



HAL
open science

Diagenèse associée aux discontinuités sédimentaires émersives sur les plates-formes carbonatées : étude intégrée à l’affleurement et en subsurface de la Formation Natih (Cretacé, Oman), évolution des propriétés réservoir

Julie Champagne

► **To cite this version:**

Julie Champagne. Diagenèse associée aux discontinuités sédimentaires émersives sur les plates-formes carbonatées : étude intégrée à l’affleurement et en subsurface de la Formation Natih (Cretacé, Oman), évolution des propriétés réservoir. Sciences de la Terre. Université Michel de Montaigne - Bordeaux III, 2012. Français. NNT : 2012BOR30059 . tel-01171149

HAL Id: tel-01171149

<https://theses.hal.science/tel-01171149>

Submitted on 3 Jul 2015

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.

Université Michel de Montaigne Bordeaux 3

INSTITUT EGID

École Doctorale Montaigne Humanités (ED 480)

THÈSE DE DOCTORAT EN « Sciences de la Terre »

**DIAGENÈSE ASSOCIÉE AUX DISCONTINUITÉS
SÉDIMENTAIRES ÉMERSIVES SUR LES PLATES-FORMES
CARBONATÉES**

*ÉTUDE INTÉGRÉE A L'AFFLEUREMENT ET EN SUBSURFACE DE LA FORMATION
NATIH (CRÉTACÉ, OMAN), ÉVOLUTION DES PROPRIÉTÉS RÉSERVOIR*

Julie CHAMPAGNE



Membres du jury

Christophe Durllet	Maître de conférences, Université de Bourgogne	Co-directeur
Marc Floquet	Professeur, Université de Provence, Marseille	Rapporteur
Carine Grélaud	Maître de conférences, ENSEGID Université de Bordeaux	Co-directrice
Monique Mettraux	Docteur, consultant GEOSOLUTIONS TRD	Invité
Philippe Razin	Professeur, ENSEGID Université de Bordeaux	Directeur de thèse
Mathieu Rousseau	Docteur, Ingénieur de recherche, TOTAL	Invité
Rudy Swennen	Professeur, Université de Louvain	Rapporteur
Benoit Vincent	Docteur, consultant Cambridge Carbonates	Examineur

RESUME

En domaine de plate-forme carbonatée épicontinentale peu profonde, la production sédimentaire est étroitement liée aux variations eustatiques, au climat et à la position paléogéographique. Les périodes d'émersion constituent des phases de non-dépôt durant lesquelles l'arrêt de l'enregistrement sédimentaire peut être relayé par un enregistrement diagénétique. Les transformations associées aux discontinuités (réarrangement des porosités, modifications lithologiques, circulations tardives...) peuvent avoir un rôle déterminant sur les propriétés pétrophysiques des réservoirs carbonatés. La détection des surfaces d'émersion et des produits diagénétiques associés apparaît donc essentielle pour préciser la qualité des réservoirs, par (1) la compréhension des processus sédimento-diagénétiques aux limites de séquence, (2) la comparaison de données d'affleurement et de subsurface, et la caractérisation des géométries des réservoirs associés, (3) l'analyse de l'impact de la diagenèse associée à ces surfaces (amélioration ou détérioration des propriétés réservoir).

La Formation Natih d'Oman (Albien sup. – Turonien inf.) se situe au sommet d'une épaisse série de plates-formes carbonatées peu profondes et de grande extension géographique (marge de la Néotéthys). La Formation Natih est subdivisée en quatre séquences majeures (3^{ème} ordre) constituées d'unités transgressives tabulaires à faiblement inclinées (rampe à faciès boueux) et de prismes régressifs progradants plus inclinés (barrière bioclastique bien différenciée protégeant un domaine de lagon interne) (van Buchem *et al.* 2002). Ces séquences se terminent par une ou plusieurs surfaces d'émersion, pouvant être associées à des incisions (Grélaud *et al.* 2006). La présente étude porte sur l'analyse diagénétique de ces surfaces d'émersion par l'intégration de données de terrain (Foothills d'Adam, Jebel Akhdar) et de subsurface (carottes de forage et données de puits de champs pétroliers voisins).

L'analyse diagénétique détaillée des affleurements et des données de subsurface repose sur l'étude de la chronologie relative et de la répartition spatiale des phases diagénétiques associées aux surfaces d'émersion. Elle démontre la mise en place d'une diagenèse précoce dans des conditions relativement arides qui se traduisent par l'absence de karstification et de phénomènes pédogénétiques bien développés sur la plate-forme émergée. Sous les surfaces, des circulations de fluides météoriques oxydants, alimentés par des recharges latérales, entraînent une dissolution précoce des minéralogies instables et la précipitation de ciments météoriques en domaine phréatique. Cette étude diagénétique est complétée par l'analyse des phases mésogénétiques et télogénétiques qui permettent de contraindre la séquence diagénétique de la Formation Natih avec les grandes étapes de déformations tectoniques et d'enfouissement.

A partir de ces résultats, les produits diagénétiques et leur impact sur l'évolution des réservoirs peuvent être caractérisés et interprétés pour chaque surface. Ils résultent d'interactions complexes entre des facteurs intrinsèques et extrinsèques comme la dynamique de l'aquifère météorique, le contexte paléogéographique et géodynamique au moment des émergences, la maturité du substrat... Ces paramètres sont effectifs au moment du dépôt et des émergences. Toutefois la préservation des produits éogénétiques peut-être fortement influencée par l'évolution au cours de l'enfouissement qui se caractérise par des phénomènes de compaction, cimentation ou dissolution.

ABSTRACT

On epeiric carbonate platforms, sediment production and stratigraphic architecture are mainly controlled by sea-level variations, climate and palaeogeographic position. During periods of subaerial exposure, carbonate production/deposition stops and the sedimentary record can then be replaced by the diagenetic record. The diagenetic transformations associated to discontinuity surfaces (rearrangement of porosity distribution, lithological alteration, late fluid circulation ...) may have a significant impact on carbonate reservoir properties. The characterization of subaerial exposure surfaces and associated diagenesis is therefore essential to understand and predict reservoir quality. It requires: (1) the study of the sedimentological and diagenetic processes at the sequence boundaries, (2) the integration and comparison of outcrop and subsurface data, including respective reservoir architecture, (3) the analysis of the diagenetic overprint related to these surfaces (enhancement or deterioration of reservoir properties).

The Natih Formation (Late Albian – Early Turonian) is the last of a thick succession of Cretaceous epeiric carbonate platforms. It is subdivided into four third-order sequences. In each sequence, the transgressive phase is formed by flat to slightly sloping units (muddy ramp facies) whereas the regressive phase corresponds to a higher angle prograding carbonate ramp with a well developed bioclastic margin protecting an inner lagoon (van Buchem et al. 2002). These sequences are capped by one or several subaerial exposure surfaces, sometimes associated with incisions (Grélaud et al. 2006). The present study focuses on the diagenetic analysis of these emersion surfaces by the integration of outcrop (Adam Foothills, Jabal Akhdar) and subsurface data (neighbouring oil fields from the interior Oman).

The detailed study of the lateral distribution and chronology of the diagenetic phases associated with emersion surfaces form the basis for the sedimentological and diagenetic model. The results highlight the development of a meteoric diagenetic system which was probably subject to relatively arid conditions, explaining the absence of karstification and pedogenetic features on the exposed platform. Below the emersion surfaces, the circulation of oxidizing meteoric fluids, laterally sourced, leads to the early dissolution of unstable minerals and the precipitation of meteoric cements in the phreatic domain.

This diagenetic study is completed by the analysis of the mesogenetic and telogenetic phases, which allow to constrain the diagenetic sequence in relation with the main phases of deformation and burial of the Natih Formation.

These results show the particularities of each subaerial exposure event in terms of diagenetic products and their impact on reservoir properties. They result from complex interrelations between external and intrinsic factors, such as the dynamics of meteoric aquifers, the geodynamic and paleogeographic context during exposure, chemical reactivity ... These are effective during deposition and subaerial exposure. However, the preservation of exposure-related diagenetic features may subsequently be influenced by burial evolution through competition between compaction, cementation and dissolution.

SOMMAIRE GENERAL

INTRODUCTION	4
PARTIE I – CADRE GEOLOGIQUE	
Chapitre 1 - CONTEXTE GENERAL AU CRETACE	17
1.1 Cadre paléogéographique du domaine téthysien	17
1.2 Contexte paléoclimatique	18
1.3 Evènements anoxiques	21
1.4 Les processus d'altération déduits des isotopes du strontium	22
1.5 Cadre eustatique	24
Chapitre 2- STRUCTURATION DE LA MARGE OMANAISE	25
2.1 Histoire sédimento-structurale du Crétacé	25
2.2 Structuration alpine des Montagnes d'Oman (Miocène)	32
Chapitre 3- LE GROUPE WASIA A L'ECHELLE DE LA PLAQUE ARABE	34
3.1 Les systèmes de dépôts Albien supérieur – Turonien inférieur	34
3.2 Discontinuité sommitale du Groupe Wasia	39
Chapitre 4- LA FORMATION NATIH	43
4.1 Stratigraphie de la Formation Natih	43
4.2 Les modèles de faciès	46
4.3 Architecture des séquences de dépôt	65
4.4 Hiérarchisation des discontinuités sédimentaires de la Formation Natih	73
Chapitre 5- LES SECTEURS D'ETUDE	82
PARTIE II – ENREGISTREMENT PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DE LA DIAGENESE	
Chapitre 6- METHODES ET DEFINITIONS	88
Chapitre 7- ANALYSE SEDIMENTO-DIAGENETIQUE DE LA FORMATION NATIH A L'AFFLEUREMENT	100
7.1 Secteur1 - Jebel Madar	100
7.2 Secteur 2 - Jebel Madmar	170
7.3 Secteur 3 - Jebel Salakh	203
7.4 Secteur 4 - Jebel Akhdar	223

Chapitre 8- SYNTHESE DES AFFLEUREMENTS: RECONSTITUTION DES HISTOIRES SEDIMENTO-TECTO- DIAGENETIQUES	244
CHAPITRE 9- ANALYSE SEDIMENTO-DIAGENETIQUE DE LA FORMATION NATIH EN SUBSURFACE	269
9.1-Secteur 5- Le champ de Fahud	269
9.2- Secteur 6- Le champ de Yibal	322
9.3 Essai de comparaison avec d'autres champs du nord-est de la plaque arabe	333
CHAPITRE 10- SYNTHESE DE L'ENREGISTREMENT DIAGENETIQUE ET COMPARAISON AFFLEUREMENT / SUBSURFACE	336
10.1 Expression diagénétique des surfaces d'émerision	336
10.2 L'empreinte mésogénétique et télogénétique	341
PARTIE III – PROPRIETES RESERVOIR ET CONTROLES SEDIMENTO_DIAGENETIQUES	
CHAPITRE 11- PROPRIETES RESERVOIR	347
11.1 Introduction	347
11.2 Propriétés réservoir de la Formation Natih dans le champ de Fahud	349
11.3 Types de porosités	359
CHAPITRE 12- CONTROLES SEDIMENTO-DIAGENETIQUES SUR LES PROPRIETES RESERVOIR	376
12.1 Contrôle des faciès et environnements de dépôt sur les propriétés réservoir	376
12.2 Contrôle de la diagenèse sur les propriétés réservoir	383
12.3 Synthèse: bilan des contrôles sédimento-diagénétiques sur l'évolution des propriétés réservoir	393
CHAPITRE 13- APPLICATIONS ET PERSPECTIVES	395
13.1 Approche statistique	395
13.2 Approche du <i>rock-type</i> , lien avec la dynamique de circulation des fluides	395
13.3 Utilisation de la Résonance Magnétique Nucléaire	400
13.4 Lecture sur les diagraphies	403
13.5 Lien avec les données sismiques (?)	405
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	410
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	417
LISTE DES FIGURES	441

INTRODUCTION

INTRODUCTION

L’empreinte morphologique et diagénétique des surfaces d’émersions dans les sédiments est le résultat de l’interaction entre de nombreux facteurs extrinsèques et intrinsèques à la roche (**Saller et al., 1994**). Les facteurs extrinsèques concernent les paramètres externes pouvant influencer l’altération de la roche comme par exemple le contexte paléotopographique et paleogéographique, le climat, la durée des émerisions, le couvert végétal, la chimie des eaux, ou encore le type et l’activité de l’aquifère météorique. Les facteurs intrinsèques à la roche caractérisent quant à eux, l’état de la roche affectée par les circulations d’eaux météoriques, comme par exemple le degré de maturité minéralogique de la roche, son état de fracturation, ou encore le type de faciès affecté.

L’identification, la caractérisation et l’interprétation des surfaces d’émersions peut se révéler très intéressante dans de multiples champs de recherches et d’applications. En effet l’analyse des discontinuités sédimentaires apparaît fondamentale pour la reconstruction des histoires sédimentaires, tectoniques et eustatiques d’une région. Préciser les processus associés aux arrêts de sédimentation permet de s’interroger sur la nature des climats et des systèmes hydrogéologiques passés. Enfin, l’étude des transformations diagénétiques et pétrophysiques précoces de la roche présente un intérêt dans la reconstitution de l’évolution des réservoirs. Quelques exemples qui illustrent l’importance de la bonne reconnaissance et de l’interprétation des surfaces d’émersions sont donnés ci-dessous.

- Les morphologies associées aux surfaces d’émersions (morphologies karstiques, figures pédogénétiques, phénomènes de dissolution ou précipitation) traduisent les interactions de la roche avec les fluides météoriques, la végétation et les communautés microbiennes *sensu largo*. L’analyse de ces morphologies et des processus conduisant à leur formation permet d’approcher le fonctionnement des paléo-systèmes météoriques (position, étendue des nappes d’eau douce) et de les relier aux conditions paléogéographiques ou climatiques au moment des émerisions.

A titre d'exemples (non exhaustifs), il est possible de citer certains travaux menés dans des contextes stratigraphiques et sédimentaires très variés, qui ont permis (i) la reconstitution de paysages paléokarstiques, de leur modes de formations et des cimentations associées sur une plate-forme carbonatée dinantienne en Angleterre (i.a. **Horbury & Adams, 1989; Vandstone, 1998**), (ii) la caractérisation de l’évolution et des interactions complexes des processus physiques et chimiques influençant la formation des discontinuités émerives par la comparaison de surfaces d’émersion dans un domaine de plate-forme isolée d’âge Dévonien (région de l’Alberta; **Chow & Wendte, 2011**), (iii) l’analyse détaillée, dans un contexte de bordure de plate-forme, d’un système paléokarstique formé dans la zone de mélange des eaux marines et météoriques, et associé sur la plate-forme émergée à des processus de surface limités par un climat aride à semi-aride (Danien, Espagne; **Baceta et al., 2007**), ou encore (iv) la restauration des variations géodynamiques et paléogéographiques de la région languedocienne à partir de l’étude d’un système karstique polyphasé entre le Crétacé terminal et le Paléocène (**Combes et al., 2007**).

- Dans les modèles de stratigraphie séquentielle, les surfaces d'émersion correspondent à des chutes du niveau marin relatif et sont souvent utilisées comme limites de séquence (surface de type 1 et 2 *sensu* **Vail et al., 1977; Posamentier & Vail, 1988; Sarg, 1988**). Aussi la reconnaissance des différents types de surfaces d'émersion ainsi que leur hiérarchisation au sein des piles sédimentaires jouent un rôle crucial pour les interprétations de stratigraphie séquentielle et de cyclostratigraphie.

Dans son étude sur la plate-forme carbonatée jurassienne au Crétacé inférieur, **H. Hillgartner (1998)** réalise ainsi une classification des types de discontinuités observées à l'affleurement et à l'aide d'analyses pétrographiques, en fonction des différents changements du système sédimentaire que chacune d'entre elles exprime. Il montre également que la corrélation entre les surfaces d'émersion et les limites de séquences de troisième ordre suggère que la sédimentation et les changements environnementaux (haute fréquence) sont contrôlés par les variations eustatiques (large échelle, basse fréquence). Il souligne toutefois que dans un environnement de plate-forme carbonatée peu profonde, caractérisée par de légères fluctuations topographiques et des variations latérales de faciès, les surfaces stratigraphiques de troisième ordre ne sont pas forcément exprimées par une unique surface corrélable à l'ensemble de la plate-forme, mais parfois par des "zones de surfaces" indiquant des changements environnementaux répétés.

- Les surfaces d'émersion constituent généralement un arrêt de l'enregistrement sédimentaire (**Clari et al., 1995**). C'est pourquoi l'étude de la diagenèse associée aux discontinuités permet de compléter l'enregistrement géologique aux travers des processus diagénétiques affectant la roche et conduisant à des transformations révélées par les études diagénétiques. Ainsi la définition de la séquence diagénétique intrinsèque (SDI, **Durlet, 1996**) rétablit la suite ordonnée de toutes les phases diagénétiques qui ont été enregistrées pendant la lacune sédimentaire associée à une surface de discontinuité.

Dans leur étude sur les cimentations météoriques phréatiques dans les calcaires jurassiques du Lincolnshire, **D. Emery & J.A.D. Dickson (1989)** relie des zonations concentriques observées en cathodoluminescence sur des ciments météoriques à des variations du potentiel d'oxydo-réduction (**Frank et al., 1982 ; Barnaby & Rimstidt, 1989**). Ces évolutions haute-fréquence et locales du potentiel d'oxydoréduction expliqueraient les zonations répétées des ciments météoriques phréatiques, en reliant ces changements à des oscillations de la nappe phréatique (contraction / expansion de la lentille d'eau douce) sous l'effet d'une recharge saisonnière ou de variations climatiques à plus long terme. D'autres études (**Walkden & Berry, 1984 ; Goldstein, 1988 ; Horbury & Adams, 1989**) ont montré, dans certains contextes sédimentaires, que les zonations étaient le reflet de la mise en place répétée de lentilles d'eau douce, lors des phases d'émersion des plates-formes. Dans ces exemples, l'enregistrement diagénétique restitue l'évolution et l'alternance de fluides météoriques et mixtes lors des phases de transgression et de régression. Pour des cas similaires, **C. Durlet (1996)** introduit la notion de diagenèse en sous-oeuvre lorsqu'un échantillon enregistre non seulement des phases diagénétiques appartenant à la SDI de la surface durcie immédiatement sus-jacente, mais aussi des phases diagénétiques appartenant à des SDI de surfaces durcies postérieures.

- Les dissolutions, les dessiccations, les minéralisations et les cimentations parfois associées aux surfaces, l'activité perforante de certains organismes (animaux ou végétaux), ou

encore les changements de faciès brutaux, rendent certaines surfaces remarquables (**Clari et al., 1995**). Dans les cas où les surfaces ont une grande aire d'extension tout en portant des caractéristiques particulières, ces dernières peuvent servir de marqueurs géologiques très utiles pour les corrélations entre affleurements discontinus ou entre des carottes de forage. Ces caractères peuvent également avoir des effets sur le signal sismique ou diagraphique (contrastes d'impédance, de densité...), et rendre les surfaces repérables à l'échelle des réservoirs.

Des travaux intégrant la description et l'interprétation à l'échelle régionale de surfaces de discontinuités (et des intervalles sous-jacents affectés) en terme d'extension latérale, de morphologie, de pétrographie, de géochimie et de changements de faciès de part et d'autres des surfaces, ont été menés afin de tester leur variabilité latérale entre autres exemples sur la plate-forme omanaise à partir d'études d'affleurements des Formations Qishn (**Sattler et al., 2005**), Nahr Umr (**Immenhauser et al., 2000b**); Natih (**van Buchem et al., 1996 2002**), ou sur des plates-formes carbonatées jurassiques du Lodévois (**Hamon, 2004**) ou du bassin sud-provençal (**Léonide, 2007**).

- Les phénomènes de diagenèse précoce jouent souvent un rôle important dans la structuration des réservoirs, et peuvent guider les évolutions plus tardives des propriétés pétrophysiques, et des mises en charge des réservoirs. En particulier, la diagenèse météorique qui se développe pendant les phases d'émersion des plates-formes carbonatées peut avoir un impact significatif sur le développement des réservoirs par la création ou destruction de porosité sous les surfaces.

Deux exemples de diagenèse en milieu météorique, ayant des empreintes radicalement différentes sur les réservoirs peuvent être cités: (i) La microporosité de réservoirs à hydrocarbures et d'aquifères dans les calcaires crétaqués du Moyen-Orient peut représenter jusqu'à 95 % de la porosité totale. Des études récentes sur ces systèmes ont montré que ces textures microporeuses étaient induites dans un premier temps par une stabilisation minéralogique précoce des particules micritiques baignées par des fluides météoriques oxydants (**Volery et al., 2009; Deville de Perière et al., 2011**) et qu'elles permettaient la préservation au cours de l'enfouissement d'un réseau poreux, guidant dans certains exemples des fluides corrosifs tardifs (**Lambert et al., 2006**); (ii) dans d'autres contextes en revanche, les circulations d'eaux douces sont responsables de phénomènes de dissolutions majeures (karstiques) à l'origine de réservoirs macroporeux et fracturés tels que ceux de Kashagan au Kazakhstan (**Lapointe, 2002**), Rospo Mare en Italie (**Soudet et al., 1994**), dans le groupe de l'Ellenburger au Texas (**Loucks, 1999**), etc.

- Les réservoirs carbonatés représentent un fort potentiel pour l'exploitation des réserves naturelles, et la maîtrise de ces réservoirs complexes amène un certain nombre de défis pour améliorer l'évaluation et la valorisation de ces gisements. En amont cela passe par la caractérisation, la quantification et la modélisation des hétérogénéités géologiques. Dans un contexte d'émersion, ces hétérogénéités peuvent être engendrées par la création de modèles karstiques ou bien d'incisions fluviales. En aval, l'amélioration de l'exploitation de ces réservoirs (retarder les venues d'eau, améliorer les taux de récupération, prédire les gaz acides

associés...) peut être aidée par une bonne compréhension de l'évolution du réservoir tout au long de son histoire géologique.

La reconnaissance des surfaces d'émersion peut s'avérer toutefois délicate, car la durée des émergences peut être en deçà des résolutions biostratigraphiques habituelles, l'impact diagénétique peut être discret et les évidences pétrographiques remaniées lors de la transgression suivant l'émersion. Au final les surfaces peuvent être composites et enregistrer plusieurs phases d'émersion sur une même discontinuité (**Emery & Dickson, 1989; Horbury & Adams, 1989**). L'enregistrement de phases d'émersion et de fonds durcis sous-marins peut se superposer sur une surface (**Immenhauser et al., 2000a, Sattler et al., 2005**), ou bien lorsque les surfaces sont tronquées par une érosion, l'empreinte des épisodes émergifs peut n'être archivée que par des variations géochimiques ou diagénétiques parfois subtiles (**Immenhauser et al., 2000a**).

En l'absence de dépôts particuliers (profils pédogénétiques de type *caliche* ou *terra rosa* par exemple; travertins, spéléothèmes, etc.), de structures sédimentaires (polygones de dessiccation, croûtes laminées, brèches carbonatées, etc.) ou de géométries spécifiques (incisions fluviales, modèles karstiques...), les émergences peuvent être délicates à prouver et à caractériser. Cette difficulté peut être accentuée dans un contexte climatique aride à semi-aride, où la ressource en eau douce est souvent fortement limitée et peu renouvelée. Dans un tel milieu, les faibles précipitations couplées à une forte évaporation des eaux superficielles favorisent le développement en surface de croûtes carbonatées (caliches ou calcrètes: **James & Choquette, 1990; Wright & Tucker, 1991** / dolocrètes: **Spötl & Wright, 1992; Schmid et al., 2006**) ou siliceuses (silcrètes, **Webb & Golding, 1998**). Ces dernières peuvent agir comme des barrières imperméables à l'écoulement des fluides météoriques, et elles ne sont pas toujours préservées lors de la transgression suivante. Des structures sédimentaires de dessiccation (*tepee*, polygones de dessiccation), une nodulisation des faciès carbonatés sous-jacents, des complexes racinaires (de types rizhoconcrétions, ou *microcodium*), ou encore des dépôts évaporitiques accompagnent parfois le développement des surfaces d'émersion en contexte aride ou semi-aride.

Sous les surfaces, la persistance d'un encroûtement imperméable et/ou les faibles taux de recharge directe des aquifères par infiltration des eaux de pluies limitent le développement de ciments dans la zone vadose, au sein de laquelle les minéralogies instables (aragonite et calcite magnésienne) et la porosité primaire peuvent être préservées à la suite d'un épisode d'émersion, de même que le développement d'une porosité secondaire sera limité par rapport aux environnements soumis à des conditions humides (**Fig. A; Harrison, 1975; Longman, 1980; James & Choquette, 1990; Hird & Tucker, 1988, Moss & Tucker, 1995**). Les processus diagénétiques sont plus intenses et efficaces dans la zone phréatique, où ils sont stimulés par un volume d'eau plus important et pérenne (**Moore, 2001; Deville de Perrière, 2001**). Le développement et l'épaisseur de la lentille phréatique seront génétiquement liés à la recharge latérale par des apports d'eaux météoriques depuis des terrains émergés plus humides (**Myroie & Carew, 2003**).

L'absence ou le faible développement de sols limite la modification des isotopes du carbone sous les surfaces (**Fig. A; Allan & Matthews, 1982**). Ceci a par exemple été mis en évidence sur des plates-formes carbonatées crétacées du Moyen-Orient où les perturbations du $\delta^{13}\text{C}$ ne sont généralement préservées que sur une faible épaisseur sous des surfaces associées à des paléosols bien préservés dans la Formation Sarvak en Iran (**Vincent *et al.*, 2010**) ou bien n'apparaissent pas du tout enregistrées sous des discontinuités émerives au sommet des Formations Shuaiba et Kharaiib des Emirats Arabes Unis (**Budd, 1989**). Les $\delta^{18}\text{O}$ mesurés ponctuellement sur les sparites météoriques contemporaines de l'émersion peuvent être ou ne pas être très différents de ceux mesurés sur les ciments marins ou sur les bioclastes marins non recristallisés. Cette différence dépendra notamment du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de pluie par rapport à celui de l'eau de mer, elle sera croissante avec l'augmentation des paléolatitudes (**Allan & Matthews, 1982 ; Bowen & Wilkinson, 2002**). Par ailleurs, grâce à des techniques de micro-analyses isotopiques (par microsonde ionique ou par microfraisage 3D), il est parfois montré que des variations du $\delta^{18}\text{O}$ mesurées à l'échelle d'une même sparite météorique peuvent révéler des modifications des conditions climatiques ou du bilan évaporatoire au cours de l'épisode émerif (**Benito *et al.*, 2001**).

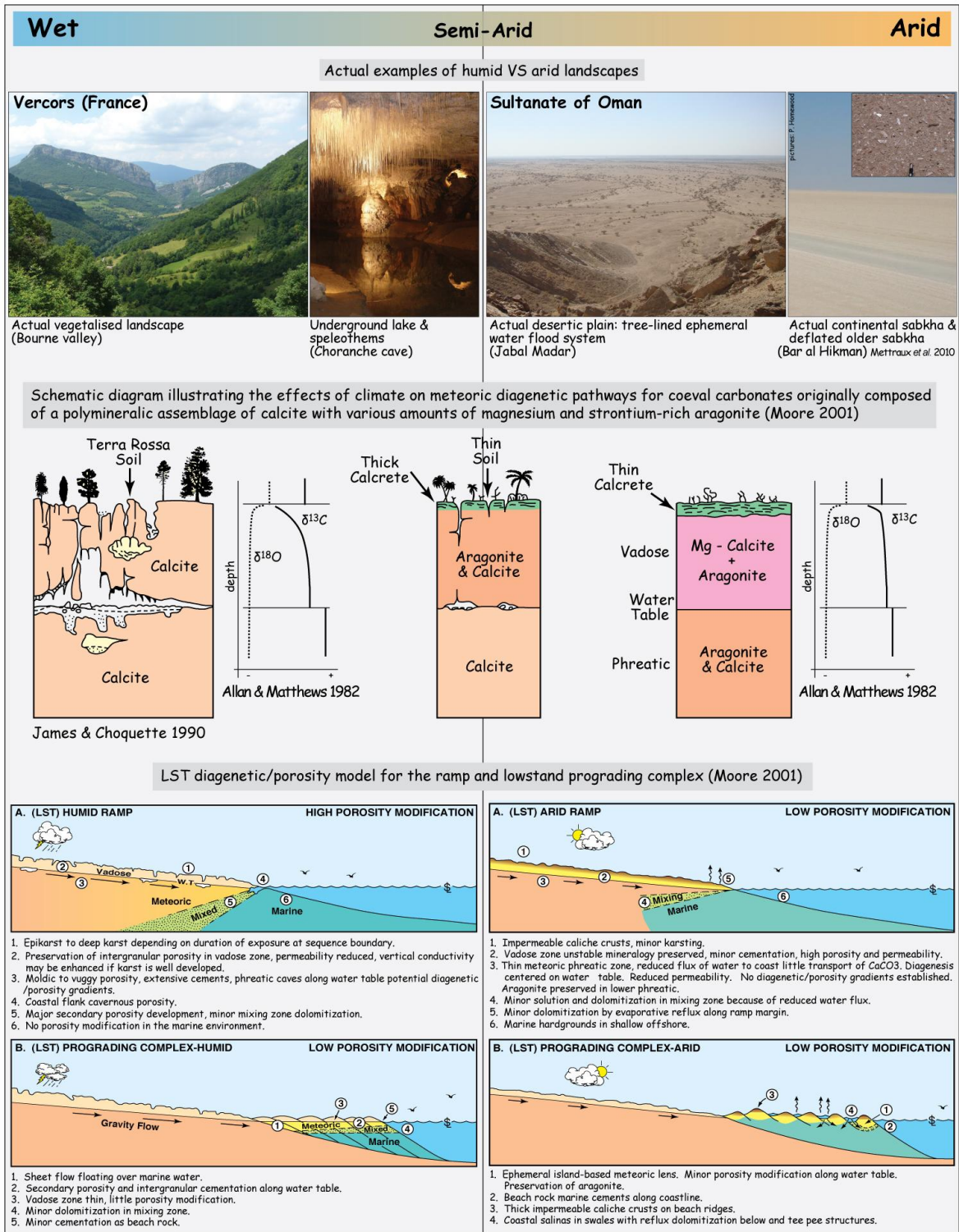


Figure A: Comparaison des caractéristiques morphologiques, pétrographiques, diagenétiques géochimiques des surfaces d'émergence pour des contextes climatiques humide et aride.

Pourquoi étudier la Formation Natih ?

Le Crétacé du Moyen-Orient enregistre, sur plus de 1000 mètres de série, le développement de très vastes plates-formes carbonatées peu profondes, au sein desquelles se forment localement et épisodiquement des bassins intrashelf d'extension hecto-kilométrique et de plusieurs dizaines de mètres de profondeur, bordés par des prismes bioclastiques, souvent riches en rudistes. Ces systèmes carbonatés constituent de véritables systèmes pétroliers puisque les dépôts de bassin intrashelf peuvent former sous certaines conditions des roches mères et les corps bioclastiques des réservoirs.

Les principaux caractères stratigraphiques et paléogéographiques de ces formations ont été précisés, à l'échelle du Golfe Persique ou à l'échelle plus détaillée de certains champs pétroliers ou zones d'affleurements et elles sont incluses dans un schéma stratigraphique régional très précis (**Ziegler, 2001; Sharland *et al.*, 2001; van Buchem *et al.*, 2010b; 2011;** etc.).

Dans ces systèmes, les définitions des limites de séquences sont le plus souvent basées sur l'analyse de la succession verticale des faciès sur les coupes d'affleurements et la réalisation de transects de corrélations (stratigraphie séquentielle), ainsi que sur les géométries observées en sismique. Ces outils permettent l'identification de migrations brutales des systèmes sédimentaires vers les bassins intrashelf lors des chutes du niveau marin relatif (**van Buchem *et al.*, 2002; Grélaud *et al.*, 2006; Razin *et al.*, 2010; Yose *et al.*, 2010**), la caractérisation de vallées incisées développées sur les plates-formes émergées (**Droste & van Steenwinkel, 2004; Grélaud *et al.*, 2006; Raven *et al.*, 2010**), plus rarement de modèles paléo-karstiques (**Bottom Dumay *et al.*, 2002**), et exceptionnellement l'analyse des prismes de régression forcées sur la marge océanique comme par exemple au sommet de la Formation Shuaiba dans les affleurements du nord du Jebel Akhdar en Oman (**Hillgärtner *et al.*, 2003; Gréselle & Pittet, 2005**). Ces éléments constituent les preuves univoques des phases d'émersion des plates-formes carbonatées développées au sommet des séquences de troisième et de second ordre. Les surfaces affectant des dépôts peu profonds de plate-forme et considérées dans les modèles séquentiels comme émergives, sont souvent associées à des incrustations de fer, des bioturbations locales, des nodules de silice, des horizons dolomités, une décoloration du sommet de la séquence ... Néanmoins, elles sont rarement associées à des perturbations significatives du $\delta^{13}\text{C}$ (**Immenhauser *et al.*, 2000a; 2000b; Satler *et al.*, 2005; Rameil *et al.*, 2011**) ou à des évidences de karstification et de pédogenèse. Occasionnellement des horizons pédogénétiques, des surfaces épikarstiques, des petites cavités ou fractures (remplies soit par les faciès argileux des formations sus-jacentes, soit par des brèches carbonatées intraformationnelles) ont été reconnues au sommet de la Formation Shuaiba ou Dariyan en Iran (**Vincent *et al.*, 2010b**) en offshore Qatar (**Raven *et al.*, 2010**) en Arabie Saoudite et en Oman (**Al-Ghamadi *et al.*, 2010; Rameil *et al.*, 2011**); ainsi qu'au sommet des Formations Natih-Mishrif-Sarvak en Iran (**Vincent *et al.*, 2010a; Sharp *et al.*, 2010; Razin *et al.*, 2010**), en offshore Qatar (**Bottom-Dumay *et al.*, 2002; Deville-de-Perrière *et al.*, 2011**) et aux Emirats Arabes Unis (**Burchette *et al.*, 2010**). Toutefois **A. Immenhauser & N. Rameils (2011)** soulignent en s'appuyant sur l'exemple de la

discontinuité du sommet du Shuaiba dans le Jebel Madar en Oman, le risque de mauvaise interprétation des structures karstiques issues de circulations de fluides profonds agressifs indépendamment d'une recharge superficielle directe au cours de l'enfouissement avec des modèles épikarstiques qui se seraient formés de manière contemporaine à l'émersion de la plate-forme du Shuaiba.

Dans un tel contexte, une des clés de compréhension des surfaces de discontinuités émerives peut résider dans l'analyse détaillée de la chronologie entre les phases de sédimentation, les lacunes sédimentaires et les phases diagénétiques précoces, comme cela a été montré dans des études récentes dans la région du Moyen-Orient pour la Formation Mishrif (**Deville-de-Périerre, 2011**).

Le travail présenté dans ce manuscrit s'articule autour de cette problématique qu'est l'identification et la caractérisation des surfaces d'émersion dans ce contexte de vastes plates-formes épiques (sub)équatoriales du Moyen-Orient.

La Formation Natih en Oman est un cas d'étude idéal pour étudier en détail les effets de la diagenèse météorique synsédimentaire des surfaces de discontinuité. En effet, les affleurements sont d'excellente qualité et permettent une cartographie en trois dimensions des surfaces, déjà incluses dans un schéma stratigraphique régional très précis (**Murris, 1980; Hughes Clarke, 1988; Burchette, 1993; Philip et al., 1995; Terken, 1999; Sharland et al., 2001; van Buchem et al., 1996, 2002; Droste and van Steenwinkel, 2004; Grélaud, 2005; Grélaud et al., 2006, 2010; Droste, 2010**). Ces études ont permis d'établir l'architecture détaillée de ces dépôts de plate-forme et de bassin intrashelf et de discuter de l'importance relative des facteurs tectoniques, eustatiques et climatiques qui contrôlent la dynamique de tels systèmes carbonatés.

Ce travail de recherche s'inscrit dans la continuité de celui mené par **C. Grélaud (2005)** qui a permis (i) de caractériser plus en détail la complexité de l'architecture des cycles de 3^{ème} et 4^{ème} ordre dans ce système de plate-forme carbonatée périodiquement émergé et incisé, (ii) de corréliser les surfaces d'incision à des prismes de régression forcée sur les bordures d'un bassin intrashelf, et (iii) de décrire précisément les géométries et les faciès de remplissage de ces incisions.

C. Grélaud (2005) propose, en conclusion de son travail, que le développement limité des phénomènes de dissolution lors des phases d'émersion de la plate-forme relèverait de la conjonction de différents facteurs : absence de couvert végétal et de sol, températures élevées, faible gradient hydraulique (20-30 m), profils de dépôt très faiblement inclinés, très faible fracturation, etc.

L'objectif majeur de la thèse présentée ici sera d'apporter de nouvelles données afin de mieux comprendre l'impact des événements émerifs sur la plate-forme carbonatée de la Formation Natih d'Oman, en termes d'enregistrement sédimento-diagénétique, de processus associés aux circulations d'eaux douces et d'influences sur les propriétés pétrophysiques des roches réservoir. Les principales questions qui sous-tendent la problématique de ce travail sont résumées ci-dessous.

Sédimentologie et diagenèse précoce - Impact diagénétique des surfaces de discontinuité de la Formation Natih

- Est-il possible de détecter une diagenèse précoce sous les surfaces de discontinuité présentes au sommet de la Formation Natih, au sommet des séquences de 3^{ème} ordre ou au sommet des cycles de haute fréquence? Quel en est la signature pétrographique ?
- Les incisions développées au sommet du Membre Natih E (1ère séquence de dépôt de 3^{ème} ordre, **Grélaud, 2005**) sont-elles associées à la mise en place et à la circulation d'une nappe d'eau douce ?
- Existe-t-il une variabilité de la diagenèse précoce sous les surfaces d'émersion suivant un profil proximal-distal en direction du bassin intrashelf ?
- La diagenèse météorique favorise-t-elle, pour l'exemple de la Formation Natih, la poronécrose ou la préservation (amélioration) de la porosité ?
- Quelle(s) implication(s) l'étude de la diagenèse précoce apporte-t-elle sur le paléoclimat et la paléogéographie qui régnait au moment de la mise en place des discontinuités de la Formation Natih ?
- Est-il possible d'établir, à partir de l'exemple de la Formation Natih, un modèle (prédictif) de la diagenèse associée aux discontinuités émerives sur les plates-formes carbonatées crétacées de la plaque arabe ?

Diagenèse d'enfouissement - Impact diagénétique des différentes histoires de structuration des sites d'études

- Quel est l'origine et l'âge des phases diagénétiques postérieures au dépôt des unités de la Formation Natih ?
- Quel est l'influence des différentes histoires d'enfouissement subies par les secteurs étudiés dans les montagnes du Jebel Akhdar, dans les foothills d'Adam et dans les champs pétroliers sur la diagenèse d'enfouissement ?
- Quel est l'origine de la faible porosité des roches de la Formation Natih observée à l'affleurement et des très bonnes propriétés réservoir mesurées en subsurface ?

Application réservoir -

- Quels sont les facteurs de contrôle des propriétés réservoirs de la Formation Natih ?
- Est-il possible d'extraire d'une mesure pétrophysique l'impact des différentes étapes diagénétiques (diagenèse précoce VS diagenèse d'enfouissement par exemple) ?
- Est-il possible d'extrapoler l'information diagénétique collectée par les analyses sédimento-diagénétiques à un signal diagraphique ou sismique ?

Les principales méthodes employées pour tenter de répondre à ces questions ont été les suivantes, en fonction des données disponibles:

- étude sédimentologique et identification macroscopique des objets ou phases diagénétiques associés aux surfaces à l'affleurement et sur des forages carottés.

- élaboration d'un inventaire des phases minérales obturant la porosité, séquençage diagénétique (microscopie optique, colorations, cathodoluminescence, MEB, DRX).
- identification des fluides à l'origine de ces cimentations (géochimie isotopique : $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)
- reconstitutions des paléocirculations hydrologiques prenant en compte l'histoire géologique du bassin (enfouissement, phases tectoniques, émerSIONS, érosions, transgressions marines, exhumation...)
- réalisation d'un inventaire exhaustif des caractéristiques pétrophysiques à partir d'échantillons issus des puits carottés (types de porosités, tailles des pores, tailles des seuils de pores).

Ce manuscrit, qui présente les résultats de ce travail de recherche, s'articule en 3 parties:

La **première partie** réalise un zoom progressif sur l'objet de l'étude en présentant tout d'abord le contexte général des plates-formes carbonatées au Crétacé (**chapitre 1**), la stratigraphie régionale et les systèmes de dépôts de la plate-forme arabe entre l'Albien et le Turonien (**chapitre 2**); la position structurale de la marge omanaise (**chapitre 3**), puis la stratigraphie, les modèles de faciès et l'architecture des séquences de dépôts de la Formation Natih (**chapitre 4**) et enfin une description des différents secteurs d'étude de ce travail (**chapitre 5**).

La **deuxième partie** se concentre sur l'analyse et l'interprétation de l'enregistrement pétrographique et stratigraphique de la diagenèse au sein de la Formation Natih et s'organise ainsi :

Le **chapitre 6** expose les différentes méthodes d'analyse et les objets sur lesquels elles ont été appliquées.

Le **chapitre 7** présente l'analyse sédimento-diagénétique réalisée à partir des données d'affleurement. L'inventaire, la chronologie et l'interprétation des phases diagénétiques ayant affecté les sédiments de la Formation Natih sont présentés par secteur d'étude à travers une étude pétrographique fine couplée à des mesures géochimiques, très largement fondée sur le signal isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), du carbone ($\delta^{13}\text{C}$), et dans une moindre mesure du strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Des analyses ponctuelles des éléments majeurs et traces complètent cette approche. Un des objectifs de cette étape est de comprendre l'évolution dans le temps et dans l'espace des solutions parentes à l'origine des produits diagénétiques.

Le **chapitre 8** propose un premier niveau d'interprétation, à partir des données de terrain, par le biais d'une reconstitution des événements sédimento-diagénétiques de la Formation Natih, permettant d'intégrer les informations diagénétiques dans un cadre plus régional.

Le **chapitre 9** présente l'analyse sédimento-diagénétique réalisée à partir des données de subsurface. A la manière du chapitre 7, l'inventaire, la chronologie et l'interprétation des phases diagénétiques ayant affecté les sédiments de la Formation Natih sont présentés par secteur d'étude, à partir de l'analyse de puits carottés appartenant à Petroleum Development Oman (PDO) dans des champs pétroliers du Nord de l'Oman.

Le **chapitre 10** propose une synthèse des données et des interprétations présentées dans les chapitres précédents. Elle aboutit à une comparaison de l'enregistrement diagénétique entre les affleurements et la subsurface.

La *troisième partie* aborde les propriétés de porosité et de perméabilité de l'ensemble de la Formation Natih (**Chapitre 11**) afin de caractériser les répartitions verticales et horizontales des propriétés pétrophysiques, et de discuter qualitativement des rôles respectifs du contexte sédimentaire et de la diagenèse sur le modèle pétrophysique de cette formation (**Chapitre 12**). Le **chapitre 13** propose finalement une réflexion sur les différentes possibilités d'intégrer les résultats d'une telle étude aux problématiques de prédiction et de modélisation des hétérogénéités réservoir.

PARTIE I- CADRE GEOLOGIQUE

La *première partie* réalise un zoom progressif sur l'objet de l'étude en présentant tout d'abord le contexte général des plates-formes carbonatées au Crétacé (**chapitre 1**), la stratigraphie régionale et les systèmes de dépôts de la plate-forme arabe entre l'Albien et le Turonien (**chapitre 2**); la position structurale de la marge omanaise (**chapitre 3**), puis la stratigraphie, les modèles de faciès et l'architecture des séquences de dépôts de la Formation Natih (**chapitre 4**) et enfin une description des différents secteurs d'étude de ce travail (**chapitre 5**).

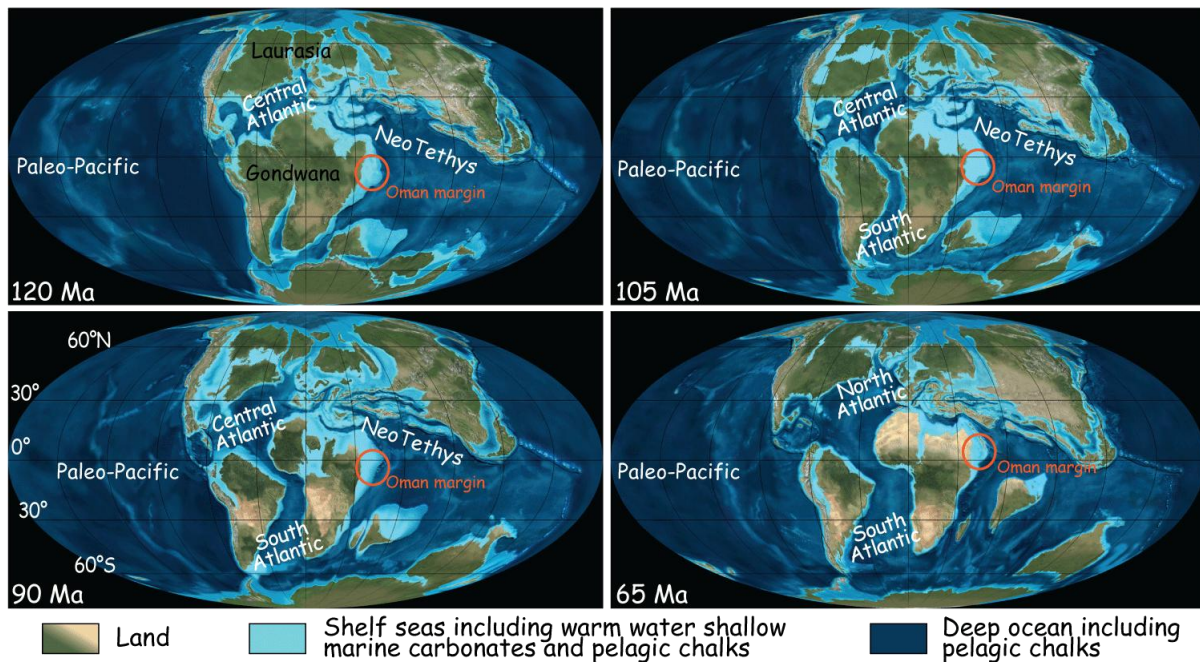
PARTIE I

CADRE GEOLOGIQUE

Chapitre 1 - CONTEXTE GENERAL AU CRETACE	17
1.1 Cadre paléogéographique du domaine téthysien	17
1.2 Contexte paléoclimatique	18
1.3 Evènements anoxiques	21
1.4 Les processus d'altération déduits des isotopes du strontium	22
1.5 Cadre eustatique	24
Chapitre 2 - STRUCTURATION DE LA MARGE OMANAISE	25
2.1 Histoire sédimento-structurale du Crétacé	25
2.2 Structuration alpine des Montagnes d'Oman (Miocène)	32
Chapitre 3- LE GROUPE WASIA A L'ECHELLE DE LA PLAQUE ARABE	34
3.1 Les systèmes de dépôts Albien supérieur – Turonien inférieur	34
3.2 Discontinuité sommitale du Groupe Wasia	39
Chapitre 4- LA FORMATION NATIH	43
4.1 Stratigraphie de la Formation Natih	43
4.2 Les modèles de faciès	46
4.2.1 Le système de plate-forme / bassin intrashelf	46
4.2.2 Le système de plate-forme interne mixte argilo-carbonatée peu profonde	59
4.3 Architecture des séquences de dépôts	65
4.4 Hiérarchisation des discontinuités sédimentaires de la Formation Natih	73
4.4.1 Les surfaces d'émersion	73
4.4.2 Autres discontinuités sédimentaires	80
4.4.5 Hardground:	81
4.4.6 Surfaces d'inondation maximales (MFS pour MaximumFlooding Surface):	81
Chapitre 5 - LES SECTEURS D'ETUDE	82

Chapitre 1 - CONTEXTE GENERAL AU CRETACE

La période crétacée se caractérise par le développement de vastes plates-formes carbonatées (plates-formes à rudistes, récifs), favorisé par une grande extension de marges passives peu profondes en zone intertropicale, des conditions climatiques globales chaudes de type *greenhouse*, et un niveau eustatique relativement haut (Skelton *et al.*, 2003; Fig. 1.1). A cette époque, la marge omanaise se situait approximativement en domaine équatorial, entre 20 et 0°S de latitude (Fig. 1.1).



1.1 Cadre paléogéographique du domaine téthysien

Le paysage paléogéographique du domaine téthysien au Crétacé est hérité dans un premier temps de la fracturation septentrionale du vaste continent de la Pangée à la fin de l'Ère Primaire, aboutissant à la fermeture de la Paléotéthys (entre la fin du Permien et le Trias moyen), à l'ouverture de la NéoTéthys (initiée entre la fin du Carbonifère et le début du Permien) et de l'océan Atlantique central (au Jurassique ; Stampfli & Borel, 2002). L'évolution paléogéographique de ce domaine est ensuite étroitement liée à une subduction diachrone de la NéoTéthys le long de la marge nord eurasiennne, qui contribue à la dislocation finale du Gondwana. Celle-ci est matérialisée par l'ouverture de l'océan Atlantique Sud et du proto-océan indien entre les blocs gondwaniens occidentaux (Afrique, Arabie) et orientaux (Inde, bloc de Kabul) (Fig. 1.1).

1.2 Contexte paléoclimatique

Le Crétacé est considéré comme étant une période *greenhouse*, caractérisée par des températures relativement homogènes et élevées sur toute la surface du globe (absence de calotte glaciaire permanente) (Arthur *et al.*, 1985; Hallam, 1985; Frakes *et al.*, 1992), et qui atteignent un climax au Crétacé moyen (Albien - Turonien). Ce réchauffement est attesté par l'absence (ou la rareté) de sédiments glaciaires (Price, 1999), par la présence d'espèces florofauniques tropicales dans les hautes latitudes (Huber 1998; Tarduno *et al.*, 1998) et par de très nombreux travaux de reconstitutions des paléotempératures basées sur des méthodes géochimiques (Tableau 1.A) incluant des $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur foraminifères (Pearson *et al.*, 2001; Huber *et al.*, 2002; Norris *et al.*, 2002; Wilson *et al.*, 2002; etc.), sur des dents de poisson (Pucéat *et al.*, 2003), sur des rudistes (Steuber *et al.*, 2005), ainsi que des analyses sur les compositions de membranes lipidiques de micro-organismes (TEX₈₆) (Schouten *et al.*, 2003; Jenkyns *et al.*, 2004). Les simulations du climat crétacé à partir de modèles numériques ont également permis de tester différentes interactions entre les paléo-températures, les concentrations en CO₂ atmosphérique, les gradients de température entre l'équateur et les pôles, la stratification de l'océan, l'impact du lessivage des continents etc. (Barron *et al.*, 1993; Berner & Kothavala, 2001; Poulsen *et al.*, 2001; Bice *et al.*, 2006; Fluteau *et al.*, 2007).

Le tableau 1.A présente pour différentes paléo-latitudes des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et des mesures de TEX₈₆, extraites de travaux publiés. Ces études indiquent des températures plus élevées que celles des océans modernes (~28-29°C) comprises entre 27 et 36 °C (Price & Hart, 1998; Takashima *et al.*, 2006); 33 < < 34 ° (Norris *et al.*, 2002); 32 < < 36 °C (Schouten *et al.*, 2003); 27 < < 32 °C (Wilson & Opdyke, 1996 [Maastrichtien]).

Location, paleolatitudes	Age	Sample type	Mesured $\delta^{18}\text{O}$ (‰ v- PDB)	Calculated Paleo SST (° C) (Hyp. on $\delta^{18}\text{O}$ smow)	Reference
England (33-37 °N) * Spain (25-30 °N) **	Cenomanian	belemnites, brachiopods, oysters	-2 < < -0,8 * -2,9 < < -2 **	16,9 < < 22,5 * 23,5 < < 27,8 **	Voigt <i>et al.</i> 2003
Equatorial Pacific Ocean (5 & 30 °N)	Cenomanian to Turonian	Archeal Lipids from black shales	TEX ₈₆ 0,89 < < 0,96	32 < < 36	Schouten <i>et al.</i> 2003
Croatia (21,7 °N) * Greece (16,5 °N) **	Cenomanian (97,5 Ma) * Turonian (91,1 Ma) **	Rudists	-5,0 < < -2,9 * -4,9 < < -3,7 **	24 < < 34,5 * (-1‰ VSMOW) 28 < < 34 **	Steuber <i>et al.</i> 2005
Czech Republic (35 °N) * Egypt (10 °N) **	Cenomanian & Turonian	Rudists	-5,01 < < -2,93 * -6,73 < < -4,78 **	24,5 < < 34,7 * 31,0 < < 41,2 **	El-Shazly <i>et al.</i> 2011
Demera rise - Central Atlantic (12-14°N)	Cenomanian	planctonic foraminifers	-4,31 < < -3,37	30,9 < < 34,8 (-0,54 < < 0,40 ‰ VSMOW)	Bice <i>et al.</i> 2006
Mid-Pacific Mountains (~ 5 °S)	Late-Albian to Cenomanian	benthic foram. * planctonic foram. **	-1,94 < < -0,63 * -3,19 < < -2,09 **	15,4 < < 21,5 * 22,3 < < 28,2 **	Price & Hart 2002
Exmouth Plateau Pacific (49 to 47 °S)	Late-Albian to Middle Turonian	bulk samples	-1,46 < < -0,93	16,2 < < 18,6 (-1‰ VSMOW)	Clarke & Jenkyns 1999

Tableau 1.A: Mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et paléotempératures calculées pour l'intervalle Albien supérieur - Turonien pour différentes paléo-latitudes, d'après des données publiées.

Le réchauffement global au Crétacé est considéré comme résultant partiellement de la configuration des continents (Barron & Washington, 1984), d'une augmentation des flux thermiques atmosphériques et océaniques vers les pôles (Rind & Chandler, 1993; Barron *et al.*, 1993; Hay & DeConto, 1999; Ufnar *et al.*, 2004), et de faibles gradients de températures latitudinaux entre l'équateur et les pôles (Fig. 1.2-B, Arthur *et al.*, 1985; Barron *et al.*, 1993;

Huber et al., 1995; Bice et al., 2006). Toutefois une part importante du réchauffement au Crétacé découlerait d'une forte pression partielle du CO₂ atmosphérique (**Barron & Washington, 1985; Berner & Kothavala, 2001; Crowley & Berner, 2001; Royer et al., 2004; etc.**), présent dans des proportions excédant considérablement le niveau actuel (**Arthur et al., 1985; Cerling, 1991**). Des concentrations de CO₂ atmosphérique supérieures à 3500 ppm sont suggérées pour le Crétacé, tandis que les teneurs estimées pour l'époque moderne préindustrielle avoisinent 280 ppm (**Bice et al., 2006**). Un des facteurs contribuant à l'augmentation des gaz à effet de serre résiderait dans les taux élevés d'expansion des rides médio-océaniques et une activité volcanique importante au cours du Crétacé (**Fig. 1.2, Arthur et al., 1985; Larson, 1991; Frakes et al., 1992; etc.**). Certains travaux ont également évoqué des périodes d'expulsions soudaines d'hydrates de méthane ayant pour conséquence l'amplification du réchauffement d'une part et une déstabilisation des équilibres chimiques et biologiques des océans d'autre part (**Dickens et al., 1995; Hesselbo et al., 2000; Weissert, 2000; Bice et al., 2006; etc.**). L'importance de ces différents facteurs sur les évolutions climatiques crétacées reste encore aujourd'hui largement débattue dans la mesure où le climat crétacé résulte de combinaisons et d'interactions entre les différents facteurs (les mécanismes évoqués plus haut ne représentant pas une liste exhaustive de tous les facteurs jouant un rôle sur le climat).

Sous ces conditions climatiques générales, d'importantes perturbations de l'enregistrement sédimentaire ont toutefois ponctué la période du Crétacé (**Fig. 1.2**), notamment au cours du Crétacé moyen à supérieur, marquées par exemple par des périodes d'anoxie des bassins océaniques (OAE pour *Oceanic Anoxic Event*; **Schlanger & Jenkyns, 1976; Fig. 1.2**) et de perturbations du cycle du carbone. Une variabilité climatique sur de courtes périodes (réchauffements / refroidissements; périodes arides / périodes humides; brefs épisodes glaciaires) est également évoquée et débattue en opposition à un modèle suggérant une stabilité climatique durant le Crétacé (**Price, 1998; Stoll & Schrag, 2000; Gale et al., 2002; Miller et al., 2003; 2005**).

Ces perturbations se sont parfois accompagnées de "crises" biologiques, durant lesquelles la production carbonatée d'origine biologique s'est réduite drastiquement (**Johnson et al., 1996; Leckie et al., 2002; Weissert & Erba, 2004**) et où les réponses des plates-formes carbonatées ont été complexes et variables.

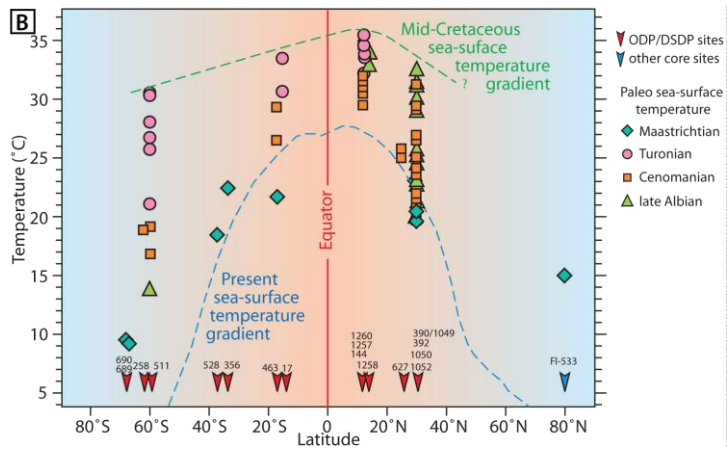
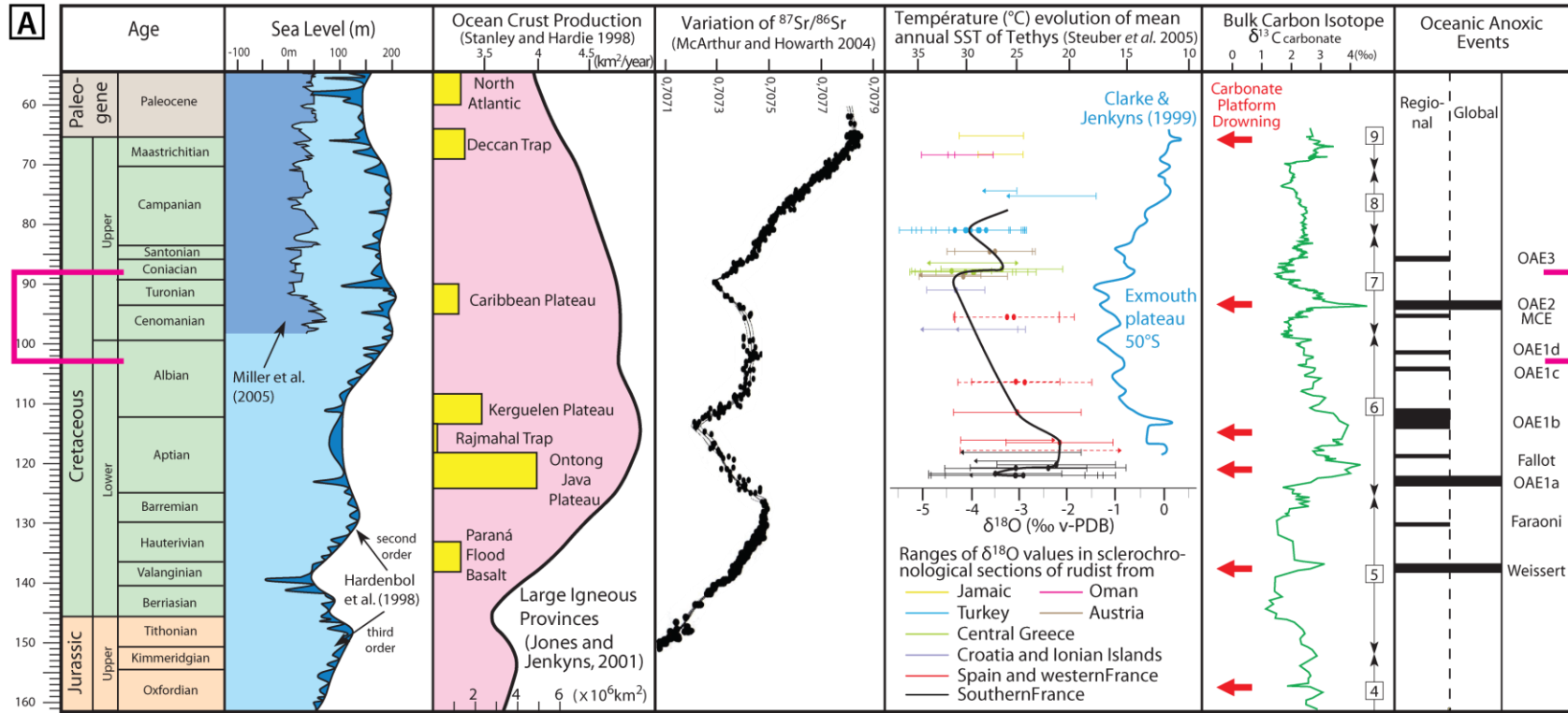


Figure 1.2: Evolution du climat au Crétacé.

A) Compilation des changements crétacés (d'après **Takashima et al., 2006**) du niveau marin; de la production de croûte océanique et des provinces volcaniques, du signal isotopique en carbone (4: **Dromart et al., 2003**; 5: **Weissert et al., 1998**; 6: **Erbacher et al., 1996**; 7: **Jenkyns et al., 1994**; 8: **Jarvis et al., 2002** et 9: **Abramovich et al., 2003**), des évènements d'enneigement des plates-formes (**Simó et al. 1993**) et des évènements anoxiques. Les variations du ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (**McArthur & Howarth, 2004**), ainsi que les paléotempératures dérivées de mesures de δ¹⁸O sur des sections de rudistes (**Steuber et al., 2005**) sont rajoutées sur ce profil.

Encadrée en rose, la période étudiée dans le cadre de cette étude.

B) Variations latitudinales des paléo-températures de surface de l'océan (**Takashima et al., 2006**), dérivées d'isotopes d'oxygène mesurés sur foraminifères planctoniques et de mesures TEX₈₆ (d'après **Huber et al., 2002**; **Bice et al., 2003** et **Jenkyns et al., 2004**).

1.3 Evènements anoxiques

D'une manière générale, les évènements anoxiques identifiés au cours de la période crétacée se manifestent par:

- (i) des dépôts d'argiles riches en matière organique (*black shales*; alternance d'argiles / couches siliceuses / marnes) témoignant d'une accumulation (et préservation) accrue de matière organique dans les environnements marins (mers profondes et mers épicontinentales);
- (ii) une perturbation du cycle du carbone, généralement associée à des pics positifs du $\delta^{13}\text{C}$ mesurés dans les roches marines (e.g. **Erba, 2004**) mais aussi sur le carbone organique terrestre (**Hawasega, 2003**), traduisant le retrait du cycle du carbone des isotopes légers (^{12}C) et un enrichissement en isotopes lourds (^{13}C), en liaison avec l'augmentation de la production et/ou l'augmentation de l'enfouissement et de la préservation de la matière organique (**Jenkyns, 1980; Scholle & Arthur, 1980, Erbacher et al. 1996; Weissert et al. 1998; Leckie et al. 2002**)
- (iii) des bouleversements fondamentaux des écosystèmes, enregistrés par exemple dans les assemblages de foraminifères planctoniques (e.g. **Erba, 2004**) ou sur les plates-formes carbonatées peu profondes (**Johnson et al., 1996; Simo et al., 1993; Weissert et al., 1998; Weissert & Erba, 2004**).

De nombreux facteurs locaux ou globaux, exerçant les uns sur les autres des rétroactions positives ou négatives, apparaissent déterminants dans le déclenchement et le développement des évènements anoxiques, comme par exemple l'existence de barrières paléogéographiques favorisant l'isolement et le confinement des bassins océaniques ou au contraire permettant des connexions océaniques et le brassage des eaux chaudes et froides; le développement des zones d'*upwelling* en lien avec un plus fort lessivage des continents; des conditions climatiques chaudes favorisant par exemple l'existence d'eaux océaniques plus chaudes, mais aussi appauvries en oxygène; le réchauffement des eaux profondes pouvant contribuer à la déstabilisation d'hydrates de méthanes stockés dans les sédiments des marges continentales, ayant pour effet l'oxydation du méthane et l'appauvrissement en oxygène dissout de la colonne d'eau, ainsi qu'une augmentation du CO_2 atmosphérique (**Weissert, 2000**); une forte activité volcanique et d'expansion océanique, contribuant à l'augmentation des gaz à effet de serre et à un réchauffement des températures atmosphériques et océaniques; des périodes de haut niveau marin et de grande transgression, etc.

Les évènements anoxiques ont eu un effet significatif sur l'évolution et la diversité des communautés marines, suscitant des épisodes de diversification des faunes, ou au contraire des phases d'extinctions et de renouvellements des communautés (**Leckie et al., 2002; Erba, 2004**).

Ces évènements ont également servi de thermostat au cours de la période *greenhouse* crétacée. En effet, le stockage du carbone organique dans les réservoirs sédimentaires a pu contribuer à réduire temporairement les concentrations de CO_2 du réservoir océan-atmosphère, ponctuant ainsi l'enregistrement d'un réchauffement global.

A l'échelle de la Téthys, sur l'intervalle Cénomaniens - Turonien deux événements environnementaux influençant le rapport isotopique du carbone ont été identifiés. L'évènement majeur est proche de la limite cénomano-turonienne, et succède directement à un évènement anoxique majeur (OAE2 ou *Bonarelli event*), aboutissant à des dépôts étendus de sédiments riches en matière organique (**Fig. 1.3**) et une excursion du $\delta^{13}\text{C}$ supérieure à 2‰ (**Scholle & Arthur, 1980; Arthur et al., 1987; Jenkyns et al. 1994 ; Poulsen et al., 2001; Leckie et al., 2002 ; Jarvis et al., 2006**).

Le deuxième évènement est moins documenté, il s'agit d'une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée au Cénomaniens moyen. (~ 96 Ma; **Erbacher et al., 1996 ; Coccioni & Galeotti, 2003**)

Deux autres évènements, plus régionaux, sont également enregistrés à l'Albien supérieur (OA1c et OA1d; ~ 102 Ma et ~ 99,2 Ma respectivement ; **Leckie et al., 2002**).

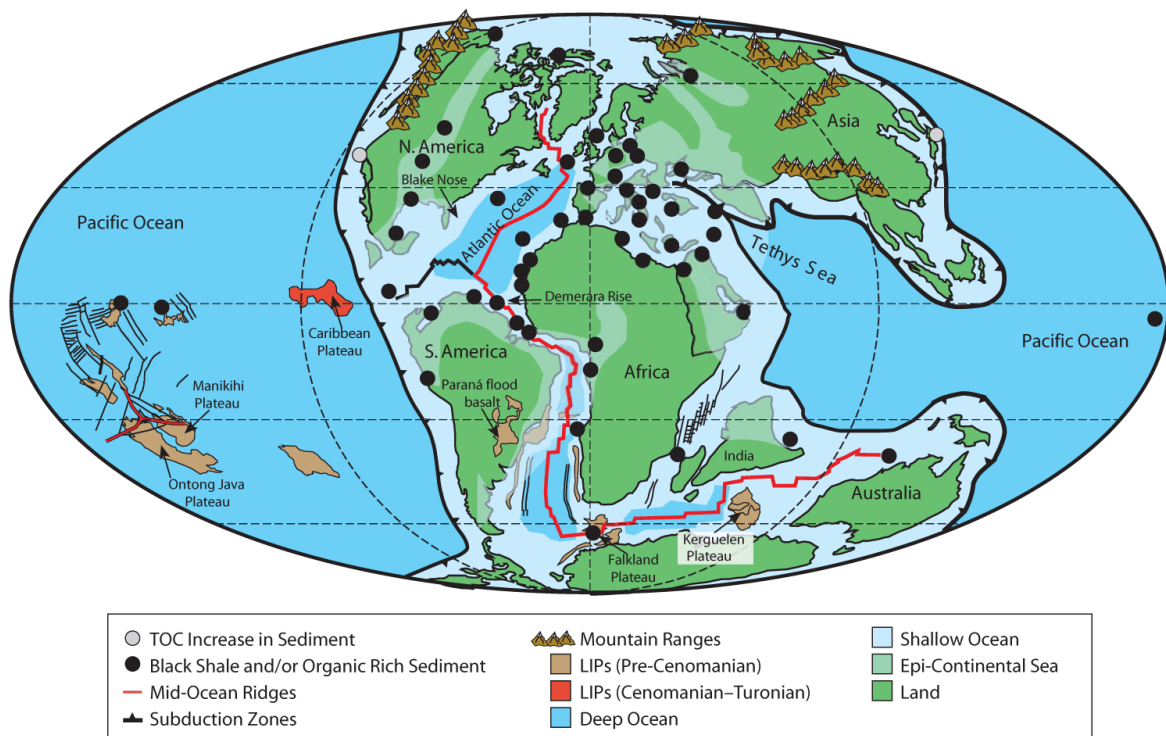


Figure 1.3: Distribution des *black shales* et des sédiments riches en matière organique associés à l'OAE2 (**Takashima et al., 2006**).

1.4 Les processus d'altération déduits des isotopes du strontium

Les ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de mer ont variés au cours du temps sous l'influence des variations de l'apport en strontium issus de sources différentes (**Fig. 1.4; McArthur & Howarth, 2004**). Deux principales sources du Sr sont responsables des variations du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de mer (**Brass, 1976**) :

- L'altération hydrothermale des basaltes à proximité des rides médio-océaniques qui fournit un Sr avec un ratio assez faible autour de 0,702;

- L'altération subaérienne des roches continentales riches en Rb, qui fournit un Sr avec un ratio beaucoup plus élevé (jusqu'à 0,718).

L'intervalle Albien - Cénomanién terminal expose une augmentation des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ce qui traduit une évolution vers des valeurs radiogéniques. Ces changements du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reflèteraient une proportion importante de matériel dérivé de l'érosion des continents, enrichi en ^{87}Sr , dans les eaux de surface (Veizer *et al.*, 1999; Leckie *et al.*, 2002; McArthur & Howarth, 2004); Fig. 1.4), et pourraient être reliés à une période de réchauffement (Frija & Parente, 2008). La dérive négative du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, s'étalant du Cénomanién supérieur au Turonien, soulignerait en revanche une forte activité volcanique sous-marine, à l'origine d'une production de ^{87}Rb non décomposé en ^{87}Sr (Bralower *et al.*, 1997; Jones & Jenkyns, 2001).

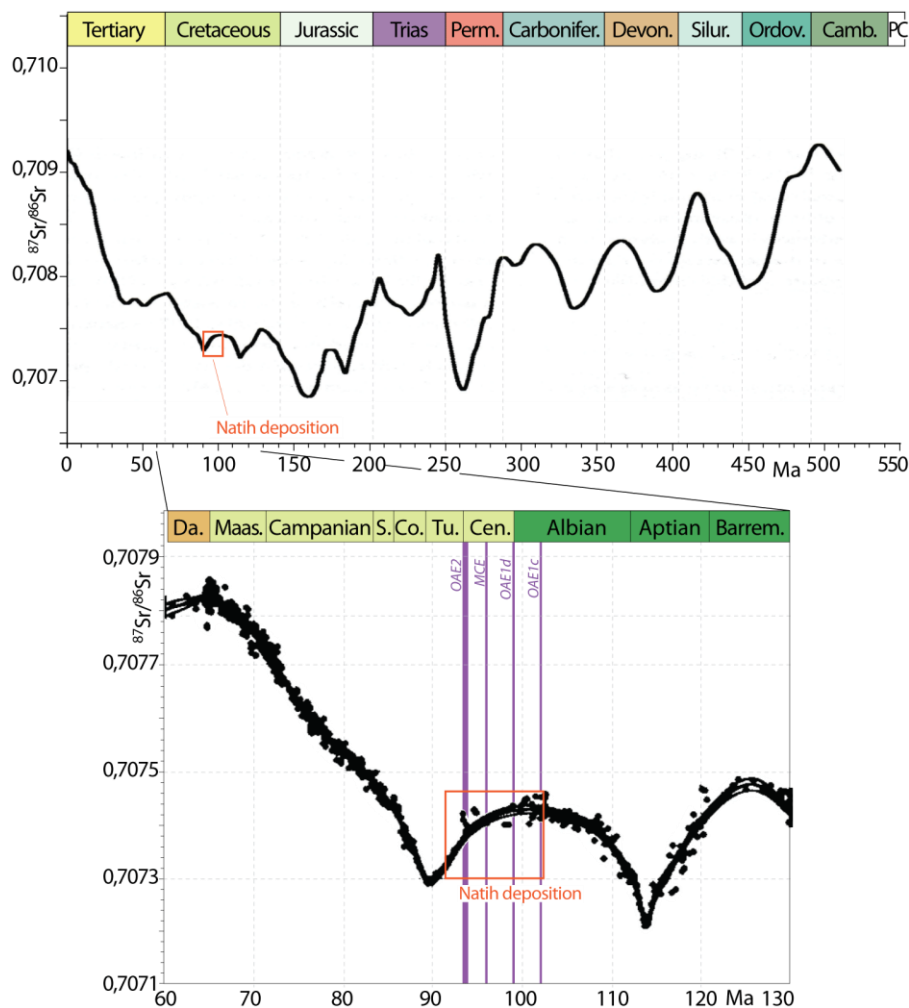


Figure 1.4: Evolution phanérozoïque de la composition en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux marines avec un zoom sur le Crétacé moyen à supérieur (McArthur & Howarth 2004).

Sr et OAE Un Pic positif du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est identifié juste avant l'OAE2 par certains auteurs (Bralower *et al.*, 1997; Frija & Parente, 2008). Il serait initié (i) par le réchauffement du climat, le lessivage des continents et l'augmentation du ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans les eaux de surfaces d'un océan stratifié, et serait suivi par (ii) un bref épisode de refroidissement au

Cénomaniens supérieur, associé à l'effondrement de la stratification de l'océan permettant le brassage des eaux de surfaces avec les eaux profondes ayant accumulées le signal isotopique (faibles $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) de l'activité hydrothermale aux rides médio-océaniques (**Frija & Parente, 2008**).

1.5 Cadre eustatique

Les fluctuations eustatiques du niveau marin résultent de changements du volume des océans qui dépendent principalement de la croissance-décroissance de calottes glaciaires sur de petites périodes (10^4 - 10^5 ans) ou du volume des bassins océaniques qui fluctuent sur de longues périodes (10^6 - 10^7 ans) en réponse à des variations des taux d'expansion océanique, des longueurs des rides, ou encore de la collision/dislocation des continents (**Miller *et al.*, 2005a et b**).

Le Crétacé est caractérisé par un haut niveau marin- plus haut que le niveau marin actuel (+ 100 à 200 m)- résultant de la conjonction de l'éclatement de la Pangée, d'un fort taux d'expansion du plancher océanique, de l'emplacement de larges provinces ignées (plateaux volcaniques), de l'absence de calotte glaciaire pérenne aux pôles (**Haq *et al.*, 1988; Larson, 1991; Miller *et al.*, 2005a**).

Ce haut niveau marin culmine au Crétacé supérieur (~ 100 - 75 Ma, **Fig. 1.2-A**), lorsque l'immersion des continents (> 20 % des surfaces continentales; **Fig. 1.1**) permet le développement de vastes mers épiriques.

Des travaux récents (**Stoll & Schrag, 2000; Gale *et al.*, 2002; Miller *et al.*, 2003; 2005; Takashima *et al.*, 2006**) suggèrent toutefois l'existence de chutes rapides du niveau marin au cours du Crétacé supérieur, en se basant notamment sur l'existence de pics positifs du $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur des foraminifères, sur l'apparition à proximité des pôles de dépôts glaciaires, ou sur l'enregistrement dans les séquences de dépôts de chutes du niveau marin d'amplitudes significatives. Ces auteurs suggèrent un contrôle glacio-eustatique, et la possible croissance et décroissance sur de courtes périodes de calottes glaciaires de moindres extensions. Plusieurs événements glaciaires de courtes périodes sont ainsi évoqués sur la période du Crétacé moyen à supérieur (Cénomaniens moyen [96 Ma]; Turonien moyen [91-90 Ma]; Campanien moyen et Maastrichtien supérieur [70,6 et 66,1 Ma], suggérant des changements rapides, possiblement glacio-eustatique, du niveau marin.

Chapitre 2 - STRUCTURATION DE LA MARGE OMANAISE

Les séries mésozoïques de la plate-forme arabe affleurent dans les unités autochtones des Montagnes d'Oman situées sur la pointe orientale de la plaque arabe, en bordure du golfe d'Oman. Elles se poursuivent en subsurface vers le sud où elles sont explorées et exploitées dans les champs pétroliers de l'Intérieur Oman et des Emirats Arabes Unis (U.A.E.).

Les grands traits structuraux des Montagnes d'Oman ont été principalement établis suite aux travaux de **K.W. Glennie *et al.*, (1974)** et d'une cartographie géologique régulière du BRGM dans les années 1980 - 90. Une série de résultats scientifiques a été également publiée à l'issue du congrès international sur la Géologie de l'Oman de Mascate (**Robertson *et al.*, eds, 1990**).

La chaîne des Montagnes d'Oman édiflée sur la bordure de la plaque arabe résulte de deux phases de déformation majeures, l'une au cours du Crétacé supérieur (phase éoalpine), l'autre durant le Miocène (phase alpine) (**Fig. 2.1**).

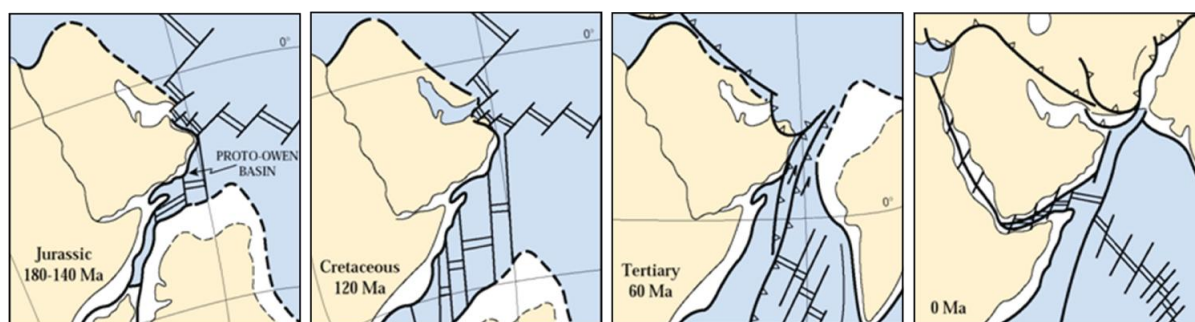


Figure 2.1: Schémas d'évolution géodynamique de la plaque arabe du Jurassique à l'actuel (d'après **Loosveld *et al.*, 1996**)

2.1 Histoire sédimento-structurale du Crétacé

La marge passive (Permien – Turonien)

Au cours du Permien se produit une fragmentation de la partie septentrionale du supercontinent Gondwana sur la marge sud de la Paléo-Téthys. Cette phase distensive aboutit à l'ouverture océanique de la Néo-Téthys. Du Permien au Turonien, la marge passive de la plaque arabique devient alors le siège d'une puissante sédimentation de plate-forme carbonatée peu profonde. Cette marge continentale est marquée par un amincissement progressif de la croûte continentale en direction du nord-est, et se découpe en différents domaines paléogéographiques (**Fig. 2.2-C**) :

1) Le domaine de plate-forme se matérialise par une série de 2500 mètres d'épaisseur de dépôt du Permien au Crétacé. Dans le Jebel Akhdar, les dépôts de plate-forme du Tithonien supérieur au Turonien inférieur forme une épaisse série de 1300 mètres d'épaisseur (**Fig. 2.3**). Le vaste domaine de plate-forme est bordé au sud et sud ouest, à la périphérie du bouclier arabe (**Fig. 2.2-A**), par des systèmes fluviaux-deltaïques continentaux ou des systèmes

carbonatés marins marginaux (**Murris, 1980; Ziegler, 2001; Droste & van Steenwinkel, 2004**). Durant la période de l'Albien au Turonien inférieur, la plaque arabe est le siège d'une sédimentation peu profonde carbonatée ou mixte sur laquelle s'accumule la série étudiée ici (**Fig. 2.2-B**).

2) Le domaine de pente continentale forme une portion de 60 km de large sur laquelle s'accumule des faciès externe de pente (dépôts gravitaires turbiditiques) de la fin du Permien jusqu'au Crétacé (**Béchenec et al., 1990**).

3) Le bassin Hawasina, large d'au moins 400 km, est constitué de deux bassins à sédimentation pélagique, l'Hamrat Duru et l'Umar, résultant de phases d'extension et de rifting permien et triassiques. Ces deux bassins sont séparés par la plate-forme carbonatée de Kawr (**Fig. 2.2-C; Béchenec et al., 1990**).

4) Le bassin de Samail, s'étendant au nord-est du bassin Umar, est constitué par une croûte océanique d'âge albien, accumulée de part et d'autre d'une ride océanique, activée à partir du Trias moyen à supérieur le long de la bordure sud de la Neotéthys (**Beurrier, 1988; Ricou, 1994**).

A l'est de la plaque arabe, une marge continentale transformante d'orientation NNE-SSW à la limite avec le proto océan indien, est associée à une lithosphère océanique d'âge jurassique (**Loosveld et al., 1996**)

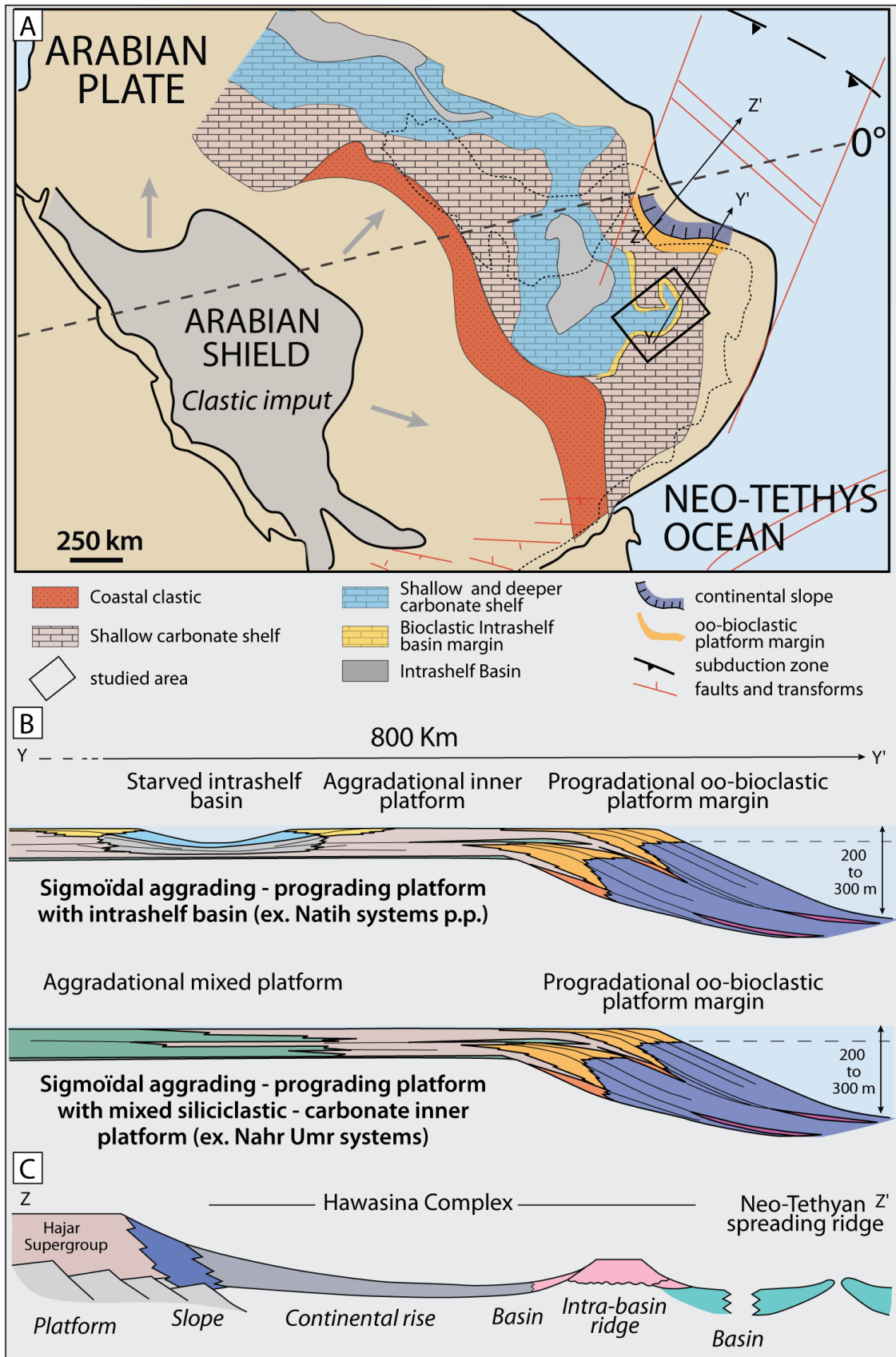


Figure 2.2: A) Carte paléogéographique simplifiée de la plaque arabe au Cénomaniens (modifiée d'après **Murris, 1980**) et B) modèles de systèmes carbonatés et mixtes (**Razin, 2008**). C) Reconstruction simplifiée de la marge continentale passive omanaise sur la bordure sud de la Néotéthys (d'après **Béchenec et al., 1990**).

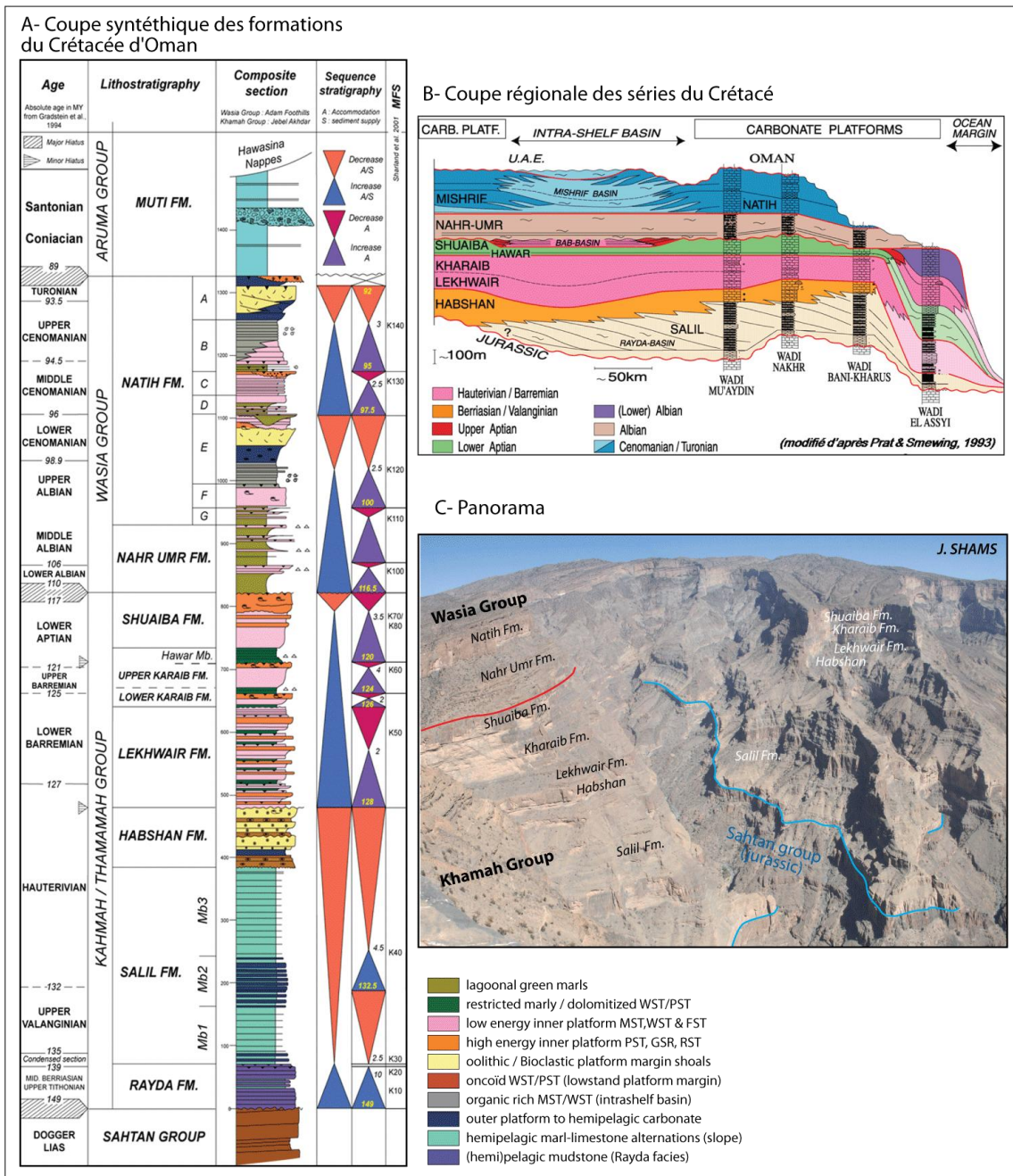


Figure 2.3: Stratigraphie, systèmes sédimentaires et contexte géodynamique des séries crétacées des Montagnes d'Oman.

A) Stratigraphie des séries crétacées des Montagnes d'Oman (**Razin, 2008**); B) Représentation schématique de l'organisation stratigraphique des séries crétacées d'Oman et des Emirats Arabes Unis (**van Buchem et al., 2002** ; modifié de **Pratt et Smewing, 1993**); C) La plate-forme carbonatée crétacée dans les Montagnes d'Oman (Wadi Nakhr, vu depuis le plateau du Jebel Shams).

Cette marge continentale est impliquée à la fin du Crétacé dans une zone de convergence qui aboutit finalement à l'obduction de la lithosphère océanique (ophiolite de Samail) et au charriage des séries sédimentaires de la partie externe de la marge (nappes Hawasina) sur la plate-forme arabe (unités autochtones). Les principaux stades d'évolution de cette marge obductée sont résumés dans la **figure 2.4** et dans les paragraphes suivants (d'après **Breton et al., 2004**).

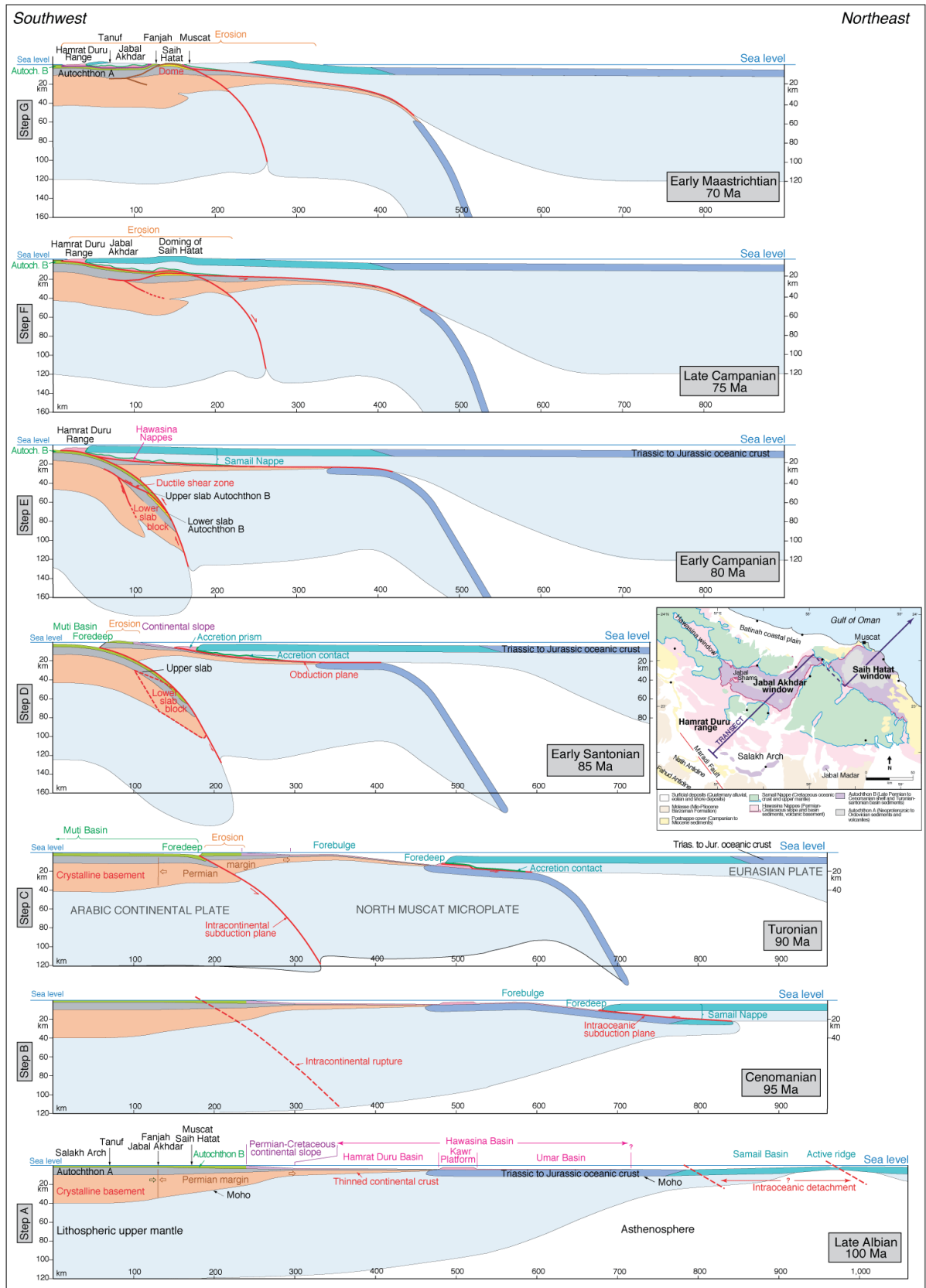


Figure 2.4: Evolution géodynamique éoalpine de la marge continentale omanaise, en bordure de la Néotéthys (Breton *et al.*, 2004).

Transect le long du Jebel Akhdar et du Saih Hatat, de l'Albien supérieur au Maastrichtien inférieur. La bordure gauche des transects est considéré comme un point fixe.

Initiation des zones de subduction (Cénomaniens à Turonien inférieur à moyen)

Au Cénomaniens, en réponse à la rotation de la plaque arabe pendant la phase initiale d'ouverture de l'océan Atlantique sud (**Ricou, 1994**), une inversion tectonique se produit le long des rides océaniques de la Néo-Téthys, entraînant une subduction intra-océanique dans le bassin de Samail (**Fig. 2.4**, étape B). Une phase de volcanisme, générée par la fusion partielle de la croûte océanique subductée, permet de dater le début de cette subduction au Cénomaniens, grâce à la datation des sédiments pélagiques recouvrant les dépôts volcaniques (**Beurrier, 1988**). Cette âge est également appuyé par les datations radiométriques du métamorphisme induit par le chevauchement de ces deux lithosphères océaniques (**Boudier et al., 1985**).

C'est dans ce contexte géodynamique que se dépose, dans le domaine de plate-forme, la Formation Natih, étudiée ici.

Un changement radical de la paléogéographie de la plate-forme est initié au Turonien inférieur. Toute la plate-forme est en effet émergée et soumise à une érosion qui s'accroît vers le nord-est, où une partie des formations jurassiques du Groupe Sahtan sont érodées près de Muscat (**Rabu, 1988; Le Métour, 1988**). Le soulèvement et l'émergence de la plate-forme enregistrée par les surfaces d'érosions et les incisions au sommet de la Formation Natih (**Droste & van Steenwinkel 2004; Grélaud et al. 2010**) indiquent un contexte de bombement périphérique (**Béchenec et al., 1995**). **J.-P. Breton et al., (2004)** relie ce soulèvement à l'initiation d'un détachement intracontinental dans la partie externe de la plate-forme carbonatée (au nord de Muscat) et à la réponse de la croûte continentale à l'initiation d'une subduction intra-continentale. Cette interprétation reste toutefois controversée par d'autres études qui réfutent l'existence d'une micro-plaque au nord de Muscat et le développement d'une subduction intracontinentale (**Searle et al., 2004; 2007 ; Warren & Miller, 2007**).

Le phénomène de soulèvement précède la flexuration de la marge omanaise (**Béchenec et al., 1995; Le Métour et al., 1995**) qui provoque le réenoyage de la plate-forme et l'installation d'un bassin de type *foredeep* (**Patton et O'Connor, 1988; Pascoe et al., 1995 ; Fig. 2.4**, étape C) matérialisés par les dépôts transgressifs résiduels sur les surfaces d'incisions puis par les dépôts profonds de la Formation Muti (ou Fiqa en subsurface).

Charriage des nappes et des ophiolites (Turonien moyen - Santonien terminal)

La subduction intra-océanique est relayée par une obduction au cours du Turonien moyen, lorsque les nappes ophiolitiques du Samail chevauchent la croûte continentale de la marge (**Hanna, 1990; Mount et al., 1998; Al-Lazki et al., 2002 ; Breton et al., 2004 ; Searle 2007, Fig. 2.4**, étape D).

Plus au Sud, dans le bassin flexural au front du prisme chevauchant, s'accumule la Formation Muti comprenant des mégabèches et des olistolithes dérivés de la partie externe de la plate-forme carbonatée, d'âge Permien terminal à Crétacé inférieur (**Le Métour ,1988; Rabu,**

1988). La matrice hémipélagique de ces mégabèches est datée du Turonien moyen à terminal dans le Saih Hatat et au nord du Jebel Akhdar et Coniacien - Santonien sur le flanc sud du Jebel Akhdar (**Le Métour, 1988; Rabu, 1988**).

La subduction continentale serait responsable du métamorphisme HP-BT (Haute Pression - Basse Température) qui affecte les séries autochtones dans la partie nord de la fenêtre du Saih Hatat. Situées plus au sud, les séries affleurant dans le Jebel Akhdar présentent un degré de métamorphisme limité à l'anchizone (Température < 200°C / Pression de 2 à 4 kb; **Rabu, 1988**). Les séries crétacées du Jebel Akhdar, et en particulier la Formation Natih, a subit à ce stade un enfouissement de 10 km, d'autant plus important que l'on va du sud vers le nord.

Fin de l'obduction-subduction (début du Campanien)

La fin du phénomène d'obduction est marqué par le charriage des nappes Hawasina et de l'ophiolite du Samail sur la partie nord du bassin flexural au début du campanien inférieur (**Boote et al., 1990; Warburton et al., 1990 ; Fig. 2.4**, étape E). Les sédiments pélagiques les plus jeunes recouvrant les nappes du Samail sont d'âge Campanien inférieur et indiquent que le bassin reste immergé jusqu'à la fin de l'obduction (**Beurrier, 1988**).

Les nappes ophiolitiques pénètrent dans la région de l'*Interieur Oman* jusqu'au sud de Nizwa, tandis que l'extension des nappes Hawasina se poursuit un peu plus au sud le long de l'arc de Salakh. Ainsi, les séries étudiées se retrouvent à cette période enfouies sous différentes épaisseurs de nappes selon un axe nord-sud (cf. Chapitre 5 – les secteurs d'étude).

L'arrêt de la subduction intra-continentale est interprétée comme étant synchrone de la fin de l'obduction sur la base de datations radiométriques des différents faciès métamorphiques. En conséquence, la zone de convergence entre les plaques eurasienne et africaine se déplacerait alors dans la zone de subduction de Makran, au sud-est de l'Iran (**Glennie et al., 1990**).

Exhumation des unités autochtones (Campanien - Maastrichtien inférieur)

Les premiers sédiments post-nappes sont représentés par la Formation Qahlah, composée de sédiments fluviatiles, en discordance sur les unités allochtones (). Cette formation est datée du Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (**Nolan et al., 1990**).

L'évolution éoalpine du nord de l'Oman se termine par le soulèvement et l'exhumation de la croûte continentale subductée, entraînée jusqu'au contact de la base des unités allochtones. Ces mouvements s'accompagnent de la surrection de la chaîne éoalpine, sous l'effet d'un rééquilibrage isostatique qui s'achève au Campanien supérieur, entraînant l'émersion et l'érosion des ophiolites, ainsi qu'une partie des formations impliquées sous les nappes dans la zone du Saih Hatat (**Fig. 2.4**, étapes F et G). Le dépôt de la Formation carbonatée du Simsima, au dessus des conglomérats de la Formation Qalah marque le retour à des conditions de plate-forme stable. L'abondance des coraux, rudistes, bivalves et gastéropodes du Simsima dans la région nord-omanaise témoigne de l'arrêt des processus tectoniques autour de 70 Ma (Maastrichtien; **Searle, 2007**).

Développement des plates-formes du Maastrichtien au Miocène

Après la phase orogénique éoalpine, la zone des Montagnes d'Oman devient le siège d'une sédimentation principalement carbonatée entre le Maastrichtien et le Miocène (unités post-nappes). Cette bordure de la plate-forme arabe évolue au cours de cette période dans un contexte tectonique relativement calme mais complexe sur les marges de la plate-forme arabe, les séries sédimentaires y enregistrant les effets des différents évènements géodynamiques qui affectent les bordures de la plaque arabe : subduction du Zagros et du Makran durant le Tertiaire (**Saura et al., 2011**), obduction de l'ophiolite de Masirah à la fin du Crétacé et au Paléocène, ouverture du golfe d'Aden à l'Oligocène, etc (**Fournier et al., 2006; Razin, 2008**).

2.2 Structuration alpine des Montagnes d'Oman (Miocène)

Une nouvelle phase de déformation compressive intervient entre le Miocène et le Pliocène dans un contexte de collision alpine entre l'Arabie et l'Asie dans la zone du Zagros, et d'ouverture de la mer rouge et du golfe d'Aden (*second alpine event*; **Loosveld, 1996**). Elle est responsable de la structure actuelle des Montagne d'Oman qui se caractérise notamment par de vastes structures anticlinales telles que celle du Jebel Akhdar ainsi que celles des « *Adam Foothills* » où affleurent les séries crétacées de la plate-forme arabe (**Hanna, 1990 ; Fig. 2.5**) et par la réactivation et l'inversion de structures éoalpines comme celle du champ de Fahud ou de la zone de faille de Maradi (**Filbrandt et al., 2006**).

Stratigraphiquement, cette phase tectonique est enregistrée par des discordances progressives locales dans les séries miocènes des Montagnes d'Oman (**Wynns et al. 1990**) et une discontinuité majeure à la base du Groupe Fars.

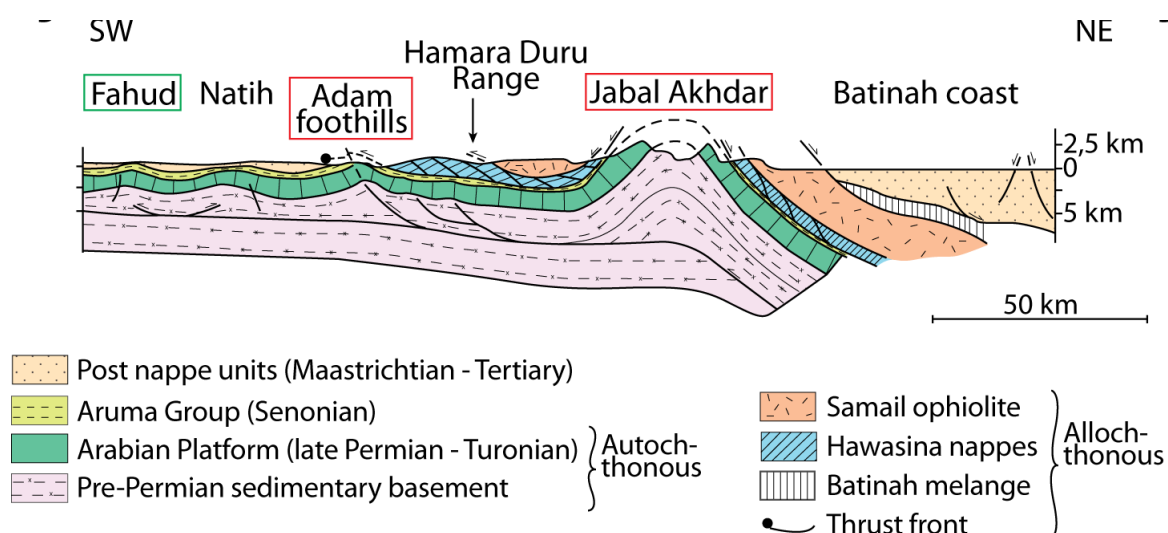


Figure 2.5: Coupe géologique des montagnes d'Oman (**Hanna, 1990**). Les encadrés rouges correspondent aux zones d'affleurement étudiées, en vert l'un des deux champs pétroliers étudiés.

En résumé, la chaîne des Montagnes d'Oman édiflée sur la bordure de la plaque arabe résulte de deux phases de déformation majeures, l'une au cours du Crétacé supérieur (phase éoalpine), l'autre durant le Miocène (phase alpine). Cette chaîne est constituée de trois principales unités structuro-sédimentaires (**Le Métour *et al.*, 1995**):

- Les unités autochtones affleurent dans les fenêtres du Jebel Akhdar et du Saih Hatat ainsi que dans les « foothills » d'Adam. Elles sont composées de formations du Néoproterozoïque au Paléozoïque inférieur (« Autochtone A ») recouvertes en discordance par une épaisse série sédimentaire du Permien au Crétacé à faciès de plate-forme carbonatée jusqu'au Turonien (« Autochtone B »), puis à faciès profonds enregistrant l'installation d'un bassin de type « foredeep » entre le Coniacien et le Campanien inférieur (Formations Mutti, Fiqa et équivalents).

- Les unités allochtones sont issues de la partie distale de la marge continentale (nappes Hawasina) et de la lithosphère océanique de la Néo-Téthys (ophiolite de Samail). Elles se sont mises en place à la fin du processus d'obduction qui a affecté cette bordure de la plate-forme arabe au Campanien.

- Les unités post-nappes sont représentées par une couverture sédimentaire du Campanien supérieur au Quaternaire qui fossilise les structures éoalpines. Ces dépôts ont été plissés et faillés lors de la phase alpine miocène.

Chapitre 3- LE GROUPE WASIA A L'ECHELLE DE LA PLAQUE ARABE

Les dépôts de l'Aptien au Turonien constituent la partie supérieure de la Mégaséquence tectono-stratigraphique AP8 (**Sharland *et al.*, 2001; Davies *et al.*, 2002**). Cette mégaséquence est délimitée à sa base par une discontinuité régionale résultant du soulèvement durant le Jurassique supérieur de la bordure orientale de la plaque arabe en lien avec l'ouverture océanique du proto-océan indien (**Loosveld 1996**). La discontinuité du sommet de la Mégaséquence AP8 enregistre le soulèvement de la plaque arabe durant le Turonien, marquant le début de la phase de convergence dans le domaine sud-Téthysien. Ces grandes phases de déformations tectoniques ont amené à des réorganisations majeures des systèmes de dépôts à l'échelle de la plaque arabe, débutant généralement avant le hiatus, et pouvant perdurer un peu après (**Koopman, 2010**).

Deux principaux cycles de développement des systèmes carbonatés forment la mégaséquence AP8 et sont représentés à l'échelle de la plate-forme arabe par les groupes lithostratigraphiques Kahmah ou Thamama (Tithonien supérieur – Aptien) et Wasia (Albien - Turonien) (**Alsharhan et Nairn, 1986, 1988**).

La limite entre ces deux groupes est marquée par une discontinuité régionale majeure, enregistrant un hiatus de plusieurs millions d'années entre l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur, au sommet de la Formation Shuaiba (**Immenhauser, 2000; Sattler *et al.*, 2005; van Buchem *et al.*, 2010b; Rameil *et al.*, 2011; Fig. 3.1**).

La plate-forme de la Formation Natih s'installe dans la partie supérieure du Groupe Wasia, après une sédimentation mixte argilo-carbonaté (formations albiennes Nahr Umr, Khazdumi, Burgan...).

3.1 Les systèmes de dépôts Albien supérieur – Turonien inférieur

Cet intervalle stratigraphique est dominé par l'édification de vastes plates-formes carbonatées, riches en rudistes, au sein desquelles se développent des dépressions bien marquées ou « bassins *intrashelfs* », à sédimentation riche en matière organique. L'influx silico-clastique reste limitée à la partie orientale de la plaque arabe, tandis qu'une puissante unité clastique s'établit sur la bordure nord du golfe (Formations Ahmadi et Wara).

L'architecture des systèmes de dépôts est principalement gouvernée par les variations du niveau marin pendant le céno-manien (**Razin *et al.*, 2010**). A partir du Turonien, un contrôle tectonique devient prédominant sur la partie est de la plaque arabe (**van Buchem *et al.*, 2002; Razin *et al.*, 2010**); en réponse à l'évolution de la marge passive sud-téthysienne en marge active (e.g. **Burchette, 1993; Glennie *et al.*, 1995; Sharland *et al.*, 2001; Sharp *et al.*, 2010; Saura *et al.*, 2011**).

Quatre séquences de 3^{ème} ordre d'âge Albien supérieur à Turonien inférieur ont été reconnues à l'affleurement et en subsurface dans le nord de l'Oman (**van Buchem *et al.*, 1996; 2002; Sharland *et al.*, 2001; Davies *et al.*, 2002; Droste & Van Steenwinkel, 2004; Grélaud *et***

al., 2006; **Homewood et al.**, 2008), dans le haut Zagros au sud-ouest de l'Iran (**Razin et al.**, 2010; **Sharp et al.**, 2010), ainsi qu'en subsurface en *offshore* Iran (**Farzadi**, 2006), dans la zone d'Abu Dhabi (**Al-Zaabi et al.**, 2010) et en Iraq (e.g. **Aqrawi et al.**, 2010).

➤ La séquence du Cénomaniens inférieur - Cénomaniens moyen inférieur:

Cette séquence est constituée par les Formations carbonatées Mauddud en Arabie Saoudite et en *offshore* Qatar; Ahmadi au Koweït et Iraq; par le membre inférieur de la Formation Sarvak au sud-ouest de l'Iran, par le Natih-E en Oman, et la Formation Mishrif p.p. dans les UAE. Des dépôts siliciclastiques sont très localement développés à la base des séquences carbonatées (Formation Wara au Koweït).

Au sein de cette séquence, des systèmes de type plate-forme peu profonde à rudistes – bassin intrashelf se développent pendant les périodes de fort taux d'accommodation, avec l'individualisation de bassins à sédimentation boueuse riche en matière organique, d'une profondeur maximum de 60 mètres (**van Buchem et al.**, 1996; **Droste**, 2010; **Sharp et al.**, 2010). De tels faciès riches en matière organique ont été reconnus dans le Membre Natih-E en Oman, dans le membre Safaniya à l'est de l'Arabie saoudite, dans le membre supérieur de la Formation Mauddud en *offshore* Qatar, dans la partie inférieure de la Formation Sarvak au sud-ouest de l'Iran et dans la Formation Shilaif aux EAU. Ces dépressions se formeraient en raison d'une aggradation non homogène de la plate-forme, lorsque la production carbonatée ne compense plus l'augmentation du taux d'accommodation (**Razin et al.**, 2010). Les bassins intrashelf sont ensuite comblés par la progradation de prisme de dépôts bioclastiques lorsque la production carbonatée excède le taux d'accommodation.

Le sommet de cette séquence est caractérisé par des surfaces d'émersions, associées à la création d'incisions, attestant d'une chute du niveau marin relatif de l'ordre de 20 à 30 mètres en Oman (**Grélaud et al.**, 2006; 2010), dans le haut Zagros en Iran (**Razin et al.**, 2010) et dans la province irannienne du Lurestan (SB-Sa2; **Sharp et al.**, 2010).

➤ La séquence du Cénomaniens moyen :

Des prismes de bas niveaux, associées notamment aux incisions de la séquence précédente, ont été reconnus sur des données sismiques de l'Oman (**Droste & van Steenwinkel**, 2004; **Grélaud et al.**, 2006).

La base de cette séquence est ensuite formée par des dépôts à dominance argileuse, représentés par les argiles du membre supérieur des Formations Ahmadi/Rumaila au Koweït, la Formation Ahmadi en *onshore* Qatar, le membre supérieur de la Formation Ahmadi en Arabie Saoudite et le Natih-D en Oman.

La partie supérieure de cette séquence est en revanche plus carbonatée, et représentée par le Natih-C en Oman, le Mishrif inférieur aux U.A.E., la Formation Rumaila en Arabie Saoudite, au Koweït et en Iraq et la Formation Khatiyah en *offshore* Qatar.

D'une manière générale, les dépôts transgressifs de cette séquence s'établissent sur des profils de rampes carbonatées assez peu pentées, interrompues de manière intermittente par des

couches argileuses (**Droste, 2010**). Les dépôts de haut niveau sont composés de faciès de rampe carbonatée plus bioclastiques.

Le sommet de cette séquence est associé à une troncature d'érosion identifiée dans les Jebels Madar et Akhdar en Oman (**Grélaud, 2005 ; Homewood et al., 2008**). Son équivalent dans la région du Lurestan (SB-Sa3) est peu exprimée à l'affleurement, mais serait associée à une diagenèse météorique et à une dolomitisation secondaire (**Sharp et al., 2010**). Sur le reste de la plate-forme, peu de travaux documentent la nature de la surface au sommet de cette séquence.

➤ La séquence du Cénomanién supérieur - Turonien basal:

Cette dernière séquence est majoritairement carbonatée et contient, à l'image de la première séquence cénomaniénne des dépôts riche en matière organique de bassins intrashelfs. Elle est constituée par la Formation Mishrif sur une majeure partie de la plaque arabe, le membre supérieur de la Formation Sarvak dans le sud-ouest de l'Iran et comprend les membres du Natih -B et Natih-A p.p. en Oman. La base de la séquence est marquée par des dépôts argileux à faciès lagunaires.

La partie transgressive de cette séquence est assez similaire à la première séquence cénomaniénne. En revanche sa partie régressive est contrainte par des mouvements tectoniques locaux ou globaux: prismes fortement progradants et régression forcée dans la province du Lurestan et en Oman (**Razin et al., 2010**); non dépôt ou érosion de la séquence dans certaines régions du nord du golfe persique.

- En Iran, dans la chaîne du Zagros, le sommet de cette séquence correspond à une surface de *downward shift* associée à une migration des dépôts vers le bassin; elle est interprétée comme surface d'émersion et d'érosion enregistrant une chute du niveau marin relatif de l'ordre de 10 à 20 mètres, d'après les géométries observées (**Razin et al., 2010**). Une surface karstique associée latéralement à un prisme de régression forcé est décrit dans la région du Lurestan (SB-Sa4; **Sharp et al., 2010**).

- En Oman, les dépôts carbonatés se poursuivent jusqu'au Turonien avec des prismes fortement progradants dans les montagnes du nord de l'Oman; ils sont surmontés par une surface d'érosion (**van Buchem et al., 2002 ; Homewood et al., 2008; Razin, 2008**).

- Dans la zone d'Abu Dhabi, sur la plate-forme ouest, cette surface pourrait correspondre à la discontinuée d'érosion identifiée au sommet du mishrif, sous la Formation Ruwaydha (**Al-Zaabi et al. 2010**) proche de la limite Cénomanién - Turonien. Elle n'est en revanche pas reconnue par ces auteurs sur la plate-forme est où elle serait confondue avec la discontinuée du sommet du groupe Wasia.

- Dans les régions *onshore* de Dubai ou du Qatar, cette surface reste difficilement identifiable dans la mesure où le sommet de la Formation Mishrif ne se serait pas déposée sur certains hauts paléotopographiques (**Burchette?; Pascoe et al., 1994**) ou aurait été érodée sous la discontinuée majeure turonniénne (**Patton & O'Connor, 1988**).

- En *offshore* Dubai, elle pourrait éventuellement correspondre au sommet du cycle I de la Formation Mishrif, décrit dans le champ de Fateh (**Videtich et al., 1988**). L'initiation à la fin du Cénomanién et au Turonien d'une tectonique salifère locale dans la région du golfe

persique (**Videtich et al., 1988; Burchette ?; Pascoe et al., 1994; xxx**) pourrait être responsable d'un enregistrement séquentiel et stratigraphique contrôlé par ces mouvements, qui resterait difficilement corrélable au modèle établi précédemment sur le reste de la plate-forme arabe.

➤ La séquence du Turonien inférieur

Une quatrième séquence de 3^{ème} ordre est identifiée au sommet de la Formation Natih à l'affleurement et en subsurface en Oman (**Homewood et al., 2008; Razin, 2008**) Cette séquence est composée de dépôts carbonatés principalement boueux, elle est cependant relativement mince car tronquée par une deuxième surface d'érosion majeure. Dans la région du Zagros, cette séquence débute par l'aggradation d'un système de type plate-forme / bassin intrashelf, qui est tronqué par une discontinuité marquant la base d'une unité chaotique (**Razin et al., 2008**). De même, une séquence incomplète est décrite dans la région du Lurestan (Sa5; **Sharp et al., 2010**).

Dans la région d'Abu Dhabi, cette séquence débiterait par un prisme de bas niveau accumulé dans un bassin résiduel lors de l'émersion au sommet du cycle précédent constitué par les dépôts carbonatés et silicoclastiques de la Formation Tuwayil dans la région d'Abu Dhabi, avec un drainage des particules silico-clastiques depuis le bouclier arabe (**Gindre, 2003; Al-Zaabi et al., 2010**). Cette séquence enregistre ensuite l'installation d'une vaste plate-forme carbonatée (Formation Ruwaydha) (Burchette 1993?; **Al-Zaabi et al., 2010**)

Sur le reste de la plate-forme arabe, ces dépôts ne sont préservés que localement sous la discontinuité régionale du sommet du groupe Wasia.

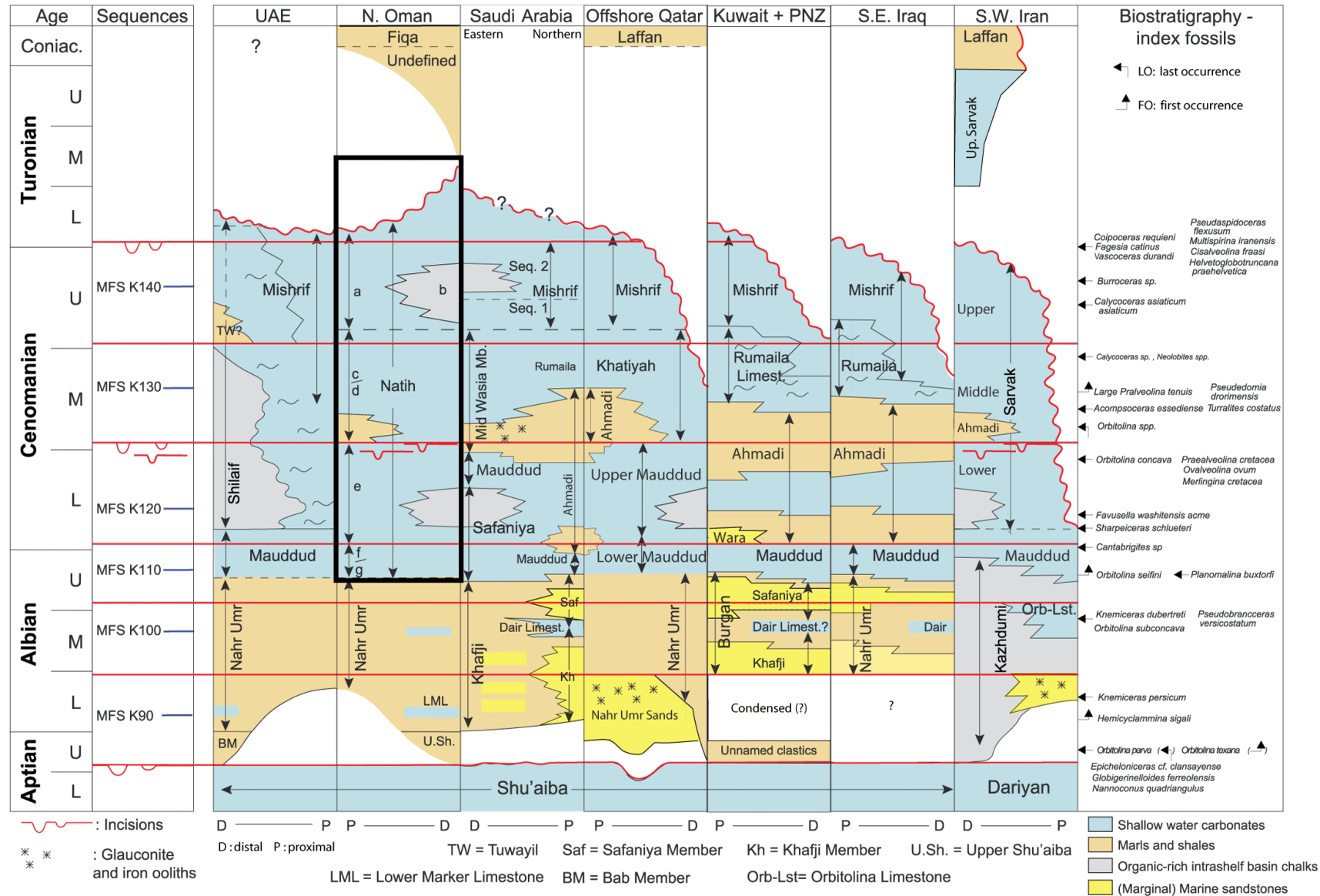


Figure 3.1: Schéma litho-chronostratigraphique de l'Albien-Cénomanien-Turonien (groupe Wasia) de la partie est de la plaque arabe (van Buchem *et al.*, 2011). Ce schéma montre le caractère diachrone d'un certain nombre d'unités lithostratigraphique, comme les unités Safaniyah, Mauddud, Ahmadi et Mishrif.

3.2 Discontinuité sommitale du Groupe Wasia

Les déformations tectoniques éoalpines se manifestent par une perturbation de l'enregistrement sédimentaire et l'arrêt des conditions stables de dépôts de marge passive; il est représenté stratigraphiquement par une discontinuité majeure qui sépare le groupe Wasia du groupe Aruma. Cette discontinuité est généralement nommée *Mid-Turonian Unconformity* (**Sharland et al., 2001**), *pre-Aruma unconformity* (PAU), *Wasia - Aruma break* (**Harris et al., 1984 ; Alsharhan and Nairn, 1988; Robertson & Searle, 1990; Scott, 1990**), *Sub-Fiqa Unconformity* (**Al-Husseini 2010**) ou encore *Top Mishrif Unconformity* (TMU; **Deville et al., 2011**).

Le soulèvement initial de la plaque arabe a été décrit comme mobile (**Robertson, 1987, Patton & O'Connor, 1988**) ou stationnaire (**Nolan et al., 1990; Warburton et al., 1990; Béchenec et al. 1995**). Il est suivi par la flexure et l'affaissement de la plate-forme en avant des front de chevauchements, le long desquels se forment des bassins d'avant pays généralement associés à une sédimentation profonde (Formations Muti et Fiqa en Oman, Laffan dans la partie centrale du golfe persique et en Iran).

Localement, des mouvements reconnus à l'aplomb de certains dômes salifères en Oman et dans le centre du golfe persique (**Pascoe et al., 1994 ; Filbrandt et al., 2006**) s'ajoutent à l'uplift généralisé de la plaque arabe.

A cette phase tectonique se surimpose une chute eustatique du niveau marin au Turonien supérieur (90 Ma, **Haq et al., 1988**).

La discontinuité au sommet du groupe Wasia est enregistrée sur l'ensemble de la plate-forme. Son expression diffère cependant selon les régions (**Hollis, 2011**), notamment entre l'Oman et la partie nord de la plate-forme arabe (golfe persique et Iran) (**Fig. 3.2**).

En *offshore* Qatar, dans le champ de Guiriel, de grandes dolines sont imagées en sismique au sommet de la Formation Mishrif et sont associées à des réseaux de fractures, à des cavités de dissolution karstique profondes (jusqu'à 45m sous la surface sommitale) et à une érosion partielle du sommet de cette formation (entre 2 et 35 mètres) (**Botton-Dumay et al., 2002**). Les cavités de dissolution identifiées en carotte sont remplies par des argiles de la formation susjacentes du Laffan, par de la micrite et par des brèches carbonatées (**Deville de Perrière et al., 2011**). Des ciments précoces météoriques, possédant une signature isotopique déplétée en oxygène et carbone sont également identifiés sous cette discontinuité. Ils sont interprétés comme liés à une stabilisation précoce des micrites sous l'action de fluides météoriques (**Deville de Perrière et al., 2011**).

Aux Emirats Arabes Unis, à l'est du bassin intrashelf de Shilayf, des cavités et fissures karstiques sont reconnues dans les derniers mètres sous la surface sommitale. Elles sont fréquemment colmatées par un matériel dérivant de sols. Des vallées et des dolines remplies de matériel bréchique et pédogénétique témoignent d'un processus de karstification plus intense (**Burchette et al., 2010**). La surface de discontinuité est surmontée par un paléosol

épais riche en matière organique et en charbon, et en matériaux argileux (boéhmite, kaolinite), caractéristiques des horizons bauxitiques ou latéritiques développés dans les environnements tropicaux humides (**Mitchell et al., 2002; Burchette et al., 2010**).

Une combinaison de non dépôt et d'érosion au sommet du Mishrif est observée sur la marge est du "bassin de Shilayf" en direction des montagnes d'Oman où elle est interprétée comme résultant du bombement périphérique de la plate-forme sous l'effet de l'initiation des phénomènes d'obduction (**Patton & O'Connor 1988**). Sur certaines structures salifères, la préservation du Mishrif est plus importante sur les flancs des structures et l'identification de plusieurs surfaces de discontinuités et de géométries progradantes au sommet du Mishrif pourrait indiquer des mouvements d'uplift et d'émersion localisés dans ces structures et répétés au cours de la période du Cénomaniens - Turonien (**Pascoe et al., 1994**).

La durée du hiatus sédimentaire est estimée d'après les données biostratigraphiques de 3 à 3,5 millions d'années dans l'*offshore* d'Abu Dhabi (**Harris et al., 1984**).

Dans le champ de Fateh, en *offshore* Iran, des figures de dissolutions et des brèches de dissolutions ont été reportées jusqu'à neuf mètres sous la surface de discontinuité Mishrif - Laffan (**Jordan et al., 1985**) et accompagnées de ciments météoriques portant une signature isotopiques déplétée en oxygène et en carbone (**Videtich et al., 1988**).

En Iran, la Formation Sarvak, équivalent stratigraphique du Natih, montre en son sommet des paléosols associés à des dépôts de bauxite et à des dépôts silico-clastiques fluviaux (**Vincent et al., 2010; Hajikazemi et al., 2010**). Dans le sud-ouest de l'Iran, dans la région du Lurestan, cette discontinuité, proche de la limite cénomano-turonienne est associée à une phase de fracturation, d'uplift, d'érosion et de karstification au sommet de la Formation Sarvak (**Sharp et al., 2010**). Elle est ensuite scellée par un remplissage clastique glauconitique localement observé dans les paléokarst, et par des dépôts transgressifs d'âge Turonien moyen à supérieur (séquence Sa6; **Sharp et al., 2010**). Dans cette région, le développement de structures karstiques et d'incisions est relié à des réseaux de failles normales (**Casini et al., 2011**).

Dans le champ de Dehluran en Iran, des dissolutions moldiques et *vuggy* ont été associées à des circulations d'eaux météoriques et une possible karstification sous la discontinuité entre les Formations Sarvak et Surgah (**Taghavi et al., 2006**).

Des morphologies de types dolines sont également imagées sur des données de sismique en *offshore* Iran (**Farzadi & Hesthammer, 2007**).

Sur l'affleurement de Padena, dans les montagnes du Zagros, la dernière séquence (séqu. IV) du Sarvak est tronquée par une discontinuité à la base d'une unité chaotique correspondant à une mégabrèche de dissolution karstique (**Razin et al., 2010**).

La région centrale de l'Arabie Saoudite reste émergée du Turonien moyen jusqu'au début du Campanien, et est associée à des dépôts de bauxite (**Le Nindre et al., 2008**). Dans cette région bordière du craton arabe, un hiatus de plus de 15 Ma est estimé (**Harris et al., 1984; Le Nindre et al., 2008**).

En Oman, La discontinuité du sommet de la Formation Natih ne fournit pas d'indices probants de karstification ni de pédogenèse. Elle est en revanche associée à une importante phase d'érosion, plus prononcée vers le Nord et l'est de l'Oman, marquée par de profondes incisions observées à l'affleurement et sur les données sismiques (**van Buchem et al., 2002**; jusqu'à 150 mètres de profondeur **Droste & van Steenwinkel, 2004**; **Homewood et al., 2008**; **Grélaud et al., 2010**). Une érosion de 100 à 200 mètres est estimée à l'aplomb de certaines structures salifères (**Filbrandt et al., 2006**, voir discussion dans **Al-Husseini, 2010**).

Dans le sud-ouest du Jebel Akhdar, cette discontinuité recoupe les dépôts d'âge Turonien inférieur du Membre Natih-A. Elle est surmontée par les dépôts de la Formation Muti d'âge Coniacien – Santonien (**Le Métour, 1988** ; **Rabu 1988**). Le hiatus sédimentaire associé à la discontinuité couvre donc une période d'environ 2,4 Ma.

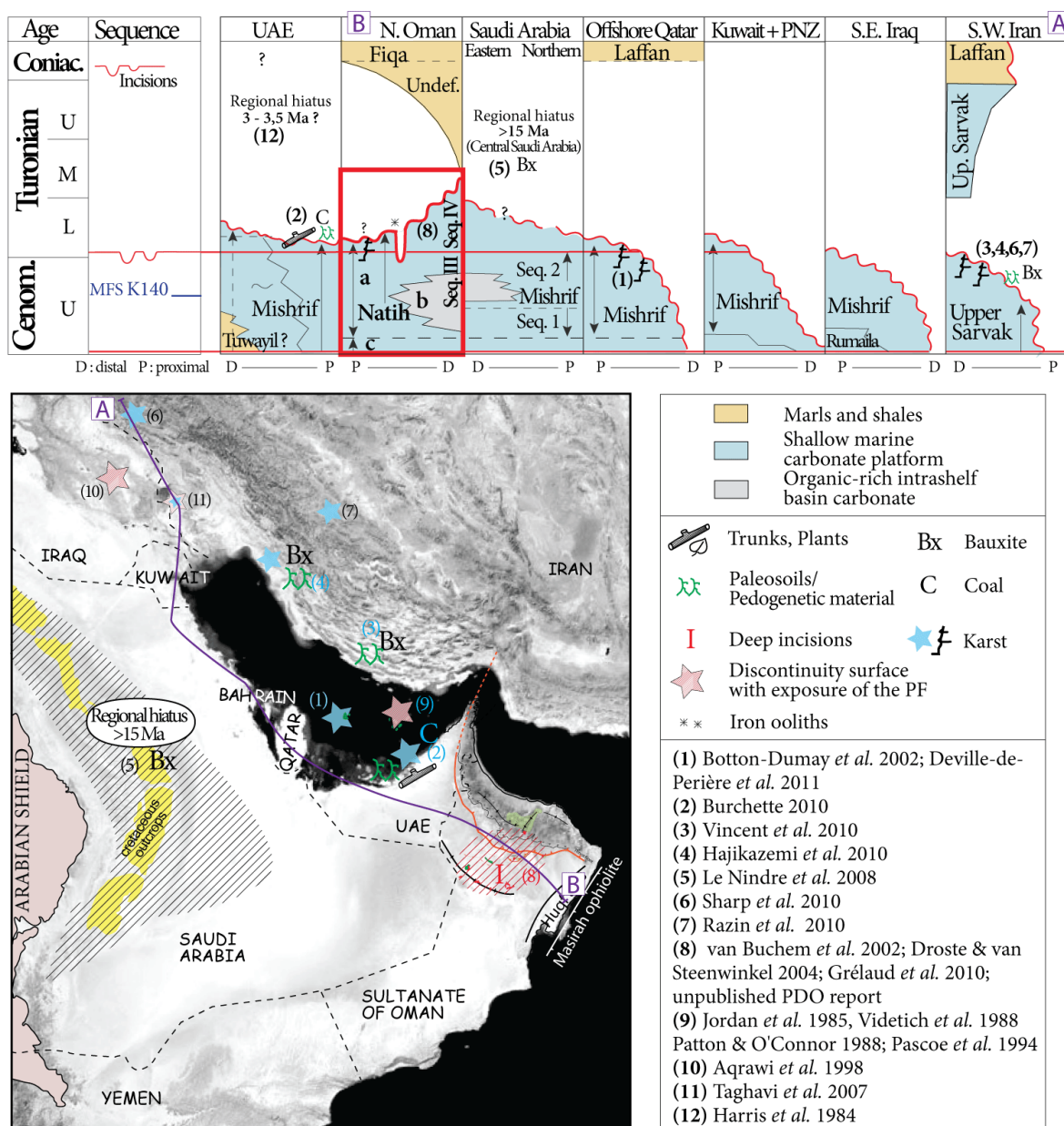


Figure 3.2: Synthèse d'après des données bibliographiques des objets associés à la discontinuité du sommet du groupe Wasia.

En résumé,

La discontinuité somitale du groupe Wasia est associée dans de nombreuses régions de la plaque arabe à des karstifications et au développement d'horizons pédogénétiques qui témoigneraient de conditions sub-tropicales chaudes et humides. **T. Burchette *et al.*, (2010)** dépeignent ainsi un paysage associé à la discontinuité du Mishrif qui serait caractérisé (i) par des phénomènes d'érosion et de creusements dans les points hauts (bombement périphérique et dômes salifères isolés) et (ii) par le développement dans les zones de plus faibles altitudes de terrains végétalisés ou marécageux, soumis au moins saisonnièrement à des conditions humides. L'absence de tels critères de végétation ou de en Oman souligne toutefois une variabilité de la réponse des plates-formes carbonatées au phénomène d'émersion. Dans une synthèse récente, **C. Hollis (2011)** relie cette variabilité à des conditions climatiques probablement plus arides sur la marge omanaise, à des différences de drainage et de circulations des eaux de surfaces (percolation des eaux de pluies sur des surfaces étendues végétalisées et karstifiées Vs canalisation des eaux de pluies dans les vallées incisées) et à une histoire de structuration variable à l'échelle de la plate-forme (influence tectonique locale dans les bassins salifères, variabilité dans l'emplacement la durée et l'extension du bombement périphérique, rôle de la fracturation et des structures hérités dans les processus de karstification).

Chapitre 4- LA FORMATION NATIH

4.1 Stratigraphie de la Formation Natih

La Formation Natih désigne une formation principalement carbonatée de 350 m d'épaisseur à l'affleurement en Oman et datée de l'Albien supérieur – Turonien inférieur (**Simmons et Hart, 1987 ; Smith *et al.*, 1990 ; Scott, 1990 ; Kennedy et Simmons, 1991 ; Philip *et al.*, 1995 ; van Buchem *et al.*, 2002**).

En subsurface, la Formation Natih a été subdivisée en sept membres informels sur la base des signatures diagaphiques (**Fig. 4.2**). Le sommet de chaque membre correspond à la limite entre des faciès à fortes valeurs de gamma-ray (argiles ou carbonates riches en matière organique) et des faciès sous-jacents à faibles valeurs de gamma-ray (calcaires homogènes). Ces membres ont été désignés par les lettres A à G dans le sens du forage, c'est à dire du sommet à la base de la Formation (**Hughes-Clarke, 1988; Scott, 1990 ; Fig. 4.2**). Ces membres sont des unités lithostratigraphiques et leurs limites n'ont pas systématiquement valeur de ligne temps. Sur les données sismiques (**Fig. 4.1**), le sommet de chaque membre est imagé par une réflexion plus ou moins bien marquée, générée par le contraste d'impédance acoustique entre les faciès argileux et carbonatés. Ce découpage a également été adopté à l'affleurement pour lesquelles des corrélations précises ont été établies avec les séries en subsurface (**Fig. 4.2; van Buchem, *et al.*, 2002 ; Grélaud, *et al.*, 2006 ; Homewood *et al.*, 2008**).

Plusieurs synthèses biostratigraphiques basées sur des données de forage et de terrain ont été réalisées sur la Formation Natih en Oman, à partir d'études sur des foraminifères planctoniques et benthiques (**Simmons & Hart, 1987; Sikkema, 1991; Jacovides & Varol, 2000**), d'échinodermes (**Smith *et al.*, 1990**), d'ammonites (**Kennedy & Simmons, 1991**) et de rudistes (**Philip *et al.*, 1995**) (**Fig. 4.2**). Toutefois, l'âge des différents membres et des séquences de dépôt reste difficile à préciser du fait de la faible résolution stratigraphique de certains fossiles (rudistes et foraminifères benthiques) et de la rareté d'autres marqueurs biostratigraphiques sur l'ensemble de l'intervalle stratigraphique (ammonites, échinodermes...).

Selon une synthèse récente (**Bulot *et al.*, in prep.; Fig. 4.2**), basée sur une révision des ammonites du Natih, la limite Albien - Cénomanién se situerait la base du Natih E. Un âge cénomanién inférieur est attribué à la majeure partie du Natih E tandis que les membres Natih D et C correspondent au Cénomanién moyen. Le membre Natih B et la partie inférieure du Natih A sont datés du Cénomanién supérieur par ammonites. Les rudistes (Hippuritidés) et les quelques ammonites récoltées dans la partie supérieure du Natih A indiquent un âge Turonien inférieur (**van Buchem *et al.*, 2002**).

Cette attribution serait renforcée par les analyses géochimiques des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$) qui montreraient une succession de valeurs caractéristiques de la limite cénomano-turonienne dans la partie supérieure du Natih A de la coupe du Jebel Salakh (**Fig. 4.2, Casanova et Walgenwitz, données non publiées**). Une courbe chimiostratigraphique établie par V.

Varhenkamp (2010), à partir de plus de 550 points de $\delta^{13}\text{C}$ collectés à l'affleurement et sur des carottes en subsurface s'accorde également relativement bien aux découpages stratigraphiques récents (**van Buchem *et al.*, 2002** et **Bulot *et al.*, in prep.**). D'après cette étude, un pic positif des isotopes du carbone correspondrait à la limite Albien - Cénomanién au sommet du Natih F. Les séquences du Natih D et C seraient associées à l'évènement du Cénomanién moyen (MCE pour Mid Cenomanian Event, cf. Section 1.3 Evènements anoxiques). En revanche, l'évènement anoxique de la limite céno-mano-turonienne n'a pas été reconnu dans l'évolution des isotopes du carbone. Dans le Jebel Akhdar, le Cénomanién supérieur – Turonien inférieur est enregistré par des faciès bioclastiques progradants de bordure de plate-forme, probablement peu propices à la préservation du signal isotopique. L'installation périodique de condition d'anoxie dans les bassins intrashelfs introduit également des perturbations dans l'enregistrement isotopique du carbone qui ne seraient pas forcément liées aux variations du signal global, mais plutôt à une conjonction de facteurs locaux, comme par exemple le développement d'une forte production carbonatée primaire, et celui de dépressions confinées où règnent des conditions favorables à la préservation de matière organique (**Razin, 2008**).

Une synthèse récente des calibrations biostratigraphiques utilisées pour bâtir un modèle stratigraphique à l'échelle de la plaque arabe recense avec plus de détail les occurrences biostratigraphiques servant au calage des âges de la Formation Natih (**van Buchem *et al.*, 2011**).

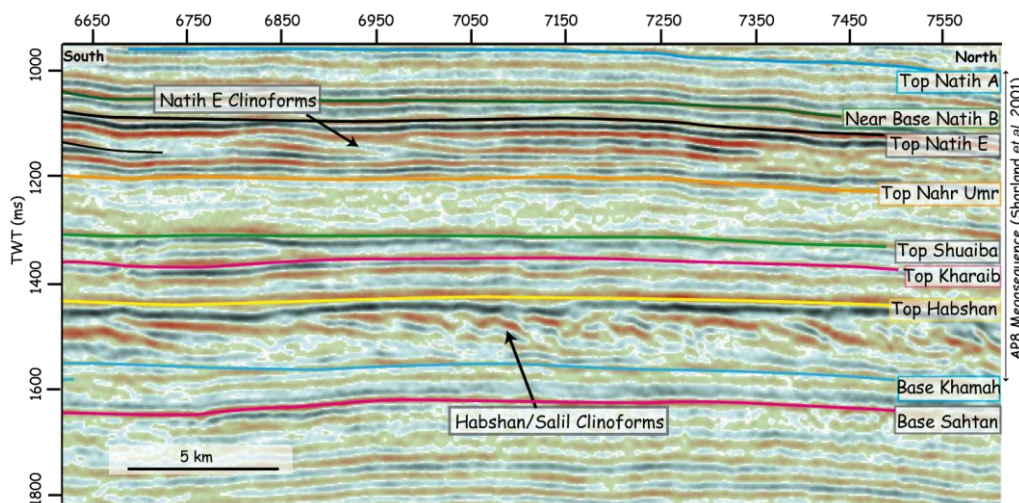
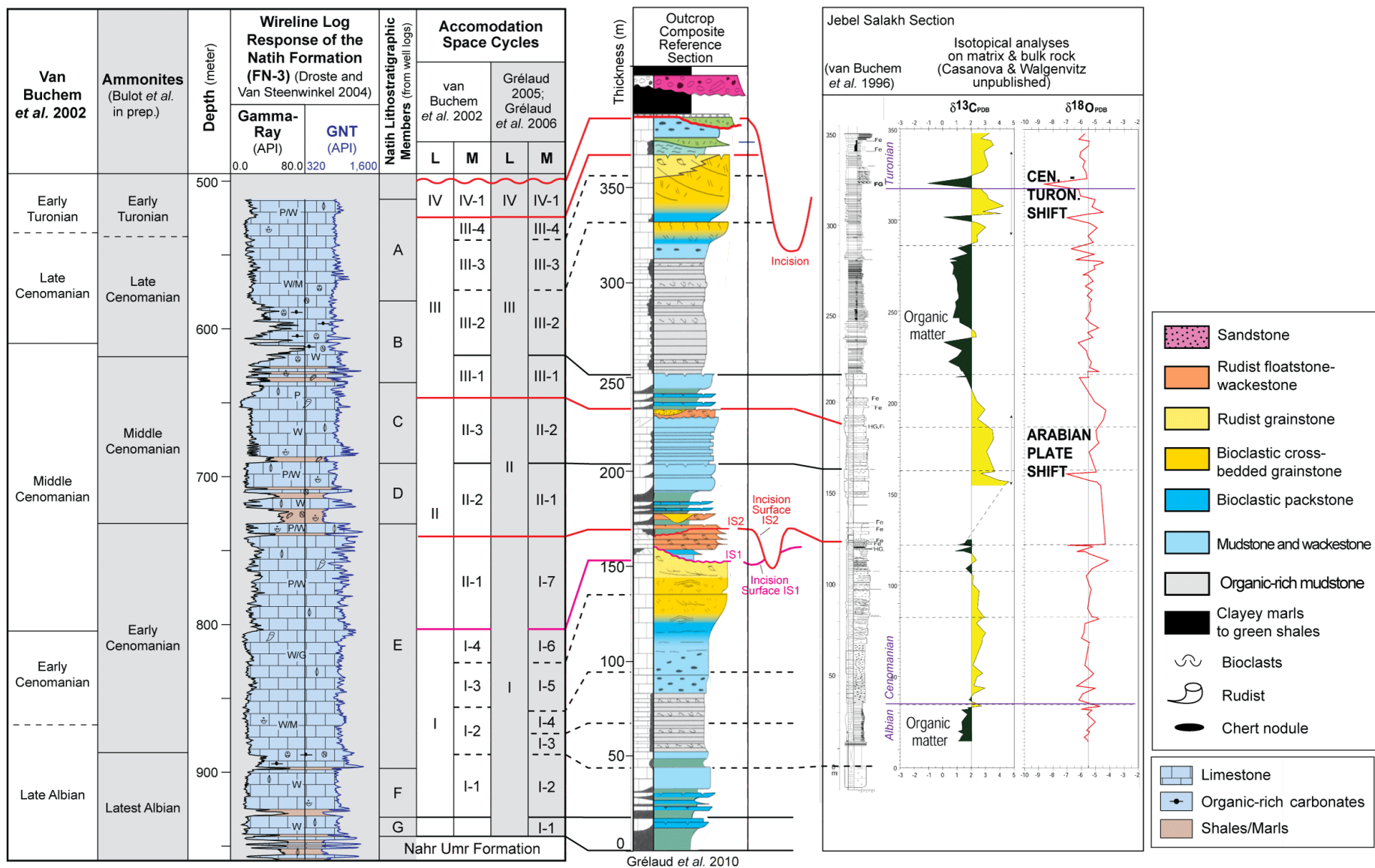


Figure 4.1: Image sismique des systèmes carbonatés de la plate-forme crétacée d'Oman (Dujoncqoy 2011). Les clinoformes du système "Habshan" sont bien définis sur les profils sismiques. Les clinoformes au sein de la Formation Natih sont moins bien définis car de plus faible inclinaison et de plus faible amplitude (Localisation : zone de Makarem dans l'Intérieur Oman).

Page suivante - Figure 4.2: Découpages stratigraphiques de la Formation Natih d'après plusieurs études (synthèse proposée par **Homewood *et al.*, 2008**).

Les courbes d'évolution des isotopes stables du carbone et de l'oxygène dans la Formation Natih proviennent de la coupe du Jebel Salakh (**Casanova et Walgenvitz, inédit**).

Les parties en grisée correspondent aux découpages chrono-stratigraphique, lithostratigraphique, et séquentiel qui seront utilisés dans ce manuscrit.



4.2 Les modèles de faciès

La reconstitution des systèmes sédimentaires nécessite une approche itérative entre analyse de faciès et stratigraphie séquentielle. En effet, l'interprétation des faciès en terme d'environnement de dépôt est basée non seulement sur l'analyse des faciès (texture, éléments figurés, associations biologiques, structures sédimentaires, géométries des dépôts, etc.) et des séquences /associations de faciès, mais également sur leur organisation spatiale déterminée à partir des corrélations stratigraphiques réalisées entre les différentes coupes sédimentologiques. Les analyses détaillées sédimentologiques et stratigraphiques de la Formation Natih publiées précédemment (**Philip *et al.*, 1995; van Buchem *et al.*, 1996, 2002; Grélaud, 2005; Grélaud *et al.*, 2006, 2010; Homewood *et al.*, 2008; Razin, 2008**) ont servi de base à la description des systèmes sédimentaires présentée dans les paragraphes suivants.

Les environnements de dépôts de la série étudiée s'organisent selon deux systèmes sédimentaires successifs qui se distinguent principalement par l'individualisation ou non d'un bassin intrashelf, par des apports clastiques sur la plate-forme, par la géométrie des dépôts, etc.:

- un système de plate-forme / bassin intrashelf,
- un système plate-forme interne mixte argilo-carbonatée peu profonde.

Dans les paragraphes suivants, les associations de faciès de ces deux systèmes sont décrites de l'amont vers l'aval. La nomenclature utilisée pour les associations de faciès à l'affleurement sera la même que celle utilisée pour les faciès décrits sur les carottes de forage.

4.2.1 Le système de plate-forme / bassin intrashelf

Ce système se caractérise par l'individualisation d'un bassin intrashelf bordé par une barrière bioclastique. Des dépôts de plate-forme interne de grande extension se développent en arrière de la barrière. Les principales caractéristiques des associations de faciès déterminées pour ce système de plate-forme – bassin intrashelf sont regroupées dans le tableau de la **figure 4.3**. Elles sont divisées en quatre grands environnements de dépôt comprenant différentes associations de faciès.

D'amont en aval, le modèle de plate-forme / bassin intrashelf (**Fig. 4.4**) est composé de quatre grands environnements de dépôts :

- I- environnement de lagon interne,
- II- environnement de lagon externe, arrière-barrière,
- III- environnement de bordure de plate-forme,
- IV- environnement de bassin intrashelf.

<i>Facies Assoc.</i>	<i>Description - Texture</i>	<i>Diagnostic elements</i>	<i>Sedimentary structures, and bioturbation</i>	<i>Depositional environment</i>		<i>Stratigraphic position, thickness and lateral extension</i>
I-c	Alternation of a. Bioturbated mudstone & b. Nodular wackestone	a. Rare foram., fenestrae (geopetal infill) b. Foram., pectens, stromatopores, gastropods, rudist	a. 'Straight' burrows, b. Nodular, bioturbated cm to dm scale bedding,	Peritidal lagoon, low energy	I - Inner Platform Lagoon	Top of sequence I (I-7), restricted to the proximal areas (J. Madar). 2 to ~4 m thick unit, beds thinner upwards, hectometric extension
I-d1	Benthic foraminiferal mudstone - wackestone	Diverse foram.: miliolids, alveolinids, <i>Chrysalidina</i> , <i>Neoiraquia</i> , bivalves gastropods	Nodular, highly bioturbated: <i>Thalassinoides</i> , locally argillaceous, massive bedding	Restricted subtidal lagoon		Aggradational trend at the top of sequence I (sequence I-7, Natih E2 and E1 in subsurface). Massive carbonated slightly argillaceous unit. Extensive onlapping tabular ramp system, up to 50 m thick
I-d2	Rudist wackestone to packstone	Rudist and bivalves debris, diverse benthic foraminifera, algae	Nodular, bioturbated, dm scale bedding	Open lagoon		
II-a	Heterogeneous association of a- Poorly fossiliferous (dolo) mudstone b- Fine PST to coarse GST	a- Echinoids fragments, b- Peloids, echinoids fragments, bioclasts	Variably laminated, cross-bedded, cm to dm layers	Storm reworked washover in backshoal environment	II - Back barrier Outer lagoon	Early transgressive system tract of sequence I-7, only observed in Fahud, probably associated to re-flooding of the platform, up to 4 m thick
II-b	Rudist, pectens, stromatoporoids, corals floatstone	Well-preserved (in situ?) rudist, corals, stromatoporoids, pectens, diverse benthic forams : <i>Chrysalidina</i> , <i>Nezzazata</i> , alveolinids, miliolids	Nodular, bioturbated, dm to meter-scale bedding	Low energy back barrier / outer lagoon		Massive beds with high carbonate productivity (sequence I.7 & top of seq. III) up to 3 - 4 m thick
III-a	Bioclastic grainstone or rudstone (bivalve accumulation)	Rudist and chondrodont debris, or accumulation of echinoids fragments	Erosive base, dm to meter scale beds, cross-bedding, inclined stratification	High energy tidal (?) channel / Inlet	Transition barrier back-barrier Barrier III - Platform margin	Base of incision fill (Seq. I-7, II-1), channel deposits (Seq. I-7, II-1), kilometric extension for several meters of thickness
III-b	Bioclastic, rudist packstone to grainstone	Rudist and bivalves debris, peloids, benthic foraminifera, echinoids, stromatoporoids	Dm to meter scale bedded, laminations, cross-bedding	High energy marginal shoal		Top of the prograding unit in sequence I and III (seq. I-6, Natih E3 in subsurface, Nat. A3). up to 5 m thick units
III-c	Rudist grainstone (floatstone)	Well-preserved rudist, corals, peloids, orbitolinids, small benthic foraminifera	Rare bioturbation dm to meter scale bedding	High energy barrier upper part of the platform margin clinoforms		
III-d	Coarse-grained grainstone	Peloids, Orbitolinids, bivalves and bioclasts, small benthic foram.	Rare bioturbation laminations, cross-bedding	High energy barrier platform margin clinoforms	Slope IV - Intrashelf basin	Regressive part of sequence I and III (sequence I-4, I-5 and I-6, Natih E3 in subsurface). Massive carbonate prograding unit (50-60 kms into the intrashelf basin), up to 60m thick
III-e	Fine-grained orbitolinid bioclastic packstone to grainstone	Peloids, Orbitolinids, echinoids and bivalves debris, benthic foraminifera	Bioturbation: coarse-grained infilled burrows, laminations, cross-bedding	Middle part of the platform margin clinoforms		
III-f	Fine-grained bioclastic wackestone to packstone	Peloids, echinoids and bivalve debris, rare orbitolinids	Bioturbated	Middle part of the platform margin clinoforms		
IV-a	Bioturbated Mudstone to wackestone with Cherts	Cherts, planktonic foram., echinoids, calcisphere, sponge spicules	Nodular, bioturbated, slightly argillaceous, massive bedding	Lower part of the platform margin clinoforms, distal slope	IV - Intrashelf basin	Aggradational trend in sequence I (seq. I-3 and I-4, Natih E4a in subsurface). Thick carbonate interval up to 35m, with a pluri-kilometric extension over the intrashelf basin margin
IV-b	Bioturbated Mudstone to wackestone	Planktonic foraminifera, echinoids, calcisphere, sponge spicules, <i>Thalassinoides</i> bioturbation	Nodular, slightly to highly bioturbated, slightly argillaceous dm to massive bedding			
IV-c	Alternation of organic-rich azoic mudstone and oyster-rich wackestone	Organic-rich, oyster, planktonic foraminifera	Horizontal laminations, cm to dm scale bedding	Low energy intrashelf basin with periodically anoxic conditions		Transgressive part of sequence I and III (I-3 and III-2, Natih E4b and B3 to B1 in subsurface). extension of several km, limited to the intrashelf basin, up to 20m thick

Platform - Intrashelf basin system
(Late TST - HST seq. I and III)

Figure 4.3: Associations de faciès et environnements de dépôts caractéristiques du système de plate-forme / bassin intrashelf.

De manière générale, les interprétations effectuées à partir de l'intégration des données d'affleurements et de subsurface montrent que le système de plate-forme – bassin intrashelf se développe le long de profils de dépôts faiblement inclinés ($0,07^\circ$ à $0,3^\circ$; Grélaud, 2005) lors des phases de transgression. Les phases régressives de ce système, conduisant au comblement du bassin intrashelf sont caractérisées par des cliniformes plus inclinés ($0,5^\circ$ à 1° ; Grélaud, 2005).

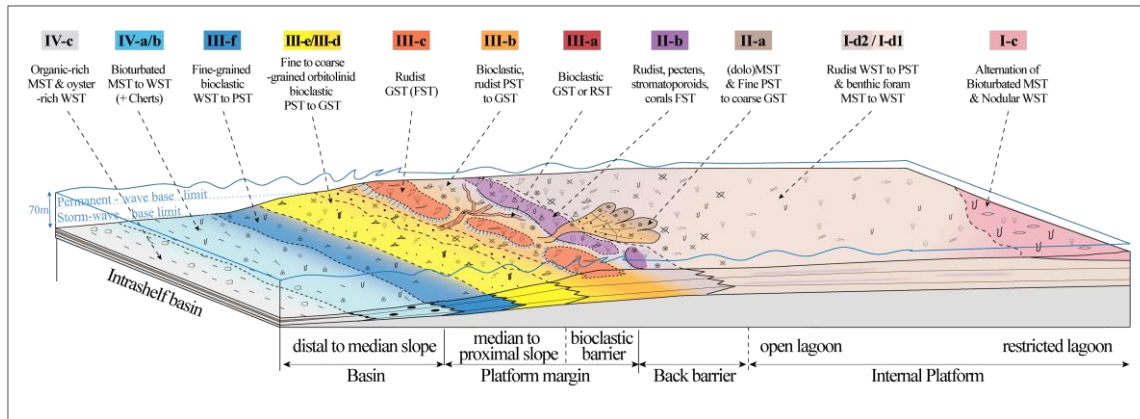


Figure 4.4: Modèle de faciès correspondant au système de plate-forme / bassin intrashelf.

I : Les associations de faciès de plate-forme interne / lagon

I-c: Alternance de mudstone bioturbé et wackestone bioclastique à bioturbation diffuse

Description - Cette association de faciès est formée de 2 type de faciès (**Fig. 4.5-A**) :

- des wackestone bioclastiques à foraminifères benthiques, rudistes, gastéropodes, pectens et stromatopores. Ce faciès est affecté par une bioturbation diffuse qui lui confère un aspect noduleux contrastant avec les mudstones à terriers verticaux (**Fig. 4.5-A**). La base de ces bancs d'épaisseur décimétrique à métrique se matérialise par des surfaces érosives sur les faciès de mudstone bioturbé.

- mudstone bioturbé à terriers verticaux (**Fig. 4.5-C**), formant des couches décimétriques. Ces derniers forment des structures tubulaires de quelques centimètres de diamètres, allant jusqu'à 10-15 cm de long, généralement cimentées par de la sparite (**Fig. 4.5-B**). Le contenu floro-faunique de ce faciès est assez pauvre et formé par de rares foraminifères benthiques, algues de type dasycladales et fins bioclastes (**Fig. 4.5-B**). De petites cavités pluri-millimétriques à bords irréguliers de type fenestrae sont fréquemment observées en lames minces et forment soit de petites structures isolées soit des réseaux interconnectés. Certaines cavités à bases aplaties et toits indentés s'apparentent à des structures de type stromatactis. Elles sont colmatées par des matrices micritiques géotropes et des ciments de calcite.

Interprétation du milieu de dépôt - La géométrie tabulaire et continue des bancs, ainsi que leur texture boueuse caractérisent un milieu de faible énergie. Les structures de type fenestrae pourraient être initiées par des bulles d'air piégées dans le sédiment meuble ou résulter d'une

activité organique. Elles sont généralement associées à des environnements (supra-)littoraux (Masse *et al.* 2003).

L'alternance de ces deux faciès forme des cycles haute fréquence, débutant par des wackestone à base érosive (surface de transgression) et se terminant dans leur terme régressif par les mudstone à terriers, qui enregistrent des variations relatives du niveau marin de faible amplitude dans un environnement de plate-forme interne très peu profonde.

Cette association de faciès est uniquement observée dans la partie proximale de la plate-forme orientale (Jebel Madar et flanc est du Jebel Madmar).

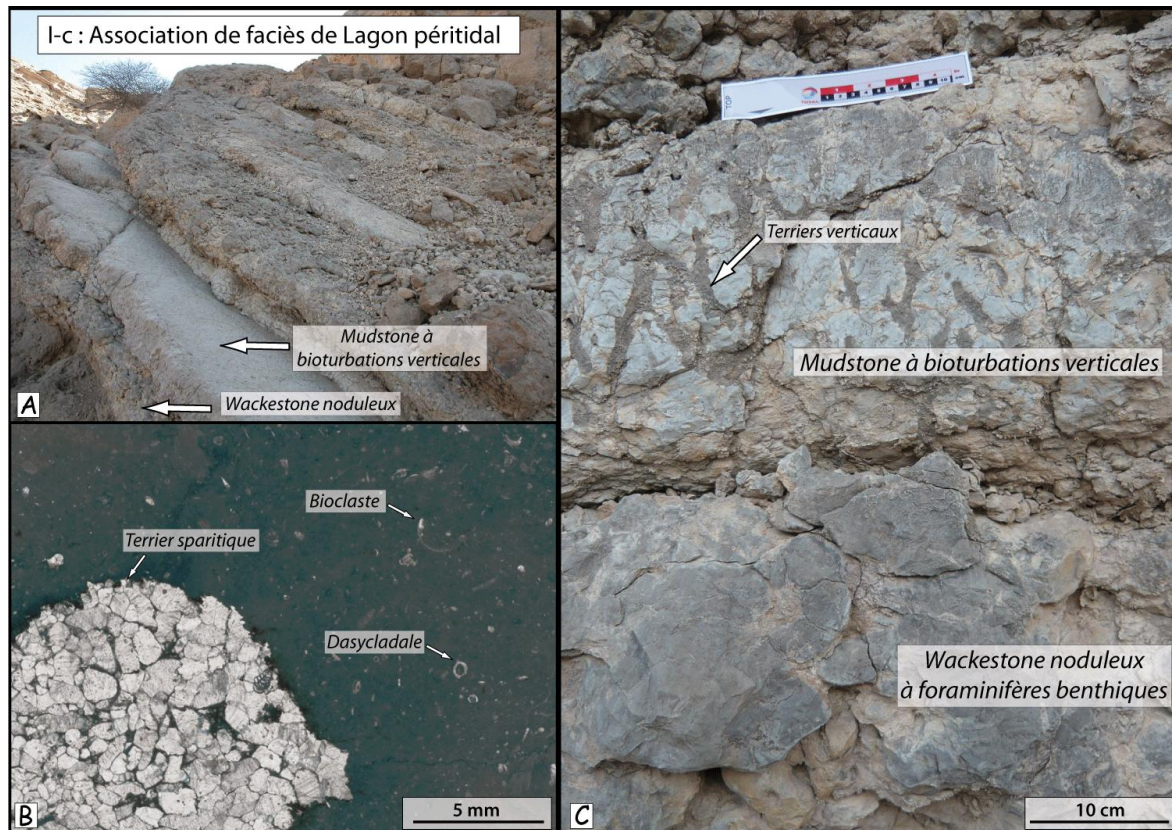


Figure 4.5: Association de faciès de lagon péritidal (I-c).

A) Cycles strato-décroissants composés de wackestone noduleux à foraminifères benthiques et divers lamellibranches, gastéropodes et de mudstone quasiment azoïque à terriers droits cimentés par de la sparite (Jebel Madar). B) En lame mince (échantillon MA126, coupe MA, séquence I-7 Jebel Madar)= d'un terrier sparitique à bords irréguliers soulignés par des oxydes; la matrice est très pauvre en allochèmes. C) Aggrandissement à l'échelle du banc d'un cycle (Jebel Madar, coupe MP, cliché S. Schroeder).

I-d: Mudstone – wackestone à foraminifères benthiques (I-d1) et wackestone - packstone à débris de rudistes et foraminifères benthiques (I-d2)

Description - L'association de faciès I-d1 correspond principalement à des mudstone-wackestone bioturbés à foraminifères benthiques de type miliolidés, alvéolinidés, nezzazatidés, *Chrysalidina* et *Neoiraquia*, algues vertes et fins bioclastes (Fig. 4.6-B et C). Certains intervalles présentent une bioturbation intense caractérisée par des terriers centimétriques de type *Thalassinoïdes* (Fig. 4.6-A). Localement des niveaux plus grossiers de wackestone-packstone (I-d2) forment des bancs plus massifs, occasionnellement soulignés par

des bases érosives. Ces faciès sont plus bioclastiques que les faciès I-d1 et contiennent des bioclastes, des débris de rudistes, coraux, lamellibranches divers, et gastéropodes.

Interprétation du milieu de dépôt - La texture boueuse ainsi que la dominance d'algues vertes et les associations de foraminifères benthiques sont caractéristiques de milieux protégés de faible énergie. Les niveaux à *Thalassinoïdes* sont associés à un domaine de lagon confiné infralittoral (**Pemberton & MacEachern 1995**). En revanche, les packstone bioclastiques traduisent une énergie plus forte du milieu de dépôt, probablement soumis à l'action des vagues. Ces niveaux peuvent être interprétés comme des dépôts de *washover* issus de l'érosion de la barrière pendant les tempêtes de forte intensité, dans un domaine de lagon plus ouvert.

Ces faciès sont donc caractéristiques d'un environnement de plate-forme interne.

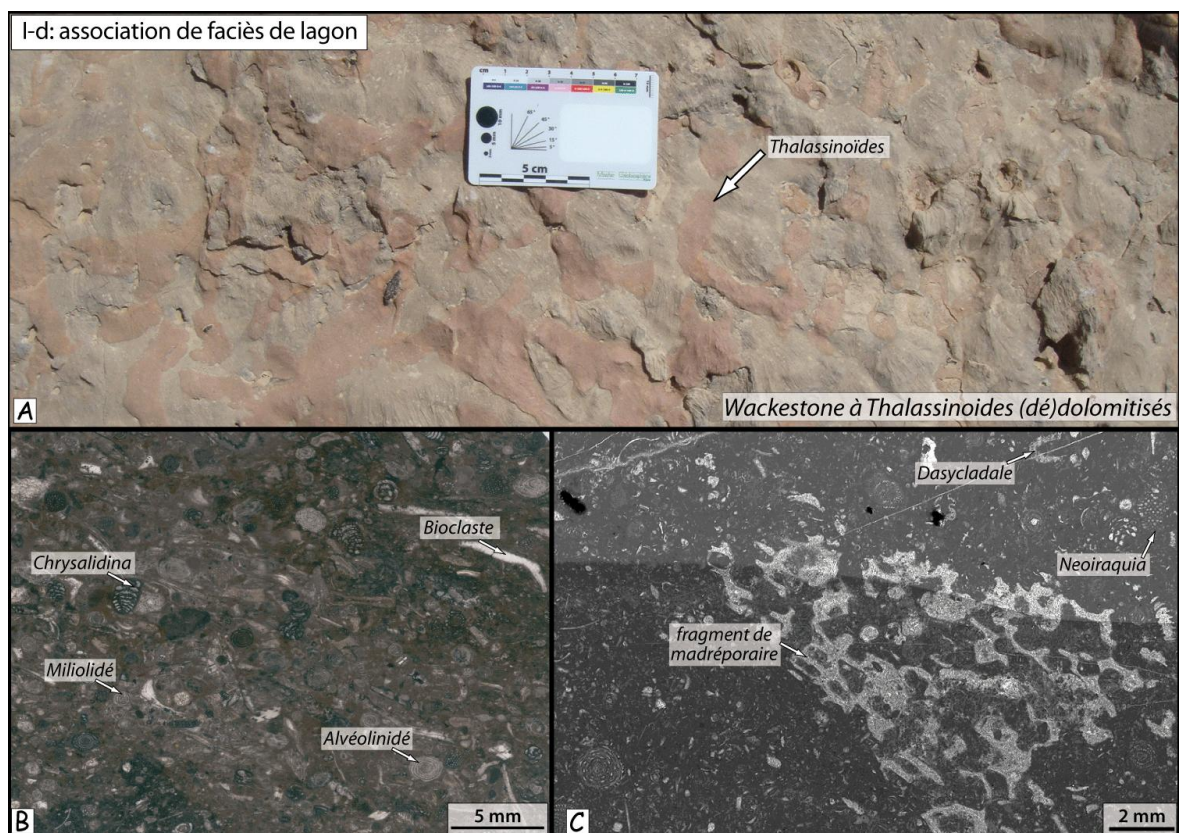


Figure 4.6: Association de faciès de lagon (I-d1 et I-d2).

Mudstone – Wackestone bioturbé à foraminifères benthiques et packstone bioclastique

A) Bioturbation intense de type *Thalassinoïdes* affectant des faciès wackestones; la couleur orangée de ces terriers traduit une (dé)dolomitisation de leur remplissage (coupe MA Jebel Madar). B) Echantillon A572,45, F-382H1, Fahud, Natih E2 et C) Echantillon MA127b, coupe MA, Jebel Madar, séquence I-7: wackestone-packstone riche en foraminifères benthiques et en petits bioclastes.

II : Les associations de faciès d'arrière barrière / lagon externe

II-a : Association de (dolo)mudstone et de packstone - grainstone fin à grossier

Description - Cette association de faciès n'a été observée qu'en subsurface dans la zone de Fahud, à la transition entre des faciès granulaires de bordure de plate-forme et des dépôts boueux aggradants de plate-forme interne. Elle est composée d'alternance de lits décimétriques de mudstones lités ou bioturbés partiellement dolomitisés (**Fig. 4.7-B**) et de packstone - grainstone fins à grossiers à foraminifères benthiques, orbitolinidés, péloïdes et débris d'échinodermes (**Fig. 4.7-C et D**) et à litages plans ou obliques.

Cette association de faciès se développe sur plusieurs mètres d'épaisseurs (**Fig. 4.7-A**).

Interprétation du milieu de dépôt - Le caractère hétérolithique de cette association de faciès témoigne d'un régime hydrodynamique variable et épisodique. Ces niveaux sont interprétés comme des dépôts de *washover* issus du démantèlement de la barrière pendant les tempêtes de forte intensité (*washover*).

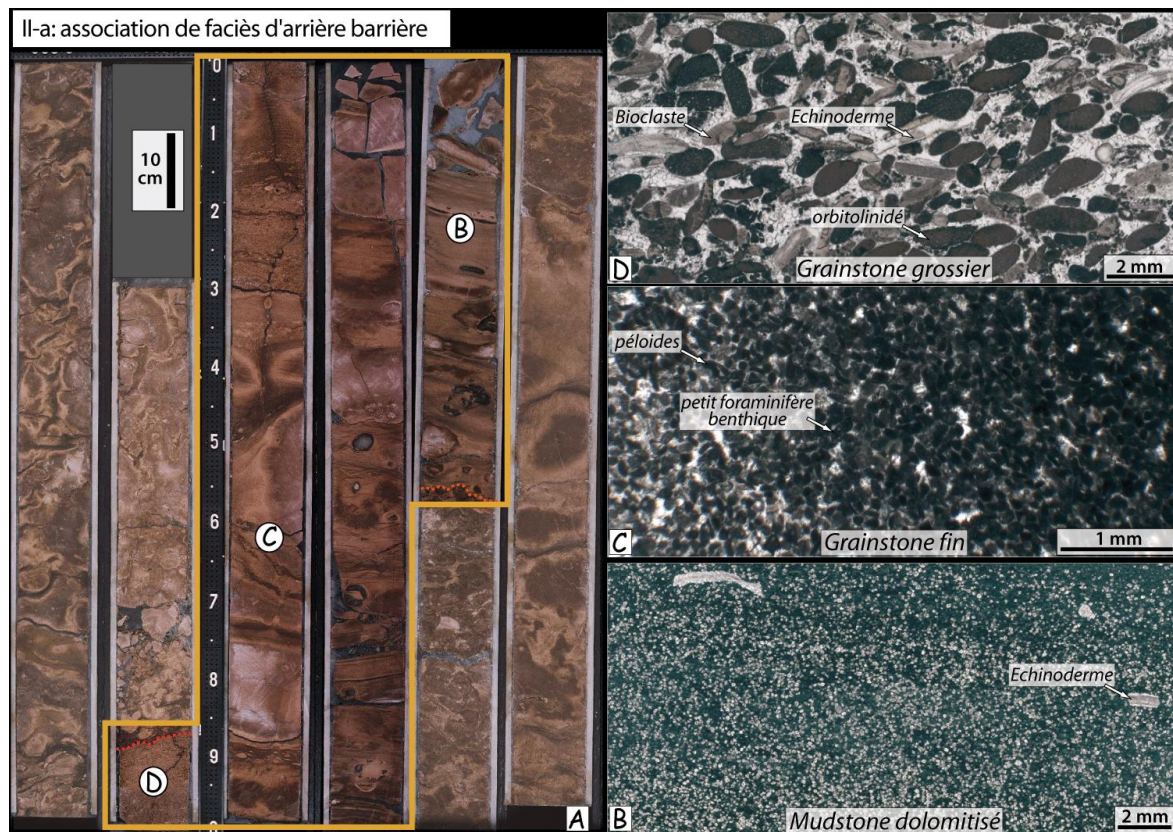


Figure 4.7: Association de faciès d'arrière barrière (II-a).

Alternance (dolo)mudstone bioturbé lité / Pack-grainstone hétérolithique.

A) Intervalle de 2,75 mètre de faciès hétérolithiques (encadré jaune) dans le puits F-394H1 (zone de Fahud, Natih E2, séquence I-7). Les photos de lames minces en b), c) et d) sont repositionnées sur la carotte. B)

Echantillon C595,2: Mudstone quasiment azoïque dolomitisé, rare débris d'échinoderme.

C) Echantillon C592,64: packstone-grainstone fin à péloïdes et petits foraminifères benthiques

D) Echantillon C591,94: grainstone grossier à orbitolines, péloïdes, et débris d'échinodermes. Une cimentation phréatique marine autour des grains souligne un niveau condensé au sommet de cet intervalle.

II-b : Association de Floatstone à rudistes, pectens, stromatoporidés, madréporaires et wackestone – packstone bioclastique

Description – Cette association de faciès forment des unités généralement assez massives (bancs métriques à plurimétriques), qui contiennent de nombreux organismes de grande taille: des rudistes bien préservés le plus souvent de type radiolitidé (**Fig. 4.8-C**) et plus rarement de type caprinidé (**Fig. 4.8-A**), des madréporaires, des stromatopores et divers mollusques (gastéropodes, bivalves à test costulé de type pecten). Les matrices sont de type wackestone à foraminifères benthiques (alvéolinidae, miliolidae, chrysalidinae...), algues vertes (dasycladaceae), bioclastes, débris de rudistes, et plus rarement débris d'échinodermes. Certains faciès montrent une bioturbation diffuse, qui leur confère un aspect noduleux. Latéralement ils passent à des wackestone – packstone bioclastiques.

Interprétation du milieu de dépôt - Cette association ne forme pas une ceinture de faciès continue mais s'organise de manière irrégulière dans la partie externe du lagon. Elle est interprétée comme correspondant à des platiers carbonatés "boueux" à rudistes, stromatopores, coraux et gastéropodes dans un système protégé d'arrière-barrière.



Figure 4.8: Association d'arrière-barrière (II-b).

A) Floatstone à rudistes (caprinidae). B) en lame mince, large bivalve dans une matrice boueuse à foraminifères benthiques et bioclastes. C) Rudiste (radiolitidae) en section transversale; la matrice contient des foraminifères benthiques et de petits bioclastes.

III : Les associations de faciès de barrière et bordure de plate-forme

III-a : Grainstone - rudstone bioclastique

Description - Cette association de faciès regroupe des faciès de type grainstone-rudstone composés d'accumulations bioclastiques (**Fig. 4.9-B et C**): débris de bivalves, rudistes, chondrodontes, débris d'échinodermes, bioclastes. Ceux-ci peuvent former des petits lits bioclastiques décimétriques intercalés dans des faciès plus boueux d'arrière barrière, ou bien constituent parfois des unités massives d'épaisseur métrique, à stratifications obliques (**Fig. Fig. 4.9-A**).

Interprétation du milieu de dépôt - La texture et la granulométrie de ces dépôts bioclastiques remaniés, ainsi que les figures sédimentaires qui leurs sont associées témoignent d'environnements indiquant un processus sédimentaire de forte énergie. Ces dépôts peuvent être associés à un complexe de chenaux et barres tidales. Un tel système serait formé par (1) les faciès de grainstone (rudstone) grossier à grandes stratifications obliques interprétés comme des dunes sous-marines de type *sandwaves* édifiées par des courants tidaux, (2) des systèmes chenalissants dans lesquels s'accumulent des barres de méandres et (3) des « lags » résiduels de faible extension à la base de petits chenaux pénétrant la zone d'arrière-barrière plus boueuse.



