sédiment sont faibles et ne relèvent pas d'importance économique. Les autres types de phosphate résultent cependant d'une différenciation sédimentaire du phosphate primaire contrôlée par l'interaction des processus autocycliques hydrodynamiques, tels que le vannage par les tempêtes et les courants à travers la plate-

forme. L'enrichissement en phosphate, conduisant à un minerai de qualité économique, nécessite l'intervention des processus hydrodynamiques. Le vannage répété est un mode d'enrichissement efficace du minerai de phosphate. Les accumulations de phosphate vannée (granulaire) représentent le type de phosphate le plus riche qui s'accumule sur la plates-forme externe près de la limite d'action des tempêtes, loin des principales sources terrigènes.

Les domaines d'action des facteurs autocycliques sont contrôlés à l'échelle régionale par un forçage allocyclique d'origine tectono-eustatique. En conséquence, l'accumulation et la répartition spatio-temporelle des différents faciès phosphatés sont contrôlées par les variations du niveau marin relatif au cours du Crétacé supérieur-Paléogène. Le forçage allocyclique modifie la position de la fenêtre phosphogénique en réponse aux variations du niveau marin relatif. En conséquence, l'ensemble du système phosphogénique se déplace vers le continent ou vers le bassin pendant l'élévation et la baisse du niveau de la mer, respectivement. La compréhension de ces contrôles constitue un véritable guide pour l'exploration des phosphates. Les surfaces stratigraphiques majeures, notamment la surface d'inondation maximale, sont des cibles potentielles pour l'accumulation du phosphate. Les phosphates vannés (granulaires) sont attendus à la base de la partie régressive des séquences de 2^{ème} ordre. Cependant les phosphates en remplissage de karst sont attendus à la base du système transgressif de 2^{ème} ordre dans les zones proximales du système.

La signature géochimique des différents faciès phosphatés retrace l'évolution sédimentaire de ces accumulations et illustre le processus de différenciation sédimentaire et d'enrichissement du phosphate primaire qui subit un appauvrissement en éléments chimiques associés à la fraction détritique au cours de la différenciation. Cette évolution, qui s'accompagne d'épisodes d'oxydation des phosphates au cours de la différenciation sédimentaire et pendant l'altération supergène, affecte la matière organique et les sulfures, et conduit à l'élimination substantielle des éléments chimiques sensibles à l'oxydation incorporés dans la matière organique et dans les sulfures, notamment l'uranium et le

cadmium dont la présence en concentration élevés dans le sédiment n'est pas souhaitée sur le plan environnemental.

Ce travail autour des phosphates du Haut-Atlas a soulevé plusieurs questions et pistes de réflexion notamment sur les liens qui rassemblent les bassins phosphatés de la Meseta et ceux du Haut-Atlas et comment expliquer la richesse exceptionnelle en phosphate des bassins de la Meseta ? La résolution de ces questions nécessite une projection des concepts de différenciation sédimentaires du phosphate définis dans cette thèse, sur les phosphates des bassins exploités. Il est également important de procéder à des corrélations régionales entre ces deux parties du système phosphogénique marocain en se basant sur l'identification des repères stratigraphiques majeurs, notamment la surface transgressive basale et la surface d'inondation maximale majeure à l'échelle du 2^{ème} ordre. Ces corrélations permettront de mieux comprendre la paléogéographie des phosphates marocains et le rôle joué par les vastes plate-formes peu profondes dans ces accumulations très riches.

La validation des corrélations avec les bassins exploités nécessite un calage stratigraphique précis. Les nouvelles déterminations biostratigraphiques présentées dans cette thèse ont soulevées un problème potentiel de datation de la série phosphatée du Haut-Atlas. Il est donc nécessaire d'affiner la datation de cette série en utilisant de nouvelles méthodes autre que l'approche biostratigraphique, notamment l'utilisation de la chimiostratigraphie sur l'isotope stable du carbone ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) ainsi que la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ qui sont des méthodes fiables largement utilisées dans le domaine sédimentaire.

Vu les enjeux liés à la disponibilité du phosphate et menaçant directement la sécurité alimentaire mondiale, l'étude des aspects économiques des phosphates du Haut-Atlas et l'application des guides de recherche définis dans cette thèse pour l'exploration de nouvelles ressources s'avèrent essentiels. Certes, ces accumulations sont de moindre richesse que celles de la Meseta, mais peuvent constituer la relève des exploitations du phosphate au Maroc dans le futur.

Références bibliographiques

- Abed, A.M. and Fakhouri, K. (1996)** On the chemical variability of phosphatic particles from Jordanian phosphorite deposits. *Chem. Geol.*, **131**, 1–13.
- Abed, A.M., Sadaqah, R. and Al-Jazi, M. (2007)** Sequence stratigraphy and evolution of Eshidiyya phosphorite platform, southern Jordan. *Sediment. Geol.*, **198**, 209–219.
- Agnini, C., Fornaciari, E., Raffi, I., Rio, D., Röhl, U. and Westerhold, T. (2007)** High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP Site 1262: Implications for calcareous nannoplankton evolution. *Mar. Micropaleontol.*, **64**, 215–248.
- Al-Hobaib, A.S., Baioumy, H.M. and Al-Ateeq, M.A. (2013)** Geochemistry and origin of the Paleocene phosphorites from the Hazm Al-Jalamid area, northern Saudi Arabia. *J. Geochemical Explor.*, **132**, 15–25.
- Algeo, T.J. and Maynard, J.B. (2004)** Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.*, **206**, 289–318.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W. (1993)** Sequence Stratigraphy and Facies Model of an Incised Valley Fill: The Gironde Estuary, France. *SEPM J. Sediment. Res.*, **Vol. 63**, 378–391.
- Allen, J.R.L. (1982)** Developments in Sedimentology, Sedimentary Structures Their Character and Physical Basis, Volume 30,. *Elsevier, Amsterdam*, 663 pp.
- Altschuler, Z.S. (1980)** The Geochemistry of Trace Elements in Marine Phosphorites: Part I. Characteristic Abundances and Enrichment. *SEPM Spec. Publ.*, **No. 29**, 19–30.
- Ambroggi, R. (1963)** Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine de Souss. *Notes Mem. du Serv. Geol. du Maroc*, **157**, 1–321.
- Arambourg, C. (1952)** Les vertébrés fossiles des gisements de phosphates (Maroc-Algerie-Tunisie). *Notes Mem. du Serv. Geol. du Maroc*, **92**, 1–372.
- Arambourg, C. (1935)** Note préliminaire sur les vertébrés fossiles des phosphates du Maroc. *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, **5**, 413–439.
- Arambourg, C. (1937)** Nouvelles observations sur la série phosphatée du Maroc. *Comptes rendus sommaires des séances la Société Géologique Fr.*, **7**, 183–184.
- Arning, E.T., Lückge, A., Breuer, C., Gussone, N., Birgel, D. and Peckmann, J. (2009)** Genesis of phosphorite crusts off Peru. *Mar. Geol.*, **262**, 68–81.
- Auer, G., Reuter, M., Hauzenberger, C.A. and Piller, W.E. (2017)** The impact of transport processes on rare earth element patterns in marine authigenic and biogenic

- phosphates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **203**, 140–156.
- Bachmann, M. and Hirsch, F.** (2006) Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretac. Res.*, **27**, 487–512.
- Baioumy, H.M., Tada, R. and Gharai, M.H.M.** (2007) Geochemistry of Late Cretaceous phosphorites in Egypt: Implication for their genesis and diagenesis. *J. African Earth Sci.*, **49**, 12–28.
- Bardet, N., Gheerbrant, E., Noubhani, A., Cappetta, H., Jouve, S., Bourdon, E., Suberbiola, X.P., Jalil, N.-E., Vincent, P. and Houssaye, A.** (2017) Les Vertébrés des phosphates crétacés-paléogènes (72, 1-47, 8 Ma) du Maroc. In: *Mémoires De La Société Géologique De France, Societe Geologique de France*, 351–452.
- Baturin, G.N.** (1982) Phosphorite on the sea floor: origin, composition and distribution. In: *Developments in Sedimentology, Elsevier*, **33**, 355.
- Baturin, G.N. and Kochenov, A. V.** (2001) Uranium in phosphorites. *Lithol. Miner. Resour.*, **36**, 303–321.
- Bau, M. and Dulski, P.** (1996) Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Res.*, **79**, 37–55.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M. and Dahmani, M.** (1999) Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, **18**, 163–184.
- Belfkira, O.** (1980) Evolutions sédimentologiques et géochimiques de la série phosphatée du Maestrichtien des Ouled Abdoun (Maroc). Thèse de doctorat. Université Scientifique et Médicale de Grenoble (France), 164p.
- Blair, T.C. and McPhe, J.G.** (1994) Alluvial Fans and their Natural Distinction from Rivers Based on Morphology, Hydraulic Processes, Sedimentary Processes, and Facies Assemblages. *SEPM J. Sediment. Res.*, **64A**, 450–489.
- Bonnot-Courtois, C. and Flicoteaux, R.** (1989) Distribution of rare-earth and some trace elements in Tertiary phosphorites from the Senegal Basin and their weathering products. *Chem. Geol.*, **75**, 311–328.
- Boujo, A.** (1976) Contribution à l'étude géologique du gisement de phosphate crétacé-éocène des Ganntour (Maroc occidental). *Sci. Géologiques, Bull. mémoires*, **43**, 227.
- Bown, P.R. and Young, J.R.** (1997) Proposals for a revised classification system for calcareous nannoplankton. *J. Nannoplankt. Res.*, **19**, 15–47.

- Boyle, E.A., Sclater, F. and Edmond, J.M.** (1976) On the marine geochemistry of cadmium. *Nature*, **263**, 42–44.
- Bramlette, M.N. and Martini, E.** (1964) The Great Change in Calcareous Nannoplankton Fossils between the Maestrichtian and Danian. *Micropaleontology*, **10**, 291.
- Bramlette, M.N. and Riedel, W.R.** (1954) Stratigraphic value of discoasters and some other microfossils related to Recent coccolithophores. *J. Paleontol.*, **28**, 385–403.
- Brives, A.** (1905) Les terrains crétacés dans le Maroc occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **5**, 905.
- Burchette, T.P. and Wright, V.P.** (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sediment. Geol.*, **79**, 3–57.
- Burnett, W.C. and Gomberg, D.N.** (1977) Uranium oxidation and probable subaerial weathering of phosphatized limestone from the Pourtales Terrace*. *Sedimentology*, **24**, 291–302.
- Byrne, R.H. and Kim, K.H.** (1990) Rare earth element scavenging in seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 2645–2656.
- Cande, S.C. and Kent, D. V.** (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **100**, 6093–6095.
- Cantrell, K.J. and Byrne, R.H.** (1987) Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 597–605.
- Cappetta, H.** (1986) Un nouveau genre de Sélacien (Batomorphii, Myliobatiformes) de l'Yprésien des Ouled Abdoun, Maroc. *Geobios*, **19**, 635–640.
- Cappetta, H.** (1988) Les Torpédiniformes (Neoselachii, Batomorphii) des phosphates du Maroc. Observations sur la denture des genres actuels. *Tert. Res.*, **10**, 21–52.
- Cappetta, H.** (1981) Additions a la faune de sélaciens fossiles du Maroc. 1: Sur la présence des genres Heptranchias, Aloprias et Odontorhytis dans l'Yprésien des Ouled Abdoun. *Geobios*, **14**, 563–575.
- Cappetta, H.** (1984) Découverte du genre *Gymnura* (Batomorphii, Myliobatiformes) dans le Thanétien des Ouled Abdoun, Maroc. Observations sur la denture de quelques espèces actuelles. *Geobios*, **17**, 631–637.
- Cappetta, H.** (1985) Sur une nouvelle espèce de *Burnhamia* (Batomorphii, Mobulidae) dans l'Yprésien des Ouled Abdoun, Maroc. *Tert. Res.*, **7**, 27–33.
- Cappetta, H.** (1983) Additions à la faune de sélaciens fossiles du Maroc. 2: révision de *Raja praealba* ARAMBOURG, 1952, espèce de l'Yprésien des Ouled Abdoun. *Tert. Res.*, **5**, 1–

8.

- Cappetta, H.** (1993) Sélaciens nouveaux (Chondrichthyes, Neoselachii) du Paléocène supérieur de la région d'Ouarzazate, Maroc. *Paläontologische Zeitschrift*, **67**, 109–122.
- Cappetta, H., Bardet, N., Pereda Suberbiola, X., Adnet, S., Akkrim, D., Amalik, M. and Benabdallah, A.** (2014) Marine vertebrate faunas from the Maastrichtian phosphates of Benguerir (Ganntour Basin, Morocco): Biostratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **409**, 217–238.
- Cappetta, H., Jaeger, J.J., Sabatier, B., Sigé, B., Sudre, J. and Vianey-Liaud, M.** (1987) Compléments et précisions biostratigraphiques sur la faune paléocène à Mammifères et Sélaciens du bassin d'Ouarzazate (Maroc). *Tert. Res.*, **8**, 147–157.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J. and Yeghicheyan, D.** (2001) Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newsl.*, **25**, 187–198.
- Catuneanu, O.** (2006) Principles of sequence stratigraphy. *Elsevier*, 375 pp.
- Charrière, A., Haddoumi, H., Mojon, P.O., Ferrière, J., Cuche, D. and Zili, L.** (2009) Mise en évidence par charophytes et ostracodes de l'âge Paléocène des dépôts discordants sur les rides anticlinales de la région d'Imilchil (Haut Atlas, Maroc) : conséquences paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendus - Palevol*, **8**, 9–19.
- Cheel, R.J. and Leckie, D.A.** (1993) Hummocky cross-stratification. *Sedimentol. Rev.*, **1**, 103–122.
- Chellaï, E.H., Marzoqi, M., Pascal, A. and Mouflih, M.** (1995) Stratigraphy and evolution of Upper Cretaceous-Palaeogene sedimentary systems in the Marrakesh High Atlas (Morocco). *C.R. Acad. Sci. Paris, Série II a*, 745–752.
- Chellai, E.H. and Perriaux, J.** (1996) Evolution géodynamique d'un bassin d'avant-pays du domaine atlasique (Maroc): exemple des dépôts néogènes et quaternaires du versant septentrional de l'Atlas de Marrakech. *Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2. Sci. la terre des planètes*, **322**, 727–734.
- Chen, J., Algeo, T.J., Zhao, L., Chen, Z.Q., Cao, L., Zhang, L. and Li, Y.** (2015) Diagenetic uptake of rare earth elements by bioapatite, with an example from Lower Triassic conodonts of South China. *Earth-Science Rev.* 149:181–202.
- Cissé, L. and Mrabet, T.** (2004) World Phosphate Production: Overview and Prospects. *Phosphorus Res. Bull.*, **15**, 21–25.