Figure 4.9: Association de transition barrière / arrière-barrière: Accumulations bioclastiques (III-a)

A) Barre d'accrétion massive d'environ 2 mètres d'épaisseur (Jebel Madmar, base de la séquence II). B) zoom sur le faciès qui compose la barre d'accrétion: accumulation de débris de rudistes, bioclastes et chondrodontes. C) en lame mince (Jebel Madar, séquence I, coupe MA).

III-b : Packstone - grainstone bioclastique à débris de rudistes / III-c : Grainstone - floatstone à rudiste

Description – Cette association de faciès (**Fig. 4.10**) est composée de packstone, de grainstone et de floatstone à rudistes (radiolitidés et caprinidés) et débris de rudistes. La matrice, de texture packstone ou grainstone bioclastique, est composée de débris d'échinodermes et de bivalves, de foraminifères benthiques (principalement des orbitolinidés) et de péloïdes. De larges madréporaires, stromatopores, bivalves et gastéropodes sont également associés à ces faciès.

Interprétation du milieu de dépôt - Cette association de faciès correspond aux environnements de barrière formée par des biostromes à rudistes appartenant à une plate-forme ouverte. Ces derniers ne sont toutefois pas préservés dans les dépôts de bordure de plate-forme de la Formation Natih. Les dépôts plus riches en débris bioclastiques et en rudistes remaniés par la houle et les courants tidaux qui s'agencent autour de ces biostromes sont plus fréquemment préservés.

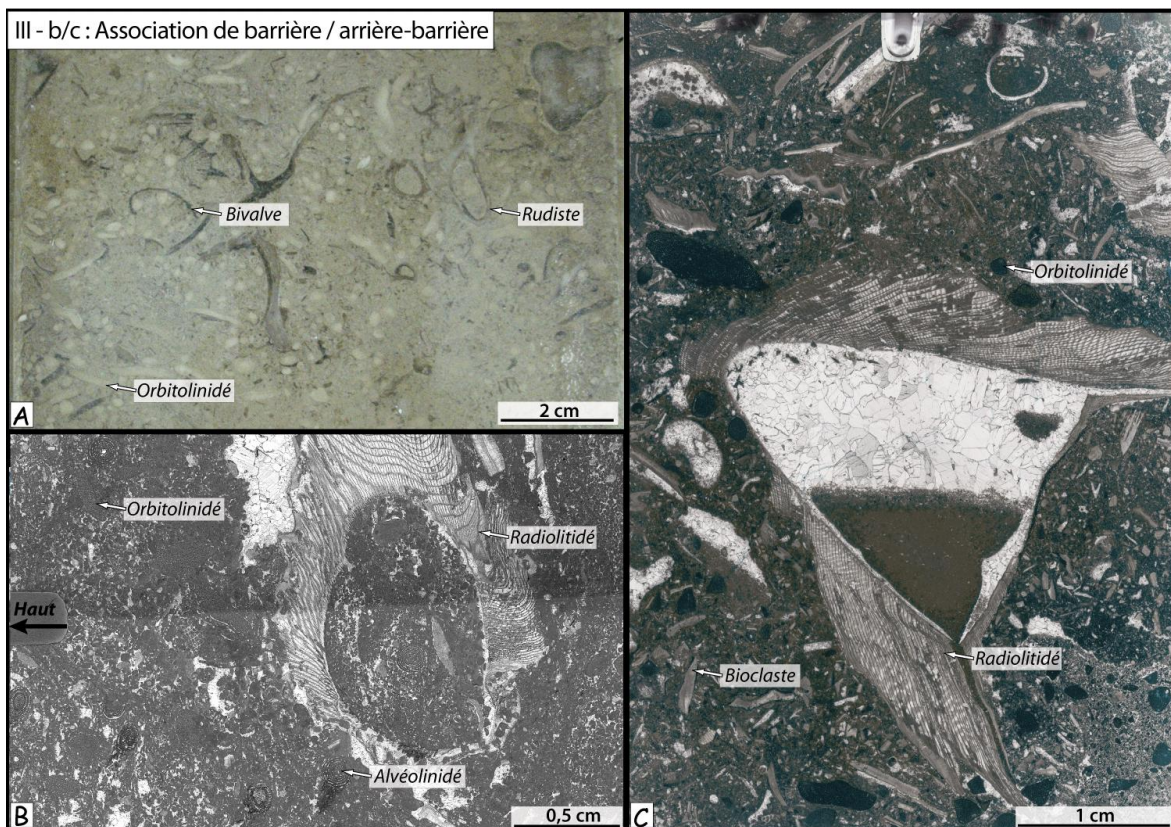


Figure 4.10: Association de barrière et d'arrière barrière (III-b et III-c).

Packstone-grainstone / floatstone à rudistes, bioclastes et foraminifères benthiques.

A) (Puits F-397H2, Fahud, Natih E3, séquence I) B) Jebel Madmar 3, coupe D800, séquence I-6: packstone-grainstone péloïdal, à foraminifères benthiques (orbitolinidés, alvéolinidés), débris d'échinodermes et larges rudistes C) Echantillon D777,52 (Puits F-397H2, Fahud, Natih E3, séquence I), scan de lame mince montrant une section transversale d'une valve de rudiste remanié, la cavité centrale est remplie par des particules de micrite géotropes, et est cimentée par une sparite limpide. la matrice de ce faciès est composée de nombreux débris bioclastiques (rudistes et bivalves principalement) et de foraminifères benthiques de type orbitolinidé.

III-d: Grainstone grossier / III-e: Packstone - grainstone bioclastique fin à orbitolinidés / III-f: Wackestone - packstone bioclastique fin

Description - Ces faciès (III-d; III-e, III-f) sont fréquemment associés et sont composés d'amont en aval (1) de grainstone grossiers à péloïdes, orbitolinidés et bioclastes (**Fig. 4.11-A**) (2) de grainstone fins bien triés à litage oblique formés de péloïdes, d'orbitolinidés et petits foraminifères benthiques (**Fig. 4.11-B et C**) et (3) de wackestone-packstone bioclastiques à larges orbitolinidés, divers bioclastes (bivalves, débris de rudistes, gastéropodes, échinodermes), contenant plus rarement des algues vertes et des foraminifères de type trocholinidés (**Fig. 4.11-D**) évoluant vers des wackestones à orbitolinidés et débris d'échinodermes (**Fig. 4.11-E et F**).

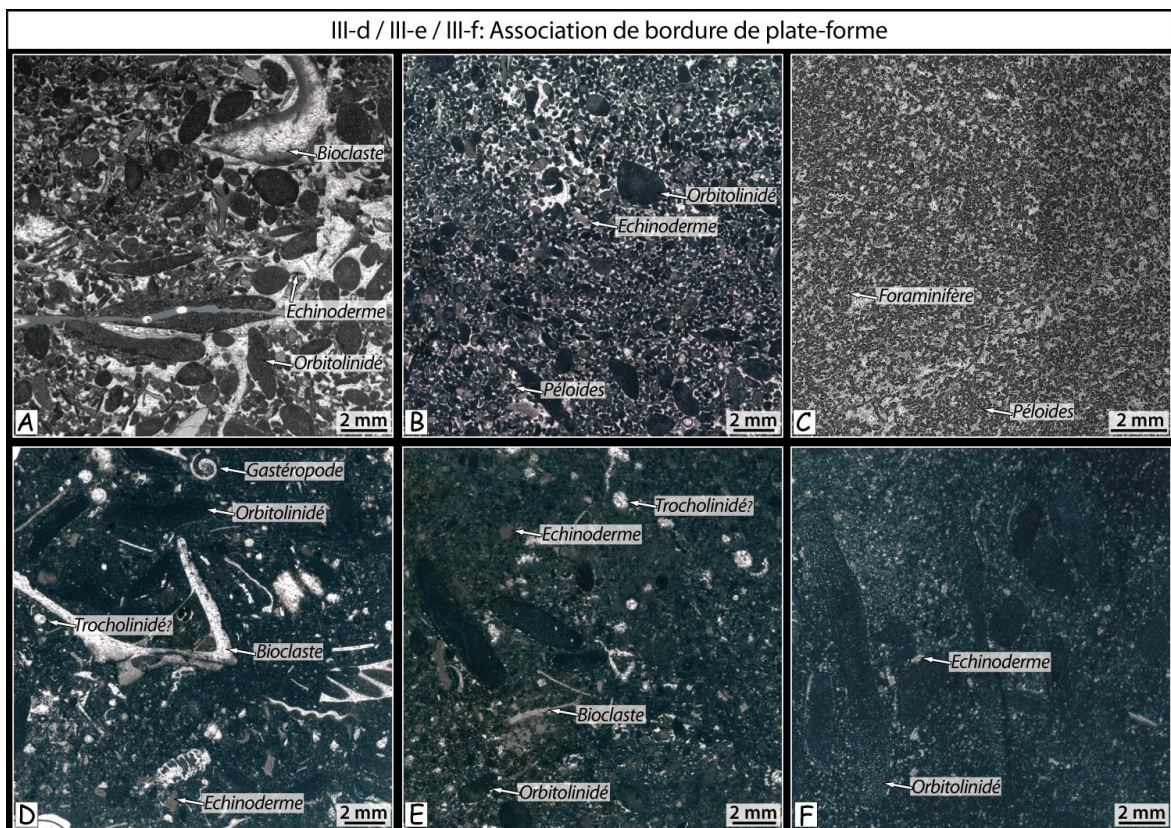


Figure 4.11: Association de bordure de plate-forme

Grainstone / packstone / wackestone à péloïdes, bioclastes, orbitolinidés

A) Grainstone grossier riche en bioclastes et orbitolinidés (Ech. A639,1; puits F-382H1; Natih E3, séq.1).

B) Grainstone à petits péloïdes, débris d'échinodermes et orbitolinidés arrondis (Ech. D756,84; puits F-397H2; Natih E3, séq.1).

C) Grainstone fin bien trié à péloïdes et petits foraminifères benthiques benthiques (Ech. MAD.A09; J.Madmar 3; séq.1).

D) Wackestone -packstone bioclastique à orbitolines, débris d'échinodermes et trocholinidés (?) (Ech. C633,85; puits F-394H1; Natih E3, séq.1).

E) Wackestone -packstone à orbitolines, bioclastes, débris d'échinodermes et trocholinidés (?) (Ech. A621,68; puits F-382H1; Natih E3, séq.1).

F) Wackestone à orbitolinidés et débris d'échinodermes (Ech. C641,42; puits F-394H1; Natih E4a, séq.1).

Interprétation du milieu de dépôt - Ces faciès appartiennent aux environnements de bordure de plate-forme et de pente externe. Les textures et les litages obliques dans les faciès les plus

grossiers témoignent d'un environnement de dépôt de relative haute énergie soumis aux courants tidaux ou générés par les vagues. La forme sphérique des péloïdes et les tris granulométriques vont également dans le sens d'un fort hydrodynamisme. En base de pente, les textures boueuses indiquent une diminution de l'énergie du milieu de dépôt qui ne se trouve qu'occasionnellement sous l'action des tempêtes.

IV : Les associations de faciès de plate-forme externe / bassin intrashelf

IV-a & IV-b : Mudstone - wackestone bioturbé à cherts

Description - Cette association de faciès est constituée de mudstone - wackestone fortement bioturbés, d'aspect noduleux et mal stratifiés, formant des couches massives d'épaisseur plurimétrique. Ils renferment fréquemment des nodules siliceux (*Cherts*) (IV-a) qui s'alignent horizontalement, soulignant les surfaces de stratification. Les assemblages fauniques, assez pauvres, sont dominés par des bioclastes fins, des bivalves à tests fins, des gastéropodes, des foraminifères planctoniques et benthiques (**Fig. 4.12-D**).

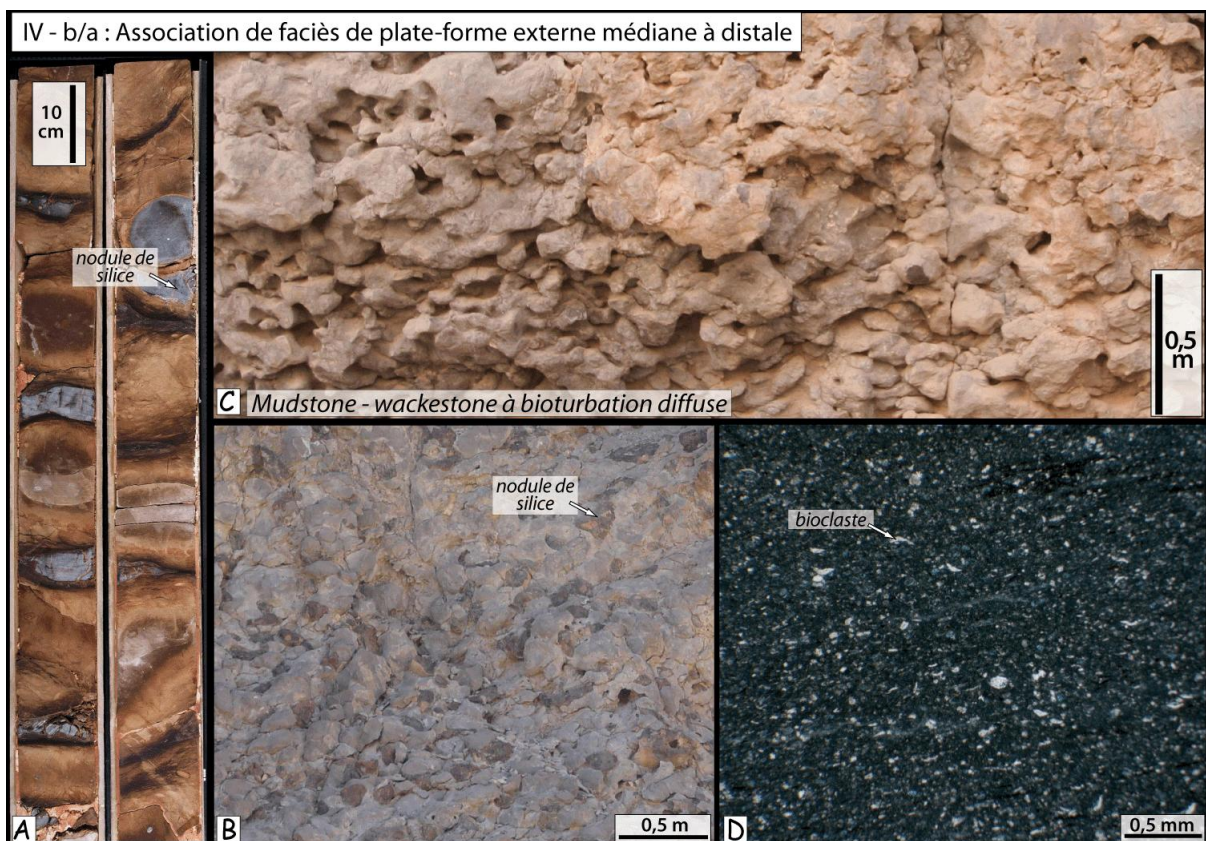


Figure 4.12: Association de faciès de plate-forme médiane à distale (IV-a et IV-b)

A) mudstones-wackestones bioturbés à nodules de silice; ces dépôts sont ponctués par des intervalles pluricentimétriques plus argileux dans lesquels se concentrent les figures de compaction chimique (puits F-382H1; Fahud, séquence I). B) mudstones-wackestones bioturbés à nodules de silice (J. Salakh, séquence I). C) Mudstone bioturbé, une dissolution sélective autour des terriers accentue le caractère noduleux de ce faciès. D) En lame mince, mudstone bioclastique (C655,9, puits F-394H1, Fahud, unité réservoir E4a, séquence I).

Interprétation du milieu de dépôt - Cette association de faciès témoigne d'un environnement de faible énergie de plate-forme externe médiane à distale, sous la limite d'action des vagues.

Les reconstitutions stratigraphiques montrent que ces faciès s'organisent le long de cliniformes faiblement pentés, entre la barrière et le bassin intrashelf (**van Buchem et al., 2002, Grélaud, 2005**).

IV-c: Alternance de mudstone azoïque riche en matière organique et de wackestone bioclastique

Description - Cette association de faciès consiste en une alternance monotone de bancs tabulaires décimétriques (**Fig. 4.13-A et B**) composés de deux types de faciès:

- des wackstones bioturbés, à bioclastes remaniés (bivalves, gastéropodes, échinodermes, brachiopodes, coraux, fragments d'huitres, spicules d'éponge), à foraminifères benthiques et planctoniques, et à calcisphères (**Al Balushi & Macquaker, 2011**).

- des mudstones riches en matière organique, faiblement ou non bioturbés, à foraminifères planctoniques (globigérinidés) (**Fig. 4.13-D**), à coccolithes, et rares macrofossiles (huîtres et bivalves de type pectens).

Dans le champ de Natih, les faciès de wackestone bioturbés et de mudstone riches en matière organique, présentent respectivement des TOC (pour *total organic carbon*) variant entre 0,3 et 1,9 % (1,1 % en moyenne) et entre 2,0 et 13,7 % (5,4 % en moyenne) (**Al-Balushi & Macquaker, 2011**).

A l'affleurement les mudstones riches en matière organique apparaissent altérés et laminés, ils forment des unités légèrement plus récessives que les bancs de wackestone plus compétants et résistants à l'érosion (**Fig. 4.13-B**).

Localement, des dépôts bioclastiques plus grossiers à débris d'huitres et de lamellibranches divers, forment des unités plus massives, intercalées entre les deux types de faciès précédemment décrits (**Fig. 4.13-C**).

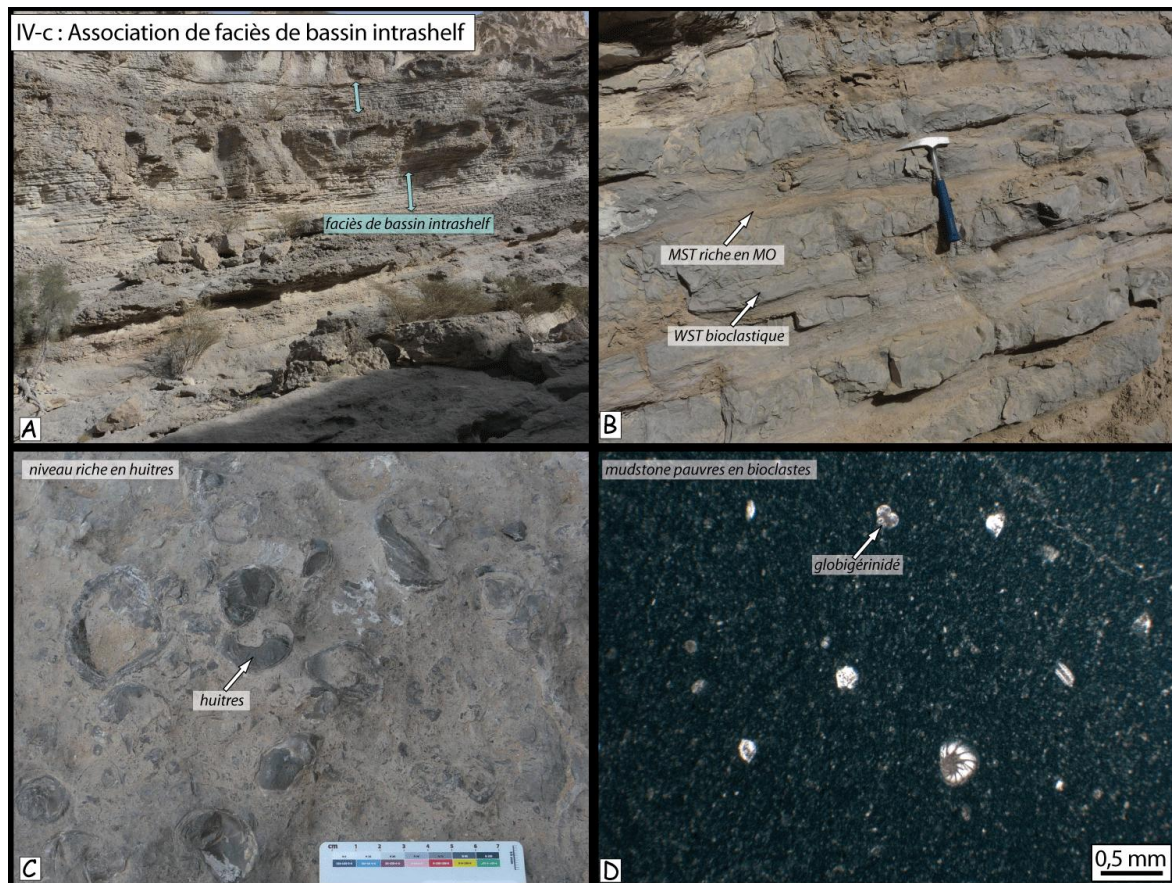


Figure 4.13: Association de faciès de bassin (IV-c).

Alternance de mudstone azoïque riche en matière organique et de wackestone bioclastiques

A) Coupe Madm. 3; Jebel Madmar, séquence I: Vue d'ensemble des bancs tabulaires et continus des faciès de bassin intrashelf (flèche bleue) B) zoom sur l'alternance des faciès de mudstones riches en matière organique et de mudstones-wackestones bioclastiques. C) Coupe Madmar 3; Jebel Madmar, séquence I: faciès de wackestone riche en bioclastes et huîtres. D) Echantillon A695,87, Fahud puits F-382H1, séquence I: Mudstone très pauvres en allochèmes.

Interprétation du milieu de dépôt - Cette association de faciès caractérise un domaine de faible énergie. Les corrélations stratigraphiques montrent que ces faciès s'accumulent dans des dépressions bien marquées, de type bassin intrashelf, de 40 et 70 mètres de profondeur (van Buchem *et al.*, 2002, Grélaud, 2005).

La préservation de faciès riches en matière organique a été interprétée comme liée au développement de conditions anoxiques dans le bassin intrashelf (Murris, 1980; Scott, 1990; Philip *et al.*, 1995; Droste & Van Steenwinkel, 2004), et plus particulièrement par une stratification de la colonne d'eaux lors de phases d'augmentation de l'accommodation (Homewood *et al.*, 2008). Une étude récente basée sur des données sédimentologiques, géochimiques et pétrographiques suggère que la préservation de la matière organique serait reliée à des périodes d'augmentation de la production primaire (possiblement en lien avec une augmentation des flux de nutriments), à un transfert rapide de la matière organique à l'interface eau/sédiment et à son enfouissement rapide dans des conditions globalement oxiques à dysoxiques (Al Balushi & Macquaker, 2011). Par contraste, des périodes de dilution de la matière organique et de diagenèse précoce plus intense, associées à un taux de sédimentation plus faible gouverneraient le dépôts des couches wackestone plus cimentées,

riches en débris dérivés de la marge du bassin et appauvries en matière organique (**Al Balushi et al., 2011**). La cyclicité sédimentologique et diagenétique de cette association de faciès reflèterait en somme des variations très haute fréquence du niveau marin et du potentiel d'accommodation.

Les mudstones riches en matière organique constituent des faciès de roche-mère qui alimentent en hydrocarbures une partie des réservoirs du Natih dans la zone de *l'Intérieur Oman* (**Terken, 1999**).

4.2.2 Le système de plate-forme interne mixte argilo-carbonatée peu profonde

Le système de plate-forme mixte (**Fig. 4.14-B**) est représenté par une alternance de couches de marne verte (I'-a) et de calcaire wackestone - packstone renfermant un assemblage faunistique de plate-forme interne dominé par des foraminifères benthiques (I'-b) et des rudistes (III'a-b-c et II'-d). Ces couches d'épaisseur métrique à décamétrique se caractérisent par une très grande continuité latérale puisqu'elles peuvent être suivies sur 200 km entre les affleurements des *foothills d'Adam* et les champs pétroliers de *l'Intérieur Oman*. Des surfaces de discontinuités matérialisées par des minéralisations de fer au sommet des bancs calcaires forment les limites de séquences de haute fréquence et constituent d'excellentes surfaces de corrélation. Ces dépôts correspondent à un système de plate-forme interne très peu profond et quasiment plat. Ce type de système est à rapprocher, toute proportion gardée, de celui du Nahr Umr ou de celui des bases de séquence transgressive décrites dans les formations de plate-forme interne du Crétacé inférieur (Formations Lekhwair, Kharab, Shuaiba) (**Razin, 2008**).

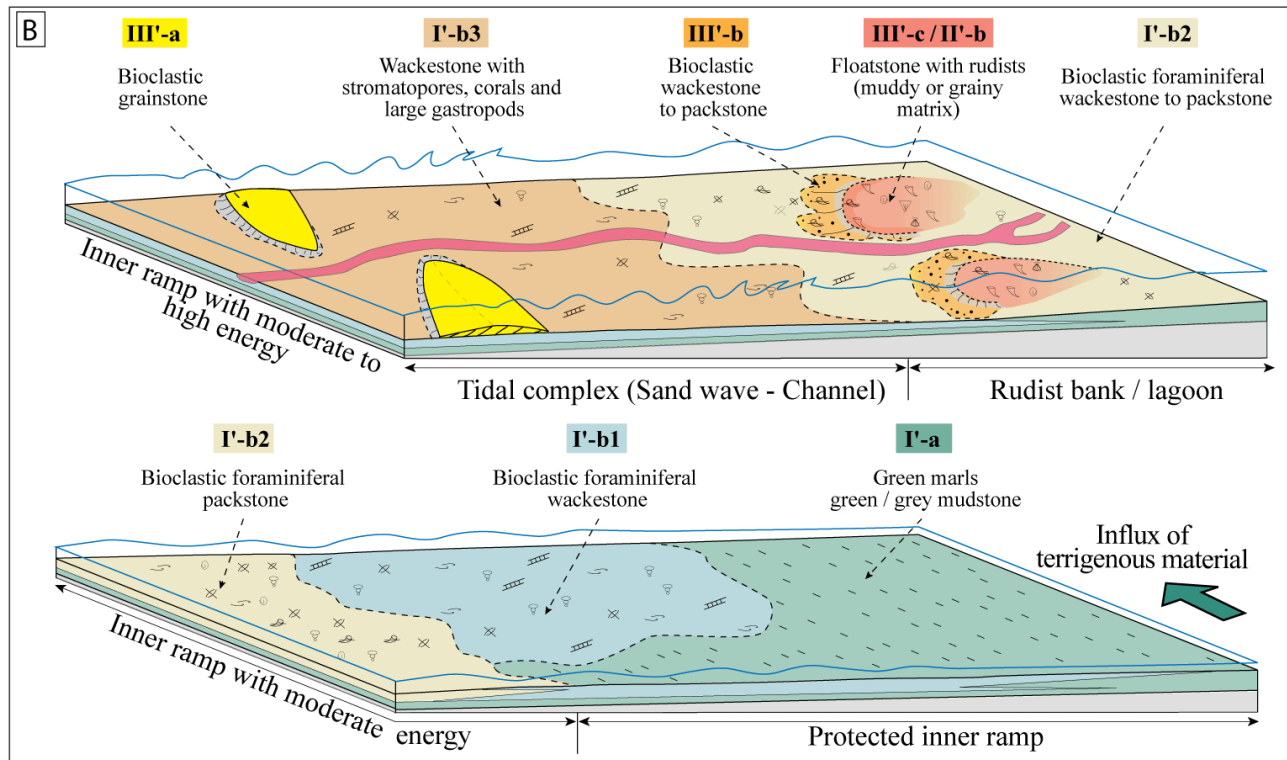
Figure 4.14 (page suivante):

A) Associations de faciès et environnements de dépôts caractéristiques du système de plate-forme interne mixte argilo-carbonatée.

B) Profils de dépôts correspondant au système de plate-forme interne mixte argilo-carbonatée.

Deux systèmes sédimentaires sont ici représentés, qui correspondent à des variations des agencements des associations de faciès en fonction de l'élévation relative du niveau marin (cf. section 4.3 Architecture des séquences ci-après).

A	Facies Assoc.	Description - Texture	Diagnostic elements	Sedimentary structures, and bioturbation	Depositional environment	Stratigraphic position, thickness and lateral extension
Mixed carbonate - argillaceous shallow marine platform (early TST seq I-III, seq II)	I'-a	Green marls green / grey mudstone	Bioclasts, thin-shelled bivalves echinids, orbitolinids (pyrite)	Locally biotubated, laminated	Protected low energy inner ramp, increase of terrigenous supply,	I - Inner Platform
	I'-b1 I'-b2	Bioclastic foraminiferal wackestone to packstone	Bivalves, rudists debris, diverse benthic foram.: <i>Trocholina</i> , miliolids, large alveolinids, green algae	Dm to meter scale bedding, frequent occurrence of iron- crusted hardground at top of beds. Bioturbated	Protected inner ramp	
	III'-c II'-b III'-b	a- Floatstone with rudists b- Bioclastic wackestone to packstone	a- Rudist (in situ), large bivalves, bioclasts, corals b- Bioclasts, green algae, benthic foram., <i>Praealveolina</i> , trocholinitids	a- Nodular b- Nodular, bioturbated	Shoals / Bioherms low to moderate energy lagoon	
	III'-a I'-b3	a- Bioclastic grainstone b- Wackestone with stromatopores, corals and large gastropods	a- Rudist and bivalves debris, bioclasts b- Stromatoporoids, corals, gastropods, bioclasts, green algae, benthic foram. large <i>Praealveolina</i> , trocholinitids	a- Erosive base, dm to meter scale beds, cross-bedding, inclined stratification b- Nodular	Moderate to high energy tidal system low to moderate energy inner ramp	Top of the sequence II (top of higher-frequency cycle II-1 and II-2). 1 m to > 10 m thick massive aggrading units, accumulated when accommodation rate is maximum over the platform. Broad extension (>100 km)



I' : les environnements de plate-forme interne d'énergie très faible à modérée

I'-a : Argile / Marne verte

Description - Cette association de faciès apparaît sous forme de couches métriques à plurimétriques de marnes argileuses jaunes à vertes. La fraction argileuse peut atteindre 80 % de l'ensemble du sédiment et est composée principalement d'illite, et en moindre mesure de kaolinite (**van Buchem et al., 2002**). Des traces de sépiolite ont été localement détectée dans ces marnes (**Walgenvitz, inédit**). Ces faciès sont généralement pauvres en fossiles (principalement des bivalves à tests fins et des gastéropodes). Ponctuellement des accumulations d'orbitolines, des horizons riches en échinodermes ou de rares petites ammonites sont associés à ces dépôts, de même de fines couches de mudstones noduleux sont parfois intercalées dans ces marnes argileuses. Elles forment à l'affleurement des unités récessives aisément repérables (**Fig. 4.15-A**) et sont bien préservées dans les puits carottés où elles sont fréquemment associées à des recristallisations de pyrite (**Fig. 4.15-B**).

Interprétation du milieu de dépôt - Les marnes témoignent d'un milieu de dépôt protégé peu profond. Localement, à la base de la séquence II, la présence d'argile magnésienne de type sépiolite témoigne d'environnement confiné. La source des argiles est localisée vers le sud-ouest, dans la zone du bouclier arabe émergé à cette époque (**Murris, 1980**). Ces dépôts s'installent dans un domaine très peu profond de plate-forme interne, intermédiaire entre les appareils fluvio-deltaïques bordiers qui constituent la source des argiles et la barrière carbonatée qui devait alors se trouver sur la marge océanique de la plate-forme (**Fig. 2.2**).

La présence de faunes pélagiques (échinodermes, ammonites...) au sein de ces dépôts de plate-forme peu profonde constitue un paradoxe si les interprétations environnementales sont uniquement basées sur la présence de ces fossiles (**Razin et al., 2010; Homewood et al., 2008**). Ces organismes sont cependant associés à une association de faune de milieu peu profond : foraminifères benthiques (orbitolinidés, Préalvéolines, milioles, etc.), rudistes, stromatopores, bivalves, gastéropodes, coraux solitaires, etc. Cette association diffère de celle beaucoup plus spécifique des dépôts de bassin intrashelf. D'autre part, la géométrie tabulaire des dépôts (absence de clinoforme), l'évolution graduelle des faciès, l'absence de faciès de haute énergie (excepté ceux du sommet des séquences), l'absence de surface de ravinement, la logique d'organisation séquentielle des dépôts à différentes échelles, etc. conduisent à exclure l'éventualité d'ennoyages épisodiques de grande ampleur de la plate-forme qui seraient liés à des variations du niveau marin de forte amplitude. Par conséquent, la pénétration de ces faunes de milieu ouvert en domaine de plate-forme interne -à la manière d'un influx détritique ("washover") de matériel pélagique depuis l'océan (**Homewood et al., 2008**)- pourrait être au moins en partie expliquée par la morphologie très plane et la faible énergie du système de dépôt en début de transgression, avant le développement d'une barrière de haute énergie qui limite ce phénomène (**Razin et al., 2010**).

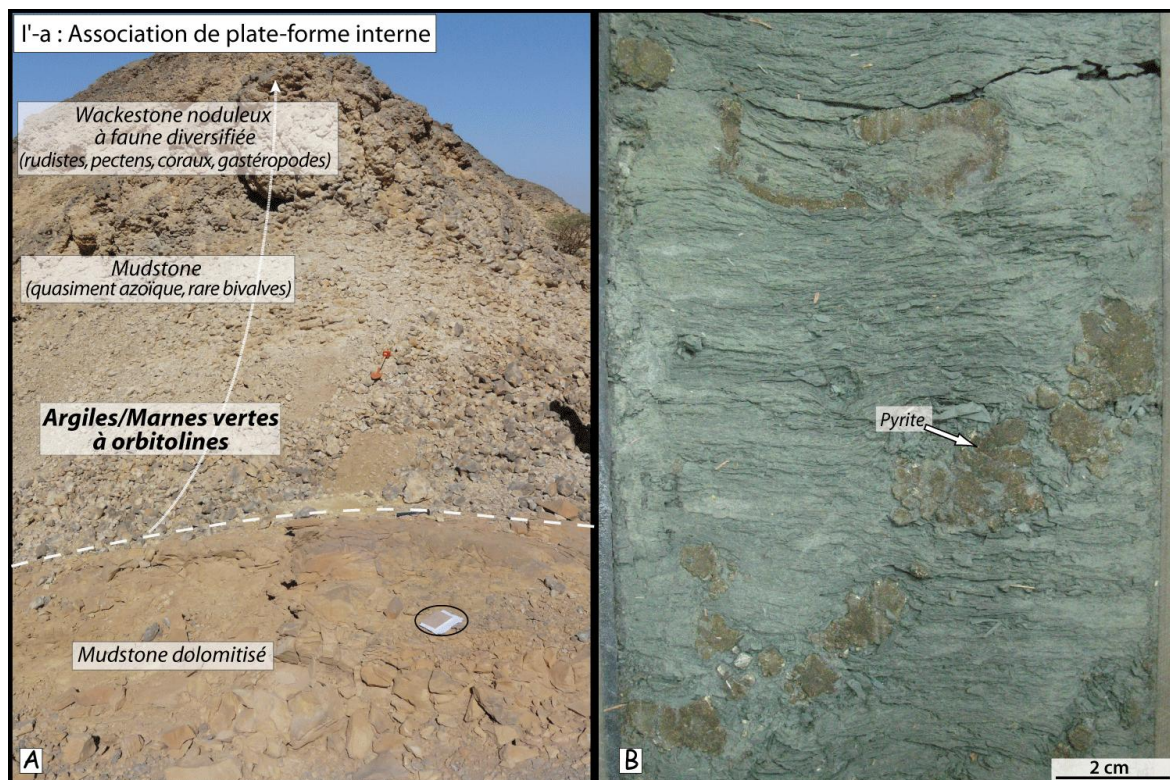


Figure 4.15: Association de plate-forme interne : Argiles / marnes vertes (I'-a).

a) Les argiles / marnes vertes surmontent 2,5 mètres de mudstone dolomitisé, à la base du remplissage de l'incision IS2 (Jebel Madar, coupe R3). Elles évoluent progressivement vers des faciès de plus en plus carbonatés et riche en bioclastes (association de faciès I'b). b) argiles vertes laminées à nodules de pyrite en carotte (puits F-394H1, côte 521,2 m, Natih D5)

I'-b : Wackestone / Packstone à foraminifères et bioclastes

Description - Cette association de faciès (**Fig. 4.16**) est composée de wackestone et packstone très noduleux bioturbés bioclastiques, contenant des échinodermes, des coraux solitaires, des algues (dasycladales, *Permocalculus sp.*) et des foraminifères benthiques (larges alvéolinidae, trocholinidés). Ils sont parfois enrichis en rudistes, stromatopores et divers mollusques.

Interprétation du milieu de dépôt - Ces faciès surmontent en général les intervalles argileux et traduisent une amélioration des conditions paléocéologiques propice au développement de la production carbonatée. Ils enregistrent l'évolution vers un milieu de plate-forme interne plus ouvert d'énergie modérée.

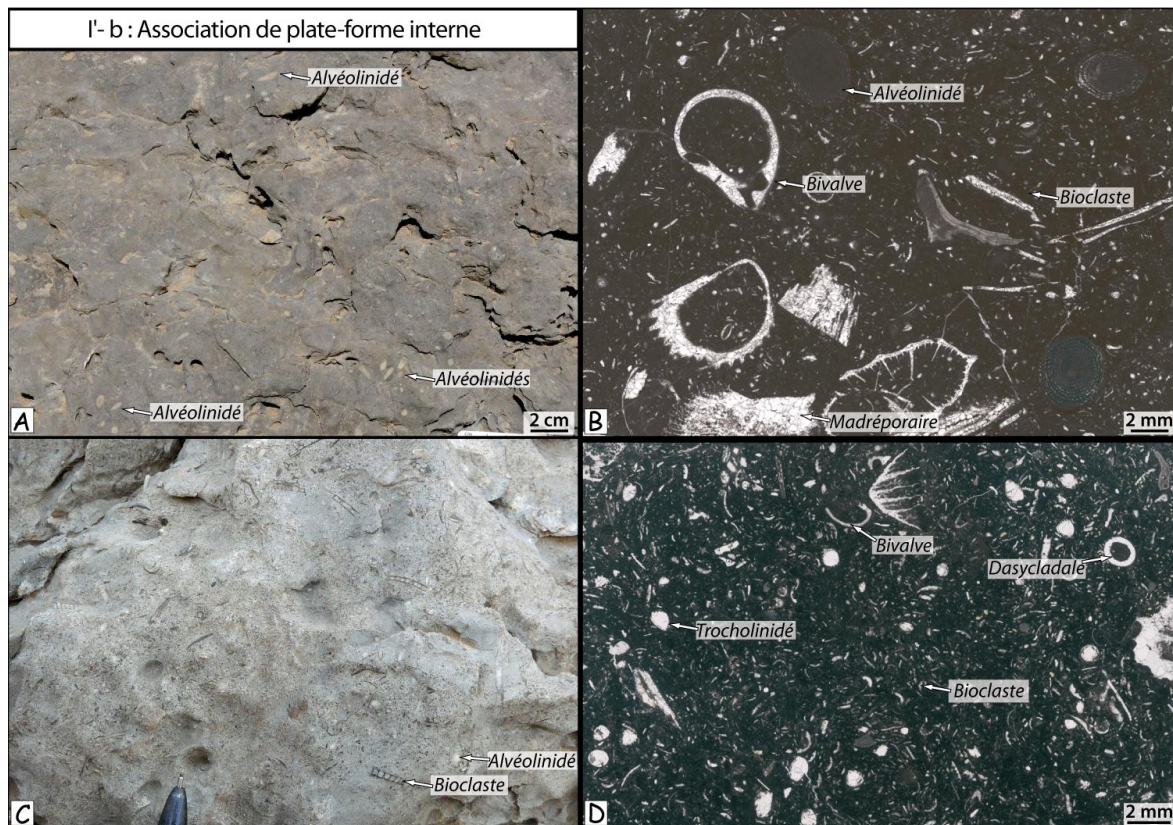


Figure 4.16: Association de plate-forme interne à énergie faible à modérée (I'-b). Wackestone / packstone à foraminifères (larges alvéolinidés, trocholinidés) et bioclastes. A) Wackestone à larges alvéolinidés (Sommet de la séquence II, Jebel Madmar 6). B) En lame mince (échantillon MA.C5; base de la séquence III; Coupe MA, Jebel Madar): wackestone à larges alvéolinidés, bivalves, coraux solitaires et fins bioclastes. C) Wackestone - packstone fortement bioclastique (séquence II, coupe MA, Jebel Madar). D) En lame mince (échantillon B602,7; puits F-391H1, Fahud; Natih C2, séquence II): wackestone - packstone à bioclastes, foraminifères benthiques (trocholinidés), et algues vertes.

II'/III' : les environnements de plate-forme interne de relative haute énergie

II' / III': Floatstone rudstone à rudistes / Packstone fortement bioclastique

Description - Cette association de faciès (**Fig. 4.17**) constitue des bancs carbonatés épais (plusieurs mètres d'épaisseur) riches en rudistes, stromatopores et coraux. Ils sont constitués de floatstone à matrice boueuse ou bioclastique (II'-b ou III'-c), de grainstone-rudstone bioclastiques à rudistes (III'-a) et de packstone plus finement bioclastiques (III'-b).

En domaine proximal, ils forment le remplissage complexe de chenaux de 0,5 à 1 km de large pour 4 m de profondeur, tandis que dans la partie plus distale de la plate-forme interne, ils forment des barres à grandes stratifications obliques de type « sandwaves » (Grélaud, 2005).

Interprétation du milieu de dépôt - Ces dépôts s'organisent au sein de platier à rudistes relativement boueux, et correspondrait à un système complexe de barres et de chenaux tidaux (Grélaud 2005). Le développement de ces faciès coïncide avec une disparition des apports

terrigenes et une augmentation de l'épaisseur des couches. Ils sont interprétés comme enregistrant les périodes où la hauteur d'eau est maximale en domaine de plate-forme, optimisant ainsi la vitesse des courants tidaux. Ils souligneraient ainsi des périodes d'inondation maximales.

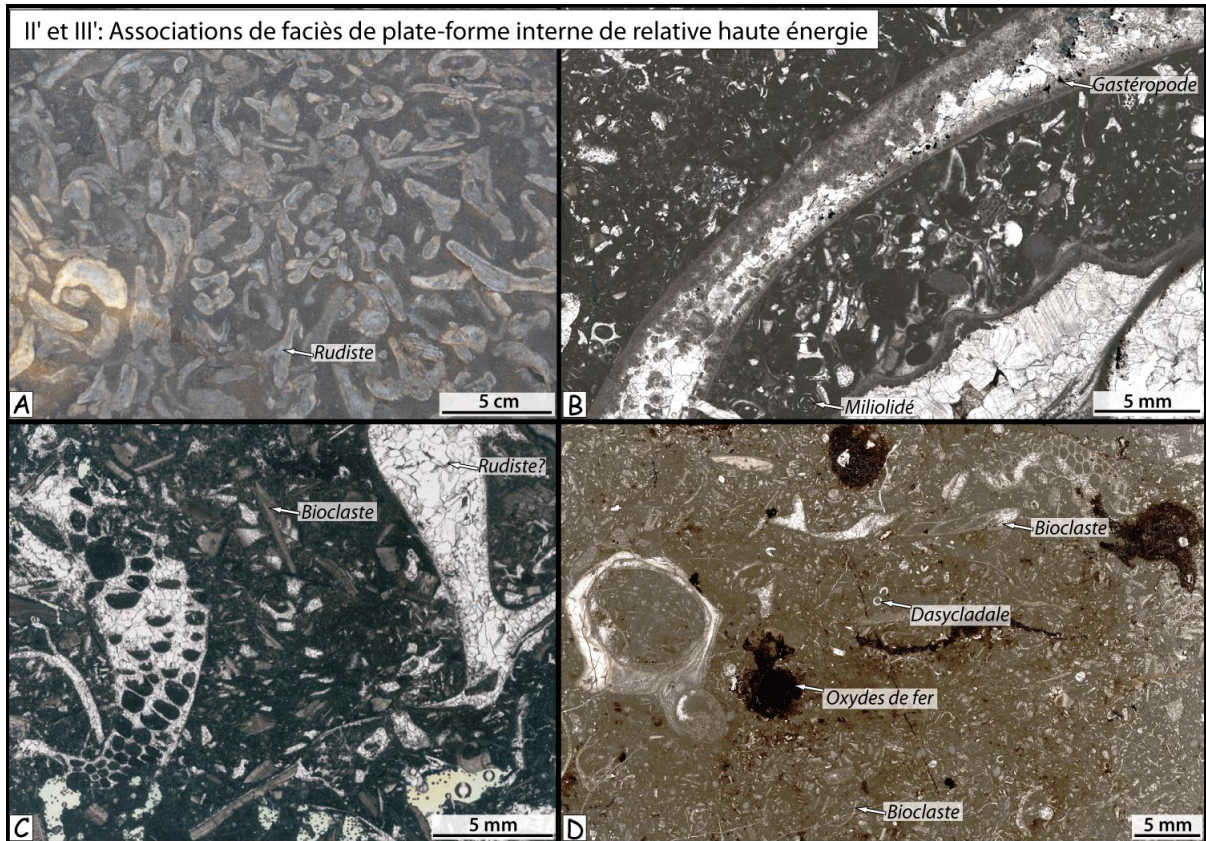


Figure 4.17: Association de faciès de plate-forme interne de relative haute énergie.

a) Floatstone - rudstone à débris pluricentimétriques de rudistes (Sommet de la séquence II, Jebel Shams). b) Echantillon MA.138, sommet de la séquence II-1 (Natih D, coupe MA, Jebel Madar): Floatstone à grands bioclastes (ici un gastéropode) matrice granulaire à foraminifères benthiques (trocholinidés, miliolidés, textularidés) et divers bioclastes. c) Echantillon B580,6 (Puits F-391H1, Fahud; Natih C1, sommet de la séquence II): Floatstone - rudstone à rudistes et matrice bioclastique. d) Echantillon MA.136, sommet d'un cycle haute fréquence à la base de la séquence II (coupe MA, J. Madar): Packstone très bioclastique.

4.3 Architecture des séquences de dépôt

L'architecture stratigraphique haute résolution de la Formation Natih a été établie à partir de corrélations entre des coupes réalisées à l'affleurement sur le flanc sud du Jebel Akhdar et dans les foothills d'Adam (**van Buchem et al., 1996, 2002; Homewood et al., 2008; Razin, 2008**). Ce modèle stratigraphique a été étendu vers l'ouest jusque vers les champs pétroliers de Natih et Fahud à partir de données de forage (**van Buchem et al., 2002; Grélaud, 2005**) et de données de sismique pétrolière (**Fig. 4.18 et Figs. 4.19 à 4.22; Grélaud, 2005; Grélaud et al., 2006**).

Quatre séquences de dépôt de 3^o ordre, d'une durée comprise entre 2,5 et 3 Ma, et limitées par des discontinuités sédimentaires, ont été définies au sein de la Formation Natih (**Fig. 4.2**). Ces séquences de dépôt sont formées d'un ensemble de séquences de plus haute fréquence (4^o et 5^o ordre) dont les corrélations aboutissent à un découpage stratigraphique de haute résolution. Les trois premières séquences (Albien supérieur à Turonien inférieur) montrent une remarquable continuité et une épaisseur pratiquement constante sur plus de 150 km de distance, même si des variations de faciès existent, en particulier dans les séquences I et III. Par contre, la 4^o séquence (Turonien inférieur) déposée pendant les premiers stades de déformation compressive est discontinue et possède une géométrie plus complexe. Elle est surmontée d'une surface d'érosion majeure qui s'accompagne d'incisions reconnues à l'affleurement (**van Buchem et al., 2002; Grélaud et al., 2010**) comme en subsurface (**Droste et van Steenwinkel, 2004**). Une cinquième séquence de dépôt est localement préservée dans ces incisions (Jebel Madar, Jebel Akhdar), sous les dépôts profonds à dominance argileuse de la Formation Muti (ou Fiqa) qui recouvre l'ensemble de la Formation Natih. Elle appartient cependant à un système sédimentaire différent de celui de plate-forme de la Formation Natih.

L'architecture de ces séquences de dépôt (distribution des faciès et géométries) permet de reconstituer l'évolution du système carbonaté au cours des différents cycles de variation du rapport accommodation / production sédimentaire. Cette évolution est résumée dans les **figures 4.19 à 4.22** pour les différentes séquences de la Formation Natih, d'après les travaux récemment publiés sur cette formation (**van Buchem et al., 1996, 2002; Droste et van Steenwinkel, 2004; Grélaud, 2005; Grélaud et al., 2006; Homewood et al., 2008; Razin, 2008; Grélaud et al., 2010**).

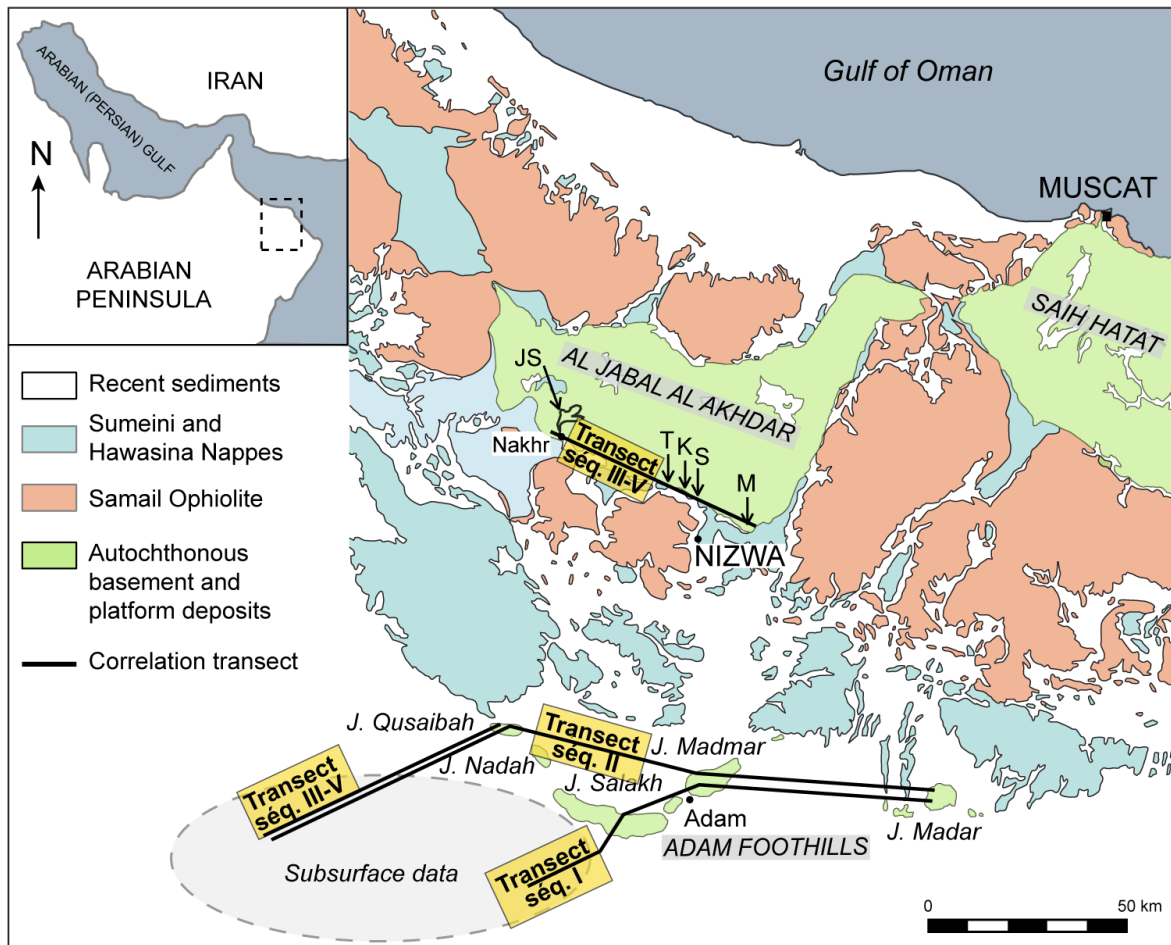


Figure 4.18: Localisation des transects présentés dans les figures 4.19 à 4.22.

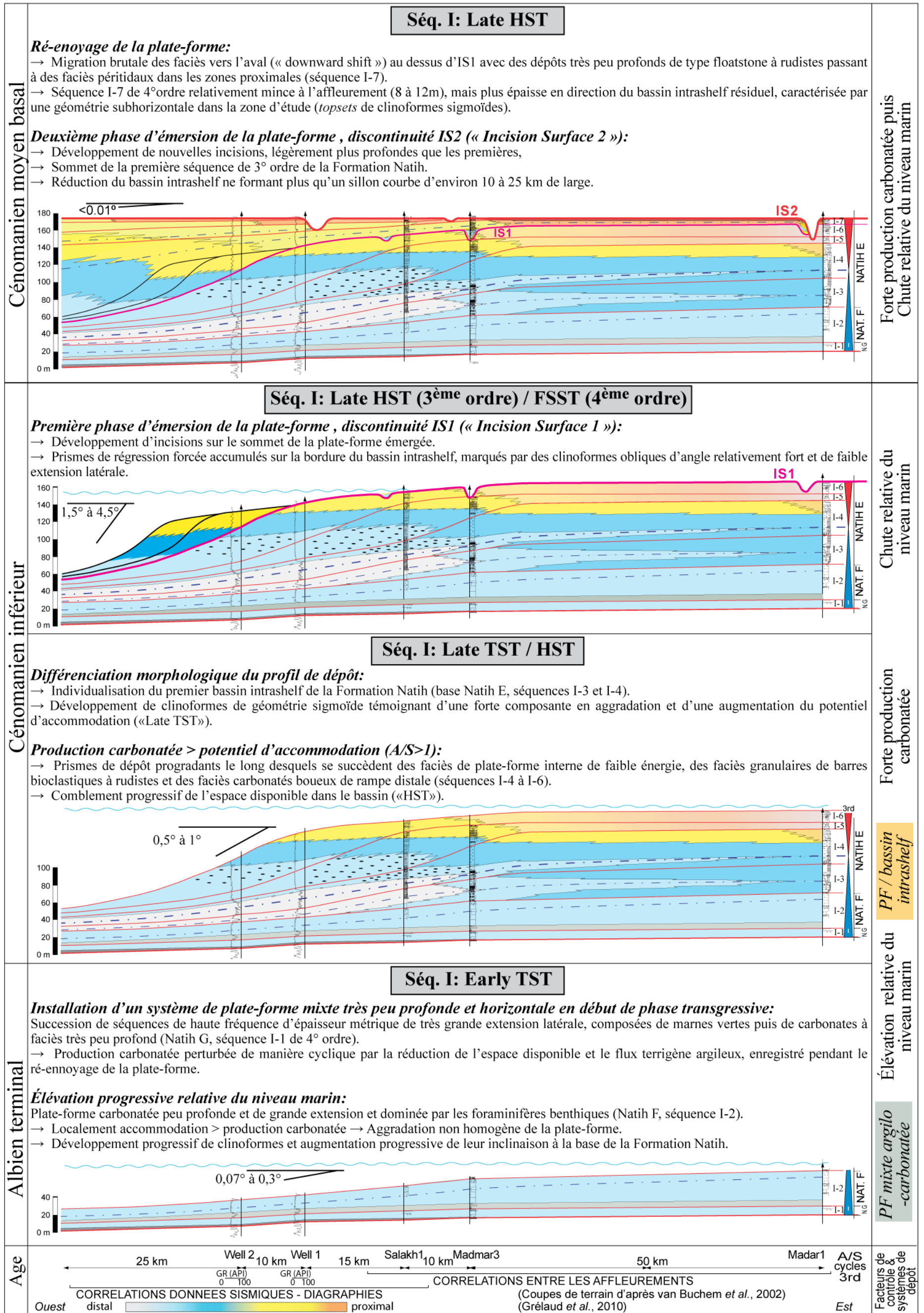


Figure 4.19: Evolution des systèmes de dépôt de la première séquence de la Formation Natih.

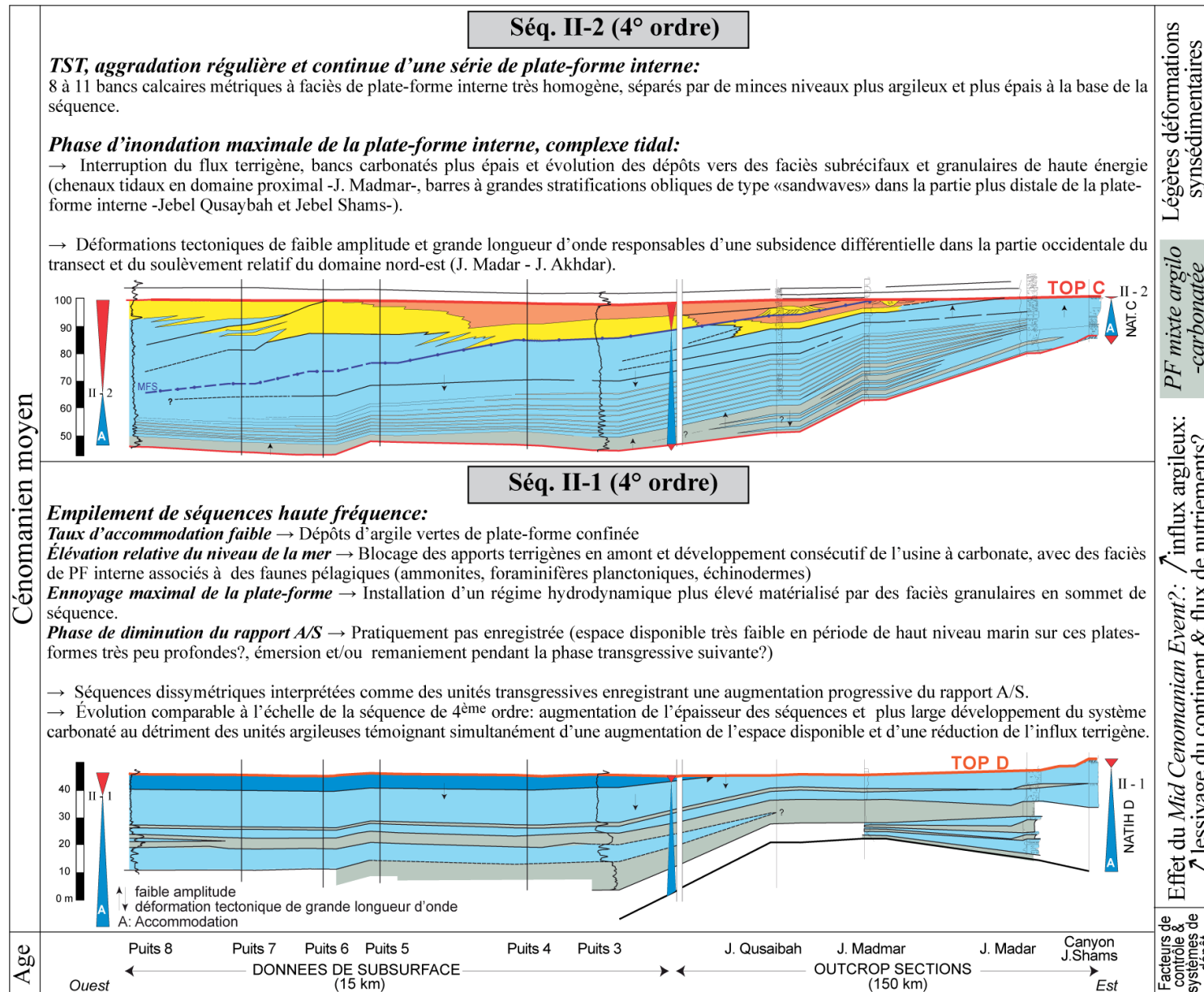


Figure 4.20: Evolution des systèmes de dépôt de la deuxième séquence de la Formation Natih.

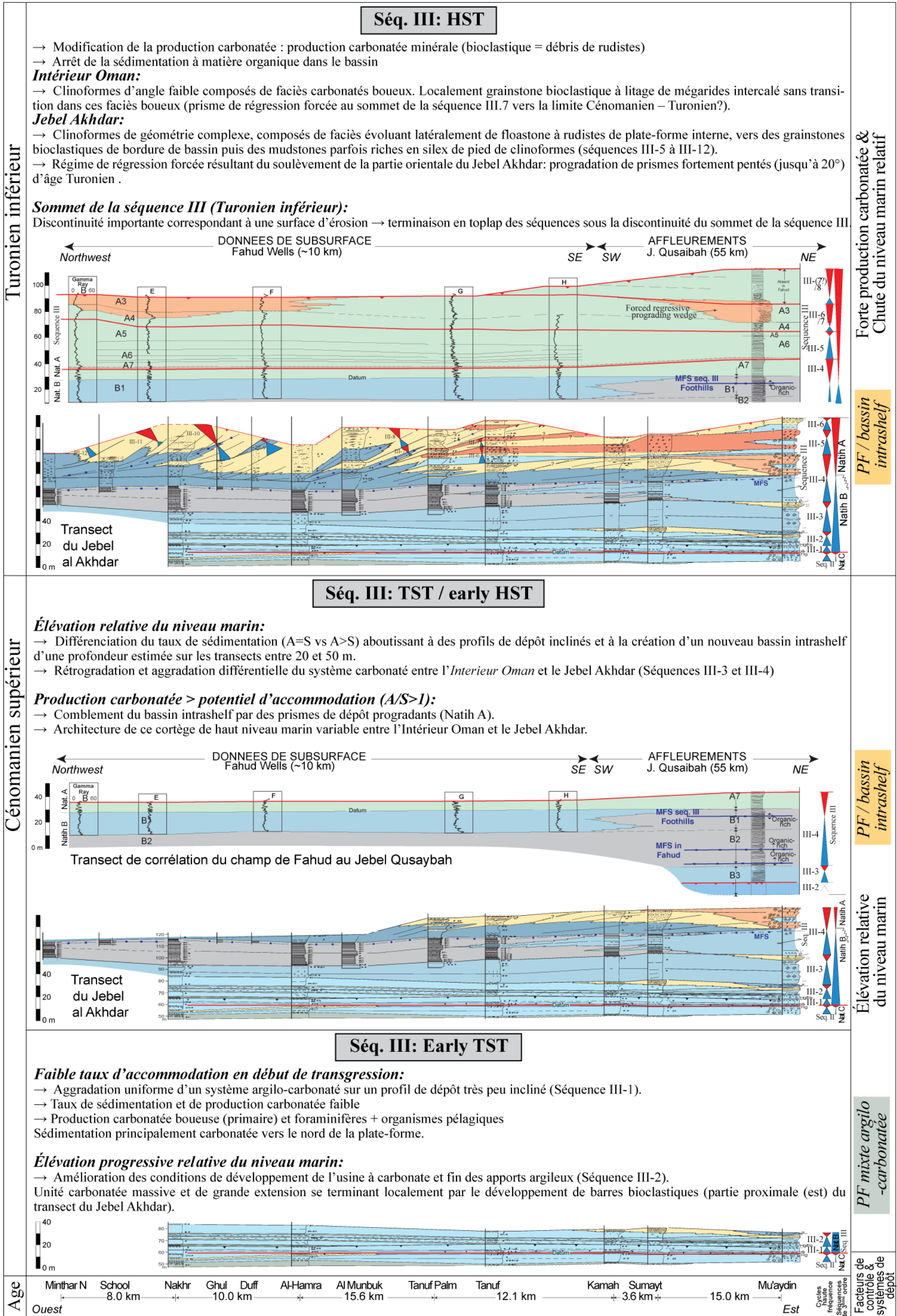


Figure 4.21: Evolution des systèmes de dépôt de la troisième séquence de la Formation Natih.

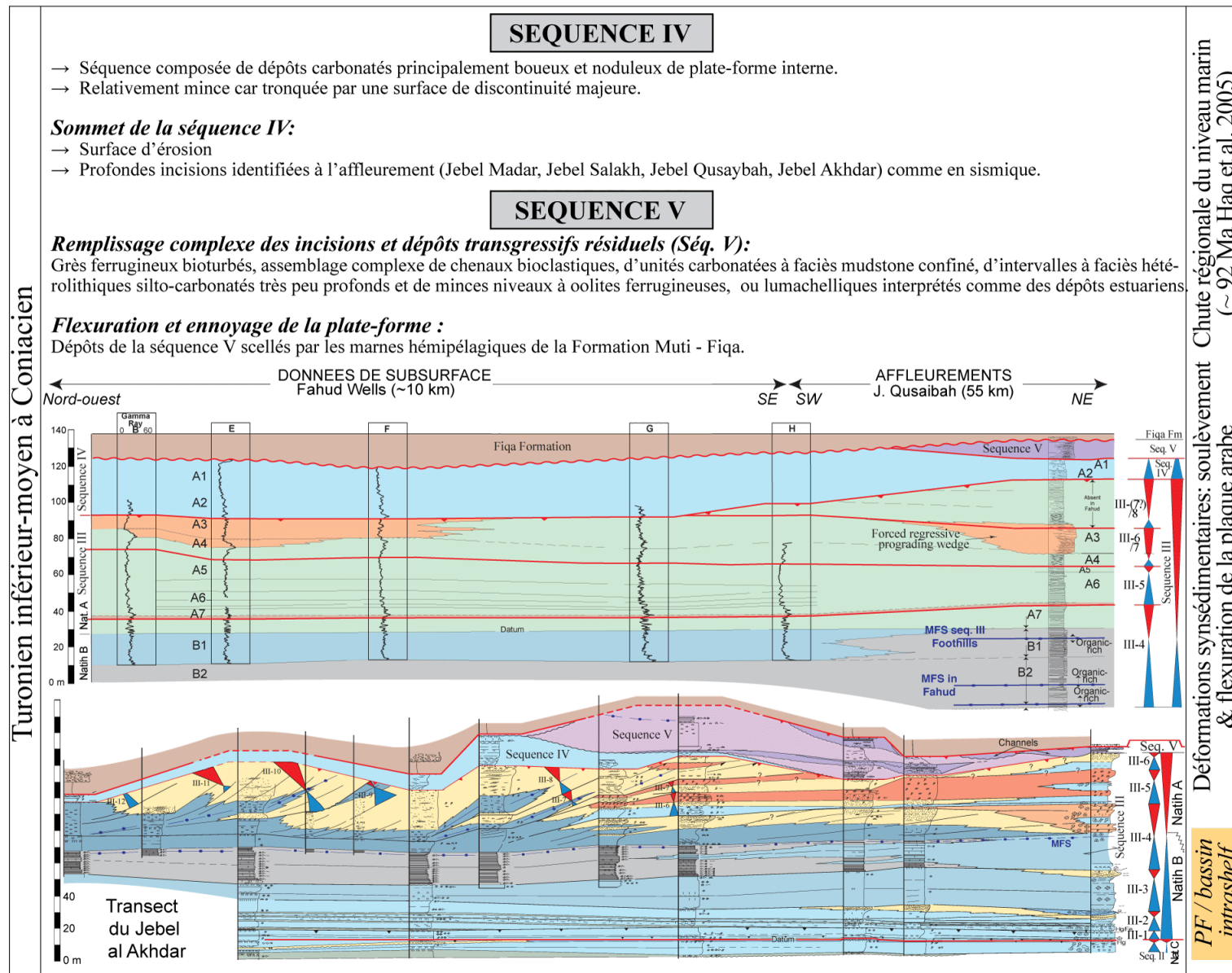


Figure 4.22: Evolution des systèmes de dépôt des séquences IV et V de la Formation Natih.

Architecture "isopaque" de la Formation Natih - partitionnement volumétrique des dépôts:

Les paragraphes suivant s'inspirent largement d'une synthèse de travaux présentée par **P. Razin (2008)** sur les plates-formes albo-turonniennes de l'Oman (Formation Natih, voir aussi **Homewood et al., 2008**) et de l'Iran (Formation Sarvak, voir aussi **Razin et al., 2010**).

Les corrélations plate-forme / bassin entre les affleurements et les données de subsurface (**van Buchem et al., 1996; 2002; Grélaud et al., 2006; Homewood et al., 2008**) ont permis d'élaborer un modèle d'évolution de ce type de système carbonaté au sein d'une séquence de dépôt, c'est à dire au cours d'un cycle de variation du rapport entre accommodation et production carbonatée (**Fig. 4.23**). L'élément fondamental de ce modèle réside dans l'évolution de l'inclinaison du profil de dépôt provoqué par les variations du taux de sédimentation sur la plate-forme, qui elles-mêmes sont fonction du rapport A/S.

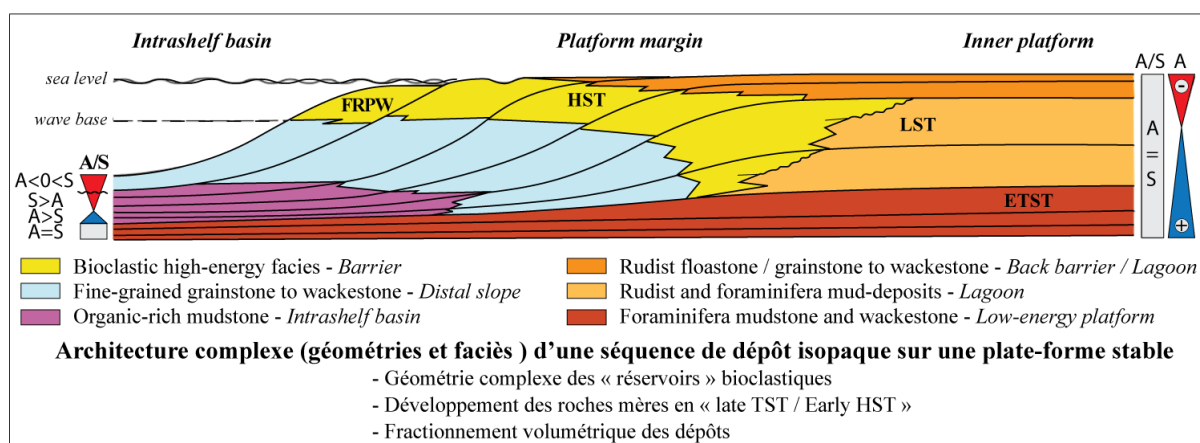


Figure 4.23: Modèle d'architecture d'une séquence de dépôt dans un système carbonaté de type plate-forme – bassin intrashelf (Séquences I et III) (**Razin et al., 2010**).

A noter l'inclinaison progressive du profil de dépôt (clinoformes) pendant la phase d'aggradation de la plate-forme et le développement corrélatif de faciès bioclastiques de haute énergie au détriment des faciès de rampe boueuse de base de séquence. (1) E-TST, *early systems tract*; (2) L-TST, *late transgressive systems tract*; (3) HST, *highstand systems tracts*; (4) FRPW, *forced regressive prograding wedge*.

Pendant les périodes où le taux d'accommodation est "normal", il est compensé par la production carbonatée et le profil de dépôt du système reste horizontal ou très légèrement incliné (A est alors globalement égal à S). Le système carbonaté est alors de type rampe et fonctionne principalement en aggradation. Cet agencement est systématiquement observé au début des phases transgressives (*Early TST*). Lorsque le taux d'accommodation augmente significativement, la production carbonatée ne parvient plus à combler l'ensemble de l'espace disponible entraînant un taux d'aggradation hétérogène de la plate-forme (A est alors globalement supérieur à S). Certaines zones où la production carbonatée parvient à compenser le taux d'accommodation reste des zones de plate-forme peu profonde à forte aggradation tandis qu'apparaissent des zones plus profondes en raison d'un taux de sédimentation plus faible. La naissance de ces paléotopographies sous-marines se traduit par le développement de clinoformes par aggradation différentielle. Ceux-ci forment les dépôts de la fin du cortège

transgressifs (*Late TST*). Des "bassins intrashelfs" se développent ainsi lors des grandes phases d'élévation eustatique du niveau marin à l'Albien supérieur (séquence I) et au Cénomaniens supérieur – Turonien inférieur (séquence III). En revanche, le taux d'accommodation relativement faible prévalant au moment de la séquence II, ne déclenche pas la formation d'un bassin intrashelf en Oman. Dans ce système principalement contrôlé par les variations eustatiques, à aucun moment le taux d'accommodation n'est suffisamment élevé pour entraîner un véritable ennoyage de la plate-forme (*sensu Schlager, 1989*). Lorsque la production carbonatée devient ensuite plus forte que le taux d'accommodation ($S > A$), le comblement des bassins intrashelf est assuré par la progradation de clinofformes sigmoïdes puis parfois obliques qui constitue le cotège de haut niveau (*HST*). En l'absence de subsidence différentielle, il en résulte une séquence de dépôt isopaque mais dont l'architecture interne est relativement complexe. Ces hétérogénéités stratigraphiques ont été précisément décrites pour la Formation Natih (**van Buchem et al., 2002; Droste & van Steenwinkel, 2004; Grélaud et al., 2006; 2010; Homewood et al., 2008; Droste, 2010**).

Cette évolution du profil de dépôt du système carbonaté s'accompagne de l'évolution de plusieurs paramètres concernant la dynamique du système et la production carbonatée. (1) L'augmentation de l'inclinaison du profil de dépôt favorise la transition d'un système de basse énergie à sédimentation boueuse vers un système de haute énergie à sédimentation granulaire bioclastique. (2) Une modification du modèle de faciès accompagne le passage du système de type rampe et le système de plate-forme – bassin intrashelf avec notamment le développement d'une barrière bioclastique associée à des faciès d'arrière barrière riches en rudistes. (3) Le type de production carbonatée évolue parallèlement. Elle est d'abord principalement boueuse et d'origine bactérienne *et algale*, avec d'abondants foraminifères benthiques (orbitolines, préalvéolines, miliolles, trocholindés etc.) sur les systèmes de type rampe. Elle est ensuite plus granulaire et largement assurée par les mollusques et en particulier les rudistes, même si une production boueuse, riche en foraminifères benthiques, perdure en domaine de plate-forme interne. (4) Le volume de production carbonatée évolue également avec les variations du niveau marin. Il est relativement faible en début de séquence lorsque le taux d'accommodation est encore faible. Il augmente ensuite fortement pour parfois dépasser le taux d'accommodation alors même que ce dernier continue de croître. La progradation du système peut par conséquent débuter pendant la période d'augmentation d'accommodation. La production carbonatée reste forte pendant la période de *highstand* jusqu'à l'émersion éventuelle de la plate-forme consécutive à une chute du niveau marin. Ce phénomène provoque un downward shift de faciès mais la progradation forcée de la plate-forme est limitée par le déficit de production carbonatée.

Ce modèle de séquence de dépôt établi à partir de l'analyse de séquences de 3^o ordre est également reconnu pour les séquences de 2^o ordre et certaines séquences de 4^o ordre. L'évolution du système est contrôlée par les variations du rapport A/S mais est dans une certaine mesure indépendante de la fréquence de ces variations. Cette observation tend à confirmer le caractère fractal de l'organisation des séquences de dépôt (*e.g. Schlager, 2004*).

4.4 Hiérarchisation des discontinuités sédimentaires de la Formation Natih

Un inventaire des discontinuités sédimentaires de la Formation Natih est présenté ci-dessous, des « plus importantes au moins importantes » en termes de hiatus sédimentaire et de signification stratigraphique.

4.4.1 Les surfaces d'émergence

➤ Sommet de la Formation Natih : hiatus stratigraphique majeur

Une surface d'érosion majeure marque le sommet de la Formation Natih (cf. Chapitre 3, section 3.2 Discontinuité sommitale du groupe Wasia). L'origine de cette surface est liée à la réorganisation tectonique de la plate-forme arabe initiée au Turonien, à laquelle s'ajoute une chute eustatique du niveau marin importante (~100 m) au Turonien moyen (**Haq & Al-Qahtani, 2005**).

La faible extension des affleurements en Oman ne permet pas de reconstituer avec précision l'évolution complexe qui caractérise le sommet de la plate-forme Natih. Toutefois l'installation du régime compressif à partir du Turonien serait responsable dans un premier temps du soulèvement et de l'émergence de la plate-forme enregistrée par la surface d'érosion et le développement d'incisions profondes identifiées à l'affleurement (**Fig. 4.24-B**) et en subsurface (**Fig. 4.24-A**) dans un contexte de bombement périphérique (**Droste & van Steenwinkel, 2004; Grélaud et al., 2010**). Ce phénomène précède la flexuration de la marge omanaise qui provoque le réennoyage de la plate-forme et l'installation d'un bassin de type « foredeep » (**Patton et O'Connor, 1988; Pascoe et al., 1995**) matérialisé par les dépôts transgressifs résiduels sur la surface d'incision puis par les dépôts profonds de la Formation Muti.

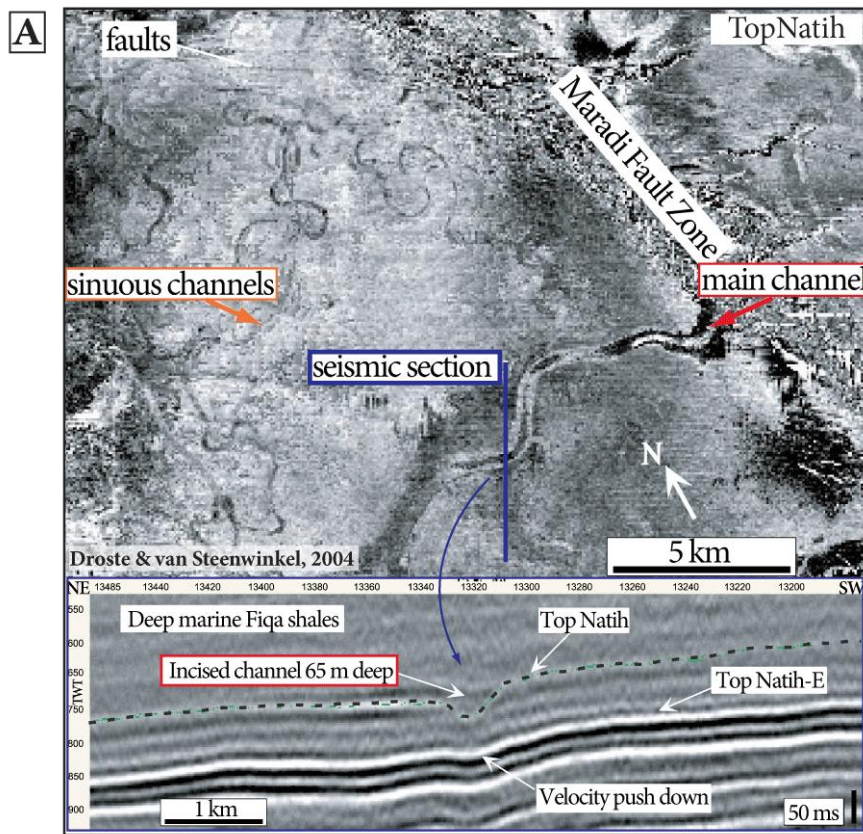
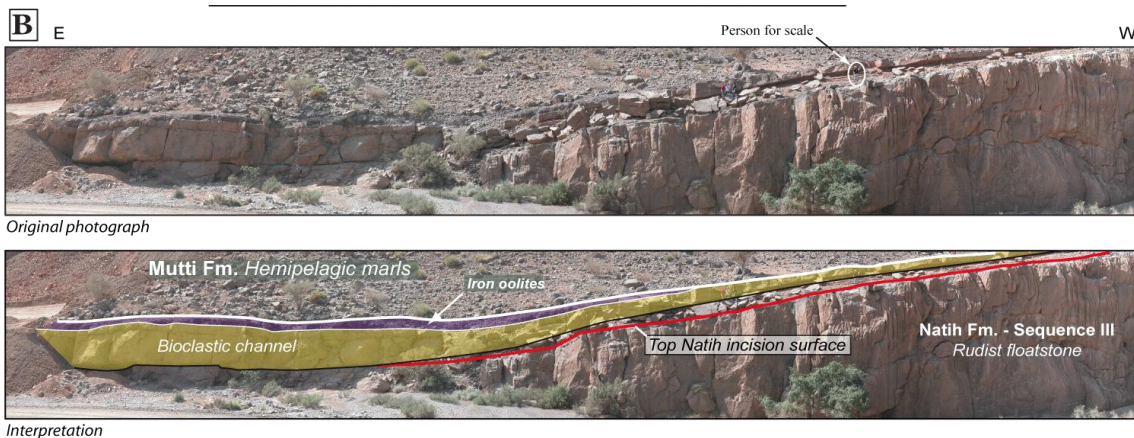


Figure 4.24: Incisions au sommet de la Formation Natih.

A) Images sismiques illustrant les incisions au sommet de la Formation Natih (d'après **Droste et van Steenwinkel, 2004**); B) Chenaux bioclastiques dans le remplissage des incisions au sommet de la Formation Natih dans le wadi Muai'din, Jebel Akhdar (**Grélaud et al., 2010**).



➤ Limites des cycles de 3^{ème} ordre:

Le sommet des séquences de 3^{ème} ordre est généralement associé à des prismes de régression forcée (sommet des séquences I et III) et à des changements abrupts de faciès. Des surfaces d'émersion sont certainement associées à ces sommets de séquence, toutefois les indices pétrographiques d'émersion, tels que des structures de karstification, de dissolution ou des figures de pédogenèse, restent peu évidents à identifier sur les affleurements.

Sommet de la séquence I:

Les deux surfaces qui se trouvent dans la partie sommitale de la séquence I (Natih E, Cénomaniens inférieur) se caractérisent par la présence d'incisions reconnues à l'affleurement (**Fig. 4.25-B**) et en subsurface (**Fig. 4.25-C**), et par le développement de prismes de régression forcée sur la bordure du bassin intrashelf (**Figs. 4.19 et 4.27**). Ces deux surfaces sont dénommées IS1 et IS2 dans l'ordre stratigraphique.

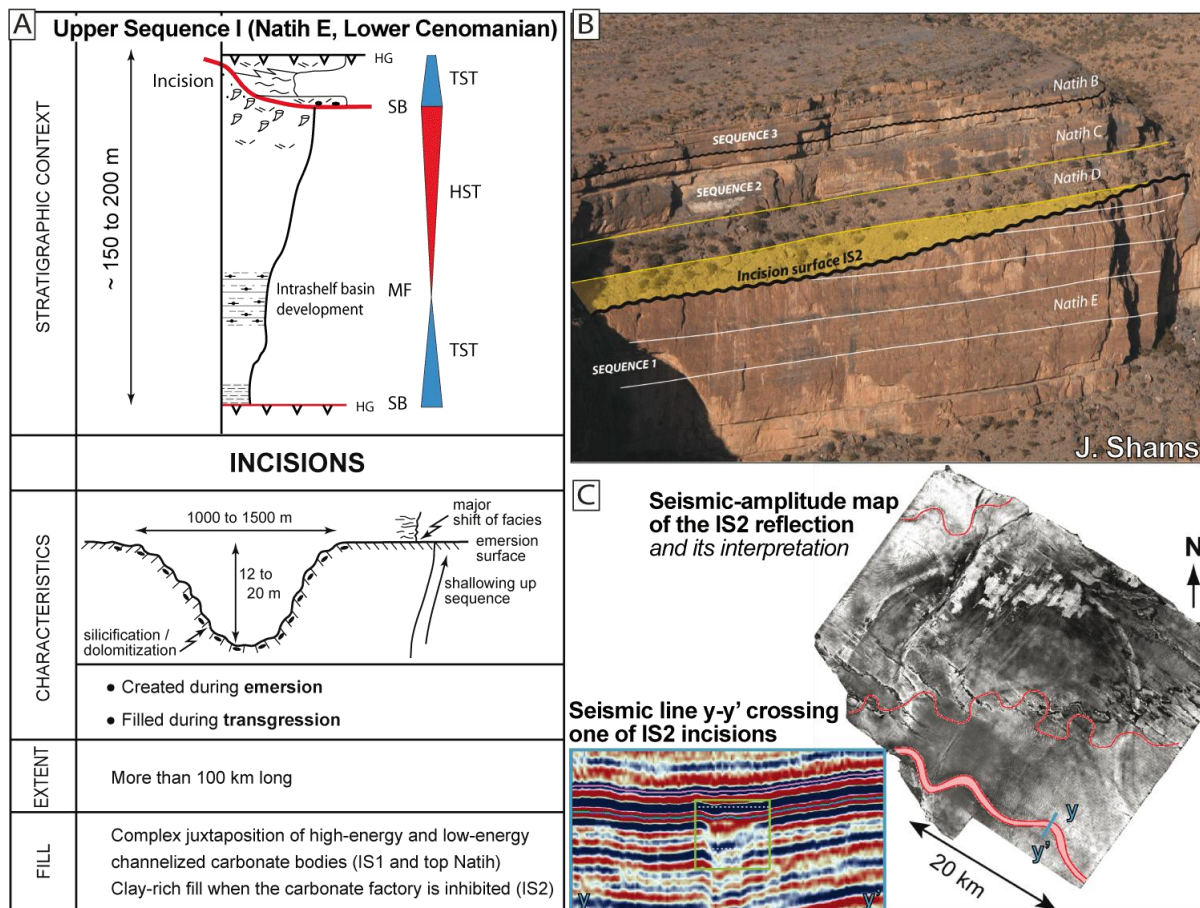


Figure 4.25: Incisions au sommet de la séquence I (Grélaud, 2005)

A) Principales caractéristiques des incisions; B) Panorama du canyon du wadi Nakhr montrant une incision associée à la surface IS2 au sommet de la première séquence (top Natih E) C) Morphologie des incisions associées à la surface IS2 sur les données sismiques.

Une analyse spécifique et détaillée des incisions associées aux surfaces IS1 et IS2 a été menée à l'affleurement et sur les données sismiques (Grélaud, 2005 ; Grélaud *et al.*, 2006; 2010). Les caractères principaux des incisions IS1 et IS2 sont résumés sur la 4.26.

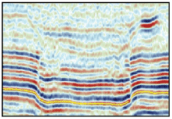
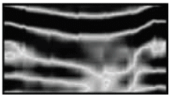
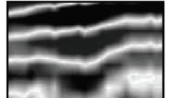
INCISION	WIDTH	DEPTH	CROSS-SECTION MORPHOLOGY	EXTENT	SINUOSITY	ORIENTATION	FILL TYPE	SEISMIC EXPRESSION
TOP NATIH	0,4-2,5 km	> 150 m	Regular and symmetric	> 100 km	- Large and relatively straight incision - smaller sinuous 'channel'	N-S to ENE-WSW	- Complex assemblage of carbonate units, more or less channelized - Hemipelagic shales of Fiqa? Wadi Mi'Aidin (J. Akhdar): - Iron oxide oolitic crust - Low energy nodular argillaceous carbonate deposits - High-energy bioclastic cross-bedded grainstone (channel-fill) - ferruginous oolites	 - 'Channel shape' geometry - Strong velocity 'push down' effect.
IS2	1-2 km	12-20 m	Regular and symmetric	> 45 km	Sinuous (amplitude 3-5 km)	E-W and SE-NW	- Clay-rich in the inner part of the platform - Carbonate-rich towards the platform margin (J. Shams) - Basal lag deposit - Low energy confined green clays in the main part - Mudstone-wackestone bed capped by hardground at the top	 - 'Channel shape' geometry, with top and bottom resolved if the incision is thick enough or filled with clays. - Strong velocity 'push down' effect.
IS1	1 km	10-15 m	Regular and symmetric	> 35 km	Slightly sinuous (amplitude 1-2 km)	NE-SW	- Carbonate-rich - Multistory - Basal lag deposit - Low energy confined mudstone in the lower part - High-energy grainstone in the upper part (channel-fill and point bars)	 - Amplitude and frequency variation along IS1 reflection - Slight velocity 'push down' effect.

Figure 4.26: Résumé des caractères principaux des incisions associées aux surfaces IS1, IS2 et au sommet de la Formation Natih, et de leur remplissage.

A noter: (i) Les incisions IS2 légèrement plus larges et sensiblement plus profondes que celles d'IS1; (ii) les orientations des incisions IS1 et IS2, parallèlement à la direction de progradation de la plate-forme, c'est à dire en direction du bassin intrashelf résiduel (voir aussi **Fig. 4.27**); (iii) le remplissage des incisions par des dépôts à dominance carbonatée (IS1 dans les Foothills et IS2 dans le Jebel Shams), et par des dépôts à dominance argileuse (IS2 dans les Foothills). La variabilité du remplissage de l'incision IS2 est interprétée comme résultant de l'éloignement des sources terrigènes situées au sud dans le bouclier arabe. (iv) les incisions du sommet de la Fm. Natih montrent un système complètement différent et plus complexe: profondeur d'incision de plus de 100 m, remplissage assuré par des dépôts estuariens et des marnes hémipélagiques...

Sur les cartes d'amplitude sismique (**Fig. 4.25-C**), les incisions du Natih apparaissent comme des cordons sinueux sans affluent visible qui peuvent se suivre sur plus de 100 km (**Fig. 4.27**).

Le tracé de ces incisions peut localement être contrôlé par des structures tectoniques comme par exemple au droit du Jebel Madar dont la légère croissance diapirique synsédimentaire semble avoir influencé le tracé des incisions. Dans ce même secteur, les incisions sont localisées sur une zone préalablement faillée.

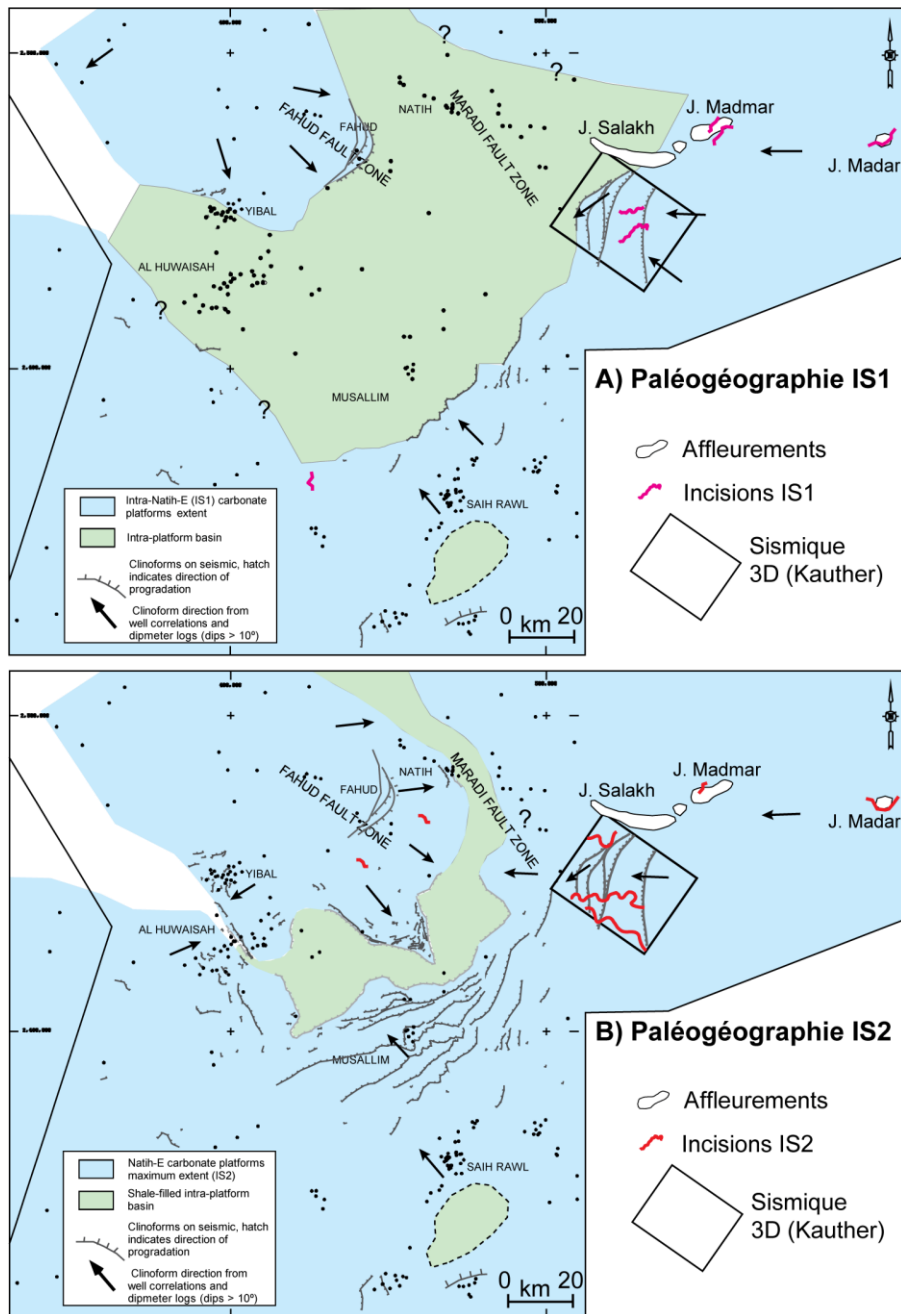


Figure 4.27: Cartes paléogéographiques de l'Intérieur Oman au Cénomaniens inférieur réalisées à partir de la cartographie des clinoformes sur des données sismiques (modifié d'après **Droste et Van Steenwinkel, 2004**). En bleu : la plate-forme Natih. En vert : (A) extension du bassin intrashelf au moment du développement des incisions IS1 et (B) extension du bassin intrashelf résiduel au moment du développement des incisions IS2 (sommet séquence I). (**Grélaud, 2005**).

Des prismes de régression forcée disposés en *onlap* sur la limite de séquence IS1 ont été identifiés sur les images sismiques (**Fig. 4.19**). Ils constituent une preuve de l'émergence de la plate-forme durant leur mise en place sur les bordures du bassin intrashelf (**Fig. 4.27**). Les cartes d'amplitude sismique montrent d'autre part que les incisions IS1 et IS2 sont parallèles à la direction de progradation de la plate-forme et plus particulièrement des prismes de régression forcée.

Même si des structures spécifiques ont été systématiquement identifiées autour des surfaces d'incision sur les affleurements (microbrèches, *mudcracks*, terriers et fentes à

remplissage sparitique, dolomitisation et silicification; **van Buchem et al., 1996; Grélaud et al., 2006; Homewood et al., 2008**), elles ne constituent pas des preuves directes et évidentes d'une phase d'émersion telles que le seraient des figures karstiques ou pédogénétiques.

C. Grélaud (2005) suggère que l'absence de figures de dissolution pourrait résulter de la combinaison de différents facteurs : des précipitations réduites, l'absence de paléosols, un gradient hydraulique presque nul à l'échelle de la plate-forme, une fracturation très faible à nulle, le remaniement de la tranche altérée et karstifiée lors de la transgression suivante, etc. Si un climat chaud et humide est attesté par la présence de nombreux troncs fossiles dans le Groupe Wasia sur la bordure du bouclier Arabe au nord de l'Arabie Saoudite (**Le Nindre et al., 2008; Razin, 2008**), le régime des précipitations sur la plate-forme émergée pourrait être très différent. Quoiqu'il en soit, il apparaît clairement qu'un système de drainage se soit développé sur un domaine où les processus d'infiltration restaient très limités.

Le remplissage des incisions s'effectue pendant la période de remontée relative du niveau marin. Il est assuré par une succession de faciès caractéristique témoignant de différents stades d'évolution: (1) dépôts résiduels résultant de l'érosion tidale en début de transgression, (2) faciès calcaire mudstone ou argileux confinés de faible énergie, probablement liés au développement de cordons littoraux qui barrent l'ouverture des incisions en aval, et (3) complexe de barres de méandre de chenaux tidaux localisés dans les dépressions résiduelles (au droit des incisions) au début de la phase de ré-ennoyage de l'ensemble de la plate-forme.

Les incisions IS1 et IS2 témoignent respectivement de chutes relatives du niveau relatif de la mer d'au moins 20 et 30 m, enregistrées également par les prismes de régression forcée observés en sismique (**Grélaud, 2005**). Elles sont séparées par une période inférieure à 500 ka (**van Buchem et al., 2002**). La stabilité tectonique de la plate-forme arabe à cette époque et les corrélations établies jusqu'en Iran (**Razin et al., 2010**) suggèrent une origine eustatique de ces variations du niveau marin. Des variations du niveau marin du même ordre d'amplitude et de fréquence ont déjà été relevées durant le Cénomaniens grâce à des travaux de corrélations haute-résolution entre différents bassins cénomaniens situés dans le sud-est de l'Inde, dans le bassin anglo-parisien et dans le Colorado (**Gale et al., 2002; 2008**), ainsi que sur des plates-formes du New-Jersey et de Russie (**Miller et al., 2004; 2005b**), ou encore par l'étude d'un complexe de vallées incisées dans l'ouest du Canada (**Plint et Wadsworth, 2003**). Ces auteurs proposent un contrôle glacio-eustatique de ces variations, qui sont parfois également associées à des excursions positives des isotopes de l'oxygène (**Stoll & Schrag, 2000; Miller et al., 2005b**).

Sommet de la séquence II:

Peu d'indices d'émergence ont été relevés sur la surface sommitale de cette séquence. Celle-ci correspondrait, d'après les corrélations récentes (Grélaud *et al.*, 2010) à la surface 7a de F. van Buchem (1996).

A. Immenhauser *et al.* (2000) pointent pour cette surface l'absence de critères macroscopiques caractéristiques d'une émergence. Une évolution des isotopes du carbone et de l'oxygène, qui deviennent plus négatifs dans les derniers centimètres sous la surface, est toutefois enregistrée sur l'affleurement du Jebel Qusaybah (Fig. 4.28). Cette évolution pourrait traduire l'influence d'eaux météoriques, appauvries en ^{18}O relativement à l'eau de mer et enrichies en carbone léger dérivé de sols (Allan & Matthews, 1982). Des traces de caliche sont également mentionnées au Jebel Madmar.

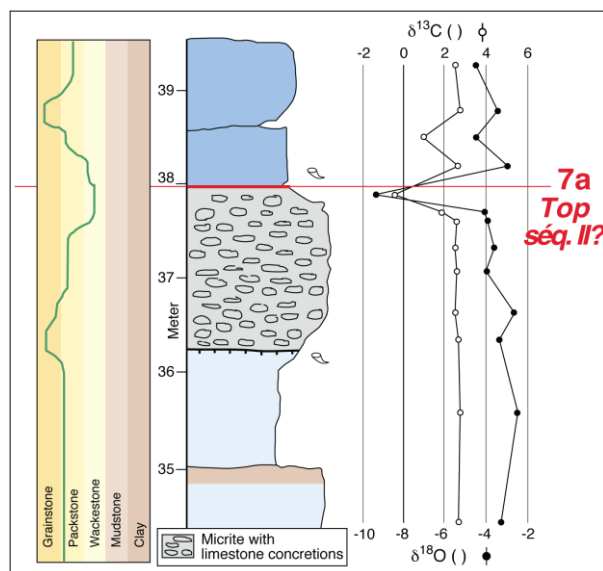


Figure 4.28: Surface de discontinuité 7a de la Formation Natih au Jebel Qusaybah (Immenhauser *et al.*, 2000). Voir figure 4.29 pour la légende des couleurs. Les mesures isotopiques proviennent de prélèvements sur des matrices micritiques.

Sommet de la séquence III:

Le sommet de la séquence III est marqué par une surface d'érosion importante qui est associée à un changement brutal de faciès. Toutefois, aucun élément déterminant ne matérialise le développement de conditions d'émergence prolongée de la plate-forme carbonatée.

➤ Surfaces d'émergence au sommet de cycles haute fréquence (?):

D'autres surfaces de discontinuité ont été reportées, qui seraient associées à des émergences, au sommet de cycle de plus haute fréquence. C'est le cas par exemple des surfaces 6a ou 8a (van Buchem *et al.*, 1996; Immenhauser *et al.*, 2000) qui correspondraient respectivement aux surfaces sommitales des séquences II-1 et III-1.

La surface 8a (sommet de la séquence III-1) est surmontée dans le Jebel Nadah par un intervalle décimétrique argileux de couleur ocre interprété comme un paléosol altéré (Fig. 4.29; Immenhauser *et al.*, 2000). Cet auteur reporte également des traces de racine fossiles s'étendant jusqu'à 3 mètres sous la surface, et remplies par un sédiment ocre argileux provenant du faciès sus-jacent. Par ailleurs cette surface est également associée sur d'autres

affleurements à une évolution isotopique négative, mesurée sur des prélèvements de micrites et de ciments (interprétés comme étant météoriques) (**Fig. 4.29**).

La surface 6a (sommet de la séquence II-1) serait, quant-à-elle associée à des traces discrètes de paléosol et à un *shift* des valeurs isotopiques.

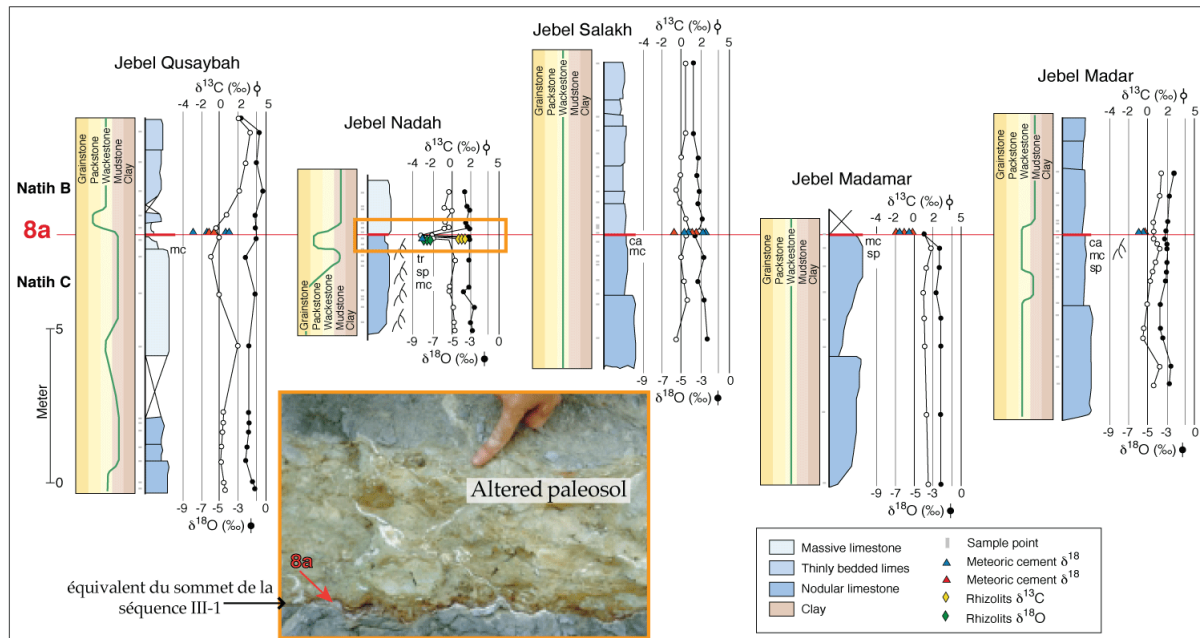


Figure 4.29: Corrélations de la surface de discontinuité 8a dans l'intervalle du Membre Natih C (**Immenhauser et al., 2000**).

4.4.2 Autres discontinuités sédimentaires

➤ Horizons bioturbés

Certains bancs carbonatés sont fréquemment associés à des horizons pluri-décimétriques à métriques bioturbés, qui sont parfois plus intensément développés vers le sommet de ces intervalles. Les terriers peuvent être affectés par des phénomènes de dolomitisation, par un enrichissement en oxydes de fer, ou par une cimentation sparitique. Souvent associés à l'ichnofaciès *Thalassinoides*, ces horizons ont été interprétés comme représentant des périodes de diminution ou d'arrêt du taux de sédimentation (**van Buchem et al., 1996**).

➤ Surfaces transgressives de ravinement

Ces surfaces marquent des événements d'enoïement de nature érosive ou non érosive et se caractérisent par un approfondissement (abrupt) de l'environnement sédimentaire sur la surface. Mis à part l'enoïement majeur et brutal de la plate-forme Natih dans le contexte de flexuration de la marge associées aux dépôts profonds de la Formation Muti / Fiqa, aucun ennoïement épisodique de grande ampleur de la plate-forme n'a été identifié, qui serait lié à des variations relatives du niveau marin de grande amplitude. A l'échelle des séquences de plus haute fréquence, des intervalles bioturbés peuvent localement souligner des

approfondissements de faible amplitude (**van Buchem et al., 1996**). Des évènements de ravinement tidal peuvent localement se manifester par des surfaces d'érosion chenalées (**Grélaud et al., 2010**).

4.4.5 *Hardground*:

De nombreuses surfaces présentent un enrichissement en oxydes de fer, qui peut se développer soit sous forme d'une fine "croûte" centimétrique d'oxyde de fer, soit sous forme de nodules plus ou moins dispersés. Lorsque ces surfaces sont bioturbées, les oxydes de fer tapissent localement les parois des terriers. Ces surfaces sont particulièrement développées dans la deuxième séquence de dépôts de la Formation Natih (Membres D et C) associée à un système de dépôt mixte argilo-carbonaté, et sont généralement aisément corrélables sur de grandes distances (**Fig. 4.20**). Ces surfaces ont été interprétées comme des surfaces de type *hardground* qui indiqueraient l'enoisement et l'approfondissement du milieu sédimentaire, avec un arrêt temporaire de la sédimentation (**van Buchem et al., 1996**).

Toutefois des indices symptomatiques de l'induration des substrats sédimentaires restent à démontrer, qui seraient par exemple la présence sur ces surfaces d'organismes encroûtants (huitres, serpules...) ou de recouvrements indiquant des phénomènes de perforation par les organismes, ou encore une analyse plus précise de la nature et de la chronologie des minéralisations associées à ces surfaces. En effet si des imprégnations en fer ou en phosphate ou manganèse sont fréquemment associées aux fonds durcis sous-marins (**Pomoni-Papaioanou 1994; Clari et al. 1995; Hilgartner 1998**), la remobilisation et le dépôt d'oxyde de fer, de manganèse ou d'autres phases solubles peuvent se produire dans un contexte de diagenèse tardive, comme cela a été suggéré le long de barrière de perméabilité comme à l'interface entre des bancs carbonatés et argileux au sommet de la Formation Shuaiba ou dans la Formation Nahr Umr (**Immenhauser et al., 2000b; Immenhauser & Rameil, 2011; Rameil et al., 2011**).

4.4.6 *Surfaces d'inondation maximales (MFS pour Maximum Flooding Surface)*:

Ces surfaces sont caractérisées par l'extension maximum des ceintures de faciès transgressifs. Dans la zone d'étude, elles ne sont pas forcément associées à des surfaces ou des intervalles condensés, elles correspondent dans le système de dépôt de type plate-forme - bassin intrashelf (séquence I et III) au maximum d'extension des faciès de bassin qui est établi grâce aux corrélations plate-forme / bassin. Dans le système de plate-forme mixte argilo-carbonaté, le développement d'un complexe tidal en sommet de la séquence II, ou l'apparition de faciès carbonatés de plus haute énergie à l'échelle des cycles haute fréquence sont interprétés comme matérialisant les phases d'inondation maximale de la plate-forme interne quand les volumes d'eau mis en mouvement par la marée sont capables de créer des conditions hydrodynamiques de haute énergie (**Razin, 2008**).

Chapitre 5 - LES SECTEURS D'ETUDE

L'analyse sédimento-diagénétique de la Formation Natih (Partie 2) a été menée sur les séries carbonatées affleurant au sein de petits anticlinaux dans les montagnes du secteur d'Adam ('Adam Foothills'), et sur le flanc sud du Jebel Akhdar. L'étude de carottes issues des champs de Fahud et Yibal a permis de compléter et de comparer la succession des événements diagénétiques enregistrés dans la Fm. Natih. La **figure 5.1** présente la localisation géographique des secteurs d'études et leur position paléogéographique sur la marge omanaise cénomaniennne. Il est intéressant de noter que la région des 'Foothills' d'Adam, située à l'est du bassin intrashelf offre un transect proximal-distal en direction du bassin depuis le Jebel Madar, jusqu'aux Jebel Madmar et Salakh. Les puits étudiés se trouvent approximativement sur une position miroir des affleurements du Jebel Salakh, à l'ouest du bassin. Cependant leur position, un peu plus isolée du reste de la plate-forme par les contours du bassin intrashelf, a pu induire des circulations paléohydrologiques différentes par rapport au reste de la plate-forme. Enfin les affleurements du flanc sud du Jebel Akhdar se situent sur une position intermédiaire entre la bordure de la plate-forme au nord et la zone de bassin *intrashelf*. Ces secteurs d'études se distinguent également par leurs histoires d'enfouissement et de structuration :

Les affleurements du flanc sud du Jebel Akhdar appartiennent à la fenêtre d'unités autochtones préservées au sein de la zone de chevauchement du nord de l'Oman. Ce domaine a été affecté au Crétacé supérieur par l'obduction de la lithosphère océanique (ophiolite de Samail) et par le charriage des séries sédimentaires de la partie externe de la marge (nappes Hawasina) sur la plate-forme arabe (**Fig. 5.2 + cf chapitre II**). Les séries crétacées subissent alors un enfouissement de l'ordre de 10 km sous les nappes Hawasina et l'ophiolite de Samail (Glennie *et al.*, 1974; Le Métour *et al.*, 1995 ; Breton *et al.* 2004). L'évolution éoalpine de ce domaine se termine par une exhumation de la croûte continentale subductée et par un 'up-lift' généralisé de la zone des montagnes d'Oman soumise à une érosion dès la fin du Campanien (**Béchenec *et al.*, 1990 ; Nolan *et al.*, 1990 ; Breton *et al.*, 2004**). De vastes structures anticlinales se développent enfin au Miocène, lors d'une phase de déformation compressive, en grande partie responsable de la morphologie actuelle du Jebel Akhdar.

Les montagnes de la zone d'Adam ('Adam Foothills') sont une série d'anticlinaux d'échelle plurikilométrique *et alignés* approximativement sur une direction est-ouest. Ils sont situés au sud du front de chevauchement des unités allochtones (nappes d'Hawasina - Crétacé terminal) et les séries autochtones affleurant dans ces structures sont d'âge permien à crétacé. Ces petites montagnes se sont structurées lors du dernier épisode de raccourcissement au Cénozoïque (Oligocène, Miocène inférieur), également responsable de l'orogénèse du Zagros (**Ricou, 1976**). Plusieurs hypothèses sont évoquées pour expliquer la géométrie et l'arrangement de ces anticlinaux. **Hanna (1990)** et **Cawood *et al.* (1990)** proposent une réactivation des structures préexistantes de la phase alpine au cours d'un événement compressif de plissement et de chevauchement au Tertiaire. Tandis que **Mount *et al.* (1998)** oppose un modèle de déformation sans grand déplacement par l'intervention de faille de socle

en contexte compressif lors d'un épisode de déformation oligocène. La mise en mouvement des formations salifères du Précambrien lors de ces épisodes de déformation a également pu contribuer à la formation de certaines structures, comme par exemple le dôme du Jebel Madar (**Mount et al., 1998; Montenat et al., 2000**). Dans cette zone externe, les séries crétacées ont subi un enfouissement beaucoup plus limité qu'au nord, de l'ordre de 3000 m (**Razin, 2008**).

Les champs de Fahud et Yibal, desquels sont issues les analyses de puits, se situent dans une zone de bassin flexural mis en place à la fin du Crétacé, du Coniacien terminal au Maastrichtien inférieur, (**Warburton et al., 1990**) au sud du front de chevauchement. A l'aplomb du bassin flexural, l'enfouissement maximal actuel des séries crétacées est de l'ordre de 3000 m (**Terken, 1999**). La subsidence y fut extrêmement rapide au moment où la marge omanaise fut chargée par les nappes Hawasina et Samail (**Warburton et al., 1990**). La zone de Fahud se trouve dans une position intermédiaire entre cette zone d'enfouissement maximum et le domaine de bombement en périphérie du bassin en bordure duquel se trouve le champ de Yibal (**Fig. 5.2**). La zone de faille de Maradi sépare deux domaines, à l'est et à l'ouest pour lesquels l'évolution des érosions et des 'uplift' diffère au Cénozoïque (**Filbrandt et al., 2006**).

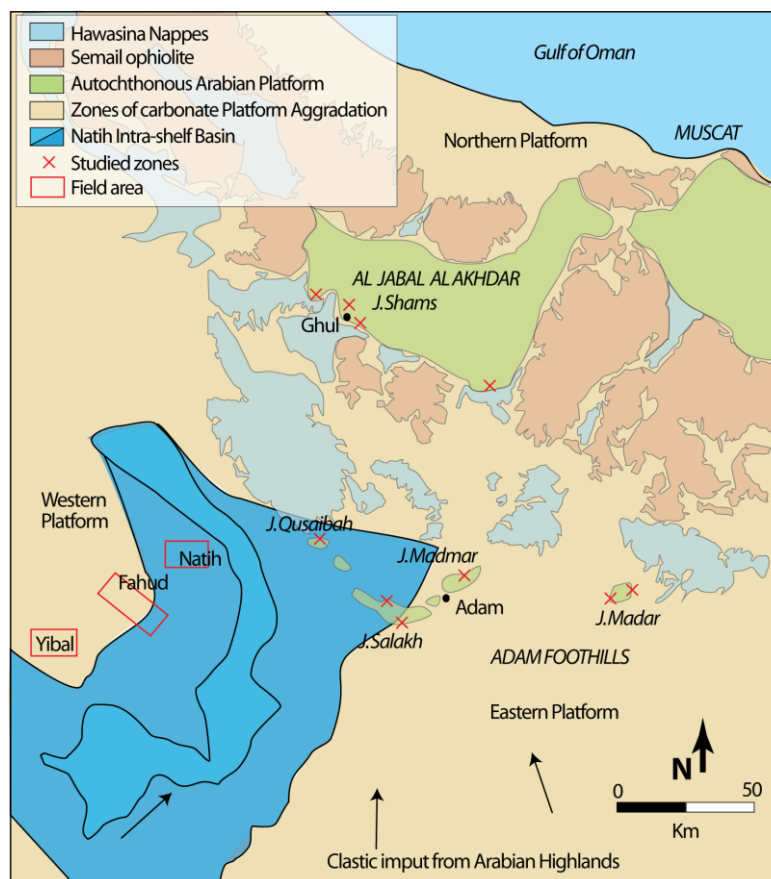


Fig. 5.1 : Localisation géographique et position paléogéographique des secteurs d'étude (unités structuro-sédimentaires d'après la carte géologique du Sultanat d'Oman 1:1000000 (**Le Métour et al., 1993**); Paléogéographie des bassins intrashelfs d'après **Grélaud, 2005**, modifié de **Droste & van Steenvinkel, 2004**).

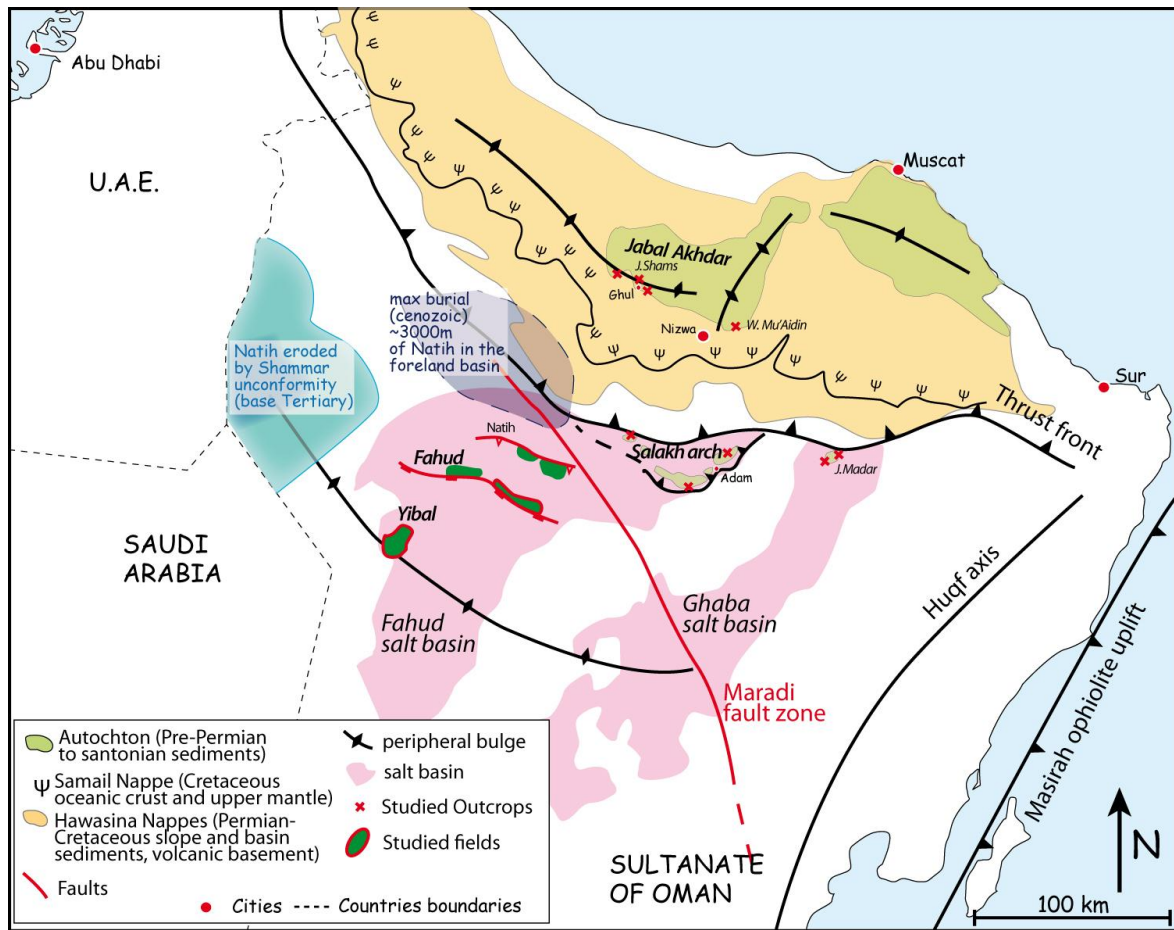


Fig. 5.2 : Schéma structural du Nord de l'Oman et localisation des secteurs d'étude (d'après Loosveld *et al.*, 1996, Terken, 1999; Filbrandt *et al.*, 2006).

PARTIE II

ENREGISTREMENT PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DE LA DIAGENESE

Les travaux antérieurs réalisés sur la Formation Natih ont permis d'établir un cadre stratigraphique et séquentiel solide (**van Buchem *et al.*, 1996, 2002 ; Grélaud, 2005**). Ces travaux ont démontré l'existence de surfaces d'émersion au sommet des séquences de 3^{ème} ordre et parfois de 4^{ème} ordre, notamment grâce à l'intégration des données de terrain et de subsurface à l'échelle régionale (**Droste & van steenvinkel, 2004; Grélaud *et al.*, 2006, 2010**). Ces surfaces cependant, ne portent pas les caractères pétrographiques 'classiques' des surfaces d'émersion (paléokarst, évidence de pédogenèse, dépôts supratidaux ou continentaux, ciments microstalactitiques...). Un objectif majeur de ce travail est donc de décrire par une étude sédimento-diagénétique détaillée les différentes phases diagénétiques ayant affecté la Formation Natih, de manière notamment à discerner, décrire, cartographier et interpréter les éventuelles phases diagénétiques liées aux émergences intraformationnelles. Diverses données analytiques en phases ponctuelles (isotopes stables, chimie des éléments traces et majeurs) seront utilisées pour définir la nature et la provenance des fluides parents à l'origine des phases diagénétiques. Au-delà de la diagenèse précoce, les divers phénomènes diagénétiques survenus au cours de l'enfouissement seront également caractérisés, interprétés et utilisés pour reconstituer l'évolution dans le temps des propriétés réservoir.

PARTIE II

ENREGISTREMENT PETROGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE DE LA DIAGENESE

Chapitre 6 - METHODES ET DEFINITIONS	88
Chapitre 7- ANALYSE SEDIMENTO-DIAGENETIQUE DE LA FORMATION NATIH A L’AFFLEUREMENT	100
7.1 Secteur1 - Jebel Madar	100
7.1.1 Cadre général	100
7.1.2 Architecture des séquences de dépôt, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces	103
7.1.3 Diagenèse de la Formation Natih dans le Jebel Madar	113
7.1.4 Comparaison des données géochimiques	159
7.1.5 Bilan: inventaire et chronologie des phases diagénétiques	167
7.2 Secteur 2 - Jebel Madmar	170
7.2.1 Cadre général	170
7.2.2 Architecture des séquences de dépôt, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces	172
7.2.3 Diagenèse de la Formation Natih dans le Jebel Madmar	182
7.2.4 Bilan: inventaire et chronologie des phases diagénétiques	201
7.3 Secteur 3 - Jebel Salakh	203
7.3.1 Cadre général	203
7.3.2 Architecture des séquences de dépôts, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces	203
7.3.3 Diagenèse de la Formation Natih dans le Jebel Salakh	208
7.3.4 Synthèse des données géochimiques du Jebel Salakh, comparaison avec le Jebel Madmar	216
7.3.5 Bilan: inventaire et chronologie des phases diagénétiques du Jebel Salakh	222
7.4 Secteur 4 - Jebel Akhdar	223
7.4.1 Cadre général	223

7.4.2 Architecture des séquences de dépôt, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces _____	225
7.4.3 Diagenèse de la Formation Natih dans le Jebel Akhdar _____	231
7.4.4 Comparaison des données géochimiques _____	241
7.4.5 Bilan: inventaire et chronologie des phases diagénétiques _____	243
Chapitre 8- SYNTHÈSE DES AFFLEUREMENTS: RECONSTITUTION DES HISTOIRES SEDIMENTO-TECTO- DIAGENETIQUES _____	244
CHAPITRE 9- ANALYSE SEDIMENTO-DIAGENETIQUE DE LA FORMATION NATIH EN SUBSURFACE _____	269
9.1-Secteur 5- Le champ de Fahud _____	269
9.1.1 Cadre général _____	269
9.1.2 Architecture des séquences de dépôt, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces _____	274
9.1.3 Diagenèse de la Formation Natih dans les puits de Fahud _____	286
9.1.4 Comparaison des données géochimiques _____	313
9.1-5 Bilan: inventaire et chronologie des phases et produits diagénétiques _____	317
9.2- Secteur 6- Le champ de Yibal _____	322
9.2-1 Cadre général _____	322
9.2-2 Architecture des séquences de dépôts, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces _____	323
9.2-3 Diagenèse de la Formation Natih dans le puits Y-448H1 de Yibal _____	327
9.2-4 Comparaison des données géochimiques _____	331
9.2-5 Bilan: inventaire et chronologie des phases et produits diagénétiques _____	332
9.3 Essai de comparaison avec d'autres champs du nord-est de la plaque arabe _____	333
CHAPITRE 10- SYNTHÈSE DE L'ENREGISTREMENT DIAGENETIQUE ET COMPARAISON AFFLEUREMENT / SUBSURFACE _____	336
10.1 Expression diagénétique des surfaces d'émersion _____	336
10.2 L'empreinte mésogénétique et télogénétique _____	341

Chapitre 6 - METHODES ET DEFINITIONS

Dans cette étude, une analyse pétrographique détaillée est combinée aux observations de terrain et de carottes dans le but de reconstruire la succession des phases diagénétiques (ciments, dissolutions, fractures, néogenèses, stylolites etc ...) qui enregistrent l'histoire synsédimentaire à post-sédimentaire des transformations diagénétiques des sédiments de la Formation Natih. L'intégration des données sédimentologiques, pétrographiques, ou encore géochimiques, joignant plusieurs échelles d'investigation permet (i) de proposer une approche pour l'identification et l'interprétation de la diagenèse précoce associée aux discontinuités sédimentaires, (ii) de replacer les objets diagénétiques en lien avec les évolutions géologiques régionales ou plus locales des différents secteurs d'étude.

Les différents outils et méthodes ayant été utilisés pour ce travail sont listés ci-dessous :

Etude à l'affleurement et analyse des puits carottés

Une vingtaine d'affleurements ont été étudiés, répartis sur 2 principaux secteurs : la partie sud du Jebel Akhdar et la région des *Foothills* d'Adam. Les analyses sédimentologiques d'une part et l'observation et la cartographie macroscopique des phases diagénétiques d'autre part ont permis de replacer l'étude diagénétique dans un cadre sédimentologique bien défini et d'observer la répartition spatiale et la chronologie de certaines phases diagénétiques par rapport aux objets géologiques, les affleurements permettant l'observation des géométries en trois dimensions.

L'étude sédimentologique de cinq forages mis à disposition par PDO (Petroleum Development Oman), complétée par une étude diagraphique a, quant à elle, contribué à identifier et hiérarchiser les surfaces sédimentaires dans un contexte où les observations se font sur une verticale en une dimension. Les corrélations des puits entre eux et des affleurements avec la subsurface ont été reprises des études déjà publiées (**van Buchem et al., 1996, 2002 ; Grélaud, 2005 ; Grélaud, et al. 2006, Homewood, et al. 2008**) et précisées à la lumière de nouvelles observations.

Un échantillonnage ciblé de part et d'autre des surfaces de discontinuité a ensuite été réalisé sur ces différentes zones d'étude, de manière à comparer l'évolution verticale des phases diagénétiques sous et au dessus des surfaces. La **figure 6.1** reporte les coupes étudiées et les intervalles stratigraphiques investigués pour chaque secteur d'étude. L'étude des échantillons du secteur du Jebel Madar est complétée par l'analyse des lames minces (130) issues du travail de **C. Grélaud (2005)**. Pour l'analyse des puits, un grand nombre d'échantillons de PDO existent sur les puits étudiés, qui sont compilés dans les rapports de **B. Kostic et al. (2006)** pour le champ de Fahud et de **G. Coy (2003)** pour le champ de Yibal. Ils complètent l'analyse des faciès et de la diagenèse, lorsque des photos en cathodoluminescence sont disponibles.

Secteur d'étude	Nom des coupes	Intervalles stratigraphiques	Echantillons
<i>Affleurements:</i> Jebel Madar	Madar est: MA MC, MF, MG, MI, MN, MP Mardar ouest: R1, R2, R3, R4, R7	Base Natih E - Sommet Natih C Natih E - Base du Natih D Natih E - Base du Natih D	48 62 47
Jebel Madmar	Madmar 3: D800, D5, D3A-B-C, D? Madmar 6: M6, M700, M8,	Base Natih E - Sommet Natih D Natih E - Base du Natih D	66 39
Jebel Salakh	Salakh sud: SA, Salakh nord: STN	Base Natih E - Sommet Natih C Sommet Natih A	45 4
Jebel Qusaibah	QU	Sommet Natih A	7
Wadi Mu'Aidin	MUTE MUTN	Sommet Natih E Sommet Natih A	2 9
Wadi Nakhr	NAK	Sommet Natih E	12
Jebel Shams	SH	Sommet Natih E	5
<i>Subsurface:</i> Fahud	F-382H1 F-391H1 F-394H1 F-397H2	Base Natih E - Base Natih D Base Natih E - Natih A Natih E - Base Natih D Natih E - Base Natih D Sommet Natih D et C	42 40 43 40
Yibal	Y448H1	Natih A	9
Sirri	SI-E4, SI-E5, SID-D3	Mishrif	23

Figure 6.1: Liste des affleurements et puits étudiés, intervalles stratigraphiques étudiés, nombre d'échantillons.

La légende utilisée pour les logs sédimento-diagénétique est disponible en **annexe A**.

Pétrographie / Diagenèse

A partir des échantillons récoltés sur le terrain et sur les carottes de forage, environ 500 lames minces avec imprégnation de résine bleue ont été réalisées (lames non couvertes mais avec polissage des deux faces) dans les laboratoires de l'Egid (Bordeaux 3), Total et Biogéosciences (Université de Bourgogne).

L'inventaire et la chronologie relative des phases diagénétiques ont été établis grâce aux observations sous microscopie optique et sous cathodoluminescence. Cette chronologie s'appuie sur les principes classiques de la stratigraphie: recoupement, inclusion et superposition appliqués à l'échelle des ciments (**Meyers, 1991**).

En cathodoluminescence, les cristaux bombardés par un faisceau d'électrons, sont susceptibles d'émettre des radiations photoniques appartenant au domaine du visible. Les luminescences sont générées par la perte d'énergie des électrons piégés dans les défauts extrinsèques (impuretés) ou intrinsèques (structuraux) des réseaux cristallins (**Boggs & Krinsley, 2006**). La couleur et l'intensité de la luminescence dépendent essentiellement de la nature des défauts cristallins, de leur abondance et de leur répartition dans le cristal. Un des défauts majeur et très fréquent du réseau cristallin de la calcite ou de la dolomite à l'origine d'une luminescence est provoqué par la substitution de cations au Ca^{2+} (**Amieux, 1982**). Certains cations sont activateurs de luminescence, principalement le Mn^{2+} les terres rares pour la calcite, la dolomite et l'aragonite; tandis que d'autres agissent en inhibiteurs partiels, le principal étant le Fe^{2+} dans les carbonates sédimentaires (**Machel, 2000**). Dans la calcite, leur présence modifie donc la faible luminescence bleutée émise par la calcite pure (appelée luminescence intrinsèque). Les variations de luminescence et d'intensité semblent être guidées en partie par la concentration absolue en Mn^{2+} et en Fe^{2+} mais aussi par le rapport entre ces deux éléments (**Machel et al., 1991; Habermann et al., 1998; Budd et al., 2000**). De nombreux facteurs influencent le partitionnement de ces deux éléments dans les carbonates comme par exemple les espèces chimiques en solution, leur coefficient d'activité, l'activité du calcium, la température, la structure de surface du cristal, les vitesses de précipitation, le pH ou encore les réactions d'oxydo-réduction (**Machel, 2000**). Parmi ces nombreux facteurs, la

concentration des cations divalents Mn^{2+} et Fe^{2+} dans les ciments peut être en grande partie reliée aux conditions redox des environnements de dépôts et diagénétiques. Des hypothèses quant au milieu de précipitation (oxydant ou réducteur) des ciments peuvent être formulées sur la base des caractères de luminescence observés en CL (CathodoLuminescence). En considérant que d'autres paramètres influent sur le partitionnement de ces deux éléments, l'intégration des données de cathodoluminescence avec des études isotopiques, d'inclusions fluides ou d'autres méthodes analytiques est nécessaire afin de bien contraindre les environnements diagénétiques et les fluides parents à l'origine des ciments.

Les minéraux carbonatés sont également caractérisés par leurs zonations en cathodoluminescence. La nature des zonations, concentrique ou sectorielle, ainsi que leur succession, peut révéler l'évolution des propriétés des fluides au cours du temps (chimie, température, pression, conditions redox), mais aussi des variations de vitesse de croissance des cristaux ou encore une incorporation différentielle des éléments traces selon les faces cristallines (**Emery & Marshall, 1989 ; Reeder, 1991**), formant des motifs de type « sector zoning ».

Afin de hiérarchiser les observations de cathodoluminescence, la nomenclature suivante a été retenue (**Fig. 6.2**) :

- i) les 'bandes' de luminescence constituent les plus petites divisions observables en CL, composées d'une luminescence homogène ou progressive, et délimitées par des variations franches de luminescence ;
- ii) les 'sous-zones' formées d'une à plusieurs bandes de luminescence et constituant un motif particulier facilement identifiable bien qu'ayant souvent une extension verticale ou latérale limitée;
- iii) les 'zones' regroupant un ensemble de bandes et de sous-zones partageant des caractères pétrographiques (couleur et type de zonations en CL et en colorations, densité d'inclusions fluides et d'impuretés) et géochimiques communs, traduisant un environnement diagénétique homogène. Les zones peuvent débiter ou se finir par de véritables discontinuités à l'échelle des ciments (phases de dissolution, changement de minéralogie, hiatus par un changement de contraintes lithostatiques ou tectoniques, etc...).

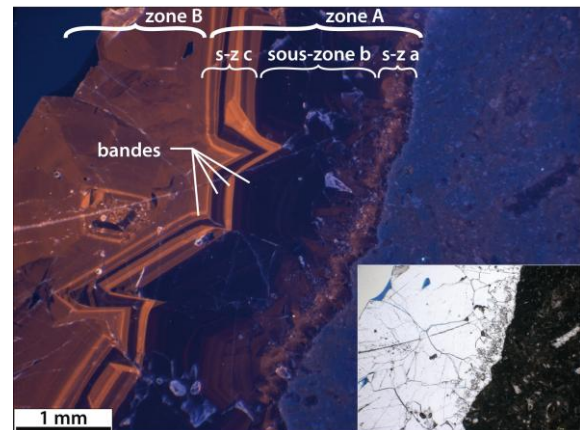


Figure 6.2 : Distinction entre 'zones' (ici A et B), 'sous-zones' (ici sous-zones a, b et c au sein de la zone A) et 'bandes' de luminescence (ici alternativement non luminescentes et luminescentes dans la sous-zone c).

Exemple de fracture cimentée par une sparite éogénétique et mésogénétique (échantillon B696,6, séquence I, puits F-391H1, champ de Fahud).

Les analyses en cathodoluminescence ont été effectuées au laboratoire Biogéosciences de Dijon en partie sur un appareil Technosyn 8200MKII couplé à un microscope Olympus et une caméra digitale Zeiss MRc5 (tension opératoire de 14 à 16 kV et intensité de sortie voisine de 0,5 mA), et sur un Luminoscope ELM-3R couplé à un stéréomicroscope Leica MZ12 et une caméra digitale Zeiss MRc5.

Les lames minces, après avoir été observées en cathodoluminescence, ont été colorées avec un mélange Alizarine-Ferricyanure de potassium selon la méthode de **Dickson (1966)**. L'alizarine permettant la distinction entre la calcite (rose à rouge) et les autres minéraux (en particulier la dolomite) non colorés ; et le ferricyanure de potassium ajoutant une nuance bleue en présence de fer dans la calcite ou dans la dolomite.

La combinaison des techniques de coloration et de cathodoluminescence a permis une analyse détaillée des relations pétrographiques entre les différentes phases diagénétiques et d'apporter des informations sur les fluides parents et les environnements diagénétiques associés. Une quantification relative de chaque phase (estimation visuelle des proportions de chaque phase par échantillons) a été menée sur la plupart des échantillons, dans l'optique de pouvoir cartographier leur extension verticale, et éventuellement latérale.

L'interprétation des environnements diagénétiques amène à la classification des différentes phases en 3 domaines diagénétiques selon **Choquette et Pray (1970)** : le domaine de l'éogénèse, qui correspond aux phénomènes précoces intervenant pendant et peu de temps après le dépôt sous un enfouissement n'exédant pas quelques dizaines de mètres, lorsque les processus diagénétiques restent directement reliés à la surface ; le domaine de la mésogénèse qui intervient lors de l'enfouissement plus conséquent des séries sédimentaires et enfin le domaine de la télogénèse associé à l'exhumation et à la remise à l'affleurement des terrains.

Tandis que les domaines de la méso- et télogénèse concernent clairement une histoire post-dépositionnelle, il convient pour la "diagénèse précoce" de faire le lien entre les processus sédimentaires et diagénétiques afin de les intégrer dans une seule et même histoire. Pour cela, le concept de Séquence Diagénétique Intrinsèque (SDI *sensu* **Durlet & Loreau 1996**) des surfaces durcies permet de restituer d'après **C. Durlet (1996)** "la suite ordonnée de toutes les phases diagénétiques qui ont été enregistrées pendant la lacune sédimentaire associée à cette surface de discontinuité.

-Physiquement, la SDI regroupe et ordonne toutes les phases diagénétiques qui sont recoupées, ou simplement postdatées, par le façonnement final de la surface durcie.

-Temporellement, elle couvre la période qui débute avec la mise en place des derniers sédiments actuellement situés sous la surface durcie et se termine avant le dépôt des premiers sédiments situés au dessus de cette surface."

Représentation des évolutions diagénétiques :

Pour chacun des secteurs d'étude, les observations diagénétiques effectuées sur les lames minces sont reportées en face des logs sédimentologiques pour une ou plusieurs coupes représentatives du secteur d'étude (**Fig. 6.3**).

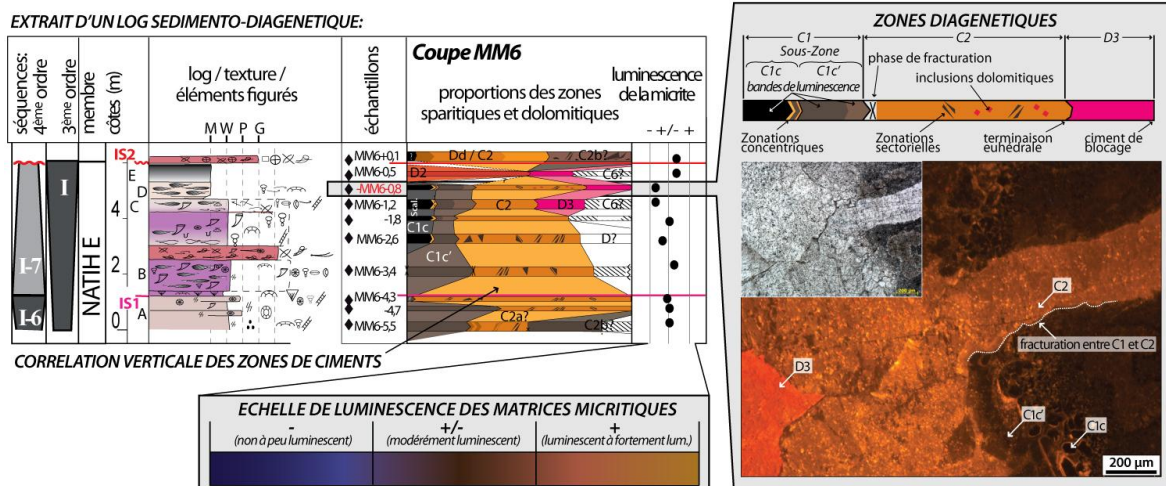


Figure 6.3: exemple de représentation d'un log sédimento-diagénétique.

Les proportions des zones sparitiques et dolomitiques sont évaluées qualitativement à partir d'analyses sous cathodoluminescence et reportées pour chaque échantillon sous forme de barres représentant leur proportions relatives. Lorsque cela est possible, des informations telles que les terminaisons des cristaux (terminaisons euhédrales ou ciments de blocage), la nature des zonations, leurs teintes de luminescence, etc. sont ajoutées dans les barres. La luminescence de la matrice micritique est estimée qualitativement pour chaque échantillon à partir d'un spectre de luminescence établi pour l'ensemble des échantillons.

Microprélèvements et géochimie

Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) ont été utilisés pour préciser la nature des fluides parents et des conditions thermiques prévalant à la précipitation des ciments (ou néogénèses) calcitiques et dolomitiques. La petite taille de ces ciments a nécessité l'emploi soit d'une fraise de dentiste, soit d'une microfraiseuse 3D équipée d'un micro-foret de 200 microns de diamètre. 253 microprélèvements, effectués sur des sucres polis préalablement cartographiés sous cathodoluminescence ont été utilisés pour ces analyses isotopiques. Ce protocole a cherché à limiter au maximum le risque de mélange de phases diagénétiques lors des microprélèvements.

En dehors des ciments, 29 mesures isotopiques ont été réalisées sur des microprélèvements de 15 coquilles de bivalves (huitres, rudistes, ou bivalves indéterminés) présentes dans la série étudiée. Seules les couches calcitiques bien préservées, non luminescentes, ont été sélectionnées, le but étant de circonscrire le signal isotopique marin et la température de l'eau de mer qui prévalait au moment du dépôt de la Formation Natih.

Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été effectuées dans quatre laboratoires : à Pau (Centre Scientifique et Technique de Total, 24 analyses), à Kiel (Leibniz-Laboratory, 87 analyses) au LSCE (Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, Orsay, 88 analyses) et à Dijon (Biogéosciences, 69 analyses). Le **tableau 6.A** détaille les matériels et les protocoles utilisés par chacun de ces quatre laboratoires.

Laboratoire	Matériel	Protocole	Précision analytique
Centre Scientifique et Technique de Total, Pau	spectromètre de masse AP20036	Attaque à l'acide phosphorique 100% à 25°C	< ± 0,2 ‰ δ ¹⁸ O < ± 0,2 ‰ δ ¹³ C
Leibnitz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research Kiel	spectromètre de masse Finnigan MAT 251	Attaque à l'acide phosphorique 100% à 75°C Ligne de préparation 'Kiel l' dual inlet	< ± 0,07 ‰ δ ¹⁸ O < ± 0,04 ‰ δ ¹³ C
LSCE, Orsay	spectromètre de masse Optima VG Dual Inlet	Couplé à un passeur automatique d'échantillons à bain commun d'acide	< ± 0,04 ‰ δ ¹⁸ O < ± 0,04 ‰ δ ¹³ C
Biogeosciences, Dijon	spectromètre de masse Isoprime	Dual-Inlet et système multiprep	< ± 0,14 ‰ δ ¹⁸ O < ± 0,08 ‰ δ ¹³ C

Tableau 6.A: Détail des matériels et protocoles utilisés par les laboratoires ayant réalisés les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène.

Cinquante échantillons ont été choisis pour des mesures de chimie des éléments majeurs et traces par spectrométrie d'émission optique (ICP-AES) et d'isotopes du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr). Ces analyses ont été effectuées dans les laboratoires du centre scientifique et technique de Total à Pau. Pour la chimie, les poudres sont lavées à l'eau (élimination des sulfates) puis attaquées à l'acide acétique 1% à froid et mesurées par ICP/AES sur la fraction solubilisée dans l'acide. En parallèle, le résidu insoluble à l'acide (RI) est déterminé. Le protocole utilisé n'était pas adéquat pour les faibles quantités de poudre disponibles et les résultats obtenus ne peuvent être utilisés que pour les tendances générales qu'ils représentent. Pour l'isotopie du strontium, les solutions sont analysées par un spectromètre de masse AXIOM multicollecteur couplé à un spectromètre de masse ICP-MS. La limite de détection pour les concentrations de Sr est de 20 ppm.

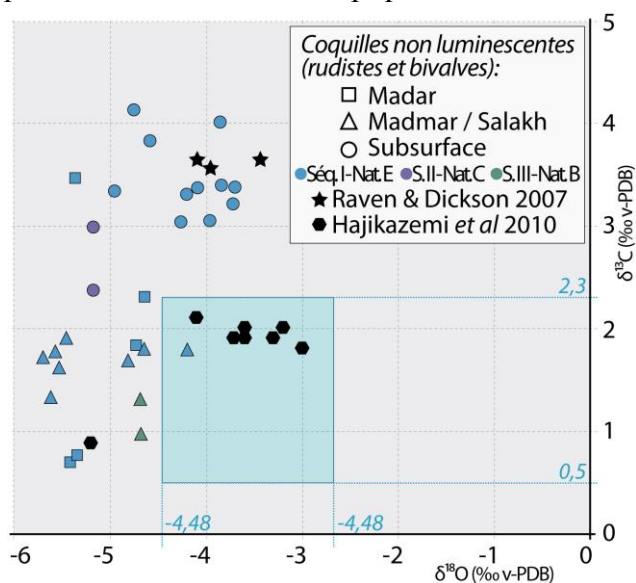
Référentiel géochimique : signal marin et météorique

L'interprétation des isotopes du carbone et de l'oxygène des différentes phases diagénétiques analysées dans les chapitres suivant requière de contraindre la composition isotopique des eaux marines et météoriques et des carbonates précipités à partir de ces fluides, de manière à fixer un référentiel pour l'interprétation des données isotopiques.

Celui-ci est discuté dans les paragraphes suivants en s'appuyant sur les mesures isotopiques effectuées sur les coquilles préservées de la formation du Natih et sur des données bibliographiques (Fig. 6.4).

Figure 6.4: Plot δ¹⁸O-δ¹³C des valeurs isotopiques des coquilles non luminescentes du Natih.

Le cadre bleu représente un domaine de valeur des carbonates précipités en équilibre avec une eau de mer comprise entre 28 et 32°C, et avec un δ¹⁸O de l'eau de mer compris entre -1 et 0 ‰ (V-SMOW). Les valeurs du δ¹³C sont issues de J. Veizer *et al.*, (1999).



Le signal marin

Isotopes de l'oxygène

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur les coquilles de bivalves non luminescentes du Natih s'échelonnent entre -5.70 et -3.72 ‰ v-PDB (m [pour moyenne] = $-4,76 \pm 0,62$ ‰), et restent pour partie compatibles avec les valeurs isotopiques publiées dans le Cénomanién, comprises entre -0,8 et -5 ‰ v-PDB (cf. chapitre 1, **tableau 1.A**).

Dans le but d'estimer la température de l'eau de mer (SST pour *Sea Surface Temperature*) à partir des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, 2 hypothèses sont faites sur le $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) de l'eau de mer en domaine équatorial au Cénomanién: la valeur de -1‰ est communément utilisée comme valeur globale de l'eau de mer dans les périodes *sans calotte glaciaire* (**Shackleton & Kenett, 1975; Pearson, 2001**). En domaine subtropical une évaporation plus intense peut avoir pour effet d'augmenter les salinités et le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, et la combinaison de ces phénomènes avec une calotte glaciaire limitée à certaines époques amènent certains auteurs à utiliser un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer de 0‰ pour les calculs de SST (**Brigaud et al., 2008, Lecuyer et al., 2003**, Jurassique, Bassin de Paris, domaine téthysien, paléolatitudes: 30-35°N). Des températures de 28.2°C à 38.3°C sont obtenues pour un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer de -1‰ SMOW (équation de **T. Anderson and M. Arthur, 1983**), tandis qu'en utilisant un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer de 0‰ SMOW, les températures obtenues, comprises entre 33.2°C et 43.8°C. Ces valeurs calculées de SST paraissent trop élevées pour permettent la vie des organismes observés et sont en partie plus élevées que celles relevées dans la littérature qui n'excèdent qu'exceptionnellement 35°C dans l'intervalle Albién supérieur - Turonién (cf. chapitre 1, **tableau 1.A**).

Toutefois, peu de données bibliographiques sont disponibles sur les valeurs marines de $\delta^{18}\text{O}$ et sur les paléotempératures de l'intervalle Albién supérieur - Turonién de la plaque arabe (cf. remarque infra.). Aussi, il est peut-être discutable de se référer aux signaux isotopiques et aux paléotempératures calculées à partir d'organismes planctoniques ou vivant dans des eaux plus profondes, qui plus est pour des domaines océaniques assez éloignés du contexte des mers épiriques peu profondes de la plate-forme du Natih. Il a été montré par exemple que des variations de l'ordre de quelques degrés Celsius peuvent intervenir dans l'enregistrement de la température de surface de l'océan entre des foraminifères planctoniques et des coraux (**Immenhauser et al., 2005**).

Les valeurs les plus négatives mesurées sur les coquilles du Natih représentent les températures calculées les plus chaudes et tendent à surestimer les paléotempératures de l'eau de mer. Plusieurs hypothèses peuvent être évoquées pour expliquer la dispersion des valeurs mesurées et leur faibles valeurs:

- Les coquilles ont pu subir une altération diagénétique qui aurait aboutit à une recristallisation (partielle ?) des couches calcitiques tout en altérant peu les microstructures initiales et leur caractère non-luminescent. Bien que la calcite faiblement magnésienne soit une espèce minérale globalement 'stable' des ré-équilibrations minéralogiques et géochimiques peuvent se produire (**Brand & Veizer, 1980; 1981**). Aucune vérification des concentrations en éléments traces n'a été faite, et l'analyse diagénétique des phases

affectant les échantillons montre que les sédiments ont été pour la plupart stabilisés lors d'émersions par des eaux météoriques en domaine phréatique. Les ciments associés à ces phases d'émersions sont, dans le Natih E, non-luminescents et présentent des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ comprises entre -2.91 et -8.71‰ v-PDB (cf. chapitres 7 et 9 analyses sédimento-diagénétique de la Formation Natih).

- Des effets environnementaux (évaporation, précipitations et ruissellements d'eaux douces sur les continents...) peuvent induire localement des variations de températures et/ou de salinités de l'eau de mer, et engendrer des variations saisonnières enregistrées dans les tests de certains organismes. Ces variations ont été démontrées à partir de microprélèvements sur des rudistes d'âges crétacés du domaine téthysien (**Steuber, 1999; Immenhauser et al., 2005**) ou encore sur des huitres jurassiques du bassin de Paris (**Brigaud et al., 2008**). Dans ces cas-là, les valeurs les plus négatives enregistrées dans les bivalves correspondent aux saisons les plus chaudes. Cependant, ce type de variations saisonnières tend à s'amoinrir vers les basses latitudes (**Steuber et al., 2005**). Dans la présente étude, les mesures trop ponctuelles réalisées sur les coquilles du Natih ne permettent pas de déceler une éventuelle cyclicité dans l'enregistrement isotopique de ces organismes marins.
- Une autre hypothèse serait que ces organismes n'aient pas précipités leurs couches calcitiques en état d'équilibre avec l'eau de mer. Des auteurs évoquent un effet de déséquilibre isotopique lié au métabolisme de certains organismes (*vital effect*) ou à leur cinétique de croissance et de calcification (**McConnaughey, 1989**), comme par exemple pour certains coraux et crinoïdes (**Brand & Veizer, 1981**), ou pour des familles de rudistes et certaines espèces d'huitres (**Woo et al., 1993**).

De manière plus théorique, en prenant comme valeurs moyennes des températures comprises entre 28 et 32 °C, et choisissant un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer entre -1 et 0‰ (V-SMOW), les calcites précipitées en équilibre avec l'eau de mer seraient comprises approximativement entre -2,67 et -4,48 ‰ v-PDB (d'après l'équation de **T. Anderson and M. Arthur, 1983**). Ces valeurs seront utilisées comme référentiel pour le pôle marin dans la mesure où une étude plus détaillée incluant par exemple des vérifications sur la chimie (éléments majeurs et traces) des coquilles serait à réaliser pour affiner le modèle géochimique de la plate-forme du Natih.

Remarque: Il y a très peu d'étude publiant des valeurs isotopiques marines extraites de prélèvements sur phases séparées pour l'intervalle Cénomanién-Turonien de la plaque Arabe. Dans son travail sur la diagenèse météorique du Sarvak supérieur dans le sud-ouest de l'Iran, **E. Hajikazemi (et al. 2010)** reporte des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre -5,2 et -3 ‰ v-PDB (n = 8 [n pour de points de mesure]; m= 3,71 ± 0,69 ‰) sur des coquilles de rudistes, et entre -6,2 et -0,8 ‰ v-PDB (n = 29; m= 3,44 ± 1,39 ‰) sur des matrices micritiques. Dans un contexte sédimentaire similaire de plate-forme carbonaté épirique en domaine sub-équatorial, les données isotopiques les plus proches du contexte de la plate-forme cénomanién du Natih pourrait provenir de la formation albienne du Shuaiba (**Moshier, 1989; Budd, 1989; Raven & Dickson, 2007, Vahrenkamp, 1996, 2010**), où des prélèvements sur des rudistes indiquent des valeurs comprises entre et -3,44 et -4,09 ‰ v-PDB (n = 3; **Raven & Dickson, 2007**).

Que ce soit des mesures effectuées sur des rudistes (**Raven & Dickson, 2007; Hajikazemi et al., 2010**) ou sur roche totale (**Moshier, 1989; Budd, 1989; Hajikazemi et al., 2010; Vahrenkamp, 1996, 2010**), les valeurs de l'oxygène indiquent une déviation négative de 1 à 3 ‰ par rapport au signal marin traditionnellement admis pour le Crétacé moyen (-0,5 à -1 ‰: **Veizer et al., 1999**). Ceci pourrait indiquer, d'après les auteurs cités ci-dessus, une recristallisation générale en calcite faiblement magnésienne, au cours d'une diagenèse précoce à partir de fluides marins modifiés par réduction des sulfates par exemple (**Sass et al., 1991**), ou par des température légèrement plus élevées que celles de surface, ou à partir de fluides non-marins ou mixtes (**Budd, 1989; Moshier, 1989; Raven & Dickson, 2007; Vahrenkamp, 2010**).

Isotopes du carbone

Les valeurs isotopiques du carbone obtenues sur les coquilles de bivalves non luminescentes varient entre 0.72 et 4.15 ‰ v-PDB. Les échantillons de terrain restent proches ($m = 1,70$ ‰; $\sigma = 0,6$) du domaine des valeurs marines publiées par **Veizer et al. 1999** ($0,5 < \delta^{13}\text{C} < 2,3$ ‰ v-PDB), tandis que les échantillons issus des carottes portent en moyenne des valeurs plus fortes ($m = 3,36$ ‰; $\sigma = 0,4$). Comme cela a été décrit pour des prélèvements géochimiques sur phases séparées (matrice micritique, coquille de rudistes et ciments) de la formation albienne du Shuaiba provenant d'un champ pétrolier au Qatar, l'incorporation d'un carbone lourd pourrait potentiellement dériver d'un fractionnement au cours de la squelettogénèse, mais plus probablement résulter d'un ou plusieurs épisodes méthanogénétiques lors d'une diagenèse précoce ou d'enfouissement (**Raven & Dickson, 2007**).

Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ marin ont varié substantiellement au cours de la période Aptien - Turonien (cf. Chapitre 1 : section 1.2- Contexte paléoclimatique et 1.3- Evènements anoxiques). Les données de roche totale du Natih, proposées par **V. Vahrenkamp, (2010)**, semblent montrer les motifs séculiers associés aux changements globaux de la composition isotopique en carbone de l'océan (cf. Chapitre 4, section 4.1 - Stratigraphie).

Une variabilité importante des $\delta^{13}\text{C}$ (entre 0 et 6‰ v-PDB; **Vahrenkamp, 2010**) et des incertitudes (par exemple liée à aux aberrations locales des $\delta^{13}\text{C}$ dans les faciès riche en matière organique de bassin intrashelf) persistent quant à la gamme de compositions isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates marins applicables à l'intervalle stratigraphique du Natih entre l'Albien supérieur et le Turonien inférieur . C'est pourquoi un cadre de valeur, arbitrairement fixé entre 0,5 et 2,3 ‰ v-PDB (**Veizer et al., 1999**) sera reporté dans l'analyse des phases diagénétiques comme point de référence, de manière à fournir une enveloppe de valeurs au-delà desquelles juger de la présence de carbone organique lourd ou léger provenant d'autres sources.

Le domaine météorique

Isotopes de l'oxygène

De nombreux processus, associés par exemple aux changements de phases, (évaporation, précipitations) ou à la position géographique (température locale, orographie,

continentalité, quantité des précipitations) contrôlent la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ et induisent un fractionnement isotopique (préférence d'un isotope ou d'un autre) au cours du cycle hydrologique et des précipitations. Le contrôle initial sur la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau dans le cycle hydrologique reste le $\delta^{18}\text{O}$ de l'océan, d'où naît l'essentiel des processus d'évaporation de la terre. La tendance générale montre que le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluie est très peu abaissé par rapport au signal de l'eau de mer au niveau de l'équateur et que le signal se négativise ensuite vers les pôles (**Bowen & Wilkinson, 2002**). A titre d'exemple, la carte de la **figure 6.5** (**Bowen & Wilkinson, 2002**) restitue les compositions isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ v-SMOW des eaux de pluies actuelles aux différentes latitudes. Les latitudes équatoriales (**Fig. 6.5**, encadré rouge), correspondant aux paléolatitudes de la plate-forme cénomanienne du Natih, affichent des valeurs majoritairement comprises entre 0 et -5 ‰ v-SMOW (en excluant les valeurs plus négatives influencées par les effets d'altitude comme pour la Cordillère des Andes et de quantité de précipitations comme pour les îles tropicales indonésiennes). En Oman, les précipitations actuellement varient en moyenne sur une année entre 0 et -4 ‰ v-SMOW. L'évolution isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ est bien contrainte dans les modèles actuels, et par exemple pour une température de 25 °C, la première pluie à tomber possède un $\delta^{18}\text{O}$ de -2,61 ‰ v-SMOW, en considérant qu'il reste encore 95% d'humidité dans le nuage et pour un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer de 0 ‰ v-SMOW (**Lachniet, 2009**).

De manière théorique et bien qu'il ne soit pas évident d'utiliser la même approche que pour les modèles actuels, en prenant un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau météorique compris entre 0 et -2,61 ‰ v-SMOW, et en assumant une température similaire à celle de l'eau de mer (28-32 °C, cf plus haut), les carbonates précipités en équilibre avec ces eaux météoriques auraient des valeurs comprises entre -2,67 et -6,1 ‰ v-PDB (d'après l'équation de **T. Anderson and M. Arthur, 1983**).

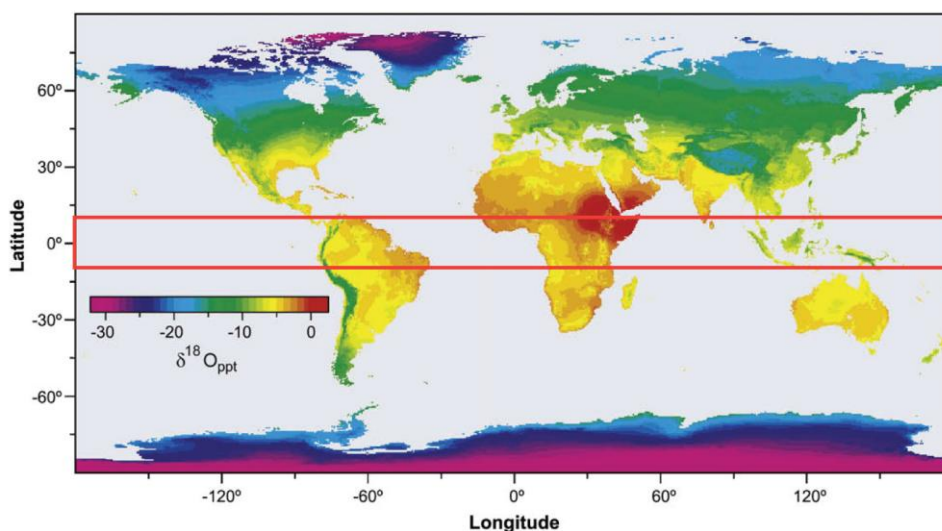


Figure 6.5: Distribution globale des $\delta^{18}\text{O}$ moyens annuels des précipitations actuelles, interpolée des stations GNIP (**Bowen & Wilkinson, 2002**).

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ décroissent des basses vers les hautes latitudes *et* altitudes, après que les sources d'humidité aient subi une distillation fractionnée ("distillation de Rayleigh"), du fait des chutes de températures le long des chemins d'advection des masses d'air. GNIP pour *Global Network for Isotopes in Precipitation* database (**IAEA/WMO, 1998**). Est encadrée en rouge, la zone située entre 10°N et 10°S de latitude.

Isotopes du carbone

La valeur du $\delta^{13}\text{C}$ en équilibre avec les eaux météoriques dépend de la quantité de ^{12}C issue du CO_2 produit dans les sols, ajoutés aux fluides météoriques lorsqu'ils percolent à travers les zones de sols. Il est donc fréquent d'avoir des valeurs plus négatives juste en dessous des surfaces d'émersion, cependant toutes les surfaces d'émersion ne présentent (ou ne préservent) pas des zones où le $\delta^{13}\text{C}$ est altéré (**Allan & Mathews, 1982; Dickson & Saller, 1995, 2006**). Plusieurs facteurs, comme un développement réduit de la zone de sols, un temps de résidence faible du fluide météorique dans cet intervalle, une faible interaction avec le CO_2 dérivé des sols (faible ratio fluide/roche), ou encore un long trajet des eaux météoriques depuis la zone d'infiltration peuvent contribuer à des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans les calcites météoriques moins négatives, voire même positives notamment dans les milieux plus arides (**Immenhauser et al., 2000a; Vandeginste et al., 2012**), en favorisant par exemple un tamponnage par le signal en carbone marin des roches encaissantes.

A titre d'exemple, des spéléothèmes vadose holocènes dans des cavités en Oman (*Hoti cave*) ont des $\delta^{13}\text{C}$ variant entre -1 et -6 ‰ v-PDB (**Burns et al., 1998**). Dans le Jebel Madar, des valeurs variant entre -0,2 et -9 ‰ v-PDB ont été reportées pour des calcites météoriques phréatiques dans un système karstique pléistocène (**Immenhauser et al., 2007**).

Isotopes du strontium

Aucune mesure du strontium n'a été effectuée sur les coquilles non luminescente ou les matrices micritiques de la Formation Natih. Les références marines du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ utilisé dans ce travail se référeront aux données publiées (notamment à la courbe de **Mc Arthur & Howarth, 2004**, cf. Chapitre 1, **Fig. 1.4**). L'évolution des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer au moment du dépôt du Natih est caractérisée par un plateau puis une décroissance du rapport isotopique, avec des bornes comprises entre 0,70744 et 0,70732 (cf. chapitre 1, **Fig. 1.4**).

Au-delà de cet intervalle de valeur, les mesures de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indiqueront des processus diagénétiques impliquant (des interactions avec) des fluides marins plus jeunes ou des fluides non-marins. En raison de leur faible teneur en strontium, les fluides météoriques et leur ciments associés peuvent être tamponnés et recevoir leur Sr principalement des carbonates marins encaissants ou bien de sources radiogéniques enrichies en ^{87}Sr , comme par exemple lors de l'interaction des fluides avec des roches silico-clastiques ou feldspathiques (**Moore, 2001**).

Inclusions fluides

L'observation des différentes familles d'inclusions fluides (ici effectuée sur des lames minces polies sur leur deux faces) comprend la description de la taille, des morphologies et des remplissages des inclusions ; l'analyse de la répartition spatiale des inclusions par rapport aux zones de croissance, aux limites des cristaux, aux plans de clivages ou de fractures ; et les relations de chronologie entre les familles d'inclusions (**Goldstein et Reynolds, 1994**). Cet examen microscopique préliminaire peut apporter quelques informations sur la température et nature des fluides qui régnaient soit lors de la précipitation des ciments (si il s'agit

d'inclusions primaires), soit lors de phases de recristallisation, de micro-dissolutions ou de micro-fracturations affectant des cristaux déjà formés (si il s'agit d'inclusions secondaires). Au de là de ce premier examen microscopique, des wafers épais de (100 µm) ont été réalisées sur six échantillons préalablement sélectionnés pour la taille et la représentativité des phases de cimentation présentes. Le but était de mener une étude microthermométrie selon l'approche et la méthode préconisées par **Goldstein et Reynolds (1994)**. Réalisée dans le laboratoire IDES de l'Université Paris Sud-Orsay sous les conseils de Maurice Pagel, cette étude a confirmé (par rapport aux observations effectuées sur les lames standards) la rareté des inclusions fluides biphasées eau-gaz suffisamment grosses pour être aisément analysées par microthermométrie. Dans les ciments calcitiques et dolomitiques, les rares grosses inclusions biphasées observées se sont révélées être d'origine secondaire, donc non utilisables pour reconstituer les conditions de précipitation de ces ciments. Les seules inclusions primaires biphasées qui ont pu être analysées étaient contenues dans un ciment de mégaquartz interstratifié entre plusieurs générations de ciments calcitiques et dolomitiques.

Microscope électronique à balayage (MEB)

La morphologie et la morphométrie des micrites ont été illustrées au MEB (LEO 1450VP- centre scientifique et technique de Total à Pau) sur huit échantillons. Pour ces analyses, les esquilles sont métallisées à l'or et les images topographiques sont obtenues à l'aide d'un détecteur d'électrons secondaires. La tension de travail est réglée à 15 kV. Afin de préciser les teneurs en éléments majeurs et traces des phases de cimentations observées, des analyses élémentaires ponctuelles à l'aide d'une microsonde EDS ont été réalisées sur des ciments de calcite et de dolomite à partir de 13 lames minces, sélectionnées pour la représentativité des phases présentes. Les lames, préalablement polies et minéralisées au carbone sont analysées par une sonde Qantax (fabricant: Brucker), couplée au logiciel Esprit. La teneur des éléments est calculée à l'aide d'un algorithme (P/BZAF) fourni par le constructeur, pour lequel les interactions entre les éléments chimiques sont prises en compte dans un modèle itératif ; cette méthode ne nécessite pas d'utilisation de standards. La résolution spatiale pour ce type de mesures est de 1 à 2 µm et la précision de l'ordre de 0,1 mol%.

Le chapitre qui va suivre présente pour chaque secteur d'étude un inventaire des phases diagénétiques observées, en précisant leur répartition et leur chronologie. Les données analytiques récoltées pour chaque phase seront exposées et compléteront les discussions sur l'origine des processus aboutissant à ces différentes phases. Pour éviter trop de répétitions, les phases se retrouvant de manière identique d'un secteur à un autre seront signalées, mais ne seront pas redécrites. Chaque secteur d'étude est tout d'abord replacé dans un contexte paléogéographique, structural et sédimentologique afin de pouvoir ensuite relier les observations diagénétiques à un cadre plus général ou bien à des spécificités plus locales.

Chapitre 7- ANALYSE SEDIMENTO-DIAGENETIQUE DE LA FORMATION NATIH A L’AFFLEUREMENT

7.1 Secteur1 - Jebel Madar

7.1.1 Cadre général

Le dôme du Jebel Madar constitue la structure la plus orientale des *Foothills* d’Adam (**Fig. 7.1-A**). Situé à 50 km du Jebel Madmar, il se détache vers l’est de la succession d’anticlinaux qui forme l’arche de Salakh (environ 55 km le sépare du Jebel Madmar). Il correspond à une structure anticlinale NE - SW d’environ 4 km sur 8 km, à fort plongement axial vers le NE et le SW, qui s’élève approximativement de 500 m au-dessus de la plaine désertique environnante. Au cœur du pli affleurent les séries de plate-forme du Jurassique – Crétacé inférieur, tandis que le Cénomaniens forme l’enveloppe périphérique. Certains auteurs ont interprété cette structure comme un anticlinal de rampe au front d’un chevauchement (**Hanna, 1990; Cawood et al., 1990**). Une section sismique, passant au sud-ouest du Jebel Madar, montre un faciès sismique transparent à chaotique à l’aplomb de l’anticlinal, limité par des réflexions nettes et fortement inclinées, suggérant l’origine diapirique de cette structure, remobilisant la formation salifère précambrienne de l’Ara, enracinée à environ 5 km de profondeur (**Fig. 7.2, Mount et al., 1998**). Il semble que la tectonique salifère ait joué un rôle dans les processus de plissement du Jebel Madar, probablement en combinaison avec la mise en place de structures compressives au cours de l’orogénèse alpine.

La présence de cliniformes progradant vers l’extérieur du Jebel dans le Membre Natih E (**Razin, pers. comm.**), ainsi que la trajectoire des incisions du sommet de la séquence I de la Formation Natih qui semblent contourner le centre de la structure du Jebel Madar (**Fig. 7.1-C, Grélaud, 2005**) pourraient indiquer un léger paléo-relief diapirique, dont l’activité s’initierait au moins au Cénomaniens.

Un épisode de fracturation au Cénomaniens est mis en évidence par la présence de failles scellées par les dépôts de remplissage des incisions au sommet de la première séquence (**Grélaud et al., 2006**).

Les affleurements de la Formation Natih du Jebel Madar occupent la portion la plus proximale vis à vis du bassin intrashelf qui se développe vers l’ouest (**Fig. 7.1-A**).

Les coupes étudiées se situent à l’est et à l’ouest du Jebel Madar, le long de transects qui recoupent les incisions du sommet du Natih E (**Fig. 7.4**). L’intervalle d’étude couvre la majeure partie des séquences I et II (**Fig. 7.1-C**). Les coupes présentées dans les paragraphes suivants ont été sélectionnées car elles illustrent bien les faciès et les successions diagénétiques de ce secteur.

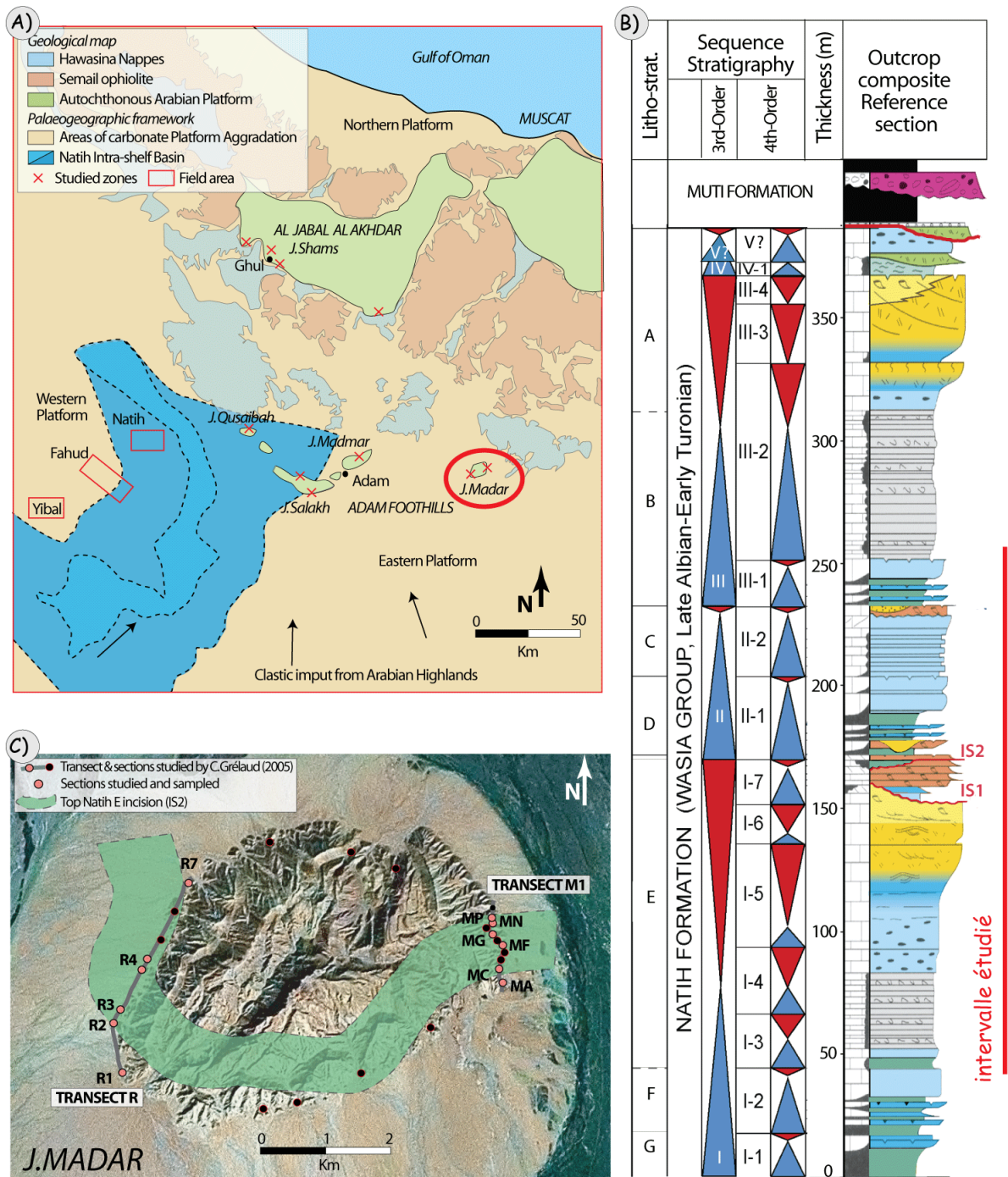


Figure 7.1 : Présentation du secteur d'étude du Jebel Madar.

A) Carte géologique du nord de l'Oman, illustrant les secteurs étudiés et la position paléogéographique du bassin intrashelf (unités structuro-sédimentaires d'après la carte géologique du Sultanat d'Oman 1:1000000 (**Le Métour et al., 1993**); paléogéographie des bassins intrashelf d'après **Grélaud, 2005**). B) Log composite de la Formation Natih d'après les affleurements (**Grélaud et al., 2010**); C) Photo satellite du Jebel Madar, et localisation de l'incision IS2 (**Grélaud, 2005**).

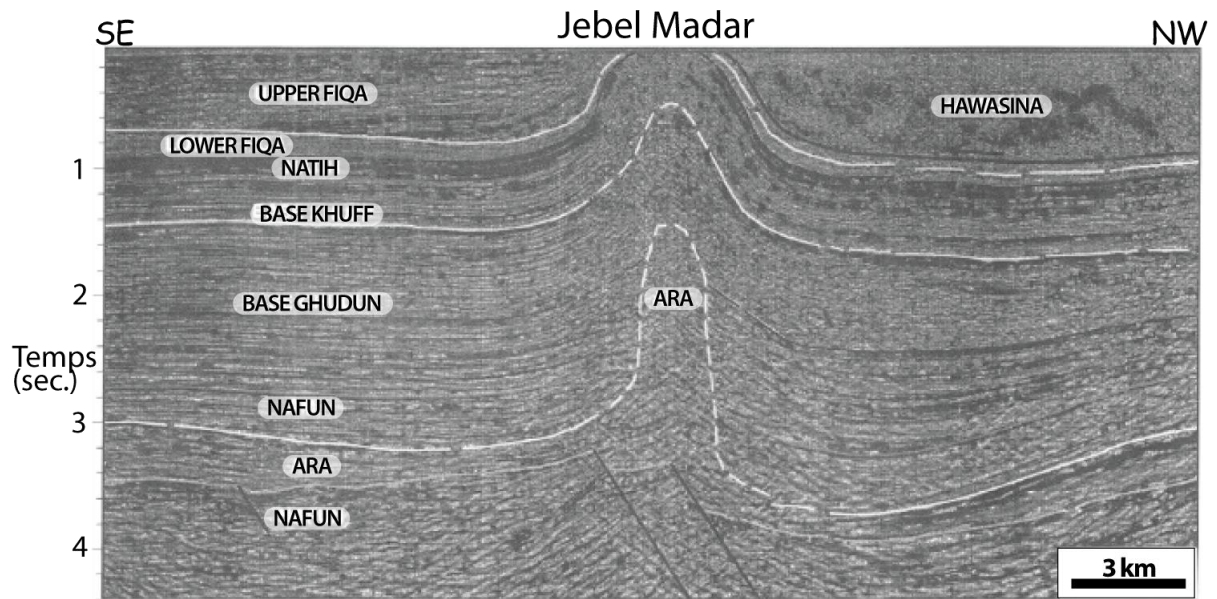


Figure 7.2 : Section sismique traversant la structure du Jebel Madar (**Mount *et al.*, 1998**). La remontée d'évaporites de la Formation Ara à l'aplomb du Jebel est responsable de cette structure en dôme. Le front de chevauchement des nappes Hawasina est situé au nord-ouest du Jebel, il est caractérisé par un faciès sismique chaotique probablement composé par les nappes Hawasina intercalées dans des dépôts de la formation Fiq.