- Cook, P.J.** (1984) Spatial and temporal controls on the formation of phosphate deposits - a review. *Phosphate Miner.*, 242–274.
- Cook, P.J.** and **McElhinny, M.W.** (1979) A Reevaluation of the Spatial and Temporal Distribution of Sedimentary Phosphate Deposits in the Light of Plate Tectonics. *Econ. Geol.*, **74**, 315–330.
- Cooper, J., Lombardi, R., Boardman, D.** and **Carliell-Marquet, C.** (2011) The future distribution and production of global phosphate rock reserves. *Resour. Conserv. Recycl.*, **57**, 78–86.
- Corbridge, D.E.C.** (2016) Phosphorus: Chemistry, biochemistry and technology: Sixth edition. *CRC Press*, 1–1401 pp.
- Crosby, C.H.** and **Bailey, J. V.** (2012) The role of microbes in the formation of modern and ancient phosphatic mineral deposits. *Front. Microbiol.*, **3**, 1–7.
- Defforey, D.** and **Paytan, A.** (2018) Phosphorus cycling in marine sediments: Advances and challenges. *Chem. Geol.*, **477**, 1–11.
- Deng, Y., Ren, J., Guo, Q., Cao, J., Wang, H.** and **Liu, C.** (2017) Rare earth element geochemistry characteristics of seawater and porewater from deep sea in western Pacific. *Sci. Rep.*, **7**, 1–13.
- Desmidt, E., Ghyselbrecht, K., Zhang, Y., Pinoy, L., Van Der Bruggen, B., Verstraete, W., Rabaey, K.** and **Meesschaert, B.** (2015) Global phosphorus scarcity and full-scale P-recovery techniques: A review. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.*, **45**, 336–384.
- Diaz, J., Ingall, E., Benitez-Nelson, C., Paterson, D., Jonge, M.D. de, McNulty, I.** and **Brandes, J.A.** (2008) Redox Stabilization of the Atmosphere and Oceans by Phosphorus-Limited Marine Productivity. *Science (80-.)*, **271**, 493–496.
- Dott Jr, R.H.** (1974) Cambrian tropical storm waves in Wisconsin. *Geology*, **2**, 243–246.
- Dott, R.H.** and **Bourgeois, J.** (1982) Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *GSA Bull.*, **93**, 663–680.
- Drummond, J.B.R., Pufahl, P.K., Porto, C.G.** and **Carvalho, M.** (2015) Neoproterozoic peritidal phosphorite from the Sete Lagoas Formation (Brazil) and the Precambrian phosphorus cycle. *Sedimentology*, **62**, 1978–2008.
- Dunham, R.J.** (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional textures. *Am. Assoc. Pet. Geol., Memoir 1*, 108–121.
- Ekdale, A.A.** and **Bromley, R.G.** (1984) Comparative Ichnology of Shelf-Sea and Deep-Sea Chalk. *J. Paleontol.*, **58**, 322–332.

- Ekdale, A.A. and Bromley, R.G.** (2003) Paleoethologic interpretation of complex Thalassinoides in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, southern Sweden. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **192**, 221–227.
- El Bamiki, R., Séranne, M., Chellaï, E.H., Merzeraud, G., Marzouqi, M. and Melinte-Dobrinescu, M.C.** (2020) The Moroccan High Atlas phosphate-rich sediments: Unraveling the accumulation and differentiation processes. *Sediment. Geol.*, **403**, 105655.
- El Haddi, H., Benbouziane, A., Mouflih, M., Jourani, E. and Amaghzaz, M.** (2014) Siliceous forms of phosphate deposits of Cretaceous age in Oulad Abdoun basin (Central Morocco). Mineralogy, geochemistry and diagenetic phenomena. *Procedia Eng.*, **83**, 60–69.
- El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J. and Chellai, E.H.** (2001) Cenozoic sedimentary dynamics of the ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco). *Int. J. Earth Sci.*, **90**, 393–411.
- Elderfield, H. and Greaves, M.J.** (1982) The rare earth elements in seawater. *Nature*, **296**, 214–219.
- Elderfield, H. and Pagett, R.** (1986) Rare earth elements in ichthyoliths: Variations with redox conditions and depositional environment. *Sci. Total Environ.*, **49**, 175–197.
- Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J.M., Bouatmani, R. and Sabounji, S.** (2003) From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sediment. Geol.*, **156**, 185–212.
- Embry, A.F.** (1995) Sequence boundaries and sequence hierarchies: Problems and proposals. *Nor. Pet. Soc. Spec. Publ.*, **5**, 1–11.
- Embry, A.F.** (1993) Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sci.*, **30**, 301–320.
- Enax, J., Prymak, O., Raabe, D. and Epple, M.** (2012) Structure, composition, and mechanical properties of shark teeth. *J. Struct. Biol.*, **178**, 290–299.
- Evangelou, M.W.H., Daghan, H. and Schaeffer, A.** (2004) The influence of humic acids on the phytoextraction of cadmium from soil. *Chemosphere*, **57**, 207–213.
- Fekkak, A., Ouanaimi, H., Michard, A., Soulaïmani, A., Ettachfini, E.M., Berrada, I., El Arabi, H., Lagnaoui, A. and Saddiqi, O.** (2018) Thick-skinned tectonics in a Late Cretaceous-Neogene intracontinental belt (High Atlas Mountains, Morocco): The flat-ramp fault control on basement shortening and cover folding. *J. African Earth Sci.*,