7.1.2 Architecture des séquences de dépôt, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces

La Formation Natih affleure en périphérie de la structure du Jebel Madar, avec une épaisseur de l'ordre de 270 m (**van Buchem et al., 2002**). La série n'est pas représentée dans son intégralité car la séquence III est tronquée par une profonde surface d'érosion correspondant à la grande discontinuité du Groupe Wasia (**Fig. 7.3**). Cette discontinuité est recouverte par de minces dépôts sillico-clastiques de plaine côtière, eux-mêmes rapidement surmontés par les marnes hémipélagiques de la Formation Fiqa (**van Buchem et al., 1996**).

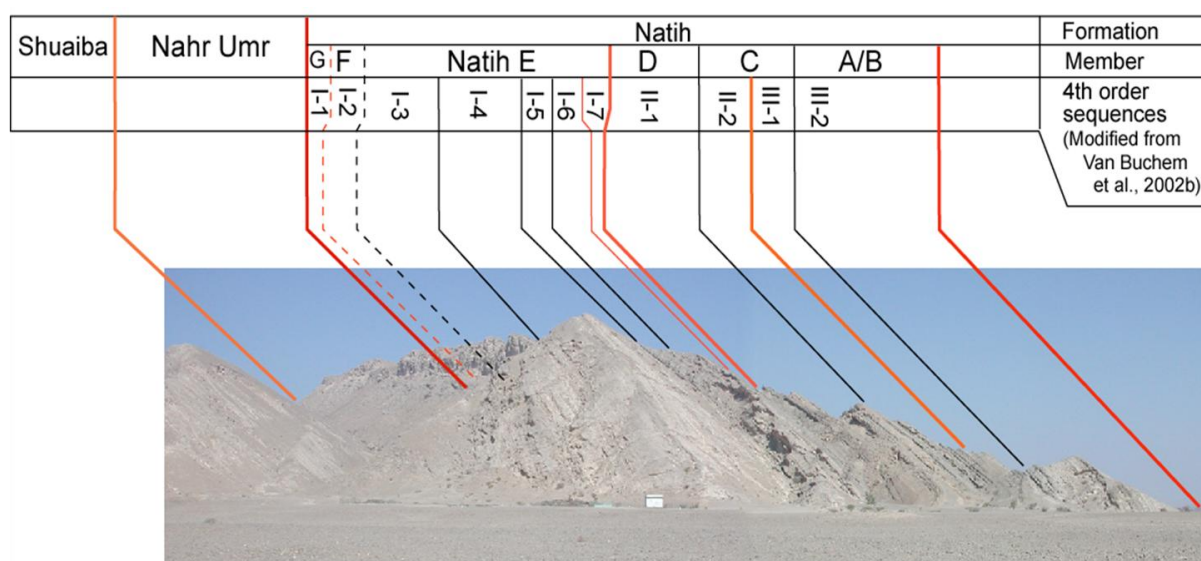


Fig. 7.3: Stratigraphie de la Formation Natih sur le flanc est du Jebel Madar (coupe MA).

➤ Séquence I:

La limite inférieure de la séquence I est en concordance avec la Formation Nahr-Umr sous-jacente, constituée de marnes riches en orbitolines et de minces bancs carbonatés (association de faciès I'-b). Cette limite semble globalement graduelle et correspond à une diminution de l'influx clastique et l'installation progressive de la plate-forme carbonatée du Natih. La limite de formation est néanmoins choisie sur une surface durcie à valeur de limite de séquence (**Razin, 2008**).

La partie inférieure de la séquence I (séquences I-1 et I-2, **Figs. 7.7 et Fig. 4.19**) correspond au système de plate-forme mixte très peu profonde, qui s'installe en début de phase transgressive (*Early TST*, cf. chapitre 4, section 4.3 Architecture des séquences de dépôts). La séquence I-1 (Natih G) est composée d'alternances métriques de marnes vertes riches en orbitolines puis de bancs carbonatés de type wackestone bioclastiques très riches en foraminifères benthiques (*Trocholina* spp., Orbitolinidae), et algues vertes. Ces dépôts deviennent de plus en plus carbonatés au sein de la séquence I-2 (Natih F). Le sommet de cette séquence correspond à une unité carbonatée massive et continue, d'épaisseur décamétrique, formée de wackestone à foraminifères benthiques (*Trocholina* spp.,

Orbitolinidae et Miliolidae), algues vertes, gastéropodes et débris de bivalves et échinodermes (association de faciès I'-b), interprété comme des faciès de plate-forme interne.

La partie supérieure de la séquence I (séquences I-3 à I-7, Natih E, **Figs. 7.7 et Fig. 4.19**) est formé également de faciès peu profond de bordure de plate-forme et de plate-forme interne, accumulés pendant la création du bassin intrashelf plus à l'ouest. Au Jebel Madar, les séquences I-3 et I-4 sont composés de packstone (wackestone) bioturbés riches en débris bioclastiques et d'échinodermes, de faciès de bordure de plus haute énergie représentés par des packstone-grainstone péloïdaux à stratifications obliques riches en orbitolinidés (associations de faciès III-f ; III-e), et de faciès d'arrière-barrière composés de floatstones à rudistes (radiolitidés), coraux et grands bivalves (association de faciès II-b). Les séquences I-5 à I-7 sont caractérisées par des faciès d'arrière barrière et de lagon de plus en plus restreints composés de wackestone-packstone bioclastiques à débris de bivalves et rudistes (radiolitidés et caprinidés) ou à dominance de foraminifères benthiques (alvéolinidés, Miliolidae, *Chrysalidina* spp., *Nezzazata* spp, *Trocholina* spp.). Dans ces faciès (association de faciès I-d), l'assemblage faunique est complété par des coraux, bivalves, échinodermes *et* algues. Les environnements les plus restreints sont composé par des mudstones azoïques ou à foraminifères benthiques à terriers et fenestras (association de faciès I-c). Le sommet de la séquence I-7 est caractérisé par une alternance stratodécroissante de mudstone bioturbés et de wackestone bioclastiques noduleux (association de faciès I-c) interprétée comme l'expression de cycles péritidaux, déposés sous une très faible tranche d'eau.

Les sommets des séquences I-6 et I-7 sont respectivement matérialisés par les surfaces d'émersion IS1 et IS2, localement caractérisées par le développement d'incisions.

L'évolution des faciès au sein de ces séquences marque la transition entre un système en aggradation pour lequel la production carbonatée suit l'augmentation du potentiel d'accommodation (séquences I-1 à I-3: *Early-Late TST*) et un système progradant lorsque la production carbonatée devient plus forte que le potentiel d'accommodation (séquences I-4 à I-7: *HST*). Cette progradation est marquée au Jebel Madar par les faciès de plate-forme interne et leur caractère de plus en plus restreint. La première discontinuité importante IS1, au sommet de la séquence I-6, s'accompagne d'incisions de 10 mètres de profondeur pour 1000 m de large sur le sommet de la plate-forme. Elle passe vers l'ouest à des prismes de régression forcée dans le bassin intrashelf qui témoignent d'une première phase d'émersion de la plate-forme (**van Buchem et al., 2002; Grélaud, 2006**). La discontinuité IS1 est surmontée par des dépôts de haute énergie évoluant vers les faciès très peu profonds de la séquence I-7, relativement mince au Jebel Madar (environ 5-6 m). Le sommet de cette séquence est marqué par une deuxième discontinuité (IS2) sur laquelle se développent de nouvelles incisions, légèrement plus profondes que les premières. Cette deuxième surface, associée à une émersion de la plate-forme carbonatée, marque le sommet de la première séquence de 3^e ordre de la Formation Natih (**Grélaud, 2005 ; Grélaud et al., 2006**). Elle s'accompagne d'une modification importante du système sédimentaire au début de la séquence II (cf. infra), caractérisé notamment par un flux terrigène argileux.

Les incisions IS1 et IS2 sont chacune comblées lors de la remontée du niveau marin relatif succédant à la phase d'émersion, soit par des dépôts à dominance carbonatée dans le cas d'IS1, soit par des dépôts à dominance argileuse dans le cas d'IS2. Une analyse spécifique et détaillée de la géométrie et du remplissage de ces incisions a permis de préciser la position stratigraphique de ces limites de séquences de différents ordres et de caractériser la dynamique du système carbonaté au sommet de la première séquence du Natih (**Grélaud, 2005 ; Grélaud *et al.*, 2006**). Deux transects nord-sud de 2 et 3 km de long, issus de cette étude illustrent la nature et la géométrie du remplissage de ces incisions (**Fig. 7.4**).

Les incisions et les prismes de régression forcée exceptés, les indices d'émersion sur la plate-forme restent peu évidents. Les structures de karstification sont absentes ou équivoques, et les figures de pédogénèse semblent inexistantes. Une étude détaillée des processus diagénétique associés à ces deux surfaces a été réalisée au Jebel Madar dans le but d'identifier les différentes phases de transformation diagénétique sous les discontinuités et d'établir le contexte et les paramètres qui ont contrôlé ces transformations. Pour ce faire, une centaine d'échantillons ont été collectés sur l'ensemble de la séquence I le long de la coupe MA, et de part et d'autres des surfaces IS1 - IS2, ainsi que dans le remplissage des incisions (**Fig. 7.4**). L'analyse diagénétique de la formation Natih au Jebel Madar et son interprétation est présentée dans les parties suivantes.

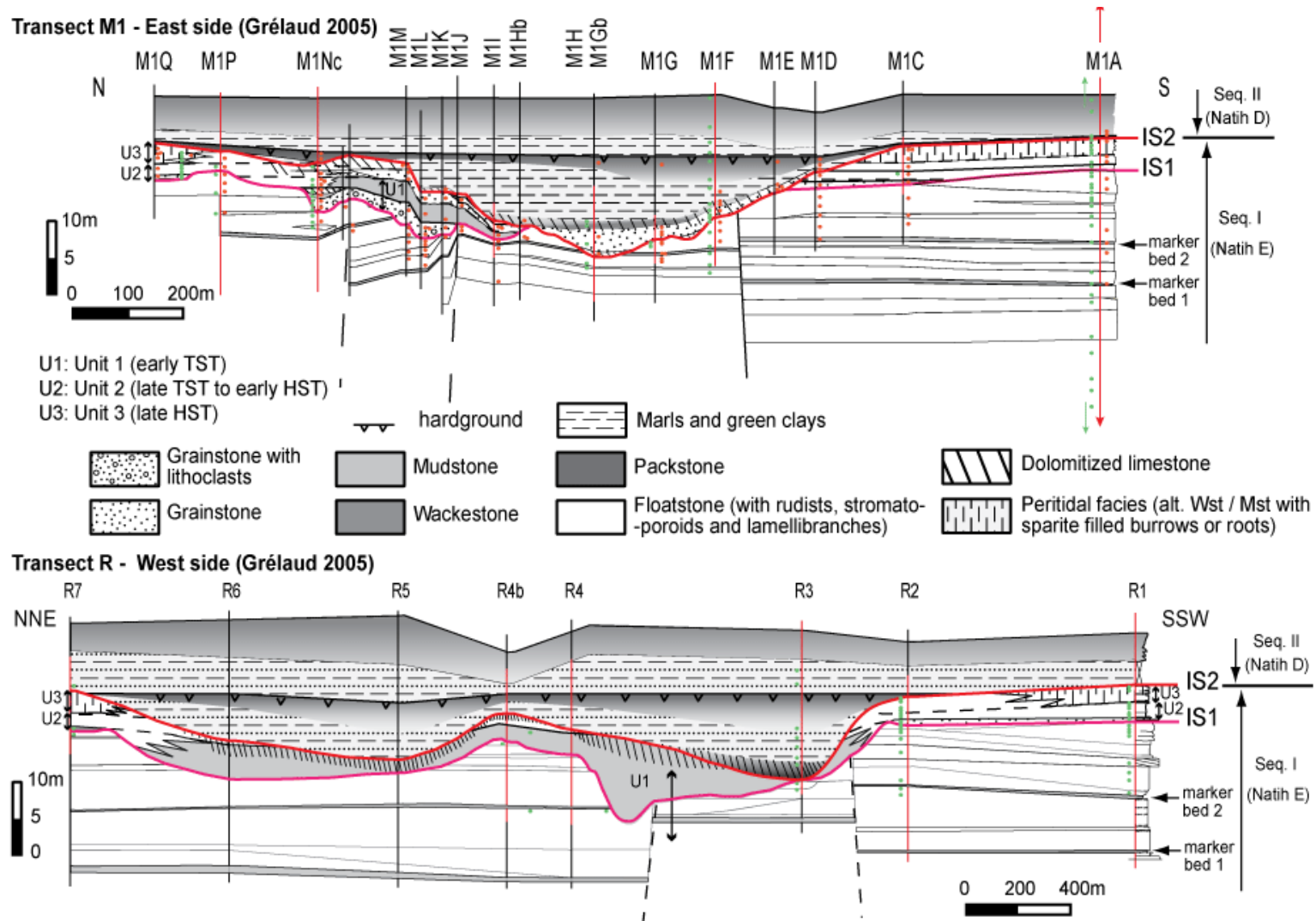


Figure 7.4 : Transects de corrélation dans le Natih E à l'Est (Transect M) et à l'Ouest (Transect R) du Jabal Madar, illustrant les deux surfaces d'incision IS1 et IS2 au sommet du Natih E (Grélaud, 2005).

Les intervalles étudiés dans ce travail sont soulignés en rouge le long des coupes et les échantillons récoltés sont marqués par des points verts (cette étude) et rouge (Grélaud, 2005).

Le tableau ci-dessous (modifié d'après **Grélaud et al., 2006**) résume les caractéristiques des surfaces IS1 et IS2 déterminées à partir des observations à l'affleurement et des corrélations stratigraphiques régionales. La **figure 7.5** illustre ces surfaces en quelques points du Jebel Madar.

MADAR	IS1	IS2
	SURFACES	
Position stratigraphique	Sommet de la séquence I-6	Sommet de la séquence I-7
Faciès sous-jacent	M-WST à foraminifères benthiques, débris de rudistes, bivalves, coraux solitaires, petits gastéropodes et algues vertes niveaux à terriers en 'U': 2-3 horizons bioturbés avec terriers remplis par de la sparite. fenestreae et remplissages géopétaux. Faciès de plate-forme interne, lagon peu profond restreint (association de faciès II-a).	Alternance de faciès WST bioclastiques noduleux à rudistes, stromatoporidés, pectens avec des MST à rare foraminifères benthiques, fenestreae et terriers sparitiques, environnement de lagon peu profond restreint (association de faciès I-c, Unité 3).
Surface	surface irrégulière, changement de faciès relativement marqué (Fig. X-a)	surface noduleuse, changement de faciès net (Fig. X-d)
Faciès sus-jacent	PST bioclastiques, riches en alvéolinidés, foraminifères benthiques et algues vertes.	Petit niveau plus argileux et WST- PST bioclastique à alvéolinidés et algues vertes, correspond au sommet du remplissage de l'incision.
	INCISIONS	
Dimensions / Morphologie	1 km de large, 10 mètres de profondeur d'incision, morphologie symétrique et régulière en coupe transversale, avec des marges peu pentées.	~1 Km de large, jusqu'à ~19 mètres de profondeur d'incision, morphologie symétrique et régulière en coupe transversale.
Position incision	Influence des mouvements diapiriques: - tracé de l'incision contourne le centre du Jebel - failles normales (- de 10 m de rejet) / création de horst ante-incision.	Incision surimposée à IS1.
Faciès érodés	WST à PST bioclastiques riches en foraminifères benthiques, débris de rudistes et coraux solitaires (association de faciès II-a, II-b), et niveaux plus riches en rudistes et grands coraux (faciès II-d).	- Toutes les unités du remplissage de la première incision - niveaux WST-PST bioclastiques à foraminifères benthiques et WST-FST à rudistes et coraux des séquences I-4 à I-6.
Surface	Troncature des bancs incisés surface irrégulière changement de faciès net . (Fig. X-c)	Troncature des bancs incisés surface irrégulière, remaniement et bréchification changement de faciès net (Fig. X-f).
Remplissage	Cycle I-7, remplissage carbonaté, 3 unités: - Unité 1 (TST): faciès de haute énergie à la base, évolue vers des faciès plus confinés et restreints - Unité 2 (TST-HST): base érosive, faciès de haute énergie, et faciès riches en rudistes, stromatoporidés au maximum d'accommodation - Unité 3 (late HST): diminution de A/S, alternance de faciès bioclastiques noduleux avec des mudstones à terriers. stratonomie décroissante.	remplissage argilo-carbonaté: - faciès de haute énergie à la base, évolue vers des niveaux plus boueux partiellement à complètement dolomitisé - argiles-marnes de milieu restreint - passage progressif vers faciès noduleux carbonaté à bivalves, rudistes, coraux et gastéropodes au sommet du remplissage de l'incision, coiffé par un hardground.
Objets diagénétiques	- Fentes en coin remplies par faciès sus-jacent (Fig. X-b) - silicification post-incision.	- Remaniement, bréchification - dolomitisation sous ou dans le remplissage de l'incision. - silicification post-incision (Fig X-e).

Tableau 7.A : Caractéristiques des surfaces IS1 et IS2 (d'après **Grélaud et al., 2006**).

Page suivante - Figure 7.5 : illustration des surfaces IS1 et IS2 au Jebel Madar. La position des photos est reportée sur le transect de corrélation (modifié d'après **Grélaud, 2005**).

A) Surface IS1 (coupe R1, flanc ouest), hors incision. Le contact, franc et irrégulier, marque la limite entre des faciès de type wackestone (packstone) à gastéropodes, bivalves, rudistes et foraminifères benthiques (association de faciès I-d) et un niveau de rudstone à chodrodontes, débris de bivalves et rudistes (association de faciès III-a).

B) Surface IS1 (coupe R4, flanc ouest), bordure de l'incision. Sous la surface: des terriers ouverts de type thalassinoïdes affectent un wackestone à bivalves, foraminifères benthiques, débris calcitiques (association de faciès I-d); les bioclastes et les terriers sont souvent silicifiés dans les 30 derniers centimètres sous la surface. La surface IS1 est assez nette et soulignée par des nodules de silice, et par des fentes discontinues ('fentes en coin') d'environ 10 cm de hauteur, d'ouverture centimétrique et colmatées par un sédiment boueux et silicifié. Les faciès sus-jacents sont des mudstones partiellement dolomités.

C) Surface IS1 (coupe MN, flanc est), axe de l'incision. Le changement de faciès de part et d'autre de la surface est net: en dessous, un banc assez massif de wackestone bioturbé, à débris de bivalves, coraux solitaires et foraminifères benthiques (principalement des alvéolinidés, miliolidés et trocholinidés) (association de faciès I-d); au dessus des la surfaces, des petits niveaux bien stratifiés de packstones (grainstones) fins à petits foraminifères benthiques (*Nezzazata* spp., Textularidae) et débris d'échinodermes et de bivalves.

D) Surface IS2 (coupe MA, flanc est), hors incision. La surface IS2 est située au sommet de cycles stratodécroissants constitués de wackestones bioturbés et bioclastiques et de mudstones à terriers droits (association de faciès I-c). Elle est surmontée par un niveau argileux évoluant vers un wackestone - packstone bioclastique (association de faciès I'-b) qui latéralement scelle le remplissage de l'incision.

E) Surface IS2 (coupe MF, flanc est), bordure de l'incision. La surface est soulignée par de gros nodules silicifiés. elle apparaît localement irrégulière et bréchifiée. Les bancs sous-jacent est composé de wackestone à coraux, débris de rudistes et bivalves, foraminifères benthiques (orbitolinidés et trocholinidés) et d'horizons bioturbés (*Thalassinoides*) (association de faciès I-d). Au dessus de la surface, les bancs, plus fins sont partiellement dolomités, le faciès originel n'est pas distinguable.

F) Surface IS2 (coupe MG, flanc est) axe de l'incision. Le changement de faciès de part et d'autre de la surface est net: en dessous wackestone bioturbé à larges rudistes, bioclastes et foraminifères benthiques (association de faciès I-d), au dessus grainstones grossiers finement stratifiés à lithoclastes remaniés, bioclastes (rudistes, échinodermes) et petits foraminifères benthiques.

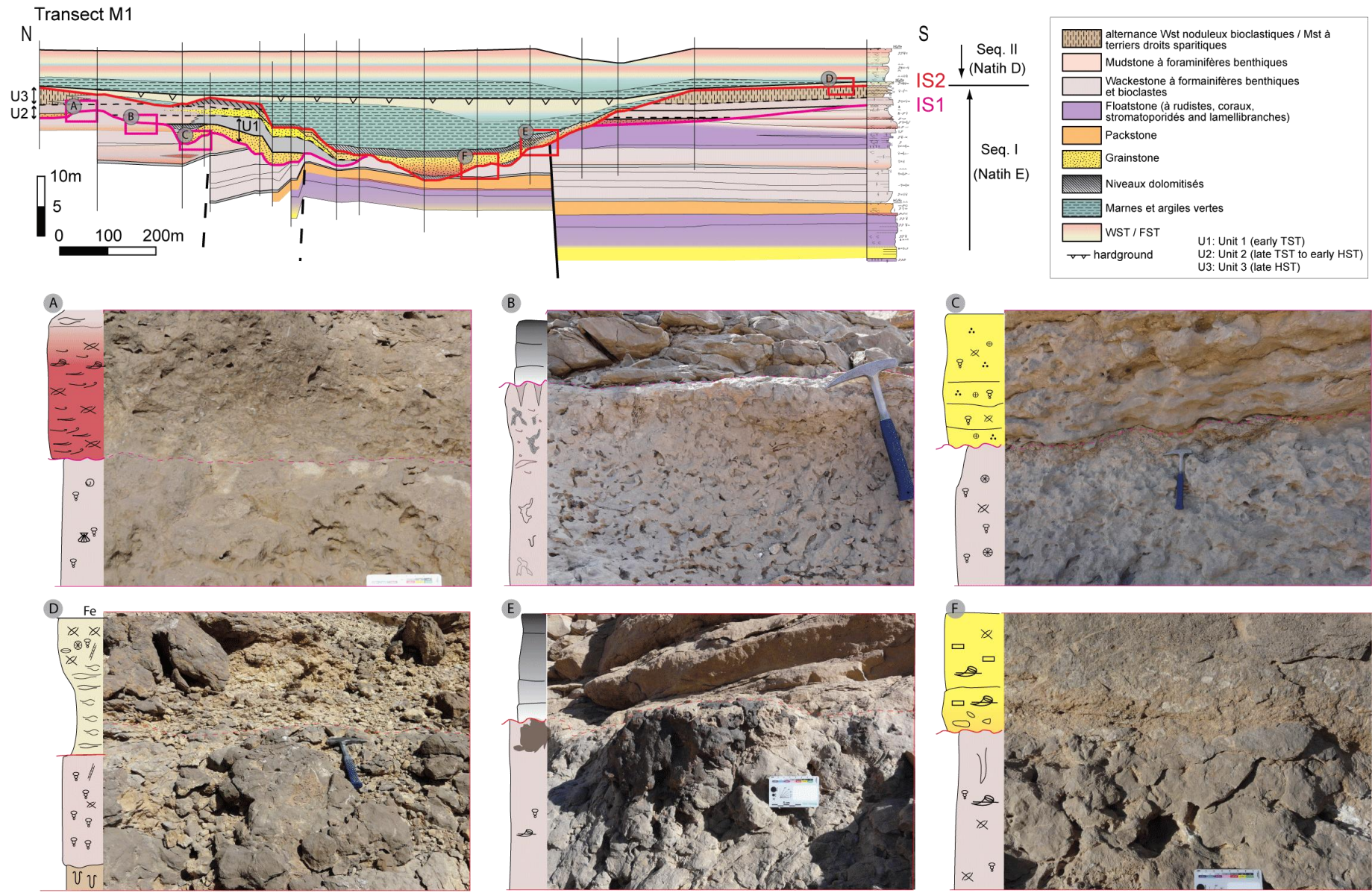


Figure 7.5 : illustration des surfaces IS1 et IS2 au Jebel Madar.

➤ Séquence II:

Une modification importante du système sédimentaire intervient après la deuxième phase d'émersion, avec, à l'instar de la base de la 1^{ère} séquence de la Formation Natih, l'installation d'un vaste domaine de plate-forme interne mixte carbonatée-argileuse. Cette deuxième séquence de 3^{ème} ordre est divisée en deux séquences de 4^{ème} ordre (II-1 et II-2), devenant plus carbonatées en leur sommet.

La séquence II-1 est composée de 5 séquences de haute fréquence (5^{ème} ordre?) d'épaisseur plurimétrique à décimétrique débutant par des argiles vertes progressivement surmontées par des couches carbonatées dont le sommet est généralement marqué par une surface enrichie en oxydes de fer (croûte centimétrique continue ou nodules éparses) interprétés comme des *hardgrounds* (**van Buchem et al., 1996**).

La première de ces séquences assure le remplissage argileux des incisions IS2 et se termine par une mince couche carbonatée qui déborde les incisions et recouvre l'intégralité de la surface d'émersion IS2. Cette séquence matérialise bien le ré-ennoyage de la plate-forme en début de phase transgressive. Les faciès qui composent cette barre carbonatée sont des mudstone puis des wackestone - packstone bioclastiques à gastéropodes, coraux solitaires, bivalves, algues et foraminifères benthiques (orbitolinidés, puis alvéolinidés), caractérisant un domaine de plate-forme interne peu profonde (association de faciès I'-b).

Au sommet de la séquence suivante, la couche carbonatée plus épaisse (6-7 m d'épaisseur), est composée de wackestones – packstones bioclastiques et bioturbés et de floatstone à rudistes, madréporaires et divers mollusques (associations de faciès II'-b), enregistrant l'évolution vers un milieu de plate-forme interne de plus en plus ouvert.

Les 3 dernières séquences montrent une évolution similaire avec un plus large développement du système carbonaté au détriment des unités argileuses. Le sommet de la séquence II.1 est ainsi marqué par une barre carbonatée relativement épaisse (15 m), continue sur plus de 15 km et dont le sommet est composé de faciès plus granulaires à larges rudistes, madréporaires et divers mollusques, déposés dans un environnement de plate-forme interne ouverte à énergie modérée.

L'évolution des environnements de dépôt à l'échelle de chaque séquence témoigne d'une réduction de l'influx terrigène, du développement de la production carbonatée et de l'augmentation de l'énergie du milieu de dépôt. Les variations simultanées de ces paramètres peuvent être expliquées par une augmentation progressive du rapport A/S et donc une tendance transgressive qui permet d'expliquer le blocage des apports terrigènes en amont et le développement consécutif de l'usine à carbonate (**Razin, 2008, Grélaud et al., 2010**). L'ennoyage maximal de la plate-forme est ensuite marqué par l'installation d'un régime hydrodynamique plus élevé matérialisé par des faciès granulaires en sommet de séquence. La phase de diminution du rapport A/S n'est pratiquement pas enregistrée dans ces séquences très dissymétriques.

Des échantillons ont été prélevés dans cette séquence II-1, en particulier dans les bancs carbonatés au sommet des séquences de haute fréquence, afin de (i) préciser les processus diagenétiques associés aux limites de séquence, et (ii) comparer la paragenèse minérale

enregistrée dans cette séquence avec la séquence diagénétique établie pour la 1^{ère} séquence de la Formation Natih.

La séquence II-2 est sensiblement plus carbonatée que la séquence II-1. Les dépôts y sont constitués majoritairement de wackestones bioturbés à débris de mollusques, coraux, échinodermes, algues et foraminifères benthiques (*Trochilina* spp., Miliolidae, Praealvéolinidae). Le sommet de cette séquence est marqué par un niveau bioturbé partiellement dolomitisé (**Fig. 7.6-B**), et la surface sommitale correspond à une troncature d'érosion subtile qui recoupe les couches sur 1 m environ à l'échelle du Jebel Madar (**Homewood *et al.*, 2008; Razin, 2008**).

Cette séquence n'a pas fait ici l'objet d'une étude diagénétique.

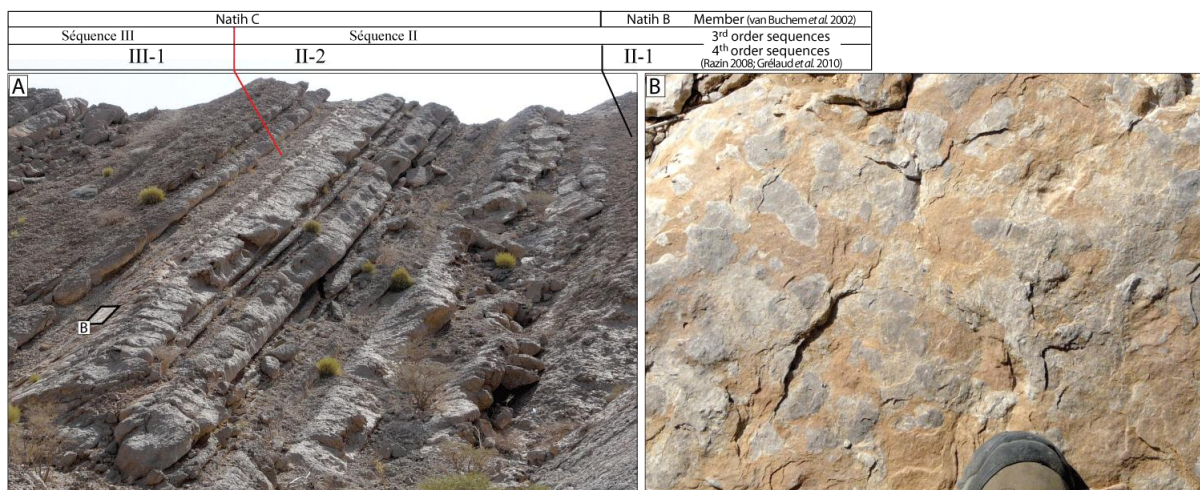


Figure 7.6: sommet de la séquence II au Jebel Madar (A).
B) Niveau bioturbé et partiellement dolomitisé au sommet de la séquence II.

➤ Séquence III:

La troisième séquence majeure de la formation Natih n'est que partiellement représentée au Jebel Madar.

Elle débute par l'aggradation d'une plate-forme mixte carbonatée-argileuse (séquence III-1, base du Natih B), matérialisée par une succession de séquences d'épaisseur plurimétrique, qui débutent par des marnes vertes et se terminent par des carbonates de type wackestone à débris de mollusques, coraux, Praealveolinidae *et* algues, certains niveaux sont très riches en échinodermes.

Une deuxième séquence (III.2, Natih B) est formée par une unité carbonatée massive, composée de mudstone à wackestone à débris de mollusques, bivalve *in situ*, coraux solitaires et larges Praealveolinidae. Cette séquence traduit une forte aggradation de la plate-forme interne qui est synchrone du développement du deuxième bassin intrashelf plus à l'ouest.

Ces faciès sont tronqués par une incision de l'ordre 80 m de profondeur dont le remplissage débute par quelques mètres de grès ferrugineux bioturbés interprétés comme des dépôts estuariens. Le reste du remplissage est assuré par les marnes à foraminifères planctoniques de la Formation Muti d'âge Coniacien (**van Buchem *et al.*, 2002; Grélaud *et al.*, 2010**).

Six échantillons ont été analysés dans la séquence III-1 et à la base de la séquence III-2.

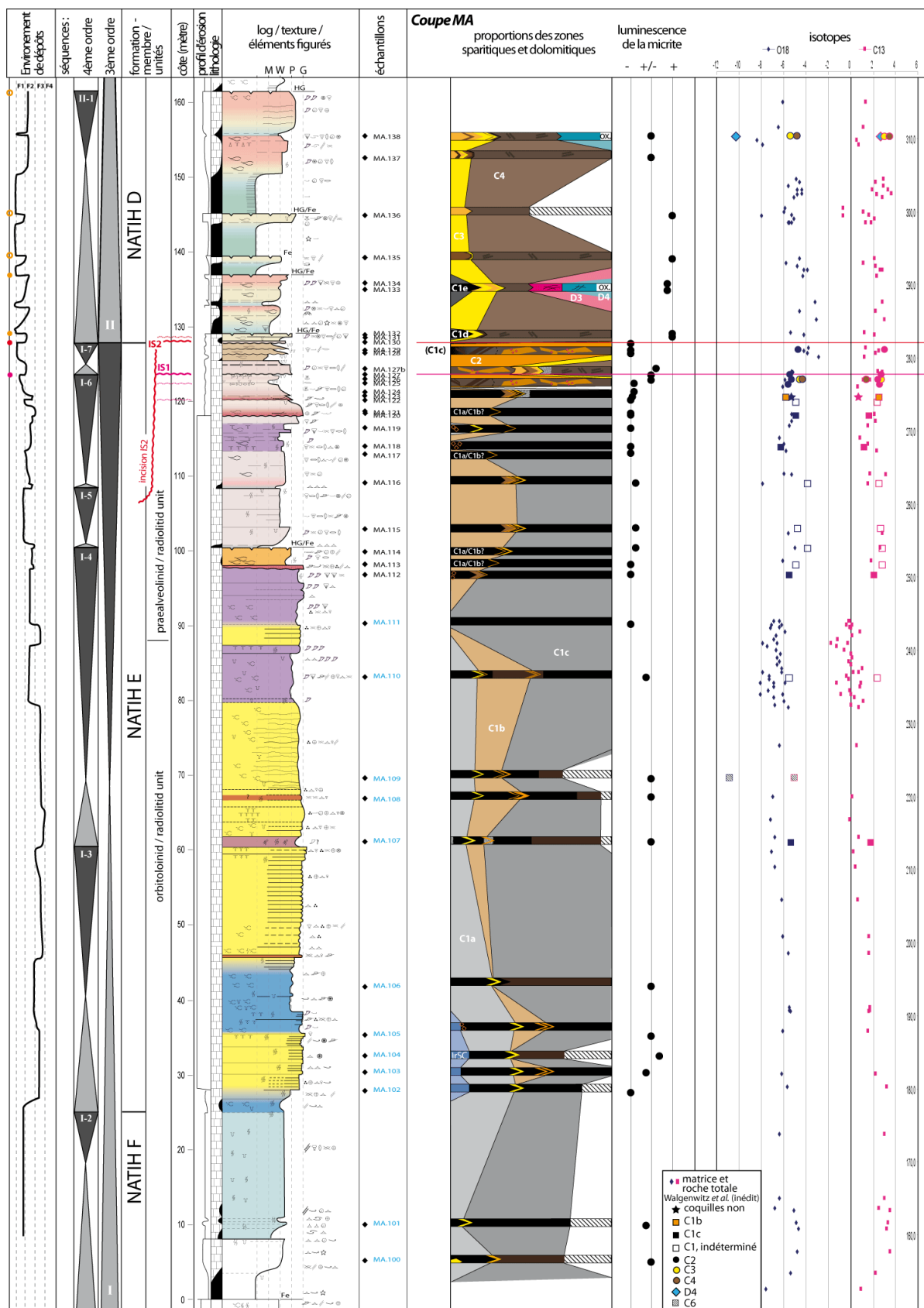
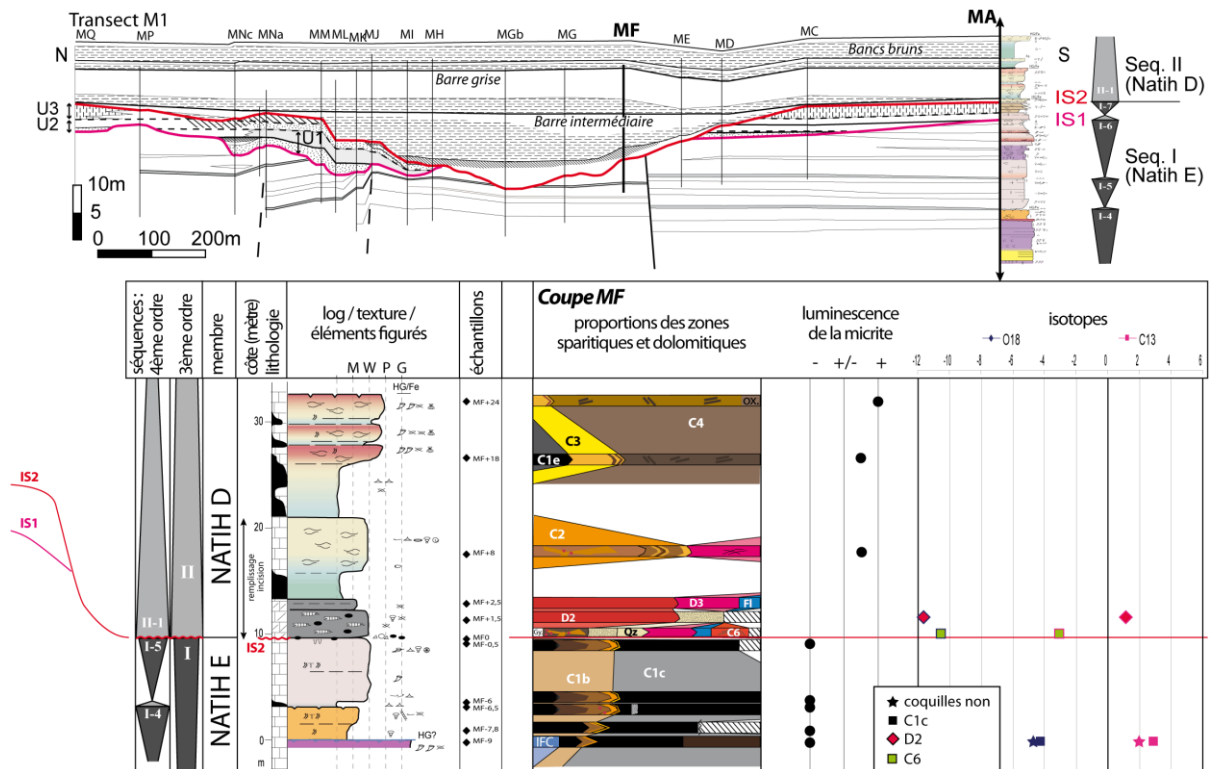


Figure 7.7 (page de droite et ci-dessus): Logs sédimentologiques de la séquence I et de la base de la séquence II de la formation Natih au Jebel Madar, le long des coupes MA (modifié d'après **van Buchem et al., 1996**) et MF. Les analyses pétrodiagénétiques et géochimiques sur roche totale (**Walgenwitz et al., inédit**) et phases séparées ont été ajoutées. voir **annexe A** pour la légende.

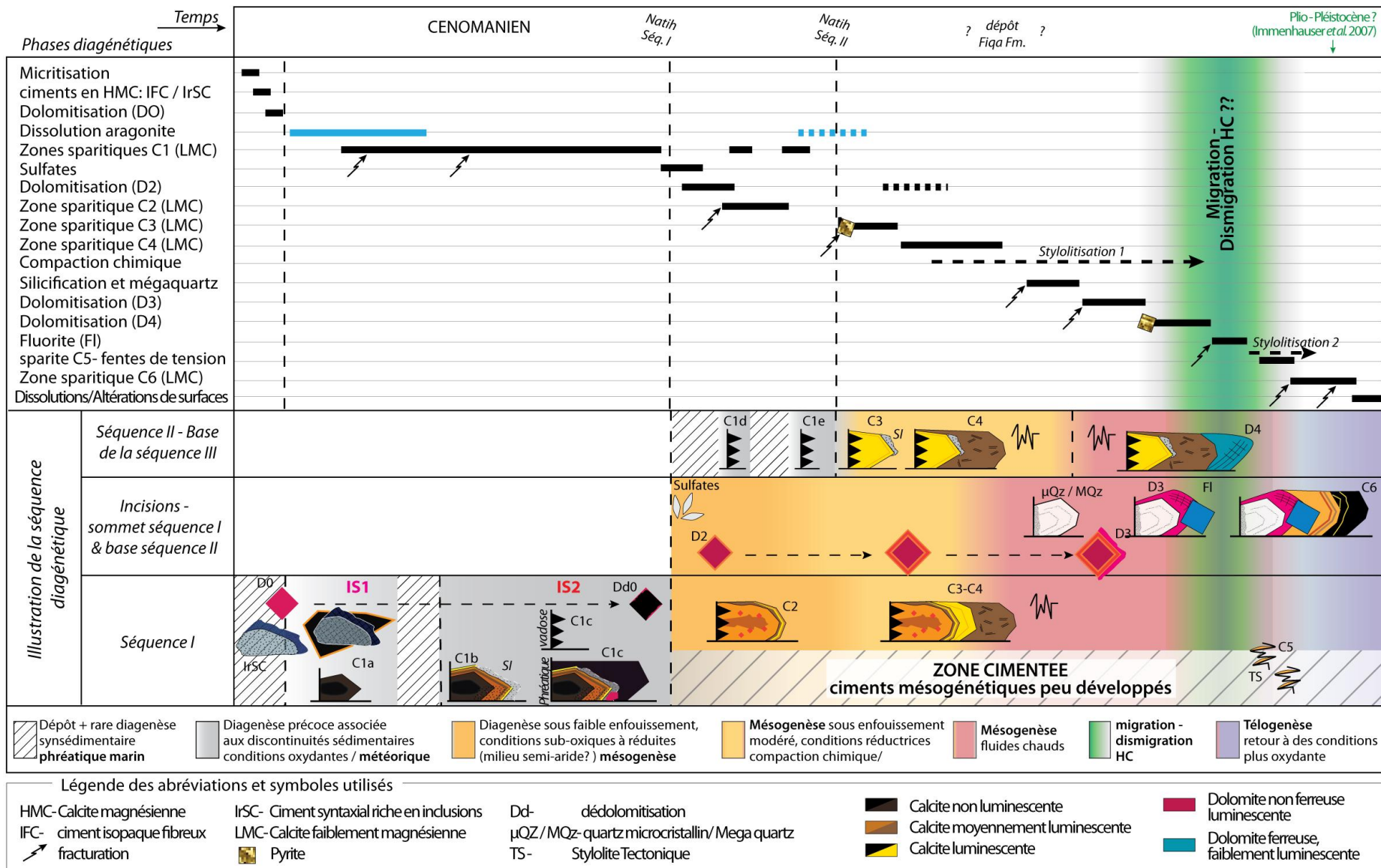


7.1.3 Diagenèse de la Formation Natih dans le Jebel Madar

L'analyse pétro-diagenétique de la formation Natih dans le secteur du Jebel Madar repose sur l'étude en microscopie optique et en cathodoluminescence d'environ 200 lames minces, issues des campagnes de terrain réalisées dans le cadre de cette étude et de l'étude de **C. Grélaud (2005)**. L'élaboration d'une chronologie relative entre les différentes phases diagenétiques permet de dresser un séquençage diagenétique (**Fig. 7.8**) pour ce secteur d'étude. La restitution de l'extension verticale des phases diagenétiques sur les coupes sédimentologiques et de leurs répartitions horizontales, sur les transects de corrélation, permet à l'échelle du secteur du Jebel Madar, de visualiser l'organisation spatiale des phases diagenétiques et de préciser certaines relations chronologiques avec les discontinuités sédimentaires. Enfin, l'acquisition de 80 mesures isotopiques en oxygène et carbone sur phases séparées, complète la réflexion sur les fluides parents des différents ciments. Des analyses d'isotopes du strontium ou de chimie des éléments traces et majeurs, ont été effectuées de manière plus ponctuelle pour étayer la caractérisation de chaque phase.

La **figure 7.8** retrace l'évolution des différentes phases observées dans le secteur du Jebel Madar, en s'appuyant sur leurs chronologies relatives. Les interprétations en termes d'environnements diagenétiques découlent des observations pétrographiques et géochimiques ; et ces dernières seront détaillées, phase par phase, dans les paragraphes suivants. Les calages temporels y sont également discutés pour chaque phase.

Page suivante - Figure 7.8 : Diagramme diagenétique du secteur du Jebel Madar.



Micritisation (mic)

Description - Le phénomène de micritisation affecte la périphérie des bioclastes, généralement des débris de bivalves ou d'échinodermes. Une petite enveloppe micritique de 1 à 5 µm d'épaisseur se développe de manière centripète autour de certains bioclastes ; la micritisation se fait alors au détriment du grain, et le contact entre l'enveloppe micritique et le grain est irrégulier et digité. Parfois, la micritisation se fait le long de micro-perforations qui recourent les organismes.

Localisation - Plus fréquents dans les faciès granulaires, les phénomènes de micritisation des grains apparaissent généralement dans les faciès de bordure de plate-forme (associations de faciès III-e à III-a).

Chronologie & interprétation - La micritisation des grains est antérieure à toutes les autres phases diagénétiques. Le processus de micritisation peut débuter avant même qu'un allochème soit définitivement sédimenté et se termine dès le début de l'enfouissement (**Bathurst, 1975**) lorsque les conditions, notamment d'oxygénation, ne sont plus favorables au développement des microorganismes endolitiques, bactériens et fongiques, altérant la microstructure des particules de calcite ou d'aragonite (**Friedmann et al., 1971; Kobluk & Risk, 1977**). Une cimentation synsédimentaire peut aussi stopper la micritisation. En général, la micritisation est considérée comme un phénomène caractéristique d'environnements marins peu profonds (**Bathurst, 1975**).

Ciments calcitiques riches en inclusions solides (IFC et IrSC)

Description - Les ciments calcitiques turbides, c'est à dire riches en inclusions solides sont globalement peu développés. Ils sont présents selon deux formes suivant le substrat qu'ils affectent :

- Des ciments isopaques fibreux (IFC), ou ciments frangeants autour des grains : ces ciments présentent des épaisseurs variables entre 20 et 400 µm et les morphologies qui les composent sont soit fibreuses ; soit palissadiques, lorsque les cristaux sont plus larges et présentent des terminaisons élargies et pyramidales. Ces ciments sont turbides en lumière naturelle et ne présentent pas d'extinction ondulante en lumière polarisée analysée. Ils sont teintés en rose par la coloration Alizarine ferricyanure de potassium (AFeS) et sont donc non-ferreux. Sous cathodoluminescence, ils sont non luminescents ou présentent des luminescences intrinsèques bleutées. La cathodoluminescence révèle également des petites impuretés plus luminescentes (**Fig. 7.10-B**).
- Des ciments syntaxiaux riches en inclusions (IrSC) : ce sont les premiers ciments qui se développent en syntaxie sur les fragments d'échinodermes. D'aspects très turbides, ils sont riches en inclusions calcitiques ou dolomitiques et en autres impuretés non déterminées. Ils sont non ferreux et présentent soit des luminescences sombres tachetées, soit des teintes plus orangées, moyennement luminescentes (**Fig. 7.10-A**).

Localisation - Un seul exemple de ciment isopaque IFC a été observé pour le secteur du Jebel Madar. Il est localisé au sommet d'un niveau de floatstone à rudistes (association de faciès II-b). (**Fig. 7.9**) au sommet de la séquence I-4.

Les ciments syntaxiaux IrSC sont plus répandus. Ils sont surtout fréquents dans les packstones et les grainstones à échinodermes (associations de faciès III-e à III-a) où l'espace poreux intergranulaire est plus favorable à leur croissance, plus rares dans les wackestones à échinodermes (associations de faciès III-f).

Chronologie - Les ciments isopaques IFC constituent une phase diagenétique très précoce. Ils sont ante-compaction, et peuvent être recouverts par des sédiments internes (micrite microcristalline) géotropes, puis par des sparites non-luminescentes (zone sparitique C1).

Les ciments syntaxiaux riches en inclusions solides IrSC précipitent eux aussi parmi les premiers ciments observés, avant la compaction mécanique des grains. Ils peuvent être recouverts par d'autres zones de ciments syntaxiaux qui sont généralement plus limpides, c'est à dire dépourvues d'inclusions.

Interprétation - Ces ciments, riches en inclusions, étaient probablement initialement constitués de calcite magnésienne aciculaire (HMC pour *high magnesian calcite*) (**James et Choquette, 1990 ; Durlet, 1996**). La HMC devenant métastable lors de l'enfouissement, elle est maintenant recristallisée en calcite faiblement magnésienne (LMC pour *low magnesian calcite*) riche en inclusions solides. Certains ciments syntaxiaux IrSC possèdent des micro-inclusions dolomitiques, qui pourraient être précipitées lors de la transformation HMC – LMC; fournissant le magnésium nécessaire à la précipitation de dolomite. Pour les deux morphologies, la recristallisation HMC - LMC préserve la structure originelle des ciments (habitus cristallin, richesse en impuretés).

Aucune asymétrie géotropique n'a été observée pour ces ciments, ils sont considérés comme ayant précipités en domaine phréatique marin, sursaturé en CaCO₃, dans un contexte de mer calcitique où une PCO₂ relativement élevée et un faible rapport Mg/Ca étaient a priori défavorables à la précipitation de ciments aragonitiques (**Sandberg, 1983; Wilkinson et al., 1985a; Hardie, 1996; Stanley & Hardie, 1998; etc.**).

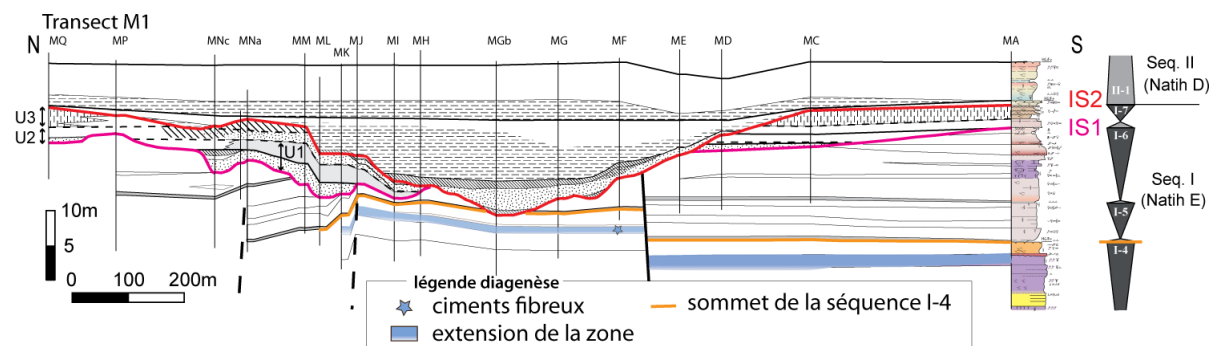


Figure 7.9 : Répartition des ciments isopaques IFC sur le transect est du Jebel Madar (ce dernier est modifié d'après **Grélaud 2005**).

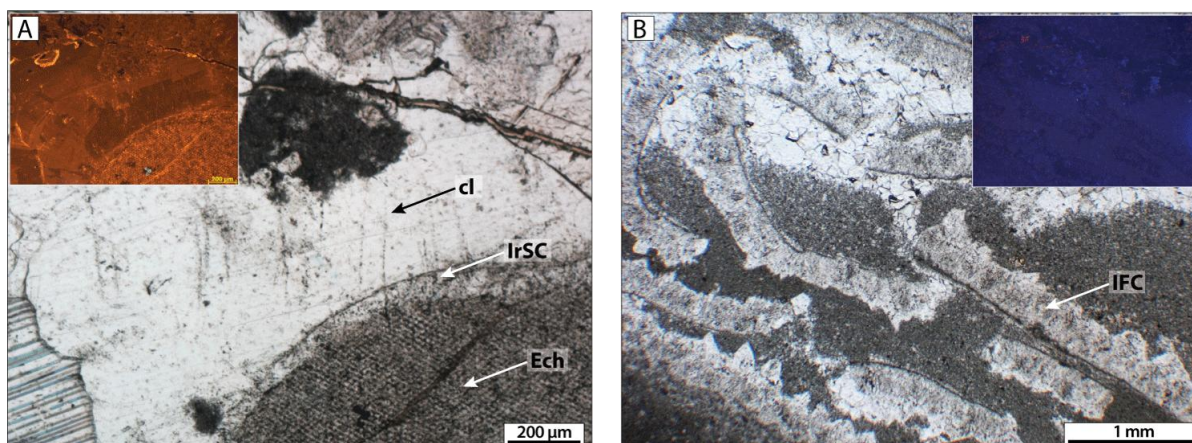


Figure 7.10 : Ciments calcitiques riches en inclusions solides.

A) Petite frange de ciment calcitique turbide (IrSc) précipitée en syntaxie sur un fragment d'échinoderme (Ech), l'espace poral de ce grainstone est ensuite colmaté par une sparite syntaxiale limpide (cl) (éch. MGb+5,2, coupe MGb, flanc est du Jebel Madar); B) Franges de ciments fibreux turbides (IFC) précipités probablement sur les épontes d'un bivalve; Ces fragments sont ici accumulés dans le bas d'une cavité et recouverts de sédiment micritique (éch. MF-9, coupe MF, flanc est du Jebel Madar, étoile bleue sur la **figure 7.9**).

Dolomitisation des terriers (D0)

Description - La phase de dolomitisation D0 est caractérisée par une dolomitisation partielle de la matrice carbonatée des remplissages (et parfois de la paroi) des terriers de type *Thalassinoides*. Les rhomboèdres sont de tailles moyennes (20-300 µm) et s'organisent selon des textures mosaïques idiotopiques-S (**Gregg & Sibley, 1984**), dont les cristaux, d'aspects turbides, sont euhédraux à subédraux. Cette phase est partiellement à complètement dédolomitisée et remplacée par de la calcite à luminescence hétérogène, variant entre non-luminescent et orangé moyennement luminescent. Les rhomboèdres dédolomitisés et les terriers sont fréquemment soulignés par des oxydes de fer, de couleur rouille ; ces derniers sont probablement responsables de la couleur caractéristique rosée de ces terriers à l'affleurement (**Fig. 7.11-A et C**).

Il subsiste parfois au centre des terriers des vides millimétriques à centimétriques qui n'ont pas été dolomitisés et qui ont été ultérieurement colmatés par de la sparite (**Fig. 7.11-B et C**).

Localisation - Ce type de dolomitisation partielle est circonscrit aux faciès affectés par les terriers de type *Thalassinoides*, au sein de bancs de 50 centimètres à 1 mètre d'épaisseur formés par des faciès plutôt boueux de lagon (association de faciès II-b et I-d) ou granulaires, en bordure de plate-forme (assoc. de faciès III-e et III-f). De tels bancs sont bien développés sur toute la hauteur de la séquence I (3^{ème} ordre, Natih E), sauf à son sommet, entre IS1 et IS2.

Chronologie & éléments d'interprétation - La dolomitisation D0 n'affecte pas les dépôts situés au dessus de IS1 même ceux affectés par des terriers. Par ailleurs, D0 est recouverte et recristallisée par une sparite non luminescente (C1, décrite ci-après) qui est contemporaine des lacunes sédimentaires associées aux discontinuités IS1 et IS2.

Le contenu des terriers (matière organique ? communautés microbiennes ?) et leur perméabilité initiale plus élevée ont peut-être favorisé cette dolomitisation très précoce, comme cela a été suggéré par exemple pour des formations de plate-forme épicontinentale

ordoviciennes (Zenger, 1996; Gringas *et al.*, 2004) ou encore pour des carbonates lagunaires et péritidaux du Jurassique supérieur- Crétacé inférieur (Rameils *et al.*, 2010). Dans les terriers très faiblement enfouis, la présence de bactéries sulfato-réductrices contribue souvent à consommer les ions SO_4^{2-} qui, dans les eaux marines libres, inhibent la précipitation de la dolomite (Fig. 7.11-D). Peut alors précipiter ponctuellement une dolomite calcique (Warren, 2000) qui sera, au cours de l'enfouissement, recristallisée soit par une dolomite plus stoechiométrique, soit par de la LMC, comme cela est le cas ici pour D0.

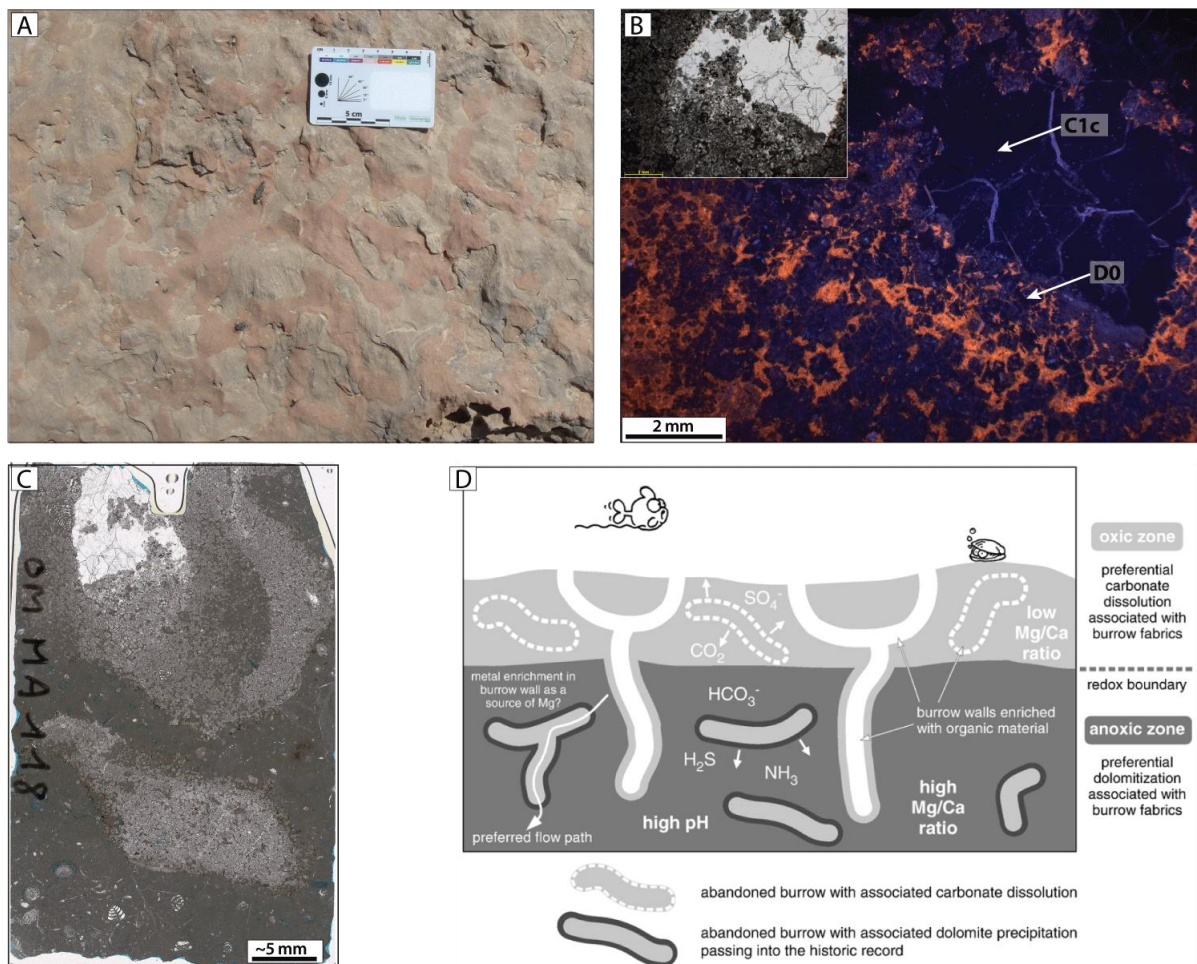


Figure 7.11 : illustration des phénomènes de dolomitisation précoce D0.

A) Terriers dédolomitisés, soulignés par leur couleur rouge, contrastant avec la couleur crème de la matrice (flanc est du Jebel Madar, coupe MA , séquence I-6) ; B) Sous cathodoluminescence , les rhomboèdres D0 apparaissent dédolomitisés, remplacés par une sparite non luminescente C1 qui colmate également la cavité préservée au centre du terrier (éch. MA118) ; C) scan de lame mince (éch. MA118), illustrant la morphologie de ces terriers au sein d'une matrice boueuse, à foraminifères benthiques ; les bords du terrier sont soulignés par des oxydes de fer de couleur rouille, D) modèle de dolomitisation précoce en domaine marin (Rameils *et al.*, 2008, modifié d'après Gringas *et al.*, 2004). Sous la surface, les interactions entre l'eau et les sédiments sont fortes et le milieu est oxygéné. L'oxydation de la matière organique libère du CO_2 , qui peut favoriser les phénomènes de dissolutions précoces. Dans cette zone, les ions libres SO_4^{2-} inhibent la précipitation de dolomite et peuvent baisser le rapport Mg/Ca, en se liant avec les ions Mg^{2+} . Dans la zone anoxique en revanche, les conditions sont réductrices et la combinaison d'un PH élevé avec la réduction des sulfates induisent localement des conditions favorables à la dolomitisation.

Dissolution de l'aragonite

Description - Les parties aragonitiques des organismes initialement constitués d'aragonite (algues vertes, coraux, gastéropodes, bivalves...) subissent des phénomènes de dissolutions moldiques (**Figure X-e: planche photo**). Certains vides créés contiennent des impuretés micritiques accumulées dans le bas des cavités moldiques et forment des remplissages moldiques géopétaux (**Figure X-d: planche photo**). Lorsque de gros bioclastes aragonitiques ont été dissouts (madréporaires par exemple) des collapsés peuvent se produire. Les cavités moldiques sont le plus souvent cimentées par plusieurs zones de ciments sparitiques et dolomitiques (cf. ci-après).

Localisation - Les dissolutions des tests aragonitiques sont très répandus dans l'intervalle étudié, on les observe en effet de la base du Natih E jusqu'à la base du Natih B (Séquences I, II et III-1). Ces vides moldiques sont particulièrement fréquents dans les faciès du Natih C très riches en débris d'algues vertes et trocholínidés.

Chronologie et interprétation – Les dissolutions moldiques interviennent précocement dans la séquence diagénétique, mais ne semblent par pour autant strictement synsédimentaires. En effet, aucune cimentation de type IFC n'est identifiée au sein des vides moldiques et les phénomènes de collapsés qui entraînent parfois les ciments IFC induisent une matrice micritique partiellement lithifiée. Les vides créés par la dissolution de l'aragonite sont ensuite rapidement colmatés (avant qu'ils ne soient déformés par la compaction) par des sparites C1 sous les discontinuités associées à IS1 et IS2, ou par des sparites C3 et C4 au sein de la séquence II et à la base de la séquence III.

L'aragonite est métastable dans les eaux marines de mer calcitiques (**Palmer et al., 1988**) qui étaient associées à un faible ratio Mg/Ca de l'eau de mer et à une PCO₂ élevée (**Mackenzie & Pigott, 1981; Sandberg, 1983, Hardie 1996, etc.**). Toutefois, l'intervention de fluides météoriques sous-saturés vis-à-vis de la calcite, peut accélérer cette dissolution (**Longman, 1980; Volery et al., 2010; Deville et al., 2011**). De même, une diminution du Ph en relation avec la dégradation bactérienne de la matière organique peut, dans les premiers décimètres de l'enfouissement, accélérer la dissolution marine de l'aragonite (**Hendry, 1993; Melim et al., 2002**). A ce stade de l'étude, il est difficile de préciser la nature des fluides à l'origine des dissolutions ; aussi leur interprétation sera discutée en regard des interprétations données pour les ciments qui les colmatent.

Zone sparitique C1

La zone C1 regroupe des ciments sparitiques calcitiques limpides majoritairement non luminescents. Plusieurs sous-zones peuvent être néanmoins distinguées, selon des critères de zonations en cathodoluminescence et en coloration, selon leurs morphologies cristallines, ou encore selon leurs distributions verticales dans la série.

Sous-zone C1a

Description - Les cristaux qui constituent cette sous-zone sont généralement assez fins (< 250 µm) et ils sont présents sous deux morphologies : en ciment syntaxial sur les échinodermes ou en ciment frangeant à morphologie granulaire ou scalénoédrale. La cathodoluminescence révèle une première large bande non luminescente, non ferreuse (colorations), suivie par une fine bande luminescente dans les tons jaune-orangé, qui apparaît moyennement ferreuse en coloration (teinte violet pâle).

Aucune dissymétrie significative d'un milieu vadose (ciment microstalactitique ou en ménisque) n'a été observée dans la morphologie de la sous-zone C1a, suggérant un milieu phréatique. Cependant il faut noter que la faible taille de la plupart des pores où se développe C1a est peu favorable à l'existence de gouttes d'eaux sous et entre les grains dans le cas hypothétique d'un passage en milieu vadose.

Aucune mesure isotopique n'a pu être effectuée sur cette sous-zone qui est trop fine (moins de 250 microns) pour avoir été prélevée sans pollutions par microfraisage. Sa composition chimique a néanmoins été approchée par quelques points EDS sur une lame (échantillon MA114, coupe MA, sommet de la séquence I-4). Le fer et le manganèse ne sont pas détectés (pourcentage atomique inférieur à 0,01 %), la teneur en strontium varie entre 312 et 622 ppm, et le magnésium (MgCO₃) est présent entre 0,31 et 1,10 mol% (n=2).

Localisation - La sous-zone C1a est uniquement présente dans la séquence I (Natih E), sous la surface IS1 (**Fig. 7.12**). Son extension vers le bas est d'environ 120 mètres, et atteint la base de la séquence I (Natih F). Vers le haut, elle s'amincit en s'approchant de la surface IS1. Sa zone d'extension est tronquée par le bas de l'incision IS2 mais n'atteint pas les sédiments les plus récents conservés sous IS1. (**Figs. 7.12 et 7.7**). C1a se retrouve sur les deux transects est et ouest du Jebel Madar. Son extension latérale est donc importante, non limitée à la zone d'incision.

Les faciès affectés par C1a sont variés, on la retrouve principalement dans les faciès granulaires de bordure de plate-forme (associations de faciès III-e à III-a) où elle se développe préférentiellement en syntaxie sur les échinodermes, mais aussi dans des faciès de type floatstone à rudiste (association de faciès II-b).

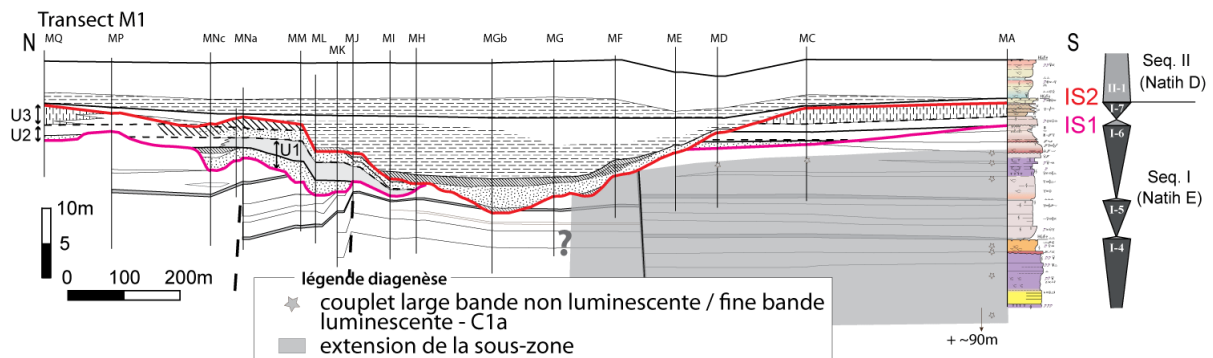


Figure 7.12 : répartition des ciments C1a sur le transect est du Jebel Madar.

Chronologie - Cette phase recouvre les ciments marins syntaxiaux initialement en calcite magnésienne (IrSC). Dans les faciès granulaires, sa précipitation a inhibé (ou fortement limité) la compaction mécanique liée au tout début de l'enfouissement. Le fait que la zone d'extension de C1a soit restreinte aux dépôts sous la surface IS1 rémoigne de son appartenance à la séquence diagénétique intrinsèque (SDI, **Durlet et Loreau, 1996**) de cette discontinuité.

Éléments d'interprétation - voir paragraphe synthèse des sous-zones C1, ci-après.

Sous zone C1b

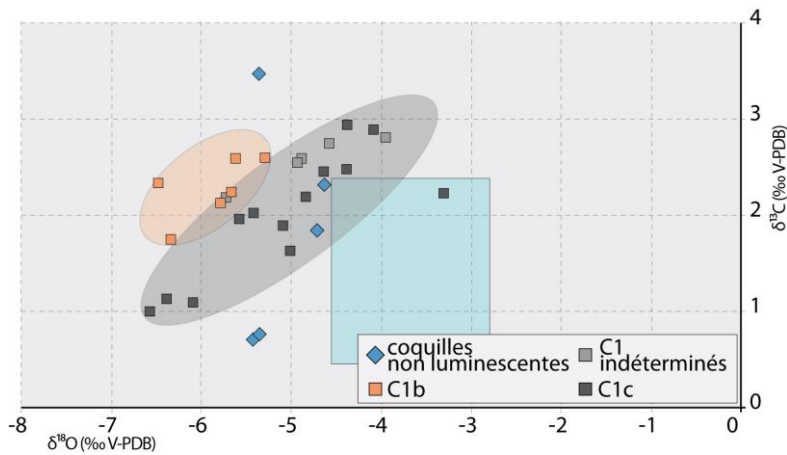
Description & localisation – C1b a une distribution verticale sensiblement différente de celle de C1a. Vers le haut elle s'observe ponctuellement au dessus de IS1 mais jamais au dessus de IS2 (**Fig. 7.14**). Pour autant, elle n'est jamais présente dans les sédiments les plus récents préservés sous IS2.

Sous IS2 et jusqu'à quelques mètres sous le point bas des incisions; C1b est formée par des ciments sparitiques limpides, avec des cristaux souvent scalénoédraux de tailles moyennes à grossières (50 μm à 2 mm). Sous cathodoluminescence, cette sous-zone présente un cœur marron faiblement luminescent qui évolue progressivement vers des bandes concentriques moyennement luminescentes dans des tons orangés. La dernière bande, très fine est plus luminescente, dans les tons jaune-orangés, elle est moyennement ferreuse (**Figs. 7.17-C,D,E et F**). C1b peut être recouverte soit par un sédiment interne micritique (**Fig. 7.17-F**), soit par la sous-zone C1c.

Plus bas, entre 20 et 100 mètres sous IS2, C1b évolue graduellement vers des couplets formés par une large bande non luminescente, non ferreuse (colorations), suivie par une fine bande luminescente dans les tons jaune orangé, qui apparaît moyennement ferreuse en coloration (teinte violet pâle). Cette morphologie se développe soit en surcroissance sur la sous-zone C1a, soit en ciment frangeant intergranulaire.

Latéralement, C1b est présente sur les deux transects est et ouest du Jebel Madar, comme pour C1a.

Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur les microprélèvements de C1b (n= 6) sont comprises entre -6,48 et -5,31‰ PDB. Celles du $\delta^{13}\text{C}$ varient entre +1,76 et +2,61‰ PDB (**Fig. 7-13**). Les mesures EDS révèlent que ni le fer, ni le manganèse ne sont détectés (teneurs <100 ppm). La teneur en strontium varie entre la limite de détection (<100 ppm) et 276 ppm, et le magnésium (MgCO_3) est présent entre 0,32 et 0,88 mol% (n=7).



Cinq mesures sur des coquilles non luminescentes, prélevées dans la séquence 1 sont indiquées. Le rectangle bleu représente les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone attendus pour des calcites précipitées à partir de l'eau de mer (cf. chapitre 6-référentiel géochimique). Ces valeurs seront discutées dans la partie synthèse de la zone C1.

Figure 7.13: Compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des zones C1 au Jebel Madar.

Chronologie - Cette sous-zone, située entre C1a et C1c, est spatialement et chronologiquement liée à IS2 (**Fig. 7-14**). Sa zone d'extension est clairement entaillée par l'incision de IS2, ce qui atteste de son appartenance à la séquence diagénétique intrinsèque de cette discontinuité.

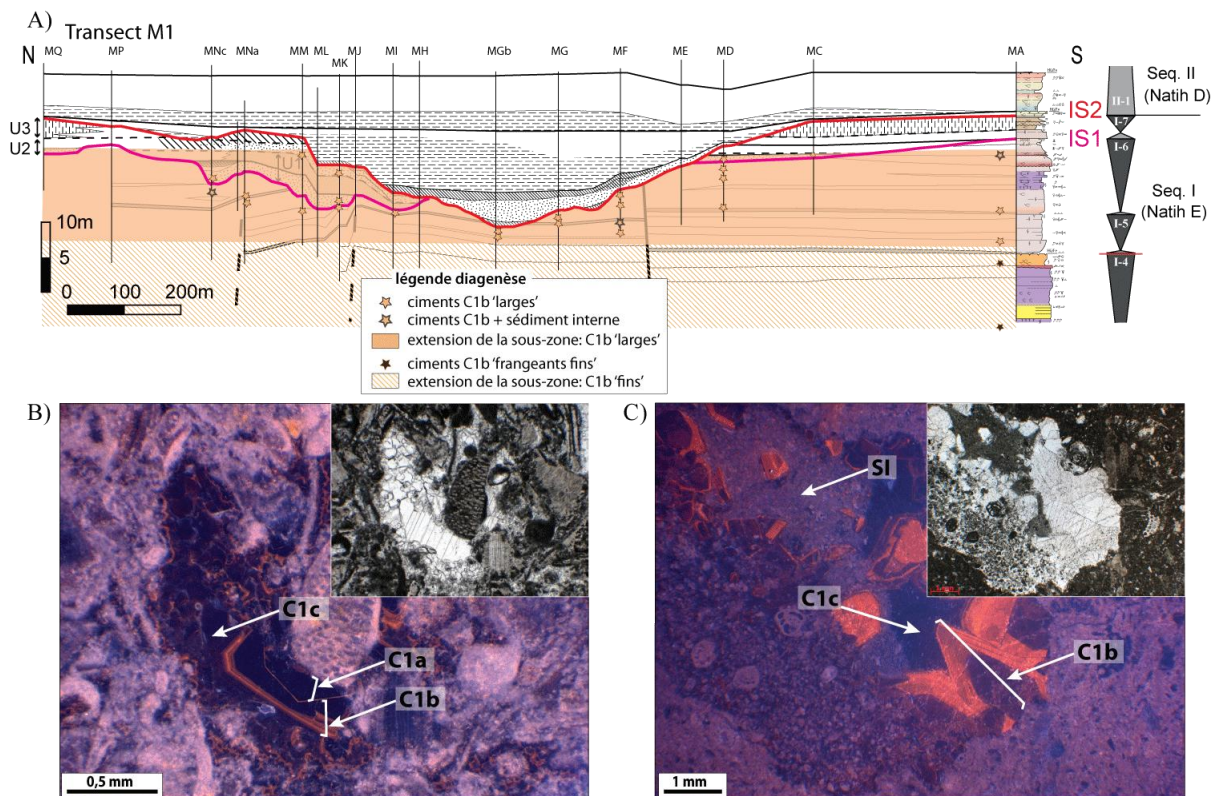


Figure 7.14 : Répartition et illustration de la sous-zone C1b.

A) répartition des ciments C1b sur le transect est du Jebel Madar ; B) À plus de 50 mètres sous la surface IS2, la sous-zone C1b est peu épaisse et se développe en syntaxie sur C1a et en ciments frangeants en bordure des vides intergranulaires (éch. MA108) ; C) ici, à moins de 10 mètres sous IS2, la sous-zone C1b est bien développée (éch. MNc1)

Éléments d'interprétation - voir paragraphe synthèse des sous-zones C1, ci-après.

La sous-zone C1c

Description et localisation - La sous-zone sparitique C1c, limpide, très faiblement luminescente et non ferreuse, croit souvent en syntaxie sur C1a et C1b, mais peut aussi être la première sous-zone sparitique dans certains échantillons. Elle peut exceptionnellement atteindre plusieurs centaines de microns d'épaisseur, ce qui a facilité son prélèvement.

Omniprésente dans la séquence I (Natih E), cette sous-zone colmate sur environ 120 mètres d'épaisseur (**Fig. 7.7**) l'essentiel de la macroporosité résiduelle : porosité inter- et intra-granulaire (**Fig. 7.17-A**), vides moldiques (**Fig. 7.17-D**), ainsi qu'un réseau de fractures assez précoce (**Fig. 7.17-B**).

Vers le haut, elle s'amincit dans les dix derniers mètres sous IS2 au profit de petits scalénoédres, non luminescents et non ferreux assez fins (~150 µm), qui précipitent en ciments discontinus dans les loges des rudistes (**Figs. 7.17-G et H**), sur les épontes des bivalves, et également en syntaxie sur les débris d'échinodermes.

La répartition de ces deux morphologies de C1c est illustrée sur le transect de la **figure 7.15**.

Latéralement, C1c est présente sur les deux transects est et ouest du Jebel Madar ; l'extension latérale de C1c semble donc généralisée à l'ensemble de ce secteur d'étude (extension latérale plurikilométrique).

Les mesures isotopiques sur C1c indiquent respectivement pour l'oxygène et le carbone, des valeurs comprises entre -6,58 et -3,32‰; +1,02 et +2,95‰ PDB (n=20) (**Fig. 7-13**). Les mesures EDS révèlent que ni le fer, ni le manganèse ne sont détectés (teneurs < 100 ppm), la teneur en strontium varie entre 228 et 1012 ppm, et le magnésium (MgCO³) varie entre la limite de détection (< 0,01 mol%) et 0,43 mol% (n=9). Les isotopes du strontium ont été mesurés sur cinq échantillons et les ratios ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sont compris entre 0.707484 et 0.707571.

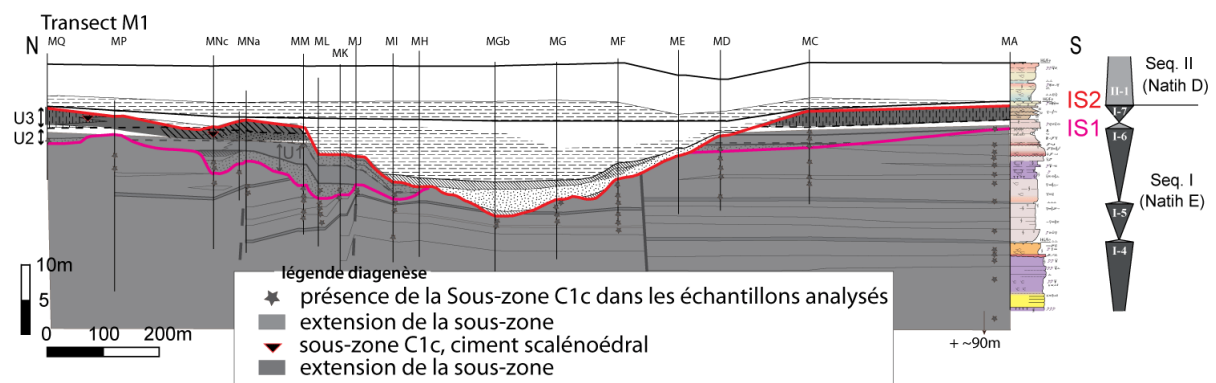


Figure 7.15 : répartition des ciments C1c sur le transect est du Jebel Madar.

Chronologie - Dans les faciès de type grainstone, C1c comble l'espace intergranulaire et se développe avant la compaction mécanique des sédiments. De plus, l'incision de la surface IS2 recoupe la zone d'extension de C1c. Cette sous-zone est donc contemporaine de la lacune sédimentaire associée à la surface IS2.

Éléments d'interprétation - voir paragraphe synthèse des sous-zones C1, ci-après.

Les sous-zones C1d et C1e

Description et localisation - C1d et C1e forment des petits scalénoèdres, non luminescents et non ferreux assez fins (~150 µm), qui précipitent en ciments frangeants sur les épontes des bivalves, dans des vides moldiques et également en syntaxie sur les débris d'échinodermes. Assez peu développées, ces sous-zones sont observées pour C1d sous la surface qui scelle le remplissage de l'incision (barre intermédiaire) et sous la surface qui coiffe le sommet de la barre grise pour C1e (**Fig. 7.16**). Pour C1d, l'extension vers le bas est difficile à appréhender car elle n'a été observée que en dehors de l'incision, là où l'épaisseur de ce banc est inférieur à 1 mètre ; pour C1e, elle est de l'ordre de deux mètres.

Chronologie - C1d et C1e forment des sous-zones assez précoces qui se mettent en place après un épisode de dissolution moldique. C1d et C1e sont toutes deux spatialement reliées aux surfaces qui coiffent respectivement la première et la deuxième des séquences haute fréquence qui forment la base de la séquence II (cf partie 7.1.1: architecture des séquences de dépôt...). Elles appartiennent donc probablement aux séquences diagenétiques intrinsèques de ces surfaces.

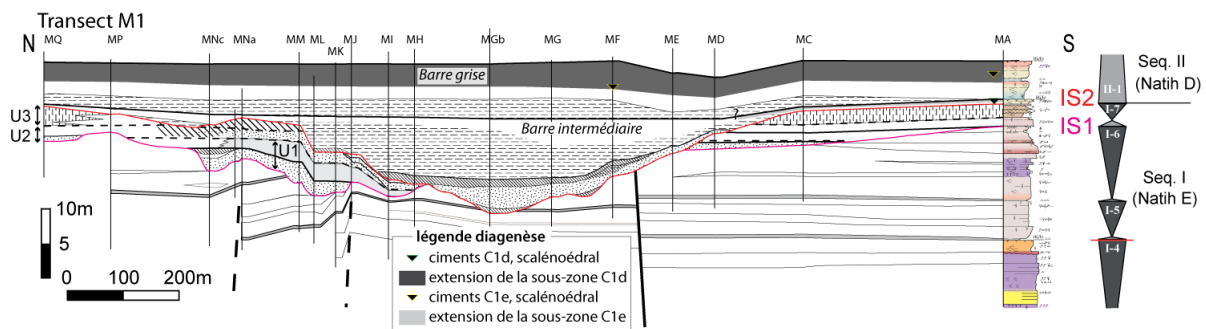


Figure 7.16 : répartition des ciments C1d, C1e et C1f sur le transect est du Jebel Madar (ce dernier est modifié d'après Grélaud, 2005).

Éléments d'interprétation - voir paragraphe synthèse des sous-zones C1, ci-après.

Page suivante - Figure 7.17 : Zone sparitique C1.

A) Echantillon R2-8 (séquence I-4, flanc ouest du Jebel Madar, coupe R2): Zoom sur un fragment de rudiste, C1a forme le premier couplet (large bande non-luminescente / fine bande luminescente) précipitant en ciment frangeant dans les loges du rudiste; C1b forme le deuxième couplet qui se développe après une phase de microfracturation dans les loges du rudiste et sur les bords de la fracture; C1c colmate la porosité résiduelle intragranulaire et de fracture.

B) Echantillon MA.114 (séquence I-4, flanc est du Jebel Madar, coupe MA): fracture et vide moldique (?) cimentés par la sous-zone C1b à morphologie scalénoédrale, puis par C1c.

C) Echantillon MA.116 (séquence I-6, flanc est du Jebel Madar, coupe MA): fracture irrégulière millimétrique cimentée par C1b révélant en CL plusieurs zonations concentriques, puis colmatée par C1c.

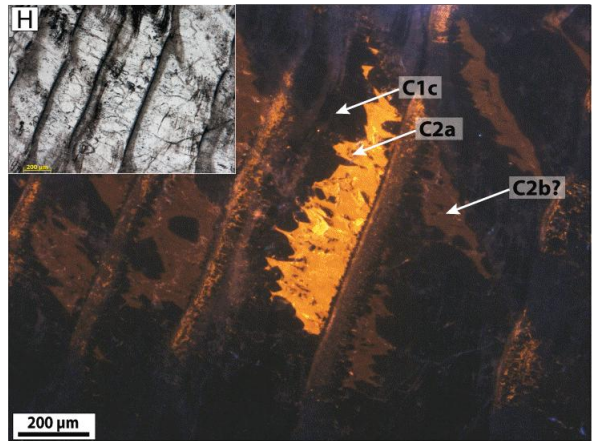
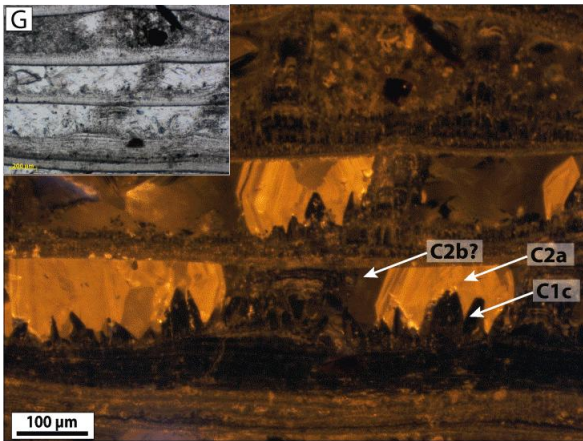
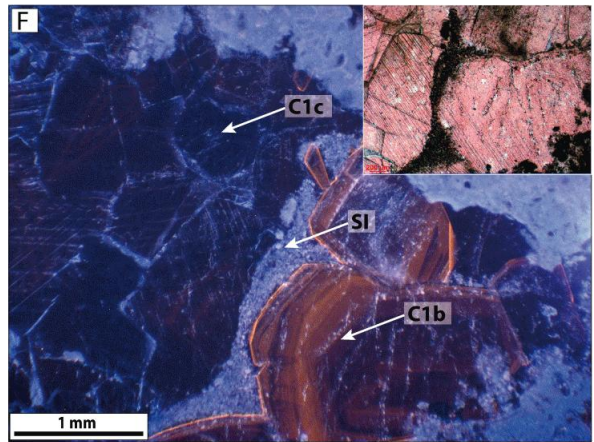
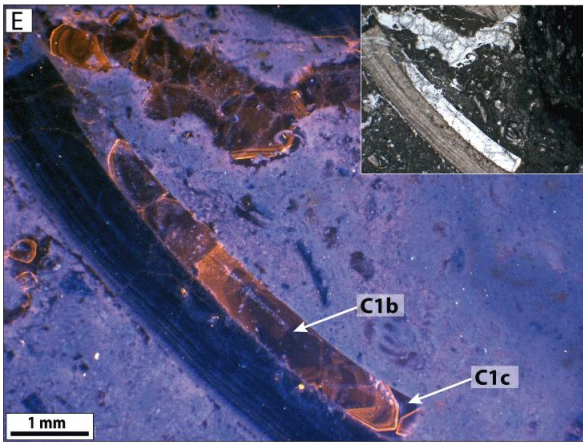
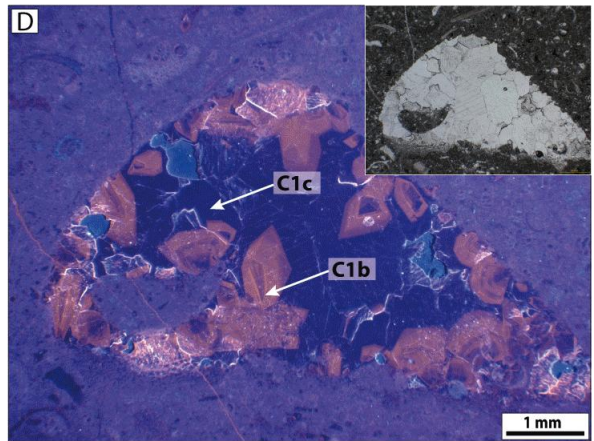
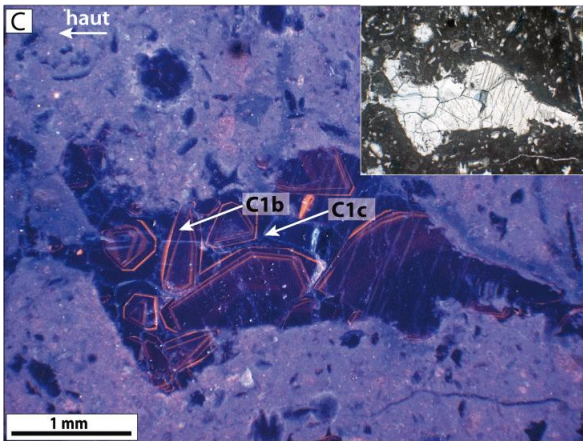
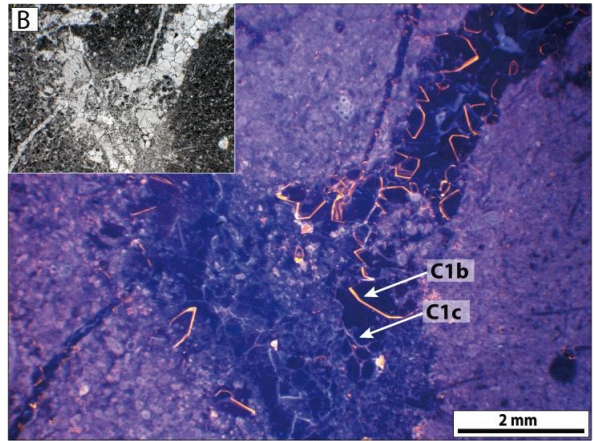
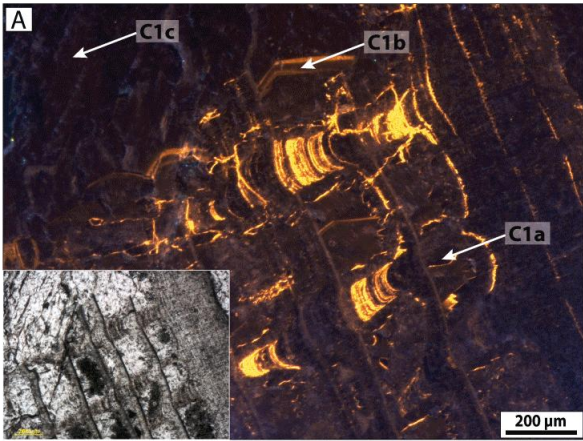
D) Echantillon R2-5,2 (séquence I-6, flanc ouest du Jebel Madar, coupe R2): cavité plurimillimétrique (stromatactis ?) cimentée par de larges cristaux de sparite. Le fond de la cavité est pavé par une matrice micritique clairsemée. La cathodoluminescence révèle la sous-zone C1b, à luminescence moyenne orangée montrant quelques zonations concentriques, qui cimente les parois de la cavité. Elle est ensuite scellée par la sous-zone C1c, non luminescente.

E) Echantillon MA.123 (séquence I-6, flanc est du Jebel Madar, coupe MA): fragment de bivalve, dont la partie aragonitique a subi une dissolution ou un néomorphisme au profit des sous-zone C1b et C1c.

F) Echantillon MA.122 (séquence I-6, flanc est du Jebel Madar, coupe MA): zoom dans une fracture et zone d'effondrement autour du vide moldique d'un madréporaire; C1b est formée par des larges cristaux et montre une évolution progressive depuis son cœur faiblement luminescent marron vers des bandes concentriques orangées; la dernière fine et luminescente apparaît légèrement violette en coloration. Ces cristaux sont tapissés par un sédiment interne micritique (SI), résultant probablement d'altération de ciments préexistant ou de résidus de décalcification. La sous-zone C1c forme un ciment de blocage très peu luminescent qui obstrue l'espace resté vide.

G) Echantillon MP-1,5 (séquence I-7, flanc est du Jebel Madar, coupe MP): C1c forme des petits scalénoèdres isolés dans les loges d'un rudiste (de type *Radiolitidae*) dans les derniers mètres sous la surface IS2, ils sont recouverts par la zone C2.

H) Echantillon R2-2,3 (séquence I-7, flanc ouest du Jebel Madar, coupe R2): Dans les loges d'un rudiste (de type *Radiolitidae*), la sous-zone C1c développe des morphologies granulaires ou scalénoédrales.



Interprétation - Origine des sous-zones sparitiques C1a à C1e, relation avec les discontinuités et les incisions.

Sur la base de critères pétrographiques et de recoupements chronologiques, plusieurs sous-zones ont été distinguées au sein de la zone sparitique C1 (C1a à C1e, **Fig. 7.18**). Toutes ces sous-zones possèdent néanmoins des caractères communs:

- Elles ont précipité sous forme de calcite faiblement magnésienne (LMC). En effet le caractère limpide des sous-zones de C1, ainsi que les luminescences zonées (pour C1a et C1b) non nuageuses sont indicatrices d'un bon état de préservation, sans néogenèse, donc d'une précipitation en LMC initiale. La faible quantité de magnésium mesuré par EDS (entre 0.3 et 1.1 mol %) confirme cette interprétation et est indicatrice soit d'une eau parente avec rapport Mg/Ca très faible soit d'une inhibition de l'incorporation du Mg, par exemple suite à une teneur élevée en SO_4^{2-} .
- La non luminescence en CL des sous-zones de C1 (bandes les plus larges de C1a et C1b, C1c à C1e), leur non coloration par le ferricyanure de potassium et les mesures par EDS indiquent que ni le fer, ni le manganèse, ne sont incorporés en abondance dans le réseau de la calcite de ces bandes. Ceci suggère des eaux parentes bien oxygénées, favorables à la formation d'oxydes de fer et de manganèse et non à l'incorporation de ces deux ions dans le réseau de la calcite. Les fines bandes plus luminescentes (dans C1a et C1b) sont probablement enrichies en manganèse et en fer (colorations). Elles suggèrent donc des fluctuations du potentiel redox des eaux parentes, avec des périodes sensiblement plus réductrices.
- La zone C1 forme toujours la première génération de ciments sparitiques, et postdate les ciments précoces riches en inclusions (IFC et IrSC). La dissolution moldique des bioclastes aragonitiques précède ou est contemporaine de la précipitation des C1. Des sédiments internes parfois intercalés entre les sous-zones de C1 et la relation spatiale des C1 avec les discontinuités sédimentaires suggèrent que les C1 se sont formées très précocement pendant des lacunes sédimentaires associées à certaines surfaces intraformationnelles.
- Chaque sous-zone de C1 est spatialement reliée à une surface de discontinuité: C1a à la surface IS1 (au sommet de la séquence I-6), C1b et C1c à IS2 (au sommet de la séquence I-7), ces deux surfaces étant associées à la formation d'incisions; C1d et C1e à des surfaces au sommet de séquences de haute fréquence à la base de la séquence II. Les sous-zone C1a à C1c s'étendent toujours sur plusieurs dizaines de mètres sous les surfaces qui les recourent. Cette répartition spatiale est très différente des ciments initialement en calcite magnésienne (HMC) très peu répandus dans la formation Natih.
- Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ effectuées sur les sous zones de C1 sont compatibles avec l'hypothèse d'une précipitation en milieu météorique phréatique, sans pour autant la prouver. Les $\delta^{13}\text{C}$ des C1 ne sont pas significativement différents de ceux mesurés sur les coquilles calcitiques non recristallisées des lamellibranches de la série (voir chapitre 6, section *Référentiel géochimique: signal marin et météorique*; **Fig. 7.13**). Une

incorporation dans C1 d'un carbone organique plus léger qui serait issu de paléosols ayant recouvert les discontinuités lors des phases émerives ne peut donc être retenue. En utilisant une température de l'eau entre 20 et 30 °C, le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide parent des C1 varie entre -0,2 et -5,6 ‰ V-SMOW (avec l'équation d'**Anderson & Arthur, 1983**). Ces valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du fluide parent des C1 sont pour partie plus négatives que celles proposées pour les eaux marines du Cénomaniens (-0,5 à -1 ‰ V-SMOW; **Steuber, 1999**), suggérant d'avantage des fluides météoriques ou mixtes.

- Les teneurs en magnésium et en strontium mesurées par EDS sur les sous-zones de C1 sont faibles: le MgCO_3 est inférieur à 1,1 mol% (0,48 mol% en moyenne, $\sigma = 0,3$) et le Sr est inférieur à 1000 ppm (400 ppm en moyenne, $\sigma = 193$). Dans le cas des sparites limpides et non altérées de la zone C1, leur précipitation est probablement réalisée directement à partir des fluides de l'aquifère (par opposition aux phénomènes de recristallisation), et leur composition géochimique reflète donc la composition chimique et les variations au cours du temps de l'aquifère (**Veizer, 1983**). Les teneurs en Mg sont a priori trop faibles pour indiquer une précipitation à partir d'une eau marine (**Moore, 2001**) où de la calcite magnésienne serait attendue. Elles sont en revanche compatibles avec des calcites précipitées à partir d'eaux douces dans des séries récentes (**Dickson, 1990, Saller & Moore, 1991**) et anciennes (**Meyers & Lohmann, 1985, Goldstein, 1988, Kaufmann et al., 1988, Benito et al. 2001**, etc.).

L'intégration de toutes ces caractéristiques avec les spécificités des extensions de chaque sous-zone sous les discontinuités IS1 (pour C1a), IS2 (pour C1b et C1c) et sous les surfaces au sommet des séquences haute fréquence de la base de la séquence II (pour C1d et C1e) est compatible avec le développement de lentilles / nappes d'eau douce qui se seraient mises en place lors des lacunes sédimentaires associées à ces surfaces.

Une précipitation en milieu sous-marin présenterait, a priori, des spécificités pétrographiques, géochimiques et géométriques très différentes. Toutefois, la précipitation de sparite faiblement magnésienne sous faible enfouissement en domaine marin, a été démontré notamment pour des sparites jurassiques ou ordoviciennes, en association avec des *hardgrounds* (**Wilkinson et al., 1985 ; Palmer & Wilson, 2004**), pour des carbonates profonds néogènes, en association avec des eaux froides et sous-saturées, sous la limite de compensation de l'aragonite (**Freeman-Lynde, et al. 1988; Frank & Bernet, 2000**), ou en association avec l'oxydation bactérienne de la matière organique (**Melim et al., 2002**). Ces auteurs soulignent le caractère mimétique de ce type de diagenèse avec des fabriques traditionnellement diagnostiques d'une diagenèse météorique comme la création de porosités moldiques, la dissolution ou le néomorphisme de l'aragonite, la précipitation de sparite (*equant* ou *blocky*) et une stabilisation précoce du sédiment. Cependant la composition isotopique en oxygène de tels ciments reflète celle de fluides marins (**Melim et al., 2002**). Les mesures du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ effectuées sur des microprélèvements de C1 révèlent des valeurs plus négatives que celles attendues pour des ciments marins non recristallisés (cf. plus haut). De plus, l'extension importante des sous-zones de C1, l'absence d'arguments de recoupements avec d'autres phases attestant d'une diagenèse en milieu marin, ou encore les

environnements de dépôt très peu profond qui caractérisent le sommet des séquences (I-6, I-7 de 4^{ème} ordre + séquences hautes fréquences à la base de la séquence II) ne permet pas de retenir l'hypothèse d'une diagenèse sous-marine ayant abouti à la précipitation des C1 du Natih.

Une autre hypothèse consisterait à associer les C1 à une précipitation post-formationnelle, à partir de fluides modifiés par l'enfouissement. Cela reviendrait à dire que les sparites C1 forment les premiers ciments de la diagenèse d'enfouissement, et que leur solution parente est déconnectée des fluides superficiels (marins ou météoriques). Dans ce cas, le déficit en ¹⁸O des zones de C1 serait dû à une augmentation de température liée à l'enfouissement. Les observations de recouvrements et de superpositions des C1 avec les autres phases diagenétiques (cf. paragraphes suivants), avec des sédiments internes ou avec les discontinuités sédimentaires, attestent d'une formation relativement précoce des C1, et sont en contradiction avec l'hypothèse d'un épisode de cimentation qui serait postérieur à la sédimentation des calcaires du Natih.

De nombreuses études dans des séries anciennes ont détaillé la pétrographie et la géochimie de sparites précoces et concluent à leur nature météorique (**Meyers & Lohmann, 1985, Goldstein, 1988, Kaufmann et al., 1988, Emery, 1989; Horbury & Adams, 1989; Walkden & Williams, 1991; Frank et al., 1996; Benito et al., 2001; Csoma et al., 2004; Deville de Periere, et al. 2011; etc.**). Les observations similaires effectuées sur les sparites C1 du Natih, concernant leur pétrographie, leur signal géochimique, ou encore leur extension et répartition particulière confortent leur origine météorique ou mixte.

Remarque: Il est envisageable qu'une partie au moins des C1 ait précipité à partir d'eaux mixtes marines et météoriques. En effet la mise en place d'aquifères météoriques sous les discontinuités IS1 et IS2 se traduit par une évolution des environnements diagénétiques, accompagnant les variations du niveau marin relatif, depuis des environnements initialement marins, puis mixtes, et enfin météoriques. La reprise de la sédimentation dans le cycle suivant s'accompagnerait également d'une évolution des environnements diagénétiques en sens inverse depuis un pôle météorique vers un pôle marin.

A ce stade de l'étude, aucune phase diagénétique n'a été clairement identifiée comme appartenant aux environnements mixtes. Cependant quelques exemples dans la bibliographie documentent la précipitation de calcite à partir de fluides mixtes pour des carbonates récents (**Budd & Land, 1990**) comme anciens (**Frank & Lohman, 1995; Frank et al., 1996; Csoma et al., 2004**). Ces études insistent également sur le fait que la pétrographie des ciments à elle seule ne suffit pas à préciser la nature et les pourcentages de mélanges entre les fluides marins et météoriques. Des outils complémentaires sont nécessaires, comme des analyses géochimiques haute résolution à l'échelle du cristal ou encore des mesures microthermométriques sur inclusions primaires dans ciments précoces pour estimer la salinité des fluides parents. Dans leur étude, **A. Csoma et al. (2004)** relie des phases de dissolutions moldiques sélectives, d'élargissement par dissolution de fractures, ainsi que plusieurs phases de cimentation calcitique aux environnements mixtes.

	Sous-zones	principaux caractères	Cathodoluminescence	MgCO ₃ (M%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	N	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ¹⁸ O (‰)	δ ¹³ C (‰)	n	environnement diagenétique
Natih E	C1a	cristaux scalénoédraux fins à moy. (20-800 μm), non ferreux + fine bande légèrement ferreuse	large bande non luminescente + fine bande luminescente jaune-orangée	■ ■	<LD	<LD	■ ■	2	-	-	-	-	Circulations précoces d'eaux douces sous des surfaces de discontinuités.
	C1b	cristaux moy. à grossiers (50μm- 2mm), granulaires ou frangeants non ferreux, dernière bande légèrement ferreuse	zonations concentrique moy. luminescentes brunes à orangées, dernière bande luminescente	■ ■	<LD 376 ppm zone Fe	<LD	■ ■ ■	9	-			6	
	C1c	cristaux moy. à grossiers (pluri-mm) granulaire à de blocage, non ferreux	Non luminescents à bruns foncés	■ ■	<LD	<LD	■ ■ ■ ■	9	0,707532 (n=5)	■ ■	■ ■	20	Enfouissement faible à très faible
Natih D	C1d C1e	non ferreux, scalénoédres fins (~150 μm)	Non luminescents	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

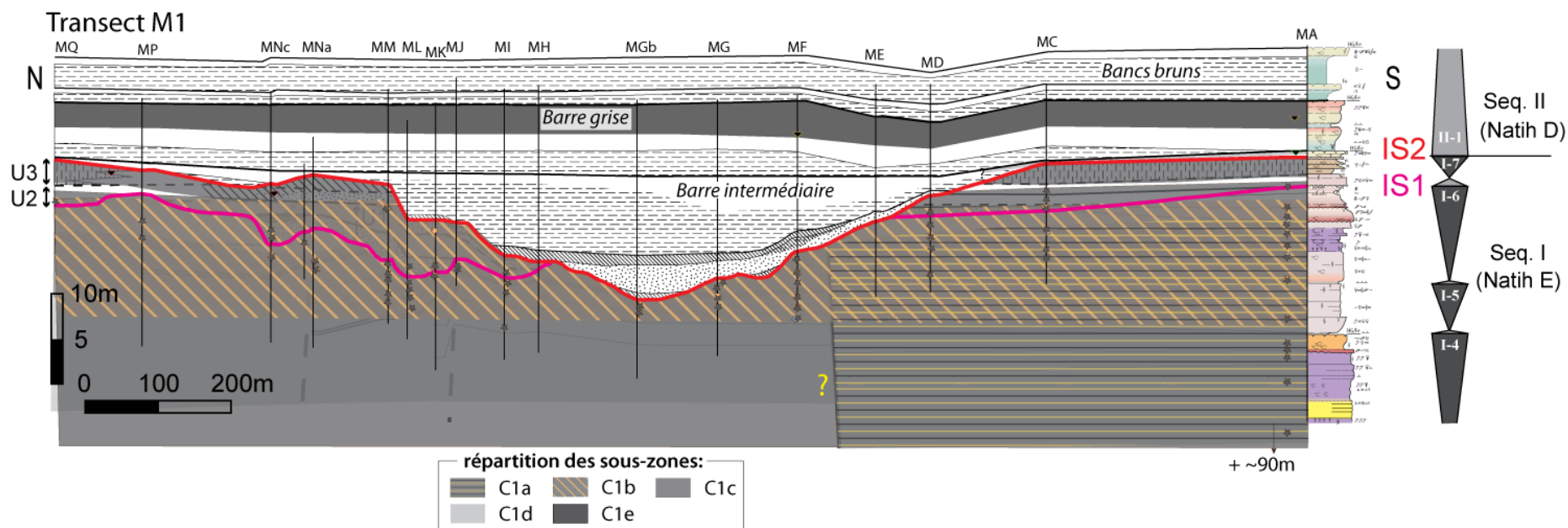


Figure 7.18 : répartition des ciments C1a, C1b, C1c, C1d et C1e sur le transect est du Jebel Madar (ce dernier est modifié d'après Grélaud, 2005).

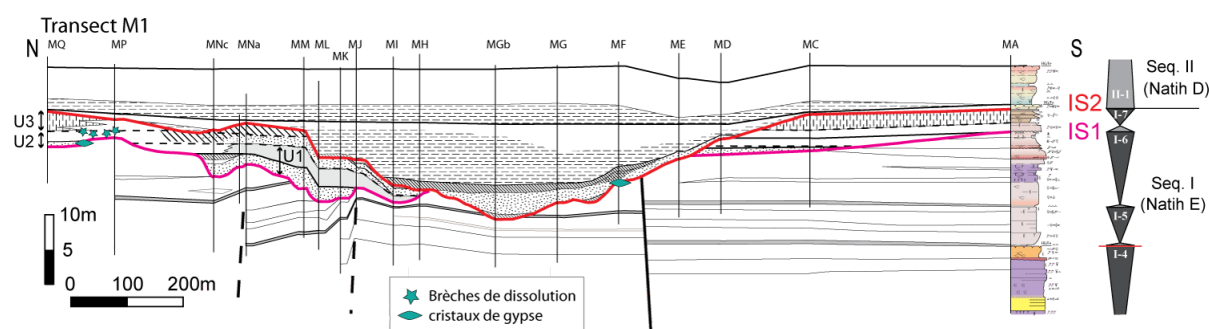
Brèches de dissolution et évaporites

Description et localisation - Des lentilles bréchifiées, discontinues et peu stratifiées sont observées dans les dépôts boueux transgressifs recouvrant la surface IS1 en bordure de l'incision (coupe MP, flanc est, **Figs. 7.19 et 7.20**). Ces dépôts sont formés par des wackestones-packstones renfermant une association d'abondants foraminifères benthiques, d'algues vertes, de gastéropodes et de divers débris bioclastiques (association de faciès I-d) dans un environnement de lagon très peu profond. Ils forment les interfluves d'un corps chenalisé localisé au droit de l'incision IS1, et constitué de faciès de plus haute énergie. Deux types de brèches carbonatées y sont observées:

- Des brèches à éléments grossiers (pluricentimétriques) et arrondis formant des lentilles discontinues, dont l'allongement maximum est de 1 à 2 mètres, pour des épaisseurs de 10 à 50 cm. Ces brèches paraissent peu cimentées et leur contact avec l'encaissant est diffus (**Figs. 7.20-C à F**).

- Des brèches à petits éléments (1 à 5 cm) sub-arrondis, aux contours parfois irréguliers et indentés, bien colmatées par une matrice microcristalline riche en inclusions (de couleur gris foncé ou rougeâtre). Le contact de ces brèches avec l'encaissant est plus net que pour les brèches grossières (**Fig. 7.20-G**).

Les éléments de ces brèches sont identiques à leur encaissant, elles sont donc intraformationnelle, et ne correspondent pas à un matériel transporté.



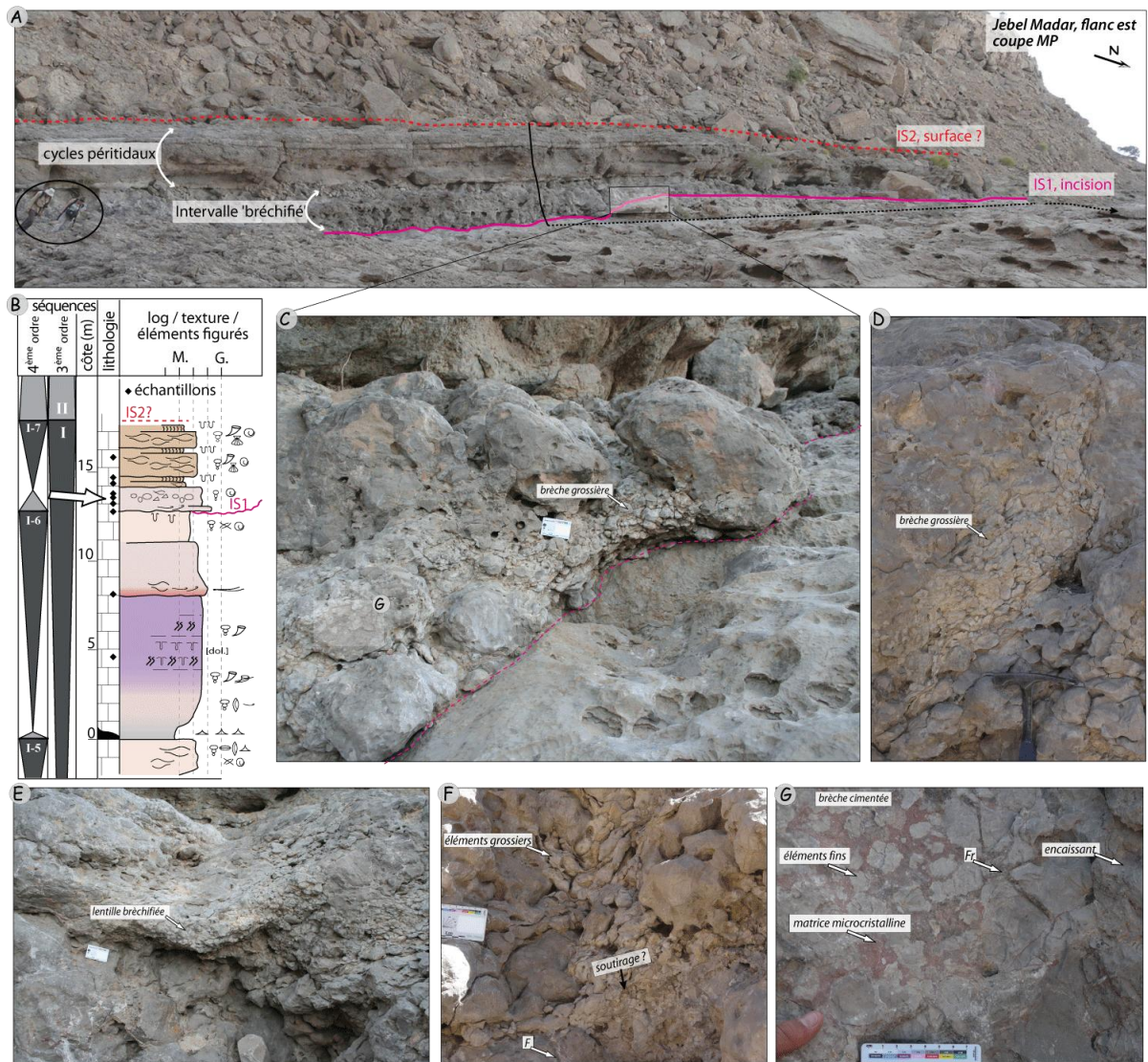


Figure 7.20: Brèches de la séquence I-7.

A) Sommet de la séquence I à l'affleurement (coupe MP, nord du transect M, cf. **Fig. 7.4**), les dépôts entre IS1 et IS2 correspondent à des environnements de lagon peu profond B) log sédimentologique de la coupe MP (voir **annexe A** pour les légendes), l'intervalle bréchifié (flèche blanche) repose sur la surface IS1 (le trait de coupe est figuré en noir sur la photo en A); C) sur la surface IS1, les dépôts sont perturbés par une lentille bréchifiée à éléments grossiers et par la déformation du banc sus-jacent; D) brèche grossière; E) lentille bréchifiée à éléments cimentés; F) brèche peu cimentée à éléments grossiers, ces derniers s'organisent en 'pile d'assiette' à la suite d'un phénomène de soutirage; E) brèche à éléments fins cimentée par une matrice microcristalline; les fractures (Fr) contournent la zone bréchifiée.

Chronologie et éléments d'interprétation - En l'absence de recoupements significatifs entre les phases diagénétiques précédemment décrites et ces brèches de dissolution, leur chronologie précise au sein de la séquence diagénétique n'est pas évidente à établir. Néanmoins certains critères convergent vers leur mise en place relativement précoce. L'aspect noduleux de ces brèches, composées d'éléments (sub-)arrondis, suggère que le sédiment n'était pas totalement induré au moment sa 'bréchification'. Une génération de fractures, cimentées par de la calcite (zone sparitique C2 voir ci-après) est observée en périphérie des corps bréchifiés (**Fig. 7.20-G**); ces fractures présentent des contours irréguliers, des branchements 'en étoile', et ne sont pas très continues. Ces fractures sont interprétées comme étant contemporaines ou légèrement postérieures aux brèches. La déformation des bancs sus-jacents (**Fig. X-c et f**) pourrait

résulter de la dissolution *in situ* et de la remobilisation d'un matériel soluble. Les brèches ainsi formées par dissolution peuvent être associées à la formation de sols en contexte d'émersion (processus d'altération et de décalcification formant des *caliche breccias*, phénomènes de dilatation - contraction reliés à l'alternances d'épisodes humides et sèches et ou de variations thermiques pendant l'émersion, ou encore influence de la pénétration des racines dans les processus de bréchification; **Kappla, 1980; Wright & Tucker, 1991; Wright, 1994; Dickson & Saller, 1995**) ou bien à l'effondrement de bancs à la suite de la dissolution d'évaporites (**Swennen et al., 1991**). Les dépôts affectés par les brèches ne sont pas ici associés à des paléosols (absence d'indices de pédogenèse, de traces de racines). La dissolution de gypse (mais aussi de d'anhydrite ou de halite) est très probable car les faciès de dépôts de la séquence I-7 au Jebel Madar caractérisent des environnements de lagon très peu profond passant en sommet de séquence (au dessus du niveau bréchifié) à des cycles haute fréquence (association de faciès I-c) dans un environnement péritidal proche de l'émersion, coiffés par la surface de discontinuité IS2 (**Grélaud, 2005**, cf. section 7.1.1 architecture des séquences de dépôt...). Par ailleurs, des pseudo morphoses calcitiques ou siliceuses de cristaux de gypse ont été observées le long de la surface d'incision IS2 (coupe MF, flanc est du Jebel, **Figs. 7.19 et 7.21**) dans un faciès bréchique qui affecte le sommet du banc (quelques centimètres) sous la surface d'incision. Les pseudomorphoses sont présentes sous forme de petits cristaux lenticulaires (< 2 mm) en association avec des cristaux de calcite et des rhomboèdres de dolomite (zones C2 et D2, voir ci-après), isolés ou en amas au sein de la matrice microcristalline silicifiée du faciès bréchique. La précipitation des cristaux de gypse apparaît relativement précoce car ces derniers sont pseudomorphosés par la zone calcitique C2 (décrite ci-après); ces phases diagénétiques étant ensuite recoupées par la silicification qui affecte la matrice du faciès bréchique.

La précipitation de cristaux de gypse nécessite des eaux évaporées en contexte semi-aride. Un tel environnement pourrait avoir perduré au moment de la formation de l'incision et lors de la transgression suivante. En effet, l'essentiel du remplissage de cette seconde incision – qui correspond à la base de la séquence II du Natih – est constitué de plus de huit mètres d'argile gris-verte azoïque. La présence de sépiolite – argile magnésienne d'origine chimique – dans cet intervalle (**van Buchem et al., 2002**) témoigne d'un environnement de dépôt particulièrement confiné et saumâtre.

Remarque sur l'origine des faciès bréchiques cimentés (coupe MP et incision IS2, coupe MF): Pour ce type de 'brèches', une origine diagénétique relativement précoce, sans lien direct avec la précipitation de minéraux évaporitiques, est également concevable, qui impliquerait des processus de recristallisation - cimentation irréguliers mimant un caractère bréchifié (**Blount & Moore, 1969**). Appelées "pseudo-brèches", des fabriques marbrées ou tachetées ont été décrites dans des formations carbonifères d'Angleterre et interprétés comme étant générées par néomorphisme et croissance des cristaux ("*grain growth mosaic*"; **Bathurst et al., 1959**); ou par une diagenèse précoce en milieu mixte marin-météorique située chronologiquement

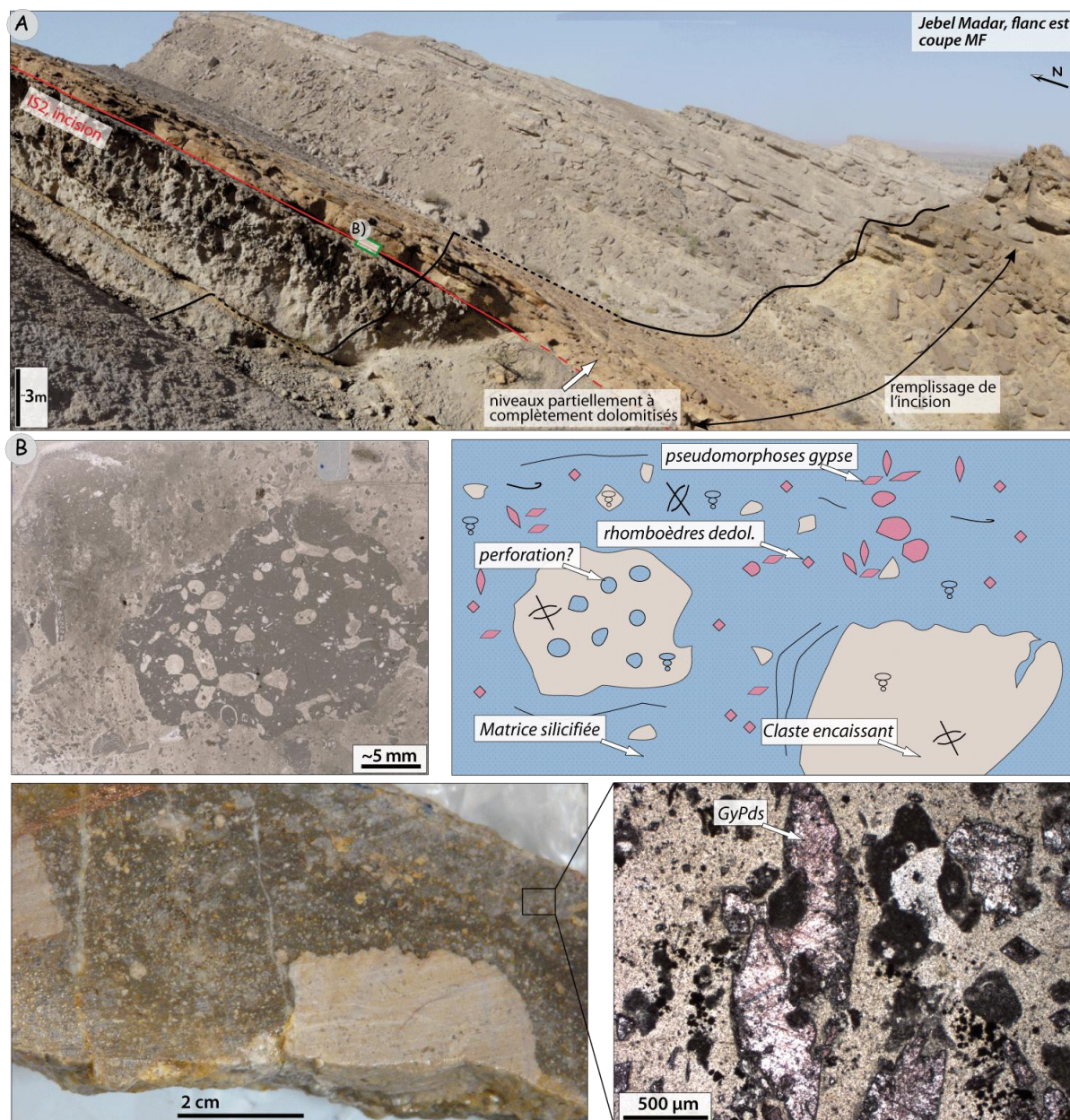


Figure 7.21: Les pseudomorphoses de gypses le long de la surface IS2.

A) La surface d'incision IS2 à l'affleurement (section MF sur le transect M, cf **Fig. 7.4**); B) quelques centimètres de brèches affectent le sommet du banc sous l'incision (Echantillon MF0); les lithoclastes centimétriques sont cimentés par une matrice microcristalline silicifiée, dans laquelle se trouve des pseudomorphoses de gypse (GyPds).

entre la micritisation des allochèmes en domaine marin et avant la mise en place d'une diagenèse phréatique météorique et de la dissolution généralisée de l'aragonite (**Solomon, 1979**), ou plus récemment par la combinaison de la préservation de matière organique dans des réseaux de terriers affectés ensuite par une diagenèse météorique à l'origine du néomorphisme des particules micritiques instables en microsparite et pseudosparite (**Horbury & Qing, 2004**). De manière comparable à ces exemple, les brèches cimentées du Natih présentent des faciès comparables entre les 'clastes' et la 'matrice', leurs contacts sont irréguliers et identés, et les matrices présentent une texture microcristalline composée de cristaux turbides de microsparite (10-100 µm; **Fig. 7.22-C, D et E**). Une affinité avec des

réseaux de bioturbation agissant comme chemin de perméabilité pourrait être envisagée. Le recoupement des "pseudo-brèches" par des fractures cimentées par les zones sparitique C2-C3 et C4 (**Figs. 7.20-G et 7.22-A**) montrent également leur formation relativement précoce dans l'histoire diagenétique des sédiments du Natih.

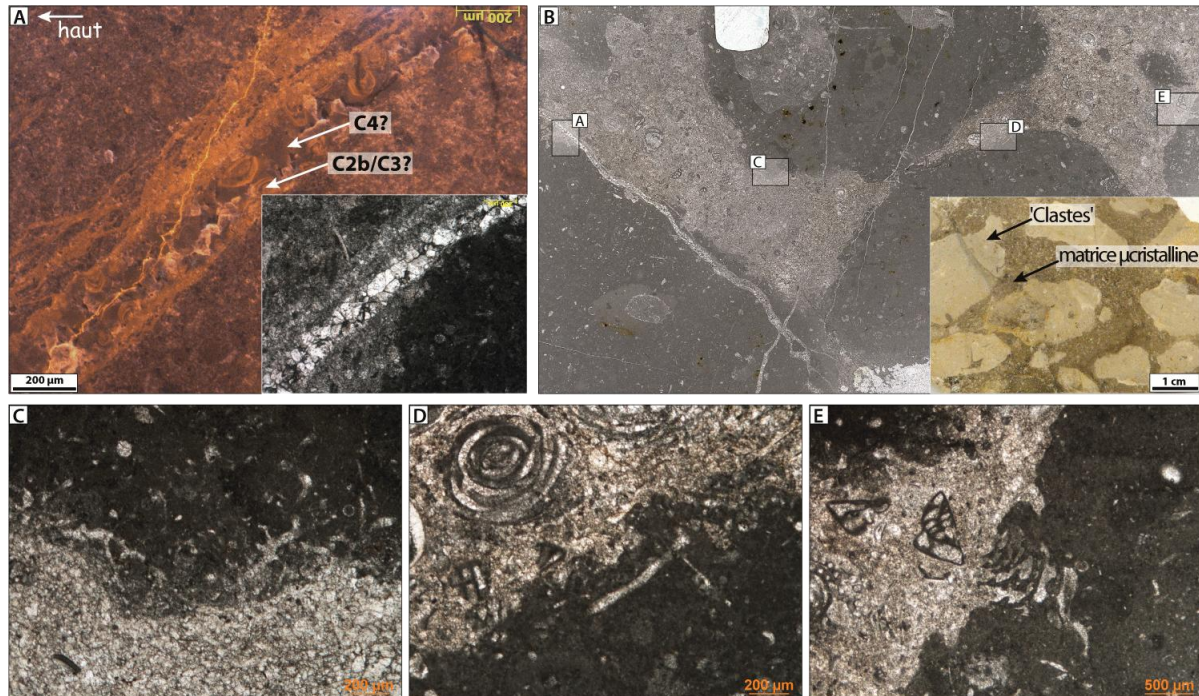


Figure 7.22: Pétrographie des brèches cimentées

A) en cathodoluminescence, fracture cimentées par deux zones sparitiques (scalénoèdres luminescents à zonations concentriques orangée et sparite faiblement luminescente marron) recoupant les clastes et la matrice microcristalline B) scan de la lame mince de l'échantillon MP-3,4a: les clastes arrondis (beige) sont cimentés par une matrice microcristalline plus riche en foraminifères benthiques que l'encaissant -; C) D) et E) zooms sur les contacts irréguliers et indentés entre l'encaissant et la matrice microcristalline composée de microsparite contenant des foraminifères benthiques.

Dolomite D2

Description - D2 forme des rhomboèdres dolomitiques sub- à euhédraux de taille moyenne (100-200 μ m), non ferreux. Les cœurs des rhomboèdres sont turbides et présentent une luminescence rouge, tandis que les périphéries sont limpides en lumière naturelle et exposent jusqu'à 3 bandes orange à brune en cathodoluminescence (**Fig. 7.26-H**). Les rhomboèdres sont souvent soulignés par une frange d'oxydes/hydroxydes de fer. Cette phase de dolomitisation intervient en remplacement d'une matrice carbonatée boueuse, et semble parfois être guidée par une bioturbation préexistante du sédiment. La matrice intercristalline des zones dolomitisées est généralement plus argileuse (luminescence bleue probablement liée à la présence de kaolinite); elle peut être également silicifiée par du quartz microcristallin.

La taille réduite des cristaux de D2, 100-200 μ m, n'a pas permis un microprélèvement suffisamment pur pour les mesures isotopiques. La seule mesure des isotopes de l'oxygène et du carbone disponible pour D2 a été obtenue sur roche totale par attaque séparée de la calcite puis de la dolomie, selon la technique décrite par **Al-Aasm et al. (1990)**. Cette mesure sur

attaque fractionnée donne respectivement des valeurs de -12,1 et +1‰ PDB pour l'oxygène et le carbone.

Localisation - D2 forme des corps dolomités d'extension variable, elle affecte certains faciès de la séquence I-7 (entre les deux incision IS1 et IS2), et également la base du remplissage de l'incision IS2 (base de la séquence II). L'extension de cette dolomitisation semble contrainte par la géométrie des corps sédimentaires qu'elle affecte (incisions, corps chenalisé ou banc bioturbé **Figs. 7.23 et 7.24**).

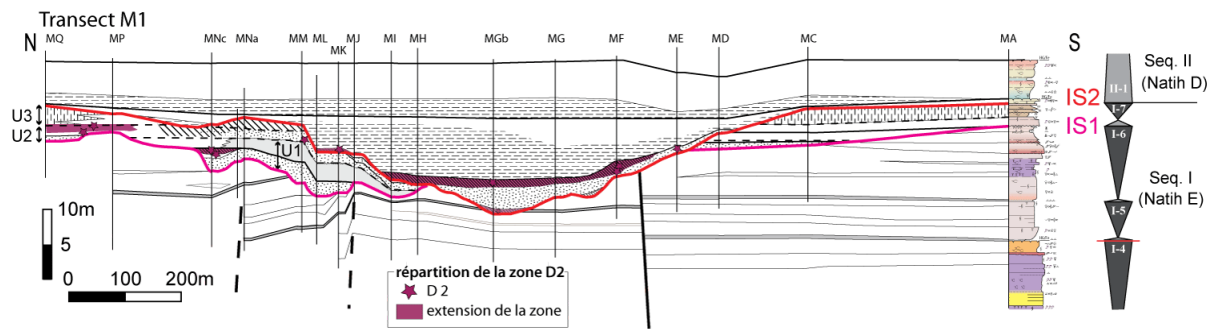


Figure 7.23 : répartition des ciments D2 sur le transect est du Jebel.

GEOMETRIE DES CORPS DOLOMITISES PAR RAPPORT AUX SURFACES D'INCISIONS	DESCRIPTIONS	ILLUSTRATIONS A L'AFFLEUREMENT
<p>niveaux dolomités dans le remplissage de l'incision IS2</p>	<p>épaisseur: 1 - 3 m extension latérale: ~ 500 m extension longitudinale: plurikilométrique dolomitisation: dolomitisation graduelle, MST-WST à bioclastes (rudistes, échinodermes) et foraminifères benthiques partiellement à complètement dolomités, dolomitisation stratiforme, limitée par les bords de l'incision.</p>	<p>Coupe MF</p>
<p>corps chenalisé dolomitisé</p>	<p>épaisseur: 1 - 2 m extension latérale: ~ 10-20 m extension longitudinale: kilométrique ? dolomitisation: dolomitisation lenticulaire, et dolomitisation partielle de l'encaisant autour du chenal dolomitisé.</p>	<p>Coupe MNc</p>
<p>banc partiellement dolomitisé</p>	<p>épaisseur: 1 - 3 m extension latérale: ~ kilométrique ? extension longitudinale: kilométrique ? dolomitisation: dolomitisation stratiforme, affecte des faciès boueux et bioturbés, de type mudstone- wackestone bioclastiques et à foraminifères benthiques (association de faciès II-a).</p>	<p>Coupe MNc</p> <p>Photo C. Grélaud</p>

Figure 7.24 : Distribution des corps affectés par la dolomite D2 dans le secteur du Jebel Madar.

Les corps chenalisés entre IS1 et IS2 n'ont pas une grande extension latérale et leur base érosive se perd dans les faciès boueux à rudistes qu'ils incisent. Ils sont interprétés comme des axes de drainages qui se développent pendant la phase d'aggradation du système de dépôt (**Grélaud, 2005**).

Chronologie – La présence d'inclusions de D2 dans le ciment sparitique C2 (cf ci-après) n'est pas nécessairement un critère d'antériorité de D2 par rapport à C2. Comme cela sera discuté

ultérieurement, il se pourrait que D2 et C2 aient précipité de manière contemporaine sous des conditions géochimiques fluctuantes.

Toutefois, la présence de plusieurs bandes de surcroissance dolomitique limpide autour des coeurs turbides de D2 pourrait suggérer plusieurs périodes de cimentations dolomitiques, sans qu'il soit pour autant possible de dater chacune de ces étapes de précipitation de dolomite.

D'après les observations pétrographiques, il est possible de proposer un motif général d'évolution texturale des dolomites D2 en s'inspirant du modèle proposé par **Choquette & Hiatt (2008)**. Au moins trois bandes de précipitation de dolomite semblent intervenir dans la croissance de la phase D2: (i) nucléation d'un cœur dolomitique à partir de cristaux authigènes ou particules détritiques dans une matrice boueuse poreuse avec un apport suffisant de Mg^{2+} et CO_3^{2-} , (ii) croissance du cortex par remplacement de la matrice carbonatée et cimentation (zone riche en inclusions solides); cette étape est marquée par une évolution progressive des teintes de cathodoluminescence, (iii) surcroissance syntaxiale dolomitique autour des cortex, formant des teintes contrastées en CL dans les périphéries limpides des cristaux (**Fig. 7.26-H**).

Eléments d'interprétation – En l'absence de mesures géochimiques ou microthermométriques ponctuelles effectuées sur D2, il est difficile de remonter aux fluides parents de cette dolomitisation partielle. La distribution de D2 en corps stratiformes affectant une partie des dépôts de la séquence I-7 dans l'interfluve de l'incision IS1 et une partie du remplissage de l'incision de IS2 pourrait évoquer une dolomitisation précoce dans des fluides mixtes ou sub-évaporitiques lors des phases transgressives, peu de temps après le remplissage des incisions. Néanmoins, le $\delta^{18}O$ de -12,1 ‰ PDB mesuré par la technique de la dissolution fractionnée est peu compatible avec une telle origine, sauf si D2 a subi une phase de recristallisation au cours de l'enfouissement. Si cette valeur de -12,1 ‰ PDB est représentative du signal isotopique initial de D2 (absence de recristallisation et de re-équilibre isotopique, alors elle indique une dolomitisation relativement tardive dans un fluide chaud. Néanmoins, les fabriques sédimentaires (bioturbations par exemple) sont conservées par la dolomitisation D2, ce qui peut suggérer que la température de formation n'était pas trop élevée (< 50 - 80 °C), contrairement aux phénomènes de dolomitisation à partir de fluides à haute température ou super-saturés qui souvent oblitèrent et détruisent les fabriques originelles (**Machel, 2004**). Cet auteur souligne cependant qu'il faut rester prudent face à cet argument pétrographique car des contre-exemples peuvent contredire ces différences de textures entre des dolomites 'faible température' et 'haute température'.

Zone sparitique C2

Description - La zone sparitique C2 précipite en sparites de blocage et en grands cristaux prismatiques de taille centimétrique. Ces ciments colmatent des terriers (**Fig. 7.26-A et B**) et un réseau de fractures (**Fig. 7.26-E et F**) irrégulières et peu continues. Ces fractures peuvent être perpendiculaires au plan de stratification, elles n'ont cependant pas d'orientation claire et présentent parfois des branchements 'en étoile'. Plus rarement C2 se forme en syntaxie sur les débris d'échinodermes ou en ciments intergranulaire dans des faciès de type grainstone. La richesse en inclusions solides de ces ciments leur confère une couleur caractéristique brun

foncé à l'œil nu (**Fig. 7.26-E**). En cathodoluminescence, les ciments C2 présentent des zonations sectorielles avec des luminescences moyennes orangées et brunes (**Fig. 7.26**). Ces zonations sectorielles montrent parfois une organisation particulière dans laquelle la zonation au centre des cristaux montre des géométries en 'hélices' à 120° probablement induites par des variations de vitesses de croissance minérale influant le partitionnement des éléments chimiques (**Raven & Dickson, 1989**).

La zone sparitique C2 contient des micro-inclusions dolomitiques solides (MIDS), rouge en CL, avec des morphologies généralement anhédrales (jusqu'à 80 µm). On observe parfois des cristaux plus automorphes (euhédraux), dont la taille peut aller jusqu'à 150 µm (**Fig. 7.26-C**). Ces inclusions ne présentent pas d'organisation spatiale bien définie comme par exemple un alignement le long des plans de clivages, ou le long de micro-fractures, elles sont en effet soit éparées dans le ciment, soit regroupées en amas. Les micro-inclusions dolomitiques apparaissent souvent limitées à un type de zonation sectorielle. Dans certains terriers sparitiques cimentés par la zone C2, les ciments semblent croître dans un sédiment encore meuble et incorporent avec les inclusions dolomitiques, des débris micritiques ou des allochèmes, ainsi que des cristaux de pyrite. C2 intervient également comme pseudomorphose calcitique de cristaux de gypse le long de la surface d'incision IS2 (**Fig. 7.21-B**) dans des faciès bréchiques dont la matrice est silicifiée (cf. ci-dessus).

La zone C2 est partagée dans certains cas en 2 sous-zones : C2a désigne la calcite riche en inclusions et C2b concerne une zone de calcite plus limpide précipitée en surcroissance cristalline sur C2a (**Fig. 7.26-G**) ou bien la recoupant au sein de fractures peu ouvertes (~100-200 µm).

Les mesures isotopiques sur C2 indiquent respectivement pour l'oxygène et le carbone, des valeurs comprises entre $-6,48 < \delta^{18}\text{O} < -4,65\text{‰}$ et $+1,35 < \delta^{13}\text{C} < +3,00\text{‰}$ PDB (n=19) (**Fig. 7.27**). Les isotopes du strontium indiquent des ratios du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variant entre 0,707457 et 0,707916 (n=4). Les mesures EDX révèlent que ni le fer, ni le manganèse ne sont détectés (teneurs <100 ppm, mis à part un point de mesure à 300 ppm de Mn), la teneur en strontium varie entre la limite de détection et 572 ppm, et le magnésium (MgCO_3) varie entre 0,25 et 0,89 mol% (n=5).

Localisation - Les ciments C2 apparaissent dans les 10 derniers mètres sous IS2, et disparaissent au sommet de la barre intermédiaire, qui correspond à la barre carbonatée qui scelle le remplissage des incisions (**Fig. 7.25**). C2 est présente dans tout le secteur du Jebel Madar, son extension latérale est donc au moins plurikilométrique

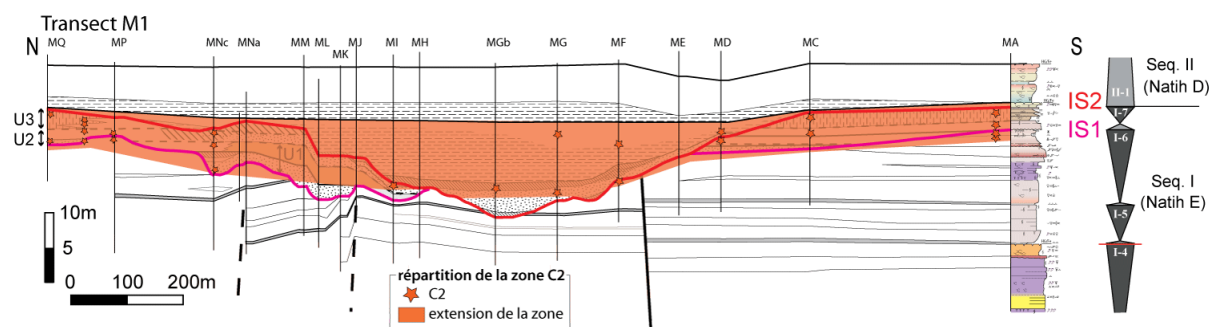


Figure 7.25 : répartition des ciments C2 sur le transect est du Jebel Madar.

Chronologie - Sous la surface d'incision IS2, C2 précipite juste après la phase de ciments scalénoédraux C1d. Dans ces niveaux, les ciments C2, qui précipitent dans les terriers, incorporent des allochèmes et des impuretés micritiques dans les cristaux, ce qui indiquerait une croissance minérale dans un sédiment non induré. Cette observation, associée au fait que C2 a une extension verticale limitée suggère une précipitation relativement précoce de cette phase diagénétique. En effet dans le remplissage de l'incision, C2 apparaît comme première zone sparitique soit en syntaxie sur les échinodermes ou bien en ciment intergranulaire dans les grainstones.

Interprétation - La sparite C2 est clairement postérieure au scellement de l'incision de IS2 et aux cristaux de gypse attribués au début de la phase transgressive de la séquence II. Elle forme la première zone des ciments sparitiques d'enfouissement et précipite avant le début de la stylolitisation de la série dans des faciès qui ne sont pas tous cimentés et lithifiés de manière homogène. En effet certains critères pétrographiques indiquent une croissance de C2 dans des terriers non lithifiés, mais C2 cimente également des fractures dans des bancs plus indurés.

Les valeurs isotopiques du carbone, proches du domaine des valeurs marines montrent que l'encaissant peut être la source de carbone incorporé dans C2. Le $\delta^{18}\text{O}$, compris entre -6,48 et -4,65‰ PDB, est peu différent de celui de C1.

En assumant des $\delta^{18}\text{O}$ de fluides parents variant entre -1 (eaux marines ou météoriques) et -2,61‰ (fluides météoriques, voir chapitre 6, section *Référentiel géochimique : signal marin et météorique*), les températures de ces fluides varient respectivement entre 44 et 24°C, ce qui est compatible avec une précipitation sous un enfouissement assez faible (en prenant un gradient géothermique de 30°/km, ces précipitations interviennent alors entre quelques mètres et 600 mètres de profondeur environ, avec une température de surface $\leq 30^\circ\text{C}$).

La présence de micro-inclusions dolomitiques (MIDS) dans les ciments C2 reste difficile à interpréter et plusieurs hypothèses peuvent être évoquées quant à la coexistence de ces deux minéralogies:

- 1^{ère} hypothèse: Stabilisation diagénétique d'un précurseur en calcite magnésienne (HMC) dans un milieu relativement clos (Lohmann & Meyers, 1977; Meyers & Lohmann, 1978). Les calcites HMC se développent typiquement en milieu marin, et peuvent être stabilisées au cours de la diagenèse précoce en LMC et dolomites. Les micro-inclusions formées par ces processus sont généralement petites (10-30 μm), et les ciments portent des fabriques typiques de néomorphisme. Les micro-inclusions dolomitiques observées dans la zone sparitique C2 sont de taille variable (jusqu'à 150 μm) et se développent soit en cristaux euhédraux, soit en amas irréguliers et anhédraux. Il est par ailleurs difficile d'attribuer à ces cristaux centimétriques une origine purement marine et/ou de déceler des évidences de recristallisation (reliques de structures fibreuses ou aciculaires, luminescences nuageuses, cristaux de petites tailles...). L'hypothèse du néomorphisme de ciments de calcite magnésienne marine est donc rejetée.

- 2^{ème} hypothèse: Dolomite (et sulfates) à l'origine; préservation de reliques dolomitiques au cours d'un phénomène de "dédolomitisation" à l'origine d'une fabrique pœcilitique calcite-dolomite (sensu **Jones et al., 1989**). Ce phénomène est facilement détecté lorsque la dédolomitisation laisse apparaître des reliques rhomboédrales. En revanche, lorsque le précurseur est une dolomite microcristalline, avec des textures originelles xénotopiques (sub-)anhédrales, la précipitation de cristaux grossiers de calcite peut englober de façon pœcilitique la dolomie qui demeure après la dissolution (**Fu et al., 2008**), et former des amas 'd'inclusions' dolomitiques au sein des cristaux de calcite. Ces observations s'accompagnent généralement de traces de dissolution ou de corrosion du précurseur dolomitique, ou encore de zones préservées de la dédolomitisation amenant éventuellement une évolution graduelle entre des zones dédolomitisées et d'autres encore dolomitiques. Dans le cas de la zone sparitique C2, aucun de ces arguments pétrographiques n'a été identifié, et cette hypothèse n'est pas retenue.

- 3^{ème} hypothèse: Altération/remplacement d'une calcite et précipitation secondaire de dolomite par le biais de micro-fractures. De telles micro-inclusions ont été décrites au cours de la diagenèse d'enfouissement dans des ciments ferreux du complexe récifal kimmeridgien de Torrecilla (**Benito et al., 2006**) où elles sont systématiquement associées à une phase de cimentation de dolomie baroque lors de circulations de fluides hydrothermaux. Dans une autre étude, s'intéressant à la reconstitution des mouvements de fluides dans des séries crétacées supérieures - éocènes plissées et dans leurs bassin d'avant-pays du bassin ionien (**Vilasi et al., 2009**), des micro-inclusions dolomitiques contenues dans des sparites de début d'enfouissement ont été mises en évidence et interprétées comme un épisode de dissolution - recristallisation tardive sous un enfouissement important (5-6 km), à partir de fluides agressifs dérivés ou ayant interagis avec une formation évaporitique triassique (en association avec une précipitation de strontianite et de barite). Dans ces deux exemples, l'organisation des MIDS montre des relations et des orientations particulières avec des plans de clivages ou des fractures à l'intérieur des ciments calcitiques; elles sont également chronologiquement associées à une précipitation de dolomite baroque. Bien que la zone C2 soit souvent superposée par une phase de dolomite tardive (D3- décrite plus loin), les MIDS sont également observées en l'absence de D3. De plus, elles ne présentent pas d'arrangement spatial indiquant une mise en place le long d'accidents cristallins particuliers. Les zones sparitiques précédant la dolomite D3 peuvent présenter des traces de corrosion à la périphérie des cristaux en contact avec la dolomite (**Fig 7.26-G**); elles ne contiennent pour autant aucune micro-inclusion dolomitique. A la lumière de ces observations, l'hypothèse d'une dolomite secondaire et tardive n'est pas retenue.

- 4^{ème} hypothèse: Précipitations alternantes de calcite et de dolomite dans un environnement aux conditions géochimiques fluctuantes de part et d'autre de l'équilibre calcite/dolomite.

Le secteur zoning marqué de C2 et la présence d'inclusions de dolomite pourrait s'expliquer par des précipitations parfois très rapides, dans des milieux fortement sur saturés vis à vis des carbonates, proche de l'équilibre calcite/dolomite. Dans les fractures, des phases soudaines de fracturation (hydraulique ?) pourraient acheminer ces fluides. L'eau parente pourrait alors être d'origine météorique ou évaporitique, légèrement réductrice, modifiée par une interaction eau-roche sous un enfouissement restant modéré (< 600 mètres). Dans ce contexte, il ne serait pas

étonnant que des bancs non encore indurés aient pu subsister, induisant le remaniement de nombreuses particules dans les fractures, lors de phases de fracturation soudaines. Les diminutions soudaines de pression hydraulique sont favorables à des précipitations très rapides et très fluctuantes minéralogiquement.

Dans les terriers, C2 agirait dans un second temps comme un ciment pœcilitique autour de grains, de cristaux authigènes ou de particules dolomitiques dans un sédiment non induré, incorporant de nombreuses impuretés.

Page suivante - Figure 7.26 : Zone sparitique C2, dolomite D2.

A) Echantillon MP-2,5 (séquence I-7, flanc est du Jebel Madar, coupe MP): mudstone à terriers verticaux à la base des cycles péritidaux. Les bords des terriers sont cimentés par de larges cristaux de sparite formés par la zone C2. Les bords des cristaux sont assez irréguliers et présentent des faces courbes. En lumière naturelle, ces ciments sont caractérisés par leur richesse en impuretés: des fines particules micritiques, de petits foraminifères benthiques ou encore des cristaux de pyrite sont englobés dans cette zone. L'allongement de ces cristaux indique une croissance vers le centre du terrier; qui se fait probablement au détriment d'une matrice peu lithifiée. Les rhomboédres de dolomite au centre du terrier sont dédolomités par la zone C2 (Dd2); en revanche des micro-inclusions dolomitiques sont préservées au sein des plages sparitique de C2.

B) Echantillon MA.125 (séquence I-6, flanc est du Jebel Madar, coupe MA): Terrier en 'U' à bord irrégulier cimenté par la zone sparitique C2, qui s'organise selon une texture drusique (la taille des cristaux augmentent vers le centre du terrier). En cathodoluminescence, C2 expose des zonations sectorielles brunes et orangées; les micro-inclusions dolomitiques (Mids: flèches noires) semblent majoritairement contenues au sein de la zonation orangée.

C) Echantillon MP-4.8 (séquence I-6, flanc est du Jebel Madar, coupe MP): Zone sparitique C2, précipitée en bordure d'un terrier. La cathodoluminescence révèle une micro-inclusion dolomitique avec des faces euhédrales (Mid); des zones non-luminescentes de géométries lenticulaires pourraient correspondre à cristaux ou pseudomorphoses de gypse (Gy?), ou bien à une zonation particulière dans le réseau de la calcite. Ces objets restent anecdotiques et n'ont pas fait l'objet d'une vérification par des mesures chimiques par exemple. Le bord du terrier est souligné par une fracture inframillimétrique cimentées par de la kaolinite (Kl).

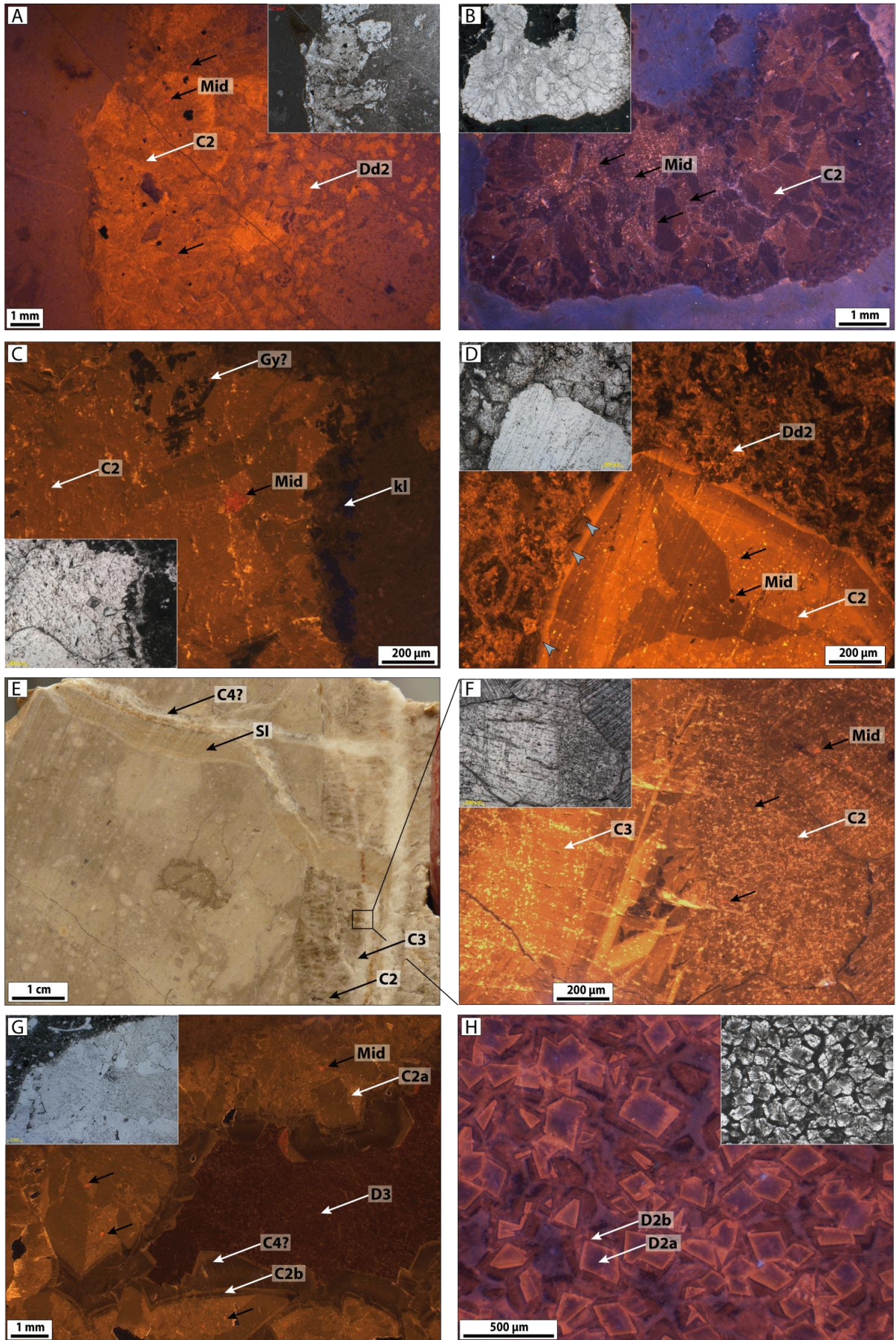
D) Echantillon R2-0,1 (séquence II-1, flanc ouest du Jebel Madar, coupe R2): Cet échantillon provient de la barre carbonatée (*barre intermédiaire*) qui scelle le remplissage de l'incision IS2. Ce cristal isolé présente des contours irréguliers (flèches bleues) qui témoignent probablement d'une croissance minérale inhibée par la matrice adjacente. Il est formé par la zone C2 et contient des micro-inclusions dolomitiques (Mid). La zonation au centre du cristal rappelle les zonations en hélice décrites par **Raven & Dickson (1989)**.

E) Echantillon MP-4,2 (séquence I-7, flanc est du Jebel Madar, coupe MP): surface polie montrant les relations chronologiques entre les différentes phases de fracturation et cimentations. La calcite C2 est reconnaissable par sa couleur brune liée à sa richesse en inclusions et à la fabrique palissadique de ses cristaux. Le 'sédiment interne' qui recoupe C2 et C3 est formé de litages où alternent de fines couches remaniant des lithoclastes millimétriques avec des couches cimentées par de la microsparite. Ce matériel pourrait provenir de l'altération chimique et mécanique d'une matrice partiellement lithifiée lors de circulations de fluides sous-saturés et/ou légèrement en surpression.

F) Zoom de l'échantillon E): Transition entre les zones sparitiques C2 (turbide, riche en inclusions) et C3 (limpide). Les micro-inclusions dolomitiques (Mid, flèches noires) sont restreintes à la zone C2.

G) Echantillon MF+8 (séquence II-1, flanc est du Jebel Madar, coupe MF): Cet échantillon provient de la barre carbonatée (*barre intermédiaire*) qui scelle le remplissage de l'incision IS2. Les ciments observés colmatent un large vide moldique (de gastéropode). La zone C2 est formée par de larges cristaux, luminescents dans les tons orangés (C2a), et riches en inclusions dolomitiques solides (Mids, flèches noires). Une fine zone, à zonations concentrique (C2b) précipite en surcroissance sur C2a. Les dernières bandes forment des terminaisons euhédrales et appartient probablement à la zone C4; elles ne contiennent aucune Mids. Enfin le vide moldique est scellé par un ciment dolomitique massif et anhédrale, à extinction ondulante (D3, décrit ci-après).

H) Echantillon MNc-7 (séquence I-7, flanc est du Jebel Madar, coupe MNc): Rhomboédres subhédraux à euhédraux de dolomite D2. Ils sont constitués d'un cœur turbide à luminescence nuageuse violette évoluant des teintes orangées (D2a) et de plusieurs bandes concentriques (D2b).



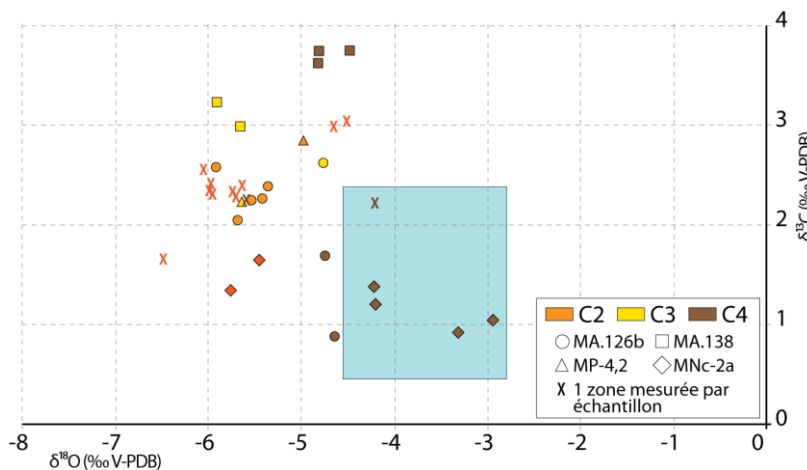
Zone sparitique C3

Description et localisation - Au sein de la sparite de blocage, la zone C3 forme des cristaux scalénohédraux exhibant des bandes de luminescence jaune à orangée (**Fig. 7.28-E et F**). La coloration de Dickson révèle que les plus lumineuses, sont les plus ferreuses, ce qui traduit donc un enrichissement en fer et en manganèse (**Fig. 7.28-C et D**).

La zone C3 apparaît au sommet de la séquence I où elle cohabite avec les phases énoncées précédemment. Elle précipite en surcroissance sur les ciments C2 (**Fig. 7.28-A**) et/ou dans des fractures recoupant C2 (**Figs. 7.26-E et F; 7.28-C**). C3 est directement superposée à la sous-zone C1e (**Fig. 7.28-B**) dans la barre grise (début de la séquence II-1). Son extension verticale se poursuit vers le haut au moins jusqu'à la séquence III-1 (à la base du Natih B), où elle précipite dans des vides moldiques et fractures. Plus haut, l'échantillonnage ne s'est pas poursuivi dans le Natih B, on ne connaît donc pas la limite supérieure d'extension de cette phase.

C3 est fréquemment recouverte en syntaxie par la zone C4. Plus rarement, C3 peut-être recouverte par une fine pellicule de sédiment interne micritique (dans le Natih E); certains échantillons mettent également en évidence une précipitation de pyrite entre les zones C3 et C4.

Les mesures EDS effectuées sur cette phase (n=6) indiquent des teneurs comprises entre 0,28 et 0,55 mol% pour le $MgCO_3$, entre 0,08 et 0,19 mol% pour le $FeCO_3$ (= 429 à 1034 ppm de Fe); entre la limite de détection (< 100 ppm) et 260 ppm pour le Mn et entre 248 et 653 ppm pour le Sr. Les rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone sont respectivement compris entre $-5,91 < \delta^{18}O < -4,76\text{‰}$ et $+2,25 < \delta^{13}C < +3,24\text{‰}$ (**Fig. 7.27**). Une valeur de $^{87}Sr/^{86}Sr$ indique un ratio de 0,707676.



La couleur des points correspond à la zone sparitique mesurée; les figurés correspondent à un même échantillon sur lequel il a été possible de prélever plusieurs zones sparitiques. Le rectangle bleu représente $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ attendus pour des calcites précipitées à partir de l'eau de mer (cf. chapitre 6, section *Référentiel géochimique : signal marin et météorique*).

Figure 7.27: Compositions en $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des zones C2, C3 et C4 au Jebel Madar.

Chronologie - La zone sparitique C3 précipite après le dépôt de la séquence II et d'une partie au moins de la séquence III. Cette zone se substitue à l'aragonite de certains allochèmes; cependant la modalité de cette substitution n'est pas connue. Les reliques de calcites néomorphiques sont rarement préservées sur les pourtours des bioclastes, mais aucune trace

de dissolution n'est clairement identifiée. Le remplacement pourrait se faire par recristallisation progressive, sans réel passage par un stade moldique.

Interprétation - La distribution verticale de la zone C3 montre qu'elle est postérieure au dépôt de la séquence II et d'une partie au moins de la séquence III, donc non contemporaine des incisions IS1 et IS2 ou du remplissage de ces incisions. Les teintes de luminescence vives et l'incorporation intermittente de fer suggèrent des fluides dont la composition chimique peut varier entre des conditions sub-oxiques à plus réduites. Comme pour C2, le scellement occasionnel de C3 par des sédiments internes micritiques (**Fig. 7.28-E**) montre que des circulations hydrauliques assez intenses sont survenues lors de la précipitation de C3, alors que toute la matrice de la série n'était pas encore indurée. Ces fluides ont « arraché » et déplacé des fines particules et les ont redéposées sur les faces de C3. Un tel phénomène pourrait par exemple être lié à des fracturations hydrauliques survenues au début de l'enfouissement, avant la lithification générale de la série. Le $\delta^{18}\text{O}$ compris entre $-5,91 < \delta^{18}\text{O} < -4,76\text{‰}$ PDB est peu différent de celui de C1 et de C2. Il est donc compatible avec une précipitation au début de l'enfouissement, sous des températures restant peu élevées, mais déjà dans des conditions sub-oxiques à plus réduites.

Zone sparitique C4

Description et localisation – La zone sparitique C4 est caractérisée en CL par une luminescence brune parfois affectée par du *sector zoning* (**Fig. 7.28-A à F**). C4 est très développée dans la séquence II (Natih D et C) et à la base de la séquence III (Natih B), où elle colmate les porosités moldiques et une génération de fractures plurimillimétriques irrégulières (**Fig. 7.28-F**). Elle peut former des cristaux euhédraux parfois de grande taille (jusqu'à 2 mm) lorsque leur croissance se fait dans de larges vides (**Fig. 7.28-E**). Vers le haut, son extension verticale demeure inconnue. Plus bas, dans le sommet de la séquence I, C4 est présente en ciment mineur sur les zones C2 et C3.

Les ciments C4 sont diversement teintés en rouge, mauve ou violet par la coloration alizarine - ferricyanure de potassium, ils sont cependant plus ferreux dans la séquence III.

Les mesures EDS effectuées sur cette zone (n=10, échantillons provenant de la partie inférieure de la séquence II) indiquent pour le MgCO_3 des teneurs comprises entre la limite de détection et 0,55 mol%, ni le Fe ni le Mn ne sont détectés sur les deux échantillons mesurés, et le Sr varie entre la limite de détection (>100 ppm) et 995 ppm. Les mesures isotopiques sur C4 indiquent respectivement pour l'oxygène et le carbone, des valeurs comprises entre $-5,59 < \delta^{18}\text{O} < -2,93\text{‰}$ et $+0,29 < \delta^{13}\text{C} < +3,76\text{‰}$ PDB (n= 12). Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de 0,707551 pour les C4 non ferreuses dans le Natih D (n=2) et de 0,70772 pour un échantillon de C4 plus ferreux dans la séquence III-1.

Chronologie - C4 intervient après la zone C3 (**Fig. 7.28**) et est scellée par des phases de dolomitisation tardives D3 et D4 (**Fig. 7.28-D**). Dans le Natih C, sa précipitation intervient probablement avant une compaction trop importante car elle colmate des vides moldiques non (ou peu) déformés par la compaction.

Interprétation - C4 forme souvent la première zone sparitique dans la séquence II et à la base de la séquence III. L'abondance variable du fer et les zonations sectorielles discrètes de C4 suggèrent un environnement légèrement réducteur, compatible avec une précipitation sous un enfouissement modéré.

Les isotopes stables de l'oxygène, du carbone et du strontium mesurés sur C4 sont peu différents de ceux mesurés sur les zones sparitiques précédentes. Ces mesures isotopiques, ajoutées à la faible teneur en Mg et à une précipitation probablement anté-stylolisation font de C4 une zone sparitique attribuable à un enfouissement encore modéré, dans des eaux non oxydantes modifiées par une interaction eau-roche. En l'absence de mesures microthermométriques ou d'encadrement par de phases diagénétiques bien datées, il est impossible d'attribuer un âge et des eaux parentes à la zone C4.

Remarque: Les zones C4 montrent des variations géochimiques (teneur en fer, isotopes du strontium) selon leur position stratigraphique dans la série (séquence I et II-1 vs séquence III-1). Ces différences pourraient indiquer des histoires mésogénétiques légèrement différentes au sein de la même série. La séquence II est caractérisée par un système de dépôts mixte carbonaté-argileux, et les niveaux plus argileux ont pu créer des barrières de perméabilités, individualisant des espaces diagénétiques distincts. L'hypothèse que ces ciments précipitent de manière diachrone avec une évolution des propriétés géochimiques des fluides parents peut être également envisagée.

Page suivante - Figure 7.28 : Zones sparitiques C3 et C4.

A) Ech. R2-4,2 (séquence I-7, flanc ouest du J. Madar, coupe R2): Superposition de la zone C2 riche en inclusions dolomitiques (Mid, flèches noires) et des zones limpides C3 et C4.

B) Ech. MF+18 (séquence II-1, flanc est du J. Madar, coupe MF): Cet échantillon provient de la *barre grise* qui forme le sommet de la deuxième séquence haute fréquence de la séquence II. Sur les épontes de bivalves, la zone sparitique C1e s'organise en petite frange scalénoédrale; elle est recouverte par la zone C3 qui possède une luminescence vive jaune - orangée, dont certaines bandes sont teintées en mauve par la coloration alizarine - ferricyanure de potassium (AFeS). C4 forme la dernière zone sparitique observée sur cet échantillon.

C) Ech. MA.126b (séquence I-7, flanc est du J. Madar, coupe MA): Les larges cristaux de C2 qui cimentent ici un terrier sont recoupés par une fracture cimentée par la zone C3 (formant des scalénoèdres luminescents, mauves sur la photo en coloration) puis par la zone sparitique C4 peu luminescente.

D) Ech. MA.138 (séquence II-1, flanc est du J. Madar, coupe MA): Organisation des zones C3, C4 et D4 au sein d'un grand gastéropode. C3 forme sur les bordures du bioclaste des scalénoèdres luminescents; C4, possède une faible luminescence brune et colmate une plus grande partie de la porosité résiduelle, ses cristaux se terminent avec des faces euhédrales ou parfois plus émoussée. L'espace poral est ensuite obstrué par un ciment dolomitique massif et anhédral, ferreux (teinte bleu turquoise en coloration AFeS). cette dernière zone est précédée par un front de pyritisation réalisant des *patches* de petits cristaux anhédraux de pyrite entre C4 et D4. La dernière bande plus ferreuse de C4 (colorations) est probablement due à un effet d'altération et de diffusion du fer au contact de la dolomie ferreuse, elle ne correspond pas forcément à une variation de la teneur en fer initiale.

E) Zoom de l'échantillon décrit en D): Les scalénoèdres formés par la zone C3 sont constitués de bandes de luminescence concentriques brunes à jaune-orangées. En colorations certaines de ces bandes sont teintées en mauves. C4 forme par dessus un ciment plus homogène.

F) Ech. MA.C4 (séquence III-1, flanc est du J. Madar, coupe MA): Dissolution moldique (ou remplacement néomorphique) des bioclastes aragonitiques (*Trocholina* (Tr), *Permocalculus* (P?)), cimentées par les zones sparitiques C3 (scalénoèdres luminescents jaune-orangé) et C4 (ciments de blocage brun). Ces zones colmatent une fractures inframillimétrique irrégulière, probablement assez précoce.

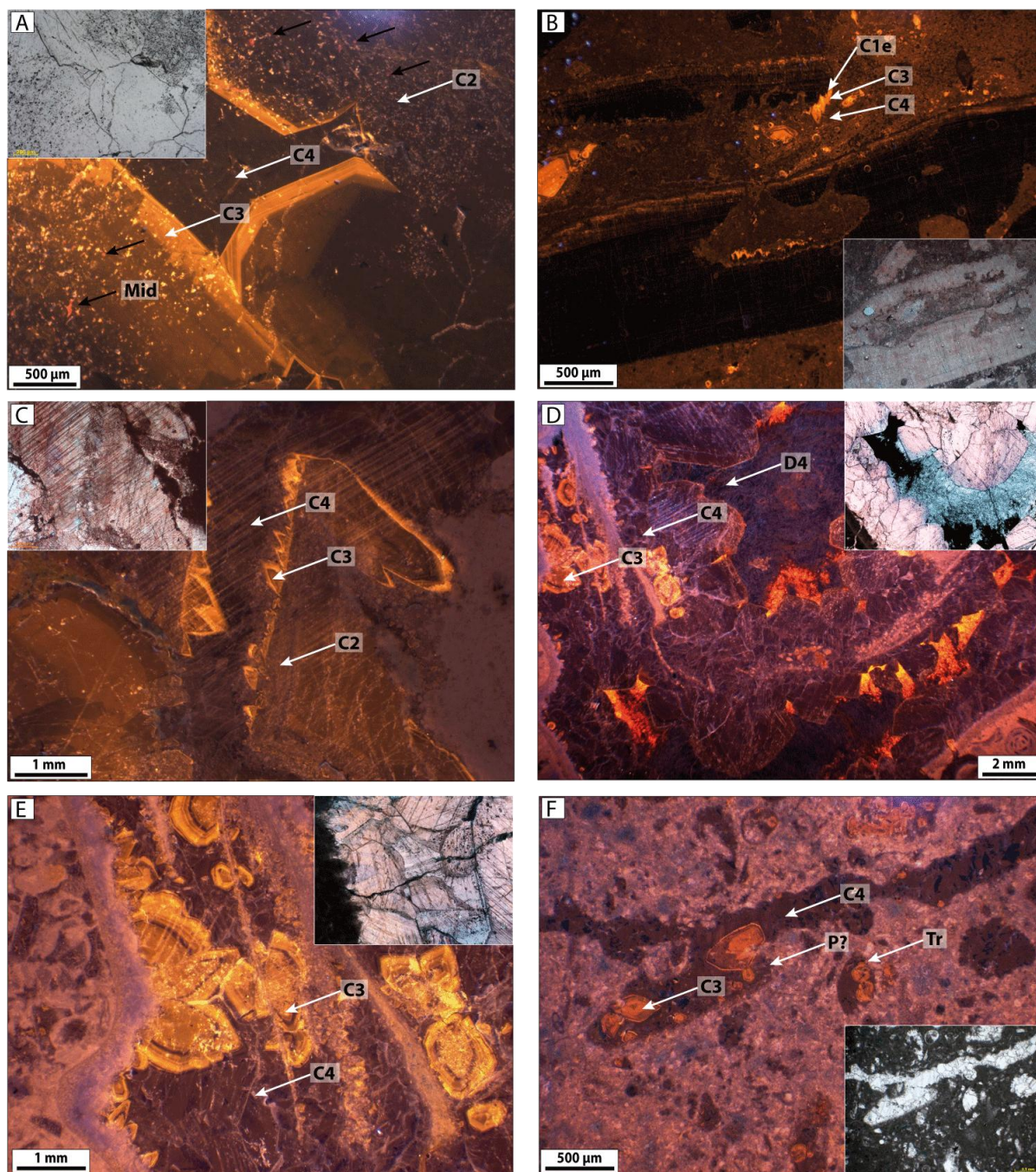


Figure 7.28 : Zones sparitiques C3 et C4

Compaction chimique- stylolitisation 1

Description, localisation, chronologie, interprétation - La compaction chimique se matérialise par des figures de pression-dissolution du sédiment:

- Les joints de dissolution sont des zones de circulation de fluides et d'accumulation progressive de résidus insolubles. Ils forment des filaments irréguliers et discontinus, notamment dans les faciès bioturbés où ils soulignent les terriers.
- Les stylolites, caractérisés par des structures plus continues, sont peu développés dans les niveaux étudiés et présentent de faibles amplitudes. Ils sont préférentiellement

localisés le long de surfaces séparant différents composants ou différentes lithologies comme par exemple le long des surfaces de banc.

Les phénomènes de pression-solution débutent au moins après C2 car cette dernière est recoupée par des stylolites. Bien qu'aucun recoupement avec les zones C3 et C4 n'ait été observé, il est envisagé que la compaction chimique débute après leur précipitation (cf. discussion des chronologies pour ces zones).

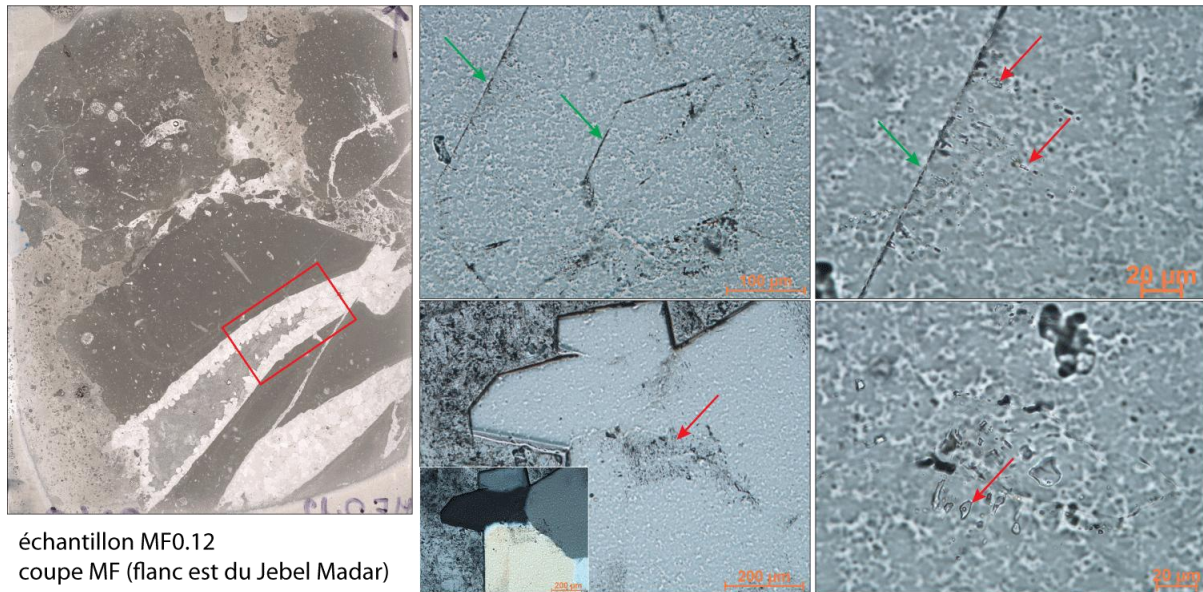
La stylolitisation dans les calcaires, lorsqu'elle est liée à un σ_1 d'origine lithostatique (ce qui est le cas des stylolites horizontaux ici décrits) nécessite un enfouissement important, supérieur à 500 m voir 1000 m suivant les auteurs (eg., **Dunnington, 1954 ; Finkel & Wilkinson, 1990 ; Lind, 1993; Railsback, 1993 ; Fabricius, 2000 ; Machel, 2005**).

Une génération de stylolites tectoniques sub-perpendiculaires au plan de stratification est identifiée sur le flanc sud-ouest du Jebel Madar, qui recoupe les stylolites d'origine lithostatique. Ce changement d'orientation des stylolites répond à une rotation de l'axe de la contrainte maximale σ_1 , sous l'effet d'une activité tectonique. Ces stylolites et leur remplissage sont décrits ci-après, avec la zone sparitique C5 qui leur est associée.

Silicification et précipitation de méga-quartz

Description - Deux morphologies sont observées et se succèdent chronologiquement : (i) des micro-cristaux équigranulaires de quartz (microquartz), de quelques micromètres de diamètre, remplacent la matrice microcristalline de faciès bréchifiés situés le long de l'incision IS2 (**Fig. 7.37-A et B**); (ii) de larges cristaux de quartz (mégaquartz) limpides et réguliers (10 à 700 μm environ), comblent les espaces poreux (**Fig. 7.37-B**) et des fractures, et exposent des faces cristallines bien développées lorsque la croissance cristalline se fait dans un vide.

Une analyse pétrographique des inclusions contenues dans les ciments de mégaquartz a révélée plusieurs familles d'inclusions fluides (**Fig. 7.29**). Au moins 5 zones de croissances sont observées dans les cristaux de quartz avec des inclusions fluides (IF) primaires monophasées aqueuses (< 5 μm). Les IF situées dans les microfractures, proches des joints des cristaux, ou encore en amas dans les cristaux, sont de types biphasées aqueuses. Les tailles de ces IF varient entre 5 et 20 μm , leur rapport V/L est faible, mais pas toujours homogène et les formes des IF sont assez variées, avec des formes rectangulaires, allongées ou arrondies. La répartition de ces IF en font des inclusions secondaires.



échantillon MF0.12
coupe MF (flanc est du Jebel Madar)

- Famille A-** 'Trains' de petites inclusions (<5 μm) monophasées parallèles aux zones de croissance
→ inclusions primaires: T° < 50°C (Goldstein & Reynolds 1994)
- Famille B-** • Amas d'inclusions (5-20 μm) biphasées avec des petites bulles. Elles sont situées soit au centre des cristaux soit en bordure des cristaux
• 'Trains' d'inclusions (5-20 μm) biphasées avec des petites bulles, ou allongées, perpendiculaires aux zones de croissance
→ inclusions secondaires le long de plan de microfracturation.
deux familles de T° d'homogénéisation à 60 et 110°C
- Famille C-** Rares inclusions à bitumes, proches des plans de fractures
→ Silicification et précipitation des mégaquartz avant la migration des hydrocarbures

Figure 7.29: Pétrographie des inclusions observées dans les ciments de mégaquartz contenus dans les nodules silicifiés le long de l'incision IS2.

La petite taille (< 5 μm) des inclusions primaires monophasées n'a pas permis la mesure de leur température d'homogénéisation (Th). En revanche les Th des inclusions biphasées aqueuses ont été déterminées en observant les changements de phase lors cycles de chauffage et de refroidissement des inclusions. Seules les inclusions dont les Th ont pu être mesurées avec précision ont été prises en compte (N= 17).