- 140, 169–188.
- Filippelli, G.M.** (2011) Phosphate rock formation and marine phosphorus geochemistry: The deep time perspective. *Chemosphere*, **84**, 759–766.
- Filippelli, G.M.** (2008) The global phosphorus cycle: Past, present, and future. *Elements*, **4**, 89–95.
- Filippelli, G.M.** (1997) Controls on phosphorus concentration and accumulation in oceanic sediments. *Mar. Geol.*, **139**, 231–240.
- Flicoteaux, R. and Lucas, J.** (1984) Weathering of phosphate minerals. *Phosphate Miner.*, 292–317.
- Flügel, E.** (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, 2nd edn. *Springer Heidelberg Dordrecht London New York*, 976 pp.
- Föllmi, K.B.** (1996) The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Rev.*, **40**, 55–124.
- Föllmi, K.B.** (2016) Sedimentary condensation. *Earth-Science Rev.*, **152**, 143–180.
- Föllmi, K.B.** (1990) Condensation and phosphogenesis: example of the Helvetic mid-Cretaceous (northern Tethyan margin). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **52**, 237–252.
- Föllmi, K.B., Garrison, R.E. and Grimm, K.A.** (1991) Stratification in phosphatic sediments: Illustrations from the Neogene of Central California. *Cycles events Stratigr.*, 492–507.
- Föllmi, K.B., Garrison, R.E., Ramirez, P.C., Zambrano-Ortiz, F., Kennedy, W.J. and Lehner, B.L.** (1992) Cyclic phosphate-rich successions in the upper Cretaceous of Colombia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **93**, 151–182.
- Föllmi, K.B., Hofmann, H., Chiaradia, M., de Kaenel, E., Frijia, G. and Parente, M.** (2015) Miocene phosphate-rich sediments in Salento (southern Italy). *Sediment. Geol.*, **327**, 55–71.
- Föllmi, K.B., Weissert, H. and Lini, A.** (1993) Nonlinearities in Phosphogenesis and Phosphorus-Carbon Coupling and Their Implications for Global Change. In: *Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change*, Springer Berlin Heidelberg, 447–474.
- Frey, R.C.** (1987) The Paleocology of a Late Ordovician Shale Unit from Southwest Ohio and Southeastern Indiana. *J. Paleontol.*, **61**, 242–267.
- Frey, R.W. and Howard, J.D.** (1985) Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Cretaceous), Coal Creek Canyon, Utah. *J. Paleontol.*, 370–404.

- Freytet, P. and Plaziat, J.-C.** (1982) Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis - Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contrib. to Sedimentol.*, **12**, 213.
- Freytet, P. and Verrecchia, E.** (1989) Les carbonates continentaux du pourtour méditerranéen: microfaciès et milieux de formation. *Méditerranée*, **68**, 5–28.
- Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F. and de Clarens, P.** (2015) Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, **34**, 1009–1029.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F. and Michard, A.** (2009) Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics*, **475**, 9–28.
- Frizon De Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M. and Michard, A.** (2008) The Atlas system. *Lect. Notes Earth Sci.*, **116**, 133–202.
- Froelich, P.N., Arthur, M.A., Burnett, W.C., Deakin, M., Hensley, V., Jahnke, R., Kaul, L., Kim, K.H., Roe, K., Soutar, A. and Vathakanon, C.** (1988) Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments: Phosphorite precipitation. *Mar. Geol.*, **80**, 309–343.
- Fürsich, F. and Oschmann, W.** (1993) Shell beds as tools in basin analysis: The Jurassic of Kachchh, western India. *J. Geol. Soc. London.*, **150**, 169–185.
- Galli-Olivier, C., Garduno, G. and Gamino, J.** (1990) Phosphorite deposits in the Upper Oligocene, San Gregorio Formation at San Juan de la Costa, Baja California Sur, Mexico. In: *Phosphate deposits of the world, vol. 3. Neogene to Modern phosphorites*, Cambridge University Press, 122–126.
- Gauthier, H.** (1960) Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins du Dadès et du Haut Todra (Maroc méridional). *Notes Mem. du Serv. Geol. du Maroc*, **119**, 212.
- Geissler, B., Hermann, L., Mew, M. and Steiner, G.** (2018) Striving Toward a Circular Economy for Phosphorus: The Role of Phosphate Rock Mining. *Minerals*, **8**, 395.
- German, C.R. and Elderfield, H.** (1990) Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator: The ground rules. *Paleoceanography*, **5**, 823–833.
- Gharbi, A.** (1998) Les phosphates marocains. *Chron. la Rech. minière*, **531–532**, 127–138.
- Gheerbrant, E., Cappetta, H., Feist, M., Jaeger, J.-J., Sudre, J.V.-L. and Sigé, B.** (1993) Succession of faunas of vertebrates from the Upper Paleocene and the Early Eocene in the Ouarzazate basin (Morocco). Geological context, biostratigraphical and

- paleogeographical scope. *Newsletters Stratigr.*, **28**, 33–58.
- Gheerbrant, E., Sudre, J., Sen, S., Abrial, C., Marandat, B., Sigé, B. and Vianey-Liaud, M.** (1998) Nouvelles données sur les mammifères du Thanétien et de l'Yprésien du bassin d'Ouarzazate (Maroc) et leur contexte stratigraphique. *Palaeovertebrata*, **27**, 155–202.
- Glenn, C.R. and Arthur, M.A.** (1988) Petrology and major element geochemistry of Peru margin phosphorites and associated diagenetic minerals: Authigenesis in modern organic-rich sediments. *Mar. Geol.*, **80**, 231–267.
- Glenn, C.R., Föllmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Olivier, C., Garrison, R.E., Ilyin, A. V., Jehl, C., Rohrlich, V., Sadaqah, R.M.Y., Schidlowski, M., Sheldon, R.E. and Seigmund, H.** (1994) Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geol. Helv.*, **87**, 747–788.
- Glennie, K.W.** (1970) *Developments in Sedimentology: Desert Sedimentary Environments.* Elsevier, Amsterdam, 222 pp.
- Görler, K., Helmdach, F.-F., Gaemers, P., Heißig, K., Hinsch, W., Mädler, K., Schwarzhans, W. and Zucht, M.** (1988) The uplift of the central High Atlas as deduced from neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In: *The Atlas System of Morocco: Studies on its Geodynamic Evolution* (Ed. V.H. Jacobshagen), Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 359–404.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. and Ogg, G.** (2012) *The geologic time scale.* Elsevier, 1144 pp.
- Grandjean, P., Cappetta, H., Michard, A. and Albarède, F.** (1987) The assessment of REE patterns and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios in fish remains. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**, 181–196.
- Griffith, E.J., Ponnampereuma, C. and Gabel, N.W.** (1977) Phosphorus, a key to life on the primitive earth. *Orig. Life*, **8**, 71–85.
- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A.W. and Ait Salem, A.** (2006) Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *Comptes Rendus - Geosci.*, **338**, 50–64.
- Haley, B.A., Klinkhammer, G.P. and McManus, J.** (2004) Rare earth elements in pore waters of marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 1265–1279.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R.** (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science (80-)*, **235**, 1156–67.