Ces mesures ont été réalisées sur des petits fragments de 2 à 5 mm à partir de sections épaisses (~100 μm) de l'échantillon MF0-12, collecté dans un nodule de silice le long de l'incision IS2. Les températures d'homogénéisation des IF biphasées (Fig. 7.30) varient entre 60 et 123 °C. Le spectre des températures est cependant assez large et aucun mode ne peut être raisonnablement proposé (les températures les plus représentées sont comprises entre 60 et 75 °C et entre 95 et 115°C).

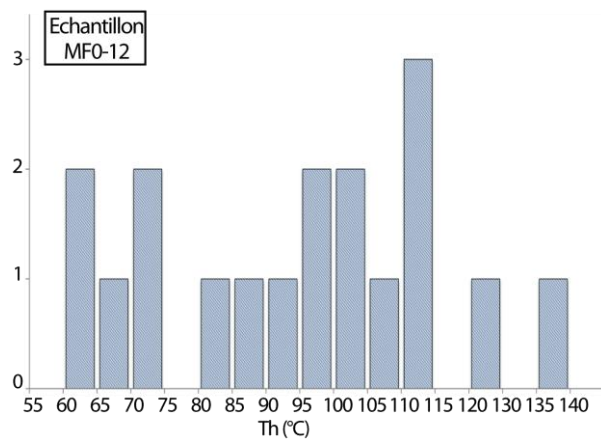


Figure 7.30: Températures d'homogénéisation des inclusions biphasées aqueuses secondaires situées dans les cristaux de quartz et les microfractures.

Localisation - Cet épisode de silicification est associé à la formation de nodules silicifiés (allant jusqu'à plusieurs dizaines de cm d'allongement), parallèles à la stratification, qui soulignent les incisions IS1 (**Fig. 7.31-A**) et IS2. Dans le fond de l'incision IS2 (coupe MF), la silicification n'est pas seulement restreinte aux nodules, mais se développe aussi le long de la surface d'incision, où les quartz microcristallins remplacent la matrice des faciès bréchifiés, sur quelques centimètres sous la surface. Ces silicifications peuvent aussi se développer dans des faciès plus boueux inscrits entre IS1 et IS2 (séquence I-7). Dans ces niveaux, les nodules de silice peuvent se superposer aux zones dolomitisées par la phase D2 (**Fig. 7.31-B**). Ces phénomènes n'ont pas été observés en dehors des incisions.

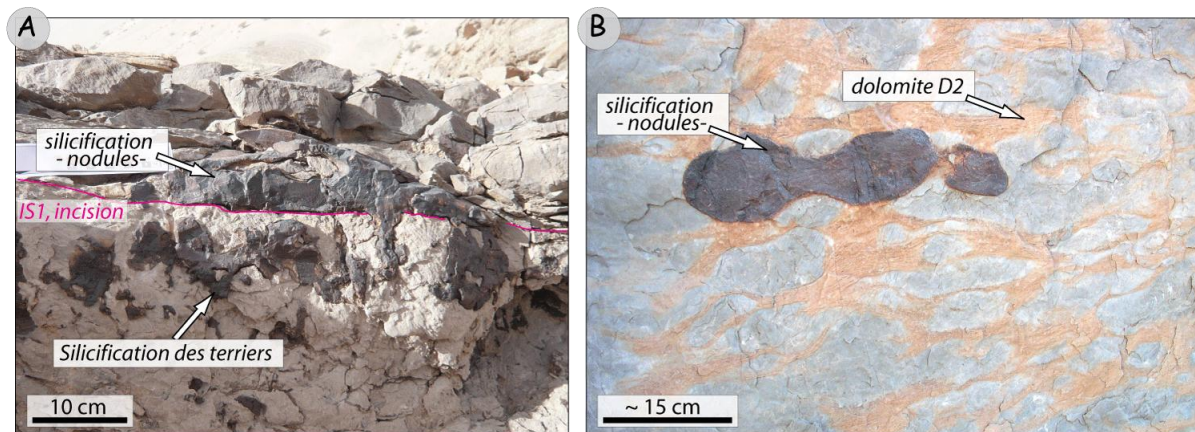


Figure 7.31- Nodules de silice

A) Silicification de part et d'autre de la surface IS1 (coupe R4, flanc ouest du Jebel Madar). La silicification recoupe ces surfaces et se développe selon des contrastes de perméabilités dans les terriers sous la surface et sous forme de nodules au dessus. B) Nodule de silice superposé aux zones dolomitisées par D2 dans les faciès boueux de la séquence I-7, entre les incisions IS1 et IS2 (coupe MNC, flanc est).

Chronologie - La phase de silicification est clairement postérieure à la zone C2 qui apparaît corrodée au contact des quartz microcristallins. Dans les niveaux partiellement à complètement dolomités par D2, la dolomitisation semble scellée par la précipitation de quartz microcristallin dans la matrice intercristalline. La précipitation du microquartz (par remplacement) est contemporaine ou antérieure aux mégaquartz, qui colmatent de plus larges vides (**Fig. 7.37-B**). Les ciments de mégaquartz sont ensuite recouverts par la phase de dolomie D3. Les relations chronologiques de l'épisode de silicification avec les zones sparitiques C3 et C4 n'ont pu être établies en l'absence de recoupements entre ces phases.

Interprétation - La présence d'inclusions primaires monophasées dans les zones de croissance des mégaquartz est indicatrice de températures de formation probablement inférieures à 60°C (**Goldstein & Reynolds, 1994**). Cette étape de silicification s'opère donc probablement sous un enfouissement modéré (<1000 m).

La précipitation des microquartz et des mégaquartz nécessite la circulation de solutions sursaturées en silice. Le passage d'une forme cristalline à l'autre peut être contrôlé par le taux de nucléation et de cristallisation du quartz, dépendant en grande partie de l'état de saturation du fluide (**Folk & Weaver, 1952; Oldershaw, 1968**). Ainsi une forte concentration en silice pourrait induire dans un premier temps la précipitation du quartz microcristallin. Précipiterait

ensuite les cristaux de mégaquartz à partir de solutions progressivement plus diluées en silice à mesure que la 'silicification' se poursuit (Folk & Pittman, 1971; Meyers, 1977). D'autres facteurs tels que l'alcalinité du fluide, sa température ou encore sa richesse en cations et en impuretés (Oldershaw, 1968; Williams & Crerar, 1985) sont parfois évoqués comme contrôlant la morphologie et la taille des cristaux de quartz. La cimentation de quartz peut provenir de multiples sources de silice, qui seront discutées ultérieurement (chapitre 8). Les fluides transportant la silice semblent ici circuler en suivant des chemins de plus grande perméabilité (incision, contrastes de perméabilités au sein des bancs de la séquence I-7), comme le montre par exemple la **figure 7.31-A** où la silicification est sélective de part et d'autre de la surface IS1, suivant la fabrique sédimentaire originelle.

Dolomite baroque D3 et D4

Description - Les deux phases de dolomitisation D3 et D4 se développent sous la forme d'une dolomite de remplacement et d'un ciment massif, de texture xénotopique, riche en inclusions et d'aspect turbide ; les cristaux présentent une extinction roulante en lumière polarisée analysée (**Fig. 7.37-E**). Quand le développement cristallin est plus libre, les cristaux de dolomite sont plus limpides et leurs faces peuvent être légèrement courbes (**Figs. 7.32-B et 7.37-C**). D3 est non ferreuse et antérieure à la phase D4, ferreuse (**Figs. 7.32-C**). En cathodoluminescence, ces deux zones apparaissent homogènes, D3 présente des teintes rouges assez vives alors que D4 est plus sombre (teinte lie-de-vin), ce qui traduit bien l'enrichissement de cette phase en fer.

Les cristaux de D3/D4 sont riches en impuretés solides et en inclusions fluides dont l'origine primaire ou secondaires est difficile à établir. Dans les terminaisons plus limpides des cristaux, les IF suivent parfois les zones de croissances de la dolomite, elles sont de forme rectangulaires parfois allongées et sont brunes, indiquant probablement des hydrocarbures. Aucune mesure microthermométrique n'a été réalisée sur ces IF, étant donné leur faible taille, leur possible origine secondaire et leur fragilité (plans de clivages nombreux, risque de stretching).

Les analyses EDX (**Fig. 7.32-A**) indiquent des dolomites non-stœchiométriques, enrichies en Ca; la teneur en CaCO₃ est de 57,3 mol% en moyenne pour D3 et de 61,35 mol% en moyenne pour D4. Les mesures isotopiques de l'oxygène, du carbone et du strontium sont précisées dans le tableau ci-après (**Fig. 7.32-A**).

A)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	mole% Fe	mole% Mg	mole% Ca	n	$\delta^{13}\text{C}$ (‰-vPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰-vPDB)	87Sr/86Sr	n
D3a	<LD	<LD-100	~620	~1740	0	50.6	56.6	2	0.7	-7.9	0.709349	1
D3b	~50	<LD-140	~405	1530	0	49	58	2				
D4a	800	27190	<LD-329	~1880	4.9	37.7	60.6	3	2.6	-10.5	0.708983	1
D4b	~2780	73050	<LD-57	~1840	13.1	27.9	62.1	5				



Figure 7.32 : Géochimie des dolomites D3 et D4 et caractères pétrographiques

A) tableau résumant les mesures EDS d'éléments traces et majeurs, et les valeurs isotopiques sur les dolomies D3 et D4 ; B) illustration en lames minces des sous-zones D3a et D3b, les bords des cristaux de dolomite présentent des faces courbes. Les inclusions fluides sont denses dans les cristaux turbides, elles suivent les zones de croissance dans les bandes limpides de dolomite (flèches violettes) ; C) illustration en lame mince colorée des sous-zones D4a et D4b, la coloration au ferricyanure de potassium révèle des teneurs en fer variables pour D4a et D4b.

Localisation - Cette dolomitisation cimenté des fractures tardives orientées NE-SW (**Figs. 7.32-D**) ; et comble également les grands vides moldiques dont l'espace n'a pas été complètement occulté par les cimentations antérieures, dans les séquences I et II. La zone D3 est bien développée le long de l'incision IS2, notamment au sein des nodules silicifiés qui soulignent l'incision. Elle est enfin présente dans les niveaux dolomités (principalement par D2) de part et d'autre des incisions IS1 et IS2.

Chronologie - Les zones D3 et D4 recouvrent un certain nombre de phases (D2, C2, C4) et leurs sont toutes postérieures. Elles interviennent clairement de manière assez tardive dans l'histoire diagénétique du secteur du Jebel Madar et sont recouvertes par la zone sparitique C6.

Interprétation - Les caractéristiques pétrographiques des zones dolomitiques D3 et D4 (aspect turbide, faces courbes, extinction ondulante) sont proches de celles des dolomies baroques qui se forment généralement lors de circulations de fluides chauds (**Gregg & Sibley, 1984, Kretz, 1992**), à des températures en excès de 60 - 80 °C au minimum en contexte hydrothermal ou géothermal (**Machel & Lonnee, 2002; Machel, 2005**). Leur $\delta^{18}\text{O}$ fortement négatif (-9,2 ‰ en moyenne) est comparable avec ceux de dolomites d'enfouissement tardives reportées dans la littérature (entre autres: **Taylor & Sibley, 1986; Barnaby & Read, 1992; Nielsen et al., 1998; Wendte et al., 1998; Boni et al., 2000; Duggan et al., 2001; Gasparrini, 2003; Nader et al., 2004; Machel & Buschkuehle, 2008; Lopez-horgue et al., 2010; Ronchi et al., 2010**).

La covariance positive du Fe et du Mn entre les zones dolomitiques D3 et D4 (**Fig. 7.32-A**), pourrait indiquer des variations des conditions d'oxydo-réduction des fluides parents de ces dolomites

Fluorite

Description et localisation - La fluorite cimente certaines fractures, notamment dans les nodules siliceux le long de l'incision IS2.

Les cristaux de fluorite possèdent le plus souvent des morphologies anhédrales; ils exposent plus rarement des faces cristallines cubiques lorsqu'ils précipitent dans de larges vides (**Fig. 7.33-A**). Leur luminescence est bleue électrique en CL (**Figs. 7.33-B et Fig. 7.37-C**).

La fluorite est souvent observée en association avec la zone dolomitique D3.

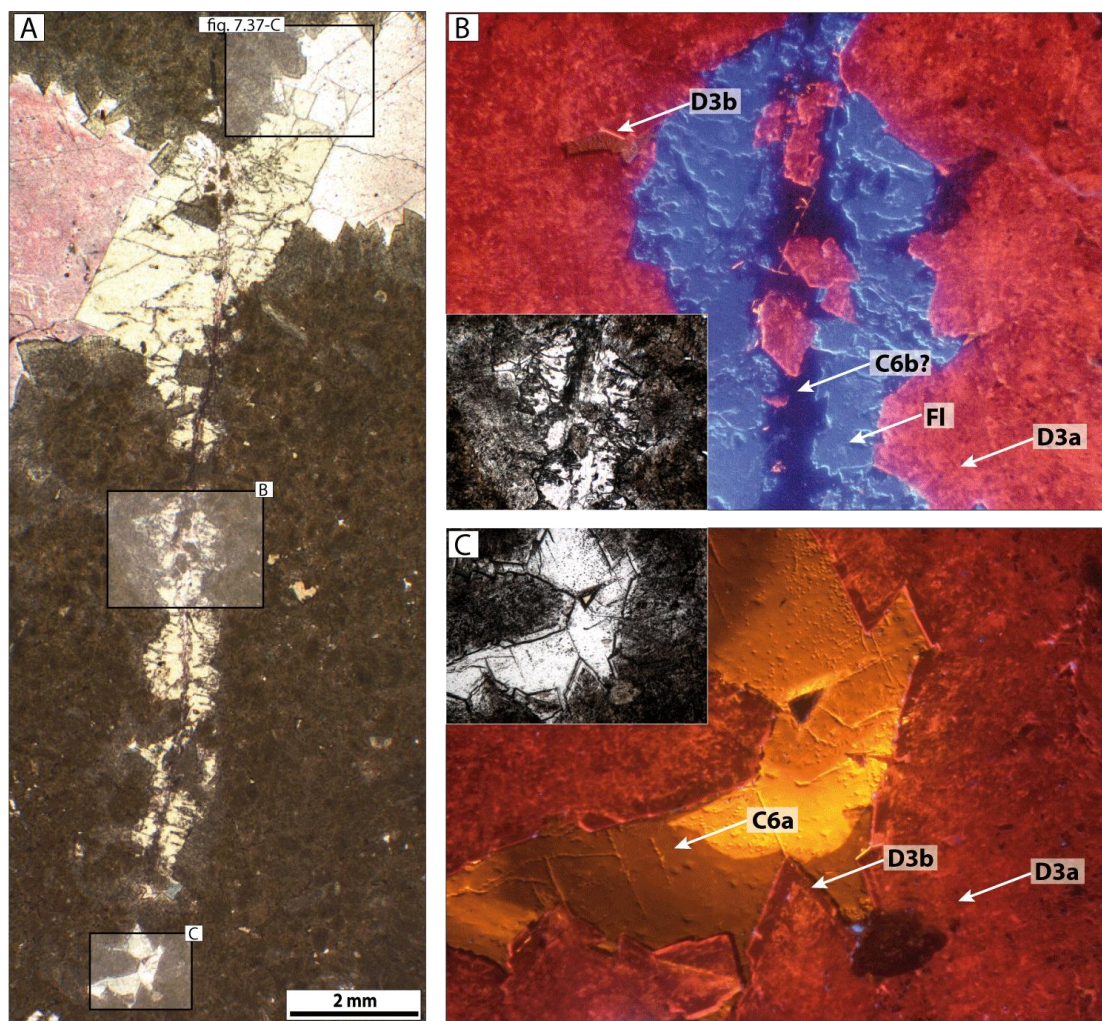


Figure 7.33: relations pétrographiques entre les zones dolomitiques D3, la fluorite et la sparite C6.

A) échantillon MF0-11 (nodule siliceux le long de IS2): la dolomite D3 massive et anhédrale (de couleur beige à grise, non colorée par l'alizarine ferricyanure) est recoupée par une fracture cimentée par de la fluorite (couleur crème); la sparite C6 (rose-mauve) comble le vide résiduel. B) les sous-zones limpides de D3b ne sont pas développées, là où la fluorite a précipité; C) en revanche, les bandes D3b sont observées en syntaxie sur D3a lorsque la fluorite est absente; elles sont alors recouvertes par la zone sparitique C6.

Chronologie et interprétation - Dans un échantillon situé le long de la surface IS2, la fluorite apparaît alterner avec la précipitation de la dolomite D3. En effet sa précipitation semble inhiber la croissance des bandes limpides de dolomite D3b (**Figs. 7.33-B et Fig. 7.37-C**). Cette succession des zones de dolomite, intercalées par une zone de fluorite suggère que les propriétés géochimiques des fluides ont varié lors de leur précipitation successive. L'absence de données géochimiques sur cette zone ne permet pas de préciser son mode de formation. Cependant la fluorite est généralement reliée à des circulations de fluides à températures élevées, notamment lorsqu'elle est associée à d'autres minéralisations (dolomite baroque par exemple) (**Luczaj et al., 2006; Neilson & Oxtoby, 2008**). **Neilson & Oxtoby, (2008)** reportent des températures de précipitation comprises entre 100 et 130 °C, à partir de mesures microthermométriques sur inclusions fluides dans des cristaux de fluorite issus de plusieurs réservoirs carbonatés. Ils soulignent également l'association fréquente de la fluorite avec des phases de dolomites tardives, et obtiennent pour ces deux espèces minérales des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très radiogéniques (**Neilson et al., 1998**), indiquant des interactions des fluides parents avec des sédiments siliciclastiques contenant des composants argileux ou feldspathiques ou avec des roches du socle (**Duggan et al., 2001; Davies & Smith, 2006**). La fluorite est ensuite recouverte par une zone de calcite sparitique (C6, décrite ci-après).

Fentes de tension (zone sparitique C5) - stylolitisation 2

Description et localisation - Des stylolites verticaux ont été observés dans le Natih E sur le flanc est du Jebel Madar, orientés selon une direction N135E. Les crêtes et les creux de ces stylolites sont accentués par une amplitude de quelques centimètres, le joint stylolitique est assez indenté (**Fig. 7.34-A**), et les bords des stylolites sont fréquemment séparés par des fentes de tension d'ouverture millimétrique, renflée dans leur partie médiane. Ces dernières sont cimentées au fur et à mesure de leur croissance par une sparite d'aspect lamellaire (notée C5) affectée par des figures d'étirement (**Fig. 7.34-D**), présentant des zones ferreuse et non ferreuse, et dont la luminescence dans les tons orangée varie selon la teneur en fer. Les caractéristiques géochimiques de la zone C5 sont résumées dans la **figure 7.34-C**.

Chronologie - Les stylolites verticaux recoupent les phases C1 et C2 qui cimentent de manière assez précoce des cavités moldiques ou de type fenestreae de la roche encaissante. Ils interrompent également des fractures verticales un peu plus tardives (**Fig. 7.34-b**) et sont enfin postérieurs aux stylolites compactionnels horizontaux.

Interprétation - Les fluides issus de la dissolution par pression peuvent induire des reprécipitations dans les pores ou les fentes voisines, là où la pression moindre entraîne une sursaturation vis à vis de la calcite (e.g. **Croizé, 2010**). Le $\delta^{18}\text{O}$ fortement négatif ($m = -11,25$ ‰ v-PDB) mesuré sur la calcite C5 qui précipite au fur et mesure dans les fentes de tension s'éloigne nettement des valeurs de roche totale mesurée dans le Natih E ($\delta^{18}\text{O} = -5,7$ ‰ (moyenne sur 57 échantillons), **Casanova & Walgenitz inédit**). Le $\delta^{13}\text{C}$ est lui aussi plus négatif que les valeurs de roche totale (-1,82 ‰ pour +1,8 ‰ dans les échantillons de roche totale, **Casanova & Walgenitz inédit**). Ces valeurs suggèrent que les fluides parents étaient chauds, et que le carbone incorporé dans C5 pourrait en partie provenir d'une source

organique, liée par exemple à la dégradation thermique ou bactérienne des hydrocarbures de la série.

La zone C5 est associée à la formation de fente de tensions dans des stylolites verticaux. Leur formation répond à un épisode compressif au cours duquel la contrainte maximale est horizontale. Cet épisode pourrait correspondre à la dernière phase de déformation compressive intervenant au Miocène dans un contexte de collision alpine entre l'Arabie et l'Asie, responsable de la structure actuelle des montagnes d'Oman et des foothills d'Adam (Loosveld 1996).

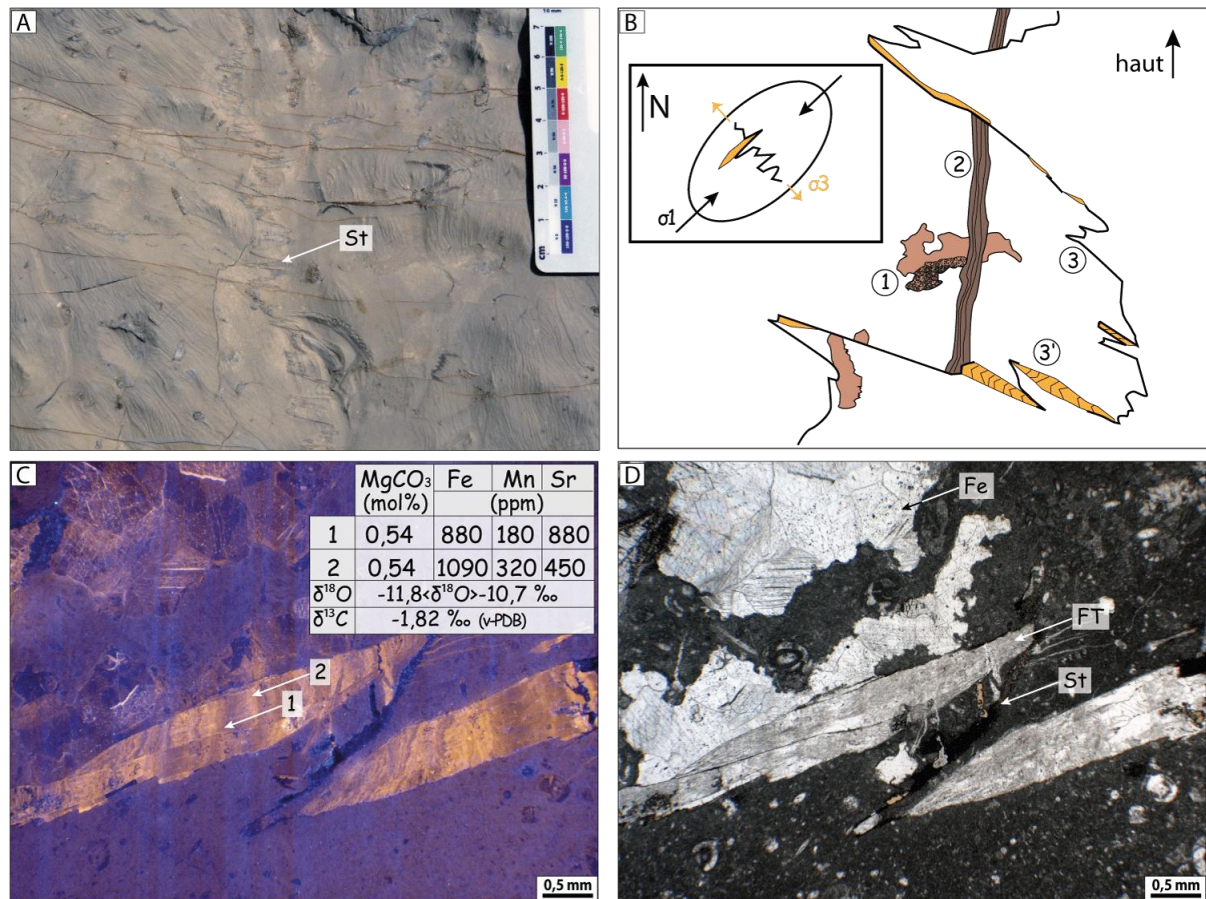


Figure 7.34: Les stylolites verticaux et les fentes de tensions

A) Stylolite vertical assez indenté, d'amplitude centimétrique (Coupe R1, flanc ouest du Jebel Madar, dernier banc sous la surface IS1)), le faciès encaissant est un wackestone à bivalve, pectens, gastéropodes, foraminifères benthiques et fenestrae; B) schéma illustrant la mise en place de ces stylolites: 1- cavité de type fenestrae ou stromatactis remplie à la base par un sédiment micritique fin géopétal et obturée des ciments précoces (zones C1b ou C2), 2- fracture, 3- formation d'un stylolite vertical sous l'effet d'une contrainte maximale (σ_1), subhorizontale d'orientation NE-SW, et ouverture de fentes de tension (3') parallèlement à la contrainte minimale (σ_3), cimentées au fur et à mesure par la zone sparitique C5; C) en cathodoluminescence, les fentes de tensions révèlent une sparite luminescente (C5) dont les zonations montrent un étirement selon σ_3 . Des mesures EDS et isotopiques (n=2) sont reportées dans un tableau (éch. R1-5,2); D) même photo que c) en lumière naturelle, les fentes de tension ont un aspect turbide en partie lié à l'étirement de C5 lors de la croissance du stylolite. La zone de stylolite concentre des résidus insolubles (oxydes, argiles...). (St) Stylolite, (FT) Fente de tension, (Fe) Fenestrae.

Zone sparitique C6

Description - Cette zone est présente sous forme de larges cristaux (≤ 1 cm) de calcite de blocage limpides, non ferreux, et non clivés (**Fig. 7.37-C**). C6 cimente des fractures tardives et les vides non colmatés par les phases décrites précédemment (D3, D4 et la fluorite). Deux sous-zones ont été distinguées en cathodoluminescence: une première sous-zone à luminescence modérée dans les tons orangés et exposant des zonations concentriques (C6a) et une deuxième sous-zone très faiblement luminescente (C6b). Le passage de C6a à C6b est souligné un changement abrupt des caractères de cathodoluminescence (**Fig. 7.35-C**). Dans certains échantillons, la sous-zone C6a débute par une alternance de fines bandes sombres et luminescentes qui montrent des irrégularités dans les zones de croissance des cristaux et des figures de dissolution entre les bandes de croissance de C6b (**Fig. 7.35-C**) ou dans la sous-zone C6a.

Les rapports isotopiques de l'oxygène sont compris entre -10,52 et -13,31 ‰ v-PDB et ceux du carbone entre -3,20 et -8,58 ‰ v-PDB (n=3). Les valeurs EDS, ainsi que les mesures isotopiques sont résumées dans la **figure 7.35-A**.

Localisation et chronologie - Ces calcites cimentent des fractures inframillimétriques recoupant la dolomite D3 et la fluorite (**Fig. 7.37-C et F**), elles colmatent également des fractures plus larges dans lesquelles les cristaux peuvent être de taille centimétrique et s'organiser selon une fabrique palissadique (**Fig. 7.35-B**). Enfin C6 est présente le long de l'incision IS2 où elle scelle les espaces restés ouverts dans les nodules silicifiés.

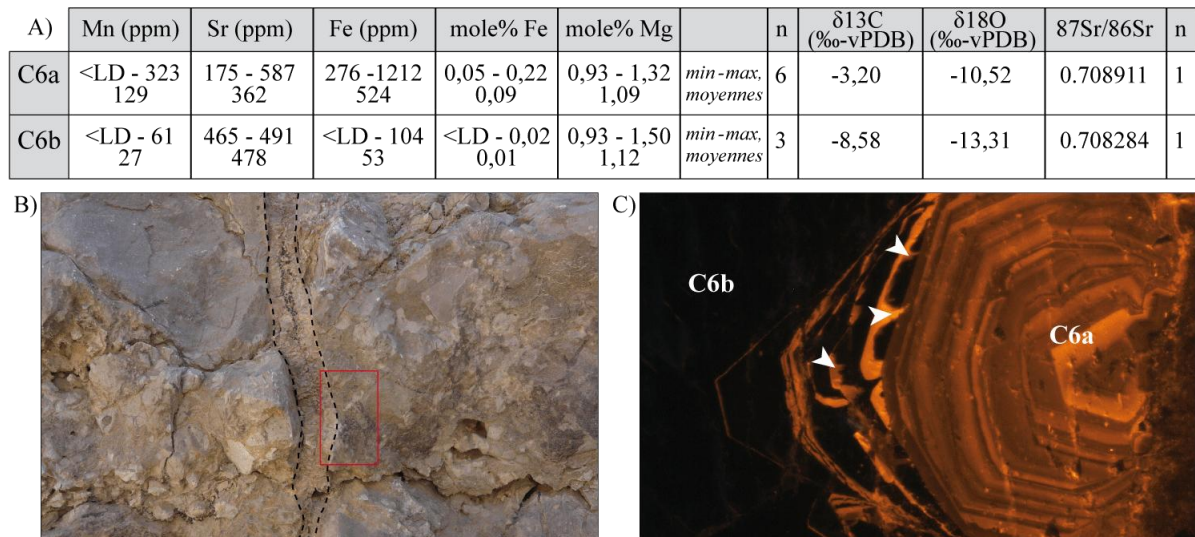


Figure 7.35: Caractéristiques pétrographiques et géochimiques de la zone sparitique C6.

A) tableau résumant les mesures EDS d'éléments traces et majeurs, et les valeurs isotopiques des sous-zones C6a et C6b ; B) fracture tardive cimentée par des cristaux de calcite grossiers, organisés selon une fabrique palissadique. Le carré rouge indique la zone échantillonnée (coupe MP, flanc est du Jebel Madar) ; C) zoom de la zone de fracture sous cathodoluminescence (éch. MP-4,5a), La sous-zone C6a expose des zonations concentriques avec un motif relativement régulier des bandes de croissance. Un changement net des luminescences accompagne le passage à la sous-zone C6b, qui débute par une alternance irrégulière de fines bandes non-luminescentes/luminescentes. Les flèches blanches pointent des zones de dissolution le long des marges extérieures des bandes de luminescence.

Interprétation - C6 forme la dernière zone sparitique observée dans la formation Natih au Jebel Madar. Les zonations concentriques des bandes de luminescence de C6a traduisent une évolution des compositions chimiques et/ou des températures des fluides de précipitation au cours des stades de croissance de C6a. Dans le cas de variations du chimisme des fluides, leur alternance suggère des conditions géochimiques fluctuantes à partir d'eaux pauvres en Fe^{2+} , mais où la concentration en Mn^{2+} varie au cours du temps. La sous-zone C6b, plus homogène, témoigne d'un environnement diagénétique bien oxygéné, associé probablement à un aquifère météorique peu profond et renouvelé (calcites non ferreuses, non luminescentes et non zonées).

Les rapports isotopiques de C6, fortement négatifs pour l'oxygène et le carbone, indiquent que ces ciments ont précipités au sein d'un système diagénétique ouvert et dominés par le signal du fluide. Les valeurs de l'oxygène pointent vers un effet de température et/ou traduisent un fluide parent dont le $\delta^{18}\text{O}$ est fortement négatif. Les valeurs du carbone indiquent une contribution de carbone organique. Deux sources peuvent être envisagées: (1) incorporation de ^{12}C dérivé de l'oxydation des zones de sols riches en carbone organique; (2) incorporation de carbone issus de la dégradation biochimique ou thermochimique de la matière organique. D'un point de vue chronologique, ce stade diagénétique marquerait la transition vers un retour à des conditions de surfaces.

Remarque: l'altération actuelle

Les processus d'altération actuels liés à l'exhumation des terrains, sont bien visibles à l'affleurement. Ils peuvent se manifester par une dissolution partielle de certains bancs carbonatés (**Fig. 7.36-B**). La formation d'une 'croûte' de cimentation (de type calcin) sur quelques centimètres d'épaisseur sur la surface externe des bancs forme fréquemment des pellicules plus résistantes préservées de l'altération, tandis que les coeurs de ces mêmes bancs sont dissouts (**Fig. 7.36-A**).

Le climat étant aride, les phénomènes pédogénétiques et karstiques sont limités. Néanmoins ces altérations récentes montrent que même sous un régime hydrique peu développé -la quantité de pluie moyenne annuelle est de 90 mm dans la plaine alluviale autour d'Adam, et la majeure partie des précipitations tombe durant des épisodes torrentiels bref entre février et mars (**Matter, 2001**)- les carbonates du Natih subissent actuellement une altération significative.

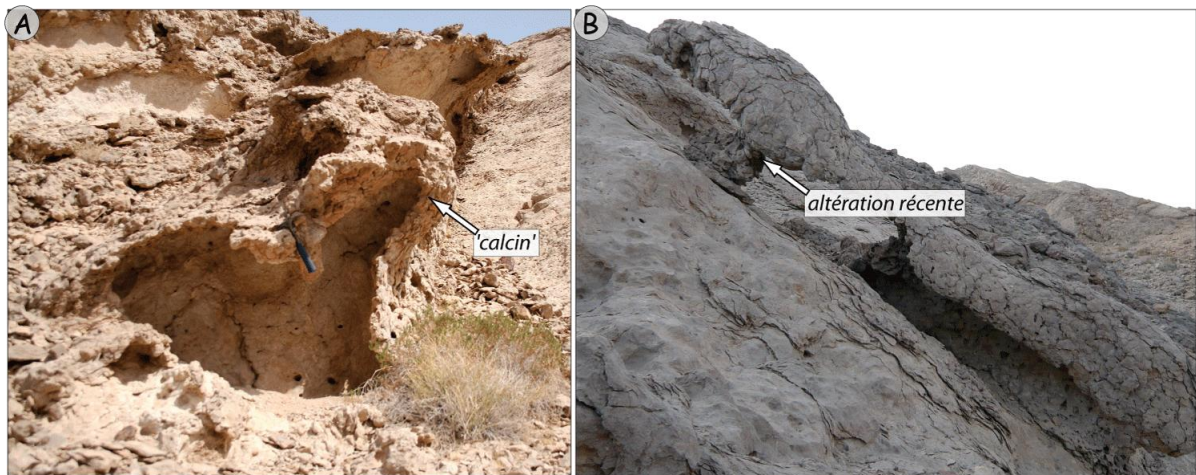


Figure 7.36: altération actuelle au Jebel Madar.

A) et B) Les croûtes de 'calcin' précipitées sur la surface externe des bancs carbonatés forment des pellicules résistantes, tandis que les coeurs sont partiellement altérés et dissouts (flanc Est du Jebel Madar, coupes R2 et R4).

Page suivante - Figure 7.37 : Silicifications, dolomie D3 et zone sparitique C6.

A) Echantillon MF0 (surface IS2, flanc est du Jebel Madar, coupe MF): Microquartz (μQz) riche en impuretés (fragments d'allochèmes, de matrice carbonatée micritique) et inclusions solides remplaçant la matrice des faciès bréchifiés le long de l'incision IS2. Des cristaux lenticulaires en calcite, probablement précipités sous forme de gypse (Gy-ps) sont également présents dans ce faciès.

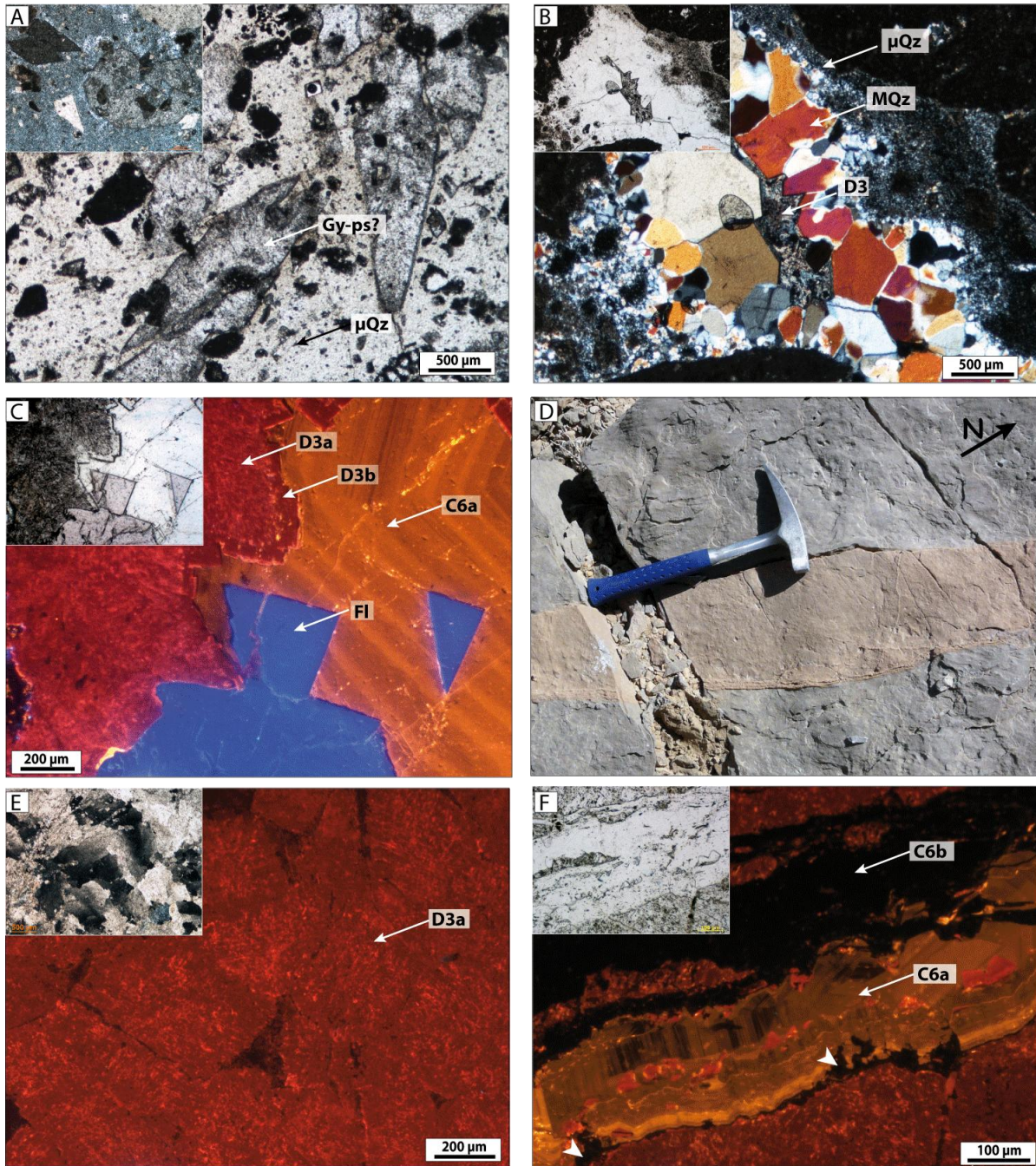
B) Echantillon MF0.11 (surface IS2, flanc est du Jebel Madar, coupe MF): Le quartz microcristallin passe latéralement à des cristaux de mégaquartz qui précipitent dans les plus grands vides. L'espace poral est ensuite comblé par la dolomite D3.

C) Echantillon MF0.12 (surface IS2, flanc est du Jebel Madar, coupe MF): Zone dolomitique D3 formée par un ciment dolomitique massif turbide (D3a) surmonté par une bande de dolomite limpide (D3b). D3 est recoupé par une fracture cimentée par de la fluorite, bleue électrique en cathodoluminescence. Les cristaux de fluorite sont anhétraux dans la fracture et exhibent des faces cubiques lorsqu'ils précipitent librement. La sous-zone D3b est absente dans les bordures de la cavité cimentée par la fluorite. Ceci suggère que D3b précipite postérieurement à la fluorite ou bien que cette dernière précipite après une phase de dissolution de D3b. Ces zones sont ensuite scellées par la sparite C6, qui présente des luminescence orangées avec des zonations concentriques.

D) Fracture tardive cimentée par de la dolomite sur la surface d'un banc de la séquence II-1 dans le remplissage de l'incision IS2 (coupe MG, flanc est du Jebel Madar).

E) Echantillon MG+5,5 (séquence II-1, flanc est du Jebel Madar, coupe MG): zoom dans la fracture dolomitique de la photo D). Les cristaux de dolomitiques sont massifs, compacts et s'organisent selon des textures anhétrales. Ils possèdent une extinction ondulante en lumière polarisée analysée.

F) Même échantillon qu'en E): La dolomite D3 est recoupée par deux fractures inframillimétriques respectivement cimentées par les sous-zones C6a (à luminescence orangée) et C6b (non luminescente). Les flèches blanches pointent des golfes de corrosions entre C6a et C6b.



7.1.4 Comparaison des données géochimiques

Les principaux caractères pétrographiques et géochimiques des phases diagenétiques analysées dans le secteur du Jebel Madar sont résumés dans la **figure 7.38** et les données isotopiques pour toutes ces phases ont été croisées dans les graphes de les **figures 7.39 et 7.40**.

Les valeurs isotopiques (**Fig. 7.39**) sont représentées avec leur moyenne plus ou moins l'écart type pour un ensemble de mesures appartenant à un groupe (phase diagenétique, zone ou sous-zone sparitique, produits sédimentaires...).

Isotopes de l'oxygène (Fig. 7.39-B):

Les bioclastes non luminescents et le groupe des micrites (**Casanova & Walgenwitz inédit**) montrent des compositions isotopiques nettement plus négatives ($-5,11 \text{ ‰} \pm 0,39$ et $-5,80 \text{ ‰} \pm 1,21$) que l'intervalle des calcites marines théoriques ($-4,48 < < -2,67 \text{ ‰}$). Les micrites forment le groupe le plus hétérogène avec une large étendue statistique (écart type $\pm 1,21$).

Les étendues statistiques des produits sédimentaires (micrites et bivalves) et des phases diagénétiques appartenant aux stades de l'éogénèse et de la mésogénèse A (zones sparitiques C1, C2, C3 et C4) sont proches et montrent des recouvrements. En revanche un net décalage vers des compositions isotopiques très négatives est observé pour les zones sparitiques (C5 et C6) et dolomitiques (D3 et D4) formant le stade mésogénétique B et le début de la télogénèse.

Isotopes du carbone (Fig. 7.39-A):

Les compositions isotopiques des bivalves et des micrites (**Casanova & Walgenwitz inédit**) ont des moyennes proches des calcites marines théoriques ($0,5 < < 2,3 \text{ ‰}$). Cependant ces deux groupes possèdent des écarts type relativement importants ($\pm 1,50$ et $\pm 1,24$). Une vingtaine de mesures sur des micrites possèdent un $\delta^{13}\text{C}$ légèrement négatif ($-2 \text{ ‰} < > 0 \text{ ‰}$). Les zones sparitiques C1 à C4 et les dolomites D2, D3 et D4, sont également proches de l'intervalle théorique des calcites marines, avec cependant une tendance vers des valeurs plus positives (sauf pour D2 et D3). Une chute des rapports isotopiques est observée avec les zones sparitiques C5 et C6, particulièrement négatives (jusqu'à $-8,58 \text{ ‰}$).

Remarques sur certaines valeurs extrêmes:

- Les $\delta^{13}\text{C}$ négatifs mesurés sur certains échantillons de micrite proviennent tous de la coupe Madar 1 (**van Buchem et al., 1996**; équivalent de la coupe MA), et se trouvent stratigraphiquement dans les séquences I-4, II-1 (cf. **Fig. 7.7**) et dans les séquences III et V. Ces valeurs négatives ne s'organisent pas particulièrement par rapport aux surfaces de discontinuités; en effet des $\delta^{13}\text{C}$ négatifs sont retrouvés de part et d'autres du sommet d'un cycle haute fréquence dans la séquence II, ou encore de part et d'autre de la discontinuité majeure du sommet du Natih. Dans la séquence I, ces $\delta^{13}\text{C}$ négatifs sont regroupés dans la séquence I-4, à plus de 30 mètres des surfaces IS1 et IS2. Aussi ces valeurs négatives, ne correspondent pas forcément à un effet diagénétique précoce lié à des surfaces de discontinuité et à un possible lessivage par des eaux météoriques. Dans la mesure où ces prélèvements concernent des échantillons de roche totale, n'ayant pas fait l'objet d'analyses plus détaillées en cathodoluminescence, leur signature isotopique pourrait aussi résulter de mélanges entre plusieurs phases. Aussi ces valeurs restent difficiles à interpréter.

- Au sein de la zone sparitique C2, une valeur apparaît isolée du groupe des C2 ($\delta^{18}\text{O} = -9,42 \text{ ‰}$ / $\delta^{13}\text{C} = 0,18 \text{ ‰}$ pour des moyennes de $-5,83 \text{ ‰}$ et $+2,18 \text{ ‰}$, respectivement pour le $\delta^{18}\text{O}$ et le $\delta^{13}\text{C}$). Le prélèvement a été effectué dans un terrier, et cette valeur extrême pourrait résulter d'un mélange avec une autre zone.

- Au sein de la zone sparitique C4, les trois prélèvements de C4 issus la séquence II se détachent avec des autres par des $\delta^{13}\text{C}$ légèrement plus élevés; en revanche, leur $\delta^{18}\text{O}$ sont confondus.

Zone de présence	Phase	Principaux caractères	Cathodoluminescence	MgCO ₃ (M%)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Sr (ppm)	N	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ¹⁸ O (‰)	δ ¹³ C (‰)	n	Environnement diagenétique
				0 1 2	0 200 400 600 800 1000	0 200 400 600 800 1000	0 200 400 600 800 1000						
	IFC IrSC	Calcite fibreuse (30µm-250µm) et ciment syntaxial riche en inclusions	Peu luminescent luminescence nuageuse	-	-	-	-	-	-	 coquilles non luminescentes		5	marin
Séq. I sous IS1	C1a	Cristaux scalénoédraux fins à moy. (20-800 µm), non ferreux + fine bande légèrement ferreuse	Large bande non luminescente + fine bande luminescente jaune-orangée	■ ■	<LD	<LD	■ ■	2	-	-	-	-	éogène: circulations précoces d'eaux douces sous des surfaces de discontinuités.
Séq. I sous IS2	C1b	Cristaux moy. à grossiers (50µm-2mm) granulaires ou frangeants non ferreux, dernière bande légèrement ferreuse	Zonations concentrique moy. luminescentes brunes à orangées, dernière bande luminescente	■ ■	<LD 376 ppm zone Fe	<LD	<LD ■ ■	9	-			6	enfouissement faible à très faible
	C1c	Cristaux moy. à grossiers (pluri-mm) granulaire à de blocage, non ferreux	Non luminescents à bruns foncés	■ ■	<LD		■ ■ ■ ■	9	0,707532 (n=5)	■ ■	■ ■	20	
Base séq. II	C1d C1e	Scalénoèdres fins (~150 µm), non ferreux	Non luminescents	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Top séq. I Base séq. II	D2	Dolomie sucrosique de remplacement cristaux euhédraux (100-200 µm) coeurs sales / périphérie limpide	Luminescence rouge des coeurs jusqu'à 4 zones de surcroissance orange à brune	-	-	-	-	-	-			1	mésogène sous faible enfouissement
	C2	Cristaux prismatique (jusqu'à 1cm) ou de blocage avec des micro-inclusions dolomitique	Luminescence modérée orange à zonations sectorielles, incl. dolomitiques rouge	■ ■	<LD	<LD ■ ■	<LD ■ ■ ■ ■	0,707624 (n=4)	■ ■	■ ■	■ ■	19	
Top séq. I à séq. III-1	C3	Ciments granulaires (150µm-1mm) moyennement ferreux	Luminescence vive jaune-orangée, zonations concentriques	■ ■	■ ■ ■ ■	<LD ■ ■	■ ■ ■ ■	6	0,707676 (n=1)			4	mésogène enfouissement modéré
	C4	Ciments granulaires à calcite de blocage non ferreux à moy. ferreux	Luminescence marron faible à modérée, zonations sectorielles	■ ■	<LD	<LD	<LD ■ ■ ■ ■	10	0,707607 (n=3)		■ ■	14	
Top séq. I Base séq. II	Qz	Micro-quartz équigranulaire et ciments de méga-quartz	Non luminescent	T° de formation <50°C, T° homogénéisation inclusions secondaires à 60 et 110 °C									
	D3	Dolomie massive à extinction ondulante, face courbes, non ferreuse	Luminescence rouge-vif	49-50,6 m- 49,8	■ ■		■ ■ ■ ■	3	0,709349			1	mésogène haute température
	D4	Dolomie ferreuse massive à extinction ondulante	Luminescence rouge bordeaux terne	25,3-29,2 m- 27,9	11,6-13,7 M%FeCO ₃	2600 - 3050 m- 2780	<LD ■ ■	5	0,708983			1	
	F1	Cristaux de fluorite cubique à anhétraux	Luminescence bleue électrique	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	C5	Calcite de blocage ± ferreuse fentes de tension / stylolites verticaux	Luminescence jaune - orangé en fonction de la teneur en fer		■ ■	■ ■	■ ■ ■ ■	2	-			2	début de télogénèse
	C6a	Calcite de blocage grossière (1 à 2 mm)	Luminescence modérée orange à zonations concentriques	■ ■	■ ■ ■ ■	<LD ■ ■	■ ■ ■ ■	6	0,708911			1	
C6b	Calcite de blocage grossière (1 à 2 mm)	Non luminescente	■ ■	■ ■	<LD ■ ■	■ ■	3	0,708284			1		

Figure 7.38: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases diagenétiques du secteur de Jebel Madar.

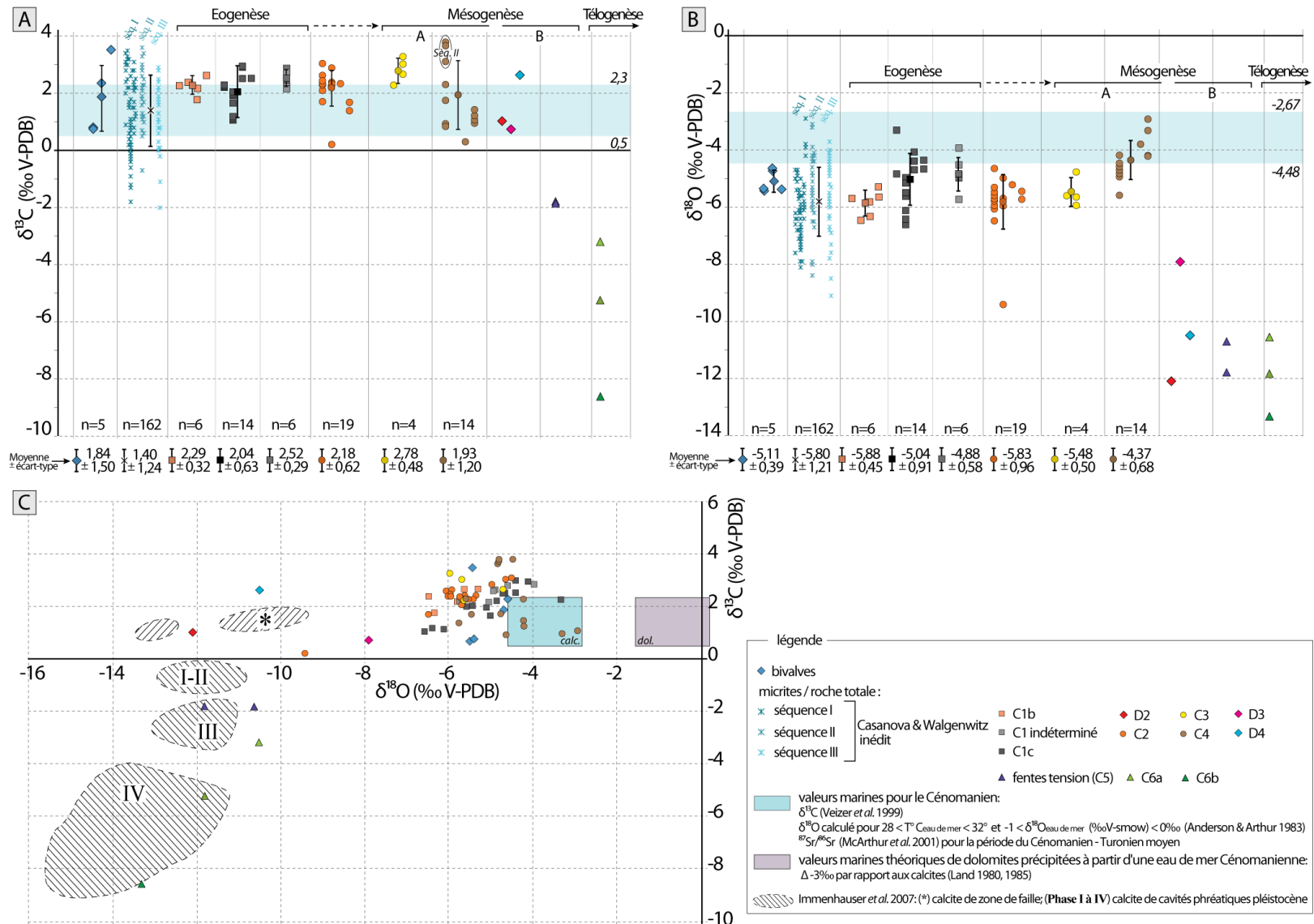


Figure 7.39: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le Jebel Madar (1)

A) et B) Compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de 76 prélèvements sur des phases diagénétiques séparées pour le secteur du Jebel Madar, ainsi que sur des prélèvements de matrice ou roche totale (n= 162; **Casanova & Walgenwitz, inédit**). n: nombre d'échantillons analysés C) Graphe $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour le même set d'échantillonnage.

Isotopes du strontium (Fig. 7.40) :

Comme pour les isotopes de l'oxygène, un décalage franc est observé entre les phases diagénétiques appartenant aux stades de l'éogénèse - mésogénèse A (zones sparitiques C1, C2, C3 et C4) et celles du stade mésogénétique B (zone sparitique C5 et dolomitiques D3 et D4), pour lequel les valeurs du strontium sont beaucoup plus radiogéniques ($> 0,708$). Les zones sparitiques C1, C2, C3 et C4 sont également proches et présentent toutes des valeurs légèrement supérieures au rapport isotopique du strontium d'une calcite marine cénomaniennne, compris entre 0,70732 et 0,70744 (McArthur & Howarth, 2004).

Remarque : La valeur plus radiogénique du groupe des C2 concerne un prélèvement manuel réalisé à la fraise de dentiste dans un terrier cimenté par C2. Cet échantillon contient également des fractures inframillimétriques cimentées par de la kaolinite, riche en Sr éventuellement issu de la désintégration du Rb.

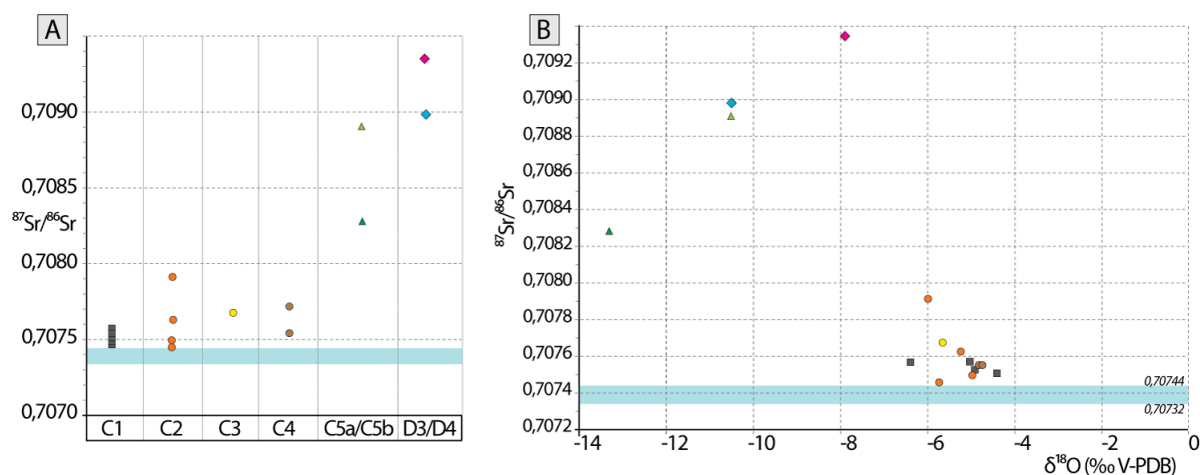


Figure 7.40: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le Jebel Madar (2)

A) Compositions en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de différents produits diagénétiques pour le secteur du Jebel Madar; B) Graphique $\delta^{18}\text{O}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Voir la figure 7.39 pour la légende des points.

Etude des solutions parentes

Zone sparitique C1

Les isotopes de l'oxygène montrent une large étendue des valeurs mesurées ($-6,58 < \delta^{18}\text{O} < -3,32$ ‰ v-PDB, $m = -5,2$; $\sigma = 0,83$). Les 26 prélèvements qui composent ce jeu de données concernent des micro-milieus assez variables (vides moldiques, fractures, ciments intergranulaires) et différentes positions stratigraphiques pour les échantillons prélevés. Aucune tendance expliquant ces variations n'a été mise à jour à ce stade de l'étude. Néanmoins, l'influence sur le signal isotopique de micro-milieus plus ou moins individualisés - tels qu'un pore intergranulaire ouvert aux circulations ou un vide moldique partiellement isolé retenant une eau de formation - a pu être mise en évidence à partir d'analyses géochimiques haute résolution dans des carbonates jurassiques (Vincent, 2001). Il se pourrait donc qu'une part de la variabilité des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ provienne des différents sites de prélèvements. Il est également possible que la cimentation des C1c ne soit pas instantanée et que plusieurs épisodes de recharges d'eaux météoriques avec des $\delta^{18}\text{O}$ variables ou ayant

amenés différents degrés d'interaction avec le carbonate encaissant ou avec des eaux marines connées aient contribué à la variabilité observée.

Le diagramme de fractionnement à l'équilibre (**Fig. 7.41**) permet d'envisager les solutions parentes des ciments C1c. Pour cela il faut faire une hypothèse sur les bornes de températures minimales et maximales de l'environnement diagénétique de ces calcites. La plate-forme du Natih étant dans un domaine proche de l'équateur au Cénomanién, une température de 20 °C apparaît raisonnable comme borne inférieure. Les ciments C1c précipitent avant l'enfouissement et la compaction de la série, et les inclusions fluides potentiellement d'origine primaires observées dans cette sous-zone sont toutes de natures monophasées liquides. Ceci suggère une température de piégeage et de formation de ces calcites n'excédant pas 40-50°C (**Goldstein & Reynolds, 1994**).

Dans ce cadre, l'étendue des compositions possibles de $\delta^{18}\text{O}$ (v-SMOW) pour les fluides parent de C1c va idéalement de -4,8 ‰ à +2,6 ‰ v-SMOW (**Fig. 7.41**, points noirs). Cependant il apparaît clairement qu'une eau de mer (comprise entre 0 et -1 ‰ v-SMOW) ou des eaux plus évaporées ne peuvent être à l'origine des ciments C1c puisque leurs courbes traversent le champ statistique des C1c dans le domaine des températures maximales et au delà. Il en va de même pour les fluides inférieurs à -4 ‰ v-SMOW qui les recoupent en deçà de la température minimale admise. Dans ces conditions, les fluides parents des C1c présenteraient de manière plus réalistes des compositions entre -1 et -4 ‰ v-SMOW. Cet intervalle implique donc des eaux météoriques légèrement fractionnées, ce qui reste cohérent avec la position équatoriale de la zone d'étude au Cénomanién. Cela traduirait également l'absence d'un fractionnement fort lié à des effets orographiques, ou bien un effet de tamponnement par l'encaissant ou de mélange des eaux météoriques avec des fluides marins.

Il est intéressant également de focaliser sur l'évolution géochimique entre les sous-zones C1b et C1c afin de comprendre si ces deux zones sparitiques résultent de fluides différents ou si à partir d'un même fluide, ce sont les conditions environnementales qui ont évoluées. Le passage entre C1b et C1c s'accompagne d'un changement pétrographique assez net, et les caractéristiques d'extension et de volume de ces ciments sont propres à chacune des sous zones. En revanche leur domaine isotopique montre de prime abord un certain recouvrement (**Fig. 7.42**). Des mesures isotopiques de détails ont permis de retracer l'évolution des rapports isotopiques des ciments C1b et C1c à l'échelle de l'échantillon (**Fig. 7.42**). Systématiquement, les valeurs d'oxygène sont plus négatives ($-6.48 < \mathbf{C1b} < -5.81\text{‰}$) pour les ciments C1b, que pour les ciments C1c ($-4.85 < \mathbf{C1c} < -3.32\text{‰}$), pour des valeurs de carbone restant comparables ($1,76 < \delta^{13}\text{C} < 2,47\text{‰}$). Cette différence peut s'expliquer selon deux hypothèses, en replaçant les étendues statistiques (moyenne \pm écart type) de ces deux groupes dans un diagramme de fractionnement (**Fig. 7.41**, boîtes avec pointillés orange et noirs). La première hypothèse est celle d'un même fluide à l'origine des deux phases mais avec un effet de température influençant le signal isotopique de l'oxygène. En prenant un $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau météorique compris entre -1 et -2,61‰ v-SMOW, l'intervalle de température pour C1c est compris entre 20 et 35°C, tandis qu'il faut des températures de 31 à 43 °C pour expliquer le domaine de valeur de C1b. Cette option impliquerait un refroidissement supérieur

à 10°C, ce qui est peu probable étant donné l'absence d'anomalies géothermique et/ou d'événement climatique majeur associés à cette région et à cette période. L'autre hypothèse consiste à proposer des solutions parentes d'origine différentes. En gardant l'intervalle de température compris entre 20 et 35°C, les fluides ayant précipités C1b présentent un $\delta^{18}\text{O}$ compris entre -2,6 et -4,6 ‰ v-SMOW, tandis que ceux précipitant les C1c restent compris entre -1 et -2,6‰ v-SMOW. Il faut donc faire intervenir une source d'eaux météoriques légèrement différente entre les précipitations de C1b et C1c, les fluides parents des C1c témoignant possiblement d'interactions fluides-roches plus importantes.

Remarque: aucune phase de corrosion et de dissolution n'est observée entre les sous-zones C1b et C1c. Ceci montrerait que malgré les caractères pétrographiques spécifiques à chaque sous-zone et les variations de la composition isotopique des fluides parents, le système géochimique pour ces deux groupes resterait comparable, sans variations majeures des caractères physico-chimiques des fluides, et qu'aux sites de précipitation de ces ciments, ces fluides aient été toujours sur-saturés vis à vis de la calcite.

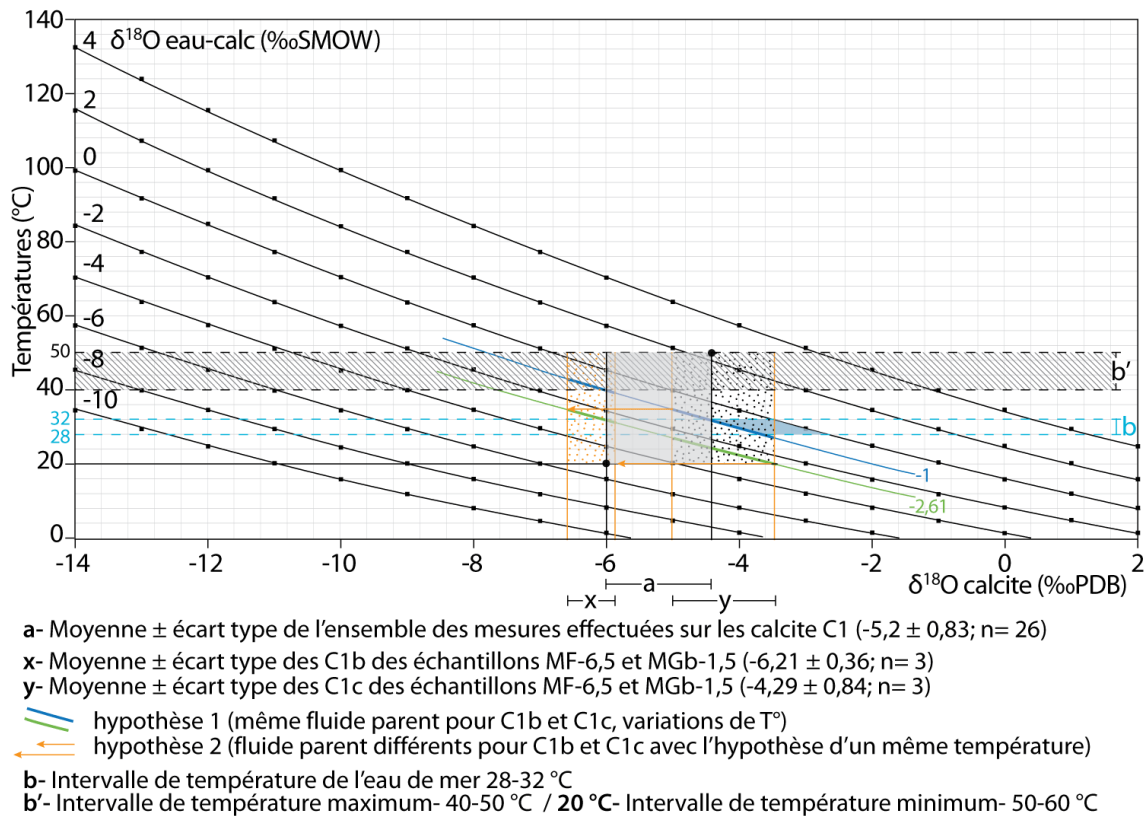


Figure 7.41 : Diagramme de fractionnement à l'équilibre entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite (‰ v-PDB), de l'eau (‰ v-PDB) et la température, pour les calcites C1.

Le domaine en bleu correspond aux valeurs théoriques pour une calcite marine (voir chapitre 6, section *Référentiel géochimique : signal marin et météorique*) ; Les calcites C1c sont reportées par leur valeur moyenne \pm écart type (intervalle a). Moyenne \pm écart type des mesures de C1b (intervalle x) et de C1c (intervalle y) réalisées sur les échantillons MF-6,5 et MGb-1,5. Les courbes sont construites d'après l'équation de fractionnement de la calcite (Anderson & Arthur, 1983). Voir le texte pour les discussions.

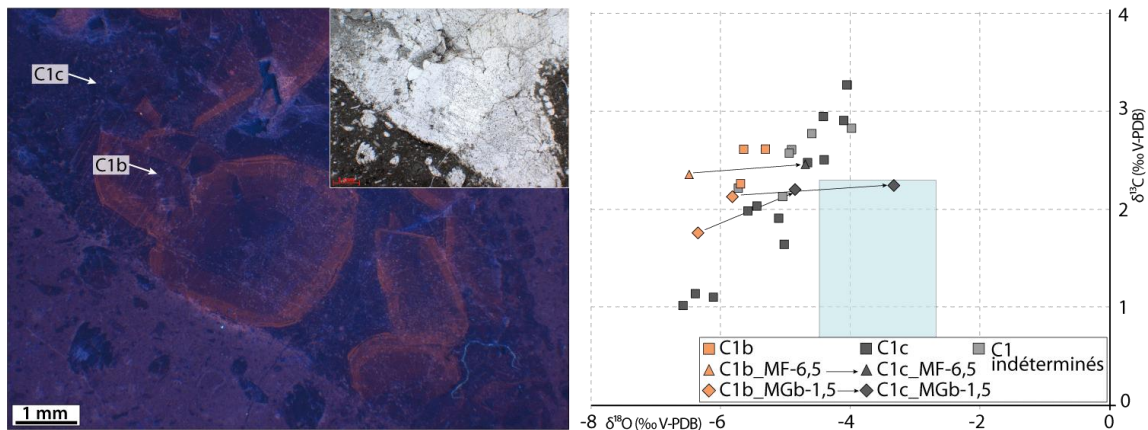


Figure 7.42 : Evolution pétrographique et géochimique entre les sous-zones C1b et C1c.

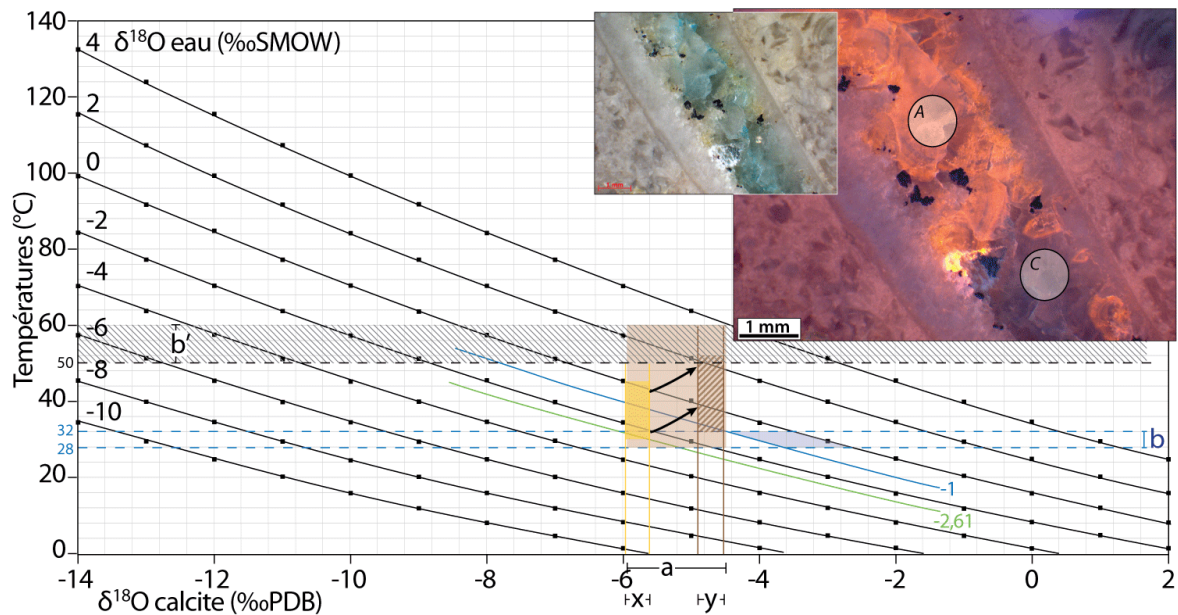
A gauche : Echantillon MF-6,5 (coupe MF, Jebel Madar) en cathodoluminescence : sous-zone C1b : moyennement luminescente, à zonations concentriques ; sous-zone C1c, ciment de blocage non luminescent homogène. A droite : plot $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ avec l'ensemble des mesures du Jebel Madar sur les sous-zones C1b et C1c. Six mesures isotopiques ont été effectuées sur deux échantillons présentant la succession des ciments C1b et C1c, reliées par les flèches noires.

Zone sparitique C3 et C4

Les $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur l'ensemble de ces ciments (**Fig. 7.43**; $-5,16 \text{ ‰ v-PDB} \pm 0,67$) restent très proches de ceux des C1 et C2 (**Fig. 7.39**). En supposant un intervalle de température compris entre 28 et 60°C pour les sparites d'enfouissement modéré, les valeurs théoriques de leur fluides parents offre un spectre assez large entre $-3,16$ et $+3,92 \text{ ‰ v-SMOW}$, indiquant tout aussi bien des fluides météoriques peu fractionnés, que des fluides marins, salins ou mixtes.

Les évolutions géochimiques observées entre les zones C3 et C4 à l'échelle de chaque échantillon permettent néanmoins de préciser les environnements géochimiques de ces zones. L'exemple d'un échantillon (MA.138) situé au sommet de la séquence II-1 du Jebel Madar illustre assez bien ces variations (**Fig. 7.43**) qui se manifestent par une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 1 ‰ v-PDB entre les zones C3 et C4. Si l'on suppose que le fluide à l'origine de C3 peut être marin (entre 0 et -1 ‰ v-SMOW), comme météorique (entre -1 et $-2,61 \text{ ‰ v-SMOW}$), alors sa température varie entre 30 et 45 °C (**Fig. 7.43**, rectangle jaune), ce qui reste compatible avec un enfouissement modéré. Si les fluides restent identiques pour précipiter la zone C4, il faut que leur température diminue, ce qui n'est pas possible si l'on considère que l'enfouissement augmente entre les zones C3 et C4. Les fluides parents de C4 présenteraient donc des $\delta^{18}\text{O}$ plus élevés (**Fig. 7.43**, flèches noires). En l'absence d'un cadre thermométrique plus précis, il reste difficile de préciser le $\delta^{18}\text{O}$ de ces fluides. Cette évolution pourrait traduire néanmoins une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de formation qui contre-balanceraient le fractionnement thermique de l'oxygène. Ce type d'évolution isotopique a pu être modélisée et observée sur des carbonates enfouis du Crétacé inférieur ('C-trend', **Heydari, 1997**) ; ces modèles concernent cependant des roches subissant un enfouissement progressif et important (5 km).

Pour expliquer les variations géochimiques entre les zones C3 et C4, il faut alors qu'une source de fluide externe, possédant un $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé interagisse avec les fluides ayant précipités dans un premier temps la zone C3 ou les renouvelle.



- a- Moyenne \pm écart type de toutes les mesures effectuées sur les zones sparitiques du stade de la mésogénèse A (zones C3 + C4 + indéterminées = $-5,16 \pm 0,67$; n= 26). Parmi ces valeurs:
x- Moyenne \pm écart type des mesures de la zone C3 dans l'échantillon MA.138 ($-5,78 \pm 0,18$; n= 2)
y- Moyenne \pm écart type des mesures de la zone C4 dans l'échantillon MA.138 ($-4,7 \pm 0,19$; n= 3)
↗ hypothèse d'évolution entre les zones C3 et C4 de l'échantillon MA.138
- b- Intervalle de température de l'eau de mer 28-32 °C
b'- Intervalle de température maximum- 50-60 °C

Figure 7.43 : Diagramme de fractionnement à l'équilibre entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite (‰ v-PDB), de l'eau (‰ v-PDB) et la température, pour les zones sparitiques C3 et C4.

Exemple de l'échantillon MA.138, sur lequel 5 prélèvements ont été effectués de manière assez précise à l'aide d'une microfraiseuse (exemple des prélèvements A (C3) et C (C4) sur la photo en cathodoluminescence du talon poli de la lame mince). Les calcites C3 / C4 sont reportées par leur valeur moyenne \pm écart type sur les intervalles x et y.

Le domaine en bleu correspond aux valeurs théoriques pour une calcite marine (voir chapitre 6, section *Référentiel géochimique : signal marin et météorique*). Les courbes sont construites d'après l'équation de fractionnement de la calcite (Anderson & Arthur, 1983). Voir texte pour la discussion du diagramme.

7.1.5 Bilan: inventaire et chronologie des phases diagenétiques

Il est possible de résumer l'histoire diagenétique du Jebel Madar en 6 grands stades:

Stade 1: éogénèse marine

- Les phases diagenétiques synsédimentaires marines sont rares et peu développées dans les dépôts carbonatés de la formation Natih au Jebel Madar. Elles concernent la micritisation des allochems, quelques ciments initialement en HMC, et une phase de dolomitisation partielle des remplissages de terriers. Il est donc probable que les eaux marines baignant la plate-forme du Natih n'étaient pas suffisamment sursaturées vis à vis de la calcite pour favoriser une formation physico-chimique de hardgrounds, d'intraclastes et d'ooïdes. D'un point de vue chronologique, ces cimentations peuvent débuter directement sur le fond

marin ou sous la surface des sédiments et se poursuivre sous un faible recouvrement. Ces ciments se succèdent dans le temps suivant leur position stratigraphique.

Stade 2: éogenèse météorique

- Une première nappe phréatique météorique baigne les dépôts du Natih suite à une émergence associée à la discontinuité IS1, probablement favorisée par une chute eustatique (**Grélaud, 2005**). En effet, sur la plate-forme émergée se développent des incisions corrélées à des prismes de régression forcée en direction du bassin intrashelf (**van Buchem et al., 2002, Grélaud, 2005**). A l'échelle des ciments, la précipitation des premières bandes de C1a aurait eu lieu pendant la période de dissolution de l'aragonite biogène. Il est donc possible que les ions Ca^{2+} issus de cette dissolution aient contribué à la formation de la LMC de C1a.
- Les incisions sont ensuite comblées par des faciès intertidaux à subtidaux lors de la remontée du niveau marin (**Grélaud, 2005**). Puis le réennoiment de la plate-forme s'accompagne du dépôt des faciès très peu profond de la séquence I-7. Une deuxième nappe phréatique se met en place sous la discontinuité IS2. Précipite alors la sparite C1b dans un environnement météorique ou mixte. Les alternances de bandes faiblement luminescente et de bandes plus luminescentes suggèrent des variations du potentiel d'oxydo-réduction (via l'incorporation du Mn) dans la nappe. Des phénomènes de décalcification dans la zone vadose et dans la zone de battement de nappe pourraient être à l'origine des sédiments internes qui recouvrent C1b (silts vadoses).
- La dernière zone sparitique météorique reliée à IS2 est formée par C1c, très développée, qui colmate l'essentiel de la porosité résiduelle sous la surface IS2. Le volume important de ses ciments suggère une source de CaCO_3 suffisamment renouvelée. Il est possible qu'un réseau de drainage des eaux douces depuis des zones de recharge situées en amont se soit mis en place, suggérant des gradients hydrauliques de plus grande ampleur. La surface IS2 correspond également au sommet de la première séquence de dépôt de 3^{ème} ordre de la série du Natih (**Grélaud, 2005**), elle marque un changement de système sédimentaire (plate-forme bassin intrashelf / plate-forme mixte argilo-carbonaté peu profonde).
- A la base de la séquence II, des zones sparitiques plus discrètes (C1d et C1e) signalent probablement de nouveaux impacts météoriques au sommet des deux premières séquences haute fréquence. Elles indiqueraient des phénomènes émergifs brefs dont l'impact diagénétique est plus limité.

Stade 3: transition mésogène

- Lors de la transgression de la séquence II, une réintroduction d'eau de mer permet la précipitation de cristaux de gypse (en contexte évaporitique ou sub-évaporitique ?), puis de la dolomite D2 (à partir d'eaux marines, mixtes ou subévaporitiques?) sous un faible recouvrement sédimentaire.
- L'évolution des pressions lithostatiques, probablement en lien avec la présence de couches argileuses imperméables pourrait être responsable, lorsque l'enfouissement se

poursuit, de phases soudaines de fracturation sous l'effet de l'augmentation de la pression fluide engendrant des fractures discontinues et d'orientations variables (fractures de type crack-seal, hydrofractures?) scellées par de large cristaux de calcites riche en impuretés et en inclusions dolomitiques (C2).

- Une phase de précipitation de quartz microcristalin et de mégaquartz, postérieure aux zones D2 et C2, aboutit à la formation de nodules de silice de part et d'autre des surfaces d'incisions. Cette silicification s'opère à des températures modérées (< 50 - 60 °C).

Stade 4: mésogénèse sous enfouissement modéré

- Les zones sparitiques C3 et C4, forment les premiers ciments de blocage dans les séquences II et III-1, qui précipitent dans des nappes phréatiques dont les conditions sont sub-oxiques à réductrices (luminescence). Il est envisageable que ces sparites soient contemporaines du dépôt du Fiqa, car elles précipitent avant que la compaction ne devienne trop importante sous le chargement des nappes Hawasina au Campanien.

Stade 5: mésogénèse 'haute température'

- Ce stade regroupe les phases de dolomite baroque (D3 et D4) précipitées à haute température (> 60-80 °C), de fluorite (F1) et la zone sparitique C5. La précipitation des phases de dolomite baroque dans de larges fractures, ou la précipitation de C5 dans les fentes de tension de stylolites verticaux ancrent ces phases dans un moment où la série du Natih était soumise à de fortes contraintes tectoniques. La chronologie possible de ces phases sera discutée dans le chapitre 8, en lien avec l'évolution géodynamique de la région de l'Intérieur Oman.

Stade 6: Télogénèse

- L'exhumation de la série au cours du Néogène aboutit probablement à un changement des systèmes de circulations de fluides, avec l'introduction et le renouvellement de nappes météoriques éventuellement modifiées au cours de leurs trajectoires souterraines. L'évolution de la zone sparitique C6 ces interactions au cours de la surrection des formations mésozoïques.

7.2 Secteur 2 - Jebel Madmar

7.2.1 Cadre général

L'anticlinal du Jebel Madmar constitue l'extrémité ouest de la série d'anticlinaux qui forment l'arc de Salakh. Il s'agit d'un pli E-W déversé vers le sud, considéré comme un anticlinal de rampe frontale de chevauchement, permettant ainsi la mise à l'affleurement de la Formation Natih et localement de la Formation Nahr Umr. La surface de décollement pourrait se situer dans la série évaporitique de la Formation Ara à approximativement 6-8 km de profondeur (**Mount et al., 1998**).

Les affleurements de la Formation Natih se situent ici dans une position paléogéographique plus distale que ceux du Jebel Madar, par rapport au bassin intrashelf (**Fig. 7.44-A**). En effet, des faciès de bassin riches en matière organique et des faciès de rampe externe s'intercalent ici dans la 1^{ère} séquence de dépôt (**Fig. 7.47**).

L'intervalle étudié couvre la majeure partie de la séquence I et quelques niveaux de la séquence II (**Fig. 7.44-B**). L'étude de ce secteur s'est focalisée dans deux coupes, madmar 3 à l'est et madmar 6 à l'ouest (**Fig. 7.44-C**), où l'on peut respectivement observer les incisions IS1 et IS2. Contrairement au Jebel Madar, ces deux incisions ne sont ici pas superposées (**Fig. 7.51**).

L'évolution structurale du Jebel Madmar est illustrée sur la **figure 7.45 (De Keijzer et al., 2007)**. Les phases de déformation régionales du Crétacé et du Miocène ont été enregistrées par des réseaux de fractures et de faille:

- La phase d'obduction éoalpine du Crétacé supérieur se traduit dans cette zone d'avant-pays par une extension de direction NE-SW avec la formation de failles normales parfois décrochantes d'orientation WNW-ESE (**Loosveld et al., 1996; Filbrandt et al., 2006**).
- La compression alpine moi-pliocène de direction NE-SW à l'origine des structures anticlinales est également responsable d'une importante fracturation NE-SW (**Fig. 7.45, De Keijzer et al., 2007**). Des précipitations sous forme de *crack-seal*, des karst hydrothermaux ou des brèches hydrauliques seraient engendrées par la remontée de fluides chauds (110 à 140°C) au cours de cet épisode de fracturation et de plissement (**Fig. 7.45, De Keijzer et al., 2007**).

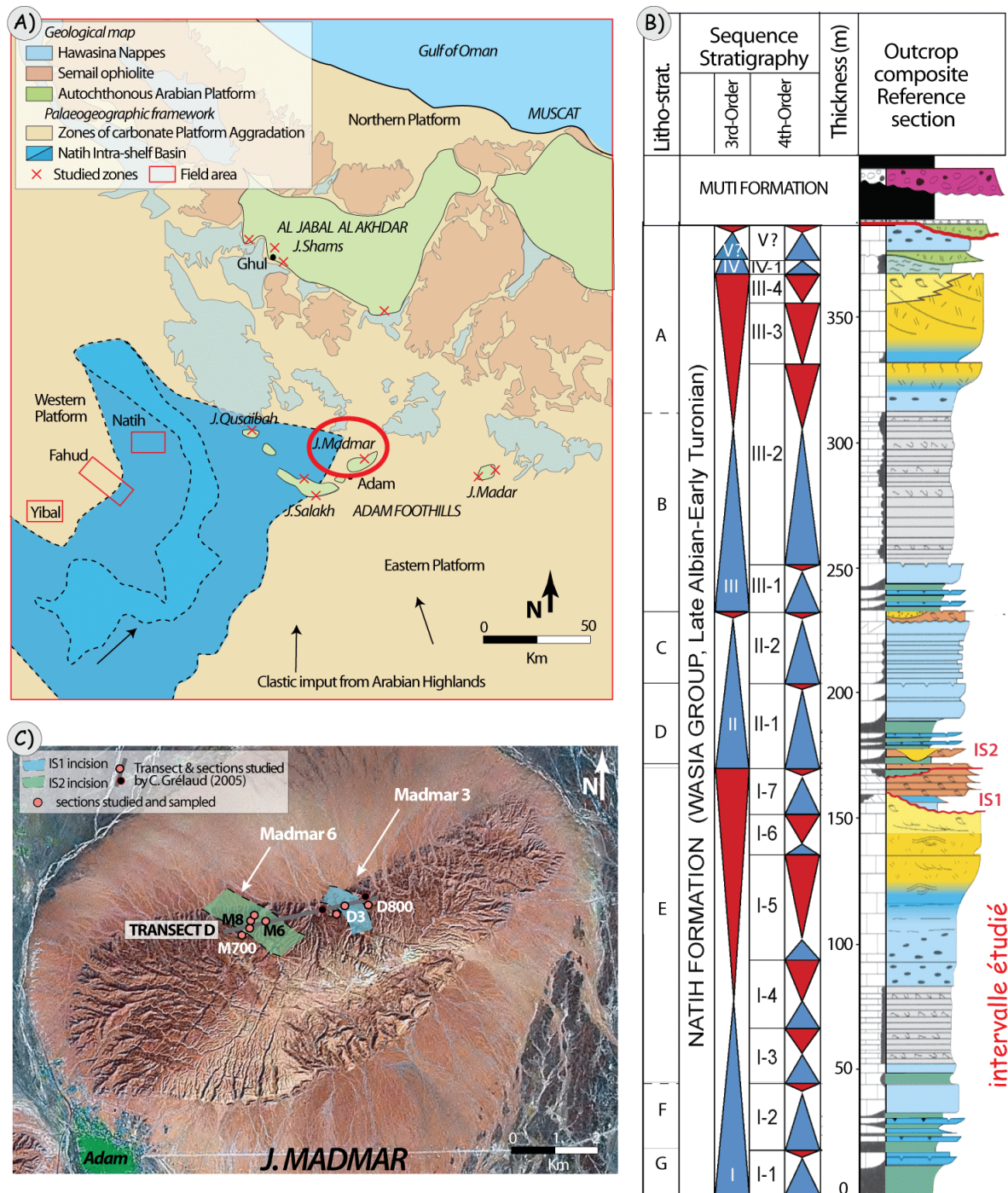


Figure 7.44 : Présentation du secteur d'étude du Jebel Madmar
 A) Carte géologique du Nord de l'Oman, illustrant les secteurs étudiés et la position paléogéographique du bassin intrashelf (unités structuro-sédimentaires d'après la carte géologique du Sultanat d'Oman 1:1000000 (Le Métour *et al.*, 1993); paléogéographie des bassins intrashelfs d'après Grélaud, 2005).; B) Log composite de la Formation Natih d'après les affleurements (Grélaud *et al.*, 2010); C) Photo satellite du Jebel Madmar, et localisation des incisions IS1 et IS2 (Grélaud, 2005).

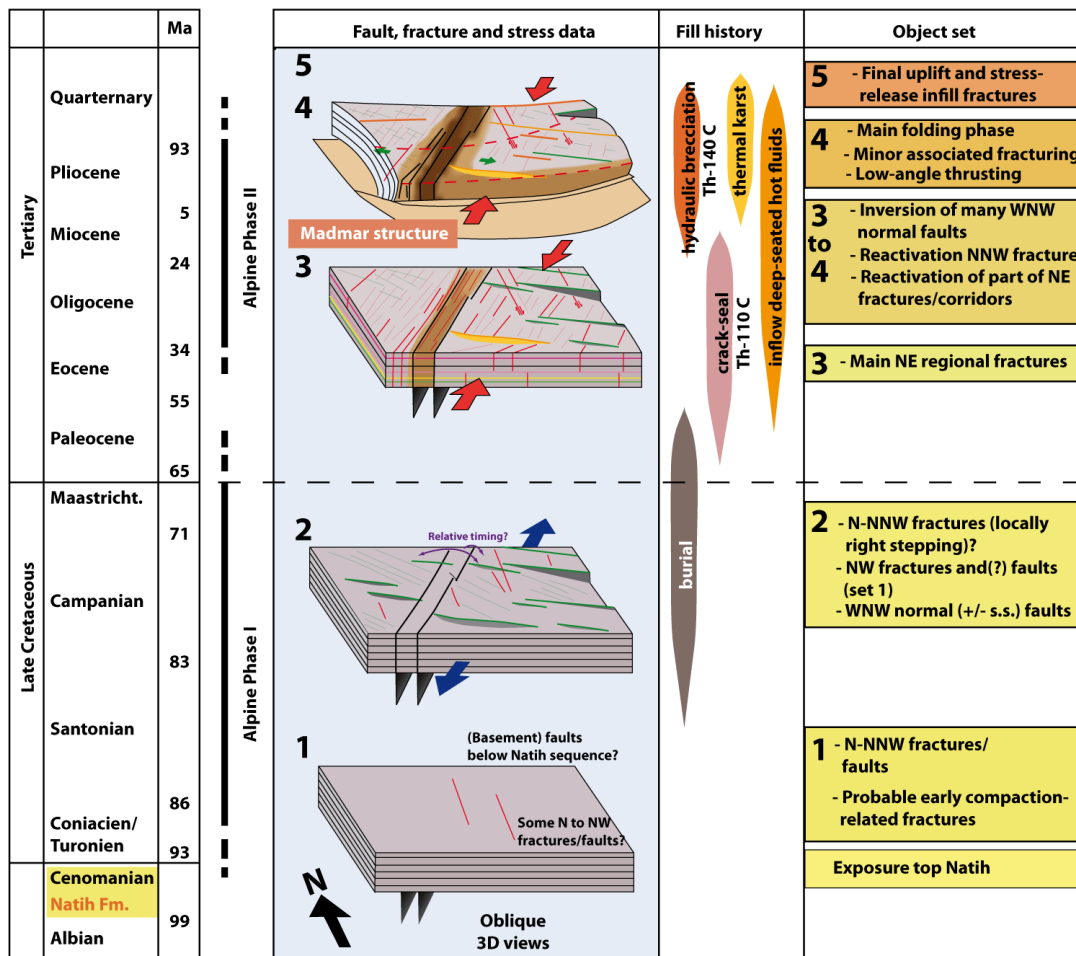


Figure 7.46: Structuration tectonique du Jebel Madmar replacée dans le cadre tectonique régional (De Keijzer *et al.*, 2007)

7.2.2 Architecture des séquences de dépôt, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces

Les Membres F à A affleurent particulièrement bien sur le flanc nord du Jebel Madmar. Seul le sommet de la formation ne peut être observé car recouvert par des formations superficielles quaternaires.

➤ Séquence I:

La partie inférieure de la séquence I (séquences I-1 et I-2, 4^{ème} ordre) est similaire à celle du Jebel Madar (cf. section 7.1.2).

Viennent au dessus (**Fig. 7.47**) deux cycles (séquence I-3 et I-4) débutant par des faciès de bassin *intrashelf* riches en matière organique (assoc. de faciès IV-c) passant progressivement à des mudstone-wackestone très bioturbés à *Thalassinoïdes* (assoc. de faciès IV-b), interprétés comme représentant une légère diminution de la tranche d'eau et donc de courtes phases de progradation de la plate-forme. Au dessus, les séquences I-5 et I-6 s'inscrivent dans une grande tendance régressive : aux faciès boueux et bioturbés succèdent des faciès de bordure de plate-forme composés de wackestone-packstone-grainstone péloïdaux à

orbitolinidés (associations de faciès III-f à III-d), puis des faciès granulaires de barres bioclastiques de plus en plus riches en rudistes (associations de faciès III-c à III-a). Le sommet de cette succession est recoupé par la surface d'incision IS1 dans le secteur Madmar 3 (Figs. 7.48 et 7.53).

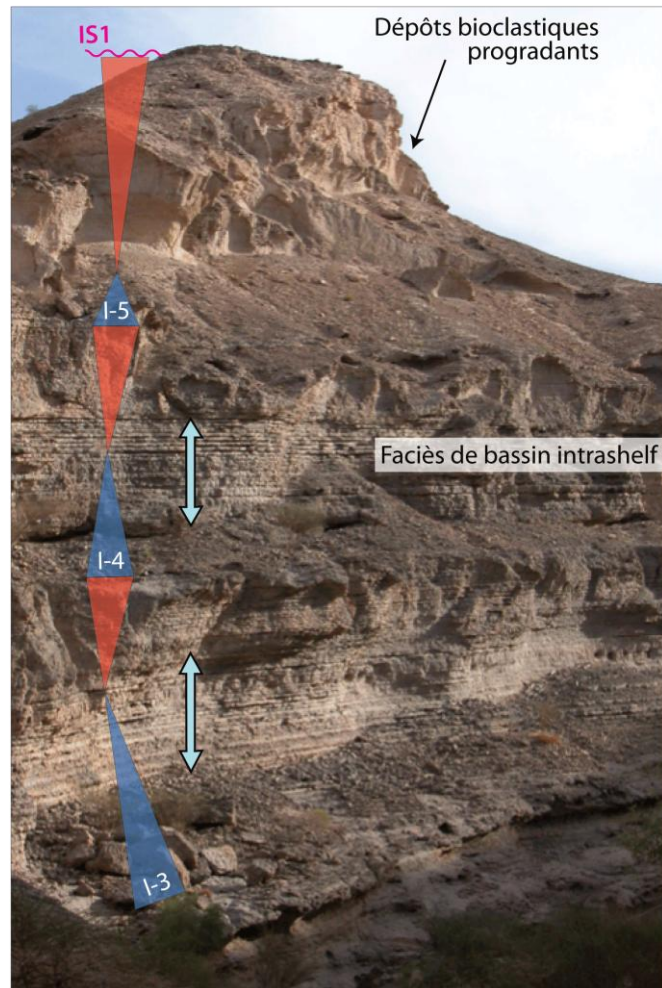


Figure 7.47: Séquences de dépôts de 4^{ème} ordre au sein de la première séquence de la Formation Natih, Madmar 3.

Les caractéristiques de la surface IS1 et du remplissage de l'incision IS1 sont résumées dans le **tableau 7-B** et les **figures 7.51 et 7.52** (Grélaud, 2005, Grélaud, *et al.* 2006, 2010).

La séquence I-7, qui recouvre la surface IS1, est caractérisée par des dépôts de plate-forme interne / lagon peu profond (associations de faciès II-b, I-d, **Fig. 7.48**), organisé en une succession de cycles d'épaisseur métrique à plurimétrique séparés par des niveaux légèrement plus argileux. Un léger épaissement de ces dépôts est observé vers l'ouest, c'est à dire dans la partie plus distale. La séquence I-7 est coiffée par la surface IS2, qui forme une incision exposée dans le wadi Madmar 6 (**Fig. 7.54**) et inaugure un changement du système sédimentaire.

A l'image des géométries de barres d'accrétion préservés au sommet du remplissage de la première incision à Madmar 3 (**Fig. 7.48-B**), un système de haute énergie est observé au dessus de la surface IS2, à l'ouest du Jebel dans une position plus distale (**Fig. 7.49**). Il correspond à des barres bioclastiques composées de rudstone à débris de rudistes et de bioclastes divers (**Fig. 7.49-E**). Ce système pourrait correspondre à la création et à la migration de barrières bioclastiques au moment du ré-ennoyage de la plate-forme, lorsque des courants (tidaux?) de forte intensité pénètrent dans les incisions et débordent au delà des marges de ces dernières (Grélaud *et al.*, 2010, **Fig. 7.49**).

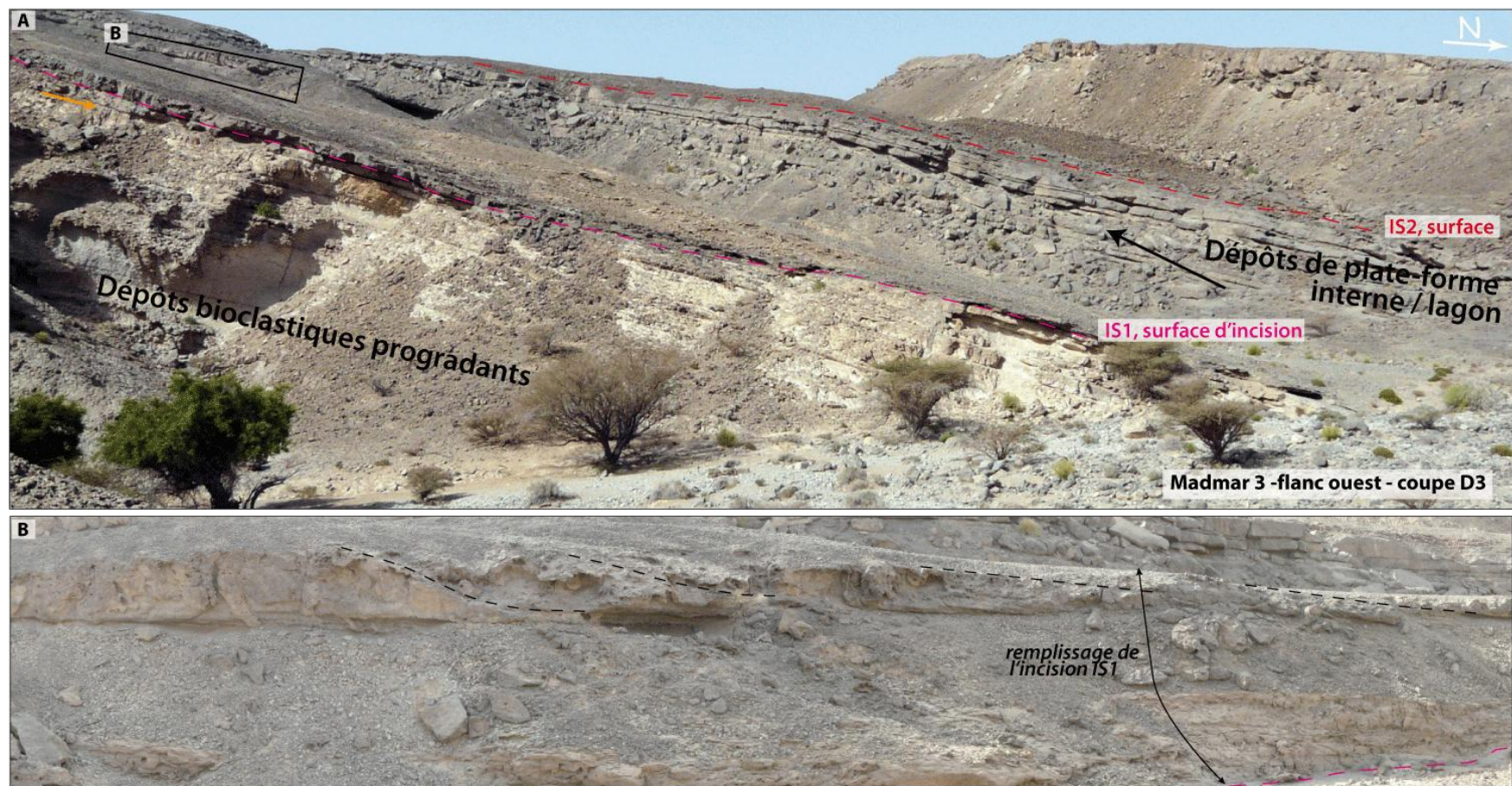


Figure 7.48: Sommet de la séquence I, Madmar 3.

A) Surface d'incision recoupant les dépôts bioclastiques de la séquence I-5; la séquence I-6 et ici complètement érodée par l'incision. Au dessus du remplissage de l'incision (zoom en B), les dépôts tabulaires de plate-forme interne de la séquence I-7 marquent le ré-enoisement de la plate-forme. B) Zoom du remplissage de l'incision IS1: niveaux dolomitisés à la base passant à des mudstone noduleux à orbitolinidés. La partie sommitale du remplissage de l'incision est formée par une barre carbonatée à grandes stratifications obliques, interprétée comme des dépôts de barre de méandre de chenaux tidaux (Grélaud, 2005).

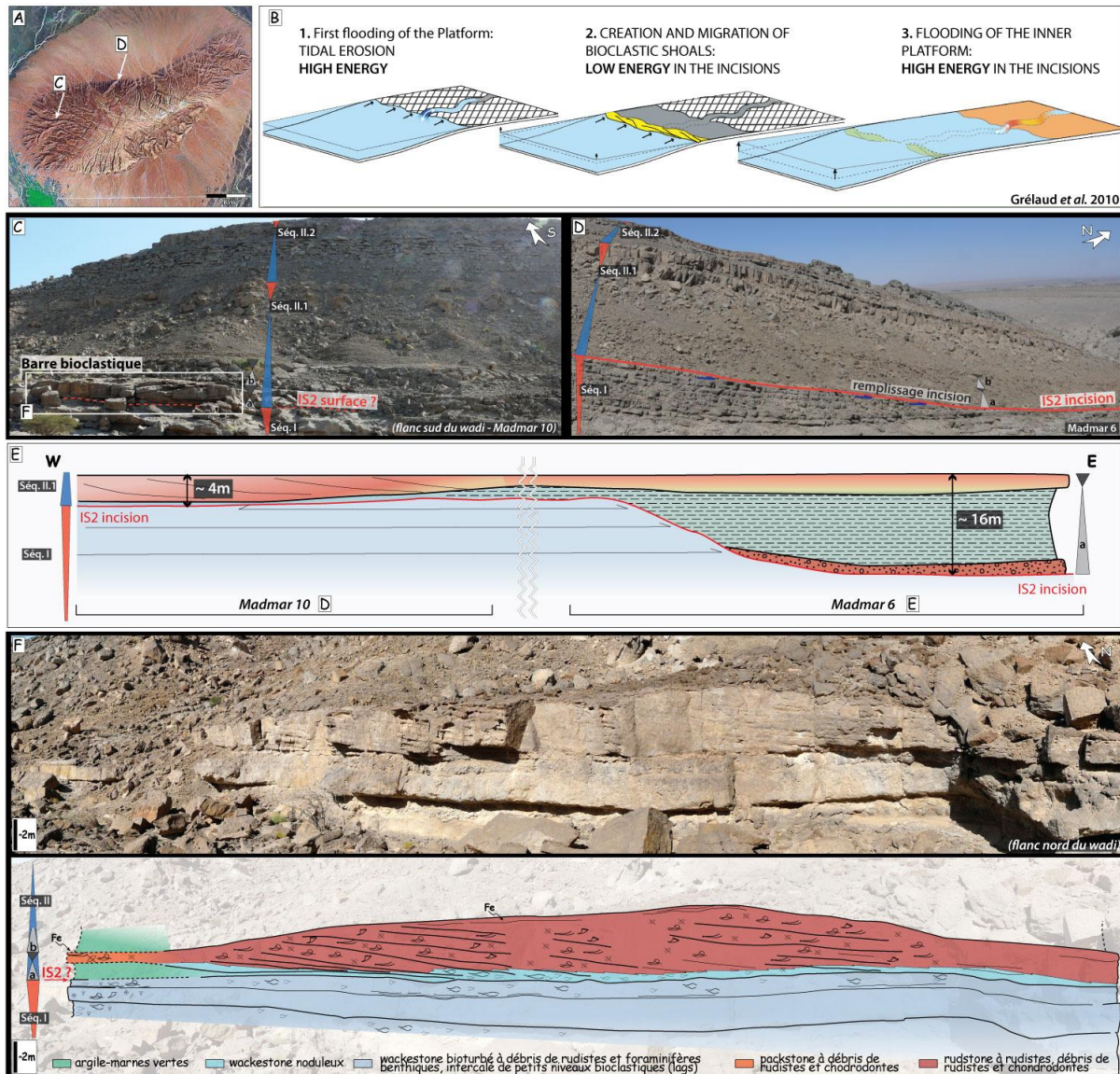


Figure 7.49: Sommet de la séquence I, Madmar 10 et Madmar 6.

A) Photo satellite du Jebel Madmar; B) Interprétation schématique de la succession des remplissages dans les incisions du Natih (Grélaud *et al.*, 2010); Vue d'ensemble du sommet de la séquence I dans les wadis Madmar 10 à l'ouest (C) et Madmar 6 plus à l'est (D); E) Corrélation schématique entre ces deux affleurements: à Madmar 10 le lag bioclastique et les dépôts argileux, enregistrés en début de transgression (étape 1 et 2 du schéma en B) dans l'incision IS2, ne sont pas préservés (ou déposés). En revanche, le sommet du remplissage des incisions est constitué d'une barre bioclastique s'étendant au delà des bords de l'incision; celle-ci marque le ré-ennoyage de la plate-forme et archive latéralement à Madmar 10 des dépôts de haute énergie composés de rudstone à débris de rudistes et bioclastes à stratifications obliques. Cette barre forme le sommet de la première séquence haute fréquence (séq. a) de la séquence II. F) zoom et dessin interprétatif de la barre d'accrétion à Madmar 10.

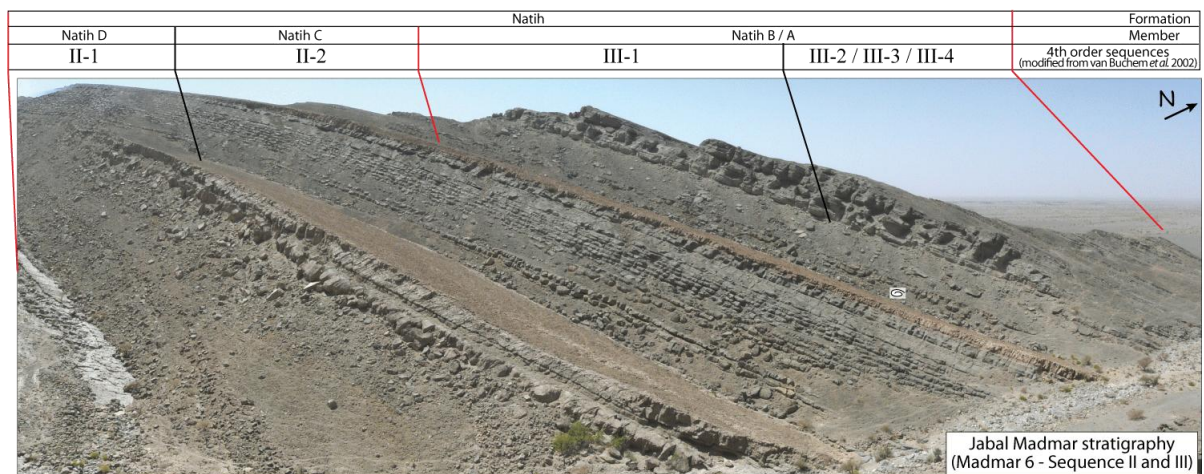
➤ Séquence II et III

Les dépôts de la séquence II-1 s'organisent de manière très similaire à ceux du Jebel Madar (voir section 7.1.2).

Les séquences II-2 et III (Fig. 7.50) n'ont pas fait l'objet d'une étude diagénétique au Jebel Madmar, elles sont par ailleurs détaillées d'un point de vue sédimentologique et

stratigraphique dans des travaux publiés récemment (**Grélaud 2005, Homewood *et al.* 2008, Grélaud *et al.* 2010**).

Dans le Jebel Madmar, l'échantillonnage a été focalisé sur la première séquence de dépôt de la Formation Natih, autour des incisions IS1 et IS2 sur les coupes Madmar 3 et Madmar 6. Les échantillons récoltés et les coupes analysées sont replacées sur le transect de corrélation du Jebel Madmar (**Fig. 51; Grélaud, 2005**), dans la. L'échantillonnage a été sur la coupe Madmar 3 à la base de la séquence I-4 (Natih E) et jusqu'au sommet de la séquence II-1 (Natih D).



Ⓞ Amonite Neobilites: Cénomaniens moyen (partie supérieure) à base du Cénomaniens supérieur (L. Bulot, pers. comm)

Figure 7.50: Les séquences de dépôts II et III au Jebel Madmar (Madmar 6)

Transect D (Grélaud 2005)

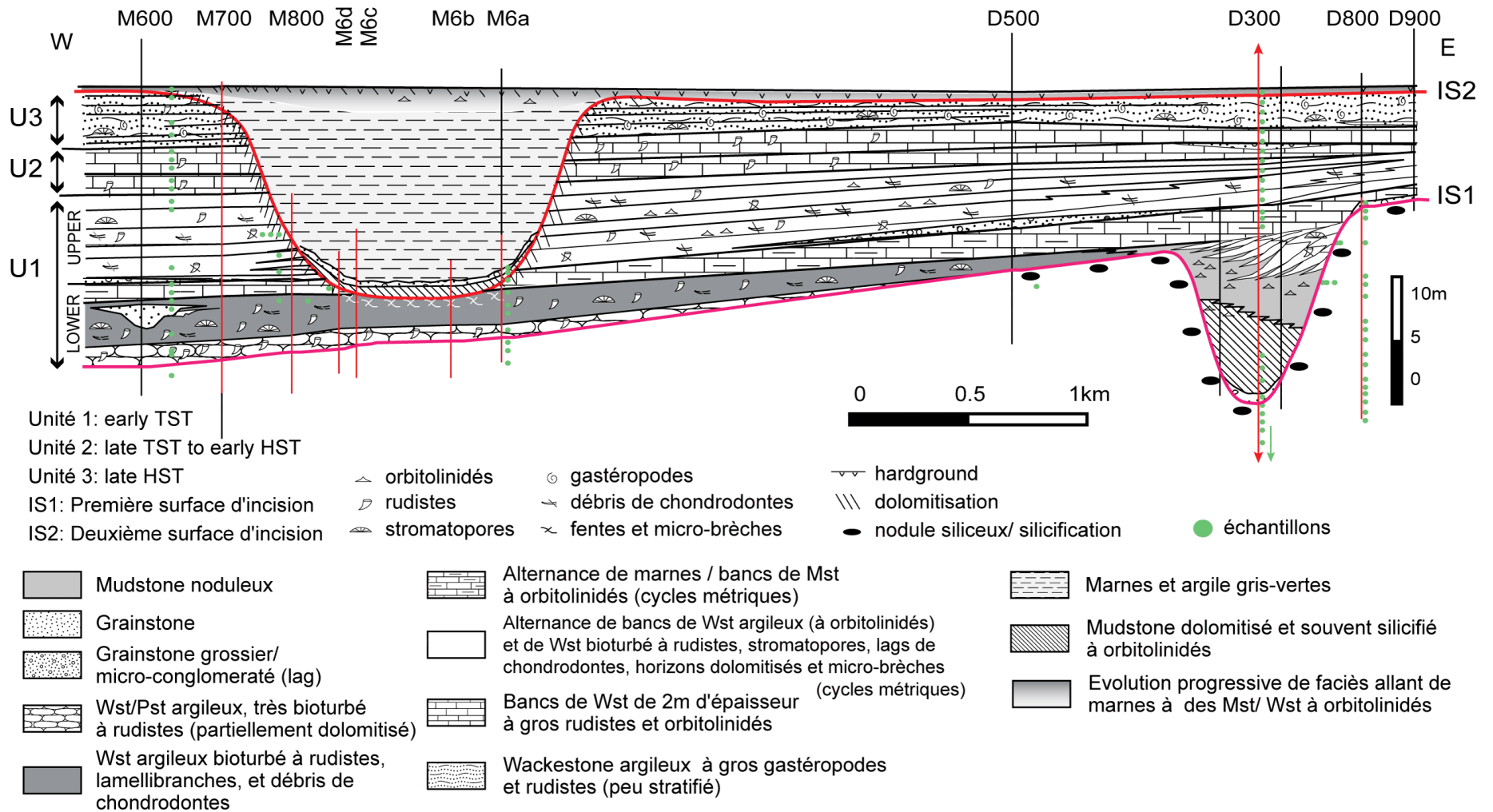


Figure 7.51 : Transect de corrélation dans le Natih E entre Madmar 3 à l'est et Madmar 6 à l'ouest, illustrant la position des deux surfaces d'incision IS1 et IS2 (Grélaud, 2005).

Les affleurements étudiés dans ce travail sont soulignés en rouge et les échantillons récoltés sont marqués par des points verts.

MADMAR	IS1	IS2
	SURFACES	
Position stratigraphique	Sommet de la séquence I-6	Sommet de la séquence I-7
Faciès sous-jacent	PST-GST à stromatoporidés, petits coraux solitaires, foraminifères benthiques (alvéolinidés), débris d'échinodermes et petits péloïdes (association de faciès III-b).	WST-PST à foraminifères benthiques (<i>Chrysalidina</i> , alvéolinidés) et algues vertes, débris de bivalves, noduleux et bioturbé (association de faciès II-b). parfois complètement dolomitisé (Fig. X-e)
Surface	surface irrégulière, changement de faciès relativement marqué. souligné à madmar 3 par une silicification des bioclastes et des nodules silicifiés	surface noduleuse, changement de faciès net.
Faciès sus-jacent	Surface colonisée à madmar 6 par de gros coraux et des stromatoporidés, matrice plus boueuse à foraminifères benthiques, pectens et petits coraux (Fig. X-a)	Petit niveau plus argileux et WST- PST (Fig. X-f) bioclastique à alvéolinidés et algues vertes, faciès très noduleux, silicifié, dolomitisé, riche en fer correspond au sommet du remplissage de l'incision.
	INCISIONS	
Dimensions / Morphologie	600 m de large, 12 mètres de profondeur d'incision, morphologie symétrique et régulière en coupe transversale, avec des marges peu pentées.	~1 Km de large, ~16 mètres de profondeur d'incision, morphologie symétrique et régulière en coupe transversale.
Position incision	Seulement présente à madmar 3 (zone ouest), orientation du bras de l'incision NE à NNE, pas de structures pré-existante clairement définie	Seulement présente à madmar 6 (zone ouest), orientation du bras de l'incision NE, pas de paléo-dépressions héritées de IS1 du fait d'une épaisseur de la séquence I-7 importante
Faciès érodés	PST-GST à rudistes <i>in situ</i> , coraux, stromatoporidés, et PST-GST fins à grossiers bioclastiques ou péloïdaux à foraminifères benthiques (orbitolinidés et alvéolinidés) (association de faciès III-e à III-b)	- La partie supérieure de l'unité 1 et les unités 2 et 3 du remplissage de la première incision - niveaux MST à PST à rudistes, stromatopores, gastéropodes et foraminifères benthique +/- argileux, bioturbés et noduleux (ass. faciès II-a/b)
Surface	Troncature des bancs incisés, surface irrégulière, probables terriers ou perforations (Fig.?) changement de faciès net.	Troncature des bancs incisés surface irrégulière, changement de faciès net.
Remplissage	Cycle I-7, remplissage carbonaté, 3 unités: - Unité 1 (TST): remplissage de l'incision : lag bioclastique/ faciès boueux dolomitisés et marneux à orbitolinidés de milieu restreint/ système plus ouvert au sommet du remplissage et dans l'interfluve des deux incisions (faciès à rudistes, chenaux tidaux, et lags bioclastiques) - Unité 2 et 3 (TST-HST / late HST): WST-PST noduleux bioturbés d'environnements lagunaires plus ou moins énergétique	remplissage argilo-carbonaté: - lag micro-conglomératique grossier à larges bioclastes et clastes de l'encaissant remaniés - argiles-marnes de milieu restreint - passage progressif vers faciès noduleux carbonaté partiellement dolomitisé au sommet du remplissage de l'incision, coiffé par un hardground.
Objets diagénetiques	- évolution de la cimentation sous l'incision (faciès plus cimentés vers la surface) - microporosité - silicification post-incision.	- dolomitisation partielle à complète des bancs bordants l'incision (évolution du degré de dolomitisation en fonction de la distance à l'incision)

Tableau 7.B : Caractéristiques des surfaces IS1 et IS2 dans le Jebel Madmar (d'après Grélaud *et al.*, 2006).

Page suivante - Figure 7.52 : illustration des surfaces IS1 et IS2 au Jebel Madar. La position des photos est reportée sur le transect de corrélation (modifié d'après **Grélaud, 2005**)

A) Surface IS1 (coupe M6a, Madmar 6, ouest), hors incision. La surface IS1 est assez discrète, elle est soulignée par un changement de faciès. Sous IS1, les dépôts sont formés par des petits cycles inframétriques de wackestone bioturbé à foraminifères benthiques (alvéolinidae, *Chrysalidina* et miliolidae) et stromatoporiidés plats passant vers le haut à des faciès de plus haute énergie de type packstone à foraminifères benthiques, coraux solitaires et stromatoporiidés remaniés (associations de faciès III-b). Sur la surface se développent de larges madréporaires et stromatoporiidés drapés par une matrice boueuse. Au dessus, un banc massif de floatstone à rudistes (radiolitidae et caprinidae), à matrice boueuse (wackestone bioturbé à foraminifères benthiques: alvéolinidae, *Chrysalidina* et miliolidae) représente les premiers dépôts transgressifs sur la plate-forme (associations de faciès II-b). Ces derniers reposent en *onlap* sur IS1 sur les interfluves des incisions. Ces dépôts sont associés à de grands corps chenalisés principalement composés de rudstone à fragments de chondrodontes et rudistes (association de faciès III-a). Ceux-ci sont interprétés comme des chenaux tidaux se développant en période transgressive et accompagnant une surface de ravinement tidal (**Grélaud, 2005**).

B) Surface IS1 (coupe D300, Madmar3, est), axe de l'incision. Les faciès progradants de type packstone-grainstone péloïdaux à orbitolinidae et débris d'échinoderme (associations de faciès III-e et d) de la séquence I-5 sont recoupés par la surface d'incision IS1. Celle-ci est surmontée par un banc de packstone, localement rudstone, à débris bioclastiques (rudistes et bivalves) et lithoclastes, interprété comme un dépôt résiduel de base de transgression.

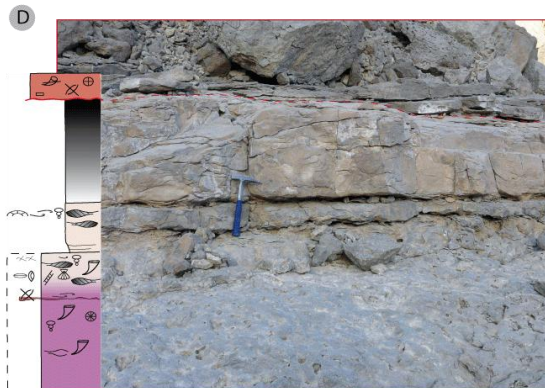
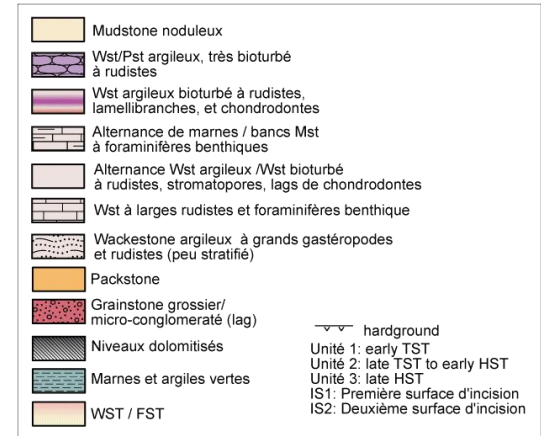
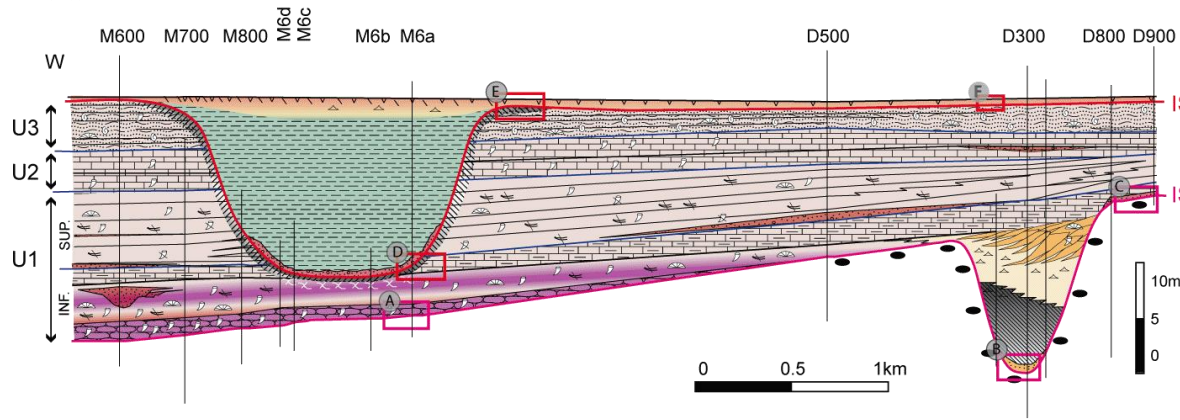
C) Surface IS1 (coupe D800, Madmar3, est), hors incision. La surface IS1, en dehors de l'incision est simplement soulignée par un changement de faciès. Elle est surmontée par un lag transgressif à débris de chondrodontes, dont les bioclastes sont silicifiés. Des nodules siliceux se trouvent dans le banc sus-jacent.

D) Surface IS2 (coupe M6a, Madmar 6, ouest), axe de l'incision. Les dépôts sous la surface d'incision IS2 sont partiellement à complètement dolomités. Le remplissage de l'incision débute par un dépôt micro-conglomératique résiduel de 30 cm composé de lithoclastes, de débris bioclastiques grossiers. Au-dessus, l'essentiel du remplissage consiste en 13 m d'argile gris-verte.

E) Surface IS2 (coupe M700, Madmar 6, ouest), bordure de l'incision. Sur les marges de l'incision, les dépôts de lagon peu profond de la séquence I-7 sont partiellement à complètement dolomités dans les derniers décimètres sous IS2. Ils sont directement surmontés par le banc carbonaté qui scelle le remplissage de l'incision. Le sommet de ce banc est interprété comme un *hardground* représentant l'amalgame d'une limite de séquence de plus haute fréquence et d'une surface de transgression dans la partie basale du cortège transgressif de la séquence II (**Grélaud, 2005**).

F) Surface IS2 (coupe D300, Madmar3, est) hors incision. La surface IS2 est surmontée par un banc noduleux partiellement dolomitisé, dont les nodules carbonatés sont soulignés par de la pyrite. Ce banc est l'équivalent du banc carbonaté au sommet du remplissage de l'incision à Madmar 6 (Photo E).

Transect D



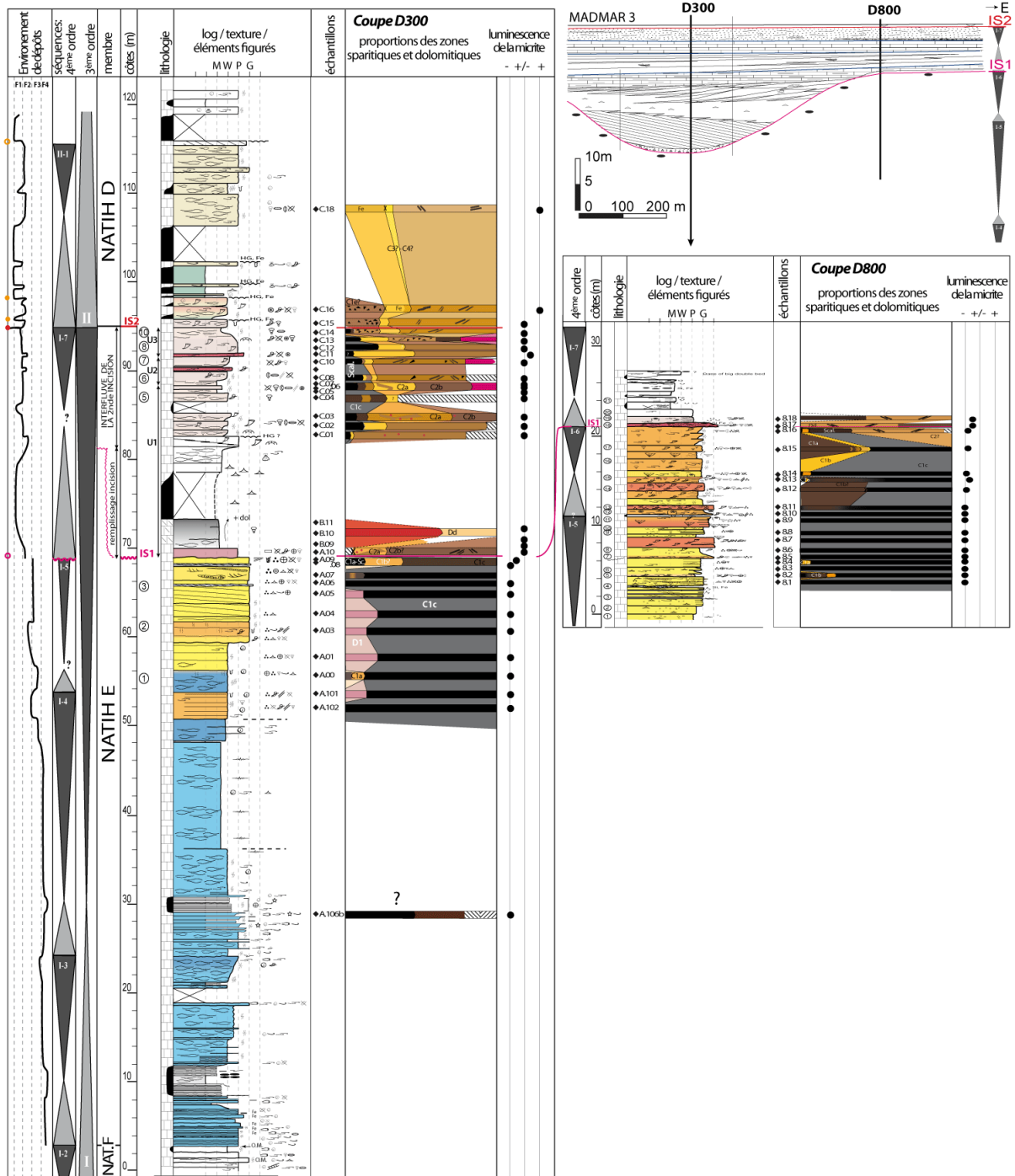


Figure 7.53: Logs sédimento-diagénétiques de la séquence I et de la base de la séquence II de la formation Natih au Jebel Madmar (secteur Madmar 3), le long des coupes D300 et D800 (modifié d'après Grélaud, inédit). Voir **annexe A** pour la légende.

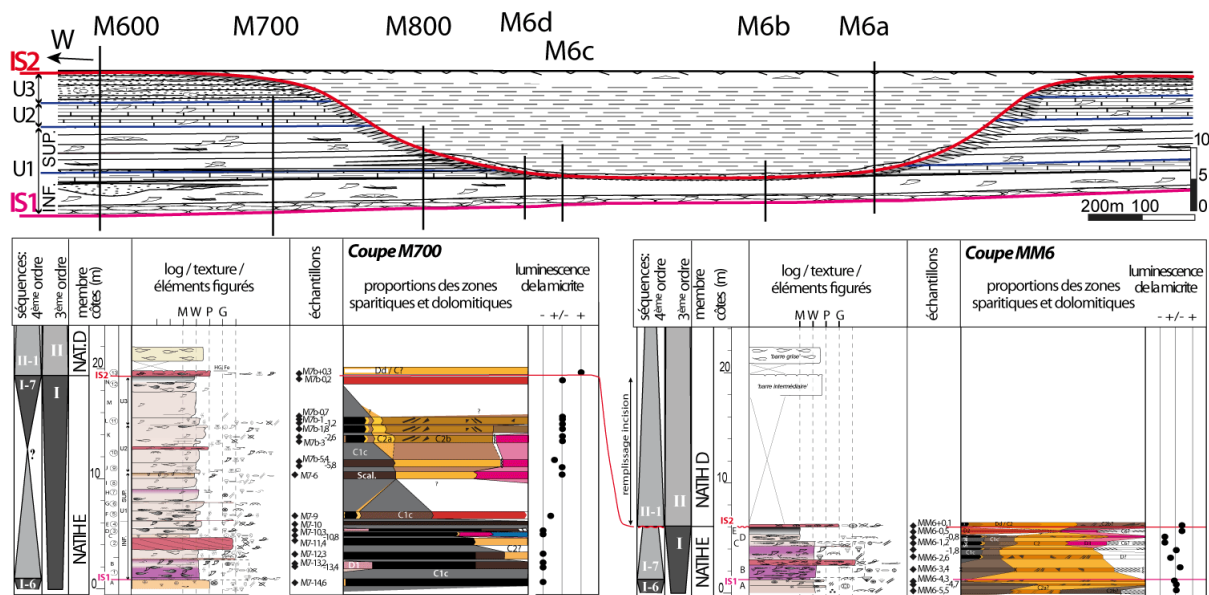


Figure 7.54: Logs sédimento-diagénétiques de la séquence I et de la base de la séquence II de la formation Natih au Jebel Madmar (secteur Madmar 6), le long des coupes M700 et MM6. Voir **annexe A** pour la légende.

7.2.3 Diagenèse de la Formation Natih dans le Jebel Madmar

L'analyse pétro-diagénétique de la formation Natih dans le secteur du Jebel Madmar repose sur l'étude en microscopie optique et en cathodoluminescence d'environ 100 lames minces, issues des campagnes de terrain réalisées dans le cadre de cette étude. L'élaboration d'une chronologie relative entre les différentes phases diagénétiques (**Fig.7.55**) est principalement basée sur les observations de recouvrements, de superpositions et d'inclusions des objets diagénétiques. Leurs interprétations en terme d'environnement diagénétique sont confrontées aux observations effectuées dans le secteur du Jebel Madar. Aussi, pour éviter trop de répétitions, les phases se retrouvant de manière identique dans ce secteur seront signalées, mais ne seront pas re-décrites.

Une dizaine de mesures isotopiques en oxygène et carbone sur phases séparées, et quelques analyses ponctuelles, comme les isotopes du strontium ou la chimie des éléments traces et majeur complètent la réflexion sur l'origine des fluides parents.

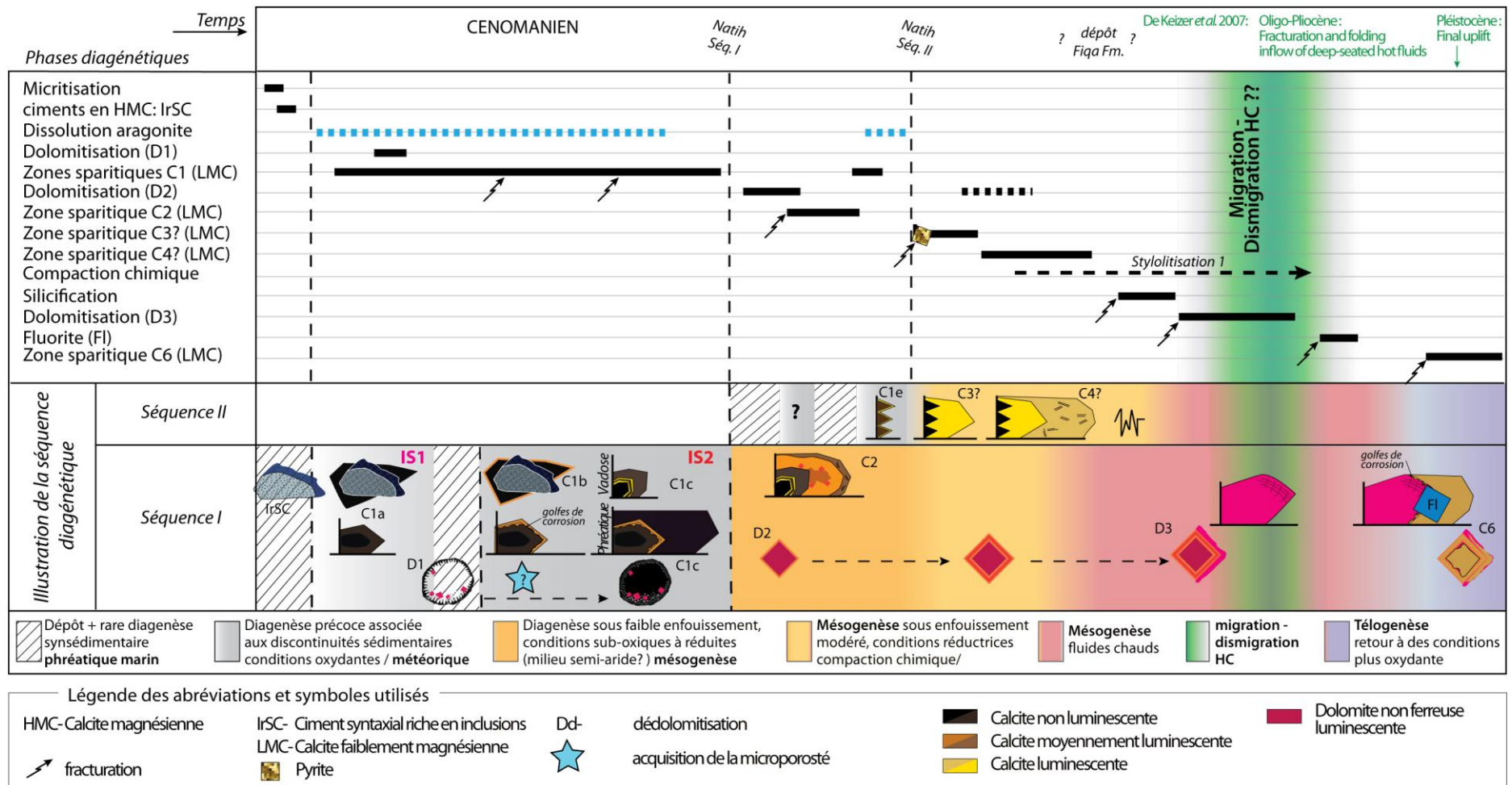


Figure 7.55 : Diagramme diagénétique du secteur du Jebel Madmar.

Micritisation (mic)

Les phénomènes de micritisation sont peu développés sur les échantillons du Jebel Madmar. Ils sont essentiellement présents, comme au Jebel Madar, dans les faciès les plus granulaires des séquences I-4 à I-6 (Natih E). Ces faciès sont composés de packstone - grainstone péloïdaux à débris bioclastiques (bivalves et échinodermes), orbitolinidés et petits foraminifères benthiques (associations de faciès III-d à III-f).

Ciments calcitiques riches en inclusions solides (IFC et IrSC)

Aucun ciment calcitique frangeant riche en inclusions solides (IFC) n'a été décelé dans les faciès du Jebel Madmar. De très rares ciments syntaxiaux turbides (IrSC) se développent en syntaxie sur les échinodermes, dans les séquences I-5 et I-6. Cependant, dans la plupart des échantillons, les ciments syntaxiaux précipitent directement sous forme de sparite LMC limpide.

Dissolution de l'aragonite

De la même manière qu'au Jebel Madar, les dissolutions des parties aragonitiques des organismes sont répandues dans l'intervalle étudié. Elles interviennent précocement dans la séquence diagénétique de ce secteur, après le dépôt et sous un recouvrement modéré. Les vides moldiques sont le plus souvent colmatés par plusieurs générations de dolomite et de sparite.

Dolomite D1

Cette phase diagénétique n'était pas clairement identifiée dans le secteur du Jebel Madar, elle est présentée ici pour la première fois :

Description et localisation - La dolomite D1 est bien développée dans la séquence I-5, échantillonnée à Madmar 3 (coupe D300, cf. **Fig. 7.51**). Le long de cette coupe, cette zone disparaît vers le haut à 2-3 mètres sous la surface d'incision IS1 et son extension vers le bas est d'environ 12 mètres d'épaisseur (**Fig. 7.53**). Elle se forme dans les vides moldiques, dans l'espace intergranulaire ou dans les matrices micritiques de faciès microporeux de type packstone - grainstone péloïdaux à bioclastes et *orbitolinidae* (associations de faciès III-b, III-d et III-e). D1 est composée de rhomboèdres sub- à euhédraux (< 300 µm), non ferreux, riches en inclusions solides, avec des cœurs beiges à luminescence violette et des périphéries plus claires à luminescence rouge-rosée (**Fig. 7.56-A**).

A madmar 6, D1 a été observée dans deux échantillons à la base de la séquence I-7 (entre IS1 et IS2), dans des faciès de type mudstone - wackestone bioturbé à foraminifères benthiques et rare bioclastes, partiellement dolomitisés (association de faciès I-d). Dans ces faciès plus boueux, la dolomite précipite en remplacement d'une matrice carbonatée.

Chronologie, éléments d'interprétation - D1 précipite dans des vides moldiques, pendant ou après une phase de dissolution de l'aragonite. Les bords des cristaux de dolomites apparaissent eux-mêmes fréquemment corrodés au contact des grains et de la matrice microporeuse, créant

ainsi une microporosité intercrystalline (**Fig. 7.56-B**). Ces dissolutions signifient par ailleurs que D1 est antérieure à une phase de dissolution/corrosion. La zone D1 est ensuite scellée par la sparite C1.

L'absence de fer dans cette dolomite (colorations) et sa chronologie relative dans la séquence diagénétique, suggère une dolomitisation post-dépositionnelle sous faible enfouissement, dans des conditions oxydantes. En l'absence de mesures géochimiques sur cette zone, il reste difficile de préciser la nature et le mode de circulation du fluide dolomitisant. Le magnésium pourrait provenir d'une eau de mer normale ou légèrement évaporée, sans exclure pour autant une participation d'eaux météoriques.

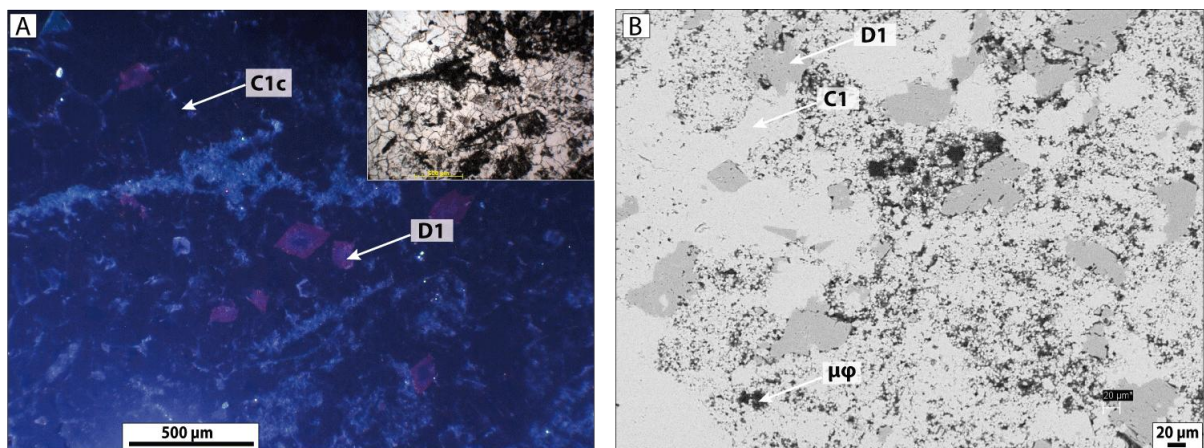


Figure 7.56: Dolomite D1, Jebel Madmar

A) Rhomboèdres de dolomite D1 en bordure d'un grand vide moldique, scellées par la zone sparitique C1c (échantillon MADA.03, coupe D300, Madmar 3, cathodoluminescence); B) cliché au MEB en électrons rétrodiffusés, faisant ressortir des contrastes qui sont fonction des numéros atomiques des éléments présents dans chaque phase: la calcite, plus "lourde" fournit un signal plus intense et donc une zone plus claire que dolomite, plus "légère" qui apparaît en gris foncé. Les pores, imprégnés en résine (constituée majoritairement d'atomes de carbone et d'hydrogène) ressortent en noir.

Zone sparitique C1

Sous-zone C1a

Description, localisation, chronologie - Comme au Jebel Madar, la sous-zone C1a n'apparaît que sous la surface IS1. Elle forme des ciments sparitiques, qui précipitent soit en syntaxie sur des débris d'échinodermes (jusqu'à 1 mm, **Fig. 7.57-B, C**), soit en fins ciments frangeants scalénoédraux autour des grains (< 50 µm, **Fig. 7.57-B**). Leur luminescence se caractérise par des teintes très sombres (non luminescente à brune), néanmoins certains ciments syntaxiaux, plus larges, se terminent par une bande concentrique plus luminescente orangée (**Fig. 7.57-C**). Ces ciments ont été observés à Madmar 3, sous la surface d'incision IS1. Ils se développent préférentiellement dans les faciès granulaires des séquences I-5 et I-6 (associations de faciès III-b, III-d à f). Leur extension verticale vers le bas est d'environ 14 m sous le fond de l'incision (coupe D300, **Fig. 7.53**), mais ils sont surtout répandus dans les 4 derniers mètres sous la surface IS1 (**Fig. 7.57-A**).

La sous-zone sparitique C1a précipite contemporanément ou après la dissolution de l'aragonite, puisque de petits scalénoèdres non luminescents sont observés à l'intérieur des vides moldiques. Elle est ensuite recouverte par les sous-zones C1b et C1c.

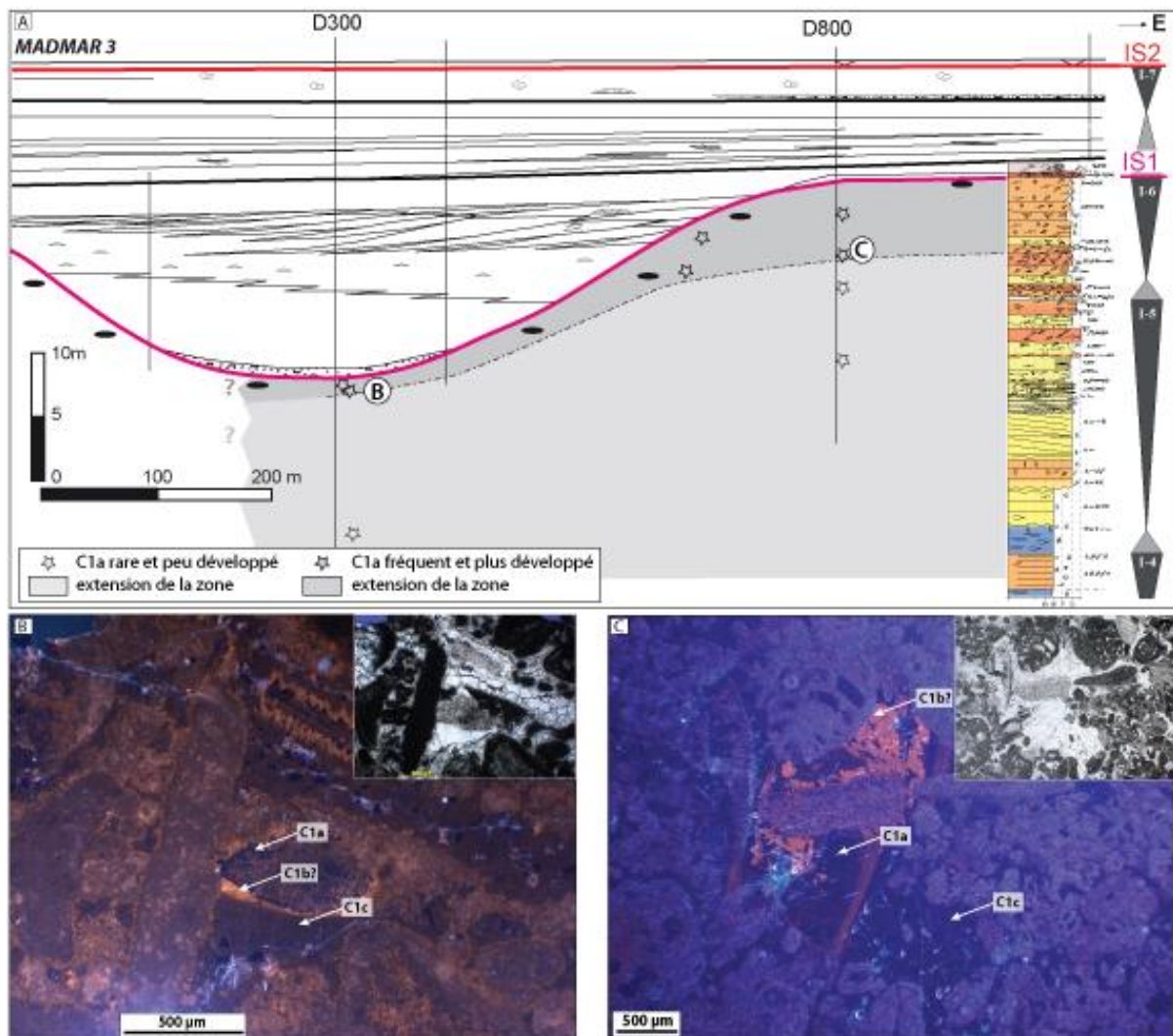


Figure 7.57: Répartition et illustration de la sous-zone C1a.

A) Répartition des ciments C1a à Madmar 3 (le transect est modifié d'après Grélaud, 2005). B) Echantillon MADA.09 (séquence I-5, coupe D300, Madmar 3): dans ce grainstone péloïdal bioclastique (association de faciès III-e), les allochèmes sont soulignés par un ciment frangeant très fin, constitué de scalénoèdres non-luminescents (C1a) et d'un bande plus lumineuse (C1b?). Sur les débris d'échinodermes, ces ciments se développent en syntaxie plus largement. L'espace intergranulaire est cimenté par une sous-zone sparitique peu lumineuse (C1c) C) Echantillon MAD8.15 (séquence I-6, coupe D800, Madmar 3): C1a précipite en ciment syntaxial sur les débris d'échinodermes, cette sous-zone est constituée de deux bandes de luminescence brune puis orangée. Elle est scellée par C1b qui précipite après une phase de dissolution de C1a, l'espace intergranulaire est ensuite comblé par la sous-zone C1c, très peu lumineuse.

Sous-zone C1b

Description, localisation, chronologie - C1b précipite en syntaxie sur la zone C1a (Fig. 7.57-B). Dans certaines lames minces étudiées, des golfes de corrosions s'intercalent entre les deux sous-zones C1a et C1b (Figs. 7.57-C et 7.59-C). C1b peut également précipiter comme première sous-zone sparitique en ciment frangeant dans des fractures inframillimétriques (Fig.

7.59-C). C1b apparaît moins développée qu'au Jebel Madar, et reste plus difficile à identifier dans ce secteur d'étude.

Dissolution - Acquisition de la microporosité

Description, localisation – Les faciès granulaires des séquences I-5 et I-6 du secteur Jebel Madmar 3 sont les seuls parmi tous les affleurements étudiés à présenter une microporosité. Cette dernière est responsable de l'aspect crayeux de ces roches sur le terrain. Bien qu'aucune mesure de porosité – perméabilité n'ait été réalisée sur les échantillons de Madmar 3, il est possible d'observer à l'affleurement et sur les lames-minces une évolution graduelle de la microporosité, qui diminue et disparaît dans les derniers décimètres sous la surface IS1 (**Fig. 7.58**).

La microporosité est principalement contenue dans les foraminifères et à l'intérieur des grains qui composent ces faciès de bordure de plate-forme (associations de faciès III-b, III-d et e).

Les échantillons microporeux (**Fig. 7.58-C**, étoile bleue) présentent des micrites grossières (cristallométrie comprise entre 2 et 4 μm , sensu **Deville et al., 2011**) de textures euhédrales et peu luminescentes. En revanche, les échantillons non poreux (**Fig. 7.58-C**, étoile orange) sont caractérisés par des micrites fines (autour de 2 μm) de textures anhédrales compactes, luminescentes (sensu **Deville et al., 2011**).

Dans les échantillons microporeux, l'espace intergranulaire est essentiellement colmaté par les zones D1 et C1c. En revanche, dans les derniers décimètres sous IS1, où la microporosité disparaît, les sous-zones C1a et C1b (?) sont plus développées sous la forme de petits scalénoèdres, recouverts ensuite par C1c.

Chronologie et éléments d'interprétation – La répartition de la microporosité dans les échantillons de Madmar 3 apparaît directement reliée à la surface de discontinuité IS1, et à la répartition des macrociments des sous-zones C1a et C1b. La sous-zone C1c est en revanche présente à la fois dans les unités microporeuses et cimentées, elle serait donc postérieure à l'acquisition de la microporosité.

Les facteurs de contrôle s'exerçant sur l'acquisition des microtextures micritiques (et sur la préservation d'une microporosité) ne semblent pas sédimentologiques puisque les faciès des unités microporeuses et cimentées ne présentent aucune différence majeure, en terme de texture ou d'assemblage faunistique. La répartition des microtextures par rapport à la surface IS1, et leur chronologie relative dans la séquence diagénétique suggère en revanche, que les microtransformations des micrites et l'acquisition de la microporosité s'inscrivent dans l'histoire diagénétique précoce des surfaces de discontinuités du sommet de la première séquence du Natih. Des exemples de transformations précoces des micrites sous l'effet de surfaces d'émersions ont été décrits dans des formations analogues du Natih au Moyen-Orient (**Volery et al., 2009 ; Deville-de-Perière et al., 2011**) ou pour des formations crétacées du Jura (**Volery et al., 2010**). Ces études mettent en évidence le rôle de circulations précoces de fluides météoriques sur la stabilisation des micrites, par des phénomènes de dissolution des fines particules aragonitiques et de nourrissage des particules stables en LMC. Ces processus entraînant la consolidation des microfabriques originelles et la préservation d'une partie de la

microporosité inter- microcristalline. En revanche, les zones non affectées par ces processus tendent à être plus compactées ou cimentées par des fluides mésogénétiques.

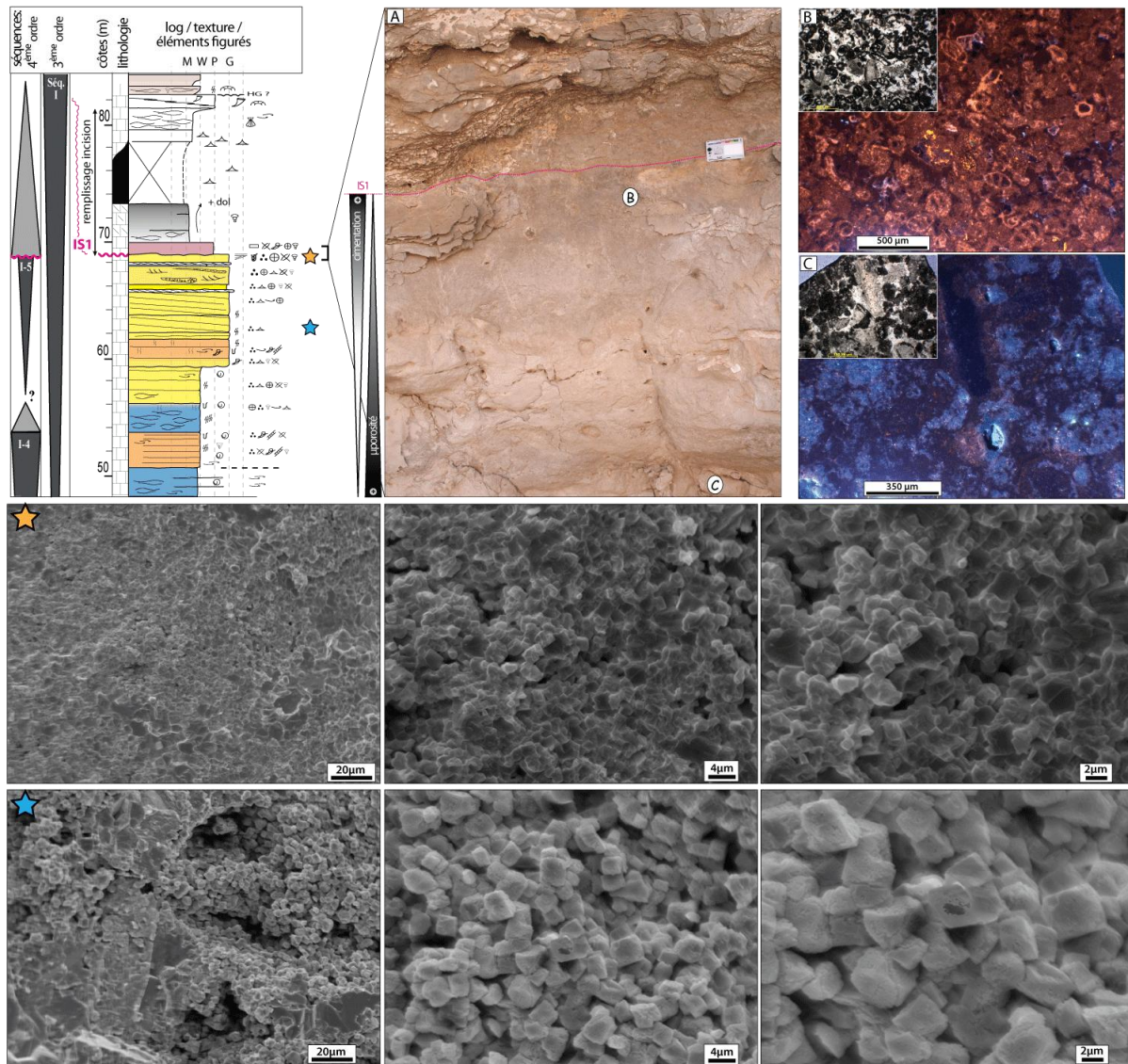


Figure 7.58 : Microporosité au Jebel Madmar 3

A) A l’affleurement, une évolution vers des faciès plus cimentés dans les derniers décimètres sous la surface d’incision IS1 se traduit par une variation de la patine plus grise sous la surface. B) Echantillon MAD.B06 (10 cm sous IS1) : Aucune microporosité n’est observée en lame mince, les parties micritiques des organismes et les ciments sont plus luminescents en CL. C) Echantillon MAD.B03 (environ 150 cm sous IS1) : Une microporosité intraparticulaire se traduit en CL par la luminescence bleutée de la résine imprégnant les micropores, d’une manière générale les luminescences de la micrite et des ciments sont plus sombres qu’en B). Les clichés au MEB (électrons secondaires) correspondent à trois zooms successifs des échantillons MAD.A04 (étoile bleue) et MADA.09 (étoile orange), replacés sur le log. Ils montrent que juste sous la surface IS1 (étoile orange), les cristaux de micrite possèdent une texture compacte et anhédrale non poreuse, tandis qu’à environ 6 mètres sous cette même surface (étoile bleue), les grains de micrites sont plus grands (jusqu’à 4 µm) et s’agencent selon des textures euhédrales qui préservent une microporosité inter-microcristalline.

Sous-zone C1c

Description, localisation, chronologie - De la même manière qu'au Jebel Madar, C1c expose deux types de ciment sparitique selon la position stratigraphique des échantillons analysés:

- Dans la partie inférieure (**Fig. 7.59-A**), C1c forme des ciments de blocage limpides, marrons sombres à non-luminescents en CL. Ces ciments colmatent l'essentiel de la porosité résiduelle des sédiments (vides moldiques, pores inter- et intra-granulaire), ainsi qu'une génération de fractures inframillimétriques à centimétriques (**Fig. 7.59-B et C**). La taille des cristaux est très variable (quelques μm jusqu'à 1,5 mm) suivant la taille de l'espace dans lequel ils se développent. Dans les vides les plus larges, les cristaux s'organisent avec des fabriques drusiques. C1c précipite en surcroissance sur C1a et C1b (**Fig. 7.59-C**) ou dans certains cas, forme la première zone sparitique (**Fig. 7.59-B**). Très développée dans les séquences I-5 et I-6 sous IS1, C1c est également présente à la base de la séquence I-7 (entre IS1 et IS2) seulement dans la partie ouest de Madmar 6 (Coupe M700, **Fig. 7.59-A**). La limite d'observation inférieure de cette sous-zone est d'environ 42 m sous la surface IS2. Au delà, l'absence d'échantillons ne permet pas de constater l'extension maximale vers le bas de cette zone.

Les isotopes du strontium ont été mesurés sur deux échantillons de sparites C1c, indiquant des ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.707422 et 0.707527.

- Dans la partie supérieure (**Fig. 7.59-A**), C1c forme la première zone sparitique dans des vides moldiques et très rarement dans des fractures inframillimétriques. Elle se développe en ciment frangeant, exhibant en cathodoluminescence des scalénoèdres à zonations concentriques (**Fig. 7.59-D et E**). Ces derniers sont constitués d'un ou deux couplets montrant une bande non luminescente et une bande luminescente jaune (C1c). Ces couplets sont parfois surmontés par une bande plus large brune et moyennement luminescente (C1c'). Les ciments scalénoédraux C1c ne sont observés que dans la séquence I-7, entre IS1 et IS2. La bande C1c' s'étend un peu plus bas, dans les derniers mètres sous la surface IS1 (coupes D800, Madmar 3 et M6, Madmar 6, **Fig. 7.59-A**). Ils sont scellés par la zone sparitique C2. Aucune fabrique gravitationnelle (ciments en ménisque, ou pendants) n'a été reconnue.

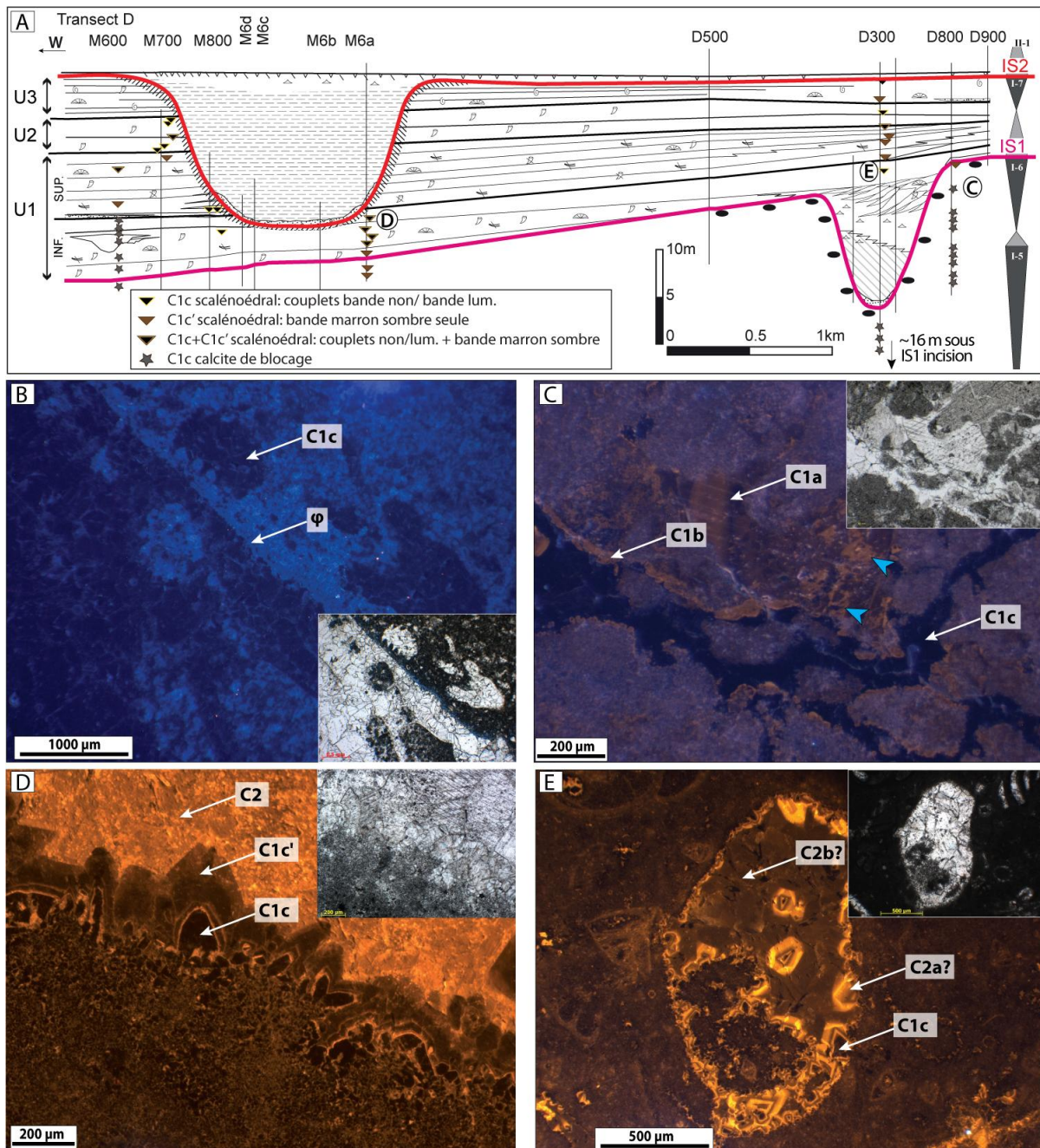


Figure 7.59: Répartition et illustration de la sous-zone C1c.

A) Répartition des ciments C1c sur le transect au Nord du Jebel Madmar (le transect est modifié d'après **Grélaud, 2005**). B) Echantillon MADA.101 (séquence I-4, coupe D300, Madmar 3): la zone C1c forme un ciment de blocage non luminescent qui colmate les vides moldiques d'organismes initialement en aragonite, ici le test d'un rudiste (*caprinidae*) et des fragments de thalles d'algues vertes; C) Echantillon MAD8.15 (séquence I-6, coupe D800, Madmar 3): C1a précipite en ciment syntaxial à bandes concentriques brunes et orangées. Il est recoupé par C1b, qui forme une petite frange granulaire sur les parois d'une fracture inframillimétrique; Le sous-zone C1a apparaît par endroit recristallisée par C1b (flèches bleues). C1c cimente enfin la porosité résiduelle. D) Echantillon MM6-0,8 (séquence I-7, coupe M6, Madmar 6): C1c forme des scalénoédres fins (< 100 μm) tapissant la paroi d'un canal dans un stromatotopore. Ils sont constitués de deux couplets (bande non luminescente/bande luminescente) et d'une bande plus large marron sombre (C1c) et recouverts par la zone sparitique C2. E) Echantillon MADC.02 (séquence I-7, coupe D300, Madmar 3): La cimentation de *cet allochem* est précédée par une dissolution moldique, révélée par l'accumulation de particules micritiques géotropes. C1c forme la première zone sparitique, précoce, elle est recouverte par les zones C2.

Sous-zone C1d / C1e

La sous-zone C1d n'a pas été reconnue dans les deux échantillons collectés au sommet du remplissage de l'incision IS2. Dans la barre grise (deuxième séquence haute fréquence de la séquence II), de petits scalénoèdres faiblement luminescents auréolés d'une bande plus luminescente se développent sur les pourtours de divers allochèmes (**Fig. 7.62-C**), avec des cristaux de petites tailles (< 100 µm). Des fantômes de structures de squelettes initialement en aragonite (septes des coraux par exemple) sont préservés et apparaissent grâce à des impuretés dans la calcite. Ces observations suggèrent un remplacement de l'aragonite sans véritable dissolution moldique (**Bathurst, 1975, Vincent, 2001**). Les petits cristaux (C1e?) constitueraient alors des calcites néomorphiques (faiblement luminescentes) sur lesquelles précipitent en surcroissance des zones limpides et plus luminescentes. Ces calcites sont ensuite scellées par des ciments de blocage, plus ou moins ferreux, mésogénétiques (**Fig. 7.62-D**), le contact entre ces deux zones montrant parfois des zones d'altération.

Bilan des ciments C1

Les caractéristiques pétrographiques des sparites C1 (précocité, distribution par rapport aux surfaces de discontinuités sédimentaires, minéralogie...) offrent de nombreuses analogies avec celles décrites au Jebel Madar. Elles sont ici aussi interprétées comme des calcites faiblement magnésiennes et non ferreuses ayant précipité dans des eaux météoriques et/ou mixtes sous des surfaces d'émersions.

Brèches de dissolution - sulfates

Ces phases diagénétiques, décrites au Jebel Madar, ne sont pas ici reconnues.

Dolomite D2

La dolomite D2 est assez développée au Jebel madmar. On la retrouve dans les deux secteurs d'études, Madmar 3 et Madmar 6, avec une distribution associée respectivement aux incisions IS1 et IS2. L'analyse de leur répartition et de leur pétrographie ayant fait l'objet de nouvelles investigations (par rapport aux descriptions de cette même zone dans le secteur du Jebel Madar), elles sont ici succinctement redécrites.

Madmar 3:

Description et localisation - Une unité dolomitisée épaisse de plus de six mètres (au droit de l'incision) forme la base du remplissage de l'incision IS1 et passe progressivement à un mudstone partiellement dolomitisé à orbitolinidés. Ce faciès dolomitique est composé de mudstones très pauvres en fossiles, à l'exception de rares petits bioclastes. Les rhomboèdres de dolomite, assez fins (< 250 µm), s'organisent selon des textures sub-(eu)hédrales, soutenues par la matrice micritique carbonatée. A la différence des dolomites D2 présentées au Jebel Madar ou à Madmar 6 (ci-après), ces rhomboèdres, uniformément turbides, ne présentent pas de périphérie limpide constituée de plusieurs bandes de luminescence. Dans cet intervalle, D2 apparaît par endroit complètement dédolomitisée.

Interprétation - À l'image de l'incision du Jebel Madar, cette unité "boueuse" et dolomitisée témoigne d'une diminution de l'énergie au sein de l'incision et l'installation d'un environnement restreint très confiné au cours de la transgression. Ce faciès mudstone devient plus marneux et noduleux vers le haut, alors qu'apparaissent les premiers organismes marins représentés par des orbitolinidés. L'hypothèse d'une formation précoce sous une faible tranche d'eau à partir de fluides riches en Mg (eau marine? fluide saumâtre?) au tout début du ré-ennoyage de l'incision est envisageable, mais ne peut être ici vérifiée. La chronologie de cet épisode de dolomitisation reste difficile à contraindre en l'absence de recoupements avec d'autres phases diagénétiques et de données géochimiques.

Madmar 6:

Description et localisation - À Madmar 6, IS2 est soulignée par une dolomitisation du substratum sous la surface d'incision. Celle-ci se manifeste par une dolomitisation graduelle des dépôts sous l'incision depuis des faciès non dolomitisés, jusqu'à une dolomitisation totale de l'encaissant en direction de l'incision. La réalisation de petites coupes sériées le long de l'incision (**Fig. 7.61**) a permis de suivre cette dolomitisation en attribuant qualitativement des degrés de dolomitisation (0: non dolomitisé; 1: légèrement dolomitisé; 2: partiellement dolomitisé; 3: complètement dolomitisés) aux bancs carbonatés. La dolomitisation n'apparaît pas homogène sur tout le flanc de l'incision, et les bancs de l'unité 2 et de la base de l'unité 3 ne sont pas dolomitisés au contact de l'incision. A l'échelle du banc, l'intensité de la dolomitisation peut aussi varier. Ainsi, la base et le sommet des bancs apparaissent souvent plus intensément dolomitisés, que le milieu du banc.

Cette dolomite possède une texture de type idiotopique-E, constituée de rhomboèdres bien formés (euhédraux), inférieurs à 300 µm. A l'instar de la dolomite D2 décrite au Jebel Madar, les cristaux possèdent des cœurs turbides riches en inclusions solides et des périphéries limpides associées à plusieurs bandes de luminescence (**Fig. 7.60-A**). La cartographie des éléments chimiques réalisée par EDS au MEB (**Fig. 7.60-C à D**) révèle que les variations de luminescence des bandes de dolomite reflètent des variations des teneurs en fer et manganèse, les bandes les plus sombres étant enrichies en ces deux éléments.

Deux mesures des isotopes de l'oxygène et du carbone ont été obtenues sur roche totale par attaque séparée de la calcite puis de la dolomie, selon la technique décrite par **Al-Aasm et al. (1990)**. Cette mesure sur attaque fractionnée donne respectivement des valeurs de -9,3/-8,6 et +2,5‰ PDB pour l'oxygène et le carbone. Deux familles d'inclusions fluides (IF) ont été observées dans les rhomboèdres de D2 (**Fig. 7.60-F**): (1) des petites inclusions primaires monophasées aqueuses dans les cœurs des rhomboèdres et (2) des inclusions brunes (à hydrocarbure?), parfois assez étirées, alignées aux zones de croissances en périphérie. La petite taille (< 5 µm) des inclusions primaires n'a pas permis la réalisation de mesures microthermométriques sur ces IF.

Chronologie - D2 est recoupée par des fractures scellées par les ciments postérieurs: dolomite D3 (**Fig. 7.60-E**), et plusieurs zones spartitiques. Elle apparaît antérieure, voire contemporaine de la zone spartitique C2, comme dans le secteur du Jebel Madar.

Interprétation - La pétrographie, ainsi que la géochimie chimie de cette dolomite est très similaire à celle décrite au Jebel Madar. De même, sa répartition semble contrainte par la proximité des incisions ou par leur remplissage. A madmar 6 par exemple, la dolomitisation graduelle des bancs sous l'incision suggère une source externe de magnésium s'infiltrant par diffusion dans les bancs plus perméables au travers de la surface d'incision. La circulation préférentielle des fluides dolomitisant dans certains niveaux sous IS2 pourrait être liée à des variations faciologiques (intensité de la bioturbation, textures ...) induisant des différentiels de porosité - perméabilité entre les différentes unités. Les contrôles s'exerçant sur la dolomitisation n'ont pas pu être vérifiés dans le cadre de ces analyses. L'origine des fluides parents de la dolomitisation (par exemple fluides marins, sub-évaporitiques ou fluides magnésiens issus de la diagenèse des argiles en début d'enfouissement) reste impossible à élucider en l'absence de données microthermiques ou géochimiques plus détaillées. L'incorporation intermittente de Fe et Mn dans les bandes de dolomite suggère cependant des fluctuations périodiques des conditions géochimiques, plus ou moins réductrices, au moment de la précipitation de la périphérie limpides des cristaux.

Page suivante - Figure 7.60: Dolomite D2 de l'affleurement du Jebel Madmar 6

A) Echantillon MM8.9-0,8 (situé à 80 cm sous la surface d'incision IS2, flanc ouest, coupe M800): Rhomboèdres subhédraux à euhédraux de dolomite D2. Ils sont constitués d'un cœur turbide à luminescence rougeâtre évoluant vers des teintes orangées (flèche 1) et de plusieurs bandes concentriques faiblement luminescente ou à luminescence orangée. (flèches 2 et 3). Une dernière bande rouge-rosée englobe les rhomboèdres, son contact avec la matrice est très irrégulier. Le pourcentage de $MgCO_3$ compris entre 41.7 et 43.4 % révèle des dolomites avec un fort excès de Ca. Les bandes de luminescence plus sombre témoignent d'un enrichissement en fer (mesures EDS, n=3). B) Même échantillon qu'en A, image MEB en électron rétrodiffusés: La dolomite plus "légère" que la calcite (relativement à leurs masses atomiques) apparaît en gris foncé, la matrice calcitique en beige. Les zonations en périphérie des rhomboèdres sont perceptibles et suggèrent des variations de composition chimique dans chaque bande.

C) Même aire qu'en B, cartographie EDS de la calcite et du magnésium: Les rhomboèdres de dolomite contiennent en leur cœur des inclusions solides calcitiques (points rouges dans les rhomboèdres violets), tandis que leur périphérie apparaît plus homogène. La matrice microsparitique est constituée de calcite; les zones noires sont composées de la silice et pourrait correspondre à des μ cristaux de quartz.

D) Même aire qu'en B, cartographie EDS du fer et du manganèse: les surcroissances limpides des rhomboèdres de dolomite sont formées par des bandes dont la teneur en Fe et Mn varie. Les bandes enrichies en ces 2 éléments correspondent aux bandes les plus sombres en cathodoluminescence.

E) Echantillon MM6-0,5 (situé à 50 cm sous la surface d'incision IS2, flanc est, coupe M6B): La dolomite D2 est ici recoupée par une fracture cimentée par une zone de dolomite à luminescence rouge-rosé (D3) et par une zone sparitique (C6). La dolomite D3 forme également une dernière zone de croissance autour de D2. Par endroit elle semble partiellement recristalliser D2.

F) Echantillon M7b-0,2 (situé à 20 cm sous la surface d'incision IS2, flanc est, coupe M700): Deux familles d'inclusions fluides sont identifiées: (1) des petites inclusions monophasées aqueuses (primaires?) dans les cœurs des rhomboèdres (flèche verte) et (2) des inclusions brunes (hydrocarbures?) alignées aux zones de croissances dans les périphéries limpides des cristaux de dolomite (flèche rouge).

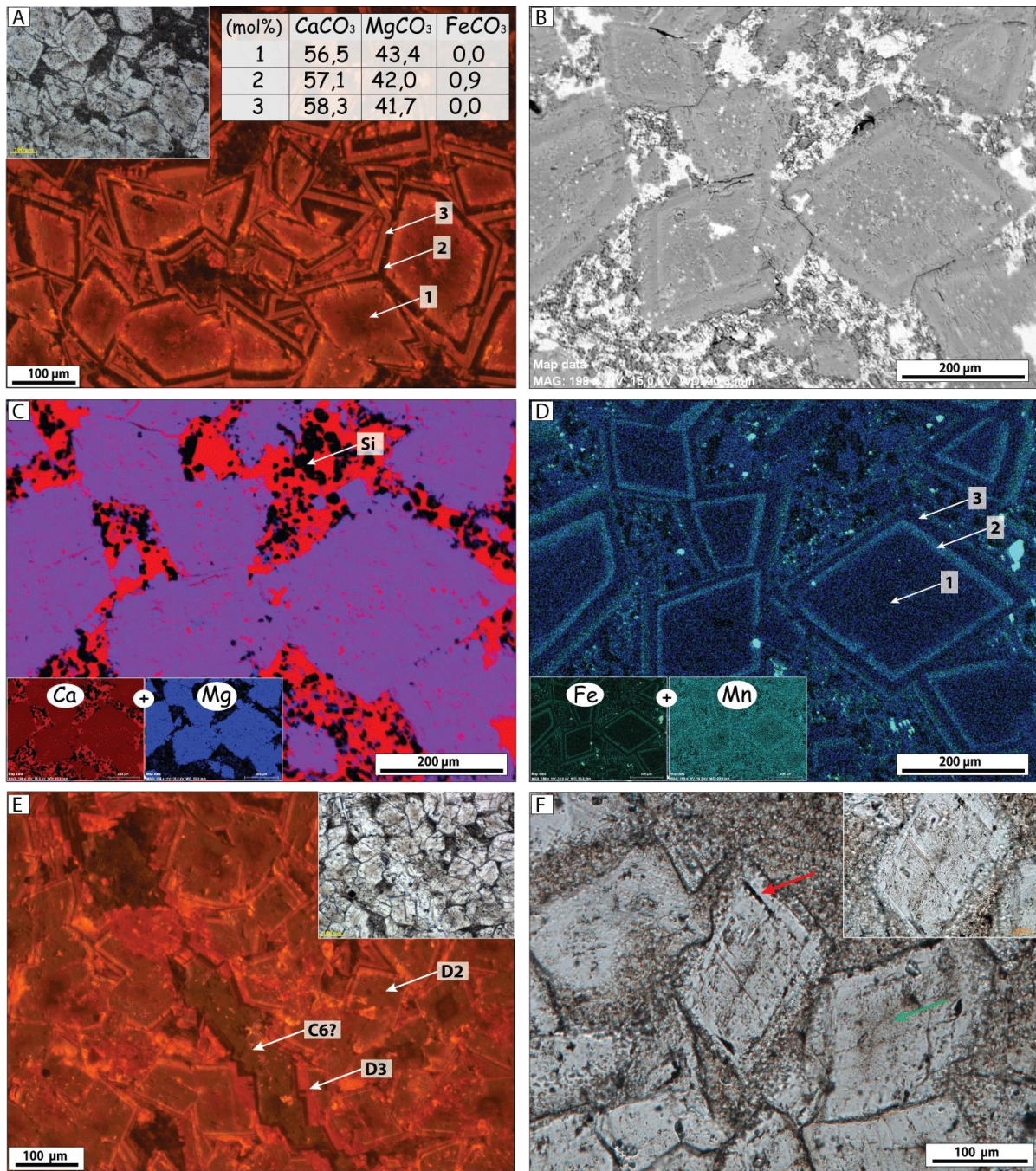
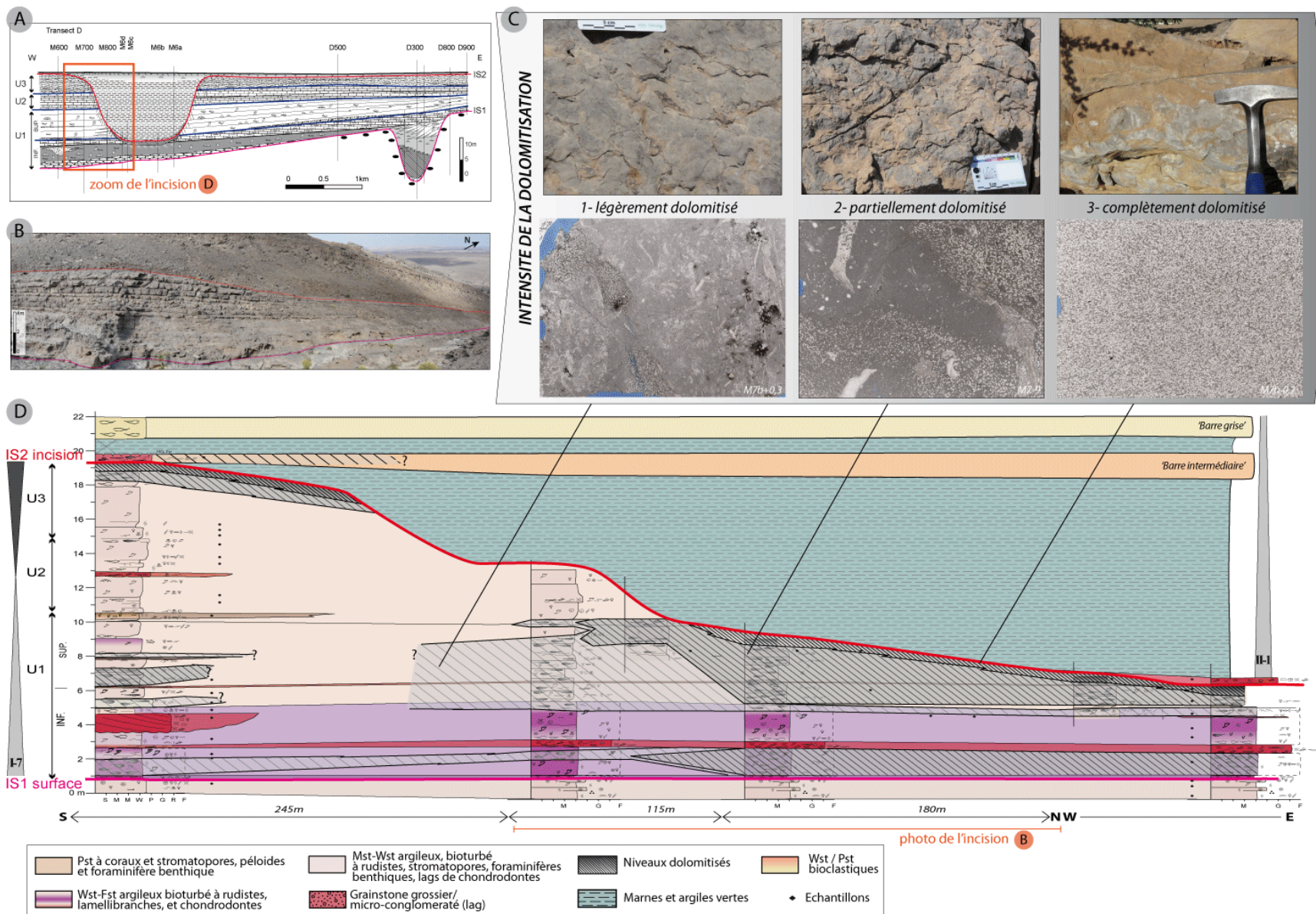


Figure 7.60 (légende page précédente): Dolomite D2 de l'affleurement du Jebel Madmar 6

Page suivante - Figure 7.61: Répartition de la dolomite D2 autour de l'incision IS2 (Madmar 6)

A) Transect de corrélation sur l'affleurement Jebel Madmar (**Grélaud, 2005**); B) La surface d'incision IS2 tronque les dépôts carbonatés tabulaires de la séquence I-7 (flanc ouest du wadi de Madmar 6); C) Illustration des variations d'intensité de la dolomitisation à l'affleurement et en lames minces; D) Transect de corrélation sur un flanc de l'incision présentant l'évolution des faciès et leur degré de dolomitisation.



Zone sparitique C2

Description, localisation, chronologie : Il s'agit ici, comme pour le Jebel Madar, de ciments riches en impuretés et parfois en inclusions solides dolomitiques qui se développent en calcite de blocage dans les pores résiduels et les fractures. Lorsque l'espace est suffisamment important, ils peuvent montrer des cristaux plus larges avec un fort sector zoning et des terminaisons euhédrales. Dans la séquence I-7, C2 repose généralement en syntaxie sur la zone C1. En revanche, elle forme la première zone sparitique dans le remplissage de l'incision IS2 à Madmar 6 (**Fig. 7.62-B**). La zone sparitique C2 n'a pas été retrouvée au delà de la barre grise qui forme la deuxième séquence haute fréquence de la séquence II (3^{ème} ordre).

En CL, ces ciments peuvent présenter deux sous-zones distinctes (**Fig. 7.62-A**):

* C2a: luminescence orangée avec des zonations sectorielles plus foncées. Les inclusions solides dolomitiques sont contenues dans cette sous-zone.

* C2b: luminescence générale homogène dans les teintes marron, rares zonations sectorielles plus foncées.

Les isotopes de l'oxygène et du carbone ont été mesurés sur deux échantillons de sparites C2, indiquant des $\delta^{18}\text{O}$ de -5,8 et -5,3 ‰ (v-PDB) et des $\delta^{13}\text{C}$ de 1,01 et 2,28 (v-PDB). Une mesure des isotopes du strontium fournit un ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.707726.

Interprétation : De manière similaire au Jebel Madar, cette zone sparitique est postérieure à la formation des incisions et inaugure les premiers ciments précipitant dans des milieux plus confinés et réducteurs (luminescence plus élevée que les C1). Il est intéressant toutefois de noter que les morphologies particulières des sparites C2 associées aux terriers de milieu sub-émersifs de la séquence I-7 de Madar (**Fig. 7.26-A et B**) ne sont pas retrouvées dans ce secteur d'étude. Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que le secteur du Jebel Madmar, plus distal, offrait des milieux de dépôts plus ouverts et moins restreints au sommet de la séquence I. Dans de telles conditions les fluctuations des milieux géochimiques ont pu être moindres, comme en témoigne également l'absence de tout indice de diagenèse en milieu évaporitique dans ce secteur.

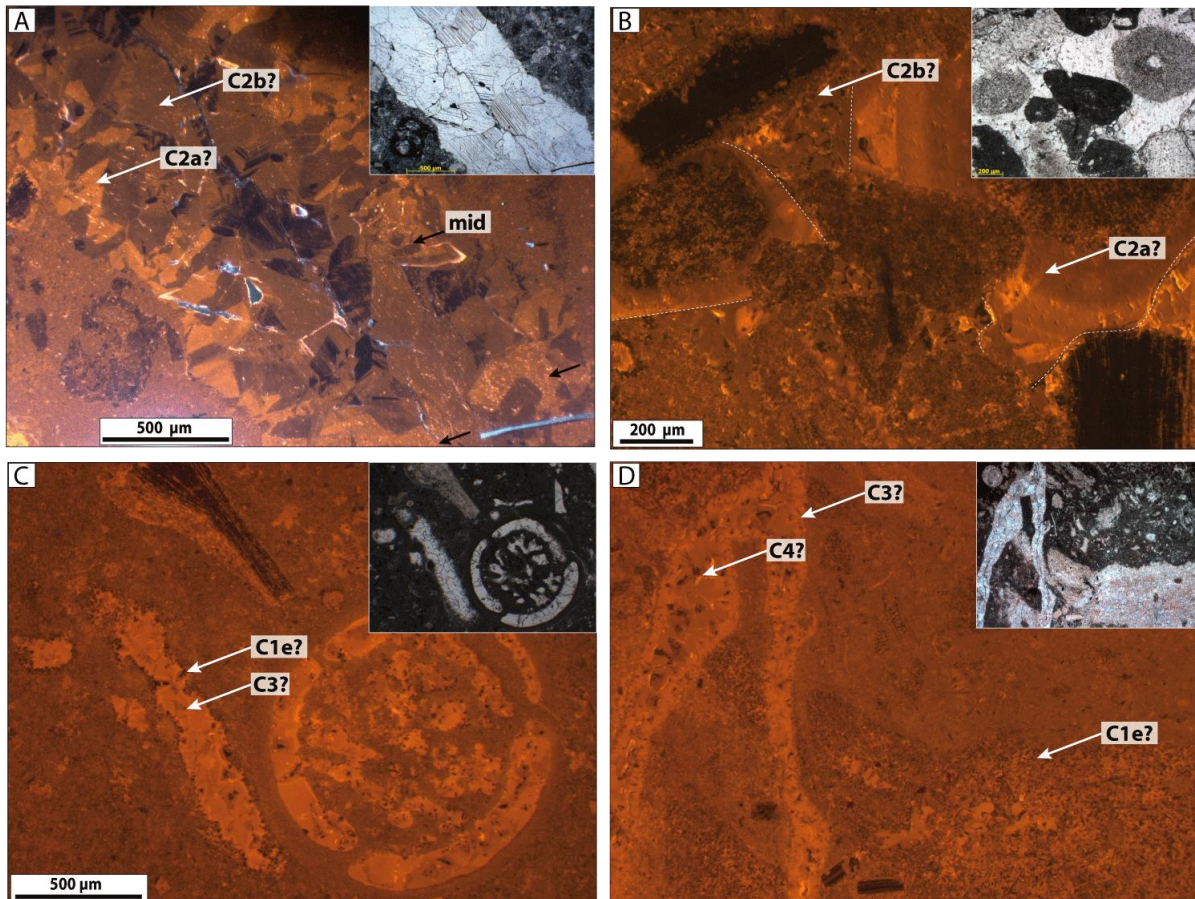


Figure 7.62: zone sparitique C2, C3 et C4

A) Echantillon MADA.10 (séquence I-7, coupe D300, Madmar 3): fracture cimentée par les zones C2a et C2b. C2a contient des micro-inclusions dolomitiques (mid, flèches noires), les deux sous-zones sont affectées par des zonations sectorielles; B) Echantillon MM6+0,1 (séquence II-1, coupe M6, Madmar 6; base du remplissage de l'incision IS2): la première zone sparitique dans ce grainstone est formée par un ciment syntaxial luminescent non ferreux à zonations concentriques orangées appartenant probablement à la zone C2. Ce dernier est recouvert par un ciment de blocage un peu plus sombre en CL (C2b?). C) Echantillon MADC.16 (séquence II-1, coupe D300, Madmar 3): les bioclastes et les loges du foraminifère sont cimentées par une première zone scalénoédrale faiblement luminescente et auréolé d'une fine bande luminescente (C1e ?) puis par un ciment de blocage moyennement ferreux et très luminescent. La matrice micritique est également très luminescente. D) Même échantillon qu'en C: C1e ? forme de tous petits cristaux riches en inclusions et non ferreux, ils sont recoupés par une fracture et des sparites de blocage luminescentes (C3? et C4?) qui apparaissent moyennement ferreuses en colorations (teinte mauve en coloration, cliché en haut à droite). C4? est affectée par un léger *sector zoning*.

Zones sparitiques C3 et C4

Les ciments de blocage C3 et C4, décrits pour le Jebel Madar, n'ont pas été clairement reconnus dans ce secteur d'étude. Néanmoins, plusieurs zones (et sous-zones) sparitiques plus ou moins luminescentes et ferreuses (**Fig. 7.62-C et D**) constituent l'histoire diagénétique post-sédimentaire des dépôts du Natih, relative à l'enfouissement. Leur agencement relatif reste en revanche parfois difficile à mettre en évidence entre les différentes coupes échantillonnées au Jebel Madmar. Ces zones n'ont pas fait l'objet d'une étude plus détaillée.

Trois mesures isotopiques ont été effectuées sur ces sparites de blocages dans la séquence II-1, pour un échantillon de la barre grise : $\delta^{18}\text{O} = -5,97 \text{ ‰ PDB}$; $\delta^{13}\text{C} = 1,32 \text{ ‰ PDB}$ (n=1) et pour un échantillon au sommet de la séquence II-1 (barre blonde) : $-6,04 < \delta^{18}\text{O} < -5,93 \text{ ‰ PDB}$; $3,41 < \delta^{13}\text{C} < 3,61 \text{ ‰ PDB}$ (n=2).

Compaction chimique - stylolitisation 1

Description, localisation, chronologie - Des stylolites sub-horizontaux sont observés au Jebel Madmar dans les faciès boueux de la séquence I-7, dans le wadi Madmar 6. Ils sont plus ou moins épais et dentelés et sont soulignés par des composés insolubles. Ces derniers s'accompagnent fréquemment de cristaux de dolomite non ferreuse, de petite taille (<100 µm).

Éléments d'interprétation - Les stylolites horizontaux indiquent des phénomènes de pression-dissolution sous l'effet de l'augmentation de la pression lithostatique au cours de l'enfouissement. La précipitation de dolomite dans ou à proximité des stylolites traduit la remobilisation de carbonate, dissout par pression dans des fluides enrichis in situ en Mg, Fe et Mn par le contact avec les concentrations d'insolubles (Vincent, 2001).

Silicification et précipitation de méga-quartz

Des précipitations de quartz microcristallins sont identifiées dans les matrices des faciès dolomités par D2 (Fig. 7.60-B à D). A l'affleurement ils forment des nodules (cherts), dans le remplissage de l'incision IS1 et entre les surfaces IS1 et IS2 (séquence I-7) dans le secteur de madmar 3. Cependant aucun ciment de méga-quartz n'a été décelé. Cette zone n'a pas fait l'objet d'une étude plus détaillée dans ce secteur.

Dolomitisations D3

Description et localisation - Les caractères pétrographiques de D3 dans ce secteur d'étude sont similaires à ceux décrits au Jebel Madar, notamment la texture xénotopique-anhédrale, certaines faces cristallines courbes, l'extinction roulante en lumière polarisée (Fig. 7.63-F), et une luminescence rouge vif en CL. Elle précipite dans des fractures tardives (Fig. 7.63-A), et dans l'espace résiduel de larges cavités ou vides moldiques.

Les mesures isotopiques effectuées sur un échantillon indiquent les valeurs suivantes: $\delta^{18}\text{O}$: -8,5 ‰ PDB; $\delta^{13}\text{C}$: 2,5 ‰ PDB; et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,708137. D3 apparaît non-stoechiométrique avec une teneur de CaCO_3 comprise entre 56,83 et 56,99 M% (mesures EDS, n=2).

En fluorescence, D3 révèle des inclusions fluorescentes nuageuses, regroupées en amas dans les cristaux (Fig. 7.63-C). Leur fluorescence traduit vraisemblablement la présence de matière organique (hydrocarbures) dans des micro-inclusions.

Chronologie et éléments d'interprétation - D3 recoupe toutes les phases antérieures: allochèmes, zones sparitiques C1, C2, C3 et C4, dolomite D2 (Fig. 7.60-E). Il s'agit, comme pour le secteur du Jebel Madar, d'une phase d'enfouissement impliquant des fluides à température élevée (> 60-80 °C). L'origine (primaire ou secondaire) des inclusions fluides fluorescentes n'a pas pu être clarifiée en raison de leur très faible taille. Ces dolomites d'enfouissement pourraient avoir précipité peu avant ou pendant la migration des hydrocarbures, c'est à dire avant l'exhumation des séries sédimentaires. A. Csoma *et al* (2008) puis E. Adams *et al*. (2010) ont observé des inclusions similaires au Jebel Madmar dans la périphérie limpide de cristaux euhédraux de dolomite dans le remplissage des incisions et au sein de fractures dolomitiques tardives. Ces auteurs ont par ailleurs souligné, par le biais de

modélisation d'affleurement (utilisant des données de GPS dynamique et de LIDAR), l'existence de grands couloirs de fracturation d'orientation NE - SW guidant les phénomènes de dolomitisation tardive (**Adams et al., 2011**).

Fluorite

La fluorite est présente de manière très ponctuelle, en relation spatiale avec la dolomite D3 qu'elle recouvre. Sa chronologie relative et son mode de précipitation (dans les fractures, juste après D3) sont similaires à la fluorite observée au Jebel Madar.

Zone sparitique C6 - dédolomitisation

Description, chronologie - La dernière zone sparitique observée au Jebel Madmar est postérieure à la dolomite D3 et à la fluorine. Il s'agit d'une sparite limpide de blocage qui précipite dans des fractures (**Fig. 7.60-E**) ou remplace des phases dolomitiques antérieures (**Fig. 7.63-D, E et F**). Dans ce dernier cas, un contact très irrégulier et corrodé sépare les deux zones.

En CL, cette zone présente des teintes moyennement luminescentes jaunâtres avec quelques zonations brunes.

Interprétation – Cette zone est assimilée à la zone sparitique C6 du Jebel Madar du fait de sa chronologie très tardive au sein de la séquence diagénétique du secteur du Jebel Madmar, et de son interprétation.

La précipitation de C6 est précédée par une phase de dissolution et de corrosion de la dolomite D3, invoquant des mécanismes de dédolomitisation par dissolution/précipitation.

Les phénomènes de dédolomitisation ont été reportés dans de multiples environnements diagénétiques. Ils peuvent être favorisés par la circulation de fluides enrichis en ions sulfates, provenant soit de la dissolution de gypse / anhydrite (**Lee & Harwood, 1989; Bishoff et al., 1994; Fu et al., 2008**), soit de l'oxydation de la pyrite (**Evamy, 1963; Folkman, 1969**). Ces processus étant fréquemment associés à des circulations d'eaux douces sous faible enfouissement, dans un aquifère karstique ou sous une surface d'érosion (**Goldberg, 1969; Nader et al., 2008**). Dans des contextes plus enfouis, des infiltrations profondes d'eaux météoriques dans des réservoirs (**Ronchi et al., 2000**) ou encore la migration de saumures enrichies en calcium à haute température (**Land & Prezbindowsky, 1981**) ont été évoqués comme source pour des phénomènes de dédolomitisation.

L'altération de la dolomite D3 et la précipitation de la zone sparitique C6 interviennent tardivement dans l'histoire diagénétique de ce secteur d'étude, probablement au cours de l'exhumation des séries sédimentaires au Néogène, dans un stade propice à la circulation de fluides agressifs vis à vis de la dolomite (eaux douces?). L'absence de données géochimiques sur cette zone ne permet pas d'aller plus loin dans son interprétation.

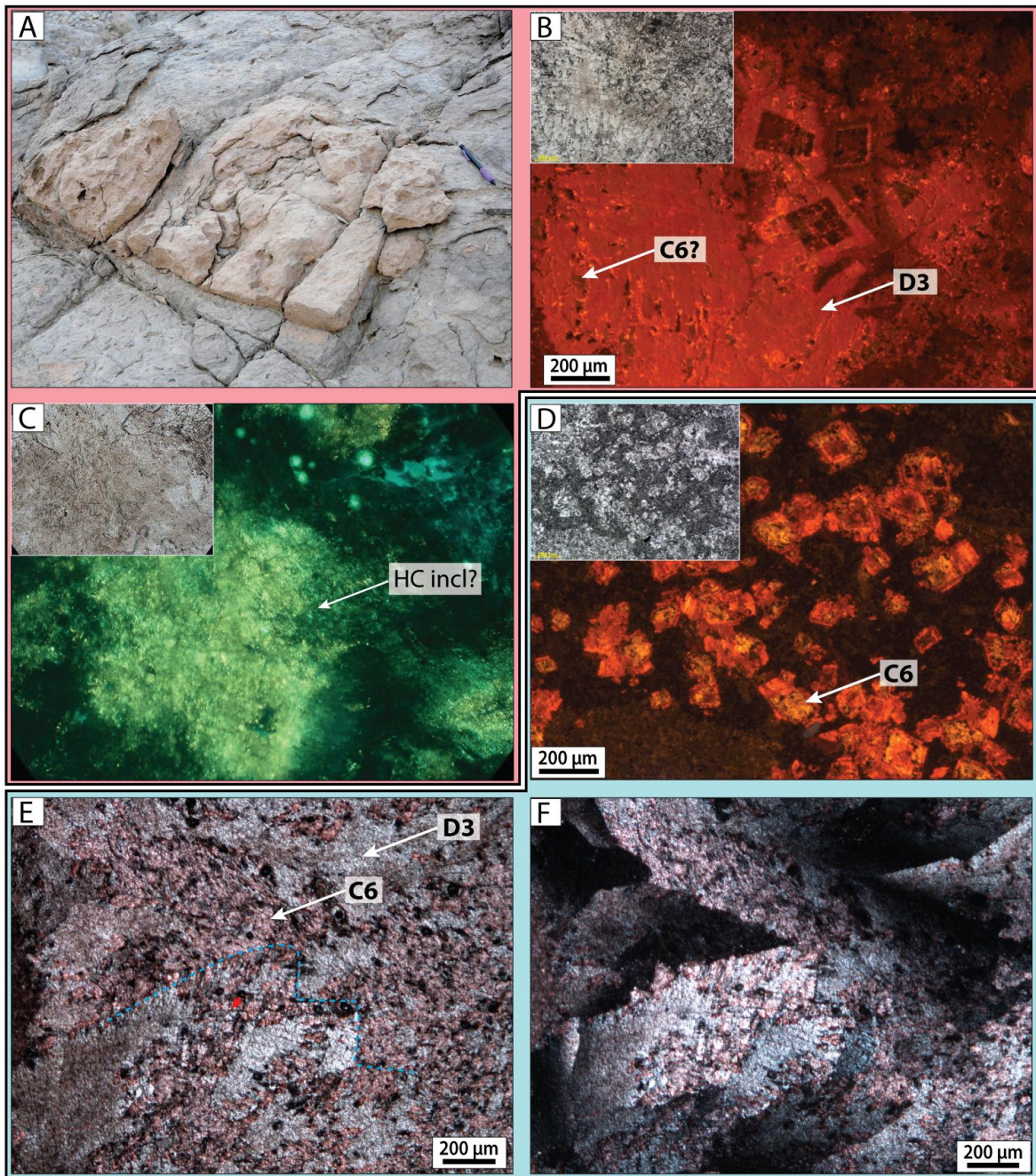


Figure 7.63: Dolomite D3, dédolomitisation et zone sparitique C6 (Jebel Madmar 6).

A) Fracture tardive cimentée par de la dolomite;

B) Zoom de l'échantillon MM8.5-2,5, collecté dans la fracture en A): ciment massif dolomitique (D3) oblitérant la fabrique originelle; D3 est par endroit altéré et recrystallisé par une zone sparitique (C6?);

C) En fluorescence, des amas de micro-inclusions fluorescentes (jaune vif) (hydrocarbures ?) sont décelés au coeur des cristaux anhétraux de dolomite;

D) En cathodoluminescence, la calcitisation peut-être restreinte au coeur ou à la périphérie des rhomboèdres, ces parties des cristaux étant probablement moins stoechiométriques et moins stables;

E) Fracture cimentée par de la dolomite (D3, non colorée par l'alizarine ferricyanure de potassium), partiellement dédolomitisée par C6 (colorée en rose); les pointillés (en bleu) soulignent les faces légèrement courbes des cristaux de dolomite, des plans de clivage incurvés sont à peine décelable à l'intérieur de ces cristaux (flèche rouge);

F) Extinction roulante en lumière polarisée, (même prise de vue qu'en E); la zone sparitique précipite en syntaxie dans les pores intercrystallins issus de la corrosion de la dolomite.

7.2.4 Bilan: inventaire et chronologie des phases diagénétiques

Les principaux caractères pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du Jebel Madmar sont résumés dans la **figure 7.64**. Les données isotopiques pour toutes ces phases seront synthétisées avec celles du Jebel Salakh dans les graphes des **figures IV et V**, au paragraphe 7.3.4.

Zone de présence	Phase	Principaux caractères	Cathodoluminescence	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	n	Environnement diagénétique
	IFC IrSC	Calcite fibreuse (30µm- 250µm) et syntaxiale riche en inclusions	Peu luminescent luminescence nuageuse	-			3	marin
Séq. I sous IS1	C1a	Cristaux scalénoédraux fins (< 50 µm) et syntaxiaux (jusqu'à 1 mm)	Large bande sombre (+ fine bande luminescente jaune-orangée)	-	-	-	-	éogène: circulations précoces d'eaux douces ou mixtes sous les surfaces de discontinuités.
Séq. I	D1	Romboèdres euhédraux (< 300 µm), coeurs beiges / périphérie limpide	Coeurs à lum. violette / périphérie rouge-rosé	-	-	-	-	
Séq. I sous IS2	C1b	Cristaux granulaires ou frangeants	Luminesce orangée	-	-	-	-	enfouissement faible à très faible
	C1c	Cristaux moy. à grossiers (pluri-mm) granulaire à de blocage, non ferreux + Scalénoédres	Non lum. à bruns foncés Scalénoédres: couplets non lum. + bandes lum.:	0,707474 (n=2)	-	-	-	
Base séq. II	C1d C1e	Scalénoédres fins (~150 µm), non ferreux	Non luminescents	-	-	-	-	
Top séq. I Base séq. II	D2	Dolomie de remplacement cristaux euhédraux (<300 µm) coeur turbide / périphérie limpide	Luminescence rouge des coeurs jusqu'à 4 zones de surcroissance orange à brune	-			2	mésogénèse sous faible enfouissement
	C2	Cristaux de blocage riches en impuretés (et microinclusions dolomitiques)	Luminescence modérée orange à zonations sectorielles, incl. dolomitiques rouge	0,707726 (n=1)	-	-	2	
Top séq. I séq. II-1	C3? C4?	Ciments granulaires et de blocage	Luminescence brune-orangée, zonations sectorielles	-			3	mésogénèse enfouissement modéré
Top séq. I Base séq. II	Qz	Micro-quartz équigranulaire	Non luminescent	-	-	-	-	
	D3	Dolomie massive à extinction ondulante, face courbes, non ferreuse	Luminescence rouge-vif	0,708137	-	-	1	mésogénèse haute température
	F1	Cristaux de fluorite cubique à anhédraux	Luminescence bleue électrique	-	-	-	-	
	C6	Calcite de blocage et précipitation après dissolution de D3	Luminescence modérée orange	-	-	-	-	début de télogénèse

Figure 7.64: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques du secteur de Jebel Madmar.

La séquence diagénétique établie pour le Jebel Madmar se révèle semblable à celle du Jebel Madar. Ainsi, la succession des phases diagénétiques peut s'articuler autour de 6 grands stades avec chronologiquement: 1) une diagenèse marine limitée, 2) le développement de dissolutions - cimentations en domaine météorique sous les surfaces de discontinuités du sommet de la première séquence de dépôt (3^{ème} ordre), 3) une étape de transition associée à une dolomitisation du pourtour des incisions et une phase de sparite, 4) l'installation de conditions plus réductrices dès le début de l'enfouissement avec l'incorporation de fer et de manganèse dans les ciments du stade mésogénétique A; 5) l'augmentation des températures et l'enregistrement de phases tardives dolomitiques et de fluorite (stade mésogénétique B) et 6) une phase ultime de dédolomitisation et de calcite associées problament au début de la télogénèse.

Quelques particularités de ce secteur d'étude peuvent être néanmoins soulignées:

- L'existence d'une zone dolomitique précoce D1 antérieure à la précipitation de la sous-zone sparitique C1c.
- Le développement précoce et la préservation d'une microporosité dans le secteur de madmar 3, probablement associée à une stabilisation précoce des matrices micritiques sous l'influence de fluides météoriques.
- Les phénomènes de dolomitisation D2, précisés par le fait que les incisions IS1 et IS2 ne soient pas superposées au J. Madmar:
 - ⇒ à Madmar 3, cette zone D2 est principalement localisée dans le remplissage de l'incision IS1; elle peut-être interprétée (au moins dans un 1^{er} temps) comme une dolomitisation très précoce en milieu (marin ?) restreint. Elle est en effet associée à des mudstones pauvres en fossiles passant progressivement à des mudstone marneux à orbitolines lorsque le milieu devient plus ouvert et oxygéné.
 - ⇒ à Madmar 6, l'évolution graduelle de la dolomitisation en direction de l'incision peut traduire des circulations privilégiées de fluides riches en magnésium le long de la surface d'incision IS2 et au travers de faciès encore perméables. Cette dolomitisation a pu débiter de manière précoce même si les bandes de surcroissance dolomitiques limpides sur les rhomboèdres de D2 témoignent probablement d'un phénomène qui s'est poursuivi au cours de. La géométrie de ces corps dolomitiques semble cependant génétiquement liée aux incisions puisque les mêmes dépôts de la séquence I-7 situés à environ 3 km de l'incision IS2 (à Madmar 3) n'apparaissent pas autant dolomitisés.
- La présence d'inclusions à hydrocarbures dans la zone dolomitique D3 confirme l'existence d'une fenêtre à huile en profondeur et la migration d'hydrocarbures pendant ou après la précipitation de D3. L'absence d'indices d'huile ou de traces de bitume à l'affleurement et dans les échantillons du Natih montrerait toutefois que si des hydrocarbures ont été pigés dans ces roches ils ont été par la suite lessivés ou biodégradés.

7.3 Secteur 3 - Jebel Salakh

7.3.1 Cadre général

Le Jebel Salakh forme un anticlinal E-W dans la partie la plus méridionale de l'arc de Salakh. Les séries de plate-forme de l'Hauterivien supérieur au Turonien affleurent à la faveur de cette structure.

Les séries du Natih sont ici en position plus distale sur la marge est du bassin intrashelf par rapport à celles étudiées au Jebel Madmar) (**Fig. 7.65-A**).

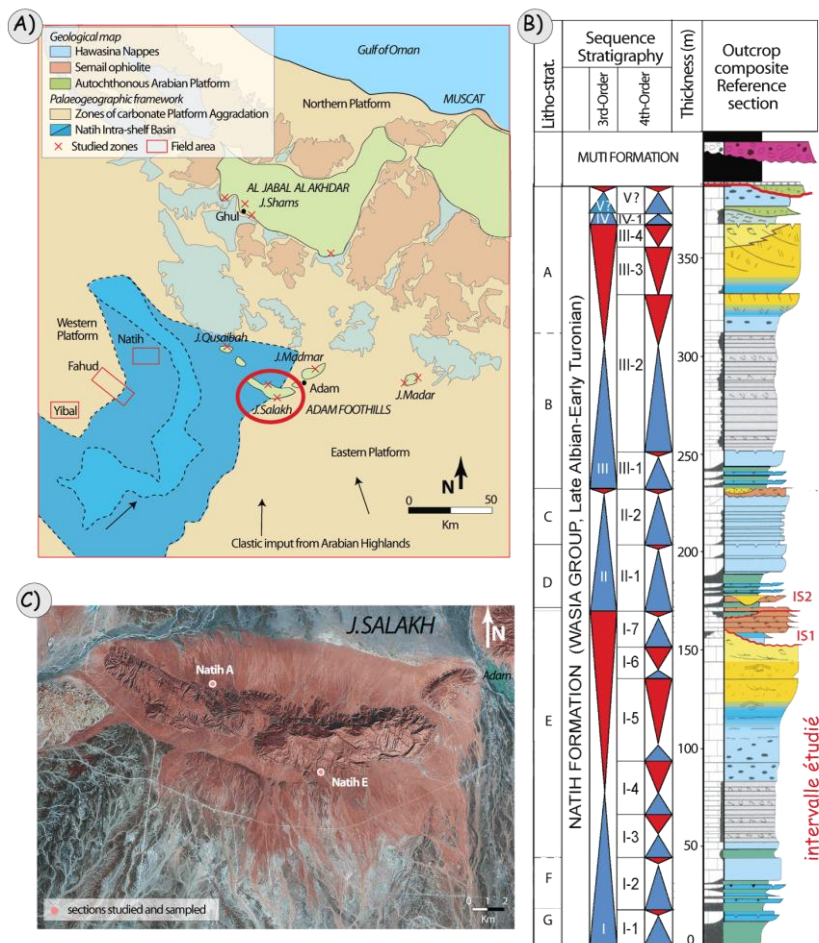


Figure 7.65 : Présentation du secteur d'étude du Jebel Salakh A) Carte géologique du nord de l'Oman, illustrant les secteurs étudiés et la position paléogéographique des bassins intrashelf (unités structuro-sédimentaires d'après la carte géologique du Sultanat d'Oman 1:1000000 (**Le Métour et al., 1993**); paléogéographie des bassins intrashelfs d'après **Grélaud, 2005**); B) log composite de la Formation Natih d'après les affleurements (**Grélaud et al., 2010**); C) Photo satellite du Jebel Salakh.

L'intervalle étudié couvre la majeure partie de la séquence I et quelques niveaux de la séquence II, ainsi que le sommet de la Formation Natih (**Fig. 7.65-B**). Les résultats présentés ici se focaliseront sur la série affleurant sur le versant sud du Jebel (séquence I et II ; **Fig. 7.65-C**).

7.3.2 Architecture des séquences de dépôts, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces

➤ Séquence I:

La phase transgressive enregistrée dans la séquence I (séquences I-3 et I-4 pour partie) aboutit ici à l'accumulation de dépôts de bassin intrashelf (Association de faciès IV-c) riches

en matière organique, formant une unité relativement homogène épaisse d'une vingtaine de mètres. Ces dépôts sont brutalement surmontés par des dépôts de mudstone – wackestone à spicules d'éponges et *cherts* (Association de faciès IV-a, séquence I-4 et I-5 pour partie, **Fig. . 7.69**), accumulés le long de clinofformes de progradation de faible inclinaison. Cet intervalle épais d'environ 30 m correspond à une phase d'aggradation qui évolue dans les séquences I-5 à I-6 vers un système en progradation avec des faciès plus granulaire et bioclastique de bordure de plate-forme (associations de faciès III-c à III-b).

Les reconstitutions paléogéographiques de la plate-forme Natih (**Grélaud, 2005, Fig. 7.66**) suggèrent que lors de l'émersion IS1 de la plate-forme orientale (secteur Madar et Madmar), le secteur du Jebel Salakh, en bordure du bassin intrashelf n'était peut-être pas émergé. Aucune incision n'a été reconnue au Jebel Salakh et la surface IS1 correspondrait seulement à une surface fortement bioturbée.

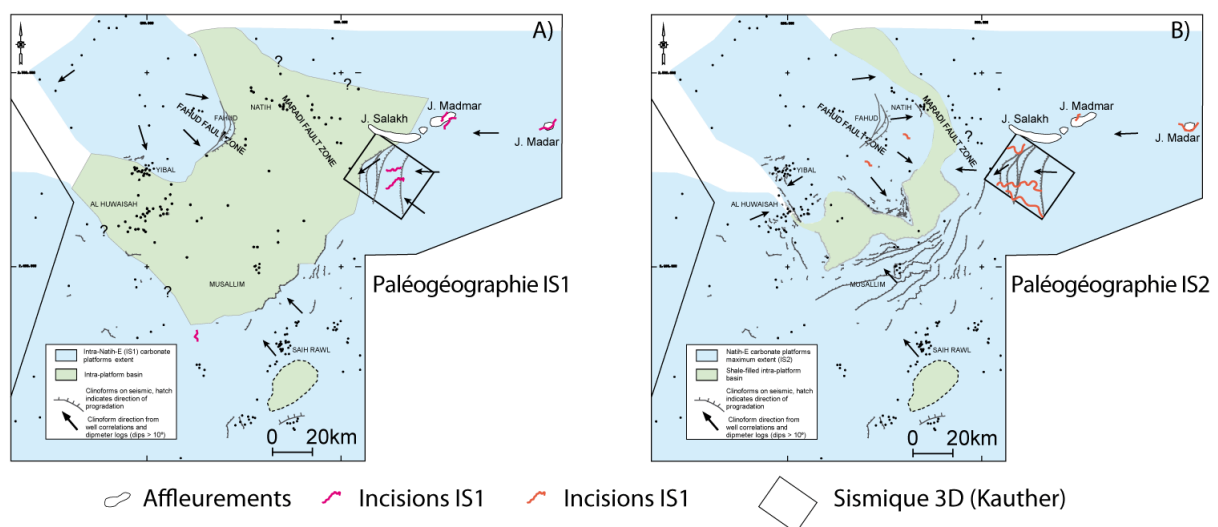


Figure 7.66: Cartes paléogéographiques de l'Intérieur Oman au Cénomaniens inférieur réalisées à partir de la cartographie des clinofformes sur des données sismiques (**Grélaud, 2005**).
 En bleu : la plate-forme Natih. En vert (A) extension du bassin intrashelf au moment de l'émersion IS1 et (B) extension du bassin intrashelf résiduel au moment de l'émersion IS2 (sommet séquence I).

La séquence I-7 débute par une unité d'1,5 m formée de wackestone – packstone péloïdaux à débris de rudistes, petits foraminifères benthiques (*alveolinidae*, *miliolidae*, *trocholinidae* et *textularidae*) et larges orbitolinidés (à la base de l'unité). Par dessus, un changement brutal de faciès marque le passage à des dépôts franchement boueux de type mudstone – wackestone à rares foraminifères benthiques (*chrysalidinae*) et bivalves, caractérisant un domaine de lagon peu profond de faible énergie (associations de faciès I-d). L'unité plus bioclastique à la base de la séquence I-7 pourrait correspondre à la phase de remontée du niveau marin relatif après la chute matérialisée par la surface IS1 et les prismes de régression forcée dans le bassin résiduel (**Grélaud, 2005**). Les dépôts plus boueux par dessus enregistrent ensuite à l'aggradation de la plate-forme interne. Ces faciès boueux sont interrompus par une barre bioclastique constituée d'un floatstone d'environ deux mètres d'épaisseur à rudistes, pectens, madréporaires et chodrodontes, interprété comme marquant le maximum d'accommodation de la séquence I-7 (**Fig. . 7.69**). Au dessus de cet intervalle, des faciès plus boueux et moins bioclastiques réapparaissent et la stratonomie des bancs

diminuent progressivement, marquant une diminution du potentiel d'accommodation. De petits niveaux de lags bioclastiques à base érosive sont observés dans les trois derniers mètres de la séquence I. Le dernier banc carbonaté est formé par un faciès de mudstone quasiment azoïque fortement bioturbé, dont les terriers peuvent être soulignés par des oxydes de fer. La position de la surface IS2 au sommet de la séquence I-7 n'est pas clairement établie ici. Elle a été placée à la base de ce dernier banc carbonaté (**Fig. . 7.69**) par analogie avec les affleurements étudiés précédemment, où la surface IS2 était surmontée d'une barre carbonatée (barre intermédiaire) formant le sommet du remplissage des incisions (et le sommet de la première séquence haute fréquence de la séquence II).

La séquence I-7 forme au Jebel Salakh une unité d'environ vingt mètres d'épaisseur (**Fig. 7.67**). Il est intéressant de noter l'épaississement de cette séquence depuis la zone proximale du Jebel Madar où elle ne représente que 5-6 mètres d'épaisseur.

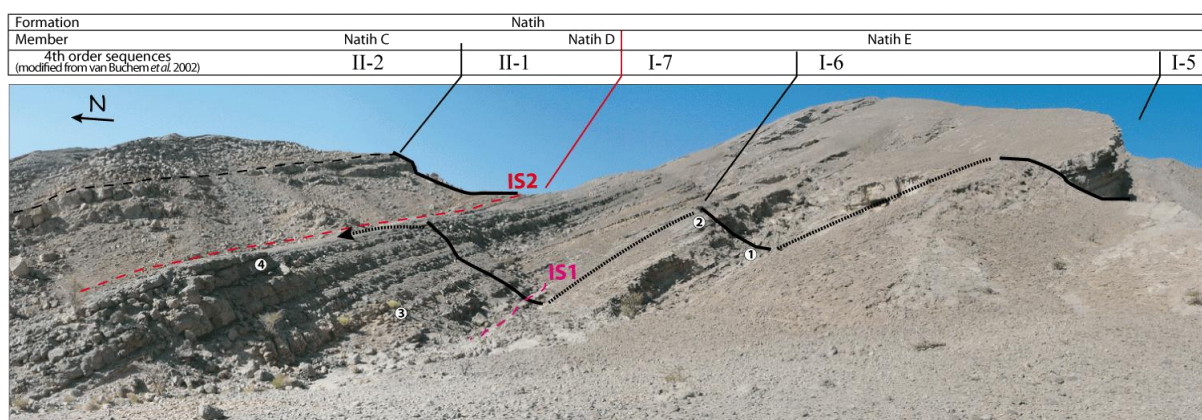


Figure 7.67 : Le sommet de la première séquence de dépôt du Jebel Salakh Sud. Le trait noir correspond au trait de coupe et les numéros aux bancs repères sur le log sédimentologique.

➤ Séquence II:

Une modification importante du système sédimentaire intervient après la deuxième discontinuité IS2 avec l'installation d'une plate-forme mixte carbonate-argile peu profonde, étendue sur l'ensemble du domaine (**Fig. . 7.68**).

Comme pour les secteurs précédemment abordés, la séquence II-1 est caractérisée par des cycles débutant par des argiles vertes progressivement surmontées par des couches carbonatées (voir paragraphe 7.1.2).

La séquence II-2 est en revanche sensiblement plus épaisse qu'au Jebel Madar (cf. chapitre 4, section 4.3 Architecture des séquences de dépôts, **Fig. 4.20**). Sa partie inférieure est constituée d'une unité argileuse, qui se poursuit par 8 bancs calcaires inframétriques à faciès de plate-forme interne très homogène (wackestone bioturbé à débris de mollusque, coraux, échinodermes, etc.), séparés par de minces niveaux plus argileux (**Fig. 7.68**). Cet ensemble enregistre l'aggradation homogène de la plate-forme interne.

Vers le sommet de cette séquence, les bancs carbonatés deviennent plus épais et les faciès évoluent vers des dépôts plus bioclastiques riches en rudistes, coraux et pectens, qui témoignent de conditions hydrodynamiques de plus haute énergie.

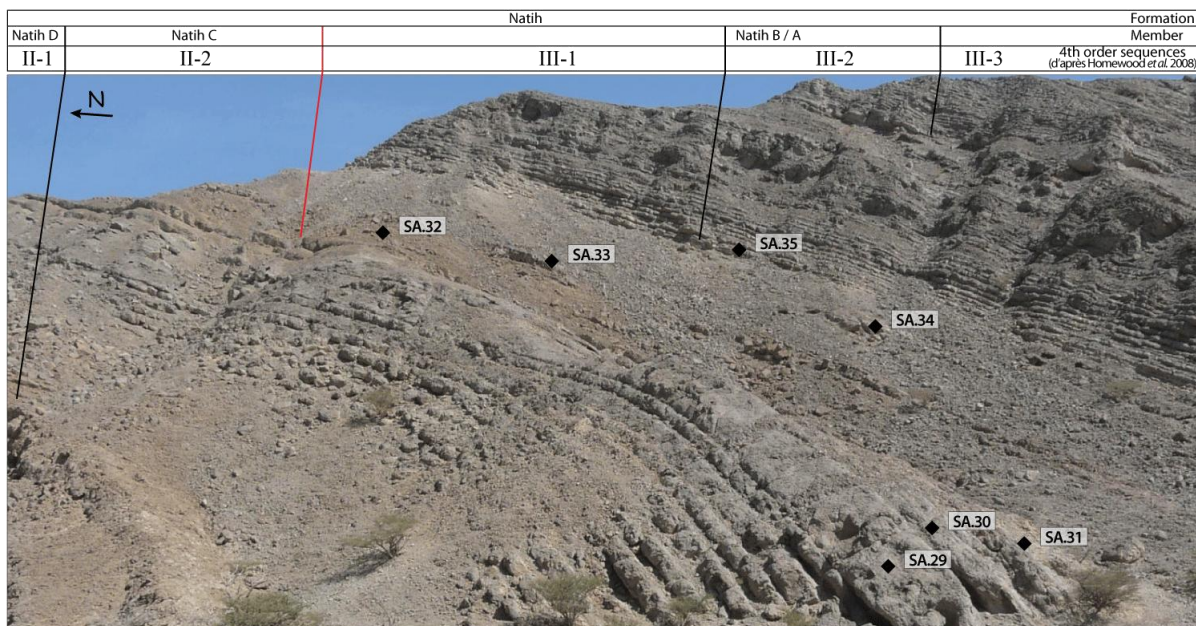


Figure 7.68: Les séquences de dépôts II et III au Jebel Salakh (secteur sud).
Les échantillons prélevés dans ces séquences sont signifiés par les losanges noirs.

➤ Séquences III et IV:

La base de la séquence III-1 est matérialisée par une succession de séquences marnes vertes – carbonate similaire à la base des séquences I (Natih G) et II (Natih D). Elle est surmontée par une unité carbonatée plus massive. Les couches carbonatées sont composées de wackestone à débris de mollusques divers, coraux solitaires, algues vertes et larges alvéolinidae.

Les séquences III-2 et III-3 marquent la nouvelle installation d'un bassin intrashelf, caractérisé par des dépôts riches en matière organique et à faune spécifique (bivalves à tests fins et huitres). Ces dépôts présentent une épaisseur de l'ordre de 60 mètres. L'érosion actuelle ne permet pas d'observer le sommet du Natih dans ce secteur.

Le sommet du Natih affleure sur le flanc nord du J. Salakh. L'analyse de ces dépôts et de leur diagenèse nécessite des investigations plus détaillées et ne seront pas abordés dans ce manuscrit.

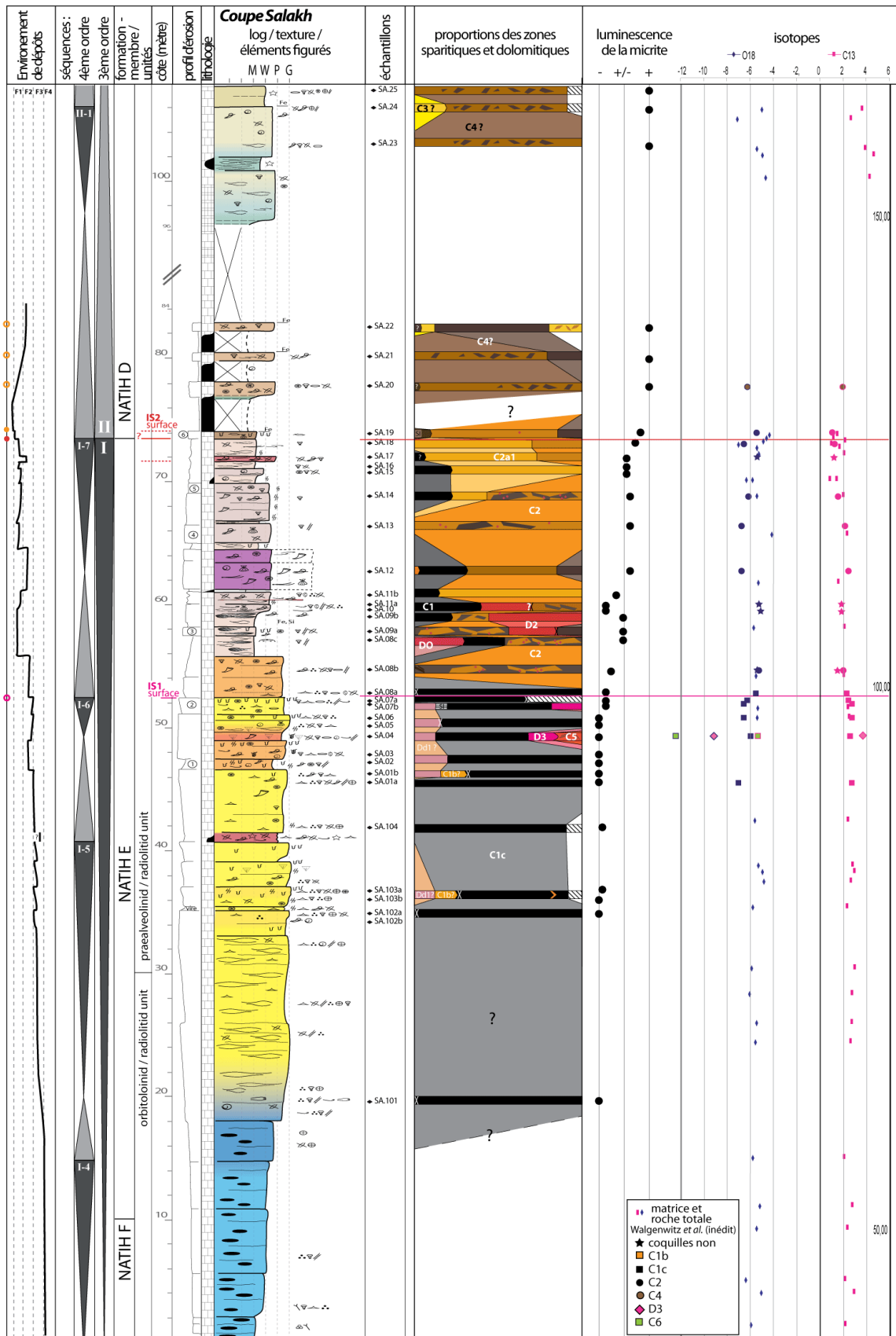


Figure 7.69: Log sédimentologique de la séquence I et de la base de la séquence II de la formation Natih au Jebel Salakh (secteur sud).
 Les analyses pétrodiagenétiques et géochimiques sur roche totale (Walgenwitz *et al.*, inédit) et phases séparées sont ajoutées. voir annexe A pour la légende.

7.3.3 Diagenèse de la Formation Natih dans le Jebel Salakh

L'analyse pétro-diagénétique de la formation Natih dans le secteur du Jebel Salakh repose sur l'étude en microscopie optique et en cathodoluminescence d'environ 50 lames minces, issues des campagnes de terrain réalisées dans le cadre de cette étude. Ces échantillons ont été collectés depuis la base de la séquence I-5 jusqu'au sommet de la séquence II.

L'élaboration d'une chronologie relative entre les différentes phases diagénétiques (**Fig. 7.70**) est principalement basée sur les observations de recoupements, de superpositions et d'inclusions des objets diagénétiques. Leurs interprétations en terme d'environnement diagénétique sont confrontées aux observations effectuées dans les secteurs des Jebels Madar et Madmar. Aussi, pour éviter trop de répétitions, les phases se retrouvant de manière identique dans ce secteur seront signalées, mais ne seront pas re-décrites.

40 mesures isotopiques en oxygène et carbone sur phases séparées, et 7 analyses ponctuelles des isotopes du strontium complètent la réflexion sur l'origine des fluides ayant précipités les différentes phases.

Phases syngénétiques:

Micritisation (mic), ciments calcitiques riches en inclusions solides (IFC et IrSC):

Les phases diagénétiques syngénétiques au sein de la formation Natih sont rares dans le secteur du Jebel Salakh. Elles ne présentent pas de différences majeures avec les secteurs précédemment décrits, tant dans leurs caractéristiques pétrographiques que dans leurs interprétations diagénétiques (cf. partie 7.1.3, diagenèse de la Fm. Natih dans le J. Madar).

Dissolution de l'aragonite

Les bioclastes initialement aragonitiques sont relativement nombreux dans les faciès du Natih du Jebel Salakh. De multiples indices pétrographiques comme par exemple l'accumulation de sédiments internes à la base des vides moldiques montrent qu'ils ont été dissouts précocement avant ou pendant la mise en place des premiers ciments sparitiques.

Dolomite D1

Cette zone dolomitique, décrite auparavant dans le secteur du Jebel Madmar, présente les mêmes caractéristiques pétrographiques (cf. partie 7.3.3, diagenèse de la Fm. Natih dans le J. Madmar) et de chronologie relative (antériorité à la sous-zone sparitique C1c). Elle est ici présente sur environ 16 mètres d'épaisseur sous IS1, et précipite à l'intérieur de vides moldiques et dans le pourtour de certains terriers. A la différence du Jebel Madmar, elle est le plus souvent dédolomitisée par une zone calcitique à luminescence orangée.

En l'absence de nouvelles données géochimiques sur cette phase, les pistes d'interprétation de cette dolomite restent identiques à celles évoquées dans le Jebel Madmar.

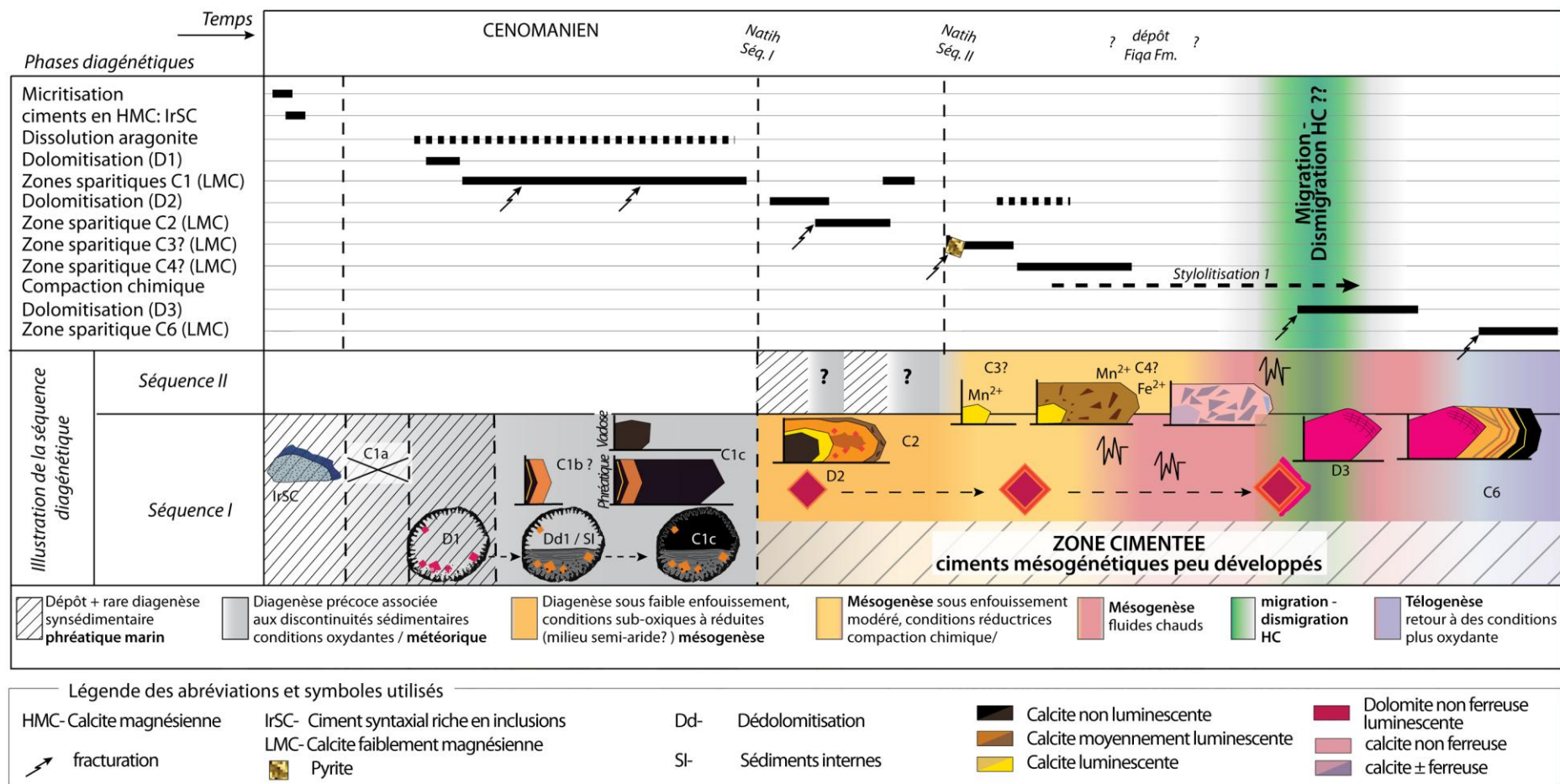


Figure 7.70 : Diagramme diagenétique du secteur du Jebel Salakh

Zone sparitique C1

Sous-zone C1a

Contrairement aux secteurs des Jebels Madar et madmar, ce premier ciment sparitique n'a pas été reconnu au Jebel Salakh.

Sous-zone C1b

Description, localisation, chronologie - C1b apparaît moins développée qu'au Jebel Madar, et reste plus difficile à identifier dans ce secteur d'étude. Une zone sparitique antérieure à C1c a néanmoins été identifiée sur deux échantillons (**Figs. 7.69 et 7.71-A**), composée de bandes non luminescentes et luminescentes en CL formant des couplets et d'une dernière bande à luminescence orangée, assez nuageuse. Cette dernière pourrait également être la zone qui précipite en remplacement de la dolomite D1.

Sous-zone C1c

Description, localisation, chronologie – De la même manière que dans les secteurs précédemment étudiés, C1c forme une zone sparitique très développée dans la première séquence de dépôt du Natih. Elle présente le même type de répartition :

- Sur une trentaine de mètres d'épaisseur depuis les échantillons en base de la coupe (séquence I-5) jusqu'à la base de la séquence I-7, C1c se développe en ciment de blocage non luminescent précipitant dans les vides moldiques (**Fig. 7.71-B et C**), les cavités de dissolution, des fractures précoces à bords irréguliers et ouverture millimétrique, et des terriers centimétriques. Ses cristaux peuvent exceptionnellement atteindre 1 à 2 millimètres d'épaisseur dans les vides les plus larges. Dans un échantillon, situé sous IS1 (**Fig. 7.71-C**), des sédiments internes laminés tapissent le fond des cavités moldiques et précèdent la sous-zone C1c.

Dans cet intervalle, C1c forme la sous-zone la plus développée et représente la majeure partie des ciments sparitiques, à l'exception de rares fractures ou vides cimentés par des phases diagénétiques plus tardives.

Les mesures isotopiques sur C1c indiquent respectivement pour l'oxygène et le carbone, des valeurs comprises entre -7,02 et -5,3 ‰ (m= -6,24 ; σ = 0,5); +2,14 et +2,64 ‰ (m= 2,36 ; σ = 0,2) PDB (n=9 sur 6 échantillons). Les isotopes du strontium ont été mesurés sur trois échantillons et les ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient entre 0.707489 et 0.707643.

- Dans les vingt derniers mètres sous IS2, C1c devient plus rare et se développe en fine frange (< 100 μm d'épaisseur) scalénoédrale peu luminescente (**Fig. 7.71-D**), en bordure de vides moldiques et de cavités de dissolution ou dans des fractures inframillimétriques (**Fig. 7.71-A**). Dans cet intervalle, C1c est recouverte par des sparites de blocages plus luminescentes appartenant à la zone sparitique C2 et aux sparites d'enfouissement.

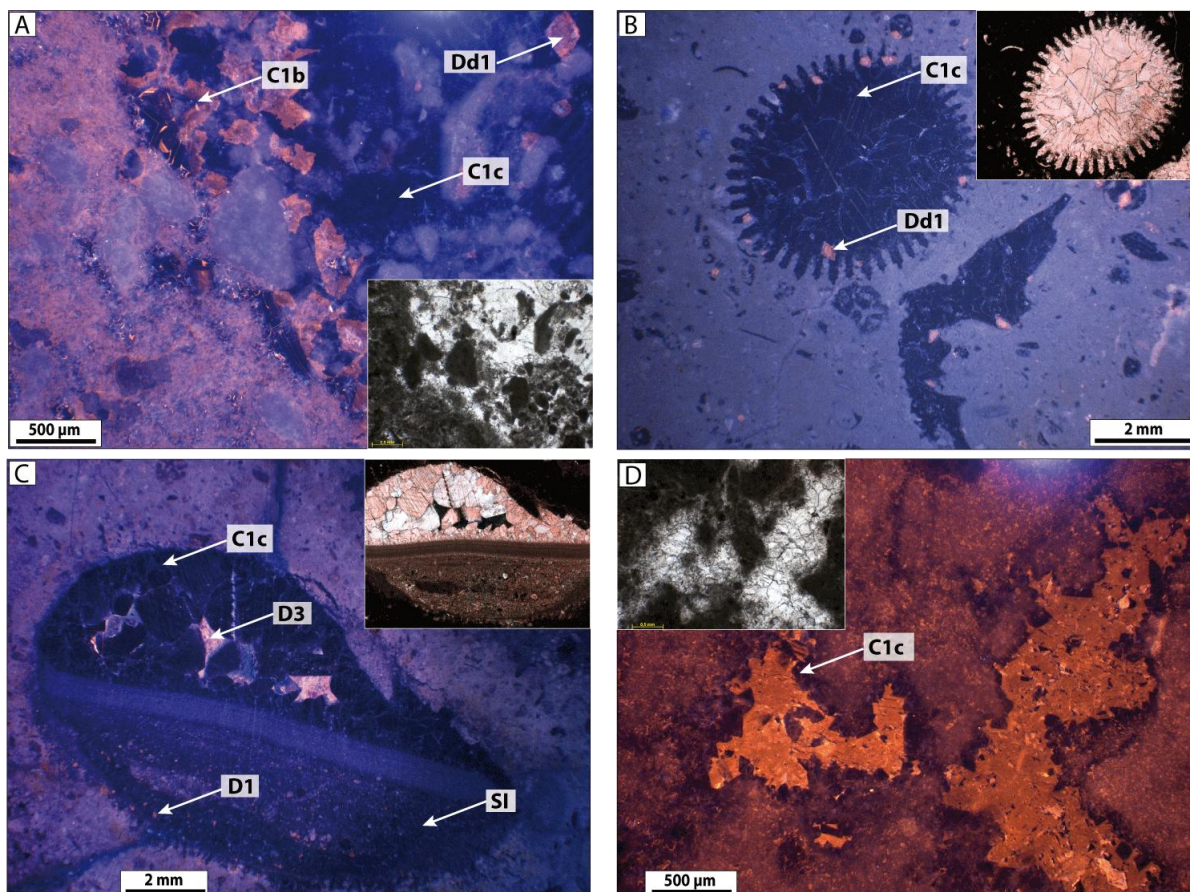


Figure 7.71 : Sous-zones sparitiques C1 au Jebel Salakh

A) Echantillon SA.01b (séquence I-6): en bordure de terrier, une première sous-zone sparitique formée de couplets 'bande non lumineuse / fine bande lumineuse' et d'une bande plus large à luminescence orangée appartient probablement à la zone C1b. Elle forme également la zone dédolomitique D1 (Dd1). L'espace intergranulaire est ensuite cimenté par la zone sparitique C1c non lumineuse ; B) Echantillon SA.02 (séquence I-6): probable section transversale d'algue verte dont le canal central (généralement rempli par du sédiment) serait ici complètement calcifié, quelques impuretés tapissent le fond du vide moldique, cimenté sur ses bords par la zone dolomitique D1 (dédolomitisée : Dd1) et par la sparite de blocage C1c non lumineuse ; C) Echantillon SA.07 (séquence I-6): vide moldique colmaté par (1) des sédiments internes micritiques riches en impuretés diverses puis propres et laminés, (2) la sparite non lumineuse C1c et (3) la zone dolomitique D3 dans l'espace resté ouvert ; D) Echantillon SA.12 (séquence I-7): fine frange scalénoédrale de C1c, scellée par une sparite de blocage lumineuse (C2 ?) dans une petite cavité de dissolution.

Sous-zone C1d / C1e

Des scalénoèdres très fins et peu lumineux ont été identifiés dans les deux premiers bancs carbonatés au dessus d'IS2 (**Fig. 7.72-B**). Ils pourraient former respectivement les sous-zones C1d et C1e. Cependant leur rareté et leur finesse ne permettent pas l'identification plus certaine de ces sous-zones, ni leur interprétation en terme d'environnement diagénetique.

Bilan des ciments C1

Les caractéristiques pétrographiques des sous-zones C1a et C1b sont assez différentes de celles des secteurs des Jebels Madar et Madmar. Elles offrent en revanche de nombreuses analogies (précocité, distribution par rapport aux surfaces de discontinuités sédimentaires, minéralogie...) pour la sous-zone C1c, qui est ici aussi interprétée comme ayant précipité dans des eaux météoriques sous une surface d'émersion. La comparaison avec les secteurs

précédemment étudiés soulève quelques points de discussion, qui seront par la suite développés dans le chapitre 8 :

- L'absence de la sous-zone C1a dans le secteur du Jebel Salakh questionne sur l'existence d'une discontinuité émergitive au niveau de IS1 dans cette zone paléogéographique plus distale (cf. **Fig. 7.66**).

- La rareté de C1b dans cette zone suggérerait une dynamique des aquifères météoriques différente pour les secteurs proximaux et distaux.

- L'extension de la sous-zone C1c, reliée à IS2 jusqu'au Jebel Salakh tend à confirmer la mise en place sous cette discontinuité d'un aquifère météorique oxygéné et renouvelé, d'extension régionale. De plus la répartition verticale des ciments C1c en sparite de blocage dans la partie inférieure et en fine frange scalénoédrales dans les derniers mètres sous IS2 reflète très probablement un découpage de l'aquifère météorique séparant deux domaines dans lesquels le mode de circulation des eaux météoriques, leur état de saturation ou encore le renouvellement des eaux diffèrent.

Brèches de dissolution - sulfates

Ces figures et produits diagénétiques, décrits au Jebel Madar ne sont pas reconnus dans ce secteur d'étude.

Dolomite D2

Cette phase de dolomite est identifiée dans les faciès boueux à la base de la séquence I-7 (**Fig. 7.69**). Elle affecte partiellement des unités plus bioturbées en induisant une dolomitisation sélective des zones de terrier, ou dans un banc, dolomitise presque totalement le précurseur carbonaté.

D2 ne présente pas de différence majeure avec les secteurs précédemment décrits, tant dans ses caractéristiques pétrographiques que dans les interprétations diagénétiques (cf. parties 7.1.3 et 7.2.3, diagenèse de la Fm. Natih dans les J. Madar et Madmar).

Zone sparitique C2

Comme au Jebel Madmar, la zone sparitique C2 est riche en impuretés et possède parfois des inclusions dolomitiques. Elle se développe en calcite de blocage dans les pores résiduels et les fractures dans la séquence I-7, où elle recouvre la sous-zone C1c.

Les mesures isotopiques sur C2 indiquent respectivement pour l'oxygène et le carbone, des valeurs similaires à celles des C1c, comprises entre -6,74 et -5,3 ‰ (m= -6,1 ; $\sigma= 0,5$); +1,18 et +2,24 ‰ (m= 1,8; $\sigma= 0,4$) PDB (n=8 sur 6 échantillons). Une valeur de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indique un ratio de 0.707556.

Zones sparitiques C3 et C4 – ciments d'enfouissement

Description, localisation, chronologie - Plusieurs zones (et sous-zones) sparitiques plus ou moins luminescentes et ferreuses constituent l'histoire diagénétique post-sédimentaire des dépôts du Natih, relative à l'enfouissement.

- Dans la séquence II une sparite de blocage à luminescence modérée marron et à zonations sectorielles brun foncé colmate l'essentiel de la porosité moldique et une génération de fractures (**Fig. 7.72-D**). Cette sparite apparaît diversement teintée par la coloration Alizarine – Ferricyanure de potassium (AFeS), du rose-violet au violet-bleu, ce qui traduit des teneurs en fer variables (**Fig. 7.72-C et D**). Elle est recoupée par plusieurs générations de fractures, dont certaines sont très riches en fer (coloration bleutée **Fig. 7.72-C et D**).

Les mesures isotopiques sur ces ciments indiquent respectivement pour l'oxygène et le carbone des valeurs comprises entre -6,22 et -5,42 ‰ (m= -5,74; σ = 0,34); +1,14 et +3,06 ‰ (m= 1,99; σ = 0,82) PDB (n=5). Deux valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ donnent des ratios de 0.707403 et 0.707449.

- Une succession similaire aux ciments de blocage C3 et C4, décrits pour le Jebel Madar, est observée dans les échantillons de la séquence III-1 (**Fig. 7.72-E**). Elle se traduit par de petits ciments à luminescence jaune en bordure des vides moldiques scellés par une sparite à luminescence brun-orangé.

Deux mesures du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ ont été effectuées sur des sparites de blocages à zonations sectorielles dans la séquence III-1 ($\delta^{18}\text{O}$ = -5,42 et $\delta^{13}\text{C}$ = 1,18 ‰ v-PDB) et dans la séquence III-3 ($\delta^{18}\text{O}$ = -4,64 et $\delta^{13}\text{C}$ = 1,93 ‰ v-PDB).

Éléments d'interprétation – Comme pour le secteur du Jebel Madar, les premières générations de ciments de blocage qui précipitent à l'intérieur des vides moldiques et de certaines fractures indiquent une diagenèse sous enfouissement modéré dans des conditions souvent réductrices. Ces conditions ont pu varier aux cours de l'enfouissement, comme en témoignent les différentes générations de fractures colmatées par des calcites plus ou moins ferreuses.

Page suivante - Figure 7.72 : Zones sparitiques C1d, C2, C3, C4, D3 et C6 au Jebel Salakh.

A) Echantillon SA.14 (séquence I-7): C1c et C2a forment des petits scalénoèdres sur les épontes d'une fracture millimétrique, colmatée ensuite par la zone C2 à zonations sectorielles; B) Echantillon SA.19 (séquence II-1): dans une petite cavité de type fenestreae, une fine frange faiblement luminescente (C1d ?) précipite après le dépôt d'une micrite à texture péloïdale dans le fond de la cavité. Celle-ci est ensuite cimentée par une sparite plus luminescente (C2 ?); C) Echantillon SA.31 (séquence II-2): les ciments de blocage apparaissent diversement imprégnés par la coloration AFeS, ce qui traduit des variations de la teneur en fer dans ces ciments; D) Echantillon SA.28 (séquence II-2): ciment de blocage à luminescence marron (C4) et légèrement ferreux colmatant les tests initialement aragonitiques et une première génération de fracture. Ce ciment est recoupé par une fracture sombre cimentée par une sparite riche en fer (coloration en bleu par le ferricyanure de potassium) appelée ici C4'; E) Echantillon SA.33 (séquence III-1): les vides moldiques sont cimentés en leur bords par une première zone à luminescence jaune brillante puis sont colmatés par une sparite à luminescence plus terne marron; rappelant les zones C3 et C4 décrites pour le Jebel Madar; F) Echantillon SA.04 (séquence I-6): cavité de dissolution d'un large madréporaire cimentée par une fine frange de ciment scalénodraux non luminescents (C1c), puis par une zone indéterminée partiellement recristallisée (recrist?); le centre de la cavité est cimentée par une dolomite massive (D3) à luminescence rose vif, puis par une sparite de blocage à zonations concentriques (C6a) évoluant vers une luminescence plus sombre (C6b).

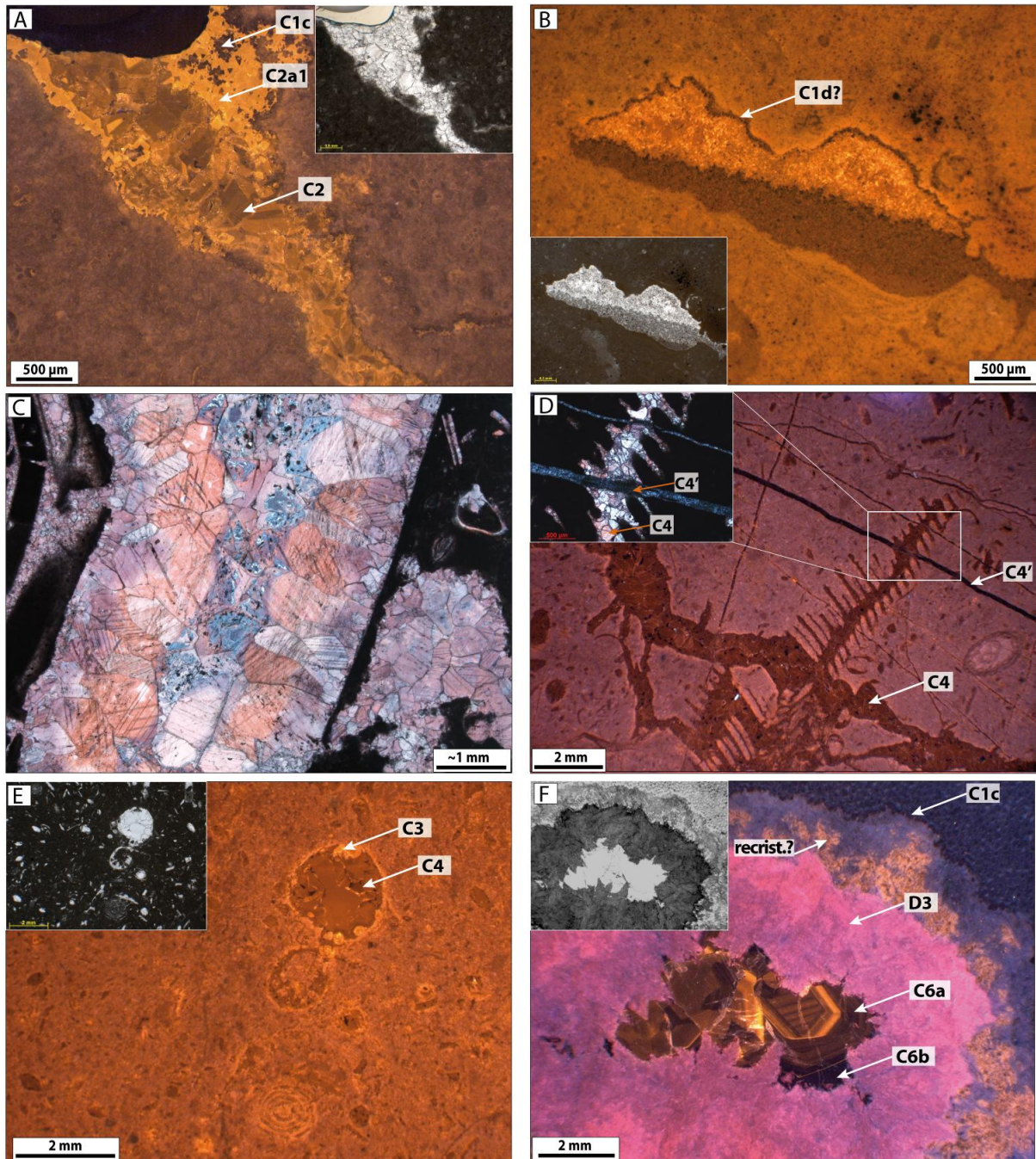


Figure 7.72 : Zones sparitiques C1d, C2, C3, C4, D3 et C6 au Jebel Salakh.

Compaction chimique - stylolisation 1

Les figures de compaction physico-chimique sont peu développées dans les échantillons étudiés au Jebel Salakh. Elles se traduisent par des stylolites assez fins et peu indentés, soulignés par des oxydes de fer. Ils sont préférentiellement développés dans les faciès boueux des séquences I-7 et II-1, ainsi qu'au contact de rhéologies différentes comme par exemple dans les faciès boueux et partiellement dolomités par D2 dans la séquence I-7.

Silicification et précipitation de méga-quartz

Cette phase n'a pas été observée dans les échantillons du Jebel Salakh.

Dolomitisation D3

Les caractères pétrographiques de D3 dans ce secteur d'étude sont similaires à ceux décrits dans les Jebels Madar et Madmar. Elle cimente ici aussi des fractures tardives ou précipite dans certains vides non comblés par les phases précédentes (**Fig. 7.72-F**).

Les $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été analysés sur un prélèvement de D3, donnant respectivement des valeurs de -9,3 ‰, +3,7 ‰ PDB, et 0,707956. Ces mesures isotopiques restent dans le même domaine de valeurs que les ciments de D3 analysés précédemment. L'interprétation en terme d'environnement diagénétique reste pour cette phase la même que celle établie dans les secteurs précédents.

Fluorite

Cette phase n'a pas été observée dans les échantillons du Jebel Salakh.

Zone sparitique C6

Un seul échantillon a permis l'observation de cette zone sparitique, postérieure à D3, qui exhibe en cathodoluminescence des bandes concentriques orangées et marron (C6a ; **Fig. 7.72-F**), puis une large bande non luminescente avec une fine bande plus luminescente (C6b ; **Fig. 7.72-F**).

Les $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été analysés sur un prélèvement de C6 et indiquent respectivement -12,22 ‰ et -5,6 ‰ PDB, ce qui reste dans la même gamme de valeur que les ciments C6 du Jebel Madar.

Les isotopes de l'oxygène et du carbone ont également été analysés pour une fracture présentant en CL plusieurs générations de ciments à zonations concentriques recouverts par des sédiments internes (**Fig. 7.73**). Dans cet échantillon, la fracture est clairement postérieure à la sous-zone C1c qu'elle recoupe, en revanche aucun recoupement avec des phases ultérieures n'est présent. Par analogie des motifs de luminescence et des valeurs isotopiques avec la zone C6 décrite ci-dessus, les ciments zonés de cette fracture sont ici nommés C5 et C6.

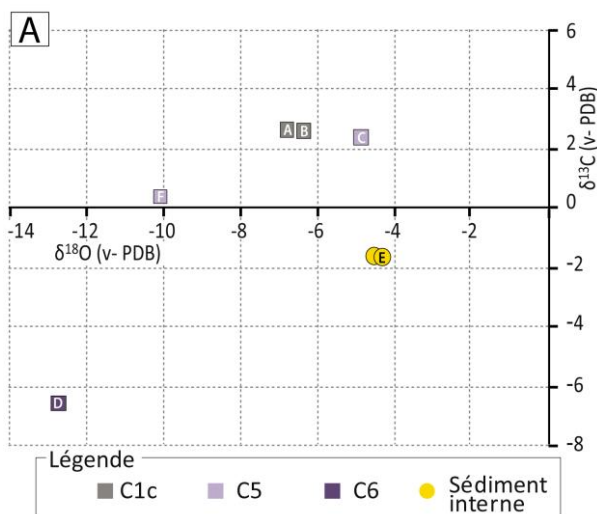


Figure 7.73 : Evolution des isotopes dans une fracture tardive.

A) Plot du $\delta^{13}\text{C} / \delta^{18}\text{O}$ pour les 6 prélèvements effectués sur l'échantillon SA.07b (séquence I-6). B) positionnement des prélèvements B, C, D et E sur le talon de la lame mince SA.07b poli et passé en cathodoluminescence. C) En CL sur la lame mince, les différentes zones prélevées dans la fracture révèlent des zonations concentriques peu luminescentes (C5) puis à luminescence orangé (C6); elles sont recouvertes par un sédiment interne microsparitique. La fracturation et la précipitation de ces zones sparitiques sont postérieures à la sous-zone C1c qu'elles recourent.

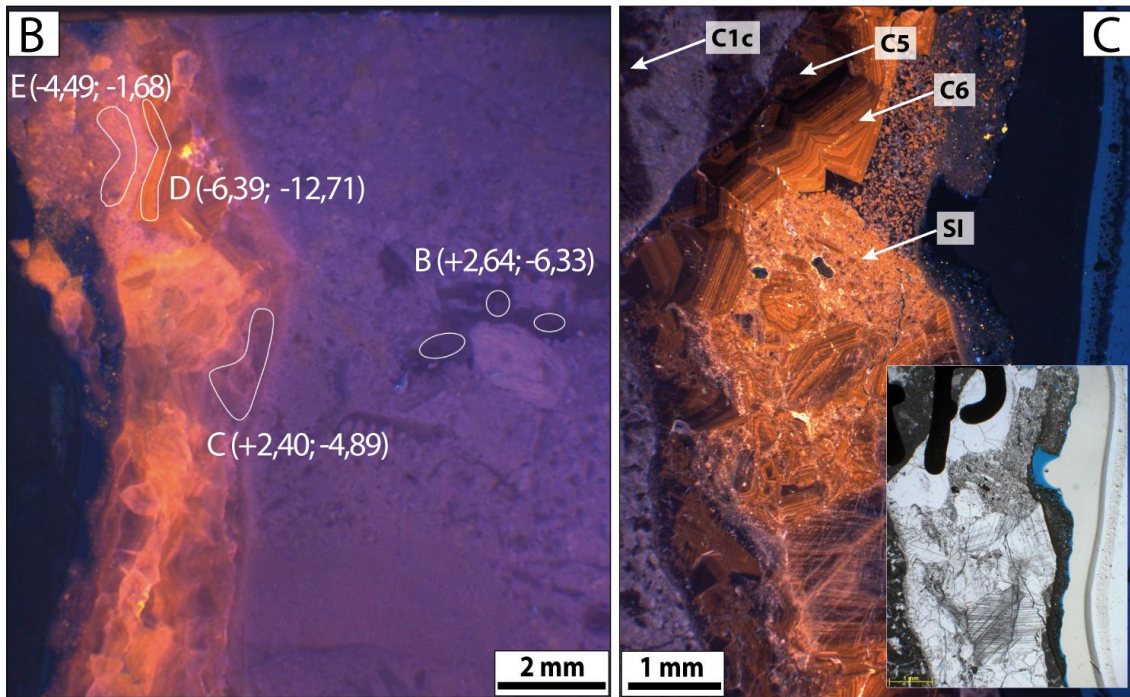


Figure 7.73 (suite): Evolution des isotopes dans une fracture tardive. (légende page précédente).

7.3.4 Synthèse des données géochimiques du Jebel Salakh, comparaison avec le Jebel Madmar

Les principaux caractères pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du Jebel Salakh sont résumés dans la **figure 7.74**. Les données isotopiques pour toutes ces phases, ainsi que celles du Jebel Madmar sont croisées dans les graphes des **figures 7.75 et 7.76**.

Zone de présence	Phase	Principaux caractères	Cathodoluminescence	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	n	Environnement diagénétique
	IrSC	Ciments syntaxiaux riches en inclusions	Peu luminescent luminescence nuageuse	-	 coquilles non luminescentes		8	marin
Séq. I	D1/ Dd1	Rhomboédres euhédraux (< 300 μm), le plus souvent dédolomités	Luminescence orangée	-	-	-	-	éogène: circulations précoces d'eaux douces ou mixtes
Séq. I sous IS2	C1b	Cristaux granulaires ou frangeants	Couplets non lum. / lum.	-	-	-	-	enfouissement faible à très faible
	C1c	Cristaux moy. à grossiers (pluri-mm) granulaire à de blocage, non ferreux + Scalénoédres	Non lum. à bruns foncés Scalénoédres non lum.	0,707547 (n=3)			9	
Top séq. I Base séq. II	D2	Dolomie de remplacement cristaux euhédraux (<300 μm) coeur turbide / périphérie limpide	Coeurs à lum. rouille jusqu'à 2 zones de surcroissance orange à brune	-	-	-	-	mésogène sous faible enfouissement
	C2	Cristaux de blocage riches en impuretés (et micro-inclusions dolomitiques)	Lum. modérée orange zonation sectorielles, incl. dolomitiques rouge	0,707556 (n=1)			8	
Top séq. I séq. III-1	C3? C4?	Ciments granulaires et de blocage, variablement ferreux	Luminescence brune-orangée, zonation sectorielles	-			7	mésogène enfouissement modéré
Séq. I	D3	Dolomie massive à extinction ondulante, faces courbes, non ferreuse	Luminescence rose-vif	0,707956			1	mésogène haute T°
	C6	Calcite de blocage	Zonation concentriques orange à sombres	-			1	début de télogène

Figure 7.74: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques du secteur de Jebel Salakh.

Isoptopes du carbone (Fig. 7.75-A) :

Les micro-prélèvements sur phases séparées C1, C2 et sur la dolomite D2 restent proches des valeurs marines attendues et des valeurs obtenues sur les coquilles non luminescentes de bivalves (entre 0,99 et 1,95 ‰ PDB). La moyenne des mesures sur roche totale (**Casanova & Walgenwitz, inédit**) tombe également dans cet intervalle, même si quelques mesures ont des valeurs plus fortes (jusqu'à 4,62 ‰ PDB), et que l'étendue statistique de ce groupe est grande (écart type $\pm 1,04$). Une seule valeur négative est observée (= -1,07 ‰ PDB), à la différence des mesures sur Madar qui en comptaient une vingtaine. Cet échantillon provient du sommet de la séquence III-3 et correspond également à un pic négatif du $\delta^{18}\text{O}$ (**Fig. 4.2; Casanova & Walgenwitz, inédit**, cf. section 4.1: Stratigraphie de la Fm. Natih). Dans leur étude **Casanova & Walgenwitz, (inédit)** placent la limite Cénomaniens - Turoniens autour de ce pic isotopique, cependant aucune information sur les spécificités pétrodiagénétiques de cet échantillon n'a pu être récupérée.

Les sparites mésogénétiques C4 présentent une plus forte dispersion ($\sigma=0,94$) et quelques valeurs plus élevées que le signal marin.

Un net décalage vers des valeurs franchement négatives est observé pour les sparites les plus récentes C6 et Cy, comme cela avait été observé pour les zones C5 et C6 du Jebel Madar.

Isoptopes de l'oxygène (Fig. 7.75-B) :

Les bivalves à coquilles non luminescentes et le groupe des micrites montrent des compositions isotopiques nettement plus négatives (-5,10 ‰ $\pm 0,51$ et -5,48 ‰ $\pm 0,62$ PDB) que l'intervalle des calcites marines théoriques (entre -4,48 et -2,67 ‰ PDB).

Les étendues statistiques des produits sédimentaires (micrites et bivalves) et des phases diagénétiques appartenant aux stades de l'éogénèse et de la mésogénèse A (zones sparitiques C1, C2 et C4) sont proches et montrent des recouvrements. En revanche un net décalage vers des compositions isotopiques négatives est observé pour les zones sparitiques (C6 et Cy) et dolomitique D3 attribuées stade mésogénétique B et à la télogénèse. Sur un diagramme $\delta^{13}\text{C} / \delta^{18}\text{O}$ (**Fig. 7.75-C**), ce décalage entre les phases diagénétiques des stades l'éogénèse et de la mésogénèse A (zones sparitiques C1, C2 et C4) et celles plus tardives des stades de la mésogénèse B / télogénèse (zones D3, C6 et Cy) est bien visible. Il est intéressant de noter que les ciments C1c sont systématiquement (à part pour un échantillon) plus négatifs en oxygène que les prélèvements sur les coquilles non luminescente, censées représenter le pôle marin du système géochimique du Natih.

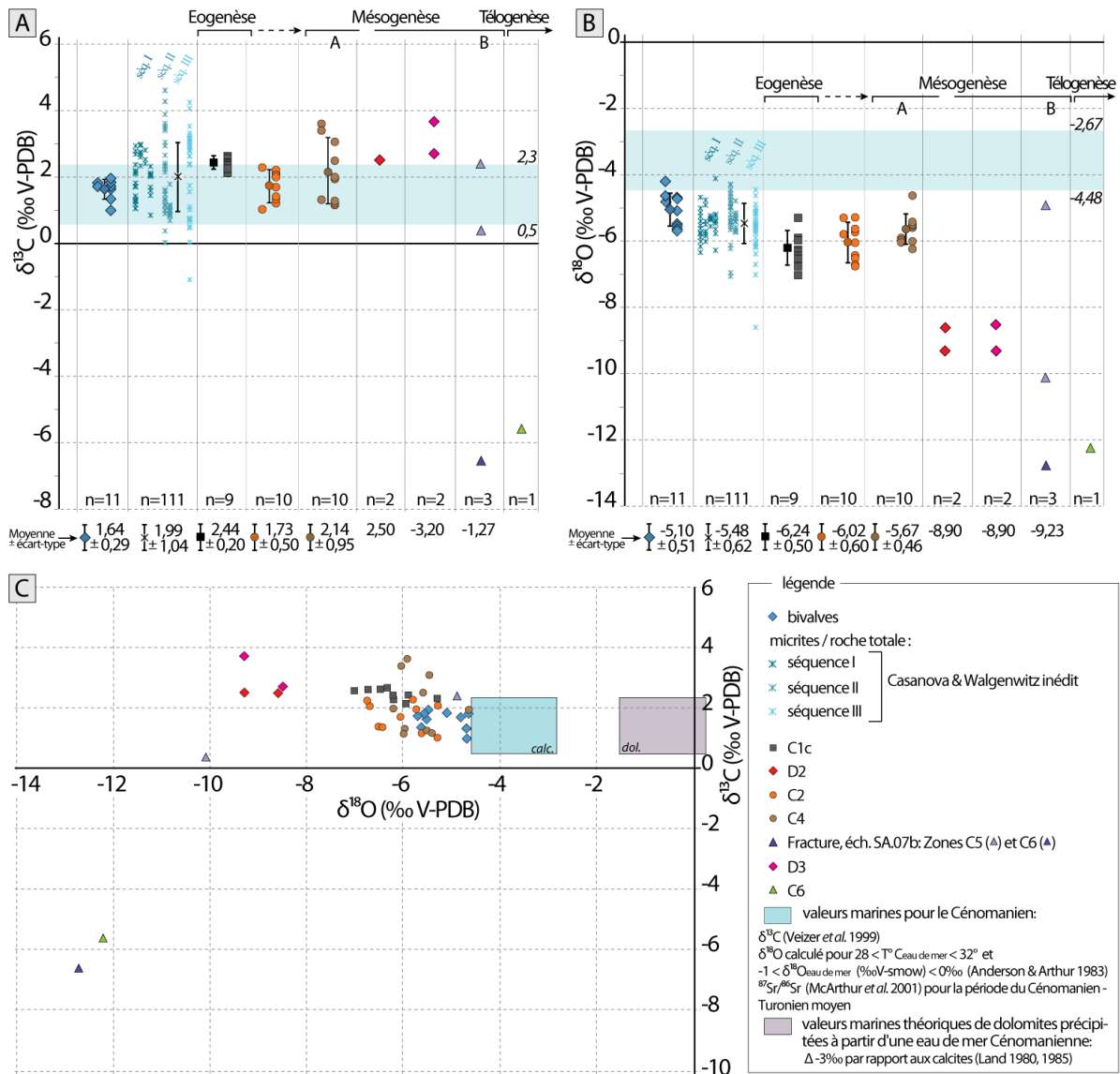


Figure 7.75: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans les secteurs des Jebels Madmar et Salakh (1).

A) et B) Compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de 48 prélèvements sur des phases diagénétiques séparées pour les secteurs des Jebels Madmar et Salakh, ainsi que sur des prélèvements de matrice ou roche totale issus d'échantillons collectés le long des coupes Salakh 1 et 2 (n = 111; **Casanova & Walgenwitz, Inédit**; les coupes Salakh 1 et 2 sont présentées dans **van Buchem *et al.*, 2002**). n: nombre d'échantillons analysés C) Graphe $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour le même set d'échantillonnage.

Isotopes du strontium (Fig. 7.76) :

Comme pour les isotopes de l'oxygène, un décalage franc est observé entre les phases de l'éogénèse et de la mésogénèse A (zones sparitiques C1, C2 et C4) et celles du stade mésogénétique B (zone dolomitique D3), pour lequel les valeurs du strontium sont beaucoup plus radiogéniques. Les zones sparitiques C1, C2 et C4 ont des ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ assez proches et présentent des valeurs légèrement supérieures au rapport isotopique du strontium d'une calcite marine cénomaniens (0,70732 – 0,70744, **McArthur & Howarth ; 2004**), mis à part pour les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de C4, plus faibles que ceux de C1 et C2.

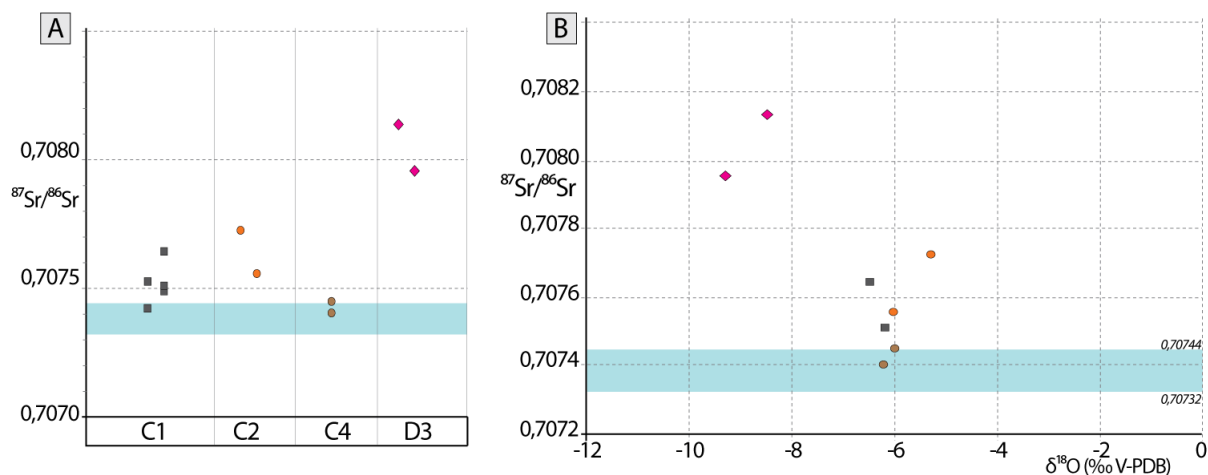


Figure 7.76: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans les secteurs des Jebels Madmar et Salakh (2).

A) Compositions en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de différents produits diagénétiques pour les secteurs des Jebels Madmar et Salakh;
 B) Graphe $\delta^{18}\text{O}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Voir figure IV pour la légende des points.

Etude des solutions parentes

Stabilisation des micrites

D'un point de vue diagénétique, les phases enregistrées pendant la lacune sédimentaire associée à la surface IS2 (zone dolomitique D1 (?) et sous-zones sparitiques C1b et C1c) ne sont pas retrouvées au dessus de cette surface. Leur disparition occasionne donc un contraste important des assemblages diagénétiques observés en cathodoluminescence de part et d'autre de la surface IS2. Ce changement est néanmoins progressif puisque les phases diagénétiques appartenant à la séquence diagénétique intrinsèque de IS2 sont moins développées dans le sommet de la séquence I où elles sont recouvertes par des phases diagénétiques postérieures au recouvrement sédimentaire de IS2, relativement précoces (zone sparitique C2) ou appartenant au stade de la mésogénèse (zones sparitiques \pm luminescentes et riches en fer, silicification, dolomitisations ...).

L'évolution de la luminescence des micrites suit également ce changement (**Fig. 7.77**). En effet un fort contraste de luminescence marque le passage de la surface IS2 où les matrices globalement peu luminescentes deviennent fortement luminescentes au delà de la surface. Cette différence n'est pas associée à une variation significative du $\delta^{18}\text{O}$ des micrites, bien que les mesures effectuées sur la séquence I soient en moyenne légèrement plus négatives que celles de la séquence II ($-6,2 \text{ ‰} \pm 0,99$; $n = 84$ pour la séquence I et $-5,2 \text{ ‰} \pm 1,2$; $n = 39$ pour la séquence II au Jebel Madar et $-5,48 \text{ ‰} \pm 0,43$; $n = 40$ pour la séquence I et $-5,32 \text{ ‰} \pm 0,60$; $n = 40$ pour la séquence II au Jebel Salakh; données de **Walgenwitz et al., inédit**).

D'une manière plus générale, les micrites exhibent des $\delta^{18}\text{O}$ très variables compris entre $-2,9$ et $-9,1 \text{ ‰}$. Cette variabilité importante des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, associée au fait que la majeure partie des mesures isotopiques de l'oxygène soit plus négative que les valeurs attendues pour des calcites précipitées directement à partir des eaux marines ou dérivées de bioproductions marines, indiquent une modification diagénétique des matrices micritiques.

D'après le modèle sédimento-diagénétique, deux processus de stabilisation des matrices micritiques sont envisagés pour expliquer les pôles micritiques non-luminescent et luminescent (**Fig. 7.77**):

- les sédiments de la séquence I ont baigné, au moins temporairement, dans des aquifères météoriques, développés successivement sous les surfaces IS1 et IS2. Une stabilisation précoce peut être envisagée, où les particules micritiques initialement en aragonite et en HMC sont dissoutes tandis que les particules micritiques initialement en LMC sont nourries (**Volery et al., 2010; Deville-de-Perrière, 2011**). Selon ce modèle de stabilisation, la faible luminescence des particules micritiques s'explique par leur nourrissage en milieu oxydant (associé à la précipitation des sparites C1) empêchant l'incorporation du manganèse dans le réseau de la calcite. Les $\delta^{18}\text{O}$, mesurés sur les matrices traduirait le signal isotopique appauvri en ^{18}O des fluides météoriques.

- Pour les matrices micritiques de la séquence II et du sommet de la séquence I, il convient d'envisager une stabilisation plus progressive, pouvant débiter assez tôt et se poursuivant dans des milieux assez confinés, par exemple au cours de l'enfouissement. En milieu confiné donc réducteur, le manganèse est incorporé dans le nourrissage des particules micritiques et élève ainsi la luminescence globale des micrites. Dans ce cas, il est possible que les $\delta^{18}\text{O}$, mesurés sur les matrices soit en partie hérités d'un effet de fractionnement isotopique lié à une augmentation des températures au cours de l'enfouissement et de la stabilisation des particules micritiques.

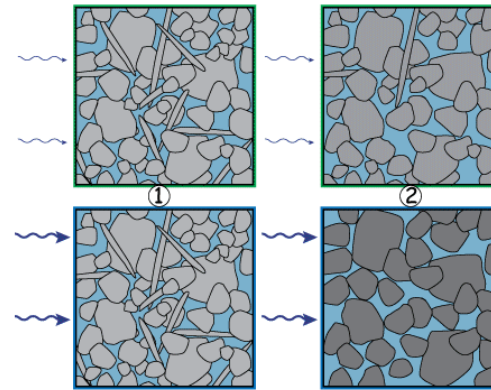
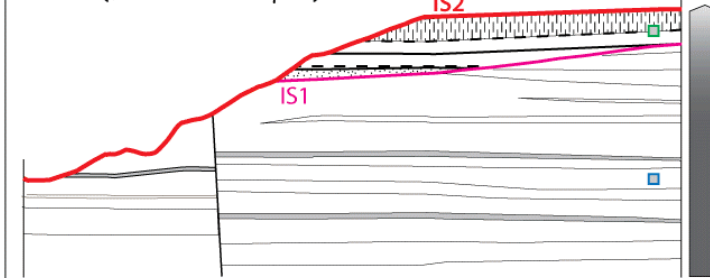
Page suivante - Figure 7.77: Modèle conceptuel de stabilisation des micrites au cours de la diagenèse météorique et au début de la diagenèse d'enfouissement.

Les microtransformations à l'échelles des particules micritiques suivent les modèles de dissolution-nourrisage proposés par **Volery et al., 2010**.

Stade 3: Emersion de la plate-forme carbonatée au sommet de la première séquence de dépôt:

↳ **AQUIFÈRE MÉTÉORIQUE OXYDANT**

$\delta^{18}O < 0$ (fluides météoriques)



Zone vadose:

- dissolution partielle des particules aragonitiques et en HMC
- nourrissage partiel des particules en LMC
- aquifère oxydant : ni Fe, ni Mn incorporé dans les particules micritiques : non-luminescence
- stabilisation minéralogique incomplète

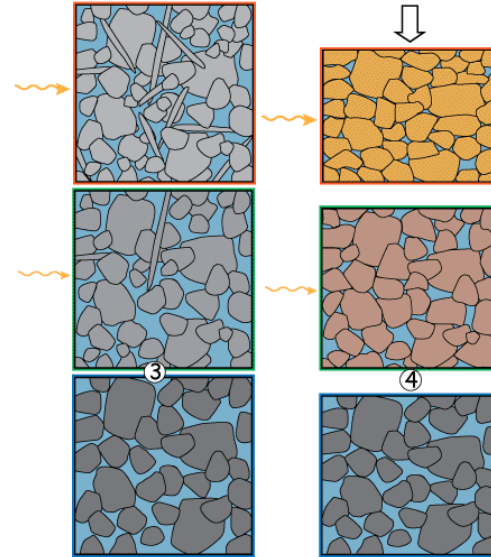
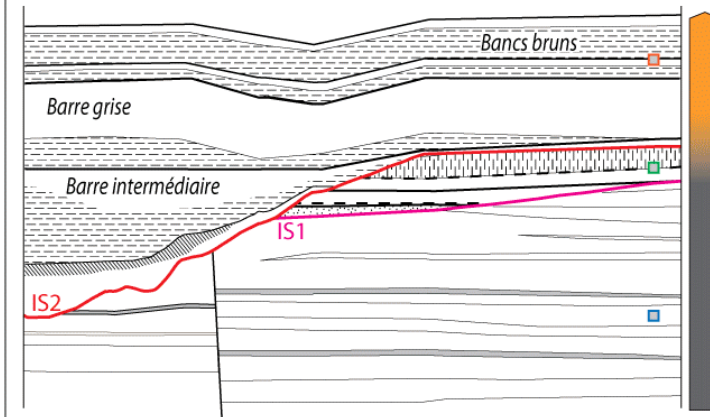
Zone phréatique:

- dissolution des particules aragonitiques et en HMC
- nourrissage des particules en LMC
- aquifère oxydant : ni Fe, ni Mn incorporé dans les particules micritiques : non-luminescence
- stabilisation minéralogique complète

Stade 4 à 6: Transgression / dépôt de la séquence II / début de l'enfouissement:

↳ **AQUIFÈRE CONFINÉ**

$\delta^{18}O < 0$ (fractionnement thermique)



- stabilisation minéralogique au début de l'enfouissement

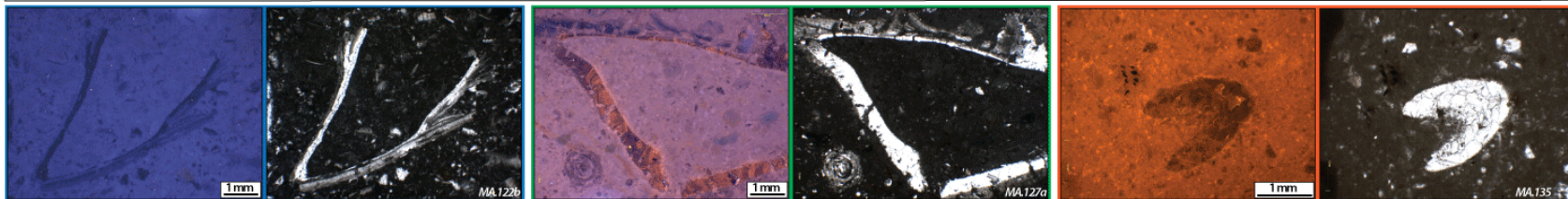
- dissolution des particules aragonitiques et en HMC
- nourrissage des particules en LMC pendant la compaction
- aquifère confiné : Fe et Mn incorporé dans les particules micritiques : luminescence vive

ex-Zone vadose:

- stabilisation minéralogique complétée au début de l'enfouissement
- dissolution des particules aragonitiques et en HMC
- nourrissage des particules en LMC
- aquifère confiné : Fe et Mn incorporé dans les particules micritiques : luminescence modérée

ex-Zone phréatique:

- cimentée de manière précoce par une diagenèse météorique
- compaction faible
- peu de transformation minéralogique ou de cimentations lors de l'enfouissement



7.3.5 Bilan: inventaire et chronologie des phases diagénétiques du Jebel Salakh

Les caractéristiques pétro-diagénétique de l'unique coupe étudiée dans le Jebel Salakh s'avèrent relativement similaires à celles établies pour les secteurs précédents. Un même découpage en 6 grandes étapes diagénétiques est effectué (cf. sections 7.1.5 et 7.2.5).

Quelques nuances sont néanmoins remarquables:

- La zone dolomitique D1 est très souvent dédolomitisée dans ce secteur.
- L'absence de la sous-zone C1a dans le secteur du Jebel Salakh questionne sur l'existence d'une discontinuité émergitive au niveau de IS1 dans cette zone paléogéographique plus distale (**Fig. 7.66**).
- La rareté de C1b dans cette zone par rapport au secteur du Jebel Madar pourrait suggérer qu'il existe un gradient diagénétique entre les zones proximales (J. Madar) et distales (J. Salakh).
- L'extension de la sous-zone C1c, reliée à IS2 jusqu'au Jebel Salakh tend à confirmer la mise en place sous cette discontinuité d'un aquifère météorique oxygéné et renouvelé, d'extension régionale. De plus la répartition verticale des ciments C1c en sparite de blocage dans la partie inférieure et en fine frange scalénoédrales dans les derniers mètres sous IS2 reflète très probablement un découpage de l'aquifère météorique séparant deux domaines dans lesquels le mode de circulation des eaux météoriques, leur état de saturation ou encore le renouvellement des eaux diffèrent.

7.4 Secteur 4 - Jebel Akhdar

7.4.1 Cadre général

Le Jebel Akhdar forme un large anticlinal E-W puis NE-SW de 70 km d'extension est-ouest, culminant à 3000 m dans la partie centrale des Montagnes d'Oman (**Fig. 7.78-A**). Les séries Néoprotérozoïques affleurent dans le cœur de l'anticlinal. Elles sont surmontées en discordance par une épaisse série carbonatée du Permien au Cénomanién. Cette série affleure sur les flancs nord et sud de l'anticlinal et de nombreuses coupes peuvent être étudiées à la faveur de wadis entaillant le Jebel.

La phase majeure de déformation éoalpine au Crétacé supérieur a conduit à un enfouissement rapide de ces séries sédimentaires sous la pile tectonique des nappes Hawasina et des ophiolites du Samail, dont l'épaisseur est estimée à plus de 10 km d'après les reconstitutions des unités allochtones (**Béchenec et al., 1993; Breton et al., 2004**). L'évolution métamorphique des montagnes de l'Oman, en réponse aux phénomènes de collision et d'obduction, suit une augmentation du degré de métamorphisme vers le nord (**Fig. 7.78-A**), avec dans la fenêtre du Saih Hatat (au nord-est du Jebel Akhdar) un métamorphisme très poussé avec des faciès éclogitiques et de schistes bleus (e.g. **Breton et al., 2004**). Le flanc sud-ouest du Jebel Akhdar, dans une position plus distale, est en revanche situé dans l'anchizone (**Fig. 7.78-A**): dans les formations autochtones, les unités argileuses exposent une schistosité naissante et les unités carbonatées des figures de pression-solution. Des températures maximales de 200°C et des pressions de 200-400 MPa sont suggérées dans cette zone externe (**Breton et al., 2004**). De telles températures, entre 134 et 221 °C, ont été par ailleurs mesurées par microthermométrie sur un échantillon dans des inclusions fluides piégées dans des ciments de quartz colmatant des fractures en cisaillement parallèles au plan de stratification (étape S2 dans la **figure 7.79**) dans le secteur du Jebel Shams (**Holland et al., 2009**; la position stratigraphique de l'échantillon n'est pas connue).

L'évolution éoalpine de ce domaine se termine par un « uplift » généralisé de la zone des Montagnes d'Oman soumise à une érosion dès la fin du Campanien (**Bechenec et al., 1990; Nolan et al., 1990; Breton et al., 2004**).

Après cette phase orogénique éoalpine, la zone des Montagnes d'Oman devient le siège d'une sédimentation principalement carbonatée entre le Maastrichtien et le Miocène (unités post-nappes). Les formations tertiaires n'étant pas préservées dans la fenêtre du Jebel Akhdar, l'épaisseur des unités post-nappes restent difficiles à contraindre. Une épaisseur d'environ 1000 mètres sera ici suggérée (**Fig. 8.11**) d'après les travaux de stratigraphie et de sédimentologie réalisés dans la région de Mascate sur la bordure nord du Saih Hatat et sur le flanc ouest des montagnes d'Oman entre Ibri et Buraimi où affleurent les unités post-nappes (Razin, pers. comm.).

L'uplift et la structuration finale des montagnes d'Oman sont reliés aux événements tectoniques de la fin du Tertiaire (phase alpine).

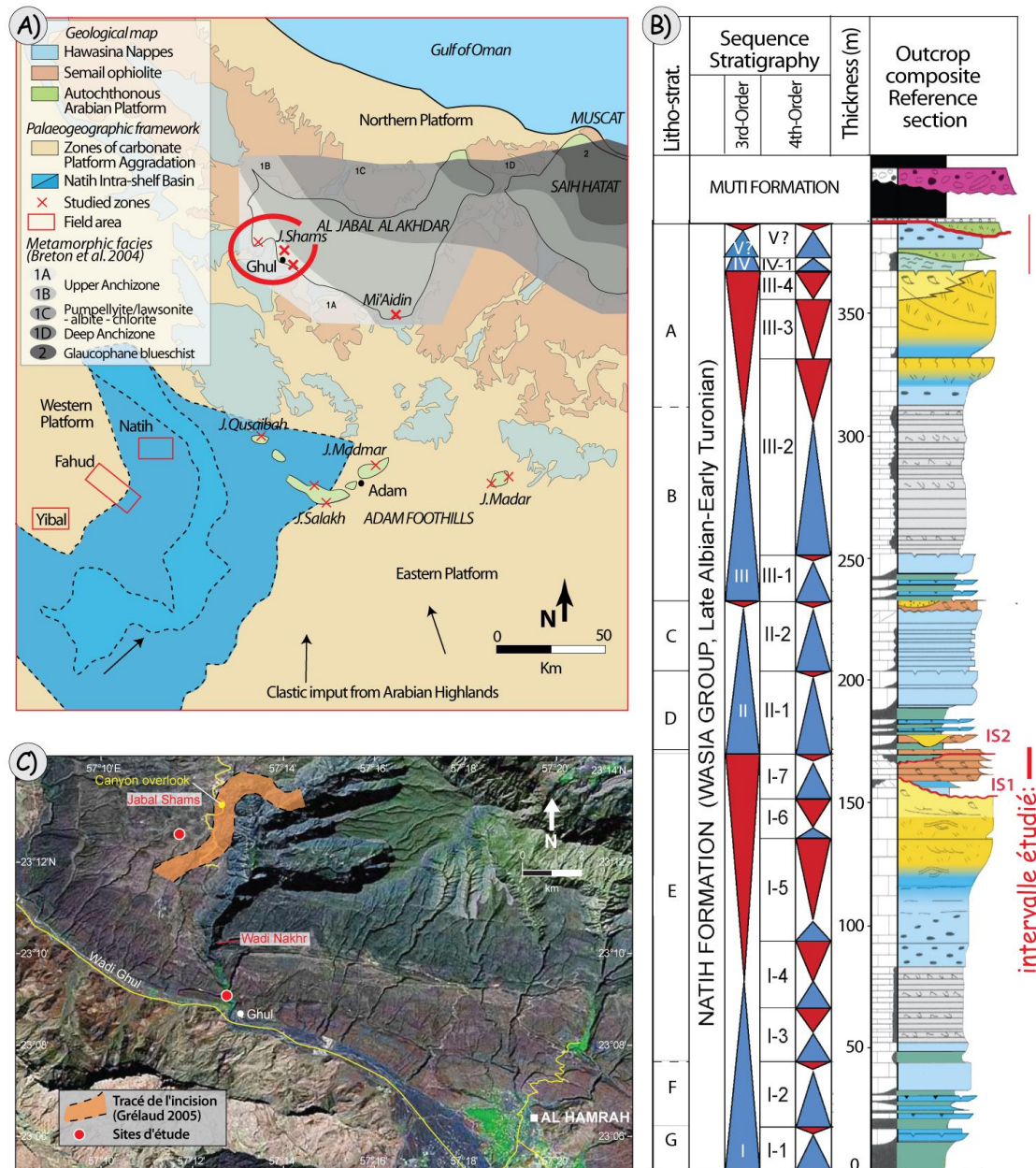


Figure 7.78 : Présentation du secteur d'étude du Jebel Akhdar.

A) Carte géologique du Nord de l'Oman, illustrant les secteurs étudiés et la position paléogéographique des bassins intrashelf (unités structuro-sédimentaires d'après la carte géologique du Sultanat d'Oman 1:1000000 (Le Métour *et al.*, 1993); paléogéographie des bassins intrashelfs d'après Grélaud, 2005); B) Log composite de la Formation Natih d'après les affleurements (Grélaud *et al.*, 2010); C) Photo satellite du sud-ouest du Jebel Akhdar.

Les principales phases de déformation tectonique ont été étudiées et identifiées au travers des réseaux de fractures (veines, failles) et de leur remplissages, affectant les dépôts mésozoïques (Hilgers *et al.*, 2006, Holland *et al.*, 2009). Ces études mettent en évidence plusieurs générations de fractures liées à 3 stades principaux (Fig. 7.79) : l'enfouissement des séries de plate-forme, l'épisode de déformation éoalpin et l'exhumation des séries au Miocène(déformation alpine).

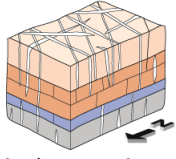
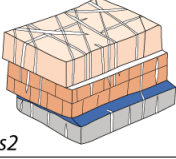
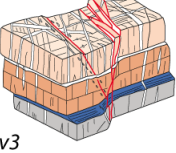
Holland <i>et al.</i> 2009 Holland & Urai 2010	Hilgers <i>et al.</i> 2006	fluids pressure	timing	origin of fluids
 4 veins sets - v1	stylolite veins bedding-normal veins veins sets #1 and #2	lithostatic conditions: overpressure: stress related (disequilibrium compaction, tectonic stress) and cementation processes).	Burial setting before Muti formation (Turonian - Santonian) σ_1 normal to bedding	fluids isotopically buffered by the carbonate host rocks: evolved meteoric water or formation-like fluids
 s2	pinch-and-swell veins bedding-parallel veins veins sets #3 (calcite and quartz cementation) and #4 En echelon vein arrays veins set #5		Late Cretaceous to Palaeocene (eoalpine) compression σ_1 oblique to bedding	
 v3	normal faults + associated veins veins set #6 thrust veins veins set #7	hydrostatic conditions: ↗ bulk permeability ↘ fluids pressure	σ_1 normal to bedding exhumation and uplift Miocene - Pliocene σ_1 sub-parallel to bedding	meteoric waters ($\delta^{18}O$ up to -14,3 ‰ v-PDB)

Figure 7.79: Evolution régionale du réseau de fracture dans la zone du Jebel Akhdar (d'après **Hilgers *et al.*, 2006, Holland *et al.*, 2009 et Holland & Urai, 2010**).

Des mesures isotopiques réalisées sur la matrice encaissante et les remplissages des différentes générations de fractures de ces études sont reportées dans la figure Z1-c.

L'analyse de la Formation Natih et de la diagenèse associée a été ici focalisée dans l'intervalle stratigraphique du sommet de la première séquence, sur les affleurements du wadi Mu'aidin, du wadi Nakhr et du Jebel Shams, tous situés sur le flanc sud et sud-ouest du Jebel Akhdar (**Fig. 7.78-C**) :

7.4.2 Architecture des séquences de dépôt, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces

Dans le secteur du Jebel Shams, une incision large d'environ 1 km et profonde de 17 mètres recoupe le sommet de la première séquence de la Formation Natih (**Grélaud, 2005**). Le remplissage de cette incision IS2 est plus carbonaté et témoigne de conditions de dépôt de plus haute énergie que le remplissage à dominance argileuse de ce mêmes incisions dans les affleurements plus au sud (J. Madar, J. Madmar ; **Grélaud, 2005, Grélaud *et al.*, 2006**). Cette différence pourrait s'expliquer par la position paléogéographique du Jebel Shams plus proche de la marge océanique de la plate-forme et donc plus éloignée de la zone d'apport silico-clastique méridionale (**Grélaud, 2005**).

L'affleurement étudié se situe sur les marges de l'incision (**Fig. 7.78-C**) où l'érosion différentielle des argiles du Natih D mis à jour une dalle sous la surface IS2. Les faciès au toit de cette première séquence de dépôt correspondent à des environnements de lagon à énergie modérée (association de faciès I-d), constitués de wackestone-packstone à débris de rudistes et coraux solitaires et contenant de nombreux foraminifères benthiques (miliolidae, alveolinidae, nézazzatidae, chrysalidinae, textularidae *Neiraquia* sp., et d'autres indéterminés). Ces faciès contiennent des algues vertes et divers mollusques.

Dans le wadi Nakhr, le sommet de la séquence I (**Fig. 7.80**) est caractérisé dans les dix derniers mètres par des faciès de type wackestone à débris de rudistes, chondrodontes,

gastéropodes et coraux solitaires, riches en foraminifères benthiques (cf ci-dessus), (association de faciès I-d). Plusieurs horizons bioturbés à terriers bien individualisés et contours nets ponctuent ces dépôts. Les terriers sont cimentés par de la sparite ou remplis par un sédiment rougeâtre dans les quatre derniers mètres.

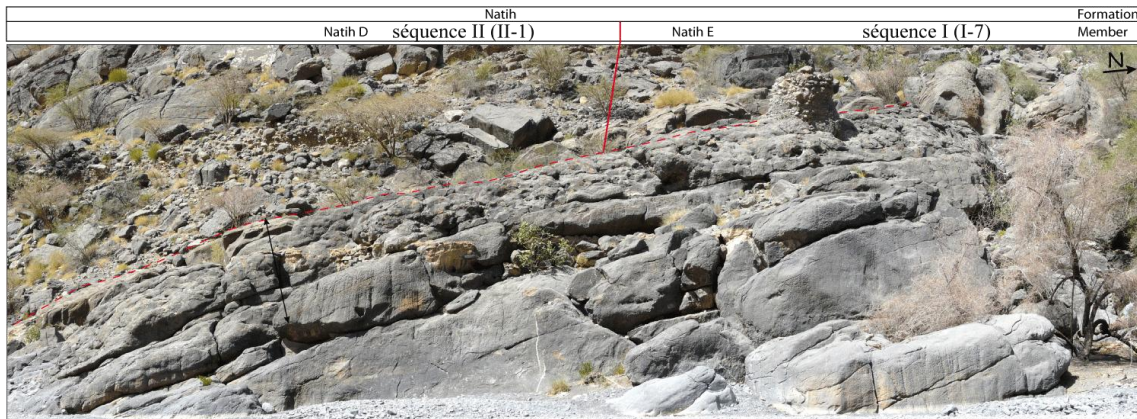


Figure 7.80 : Sommet de la séquence I dans le wadi Nakhr. La flèche noire indique les bancs affectés par la fracturation F1/F2 et les cavités de dissolution ; Des vues détaillées de cet affleurement sont présentées **Fig. 7.83-C, D et E**.

Dans le secteur du wadi Mu'aidin, la surface IS2 est soulignée par un horizon dolomitisé au sommet d'une unité carbonatée massive qui forme l'essentiel de la première séquence de dépôt (**Fig. 7.81**).

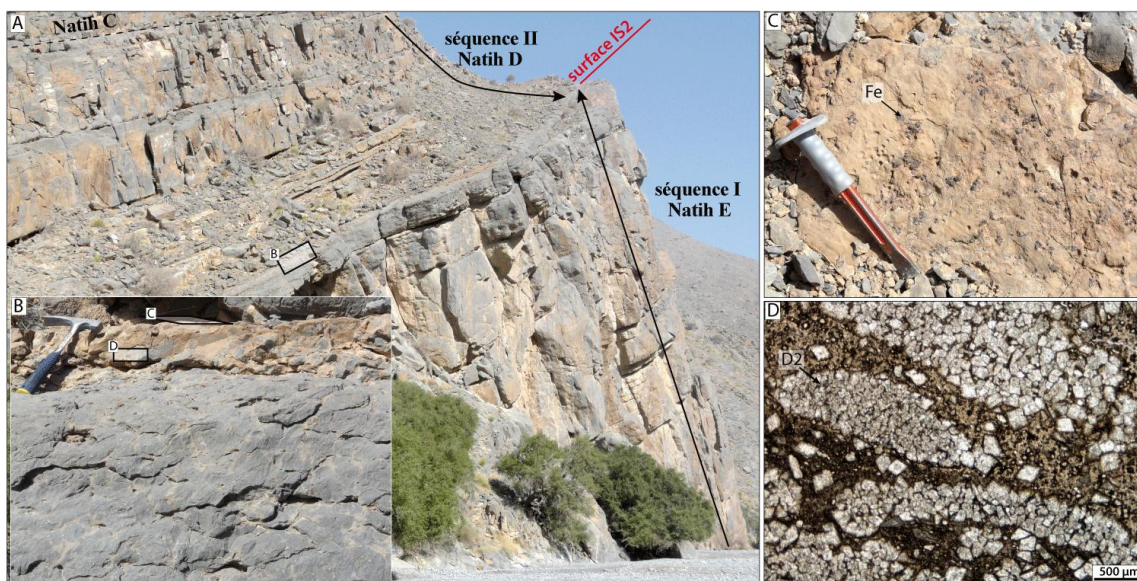


Figure 7.81 : Formation du Natih dans la rive ouest du wadi Mu'aidin. A) Une falaise d'environ 90 mètres de haut correspond à la première séquence de dépôt. La séquence II, formée à la base par des alternances argilo-carbonatées, est marquée par une unité récessive à l'affleurement évoluant vers des bancs carbonatés bien lités au sommet de la séquence II-1 (Natih D) et dans le Natih C. B) Aggrandissement : le sommet de la séquence I est dolomitisé sur environ 10 centimètres, l'intensité de la dolomitisation diminuant vers le bas ; C) sur la surface, de petits encroûtement d'oxyde de fer sont associés à la dolomite ; D) en lame mince (échantillon MUTE2, positionné en B), la dolomite (D2) remplace les allochèmes du faciès originel.

Sur ces trois affleurements, le sommet de la séquence I est marqué par des figures de dissolution et des réseaux de fractures remplis par plusieurs générations de calcite et/ou de

sédiments internes. Les relations chronologiques complexes entre les différents objets restent parfois délicates à établir et peuvent amener à des interprétations contradictoires (**Fig. 7.83-C et D**). En essayant de simplifier et de synthétiser les observations de terrain, deux générations de fractures précoces (F1 et F2), la formation de « cavités de dissolution » et leur remplissage, ainsi qu'une troisième génération de fracture (F3) sont décrites-ci après. Les « cavités » et fractures F1/F2 ne sont présentes que sur les 4-5 derniers mètres de la séquence I sous la surface IS2, tandis que les fractures F3 affectent la série carbonatée sur une épaisseur plus importante, de part et d'autre de la surface IS2.

Les fractures F1/F2 sont composées par deux familles de veines discontinues et sinueuses, possédant des ouvertures variables (< 1 cm jusqu'à ~5 cm). Sans orientations claires, ces fractures montrent des branchements dans toutes les directions, donnant l'impression de fentes 'en étoile' (**Fig. 7.83-B**). Leur espacement dans le sédiment encaissant n'est pas régulier, elles sont au contraire souvent regroupées 'en amas' en bordure ou dans le prolongement des cavités de dissolution.

Le remplissage de ces fractures est assuré par plusieurs générations de calcite brune ou grise, montrant dans certains cas un fort allongement (jusqu'à 2 cm) des cristaux résultant en une fabrique prismatique (**Fig. 7.85-A, B, E et F ; Fig. 7.86-A et B**).

Des cavités de dissolution pouvant atteindre 50 cm d'extension horizontale pour environ 30 cm de hauteur affectent les deux derniers mètres sous IS2. Elles ne sont pas toutes connectées mais peuvent développer des réseaux de dissolution. Ces réseaux confèrent parfois un aspect bréchifié au sédiment encaissant en individualisant des lithoclastes pluricentimétriques à contours sub-anguleux à arrondis (**Fig. 7.83-B**). Leurs remplissages sont constitués de sédiments internes gris à rougeâtre (**Fig. 7.83**), parfois riches en bioclastes. Dans certaines cavités, des accumulations de bioclastes s'alignent dans des directions horizontales ou verticales parallèlement aux parois de la cavité (**Fig. 7.83-A**). Ces sédiments reposent soit directement sur les parois des cavités, soit sur les franges de ciments palissadiques qui bordent certaines cavités et cimentent les fractures F1/F2.

Dans la plupart des cas, la différence de texture entre le matériel remplissant les cavités et l'encaissant, ou encore leur contenu bioclastique suggère une origine externe du remplissage. Cependant il arrive que des bioclastes soient positionnés 'à cheval' entre l'encaissant cimenté et le remplissage de la cavité (**Fig. 7.83-E**). Ceci pourrait alors être indicatif d'une altération diagénétique du sédiment encaissant plutôt qu'une dissolution suivie de l'infiltration d'un matériel différent. Alternativement, un front d'altération diagénétique en bordure des cavités pourrait avoir affecté de manière diffuse le sédiment encaissant sur quelques centimètres et effacé la limite originelle entre la cavité et l'encaissant.

Les faciès à l'intérieur des cavités diffèrent toutefois des dépôts argileux qui surmontent la surface IS2 à la base de la séquence II. Deux hypothèses découlent de cette observation (**Fig. 7.82**) : (1) les remplissages colmatant les cavités et certaines fractures pourraient correspondre à des dépôts de tout début de transgression qui n'auraient pas préservés au dessus de IS2 ; (2) ces remplissages seraient issus du remaniement de sédiments sous-jacents non indurés injectés *per ascensum* dans des fractures hydrauliques affectant les bancs précocement lithifiés se situant sous la discontinuité.

P. Homewood *et al* (2008) interprètent ces objets comme caractéristiques de l'émerision associée à IS2 avec une première génération de fractures et fentes interprétées comme des figures de dessiccation, recoupées par un réseau ouvert de karstification montrant plusieurs générations de cimentations et de sédiments géopétaux, et consécutivement remplis par des sédiments marins.

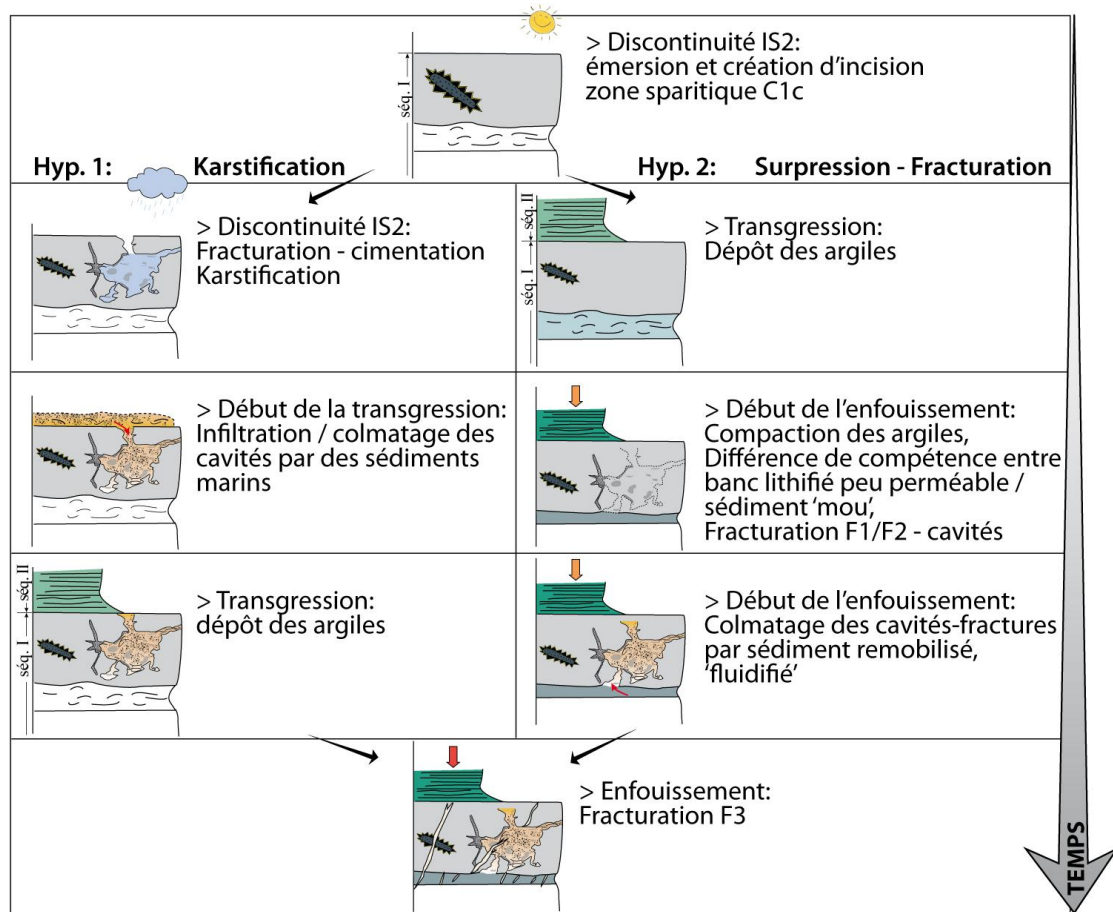


Figure 7.82 : Deux hypothèses pour la formation des fractures F1/F2 et des cavités de dissolution.

Hypothèse 1: Après une première phase de cimentation météorique (zone C1c) et une lithification précoce du sédiment sous la surface, des phénomènes de dessiccation engendrent la fracturation et la bréchification du sédiment sur quelques mètres sous IS2. Plusieurs zones de ciments prismatiques précipitent alors en domaine phréatique météorique. Les cavités de dissolution sont ensuite colmatées lors de la transgression suivante par des sédiments marins. Ces derniers ne sont pas préservés au dessus de la surface IS2 qui est surmontée par des argiles.

Hypothèse 2 (adoptée dans cette étude): La discontinuité sédimentaire IS2 est associée à une phase d'émerision de la plate-forme qui entraîne la précipitation des ciments scalénodraux C1c et une lithification partielle des sédiments dans les derniers mètres sous IS2. La transgression suivante amène le dépôt d'argiles vertes. Au début de l'enfouissement, des phénomènes de surpression entraînent des épisodes de fracturations hydrauliques – cimentations dans les bancs les plus compétents. La très faible perméabilité de ces unités et la couverture argileuse formée par les dépôts de la séquence II pourrait favoriser ces phénomènes dans les bancs sous IS2. L'expulsion des fluides sous pression entraîne la bréchification du sédiment et l'injection de sédiments fluidifiés et remobilisés dans des 'cavités' correspondant à des fractures élargies. Ces sédiments peuvent provenir soit du remaniement des épontes des fractures hydrauliques, soit de l'injection *per ascensum* de sédiments sous jacents non encore indurés à ce stage du début de l'enfouissement.

L'analyse des ciments et des remplissages des "fractures/cavités" permet de proposer une origine différente de celle d'un modèle karstique, en évoquant des fractures hydrauliques, et cimentations très rapides intervenant dans un régime sous hautes pressions fluides (cf. infra).

Une génération de fractures (F3) cimentée par de la sparite de blocage très blanche recoupe les objets précédemment décrits. Ces fractures sont perpendiculaires à légèrement oblique par rapport au plan de stratification. De géométries rectilignes, elles s'agencent selon des séries parallèles espacées d'une dizaine de centimètres à plusieurs mètres. Elles ne sont pas toujours très continues et présentent dans ces cas là des terminaisons en échelon, évasées (**Fig. 7.83-B**) ou branchues et entremêlées (**Fig. 7.83-D**). Contrairement aux familles F1 et F2, ces fractures sont alignées et orientées, les directions N130 et N045 ont été mesurées. Toutefois les mesures de leur direction n'ont pas fait l'objet d'une étude de détail.

Page suivante - Figure 7.83 : Cavités et fractures du sommet de la première séquence de la Formation Natih (Natih E, jebel Shams et wadi Nakhr).

A) cavité remplie par un sédiment bioclastique grisâtre qui semble 'injecté' dans la cavité (litage des bioclastes blancs et placage contre les parois de la cavité (en haut à gauche). Quelques lithoclastes arrondis de l'encaissant sont présents à la base du remplissage. Une génération de fracture est observée en périphérie de la cavité (F1), cimentée par une sparite assez brune. Sa relation chronologique avec la cavité n'est pas évidente. Toutes deux sont recoupées par des fractures suverticales colmatées par une sparite blanche (F3). La zone de recoupement avec F1 est entourée d'un cercle noir. Ces fractures sont stoppées au contact de la cavité probablement par effet de contraste avec une rhéologie plus tendre dans le remplissage (Jebel Shams, sommet de la séquence I). La flèche indique le haut du banc.

B) Jebel Shams, sommet de la séquence : la surface du banc apparaît ici fracturée et bréchifiée *in situ*, individualisant des clastes sub-anguleux à arrondis. De petites fractures (F1, ouverture < 1 cm), cimentées par une calcite brune bordent la zone bréchifiée ; elles ne montrent pas d'organisation spatiale particulière (branchements 'en étoile') (Jebel Shams, sommet de la séquence I). La brèche et ces fractures sont recoupées par une génération de fracture rectilignes (F3), à ouvertures pluri-centimétriques, cimentées par une calcite blanche. Elles sont espacées d'une dizaine de centimètres et ne sont pas très continues (terminaisons en échelon ou évasée). Une zone de recoupement de F1 par F3 est entourée en noir.

C) Recoupement entre trois générations de fractures. Les chronologie entre les deux premières (F1 et F2) n'est pas évidente. Les fractures F1 et F2 et leur ciment associé, constitué de calcite brune et grise respectivement bordent une cavité remplie par un sédiment rougeâtre (SI ?) contenant de petits bioclastes. Tous ces éléments sont recoupés par une fracture rectiligne (F3, cercles noirs) cimentée par une sparite blanche (wadi Nakhr, sommet de la séquence I, photo C. Durllet)

D) Exemple d'observations de recoupements contradictoires, la fracture blanche F3 apparaît ici recoupée par le sédiment rougeâtre (cercle noir + point d'interrogation). Elle recoupe néanmoins des fractures plus précoces (F1 et F2, cercles noirs). (wadi Nakhr, sommet de la séquence I, photo C. Durllet)

E) Ici le remplissage de la 'cavité' ne paraît pas différent de l'encaissant comme en témoigne les bioclastes à cheval entre l'encaissant cimenté et le sédiment rougeâtre (flèches blanches). 3 générations de ciments sont discernables dans les remplissage des fractures : F1 est constituée de petits cristaux de calcite brune en bordure des fractures ; F2 lui est superposée et montre des terminaisons en dents de chiens et F3, postérieure à F1 (cercle noir) et F2 est caractérisée par une sparite blanche (wadi Nakhr, sommet de la séquence I, photo C. Durllet).

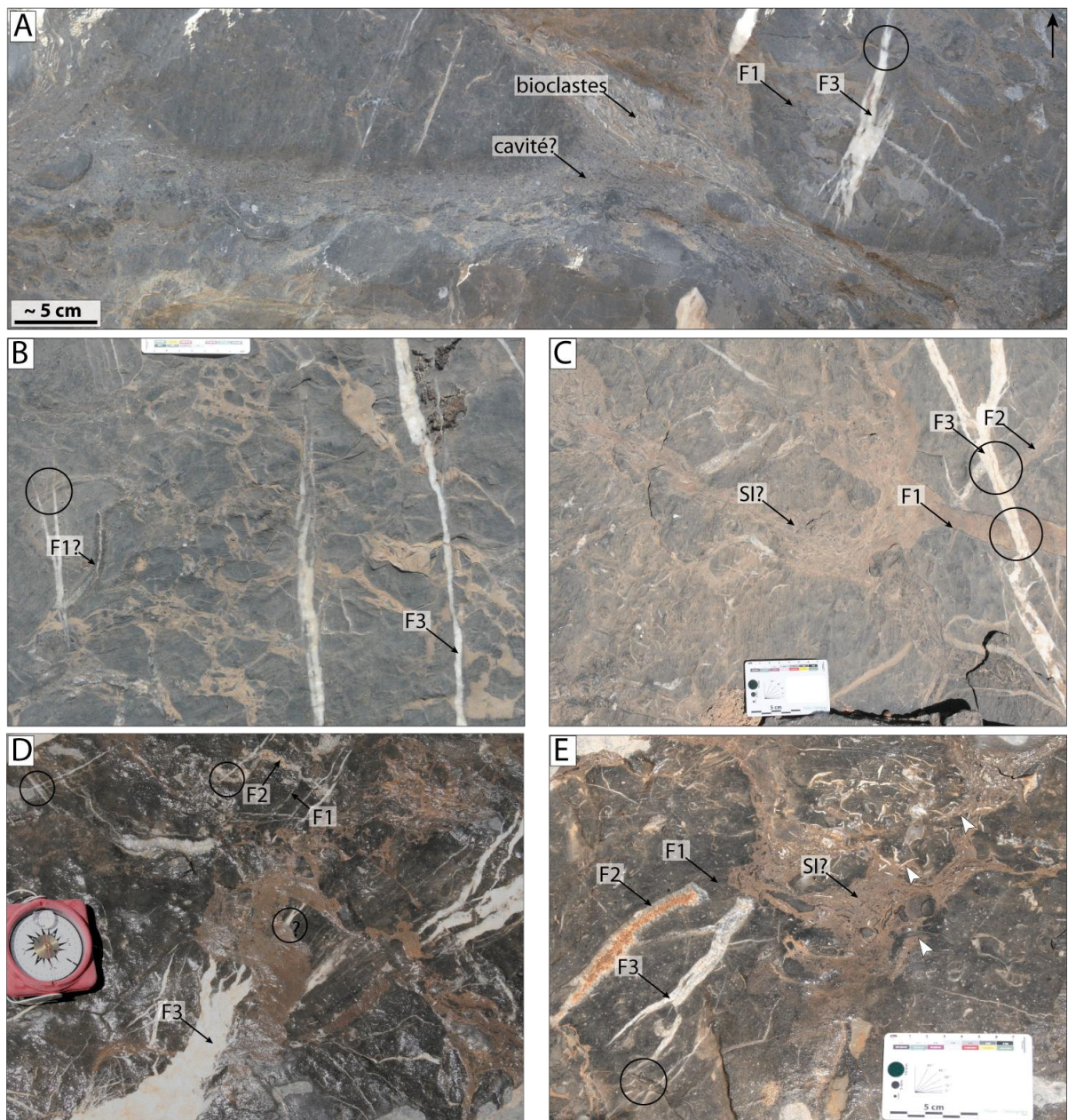


Figure 7.83 : Cavités et fractures du sommet de la première séquence (Natih E, jebel Shams et wadi Nakhr).

La formation des fractures F3, verticales à subverticales résulte d'une phase de déformation causée par un raccourcissement vertical. Cette contrainte a pu s'exercer au moment de l'enfouissement, lorsque la contrainte principale (σ_1) était verticale et égale au poids de la pile sédimentaire. Leur caractère rectiligne (par rapport à F1 et F2) suggère un sédiment lithifié et compacté au moment de leur formation. Néanmoins le fait que ces fractures soient stoppées, déformées ou démultipliées au contact des cavités (**Fig. 7.83**) souligne probablement que des contrastes de rhéologies entre l'encaissant et ces remplissages persistaient.

L'orientation et la morphologie des fractures F3 rappellent les caractéristiques des différentes générations de fractures reliées à l'enfouissement et à l'initiation des déformations éoalpines des séries mésozoïques affleurant dans le pourtour du Jebel Akhdar (**Hilgers et al., 2006** ; **Holland et al., 2009**, cf. section 7.4.1 cadre général). Ces études décrivent des veines

perpendiculaires au plan de stratification, cimentées par de la sparite et orientées selon des directions N00°E, N130°E, N90°E et N45°E des plus anciennes aux plus récentes (**Holland et al., 2009**).

7.4.3 Diagenèse de la Formation Natih dans le Jebel Akhdar

L'analyse pétro-diagénétique du sommet de la première séquence de dépôt de la formation Natih dans le secteur du Jebel Akhdar repose sur l'étude en microscopie optique et en cathodoluminescence de 20 lames minces, issues des campagnes de terrain réalisées dans le cadre de cette étude. L'élaboration d'une chronologie relative entre les différentes phases diagénétiques (**Fig. 7.84**) est principalement basée sur les observations de recouvrements, de superpositions et d'inclusions des objets diagénétiques. Leurs interprétations en terme d'environnement diagénétique sont confrontées aux observations effectuées dans les secteurs d'études précédents.

Une dizaine de mesures isotopiques en oxygène et carbone sur phases séparées, et quelques analyses ponctuelles, comme les isotopes du strontium complètent la réflexion sur l'origine des fluides ayant précipités les différentes phases.

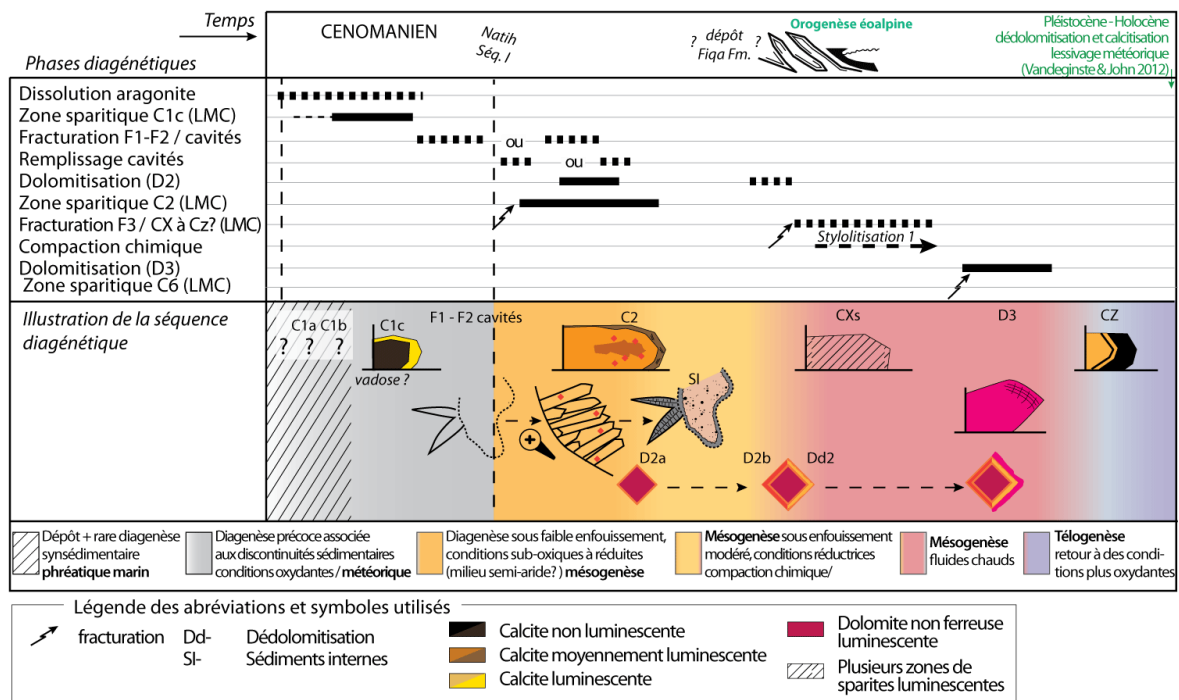


Figure 7.84 : Diagramme diagénétique du secteur du Jebel Akhdar.

Cimentations syngénétiques et début de l'éogénèse : Micritisation (mic) - Ciments calcitiques riches en inclusions solides (IFC et IrSC) - Dissolution de l'aragonite – Dolomites D0 et D1

La plupart des lames minces disponibles ciblent des ciments de fractures ou échantillonnent les cavités. Les quelques lames minces recoupant l'encaissant n'ont pas permis d'observer ces phases syngénétiques ou très précoces. Une analyse plus détaillée des dépôts du Natih serait nécessaire pour identifier ces phases diagénétiques.

Zone sparitique C1

L'échantillonnage réalisé au Jebel Akhdar, focalisé sur les derniers mètres sous la surface IS2, ne permet pas d'investiguer la présence, l'extension ou encore la pétrographie des sous-zones de C1. Néanmoins, de petits scalénoèdres non luminescents surmontés d'une fine bande luminescente (**Fig. 7.85-G**) ont été identifiés dans le sédiment encaissant autour des cavités et fractures, qui appartiennent très probablement à la sous-zone C1c. Aucun ciment de ce type n'a par ailleurs été reconnu dans le remplissage des cavités.

Ces observations, bien que très ponctuelles, suggèreraient que les fractures F1/F2 et les cavités sont postérieures à la précipitation de la zone sparitique C1 (cf descriptions et interprétations de la diagenèse précoce des jebels des *Foothills* d'Adam ; sections 7.1, 7.2 et 7.3). Elles se formeraient alors dans un sédiment partiellement lithifié et stabilisé chimiquement par la circulation d'eaux douces associées à la discontinuité IS2 et à la zone C1. L'émersion de la plate-forme septentrionale du Natih est par ailleurs attestée par l'étude d'une incision sinueuse (IS2) au sommet de la première séquence de dépôt dans le secteur du Jebel Shams, large d'un kilomètre environ pour une profondeur de 17 m, et orientée globalement NE-SW (**Grélaud, 2005; Grélaud et al., 2006; Fig. 7.78-C**).

Dolomite D2

Description, Localisation : La première phase de dolomitisation observée dans le secteur du Jebel Akhdar se manifeste par un horizon dolomitisé au sommet de la séquence I dans le wadi Mu'Aidin (**Fig. 7.81**). Dans les trois affleurements étudiés (wadis Nakhr et Mu'Aidin, Jebel Shams), cette dolomite se forme également dans des terriers de type *Thalassinoïdes*, ainsi que dans le remplissage des fractures F1/F2 et des cavités, sur environ 4-5 mètres d'épaisseur sous la surface IS2. Dans le cas des fractures/cavités, les rhomboèdres de dolomite, de morphologies sub-euhédrales et de tailles variables (75 – 300 µm) précipitent en remplacement d'une matrice carbonatée en bordure du remplissage (**Fig. 7.85-B et F**). Quelques rhomboèdres peuvent être également inclus dans les cristaux de calcite prismatique (zone sparitique C2, décrite ci-après) bordant ces fractures/cavités (**Fig. 7.85-C**).

Avec un cœur turbide et une périphérie plus limpide en lumière naturelle, ces rhomboèdres exhibent en CL (**Fig. 7.85-C, D, H et I**) une luminescence rouge vive en leur centre (D2a) et une à deux bandes de luminescence orangée en périphérie (D2b). Ces dernières bandes étant par endroits dédolomitisées ou calcitisées. Il est à souligner que les rhomboèdres inclus dans les sparites C2 ne possèdent pas (ou très peu) de zones de surcroissances dolomitiques autour de leur cœur.

Une mesure des isotopes de l'oxygène et du carbone a été obtenue sur roche totale par attaque séparée de la calcite puis de la dolomie, selon la technique décrite par **Al-Aasm et al. (1990)**. Cette mesure sur attaque fractionnée donne respectivement des valeurs de -10,6 et +3,4‰ PDB pour l'oxygène et le carbone.

Chronologie et éléments d'interprétation : Au moins une zone sparitique (**Fig. 7.85-D**) et une génération de fracture (F3, **Fig. 7.83**), reliée à l'histoire d'enfouissement des séries, recoupe et postdate les zones D2 et C2 (cf. infra).

Les relations chronologiques entre la précipitation des franges prismatiques en bordure des fractures/cavités (zone C2), leur remplissage et la dolomite D2 restent en revanche plus complexes à établir. En effet la présence d'inclusions de D2 dans le ciment sparitique C2 (cf ci-après) n'est pas nécessairement un critère d'antériorité de D2 par rapport à C2, bien que la morphologie euhédrale de ces inclusions plaide pour un développement 'libre' de la dolomite, avant ou pendant la précipitation de la sparite C2. De plus, l'absence de surcroissances dolomitiques (D2b) dans les rhomboèdres scellés par C2 indique que la dolomitisation a pu reprendre et nourrir les premiers cristaux D2a après la précipitation de C2. Les rhomboèdres à cœur turbide se forment probablement par nucléation d'un cœur dolomitique dans une matrice carbonatée boueuse poreuse et sursaturée vis à vis de la dolomite. Ceci indiquerait que le remplissage des cavités, les précipitations de dolomite D2a et des franges prismatiques interviendraient assez rapidement et de manière quasi contemporaine.

La mesure isotopique effectuée par attaque fractionnée révèle une valeur très négative de l'oxygène. Etant donné l'imprécision de ce type de mesure, le mélange au cours du prélèvement des sous-zones D2a et D2b, et la possibilité de recristallisation de D2 par des phases plus tardives sans variations pétrographiques majeures, il n'est pas raisonnable de s'appuyer sur ces résultats isotopiques pour interpréter l'origine des fluides parents de D2 (cf. partie 7.1.3, diagenèse de la Fm. Natih dans le J. Madar). De la même manière que pour la dolomite D2 décrite dans les secteurs précédents, il est possible néanmoins d'évoquer une première phase de dolomitisation précoce, dans un environnement géochimique fluctuant rapidement entre des conditions favorables à la précipitation de dolomite et de calcite. La dolomitisation se poursuit certainement au cours de l'enfouissement, là où une certaine perméabilité est maintenue pour laisser passer de nouveaux fluides dolomitants.

Page suivante - Figure 7.85 : Eléments diagénétiques associés aux cavités (wadis Mu'Aidin et Nakhr).

A) Cristaux centimétriques de calcite prismatique brune agencés 'en rosette' ; la terminaison des cristaux est triangulaire. (wadi Mu'Aidin, sommet de la séquence I)

B) Echantillon MUTE.1 (wadi Mu'Aidin, sommet de la séquence I) : extrait d'un scan de lame mince révélant sur les bords d'une cavité des cristaux de sparite allongés à terminaisons pyramidales. Les cristaux sont plus petits vers le centre et ne montrent pas d'allongement. Le remplissage se compose d'une matrice micritique à rares foraminifères benthiques et partiellement dolomitisée.

C) Zoom de l'échantillon présenté en B) : des rhomboèdres euhédraux de dolomite (D2a) à luminescence rouge sont inclus dans les cristaux de sparite à luminescence orangée (C2). Les faces des rhomboèdres englobés par la calcite ne contiennent aucune surcroissance, tandis que les faces 'libres' possèdent une zone de croissance supplémentaire (D2b) révélant 1 à 2 bandes de luminescence orangée et brune. Cette dernière apparaît partiellement dédolomitisée.

D) Zoom de l'échantillon présenté en B) : fracture inframillimétrique recoupant les zones C2 et D2, colmatée par un ciment sparitique (Cz) de luminescence jaunâtre à zonations concentriques, puis non luminescent.

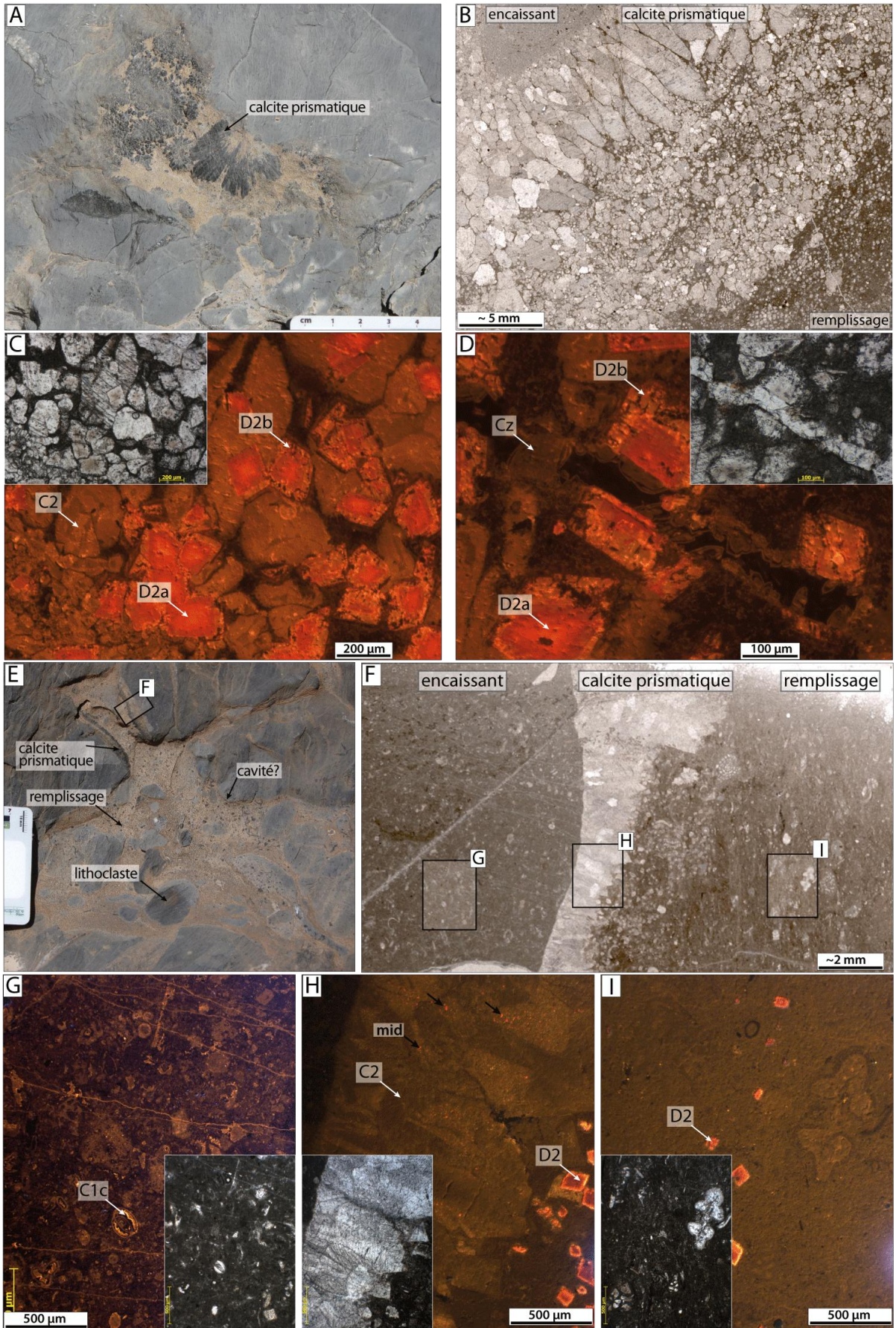
E) Cavité cimentée en ces bords par une frange d'environ 1 cm de ciment palissadique à terminaisons triangulaires (haut de la photo), puis infiltrée par un sédiment beige ; quelques clastes arrondis de l'encaissant sont préservés dans ce remplissage.

F) Échantillon NAK-1,4 (wadi Nakhr, sommet de la séquence I, -1,4 mètres sous la surface IS2) : scan de la lame mince (positionnée en E) montrant l'encaissant, la frange palissadique et le remplissage, constitué d'une matrice micritique à rares allochèmes, partiellement dolomitisée sur les bords de la cavité. L'intensité de la dolomitisation diminue vers le centre de la cavité et du remplissage.

G) Zoom de l'échantillon présenté en F) : de petits scalénoèdres non luminescents, surmontés d'une bande luminescente sont observés dans les tests et à l'intérieur des loges de foraminifères ; une sparite orangée, de même luminescence que les fractures inframillimétriques recouvre les scalénoèdres. La matrice micritique apparaît plus brune et sombre que celle du remplissage (photo en I).

H) Zoom de l'échantillon présenté en F) : les cristaux prismatiques (C2) riches en inclusions et impuretés en lumière naturelle, révèlent en CL des micro-inclusions dolomitiques (mid, flèches noires), concentrées préférentiellement dans les bandes de luminescences les plus claires. Dans le remplissage, la dolomite développe des faces plus euhédrales.

I) Zoom de l'échantillon présenté en F) : le remplissage de la cavité montre une luminescence jaunâtre homogène de la matrice micritique et des allochèmes et quelques petits rhomboèdres de dolomite à luminescence rouge.



Zone sparitique C2

Description, Localisation : Cette zone sparitique est associée aux calcites prismatiques brunes qui colmatent les fractures précoces F1/F2 et précipitent sur les bords de certaines. Ces objets sont localisés dans les derniers bancs sous la surface IS2 (sommet séquence I et Natih E) sur environ quatre mètres d'épaisseur. Deux morphologies sont distinguées :

- des calcites prismatiques s'agencant en frange palissadique (**Fig. 7.85-E et F**) ou en rosette (**Fig. 7.85-A**) en bordure des fractures (familles F1/F2) et de cavités de dissolution. Les cristaux, moyennement clivés, mesurent entre 1mm et 2 cm de longueur pour environ 1 mm de large. Ils sont riches en impuretés dont des micro-inclusions dolomitiques (mids), et contiennent parfois des fragments d'encaissant arrachés à proximité des parois des fractures/cavités. Dans certains échantillons, ces cristaux sont bordés par fine pellicule micritique (**Fig. 7.85-B et C**). Leur luminescence montre une teinte homogène orangée avec un *sector zoning* exhibant trois branches plus brunes 'en hélice' lorsque les cristaux sont recoupés perpendiculairement à leur axe d'allongement (C2a). Les bords des cristaux peuvent être soulignés par une ou deux fines bandes de luminescences concentriques (C2b).

Les remplissages, légèrement différents de l'encaissant des cavités sont constitués d'un faciès boueux à bioclastes et foraminifères, dont la matrice micritique apparaît parfois légèrement laminée (**Fig. 7.85-F**) et partiellement dolomitisée.

Remarque : Ces sparites forment également le remplissage de terriers de type *Thalassinoides* entre 5 et 7 mètres sous IS2, où elles peuvent s'organiser en ciment de blocage.

- des calcites prismatiques très allongées, 'en aiguilles', avec des cristaux de 1 à 2 cm de longueur et larges d'environ 500 μm précipitant également dans les fractures F1/F2 (**Fig. 7.86-E**) et en bordure de cavité (**Fig. 7.86-A et B**). En lumière naturelle, les cristaux apparaissent très turbides et très fortement clivés (**Fig. 7.86-B, C, E et F**). La luminescence en CL est ici uniformément homogène dans les tons orangés et aucun *sector zoning* n'est observé.

Les remplissages sont plus chaotiques (**Fig. 7.86-B et D**) et renferment des clastes de l'encaissant et des fragments de calcites prismatiques 'en aiguille' flottant dans une matrice boueuse partiellement dolomitisée à nombreux débris bioclastiques (rudistes, bivalves, foraminifères).

Les $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été analysés sur sept prélèvements de C2, donnant respectivement des valeurs comprises entre -4,68 et -3,74 ‰ PDB ($m = -4,25$; $\sigma = 0,31$) et 2,28 et 3,37 ‰ PDB ($m = 2,68$; $\sigma = 0,41$). Aucune tendance isotopique n'apparaît en lien avec les différentes morphologies des C2. Le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur deux échantillons donne des valeurs de 0,707396 et 0,707440. Ces valeurs sont légèrement supérieures à la moyenne des autres secteurs d'études pour le $\delta^{18}\text{O}$ (-5,97 ‰ PDB ; $n = 26$) et inférieures pour le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707573, $n = 5$).

Chronologie et éléments d'interprétation: Les fractures et 'cavités' (famille F1/F2) associées à la zone sparitique C2 sont recoupées par une génération de fractures (famille F3) présentant une organisation systématique (espacement, orientation perpendiculaire au plan de stratification, extension, etc). A la différence de la famille F3, les morphologies discontinues,

sans orientation définie des 'fractures-cavités' cimentées par C2 suggèrent une mise en place relativement précoce dans un sédiment qui pourrait n'être que partiellement lithifié. De plus leur extension verticale limitée au sommet de la séquence I soulignerait un phénomène de fracturation - cimentation assez local, en opposition aux systèmes de fractures très continues se formant dans les séries mésozoïques lors des grandes étapes de structuration du Jebel Akhdar (**Hilgers et al., 2006 ; Holland et al., 2009**).

L'aspect bréchifié de certaines veines et cavités et leur remplissage par un sédiment, de même que les morphologies palissadiques des C2 constituent des arguments équivoques pouvant servir à la fois des hypothèses de formation de spéléothèmes météoriques dans un système karstique ou de création d'hydrofractures sous un régime à haute pression fluide.

Aucune trace de résidus de décalcification, de formation de sols, de traces de racine, ni de surface épikarstique ne permet d'appuyer l'hypothèse de cavités karstiques.

En revanche la morphologie très allongée des sparites C2, ainsi que les remplissages montrant des fragments bioclastiques lités sub-verticalement (**Fig. 7.83-A**), des lithoclastes et des fragments de sparites prismatiques arrachées à l'encaissant (**Fig. 7.86-B et D**), suggèrent des phénomènes de précipitation et d'injection assez rapides et soudains. Les 'cavités' se formeraient alors par agrandissement des fractures lors de circulation rapides de fluides. Plusieurs générations de fracturation et de cimentation (**Fig. 7.86-E**) se formeraient ainsi à la manière de *crack-seal*. Les clivages, parfois extrêmement prononcés des calcites prismatiques allongées indiquent que ces calcites ont été soumises à de fortes contraintes de manière contemporaine ou postérieure à leur formation.

Les calcites prismatiques (C2) et la dolomite D2 pourraient être reliées à des précipitations ultra rapides lors des chutes de pression hydrostatique consécutives à des phénomènes de fracturation hydraulique. Ces surpressions pourraient être initiées au cours de la déshydratation et de la compaction des sédiments avant l'emplacement des nappes. La présence de couches argileuses imperméables à la base de la séquence II pourrait avoir eu pour effet d'accentuer l'augmentation des pressions fluides en empêchant l'expulsion des fluides.

Dans les systèmes de chaînes plissées et d'avant pays, des épisodes de fracturation hydraulique sont reportés de manière relativement précoce avant ou pendant la formation des stylolites horizontaux d'enfouissement et répondraient à des surpressions liées à l'augmentation de la contrainte verticale (**Roure et al., 2005 ; Breesch et al., 2011**). De manière plus générale, ces structures peuvent se développer plus largement de manière syntectonique entre la formation des stylolithes horizontaux et des stylolithes verticaux sous l'effet des accumulations de pression suivies par des libérations des fluides lors d'épisodes de fracturation dès l'initiation de la phase de compression tectonique (**Roure et al., 2005**). Dans la péninsule de Musandam, deux épisodes de fracturation hydraulique et de formation de *crack-seal* ont été identifiées dans les formations jurassiques de Musandam et crétacées du groupe Thamama (plate-forme de Musandam et pente de Sumeini), le premier prédatant les stylolites et le second intervenant de manière syntectonique juste après la formation de stylolithes tectoniques. Dans la mesure où la formation du Natih reste peu stylolitisée et qu'aucun stylolite tectonique n'a été identifié dans le secteur du Jebel Akhdar, il reste difficile

de replacer les fractures F1/F2 dans une telle chronologie. Toutefois hypothèse d'une formation précoce des 'fractures-cavités' F1/F2 et des sparites C2 reste privilégiée d'après les arguments de recoupements avec la famille de fracture F3 et la géochimie des sparites C2.

Le $\delta^{18}\text{O}$ de la sparite C2 est moins négatif que dans les autres affleurements, ceci pourrait traduire soit une source des fluides légèrement différente, ou alors un système tamponné par l'encaissant et par une forte interaction fluide-roche au cours de circulations de fluides locales. Cette dernière hypothèse pourrait être renforcée par les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des C2 du Jebel Akhdar qui sont compatibles avec les valeurs marines cénomaniennes du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, à la différence des secteurs des foothills, présentant des ratios influencés par une source radiogénique. Ces différences sous-tendent également l'hypothèse d'une origine différente des C2 prismatiques du Jebel Akhdar.

Page suivante - Figure 7-86 : Éléments diagénétiques associés aux fractures et cavités (jebel Shams et wadi Nakhr).

A) (jebel Shams, sommet de la séquence I)

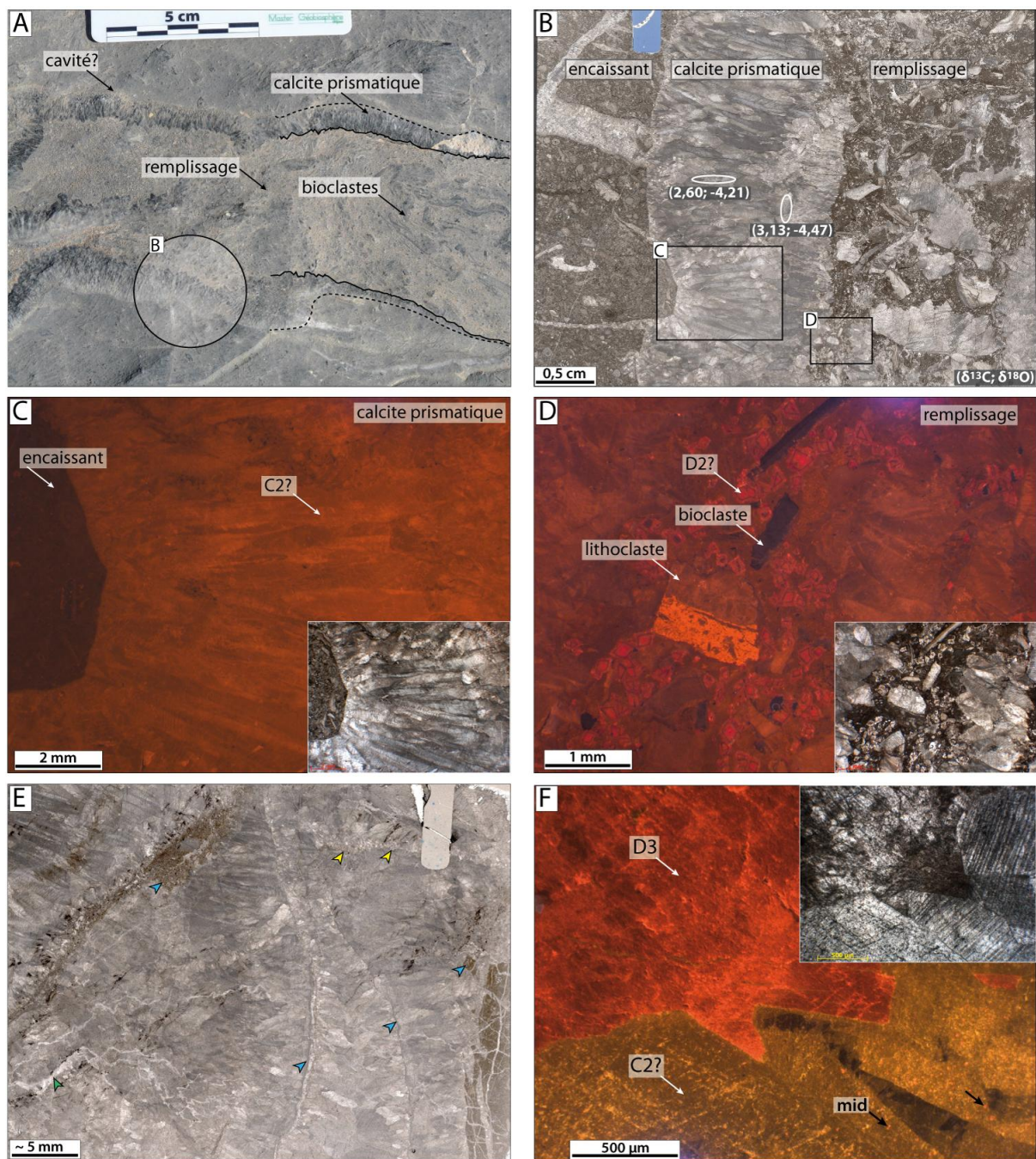
B) Échantillon SH13 (positionné en A) : scan de la lame mince montrant l'encaissant, la frange palissadique et le remplissage de la fracture/cavité. L'encaissant est formé par un wackestone-packstone à foraminifères benthiques (alvéolinidae, nezazatidae, textularidae, miliolidae...) et débris de bivalves. La frange palissadique révèle des cristaux très allongés et déformés, elle recoupe une première génération de fracture cimentée par une sparite granulaire. Le remplissage est assez fruste et contient de nombreux bioclastes et lithoclastes flottant dans une matrice micritique partiellement dolomitisée. L'assemblage de foraminifères de l'encaissant n'est pas observé dans la matrice du remplissage et les lithoclastes sont trop petits pour clairement identifier leurs constituants.

C) Zoom de l'échantillon présenté en B) : Les cristaux de sparite 'en aiguille' montrent un fort allongement dans leur direction de croissance, et restent assez étroits. Ils sont turbides et fortement clivés en lumière naturelle, et possèdent une luminescence homogène orangée.

D) Zoom de l'échantillon présenté en B) : Le remplissage de la fracture/cavité montre des fragments d'encaissant et de ciments sparitiques arrachés, ainsi que des débris bioclastiques. La matrice micritique est partiellement dolomitisée par des rhomboèdres à cœurs sales et périphéries limpides exhibant plusieurs bandes de luminescence.

E) Échantillon NAK-2,2 (wadi Nakhr, sommet de la séquence I) : réseau complexe de fractures cimentées par de la sparite (C2) montrant des cristaux parfois très allongés, 'en aiguille' et très clivés. Ces clivages indiquent qu'ils ont été soumis à de fortes contraintes. De petites bandes de sédiment interne ou de micro-fragment d'encaissant arrachés séparent les différentes fractures (flèches bleues). Elles sont recoupées par un plan stylolitique très légèrement identé (flèches jaunes) et par une génération de micro-fractures plus blanches (flèche verte).

F) Échantillon NAK-1 (wadi Nakhr, sommet de la séquence I) : Cristaux de calcite (C2) à terminaison pyramidale ou arrondie, fortement clivés, contenant des micro-inclusions dolomitiques (mids, flèches noires). Ils sont recouverts par un ciment dolomitique massif et turbide, à luminescence rouge vif.



Zone sparitique C3 et C4 (?) – ciments d'enfouissement

Description, Localisation, Chronologie : Une zone sparitique très blanche à l'affleurement (**Fig. 7.83**) est observée dans la famille de fractures (F3) postérieures aux fractures et cavités cimentées par les calcites prismatiques brunes (F1 et F2) (cf. partie 7.4.2, Architecture des séquences de dépôt...). En cathodoluminescence, ces sparites possèdent des luminescences orangées assez vives.

Elles ne possèdent pas de caractères pétrographiques spécifiques permettant de relier ces sparites aux zones sparitiques C3, C4 ou même C5 décrites dans les autres affleurements.

Les $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été mesurés sur quatre prélèvements de sparites postérieures à C2, et indiquent respectivement des valeurs comprises entre -6,02 et -5,20 ‰ v-PDB ($m = -5,59$; $\sigma = 0,35$) ; 2,19 et 2,95 ‰ v-PDB ($m = 2,56$; $\sigma = 0,40$).

Interprétation : Les mesures isotopiques montrent un léger déficit en ^{18}O par rapport à la zone sparitique C2 (-5,59 ‰ en moyenne pour -4,25 ‰ en moyenne des C2, **Fig. 7.88**), qui pourrait être expliqué par une augmentation des températures liée à l'enfouissement. Cette diminution de -1,34 ‰ (différence des moyennes) requerrait une augmentation de l'ordre de 5 à 6°C (d'après les équations de fractionnements d'**Anderson & Arthur, 1983**, avec un même $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau parente) et nécessiterait un enfouissement supplémentaire de 200/300 m.

Cette interprétation de l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ entre C2 et ces sparites soutient les observations de terrains montrant un changement dans le mode de fracturation entre les familles F1/F2 (cimentées par C2) et les fractures F3, probablement liées à l'enfouissement et à l'initiation des déformations éoalpines (cf. partie 7.4.2, Architecture des séquences de dépôt...).

Des analyses isotopiques effectuées sur les fractures reliées à l'enfouissement des *sets* #1 et #2 (**Hilgers et al., 2006**) indiquent des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre 22,22 et 29,30 ‰ v-SMOW (-8,39 et -1,52 ‰ v-PDB) et des $\delta^{13}\text{C}$ compris entre 0,01 et 3,45 ‰ v-PDB. Les auteurs de l'étude interprètent au regard de ces valeurs, des fluides d'origine météoriques ou de formation modifiés au cours de l'enfouissement et une source du carbone provenant des interactions fluides / roches.

Dolomitisations D3

Les caractères pétrographiques de D3 dans ce secteur d'étude sont similaires à ceux décrits dans les Jebels Madar, Madmar et Salakh. Elle cimente ici aussi des fractures tardives ou précipite dans certains vides non comblés par les phases précédentes (**Fig. 7.86-F**).

Les $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été analysés sur un prélèvement de D3, donnant respectivement des valeurs de -10,4 ‰ et 2,8 ‰ PDB, et 0,707478. Les mesures isotopiques de l'oxygène et du carbone restent dans le même domaine de valeur que les ciments de D3 analysés précédemment ; cependant la mesure du strontium est sensiblement plus faible (0,708481 en moyenne sur les autres affleurements).

L'interprétation en terme d'environnement diagénétique reste pour cette phase la même que celle établie dans les secteurs précédents. La différence du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pouvant souligner soit l'absence d'interaction des fluides parents avec des formations radiogéniques, soit de fortes interactions fluides-roches tirant le signal du strontium vers des valeurs plus proches des carbonates marins du Cénomaniens. Il faut néanmoins rester prudent vis à vis de ces interprétations car elles ne concernent qu'une seule mesure, qui mériterait d'être confirmée par d'autres prélèvements.

7.4.4 Comparaison des données géochimiques

Les principaux caractères pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du Jebel Akhdar sont résumés dans la **figure 7.87**. Les données isotopiques prélevées sur phases séparées sont croisées dans les graphes des **figures 7.88 et 7.89**.

Zone de présence	Phase	Principaux caractères	Cathodoluminescence	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	n	Environnement diagénétique
Séq. I sous IS2	C1c	Scalénoédres fins (<60 μm)	Non lum. à bruns foncés Scalénoédres non lum.	-	-	-	-	éogénèse enfouissement faible à très faible
Top séq. I Base séq. II	D2	Dolomie de remplacement cristaux euhédraux (<300 μm) coeur turbide / périphérie limpide	Coeurs à lum. rouge vive jusqu'à 2 zones de surcroissance orange à brune	-			-	mésogénèse sous faible enfouissement
	C2	Cristaux prismatiques (jusqu'à 2 cm de long et 1 mm d'épaisseur)	Lum. modérée orange zonation sectorielle, micro-inclusions dolomitiques rouge	0,707418 (n=2)			7	
Top séq. I séq. III-1	C3? C4?	Ciments granulaires et de blocage	Luminescences orangée,	-			4	mésogénèse enfouissement modéré à ++
Séq. I	D3	Dolomie massive à extinction ondulante, face courbes, non ferreuse	Luminescence rose-vif	0,707478			1	mésogénèse haute T°

Figure 7.87: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques du secteur de Jebel Akhdar.