- Hay, W.W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R. and Boudreaux, J.E. (1967) Calcareous Nannoplankton Zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean Area, and Transoceanic Correlation. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, **17**, 429–444.
- Heggie, D.T., Skyring, G.W., O'Brien, G.W., Reimers, C., Herczeg, A., Moriarty, D.J.W., Burnett, W.C. and Milnes, A.R. (1990) Organic carbon cycling and modern phosphorite formation on the East Australian continental margin: An overview. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **52**, 87–117.
- Herbig, H.-G. (1986) Lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen im marinen Alttertiär südlich des zentralen Hohen Atlas (Marokko). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, **66**, 343–380.
- Herbig, H.-G. (1991) Das Paläogen am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas Marokkos: Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläotektonik. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, **135**, 1–298.
- Herbig, H.-G. and Trappe, J. (1994) Stratigraphy of the Subatlas Group (Maastrichtian - Middle Eocene, Morocco). *Newsletters Stratigr.*, **30**, 125–165.
- Hesse, R. (1989) Silica diagenesis: origin of inorganic and replacement cherts. *Earth-Science Rev.*, **26**, 253–284.
- Hiatt, E.E., Pufahl, P.K. and Edwards, C.T. (2015) Sedimentary phosphate and associated fossil bacteria in a Paleoproterozoic tidal flat in the 1.85Ga Michigamme Formation, Michigan, USA. *Sediment. Geol.*, **319**, 24–39.
- Holbourn, A., Kuhnt, W., El Albani, A., Pletsch, T., Luderer, F. and Wagner, T. (1999) Upper Cretaceous palaeoenvironments and benthonic foraminiferal assemblages of potential source rocks from the western African margin, Central Atlantic. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **153**, 195–222.
- Holland, H.D. (2006) The oxygenation of the atmosphere and of the oceans. *Phil. Trans. R. Soc.*, 903–915.
- Hunter, R.E. (1977) Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, **24**, 361–387.
- Jacquin, T., Garcia, J.-P., Ponsot, C., Thierry, J. and Vail, P.R. (1992) Séquences de dépôt et cycles régressif/transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du Bassin de Paris. *Comptes rendus l'Académie des Sci. Série 2, Mécanique, Phys. Chim. Sci. l'univers, Sci. la Terre*, **315**, 353–362.
- Jahnert, R., de Paula, O., Collins, L., Strobach, E. and Pevzner, R. (2012) Evolution of

- a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. *Sediment. Geol.*, **281**, 59–74.
- Jarvis, I., Burnett, W.C., Nathan, Y., Almbaydin, F.S.M., Attia, A.K.M., Castro, L.N., Flicoteaux, R., Hilmy, M.E., Husain, V., Qutawnah, A.A., Serjani, A. and Zanin, Y.N. (1994) Phosphorite geochemistry state-of-the-art and environmental concerns. *Eclogae Geol. Helv.*, **87**, 643–700.
- Jasinski, S.M. (2020) Mineral commodity summaries: Phosphate Rock. *U.S. Geol. Surv.*, **705**, 122–123.
- Johannesson, K.H., Palmore, C.D., Fackrell, J., Prouty, N.G., Swarzenski, P.W., Chevis, D.A., Telfeyan, K., White, C.D. and Burdige, D.J. (2017) Rare earth element behavior during groundwater–seawater mixing along the Kona Coast of Hawaii. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **198**, 229–258.
- Joosu, L., Lepland, A., Kirsimäe, K., Romashkin, A.E., Roberts, N.M.W., Martin, A.P. and Alenka, E.Č. (2015) The REE-composition and petrography of apatite in 2 Ga Zaonega Formation, Russia: The environmental setting for phosphogenesis. **395**, 88–107.
- Jourani, E. (1988) Anatomie séquentielle et géochimie des phosphates de Bouabout (Gisement de Meskala, Maroc): Eléments pour un modèle génétique. *Académie de Bordeaux, Université De Pau et Des Pays De L'Adour*, 205 pp.
- Kazakov, A. V (1937) The phosphate facies: origin of the phosphorite and the geologic factors of formation of the deposits. *Proc. Sci. Inst. Fertil. Insectofungic.*, **145**, 1–106.
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Kocsis, L., Salmi-Laouar, S., Bosch, D., Ameer-Zaimeche, O., Fougou, A. and Larit, H. (2020) Comprehensive REE + Y and sensitive redox trace elements of Algerian phosphorites (Tébessa, eastern Algeria): A geochemical study and depositional environments tracking. *J. Geochemical Explor.*, **208**, 106396.
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Salmi-Laouar, S., Kocsis, L., Bosch, D., Fougou, A., Ameer-Zaimeche, O. and Larit, H. (2018) Glauconite-bearing sedimentary phosphorites from the Tébessa region (eastern Algeria): Evidence of REE enrichment and geochemical constraints on their origin. *J. African Earth Sci.*, **145**, 190–200.
- Kelepertzis, E. (2014) Accumulation of heavy metals in agricultural soils of Mediterranean: Insights from Argolida basin, Peloponnese, Greece. *Geoderma*, **221–222**, 82–90.
- Kidwell, S.M. (1986) Models for fossil concentrations: paleobiologic implications.

- Paleobiology*, **12**, 6–24.
- Kim, K.H., Byrne, R.H. and Lee, J.H.** (1991) Gadolinium behavior in seawater: a molecular basis for gadolinium anomalies. *Mar. Chem.*, **36**, 107–120.
- Kitano, Y. and Fujiyoshi, R.** (1980) Selective chemical leaching of cadmium, copper manganese and iron in marine sediments. *Geochem. J.*, **14**, 113–122.
- Kocsis, L., Gheerbrant, E., Mouflih, M., Cappetta, H., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Bardet, N.** (2016) Gradual changes in upwelled seawater conditions (redox, pH) from the late Cretaceous through early Paleogene at the northwest coast of Africa: Negative Ce anomaly trend recorded in fossil bio-apatite. *Chem. Geol.*, **421**, 44–54.
- Kocsis, L., Gheerbrant, E., Mouflih, M., Cappetta, H., Yans, J. and Amaghzaz, M.** (2014) Comprehensive stable isotope investigation of marine biogenic apatite from the late Cretaceous-early Eocene phosphate series of Morocco. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **394**, 74–88.
- Kocurek, G.** (1991) Interpretation of Ancient Eolian Sand Dunes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **19**, 43–75.
- Kogawa, A.C., Cernic, B.G., do Couto, L.G.D. and Salgado, H.R.N.** (2017) Synthetic detergents: 100 years of history. *Saudi Pharm. J.*, **25**, 934–938.
- Krajewski, K.P., Van Cappellen, P., Trichet, J., Kuhn, O., Lucas, J., Martín-Algarra, A., Prévôt, L., Tewari, V.C., Gaspar, L., Knight, R.I. and Lamboy, M.** (1994) Biological processes and apatite formation in sedimentary environments. *Eclogae Geol. Helv.*, **87**, 701–746.
- Krinsley, D. and Trusty, P.** (1985) Environmental Interpretation of Quartz Grain Surface Textures. In: *Provenance of Arenites* (Ed. G.G. Zuffa), *Springer Netherlands*, Dordrecht, 213–229.
- Lamboy, M.** (1993) Phosphatization of calcium carbonate in phosphorites: microstructure and importance. *Sedimentology*, **40**, 53–62.
- Lamboy, M., Rao, V.P., Ahmed, E. and Azzouzi, N.** (1994) Nanostructure and significance of fish coprolites in phosphorites. *Mar. Geol.*, **120**, 373–383.
- Land, L.S., Salem, M.R.I. and Morrow, D.W.** (1975) Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **59**, 1602–1625.
- Leprêtre, R., Missenard, Y., Saint-bezar, B., Barbarand, J., Delpech, G., Yans, J., Dekoninck, A. and Saddiqi, O.** (2015) Journal of African Earth Sciences The three main steps of the Marrakech High Atlas building in Morocco : Structural evidences from the southern foreland , Imini area. *J. African Earth Sci.*, **109**, 177–194.