Isotopes de l'oxygène et du carbone (Fig. 7.88) :

Treize mesures du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été effectuées sur 4 ensembles diagénétiques : les sparites brunes prismatiques de la zone C2, les sparites d'enfouissement associés à la génération de fractures F3 et les zones dolomitiques D2 et D3.

Les isotopes du carbone sont comparables pour tous ces prélèvements, mais sont légèrement supérieurs aux valeurs des calcites marines (Fig. 7.88).

Les isotopes de l'oxygène suivent en revanche une évolution vers des valeurs plus négatives pour les phases plus tardives (**Fig. 7.88-B et C**). Il est intéressant de souligner le léger décalage (-1,43 ‰ en moyenne) entre les ciments de la zone C2 et des ciments d'enfouissements. En effet pour les autres secteurs étudiés jusqu'ici, les mesures isotopiques des stades de l'éogénèse (zones sparitiques C1 et C2) et celles de la mésogénèse A (zones sparitiques C3, C4 et autres zones sparitiques attribuées à l'enfouissement) ont toujours montré de forts recouvrements (cf sections 7.1.4 et 7.3.4).

De manière comparable aux autres secteurs d'études, les valeurs des dolomites se détachent franchement du groupe des sparites.

Cette baisse du $\delta^{18}\text{O}$ est interprétée par une augmentation des températures et traduit bien les observations à l'affleurement et en lames minces qui associent respectivement la zone C2 (associée à la fracturation (hydraulique ?) F1/F2) à une histoire sous enfouissement encore modéré, les sparites des fractures F3 à l'enfouissement plus poussé des séries et les dolomites D3 à un stade diagénétique impliquant des fluides chauds.

Les valeurs isotopiques extraites des études de **Hilgers et al. (2006)** et **Holland et al. (2010)** montrent des recouvrements pour les différentes générations de fractures. Néanmoins les

générations les plus tardives associées à la formation de failles normales se démarquent par des valeurs très négatives (jusqu'à -14,2 ‰ PDB).

Remarque : La valeur en oxygène de la dolomite D2 reste délicate à intégrer à ce schéma d'évolution étant donné la possibilité de recristallisation tardive par D3 et l'imprécision autour de sa mesure (cf § 7.4.3 : zone dolomitique D2).

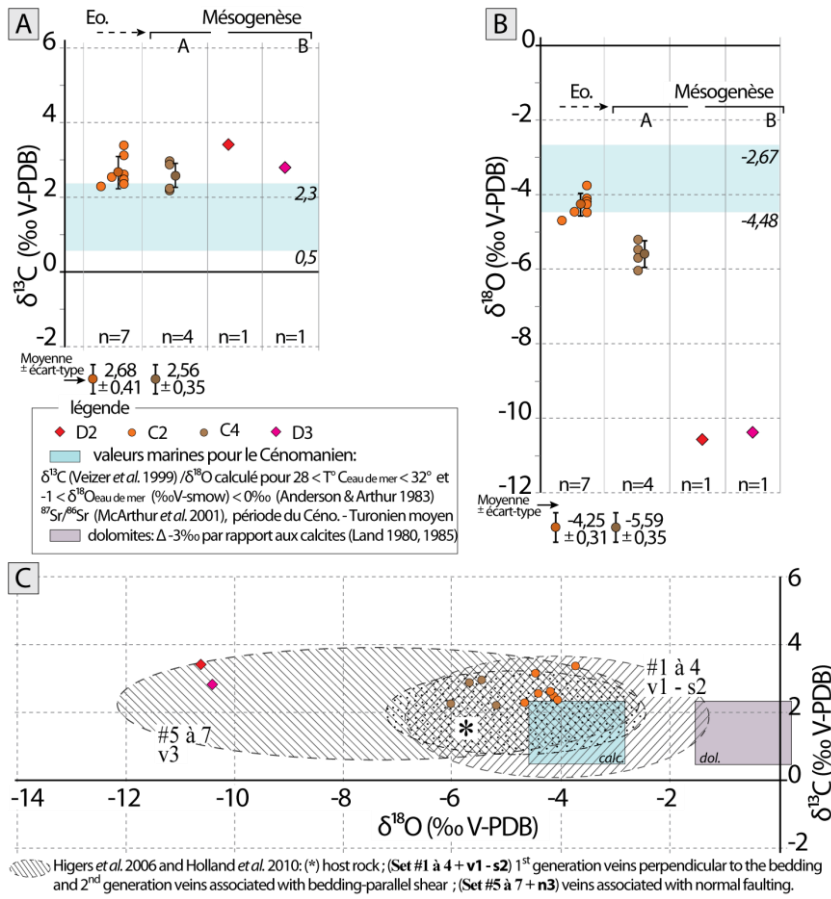


Figure 7.88: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du Jebel Akhdar.

A) et B) composition en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de 13 prélèvements sur des phases diagénétiques séparées pour le secteur du Jebel Akhdar ; n: nombre d'échantillons analysés ; C) Graphe $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour le même set d'échantillonnage.

Isotopes du strontium (Fig. 7.89) :

Trois mesures de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été effectuées sur les zones C2 et D3, qui diffèrent des secteurs précédemment étudiés : la valeur du strontium de la zone dolomitique D3 est nettement plus faible (cf § 7.4.3 : zone dolomitique D2) et celles de C2 le sont légèrement.

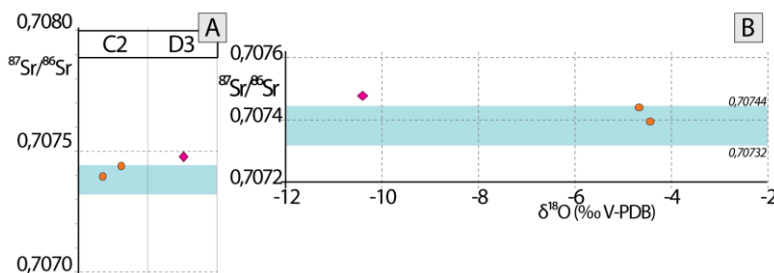


Figure 7.89: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du Jebel Akhdar.

D) composition en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de différents produits diagénétiques; B) Graphe $\delta^{18}\text{O}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

7.4.5 Bilan: inventaire et chronologie des phases diagénétiques

Les observations à l’affleurement et les analyses pétrodiagénétiques peuvent être résumées en quelques points clés :

- L’échantillonnage du secteur du Jebel Akhdar, focalisé sur les fractures et cavités au sommet de la première séquence de dépôt, n’a pas permis de récolter les indices d’une diagenèse synsédimentaire marine.
- Sous la surface IS2, des petits scalénoèdres non luminescents bordés d’une fine bande luminescente marqueraient, à l’instar des ciments C1 identifiés dans les foothills (Jebels Madar, Madmar et Salakh) la circulation d’eau douce sous la surface de discontinuité IS2. L’évolution et l’extension vers le bas de cette zone n’est pour le moment pas renseignée dans ce secteur.
- L’absence de la zone C1 dans le remplissage des cavités et des fractures F1/F2 suggère que ces dernières recoupent C1 et lui sont postérieures. Par ailleurs le développement de fractures suppose un sédiment au moins partiellement consolidé.
- Les fractures F1/F2 et les cavités se développent avant un enfouissement important de la série (recoupement par les fractures F3), dans les derniers mètres sous IS2. Les géométries curvilignes et discontinues des fractures F1/F2, ou encore leurs terminaisons en étoile et l’absence d’orientation de ces fractures s’accordent avec une formation relativement précoce dans l’histoire diagénétique.
- Au début de l’enfouissement, des phénomènes de surpression de fluides entraîneraient des épisodes de fracturations hydrauliques – cimentations dans les bancs les plus compétents sous la discontinuité IS2. La très faible perméabilité de ces unités et la couverture argileuse formée par les dépôts de la séquence II aurait favorisé ces phénomènes dans les bancs sous IS2. L’expulsion des fluides sous pression entraînerait la bréchification du sédiment et l’injection de sédiments fluidifiés et remobilisés dans des fractures et ‘cavités’ (formées notamment par l’élargissement des fractures).
- L’augmentation de l’enfouissement de la série se traduit par un épisode de fracturation (F3) générant des fractures rectilignes, perpendiculaires (à obliques) au plan de stratification et orientées. La nature de ces fractures, leurs relations chronologiques avec la compaction, les circulations de fluides et les régimes de pression, en relation avec l’évolution structurale de la zone des montagnes d’Oman sont analysées dans des études récentes (**Hilgers et al., 2006 ; Holland et al., 2009**). Ces fractures sont cimentées par plusieurs zones de calcites portant les signatures géochimiques de fluides tamponnés par l’encaissant et progressivement modifiés par l’enfouissement et une élévation des températures.
- La zone dolomitique D3 confirme une évolution diagénétique plus tardive vers des processus ‘haute température’.

Chapitre 8- SYNTHÈSE DES AFFLEUREMENTS: RECONSTITUTION DES HISTOIRES SEDIMENTO-TECTO-DIAGENÉTIQUES

A la suite des observations à l'affleurement, puis des investigations pétrographiques et géochimiques des sédiments du Natih des différents secteurs d'étude, il est possible de proposer un scénario d'évolution sédimento-diagénétique, en lien avec les grands traits de l'histoire d'évolution structurale des dépôts de la formation Natih. Une synthèse de cette évolution, basée sur 6 grands stades diagénétiques est proposée en **figure 8.1**. Chaque stade est ensuite détaillé dans les paragraphes suivants.

Remarque: Cette reconstitution résulte d'interprétations essentiellement basées sur le jeu d'échantillons récoltés dans le cadre de cette étude. Dans la mesure où une grande partie de l'échantillonnage a été focalisée dans la première séquence de dépôt et autour des incisions IS1 et IS2, des éclairages sur les évolutions diagénétiques syn- et post-sédimentaires des dépôts des séquences ultérieures restent à apporter à ce canevas sédimento-diagénétique.

Stade 1 – Dépôts de la séquence I / Diagenèse marine

Albien supérieur – Cénomaniens inférieurs

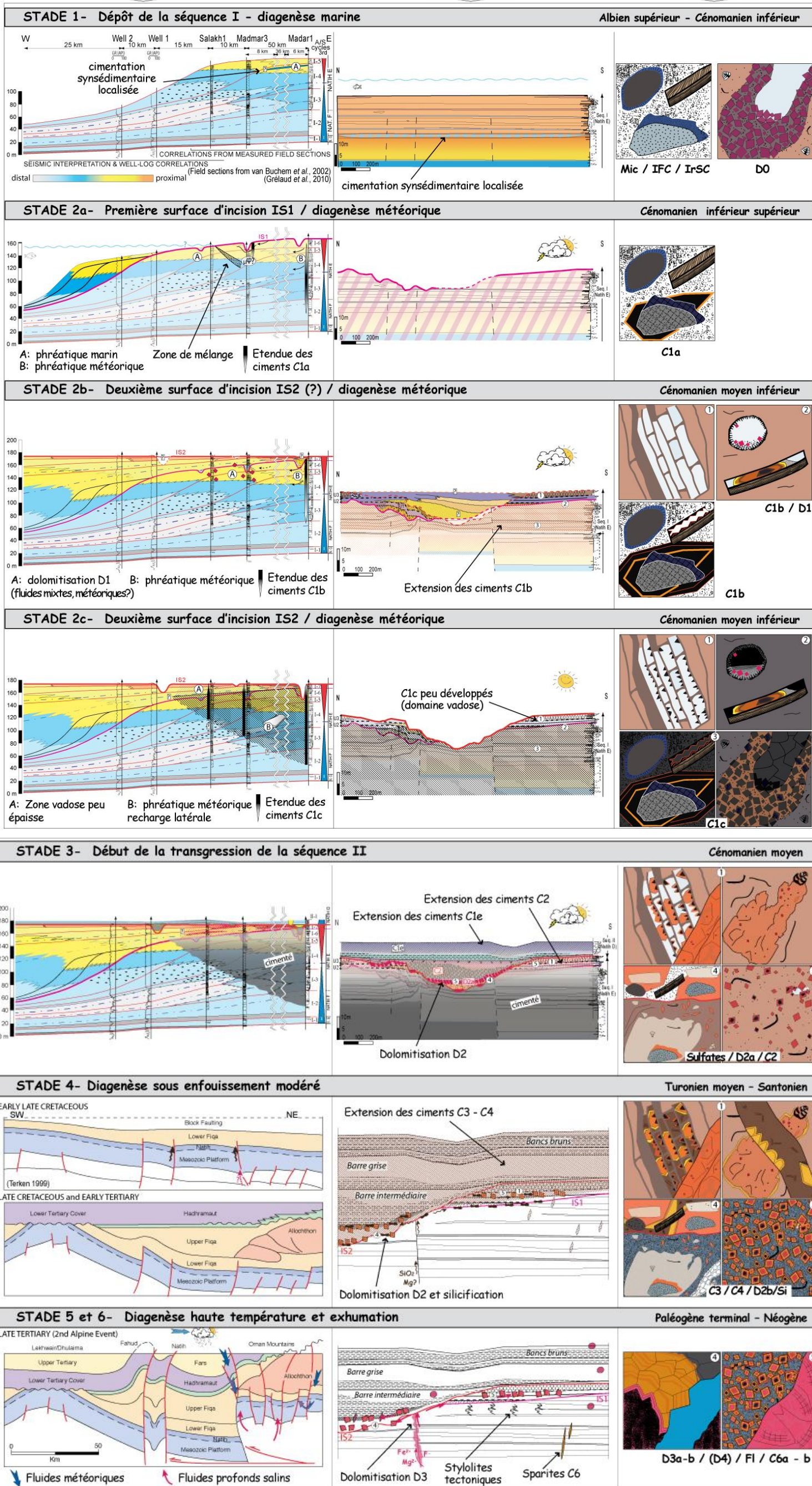
Histoire sédimentaire :

Le dépôt de la première séquence du Natih s'organise en début de transgression autour d'un système de plate-forme mixte peu profonde qui passe progressivement à un système de bassin intrashelf lorsque le potentiel d'accommodation augmente. Le bassin est bordé par des prismes de dépôt aggradant-progradant puis progradant le long desquels se succèdent, sur un profil proximal-distal, des faciès de plate-forme interne de faible énergie, des faciès granulaires de barres bioclastiques à rudistes et des faciès carbonatés boueux de rampe distale.

Cadre structural :

La formation du Natih s'est initialement accumulée sur une portion relativement subsidente de la marge passive de la Néo-Téthys. Les variations du taux d'accommodation qui contrôlent l'édification de la première séquence de dépôt de 3^{ème} ordre paraissent essentiellement d'origine eustatique, comme en témoignent le caractère isopaque de cette séquence de dépôt ou encore les corrélations établies à l'échelle de la plaque arabe, notamment avec la formation Sarvak en Iran, située à plus de 1000 km des montagnes d'Oman (**van Buchem et al., 2002 ; Razin et al., 2010**).

Page suivante - Figure 8.1: Évolution sédimento-diagénétique de la formation Natih à l'affleurement
Le détail des phases diagénétiques et des circulations de fluides associées à chaque étape est développé dans les paragraphes qui suivent.



Produits diagénétiques / Modèle :

Les phases diagénétiques synsédimentaires, diagnostiques d'une diagenèse précoce en domaine phréatique marin sont relativement rares dans la première séquence de dépôt. Elles incluent la micritisation des bioclastes, des ciments riches en inclusions initialement en HMC (ciments syntaxiaux - IrSC et isopaques - IFC) et une phase de dolomitisation (D0) des terriers de type *Thalassinoïdes*. La précipitation de ces phases peut démarrer sur les fonds marins et/ou se poursuivre sous un enfouissement très faible.

La rareté des lithifications marines synsédimentaires (pas de *hardgrounds*, peu d'intraclastes, pas d'oolites ...) peut ici s'expliquer par une faible sursaturation de l'eau de mer en CaCO₃, en lien possible avec un bon renouvellement des eaux de surface (pas de barrière continue) induisant un faible taux d'évaporation. Il est aussi probable que le fort taux de sédimentation n'ait pas favorisé le développement de fond durcis sur cet intervalle stratigraphique.

Stade 2a – Première surface d'incision IS1 / diagenèse météorique

Cénomaniens inférieur supérieur

Histoire sédimentaire :

Une première phase d'émersion de la plate-forme au sommet de la séquence I-6 est associée à la formation d'incisions très évasées d'environ dix-quinze mètres de profondeur pour 1000 m de large (**van Buchem et al., 2002a ; Grélaud et al., 2006**). Cette première discontinuité importante appelée IS1 s'accompagne d'une migration brutale des faciès vers l'aval (« downward shift ») et du dépôt d'un prisme de régression forcée sur les bordures du bassin intrashelf résiduel (**Grélaud, 2005, Fig. 8.1**).

Sur la surface de discontinuité, aucun indice de karst ni de pédogenèse n'a été identifié à l'affleurement. Seules des fentes 'en coin', visibles dans le fond de l'incision au Jebel Madar (coupe R4, **Fig. 7.5** ; section 7.1.2 Architecture des séquences de dépôts...) pourraient peut-être constituer des cicatrices de phénomènes de dessiccations associés à la première phase d'incision.

Cadre structural :

Une chute du niveau relatif de la mer d'au moins 20 m est géométriquement enregistrée par le prisme de régression forcée observé en sismique, ainsi que par la profondeur des incisions IS1 estimée sur les affleurements et en sismique (**Grélaud et al., 2006**). Une origine eustatique a été proposée pour cette variation du niveau marin (**van Buchem et al., 2002a ; Grélaud et al., 2006**) au vu de la stabilité tectonique de la plate-forme arabe à cette époque et des corrélations établies jusqu'en Iran (**Razin et al., 2010**).

Néanmoins des influences plus locales reliées à des reliefs paléotopographiques, à l'initiation de mouvements diapiriques et/ou à un héritage structural sont fortement suspectées dans la mise en place et le tracé des incisions (**Grélaud et al., 2006**).

Enregistrement et modèle diagénétique :

L'absence de pédogenèse, de karsts et de toute trace de végétation aérienne plaide pour une émergence en climat relativement aride, avec peu de transformations diagénétiques dans les sédiments ayant séjourné dans la zone vadose où les fluides météoriques issus des rares pluies n'ont transité que sporadiquement. Néanmoins, dans la zone phréatique sous-jacente, le séjour plus prolongé d'eaux météoriques ou mixtes provoque une dissolution de l'aragonite (et peut-être de la HMC). Une première génération de ciments calcitiques (en LMC) non-ferreux (C1a) est enregistrée dans les paléo-nappes météoriques des secteurs des Jebels Madar et Madmar, mais est en revanche absente dans les zones du Jebel Salakh et du Jebel Akdar qui n'étaient alors peut-être pas émergées (ou très temporairement).

Dans le secteur de Madar, la sous-zone C1a est présente sur plus de 100 mètres d'épaisseur sous la surface IS1. Toutefois, dans les 30 derniers mètres sous cette surface, C1a n'est que très peu développée et est présente occasionnellement en surcroissance syntaxiale sur des débris d'échinodermes dans des faciès de packstone–grainstone.

Dans le secteur de Madmar, les ciments C1a sont surtout développés sur 4-5 mètres d'épaisseur sous IS1, sous la forme de ciments syntaxiaux ou de petits scalénoèdres. Plus bas, les échantillons présentent une microporosité sur au moins 16 mètres d'épaisseur, avec peu ou pas de C1a.

L'absence de la sous-zone C1a dans le secteur du Jebel Salakh, de même que la cartographie de clinofformes fortement inclinés appartenant à un prisme de régression forcée associé à IS1 dans la zone de Kauther (~ 20 km au sud du Jebel Salakh ; **Droste & van Steenwinkel, 2004 ; Grélaud et al., 2006**) tend à positionner ce secteur en bordure du bassin intrashelf au moment de l'émergence de la plate-forme, qui n'apparaît pas enregistrée dans la succession diagénétique du Jebel Salakh.

Les morphologies et l'extension de la sous-zone C1a suggèreraient ainsi l'existence d'un gradient diagénétique (**Fig. 8.1**) entre les zones proximales (Madar) et distales (Madmar) :

La précipitation des premières bandes de C1a pourrait avoir eu lieu pendant la période de dissolution de l'aragonite biogène. Il est donc possible les ions Ca^{2+} issus de cette dissolution aient contribué à la formation de la LMC de C1a. Sa teneur en Mg légèrement supérieure (comparée à C1c) pourrait indiquer soit un mélange eau de mer – eau météorique, soit une forte interaction eau météorique - roche sur un sédiment immature fraîchement émergé, contenant encore de nombreuses particules de HMC.

Dans le secteur du Jebel Madmar, la stabilisation minéralogique et microtexturale précoce des boues carbonatées d'un intervalle sédimentaire se situant entre 20 et 4 mètres sous IS1 a vraisemblablement favorisé le maintien d'une importante microporosité tout au long de l'histoire diagénétique de la série. Ici, la microporosité semble se localiser au sommet de la paléo-nappe phréatique, là où les eaux météoriques sous saturées vis à vis de l'aragonite et de la HMC ont séjourné le plus longtemps lors de l'émergence liée à IS1. Cette configuration de stabilisation précoce de micrites microporeuses évoque fortement celle décrite par **Volery et al (2010)** au sommet de nappes météoriques phréatiques se développant à quelques décimètres sous des surfaces d'émergence de faible durée de la plate-forme urgonienne (Hauterivien-Aptien) du Jura français.

En revanche, cette configuration de stabilisation précoce de micrites microporeuses est sensiblement différente de celle décrite par (**Deville et al., 2011**) pour le sommet de la formation Mishrif du Qatar (Cénomaniens). Au sommet du Mishrif les microtextures micritiques les plus perméables se développent directement sous la surface émergée et non à quelques mètres ou quelques centimètres sous celle-ci. Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que la discontinuité sommitale du Mishrif est associée à une émergence de longue durée, avec une érosion importante, de la karstification et de la pédogenèse, donc un à contexte climatique et tectono-eustatique assez différent de celui de IS1.

Stades 2b-2c – Deuxième surface d'incision IS2 / diagenèse météorique

Cénomaniens moyen inférieur

Histoire sédimentaire :

La première discontinuité IS1 est surmontée par des dépôts très peu profonds d'arrière-barrière et de lagon (séquence I-7), passant dans les zones proximales (Madar) à des faciès de plus en plus restreints (cycles péritidaux) qui marquent progressivement la diminution du taux d'accommodation en sommet de séquence. Cette séquence I-7 de 4^{ème} ordre est relativement mince à l'affleurement (5 à 6 m au Jebel Madar) mais s'épaissit nettement en direction du bassin intrashelf résiduel (14 à 20 m dans les Jebels Madmar et Salakh).

Une deuxième surface d'émergence sur laquelle se développent de nouvelles incisions (surface IS2), légèrement plus profondes que les premières, marque le sommet de la séquence I-7. Elle se serait formée moins de 500 ka après IS1 (séquence I-7 interprétée comme un cycle de 4^{ème} ordre, **van Buchem et al., 2002; Grélaud et al., 2006**). Les incisions traduisent une nouvelle chute du niveau marin relatif, qui est estimée à au moins 30 mètres, d'après les corrélations entre les affleurements et les prismes de régression forcée associés cartographiés en sismique (**Grélaud et al., 2006**). Cette phase d'émergence est accompagnée du rétrécissement du bassin intrashelf qui ne forme plus qu'un sillon courbe d'environ 10 à 25 km de large (**Droste et van Steenwinkel, 2004**). IS2 forme le sommet de la première séquence de 3^{ème} ordre de la Formation Natih (**Grélaud, 2005 ; Grélaud et al., 2006**).

Comme pour la discontinuité IS1, les indices d'émergence directement observables sur terrain (pédogenèse, paléokarst, ciments vadose, etc ...) demeurent inconnus ou discutables (cf. section 7.4 secteur du Jebel Akhdar).

Cadre structural :

La surface marquant le sommet de la première séquence de dépôt du Natih, située à la limite Cénomaniens inférieur et moyen (**Fig. 4.2, Partie 1, Homewood et al., 2008; van Buchem et al., 2011**), est corrélée à l'échelle de la plaque arabe où elle correspond au sommet de la formation Maaddud en Arabie Saoudite et en *offshore* Qatar (**van Buchem et al., 2011**) et à une surface d'émergence également incisée au sud-ouest de l'Iran (**Razin et al., 2010; Sharp et al., 2011**, cf. section 3.1 Les systèmes de dépôts Albien supérieur – Turonien inférieur). Aucun événement tectonique majeur n'est enregistré sur la plaque arabe à cette période et les variations eustatiques seraient le principal facteur de contrôle à l'origine de la

discontinuité IS2. A une échelle plus large, des variations du niveau marin de fréquence (400 ka) et d'amplitude (> 24 m) comparable à celles estimées pour IS1 et IS2 ont été interprétées dans d'autres bassins Cénomaniens de l'ouest du Canada, d'Inde et d'Iran (cf section 4.4 Hiérarchisation des discontinuités sédimentaires de la Fm Natih). Certains auteurs associent ces variations de court terme à des périodes de contraction et relaxation de calottes glaciaires de faible extension dans le domaine antarctique (**Price, 1999; Gale et al., 2002; Plint et Wadsworth, 2003 ; Miller et al., 2005**).

Sur la plate-forme omanaise, un contrôle topographique local hérité de structures antérieures ou de la position des premières incisions IS1 peut par ailleurs s'être exercé sur la morphologie et le tracé des incisions IS2 (**Grélaud et al., 2006**).

Enregistrement et modèle diagénétique :

Une zone dolomitique (D1) et deux sous-zones sparitiques (C1b et C1c) ont été identifiées et associées à la séquence diagénétique intrinsèque de IS2.

La sous-zone C1b est bien développée dans le secteur du Jebel Madar et elle s'amincit pour devenir assez rare dans les secteurs des Jebels Madmar et Salakh. Au Jebel Madar, une évolution verticale de C1b est observée avec des couplets formés d'une large bande non-luminescente et d'une fine bande luminescente dans la partie inférieure (entre 20 et 100 m sous la surface IS2), passant à de larges ciments faiblement luminescents avec des bandes concentriques plus luminescentes. Dans les derniers mètres sous la surface IS2, C1b est fréquemment recouverte par une fine pellicule de sédiment interne micritique. A Madmar, une génération de fractures inframillimétriques se forme entre C1a et C1b.

C1c constitue en volume de ciment la sous-zone sparitique la plus importante dans la 1^{ère} séquence de dépôt du Natih (elle disparaît au dessus de IS2) où elle colmate l'essentiel de la porosité intergranulaire, moldique et de fracture. Elle est formée par des ciments peu à non-luminescents granulaires et de blocage qui disparaissent dans les dix derniers mètres sous la surface au profit de petits scalénoèdres non luminescents.

D1 précipite de manière assez précoce dans le calendrier diagénétique de la formation Natih puisqu'elle est scellée par les sous-zones C1b et C1c. En revanche son origine et son mode de formation ne sont pas complètement élucidés ; elle pourrait précipiter aussi bien à partir de fluides marins évaporés ou mixtes (météorique + marin).

La sous-zone **C1b** semble précipiter juste après D1, puisque certains rhomboèdres apparaissent dédolomitisés par une zone calcitique luminescente avant la précipitation de C1c. Comme pour C1a, les différences d'extension et de morphologies des ciments C1b entre la zone proximale (Jebel Madar) et les zones plus distales (Jebels Madmar et Salakh) suggèrent l'existence d'un gradient diagénétique entre ces deux pôles (**Fig. 8.1**).

Au Jebel Madar, la répartition verticale des ciments C1b pourrait refléter l'organisation géométrique et chimique de la nappe au moment de leur précipitation. Ainsi la partie supérieure de la nappe (sur environ 20 mètres d'épaisseur) bénéficierait du lessivage et de la percolation d'eaux sursaturées vis à vis de la calcite par rapport à la zone inférieure dans laquelle les cimentations apparaissent plus limitées (**Longman, 1980; Deville de Perière et**

al., 2011). Les sédiments internes tapissant C1b, trouvés dans les derniers mètres sous IS2, pourraient être issus de la percolation de particules fines et s'accumuler dans une zone d'interface et/ou de battement de la nappe séparant un domaine vadose d'une zone phréatique ; ils constitueraient des résidus de décalcification.

L'évolution des bandes de luminescences de C1b pourrait résulter de variations des conditions d'oxydo-réduction de la nappe météorique marquant un environnement diagénétique oxydant à sub-oxique.

Les isotopes de l'oxygène plus négatifs que les valeurs des calcites marines cénomaniennes et que la plupart des mesures effectuées sur les bivalves non luminescent sont compatibles avec fluide parent d'origine météorique.

Comme pour la sous-zone C1a, les teneurs en magnésium légèrement supérieures à celles de C1c, peuvent être attribuées soit à mélange eau de mer – eau météorique, soit à une dissolution (ou recristallisation) locale d'éléments en calcite magnésienne contenue dans un sédiment encore minéralogiquement immature.

Une origine météorique en lien avec la discontinuité IS2 est aussi proposée pour la sous-zone C1c sur la base de critères géométriques (distribution par rapport à IS2), pétrographiques (morphologies des ciments, faible luminescence, précocité), ou encore géochimiques (très faibles concentrations en fer, manganèse et magnésium dans le réseau de calcite, $\delta^{18}\text{O}$ plus négatifs que les valeurs marines).

Les variations verticales des morphologies des ciments de C1c, observées dans les différents secteurs d'études pourraient être expliquées par une zone vadose peu épaisse (≤ 20 mètres) surmontant une zone phréatique météorique de plus de 100 mètres d'épaisseur (**Fig. 8.2**) :

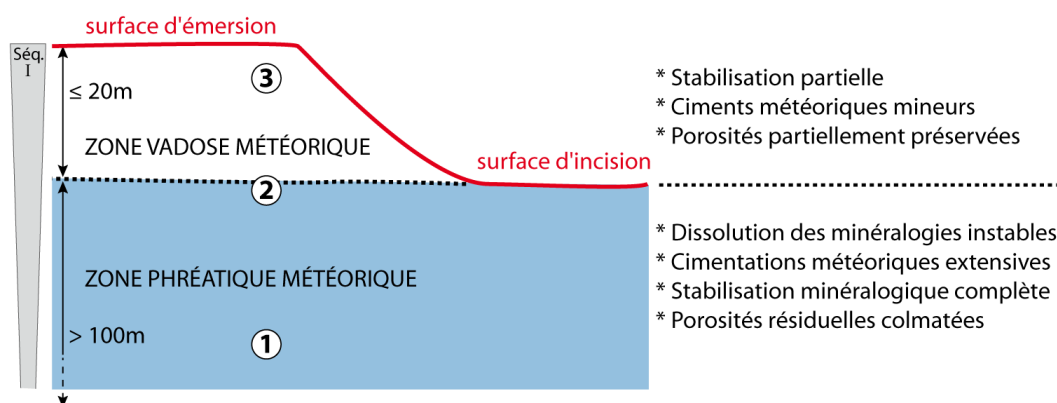


Figure 8.2 : Schéma théorique de la nappe météorique sous la surface IS2, lors du maximum de chute du niveau de base.

Les numéros se rapportent à la position des échantillons sur la **figure 8.1**.

Les 20 premiers mètres sous IS2 sont jalonnés par quelques petits scalénoèdres de C1c non luminescents, à l'emplacement probable de la paléozone vadose. Dans cet intervalle, les eaux météoriques n'ont séjourné ou transité que très temporairement, du fait probablement de l'aridité relative du climat. Il est d'ailleurs intéressant de noter que ces petits scalénoèdres de C1c sont surtout développés sur les bordures de petits vides moldiques ou dans les mailles cloisonnées de grosses coquilles de rudistes de type radiolitidés qui ont pu retenir des eaux météoriques perchées au sein de la zone vadose (**Figs. 7.17-G et H ; 7.59-D et E et 7.71-D**).

L'absence de trace de karstification ou de phénomènes pédogénétiques associés à IS2 va dans le sens d'un épisode d'émersion de la plate-forme carbonatée en climat relativement aride. En effet, la mise en place de karst ou d'horizons pédogénétiques implique, entre autre, une abondante recharge en eaux météoriques (**James & Choquette, 1984, Morse & Mackenzie, 1990, Saller et al., 1994**).

Cette hypothèse est renforcée par le fait qu'aucun $\delta^{13}\text{C}$ négatif n'a été mesuré sur C1c (ni sur les autres sous-zones de C1). Les $\delta^{13}\text{C}$ de C1 sont tous compatibles avec le recyclage exclusif d'un carbone issu de la dissolution des carbonates marins coiffés par IS2. Lorsque les eaux météoriques circulent et percolent à travers des sols bien développés, les fluides sont souvent enrichis en ^{12}C organique ; et les calcites générées par ces fluides ont alors un signal isotopique déplété en carbone comme cela a été montré sous la surface d'émersion sommitale du Mishrif du Qatar (**Deville de Perière et al., 2011**). Le signal isotopique du carbone peut toutefois n'être perturbé que sur une faible épaisseur sous les paléosols, comme cela a été montré par exemple pour un événement émerusif enregistré au Cénomaniens moyen sur la plate-forme Sarvak en Iran (**Vincent et al., 2010**). Aussi, l'hypothèse ne peut être radicalement exclue que des horizons pédogénétiques ou épikarstiques se soient développés sur la plate-forme du Natih émergée et qu'ils aient été érodés et remobilisés au moment de la transgression suivante, effaçant ainsi les modifications isotopiques enregistrées juste en dessous des surfaces.

Remarque: Lors de leur progression vers les zones phréatiques météoriques, les eaux dissolvent de plus en plus de carbonates, s'enrichissent en ^{13}C tout en s'éloignant de la source superficielle de ^{12}C : les calcites présentent alors des valeurs isotopiques moins négatives. **Lohmann (1988)** propose une représentation croisée ("*Meteoric calcite line*") des variations isotopiques en domaine météorique, montrant d'une part le caractère constant de la signature météorique des $\delta^{18}\text{O}$ et d'autre part l'évolution rapide des $\delta^{13}\text{C}$. Cette tendance peut prendre une forme de courbe en J inversé, lorsque qu'une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ se surimpose à cette évolution soit par une augmentation locale en surface de la température (climat aride, présence de calcrètes) soit par une très forte augmentation des interactions eau-roche en domaine phréatique.

En contexte aride, le développement de karst et de calcrètes est restreint (voir absent) et les altérations minérales dans la zone vadose sont également très faibles (**Morse & Mackenzie, 1990**). Ainsi, la stabilisation minéralogique engendrée par la dissolution ou recristallisation des minéralogies instables (HMC-aragonite) peut ne pas avoir été achevée dans la paléo-zone vadose sous IS2. Il est intéressant de noter que l'espace poral n'y est pas complètement colmaté par les ciments C1c (à l'inverse du domaine phréatique sous-jacent où C1c colmate l'essentiel de la porosité primaire et précoce). Par conséquent plusieurs familles de ciments éo- et mésogénétiques se superposent dans la paléo-zone vadose. De même, la luminescence un peu plus vive des matrices micritiques de la paléo-zone vadose indiquerait une stabilisation différée de ces micrites, dans des milieux plus réducteurs au début de l'enfouissement de la série, telle que l'ont proposé **M. Deville de Periere (2011)** et **C. Volery et al. (2011)**.

Sous la paléo-zone vadose et sur plus de 100 mètres d'épaisseur, la précipitation des ciments C1c sous forme de ciments granulaires et de blocage marque l'établissement d'une épaisse

zone phréatique météorique avec des eaux bien oxygénées et renouvelées. La dissolution des allochèmes aragonitiques de la paléo-zone vadose (estimée au maximum à une vingtaine de mètres) n'a sans doute pas permis de ravitailler suffisamment la zone phréatique en CaCO_3 pour précipiter le volume des ciments C1c. De plus un apport vertical par des eaux de pluie qui impliqueraient les carbonates dissouts de la zone vadose sous-tend un mode de recharge non compatible avec les observations et interprétations de la zone vadose et de la surface IS2. Des recharges latérales d'eaux météoriques sursaturées vis à vis de la LMC sont donc suspectées. Dans un tel cas de figure, l'aire de recharge se situerait très probablement au sud et au sud-ouest du secteur d'étude, depuis les terrains émergés du craton arabe (**Fig. 8.3**). Un tel mode de circulation d'eaux météoriques est comparable au modèle développé par **Walkden and Williams (1991)** dans lequel l'infiltration et le drainage (sur des distances supérieures à 100 km) d'eaux météoriques sursaturées depuis des terrains upliftés sont responsables d'une cimentation précoce et extensive de la plate-forme du Derbyshire (Mississipien, centre de l'Angleterre).

Ces apports d'eaux douces depuis des terres émergées périphériques pourraient non seulement être responsables des phénomènes éogénétiques détectés, mais aussi du creusement des incisions, à l'occasion de pluies exceptionnelles ayant pu être "canalisées" jusqu'au littoral en érodant au passage les sédiments encore peu indurés mis en place sur la plate-forme juste avant les systèmes de bas niveau.

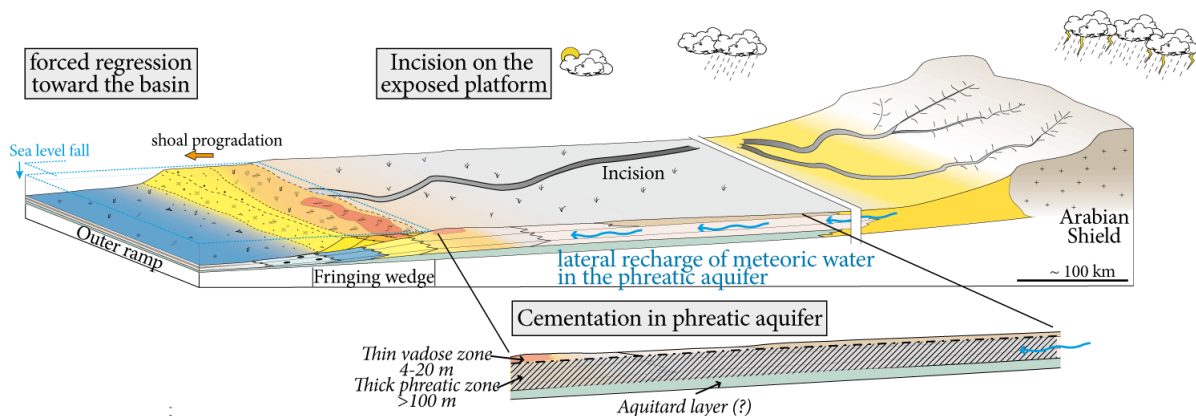


Figure 8.3 :- Modèle de recharge latérale en eaux douces, depuis les terrains émergés du craton arabe.

Arguments géochimiques pour des recharges météoriques à l'échelle régionale

Les très faibles teneurs en magnésium mesurées sur les C1c (plus faibles que celles mesurées pour C1a et C1b) suggèrent que la source de carbonate est issue de la dissolution de calcaires déjà minéralogiquement matures, ou la HMC est absente ou rare. Cette source pourrait être extérieure, issue de la dissolution de carbonates émergés peut-être plus anciens, reposant sur les bordures du craton arabe.

Les isotopes du strontium de la sous-zone C1c, avec des valeurs comprises entre 0,707422 et 0,707643, sont légèrement supérieures aux valeurs marines du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au Cénomaniens, comprises entre 0,70736 et 0,70744 (**Fig. 8.4 ; McArthur et al., 2001**). Ils pourraient donc, eux aussi, être en partie issus d'une source externe enrichie en ^{87}Sr .

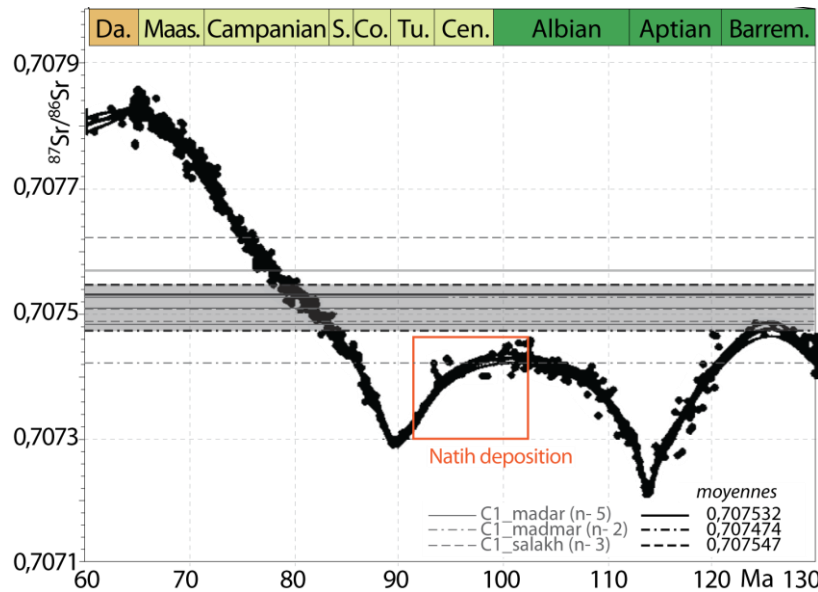


Figure 8.4 : Zoom sur l'évolution des compositions du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fluides marins (McArthur *et al.*, 2001) du Crétacé (intervalle Barrémien – Danien) avec les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sur les zones sparitiques C1 à l'affleurement.

Une partie de cette source pourrait être les roches cristallines alors émergées du craton arabe (au sud/sud-ouest, Fig. 2.2) ou bien les formations silicoclastiques mésozoïques qui bordent ce craton (Gerdes *et al.*, 2010). Il faut néanmoins souligner que l'enrichissement par rapport au $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marin reste faible. Ceci indiquerait que si les fluides météoriques parents de C1c sont à un moment 'contaminés' par un strontium radiogénique, l'effet de tamponnement par les carbonates marins encaissants reste fort.

Stade 3a – Début de transgression de la séquence II / environnement schizohalin (?)

Cénomaniens moyen

Histoire / Modèle sédimento-diagénétique :

Les environnements de dépôts au sommet de la séquence I-7 marquent un milieu de plus en plus restreint, dont les faciès boueux au sein des cycles péritidaux, à terriers droits et fenestres traduisent des milieux très peu profonds, voire sub-émersifs. L'émergence de la plateforme et la diagénèse associée à la surface IS2 (cf. ci-dessus) accrédite l'hypothèse d'une émergence en contexte relativement aride. Ces conditions ont pu favoriser l'installation de milieux fluctuants entre des pôles évaporitiques, marins et/ou météoriques. Ceci se manifeste dans le secteur proximal du Jebel Madar par des **pseudomorphoses de minéraux évaporitiques** (gypse) et par des **brèches de dissolution** développées sur les bords de l'incision dans la séquence I-7 observées le long de la surface d'incision IS2 (Fig. 8.1).

Ces conditions fluctuantes ont pu perdurer au début de la transgression suivante, lors du remplissage des incisions par des argiles gris-vertes azoïques contenant de la sépiolite (van Buchem *et al.*, 2002) – argile magnésienne d'origine chimique – témoignant d'un environnement de dépôt particulièrement confiné. La production carbonatée ne reprend qu'au sommet de l'incision IS2 dans des conditions d'énergie limitée (Grélaud, 2005). Ces

environnements restreints et occasionnellement sursalés ont pu contribuer à la **dolomitisation partielle (D2a)** assez précoce (i) du substratum autour des incisions (dans le secteur de Madmar 6), et (ii) de certains bancs carbonatés plus perméables dans les séquences I-7 et II-1 (**Fig. 8.1**).

La dernière phase diagénétique reliée à ce système concerne la **zone sparitique C2** qui se développe dans la séquence I-7 et dans le remplissage des incisions IS2 (**Fig. 8.1**). Les observations pétrographiques sur C2 et D2 suggèrent que ces zones précipitent très rapidement (sector zoning), en alternances, et quelles pourraient résulter de fluctuations de la salinité (ce qui est compatible avec les types de faciès scellant IS2). Le caractère relativement précoce de C2 est attesté par son développement avant les principaux phénomènes de compaction, par son extension verticale limitée vers le haut au tout début de la séquence II, et par son développement en première zone sparitique dans le remplissage des incisions IS2 (Jebels Madar et Madmar). Les C2 prismatiques du Jebel Akdhar pourraient toutefois avoir une autre origine, plus tardive (fracturation hydraulique puis chute de pression hydrostatique lors des prémices des déformations éoalpines).

Les isotopes du carbone et de l'oxygène - tous mesurés sur des C2 dans la séquence I - indiquent des valeurs similaires à celles des C1 ($-5,82 \pm 0,86$ pour l'oxygène et $2,05 \pm 0,59$ pour le carbone; ‰ v-PDB n= 31). Ainsi les fluides parents des C2 peuvent tout aussi bien porter des signatures géochimiques d'eaux météoriques que d'eaux marines à des températures plus élevées. Comme pour les C1, la source du carbone incorporé dans les C2 peut provenir de l'encaissant marin. En revanche, les isotopes du strontium indiquent pour la zone C2 des valeurs comprises entre 0,707396 et 0,707916 qui sont, pour la majeure partie des mesures,

supérieures aux valeurs marines du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du Cénomaniens, comprises entre 0,70736 et 0,70744 (**Fig. 8.5 ; McArthur et al., 2001**). La dispersion des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des C2 est assez importante et pourrait souligner des fluides parents d'origine multiples.

Il faut souligner toutefois que les prélèvements mécaniques sur cette zone n'ont pas toujours permis d'éviter les micro-inclusions dolomitiques. Les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés pourraient alors traduire un mélange entre ces différentes composantes, dont les proportions et le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des différents pôles ne sont pas connus. La présence de nombreuses inclusions fluides secondaires biphasées dans des clivages et fractures de C2 traduit des épisodes de recristallisation / microfracturation tardifs, pouvant induire des ré-équilibrages géochimiques. Il convient donc rester prudent quant à l'interprétation des fluides parents de C2, uniquement à partir des données géochimiques.

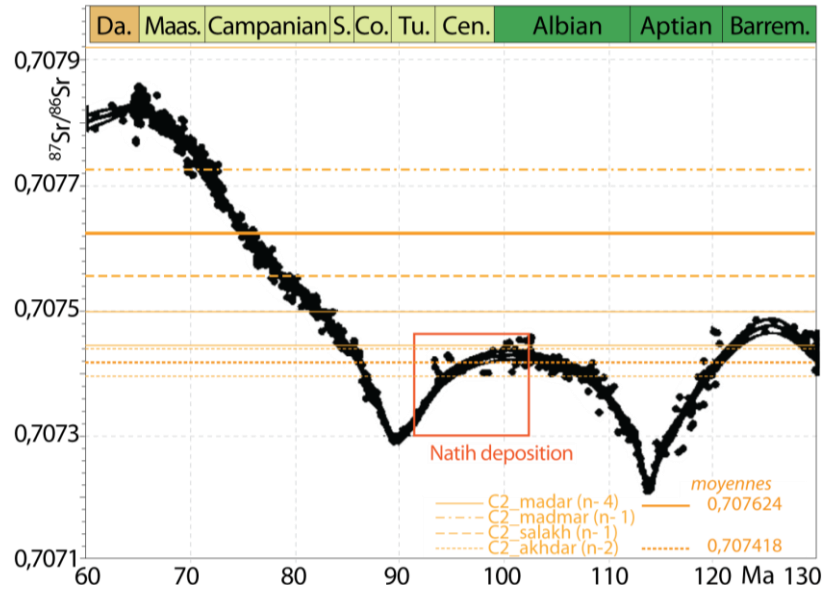


Figure 8.5 : Evolution des compositions du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fluides marins (McArthur *et al.* 2001) de l'intervalle Barrémien – Danien, comparée avec le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré sur la zone sparitique C2.

Stade 3b - dépôt de la séquence II / EmerSIONS intermittentes et brèves au sommet des séquences hautes fréquences ?

Cénomaniens moyen

Histoire / Modèle sédimento-diagénétique :

La séquence II est formée d'un empilement de séquences de haute fréquence débutant par des argiles vertes progressivement surmontées de couches carbonatées. Les sommets de ces séquences, souvent associés à des horizons bioturbés et à des fortes concentrations d'oxydes de fer sont interprétés comme des '*hardgrounds*' enregistrant potentiellement des périodes d'émersion et de transgression de la plate-forme (**van Buchem *et al.*, 1996; Immenhauser *et al.*, 2000; Razin, 2008**). Il faut toutefois noter que les indices 'classiques' d'émersion (karst, pédogenèse) ou de condensation (perforation, preuves de cimentation précoce, minéralisations) ne sont pas observés le long de ces surfaces. Les séquençages diagénétiques effectués sur des échantillons issus de ces séquences révèlent une diagénèse précoce assez peu développée. En effet seules de fines franges scalénohédrales non luminescentes (C1d au sommet de la barre intermédiaire (**Fig. 8.1**) et C1e au sommet de la barre grise), précipitant après (ou pendant) une phase de dissolution moldique, témoigneraient de périodes d'émersion assez brèves, n'impliquant pas de circulations d'eaux météoriques conséquentes. En revanche les ciments luminescents appartenant au stade mésogénétique (cf. stade 4, ci-après) sont largement présents dans ces séquences.

Le sommet de la séquence II de 3^{ème} ordre n'a pas été investigué avec précision dans les affleurements et il n'est pas possible à ce stade de l'étude de préciser le canevas diagénétique associé à cette surface de discontinuité.

Stade 3b – Dépôts des séquences III - IV / Emersion de la plate-forme au sommet du Natih

Cénomaniens supérieur à Turonien moyen

Cet intervalle stratigraphique n'a pas fait l'objet d'une étude diagénétique de détail à l'affleurement. Néanmoins dans la mesure où il constitue une étape importante de l'histoire sédimento-(diagénétique?) de la formation Natih quelques observations clés tirées d'études investiguant cet intervalle sont rappelées ici.

La partie transgressive de la séquence III s'organise de manière similaire à la première séquence de dépôt, avec l'individualisation d'un système de bassin intrashelf, bordé par une plate-forme carbonatée. Par contre l'architecture des cortèges régressifs révèle une évolution plus complexe au sommet de la plate-forme du Natih. En effet une déformation tectonique est enregistrée dans le Nord de l'Oman (Jebel Akhdar) par un système progradant de clinofformes fortement pentés (**Homewood et al., 2008**). Cette déformation n'est pas enregistrée dans l'Intérieur Oman plus au sud, où le cortège régressif est constitué de clinofformes d'angles extrêmement faibles composés de dépôts boueux carbonatés (**Razin, 2008**). Ces cortèges sont scellés par une première discontinuité érosive au sommet de la séquence III, datée du Turonien inférieur (**van Buchem et al., 2002**). Cette déformation tectonique débutant vers la limite Cénomaniens – Turonien est probablement responsable des différences observées à cette époque entre l'Intérieur Oman et le Jebel Akhdar. Elle est interprétée comme la première manifestation du régime compressif qui aboutira au phénomène d'obduction.

Les dépôts de la IV^{ème} séquence, constitués de faciès carbonatés boueux, sont ensuite tronqués par une deuxième surface d'érosion majeure, associée à la formation d'incisions profondes, de plus de 150 mètres d'épaisseur (**van Buchem et al., 2002, Droste and van Steenwinkel, 2004; Grélaud, 2005; Grélaud et al., 2010**).

Sur la majeure partie de la plate-forme arabe, des périodes d'érosion et d'émersion sont enregistrées au sommet des dépôts équivalents du Mishrif et du Sarvak, dont les différentes expressions traduisent des variations locales climatiques, tectoniques, d'héritages structuraux.... (cf. Partie I, section 3.2 Discontinuité sommitale du groupe Wasia ; **van Buchem et al., 2011; Hollis et al., 2011**). En Oman, cette grande discontinuité est reliée à l'installation du régime compressif à la fin du Turonien qui pourrait être responsable dans un premier temps du soulèvement et de l'émersion de la plate-forme (**Razin, 2008**). Néanmoins, si une chute eustatique globale de plus de 100 mètres enregistrée au Turonien (**Haq et al., 1988; Al-Husseini, 2010**), le contrôle tectonique semble fortement guider l'architecture des dépôts au sommet du Natih et modeler la surface de discontinuité sommitale.

Stade 4 – Dépôt des argiles du Fiqa et orogénèse éoalpine / diagenèse sous enfouissement modéré

Turonien moyen – Maastrichtien moyen

Histoire sédimentaire et cadre structural :

Le bombement périphérique est suivi d'une phase de flexuration de la marge omanaise qui provoque le réennoyage de la plate-forme et l'installation d'un bassin de type *foredeep* (**Patton & O'Connor, 1988**) matérialisé par les dépôts profonds de la formation Muti (appelée Fiqa plus au sud).

Dans la zone du Jebel Akhdar, la présence d'olistolithes et mégabrèches dans ces argiles hémipélagiques (**Breton et al., 2004**) témoigne dans un premier temps de l'activité du front tectonique. L'avènement de cet épisode de restructuration tectonique se traduit par l'obduction de la lithosphère océanique et le charriage des séries sédimentaires de la partie externe de la plate-forme omanaise (nappes Hawasina). Le chevauchement de ces unités de plus de 8 km d'épaisseur (**Breton et al., 2004**) entraîne dans la zone du Nord de l'Oman un enfouissement rapide et très important des formations autochtones au cours du Santonien (**Fig. 8.111**).

Plus au sud, le charriage des unités allochtones se produit au Campanien inférieur (**Warburton et al., 1990**). La zone des foothills d'Adam, située à l'extrémité du front de chevauchement subit alors un enfouissement d'au moins 1000 m, qui correspondrait à l'épaisseur des nappes (**Fig. 8.10**). Leur épaisseur exacte n'est cependant pas connue dans cette zone.

Une phase d'exhumation et d'érosion, ensuite enregistrée jusqu'au Maastrichtien moyen, a pour conséquence une remontée rapide des séries enfouies dans la zone du Jebel Akhdar, qui restent toutefois recouvertes par les nappes et les parties non érodées de l'ophiolite du Samail (**Breton et al., 2004**). Plus au sud dans la zone de Kauther, l'uplift est moins important et estimé à plus de 500 m (érosion d'une partie du groupe Aruma, **Filbrandt et al., 2006**).

Produits diagénétiques et modèle :

Dans le secteur du Jebel Akhdar, des surpressions hydrauliques associées au début de l'enfouissement et aux prémices des déformations éoalpines ont probablement favorisé la fracturation des sédiments peu perméables du Natih E et conduit aux précipitations des **sparites colonnaires C2** et aux injections de brèches ou de sédiments fluidisés dans les fractures hydrauliques. Les faciès plus argileux à la base de la séquence II ont pu jouer le rôle de couverture, permettant l'augmentation de la pression fluide et la génération de ces fractures hydrauliques dans les derniers mètres de la séquence. Cette fracturation interviendrait toutefois avant un enfouissement trop important des séries dans la mesure où les analyses isotopiques de l'oxygène sur les C2 colonnaires (comprises entre -4,68 et -3,74 ‰ PDB) ne montrent pas de fractionnement lié à la température. Elles sont de plus recoupées par plusieurs générations de fractures continues, perpendiculaires au plan de stratification générées lors de l'enfouissement des séries (**Hillgers et al., 2006 ; Holland et al., 2009**).

Plus au Sud, dans la zone des foothills, plusieurs zones sparitiques (**zones C3 et C4 et autres sparites d'enfouissement**) ont été identifiées et reliées à un enfouissement modéré, sur la base de leur caractère pétrographique, de leur signal isotopique ou encore de leur position chronologique au sein de la séquence diagénétique. Ces phases ont été regroupées au sein du **stade mésogénétique A**.

D'un point de vue chronologique, ces zones se forment très probablement avant un enfouissement important de la série, c'est à dire soit pendant le dépôt des séquences supérieures de la Formation Natih, soit pendant le dépôt de la formation Fiqa sous un recouvrement inférieur à 1000-1400 m (**Fig. 8.10**).

Les colorations et les teintes de luminescence traduisent une incorporation variable du fer et du manganèse dans le réseau de la calcite et suggèrent un environnement diagénétique aux conditions sub-oxiques à réductrices.

Les mesures isotopiques du strontium, effectuées sur la zone sparitique C4 pour trois échantillons du secteur du Jebel Madar, plaident pour un fluide parent d'origine externe (au moins en partie) de par leur valeur sensiblement supérieure au $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer au Cénomaniens (**Fig. 8.6**). Les sources radiogéniques ont pu être multiples (argiles de la série, lessivage météorique du craton arabe, percolations au travers des nappes ophiolitiques, remontées hydrothermales etc ...). Une des sources envisageable impliquerait des eaux marines plus jeunes d'âge Campanien. Cette source est cependant peu probable car la série du Natih était à cette période enfouie à environ 2000 m sous les sédiments de la formation Fiqa et les nappes Hawasina (**Fig. 8.10**). Ceci impliquerait une circulation d'eaux marines sous un enfouissement très élevé, ce qui constitue un modèle hydrologique très contestable (e.g., **Warren, 2000; Machel, 2004**). L'influence d'une eau de formation plus ancienne est alors envisageable, par le biais de fluides hydrothermaux remontant le long d'accidents structuraux. Dans ce cas, le fluide externe pourrait correspondre à des saumures basinales plus radiogéniques associées à la mise en place du diapir du Jebel Madar. Alternativement, il pourrait s'agir de fluides ayant interagis avec des sédiments siliciclastiques (riches en Rb et en strontium radiogénique), par exemple par le biais de fluides compactionnels expulsés des formations argileuses sous-jacentes. Une étude microthermométrique des inclusions fluides primaires de C4 (si elles existent ...) permettrait par exemple de préciser la source des fluides parents.

Il est intéressant de noter que les ciments C4 de la zone du Jebel Salakh portent quant à eux un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comparable aux valeurs marines cénomaniennes (**Fig. 8.6**). Cette différence des ratios isotopiques du strontium associée aux C4 indiquerait peut-être des circulations fluides différentes entre les secteurs de Madar et Salakh au début de l'enfouissement des séries de la Formation Natih.

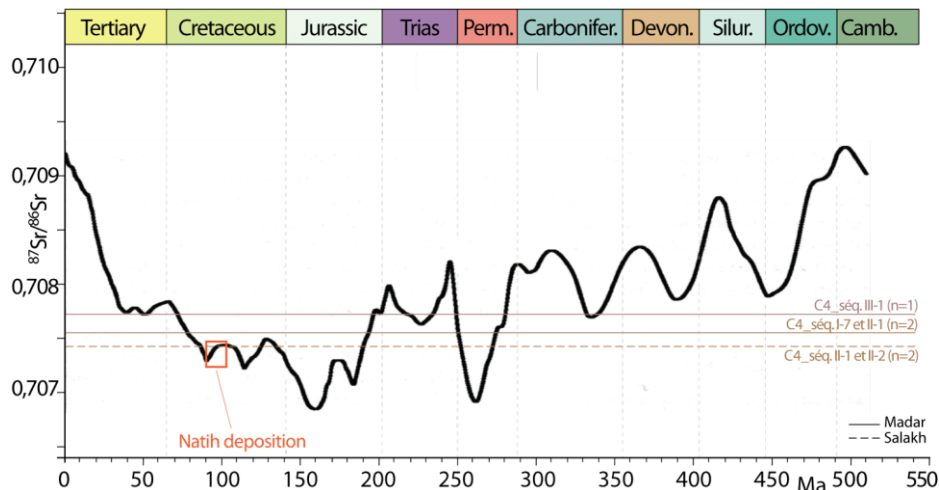


Figure 8.6 : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sur les zones sparitiques C4 comparés à l'évolution des compositions phanérozoïques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fluides marins (McArthur *et al.*, 2001).

La phase de **silicification** et de précipitation de **mégaquartz** observée dans le voisinage des surfaces d'incision témoigne également d'une diagenèse sous enfouissement modéré. En effet les zones de croissances des mégaquartz contiennent des inclusions monophasées aqueuses, vraisemblablement primaires, qui suggèrent des températures de précipitation inférieures à 50-60°C (Goldstein & Reynolds 1994). Plusieurs hypothèses peuvent être discutées pour expliquer l'origine des fluides sursaturés en silice :

- La dissolution de l'opale biogène (opale A) des diatomées, radiolaires et spicules d'éponges de la série pourrait avoir alimenté des silicifications très précoces sous forme de microquartz. Ce mécanisme pourrait notamment être envisagé pour les cherts (silex en microquartz) associés aux faciès riches en spicules d'éponges d'*offshore* inférieur en périphérie du bassin intrashelf, (association de faciès IV-a). En revanche il paraît improbable pour la source des ciments de mégaquartz. Les séquençages diagénétiques montrent en effet que ces mégaquartz n'ont pas précipité précocement, mais relativement tardivement, sous enfouissement. Hors, il paraît impossible que l'opale amorphe des organismes ait pu résister aussi longtemps aux transformations diagénétiques de la série.
- Un apport en silice dissoute depuis une source profonde via une circulation hydrothermale dans un régime haute température (Packard *et al.* 2004; Breesch *et al.* 2006) semble peu compatible avec les températures de précipitations inférieures à 50-60°C suggérées par les inclusions liquides monophasées des mégaquartz.
- La silice des mégaquartz pourrait être issue de la diagenèse des argiles de la série. En particulier, il se pourrait que les transformations des argiles de milieux confinés qui recouvrent l'incision IS2 (séquence II) aient été affectées par des transformations sous un enfouissement modéré. Ces transformations minéralogiques auraient non seulement été une source de magnésium pour la dolomitisation (D2b, D3?), mais aussi source de silice pour la précipitation des mégaquartz (et éventuellement des microquartz). Cette hypothèse aurait l'avantage d'expliquer le fait que les mégaquartz sont surtout localisés au niveau des incisions, juste sous les argiles de milieux confinés.

L'épisode de déformation lié à l'orogénèse éoalpine se traduit principalement dans les dépôts du Natih par la génération de plusieurs familles de fractures (veines, failles...) et débute dans le Jebel Akhdar par un épisode de fracturation hydraulique colmaté par les sparites colonnaires C2. Ces fractures sont ensuite recoupées par plusieurs familles de fractures perpendiculaires, puis parallèles au plan de stratification, dont les variations des orientations répondent à l'évolution des contraintes principales (**Hilgers et al., 2006; Holland et al., 2009; cf. § 7,4-a**).

Dans les parties les plus profondes du bassin flexural, c'est à cette période (après le dépôt des argiles du Fiqa, à la fin du Crétacé) que débute la maturation des faciès de roche mère du Natih et la migration des hydrocarbures actuellement piégés dans les réservoirs des champs de Fahud et de Natih (**Terken, 1999**).

Stade 5 – dépôts paléogènes et orogénèse alpine / diagenèse haute température

Paléocène - Pliocène

Histoire sédimentaire et cadre structural :

Après la phase orogénique éoalpine, la sédimentation sur la marge omanaise est principalement carbonatée entre le Maastrichtien et le Miocène (unités post-nappes). Cette bordure de la plate-forme arabe évolue alors dans un contexte tectonique relativement complexe, les séries sédimentaires enregistrant les effets des différents événements géodynamiques qui affectent les bordures de la plaque arabe : subduction du Zagros du Makran durant le Tertiaire, obduction de l'ophiolite de Masirah à la fin du Crétacé et au Paléocène, ouverture du golfe d'Aden à l'Oligocène, etc (**Razin, 2008**).

Une nouvelle phase de déformation compressive (NE-SW) intervient au Miocène dans un contexte de collision alpine entre l'Arabie et l'Asie (*second alpine event*; **Loosveld, 1996**). Elle est responsable de la structure actuelle des Montagnes d'Oman, qui se caractérise notamment par de vastes structures anticlinales telles que celle du Jebel Akhdar ainsi que celles des « Adam Foothills » où affleurent les séries crétacées de la plate-forme arabe (**Hanna, 1990**).

Enregistrement diagénétique et modèle :

Deux épisodes majeurs ont marqué l'évolution tectonique mésozoïque (orogénèse éoalpine) et cénozoïque (orogénèse alpine) de l'Intérieur Oman. Les phases du stade mésogénétique B pourraient être reliées au second épisode de structuration, sur la base des arguments suivants:

- La chronologie relative des ciments indique que ces phases sont postérieures aux ciments d'enfouissement du stade mésogénétique A.
- Au cours de l'orogénèse éoalpine, les déformations dans la zone de bassin flexural au sud du front de chevauchement (sud des Montagnes d'Oman actuelles) restent modérées (**Loosveld et al. 1996**). Ce régime tectonique paraît peu propice au développement des stylolites verticaux, tels que ceux observés au Jebel Madar.

- Les orientations des fractures cimentées par la dolomite D3 et des stylolites subverticaux concordent avec la direction de contrainte maximale NE-SW associée aux déformations compressives alpines (**Loosveld et al., 1996**). En l'absence de données microthermométriques sur les inclusions fluides, la fracturation et la stylolitisation tectonique constituent les meilleurs jalons utilisables pour le calage des phases mésogénétique.
- Des études publiées dans le secteur du Jebel Madmar associent des remontées de fluides chauds profonds aux épisodes de fracturation, de plissement et de surrection du Jebel au cours du Tertiaire (**De Keijzer et al., 2007, Fig. 7.46**), ainsi qu'un épisode de dolomitisation tardive dans des fractures d'orientation NE-SW (**Csoma et al., 2008, Adams et al., 2010**).

Les **stylolites verticaux** observés dans le secteur du Jebel Madar ont pu se former au début du stade de compression à la fin du Tertiaire. La génération de **calcite C5** est incluse dans les fentes de tension de ces stylolites et s'est donc développée simultanément ou après la stylolitisation. Les isotopes des C5 sont caractérisés par un $\delta^{18}\text{O}$ très faible (-11,25 ‰ v-PDB) et un $\delta^{13}\text{C}$ (- 1,82‰ v-PDB) légèrement négatif (**Fig. 7.39**), qui pourraient s'accorder avec un effet thermique sur l'oxygène et l'incorporation d'un carbone organique.

Les déformations tectoniques engendrent par la suite la réactivation et/ou la génération de nouvelles fractures qui 'ré-ouvrent' vraisemblablement les dépôts du Natih à des circulations de fluides, responsables des précipitations de dolomite et de fluorite.

Au moins deux zones de dolomites tardives, parfois baroques, ont été reconnues (**D3 et D4**).

Les teneurs en strontium de D3 (> 300 ppm) et dans une moindre mesure de D4 (**Fig. 7.32**) apparaissent plus élevées que les valeurs traditionnellement reportées pour des dolomites tardives, généralement comprises entre 50 et 150 ppm (**Veizer, 1983; Gasparrini, 2003**). L'excès de Sr pourrait provenir d'une solution parente saline à hypersaline. Cette hypothèse serait renforcée par les teneurs élevées en Na de D3 et D4 (mesurées sur les échantillons du Jebel Madar) qui sont supérieures à 1000 ppm (**Fig. 7.32**).

Les $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur D3 et D4 (-10,5 < < -7,9 ‰ v-PDB) sont comparables à ceux reportés par de nombreux auteurs sur des dolomites tardives d'enfouissement (entre autres: **Taylor & Sibley, 1986; Barnaby & Read, 1992; Nielsen et al., 1998; Wendte et al., 1998; Boni et al., 2000; Duggan et al., 2001; Gasparrini, 2003; Nader et al., 2004; Packard et al., 2004; Davies & Smith, 2006; Luczaj et al., 2006; Machel & Buschkuehle, 2008; Lopez-horgue et al., 2010; Ronchi et al., 2010**); ce qui conforte pour les dolomites D3 et D4 une origine diagénétique tardive et des températures élevées (> 60 °C) engendrées soit par un enfouissement important (supérieur à 1000 mètres) soit par des remontées de fluides hydrothermaux.

Les dolomites D3 et D4 ont des $\delta^{13}\text{C}$ (0,7 < < 3,7 ‰ v-PDB) proches du signal marin des carbonates cénomaniens, ce qui est compatible avec une source émanant des carbonates encaissants. Les inclusions d'hydrocarbures (IF fluorescentes) piégées dans les dolomites D3 du Jebel Madmar (**Fig. 7.63-C; Csoma et al., 2008; Adams et al., 2010**) proviendraient probablement d'une migration d'huile associée à ces fluides dolomitisant, sans toutefois qu'elle n'ait contribué à modifier le $\delta^{13}\text{C}$ par l'apport d'un carbone organique.

Les ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sur les zones D3 et D4 sont très dispersés mais significativement supérieurs à ceux des eaux de mer du Crétacé (**Fig. 8.7**), à l'exception d'une mesure (0,707478) effectuée sur la zone D3 du Jebel Akhdar qui serait compatible avec des eaux marines de la fin du Crétacé. A l'extrême, les ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des zones D3 et D4 du secteur du Jebel Madar sont quant à eux supérieurs à ceux des eaux de mer du Phanérozoïque (**Fig. 8.7**). La disparité des ratios $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des zones D3 et D4 entre les différents secteurs d'étude (**Fig. 8.7**) pourrait suggérer des interactions très locales de leur fluide parent avec différentes formations. Cela signifierait alors qu'au moment de la précipitation de D3, les différents secteurs d'étude, selon leur paléogéographie et leur histoire de structuration offrent des chemins de circulations de fluides distincts.

Au Jebel Madar, le fluide radiogénique parent de D3 pourrait avoir interagit avec des sédiments siliciclastiques ou des roches du socle. Pourraient notamment être envisagées des circulations hydrothermales ayant cheminé au travers des évaporites précambriennes de l'Ara, au cœur du diapir du Jebel Madar.

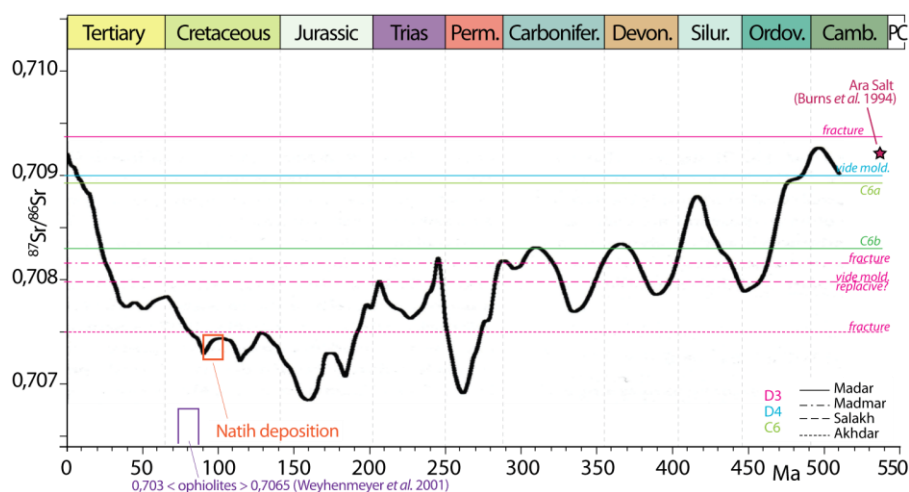


Figure 8.7 : Zoom sur l'évolution des compositions phanérozoïques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fluides marins (**McArthur et al., 2001**) avec les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sur les zones dolomitiques D3/D4 et sparitiques C6 à l'affleurement.

En l'absence d'un cadre thermométrique précis, il reste difficile de préciser l'origine des fluides parents des dolomites tardives qui pourraient par exemple provenir d'eaux de formation profondes expulsées le long d'accidents tectoniques ou d'eaux météoriques modifiées circulant à de grande profondeur.

Stade 6 – Exhumation des terrains / télogénèse

Néogène

Histoire sédimento-structurale :

La surrection des séries mésozoïques et leur mise à l'affleurement à lieu au cours du Néogène, dans un contexte de collision alpine entre l'Arabie et l'Asie dans la zone du Zagros, et d'ouverture de la Mer Rouge et du golfe d'Aden (*second alpine event*; **Loosveld, 1996**). Dans les secteurs de la zone de faille de Maradi, de l'arche de Salakh ou encore dans les dômes salifères de l'est du bassin de Ghaba, un *uplift* résiduel (total) atteignant 2 km est

reporté par **J. Filbrandt et al. (2006)**. La magnitude de cet uplift est estimée (i) d'après les anomalies des vitesses sismiques mesurées dans les argiles du Fiqa comparées aux courbes d'enfouissement et (ii) d'après l'estimation des quantités d'érosion sous les discontinuités régionales. Ces auteurs proposent que l'essentiel de cet uplift soit accommodé pendant le Miocène et le Pliocène-Pléistocène, avec une quantité d'uplift limitée à la fin du Crétacé. Dans le secteur des montagnes d'Oman (Jebel Akhdar) l'uplift des séries mésozoïques est plus complexe et polyphasé avec premièrement la création d'un relief amenant à l'érosion d'une partie des unités allochtones à l'issue des déformations éoalpines du Crétacé terminal et deuxièmement une surrection généralisée entre l'Oligocène et le Miocène inférieur (**Searle, 2007**). L'analyse des traces de fission sur des apatites et des zircons provenant de roches métamorphiques et plutoniques du Jebel Akhdar et du Saih suggère un refroidissement de plus de 100°C au Cénozoïque moyen à terminal, accompagnant une dénudation, estimée à plus de 3 km (**Mount et al., 1998; Poupeau et al., 1998**).

Histoire diagénétique

Au cours de leur soulèvement, les sédiments du Natih sont progressivement soumis à des circulations de fluides en connexion avec la surface.

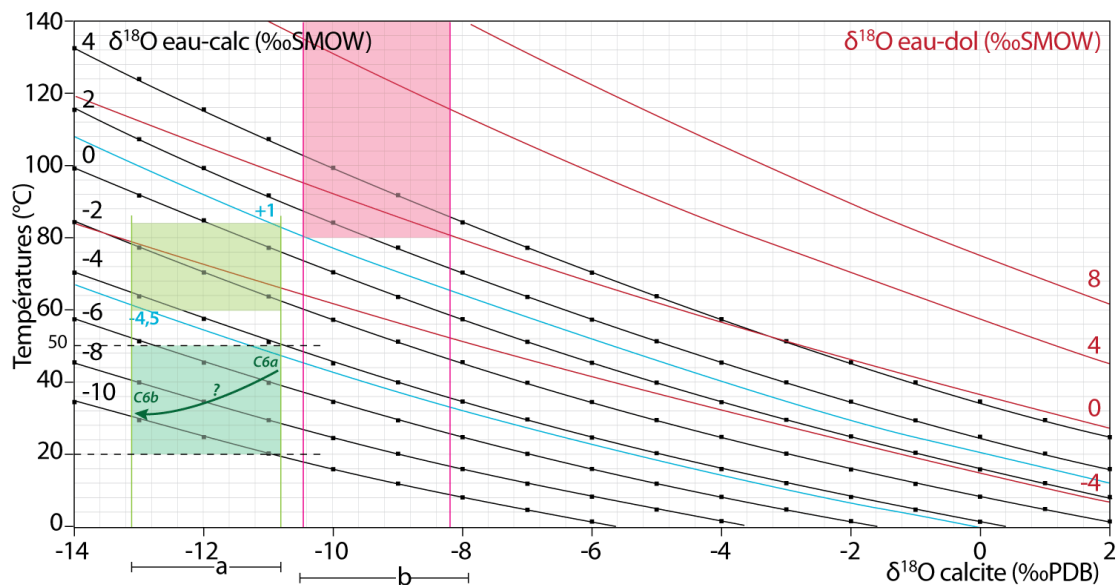
Les **sous zones sparitiques** de **C6** retracent assez bien cette évolution au travers de leurs luminescence zonée et très contrastée: (1) la sous-zone C6a, caractérisée par des teintes orangées moyennement luminescentes et des zonations concentriques se met en place dans des conditions réductrices à sub-oxiques, tandis que (2) la sous-zone C6b, non-luminescente, avec de fines bandes luminescentes marque clairement un retour à des conditions oxydantes dans un aquifère phréatique marqué par des périodes de stagnation ou de renouvellement des eaux, à l'origine des fines bandes luminescentes.

Les $\delta^{13}\text{C}$ négatifs de ces ciments ($m = -5,65 \pm 2,22 \text{ ‰ v-PDB}$) suggèrent une contribution de carbone organique. Deux sources peuvent être envisagées: (1) l'incorporation de ^{12}C dérivé de l'oxydation de zones de sols riches en carbone organique (**Lohmann, 1988**); (2) l'incorporation de carbone issus de la dégradation biochimique (BSR) ou thermochimique (TSR) de la matière organique. Les phénomènes de réduction thermique des sulfates (TSR) ne débutent jamais avant des températures inférieures à 110°C, voir 140 °C (e.g. **Nöth, 1997; Machel, 2001**), ce qui est peu compatible avec l'enfouissement supposé des séries carbonatées du Natih au Néogène (**Fig. 8.10**), sauf en cas d'hydrothermalisme durable. Dans la mesure où aucun produit diagénétique fréquemment associé aux réactions de la TSR (précipitations de galène, sphalérite, pyrite ou encore bitume; **Machel, 2001**) n'a été identifié en association avec les ciments C6, la TSR apparaît ici peu plausible. Le régime thermique de la BSR (entre 0 et 60-80 °C; **Machel, 2001**) est plus cohérent avec l'enfouissement des séries du Natih au Néogène (**Fig. 8.10**) mais le caractère oxydant des fluides parents des C6 est, lui, peu compatible avec le milieu réducteur attendu pour la réduction des sulfates. Au final, l'hypothèse d'un carbone léger issu des sols organiques qui se développaient à plusieurs dizaines ou centaines de mètres au-dessus du Natih apparaît la plus plausible. Dans ce cas, l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ vers des valeurs plus négative entre les sous-zones C6a et C6b (de -3,20 à -8,58 ‰ v-PDB, **Fig. 7.39**) pourrait indiquer dans un premier temps des circulations

profondes d'eaux météoriques dont le $\delta^{13}\text{C}$ deviendrait tamponné par les roches encaissantes (précipitation de la sous-zone C6a). Dans un deuxième temps, une nouvelle recharge en eaux météoriques dans un aquifère plus oxydant et probablement moins profond amènerait des eaux chargée en carbone léger dérivé des sols (précipitation de la sous-zone C6b). Suivant cette hypothèse, C6a et C6b seraient les témoins de la progression de l'érosion continentale qui a présidé à la genèse de la surface topographique actuelle.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des C6, très faibles ($m = -11,96 \pm 1,15 \text{ ‰ v-PDB}$) peuvent être expliquées par un fluide parent dont le $\delta^{18}\text{O}$ est fortement négatif (**Fig. 8.8**). En choisissant un intervalle de température peu élevé entre 20 et 50 °C - ce qui serait compatible avec un enfouissement des séries du Natih n'excédant pas 1000 m (en prenant un gradient géothermique de 3 °C/ 100 m, et une température de surface > 20 °C) - les $\delta^{18}\text{O}$ des fluides parents des C6 varient entre -4,04 et -12,14 ‰ v-SMOW (**Fig. 8.8**). De telles valeurs sont nettement plus négatives que les mesures actuelles du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluies et de subsurface du Nord de l'Oman comprises entre -5 et +2 ‰ v-SMOW (**Weyhenmeyer et al., 2002**). En revanche elles sont compatibles avec les $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations tropicales dérivées du Sud de l'Oman, compris entre -21 et -2 ‰ v-SMOW (**Weyhenmeyer et al., 2002**). Les auteurs de cette étude démontrent qu'à la fin du Pléistocène, les recharges météoriques sur l'Oman provenaient essentiellement de sources du sud, en raison du tarissement des apports d'humidité du Nord ('front méditerranéen') lié à un climat plus aride dans les régions d'Europe du Sud, Afrique du Nord et d'Arabie à cette période. Il est intéressant de noter que cette même source des recharges des eaux météoriques de subsurface en provenance du Sud a été mise en évidence à partir de l'analyse des isotopes du deutérium d'inclusions fluides contenues dans des ciments calcitiques phréatiques de cavités pléistocènes au Jebel Madar (**Immenhauser et al., 2007**).

A l'échelle des sous-zones de C6, une évolution vers des $\delta^{18}\text{O}$ plus négatifs entre les sous-zones C6a et C6b (de -10,52 à -13,51 ‰ v-PDB, **Fig. 7.39**) pourrait indiquer des fluides dont le $\delta^{18}\text{O}$ serait plus négatif si on assume que la température diminue en lien avec l'uplift de la série carbonatée (**Fig. 8.8**, flèche verte).



a- Moyenne \pm écart type de toutes les mesures effectuées sur les zones sparitiques C6 (-11,96 ‰ V-PDB \pm 1,15; n= 4).

-4,5 / + 1 ‰ V-SMOW: Intervalle du $\delta^{18}\text{O}$ d'échantillons d'eaux souterraines mesurées actuellement dans le Nord de l'Oman (Weyhenmeyer *et al.* 2002).

b- Moyenne \pm écart type de toutes les mesures effectuées sur les zones dolomitiques D3 et D4 (-9,32 ‰ V-PDB \pm 1,14; n= 5).

Figure 8.8: Diagramme de fractionnement à l'équilibre entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite (‰ v-PDB), de l'eau (‰ v-PDB) et la température, pour les zones dolomitiques D3/D4 et les zones sparitiques C6.

Les ciments C6 sont reportés par leur valeur moyenne \pm écart type (intervalle a). Le carré vert clair donne des températures variant entre 60 et 80 °C si le fluide parent varie entre -4,5 et +1 ‰ v-SMOW. Le carré vert foncé indique des fluides parents variant entre environ -12 et -4 ‰ v-SMOW si les températures sont fixées à 20 - 50 °C. La flèche verte indique une évolution possible des fluides parents entre les sous zones C6a et C6b.

Les courbes sont construites d'après l'équation de fractionnement de la calcite (Anderson & Arthur, 1983) et de la dolomite (Land, 1985).

A. Immenhauser *et al.* (2007) ont étudié d'épais placages calcitiques cimentant des cavités karstiques d'âge supposé pléistocène dans le Jebel Madar. Ils proposent qu'une des sources alimentant le système karstique provienne d'eaux météoriques réchauffées *et altérées* chimiquement lors de circulation profonde qui atteindraient le cœur diapirique du Jebel Madar. L'autre source provenant de la percolation d'eaux météoriques depuis la surface. Il est intéressant de noter que les caractéristiques géochimiques des zones sparitiques C6 de la présente étude sont dans un domaine de valeur comparables à celui de ces calcites décrites par **A. Immenhauser *et al.* (2007)** (Fig. 8.9). De manière similaire, **L. Breesch *et al.* (2011)** documentent dans la péninsule de Musandam, des calcites post-tectoniques (ciments de blocage limpides et non clivés, stalagmites et précipités karstiques) dont la pétrographie et le signal isotopique sont assez semblables aux sparites C6 et aux calcites d'**A. Immenhauser *et al.* (2007)**. Elles sont, dans cette étude, associées des infiltrations d'eaux météoriques plus ou moins réchauffées et des karstifications télogénétiques affectant des formations mésozoïques.

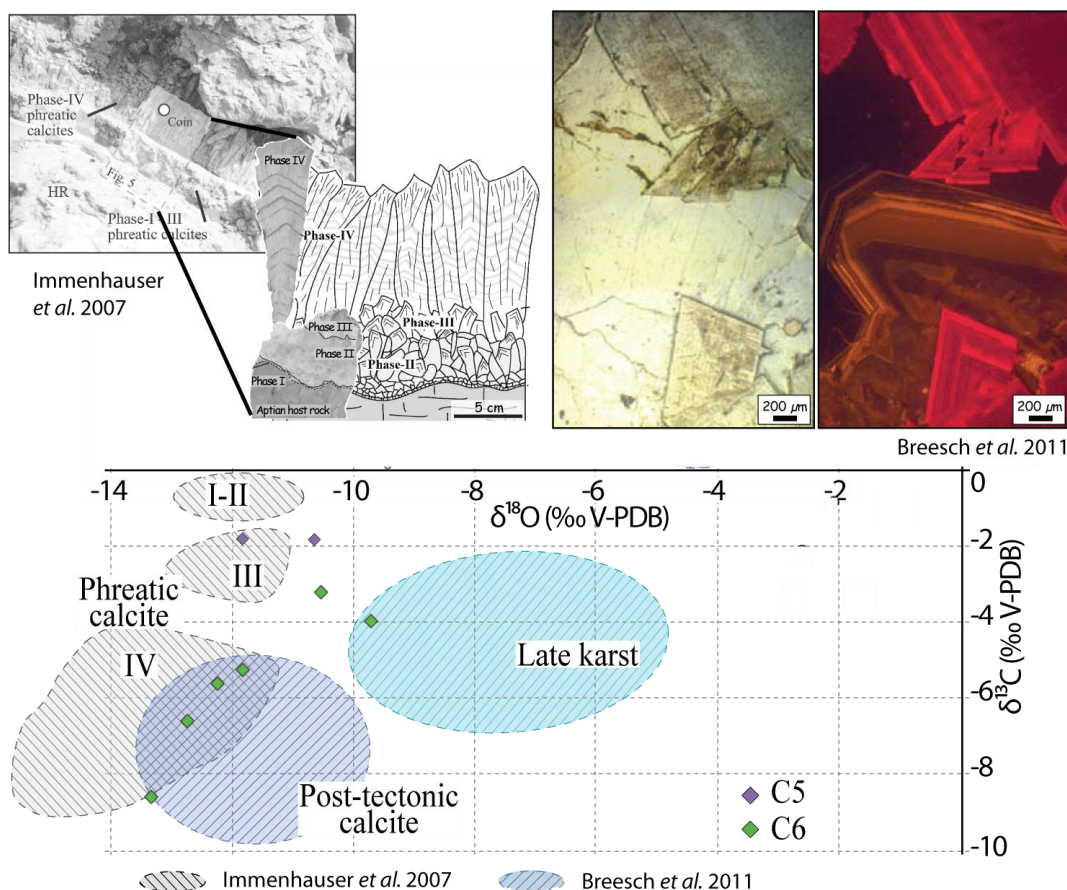


Figure 8.9 : Comparaison des sparites C6 avec des calcites récentes provenant du Jebel Madar (**Immenhauser et al., 2007**) et de la péninsule de Musandam (**Breesch et al., 2011**).

Les isotopes du strontium, mesurés sur les zones C6a et C6b, confirment l'influence de fluides externes au système du Natih. Leurs valeurs (0,708911 pour C6a et 0,708284 pour C6b; n=2; **Fig. 8.7**) indiquent soit les interactions avec des fluides marins d'âge Tertiaire, soit l'influence de fluide de formations paléozoïques et infracambriennes, ou encore des interactions avec des roches siliciclastiques.

L'uplift des terrains est enfin associé à des phénomènes de dissolution et d'altération tégogénétiques. Des réactions de **dédolomitisations** (dissolution de la dolomite D3, précipitation de calcite) ont été observées, par exemple dans le secteur de Madmar 6 (**Fig. X; dédolsecteurMadm**). La géochimie de ces phases d'altérations récentes n'a pas été étudiée dans le détail. Cependant il pourrait être intéressant de les comparer aux suites d'altérations (calcitisations et dédolomitisations) récemment étudiées dans des corps dolomitiques affectant les formations jurassiques du Jebel Akhdar (**Vandeginste & John, 2012**). Ces auteurs montrent l'influence probable des fluctuations climatiques (régimes humides Vs arides) entre le Pléistocène et l'Holocène sur la nature des produits diagénétiques d'altération et leur signal géochimique.

Page suivante - Figure 8.10: Chronologie possible des différentes phases de cimentations dans la zone des *foothills* (secteurs des Jebels Madar, Madmar et Salakh) en relation avec un diagramme d'enfouissement.

Pour la construction de la courbe d'enfouissement, l'épaisseur de la formation du Natih, ainsi que la quantité érodée sous la discontinuité du Turonien moyen constituent des estimations globales (dans le détail des variations interviennent entre les différents secteurs des *foothills*; **van Buchem et al., 2002; Homewood et al., 2008; Razin, 2008**). Dans cette zone, le charriage des nappes est daté du Campanien inférieur (**Breton et al., 2004**). L'épaisseur de la formation Fiqa est estimée d'après les logs composites de puits des zones de Kauther et Abeer. L'épaisseur des nappes n'est pas précisément connue. D'après une section sismique interprétée passant par le Jebel Madar (**Mount et al., 1998; Fig. 7.2**) la base des nappes est pointée à environ 0,8 secondes; en prenant une vitesse de propagation dans les sédiments Hawasina de 3948 m/s (**Al-Lazki et al., 2002**), l'épaisseur des sédiments Hawasina serait d'environ 1600 m (cette épaisseur pourrait correspondre à un mélange de nappes et de sédiments de la formation Fiqa). **J. Filbrandt et al. (2006)** reporte une érosion d'environ 500 m du groupe Aruma entre la fin du Crétacé et le début du Paléogène au sud-ouest de la zone de Kauther. Les épaisseurs des formations des groupes Hadhramaut et Fars ne sont pas réellement connues dans le centre de l'Oman; les épaisseurs reportées ici sont des estimations (**Razin, pers. comm.**).

Page suivante - Figure 8.11: Chronologie possible des différentes phases de cimentations dans la zone du Jebel Akhdar en relation avec un diagramme d'enfouissement.

Dans cette zone, le charriage des nappes s'établit du Coniacien au Campanien (**Breton et al., 2004**). L'enfouissement des séries mésozoïques est supposé supérieur à 10 km, d'après les épaisseurs reconstituées de la croûte océanique obductée et des séries allochtones (**Al-Lazki et al., 2002; Breton et al., 2004**). Pour autant, les températures maximales supposées d'après le degré de métamorphisme observé sur les séries autochtones avoisinent les 200 °C (**Breton et al., 2004**). Les terrains allochtones au sud du Jebel Akhdar sont partiellement exhumés dès la fin du Crétacé, puisque les formations Qalah puis Simsima reposent en discordance sur les ophiolites et sur les nappes (**Glennie et al., 1974**). Schémas de l'évolution structurale du Jebel Akhdar (**Holland et al., 2009**): a) dépôt d'une pile sédimentaire épaisse, majoritairement carbonatée du Permien au Crétacé; b) réseaux de fractures perpendiculaires au plan de stratification, cimentées par de la calcite, initiées par l'augmentation de la pression lithostatique au cours de l'enfouissement. (Signal isotopique dans ces fractures tamponné par l'encaissant: **Hilgers et al., 2006**); c) cisaillement parallèle au plan de stratification relié à l'évènement éoalpin. Fluides en surpressions sous l'effet des contraintes tectoniques, des différentiels de compaction et des processus de cimentation (**Hilgers et al., 2006**); d) Failles normales et fractures au cours de l'exhumation; diminution de la pression fluide et augmentation de la perméabilité totale (via les réseaux de fractures); influx de fluides météoriques et $\delta^{18}\text{O}$ plus négatif dans les ciments des fractures (**Hilgers et al., 2006**).

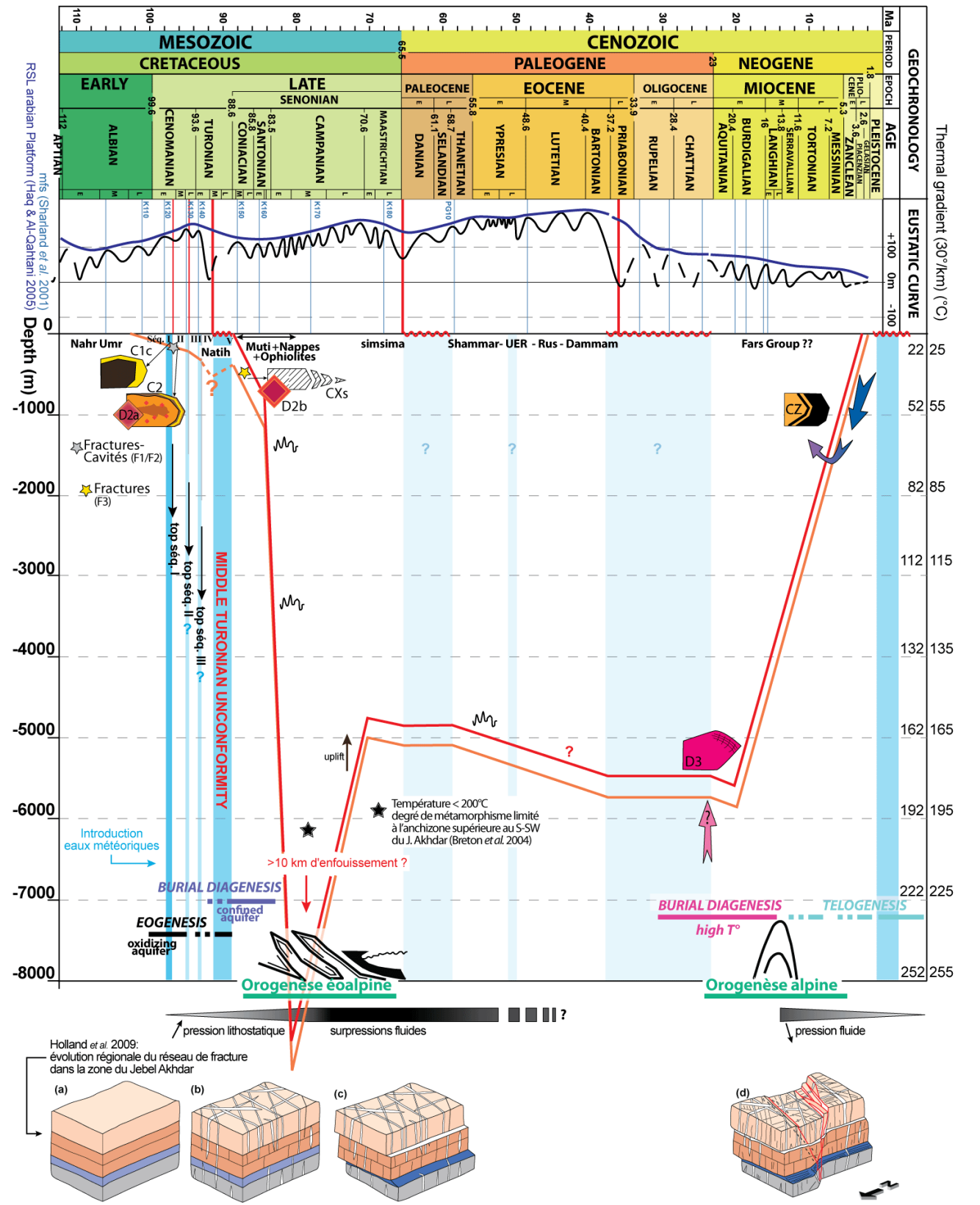
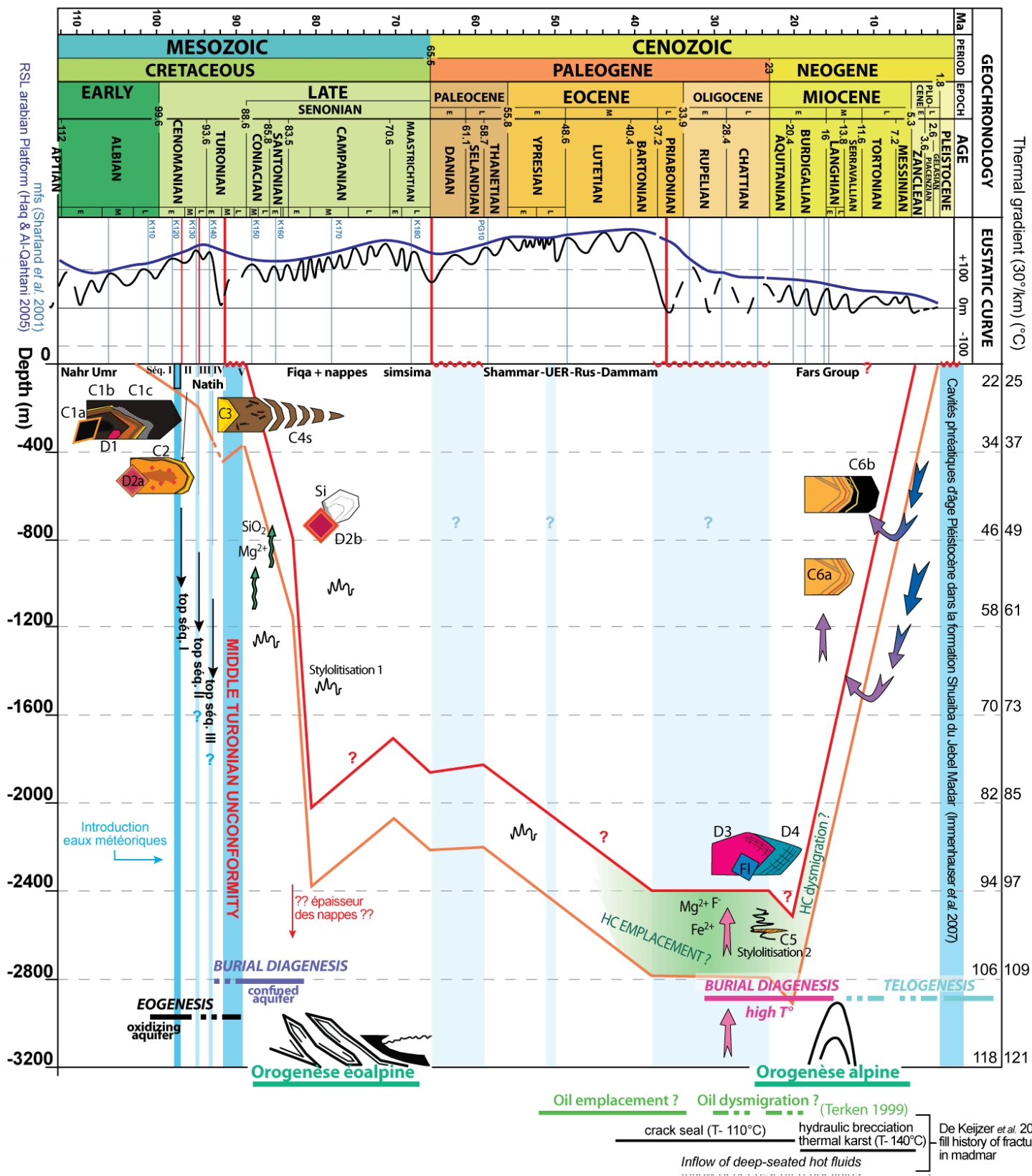


Figure 8.10: Chronologie possible des différentes phases de cimentations dans la zone des foothills (secteurs des Jebels Madar, Madmar et Salakh) en relation avec un diagramme d'enfouissement

Figure 8.11: Chronologie possible des différentes phases de cimentations dans la zone du Jebel Akhdar en relation avec un diagramme d'enfouissement.

CHAPITRE 9- ANALYSE SEDIMENTO-DIAGENETIQUE DE LA FORMATION NATIH EN SUBSURFACE

Ce chapitre a pour but d'établir le cadre diagénétique de la Formation Natih en subsurface à partir de l'étude de 5 puits carottés dans les champs de Fahud (F-382H1, F-391H1, F-394H1 et F-397H2) et Yibal (Y-448H1).

L'intérêt d'une analyse sédimento-diagénétique des séries de la Formation Natih en subsurface est de dresser de manière exhaustive la succession des phases et des évènements diagénétiques observés dans ces puits et de les comparer avec les séquençages et modèles diagénétiques établis dans le chapitre précédent pour les affleurements. Deux questions sous-tendent cette problématique:

- Est-il possible de trouver en subsurface la signature diagénétique des discontinuités intraformationnelles qui ponctuent les dépôts de la Formation Natih ?
- Comment se caractérisent, d'un point de vue diagénétique, la formation et la préservation des qualités réservoir au sein de cette formation? En effet, l'histoire d'enfouissement des dépôts dans les champs étudiés diffère de celle des roches analysées en surface, par le fait qu'à un moment donné de leur évolution, les unités réservoir ont été mises en charge et préservées jusqu'à aujourd'hui où elles forment des réservoirs pétroliers exploités. - L'acquisition et la préservation ou non des qualités réservoir au sein de la Formation Natih seront exposées et discutées dans la partie suivante (Partie 3: propriétés réservoir et contrôles sédimento-diagénétiques). -

9.1-Secteur 5- Le champ de Fahud

9.1.1 Cadre général

L'architecture stratigraphique haute résolution de la Formation Natih a été établie à partir des corrélations entre des coupes réalisées à l'affleurement sur le flanc sud du Jebel Akhdar et dans les Foothills d'Adam (**van Buchem *et al.*, 1996, 2002a ; Homewood *et al.*, 2008**). Ce modèle stratigraphique a été étendu vers l'ouest jusque vers les champs pétroliers de Natih et Fahud à partir de données de forage (**van Buchem *et al.*, 2002 ; Grélaud, 2005**) et de données de sismique pétrolière (**Grélaud, 2005 ; Grélaud *et al.*, 2006**). Sur la base de ces travaux, un transect de corrélations est proposé dans la **figure 9.2**, qui intègre la partie occidentale de la plate-forme, à l'ouest du bassin intrashelf. En effet, les puits étudiés se situent dans une position paléogéographique 'miroir' des affleurements des Foothills d'Adam par rapport au bassin intrashelf (**Fig. 9.3-A**). Le champ de Fahud serait alors dans une position légèrement plus distale par rapport à celle des affleurements.

Dans le secteur de Fahud, l'évolution des dépôts au sein de la Formation Natih est très similaire à celle décrite sur le terrain (**van Buchem *et al.*, 1996, 2002**), malgré une augmentation relativement importante de l'épaisseur des différentes unités stratigraphiques, à partir de la séquence I-7 (**Fig. 9.2** et **Fig. 9.3-B**). Cette variation d'épaisseur a été interprétée

au sein de la séquence II comme résultant de déformations tectoniques à grande longueur d'onde (plus de 50 km) et faible amplitude (10 à 20 m) (Grélaud *et al.*, 2010). Il se pourrait que les prémices de cette déformation soient enregistrées dès la fin de la première séquence à l'ouest du bassin ou bien que de légers mouvements salifères dans le bassin de Fahud génèrent localement un épaissement des dépôts.

La **figure 9.1** propose un schéma simplifié de l'évolution géométrique et stratigraphique de la première séquence de dépôt en fonction des variations relatives du niveau de la mer et des paramètres tectoniques.

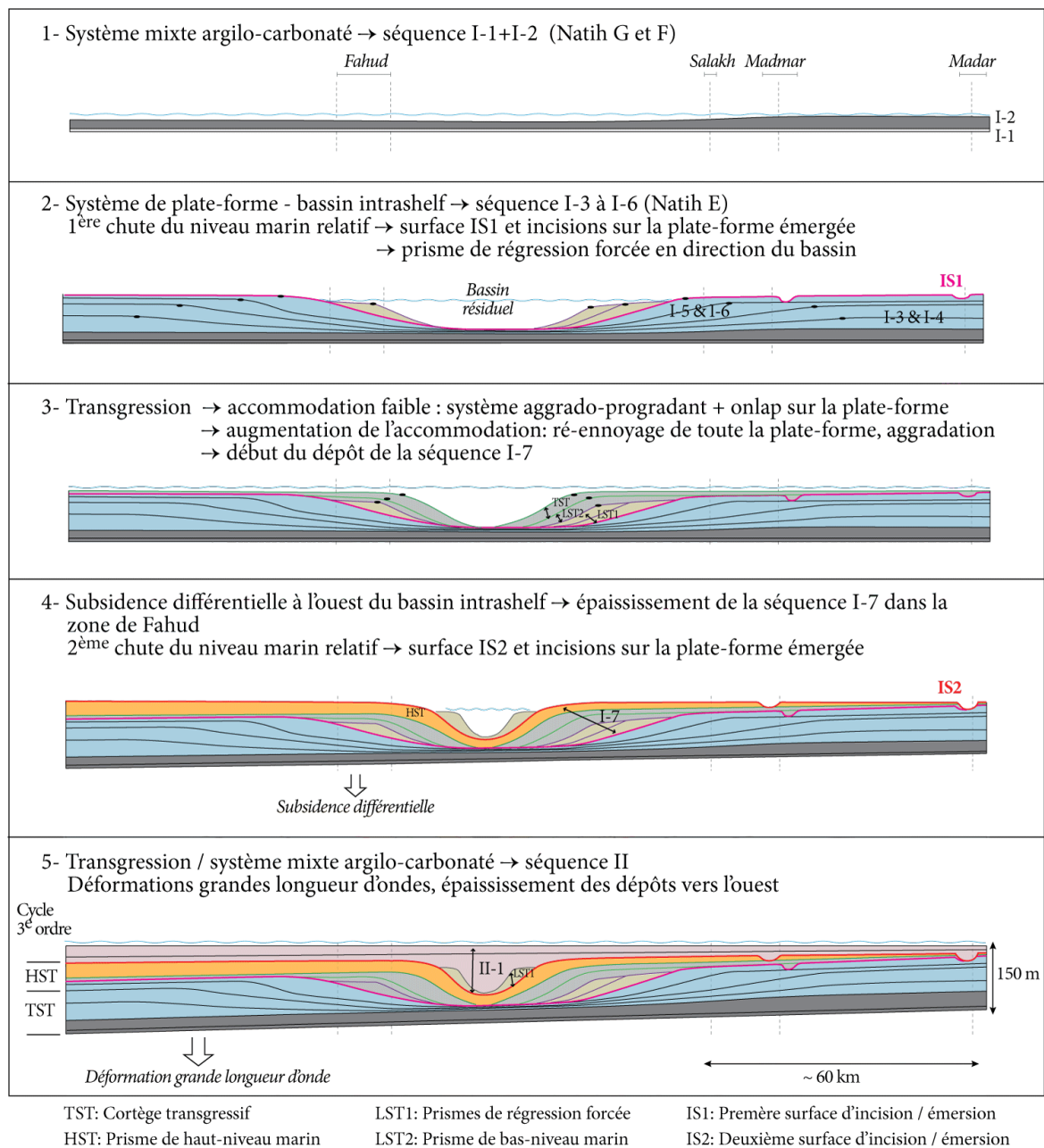
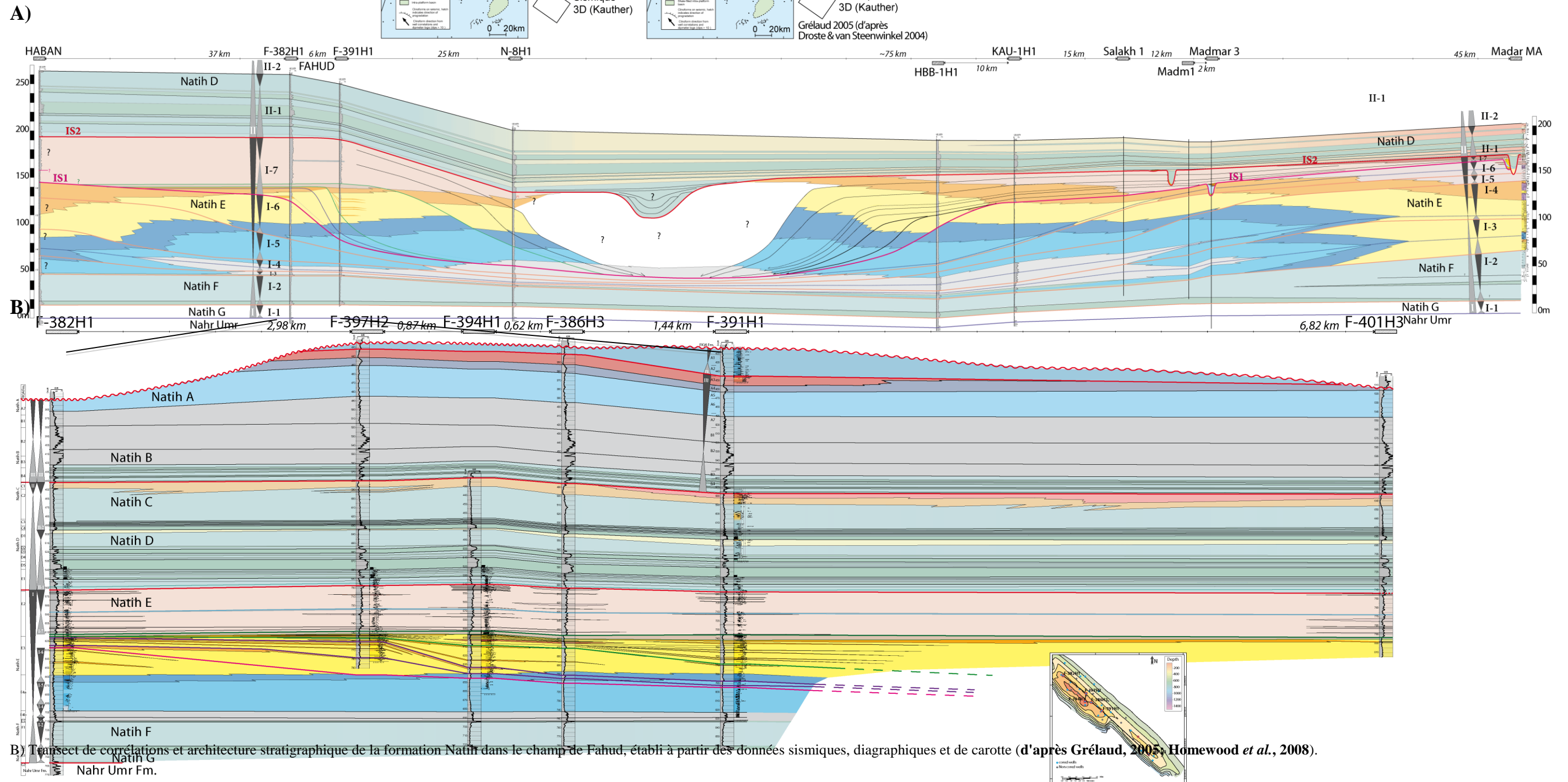
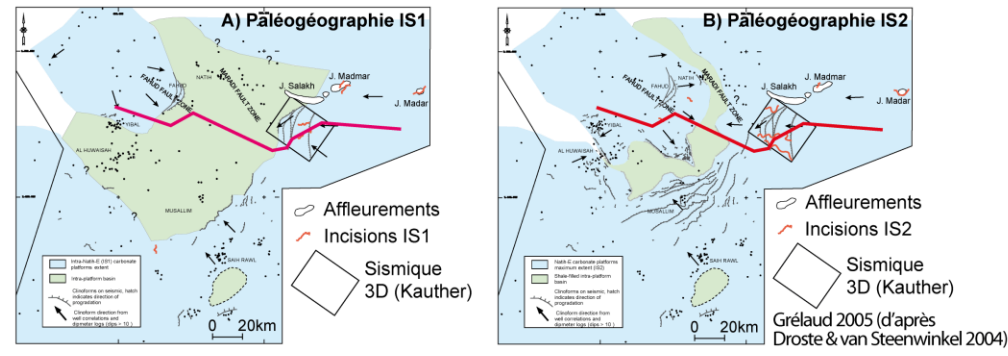


Figure 9.1: Evolution géométrique de la première séquence de dépôt de la Formation Natih, de part et d'autre du bassin intrashelf.

Figure 9.2: Transects de corrélations affleurements – subsurface

A) Corrélations régionales et interprétation stratigraphique de la séquence I de part et d'autre du bassin intrashelf (d'après les corrélations de van Buchem *et al.*, 1996, 2002; Grélaud, 2005).



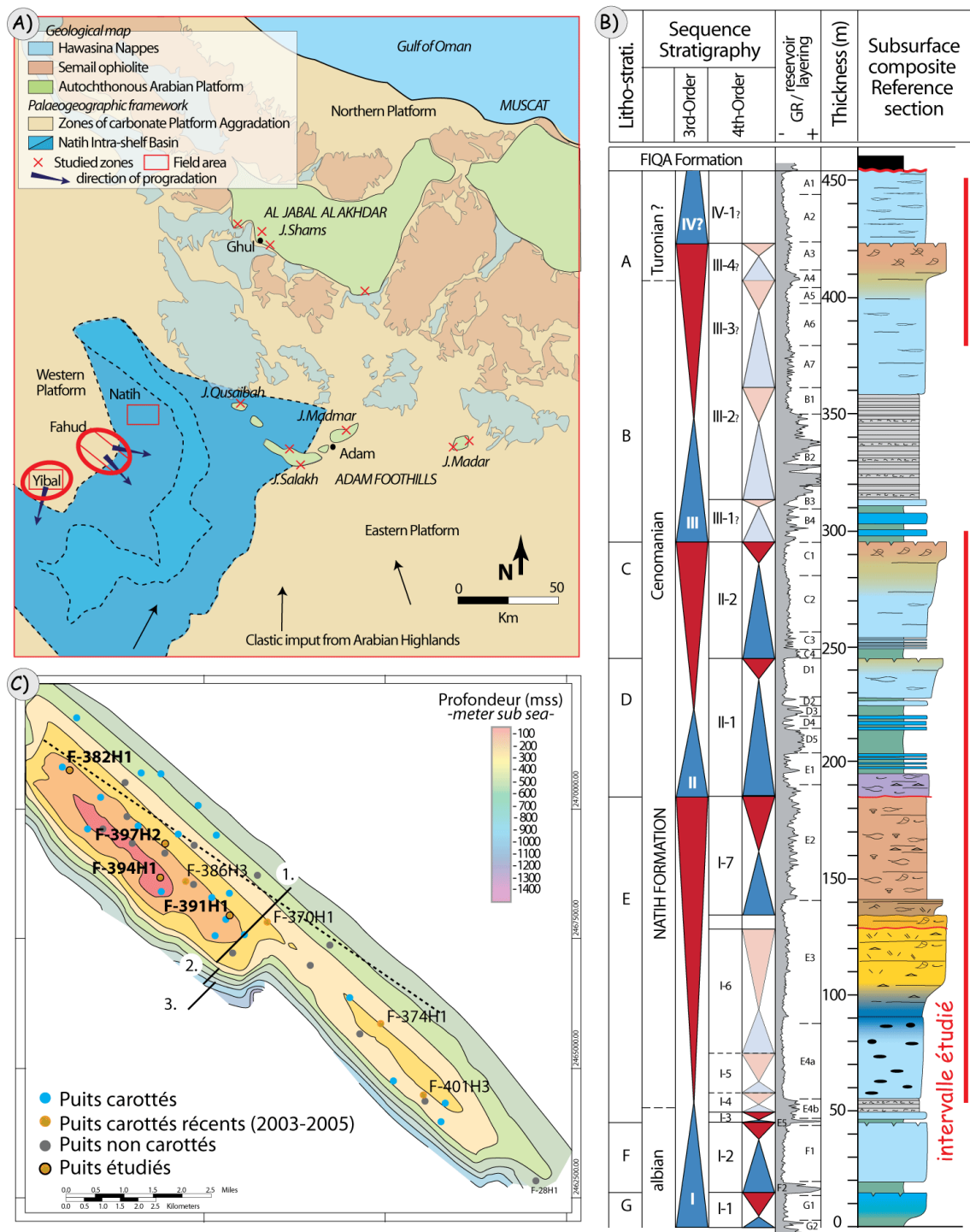


Figure 9.3: Présentation des données de subsurface.

A) Carte géologique du Nord de l'Oman, illustrant les secteurs étudiés et la position paléogéographique du bassin intrashelf initial et résiduel de la Séquence I (unités structuro-sédimentaires d'après la carte géologique du Sultanat d'Oman 1:1000000 (Le Métour *et al.*, 1993); paléogéographie du bassin intrashelf d'après Grélaud, 2005); B) section composite de la Formation Natih d'après les données de puits, les unités réservoirs notées de G2 à A1 sont reportées face à la diagraphie du gamma ray; C) Carte de contours en profondeur du champ de Fahud, indiquant la localisation des puits étudiés; les numéros 1 à 3 se réfèrent aux 3 enveloppes qui composent la structure du champ de Fahud: 1. la surface d'érosion au sommet du Natih A; 2. des cicatrices de glissement; 3. l'escarpement de faille (d'après Nicholls *et al.*, 1999), cf. Fig. 9.4-A. Le trait en pointillé correspond à la localisation du profil sismique de la figure 9.8-A.

Le champ de Fahud est situé à environ 60 km à l'ouest des *Foothills* d'Adam, enfoui à très faible profondeur : la crête du champ se trouve approximativement à 70 m sous le niveau

de la mer. Il est formé par une structure monoclinale allongée, de 16 km de long et 2,5 km de large, bordée au SW par une faille majeure ancrée dans le socle, d'orientation NW-SE et d'environ 800 m de rejet. Pendant le dépôt de la Formation Natih, la faille semble inactive comme en témoigne une épaisseur constante des dépôts et une absence de changements de faciès de part et d'autre de cette faille. Une réactivation de cette faille crustale a lieu du Santonien terminal au Campanien terminal, pendant le dépôt de la formation Fiqa qui s'épaissit alors en direction du mur de la faille (**Filbrandt et al., 2006**). Cet épisode en extension résulte vraisemblablement des déformations tectoniques éoalpines associées, dans le nord de l'Oman, à l'obduction de la croûte océanique et au charriage d'unités allochtones. Des cicatrices d'arrachement en crête de la structure suggèrent un épisode de glissement (**Nicholls et al., 1999**) qui affecte les unités du Natih A au Natih D, dont les niveaux argileux ont pu jouer le rôle de zone de décollement (**Fig. 9.4-A**). L'unité plus massive du Natih E n'est pas affectée par ce glissement et une rupture de pente est fréquemment observée le long de la surface d'érosion au niveau du sommet du Natih E (**Fig. 9.4-A**). La mise en relief du Jebel Fahud est due au dernier épisode de déformations tectoniques alpines qui amènent, à la fin du Tertiaire, à la réactivation des structures en système compressif NE-SW (**Loosveld et al., 1996**). Les unités réservoir de la Formation Natih présentent un pendage de 15° vers le NE.

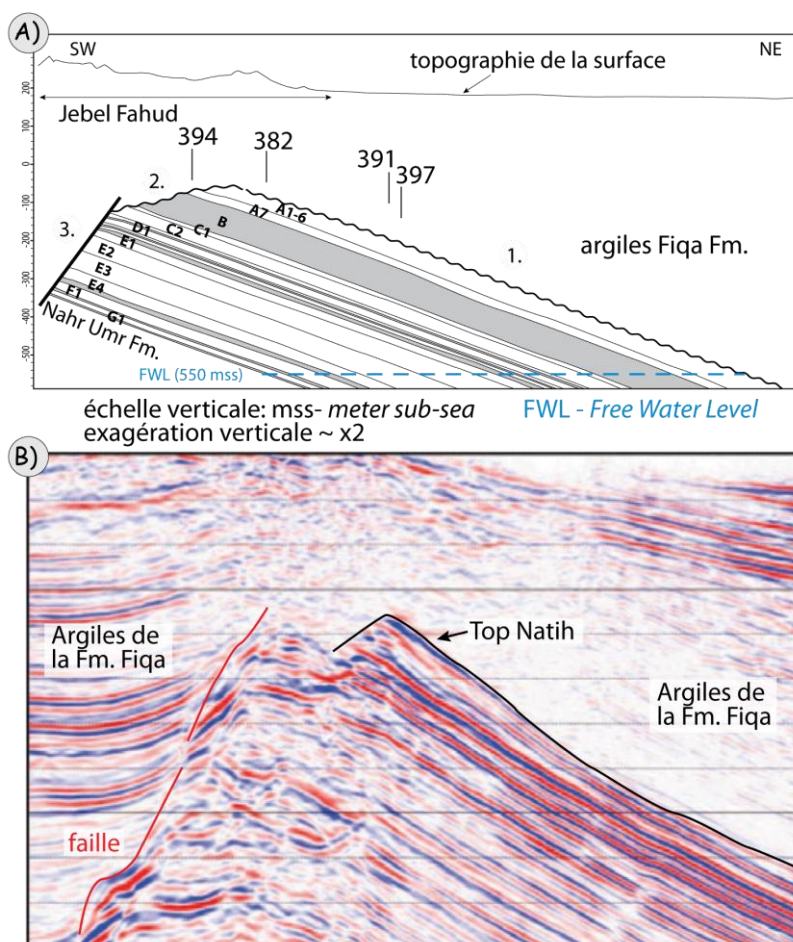


Figure 9.4: Le champ de Fahud.

A) Section schématique des unités de la Formation Natih le long d'une coupe SW-NE du champ de Fahud;

Les unités G1 à A1 correspondent au découpage réservoir de la formation (**Hughes-Clarke, 1988; Scott, 1990**); les numéros 1 à 3 se réfèrent aux 3 enveloppes qui composent la structure: 1. la surface d'érosion au sommet du Natih A; 2. des cicatrices de glissement; 3. l'escarpement, de faille (**d'après Nicholls 1999**); B) Section sismique NE-SW passant par la structure de Fahud (section sismique: **Corsten et al. 2005**)

9.1.2 Architecture des séquences de dépôt, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces

Dans la zone de Fahud, les travaux de stratigraphie sismique associés à l'analyse des diagraphies et des carottes disponibles, intégrant les résultats des corrélations affleurements-subsurface sur la plate-forme orientale, ont été utilisés pour reconstruire l'évolution stratigraphique des quatre séquences qui composent la Formation Natih (**Grélaud, 2005; Homewood et al., 2008; Fig. 9.2**).

Ces travaux ont permis, par exemple, de mettre en évidence une série de cliniformes dans la première séquence de dépôt, indiquant une progradation vers le sud-est (**Grélaud, 2005**). Au sein de la séquence II, ils révèlent le développement plus important du terme régressif de la séquence II-2 constitué d'un intervalle réservoir riche en rudistes, par rapport à celui très réduit des affleurements (**Razin, 2008**).

Plusieurs surfaces remarquables ont été identifiées à partir des analyses de carottes et des diagraphies. Les surfaces correspondant aux principales limites de séquences ou aux sommets de cycles de haute fréquence sont présentées dans les paragraphes suivants et accompagnent la description des séquences de dépôt de la Formation Natih dans le secteur de Fahud.

Des logs sédimentologiques (**Fig. 9.6 ; 9.10 et 9.14**) restituent les observations macrofaciologiques effectuées sur des carottes récentes (**Fig. 9.5**) provenant de quatre puits du champ de Fahud (F-382H1; F-391H1; F-394H1 et F-397H2), mis à disposition par PDO (Petroleum Development Oman). Les interprétations des séquences, les données diagénétiques et géochimiques y sont également reportées.

Page suivante - Figure 9.5: Tableau des intervalles carottés des six puits dans le champ de Fahud.

Ces carottes récentes, forées à partir de l'année 2003 lors d'une campagne pilote, présentent de bons recouvrements sur l'ensemble de la Formation Natih.

Le log synthétique à gauche provient de l'étude de **Kostic et al. (2006)**. Les tronçons étudiés dans cette étude sont encadrés en rouge.

Les unités G1 à A1 correspondent au découpage réservoir de la formation (**Hughes-Clarke, 1988; Scott, 1990**)

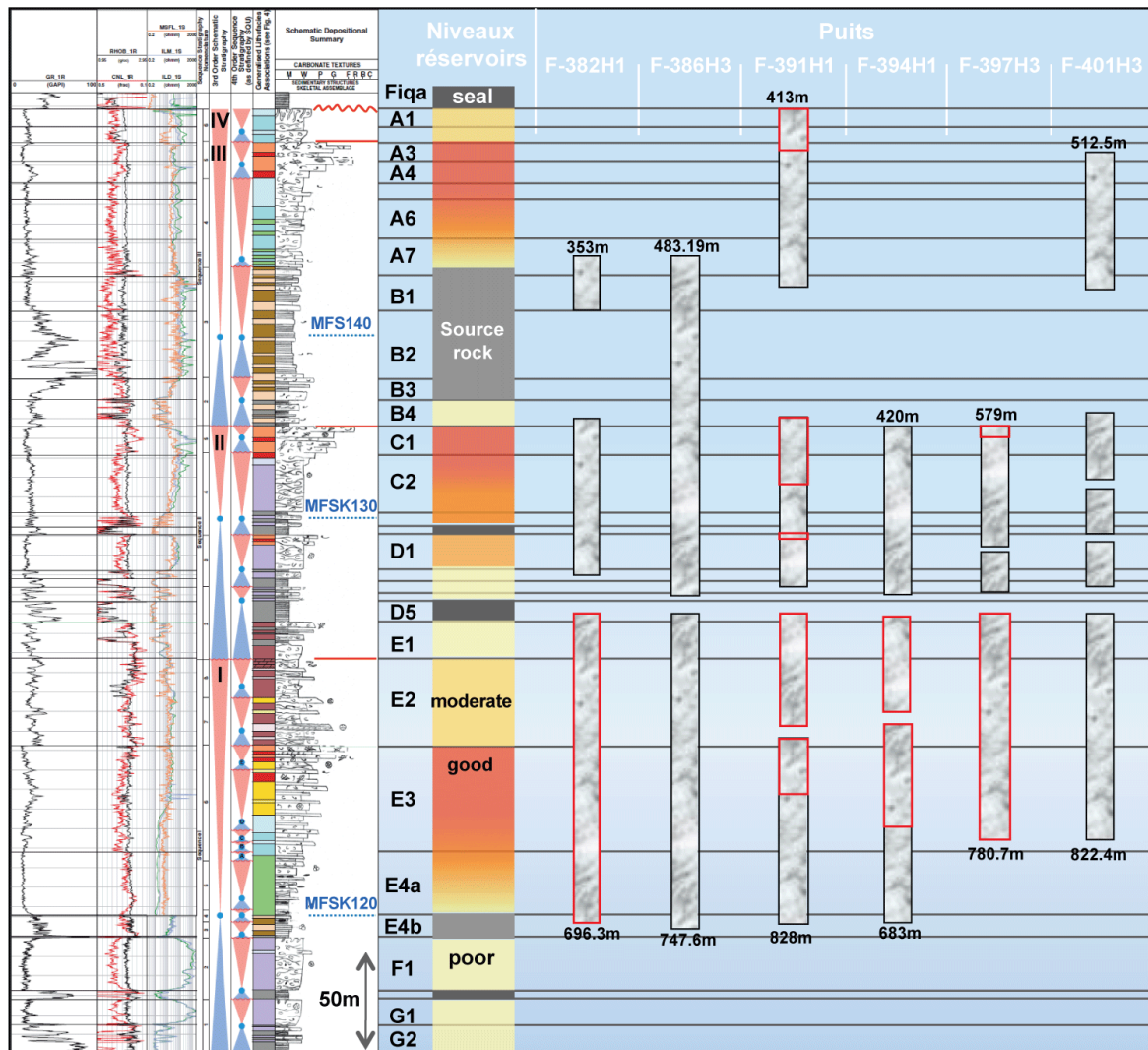


Figure 9.5: Tableau des intervalles carottés des six puits dans le champ de Fahud. (légende page précédente)

➤ Séquence I:

La première séquence de dépôt dans les puits de Fahud s'organise sur 185-190 mètres d'épaisseur, soit environ 20 mètres de plus que sur les affleurements.

L'évolution globale de ces dépôts (**Fig. 9.6**) est cependant assez similaire à celle observée à l'affleurement. Elle débute avec un demi-cycle aggradant puis transgressif constitué de l'alternance d'intervalles argileux et de bancs carbonatés (Unités G2, G1, F2 et F1) qui passent verticalement à des faciès de bassin intrashelf (Unité E4b). Il sont surmontés par un grand demi-cycle régressif, au sein duquel se succèdent des faciès de mudstone-wackestone à cherts, spicules d'éponges et foraminifères planctoniques (Unité E4a, association de faciès IV-a) associés à un environnement distal, puis des faciès de wackestone-packstone péloïdaux à orbitolinidés (Unité E3pp, association de faciès III-f) d'*offshore* inférieur, qui évoluent vers des cycles haute fréquence constitués de faciès de packstone-grainstone péloïdaux à orbitolinidés (Unité E3pp, association de faciès III-e, III-d) passant verticalement à des faciès plus bioclastiques riches en rudistes (Unité E3pp, association de faciès III-b). Ces cycles haute fréquence, d'épaisseur métrique à pluri-métrique, sont associés à des environnements d'*offshore* supérieur et de bordure de plate-forme et sont généralement scellés par des surfaces

nettes. Sur tous les puits étudiés, un changement brutal de faciès est observé au sommet de l'unité réservoir E3. Celui-ci est marqué par un intervalle de 2 à 4 m d'épaisseur composé d'alternances de packstone - grainstone stratifiés et de wackestone bioturbé et partiellement dolomitisé, riches en débris d'échinodermes, attribués à des dépôts de tempête et de *washover* (association de faciès II-a). Au-dessus, se mettent en place des dépôts aggradant d'environnement interne plus ou moins restreint sur environ 50 mètres d'épaisseur (Unité E2). Ils sont constitués soit par des faciès de type mudstone-wackestone bioturbés noduleux contenant exclusivement des foraminifères benthiques (association de faciès I-d1), soit par des faciès légèrement plus bioclastiques de type wackestone-packstone à foraminifères benthiques et débris de rudistes (association de faciès I-d2). Un intervalle d'1 à 2 mètres d'épaisseur, riche en orbitolinidés et partiellement dolomitisé, corrélable entre les différents puits, partage cet intervalle de dépôts internes aggradants

Aucun puits étudié ne semble traverser les incisions du sommet de la séquence I, ce qui rend délicat l'identification sédimentologique des surfaces de discontinuité IS1 et IS2, vu l'absence de figures karstiques ou pédologiques illustrée sur les affleurements

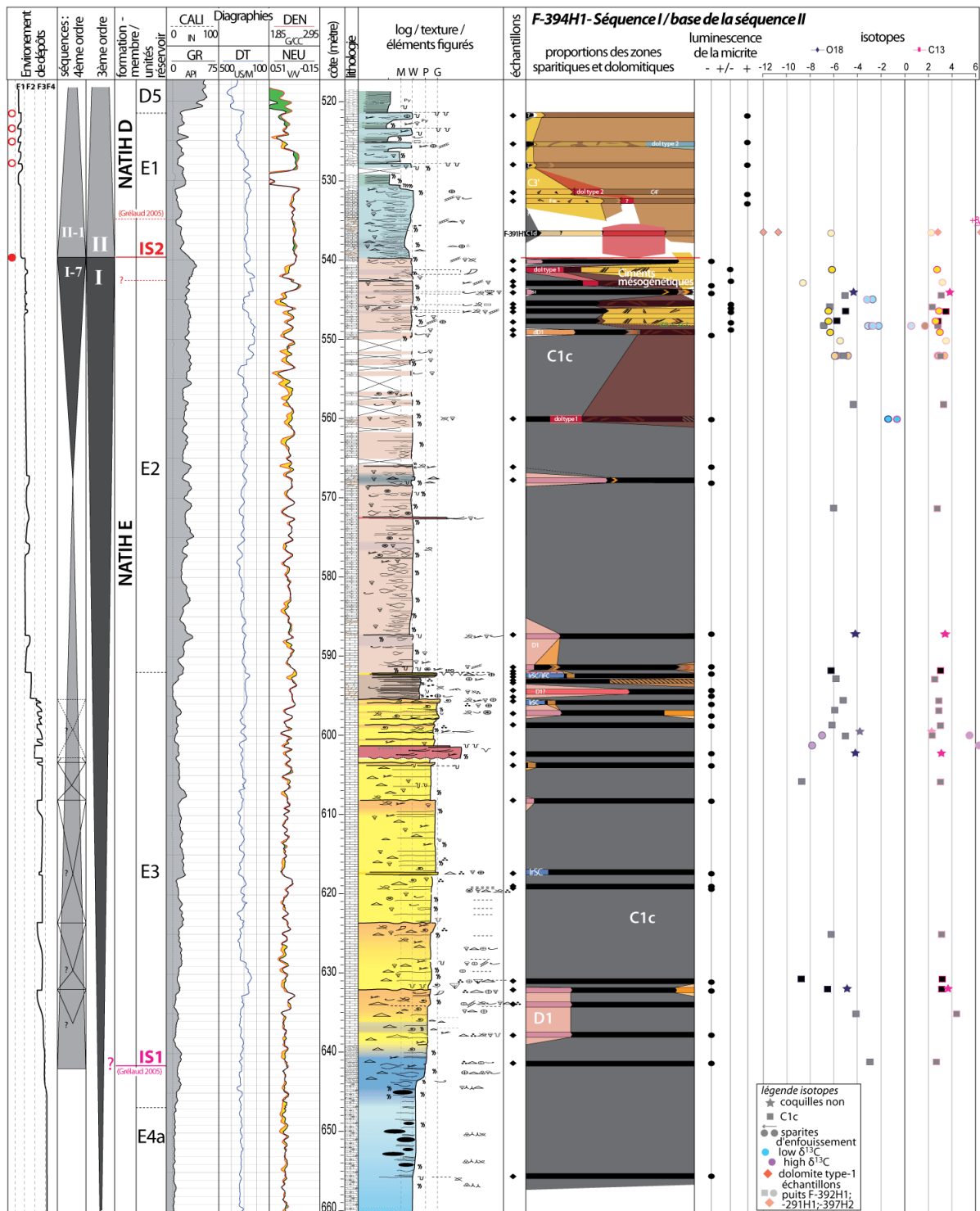


Figure 9.6: Log sédimentologique du sommet de la séquence I et de la base de la séquence II de la Formation Natih dans le champ de Fahud (exemple du puits F-394H1). La position stratigraphique de la surface IS1 est celle proposée par C. Grélaud (2005). En revanche la surface IS2 a été repositionnée par rapport aux interprétations précédentes (Grélaud, 2005; Homewood *et al.*, 2008), qui la plaçaient au dessus de l'intervalle dolomitisé (cf. texte).

Les analyses pétrodiagénétiques et géochimiques sur phases séparées sont ajoutées. Voir annexe A pour la légende.

La surface IS1:

- Une première hypothèse consisterait à placer la surface IS1 au niveau du changement net de faciès (surface notée S3b; **Fig. 9.7**), corrélable entre les différents puits de Fahud, qui marque une régression importante des faciès et avec le passage entre un domaine de bordure de plate-forme et un domaine de lagon plus ou moins ouvert. Ce changement de milieu de dépôt de part et d'autre de la surface serait comparable avec les observations sédimentologiques effectuées dans les Jebels Madmar et Salakh.

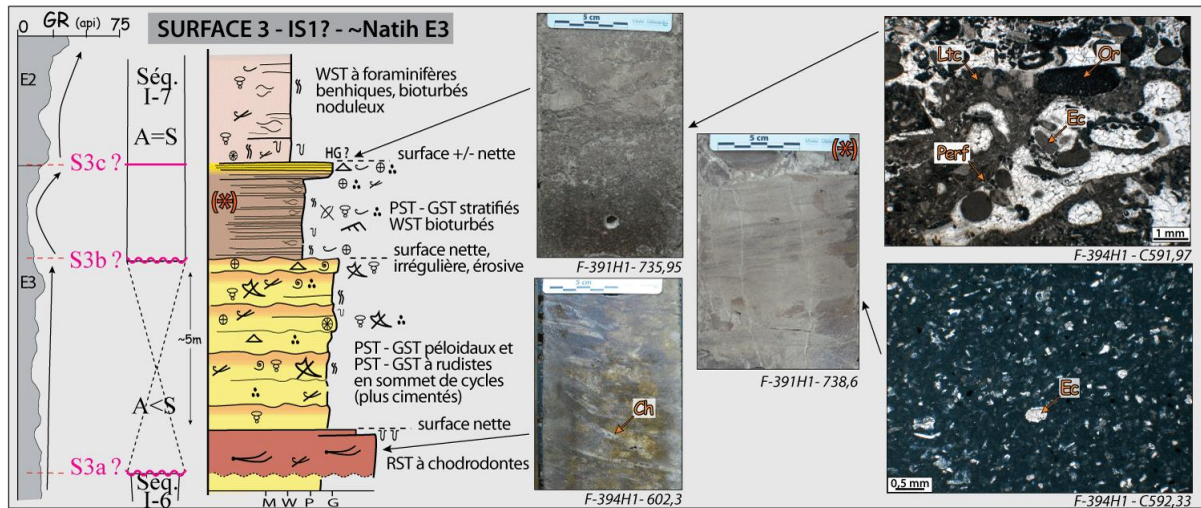


Figure 9.7: Détail du log sédimentologique et des variations de la diagraphie gamma ray (GR) (Puits F-394H1; Fahud) au sommet de l'unité réservoir E3.

Le passage des dépôts de bordure de plate-forme (en jaune-orange) à ceux de domaine d'arrière-barrière (en brun) est marqué par une légère diminution du signal gamma ray, qui suit une trajectoire concave dans les dépôts de *washover*. Une augmentation et une plus forte oscillation du gamma ray accompagnent ensuite le passage aux faciès plus boueux du domaine interne (en rose). Cette évolution du gamma ray traduit une préservation plus forte et probablement variable de la matière organique et de l'argilosité dans les domaines "lagunaires", contrairement aux faciès non boueux, déposés dans des conditions hydrodynamiques élevées. Plusieurs surfaces remarquables (S3a à S3b) accompagnent ces changements. A noter également les surfaces assez nettes en carottes qui ponctuent le sommet des cycles haute fréquence dans l'unité réservoir E3.

Légende: Ch- chodrodonte, Ec- Echinoderme, Or- Orbitolinidé, Ltc- Lithoclaste et Perf- Perforation.

- L'intégration des données sismiques et de puits a cependant permis une corrélation de détail entre les puits de Fahud, suggérant une deuxième hypothèse pour positionner la surface IS1 (**Grélaud, 2005; Homewood et al., 2008**). L'interprétation sismique révèle l'existence d'un prisme de régression forcée matérialisé par des clinofformes obliques d'angle fort (LST1, **Fig. 9.8**) et scellé par des clinofformes de très faible inclinaison interprétés comme des prismes de bas niveau marin (LST2, **Fig. 9.8**). Etant donné la résolution des données sismiques, il est possible que tous ces prismes soient en fait des prismes de bas-niveau marin, tels qu'ils sont dessinés sur les transects de la **figure 9.2**.

Cette hypothèse implique que la zone de Fahud est située dans une position paléogéographique en bordure du bassin intrashelf et que la première chute du niveau marin relatif matérialisée par la présence des prismes de bas-niveau marin de la zone de Fahud impliquerait latéralement, vers l'ouest, l'émersion de la plate-forme (**Fig. 9.8-B**).

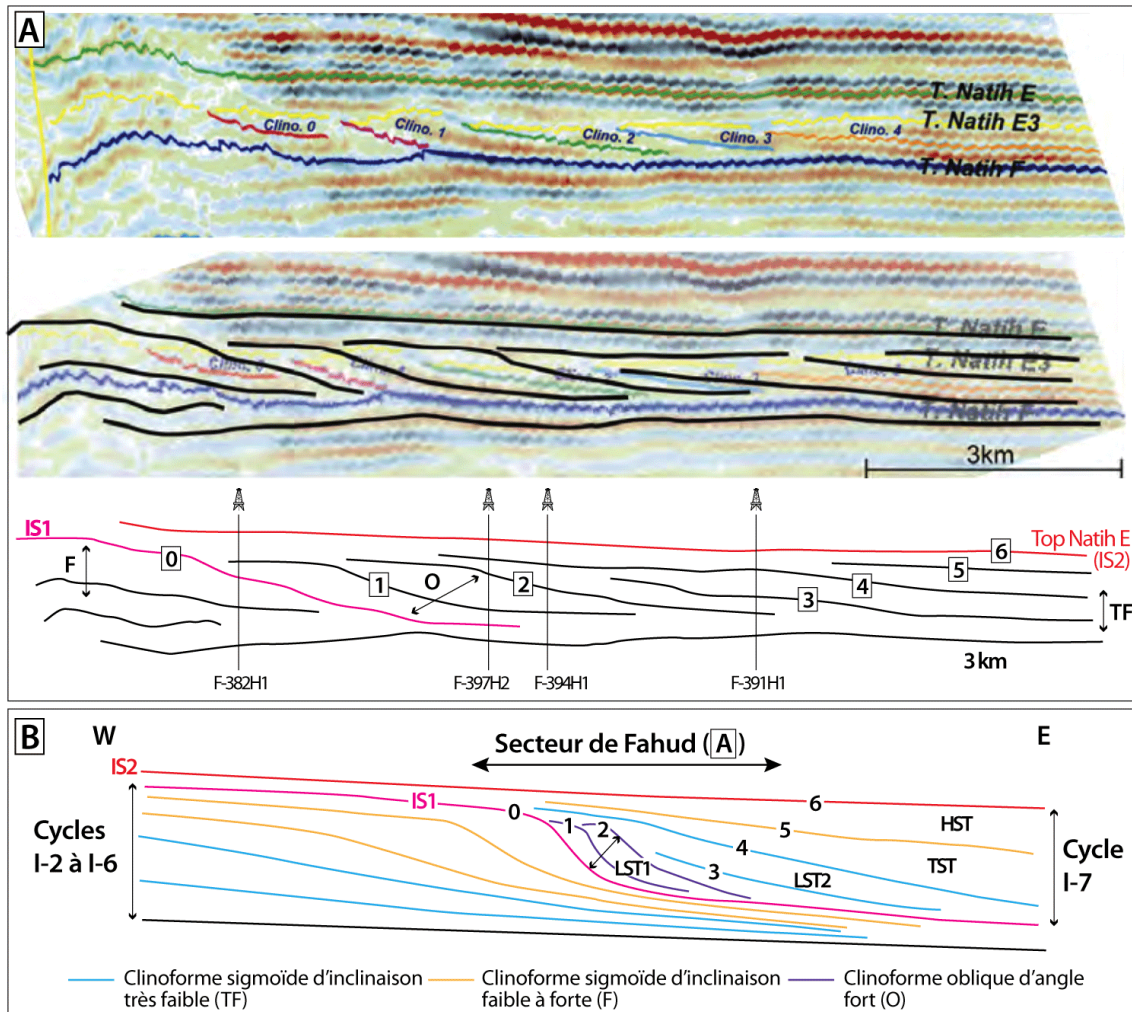


Figure 9.8: Interprétation sismique et stratigraphique de la première séquence de dépôt de la Formation Natih dans le secteur de Fahud (Grélaud, 2005).

A) Evolution à l'échelle sismique: profil sismique sélectionné dans le champ de Fahud (localisé sur la figure X), pointé des réflexions sismiques successives et interprétation de l'évolution de la géométrie des réflexions au sein de la séquence I; les puits étudiés sont approximativement replacé sur ce profil B) Interprétation stratigraphique schématique de la plate-forme occidentale (ouest du bassin intrashelf); l'identification des cycles fait référence aux corrélations affleurement - subsurface établies à l'est du bassin intrashelf (Grélaud, 2005)

Dans l'étude de C. Grélaud (2005), le choix de la limite de séquence est attribué à la base du prisme de régression forcée (i.e. base des prismes de bas-niveau sur la figure XY), dans la mesure où elle constitue le plus souvent une surface continue et plus évidente à pointer sur les profils sismiques. En carotte, cette surface et les limites des différentes unités stratigraphiques (Fig. 9.8-B) ne sont pas évidentes à positionner car de nombreuses surfaces remarquables associées à des sommets de cycles plus haute fréquence ponctuent les dépôts de l'unité réservoir E3 (Fig. A ? ou G). Les limites des différentes unités stratigraphiques associées à la discontinuité IS1 sont reportées sur les transects de corrélations des puits de Fahud d'après l'étude de C. Grélaud (2005) (Fig. 9.2).

Il apparaît alors que l'unité réservoir E3 est constituée à l'ouest de la zone de Fahud par le prisme de haut niveau du cycle I-6 (puits F-382H1) et à l'est de la zone de Fahud par les prismes de bas niveau du cycle I-7 (puits F-397H1, F-394H1, F-391H1).

Cette deuxième hypothèse implique de positionner la surface IS1 vers le sommet de l'unité E3 dans le puits F-382H1, et plutôt à la base de l'unité E3 dans les autres puits (F-397H1, F-394H1, F-391H1), situés plus à l'est (**Fig. 9.2**).

Cette hypothèse suggère également que la surface IS1 ne correspondrait pas à une surface d'émersion dans le secteur de Fahud, ou du moins à l'est du puits F-382H1.

La surface IS2:

La surface IS2 constitue le sommet de la première séquence de dépôt (**Fig. 9.9**) et est associée à une modification importante du système sédimentaire qui passe alors à une plate-forme interne mixte carbonate-argile. Sur les carottes, cette évolution est manifeste car les niveaux argileux à la base de la séquence II y sont bien préservés (**Fig. 9.11**). Quelques observations tendent néanmoins à placer la surface IS2 à environ 8-10 mètres sous les premiers niveaux argileux:

- Bien que la séquence I-7 apparaisse faciologiquement homogène, une tendance peut-être relevée avec (i) à la base du cycle I-7 l'aggradation relativement homogène de dépôts boueux puis (ii) dans la partie supérieure de cette séquence la superposition de cycles métriques dont les sommets sont caractérisés par des faciès plus bioclastiques et plus cohérents en carotte (plus cimentés). Le dernier de ces cycles serait donc coiffé par IS2, et surmonté par de nouveaux dépôts boueux bioturbés aggradants. Sur certaines carottes, une surface nette et irrégulière matérialise le sommet du dernier cycle haute fréquence (**Fig. 9.9**), et un aspect bréchifié et noduleux est parfois observé sur une vingtaine de centimètre sous cette surface.
- L'apparition des orbitolines dans le cycle I-7 peut être interprétée au sein des dépôts homogènes de milieu protégé comme un épisode d'ennoiement du domaine interne. Un deuxième niveau à orbitolines, observé dans le dernier intervalle carbonaté sous les premiers niveaux argileux, indiquerait alors à son tour un épisode d'ennoiement de la plate-forme interne et serait associé à une séquence haute fréquence ultérieure (à la base de la séquence II). En suivant cette interprétation, IS2 devrait être placée en dessous de ce deuxième niveau à orbitolines. Les analyses diagénétiques effectuées de part et d'autre de cette surface s'efforceront (section 9.1.3 Diagenèse de la Fm. Natih dans les puits de Fahud) d'apporter d'autres clés d'interprétation pour mieux positionner de cette surface.

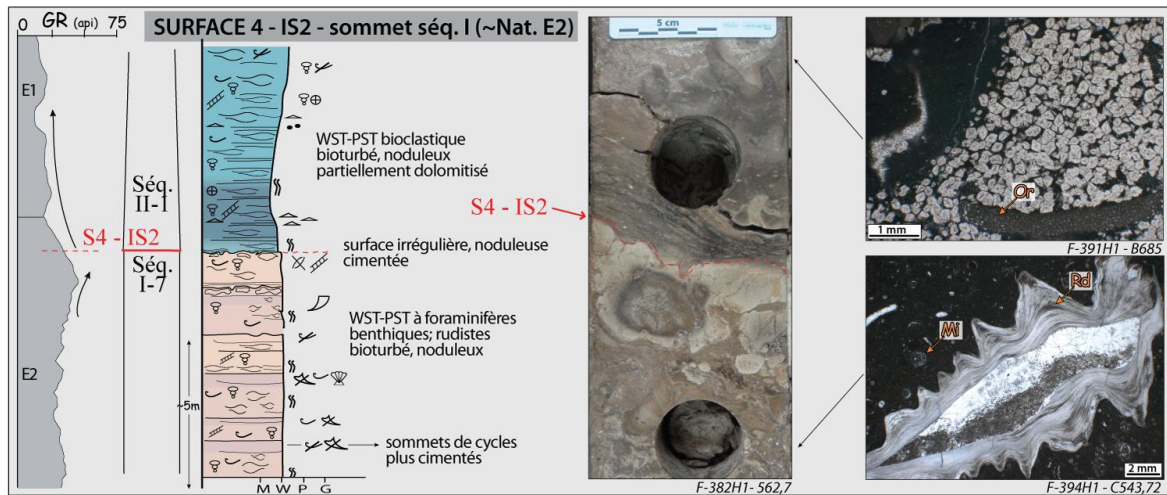


Figure 9.9: Détail du log sédimentologique et des variations du Gamma Ray (GR) autour de la surface IS2 (Puits F-394H1; Fahud).

Le sommet de la séquence I-7 se matérialise sur certaines carottes par une surface nette et irrégulière, d'aspect noduleux. Il est surmonté par des dépôts boueux bioturbés et noduleux, riches en orbitolines et partiellement dolomitisés à la base de la séquence II. Sur les diagraphies Gamma Ray, cette surface est généralement positionnée au-dessus d'une inflexion positive, qui est ensuite suivie d'une dérive négative vers des valeurs plus faibles que celles de l'intervalle situé sous IS2.

Légende: Or- Orbitolinidés, Mi- Miliolidés, Rd- Rudistes (ici radiolité)

➤ Séquence II (Fig. 9.10):

Bien que d'une épaisseur nettement supérieure à celle observée sur les affleurements (118 m en moyenne dans la zone de Fahud pour 50-70 m dans les *Foothills*), la deuxième séquence de dépôt possède une organisation séquentielle similaire, rythmée par l'alternance d'intervalles carbonatés et argileux corrélables sur l'ensemble des puits de Fahud.

- La base de la séquence II est composée de cycles haute fréquence d'épaisseur métrique à plurimétrique coiffés par des surfaces irrégulières, bioturbées et/ou perforées (Fig. 9.11). Au sommet de ces cycles, les faciès carbonatés sont légèrement plus bioclastiques (nombreux débris de bivalves, algues, échinodermes et foraminifères benthiques de type trocholindés) et traduisent des environnements de plate-forme interne soumise à des conditions d'énergie modérée (association de faciès I'-b).

- Les cycles au sommet des membres Natih D (Fig. 9.12) et C (Fig. 9.13) sont ensuite caractérisés par deux intervalles carbonatés de plus en plus épais et bioclastiques en leur sommet.

Leurs surfaces sommitales, très franches, irrégulières, bioturbées et/ou perforées ressemblent à celles des cycles précédents. Les terriers et vides moldiques sous ces surfaces, sont infiltrés et colmatés par les argiles sus-jacentes.

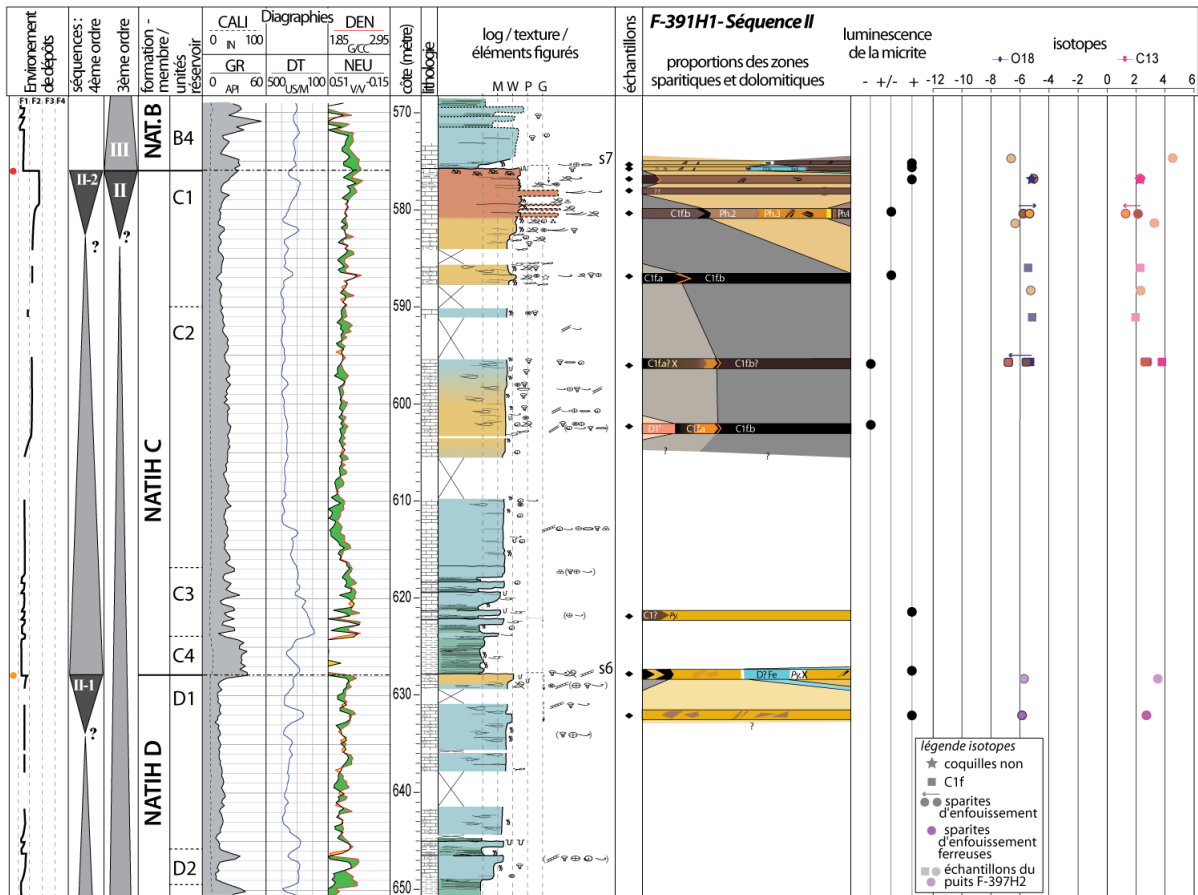


Figure 9.10: Log sédimentologique de la séquence II de la formation Natih dans le champ de Fahud (exemple du puits F-391H1) avec synthèse des analyses pétrodiagénétiques et géochimiques sur phases séparées. Voir **annexe A** pour la légende.

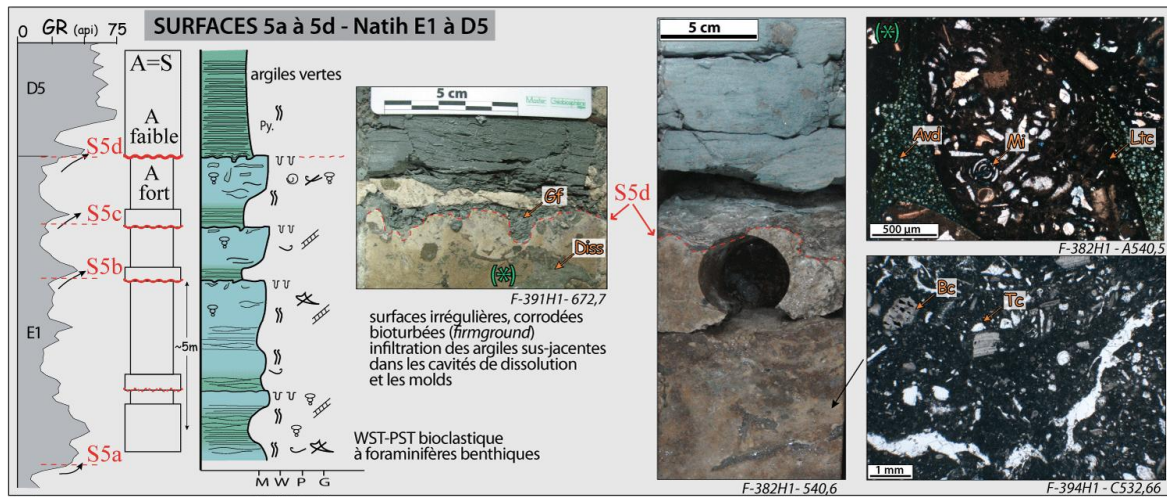


Figure 9.11: Détail du log sédimentologique et des variations du gamma ray (GR) à la base de la séquence II (Puits F-382H1; Fahud).

Ces cycles sont en général très bien soulignés par les variations du gamma ray.

Légende: Gf- *Glossifungites*, Diss- Cavités de dissolution, Ltc- Lithoclastes, Avd- Argiles vertes dolomitisées, Mi- Miliolidés, Tc- Trocholínidés, Bc- Bioclastes.



Figure 9.12: Détail du log sédimentologique et des variations du gamma ray (GR) au sommet de la séquence II-1 (Natih D / Puits F-391H1; Fahud).

Des terriers pluricentimétriques, remplies par les argiles sus-jacentes se développent sous la surface irrégulière du sommet de la séquence II-1.

Légende: Bv- Bivalve, Pc?- *Permocalculus* ?, Avd- argiles vertes dolomitisées, Py- Pyrite.

Au sommet du Membre Natih C, des indices de dissolution des bioclastes aragonitiques, mais aussi des particules micritiques sont clairement identifiés en carottes (cf. photos de cette surface en **annexe B2**), et particulièrement dans le puits F-391H1 qui apparaît fortement bréchifié sur environ 20 cm sous la surface sommitale (**Fig. 9.13**). L'infiltration des cavités de dissolution et vides moldiques par les dépôts argileux sus-jacents atteint jusqu'à 2 à 5 mètres sous la surface.

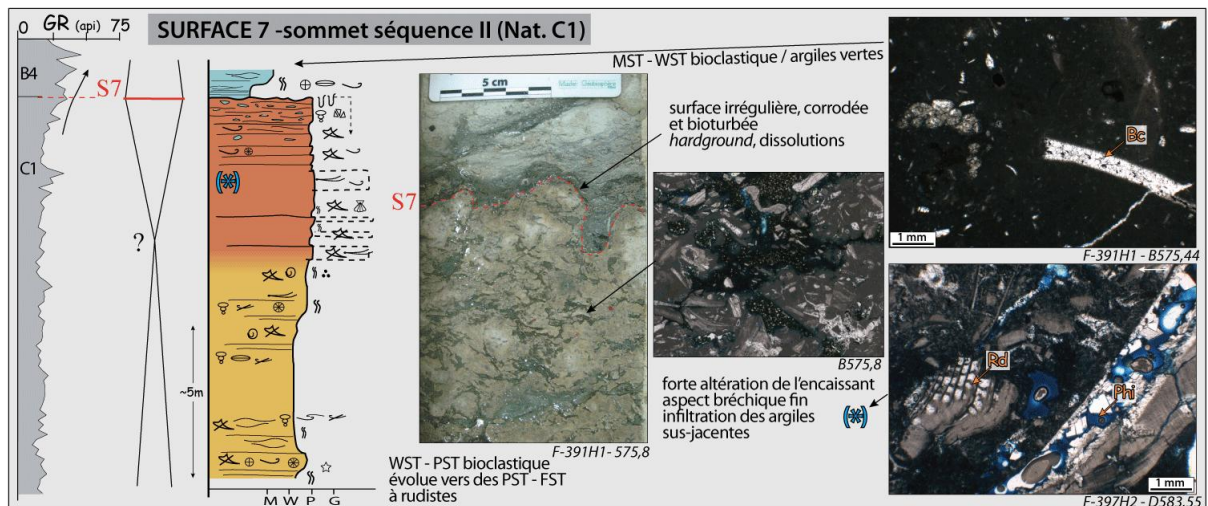


Figure 9.13: Détail du log sédimentologique et des variations du gamma ray (GR) au sommet de la séquence II-2 (Natih C / Puits F-391H1; Fahud).

Légende: Bc- Bioclastes, Rd- Rudistes, Phi- Macropores.

➤ Séquences III et IV (**Fig. 9.14**):

La séquence III (unités B4 à A2), d'environ 145 m d'épaisseur, est bâtie selon une architecture similaire à la séquence I, avec l'expression d'un bassin intrashelf qui est surmonté par des faciès de rampe carbonatée distale passant progressivement à des faciès plus

proximaux, bioclastiques riches en rudistes (unité A3). Le sommet de la séquence III est caractérisé dans le champ de Fahud par un intervalle d'une dizaine de mètres de packstone - floatstone à rudistes et bioclastes divers (association de faciès III-c) se terminant par une discontinuité nette (**Fig. 9.15**).

Cette discontinuité est scellée par des dépôts boueux bioturbés (unités réservoirs A2 et A1; base de la séquence IV) contenant des bivalves à tests fins, des bioclastes et débris d'échinodermes, des foraminifères benthiques et planctoniques, des calcisphères et des spicules d'éponges. Un environnement d'énergie modérée à faible, en connexion avec le milieu marin ouvert est interprété pour cet ensemble. Cette séquence est tronquée et en partie érodée par la surface d'érosion majeure enregistrée au sommet de la Formation Natih, qui n'est pas visible sur les carottes, car non carottée.

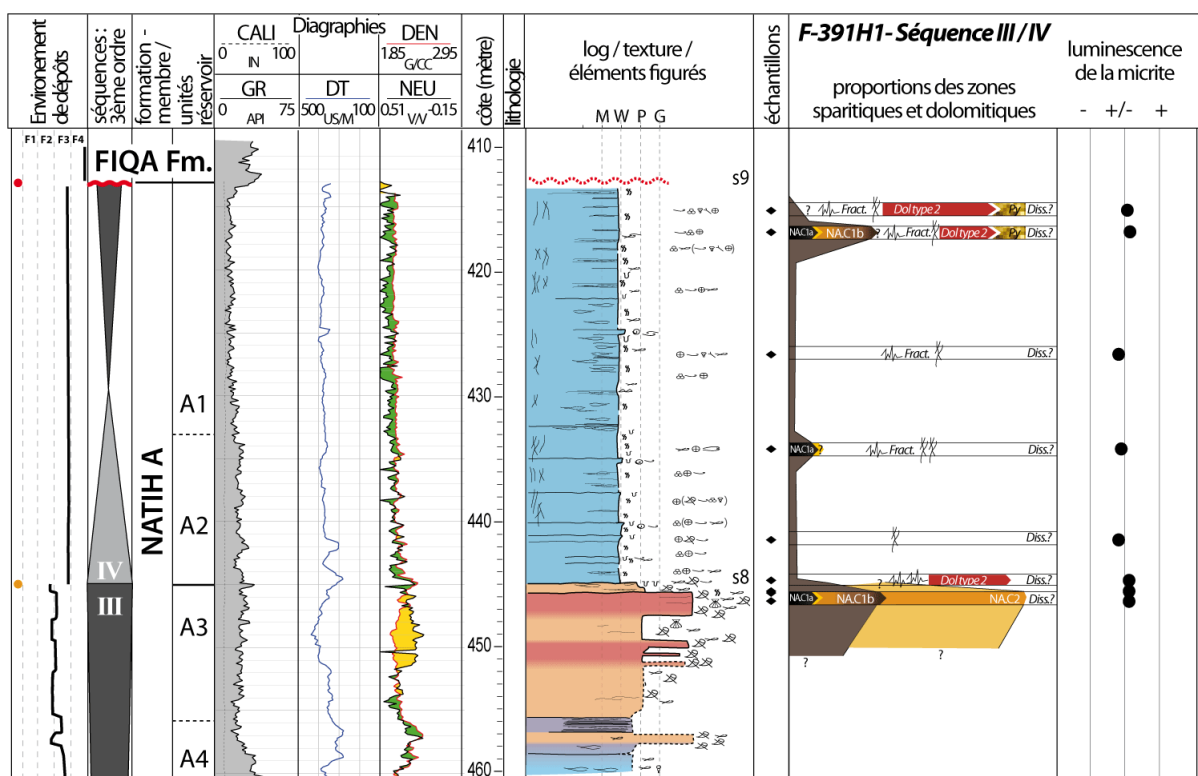


Figure 9.14: Log sédimentologique du sommet de la séquence III et de la séquence IV de la Formation Natih dans le champ de Fahud (exemple du puits F-391H1) avec synthèse des analyses pétrodiagénétiques et géochimiques sur phases séparées (voir **annexe A** pour la légende).

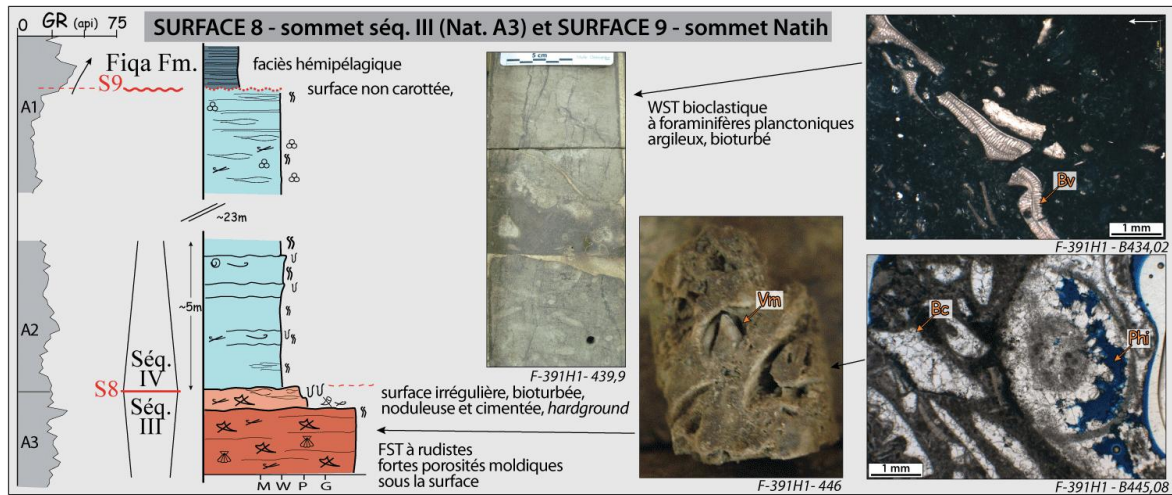


Figure 9.15: Détail du log sédimentologique et des variations du Gamma Yay (GR) au sommet de la Fomaton Natih (Natih A / Puits F-391H1; Fahud).

Légende: Bv- Bivalves, Bc- Bioclastes, Phi- Macropores, Vm- Vide moldique.

9.1.3 Diagenèse de la Formation Natih dans les puits de Fahud

L'analyse pétro-diagénétique de la formation Natih dans le champ de Fahud repose sur l'étude en microscopie optique et en cathodoluminescence d'environ 160 lames minces, issues des quatre puits étudiés en carottes (**tableau 9.A**). Elles proviennent en partie de talons de plugs ayant servi aux mesures pétrophysiques et de morceaux de carottes sciés pour de précédentes études réalisées par PDO. Cinquante-cinq nouveaux plugs ont été prélevés avec l'aide de PDO, lors de la campagne de description des carottes réalisée dans le cadre cette étude.

	F-382H1	F-391H1	F-394H1	F-397H2	
Séquence I	38	16	38	29	121
Séquence II	4	12	5	10	31
Séquence III	-	6	-	1	7
Séquence IV	-	6	-	-	6
	42	40	43	40	

tableau 9.A: lames minces réalisées dans le champ de Fahud par puits et par séquence de dépôt.

L'élaboration d'une chronologie relative entre les différentes phases diagénétiques (**Fig. 9.16**) est principalement basée sur les observations de recouvrements, de superpositions et d'inclusions des phases diagénétiques. Leurs interprétations en terme d'environnement diagénétique sont confrontées aux observations effectuées dans les secteurs d'affleurements. L'acquisition de 80 mesures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ / $\delta^{13}\text{C}$) sur phases séparées, complète la réflexion sur l'origine des fluides parents des différents ciments. Des analyses d'isotopes du strontium ou de chimie des éléments traces et majeurs, ont été effectuées de manière plus ponctuelle pour étayer la caractérisation et l'interprétation de certains ciments.

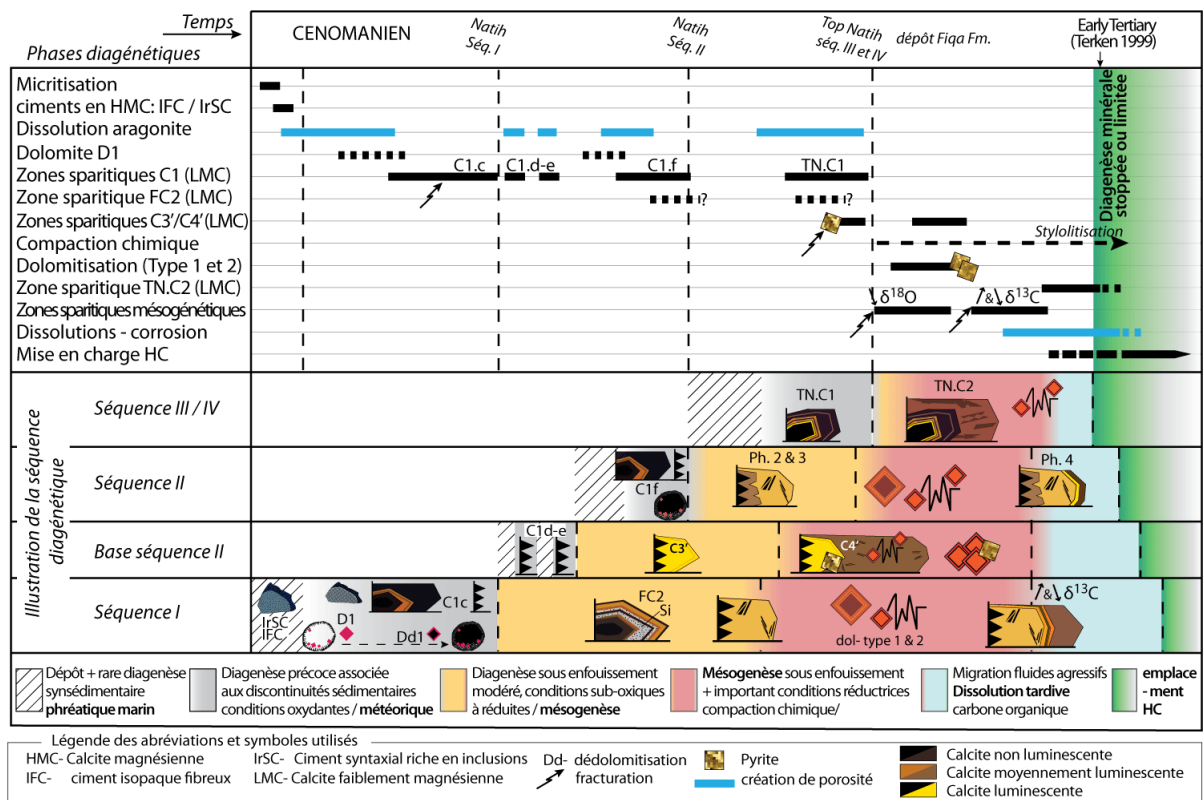


Figure 9.16 : Diagramme diagénétique du secteur du champ de Fahud.

Micritisation (mic)

De manière semblable aux observations réalisées sur les échantillons des affleurements, le phénomène de micritisation est préférentiellement développé sur des bioclastes dans les faciès granulaires de l'unité réservoir E3, au sein de faciès de packstone - grainstone péloïdaux (associations de faciès III- à III-d).

Ciments calcitiques riches en inclusions solides (IFC et IrSC)

Description, localisation: Les cimentations synsédimentaires sont assez rares, avec ponctuellement dans les faciès granulaires riches en débris d'échinodermes (associations de faciès III- à III-d) de minces ciments syntaxiaux riches en inclusions.

Un échantillon situé sous la surface S3c (**Figs. 9.6 et 9.7**), exhibe des ciments syntaxiaux (IrSC) un peu plus épais (jusqu'à 250 µm) et des ciments isopaques fins (< 60 µm) autour des bioclastes (**Fig. 9.17**). Ils sont actuellement constitués d'une calcite relativement turbide, bien distincte de la sparite limpide qui obture les pores intergranulaires. Ce type de ciments est très rare dans la formation Natih et occupe ici une répartition spatiale particulière à environ 10 centimètres sous une surface nette caractérisant un changement de faciès important (S3c, **Fig. 9.7**).

Chronologie et éléments d'interprétation: Les ciments précoces IrSC et IFC dans la séquence I sont scellés par une sparite de blocage appartenant à la sous-zone C1c.

Leur minéralogie actuelle est en LMC (calcite faiblement magnésienne), mais ces ciments étaient probablement initialement en HMC (calcite magnésienne) avec des morphologies soit fibreuses, scalénoédrales ou syntaxiales. La transformation HMC - LMC est probablement responsable de la richesse en inclusions et des luminescences nuageuses des IrSC (**Braithwaite & Heath, 1992**).

Les ciments isopaques et syntaxiaux observés sous la surface S3c sont interprétés comme appartenant à une diagenèse phréatique marine sous un enfouissement très faible ou nul, associée à la formation d'un fond durci. En effet la précipitation de ciments précoces en calcite magnésienne est généralement attribuée à une importante circulation d'eaux marines sursaturées en CaCO₃ dans un sédiment encore poreux et perméable (**Durlet, 1996**). Ces conditions ont pu être favorisées par un milieu sédimentaire d'énergie modérée à forte, comme en témoignent les faciès de grainstone grossiers à litages plans et obliques affectés par ces ciments précoces, et par un ralentissement du taux de sédimentation vers le haut de cet intervalle, permettant que l'interface eau-sédiment soit exposée suffisamment longtemps pour assurer le renouvellement des eaux marines dans les pores du sédiment.

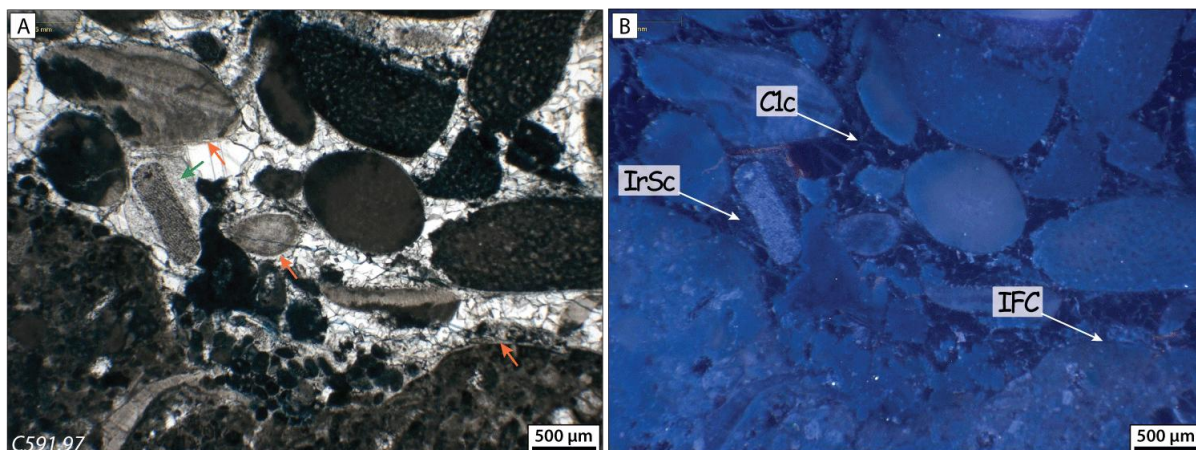


Figure 9.17: Ciments IrSC et IFC en subsurface

A) Photo en lame mince (éch. C591,33; Natih E3, puits F-394H1); les flèches oranges pointent les ciments frangeants (IFC - *Isopachous fibrous calcite*) et la flèche verte, un ciment syntaxial, contemporain, riche en inclusions (IrSc- *Inclusion-rich syntaxial cement*). B) Même cliché en cathodoluminescence.

Dissolution de l'aragonite

Les dissolutions des organismes aragonitiques sont très fréquentes dans l'ensemble du Natih. Elles peuvent être soulignées par l'accumulation géotrope d'impuretés dans le fond des cavités et par des effondrements des parois des plus grands organismes. Dans certaines unités réservoirs (C1 / A3), une partie des porosités moldiques créées par ces phénomènes de dissolution sont préservées et constituent ainsi une large portion de la macroporosité.

Au Crétacé, le milieu marin était propice à la précipitation de la calcite et sous-saturé par rapport à l'aragonite, de telle sorte que la dissolution de l'aragonite par l'eau de mer peut-être envisagée (Sandberg, 1983; Wilkinson *et al.*, 1985; Palmer *et al.*, 1988). Les analyses à l'affleurement ont montré que les sédiments du Natih ont été à plusieurs reprises soumis à des circulations précoces d'eaux douces susceptibles elles aussi d'avoir engendré la dissolution de l'aragonite biogène.

Dolomite D1

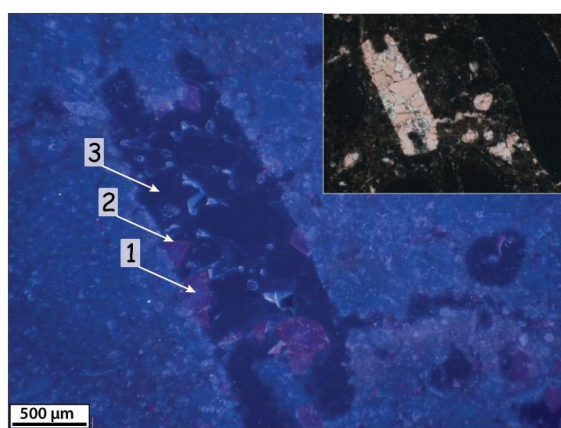
Description, localisation: Cette phase de dolomite, décrite dans les secteurs des Jebels Madmar et Salakh est ici bien développée dans la séquence I. Sa répartition est la suivante:

- Dans les faciès de rampe (associations de faciès III-f et e) et de bordure de plate-forme (associations de faciès III-b et c) de l'unité réservoir E3, la dolomite D1 se développe fréquemment en bordure de vides moldiques d'organismes aragonitiques (algues vertes, gastéropodes, partie aragonitique de certains bivalves et rudistes...), ou dans les sédiments géotropes accumulés dans le fond de ces cavités.
- Dans les faciès plus boueux et/ou bioturbés des unités réservoirs E3 et E2 (associations de faciès I-d), la dolomite D1 précipite également ponctuellement en remplacement des matrices micritiques.

Ses caractéristiques pétrographiques sont assez semblables à celles de la zone dolomitique D1 observée au Jebel Madmar, à savoir des rhomboèdres (sub-)euhédraux (< 300-400 µm), formés par des cœurs turbides riches en impuretés à luminescence violette entourés de

surcroissances plus limpides à luminescence rouge-rosée (**Fig. 9.18**) Occasionnellement, les cœurs des rhomboédres de D1 apparaissent dissouts et 'remplacés' soit par la zone sparitique C1c, postérieure à D1 (**Fig. 9.19-A**), soit par des zones dolomitiques ou calcitiques plus luminescentes.

Quelques mesures à la sonde EDS on permis d'approcher les compositions en éléments majeurs et traces de D1, qui sont reportées dans le tableau de la **figure 9.18**. La teneur en Ca révèle une dolomite non stoechiométrique, enrichie en Ca (Mg/Ca = 0,79 en moyenne). Le fer est présent en très faible quantité, tandis que les teneurs en strontium sont assez élevées (par comparaison par exemple au teneur mesurées sur les dolomites tardives D3 et D4 des affleurements). Aucune mesure isotopique n'a pu être effectuée sur cette zone, en raison de la petite taille des cristaux.



	1: D1 - cœur	2: D1 - périph.	3: C1c
Mn (ppm)	11 - 139 (88)	58 - 230 (128)	<LD - 307 (76)
Fe (ppm)	<LD - 78 (37)	<LD - 572 (162)	<LD - 355 (79)
Sr (ppm)	1925 - 2393 (2054)	1139 - 1724 (1507)	352 - 1863 (731)
Na (ppm)	1264 - 1750 (1472)	1075 - 1527 (1379)	505 - 914 (673)
mole% FeCO ₃	<LD - 0,01	<LD - 0,02	<LD - 0,06
mole% MgCO ₃	44,1 - 45,9 (44,6)	41,3 - 45,1 (43,4)	0,4 - 0,8 (0,5)
mole% CaCO ₃	54,1 - 57,5 (55,4)	54,9 - 58,6 (56,6)	99,2 - 99,6 (99,5)
	n = 5	n = 5	n = 7

légende: valeur minimum - valeur maximum (moyenne)
LD: Limite de Détection

Figure 9.18: Illustration en lame mince et composition de la zone dolomitique D1 en subsurface.

échantillon A655,35 (Natih E3, puits F-382H1): D1 précipite ici dans les vides moldiques (probablement un débris d'algue verte) après une phase de dissolution de l'aragonite et dans une micro-fracture à bord irrégulier; D1 est scellée par la sous zone sparitique non luminescente C1c.

Chronologie et éléments d'interprétation: La précipitation de la zone dolomitique D1 intervient de manière assez précoce dans la succession diagénétique enregistrée dans les sédiments de la première séquence de dépôt du Natih. Elle est chronologiquement intercalée entre une première phase de dissolution des minéralogies instables et la précipitation d'une sparite limpide non-luminescente appartenant à la zone C1.

L'interprétation de l'origine des fluides dolomitants à partir des éléments traces est délicate, en partie parce qu'il reste très difficile de synthétiser en laboratoire des cristaux de dolomite à des faibles températures et avec des eaux naturelles (**Land, 1998; Arvidson & Mackenzie, 1999**). C'est pourquoi les valeurs précises des coefficients de distribution (permettant de relier la teneur d'un élément dans un minéral à la composition de son fluide parent) ne sont pas clairement contraintes pour la dolomite. Néanmoins quelques interprétations qualitatives peuvent être proposées d'après les teneurs en Sr, Mn et Fe mesurées sur D1:

- Les teneurs très faibles en fer (< 0,02 mol% FeCO₃) et faible en manganèse (100 ppm en moyenne) sont compatibles avec des fluides à caractère oxydant.
- Les dolomites marines possèdent en général des teneurs en Sr comprises entre 100 et 600 ppm (**Budd, 1997; Warren, 2000**). Le strontium mesuré sur D1 est largement plus élevé (1780 ppm en moyenne). Cet excès de Sr peut s'expliquer par des eaux parentes à fort rapport

$\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, possiblement enrichies en Sr par la dissolution de l'aragonite (**Budd, 1997**). Les valeurs analysées ici ne concernent qu'un seul échantillon; aussi il reste peu contraint à ce stade de l'étude d'attribuer cet enrichissement en strontium à un effet local du contributeur aragonitique (système diagénétique tamponné par l'encaissant, la teneur en Sr^{2+} reflète l'eau porale dans laquelle la dolomite précipite) ou à des fluides enrichis en Sr (hypersalins? système diagénétique gouverné par le fluide).

La source de magnésium nécessaire à la dolomitisation pourrait être dérivée et redistribuée localement à partir de contributeurs en calcite magnésienne (bioclastes, ciments précoces et/ou particules micritiques). Une autre alternative serait l'intégration du Mg^{2+} d'un fluide marin possédant un fort rapport Mg/Ca.

Même si il reste difficile de contraindre précisément l'origine de la formation de D1 en l'absence de mesures isotopiques, la précipitation de D1 pourrait débuter en milieu phréatique marin où l'aragonite, instable, peut-être dissoute. Précipiterait alors les cœurs turbides de D1, par nucléation et remplacement localisé de la matrice et des bioclastes. La précipitation de la périphérie limpides des rhomboèdres pourrait s'effectuer dans le même environnement diagénétique ou alors à partir d'eaux marines modifiées par des apports météoriques lors de l'installation d'un système météorique au sommet de la première séquence de dépôt.

Remarque: Une phase de précipitation de dolomite, assez précoce est également observée dans certains vides moldiques d'organismes aragonitiques dans l'unité réservoir du Natih C2. Elle sera dénommée D1'. Aucune mesure géochimique n'a permis d'approcher son mode de formation, mais par analogie avec la zone D1 une origine similaire est envisagée.

Zone sparitique C1

La zone C1 regroupe des ciments sparitiques calcitiques limpides majoritairement non luminescents. Plusieurs sous-zones ont été distinguées d'après les analyses des secteurs d'affleurements, selon des critères de zonations en cathodoluminescence et en coloration, selon leurs morphologies cristallines, ou encore selon leurs distributions verticales dans la série.

Dans les échantillons étudiés dans la zone de Fahud, les sous-zones C1a et C1b n'ont pas été reconnues. Une grande partie de la première séquence de dépôts apparaît en effet cimentée précocement par une zone sparitique relativement homogène et peu luminescente, assez similaire à la sous-zone C1c décrite pour les affleurements. Sa répartition, ses caractères pétrographiques et géochimiques sont développés dans le paragraphe suivant. De nouvelles sous-zones de ciments sparitiques précoces faiblement luminescent sont également décrites dans les séquences II et III, et respectivement dénommées C1f et NA.C1.

La sous-zone C1c

Description, localisation, chronologie: C1c forme la zone sparitique la plus développée dans la séquence I, où elle colmate l'essentiel des porosités intergranulaires, intragranulaires, moldiques, dans tous les puits étudiés. Elle cimente également une génération de fracture à ouverture millimétrique (**Fig. 9.19-C et D**). C1c précipite sous forme de ciments syntaxiaux et

de mosaïques à textures granulaires. Dans les plus larges vides, des textures drusiques et de blocages (**Fig. 9.19-B et C**) sont également observées, avec des cristaux allant jusqu'à 2 mm d'épaisseur. Lorsque tout l'espace poral n'est pas cimenté, C1c présente des terminaisons euhédrales (**Fig. 9.19-C**).

C1c recouvre les ciments précoces riches en inclusions (IFC, IrSC), ainsi que la dolomite D1, mais elle forme dans de très nombreux échantillons le premier ciment observable. C1c précipite après (ou pendant) une phase de dissolution de l'aragonite, attestée par l'effondrement des parois de certains organismes dissouts et par l'accumulation géotrope d'impuretés dans le fond des vides moldiques qu'elle cimente.

C1c est le plus souvent très faiblement luminescente; toutefois des bandes concentriques plus luminescentes sont parfois observées au sein de de C1c (**Fig. 9.19-C**).

Au sommet de la séquence I, dans les 10 derniers mètres sous IS2, C1c se développe également sous forme de fines franges scalénoédrales faiblement luminescentes. Dans ces échantillons, elle est directement recouverte par des ciments de blocage plus luminescent à zonation sectorielle (**Fig. 9.19-D**). Plus haut, C1c ne se développe jamais au dessus de la surface IS2.

Les mesures isotopiques sur C1c (n=25) indiquent respectivement pour l'oxygène et le carbone, des valeurs comprises entre -8,79 et -2,91‰ (m= -5,63; $\sigma = 1,25$); +1,20 et +4,40‰ PDB (m= +3,01; $\sigma = 0,56$) (**Fig. 9.33**). Les mesures EDS sur un échantillon (n= 7) révèlent pour le fer des valeurs comprises entre la limite de détection (< 100 ppm) et 355 ppm (1 seul point supérieur à 100 ppm), pour le manganèse entre la limite de détection (< 100 ppm) et 307 ppm (2 points supérieurs à 100 ppm), pour le strontium entre 352 et 1863 ppm (m= 731 ppm), et pour le magnésium (MgCO₃) entre 0,39 et 0,78 mol% (m= 0, 49 mol%) (**Fig. 9.18**). Les isotopes du strontium ont été mesurés sur six échantillons et les ratios ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sont compris entre 0.707382 et 0.707489 (m= 0,707420).

Éléments d'interprétation: La pétrographie, la chronologie relative ainsi que les mesures isotopiques des C1c du champ de Fahud sont assez similaires à celles des C1c des affleurements (cf. chapitre 7). Elles sont ici aussi associées à la discontinuité du sommet de la première séquence de dépôt (IS2) et seraient générées par des fluides sous influence météorique. Une différence toutefois peut-être notée avec les affleurements, dans la position de la limite qui sépare verticalement les morphologies granulaires/de blocage et les morphologies scalénoédrales, cette dernière est moins nette dans le champ de Fahud. Ainsi ces deux fabriques cristallines des ciments C1c cohabitent jusqu'à la surface IS2, tandis que sur les affleurements les textures granulaires et de blocages disparaissaient au profit des scalénoèdres non luminescents dans les derniers mètres sous la surface.

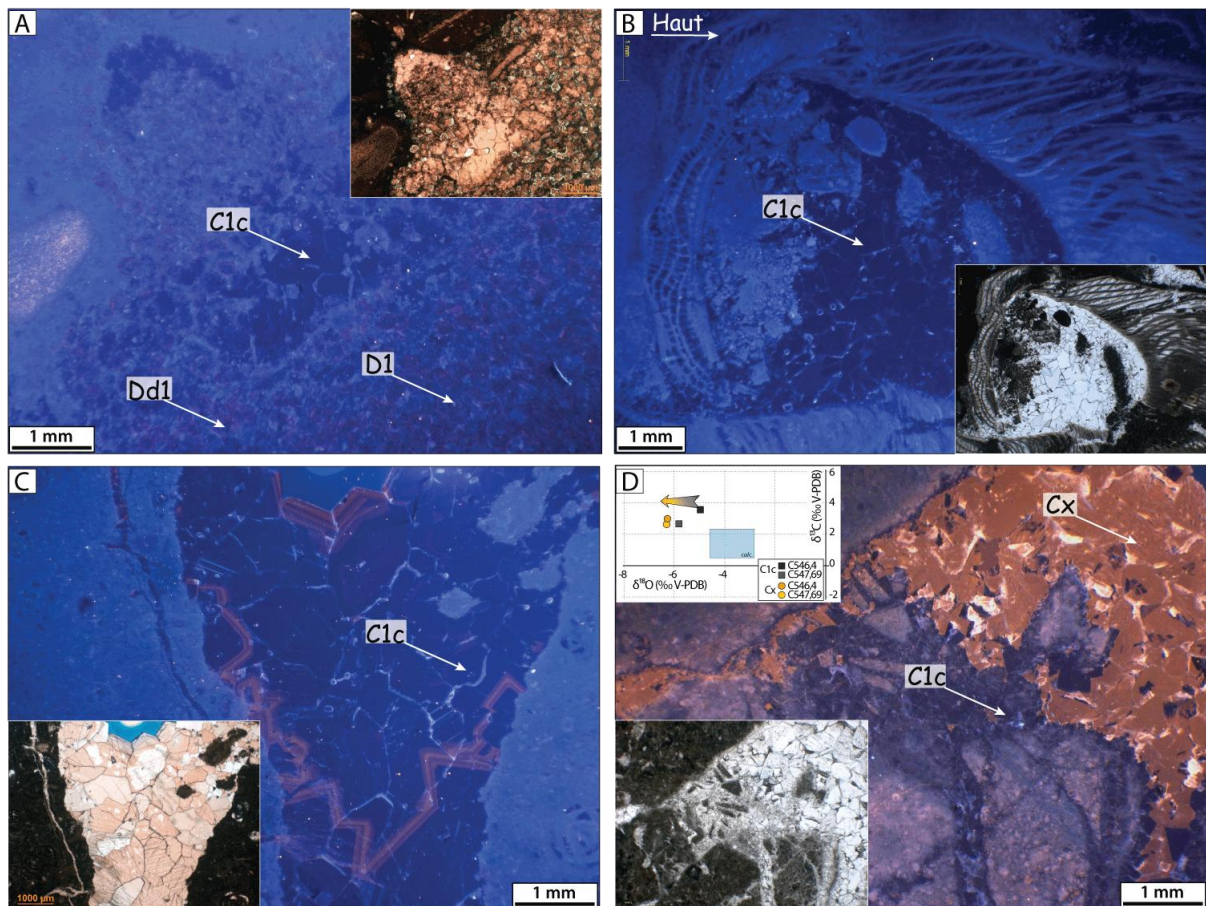


Figure 9.19 : Sous-zone sparitique C1c à Fahud.

A) Echantillon D728,3 (séquence I-7, Natih E2 puits F-397H2): Terrier partiellement dolomitisé (zone dolomitique D1). Les cœurs des rhomboédres sont dissouts et cimentés par la sous-zone C1c qui comble également le reste du terrier.

B) Echantillon D751,5 (Natih E3 puits F-397H2): Section transversale d'une valve de rudiste, la cavité viscérale et les "cellules" de la couche externe calcitique sont totalement cimentées par la sous-zone C1c.

C) Echantillon C591,33 (séquence I-7, Natih E2 puits F-394H1): fracture cimentée par la sparite C1c, formée par de larges cristaux faiblement luminescents, présentant 3 bandes de croissance concentriques plus luminescentes orangées. Vers le centre de la fracture, les cristaux présentent des terminaisons euhédrales et la dernière bande plus luminescente apparaît légèrement ferreuse (teinte rose-violacée par l'alizarine-ferricyanure).

D) Echantillon C547,69 (séquence I-7, Natih E2 puits F-397H2): C1c comble les fractures infra-millimétriques dans le bas de cet échantillon et se développe en petits scalénoédres faiblement luminescents sur les parois de la fracture principale dans le haut de l'échantillon. La macroporosité restante est ensuite comblée par une sparite luminescente à zonations sectorielles (Cx). Des mesures isotopiques sur ces deux phases sont reportées dans un diagramme $\delta^{13}\text{C} / \delta^{18}\text{O}$ et concernent deux échantillons. Les C1c possèdent des $\delta^{18}\text{O}$ déplétés par rapport au signal marin (rectangle bleu). L'inverse est constaté pour le $\delta^{13}\text{C}$.

Remarque sur l'interprétation de la surface IS2:



Figure 9.20: La surface IS2 en carotte.

La surface IS2, en carotte se manifeste soit par une surface nette et irrégulière (**Fig. 9.20**, puits F-382H1), soit par un intervalle d'aspect bréchifié et noduleux sur lequel la position exacte de la surface reste délicate à replacer (**Fig. 9.20**, puits F-397H2, -394H1). Cet aspect noduleux et bréchifié peut s'étendre sur une vingtaine de centimètres sous la surface. Les nodules centimétriques sont souvent caractérisés par des bords assez irréguliers et indentés, une morphologie sub-arrondie et par une texture 'décolorée' plus blanche que les niveaux sous- ou sus-jacents auréolant les nodules.

La morphologie de la surface, ou encore son aspect noduleux ne semble pas attribué à la formation de sols et de calcrètes en milieu semi-aride car aucun élément généralement diagnostique de la formation de sols n'est ici clairement exprimé comme par exemple des traces de racines (rhizoconcrétions), la précipitation d'une croûte carbonatée microcristalline (*hardpan*) ou de nodules laminés (*caliche nodules*, *pisolites*, etc), la présence d'une zone d'altération, de résidus de décalcification, etc. (**James & Choquette, 1990**). Il semblerait donc que l'aspect bréchique sous ces surfaces résulte d'une altération chimique (par des eaux météoriques? évaporées?) du carbonate encaissant. En l'absence d'une investigation pétrographique ou géochimique plus détaillée de ces intervalles particuliers, l'origine de ces structures ne peut être précisée.

Dissolutions précoces (?) et cimentations limitées (C1d/C1e?) sous les surfaces des cycles carbonatés-argileux à la base de la séquence II.

Description, localisation, chronologie: A l'exception de deux échantillons (B685, base de la séquence II et B627,4, top Natih D; puits F-391H1) présentant de fins scalénoédres non luminescents sur le pourtour de certains bioclastes, ces ciments n'ont pas été observés dans les cycles carbonatés-argileux à la base de la deuxième séquence de dépôt.

En carotte, ces cycles sont coiffés par des surfaces nettes, irrégulières et bioturbées (ichnofaciès de type *Glossifungites*) (cf. **Fig. 9.11**, surfaces 5a à 5d). Des cavités centimétriques, probablement de dissolutions, affectant préférentiellement les micrites et les bioclastes aragonitiques se développent sous ces surfaces et sont fréquemment colmatées par les argiles du cycle suivant. Leur densité est plus importante dans les trente derniers centimètres sous les surfaces (cf. **Annexe 2a**: planches photos illustrant plus en détail la morphologie de ces surfaces en carottes). Ces structures sont plus développées sous la dernière

des surfaces (S5d) coiffant les cycles haute fréquence de la base de la deuxième séquence de dépôt du Natih (3^{ème} ordre).

Éléments d'interprétation: Les cavités de dissolution, et leur colmatage par les argiles sus-jacentes pourraient indiquer des phénomènes de dissolution précoces attribuables chronologiquement aux séquences diagénétiques intrinsèques de chacune de ces surfaces. Si la dissolution des organismes aragonitiques dans un environnement marin peut être envisagée (cf. § dissolution de l'aragonite), elle semble exclue pour fraction calcitique initiale de la matrice micritique. Il faudrait en effet que les fluides marins soient suffisamment froids ou insaturés vis à vis de la calcite pour provoquer sa dissolution (**Schlager & James, 1978; Saller, 1986**), ce qui est peu compatible avec les conditions de plate-forme carbonatée peu profonde associée aux environnements de dépôt de ces cycles. Il est donc envisagé que des fluides sous influence météorique ont engendré ces dissolutions.

A la différence des ciments météoriques de la séquence I, les ciments précoces associés aux surfaces de discontinuités sont ici très rares (**Fig. 9.21**). Ceci pourrait s'expliquer par l'export des ions CaCO₃ des sites de dissolutions. Il se pourrait également que la durée de ces épisodes émergifs ne soit pas assez longue pour permettre l'installation d'un véritable système de drainage et de circulation des fluides météoriques.

Les bioturbations de type *Glossifungites* indiquent que les surfaces qui les supportent ont été façonnées pour une partie de leur histoire, en milieu marin. Elles témoigneraient d'une certaine cohésion du substrat, pouvant être qualifié de *firmground* (**Pemberton & MacEachern, 1995**). Leur mise en place serait associée au ré-enoïement de la surface et à une période de condensation sédimentaire. La reprise de la sédimentation est ensuite assurée par le dépôt d'argiles (association de faciès I'-a) qui percolent également dans les cavités et les terriers restés vides.

Ces surfaces composites enregistreraient donc à la fois des périodes d'émergence et de ré-enoïement (**Fig. 9.21**). De telles surfaces ont été décrites par exemple dans les séries liasiques du seuil Caussenard (**Hamon, 2004**) ou dans les formations crétacées du Shuaiba et du Nahr Umr sur la plate-forme omanaise (**Immenhauser et al., 2000; Satler et al., 2005; Rameil et al., 2011**). Bien qu'il soit quasiment impossible d'estimer ici la durée des lacunes sédimentaires associées à ces surfaces, l'arrêt de sédimentation serait de courte durée, ce qui semble confirmé par l'absence de macro-cimentations précoces des cavités et leur remplissage par les faciès sus-jacents.

Toutefois une alternative à ce modèle reste envisageable qui serait qu'aucune émergence n'affecte les sédiments sous ces surfaces. Dans ce cas de figure, la période de condensation sous-marine serait associée à une dissolution précoce de l'aragonite et à une cimentation peu développée à partir de fluides marins. Les terriers et les vides moldiques seraient infiltrés par les argiles sus-jacentes à la reprise de la sédimentation. Par la suite, au cours de l'enfouissement des fluides plus agressifs serait responsable de l'élargissement des vides moldiques et d'une microfracturation - dissolution des particules micritiques à proximité des discontinuités sédimentaires. Au sommet de la formation Shuaiba au Jebel Madar, **A. Immenhauser & Rameils (2011)** traitent d'une telle problématique en mettant en évidence un

épisode de dissolution tardive (*hypogenic karstification*) le long de la surface de discontinuité pouvant être (més)interprétée comme une paléosurface épikarstique. Selon ces auteurs, ces structures de dissolution se concentrent à l'interface carbonate-argile du fait de la faible perméabilité des argiles qui permettraient une circulation privilégiée de fluides agressifs d'enfouissement le long de cette surface.

Ces deux hypothèses sont présentées dans la **figure 9.21**. En l'absence de preuves indisputables de karstification météorique, il reste délicat de trancher en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses.

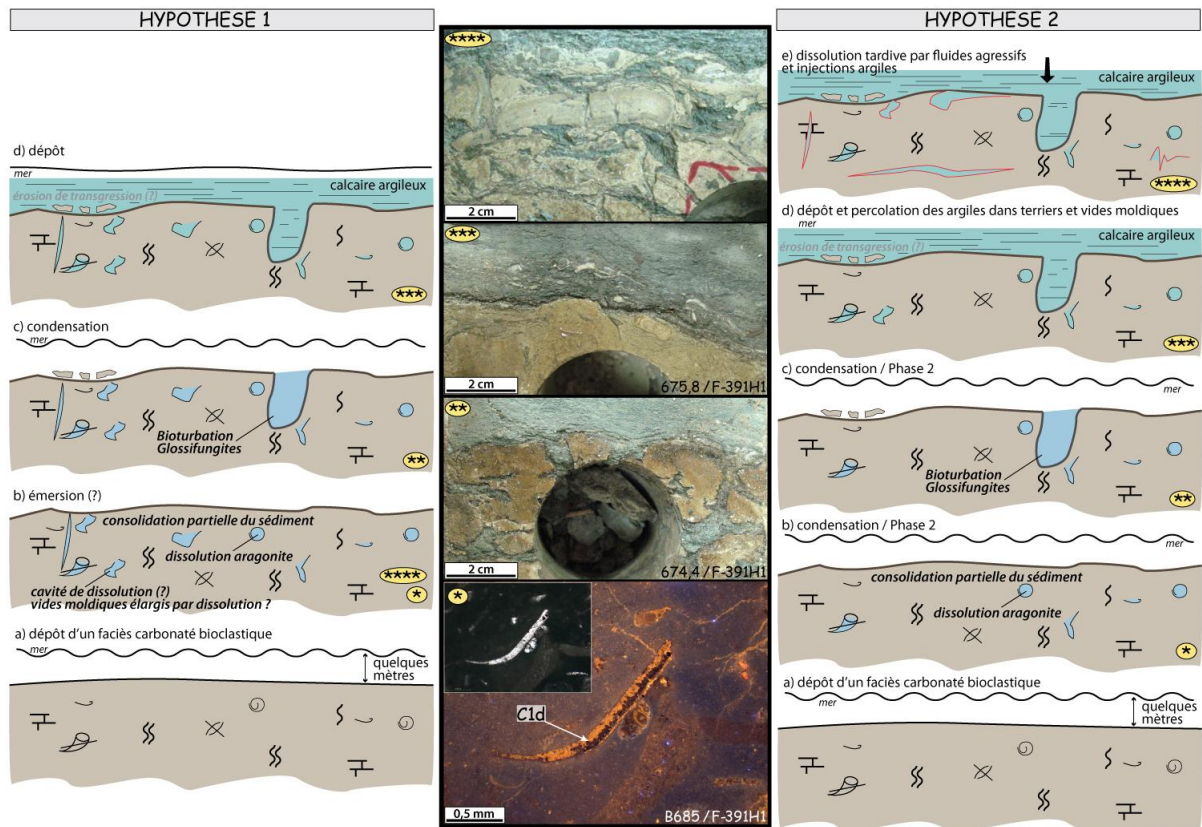


Figure 9.21: Deux hypothèses de reconstitution schématique des étapes de la formation des discontinuités de la base de la séquence II.

Sous-zone C1f / sommet de la séquence II

Description, localisation:

Au sommet de la deuxième séquence de dépôt, des ciments sparitiques précoces faiblement luminescents assez similaires aux C1c de la séquence I ont été observés sur une vingtaine de mètres sous la surface sommitale. Selon la position stratigraphique des échantillons analysés, deux types de ciments sparitiques sont identifiés et respectivement nommés C1f.a et C1f.b (**Fig. 9.10**):

- Dans la partie inférieure, C1f.a forme une frange de ciments scalénoédraux peu épais qui se développent sur les pourtours de vides moldiques (**Fig. 9.22-C**) et sur les épontes d'une génération de fractures assez irrégulières et d'ouverture inframillimétrique. (**Fig. 9.22-D**). En cathodoluminescence, ils sont constitués d'un à deux couplets de bandes concentriques non-luminescentes et luminescentes. C1f.b forme des ciments de blocage limpides, marrons

sombres à non-luminescents en CL. Ces ciments colmatent l'essentiel de la porosité résiduelle des sédiments ainsi qu'une génération de fractures inframillimétriques (**Fig. 9.22-C et D**). Dans certains vides moldiques, à la base de l'intervalle étudié, C1f.b précipite après une zone dolomitique (D1'). Dans la plupart des cas, C1f.a et C1f.b forment les premières zones sparitiques. La limite d'observation inférieure de cette sous-zone est au moins de 26 m sous la surface S7 qui forme le sommet de la séquence II (sommet du Natih C). Plus bas, l'absence d'échantillons ne permet pas de constater l'extension maximale vers le bas de cette zone. Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur des microprélèvements de C1f.b (n= 7) sont comprises entre -5,56 et -4,75‰ PDB (m= -5,24; σ = 0,39). Celles du $\delta^{13}\text{C}$ varient entre +1,65 et +4,78‰ PDB (m= +2,81; σ = 1,08) (**Fig. 9.33**). Le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré sur un échantillon donne une valeur de 0,707396.

- Dans les cinq derniers mètres sous la surface S7 (sommet séquence II), C1f.a et C1f.b deviennent plus rares et se développent en ciment frangeant, peu épais (~250 μm) et faiblement luminescent (**Fig. 9.22-A et B**). Aucune fabrique gravitationnelle (ciments en ménisque, ou pendants) n'a été reconnue. Dans cet intervalle C1f.a et C1f.b sont recouvertes par des calcites de blocages luminescentes à zonations concentriques ou sectorielles.

Chronologie, éléments d'interprétation: Plusieurs caractères permettent de proposer pour les ciments C1f une précipitation précoce à partir de fluides sous influence météorique:

- Leur chronologie relative. La sous-zone C1f précipite en effet après (ou pendant) une phase de dissolution de l'aragonite et semble se former avant une compaction trop importante des sédiments, car elle permet d'apporter une certaine cohésion aux vides moldiques qu'elle cimente (**Fig. 9.22-B**), prévenant l'effondrement des parois des organismes dissouts lors de l'enfouissement.

- Leur répartition spatiale. L'absence des ciments C1f au dessus de la surface S7 (sommet de la séquence II) et leur précocité suggèrent qu'ils appartiennent à la séquence diagénétique intrinsèque *sensu* **Durllet et Loreau (1996)** de cette discontinuité.

- Leur caractères pétrographiques (minéralogie initiale en LMC, très faible luminescence...) sont très proches des sparites C1c décrites dans la séquence I à l'affleurement et dans la zone de Fahud et interprétées comme des calcites d'origine météorique.

- Les isotopes de l'oxygène, légèrement plus négatifs que les calcites marines théoriques (**Fig. 9.33**) soutiennent l'hypothèse d'un fluide d'origine météorique. De même que pour les C1c, les $\delta^{13}\text{C}$ quant à eux ne montrent pas d'influence de carbone organique dérivé de sols.

- En carotte, la surface sommitale de la séquence II est associée à une forte altération du sédiment sur une vingtaine de centimètres sous la surface (puits F-391H1) et à des cavités de dissolution affectant aussi bien les organismes aragonitiques que la matrice micritique (cf. section 9.1.2 Architecture des séquences de dépôt, **Fig. 9.13, Annexe B2**). Une partie de ces vides sont cimentés par les ciments précoces C1f, d'autres sont colmatés par les argiles du cycle suivant, mais d'une manière générale, une bonne porosité semble créée et préservée au sommet de la séquence II, sur une épaisseur de 3 à 5 mètres sous la surface. Cet intervalle correspond également à la zone où les ciments C1f s'amenuisent. Les phénomènes de dissolution prononcé et la raréfaction des ciments météoriques serait compatibles avec une

diagenèse précoce en milieu vadose et dans des conditions semi-aride, comme cela a été montré pour le sommet de la séquence I (cf. chapitre 8). Cependant à la différence du Natih E, les phénomènes de dissolution sous la surface serait ici plus prononcés.

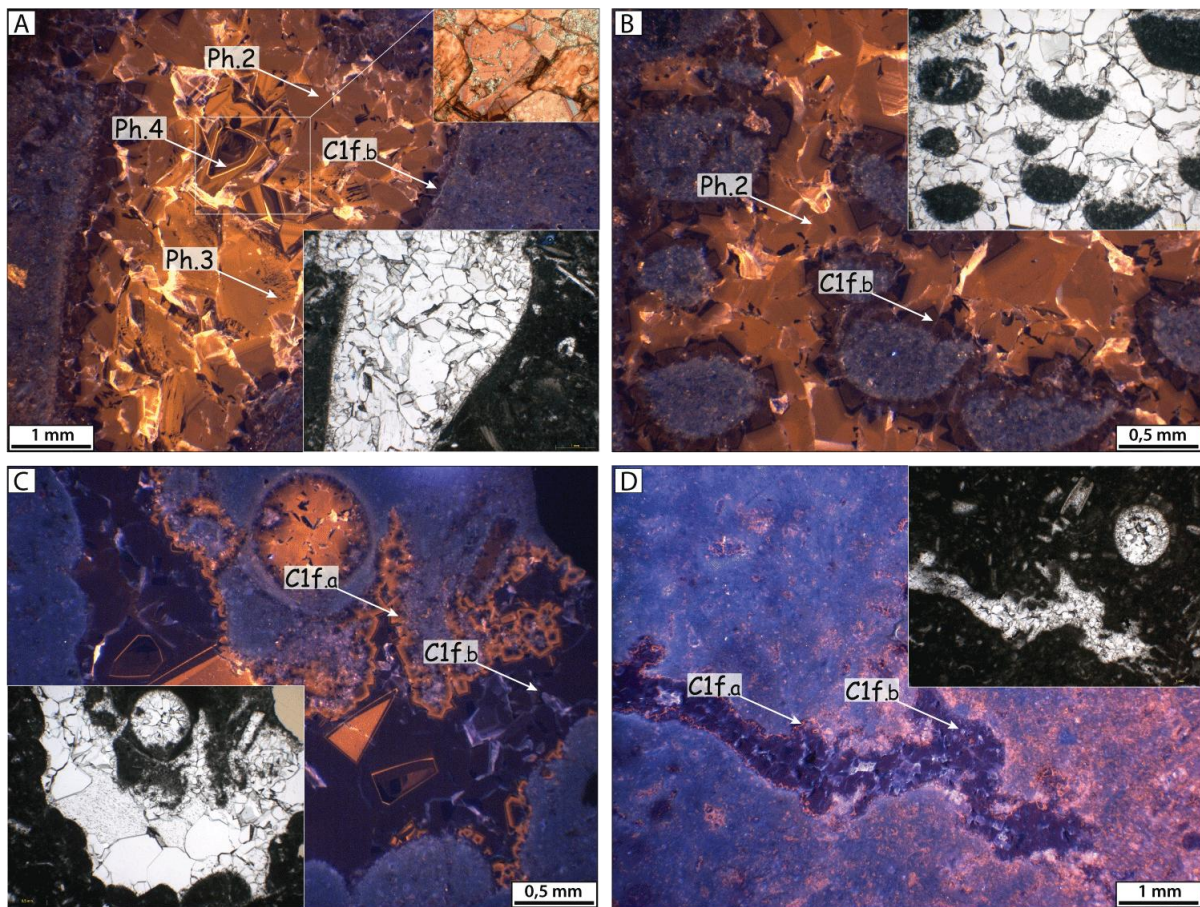


Figure 9.22 : Sous-zone sparitique C1f à Fahud.

A) Echantillon B580,6 (séquence II-2, Natih C1 puits F-391H1; 4,6 m sous la surface S7): Les parois de ce vide moldique sont cimentées par une frange scalénoédrale peu luminescente (C1f.b). La porosité moldique résiduelle est ensuite colmatée par 3 zones sparitiques plus lumineuses. Ph2 est constituée d'une bande orangée moyennement lumineuse. Ph3 montre une luminescence plus prononcée et des zonations sectorielles. Ph4 se compose de plusieurs bandes de luminescence, variablement imprégnées en fer.

B) Même échantillon qu'en A): le développement d'une frange scalénoédrale permet de maintenir une cohésion et de prévenir l'effondrement des parois dans ce vide.

C) Echantillon B602,7 (séquence II-2, Natih C2 puits F-391H1; environ 26 m sous la surface S7): Les sous-zones sparitiques C1f.a et C1f.b, ici très développées, colmatent ce vide moldique

D) Echantillon D595,87 (séquence II-2, Natih C2 puits F-397H2): C1f.a et C1f.b se développent dans une fracture précoce peu continue, aux contours irréguliers et à ouverture inframillimétrique.

Sous-zone TN.C1a / TN.C1b / sommet du Natih

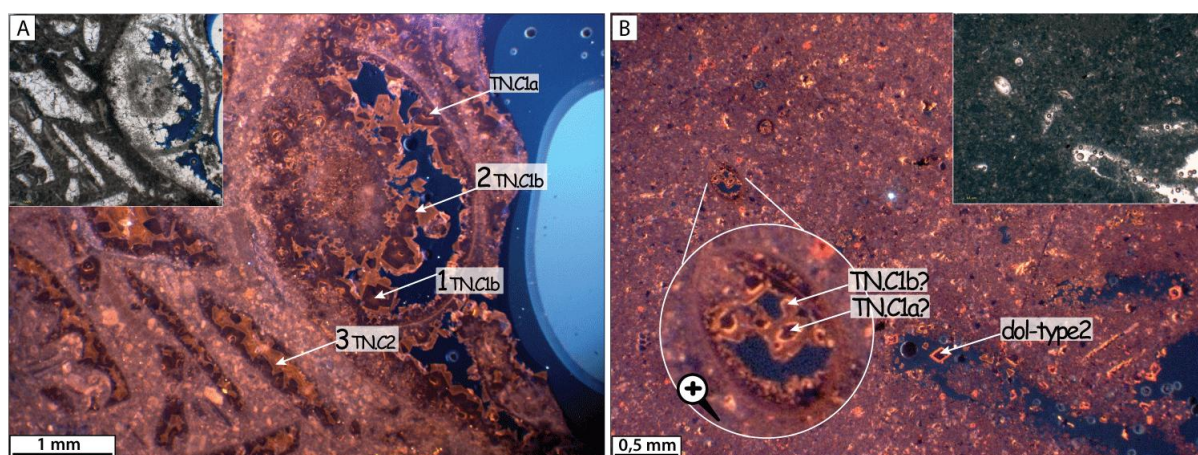
Description, localisation: Dans le sommet du Natih, des ciments précoces (nommés avec un suffixe TN pour Top Natih) ont été identifiés, se divisant en deux sous-zones:

(i) La sous-zone TN.C1a est formée par des ciments scalénoédraux très peu épais (< 70 µm) constitués par le couplet suivant: large bande non-luminescente / fine bande lumineuse (**Fig. 9.23-A**). Ce couplet est observé en bordure de cavités moldiques dans les faciès riches en bioclastes et en rudistes (associations de faciès III-b et III-c) de l'unité réservoir A3, c'est à

dire au sommet de la séquence III. Aucune mesure isotopique n'a pu être effectuée sur TN.C1a en raison de son épaisseur trop faible pour des prélèvements manuels.

(ii) La sous-zone TN.C1b se développe en surcroissance sur les scalénoédres de TN.C1a. Elle est en revanche plus développée et exhibe 2 bandes de luminescence concentrique orangée, puis brune, allant jusqu'à environ 250 µm d'épaisseur (**Fig. 9.23-A**). Pour cette sous-zone, quelques points EDS (reportés dans le tableau de la **figure 9.23**) précisent les compositions en éléments majeurs et traces de TN.C1b. Aucune mesure isotopique n'est disponible pour cette sous-zone.

Les extensions verticales de TN.C1a et TN.C1b ne sont pas connues vers le bas en l'absence d'échantillons descendant plus bas dans la séquence III. Vers le haut, les faciès de la séquence IV deviennent très boueux, les rares allochèmes sont le plus souvent dissouts, et les ciments sont très rares. Aussi il reste difficile de contraindre l'extension verticale des sous-zones TN.C1a et TN.C1b vers le haut. Toutefois, de petits ciments scalénoédraux formés d'un couplet large bande non-luminescente / fine bande luminescente et surmontés par une bande à luminescence modérée sont décelables dans de rares échantillons jusqu'au sommet de la carotte du Natih (**Fig. 9.23-B ; Fig. 9.14**), et pourraient correspondre à TN.C1a et TN.C1b.



	1: TN.C1b lum	2: TN.C1b dull	3: TN.C2
Mn (ppm)	< LD	< LD	< LD - 269 (62)
Fe (ppm)	775	< LD	257 - 1703 (685)
Sr (ppm)	634	441 - 1190 (816)	492 - 867 (677)
Na (ppm)	491	624 - 1236 (930)	543 - 899 (810)
mole% FeCO ₃	0,14	< LD	0,06 - 0,31 (0,12)
mole% MgCO ₃	1,62	0,55 - 0,93 (0,74)	0,37 - 0,95 (0,69)

n = 1 *n* = 2 *n* = 5

< LD - teneurs sous la limite de détection de la sonde EDS (< 100 ppm)

Figure 9.23: Sous-zone sparitique TN.C1 à Fahud.
 A) Echantillon B445,08 (séquence III, Natih A3 puits F-391H1): les parties aragonitiques des organismes sont dissoutes et cimentées par les scalénoédres des sous-zones TN.C1a et TN.C1b, puis par la sparite TN.C2; les mesures EDS sur TN.C1b et TN.C2 sont reportées dans le tableau ci-contre.

B) Echantillon B416,58 (séquence IV, Natih A1 puits F-391H1): dans ce mudstone - wackestone, de rares ciments scalénoédraux très peu épais se développent dans les vides moldiques et pourraient correspondre aux sous-zones TN.C1a et b.

Chronologie, éléments d'interprétation: Les ciments TN.C1 soulignent le pourtour de vides moldiques et pré-datent la compaction mécanique; ce sont donc des ciments précoces. Bien qu'aucune mesure isotopique n'ait été réalisée sur les ciments TN.C1 et que leurs extensions verticales ne soient pas contraintes avec précision, une origine météorique est fortement probable, et serait reliée à discontinuité du sommet du Natih. L'absence, ou la très faible

teneur en fer et en manganèse des TN.C1bc soutient l'hypothèse d'un environnement diagénétique plutôt oxydant.

Les niveaux bréchifiés de la séquence I et les sparites associées FC2

Description, localisation: Au moins trois intervalles d'épaisseurs métriques, fortement fracturés et d'aspects bréchifiés affectent le sommet de la séquence I, dans le puits F-391H1 (**Fig. 9.24**), au sein de wackestones bioturbés plus ou moins bioclastiques, à foraminifères benthiques (association de faciès I-d). La plupart des vides moldiques et intragranulaires, ainsi qu'une génération de fractures d'ouverture (pluri-)millimétrique sont cimentés par une sparite faiblement luminescente, attribuée à la sous-zone C1c. Ils sont recoupés par des fractures plus larges, à ouvertures centimétriques, colmatées par de large cristaux de sparite plus tardive exhibant en cathodoluminescence des bandes concentriques marrons à orangées. Cette zone sparitique est ici nommée FC2. Sur les bords de ces fractures, de fines lamines de sédiments internes, constituées d'une micrite microcristalline incorporant des fragments d'encaissants peuvent être intercalées dans les bandes de croissance de la sparite FC2 (**Fig. 9.24-B**), leurs orientations ne sont alors pas systématiquement géotropes. Dans d'autres échantillons, ces sédiments internes forment des couches un peu plus épaisses et géotropes (**Fig. 9.24-A**).

Dix mesures isotopiques réalisées sur la zone FC2 des échantillons B700,83 et B700,58 révèlent des $\delta^{18}\text{O}$ peu différents des C1c, compris entre -6,22 et -4,63 ‰ PDB ($m = -5,58$; $\sigma = 0,46$). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ varient entre +2,7 et +3,53 ‰ PDB ($m = +2,95$; $\sigma = 0,29$).

Remarque: ces niveaux n'ont pas été reconnus dans les autres puits.

Chronologie et éléments d'interprétation: Au moment de la fracturation et de la bréchification du l'encaissant, associées aux sparites FC2, une certaine cohésion du sédiment existait, comme en témoignent les sparites C1c et les allochèmes recoupés par ces fractures (**Fig. 9.24-A**).

L'incorporation de sédiments internes micritiques dans les zones de croissance de FC2 (**Fig. 9.24-A et B**) suggère que des circulations hydrauliques assez intenses sont survenues lors de la précipitation de FC2, alors que toute la matrice de la série n'était pas encore indurée. Ces fluides ont « arraché » et déplacé des fines particules et les ont "plaquées" sur les faces de FC2. Un tel phénomène pourrait être le résultat de fracturations hydrauliques survenues au début de l'enfouissement, avant la lithification générale de la série. Cette hypothèse, si elle s'avère exacte, pourrait indiquer l'existence de séismes ou de mouvements diapiriques relativement précoces, peut-être contemporains du début de la mise en place du Fiq.

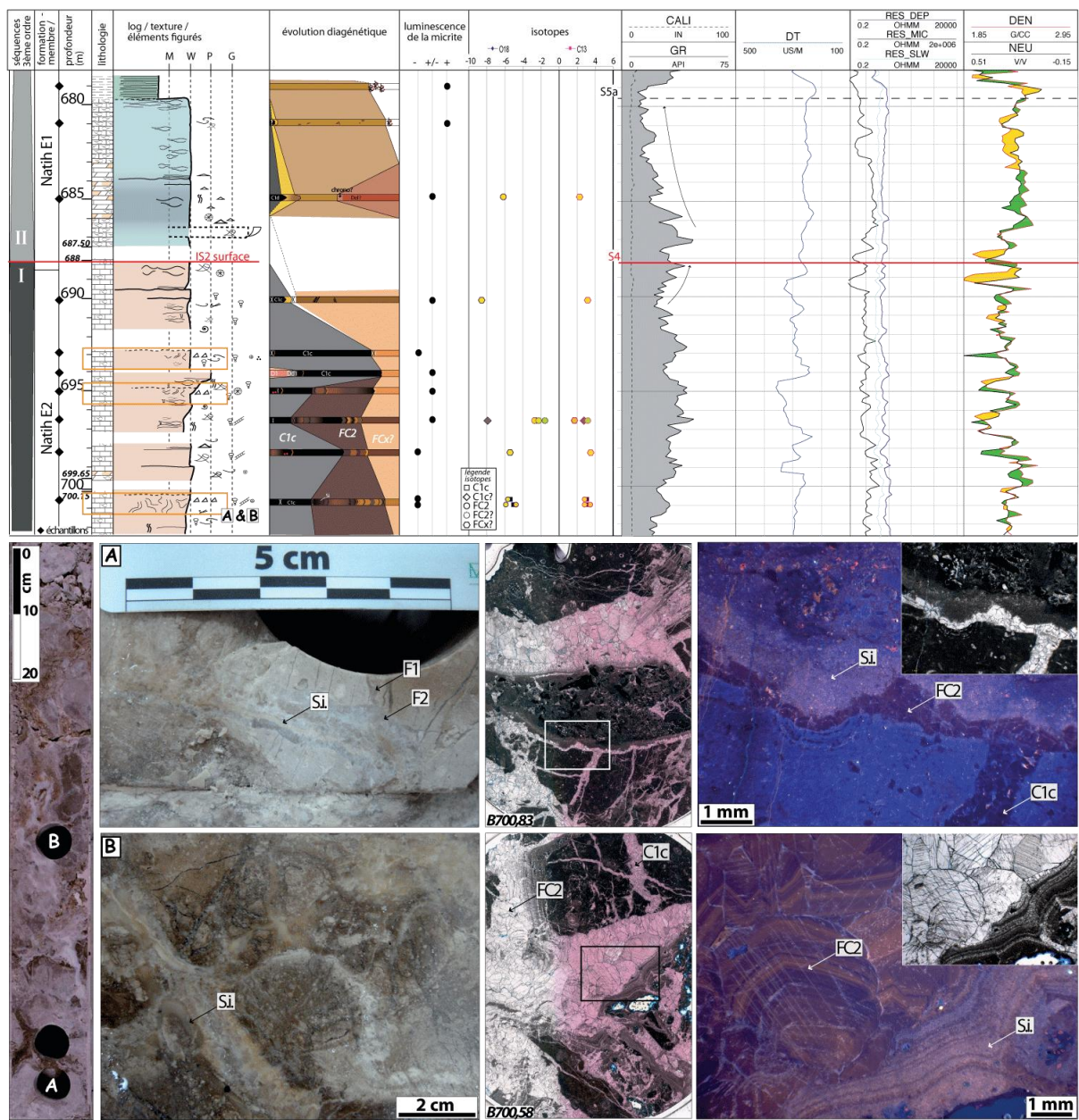


Figure 9.24: Localisation et illustration des niveaux bréchifiés dans l'unité réservoir E2. Extrait du log sédimento-diagénétique du puits F-391H1; plusieurs intervalles métriques fortement fracturés et d'aspect bréchifiés (rectangles oranges) sont présents dans le sommet de l'unité réservoir E2, sous la surface IS2 (surface S4).

A) & B) Photos de carottes, scans des lames minces B700,83 et B700,58, respectivement en A) et B). En cathodoluminescence, une première génération de fractures millimétriques est cimentée par la sparite faiblement luminescente C1c. Elle est recoupée par des fractures centimétriques colmatées par de larges cristaux de sparite présentant des zonations concentriques modérément luminescente (FC2). De fines lamines de sédiments internes sont intercalées dans les zones de croissance de la calcite FC. Elles sont souvent "plaquées" de manière non géotrope sur les faces des cristaux de FC2, et témoigneraient ainsi de flux hydrologiques rapides, compatibles avec de la fracturation hydraulique.

Ciments d'enfouissement - Zones sparitiques C3' et C4'; Cdivers

Plusieurs générations de sparites postérieures aux C1 et variablement luminescentes se développent dans les porosités résiduelles et dans plusieurs générations de fractures. Ces zones ne sont pas toujours évidentes à corréliser entre les différentes unités stratigraphiques.

Aussi, elles sont détaillées par intervalle stratigraphique dans les paragraphes suivants pour les séquences I, II et III-IV. Dans la mesure où ces phases n'ont pas pu être directement reliées aux sparites d'enfouissement observées sur les affleurements, une nomenclature différente sera adoptée pour illustrer ces phases diagénétiques.

⇒ **Séquence I:** Les vides moldiques et certaines fractures qui ne sont pas entièrement cimentés par la sous-zone C1c, sont fréquemment colmatés par plusieurs générations de ciments à zonations concentriques ou sectorielles variablement luminescentes. Les valeurs isotopiques (n= 21) obtenues sur ces ciments sont très variables (**Fig. 9.33**): les $\delta^{18}\text{O}$ sont compris entre -9,52 et -1,24 ‰ PDB (m= -4,95; $\sigma = 2,45$) et les $\delta^{13}\text{C}$ entre -3,29 et + 6,67 (m= +1,91; $\sigma = 2,71$). Il est toutefois possible de distinguer 3 groupes d'évolution des valeurs isotopiques parmi ces sparites post-C1c, qui suivent (a) une diminution progressive du $\delta^{18}\text{O}$ (**Fig. 9.33**: tendance II ; **Fig. 9.19-D**), (b) une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ associée à une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ (**Fig. 9.33**: tendance III ; **Fig. 9.25**) et (c) une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ associée à une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ (**Fig. 9.33**: tendance IV ; **Fig. 9.26**).

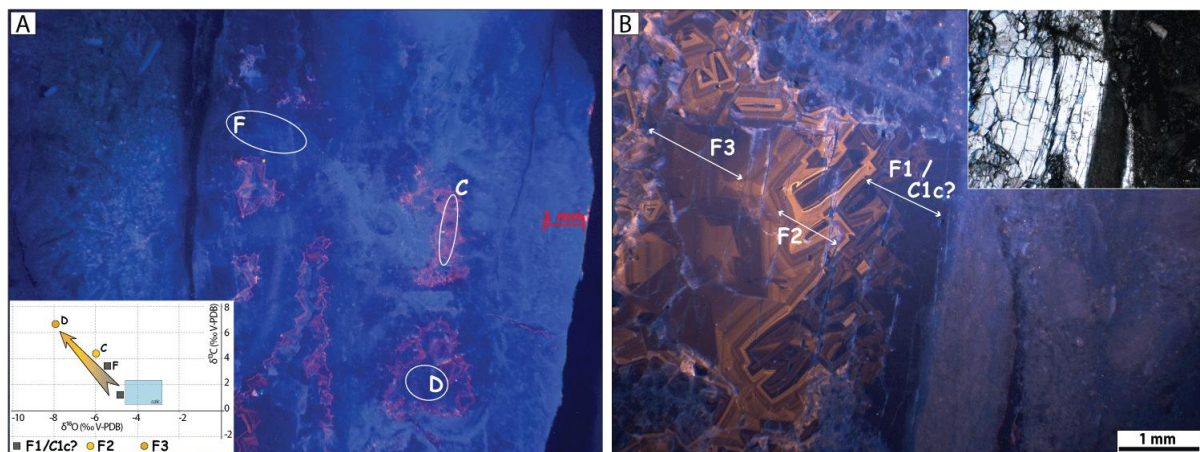


Figure 9.25: Evolution isotopique des ciments d'enfouissement, tendance III

A) Cliché en cathodoluminescence du talon poli de l'échantillon A619,6 (puits F-382H1, unité réservoir E3): les cercles blancs indiquent les zones diagénétiques prélevées sur le sucre par micro-fraisage. Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont reportées dans le diagramme isotopique. Elles montrent une augmentation progressive des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ associée à une diminution des $\delta^{18}\text{O}$ vers le centre de cette cavité. B) même échantillon qu'en A) en lame mince: 3 zones diagénétiques sont distinguées: F1 est faiblement luminescente, avec des terminaisons euhédrales, soulignées par 2 bandes concentriques à luminescence marron. F2 est constituée de plusieurs bandes de luminescence concentriques orangées. F3 scelle la cavité et possède une luminescence modérée marron.

Eléments d'interprétation: Les variations de luminescence observées pour ces ciments ainsi que leur chronologie relative au sein de la séquence diagénétique suggèrent une précipitation au cours de l'enfouissement des formations du Natih, dans des environnements plus réducteurs. Il est toutefois intéressant, sur la base des différentes tendances d'évolution des isotopes, de préciser différents scénarios d'évolution des fluides parents de ces ciments:

(a) tendance II, diminution du $\delta^{18}\text{O}$: Cette évolution isotopique est probablement associée à un effet de température agissant sur le $\delta^{18}\text{O}$ des ciments d'enfouissements. Elle est en effet observée entre les ciments C1c faiblement luminescents, associés à une diagenèse précoce météorique, et des ciments luminescents à zonations sectorielles les recoupant (**Fig. 9.19-D**). L'incorporation de manganèse dans le réseau de ces calcites plus luminescentes appuie

également l'hypothèse d'un changement vers des environnements sub-oxygènes à réducteurs au cours de l'enfouissement. Dans cette catégorie de ciments, deux mesures isotopiques du strontium effectuées sur des sparites luminescentes à zonations sectorielles indiquent des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,707381 et 0,707474. Ces valeurs restent relativement proches des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ attendus pour une eau de mer cénomaniennne (0,70732-0,70744), ils suggéreraient une influence dominante du strontium de l'encaissant.

(b) tendance III, diminution du $\delta^{18}\text{O}$ / augmentation du $\delta^{13}\text{C}$: les fortes valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ (jusqu'à +6,67 ‰ PDB) mesurées sur ces ciments indiquent un enrichissement en ^{13}C et une source de carbone différente, au moins pour partie, de la contribution des précurseurs marins cénomaniens. Les processus pouvant expliquer des telles valeurs sont ceux de la méthanogénèse (induite par effet thermique ou par l'activité bactérienne), qui résultent dans la production de CO_2 avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ très positives (précipitations de ciments carbonatés avec des $\delta^{13}\text{C}$ allant jusqu'à +15 ‰ PDB, **Irwin et al., 1977; Raven & Dickson, 2007**). Dans le cas des ciments du Natih l'excès de carbone 'lourd' reste modéré, suggérant une faible contribution méthanogénétique. Cette dernière pourrait provenir d'une diagenèse de la matière organique au cours de l'enfouissement, notamment dans les intervalles riches en carbone organique d'environnement de bassin intrashelf. La diminution du $\delta^{18}\text{O}$ suivrait comme pour le cas précédant une augmentation des températures.

(c) tendance IV, diminution du $\delta^{13}\text{C}$ et augmentation du $\delta^{18}\text{O}$: pour ces ciments, l'évolution vers des valeurs négatives en $\delta^{13}\text{C}$ pourrait traduire une contribution de CO_2 dérivé de processus de réduction bactérienne ou thermique des sulfates (**Machel, 2001**) ou de la décarboxylation thermique de composés organiques (**Irwin et al., 1977**). L'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ suggère quant à elle soit une précipitation à des température plus basses, soit l'influence d'un fluide externe avec un rapport isotopique plus positif.

Les ciments d'enfouissement de la première séquence de dépôt ont montré, lorsque leurs successions ont pu être détaillées à l'échelle de l'échantillon, plusieurs évolutions des fluides et des conditions de température au fur et à mesure de leur précipitation. Ces tendances caractérisent différents environnements mésogénétiques qui ont pu se succéder ou coexister au cours de l'enfouissement (**Fig. 9.16**).

De telles évolutions géochimiques sont également évoquées par **C. Taberner et al. (2010)**, à partir d'études pétrographiques et géochimiques dans le champ de Fahud. Ces auteurs évoquent l'intervention de saumures profondes, dérivées des formations salifères cambriennes de l'Ara Group et atteignant les réservoirs du Natih via des systèmes de failles profondes réactivées lors des mouvements tectoniques au cours de la diagenèse d'enfouissement. Leur interprétation se base sur (i) des analyses microthermométriques d'inclusions fluides contenues dans des sparites d'enfouissement, révélant des salinités élevées et des températures de piégeage supérieures aux températures maximales reconstituées d'après leur courbe d'enfouissement, (ii) des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fortement radiogéniques mesurés sur ces ciments, proche des valeurs marines du Précambrien / Cambro-Ordovicien et (iii) sur la géochimie des eaux de formation du champ de Fahud.

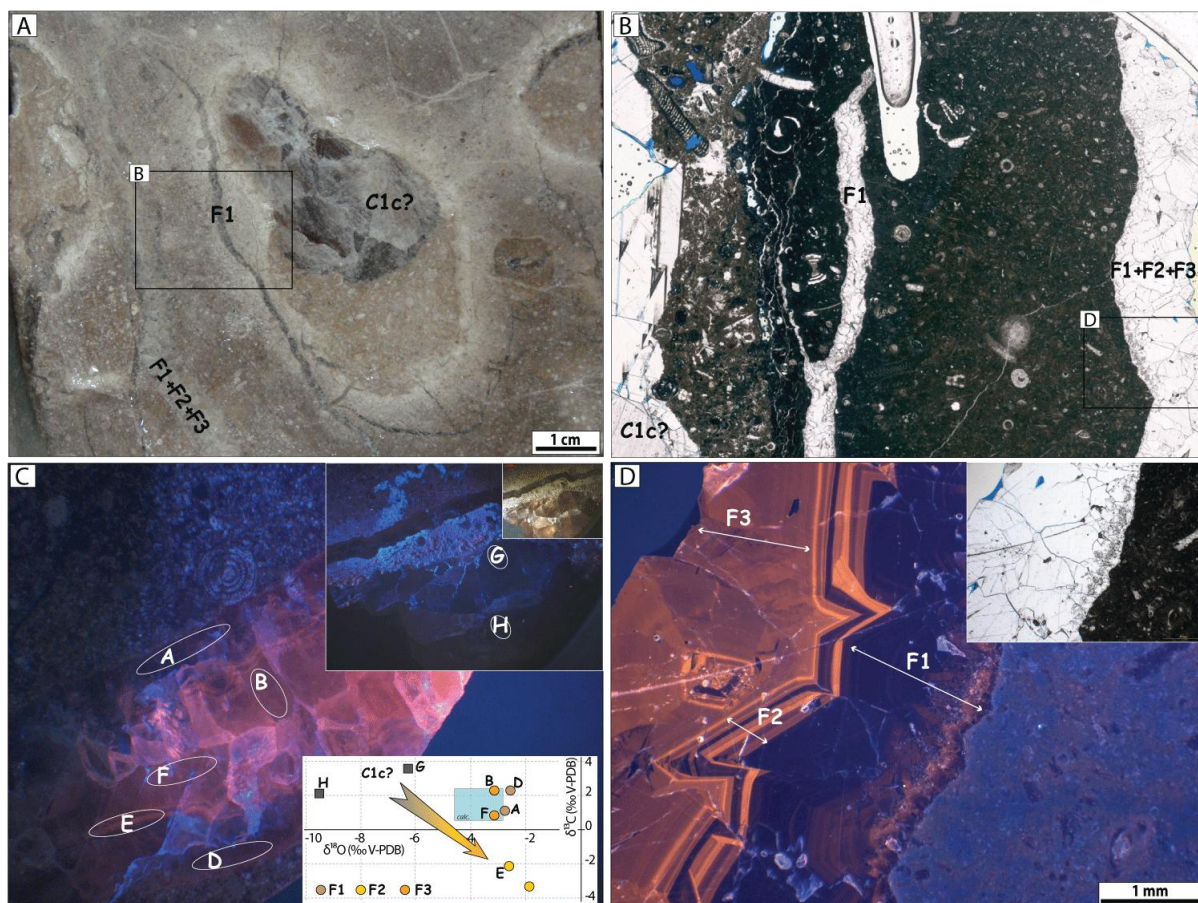


Figure 9.26: évolution isotopique des ciments d'enfouissement, tendance IV

A) Position sur la carotte de l'échantillon B696,6 (puits F-391H1, unité réservoir E2). B) scan de la lame mince. C) Cliché en cathodoluminescence du talon poli de l'échantillon B696,6: les cercles blancs indiquent les zones diagenétiques prélevées sur le sucre par micro-fraisage. Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont reportées dans le diagramme isotopique. Elles montrent une diminution des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ par rapport aux sparites C1c. D) même échantillon qu'en C) en lame mince: 3 zones diagenétiques sont distinguées: F1 est faiblement luminescente, de petites inclusions solides et des sédiments internes sont intercalés dans les premières bandes de croissance de F1, qui se terminent par des faces euhédrales. F2 est constituée de plusieurs bandes concentriques à luminescence variable. F3 scelle la fracture et possède une luminescence orangée.

⇒ Base de la séquence II: Deux zones sparitiques corrélables à l'ensemble des puits étudiés se développent au sein des porosités moldiques et de fractures des cycles argilo-carbonatés haute fréquence à la base de la séquence II. Cette succession se compose (i) d'une zone fortement luminescente dans les teintes jaunes, riche en fer (coloration mauve à violet par l'alizarine-ferricyanure de potassium) et présentant des terminaisons euhédrales superposée par (ii) une zone marron moyennement luminescente occultant la porosité résiduelle (**Fig. 9.27**). Ces ciments apparaissent assez similaires aux zones C3 et C4 décrites au chapitre précédent et sont ici nommés C3' et C4'.

Des mesures EDS sur C3' et C4' sont reportées dans la **figure 9.27**.

Au sommet du Natih D, deux prélèvements isotopiques sur des ciments de blocage moyennement ferreux à luminescence modérée marron indiquent des $\delta^{18}\text{O}$ de -5,87/-5,76, des $\delta^{13}\text{C}$ de 2,74/3,51 ‰ PDB et des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,707384 et 0,707389.

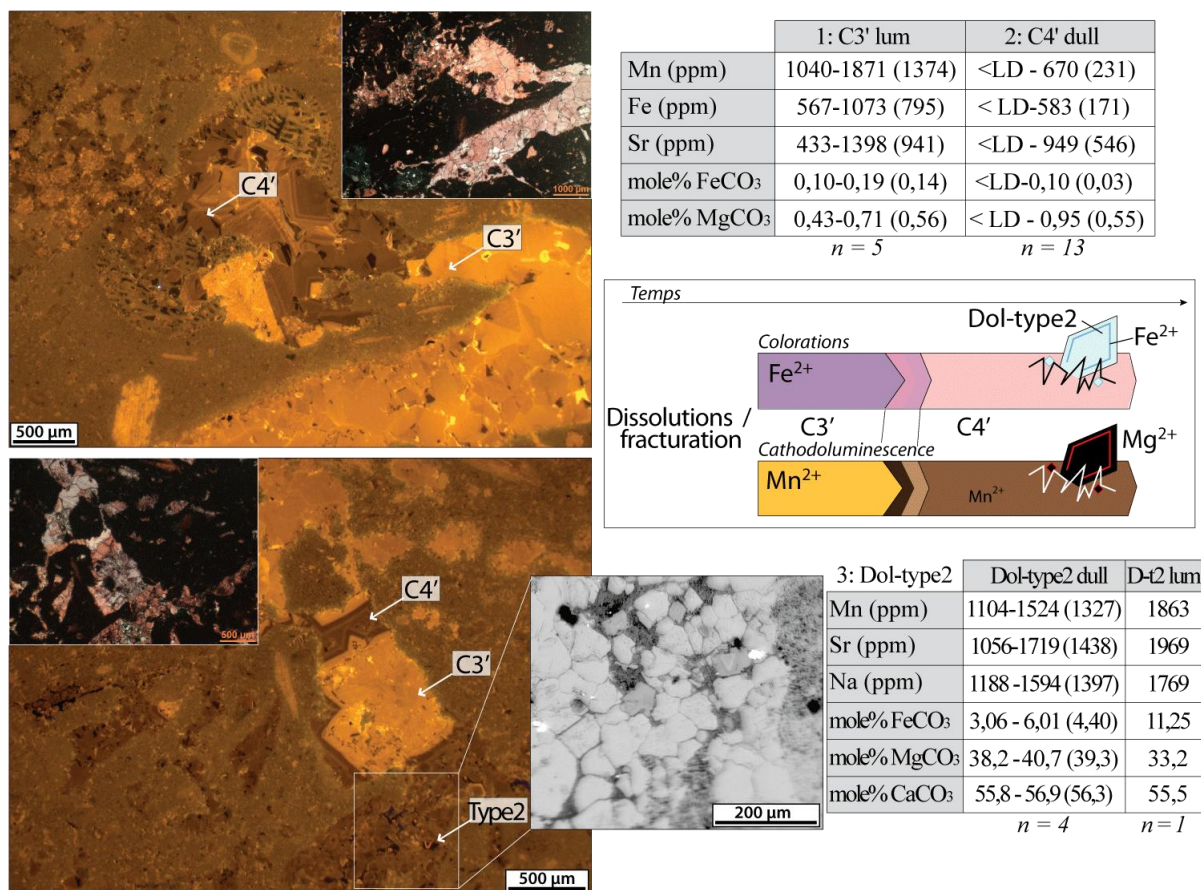


Figure 9.27: Zones sparitiques C3' et C4' dans la zone de Fahud.

Echantillon A551,7 (puits F-382H1; unité réservoir E1): La zone C3', très luminescente précipite après une phase de dissolution / fracturation; elle est colorée en mauve-violet par l'alizarine ferricyanure de potassium. Les mesures EDS soulignent pour C3' un enrichissement en fer et en manganèse. C3' est recouverte par la zone C4', faiblement luminescente et appauvrie en Fe et en Mn. Des petits rhomboèdres de dolomite (Type 2) associés à la zone C4' et à des joints de dissolution très peu épais, montrent un enrichissement en fer, notamment dans les fines bandes luminescentes.

Le schéma représente la séquence diagenétique type observée dans les échantillons des cycles hautes fréquence de la base de la séquence II.

⇒ Sommet de la séquence II: Au sommet de la séquence II (Natih C), au moins trois zones sparitiques se succèdent par dessus les sous-zones de C1f. Elles sont dénommées Ph.2; Ph.3 et Ph.4 dans la **figure 9.22-A et B** et sont constituées d'une première bande de luminescence modérée (Ph.2) précipitant en surcroissance sur C1f, puis d'une zone plus luminescente à zonations sectorielles (Ph.3) et enfin de plusieurs bandes de luminescence concentriques, dont certaines sont enrichies en fer (Ph.4).

Sur ces ciments, les prélèvements isotopiques (n=11) révèlent des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre -6,37 et -5,01 ‰ PDB (m= -5,49; σ = 0,44). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ varient entre +0,73 et +3,22‰ PDB (m= +2,19; σ = 0,6). Deux mesures du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indiquent des ratios de 0,707392 et 0,707481.

Chronologie et éléments d'interprétation: L'agencement relatif des phases mésogénétiques de la séquence II reste difficile à contraindre précisément entre les différentes unités stratigraphiques. Toutefois leurs caractéristiques pétrographiques et compositionnelles (ciment de blocage en LMC, teintes de luminescences modérées à vives, incorporation du fer et du manganèse) sont en accord avec une précipitation au cours de l'enfouissement à partir de

fluides sub-oxiques à réducteurs. Les isotopes de l'oxygène ($> -6,37\%$ PDB) indiqueraient l'influence de température modérément élevées relatives à l'enfouissement. Contrairement aux ciments mésogénétiques de la séquence I, aucun changement de la nature des fluides parents n'est décelable d'après les rapports isotopiques du carbone, qui semblent être tamponnés par le C^{13} issu de l'encaissant. De même, les rapports isotopiques du strontium (0,707409 en moyenne pour la séquence II) restent proches de l'influence de l'eau de mer cénomanienne.

⇒ Séquence III-IV: Dans cet intervalle, la dernière zone sparitique, nommée TN.C2, est principalement observée dans l'unité réservoir du Natih A3, plus granulaire que les unités A2 et A1, très boueuses et appauvries en bioclastes. TN.C2 est constituée d'une zone sparitique à luminescence modérée orangée. Celle-ci recouvre les ciments précoces TN.C1, et comble les vides moldiques de petite taille (millimétrique). Dans les plus larges pores, TN.C2 possède des terminaisons euhédrales et une partie des porosités moldiques sont préservées (**Fig. 9.23-A**).

Les mesures sur TN.C2 (n=5) révèlent de faibles teneurs en Mn et Mg et une relative abondance du fer (cf. tableau de la **Fig. 9.23**). Aucune mesure isotopique n'a pu être effectuée sur cette zone.

Chronologie et éléments d'interprétation: Aucune phase de ciment ne recouvre ni ne recoupe TN.C2, qui est probablement la dernière zone précipitée avant la mise en charge du réservoir. Celle-ci débiterait rapidement à la fin du dépôt des argiles du Fiqa (fin Crétacé / début Tertiaire; **Terken, 1999**).

Compaction chimique - stylolitisation et fracturation

Description, localisation: Des joints de dissolution formant des filaments irréguliers et discontinus et des stylolites (sub)horizontaux de faibles d'amplitude (< 1 cm) matérialisent les phénomènes de compaction chimique. Ils sont fréquemment soulignés par une forte concentration d'oxydes et peuvent être associés à une phase de dolomite (cf. infra) à l'intérieur et à proximité des stylolites. Ces figures de pression-solution sont préférentiellement localisées dans les faciès plus boueux des unités réservoirs E4, E2, E1, D1, C2, A5-6-7; elles sont beaucoup plus rares dans les faciès granulaires (unités E3, C1, A4-A3). Dans les faciès bioturbés, les zones de terriers forment des nodules plus cimentés à l'interface desquels les zones inter-nodulaires, relativement plus plastiques, concentrent localement stylolites et sutures argileuses (**Fig. 9.28**).

Des fentes de tension, perpendiculaires aux joints de dissolution se développent occasionnellement en bordure des 'nodules' plus cimentés, elles sont colmatées par des sparites mésogénétiques (**Fig. 9.29-A et B**). Les faciès de rampe médiane à distale apparaissent quant à eux rythmés par une alternance de wackestones bioturbés, argileux et laminés et de mudstones laminés parfois riches en matière organique, dans lesquels se concentrent la compaction chimique. Ils forment des horizons plans de plusieurs centimètres d'épaisseur.

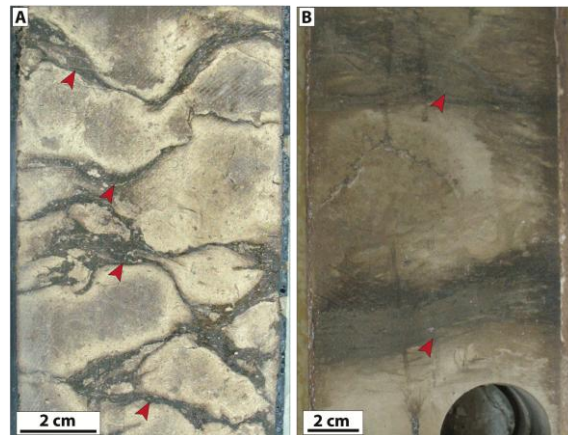


Figure 9.28: Figures de pression-dissolution dans les faciès bioturbés de "lagon" (A- côte 701,7; puits F-397H2) et de rampe distale (B- côte 683,7; puits F-382H1).

Chronologie et éléments d'interprétation: Les figures de pression-solution sont systématiquement (sub-)horizontales, indiquant une contrainte verticale due au poids de la pile sédimentaire. Elles se développent au cours de l'enfouissement, et sont associées à d'autres phases comme la dolomite ou des sparites mésogénétiques. Les critères pétrographiques n'ont pas permis à eux seuls de relier les sparites mésogénétiques précipitées dans les fentes de tensions avec celles décrites précédemment. En revanche, **C. Taberner et al. (2010)** reportent des valeurs isotopiques, mesurées sur différentes zones sparitiques colmatant des fentes de tensions dans les unités E2 et E1, comprises entre -7,3 et -1,7 ‰ v-PDB pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -6 et +2,9 ‰ v-PDB pour le $\delta^{13}\text{C}$. Leurs signatures isotopiques marqueraient des variations entre deux pôles: l'un associé à des fluides tamponnés par l'encaissant ($\delta^{13}\text{C}$ marin) relativement chauds ($\delta^{18}\text{O}$ négatifs) et l'autre affilié à une source de fluide externe et à une source de carbone organique enrichie en isotope légers (diminution du $\delta^{13}\text{C}$ associée à une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$). Ces deux pôles correspondent respectivement aux tendances II et IV décrite pour les ciments d'enfouissement de la 1^{ère} séquence de dépôt (**Fig. 9.33**). Les phénomènes de compaction chimique, et leur fractures associées, débuteraient donc, dans la première séquence de dépôt, avant la précipitation des sparites d'enfouissement associées aux dérives isotopiques des tendances II et IV.

Les figures de pression-solution sont également antérieures à une phase de dissolution tardive. Cette relation chronologique est attestée par les dissolutions des matrices micritiques le long des horizons de pression - dissolution (cf infra dissolution tardive; **Fig. 9.31**).

Remarque: Des fractures sub-verticales particulières sont observées dans les unités boueuses sommitales du Natih (unités réservoirs A2 et A1). Ces fractures forment des bandes de déformation irrégulières, assez continues verticalement, parfois enchevêtrées et assez denses, qui brèchifient le sédiment encaissant (**Fig. 9.29-C et D**). Les zones fracturées sont colmatées par des micrites plus luminescentes (**Fig. 9.29-A**), et concentrent localement des rhomboèdres de dolomite (type 2, cf. infra) et de la pyrite. Ainsi, ces fractures ont pu servir de drains pour

la circulation de fluides mésogénétiques et sont antérieures à la précipitation d'une phase de dolomite (dolomite type 2) et de pyrite.

Il est envisageable que ces structures se soient formées en réponse à l'augmentation de la pression lithostatique au cours de l'enfouissement, sous la pile sédimentaire du Fiqa. Cette réponse mécanique serait alors différente des structures de pression-dissolution et des fentes de tensions observées dans les autres intervalles du Natih. Ces contrastes pourraient être expliqués par des variations des porosités initiales, de l'état d'induration, ou encore des pressions fluides. Une étude plus détaillée de ces fractures serait nécessaire pour préciser leur mode de formation.

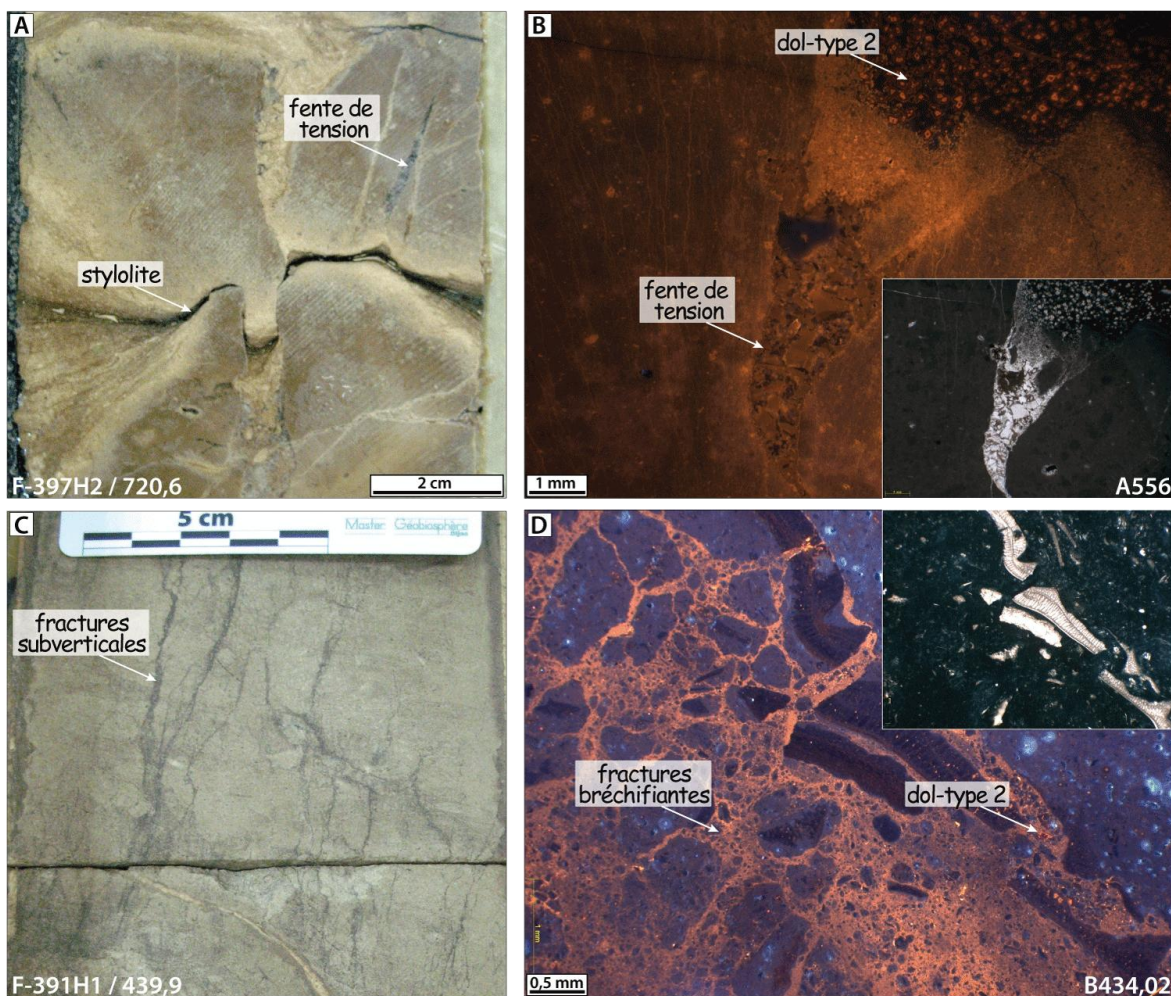


Figure 9.29: Compaction et fracturation dans la zone de Fahud.

A) Unité réservoir E2, puits F-397H2: dans ce faciès boueux bioturbé et noduleux, la déformation des roches sous l'effet de l'enfouissement s'exprime par la formation de figures de dissolution (stylolites et *horsetails*) dans les zones inter-nodulaires et le développement de fentes de tension dans les nodules plus indurés. B) Exemple d'une fente de tension en lame mince (échantillon A556, puits F-382H1, unité réservoir E1), cimentée par une sparite mésogénétique; des rhomboédres de dolomite (type 2) remplacent la matrice internodulaire.

C) Unité réservoir A2, puits F-391H1: fractures subverticales cimentées par une matrice foncée dans un faciès de mudstone-wackstone bioturbé à petits débris bioclastiques. D) En cathodoluminescence, ces fractures bréchifient l'encaissant et sont colmatées par des matrices micritiques luminescentes. De petits rhomboédres de dolomite (dol-type 2; cf. infra) sont localement concentrés dans ces fractures.

Dolomitisation - Type1 et Type2

Description, Localisation:

Type 1: Les faciès boueux fortement bioturbés des unités réservoirs E4-E2-E1; C2 et A6 à A4 apparaissent fréquemment partiellement dolomitisés. Cette dolomitisation du sédiment, et plus particulièrement des espaces inter-nodulaires (entre les terriers plus cimentés) se développe sur plusieurs mètres d'épaisseur. La dolomite précipite sous forme de rhomboèdres (sub-) euhédraux à cœur turbide ($< 300 \mu\text{m}$), en remplacement d'une matrice micritique. En cathodoluminescence, ces rhomboèdres présentent 1 à 3 bandes de luminescence concentriques (**Fig. 9.30-A et B**). Deux mesures des isotopes de l'oxygène et du carbone ont été obtenues sur roche totale par attaque séparée de la calcite puis de la dolomie. Cette mesure sur attaque fractionnée donne respectivement des valeurs de $-12/-10,7$ et $+2,8/+8,6$ ‰ PDB pour l'oxygène et le carbone.

Type 2: Cette phase de dolomite est localisée dans les cavités ou vides moldiques infiltrés par les argiles sous les surfaces qui scellent les cycles carbonatés argileux de la deuxième séquence de dépôt (**Fig. 9.30-C et D**). Elle précipite en remplacement d'une matrice marneuse ou argileuse, sous forme de rhomboèdres fins sub-euhédraux ($< 100 \mu\text{m}$), ferreux. Leurs teintes de luminescence sont variables, parfois homogènes dans des teintes rouges-orangées (**Fig. 9.30-E**) à noirâtre, parfois zonées avec des bandes orangées et noirâtres. Des précipitations de pyrite sont fréquemment associées à cette dolomite (**Fig. 9.30-E**). Sont également associés aux dolomites de type 2 les rhomboèdres parfois plus dispersés, observés dans les sutures argileuses et les stylolites (**Fig. 9.27**) sur tout l'intervalle stratigraphique. Ces derniers sont également associés à des minéralisations de pyrite et parfois de kaolinite. Trois mesures isotopiques sur roche totale indiquent des $\delta^{18}\text{O}$ compris entre $-10,3$ et $-8,3$ ‰ PDB ($m = -9,33$). Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ varient entre $+3,8$ et $+5,2$ ‰ PDB ($m = +4,5$). Une mesure du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a été effectuée à partir de l'un de ces prélèvements et indique un ratio de $0,707425$.

Chronologie et éléments d'interprétation:

Type1: Dans les niveaux bioturbés, la compaction physico-chimique affecte principalement les espaces internodulaires et entraîne leur déformation et le développement de fines sutures argileuse formées par pression-solution (*horsetails*). La dolomitisation de ces intervalles semble intervenir de manière postérieure (ou contemporaine) à cette compaction chimique, car les rhomboèdres dolomitiques n'apparaissent pas recoupés par les figures de pression-solution.

Type 2: Sous les niveaux argileux, l'abondance de la dolomite diminue avec la distance par rapport à la surface et cette dernière semble génétiquement liée à la présence d'argiles dans les niveaux sus-jacents et dans les remplissages des cavités et vides moldiques. Les argiles, au cours de l'enfouissement et de l'augmentation des conditions de pression et de température subissent des transformations minéralogiques, à l'exemple de la smectite qui se transforme en illite en libérant potentiellement des ions Mg^{2+} . Cette diagenèse des argiles peut donc être favorable à une dolomitisation, mais aussi à la précipitation de pyrite (**McHargue & Price 1982**). Dans les stylolites, la dolomitisation traduit la remobilisation de carbonate, dissout par

pression, dans des fluides enrichis en Mg, Fe et Mn par le contact avec les concentrations d'insolubles (Vincent, 2001).

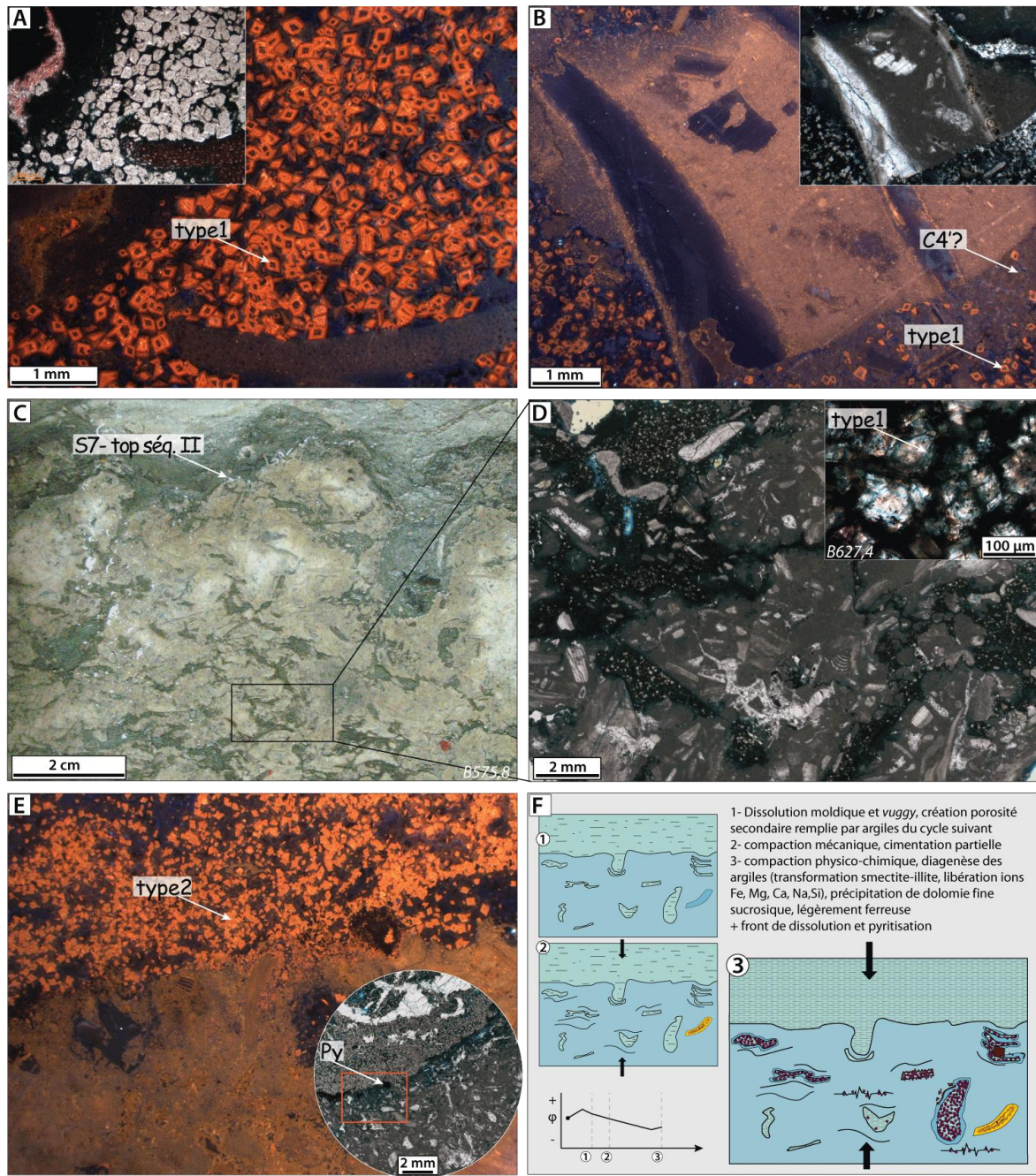


Figure 9.30: Dolomites type 1 et type 2.

A) Echantillon B685 (puits F-391H1; unité réservoir E1, base de la séquence II): mudstone bioturbé à rares bioclastes et orbitolinidés, partiellement dolomitisé par la dolomite de type 1; non ferreuse et zonée en CL. B) Echantillon D697,2 (puits F-397H2; unité réservoir E2): ce mudstone à débris de bivalves (sommet de la séquence I) apparaît fracturé et bréchifié. Entre les clastes, la matrice micritique est dolomitisée (type 2) et les rhomboédres sont 'englobés' par des ciments marrons faiblement luminescents appartenant probablement à la zone C4'. C) Photo en carotte de la surface du sommet de la séquence II (côte 575,8 m, puits F-391H1). La surface, irrégulière, est perforée et les cavités sous-jacentes sont remplies par les argiles au cours du cycle suivant. D) zoom en lame mince du réseau formé par la bréchification et l'infiltration des argiles, les remplissages sont dolomitisés et la périphérie des rhomboédres exhibe en coloration 1 à 2 bandes bleutées, plus ferreuses. E) Echantillon D579,3 (puits F-397H2; unité réservoir C1, sommet de la séquence II), montrant la dolomitisation des remplissages argileux et le front de dissolution associé à la précipitation de pyrite en périphérie de la zone dolomitisée. F) Sketches interprétatifs illustrant ce phénomène de dolomitisation.

Ces dolomites sont ensuite recouvertes par au moins une phase de sparite mésogénétique:

Dans l'unité E2 (Séquence I), les dolomites de type 1 sont recouvertes par une sparite faiblement luminescente (**Fig. 9.30-B**), dont les isotopes varient entre -6,1 et -1,2 ‰ v-PDB pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -0,8 et +2,8 ‰ v-PDB pour le $\delta^{13}\text{C}$ (n=4 sur 3 échantillons différents). Comme pour les sparites colmatant les fentes de tension, ces signatures isotopiques marqueraient les tendances II et IV (**Fig. 9.33**) associées à un effet de température sur le $\delta^{18}\text{O}$ pour l'une et à une source externe de $\delta^{13}\text{C}$ pour l'autre.

Dans l'unité C1, une sparite à forte luminescence orangée recouvre les dolomites de type-2 (**Fig. 9.30-E**). Son signal isotopique ($\delta^{18}\text{O} = -6,62$ / $\delta^{13}\text{C} = +4,52$ ‰ v-PDB) est compatible avec les sparites d'enfouissement et tend vers un léger enrichissement en ^{13}C .

Remarque: La mesure isotopique du Sr, présentée ci-dessus, provenant d'un prélèvement sur roche totale de la dolomite de type 2 reste difficile à interpréter car le modèle de dolomitisation suggéré ici, par la diagenèse des argiles, résulterait théoriquement dans l'acquisition d'un strontium fortement radiogénique, influencé par celui des niveaux silicoclastiques.

Dissolution tardive

Description, localisation: Cette phase de dissolution tardive et visible sur l'ensemble de l'intervalle stratigraphique étudié:

Dans les faciès granulaires, les allochèmes constitués d'une calcite micritique (foraminifères agglutinés, péloïdes...) sont souvent partiellement dissouts. Les cristaux de grandes tailles en revanche, les sparites, semblent préservés de la dissolution.

Dans les faciès boueux, cette dissolution se traduit par l'amélioration de la microporosité, donnant aux matrices micritiques un aspect 'spongieux'. En lame mince, ceci est marqué par l'imprégnation des micropores par la résine bleue. Les micrites spongieuses sont localisées dans les faciès bioturbés en périphérie des nodules plus cimentés et dans les zones inter-nodulaires, autour des figures de pression-solution (**Fig. 9.31-A**). Ainsi, des halos de matrice microporeuse peuvent être observés autour des stylolites, donnant l'impression qu'ils 'flottent' dans ces matrices (**Fig. 9.31-B**). En marge de certains fronts de dissolution, des macropores (moldiques et/ou cavités de dissolution) sont localement observés. Dans les faciès peu bioturbés, les échantillons apparaissent variablement affectés par cette microporosité.

Conformément à ce qui a été montré pour des matrices micritiques d'autres réservoirs du Golfe Persique ayant subi des dissolutions ménagées tardives (**Lambert et al., 2006; Deville et al., 2011**) cette phase de dissolution contribue aux microtextures observées sur la plupart des échantillons observés au MEB. Celles-ci exhibent des particules micritiques fines (< 4 μm), constituées de morphologies anhédras à subédrales, légèrement arrondies et dont les faces sont rarement planes (**Fig. 9.31-B et C**).

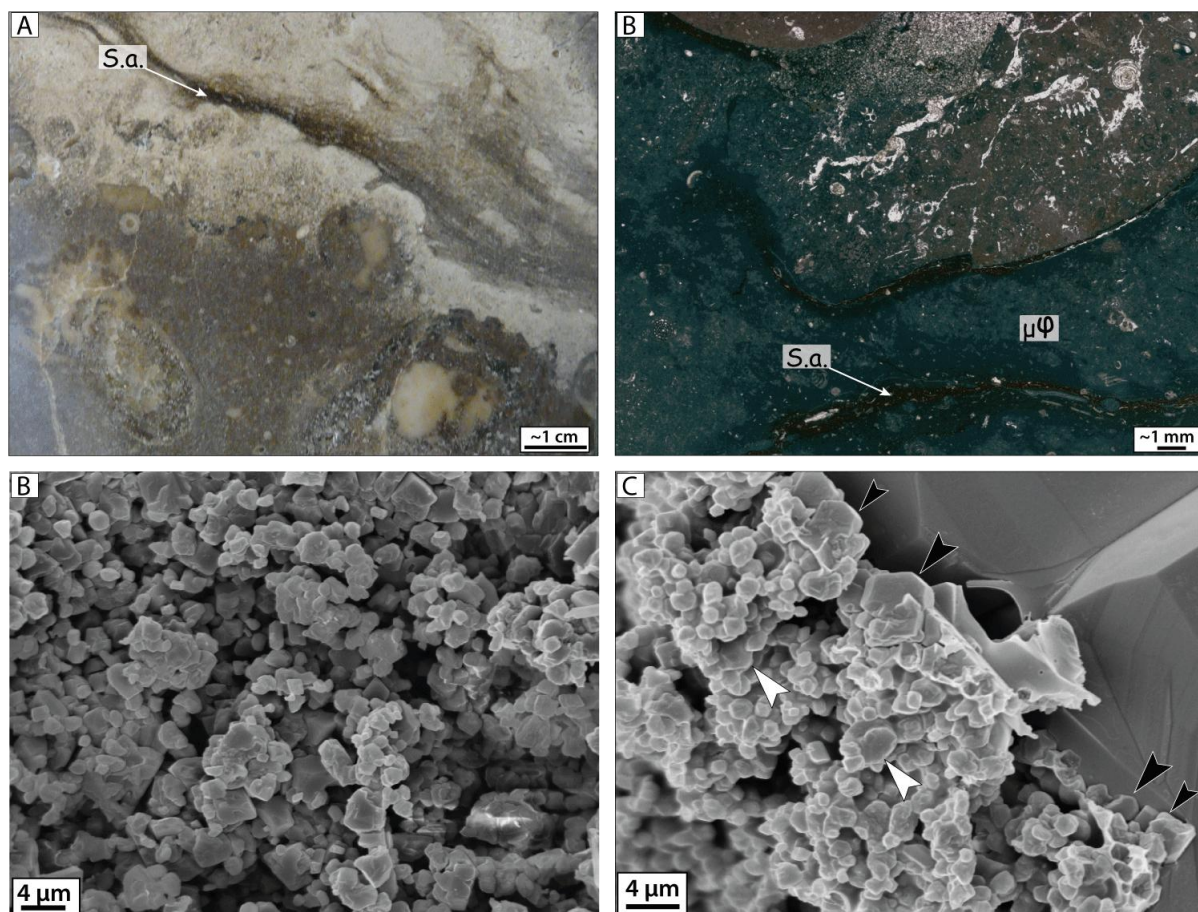


Figure 9.31: Dissolution tardive et nanostructure des micrites.

A) Carotte du puits F-397H2, côte 592,3 (Natih C1). De part et d'autre de cette suture argileuse (*horsetails*) la matrice carbonatée est blanchâtre et plus microporeuse que les zones brunes cimentées de l'encaissant. B) En lame mince (éch. D698,75; puits F-397H2, Natih E2): les figures de compaction chimique (*horsetails*) semblent flotter dans la matrice microporeuse.

Ces observations montrent que l'amélioration de cette microporosité est postérieure à la formation des stylolites; elle intervient de manière assez tardive dans l'histoire diagenétique du champ de Fahud. Les "fronts de microdissolution" ont une extension limitée et peuvent être stoppés par les hétérogénéités du sédiment. C) Echantillon A615,7 (puits F-382H1; Natih E2, séquence I): Matrice micritique poreuse, les cristaux, de petites tailles, présentent des morphologies subhédrales à anhédrales avec des bords arrondis (*rounded à sub-rounded sensu Deville et al., 2011*). D) Echantillon A621,68 (puits F-382H1; Natih E3, séquence I) Pore cimenté par de la sparite; les cristaux de micrites présentent des faces planes et plus nettes au contact de la sparite (flèche noire); tandis que les cristaux de micrites dans la matrice encaissante sont plus fins et à bords émoussés (flèches blanches).

Chronologie: La présence de "stylolites flottants" dans les halos microporeux indique que cette dissolution intervient tardivement lors de la diagenèse d'enfouissement. Les microporosités ainsi améliorées ne sont pas colmatées par d'autres phases diagenétiques, suggérant que cette corrosion tardive des matrices est la dernière phase de la diagenèse minérale observée dans les puits étudiés, avant ou pendant le chargement en hydrocarbures.

Éléments d'interprétation: Un tel épisode de dissolution nécessite la circulation de fluides acides et/ou sous-saturés par rapport à la LMC. En contexte mésogénétique, là où les fluides météoriques ne peuvent plus être corrosifs vis-à-vis de la LMC car ayant déjà interagit longtemps avec la roche au cours de leur cheminement profond, plusieurs processus

diagénétiques peuvent potentiellement être évoqués pour expliquer de telles dissolutions tardives de la LMC des matrices micritiques :

Hypothèse 1 - acides organiques: Avec l'augmentation de la température lors de l'enfouissement, la matière organique est exposée à la décarboxylation (production de CO₂ et formation d'acide carbonique H₂CO₃; **Irwin et al., 1977**). De la même façon, la dégradation thermique (maturation) du kérogène produit des acides organiques, principalement entre 80 et 120°C (**Carothers et Kharaka, 1978**). Une fois dissouts dans l'eau, ces acides peuvent être transférés des roches-mères vers les réservoirs adjacents, via un transport par les eaux fournies par la compaction et la transformation des argiles. Ils provoqueraient alors dans le réservoir une dissolution secondaire et tardive. Deux sources de kérogène sont évoquées dans le champ de Fahud (**Terken, 1999**): (i) les roches mères intraformationnelles des dépôts riches en matière organiques du bassin intrashelf qui migreraient latéralement dès la fin du Crétacé sur une distance de 40-50 km depuis une zone de maturation située dans le bassin flexural; (ii) les roches mères du groupe Ara (Précambrien - Cambrien) ancrées à 3-4 kilomètres sous le Natih, qui migreraient verticalement à la faveur de failles profondes actives lors de l'orogénèse éoalpine.

Dans les roches silico-clastiques, si ces processus ont été considéré comme un facteur important de génération de porosité tardive, ils restent cependant questionnés par plusieurs auteurs (**Giles, 1997; Barth & Bjorlykke, 1993; Taylor et al., 2010**) qui suggèrent que la quantité d'acides organiques générés par une roche mère ne peut pas attester de la totalité de la porosité secondaire créée au sein d'un réservoir. Une étude récente publiée par **S. Ehrenberg et al. (2012)** soulève également dans les carbonates le problème du transport d'acides organiques depuis les roches mères vers les réservoirs où se produirait les dissolutions tardives. Ces auteurs opposent en effet à ce modèle le fait que l'acidité générée par la maturation du kérogène a de forte chance d'être rapidement neutralisée par la rapidité des cinétiques de dissolution de la calcite (relativement à la 'lenteur' des migrations fluides) qui ramèneraient les fluides à un état d'équilibre avant qu'il n'aient migré jusqu'au réservoir.

En dépit de ces limitations, il pourrait être envisagé que les acides produits par les roches mères soient au moins en partie responsable d'une acidification du milieu et de la dissolution tardive, du fait de la relative proximité des roches mères.

Hypothèse 2 - diagenèse des argiles: Lors de l'enfouissement, les réactions minérales des roches silico-clastiques, via les transformations de la kaolinite et de la smectite en illites et la génération de fluides acides, sont susceptibles de créer des dissolutions secondaires dans le domaine mésogénétique. Les dépôts silico-clastiques paléozoïques des groupes Haima et Haushi, de la Formation Nahr Umr (Albien), ou encore les argiles intraformationnelles du Natih pourraient constituer des sources potentielles. Cependant, l'impact de telles réactions en terme de création de porosité est considéré par certains auteurs comme étant assez limité, sur la base de bilan volumique et en raison des larges volumes de fluides nécessaires à de telles dissolutions (**Giles & Marshall, 1986**).

Hypothèse 3 - Biodégradation ou TSR :

- La biodégradation: de la matière organique génère à faible profondeur (< 80 °C; **Machel, 2001**), par le biais de la consommation de l'huile par des bactéries, la production de CO₂ et

d'acides organiques, comme produits du métabolisme. Dans des réservoirs peu enfouis, ce phénomène peut être responsable de dissolution tardive, comme cela a été montré par exemple pour une phase de dissolution postérieure à la compaction chimique dans des réservoirs carbonatés miocènes du champ de Liuhua (**Sattler et al., 2004**).

Un tel cas de figure impliquerait cependant la consommation d'une partie des huiles en place, et se produirait après la mise en charge des réservoirs.

- Le processus de réduction thermochimique des sulfates, qui se produit à haute température (à partir de 100-140 °C), peut théoriquement générer une dissolution partielle des roches carbonatées à une échelle locale (**Machel, 2001**). Cependant, la plupart des cas d'études impliquant des processus de TSR ne montrent pas d'augmentation significative des porosités (**Machel, 2005**). Il nécessiterait la circulation de fluides hydrothermaux car un tel régime de température ne semble pas atteint par les roches du Natih au cours de l'enfouissement. L'absence des produits généralement associés aux phénomènes de TSR (**Machel, 2001**) les rend peu probables dans le cas présent.

Hypothèse 4 - hydrothermalisme ou autres circulations de fluides profonds: Des mécanismes de dissolutions peuvent être engendrés par l'expulsion de fluides hydrothermaux à la faveur d'accidents tectoniques. Ces modèles invoquent comme cause des corrosions tardives des mélanges de fluides de salinités différentes (par exemple fluides basinaux salins mélangés à des eaux de formation marine ou météoriques modifiées) ou dans une moindre mesure des fluides suivant une chute des températures lors de leur remontées (**Salas et al., 2007**).

En résumé, la dissolution tardive observée dans les échantillons de Fahud nécessite l'introduction d'un fluide suffisamment sous-saturés vis à vis de la LMC et des matrices micritiques, et dont les propriétés agressives soient maintenues assez longtemps pour affecter significativement les porosités avant que le système n'atteigne un état d'équilibre. En raison des contraintes géochimiques complexes par lesquelles la dissolution et les transferts de masse peuvent se produire en subsurface (**Taylor et al., 2010 ; Ehrenberg et al., 2012**), il se pourrait que la dissolution tardive dans le Natih résulte de la combinaison de plusieurs facteurs. Ainsi, des conditions acides pourraient être maintenues d'une part par la génération et la migration des hydrocarbures via les fluides (acides) issus de la compaction des argiles et d'autre part par des remontées de fluides salins depuis la Formation Ara, via la faille de Fahud.

Des investigations supplémentaires, comme par exemple la quantification et l'analyse de la répartition de la porosité secondaire tardive, la réalisation de bilans volumiques, ou encore des études géochimiques plus approfondies seraient nécessaires pour préciser la nature de ces circulations tardives.

9.1.4 Comparaison des données géochimiques

Les principaux caractères pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques analysées dans la zone de Fahud sont résumés dans la **figure 9.32** et les données isotopiques sont croisées dans les graphes des **figures 9.33 et 9.34**.

Isotopes du carbone (Fig. 9.33-A) :

Les mesures sur coquilles non luminescentes, ainsi que les prélèvements sur les sous-zones de C1 et les sparites FC2 montrent tous des valeurs légèrement supérieures aux valeurs marines attendues pour des calcites marines. Les ciments mésogénétiques présentent de fortes variabilités vers des valeurs positives ou négatives plus extrêmes, ces tendances sont notamment très marquées pour les sparites de la séquence I. Les dolomites présentent un enrichissement variable en carbone lourd.

Isotopes de l'oxygène (Fig. 9.33-B) :

Les bivalves à coquilles non luminescentes montrent des compositions isotopiques compatibles avec des calcites marines théoriques; avec toutefois quelques mesures plus négatives. Les sparites éogénétiques de la zone C1 ont des valeurs en moyenne plus négatives que les produits sédimentaires (bivalves). Les étendues statistiques des produits sédimentaires (bivalves) et des phases diagénétiques sparitiques appartenant aux stades de l'éogénèse et de la mésogénèse montrent toutefois des recouvrements. Une très grande variabilité des valeurs isotopiques est observée pour les sparites mésogénétiques de la première séquence de dépôt. Un net décalage vers des compositions isotopiques négatives est observé pour les zones dolomitiques.

Zone de présence	Phase	Principaux caractères	Cathodoluminescence	MgCO ₃ (M%) 0 1 2	Fe (ppm) 0 200 400 600 800 1000	Mn (ppm) 0 200 400 600 800 1000	Sr (ppm) 0 200 400 600 800 1000	N	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	δ ¹⁸ O (‰) -10 0 +10	δ ¹³ C (‰) -10 0 +10	n	Environnement diagenétique
	IFC IrSC	Ciment HMC isopaque frangeant et ciment syntaxial riche en inclusions	Luminescence nuageuse	-	-	-	-	-	-	 <i>coquilles non luminescentes</i>		13	marin
Séq. I	D1	Romboèdres euhédraux (<400 μm), coeurs beiges / périphérie limpide	Coeurs à lum. violette / périphérie rouge-rosé	41,35 -45,93 m -43,97	■	■	1139 -2393 m -1780	10	-	-	-	-	éogénèse: circulations précoces d'eaux douces ou mixtes sous les surfaces de discontinuités.
Séq. I sous IS2	C1c	Cristaux LMC moy. à grossiers (pluri-mm) granulaire à de blocage, non ferreux + scalénoèdres fins (~150 μm)	Non luminescents à bruns foncés + quelques zones concentriques plus luminescentes	■	■	■	■	7	0,707420 (n=6)	■	■	-	enfouissement faible à très faible
Base Séq. II cycles HF	C1d/e	Scalénoèdres LMC fins (~150 μm), non ferreux	Non luminescents	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Séq. II sous Top C	C1f	Cristaux LMC moy. à grossiers (pluri-mm) granulaire à de blocage, non ferreux + scalénoèdres fins (~150 μm)	Non luminescents à bruns foncés + quelques zones concentriques plus luminescentes	-	-	-	-	-	0,707396 (n=1)	■	■	7	
Séq. III/IV Top Natih	Na.C1	Cristaux fins LMC (<250 μm), non ferreux, scalénoèdres	Couplet Non/ bande lum. + Bandes concentriques orangés à bruns foncés	■	■	■	■	8	-	-	-	-	
Top séq. I	FC2	Large cristaux de sparite (LMC) + sédiments internes	Luminescence modérée marron-orangé zonations concentriques	-	-	-	-	-	-			10	mésogénèse sous faible enfouissement
Séq. I		Ciments LMC granulaires à calcite de blocage non ferreux	Luminescences variables, zonations concentriques ou sectorielles	-	-	-	-	-	0,707427 (n=2)	■	■	21	eaux connées +/- évoluées, fluides
Base séq. II	C3'	Ciments LMC granulaires ferreux	Luminescence vive jaune	■	■	>1000	■	5	-	-	-	-	compactionnels, +/- influences de saumures basinales
	C4'	Ciments LMC granulaires à calcite de blocage non ferreux à moy. ferreux	Luminescence marron faible à modérée, zonations sectorielles	■	■	■	■	13	0,707386 (n=2)			2	
Séq. II		Ciments LMC granulaires à calcite de blocage non ferreux	Luminescences variables, zonations concentriques ou sectorielles	-	-	-	-	-	0,707437 (n=2)			11	mésogénèses sous enfouissement modéré
Séq. III / IV	Na.C2	Ciments LMC granulaires, terminaisons euhédrales dans les larges pores	Luminescences orangées, zonations sectorielles	■	■	■	■	5	-	-	-	-	
	Dol Type1 Type2	Dolomie sucrosique de remplacement cristaux euhédraux (<300 μm) bandes ferreuses	Luminescence rouge-orangée, noirâtre, jusqu'à 3 zones de surcroissance	33,2-40,7 m- 38,1	3,1,6-11,2 5,7 M%FeCO ₃	Type2 1104 - 1863 m- 1435	1056- 1719 m- 1544	5	-	■	■	5	stoppées par mise en charge hydrocarbures

Figure 9.32: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases de cimentations de la zone de Fahud.

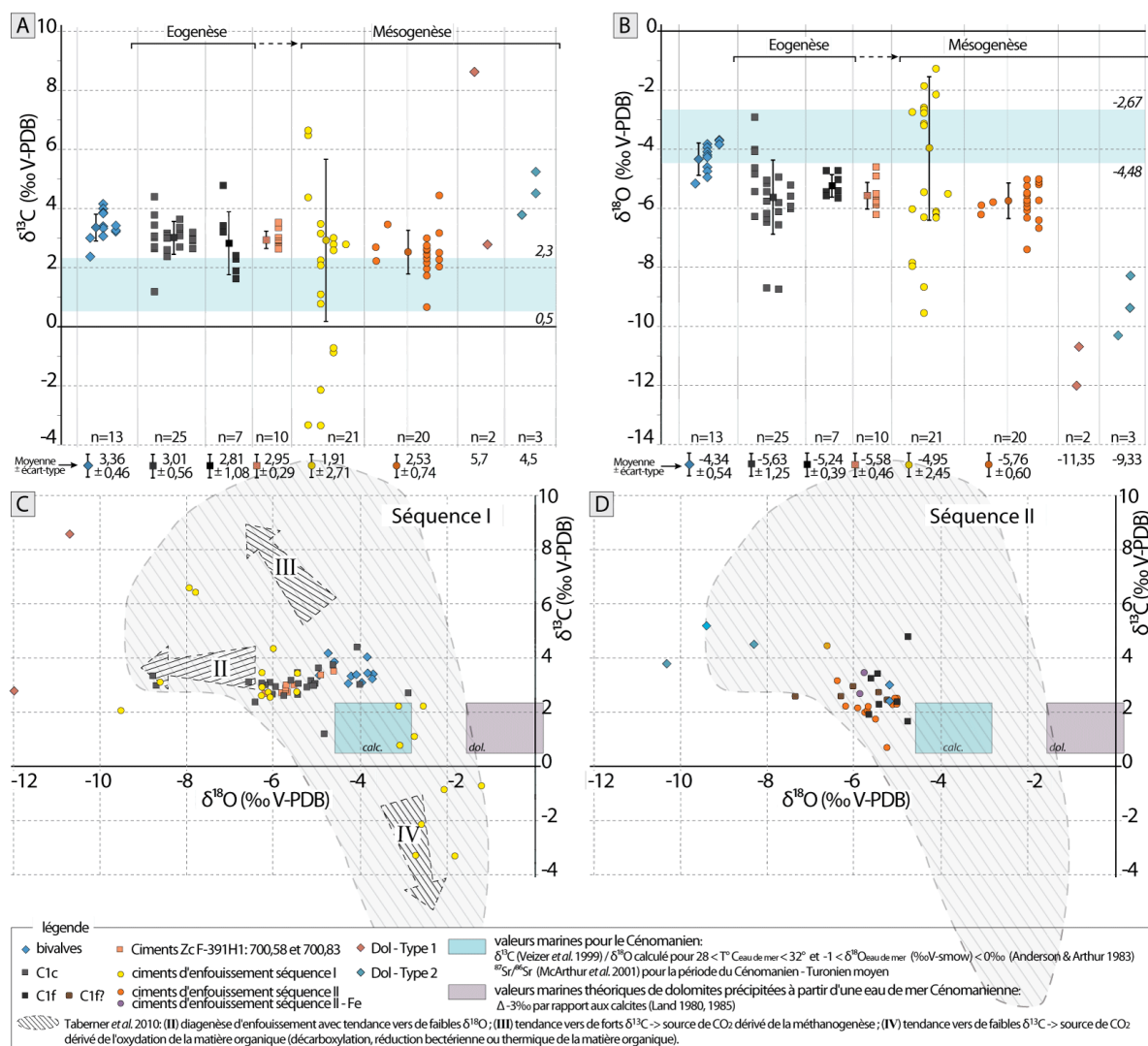


Figure 9.33: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du champ de Fahud (1)

A) et B) composition en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de 101 prélèvements sur des phases diagénétiques séparées pour les 4 puits du secteur du champ de Fahud. n: nombre d'échantillons analysés C) et D) Graphe $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour le même set d'échantillonnage, pour les séquence I et II. La zone en hachuré retrace l'enveloppe des points mesurés par **C. Taberner et al., 2010** et concernent plus de 300 mesures isotopiques. Les flèches indiquent les tendances des valeurs isotopiques observées sur le champ de Fahud pour les ciments d'enfouissement (cette étude et **Taberner et al., 2010**).

Isotopes de l'oxygène et du carbone (Fig. 9.33) :

Pour la première séquence de dépôt (**Fig. 9.3C**), le diagramme $\delta^{13}\text{C} / \delta^{18}\text{O}$ révèle trois types d'évolution isotopique pour les sparites mésogénétiques (cf. section 9.1.3 Diagenèse de la Fm. Natih dans les puits de Fahud). Ces tendances traduisent les effets d'augmentation des températures (tendance II), et d'incorporation de carbone organique (tendance III et IV) par l'injection de fluides externes dans le système du Natih au cours de l'enfouissement (**Taberner et al., 2010**).

Pour la deuxième séquence de dépôt, ces tendances sont moins marquées sur le jeu d'analyses effectuées pour cette étude.

Dans ces deux séquences et de manière comparable aux autres secteurs d'études, les valeurs des dolomites se détachent franchement du groupe des sparites, avec des composition en oxygène plus négatives.

Isotopes du strontium (Fig. 9.34) :

Mis à part quelques valeurs plus radiogéniques, l'ensemble des mesures de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ effectuées sur les zones C1 et les sparites d'enfouissement sont comprises dans l'intervalle des valeurs marines céno-mano-turonniennes, ce qui diffère des secteurs précédemment étudiés où les sparites éo- et mésogénétiques présentent des valeurs en moyenne plus radiogéniques.

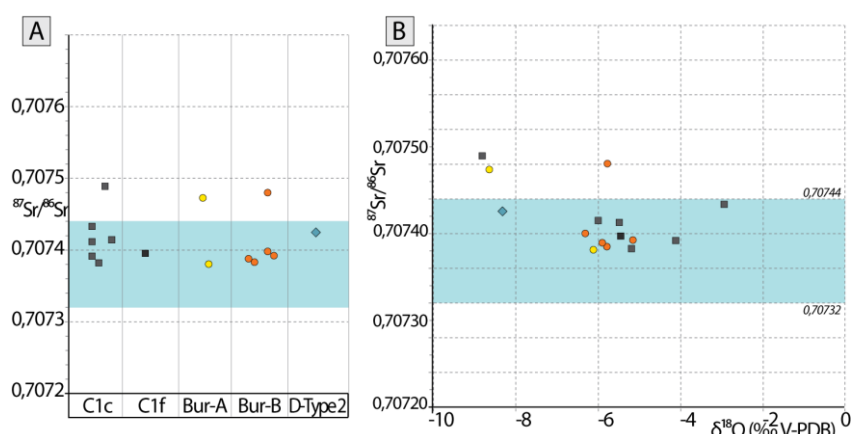


Figure 9.34: caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du champ de Fahud (2) A) composition en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de différents produits diagénétiques pour le secteur du champ de Fahud; B) Graphe $\delta^{18}\text{O}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

9.1-5 Bilan: inventaire et chronologie des phases et produits diagénétiques

Les principaux domaines diagénétiques enregistrés dans les sédiments de la Formation Natih dans le champ de Fahud concernent d'une part une diagenèse précoce associée aux surfaces de discontinuités sédimentaires, d'autre part une succession mésogénétique complexe et variable selon les intervalles stratigraphiques.

Bilan des C1:

Les sous-zones de C1 décrites dans le champ de Fahud se développent toutes de manière précoce, dans des sédiments en cours de stabilisation minéralogique, ou stabilisés par des circulations d'eaux sous influences météoriques. Elles ne sont pas synchrones et sont chacune reliées à des surfaces de discontinuité. Ces dernières correspondent au sommet de la séquence I pour les C1c, aux sommets des cycles haute fréquence à la base de la séquence II pour les C1d, au sommet de la deuxième séquence de dépôt (sommet du Natih C) pour les C1f et à la discontinuité du sommet de la formation pour les TN.C1.

Quelques remarques peuvent être néanmoins soulignées pour ces différentes sous-zones:

→ L'absence de la sous-zone C1a dans le secteur de Fahud s'accorde avec le fait que la discontinuité émergitive IS1 associée au développement d'incisions et à la précipitation de ciments météoriques dans les affleurements des Jebels Madar et Madmar est matérialisée ici par des dépôts de bordure de plate-forme appartenant à un prisme de bas niveau (cf. section

9.1.2 architecture des séquences de dépôt...). Le secteur de Fahud devait être alors topographiquement trop bas pour avoir émergé lors du maximum de chute relative du niveau marin. Il est intéressant de noter que la disparition de la sous-zone C1a en direction du bassin intrashelf avait aussi été soulignée au Jebel Salakh, situé dans une position plus distale que les affleurements des Jebels Madar et Madmar (cf. chapitre 8).

→ Dans le secteur de Fahud, les ciments précoces C1f observés dans le Membre Natih C présentent une répartition spatiale assez similaire à l'organisation des sparites C1c, développées sous la surface IS2. A l'affleurement, l'intervalle du sommet de la séquence II a été trop peu étudié pour en préciser la séquence diagénétique et comprendre à l'échelle plus régionale l'extension et la dynamique d'un aquifère météorique qui se serait mis en place après le dépôt des faciès de haute énergie du sommet de la séquence II.

→ Au sommet de la Formation Natih, l'analyse des échantillons du champ de Fahud permet de mettre en évidence des cimentations précoces contemporaines ou postérieures à une phase de dissolution moldique, notamment dans l'unité réservoir A3 (sommet de la séquence III), très bioclastique. Une incertitude persiste toutefois pour déterminer si la sous-zone TN.C1 telle qu'elle est observée dans l'unité réservoir A3 est contemporaine de la lacune sédimentaire de la discontinuité sommitale du Natih ou bien pour partie à la séquence diagénétique intrinsèque de la discontinuité qui coiffe l'unité A3 (sommet de la séquence III). Cette dernière correspond d'ailleurs à une surface d'érosion au niveau de la plate-forme septentrionale dans le J. Akhdar, ainsi que dans le Jebel Madar (**Razin, 2008, Homewood et al., 2008**).

→ Stabilisation des micrites:

De manière similaire aux échantillons de terrain, un fort contraste de luminescence des matrices est observé de part et d'autres des surfaces du sommet des séquences I et II (Natih E et C). En effet les matrices micritiques sont beaucoup plus luminescentes au-dessus de ces surfaces de discontinuités (**Fig. 9.35**). Comme cela a été proposé par **Deville de Perrière (2011)** dans le Mishrif du Qatar, ces différences de luminescence pourraient être expliquées par une stabilisation minéralogique des micrites dans deux contextes diagénétiques différents et diachrones: (i) un milieu oxydant en domaine météorique précoce et oxydant sous les discontinuités émergives et (ii) un domaine plus réducteur et plus confiné pour les micrites n'ayant pas séjourné durablement dans les aquifères oxydants météoriques précoces et ayant par conséquent été stabilisées plus tardivement (peut-être au début de la diagenèse d'enfouissement).

La stabilisation précoce des micrites peut parfois être décelée en examinant au MEB la taille et la morphologie des particules micritiques (**Deville de Perrière et al., 2011**). En effet la circulation d'eaux douces contribue à la dissolution des fines particules en HMC et en aragonite, et les ions carbonates, produits de ces dissolutions, deviennent alors disponibles pour un nourrissage des particules présentes en LMC (**Volery et al., 2010-Jura**). Ces processus entraînent d'une part une transformation précoce des nanostructures micritiques qui deviennent plus grosses et moins nombreuses et d'autre part la consolidation des microfabriques originelles et la préservation d'une partie de la microporosité inter-microcristalline (**Deville de Perrière et al., 2011; Volery et al., 2010-Jura**). Dans le cas de la

Formation Natih cependant, des évolutions diagénetiques tardives réorganisant les réseaux microcristallins se développent sur l'ensemble de la colonne stratigraphique et ne permettent pas d'observer ces nanostructures particulières.

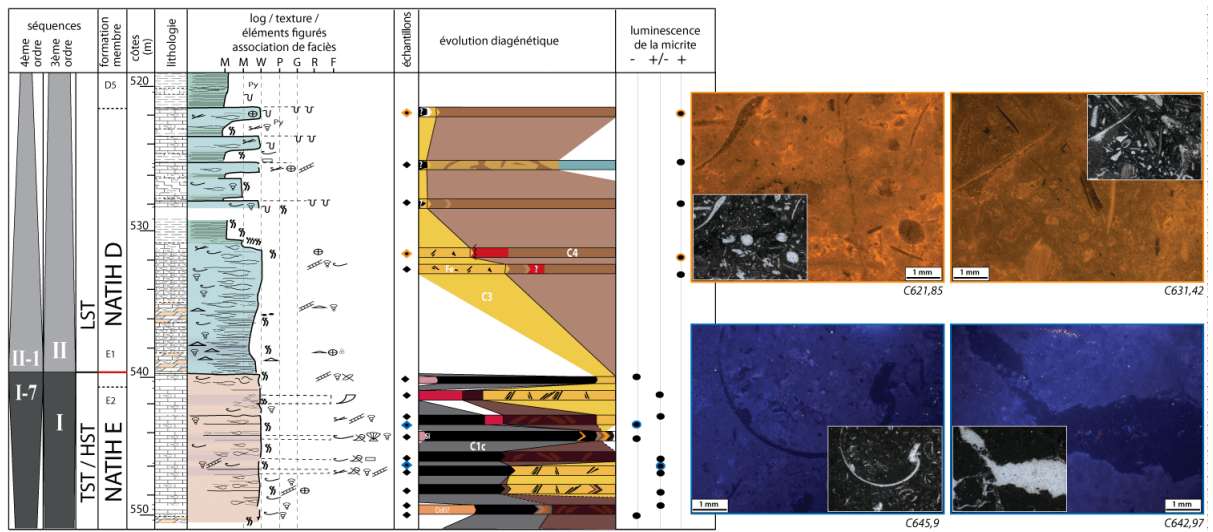


Figure 9.35: Contraste des luminescences des micrites de part et d'autre de la surface IS2. Puits F-394H1 (Fahud).

La luminescence des micrites ainsi que l'assemblage des différentes phases de ciments changent de manière assez franche.

Bilan des ciments d'enfouissement:

Les relations stratigraphiques et chronologiques entre les ciments mésogénétiques ne sont pas clairement établies, mais leur répartition semble montrer que l'histoire mésogénétique des sédiments à la base du Natih diffère de celle des sédiments du sommet de la formation. Ainsi, la succession des phases mésogénétiques dans la première séquence de dépôt (Natih E) apparaît complexe et polyphasée, là où celle des dernières séquences de dépôts (Natih A) se résume à une seule zone sparitique. Il est possible que les fluides mésogénétiques aient été isolés par des barrières de perméabilités, individualisant des espaces diagénetiques distincts. Ces barrières stratigraphiques pourraient être matérialisées par les nombreux intervalles argileux très continus développés dans la deuxième séquence de dépôt (Natih C et D). Une autre hypothèse serait une mise en charge des unités réservoirs supérieures stoppant 'assez rapidement' la diagenèse minérale dans ces intervalles, tandis que les cimentations se poursuivent dans les unités réservoirs inférieures, avec des signatures isotopiques complexes. Ces dernières se traduisent notamment par des excursions du $\delta^{13}\text{C}$ vers des pôles négatifs ou positifs qui sont associées, dans certains ciments, à une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 9.36).

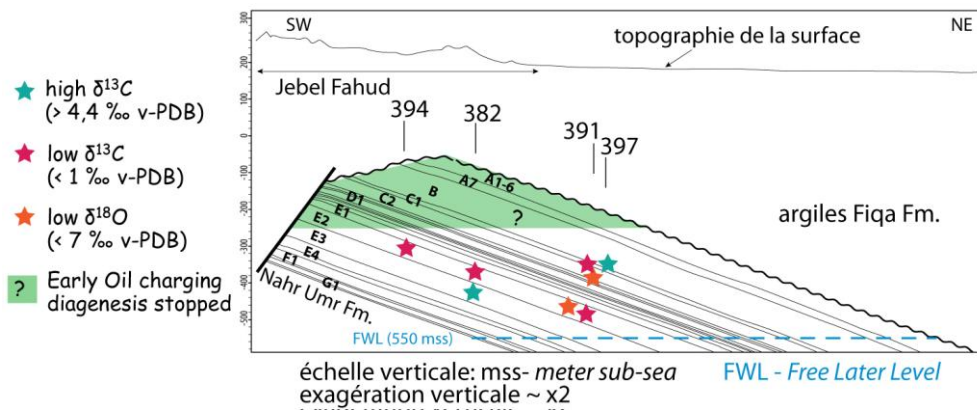


Figure 9.36: Répartition des ciments d'enfouissement dans le champ de Fahud.

La mise en charge du réservoir est précédée par des circulations de fluides acides, responsables d'une phase de dissolution tardive. Dans le champ de Fahud, un mélange entre des eaux connées évoluées et des saumures hypersalines dérivées des évaporites de la formation cambrienne de l'Ara est évoqué comme responsable de cette phase de corrosion tardive (Taberner *et al.*, 2010). Ces saumures arriveraient juste avant le chargement en hydrocarbures, et l'acidité serait maintenue par les apports en acides organiques et en CO₂ organiques dérivés des zones de maturation de la matière organique. Ces interprétations supposent la migration et la remontée de fluides le long de failles et ces hypothèses sont soutenues par le fait que le maximum de dissolution tardive est localisé en crête du champ, c'est à dire à proximité de la faille qui crée la structure de Fahud (Taberner *et al.*, 2010). Ces auteurs évoquent une interaction progressive entre les fluides introduits dans la structure et l'encaissant qui se traduirait par une augmentation progressive de la saturation vis à vis des carbonates et une diminution de l'agressivité des fluides et des dissolutions vers les flancs de la structure.

A l'échelle des nanostructures, l'acquisition des morphologies arrondies peut être expliquée par des mécanismes de dissolution attaquant en premier lieu les arêtes et les sommets des cristaux de micrite (Fig. 9.37; Lambert *et al.*, 2006). Cette acquisition est secondaire, comme en témoigne les faces euhédrales à subhédrales des cristaux préservés de la dissolution par des ciments sparitiques plus précoces (Fig. 9.37-C).

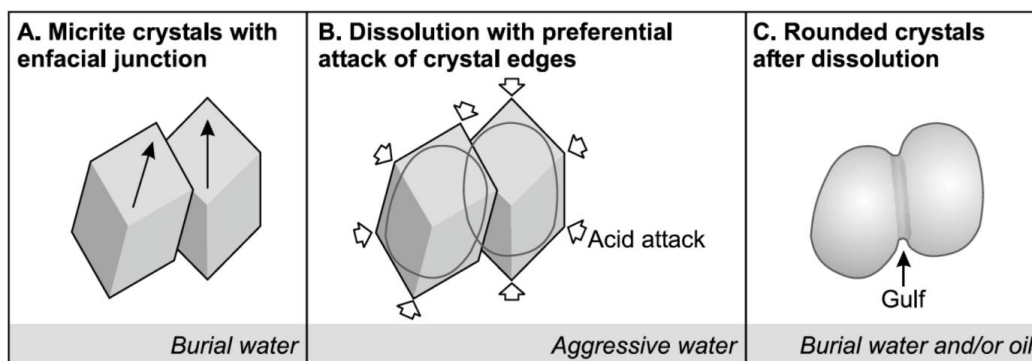


Figure 9.37: Hypothèse de formation des micrite arrondies et des nano-golfes (Lambert *et al.* 2006).

A) Cristaux de micrite euhédraux, jointifs; B) Attaque par des fluides agressifs préférentiellement par les angles et les sommets; C) morphologies arrondies et émoussées des cristaux après la phase de dissolution; des golfes de dissolution sont observables à la jonction des cristaux.

La succession des phases diagénétiques observées dans la zone de Fahud est replacée dans un diagramme d'enfouissement dans la **figure 9.38**, ci-dessous.

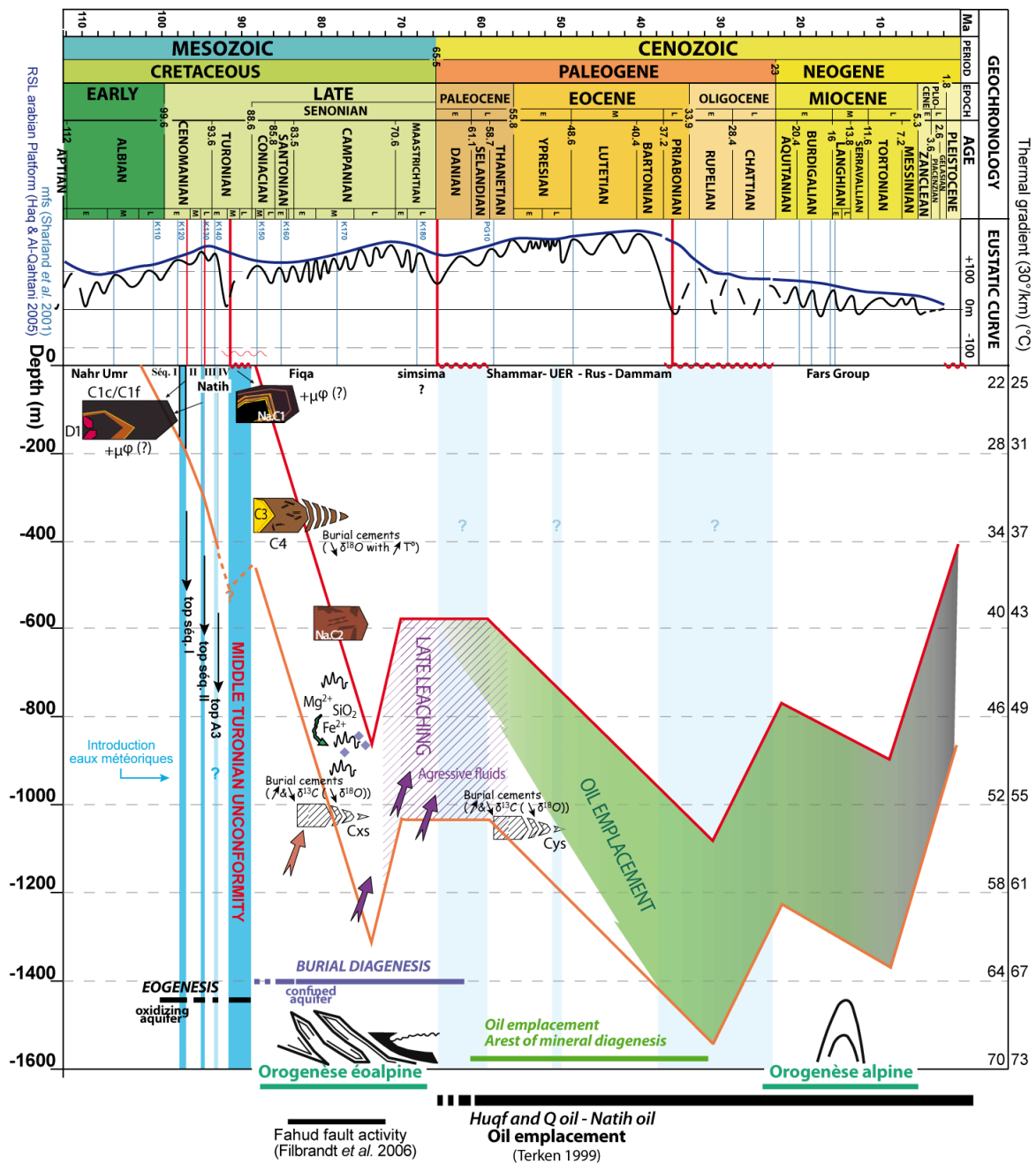


Figure 9.38 : Chronologie possible des différentes phases de cimentations dans le champ de Fahud en relation avec un diagramme d'enfouissement.

Le secteur de Fahud est située en périphérie du front de chevauchements des nappes Hawasina et du Samail et ne subit lors de l'orogénèse éoalpine qu'un enfouissement modéré sous les sédiments du Fiqa, en comparaison avec les secteurs du Jebel Akhdar et des *Foothills* d'Adams (**Fig. 8.10 et 8.11**).

9.2- Secteur 6- Le champ de Yibal

9.2-1 Cadre général

Le champ à gaz de Yibal se situe à 50 km au sud-ouest du champ de Fahud, en bordure du bassin intrashelf. Dans ce secteur, la plate-forme carbonatée prograde vers le sud en direction du bassin (**Fig. 9.3**).

Le champ de Yibal est formé par un dôme, initié par des mouvements halocinétiques, qui présente deux familles de failles, d'orientation NE-SW et WNW-ESE, respectivement initiées au Cambrien inférieur (**Droste, 1998**) et au Crétacé inférieur terminal (**rapport Baker Hugues pour PDO, 2004**). Au Turonien, lors de l'épisode d'uplift, des vallées incisées de 100-150 m de profondeur, visibles en sismique, sont attribuées à l'émersion de la partie sommitale de la Formation Natih (**Droste & van Stennwinkel, 2004**). Dans la zone sud-est de Yibal, une incision d'orientation N-S recoupe la Formation Natih jusqu'au Membre Natih B (**Fig. 9.39-B**). Des figures karstiques (dissolutions, brèches d'effondrement, fractures) ont été reconnues dans les puits carottés de Yibal (**Lehmann, 1985 et 1986, Coy, 2003**) et par analyses des diagraphies, notamment en imagerie de puits (**rapport Baker Hugues pour PDO, 2004**).

D'après les études de **J. Terken (1999)**, le gaz du champ de Yibal serait dérivé de sources profondes de la Formation Huqf et piégé initialement dans des structures profondes. Il serait libéré par craquage thermique d'huile et migration le long des accidents tectoniques, à la suite de l'uplift régional de la fin du Crétacé, et en conséquence d'une réduction de la pression dans les réservoirs. L'accumulation de gaz dans la structure de Yibal aurait pu commencer dès lors que les dépôts des argiles de la Formation Fiqa aient établi une couverture suffisante. Les unités réservoirs du Membre Natih A sont chargées en gaz, entre 900 et 840 mètres DFE de profondeur (DFE pour *Drill Floor Elevation*).

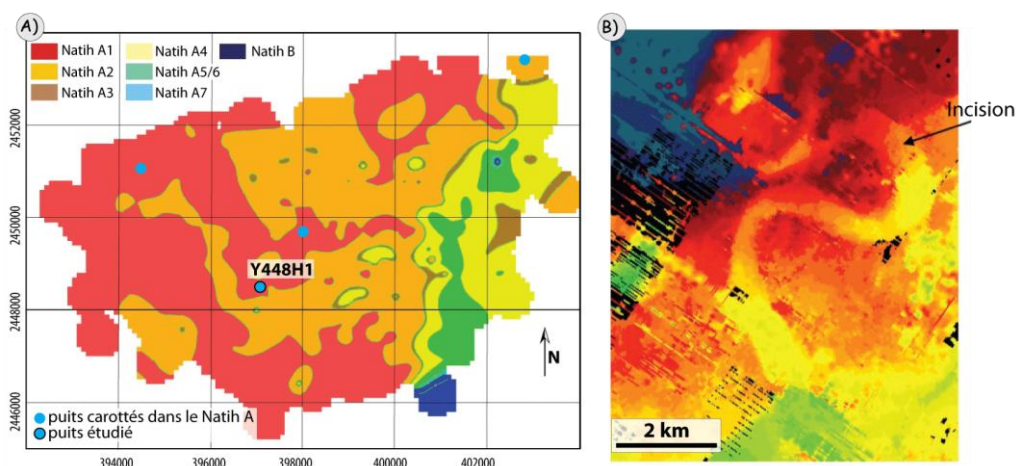


Figure 9.39: Le champ de Yibal.

A) Carte de la base de la Formation Fiqa dans le champ de Yibal avec la localisation du puits carotté étudié Y-448H1 (**rapport Baker Hugues pour PDO, 2004**); une vallée incisée N-S sur le flanc est de la structure indique une profondeur d'incision d'au moins 80 m; B) Cette carte d'amplitude sismique de type *time-slice* illustre la morphologie de l'incision au sommet du Natih A au sud-est du champ de Yibal (**XNM/11 2006**)

9.2-2 Architecture des séquences de dépôts, distribution des faciès, description macroscopique des surfaces

Une carotte approchant le sommet de la Formation Natih a été étudiée dans le champ de Yibal (Puits Y-448H1, **Figs. 9.39 et 9.40**). L'intervalle formé par les unités réservoirs A7 à A2 suit une tendance générale régressive, avec l'évolution progressive de faciès de bassin (A7) vers des faciès de rampes externes à médianes, dont les assemblages fauniques sont dominés par des débris d'échinodermes, de mollusques variés et par des coraux solitaires (A6, A5 ; association de faciès III-f). Dans les unités A4 et A3, les faciès, plus bioclastiques et riches en rudistes marquent des environnements de plus haute énergie (association de faciès III-b et III-c), au-dessus desquels s'installent les faciès plus boueux et bioturbés d'environnements internes et protégés (association de faciès I-d), dans l'unité A2. La dernière unité (A1) se traduit par des faciès encore plus boueux, à rares débris bioclastiques, pouvant correspondre à un approfondissement des environnements de dépôts. La discontinuité du sommet de la formation n'est pas carottée, mais apparaît clairement sur les diagraphies (**Fig. 9.40**), notamment par une augmentation du gamma ray associée au dépôt des argiles de la Formation Fiqa.

Cette évolution générale semble assez similaire à l'évolution des dépôts du sommet de la Formation Natih dans le secteur du Jebel Qusaybah (**Homewood et al., 2008**, leur *enclosure* IIA-3).

Dans le champ de Yibal, les dépôts du sommet de la Formation Natih sont fréquemment perturbés par des intervalles fracturés et chaotiques, associés à des dissolutions moldiques et à la création de vides (de dissolution ?) par élargissement des fractures ou des vides moldiques (**Fig. 9.41**). Dans ces zones, le sédiment apparaît donc bréchifié, et les fractures élargies. Ces dernières, ainsi que les cavités moldiques peuvent être localement colmatées par des remplissages argileux ou bitumineux, ainsi que par de la micrite et des brèches carbonatées. Les ciments sparitiques sont peu développés dans les zones chaotiques, tandis que plusieurs générations de ciments sont présents dans les vides moldiques (**Fig. 9.41**). Sur l'intervalle étudié, une dizaine de niveaux 'chaotiques' d'épaisseur décimétrique à métrique affectent la carotte de manière déconnectée des surfaces sédimentaires ou en soulignant ces dernières (**Fig. 9.40**). De telles zones fortement fracturées sont également décelées sur les autres puits du champ de Yibal (**rapport Baker Hugues pour PDO, 2004**).

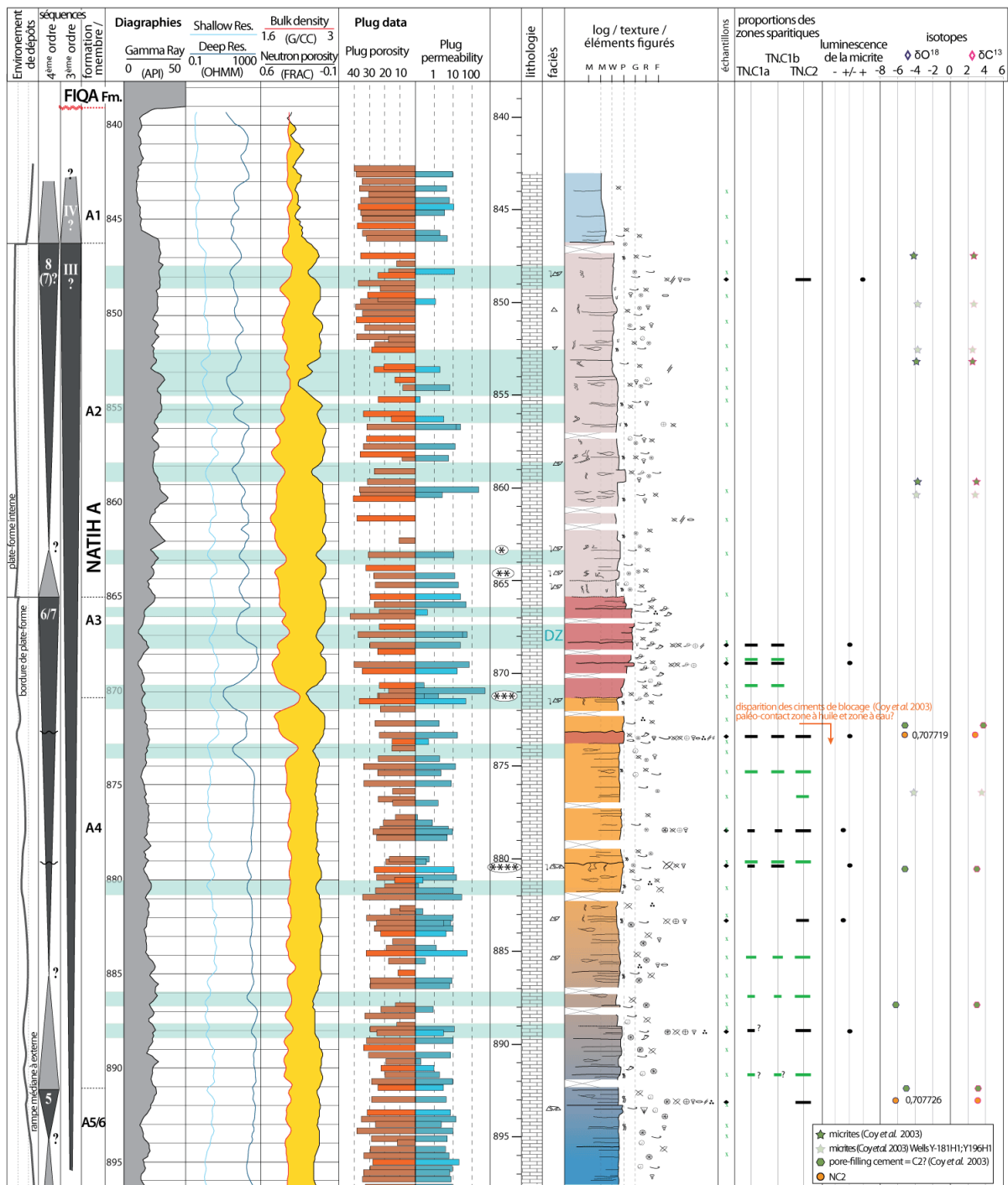


Figure 9.40: Log sédimentologique du sommet de la Formation Natih dans le puits Y-448H1 dans le champ de Yibal.

Les mesures isotopiques représentées en vert proviennent d'un rapport de Badley Ashton (Coy, 2003) pour PDO, deux mesures (disques orangés) sont issues de ce travail de thèse. Les phases diagénétiques (barres vertes) ont été ré-interprétées d'après les photos de G. Coy (2003), en suivant les interprétations basées sur l'analyse pétrodiagénétique des neuf lames-minces réalisées pour ce travail (en noir). Les diagraphies et les mesures de porosités - perméabilités sur plugs complètent la lecture de ce document. Les bandes vertes soulignent les intervalles fortement fracturés et bréchifiés interprétés comme des niveaux karstiques identifiés à partir des carottes et des diagraphies dans un rapport de Baker Hugues (DZ pour *Disrupted Zone*; rapport Baker Hugues pour PDO, 2004). L'interprétation séquentielle est reprise des interprétations de la coupe du sommet du Natih dans le Jebel Qusaybah (Homewood et al., 2008). Voir annexe A pour la légende.

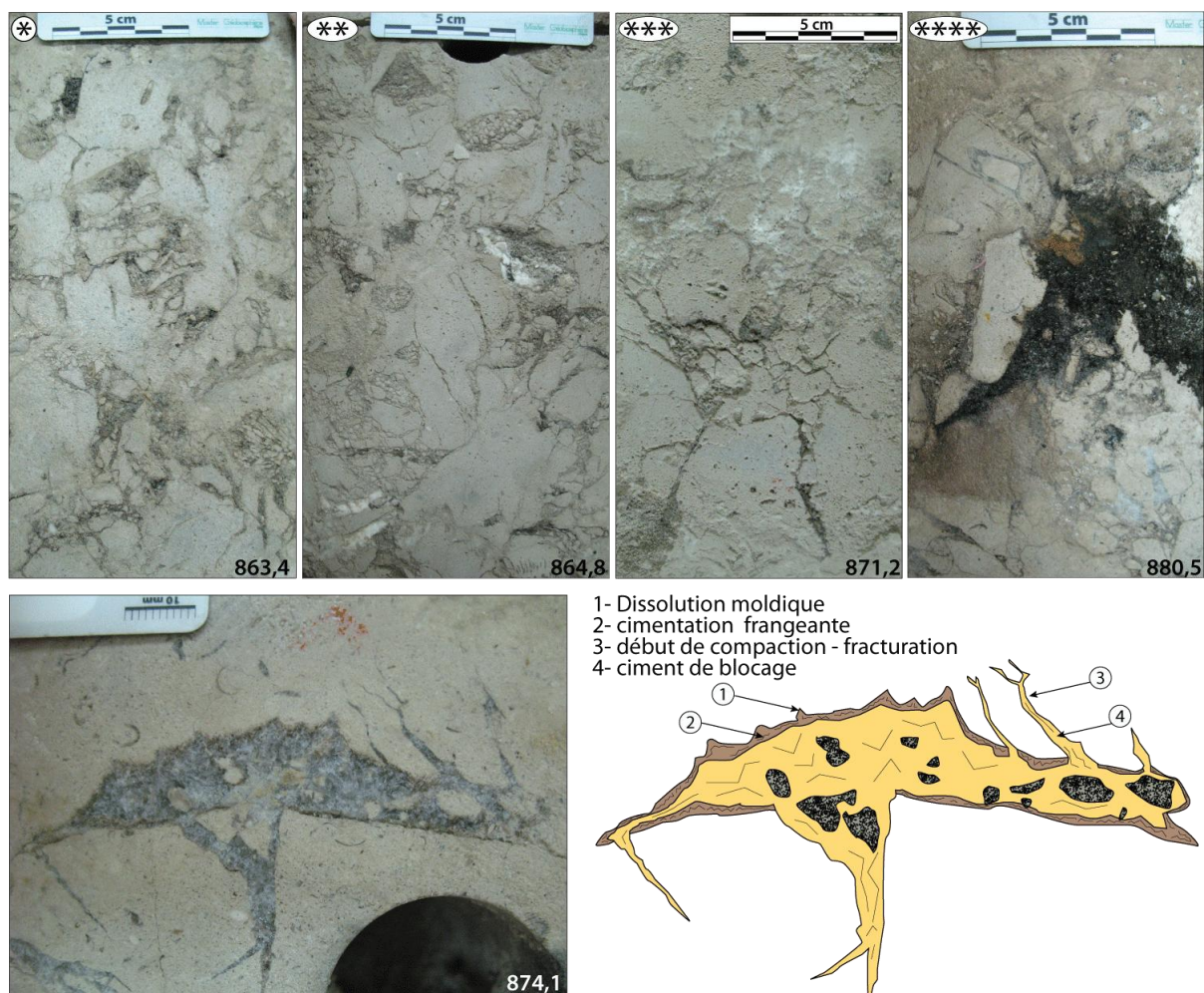


Figure 9.41: Illustrations des zones fracturées et bréchifiées sur les carottes du puits Y-448H1 du champ de Yibal.

Sur ces carottes, les fractures paraissent élargies par des phénomènes de dissolution. Elles affectent le sédiment encaissant et sont remplies par des micrites argileuses et riches en matière organique. Des cavités de dissolution et des vides moldiques sont fréquemment observés, et peuvent être colmatés par plusieurs générations de ciments (photos et schéma du bas). Les étoiles font référence à la position des photos sur le log sédimentologique (**Fig. 9.40**).

Ces intervalles chaotiques ont pu être interprétés comme des surfaces épikarstiques intraformationnelles marquant des événements émerifs répétés au cours de l'histoire des dépôts du Membre Natih A (**Coy, 2003**). Cependant l'évolution des faciès au sein des séquences de dépôt ne marque pas clairement des séquences de chute du niveau marin (absence de faciès supratidaux, d'indices de milieu sub-émersif, de dessiccation, pas de variations brutales des faciès, pas de sédiments de décalcification...). Une autre interprétation les associe à des zones de dissolutions endokarstiques horizontales dans la zone de battement de nappe à l'interface entre une zone vadose et phréatique (**Lehmann, 1986 & 1987; rapport Baker Hugues pour PDO, 2004, Fig. 9.42**). La superposition verticale de zones de dissolution résulterait de variations du niveau de base sous l'effet de petits mouvements tectoniques au cours de l'uplift du nord de l'Oman, en réponse à l'initiation des phénomènes d'obduction au Turonien, le relief structural du dôme de Yibal constituant probablement au moment de l'émergence de la Formation Natih un relief topographique guidant les modelés karstiques.

Les zones de dissolution / fracturation sont observées sur d'autres puits du champ de Yibal et s'ancrent toutes le long d'un même datum à 900 m (**rapport Baker Hugues pour PDO, 2004**) qui coïncide approximativement avec la profondeur de l'incision observée au sommet de la formation sur le flanc est du champ de Yibal (**Fig. 9.39**). Ainsi, la zone de dissolution la plus profonde coïnciderait avec la côte la plus basse atteinte par la surface piézométrique, qui serait d'au moins -70 mètres en crête et -60 mètres sur les flancs de la structure (**rapport Baker Hugues pour PDO, 2004**). La dissymétrie relevée entre la crête et les flancs indiquerait l'existence d'un paléo-relief structural créant une paléo-topographie au moment de l'émersion dans cette zone.

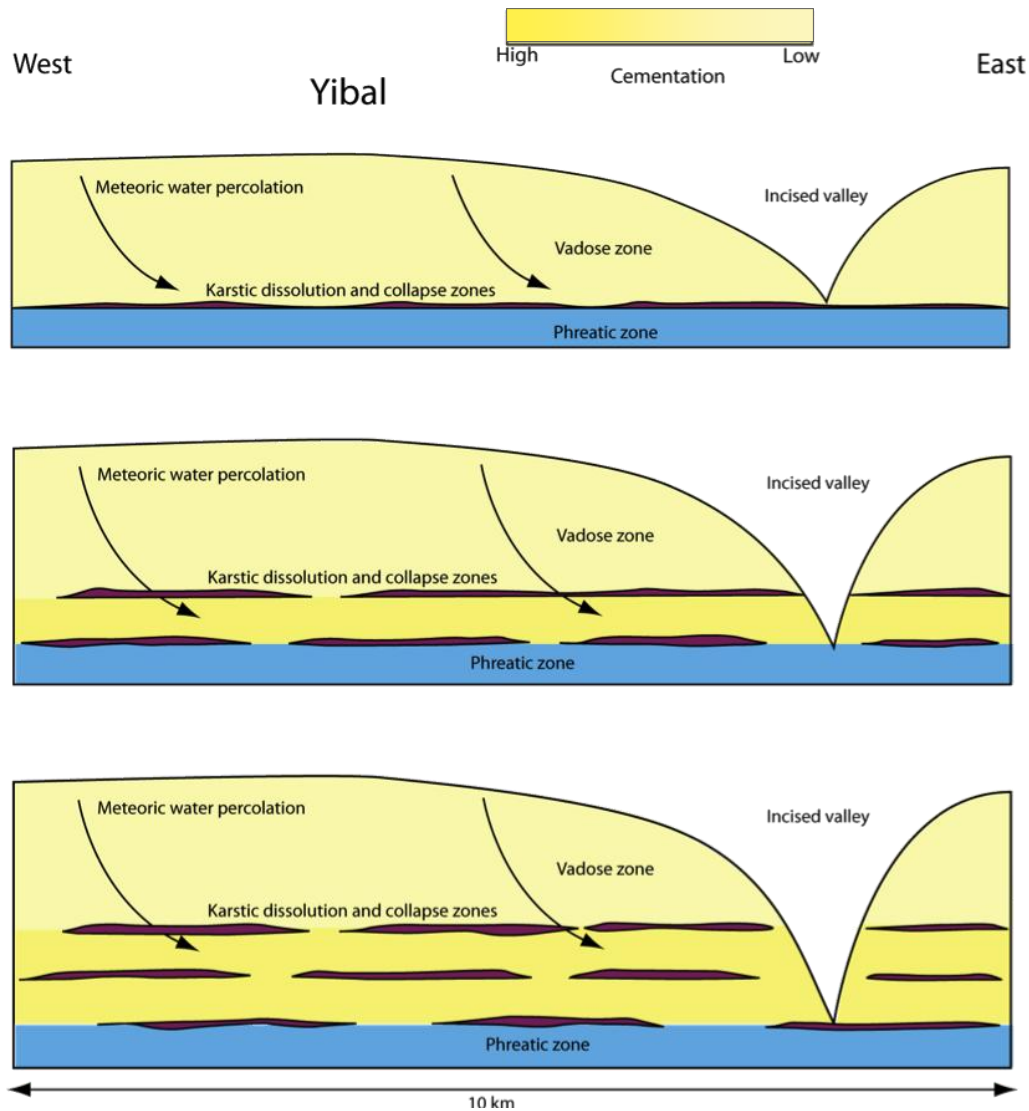


Figure 9.42: Schéma d'après **Baker Hugues pour PDO (2004)** retraçant la formation successive de niveaux endokarstiques à l'interface entre la zone vadose et météorique dans le champ de Yibal au cours de l'évènement émersif turonien et sous l'effet de mouvements de surrection tectoniques.

Alternativement, il pourrait également s'agir de zones affectées par une fracturation hydraulique dans un sédiment partiellement lithifié.

9.2-3 Diagenèse de la Formation Natih dans le puits Y-448H1 de Yibal

L'analyse pétro-diagénétique du sommet de la Formation Natih dans le champ de Yibal repose sur l'étude en microscopie optique et en cathodoluminescence de 9 lames minces, issues de plugs prélevés, avec l'aide de PDO, dans le cadre de cette étude du puits Y-448H1. L'élaboration d'une chronologie relative entre les différentes phases diagénétiques (**Fig. 9.43**) est principalement basée sur les observations de recouvrements, de superpositions et d'inclusions des phases diagénétiques. Leurs interprétations en terme d'environnement diagénétique sont confrontées aux observations effectuées dans le sommet de la Formation Natih dans le champ de Fahud.

Deux mesures isotopiques en oxygène, carbone et strontium sur phases séparées complètent la réflexion sur l'origine des fluides ayant précipités les différentes phases.

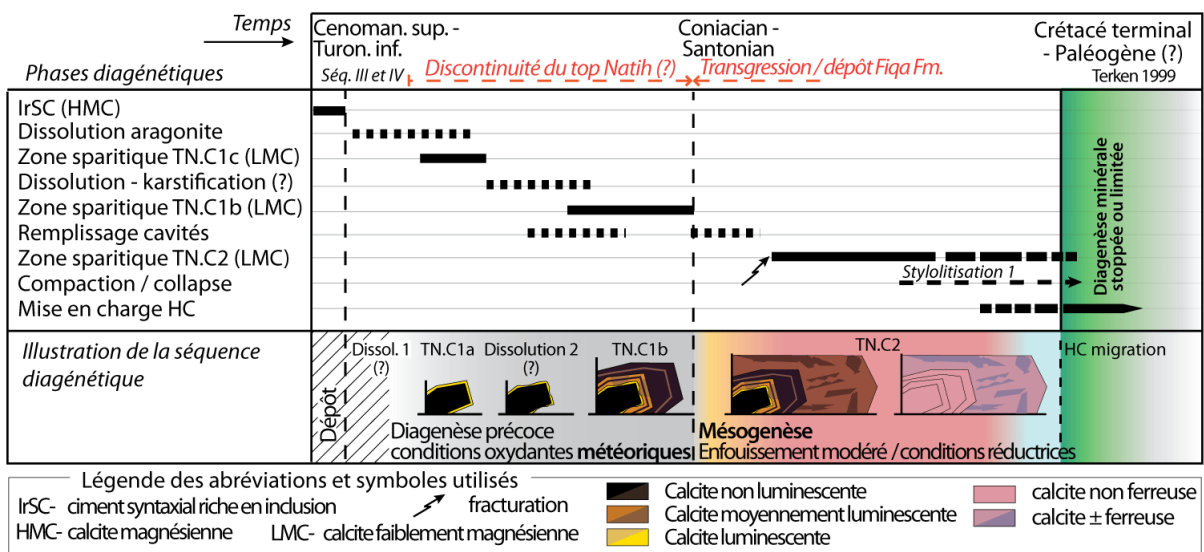


Figure 9.43 : Diagramme diagénétique du secteur du champ de Yibal.

Micritisation (mic)

Le phénomène de micritisation est préférentiellement développé sur des bioclastes dans les faciès granulaires de l'unité réservoir A3, au sein de packstone riches en débris de bivalves et autres bioclastes (associations de faciès III-b et III-c).

Ciments calcitiques riches en inclusions solides (IFC et IrSC)

Ce type de cimentation est rare et se manifeste localement par de minces ciments syntaxiaux riches en inclusions dans les faciès granulaires riches en échinodermes de l'unité réservoir A3 (**Fig. 9.44-B**).

Dissolution de l'aragonite

Une étape de dissolution précoce est identifiée, qui amène à la dissolution des allochèmes constitués d'aragonite (**Fig. 9.41, Annexe C**). De nombreuses figures d'effondrement des parois de larges madréporaires, ou encore l'accumulation dans le fond des cavités de sédiments internes géotropes attestent du passage par un stade de dissolution de

l'aragonite. Ces vides peuvent être colmatés entièrement ou partiellement par les zones sparitiques TN.C1 et TN.C2 décrites ci-après.

Zone sparitique TN.C1

De manière comparable aux ciments du Membre Natih A dans le champ de Fahud, deux sous-zones de ciments sparitiques scalénoédraux et syntaxiaux se développent précocement dans les vides moldiques et en syntaxie sur les débris d'échinodermes.

Sous-zone TN.C1a

Description, localisation, chronologie et éléments d'interprétation: TN.C1a forme de fins scalénoèdres (< 200 µm) constitués d'une large bande faiblement luminescente et d'une fine bande fortement luminescente jaune. Deux points de mesures EDS (**Fig. 9.44**) révèlent des teneurs très faibles en Mn et Fe (< 100 ppm). En revanche le strontium et le magnésium indiquent des valeurs sensiblement élevées de 1125 ppm en moyenne pour le Sr et 1,32 mol% en moyenne pour le MgCO₃.

Etant donnée la petite taille de cette sous-zone, il n'a pas été possible d'en mesurer les isotopes du carbone ou de l'oxygène.

TN.C1a est présente sur au moins 20 m dans les unités réservoirs A4 et A3. Plus haut elle n'a pas été identifiée, et vers le bas l'échantillonnage ne permet pas de contraindre son extension maximale.

TN.C1a est postérieure et/ou contemporaine d'une phase de dissolution de l'aragonite.

L'absence de fer et de manganèse indique des milieux oxydants. Les plus fortes teneurs en strontium et magnésium pourraient quant à elles indiquer une contribution des particules instables (aragonite et calcite magnésienne) dissoutes et pouvant être pour partie la source du carbonate de cette sous-zone.

Sous-zone TN.C1b

Description, localisation, chronologie et éléments d'interprétation: TN.C1b forme des ciments limpides également fins (< 200 µm) observés en surcroissance sur la sous-zone TN.C1a, composés de bandes concentriques orangées moyennement luminescentes (**Fig. 9.44**, N°2) puis marrons faiblement luminescentes (**Fig. 9.44**, N°3).

Ces variations de luminescence sont associées à des variations légères des teneurs en Mn qui diminuent entre les 2 bandes, tandis que la teneur en fer augmente. Les teneurs en Mg et Sr indiquent une décroissance progressive depuis la sous-zone TN.C1a.

Son extension est similaire à celle de la sous-zone TN.C1a.

Le contact entre TN.C1a et TN.C1b est parfois souligné par une microsurface de dissolution comportant des golfes de corrosion (**Fig. 9.44-B**). Cette observation suggère qu'il y a pu y avoir un deuxième épisode de dissolution entre les deux sous-zones.

Aucun indice de milieu vadose n'a pu être mis en évidence et un environnement oxydant à sub-oxygène en milieu phréatique météorique est interprété pour TN.C1b.

Dissolution de la calcite (?) - niveaux chaotiques

Dans les niveaux chaotiques, le sédiment apparaît fortement perturbé par des fractures et des vides moldiques élargis par des phénomènes de dissolution (**Fig. 9.41, Annexe C**). Le colmatage de ces vides est assuré dans un premier temps par des brèches carbonatées intraformationnelles, des micrites et du matériel argileux ou bitumineux, accumulés de manière géotrope dans les cavités, puis par une sparite de blocage (probablement TN.C2).

La relation chronologique entre la formation des niveaux bréchifiés - chaotiques et la séquence précédemment décrite de dissolution aragonitique - précipitation des zones sparitiques précoces TN.C1 reste mal connue par manque de recoupement clair entre ces zones et en l'absence d'échantillons traversant les zones chaotiques. La formation de fractures et la concentration des phénomènes d'altération-dissolution le long des plans de fractures ou de dissolution nécessitent une certaine cohésion et lithification du sédiment encaissant. Cette étape pourrait donc intervenir après une première phase de stabilisation du sédiment. Elle se formerait toutefois avant la précipitation de la zone sparitique TN.C2 (décrite ci-après).

Si l'hypothèse d'une karstification est retenue, la dissolution des allochèmes aragonitiques, la précipitation de la zone sparitique TN.C1 et la formation des niveaux chaotiques se formeraient alors de manière contemporaine, ou peut-être au cours d'une histoire polyphasée de dissolution/cimentation en domaine météorique. En revanche s'il s'agit d'un épisode de fracturation hydraulique, celui-ci pourrait intervenir au début de l'enfouissement et être favorisé par le dépôt des argiles imperméables de la Formation Fiqa.

Page suivante - Figure 9.44: Succession des principales phases diagénétiques dans le champ de Yibal (Natih A)
A) Echantillon Y868,5 (puits Y-448H1; Natih A3, séquence III; environ 30m sous la discontinuité sommitale du Natih): Calcites précoces scalénoédrales C1a et C1b développées dans les porosités moldiques d'un packstone-grainstone bioclastique.

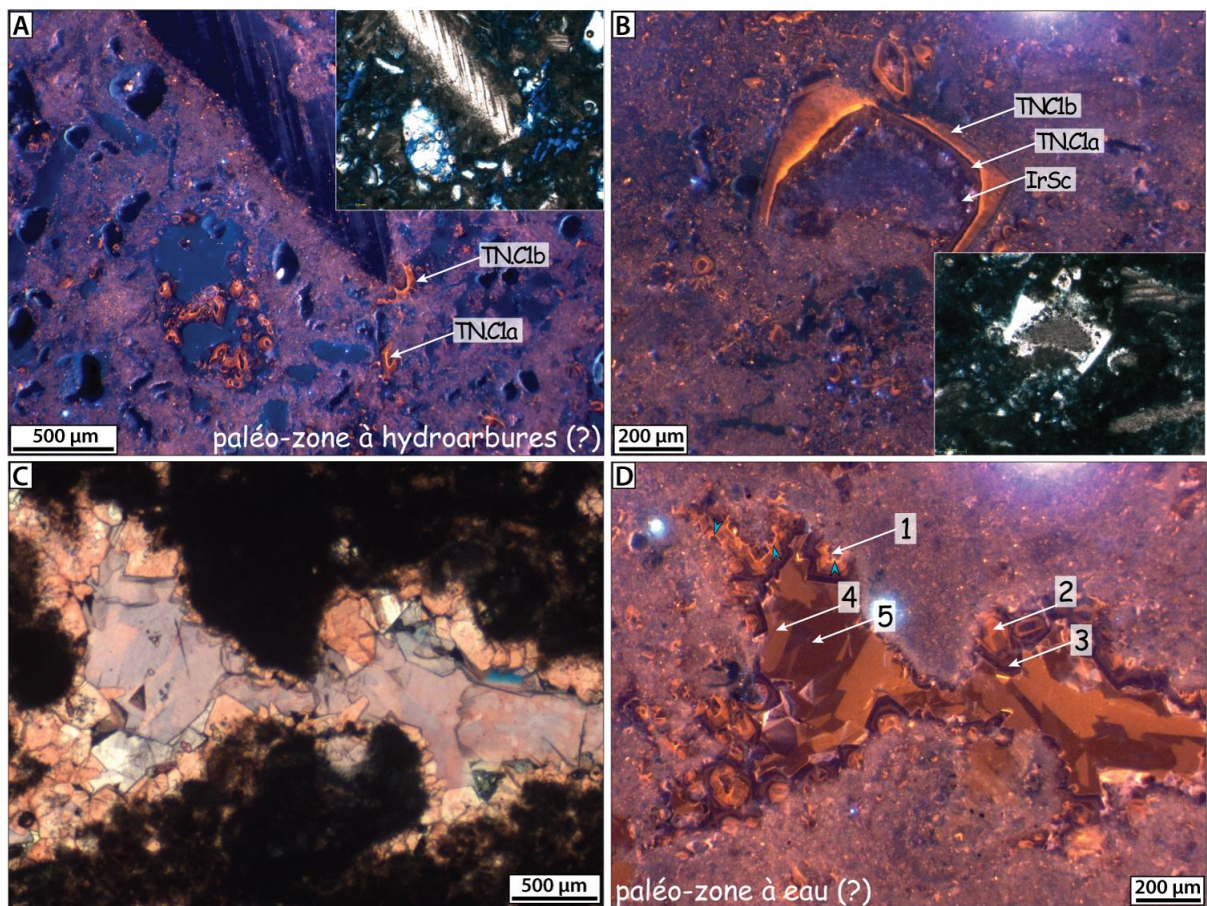
B) Echantillon Y869,41 (puits Y-448H1; Natih A3, séquence III): Sparite syntaxiale autour d'un débris d'échinoderme, constituée d'une zone turbide riche en inclusions (IrSC), et de la zone TN.C1 composée de la sous-zone TN.C1a (couplet bande faiblement luminescente / fine bande luminescente) et de la sous-zone TN.C1b plus luminescente.

C) Echantillon Y873,45 (puits Y-448H1; Natih A4, séquence III; environ 35m sous la discontinuité sommitale du Natih): Vide moldique dans un faciès de packstone bioclastique obturé par un ciment frangeant scalénoédral non ferreux (en rose) et par une sparite de blocage variablement ferreuse (teintes mauves et violettes arrangées selon un *zoning*).

D) Même échantillon qu'en C, sous cathodoluminescence. La frange de scalénoèdres non ferreux est constituée des sous-zones TN.C1a et TN.C1b. Des golfes de corrosion (flèches bleues) sont localement observés entre les bandes peu luminescentes de TN.C1a et les bandes concentriques à luminescence modérée de TN.C1b. La cavité moldique est ensuite colmatée par la zone sparitique TN.C2, dont les zonations sectorielles traduisent des variations d'incorporation du fer.

Les mesures EDS réalisées sur les différentes phases diagénétiques de l'échantillon Y873,45 sont reportées dans le tableau et le diagramme ci-dessous.

Aucune zone de TN.C2 n'est reconnue dans les deux échantillons présentés en A) et B). Le développement de cette sous-zone dans la partie inférieure du réservoir suggérerait que ces ciments se soient formés sous un contact particulier, comme par exemple un paléo-contact huile-eau (**Coy, 2003**). Une investigation plus poussée des ciments dans la partie supérieure du réservoir serait néanmoins nécessaire pour préciser cette hypothèse.



	1: TN-C1a	2: TN-C1b lum	3: TN-C1b dull	4: TN-C2 lum	5: TN-C2 dull Fe
Mn (ppm)	< LD	<LD - 400 (195)	<LD - 82 (28)	<LD - 325 (112)	<LD - 362 (173)
Fe (ppm)	< LD - 90 (50)	< LD - 72 (31)	<LD - 386 (148)	317 - 1258 (874)	2307 - 3327 (2677)
Sr (ppm)	841 - 1610 (1225)	111 - 1309 (728)	317 - 983 (624)	141 - 874 (492)	617 - 1747 (1173)
Na (ppm)	781 - 1768 (1274)	579 - 1088 (898)	251 - 1081 (825)	583 - 1113 (880)	108 - 1062 (785)
mole% FeCO ₃	< LD - 0,02	< LD - 0,01	<LD - 0,07 (0,03)	0,06 - 0,23 (0,16)	0,41 - 0,60 (0,48)
mole% MgCO ₃	1,04 - 1,60 (1,32)	0,81 - 1,37 (1,08)	0,28 - 0,99 (0,59)	0,31 - 0,62 (0,36)	0,51 - 0,91 (0,77)
	n = 2	n = 3	n = 4	n = 7	n = 6

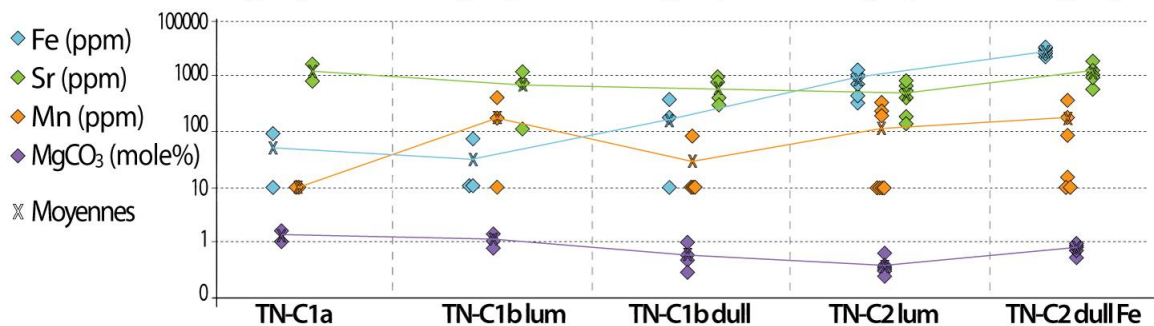


Figure 9.44: Succession des principales phases diagénétiques dans la zone de Yibal (Natih A)

Zone sparitique TN.C2

Description et localisation: Comme pour le champ de Fahud, TN.C2 forme des ciments de blocage limpides qui exhibent en cathodoluminescence des zonations sectorielles orangées et marrons (**Fig. 9.44-B**). Les TN.C2, colorés par un mélange alizarine-ferricyanure, sont teintés

en violet et rose (**Fig. 9.44-A**). Les variations de coloration correspondent aux zonations de CL, et les bandes colorées en bleu-violet (riches en Fe^{2+}) sont systématiquement plus sombres en CL.

Deux mesures des isotopes du carbone et de l'oxygène indiquent des valeurs comprises entre -6,33 et -5,18 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre 2,88 et 3,10 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$ (v-PDB). Sur ces deux échantillons, les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ donnent des ratios de 0,707719 et 0,707726.

TN.C2 est présente sur une vingtaine de mètres dans la partie inférieure de l'intervalle stratigraphique étudié (unités réservoirs A5/6 et A4) et sur un échantillon au sommet de l'unité réservoir A2 (**Fig. 9.40**). Elle colmate les vides moldiques et cavités de dissolution, ainsi qu'une génération de fractures infra-millimétriques.

Chronologie et éléments d'interprétation: TN.C2 forme la dernière zone de ciments observée dans le Membre Natih A du champ de Yibal. Ses caractères pétrographique et sa chronologie relative supporte une précipitation dans un milieu plus réducteur (incorporation du Fer) au cours de la diagenèse d'enfouissement. TN.C2 précipiterait avant un enfouissement trop important car les vides moldiques colmatés par ces ciments ne sont pas déformés par une compaction mécanique trop importante. **G. Coy (2003)** propose de relier TN.C2 à la mise en charge du réservoir et à l'existence d'un paléo-contact huile-eau, d'après la distribution de TN.C2, concentrée en base de l'intervalle (**Fig. 9.40**). Une étude plus exhaustive de la pétrographie et de la géochimie des ciments mésogénétiques, ainsi que des analyses d'inclusions fluides seraient nécessaires pour préciser cette hypothèse.

9.2-4 Comparaison des données géochimiques

Peu de mesures géochimiques sont disponibles dans le champ de Yibal (**Fig. 9.45**). Elles montrent néanmoins que:

- les mesures sur les matrices micritiques sont compatibles en oxygène avec les valeurs marines théoriques, ou légèrement plus négatives. Toutes les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ sont en revanche légèrement plus fortes que les valeurs théoriques d'un carbonate marin.
- les mesures sur les ciments d'enfouissement montrent une déplétion d'1 à 2 ‰ du $\delta^{18}\text{O}$ par rapport aux valeurs marines.

Les deux mesures de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,707719 et 0,707726) effectuées sur la zone TN.C2 sont supérieures aux valeurs marines céno-mano-turonniennes (0,70732 - 0,70744). Cet enrichissement pourrait indiquer l'injection dans les roches du Natih d'un fluide externe dérivé d'une eau de mer à plus fort rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ou ayant interagit avec des roches silico-clastiques.

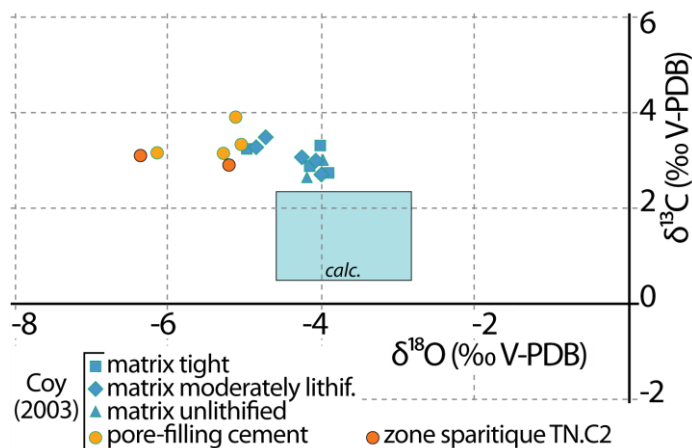


Figure 9.45: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le puits Y-448H1 du champ de Yibal (1) Graphe $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour 2 prélèvements sur des phases diagénétiques séparées pour le puits Y-448H1 dans le champ de Yibal. Les points cerclés de vert proviennent de prélèvements sur les matrices et des ciments de blocage de ce même puits (Coy, 2003).