- Lucas, J. and Abbas, M. (1989) Uranium in natural phosphorites: the Syrian example. *Sci. Geol. - Bull.*, **42**, 223–236.
- Lucas, J., Flicoteaux, R., Nathan, Y., Prevot, L. and Shahar, Y. (1980) Different aspects of phosphorite weathering. *Mar. phosphorites - geochemistry, Occur. genesis. Proc. symp., 10th Congr. Sedimentol. Jerusalem, July 1978*, 41–51.
- Lucas, J. and Prévôt-Lucas, L. (1995) Tethyan Phosphates and Bioproductites. In: *The Tethys Ocean, Springer US*, 367–391.
- Lucas, J. and Prévôt-Lucas, L. (1997) On the Genesis of Sedimentary Apatite and Phosphate-Rich Sediments. In: *Soils and Sediments, Springer Berlin Heidelberg*, 249–268.
- Lucas, J. and Prévôt, L. (1985) The synthesis of apatite by bacterial activity : mechanism. *Sci. Géologiques, Bull. mémoires*, **77**, 83–92.
- Lucas, J. and Prévôt, L. (1975) Les marges continentales pièges géochimiques; l'exemple de la marge atlantique de l'Afrique à la limite Crétacé-Tertiaire. *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, **S7-XVII**, 496–501.
- Lucas, J., Prévôt, L. and El Mountassir, M. (1979) Les phosphorites rubéfiées de Sidi Daoui, transformation météorique locale du gisement de phosphate des Ouled Abdoun (Maroc). *Sci. Géologiques. Bull.*, **32**, 21–37.
- Major, J.J. (2003) Debris flow. In: *Encyclopaedia of Sediments and Sedimentary Rocks* (Ed. G. V. Middleton), *Springer Netherlands*, Dordrecht, 186–188.
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II Planktonic Conf. Roma 1970, Roma, Tecnoscienza*, **2**, 739–785.
- Marzoqi, M. (2001) Les systèmes sédimentaires marins du Crétacé Terminal-Paléogène dans l'Atlas de Marrakech et le bassin de Ouarzazate. *Thèse d'état, Université Cadi Ayyad, Marrakech*, 412 pp.
- Marzoqi, M. and Pascal, A. (2000) Séquences de dépôts et tectono-eustatisme à la limite Crétacé/Tertiaire sur la marge sud-téthysienne (Atlas de Marrakech et bassin de Ouarzazate, Maroc). *Newsletters Stratigr.*, **38**, 57–80.
- Marzoqi, M., Pascal, A., Chellai, E.H. and Lang, J. (1996) Les séquences de dépôts sur la rampe carbonatée maastrichtienne-paléogène en bordure nord orientale du Golfe Atlantique dans la région d'Aït-Ouir (Atlas de Marrakech, Maroc). *Bull. des Centres Rech. Explor. Elf-Aquitaine.*, **Mémoire 16**, 511–520.
- McArthur, J.M. (1980) Post-Depositional Alteration of the Carbonate-Fluorapatite Phase of Moroccan Phosphates. In: *Marine Phosphorites, Special Publications of SEPM*, No. 29,

53–60.

- McArthur, J.M.** (1985) Francolite geochemistry-compositional controls during formation, diagenesis, metamorphism and weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 23–35.
- McArthur, J.M.** and **Walsh, J.N.** (1984) Rare-earth geochemistry of phosphorites. *Chem. Geol.*, **47**, 191–220.
- McClellan, G.H.** (1980) Mineralogy of carbonate fluorapatites (Francolites). *J. Geol. Soc. London.*, **137**, 675–681.
- Miall, A.D.** (1996) The Geology of Fluvial Deposits, 1st edn. *Springer Berlin Heidelberg*, Berlin, Heidelberg, 582 pp.
- Michard, A.** (1976) Éléments de géologie marocaine. *Notes Mem. du Serv. Geol. du Maroc*, **252**, 408.
- Missenard, Y., Saddiqi, O., Barbarand, J., Leturmy, P., Ruiz, G., El Haimer, F.Z. and de Lamotte, D.F.** (2008) Cenozoic denudation in the Marrakech High Atlas, Morocco: Insight from apatite fission-track thermochronology. *Terra Nov.*, **20**, 221–228.
- Mohr, B. and Fechner, G.** (1986) Eine eozäne Mikroflora (Sporomorphae und Dinoflagellaten-Zysten) aus der Südatlas-Randzone westlich Boumalne du Dadès (Marokko). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, (A)*, **66**, 381–414.
- Moret, L.** (1938) Contribution à la paléontologie des couches crétacées et éocènes du versant sud de l'Atlas de Marrakech. *Notes Mem. du Serv. Geol. du Maroc*, **49**, 104 p.
- Mouflih, M.** (2015) Les phosphates du Maroc central et du Moyen Atlas (Maastrichtien-Lutétien, Maroc): Sédimentologie, stratigraphie séquentielle, contexte génétique et valorisation. *Doctorat d'Etat Es-sciences. Université Cadi Ayyad*, 352 pp.
- Moutaouakil, D. and Giresse, P.** (1993) Petrologie et environnements sédimentaires des phosphates mesocénozoïques du bassin des Ouled Abdoun (Maroc). *Bull. la Société Géologique Fr.*, **164**, 473–491.
- Murphy, D.H. and Wilkinson, B.H.** (1980) Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, **27**, 123–135.
- Nathan, Y.** (1984) The mineralogy and geochemistry of phosphorites. *Phosphate Miner.*, 275–291.
- Nathan, Y., Benalioulhaj, N., Prévôt, L. and Lucas, J.** (1996) The geochemistry of cadmium in the phosphate-rich and organic-rich sediments of the Oulad-abdoun and Timahdit basins (Morocco). *J. African Earth Sci.*, **22**, 17–27.
- Nathan, Y., Soudry, D., Levy, Y., Shitrit, D. and Dorfman, E.** (1997) Geochemistry of

- cadmium in the negev phosphorites. *Chem. Geol.*, **142**, 87–107.
- Nemec, W. and Steel, R.J.** (1984) Alluvial and coastal conglomerates : Their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits. *Sedimentol. gravels conglomerates, Memoir 10*, 1–31.
- Neset, T.-S.S. and Cordell, D.** (2012) Global phosphorus scarcity: identifying synergies for a sustainable future. *J. Sci. Food Agric.*, **92**, 2–6.
- Nichols, G.** (2009) Sedimentology and sequence stratigraphy, Second. *Wiley-Blackwell*, 456 pp.
- Notholt, A.J.G.** (1985) Phosphorite resources in the Mediterranean (Tethyan) phosphogenic province : a progress report. *Sci. Géologiques, Bull. mémoires*, **77**, 9–17.
- O'Brien, G.W., Milnes, A.R., Veeh, H.H., Heggie, D.T., Riggs, S.R., Cullen, D.J., Marshall, J.F. and Cook, P.J.** (1990) Sedimentation dynamics and redox iron-cycling: Controlling factors for the apatite-glaucinite association on the East Australian continental margin. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **52**, 61–86.
- Ollivier-Pierre, M.-F.** (1982) La microflore du Paléocène et de l'Eocène des séries phosphatées des Gantour (Maroc). *Sci. Géologiques. Bull.*, **35**, 117–127.
- Ounis, A., Kocsis, L., Chaabani, F. and Pfeifer, H.R.** (2008) Rare earth elements and stable isotope geochemistry ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of phosphorite deposits in the Gafsa Basin, Tunisia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **268**, 1–18.
- Papadopoulos, P. and Rowell, D.L.** (1988) The reactions of cadmium with calcium carbonate surfaces. *J. Soil Sci.*, **39**, 23–36.
- Papineau, D.** (2010) Global Biogeochemical Changes at Both Ends of the Proterozoic: Insights from Phosphorites. *Astrobiology*, **10**, 165–181.
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M. and Hiscott, R.** (1986) Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, **23**, 75–174.
- Platt, N.H. and Wright, V.P.** (1991) Lacustrine Carbonates: Facies Models, Facies Distributions and Hydrocarbon Aspects. In: *Lacustrine Facies Analysis, John Wiley & Sons, Ltd*, 57–74.
- Posamentier, H.W. and Walker, R.G.** (2006) Facies models revisited. *SEPM Special Publication 84 SEPM, Tulsa, Oklahoma.*, 532 pp.
- Potts, P.J., Tindle, A.G. and Webb, P.C.** (1992) Geochemical reference material compositions: rocks, minerals, sediments, soils, carbonates, refractories & ores used

- in research & industry. *Taylor & Francis*, 313 pp.
- Prévôt, L.** (1988) Géochimie et pétrographie de la formation à phosphate des Ganntour (Maroc): utilisation pour une explication de la genèse des phosphorites créacé-éocènes. *Thèse de doctorat. Université Louis Pasteur (Strasbourg)*, 325 pp.
- Prévôt, L. and Lucas, J.** (1986) Microstructure of apatite-replacing carbonate in synthesized and natural samples. *J. Sediment. Petrol.*, **56**, 153–159.
- Prévôt, L. and Lucas, J.** (1979) Comportement de quelques éléments traces dans les phosphorites. *Sci. Géologiques. Bull.*, **32**, 91–105.
- Pufahl, P.K. and Grimm, K.A.** (2003) Coated phosphate grains: Proxy for physical, chemical, and ecological changes in seawater. *Geology*, **31**, 801–804.
- Pufahl, P.K., Grimm, K.A., Abed, A.M. and Sadaqah, R.M.Y.** (2003) Upper Cretaceous (Campanian) phosphorites in Jordan: Implications for the formation of a south Tethyan phosphorite giant. *Sediment. Geol.*, **161**, 175–205.
- Pufahl, P.K. and Groat, L.A.** (2017) Sedimentary and igneous phosphate deposits: Formation and exploration: An invited paper. *Econ. Geol.*, **112**, 483–516.
- Pufahl, P.K. and Hiatt, E.E.** (2012) Oxygenation of the Earth's atmosphere-ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses. *Mar. Pet. Geol.* **32**:1–20.
- Pye, K. and Tsoar, H.** (2009) Internal Sedimentary Structures of Aeolian Sand Deposits. In: *Aeolian Sand and Sand Dunes, Springer Berlin Heidelberg*, Berlin, Heidelberg, 255–292.
- Rauscher, R.** (1985) Les dinokystes, des outils stratigraphiques pour les séries phosphatées. Application aux phosphorites du Maroc. *Sci. Géologiques, Bull. mémoires*, **77**, 69–74.
- Rauscher, R. and Doubinger, J.** (1982) Les dinokystes du Maestrichtien phosphaté du Maroc. *Sci. Géologiques. Bull.*, **35**, 97–116.
- Reading, H.G. and Levell, B.K.** (1996) Controls on the sedimentary rock record. *Sediment. Environ. Process. facies Stratigr.*, 5–36.
- Reimers, C.E., Kastner, M., Garrison, R.E., Burnett, W.E. and Riggs, S.R.** (1990) The role of bacterial mats in phosphate mineralization with particular reference to the Monterey Formation. *Phosphate Depos. world*, **3**, 300–311.
- Retallack, G.J.** (2008) Soils of the past: an introduction to paleopedology, 2nd edn. *John Wiley & Sons*, 416 pp.
- Reynard, B., Lécuyer, C. and Grandjean, P.** (1999) Crystal-chemical controls on rare-earth element concentrations in fossil biogenic apatites and implications for

- paleoenvironmental reconstructions. *Chem. Geol.*, **155**, 233–241.
- Roch, E.** (1939) Description géologique des montagnes à l'Est de Marrakech. *Notes Mem. du Serv. Geol. du Maroc*, **51**, 438 p.
- Roth, P.H.** and **Thierstein, H.** (1972) Calcareous Nannoplankton LEG 14 Repts. *DSDP, 46 Washingt. (U.S. Govt. Print. Off.)*, 421–453.
- Rungs, H.** and **Salvan, H.** (1987) Géopolitique et recherche minière au Maroc entre 1850 et 1914; quelques considérations nouvelles sur la découverte des gisements de phosphate. *Trav. du Com. français d'histoire la géologie*, 85–99.
- Ruttenberg, K.C.** (2003) The Global Phosphorus Cycle. *Treatise on Geochemistry*, **8**, 682.
- Ryther, J.H.** and **Dunstan, W.M.** (1971) Nitrogen, phosphorus, and eutrophication in the coastal marine environment 1008-1013. *Science (80-.)*, **171**, 1008–1013.
- Salvan, H.** (1954) Les invertébrés fossiles des phosphates marocains. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc*, **93**, 257.
- Salvan, H.M.** (1986) Géologie des gîtes minéraux marocains. *Notes Mem. du Serv. Geol. du Maroc*, **276**, 392 p.
- Savornin, J.** (1915) Sur les affinités morphologiques des genres Thersitea Coquand, Pereiraia Crosse, Oostrombus Sacco, gastropodes fossiles des provinces tertiaires méditerranéennes. *Bull. la Société Géologique Fr.*, **14**, 310–323.
- Schettino, A.** and **Turco, E.** (2009) Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. *Geophys. J. Int.*, **178**, 1078–1097.
- Schlager, W.** (2005) Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* **8**, 200 pp.
- Scholle, P.A.** and **Ulmer-Scholle, D.S.** (2003) A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. AAPG Memoir 77. *AAPG*.
- Scholz, R.W.**, **Ulrich, A.E.**, **Eilittä, M.** and **Roy, A.** (2013) Sustainable use of phosphorus: A finite resource. *Sci. Total Environ.*, **461–462**, 799–803.
- Sheldon, R.P.** (1963) Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in western Wyoming. *US Geological Survey*, 273 pp.
- Shields, G.** and **Stille, P.** (2001) Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: An isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chem. Geol.*, **175**, 29–48.
- Sholkovitz, E.R.**, **Elderfield, H.**, **Szymczak, R.** and **Casey, K.** (1999) Island weathering: River sources of rare earth elements to the Western Pacific Ocean. *Mar. Chem.*, **68**, 39–

57.

- Singh, P.** (2009) Major, trace and REE geochemistry of the Ganga River sediments: Influence of provenance and sedimentary processes. *Chem. Geol.*, **266**, 242–255.
- Slansky, M.** (1986) Geology of sedimentary phosphates. *Elsevier Science Pub. Co. Inc., New York, NY*, 210 pp.
- Soncini, M.J.** (1992) Three new dinoflagellate cysts from the Moroccan Paleocene-Eocene phosphates. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **70**, 325–338.
- Soudry, D.** (1992) Primary bedded phosphorites in the Campanian Mishash Formation, Negev, southern Israel. *Sediment. Geol.*, **80**, 77–88.
- Soudry, D.** (2000) Microbial Phosphate Sediment. In: *Microbial Sediments, Springer Berlin Heidelberg*, 127–136.
- Soudry, D., Nathan, Y. and Ehrlich, S.** (2013) Geochemical diagenetic trends during phosphorite formation - economic implications: The case of the Negev Campanian phosphorites, Southern Israel. *Sedimentology*, **60**, 800–819.
- Stow, D.A.V., Huc, A.Y. and Bertrand, P.** (2001) Depositional processes of black shales in deep water. *Mar. Pet. Geol.*, **18**, 491–498.
- Sudre, J., Jaeger, J.J., Sigé, B. and Vianey-Liaud, M.** (1993) Nouvelles données sur les Condylarthres du Thanétien et de l'Yprésien du Bassin d'Ouarzazate (Maroc). *Geobios*, **26**, 609–615.
- Tabuce, R., Adnet, S., Cappetta, H., Noubhani, A. and Quillevere, F.** (2005) Aznag (bassin d'Ouarzazate, Maroc), nouvelle localité à sélaciens et mammifères de l'Eocène moyen (Lutétien) d'Afrique. *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, **176**, 381–400.
- Tanner, W.F.** (1967) Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology*, **9**, 89–104.
- Tari, G., Jabour, H., Molnar, J., Valasek, D. and Zizi, M.** (2012) Deep-water exploration in Atlantic Morocco: Where are the reservoirs? In: *Tectonics and Sedimentation: Implications for Petroleum Systems* (Ed. D. Gao), *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Oklahoma, AAPG Memoir, 337–355.
- Taylor, A.M. and Goldring, R.** (1993) Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *J. Geol. Soc. London.*, **150**, 141–148.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M.** (1985) The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Scientific Pub., Palo Alto, CA*, 312 pp.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernández, M. and Arboleya, M.L.** (2005) Effects of mantle upwelling in a compressional setting: The Atlas Mountains of Morocco. *Terra*

- Nov.*, **17**, 456–461.
- Török, A.** (2000) Formation of dolomite mottling in Middle Triassic ramp carbonates (Southern Hungary). *Sediment. Geol.*, **131**, 131–145.
- Trappe, J.** (1991) Stratigraphy, Facies Distribution and Paleogeography of the Marine Paleogene from the Western High Atlas, Morocco. *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.*, **180**, 279–321.
- Trappe, J.** (1992) Microfacies zonation and spatial evolution of a carbonate ramp: Marginal Moroccan phosphate sea during the Paleogene. *Geol. Rundschau*, **81**, 105–126.
- Trappe, J.** (1998) Phanerozoic Phosphorite Depositional Systems : a Dynamic Model for a Sedimentary Resource System. *Springer Berlin Heidelberg*, 316 pp.
- Trappe, J.** (2001) A nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. *Sediment. Geol.*, **145**, 135–150.
- Tucholke, B.E., Sawyer, D.S. and Sibuet, J.C.** (2007) Breakup of the Newfoundland-Iberia rift. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **282**, 9–46.
- Tucker, M.E.** (2003) Sedimentary Rocks in the Field, 3rd Ed. *Wiley-Blackwell*, 228 pp.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P.** (1990) Carbonate sedimentology. *Blackwell Science Ltd*, 496 pp.
- Tyrrell, T.** (1999) The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nature*, **400**, 525–531.
- Wilmsen, M.** (2003) Sequence stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian Stage in northern Germany. *Cretac. Res.*, **24**, 525–568.
- Wilson, J.L.** (1975) Carbonate facies in Geologic History, 1st edn. *Springer Berlin Heidelberg*, 471 pp.
- Wopenka, B. and Pasteris, J.D.** (2005) A mineralogical perspective on the apatite in bone. In: *Materials Science and Engineering C, Elsevier*, **25**, 131–143.
- Wright, J., Schrader, H. and Holser, W.T.** (1987) Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 631–644.
- Wright, V.P.** (1994) Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Rev.*, **35**, 367–395.
- Yans, J., Amaghazaz, M., Bouya, B., Cappetta, H., Iacumin, P., Kocsis, L., Mouflih, M., Selloum, O., Sen, S., Storme, J.-Y. and Gheerbrant, E.** (2014) First carbon isotope chemostratigraphy of the Ouled Abdoun phosphate Basin, Morocco; implications for

dating and evolution of earliest African placental mammals. *Gondwana Res.*, **25**, 257–269.

Zapanta LeGeros, R. (1981) Apatites in biological systems. *Prog. Cryst. Growth Charact.*, **4**, 1–45.

Zhang, Y., Pufahl, P.K., Du, Y., Chen, G., Liu, J., Chen, Q., Wang, Z. and Yu, W. (2019) Economic phosphorite from the Ediacaran Doushantuo Formation, South China, and the Neoproterozoic-Cambrian Phosphogenic Event. *Sediment. Geol.*, **388**, 1–19.

Zouhri, S., Kchikach, A., Saddiqi, O., El Haïmer, F.Z., Baïdder, L. and Michard, A. (2008) The Cretaceous-Tertiary plateaus. In: *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Lecture Notes in Earth Sciences* (Ed. A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, and D. Frizon De Lamotte), *Springer Verlag*, 116, 331–358.