9.2-5 Bilan: inventaire et chronologie des phases et produits diagénétiques

Mis à part les niveaux chaotiques et fracturés observés sur la carotte du champ de Yibal, la séquence diagénétique au sommet de la Formation Natih apparaît très similaire à celle établie dans le champ de Fahud, à savoir:

- Une étape de dissolution précoce, initiée par la circulation d'eaux douces, probablement sous la surface de discontinuité majeure au sommet de la formation.
- Le développement de deux zones de ciments syntaxiaux et de franges scalénoédrales à l'intérieur des vides moldiques et des cavités de dissolution de l'aragonite, attribuées à une diagenèse dans un aquifère météorique épais (présence des TN.C1 sur au moins 55 m d'épaisseur).
- Une diagenèse d'enfouissement 'relativement simple' composée d'une phase de sparite de blocage, moyennement ferreuse à zonations sectorielles. Cette dernière zone précéderait ou serait contemporaine de la mise en charge des réservoirs de la Formation Natih.

Peu d'échantillons ont toutefois été analysés dans le champ de Yibal et des analyses complémentaires seraient nécessaires par exemple pour préciser la chronologie de la dernière zone sparitique.

Le développement des zones chaotiques et fracturées semble être un phénomène propre à la zone de Yibal dans la mesure où il n'a jamais été observé dans les autres secteurs d'études. Toutefois deux origines restent probables qui sont soit la formation d'horizons de dissolution de type karstique sous la discontinuité du sommet de la formation, soit le développement de d'un réseau de fractures hydrauliques en début d'enfouissement dans un sédiment partiellement lithifié.

9.3 Essai de comparaison avec d'autres champs du nord-est de la plaque arabe

Afin de comparer la diagenèse associée à la surface du sommet de la Formation Natih en Oman avec la diagenèse affectant des formations équivalentes sur la plate-forme arabe, des échantillons de la Formation Mishrif du champ de Sirri ont été analysés. Le champ de Sirri est situé à l'Est du bassin de Khatyah (*offshore* Iran). Les échantillons étudiés peuvent également être confrontés aux analyses pétro-diagénétique de la Formation Mishrif du champ de Guirieli, situé à l'ouest du bassin (*offshore* Qatar, travaux de **Deville-de-Perrière, 2011**).

La **figure 9.46** localise ces trois secteurs d'études en carte et sur un diagramme chronostratigraphique.

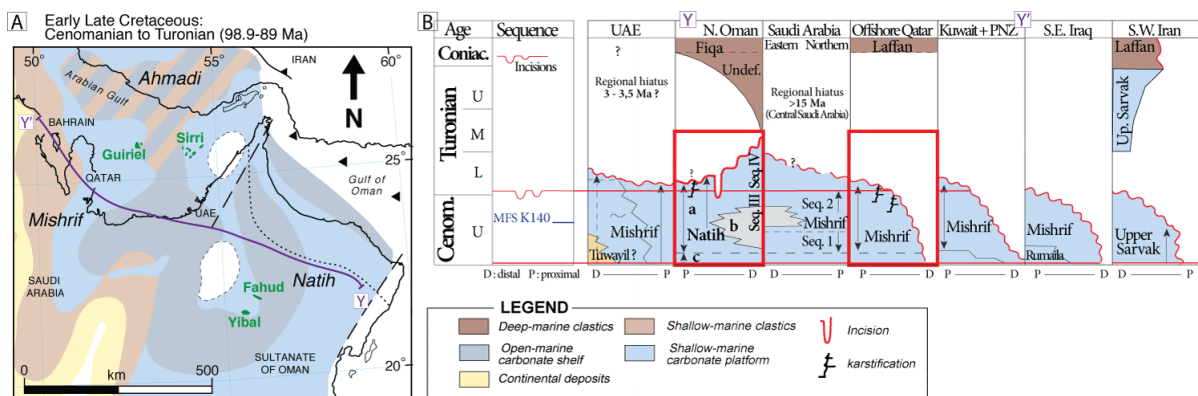


Figure 9.46: Situation des champs de Fahud, Yibal (Oman); Sirri (*offshore* Iran) et Guirieli (*offshore* Qatar). A) Carte paléogéographique au Crétacé supérieur (Cénomanien à Turonien), **Ziegler, 2001**. B) Extrait de charte chrono-stratigraphique (d'après **van Buchem et al. 2011**)

Il est intéressant de constater sur ces différents champs que la diagenèse associée à la discontinuité du sommet des formations Mishrif et Natih est assez similaire en termes de produits diagénétiques. En effet les échantillons de ces différents secteurs présentent une chronologie similaire (**Fig. 9.47**) formée par:

- (1) une phase de dissolution des minéralogies instables,
- (2) la précipitation d'une première phase de ciments en LMC (*Low Magnesium Calcite*) peu luminescents associés à des fluides météoriques sous forme de ciments frangeants scalénohédraux, de ciments syntaxiaux sur les échinodermes ou encore de ciments granulaires (MC1a pour le Fm. Mishrif ou TN.C1a pour la Fm. Natih),
- (3) une seconde phase de dissolution et la création de golfes de corrosion affectant les ciments précédents. Cette phase est associée à la formation des cavités karstiques sur le champ de Guirieli (**Deville de Perrière et al., 2011**), et pourrait correspondre à la formation des niveaux chaotiques et fracturés du champ de Yibal.
- (4) une phase de cimentation (MC1b et TN.C1b) qui précipite en surcroissance sur les ciments C1a et présente des zonations concentriques plus complexes en cathodoluminescence,
- (5) le remplissage des cavités par une matrice micritique (phase non observée sur les échantillons d'Oman),

(6) la précipitation de ciments (MC2), moyennement ferreuse, présentant une luminescence orangée et quelques évidences de zonations sectorielles. Cette phase de cimentation croit en syntaxie sur les phases C1 (Guiriel) et prédate la compaction physico-chimique. Elle est associée à la précipitation de cristaux de pyrite.

(7) une dernière phase de ciments de blocage plus ou moins ferreuse (MC3 et TN.C2), probablement associée à la mise en charge des réservoirs.

Il faut toutefois noter que la chronologie de mise en charge des différents réservoirs n'est pas la même. En effet les champs situés en Oman sont rapidement enfouis au moment de la formation d'un bassin flexural associé aux phénomènes d'obduction de la marge océanique et de charriage des nappes d'Hawasina. De fait, la maturation des faciès riches en matière organique de la Formation Natih et le craquage d'huile plus profonde débutent dès la fin du Crétacé, la migration des hydrocarbures au sein de ces réservoirs est supposée effective au début du Paléogène (**Terken, 1999**). En revanche, pour les champs situés dans le Golfe arabe, la mise en charge des réservoirs est supposée intervenir à l'Oligo-Miocène (**Videtich *et al.*, 1988**).

Page suivante - Figure 9.47 : Diagenèse observée sous la discontinuité sommitale de la Formation Mishrif dans le Golfe arabe.

A) Echantillon SIE5.2853,25 (Champ de Sirri ; ~10-15 m sous la discontinuité sommitale): Précipitation de larges scalénoèdres non luminescents (MC1a) dans le vide créé par la dissolution d'un test de bivalve. La phase MC1a présente à son tour des golfes de corrosion colmatés par une phase luminescente (MC1b), la porosité moldique est ensuite scellée par un ciment de blocage (MC2).

B) Echantillon SIE5.2852,88 (Champ de Sirri ; ~10-15 m sous la discontinuité sommitale): Débris d'échinoderme dont le premier ciment syntaxial correspond à une calcite non luminescente (MC1a); la fracture qui recoupe l'échinoderme est postérieure à la phase MC1a, et est cimentée par une phase luminescente (MC1b), cette phase est antérieure à la calcite faiblement luminescente qui précipite dans l'espace intergranulaire (MC2).

C) Echantillon SIDD3.2683,8 (Champ de Sirri; ~50 m sous la discontinuité sommitale): Frange scalénoédrale non luminescente (MC1a) précipitée sur les parois d'un rudiste, une fine frange luminescente la recouvre (MC1b) et une dernière phase de calcite de blocage moyennement luminescente (MC2) scelle la porosité moldique.

D) Echantillon SIDD3.2699,4 (Champ de Sirri; ~68 m sous la discontinuité sommitale): Vide moldique dont les parois sont tapissées par une fine frange de scalénoèdres non luminescents (MC1a), recouverts par une microsparite géotrope, puis par une bande plus luminescente (MC1b) et une sparite de blocage (MC2).

E) Echantillon provenant de la zone à huile du champ de Guiriel (**Deville-de-Perrière *et al.*, 2011**): Photos en CL. Ciments scalénohédraux (C1) et ciment de blocage C2 dans un floatstone à rudiste micro- et macro-poreux; les lignes en pointillées soulignent les golfes de corrosions entre C1a et C1b.

F) Echantillon provenant du champ de Guiriel, localisé à moins de 20 mètres des argiles du Laffan (**Deville-de-Perrière, 2011**) : Vides moldiques créés par la dissolution de bioclastes aragonitiques partiellement comblés par un sédiment interne micritique à microsparitique laminé, interprété comme un silt vadose. Il repose sur les sparites scalénoédrales C1a et C1b et est scellé par les sparites C2.

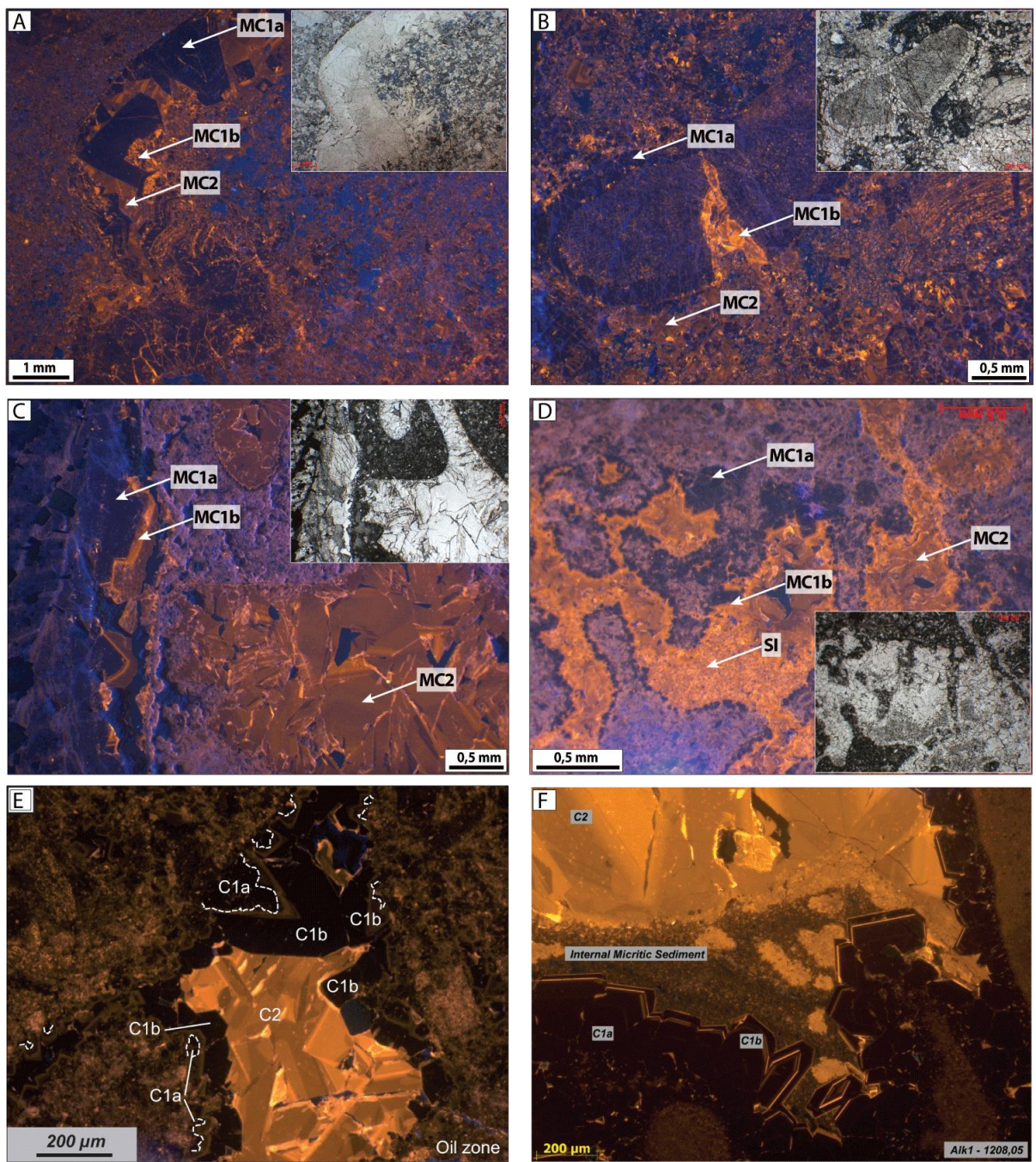


Figure 9.47 : Diagenèse observée sous la discontinuité sommitale de la Formation Mishrif dans le Golfe arabe. (Légende page précédente)

CHAPITRE 10- SYNTHÈSE DE L'ENREGISTREMENT DIAGÉNÉTIQUE ET COMPARAISON AFFLEUREMENT / SUBSURFACE

L'analyse diagénétique détaillée des affleurements et des données de subsurface repose sur l'étude de la chronologie et de la répartition spatiale des phases diagénétiques ayant successivement affecté les dépôts de la Formation Natih. L'interprétation de ces phases et de leurs fluides parents permet un découpage selon différents environnements diagénétiques reliés (1) au domaine éogénétique en milieu marin ou météorique, (2) au domaine mésogénétique dans des contextes d'enfouissement stable ou sous l'effet d'une contrainte tectonique et (3) au domaine télogénétique lorsque les formations sont exhumées.

10.1 Expression diagénétique des surfaces d'émergence

La synthèse des transformations diagénétiques associées aux différentes surfaces de discontinuité étudiées dans la Formation Natih est présentée ci-dessous en suivant l'ordre stratigraphique des dépôts (**Fig. 10.2**).

Au sommet de la première séquence de dépôt (3^{ème} ordre) :

Les sparites de la zone C1 forment la grande majorité des ciments obstruant la porosité des calcaires de la première séquence de dépôt (3^{ème} ordre) de la Formation Natih à l'affleurement et en subsurface.

Les analyses pétrographiques et géochimiques indiquent que ces ciments sont chronologiquement liés à deux surfaces de discontinuité, IS1 et IS2, associées au développement d'incisions sur la plate-forme au sommet de la séquence I. Les incisions et les prismes de régression forcée exceptés, les indices d'émergence de la plate-forme sont peu évidents. Les structures de karstification ne sont pas développées et les figures de pédogénèse semblent inexistantes.

Les analyses isotopiques effectuées sur les ciments C1 indiquent une signature météorique pour les fluides à l'origine de ces cimentations.

Les premières générations de ciments météoriques (C1a associé à IS1 et C1b associé à IS2), ne sont observées que dans les parties les plus proximales du transect des *Foothills* d'Adam (Jebels Madar et Madmar). Elles résultent probablement de processus de dissolution - reprécipitation ne nécessitant pas forcément de volumes d'eaux douces trop importants. En revanche, il faut des circulations météoriques de grande ampleur pour acheminer les ions nécessaires à la précipitation de la sous-zone C1c (associée à IS2), largement développée dans l'ensemble de la séquence I. Un système de drainage latéral est envisagé, via des paléo-circulations aquifères phréatiques circonscrites vers le bas par la couche aquitard des argiles du Nahr Umr, et très peu alimentées par les processus d'infiltration et de percolation verticale des eaux de pluie. La zone de recharge la plus probable serait les terrains émergés du craton arabe situés au sud/sud-ouest de la zone d'étude, et les carbonates dissous en leur bordure

seraient transportés vers le centre du bassin où sont observées les cimentations. Si un climat chaud et humide est attesté par la présence de nombreux troncs fossiles et de profils latéritiques dans la Formation Wasia, sur la bordure du bouclier arabe au nord de l'Arabie Saoudite (**Razin, 2008; Le Nindre et al., 2008**), le régime des précipitations sur la plate-forme émergée d'Oman pourrait être très différent. En effet, ni l'architecture et la morphologie des incisions sur la plate-forme du Natih (**Grélaud, 2005**), ni les objets macroscopiques associés aux surfaces, ou encore la pétrographie et la géochimie des ciments ne plaident pour une diagenèse en milieu chaud et humide. Dans un tel contexte, les incisions ont pu se former lors d'évènements assez brefs, à la manière des wadis actuels des zones désertiques, sans pérennisation d'un système d'écoulement des eaux de surface par les rivières. Les conditions d'aridité sur la plate-forme ont probablement perduré au début de la transgression suivante, avec le dépôt d'argiles de milieux restreints dans les incisions IS2 et le développement de produits diagénétiques (sulfates, dolomitisation) indiquant des conditions géochimiques variables entre des pôles confinés et plus ouverts. Ces dernières phases sont plus largement développées dans les parties les plus proximales du transect des *Foothills* d'Adam (Jebels Madar et Madmar) et à proximité des incisions. Elles n'ont pas été identifiées dans le secteur de Fahud.

Au sommet des cycles haute fréquence (séquence II) :

Dans le système mixte argilo-carbonaté de la séquence II, des surfaces d'émersion de courte durée sont suspectées au sommet de plusieurs bancs carbonatés. La bonne préservation de ces surfaces dans les carottes du champ de Fahud permet de mettre en évidence des surfaces composites enregistrant à la fois des dissolutions et de rares cimentations engendrées par des circulations météoriques et des indices d'induration en milieu sous-marin. Ces phénomènes restent toutefois assez superficiels dans la mesure où ces émergences brèves ne permettent pas le développement d'un véritable aquifère météorique. Ainsi, les porosités créées par les dissolutions et les réseaux de terriers sont infiltrées par les argiles des cycles suivants. La préservation de ces derniers montre également que la remise en eau du système se produit dans des conditions de faible énergie.

Au sommet de la deuxième séquence de dépôt (3^{ème} ordre) :

De manière assez similaire aux ciments météoriques développés sous la surface IS2, l'existence d'une surface d'émersion est confirmée au sommet de la deuxième séquence de dépôt par le développement important de sparites non luminescentes (zone C1) dans une paléo-zone phréatique, surmontée par un intervalle inférieur à 10 mètres d'épaisseur, interprété comme une paléo-zone vadose, dans lequel les sparites précoces météoriques sont peu développées et précipitent sous forme de franges scalénoédrales.

Si les indices d'émersion sont très rares sur les affleurements, en revanche les carottes analysées dans la zone de Fahud montrent clairement des figures de dissolution - bréchification sous la surface, colmatées subséquentement par les argiles du cycle suivant. Cette différence pourrait s'expliquer soit par l'influence locale de paléotopographies positives au sommet des *shoals* à rudistes dans la zone de Fahud au moment de l'émersion, soit par une

meilleure préservation de la surface sur les carottes. Il serait également envisageable que le taux de subsidence différentiel, plus important dans la zone de Fahud limiterait les remaniements pendant la transgression suivante.

Au sommet de la troisième séquence de dépôt (3^{ème} ordre) :

Cette séquence n'a été étudiée que ponctuellement à l'affleurement et en subsurface. Si des dissolutions moldiques sont observées dans les faciès riches en rudistes situés sous cette surface dans le champ de Fahud, en revanche l'analyse des ciments dans le dernier mètre sous la surface n'a pas permis de mettre en évidence une séquence diagénétique intrinsèque propre à cette surface.

Une analyse détaillée des transformations diagénétiques éventuellement associées à cette surface de discontinuité serait nécessaire, avec un échantillonnage plus systématique de part et d'autre de la surface.

Au sommet de la Formation Natih :

L'enregistrement des phases de dissolution et cimentation sous la discontinuité sommitale de la Formation Natih montre des similitudes entre les champs omanais et les champs de Guiriel et Sirri situés dans le Golfe d'Arabie (cf. section 9.3 Essai de comparaison avec d'autres champs...). Toutefois une différence majeure réside dans le fait que la discontinuité sommitale du groupe Wasia est associée dans les régions ouest et nord-ouest de la plate-forme arabe à des karstifications et au développement d'horizons pédogénétiques (cf. section 3.2 Discontinuité sommitale du groupe Wasia; Partie 1) tandis que sur la plate-forme omanaise, ces phénomènes sont absents ou alors ne sont que très localement observés (niveaux chaotiques et fracturés de Yibal). En Oman, l'émersion de la plate-forme au sommet de la Formation Natih est plus généralement associée à la création d'incisions pouvant atteindre 150 mètres de profondeur (**Droste & van Steenwinkel, 2004**).

Cette variabilité pourrait être liée à des conditions probablement plus arides sur la marge omanaise (**Hollis, 2011**). Ainsi, il est possible que le lessivage des terrains carbonatés par les eaux météoriques n'ait pas été suffisamment intense et pérenne pour créer les larges cavités karstiques qui sont par exemple observées sur 45 mètres d'épaisseur sous les argiles du Laffan dans le champ de Guiriel au Qatar (**Deville-de-Perière et al., 2011**).

Les valeurs géochimiques de l'isotope du carbone mesurées sur des ciments météoriques et des micrites sous la surface du sommet de la Formation Mishrif au Qatar soulignent, par des valeurs négatives, l'effet de carbone organique dérivé des sols (**Deville de Perière et al., 2011**). Dans cette étude, une zone sous forte influence des eaux météoriques est mise en évidence, dans laquelle se développent les cavités karstiques, qui contraste avec une zone basale dont les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$, positives, traduisent une plus forte influence du réservoir de carbone contenu dans la boue et les bioclastes marins.

Par comparaison, les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ mesurées au sommet de la Formation Natih sur des matrices micritiques du puits Y-448H1 (champ de Yibal, **Coy, 2003**) restent toujours positives et proches du signal marin ($+2,47 < \delta^{13}\text{C} < +3,7 \text{ ‰ v-PDB}$), ce qui indique que le

signal géochimique n'a pas été affecté de manière précoce par un carbone organique dérivé de sols.

Le développement de la karstification sur la marge omanaise a donc pu être freiné par une recharge limitée en eau de pluie et par une canalisation des circulations de surfaces dans les vallées incisées, à l'inverse d'un système dans lequel les eaux météoriques, plus abondantes percoleraient sur des surfaces étendues, végétalisées et karstifiées.

L'émersion au sommet du Groupe Wasia se produit dans un contexte de bombement et de soulèvement de la plaque arabe à l'amorce des déformations éoalpines, qui est ensuite suivi par la flexuration de la marge sous l'effet de son chargement tectonique (cf. chapitre 2). Des variations de l'emplacement et de la longévité des zones de bombement, ainsi que du développement consécutif du bassin flexural ont également pu influencer l'initiation et l'extension des phénomènes de karstification sur la plate-forme arabe. Il peut être alors envisagé que la région nord-omanaise, située au front de la zone de collision et d'obduction subisse plus rapidement l'approfondissement et l'extension du bassin flexural, en ne permettant pas une émergence suffisamment longue pour le développement de karsts. En revanche les régions périphériques au sud et à l'ouest bénéficieraient d'une émergence prolongée et plus favorable au développement de structures karstiques. Localement la réactivation des structures tectoniques et l'initiation de mouvements salifères ont également pu favoriser des surrections ou des périodes d'exposition plus importantes et faciliter les processus de karstification (Pascoe *et al.*, 1994; Filbrandt *et al.*, 2006).

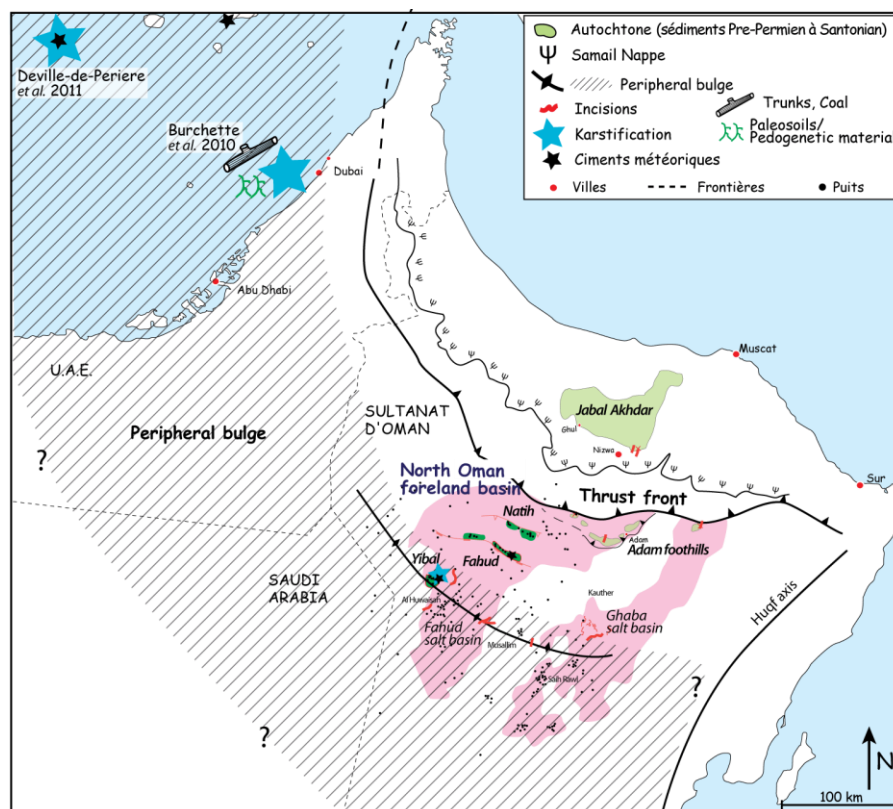


Figure 10.1 : Localisation de la zone de bombement périphérique au sommet du Groupe Wasia et des phénomènes de karstification.

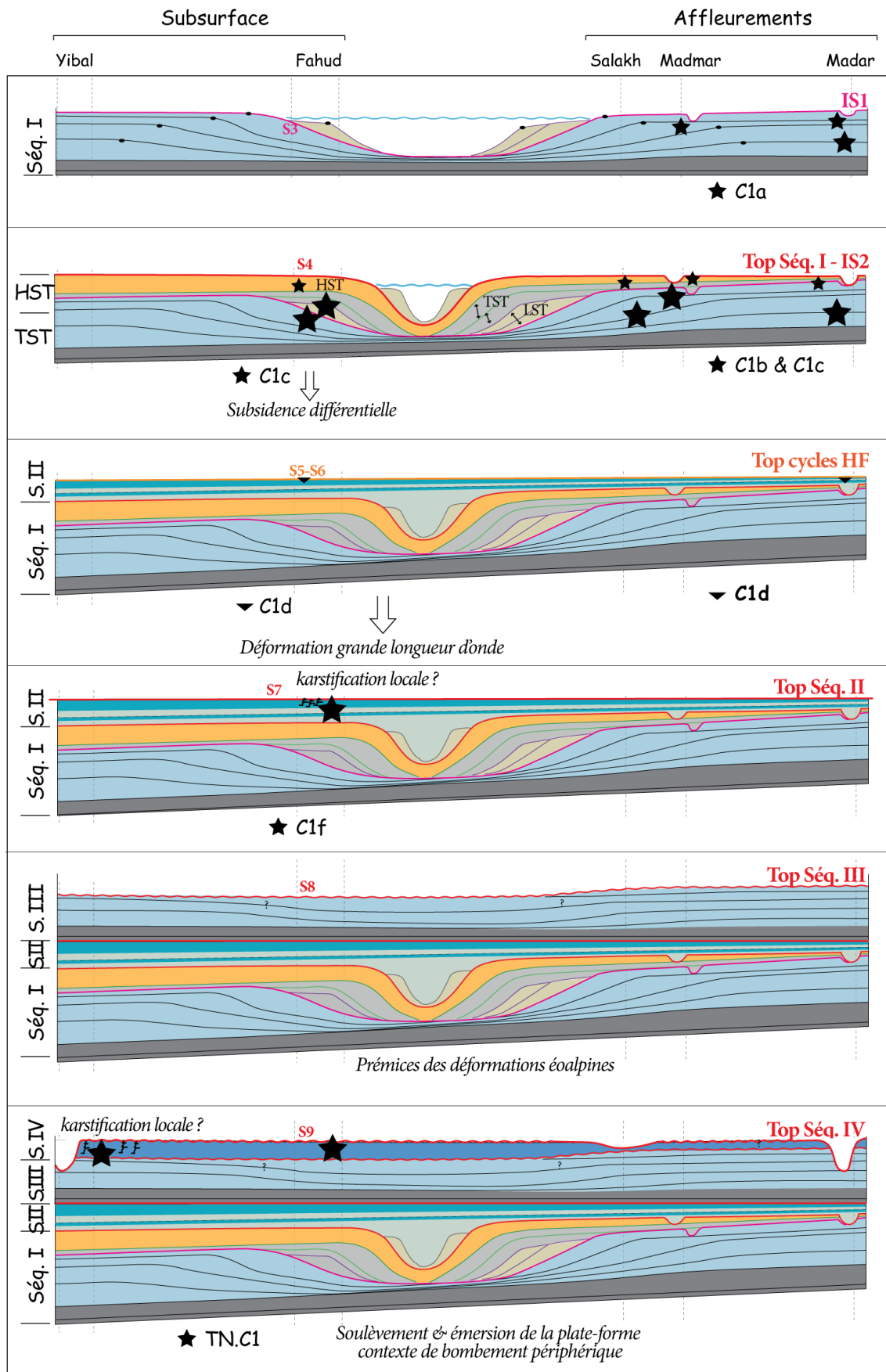


Figure 10.2 : Evolution géométrique des dépôts de la Formation Natih, de part et d'autre du bassin intrashelf et localisation des zones sparitiques précoces météoriques (C1) identifiées sous les surfaces.

10.2 L’empreinte mésogénétique et télogénétique

Dans le domaine du bassin flexural (transect des *Foothills* d’Adams et secteur de Fahud), les premiers stades mésogénétiques sont constitués par des précipitations calcitiques et dolomitiques (C3 & C4 ; D2). Elles se produisent dans des environnements sub-oxiques à réduits avec des températures modérées, au début de l’enfouissement des séries de la Formation Natih sous les argiles de la Formation Fiqa (**Fig. 10.3-A**). L’origine des fluides parents de ces cimentations résulte probablement d’un mélange entre des eaux de formation retenues (marines, météoriques ou mixtes ?) et des fluides externes réchauffés et chimiquement altérés par des interactions avec des eaux de formation plus anciennes ou des fluides compactionnels expulsés via des réseaux de fractures.

Dans la zone du Jebel Akhdar les prémices des déformations éoalpines occasionnent localement des surpressions et la génération de fractures hydrauliques cimentées par des sparites columnaires et des sédiments remobilisés dans les fractures.

L’avènement des déformations éoalpines à la fin du Crétacé entraîne une structuration de la marge omanaise du nord au sud, et l’individualisation de différents domaines subissant des évolutions d’enfouissement différenciées (**Fig. 10.3-B**).

- Dans la région du nord de l’Oman, les séries mésozoïques sont impliquées sous une épaisse série d’unités allochtones (croûte océanique et marge externe de la plate-forme). Cet épisode se traduit dans le sud du Jebel Akhdar par le développement de réseaux de fractures se formant d’abord perpendiculairement au plan de stratification lors de l’augmentation de la pression lithostatique au cours de l’enfouissement, puis en mode cisailant parallèlement au plan de stratification lorsque la contrainte maximale devient horizontale (**Hillgers et al., 2006 ; Holland et al., 2009**). Ces fractures sont cimentées par de la calcite et leurs signatures isotopiques révèlent des fluides tamponnés par l’encaissant (**Hillgers et al., 2006**). Localement des surpressions fluides se développent sous l’effet des contraintes tectoniques, des différentiels de compaction et des processus de cimentation (**Hillgers et al., 2006**).

- Le développement du bassin flexural le long du front de chevauchement permet dans la région de l’*Intérieur Oman* la maturation des faciès riches en matière organique de la Formation Natih, enfouies entre 2000 et 3000 mètres de profondeur (**Terken, 1999**).

- Dans la zone de bombement périphérique, l’extension flexurale de la croûte continentale sous l’effet du chargement tectonique est accommodée par la génération ou la réactivation de failles normales d’orientation NW-SE, et par des mouvements profonds des formations salifères de l’Ara (**Loosveld, 1996 ; Terken, 1999 ; Filbrandt et al., 2006**). Ce contexte a favorisé d’une part des processus de cimentation et dissolution à partir de fluides mixtes chargés en acides organiques. Il a d’autre part rendu effectif dès la fin du Crétacé le système pétrolier de la Formation Natih, alimenté par des migrations verticales depuis les roches mères précambriennes (Fahud et Yibal) ou par des migrations latérales depuis les roches mères du Natih (Fahud) et scellé par des pièges structuraux et les couvertures argileuses de la Formation Fiqa (**Terken, 1999**). Le chargement en hydrocarbures des unités réservoirs de la Formation Natih aurait eu pour effet de stopper progressivement (ou limiter fortement) la

diagenèse minérale depuis le haut des structures tandis qu'elle aurait pu se poursuivre dans les unités non chargées.

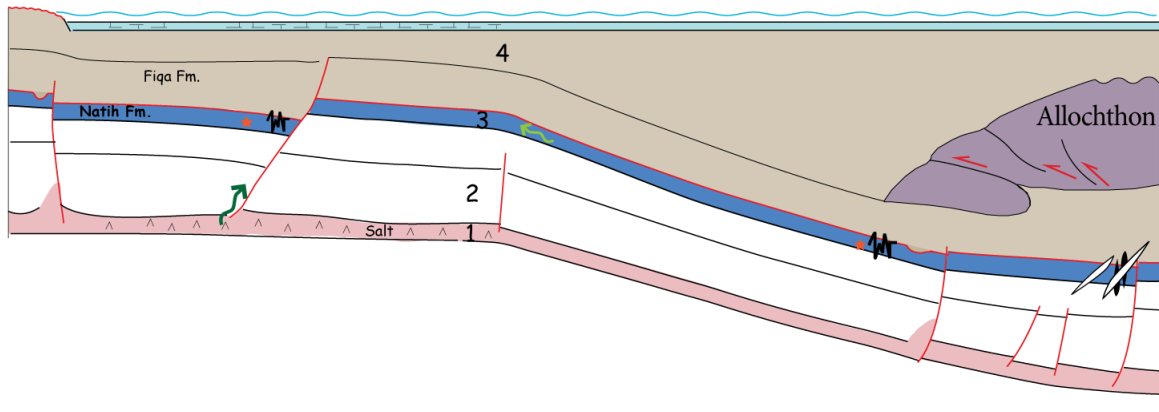
- Dans la région des *Foothills d'Adam*, les déformations éoalpines sont exprimées par des failles et des fractures, localement associées à des circulations de fluides et à des précipitations de calcite d'enfouissement (**De Keijzer et al., 2007 ; Claringbould et al., 2011**).

Les diverses observations pétrographiques et géochimiques concernant les sparites C5-C6, les dolomites D3-D4 et la fluorine suggèrent des circulations de fluides plus tardives ayant emprunté les réseaux de fractures engendrés ou réactivés par la compression alpine à la fin du Tertiaire (**Fig. 10.3-C**). Via ces fractures, des fluides hydrothermaux, météoriques ou mixtes ont pu circuler dans les couches au fur et à mesure de leur surrection. Ces phases de cimentation sont néanmoins mineures sur l'ensemble des échantillons de la Formation Natih. Elles sont par exemple plus développées dans le pourtour des incisions où la présence possible d'héritages structuraux, combinée à des chemins de plus grande perméabilité le long des surfaces d'incision ont pu favoriser leur développement.

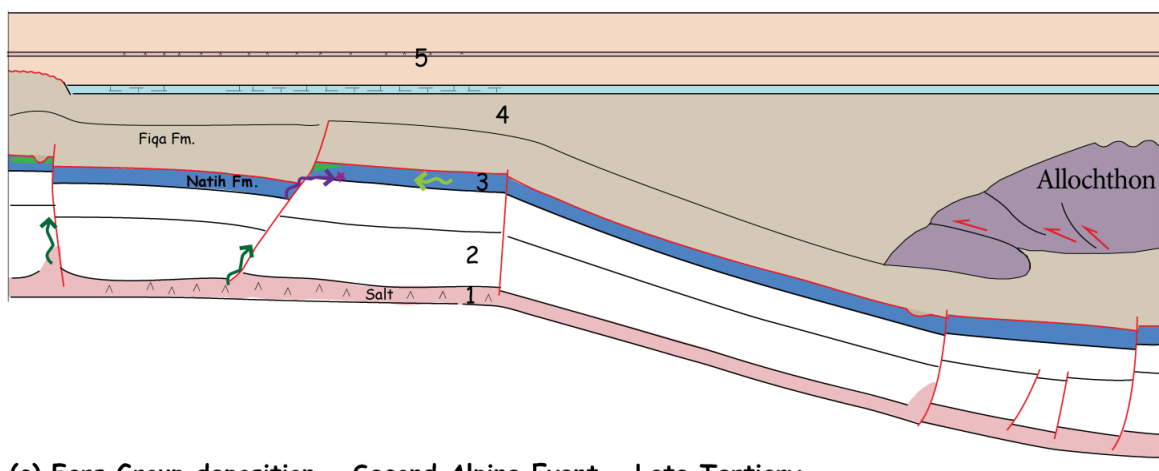
La télogénèse se poursuit avec la mise à l'affleurement des roches mésozoïques et leur altération (sub-)actuelle par des fluides superficiels.

L'épisode compressif oligo-miocène affecte localement les failles de Fahud et Natih et contribue à créer ou agrandir les pièges de ces réservoirs (**Terken, 1999 ; Filbrandt et al., 2006**).

(a) Aruma Group deposition - First Alpine Event - Late Cretaceous



(b) Hadramaut Group deposition - Tertiary



(c) Fars Group deposition - Second Alpine Event - Late Tertiary

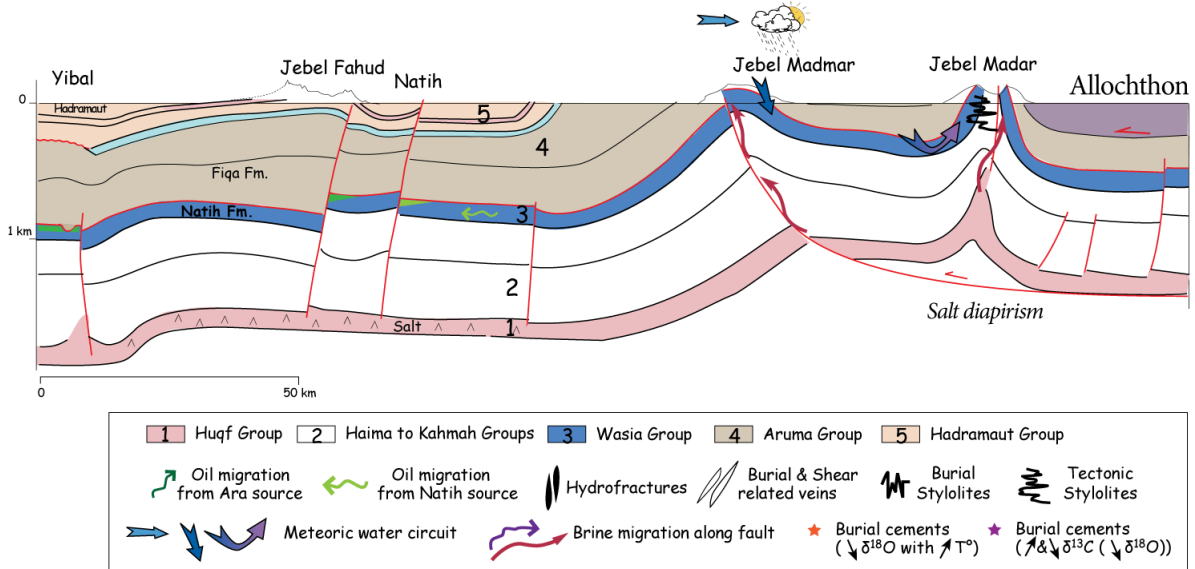


Figure 10.3 : Evolution schématique (non équilibrée) des différents stades de développement de la marge omanaise à partir du Crétacé terminal, combiné à l'évolution des circulations de fluides et des événements diagénétiques majeurs.

Le transect (échelles non respectées) relie la zone des *Foothills d'Adam* aux champs de Fahud et Yibal.

PARTIE III

PROPRIETES RESERVOIR ET CONTROLES SEDIMENTO-DIAGENETIQUES

L'analyse sédimento-diagénétique de la Formation Natih à l'affleurement et en subsurface a mis en évidence la signature précoce de la diagenèse sous les surfaces d'émersion. Cette étude a également permis d'éclairer la succession diagénétique enregistrée au cours de l'enfouissement, en fonction de l'évolution géodynamique des terrains investigués.

L'objectif de cette partie est d'évaluer l'impact de la diagenèse précoce sur les propriétés réservoir de la Formation Natih, en se basant sur l'analyse pétro-diagénétique (Partie II) et sur des données au puits (porosités, perméabilités, pressions capillaires sur plugs; diagraphies), issues principalement du champ de Fahud. Dans un premier temps, l'inventaire et la description des propriétés pétrophysiques de l'intervalle étudié permettront de comprendre la répartition verticale et spatiale des porosités - perméabilités. Les contrôles sédimentologiques, texturaux et minéralogiques s'exerçant sur les propriétés réservoir seront ensuite discutés de manière à extraire l'impact des signaux diagénétiques précoces à tardifs sur l'acquisition et l'évolution des propriétés pétrophysiques. Il sera possible, enfin, d'établir plusieurs scénarii d'évolution des réseaux poreux en combinant le faciès de départ, les effets de la diagenèse précoce en contexte émerisif, ainsi que l'impact d'une diagenèse plus tardive.

Ces observations et interprétations à l'échelle de la Formation Natih, ouvrent sur des applications et des perspectives qui permettraient de hiérarchiser et quantifier plus précisément les différents facteurs de contrôle, et/ou d'exporter les résultats de l'étude à d'autres données géologiques.

PARTIE III

PROPRIETES RESERVOIR ET CONTROLES SEDIMENTO-DIAGENETIQUES

CHAPITRE 11- PROPRIETES RESERVOIR	347
11.1 Introduction	347
11.2 Propriétés réservoir de la Formation Natih dans le champ de Fahud	349
11.2.1 Distribution verticales des porosités / perméabilités	350
11.2.2 Comparaison entre les puits	357
11.3 Types de porosités	359
11.3.1 Microporosité, mésoporosité et macroporosité	359
11.3.2 Terminologie et classification des types de pores	360
11.3.3 Répartition de la microporosité étendue - macroporosité	362
11.3.4 Types de pores	364
CHAPITRE 12- CONTROLES SEDIMENTO-DIAGENETIQUES SUR LES PROPRIETES RESERVOIR	376
12.1 Contrôle des faciès et environnements de dépôt sur les propriétés réservoir	376
12.1.1 Relations texture / porosité-perméabilité	377
12.1.2 Relations environnement de dépôt / porosité-perméabilité	381
12.2 Contrôle de la diagenèse sur les propriétés réservoir	383
12.2.1 Rôle des émersion intraformationnelles sur la distribution des propriétés réservoir	383
12.2.2 Influence de la diagenèse d'enfouissement sur l'évolution des propriétés réservoir	390
12.3 Synthèse: bilan des contrôles sédimento-diagénétiques sur l'évolution des propriétés réservoir	393
CHAPITRE 13- APPLICATIONS ET PERSPECTIVES	395
13.1 Approche statistique	395
13.2 Approche du <i>rock-type</i>, lien avec la dynamique de circulation des fluides	395
13.3 Utilisation de la Résonance Magnétique Nucléaire	400

13.4 Lecture sur les diagraphies	403
13.4.1 Caractérisation d'électrofaciès	403
13.4.2 Illustration des cycles haute-fréquence dans l'unité E3	403
13.4.3 Distinction des porosités effectives et ineffectives	404
13.5 Lien avec les données sismiques (?)	405

CHAPITRE 11- PROPRIETES RESERVOIR

11.1 Introduction

La Formation Natih dans le champ de Fahud constitue l'une des plus grandes réserves en hydrocarbures du Sultanat d'Oman. La forte concentration d'hydrocarbures tient en grande partie à l'architecture du système sédimentaire formant un système pétrolier complet (**Fig. 11.1, van Buchem *et al.*, 2002**). En effet, l'approvisionnement en hydrocarbures peut-être fourni par les faciès riches en matière organique déposés dans les bassins intrashelf, dans les cortèges transgressifs des séquences I et III. Latéralement, les prismes aggrado-progradant de bordure de plate-forme et de plate-forme interne à rudistes créent de bons réservoirs potentiels. Au sein de la séquence II, ces réservoirs sont assurés par les dépôts tabulaires de plate-forme interne au sein d'un système mixte argilo-carbonaté. Enfin, les couvertures de ces réservoirs sont soit intra-formationnelles dans les niveaux argileux de la séquence II, soit formées par les argiles de la Formation Fiqa déposées dans un contexte tectono-sédimentaire de bassin flexural au Santonien-Campanien. L'efficacité de ce système pétrolier est parallèlement soutenue par un accès ininterrompu à une recharge en hydrocarbures depuis une zone active de maturation de la matière organique dans les secteurs les plus enfouis du bassin flexural et par des déformations tectoniques modérées dans le bassin flexural ayant permis des migration latérale (**Terken, 1999**).

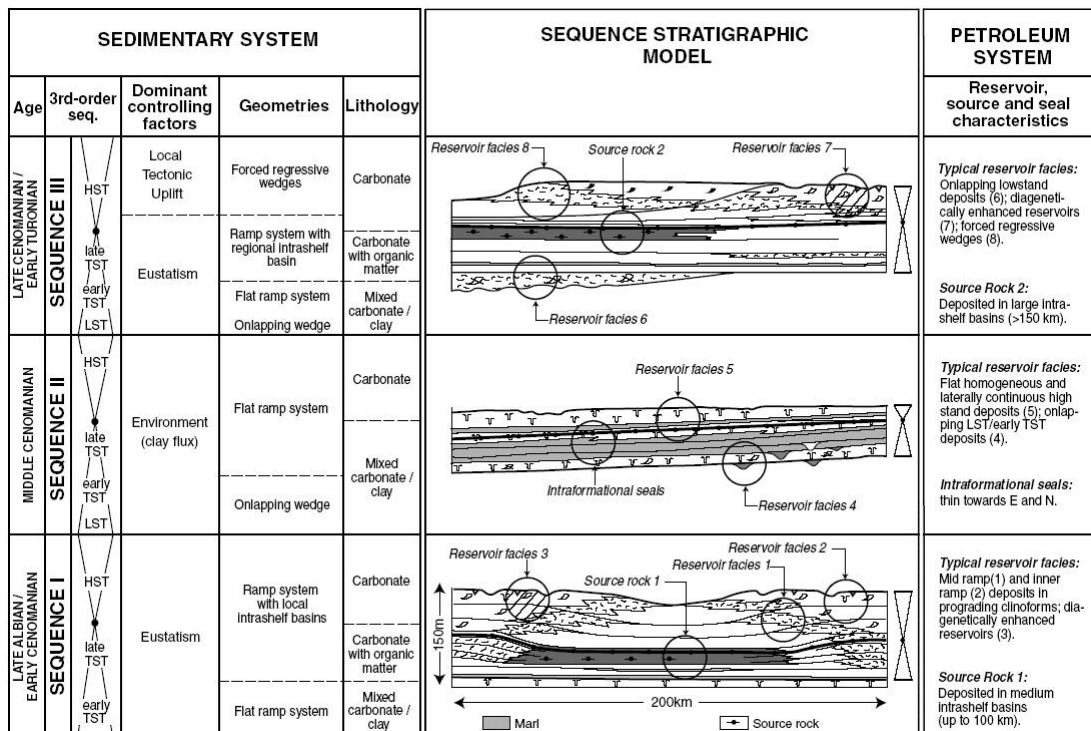


Figure 11.1: Localisation des caractéristiques réservoirs, sources et couvertures de la Formation Natih en fonction de l'architecture des séquences de dépôts, à l'échelle des séquences de 3^{ème} ordre (**van Buchem *et al.*, 2002**).

Aperçu historique

Le champ de Fahud a été découvert en 1964. L'historique de production du champ depuis son démarrage en 1967 par PDO (*Petroleum Development Oman*) jusqu'aux années 2000 (**Fig. 11.2**) révèle la complexité et l'hétérogénéité de ce réservoir. Les techniques de récupération utilisées jusque-là prédisaient un recouvrement ultime de moins de 20% du volume total estimé d'huile en place (**Nicholls *et al.*, 1999**).

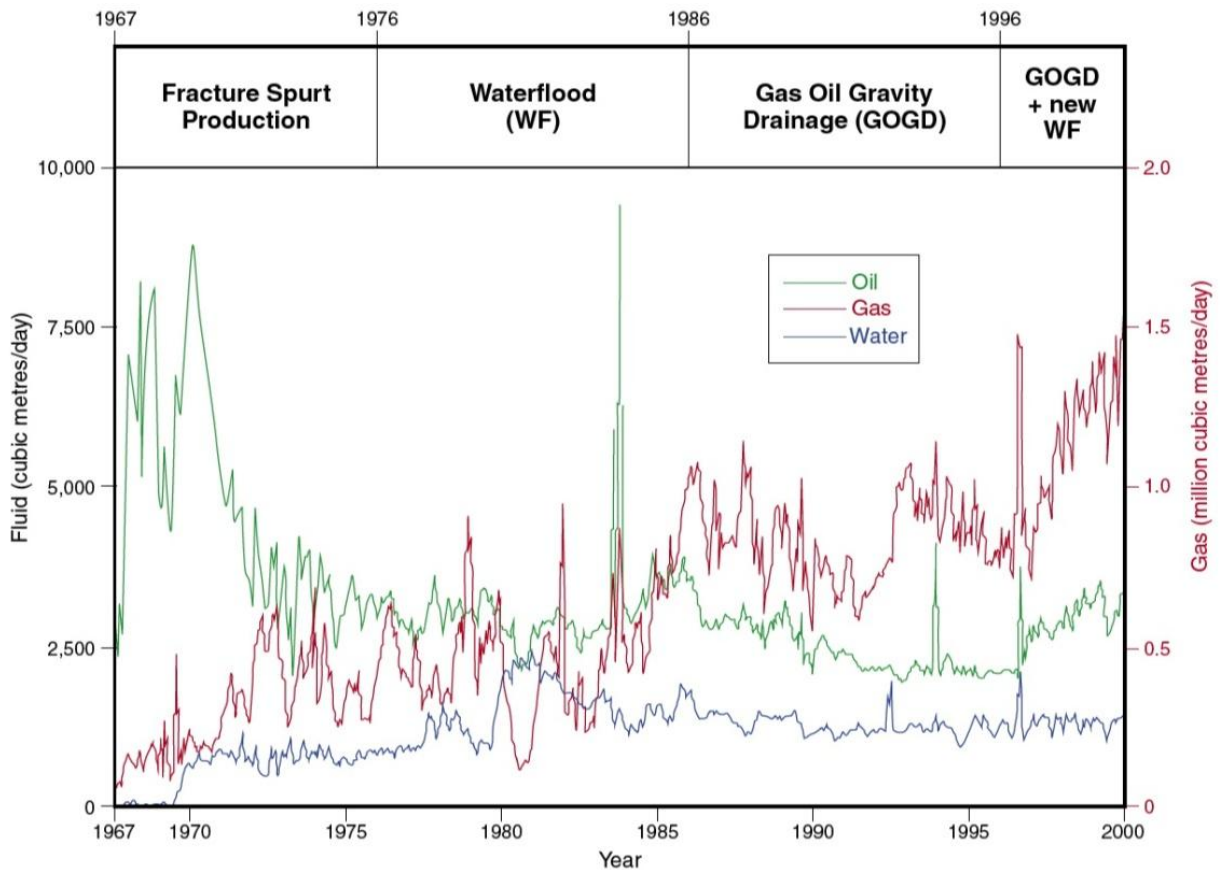


Figure 11.2: Profil de production en huile, gaz et eau pour le champ de Fahud entre 1967 et 2000 (**Morettini *et al.*, 2005**).

Les premières phases de déplétion du réservoir (1967-1976) ont amené un fort taux de production, suivi par un rapide déclin de la production (1976-1986) et des venues d'eau plus précoces que prévu dans les puits producteurs au cours de la phase d'injection d'eau. Ces comportements au cours de la production indiquent que les eaux injectées ont circulé préférentiellement le long de systèmes de fractures perméables, en court-circuitant un système matriciel à faibles perméabilités. Pour pallier à ce problème, une autre phase de production par *Gas Oil Gravity Drainage* (GOGD) a été entamée en 1986. Ce système de récupération est tributaire du réseau de fractures et les études de puits, les données de production, supportées par les études géologiques et de fracturation, ont montré que plusieurs unités de la Formation Natih étaient peu fracturées et inefficaces face au système de production par GOGD (**Nicholls *et al.*, 1999**). Des études de fracturation sur des analogues de terrain au Jebel Madmar (**De Keijzer *et al.*, 2007**) ou à partir des données de puits (**Morettini *et al.*, 2005**) ont effectivement montré le caractère très hétérogène du réseau de fractures et

l'existence d'une stratification et une stratigraphie mécanique des carbonates, en lien avec les séquences de dépôts. Ces auteurs indiquent également l'importance des couloirs de fracturation et des linéaments de direction NE-SW dans la connexion des unités réservoir et pour l'amélioration des modèles réservoirs et de production. Depuis les années 1990, le développement du champ a donc été mené via des procédés de récupération mixtes: GOGD dans les zones suffisamment fracturées et injection d'eau localement dans les niveaux dominés par une porosité matricielle, insuffisamment drainés par les procédés de GOGD.

Dans le but d'augmenter les taux de récupération et d'évaluer les différentes options du développement futur du champ, PDO a lancé dans les années 2000 une vaste campagne de sismique et de forages, avec acquisition d'imagerie de puits et surtout de carottes de très bonne qualité recouvrant la majeure partie de la Formation Natih. Couplée avec des investigations pétrophysiques et des nouvelles études des analogues de terrain, ces nouvelles données ont révélé un système complexe et hétérogène guidé par les caractéristiques matricielles et de fracturation des différentes unités. A l'échelle du plug et de la carotte, des hétérogénéités réservoir 'matricielles' ont notamment été caractérisées texturalement et pétrophysiquement au sein des faciès boueux et bioturbés de plate-forme interne (Hollis *et al.*, 2006; Creusen *et al.*, 2007).

11.2 Propriétés réservoir de la Formation Natih dans le champ de Fahud

Les données de porosité, de perméabilité et de pression capillaire utilisées dans le cadre de cette étude proviennent en grande partie de la base de données de PDO. Quelques mesures supplémentaires ont été effectuées au sein des laboratoires de pétrophysique du centre technologique et scientifique de Total à Pau.

Après nettoyage par extraction des plugs, la porosité (Φ ou ϕ , exprimée en %) est mesurée selon la méthode d'expansion des gaz et la perméabilité (K , exprimée en milli Darcy: mD) au gaz est mesurée selon une méthode par écoulement stationnaire ("*steady state*"); une correction à partir de tables standards est appliquée pour obtenir la perméabilité au liquide. Les mesures de pression capillaire sont obtenues par injection au mercure dans des conditions de drainage et d'imbibition.

Les différentes unités de la Formation Natih sont caractérisées par des signatures pétrophysiques déterminées par la nature des faciès et la diagenèse. Certaines unités, argileuses et imperméables stratifient verticalement le réservoir, d'autres ont des propriétés réservoir dominées par leur caractère soit microporeux, soit macroporeux, soit fracturé. Un premier constat porte sur la très large répartition des valeurs de porosité (**Fig. 11.3-A**) de l'ensemble de la formation allant de 5 à 45 %, et présentant pour la majeure partie des échantillons des valeurs de porosité moyennes à très bonnes ($15 < < 40\%$). Les valeurs de perméabilité semblent plus resserrées autour de valeurs comprises entre 0,1 et 100 mD (**Fig. 11.3-B**).

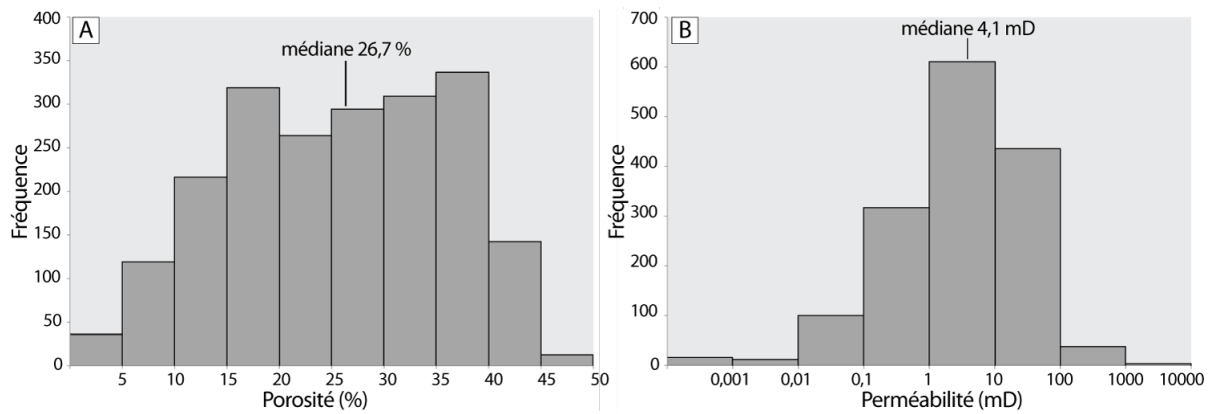


Figure 11.3: Graphique de fréquence des porosités et perméabilités

Il représente les valeurs de 2050 mesures de porosité (A) et de 1531 mesures de perméabilité (B) dans l'ensemble de la Formation Natih dans le champ de Fahud (puits F-382H1, -391H1, -394H1, -397H2). Ces graphiques soulignent la prédominance de valeurs de porosité moyennes à excellente pour des perméabilités moyennes moins variables.

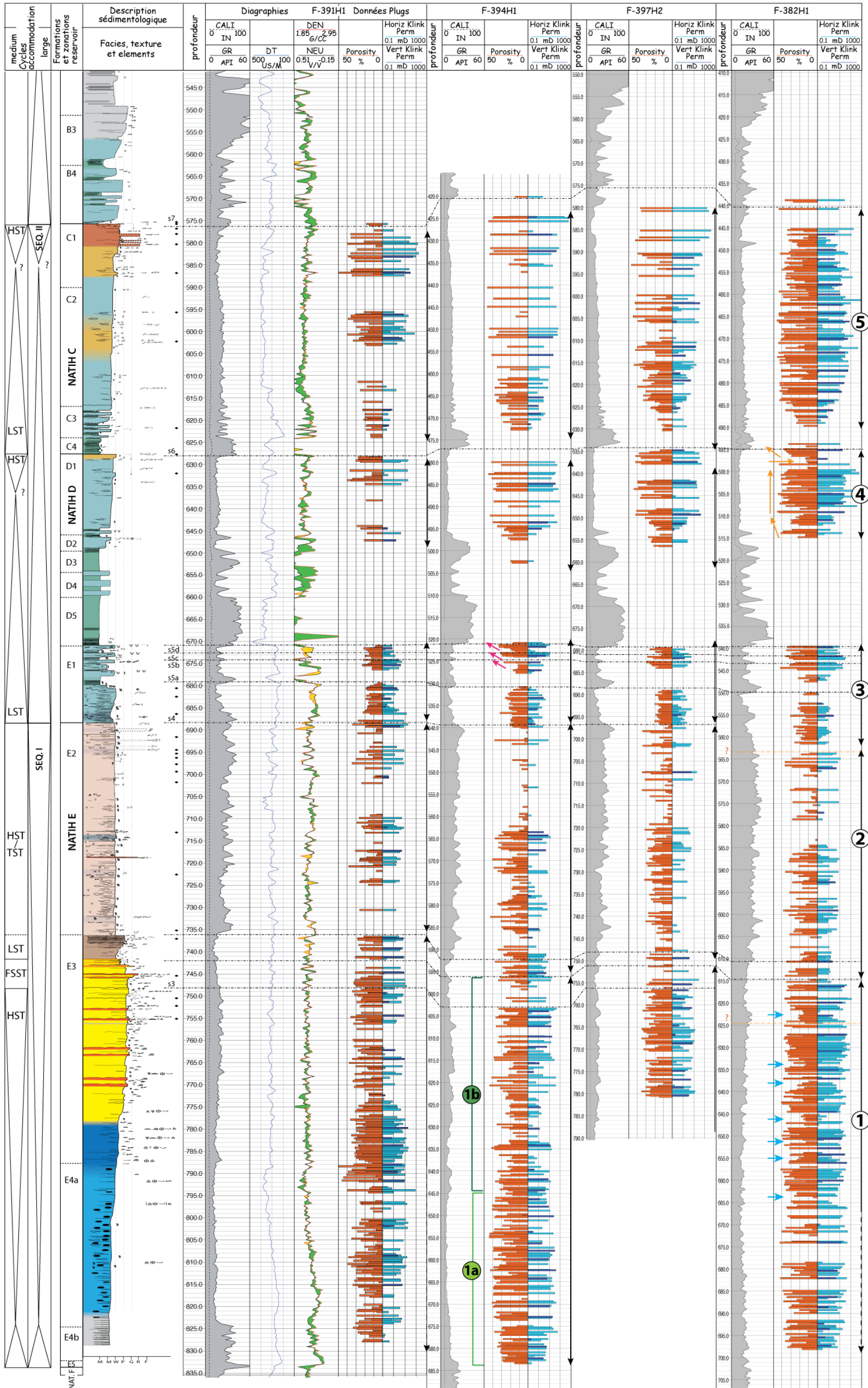
11.2.1 Distribution verticales des porosités / perméabilités

Les figures 11.4 et 11.7 présentent les variations de porosité et perméabilité mesurées sur plugs pour les puits carottés étudiés (F-391H1, F-394H1, F-397H2, F-382H1, champ de Fahud), pour différents intervalles. Un log sédimentologique, le découpage stratigraphique, les niveaux réservoir, ainsi que les diagraphies Gamma Ray, Sonic et de résistivités complètent la lecture de ce document. Il est possible de découper l'intervalle carotté en sous-ensembles en fonction des variations de porosité - perméabilité et des ensembles sédimentaires. Ces sous-ensembles sont numérotés et décrits dans les paragraphes suivants.

Page suivante - Figure 11.4: Variations de porosité et perméabilité en fonction de la profondeur pour les puits F-391H1, -394H1, -397H2, -382H1 entre les unités Natih E4b à B3.

Le log sédimentologique est un log synthétique, établi à partir des différents puits étudiés, et complété par d'autres puits du champ de Fahud (Davies & Bliefnick, 2005; Kostic *et al.*, 2006) pour les parties non décrites (Base du Natih D, C, Natih B).

La légende des logs est explicitée dans l'annexe A.



Sous-ensemble 1: Base Natih E - sommet Natih E3

Description: Cet intervalle peut être divisé en deux groupes, il est ainsi possible de distinguer:

(1a) dans la partie inférieure, des valeurs de porosités et perméabilités relativement homogènes ($5,4 < \varphi < 45,7$ %, moyenne - 25,2 %, σ - 11, pour 178 échantillons / $0,01 < K < 93,5$ mD, moyenne - 10,2 mD, σ - 14, pour 178 échantillons). Cet intervalle regroupe des faciès de type WST - PST bioclastiques à foraminifère planctoniques et benthiques, débris d'échinodermes et de bivalves, péloïdes. Ces faciès sont regroupés au sein des associations de faciès de bassin intrashelf et de rampe externe (associations de faciès IV-a-b-c et III-f) et concernent des textures bioturbées et plus ou moins argileuse.

(1b) dans la partie supérieure, un ensemble plus hétérogène pour les valeurs de porosité et perméabilité ($3,7 < \varphi < 52,8$ %, moyenne - 25,4 %, σ - 8,2, pour 353 échantillons / $0,02 < K < 154,6$ mD, moyenne - 10,4 mD, σ - 17, pour 353 échantillons). Ce caractère hétérogène est bien illustré par le puits F-382H1 (**Fig. 11.4**, flèches bleues) entre 667 et 615m. Dans cet intervalle, les valeurs de porosité - perméabilité oscillent de manière rythmique entre des zones d'étranglement à faible porosité - perméabilité et des zones où ces valeurs augmentent. Les faciès de ce groupe concernent des milieux de dépôt de bordure de plate-forme (associations de faciès III-e à III-a).

Le contraste entre ces deux groupes est assez net, comme par exemple pour le puits F-394H1 (**Fig. 11.4**, rectangles verts)

Eléments d'interprétation: L'évolution verticale des porosités et perméabilités des groupes 1a et 1b marque probablement l'évolution des faciès au sein de cette séquence progradante. Les variations rythmiques au sein du groupe 1b peuvent correspondre à des changements de faciès au sein des paraséquences.

Remarque: Les valeurs moyennes de porosité - perméabilité des puits F-382H1 et F-394H1, positionnés en crête du champ (φ - 26,9 %; K- 13,9 mD) sont légèrement supérieure à celles des puits F-391H1 et F-397H2, situés sur les flancs du champ (φ - 23 %; K- 5,2 mD). Il n'a pas été noté entre ces deux puits des différences de faciès majeures, et cette amélioration des propriétés réservoir en zone de crête (**Fig. 11.5**) pourrait traduire un effet diagénétique lié à la structure du champ et à la proximité de ces puits de la zone de faille.

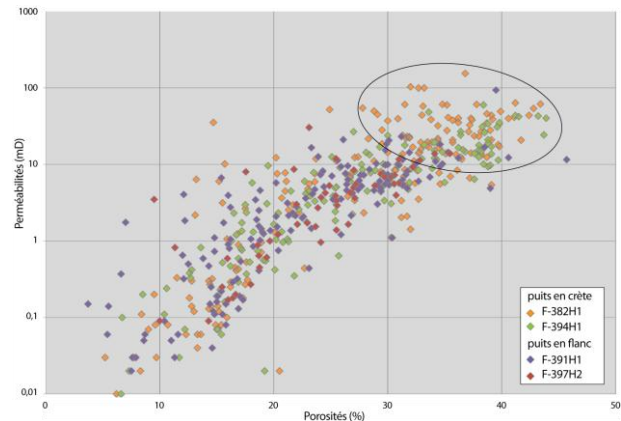


Figure 11.5: Diagramme de porosité perméabilité pour le sous-ensemble 1.

Le cercle noir montre que les plus fortes valeurs concernent majoritairement les puits positionnés sur la crête du champ.

Sous-ensemble 2: Natih E2

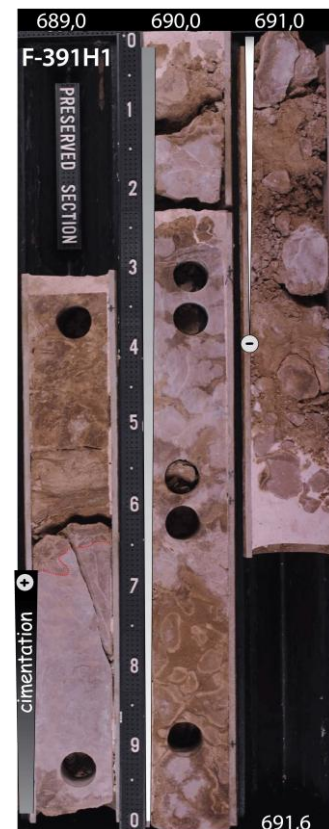
Description: La transition avec l'ensemble 1 est assez nette et soulignée par une chute brutale des valeurs de perméabilité. Les qualités réservoir supposées pour cet intervalle sont faibles ou du moins assez hétérogènes ($1,8 < \phi < 39,4$ %, moyenne - 18,6 %, σ - 8,9, pour 224 échantillons / $0,01 < K < 20,9$ mD, moyenne - 2,8 mD, σ - 3,6, pour 224 échantillons).

Éléments d'interprétation: Dans ce groupe, les mesures sur plugs sont beaucoup plus clairsemées, en relation probable avec un taux de récupération des carottes parfois médiocre et à l'échec des mesures de perméabilités sur plug. Ceci semble lié à la grande hétérogénéité des faciès boueux, bioturbés et parfois fracturés qui constituent ce sous-ensemble (association de faciès I-d).

Remarque: Cet effet est accentué dans la partie supérieure du groupe 2, et pourrait être lié à un contraste sédimentaire plus fort à l'échelle des cycles (5^{ème} ordre). En effet ces cycles d'épaisseur métrique sont caractérisés en carotte (Fig. 11.6) par des bases très bioturbées, cimentées de manière hétérogène, et d'aspect généralement friable et des sommets de cycles plus bioclastiques et cimentés. Ce contraste a probablement induit des zones de faiblesses au cours du carottage. Ainsi les valeurs mesurées sur les plugs ne sont peut-être pas complètement représentatives de l'ensemble des faciès et des types de porosités et perméabilités rencontrés dans cet intervalle.

Figure 11.6 (à côté): illustration d'un cycle haute-fréquence au sommet de la séquence I (Natih E2, puits F-391H1)

La base du cycle est composée de faciès bioturbés peu lithifiés (aspect friable de la carotte, imprégnation brune (huile), tandis que son sommet apparaît plus cimenté (teinte beige et aspect cohésif de la carotte). Le sommet de ce cycle est souligné par une surface franche, irrégulière et bioturbée.



Sous-ensemble 3: Natih E1

Description: Le troisième ensemble montre des valeurs hétérogènes de porosités et perméabilités ($4,2 < \phi < 42,9$ %, moyenne - 18,6 %, σ - 7,3, pour 124 échantillons / $0,03 < K < 42,01$ mD, moyenne - 3,3 mD, σ - 6,1, pour 124 échantillons), globalement moyennes.

Éléments d'interprétation: Le sommet de ce groupe est constitué par une alternance de bancs carbonatés fins (< 2 m) et de niveaux plus argileux. Les surfaces au sommet des bancs carbonatés sont de type *firmground* ou *hardground* et présentent des bioturbations, parfois des perforations. Des dissolutions moldiques ou la création de cavité, parfois remplies par les argiles sus-jacentes, se traduisent par une amélioration des porosités sous les surfaces, sur des épaisseurs généralement inférieures à 1 m (Fig. 11.4, flèches roses, puits F-394H1).

Sous-ensemble 4: Natih D2 / D1

Description: L'ensemble 4 est marqué en sa base par une petite élévation des valeurs de porosité - perméabilité vers des valeurs de meilleures qualités réservoir ($6,6 < \varphi < 45,2$ %, moyenne - 28,7 %, σ - 10,4, pour 112 échantillons / $0,01 < K < 627$ mD, moyenne - 31,2 mD, σ - 7,8, pour 112 échantillons). Le sommet de cet ensemble montre sur certains puits un étranglement des valeurs, suivi par une amélioration des qualités réservoir sous la surface sommitale (**Fig. 11.4**; F-382H1, flèches oranges). Les faciès de cet ensemble sont des WST PST de plate-forme interne bioclastique, bioturbé, à débris de bivalves, algues vertes et foraminifères benthiques (alvéolinidés, trocholinidés).

Sous-ensemble 5: Natih C3 à C1

Description: Ce groupe débute par une augmentation des valeurs de porosité et de perméabilité, se poursuit par un ensemble légèrement hétérogène et se termine par une augmentation des perméabilités. Il possède d'une manière générale de bonnes propriétés réservoir ($5,5 < \varphi < 49,2$ %, moyenne - 28,4 %, σ - 10,8, pour 246 échantillons / $0,01 < K < 2343$ mD, moyenne - 39,9 mD, σ - 169,9, pour 246 échantillons).

Éléments d'interprétation: L'évolution des porosités – perméabilités de ce sous-ensemble semble suivre l'évolution des faciès caractérisée à la base par une alternance de bancs fins argileux et carbonatés, puis par des faciès carbonatés de plate-forme interne de plus en plus bioclastiques vers le haut. Le sommet de ce sous-ensemble correspond au sommet du Membre Natih C et de la séquence II. Il est constitué dans les derniers mètres par des faciès de floatstone à rudistes et bivalves. Les mesures sur plugs sont plus éparpillées dans les cinq derniers mètres sous la surface, et traduisent probablement une cohésion plus faible de ces niveaux en lien avec un réseau macroporeux très développé dans ces floatstone.

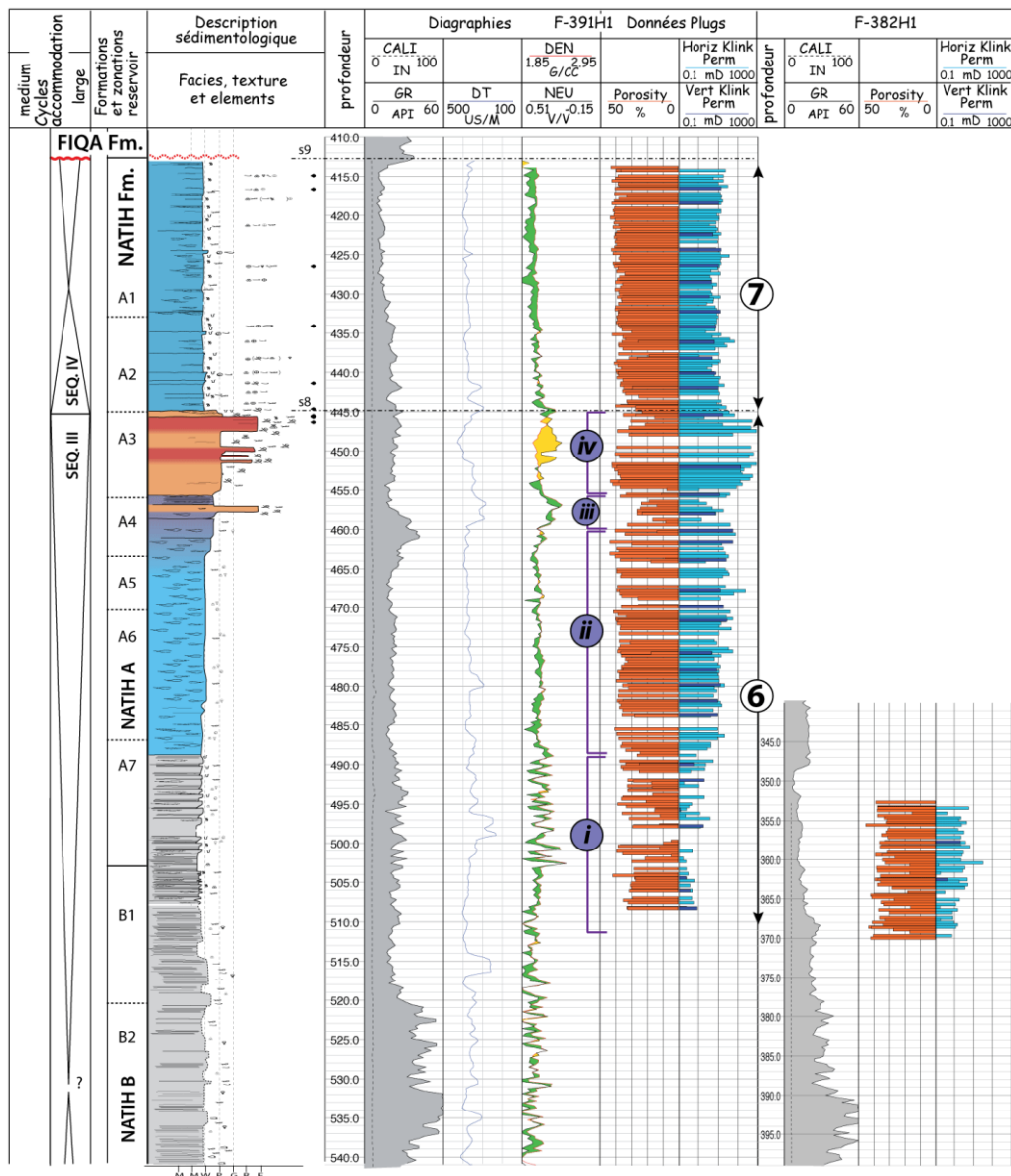


Figure 11.7: Variations de porosité et perméabilité en fonction de la profondeur pour les puits F-391H1 et F-382H1 entre les unités Natih B2 à A1.

Le log sédimentologique est un log synthétique, établi à partir des différents puits étudiés, et complétés par d'autres puits (Davies & Bliefnick, 2005; Kostic *et al.*, 2006) pour les parties non décrites (Natih B, base du Natih A).

Sous-ensemble 6: Natih B1 - Natih A3

Description: Pour l'ensemble de ce groupe, les qualités réservoir sont supposées assez bonnes. Les porosités apparaissent assez homogènes, cependant les perméabilités présentent une gamme de valeur très variable ($7,8 < \phi < 45,4$ %, moyenne - 32,3 %, σ - 8,4, pour 175 échantillons / $0,01 < K < 3336$ mD, moyenne - 68,8 mD, σ - 286,6, pour 175 échantillons).

Éléments d'interprétation: La variabilité des perméabilités semble corrélée à l'évolution des faciès au sein de ce sous-ensemble, exposant (Fig. 11.7, rectangles violet) (i) de faibles perméabilités (< 1 mD) à la base pour des valeurs variables de porosité dans les faciès de bassin intrashelf, (ii) puis un ensemble relativement homogène dans les faciès de rampe avec

de très bonnes porosités (entre 20 et 30 %) et des perméabilités moyennes (< 100 mD), (iii) une zone de transition avec de qualités réservoir médiocres et enfin (iv) une partie sommitale correspondant aux faciès plus grossiers de barrière avec de très bonnes porosités (autour de 30 %) et perméabilités (> 100 mD).

Les faciès de cet ensemble montrent une séquence progradante caractéristique depuis les faciès de bassin intrashelf, de rampe externe et médiane, jusqu'à des faciès de barrière / arrière barrière de type FST à rudistes. Le toit de cette séquence correspond au sommet de la 3^{ème} séquence de dépôt de la Formation Natih (3^{ème} ordre, **Homewood et al., 2008**).

Sous-ensemble 7: Natih A2 / A1

Description: La transition avec le sous-ensemble 6 est soulignée par une chute des valeurs de perméabilité, bien que les porosités soient globalement identiques. Ce dernier groupe est formé par des faciès de rampe externe (WST à foraminifères planctoniques et benthiques, débris d'échinodermes, de bivalves) parfois très bioturbés et micro-fracturés. Les valeurs pétrophysiques au sein de cet ensemble sont homogènes, avec de très bonnes porosités pour des perméabilités plus faibles ($19,3 < \phi < 43,5$ %, moyenne - 37,6 %, σ - 4, pour 99 échantillons / $1,26 < K < 73,64$ mD, moyenne - 12,6 mD, σ - 9,7, pour 99 échantillons).

Résumé et discussion : ce découpage en sous-ensembles permet de discuter de l'évolution verticale des porosités et perméabilités en fonction de l'évolution des faciès et de l'architecture des séquences de dépôts. Il en ressort que certains groupes (sous-ensembles 3, 4, 5 et 6) voient leurs qualités réservoir améliorées sous certaines surfaces stratigraphiques qui constituent les sommets de cycles de 3^{ème} ordre (surfaces S7 et S8 au sommet des sous-ensembles 5 et 6), ou de plus hautes fréquences (surfaces S5b à d et S6 au sommet des sous-ensembles 3 et 4). Il conviendra de vérifier si cette augmentation des valeurs pétrophysiques est liée à un effet diagénétique sous les surfaces et/ou à un contrôle par les faciès de dépôt. Certains groupes peuvent être isolés des autres parce qu'ils sont globalement meilleurs (**Fig. 11.8**, sous-ensembles 6 et 7); cependant les valeurs de porosité et perméabilité se recouvrent pour les autres sous-ensembles (**Fig. 11.8**), qui ne portent a priori pas de spécificités permettant de les individualiser sur un diagramme Phi-K. D'autres distinctions apparaissent enfin au sein de chaque groupe, qui différencient un caractère homogène des valeurs (sous-ensembles 1a, 4 et 5 *pro parte*, 6-ii, -iii et -iv et 7) ou au contraire très hétérogène (sous-ensembles 1b, 2, 3, 4 et 5, 6-i). Cela signifie qu'un sous-ensemble ne constitue pas forcément un ensemble consistant de valeurs de porosité-perméabilité, et qu'il peut exister au sein d'un même ensemble plusieurs types de réseaux poreux et de styles de circulations pour les fluides. A ce stade de l'étude, une simple observation des valeurs de porosité et perméabilité ne permet pas d'illustrer et de comprendre l'hétérogénéité des réseaux poreux au sein d'un même sous-ensemble. Une étude plus détaillée des différents ensembles de propriétés pétrophysiques permettra d'associer ces variations à des facteurs de type sédimentologiques (est-ce que les variations de faciès à l'échelle des paraséquences influent les qualités réservoir, quel est le rôle des textures?), minéralogiques (les phénomènes de dolomitisation améliorent-

ils ou détériorent-ils les qualités réservoir?), et diagénétiques (quels sont les impacts de la diagenèse précoce et tardive?).

Remarque: Il faut néanmoins être conscient de la limite de l'échantillonnage, et se poser la question de la représentativité des données utilisées. En effet les hétérogénéités sédimentaires à l'échelle de la carotte ou de la lame mince font qu'un plug ne représente pas forcément l'ensemble d'un niveau. Par ailleurs, il existe des zones, corrélables entre les puits, dans lesquelles le taux de récupération des carottes est médiocre et où beaucoup de plugs échouent aux mesures pétrophysiques par manque de cohésion. L'absence de données et de mesures dans ces niveaux indique probablement des zones à forte perméabilité qui n'apparaissent pas forcément dans le jeu de données et dont l'origine reste à préciser (fracturation plus importante?, nature des pores et de leur connections?).

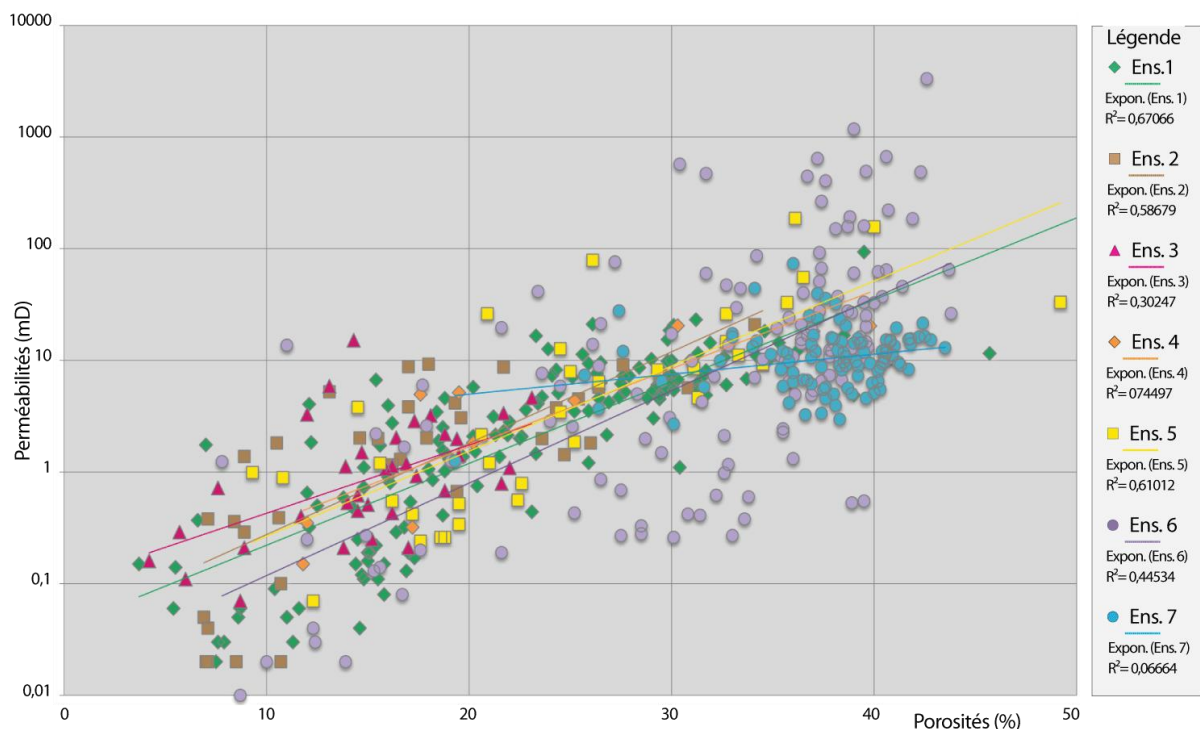


Figure 11.8: Relation porosité - perméabilité sur le puits F-391H1 pour les différentes séquences identifiées.

11.2.2 Comparaison entre les puits

Les évolutions verticales des valeurs de porosité et perméabilité sont similaires sur les puits étudiés (**Figs. 11.4 et 11.7**). Cependant les puits situés en crête de la structure du champ peuvent exposer des valeurs légèrement supérieures aux puits situés sur les flancs (**Figs. 11.4, 11.5 et 11.7**), tout en préservant les tendances décrites dans chaque sous-ensemble.

Les graphes de la **figure 11.9** illustrent la relation entre porosité et perméabilité pour les différents puits étudiés et montrent que la majeure partie des valeurs se chevauche. Les valeurs extrêmes sont plus représentées pour les puits F-382H1 et F-391H1, ceci peut-être expliqué par un biais d'échantillonnage du fait que ces puits totalisent le plus de mesures pétrophysiques. De plus les Membres Natih B et A (sous ensemble 6 et 7) ne sont représentés que dans ces deux puits, et dans cet intervalle, l'unité Natih A3 (sous-ensemble 6-iv) exhibe les plus fortes valeurs de perméabilité observées.

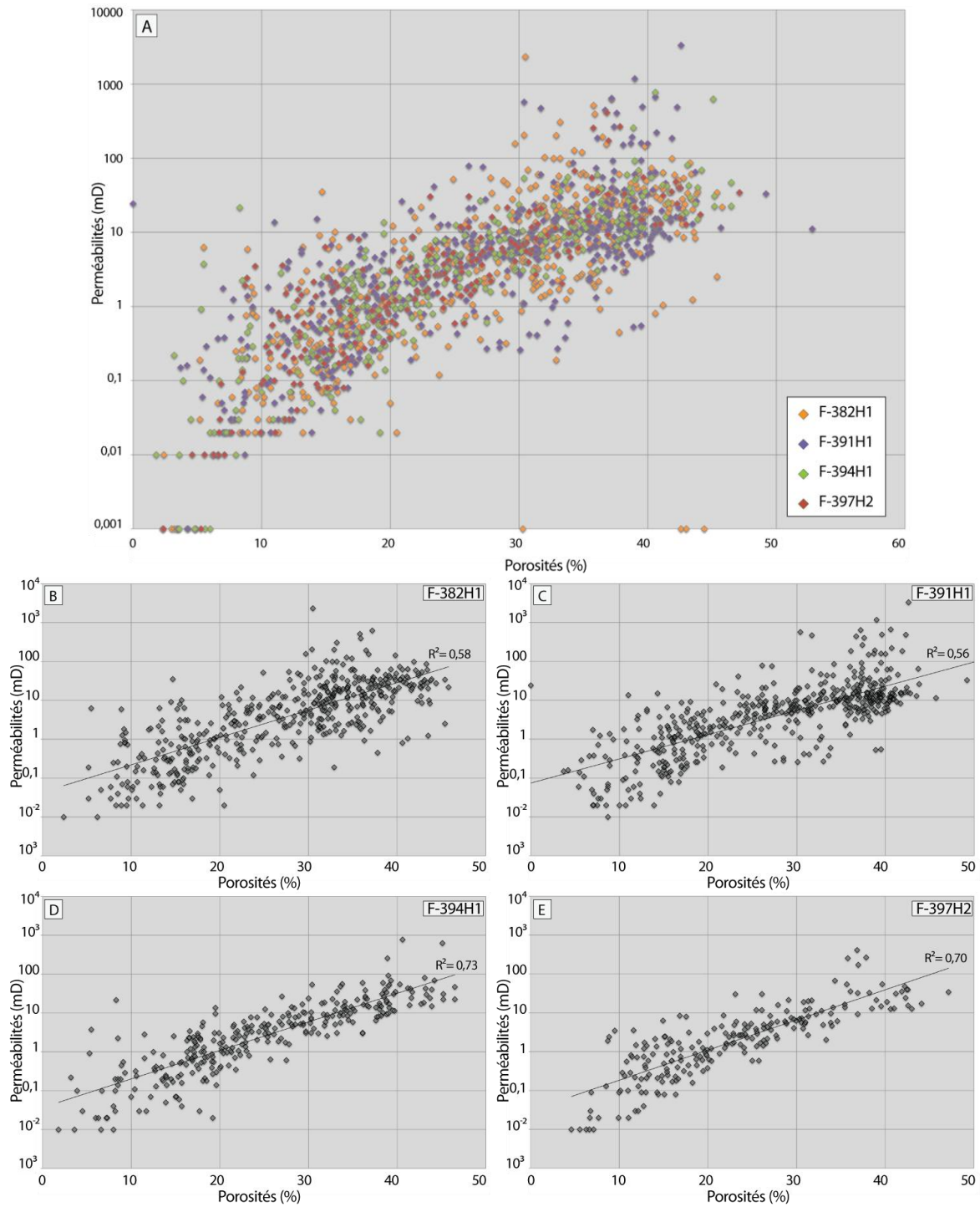


Figure 11.9: Relation porosité - perméabilité pour les différents puits étudiés.

A) Tous les puits. B, C, D et E) Pour chaque puits étudié, l'ensemble des échantillons montre d'assez bonnes corrélations ($0,56 < R^2 < 0,73$). Cependant la dilatation des nuages de points indique une certaine hétérogénéité des propriétés pétrophysiques. Une forte variabilité de la perméabilité est constatée par exemple pour les plus faibles porosités ($< 20\%$). D'une manière générale, les échantillons les plus poreux sont les plus perméables et les moins poreux les moins perméables.

Les mesures sur plugs horizontaux et verticaux sont comparables (**Fig. 11.10**), et les deux types de mesures seront utilisées pour l'analyse des propriétés réservoir. Toutefois, les perméabilités sont légèrement supérieures pour les plugs horizontaux des différents puits (la droite de régression est en effet légèrement décalée vers des perméabilités plus élevées, **Fig.**

11.10). Cette observation suggère dans certains cas une configuration du réseau poreux favorisant des écoulements horizontaux.

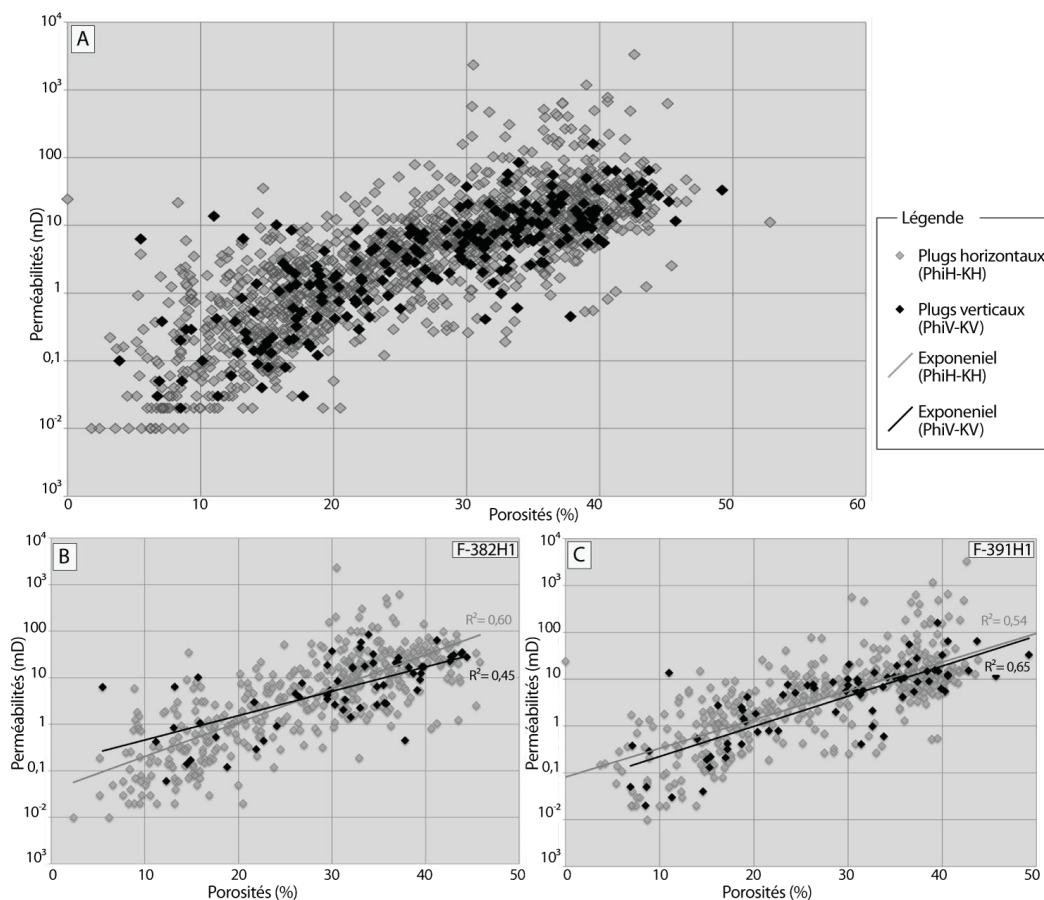


Figure 11.10: Comparaisons des porosités – perméabilités mesurées sur plugs verticaux (PhiV / KV) et horizontaux (PhiH / KH) pour tous les puits (A) et pour les puits F-382H1 et F-391H1 (B & C).

11.3 Types de porosités

Les variations de porosité / perméabilité identifiées dans le paragraphe précédent renseignent sur les qualités réservoir et illustrent le caractère hétérogène de la distribution des propriétés réservoir à l'échelle de la formation. La caractérisation plus précise de ces hétérogénéités nécessite de définir les morphologies, les tailles et la nature des pores, et de déterminer dans quelle mesure ils participent à la porosité et à la perméabilité mesurée.

11.3.1 Microporosité, mésoporosité et macroporosité

La porosité est communément subdivisée en classes en fonction de la taille des pores, du rayon de seuil de pore et de la taille des particules (**Choquette & Pray, 1970; Lucia, 1995**). Dans la Formation Natih, majoritairement représentée par des faciès boueux, la compréhension du caractère microporeux des micrites apparaît nécessaire pour traduire le comportement du réservoir.

La macroporosité désigne les pores supérieurs à 62 µm, visibles à l'œil nu. Dans leur classification, **J. Choquette & L. Pray (1970)** désignent comme microporeux tous les vides

inférieurs à 62 μm . Les études sur les carbonates microporeux des champs du Moyen-Orient précisent les notions de microporosité en désignant la microporosité au sens strict par des pores inférieurs à 10 μm (Moshier, 1989, Budd, 1989, Cantrell & Hagerty, 1999). Les pores dont la taille est comprise entre 10 et 62 μm caractériseront donc une classe de pores intermédiaire, sous le terme de mésoporosité.

La détection de la microporosité et de la mésoporosité au microscope polarisant est facilitée par l'imprégnation des lames en résine bleue, cependant la géométrie des pores reste difficile à préciser à ces échelles. Ainsi, les pores de moins de 62 μm de diamètre, observés en microscopie optique classique seront plus commodément appelés microporosité étendue. La microporosité au sens strict est surtout observée et caractérisée au microscope électronique à balayage (MEB).

A partir des données de pression capillaire, la limite de la microporosité est définie pour un rayon de seuil de pore (PTR) inférieur à 2 μm , et celle de la macroporosité pour un PTR supérieur à 10 μm , la mésoporosité se situant entre ces deux bornes (Fleury *et al.*, 2007).

11.3.2 Terminologie et classification des types de pores

Une des classifications les plus largement utilisée (Choquette & Pray, 1970) est un modèle qui met l'accent sur l'importance de la fabrique originelle sur le réseau poreux. Les deux attributs majeurs de cette classification sont la sélectivité de la porosité vis à vis de la fabrique originelle, et le lien avec les processus d'acquisition de porosité au cours du temps et dans les différents environnements diagénétiques. Cette classification cependant, ne parvient pas à accorder les relations complexes entre la porosité et la perméabilité. Ainsi dans les classes de porosités dites *fabric selective*, les porosités moldiques et intracristallines sont regroupées avec les porosités intergranulaires et intercristallines, bien que leur comportement pétrophysique puisse être très différent, notamment en terme d'écoulement des fluides. De manière à réconcilier les définitions géométriques des pores constituant les *rock fabrics* (tailles de pores, morphologies, distribution) et les aspects pétrophysiques des différents réseaux poreux, F. Lucia (1983) propose, sur la base de la classification d'Archie (1952), de séparer l'espace poral situé entre les grains ou les cristaux (*interparticule pore space*, Fig. 11.11-A), des autres pores (*vuggy pore space*, Fig. 11.11-B). Ainsi les groupes créés par cette classification reflètent plus précisément les différences pétrophysiques basiques engendrées par les architectures des réseaux poreux.

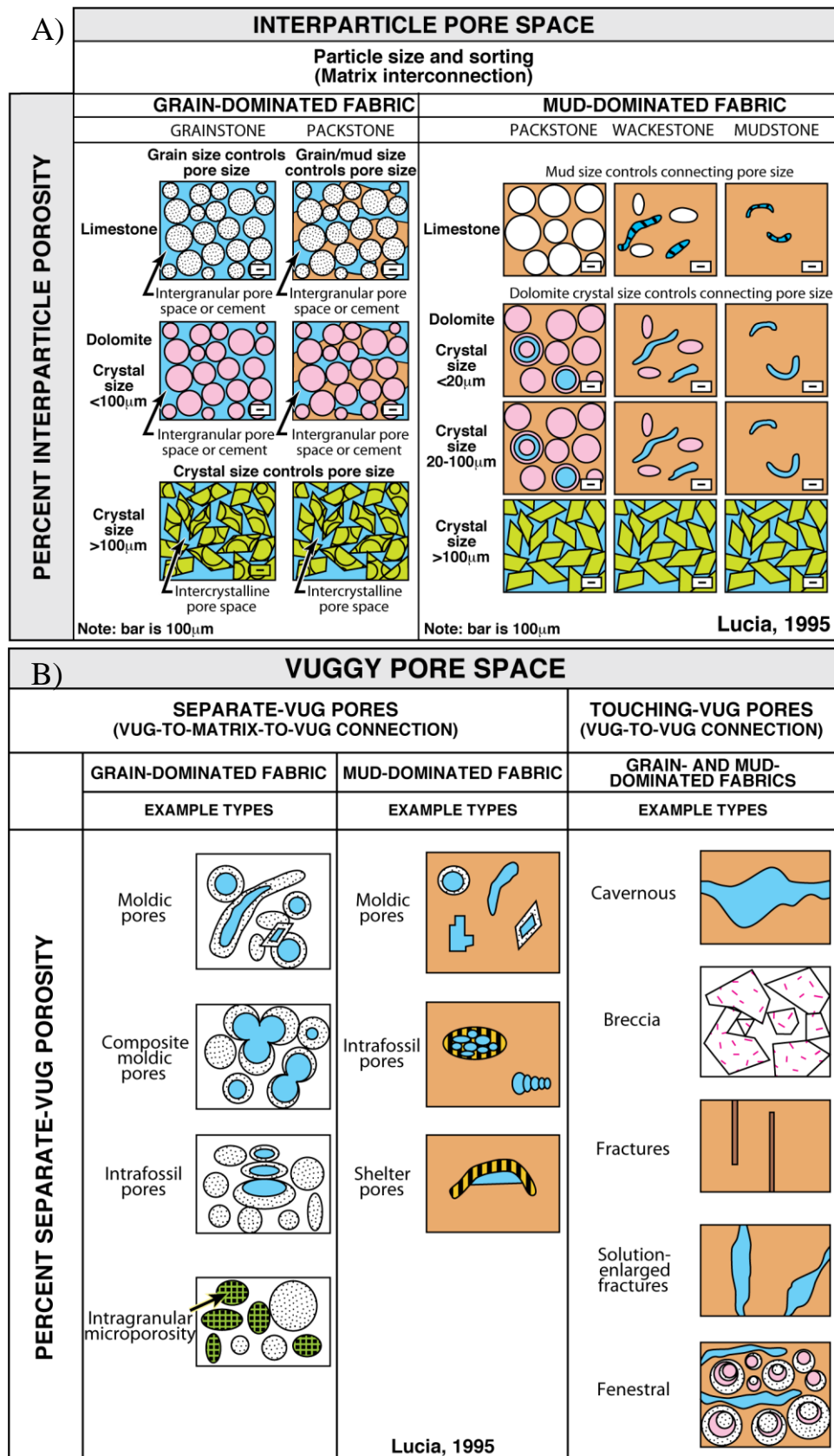


Figure 11.11: Classifications pétrographiques et pétrophysiques de l'espace poreux dans les carbonates (Lucia, 1995, dans Moore, 2001).

A) Classification de l'espace poreux intergranulaire, basé sur la taille et le tri des grains et des cristaux

B) Classification de l'espace poreux vuggy basé sur l'interconnexion des vugs

11.3.3 Répartition de la microporosité étendue - macroporosité

La microporosité étendue d'une partie des échantillons des puits F-382H1, F-391H1, F-394H1 et F-397H2 a été estimée en soustrayant la macroporosité quantifiée par comptage de points (Kostic *et al.*, 2006) ou estimée visuellement sur lames minces à la porosité totale mesurée sur plugs par la méthode d'injection d'hélium. Cette mesure de microporosité étendue doit être cependant considérée comme une estimation du fait de la différence d'échelle entre la lame mince utilisée pour le seuillage de la macroporosité et le plug sur lequel est mesurée la porosité totale de l'échantillon.

Le seuillage de la macroporosité et le calcul de la microporosité associée permet de retracer l'évolution du rapport microporosité étendue / macroporosité sur toute la hauteur de l'intervalle étudié (Fig. 11.12).

Remarque: Les données présentées dans cette figure regroupent les informations de plusieurs puits. En effet les données de comptage (Kostic *et al.*, 2006) disponibles pour chaque puits sont trop dispersées pour retracer une évolution détaillée du rapport microporosité étendue / macroporosité sur tout l'intervalle. De plus, une grande partie des lames minces réalisées dans ce travail ne possèdent pas de mesures de porosité-perméabilité, aussi elles n'ont pu être ajoutées aux calculs de microporosité étendue. Néanmoins quelques tendances peuvent être observées:

La microporosité étendue est présente sur l'ensemble de la série et est dominante (par rapport à la macroporosité) dans la plupart des échantillons. De forts taux de microporosité étendue (>30 %) peuvent être observés dans les niveaux boueux à la base du Natih E (Natih E4a, sous-ensemble 1a), dans le Natih C2 (sous-ensemble 5) et dans le Natih A (sous-ensembles 6-i, 6-ii et 7).

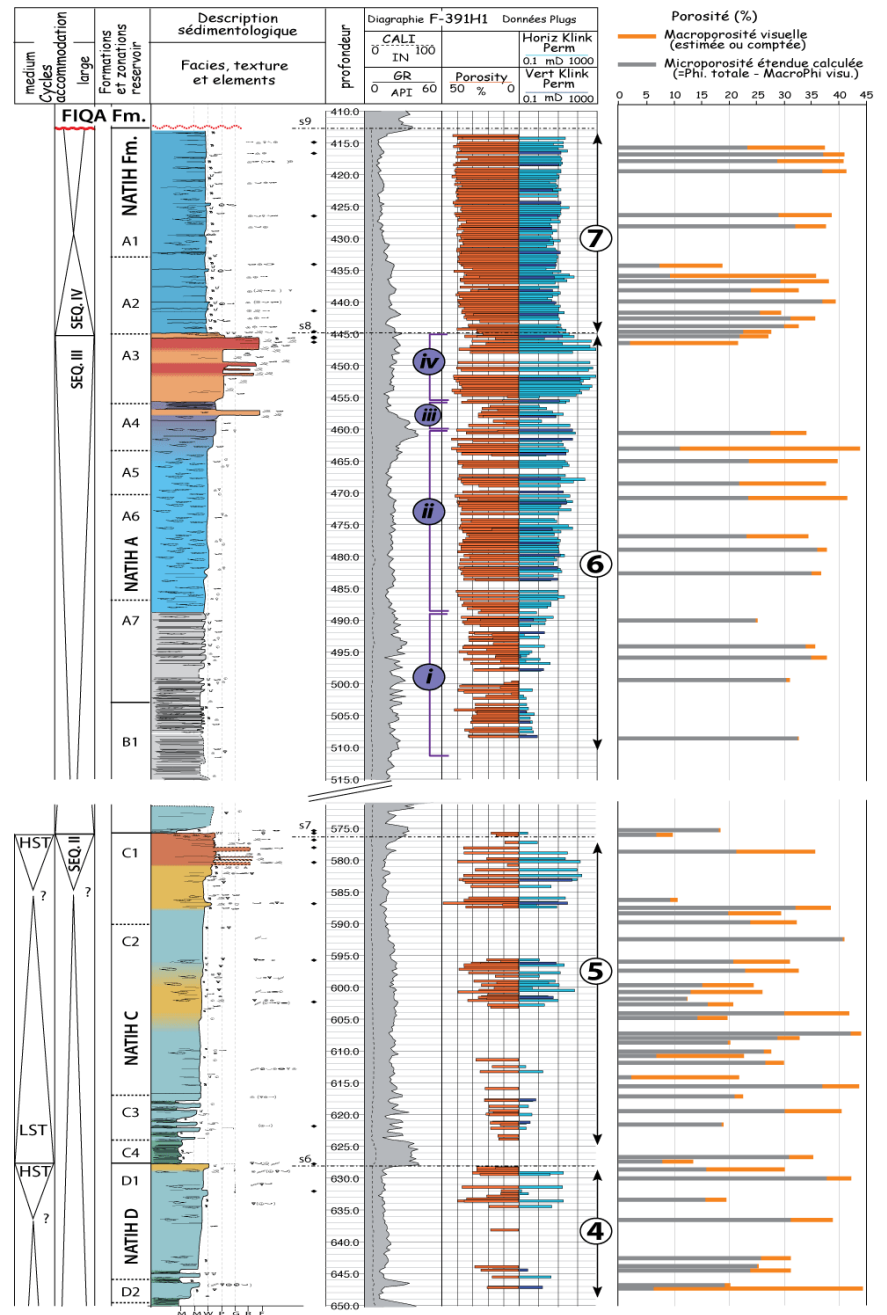
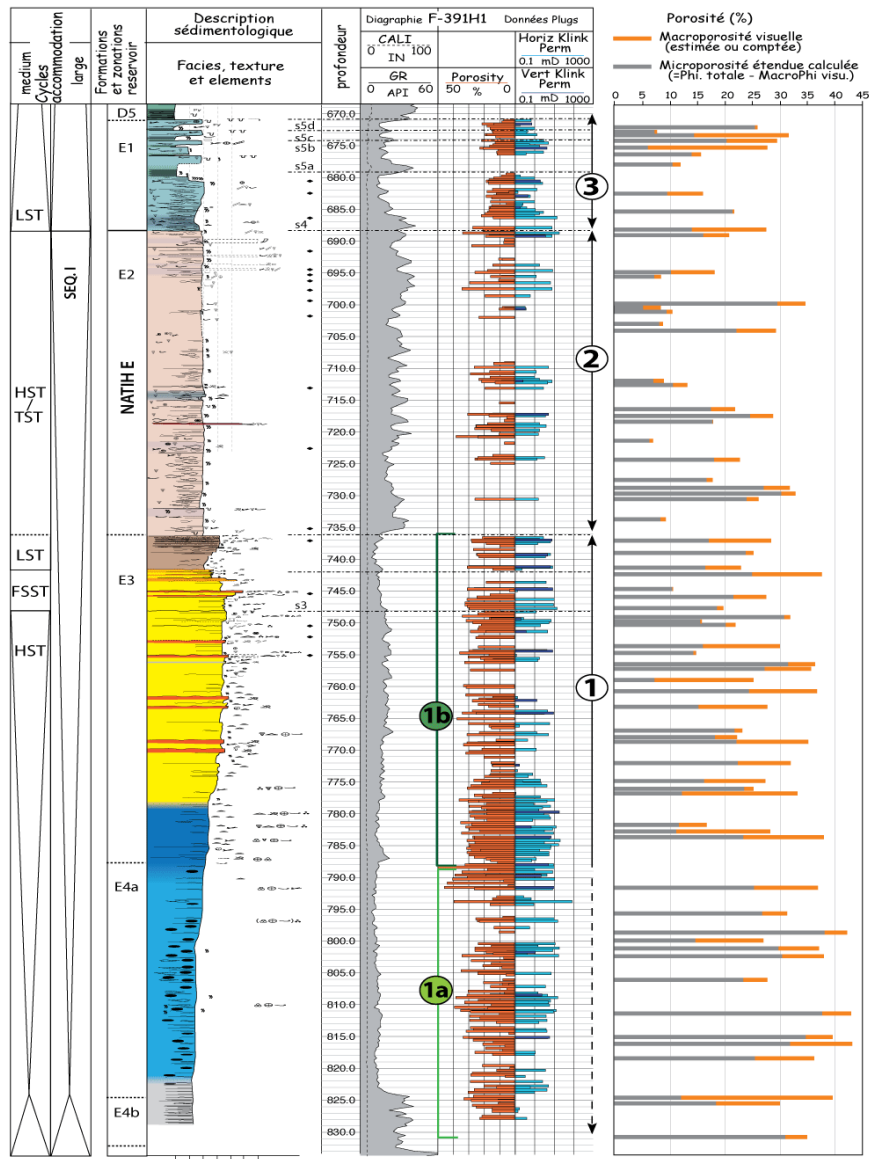
Les taux de macroporosité supérieurs à 5 % ne sont présents que localement, par exemple au sommet du Natih E1 (sommet du sous-ensemble 3), dans le Natih C de manière dispersée et dans le Natih A (sommet de la séquence III: sous-ensembles 6-ii à 6-iv; séquence IV: sous-ensemble 7).

Ces estimations du rapport microporosité étendue / macroporosité indiquent d'une manière générale la prédominance d'un style microporeux sur l'ensemble du réservoir, bien que localement la macroporosité soit plus importante.

Page suivante - Figure 11.12: Evolution de la microporosité étendue et de la macroporosité sur les puits F-382H1, F-391H1, F-394H1 et F-397H2.

Log sédimentologique synthétique, découpage stratigraphique et unités réservoir de la Formation Natih, diagraphie gamma-ray et mesures de porosité - perméabilité sur plug du puits F-391H1.

Pourcentage de porosité optique / macroporosité (estimée ou comptée sur lames minces), et microporosité étendue déduite pour une sélection d'échantillons des puits étudiés.



11.3.4 Types de pores

La microporosité étendue et la macroporosité des calcaires de la Formation Natih sont identifiés en microscopie optique et au MEB. Les mesures de pression capillaire (*MICP*, *Mercury Injection Capillary Pressure*) permettent de caractériser plus finement les types de porosités et de perméabilités observées, en déterminant la porosité accessible et en donnant un spectre des tailles des seuils d'accès aux pores et la morphologie globale du réseau poreux.

Les faciès granulaires de texture packstone à grainstone (péloïdaux et bioclastiques, associations de faciès III-f, III-e, III-d et III-b) peuvent présenter entre les grains, des pores de plusieurs dizaines à centaines de micromètres de diamètre interconnectés. Ce type de porosité est dénommée **macroporosité intergranulaire**, et elle correspond généralement à une porosité primaire partiellement préservée. Elle est souvent associée dans ces faciès à d'autres types de porosités macro- (moldique ou *vuggy* **Fig. 11.13**) ou micro- (intraparticulaire ou matricielle). Ces échantillons présentent généralement des perméabilités variables pouvant être relativement élevées (jusqu'à 154,56 mD). La perméabilité dépend au sein de ces faciès de la fabrique sédimentaire originelle (tri des grains, présence ou non d'une matrice micritique) et de la cimentation de l'espace intergranulaire.

Un autre type de macroporosité est observé au sein de faciès bioclastiques de texture packstone et floatstone (association de faciès III(')-b, III(')-c; II(')-b) et se développe sous forme de **macroporosité moldique** (jusqu'à plusieurs millimètres de large). Ce type de porosité est bien développé dans le Natih E1 (sous-ensemble 3), dans les unités C2 et C1 (sous-ensemble 5) et dans le Natih A3 (**Fig. 11.13**, A2 et A1 (sous-ensembles 6 et 7)). La macroporosité moldique peut être associée au développement de pores caverneux (*vuggy*). Les perméabilités les plus fortes mesurées dans la Formation Natih (>1000 mD) sont observées dans ces échantillons et caractérisent alors des macropores largement interconnectés (sous-ensemble 6-iv). Dans le Natih A2 et A1, les porosités moldiques et *vuggy* sont présentes dans des faciès boueux, où la matrice présente une forte microporosité étendue, assurant une connexion entre les macropores grâce au réseau microporeux de la matrice.

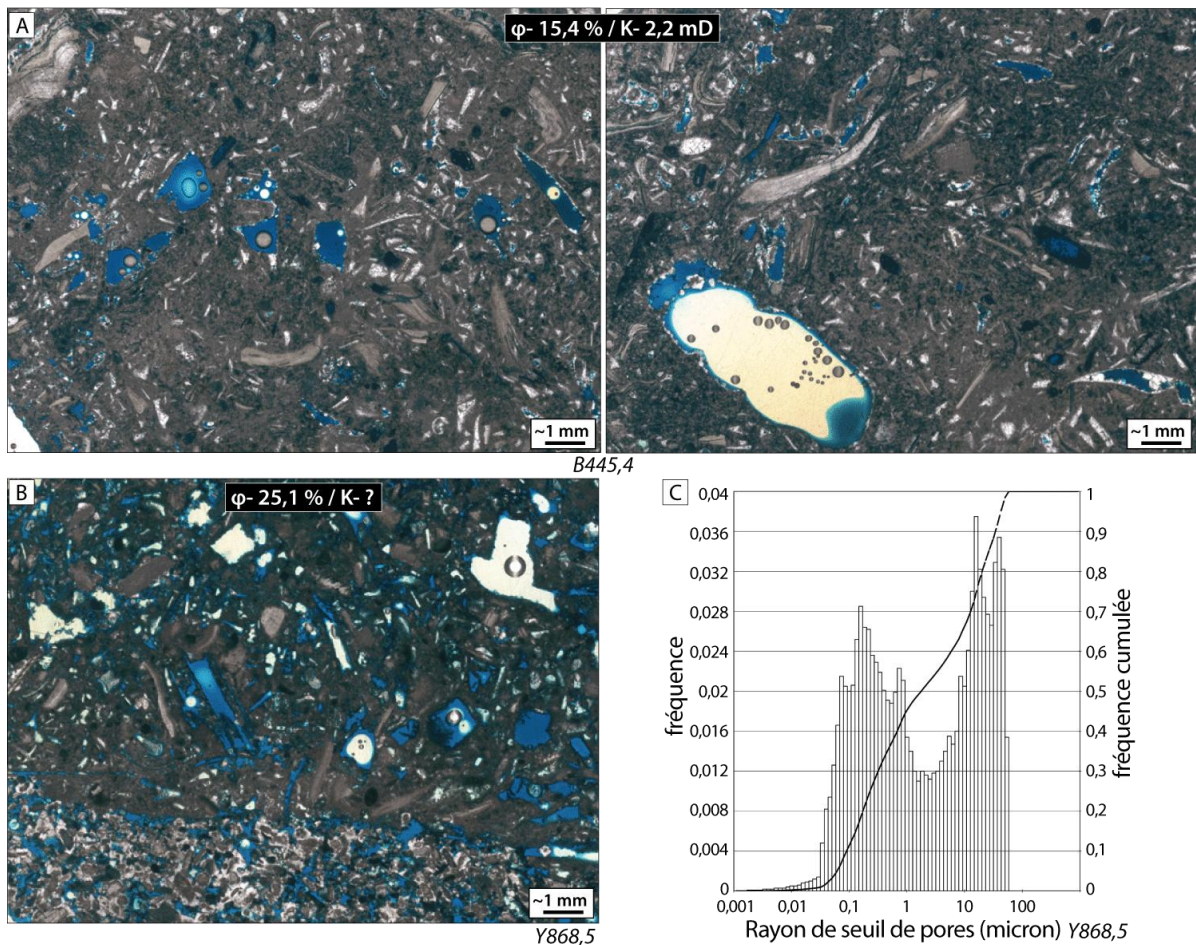


Figure 11.13: Macroporosité moldique.

A) Echantillon B445,4; Natih A3, puits F-391H1: les débris de bivalves et gastéropodes aragonitiques ont subi une dissolution moldique et ne sont que très légèrement colmatés par un ciment frangeant calcitique; la faible perméabilité mesurée sur cet échantillon peut être expliquée par un manque de connexion entre les macropores, et une matrice micritique peu microporeuse. Une imprégnation nuageuse de la résine bleue, traduit toutefois localement des petites zones isolées microporeuses.

B) Echantillon Y868,5 (Natih A3, puits Y-448H1, champ de Yibal): La limite sur le bas de la photo sépare, à la faveur d'un litage sédimentaire, des dépôts riches en débris d'échinodermes présentant une macroporosité intergranulaire, d'un niveau plus boueux riche en bioclastes à macroporosité moldique. La susceptibilité de certains organismes aux dissolutions (bioclastes aragonitiques) ou aux cimentations précoces (débris d'échinodermes) occasionne un changement du style de porosité en lien avec les faciès originaux.

C) La distribution des rayons de seuil de pores pour l'échantillon Y868,5 montre un réseau poreux bimodal gouverné par des macropores bien connectés (rayon le plus représenté - 17 μm) et des micropores (PTR < 2 μm) de tailles variables (large enveloppe des PTR).

La **microporosité étendue** est visible sur toute la succession sédimentaire de la Formation Natih (**Fig. 11.12**) et forme la majeure partie des porosités observées.

Le type de microporosité le plus répandu est une microporosité 'matricielle' pour laquelle l'espace poreux est situé entre les cristaux de micrites. Il s'agit d'une **microporosité inter-microcristalline**, commune à de nombreux réservoirs du Moyen-Orient (**Lambert et al., 2006; Volery et al., 2009; Deville-de-Perrière et al., 2011, Fig. 11.14**).

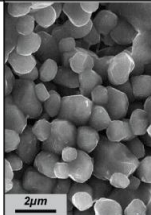
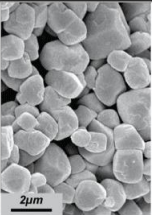
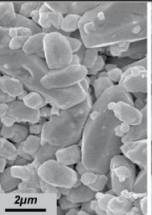
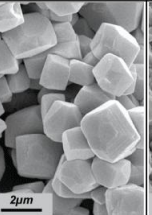
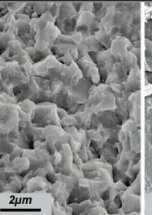
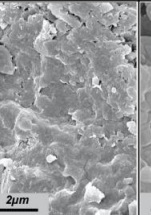
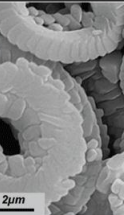
	Porous Micrites				Tight Micrites		
	Rounded	Subrounded	Scaleno-Rhomboidal	Micro-rhombic / Polyhedral	Anhedral compact	Fused	Chalk
S.E.M							
Crystal shape	Anhedral / Subhedral / Roundness	Subhedral /	Scaleno-hedral Scaleno-Rhomboidal	Euhedral Rhombic	Subhedral / Anhedral	Anhedral	Coccolites & Euhedral to subhedral grains
Inter-Crystalline Contacts	Punctic / Partially coalescent				Fully coalescent but distinct	Fused - Mostly indistinct	Punctic to Partially coalescent

Figure 11.14: Classification des types de micrites des réservoirs créacés du Moyen-Orient en fonction de leur morphométrie, de la forme des cristaux et de leur organisation spatiale (**Deville-de-Perrière, 2011**).

Dans le cas des faciès Natih étudiés sur le champ de Fahud, les cristaux de micrites présentent des microtextures anhédras à subhédrales avec des morphologies sub-arrondies à sub-rhombiques (**Fig. 11.15-C et D**). Les contacts cristallins sont punctiques à serrés (contacts entre les cristaux par des faces) et parfois compacts. A titre de comparaison, la **figure 11.15-E** illustre la microporosité observée sur l'affleurement du Membre Natih E au Jebel Madmar : les cristaux de micrites sont plus grands et ont une forme euhédrale rhombique. Les micrites très faiblement poreuses de cet affleurement ont des textures plus coalescentes, de type anhédras compactes (**Fig. 11.15-F**).

Page suivante - Figure 11.15: Illustration des microporosités intercrystallines du Membre Natih E (sommet de la séquence I-6).

A) Wackestone packstone bioclastique péloïdal fin, association de faciès III-b (éch. A615,7; Natih A3, puits F-382H1)

B) Packstone péloïdal à orbitolinidés et débris de bivalves, association de faciès III-e (éch. A621,68; Natih A3, puits F-382H1)

C) Microtexture MEB de l'échantillon A615,7 décrit en A). Les micrites sont assez fines, sub-arrondies à subhédrales, et montrent un agencement plutôt compact, bien qu'une microporosité relativement connectée soit préservée entre les grains.

D) Microtexture MEB de l'échantillon A621,68 décrit en B). Ce faciès microporeux montre des cristaux de petites tailles et sub-arrondis.

E) Microtexture MEB de l'échantillon MADA.08 (Jebel Madmar). Les micrites sont assez grossières et ont des morphologies euhédrales à subhédrales.

F) Microtexture MEB de l'échantillon MADA.09 (Jebel Madmar). Les cristaux sont subhédraux à anhédras et sont coalescents. Quelques micropores subsistent.

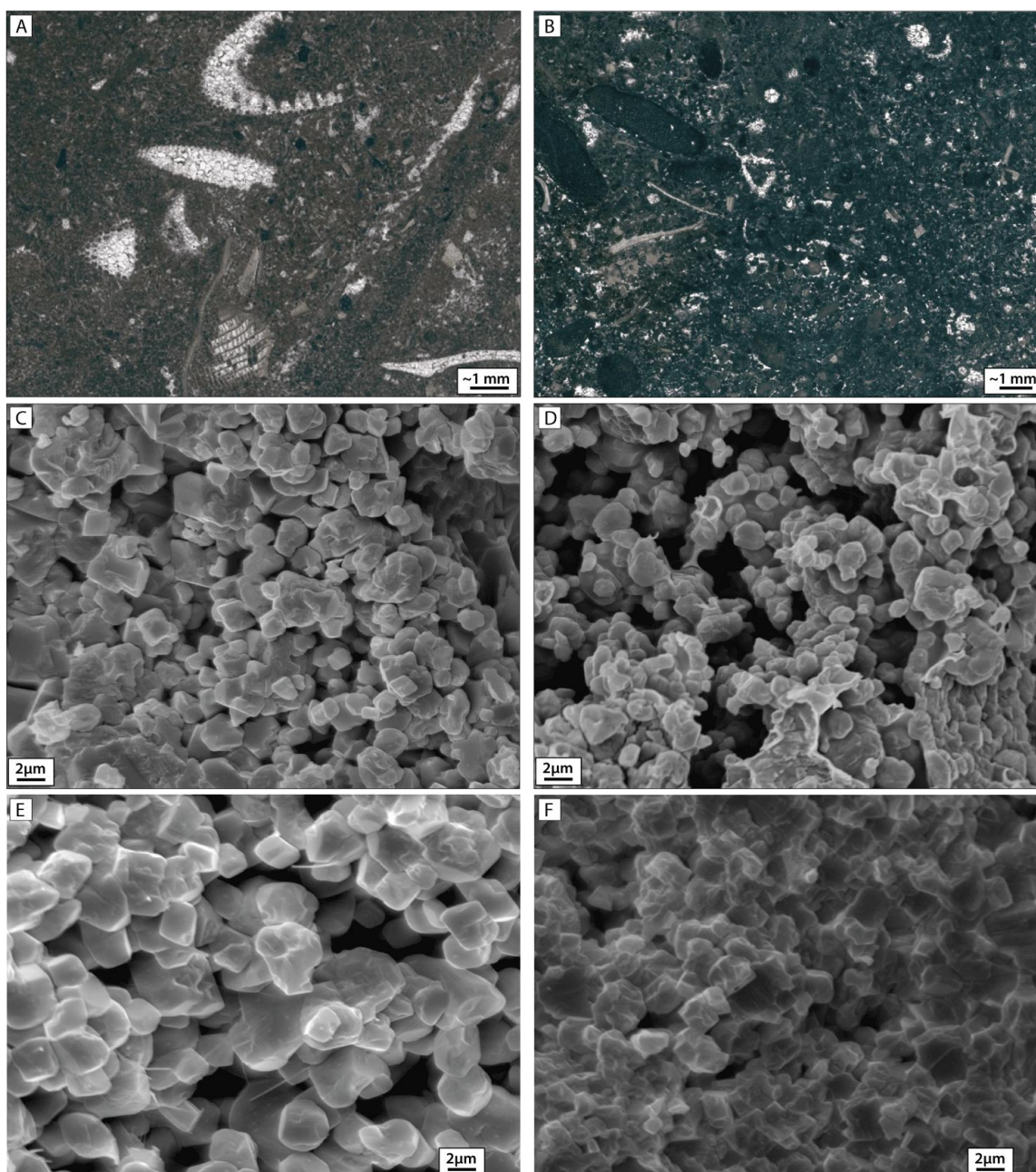


Figure 11.15: Illustration des microporosités intercrystallines du Membre Natih E (sommet de la séquence I-6).

La répartition de la microporosité inter-microcristalline varie selon les faciès. Ainsi les faciès très bioturbés de plate-forme interne (association de faciès I-d ; I'-b), particulièrement bien développés dans le Natih E2 (sous-ensemble 2) ou encore ceux de rampe médiane à distale (association de faciès III-f et IV-b) dans le Natih A4-A6 et A1-A2 (sous-ensembles 6-ii-iii et 7) mettent en évidence un réseau micro et méso-poreux très hétérogène.

- Dans les faciès fortement bioturbés, les réseaux de terriers forment des nodules centimétriques parfois cimentés et peu perméables (**Fig. 11.16-D**, zone A), tandis que les marges des terriers exposent des zones à plus fortes perméabilités (**Fig. 11.16-D**, zone B) présentant une microporosité étendue, souvent associée à des macropores (moldiques ou *vuggy*). Ces zones forment en carotte une auréole blanche autour des nodules (**Fig. 11.16-B**), elles sont caractérisées par la teinte bleutée de la résine en lame mince (**Fig. 11.16-C**), ce qui

témoigne d'un réseau micro- méso-poreux connecté. En effet les micrites qui les composent apparaissent dissoutes et corrodées au MEB (**Hollis *et al.*, 2010**). Entre les terriers, la matrice est microporeuse et moyennement perméable (**Fig. 11.16-D**, zone C). Cette zone inter-nodulaire est plus riche en matière organique et concentre localement stylolites et sutures argileuses. La matrice carbonatée dans cette zone peut également être remplacée par une dolomite sucrosique fine (**Fig. 11.16-C**).

Ces trois types de réseaux poreux cohabitent au sein d'un même faciès, parfois même à l'échelle de la lame mince. Ils induisent une forte hétérogénéité pouvant induire des comportements dynamiques parfois très différents (**Creusen *et al.*, 2007**).

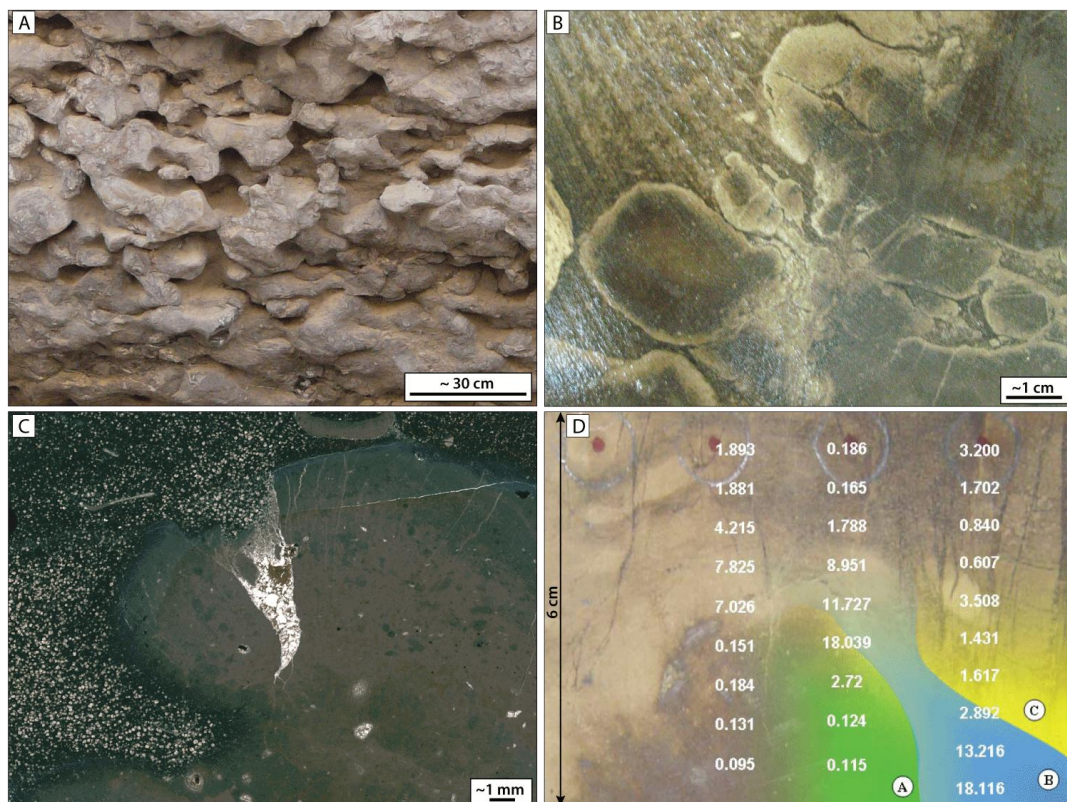


Figure 11.16 : Hétérogénéité des faciès bioturbés.

A) Zoom à l'affleurement sur les niveaux bioturbés de la séquence I-3 (Natih E) au Jebel Madmar

B) Photo en carotte des faciès bioturbés du Natih E2 (séquence I-7, puits F-382H1, côte 601,1)

C) Echantillon A556, Natih E1, séquence II-1, puits F-382H1); le centre du nodule est plus cimenté, tandis que sa périphérie, teintée en bleue par la résine apparaît plus poreuse; L'espace internodulaire est ici dolomitisé.

D) Valeurs de perméabilités (en mD) mesurées au mini-perméamètre sur la carotte (**Creusen *et al.*, 2007**) illustrant l'hétérogénéité des perméabilités en relation avec les variations de *rock fabric* (puits F-391H1, Natih A6, côte 483,7m). Le miniperméamètre est un outil permettant la mesure de la perméabilité locale d'un échantillon poreux, par injection de gaz sous une pression donnée et mesure de son débit. Les couleurs et les lettres individualisent des zones caractérisées par des valeurs de perméabilités plus fortes dans la zone bleue (B), et plus faibles dans les zones vertes et jaunes (A et C).

- Dans les faciès de bassin et de rampe externe (association de faciès IV-b et a) du Natih E4 (sous-ensemble 1a) ou du Natih A6-7 (sous-ensemble 6i), d'importantes valeurs de porosité sont mesurées et attribuées à une microporosité étendue (**Fig. 11.17-B**). Dans ces faciès, la répartition de la microporosité semble également guidée par la fabrique sédimentaire, une zonation similaire à celle décrite plus haut est observée mais avec une organisation spatiale différente (**Fig. 11.17-A**). En effet ces faciès sont également bioturbés, cependant ils

apparaissent rythmés par une alternance de wackestone bioturbés, argileux et laminés avec des mudstone laminés et parfois riches en matière organique, dans lesquels se concentre la compaction chimique (Fig. 11.17-A).

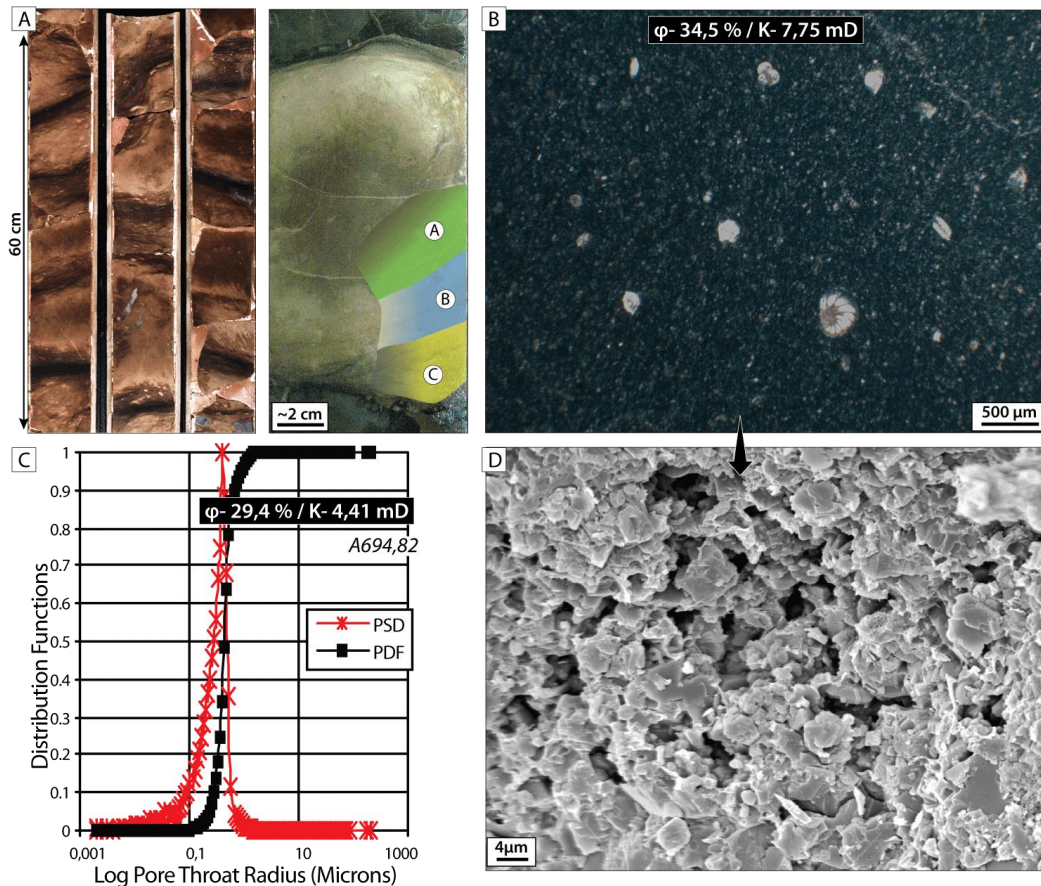


Figure 11.17: Microporosité inter-microcristalline, Natih E4.

A) Photo de carottes (puits F-382H1, entre 685,8 et 688,5 m) et zoom à 673,5 m. Les dépôts sont marqués par l'alternance de wackestone bioturbé (parfois remplacé par des *cherts*) et de mudstone argileux bioturbés laminés riches en matière organique (MO), dans lesquels se concentrent les phénomènes de compaction physico-chimique. Entre deux lamines, la matrice apparaît plus cimentée au centre (couleur gris/brun en carotte, zone A) et progressivement moins cimentée et plus perméable en direction des lamines (auréole blanche, zone B).

B) Illustration en lame mince de l'échantillon A695,47 (puits F-382H1); wackestone à foraminifères planctoniques et benthiques; la porosité, pourtant excellente (34,5 %), n'est rendue visible que par la teinte bleutée de la matrice microporeuse.

C) Les valeurs de MICP (Kostic *et al.*, 2006) révèlent, pour l'échantillon A694,82 (puits F-382H1) ayant un faciès équivalent, un système poreux unimodal, centré sur des valeurs de rayon de pore comprises entre 0,1 et 0,6 µm.

D) Microtexture MEB de l'échantillon A695,47 décrit en B); les cristaux de micrites ont des morphologies sub-arrondies. Les contacts intercristallins sont relativement compacts et les micropores ne sont que localement connectés, comme en témoigne la faible perméabilité de l'échantillon (7,75 mD). De nombreux débris nanno-bioclastiques peuplent cette micrite. La présence d'argile dans ces faciès peut avoir pour effet de réduire les seuils de pores et d'entraver l'écoulement des fluides. De même le développement fréquent de micro-rhomboèdres de dolomite peut rendre les chemins de circulation plus tortueux.

Des zones à fortes microporosités étendues sont également observées de part et d'autres des stylolites (Fig. 11.18). En lames minces les stylolites semblent flotter dans cette microporosité, ce qui indique que la microporosité a été créée ou très certainement améliorée, postérieurement aux phénomènes de compaction chimique, au cours d'une histoire diagenétique relativement tardive (cf. section 9.1.3 Diagenèse de la Formation Natih dans les

puits de Fahud, partie II). Ce type de porosité tardive est également associé à des macropores (moldiques et *vuggy*).

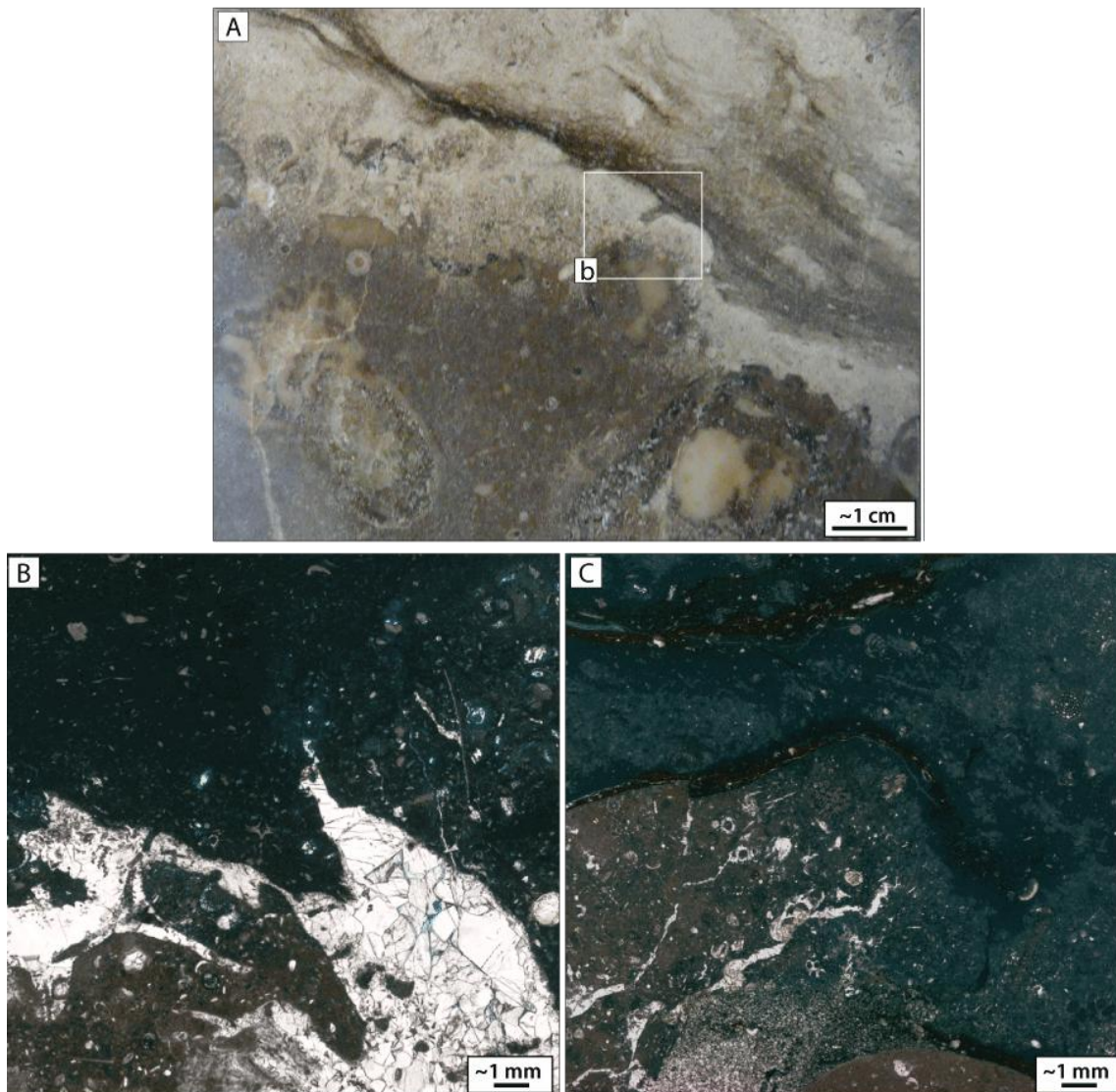


Figure 11.18: Microporosité étendue secondaire et stylolites-

A) Photo de carotte (puits F-397H2, 592,3 m, Natih C1). De part et d'autre du stylolite la matrice carbonatée est blanchâtre et plus microporeuse que les zones brunes cimentées.

B) Echantillon D592,3 (localisation en A): le contraste de porosité est bien marqué entre la matrice microporeuse teintée en bleu (partie supérieure de la photo) et une zone cimentée non imprégnée par la résine (partie inférieure)

C) Autre illustration en lame mince (éch. D698,75; puits F-397H2, Natih E2): les figures de compaction chimique (*horsetails*) semblent flotter dans la matrice microporeuse.

Ces observations montrent que l'acquisition de cette microporosité étendue est postérieure à la formation des stylolites; elle intervient de manière assez tardive dans l'histoire diagénétique du champ de Fahud. Les "fronts de dissolution" ont une extension limitée et peuvent être stoppés par les hétérogénéités du sédiment (stromatopores en B- et gastéropodes en C-).

Dans les faciès dolomités, la microporosité étendue se développe entre les rhomboédres de dolomite, elle correspond à une **micro- mésoporosité intercrystalline** (Fig. 11.19).

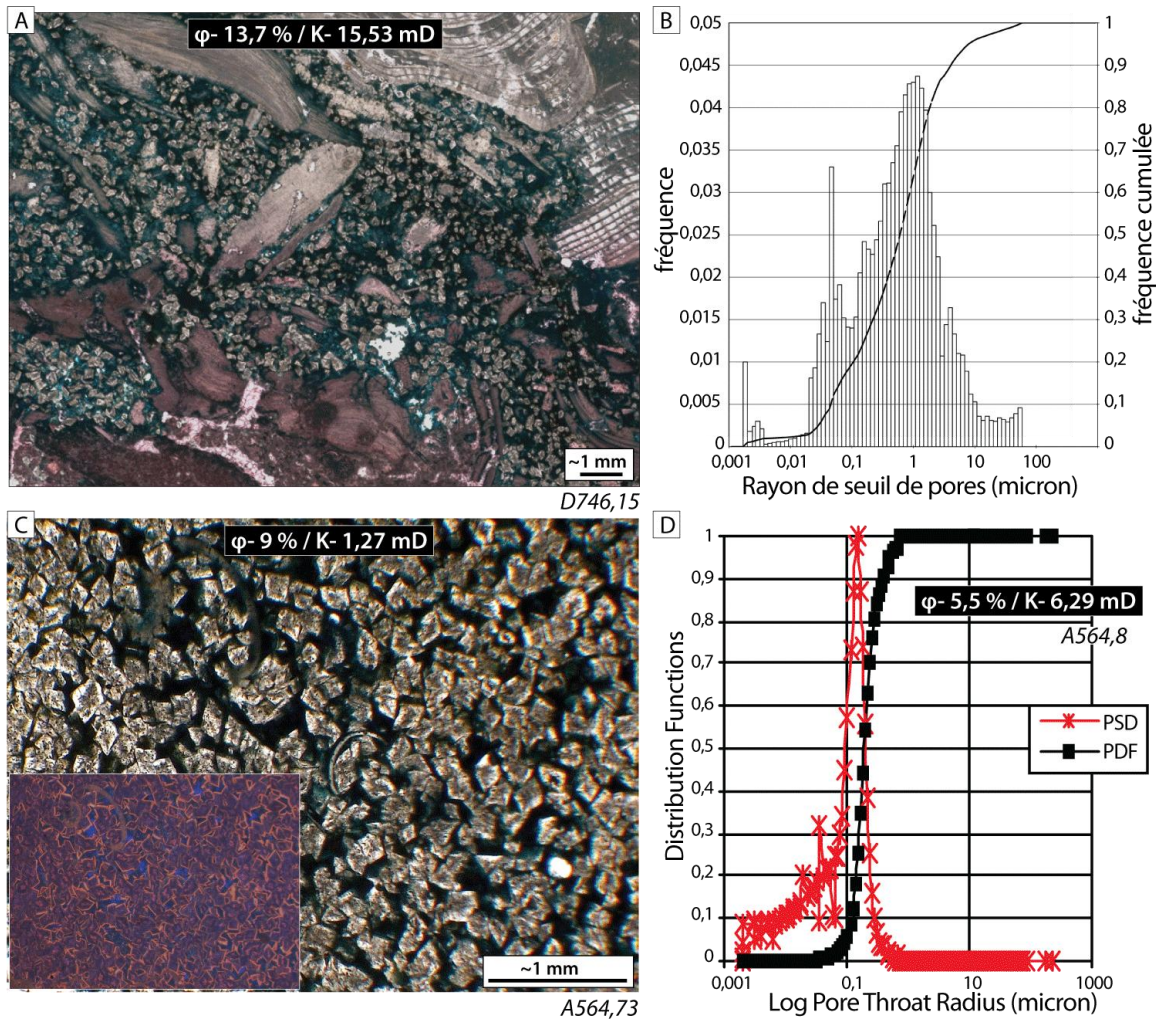


Figure 11.19: Microporosité étendue intercrystalline-

A) échantillon D746,15, puits F-397H2, Natih E2: La micro- mésoporosité dans cet échantillon est principalement localisée entre les cristaux de dolomite. L'aspect spongieux des zones imprégnées en bleu suggère une dissolution secondaire de la micrite / matrice intercrystalline L'imprégnation locale à l'échelle de cette lame mince montre que la dissolution n'affecte que des zones de circulation préférentielle.

B) L'enveloppe de distribution des rayons de seuil de pores (pour l'échantillon décrit en A) est assez large et indique un réseau poreux hétérogène et polymodal dans lequel coexistent plusieurs tailles de pores: microporeux (microporosité inter-microcristalline de la matrice et microporosité intercrystalline), mésoporeux (mésoporosité intercrystalline) et dans une moindre mesure macroporeux (vugs, fractures ?).

C) Echantillon A564,73 (puits F-382H1, Natih E2); photos en lumière naturelle et en cathodoluminescence. Le réseau microporeux est représenté exclusivement par une microporosité de la matrice entre les cristaux euhédraux de dolomite.

D) La distribution des rayons de seuil pores (échantillon A 564,8, faciès équivalent à C-, **Kostic et al., 2006**) est unimodale et la majorité des rayons de seuil de pores se situent entre 0,1 et 0,3 μm . Les faibles perméabilités de ces deux échantillons traduisent les petits diamètres des micropores et une connectivité des pores réduite par la morphologie des cristaux de dolomites et de leur surcroissance (cf. cliché en cathodoluminescence en C) qui rendent les chemins de circulations des fluides plus tortueux.

Enfin, un dernier type de microporosité est bien développé et concerne une **microporosité intragranulaire ou intraparticulaire**. Dans les faciès de type packstone grainstone bioclastiques à péloïdes et orbitolines (association de faciès III-f à III-b), cette microporosité peut être associée ou non à des macroporosités intergranulaires ou à des matrices microporeuses; lorsque ces faciès sont cimentés, la porosité mesurée ne témoigne que des micropores présents à l'intérieur des grains (**Fig. 11.20-A et B Fig. 11.21-B à D**).

Dans ce dernier cas, la perméabilité des échantillons est fortement réduite. Dans les faciès plus boueux de type wackestone packstone à foraminifères benthiques et bioclastes, la microporosité est fréquemment contenue dans les foraminifères benthiques (**Fig. 11.20-C et D ; Fig. 11.21-A**), et les perméabilités mesurées dépendent essentiellement de la microporosité contenue dans la matrice micritique.

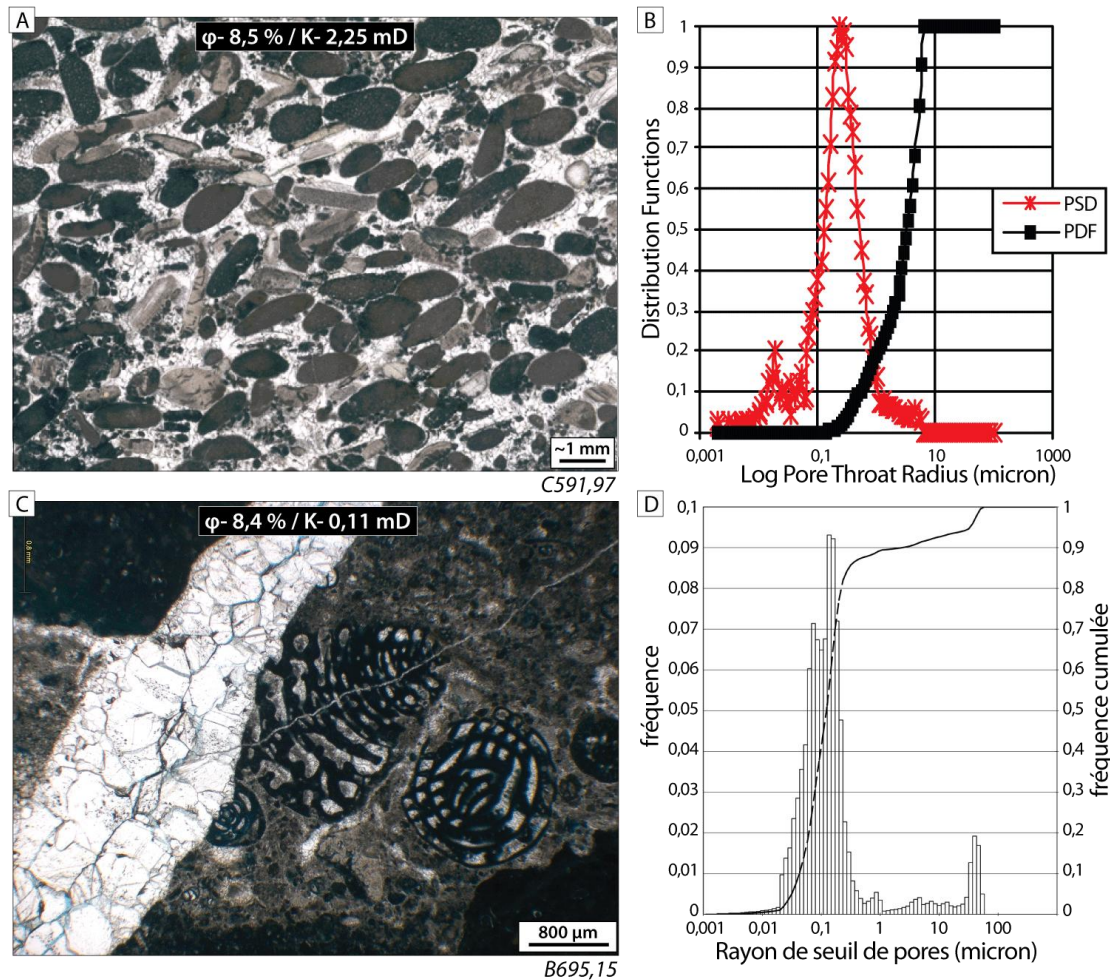


Figure 11.20: Microporosité intragranulaire ou intraparticulaire-
 A) et B) Grainstone péloïdal cimenté (éch. C5591,97; puits F-394H1, Natih E3): La porosité est majoritairement contenue sous forme de microporosité (rayon de seuil de pore majoritairement compris entre 0,1 et 0,7 μm , **Kostic et al. 2006**) à l'intérieur des grains et des foraminifères.
 C) et D) Au sein d'un faciès boueux (éch. B695,15; puits F-391H1, Natih E2), la majeure partie des pores s'articule dans le domaine de la microporosité (rayon de pore le plus représenté 0,15 μm)

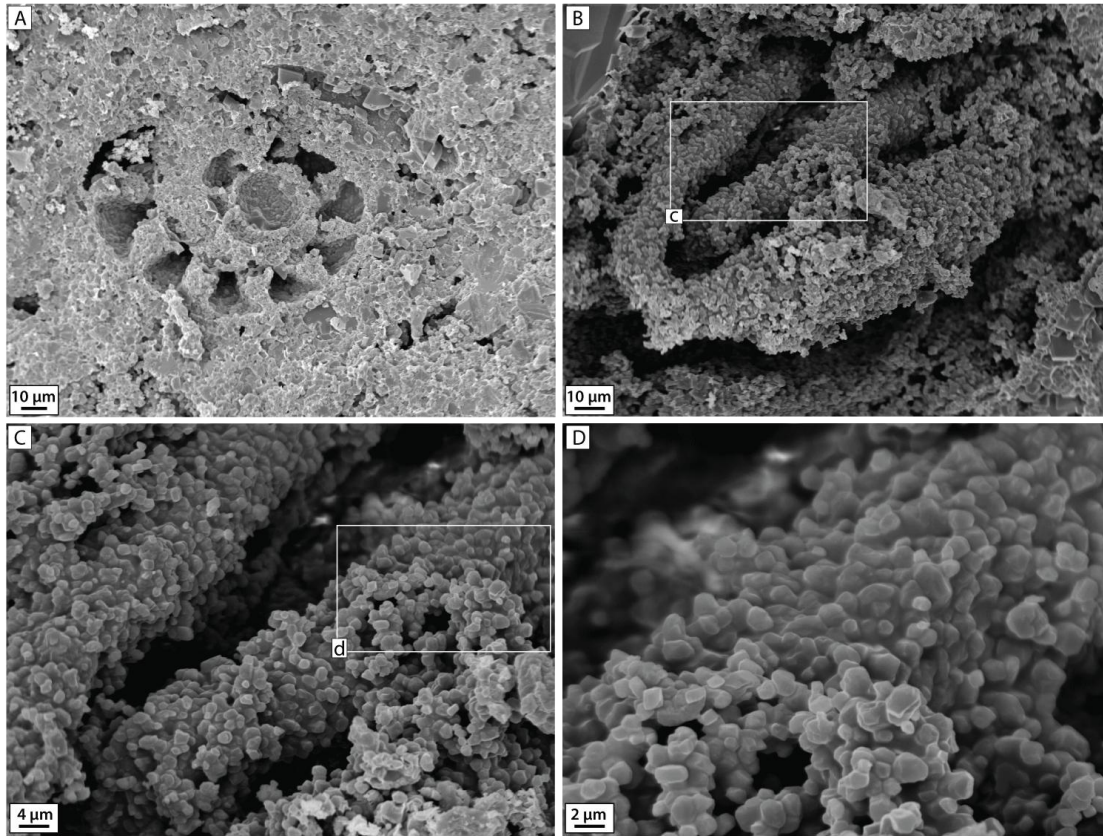


Figure 11.21: Illustration MEB des porosités intragranulaires-

A) Image MEB de la mésoporosité contenue dans les loges d'un foraminifère (éch. A601,1; puits F-382H1, Natih E2).

B, C et D) Zooms successifs sur un foraminifère benthique à test porcelané illustrant la mésoporosité à l'intérieur du foraminifère. Le test du foraminifère est constitué par des cristaux de micrites sub-arrondis de petites tailles préservant des micropores peu connectés (éch. A621,68; puits F-382H1, Natih E3).

Influence de la microporosité sur les qualités réservoir

L'analyse des types de porosité permet de souligner la prédominance de la microporosité étendue dans la Formation Natih en subsurface. Cette microporosité revêt plusieurs formes: inter-microcristalline, intercristalline et intraparticulaire. Sa répartition n'est cependant pas homogène aux échelles du réservoir, des carottes et des plugs.

La corrélation positive globale entre la microporosité calculée et la perméabilité mesurée (**Fig. 11.22**) confirme que l'abondance des micropores a une influence sur les qualités réservoir. Cependant, la forte dispersion des valeurs montre que l'influence de la microporosité est variable et dépend probablement d'autres facteurs (dissolution vs cimentation).

La microporosité domine le système poreux pour les faciès boueux du domaine externe de la plate-forme (plus de 20 % de microporosité dans les unités réservoir A1-A2; A5-A7; E4), mais pour une porosité donnée, les perméabilités sont très variables (entre 1 et 100 MD).

L'abondance de la microporosité dans les faciès plus grenus de l'unité réservoir E3 est en grande partie contenue dans la microporosité intragranulaire (des foraminifères benthiques et

des péloïdes) et les variations de perméabilité observées dans cette unité dépendent probablement de la connectivité des micropores (c'est à dire du degré de cimentation). La relative faiblesse des perméabilités (< 10 mD) qui accompagne les fortes microporosités calculées reflète les chemins étroits et tortueux empruntés par les fluides dans les systèmes microporeux. En revanche, les échantillons à la fois microporeux et plus perméables traduisent une amélioration de la connectivité des micropores, notamment par une part plus importante de la macroporosité.

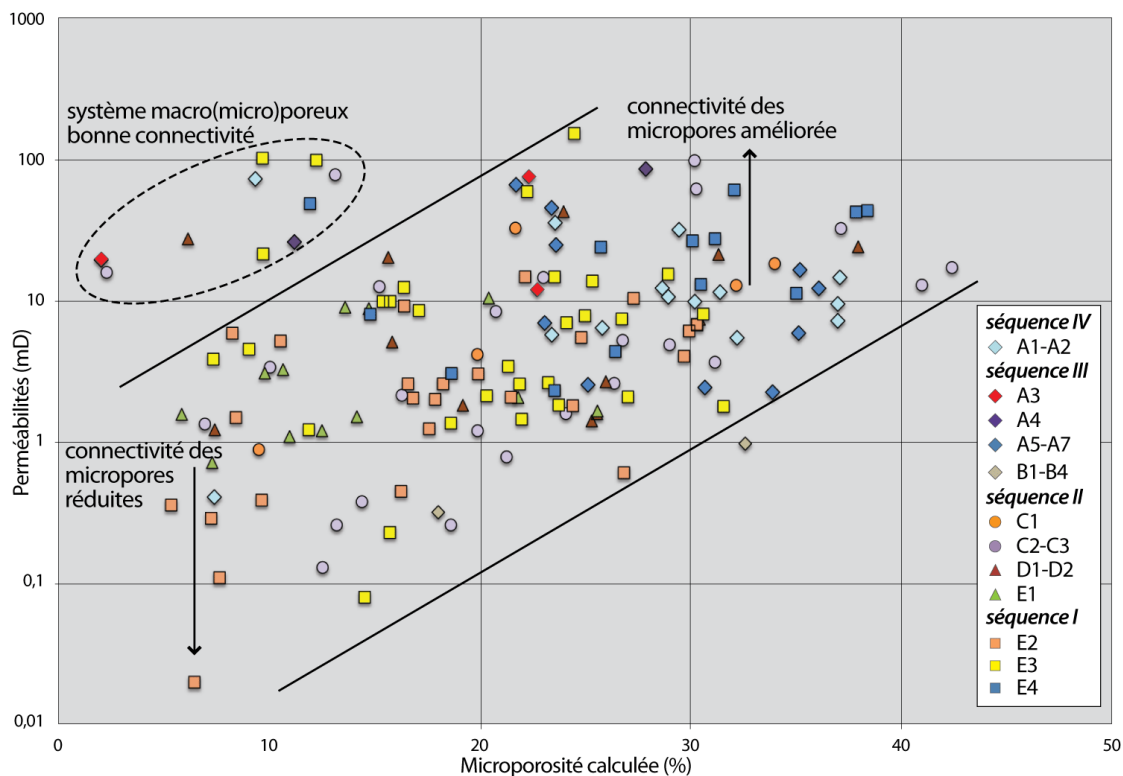


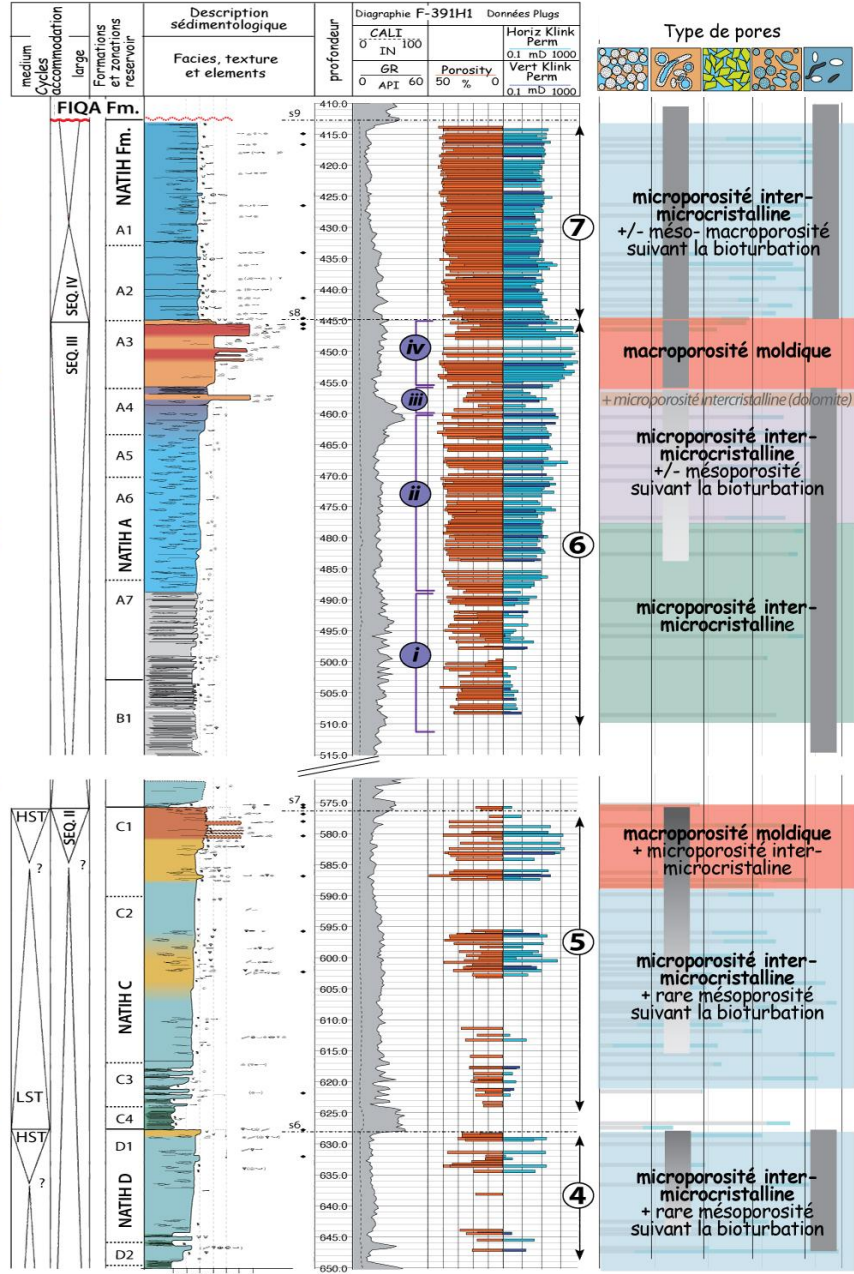
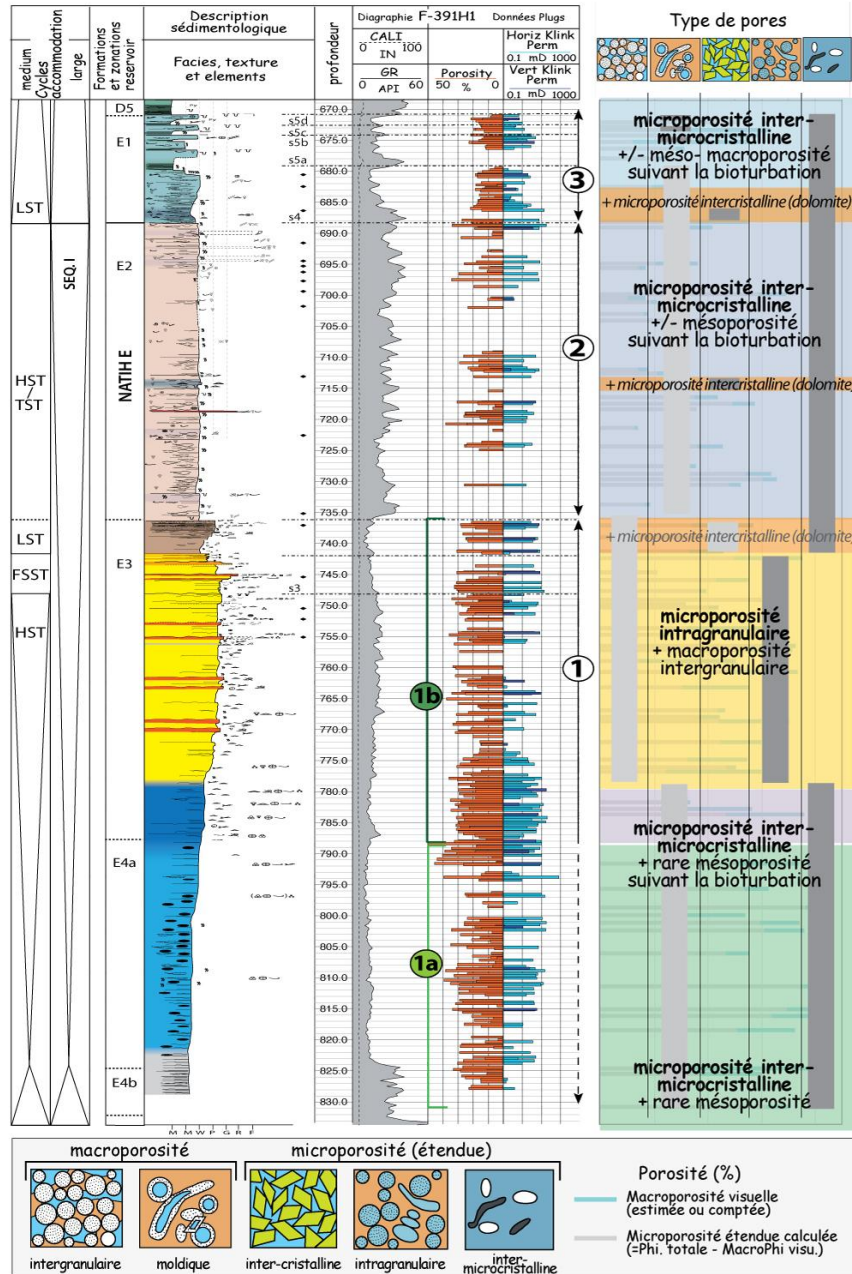
Figure 11.22: Diagramme de la perméabilité en fonction de la microporosité calculée et des unités réservoir (Kostic *et al.*, 2006).

La microporosité calculée représente la porosité totale mesurée sur les plugs moins la macroporosité estimée en lame mince par comptage de points

La répartition des différents types de pores dans les unités réservoir de la Formation Natih est schématiquement reportée dans la **figure 11.23**.

Page suivante - Figure 11.23: Evolution des types de pores en fonction des différents intervalles stratigraphiques. (page suivante)

Cette évaluation se base sur les pourcentages de la microporosité étendue et de la macroporosité, estimés sur les puits F-382H1, F-391H1, -F394H1 et F-397H2 (**Fig. 11.21-B**) et sur l'analyse pétrographique et pétrophysique des réseaux poreux des échantillons étudiés.



CHAPITRE 12- CONTROLES SEDIMENTO-DIAGENETIQUES SUR LES PROPRIETES RESERVOIR

L'analyse de la distribution des porosités - perméabilités sur quelques puits du champ de Fahud, a montré dans un premier temps des variations verticales des propriétés pétrophysiques sur l'ensemble de la Formation Natih. Ainsi (i) les qualités réservoir sont améliorées sous les surfaces scellant les unités réservoirs E1, C1, A3, (ii) d'autres unités réservoir montrent de fortes hétérogénéités de leur propriétés, (iii) la présence de niveaux argileux (Natih E1 à D2; C4 - C3) peut avoir pour rôle de stratifier les réservoirs, en créant des barrières de perméabilité horizontales. Il existe donc de fortes variabilités des valeurs de porosité - perméabilité au sein d'un même puits.

Les différents puits possèdent dans l'ensemble les mêmes gammes de porosité - perméabilité qui suivent les mêmes évolutions verticales. Dans le détail, les puits situés en crête de structure semblent avoir de meilleures propriétés réservoir dans certains intervalles (à la base de la formation par exemple).

L'analyse pétrographique détaillée (porosité, perméabilité, types de pores) de la Formation Natih en subsurface révèle l'importance de la microporosité sur l'ensemble de l'intervalle étudié. La complexité et la variabilité de l'architecture des réseaux poreux qui s'exprime entre les différents intervalles stratigraphiques, mais aussi à l'échelle de la carotte et du plug rend toutefois difficile la compréhension des caractéristiques pétrophysiques.

Dans les paragraphes suivants, les contributions des environnements sédimentaires et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques sont évaluées, afin de remonter aux processus impliqués dans la préservation, l'acquisition ou la destruction des qualités réservoir.

12.1 Contrôle des faciès et environnements de dépôt sur les propriétés réservoir

L'analyse sédimentologique a montré la répartition de 18 faciès et associations de faciès dans quatre environnements de dépôts caractéristiques d'un système de plate-forme carbonatée - bassin intrashelf et d'un système de plate-forme interne mixte argilo-carbonatée (cf. Partie I, section 4.2 les modèles de faciès). Parallèlement, le modèle stratigraphique et séquentiel (cf. Partie I, section 4.3 architecture des séquences de dépôt; **van Buchem et al., 1996, 2002; Grélaud et al., 2006; Homewood et al., 2008**) a révélé les géométries et l'extension des faciès initiaux. Ces modèles ont permis de définir des ensembles (*geobodies* et *depositional assemblages*; sensu **Homewood et al., 2008**) distinctifs réunissant des critères stratigraphiques, géométriques et de faciès. Ils sont définis par exemple dans la première séquence de dépôt du champ de Fahud par des ceintures de clinofformes (**Grélaud, 2005; Fig. 12.1**), caractérisées par leur pente, leur profil de dépôt, les bathymétries associées et leurs attributs géomorphologiques. L'étude de l'architecture de ces clinofformes et leur cartographie à l'échelle des données sismiques constitue un outil clé pour l'identification et la prédiction

des faciès potentiellement réservoir, comme cela a été par exemple montré dans l'Intérieur Oman pour le système progradant Lekhwair-Habshan-Salil d'âge crétacé inférieur (**Dujoncquoy, 2011**).

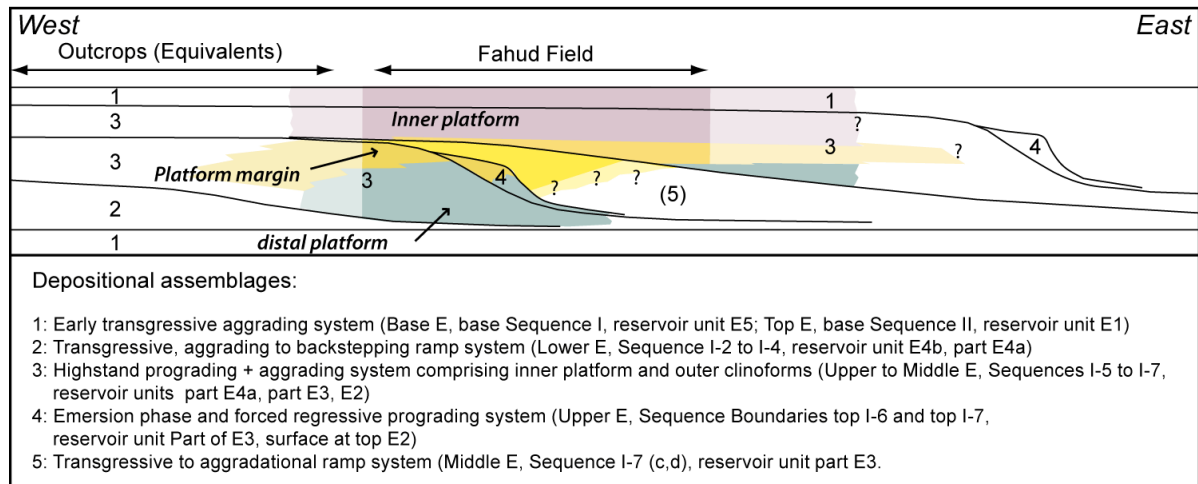


Figure 12.1: Architecture stratigraphique du Mb. Natih E (Séquence I – Base Sequence II) dans le secteur de Fahud (**Grélaud, 2005**).

Ce diagramme montre les 5 cortèges de dépôt identifiés dans le champ de Fahud (à partir des données sismiques, des données de puits et des corrélations avec les affleurements), ainsi que la répartition très schématisée des ceintures de faciès associées (packstone-grainstone sur la bordure de plate-forme, mudstone riche en matière organique à wack-packstone bioturbé bioclastique dans la partie externe des clinofformes, et mudstone à packstone bioturbé dans la plate-forme interne).

Dans la deuxième séquence de dépôt (3^{ème} ordre), l'évolution des systèmes de dépôt en relation avec les variations relatives du niveau marin met en évidence, lors des phases transgressives, des dépôts argileux extrêmement continus (corrélables sur plus de 150 km) agissant potentiellement comme des barrières de perméabilité, surmontés par des dépôts de haute énergie, potentiellement réservoirs (biostromes à rudistes, barres bioclastiques, chenaux tidaux) développés lors des maximum d'accommodation (**Razin, 2008; Grélaud et al., 2010**).

Le modèle stratigraphique proposé (**van Buchem et al., 1996, 2002; Grélaud et al., 2006; Homewood et al., 2008; Razin, 2008**) permet de prédire la logique de distribution, la géométrie et le degré de variabilité et d'hétérogénéité des réservoirs sur les clinofformes de progradation comme dans les systèmes à rudistes et les complexes de barres et chenaux bioclastiques en domaine de plate-forme interne. Afin d'affiner ce cadre géométrique, il convient d'évaluer si la distribution et la nature des lithofaciès a également une incidence sur l'hétérogénéité réservoir.

12.1.1 Relations texture / porosité-perméabilité

Dans un premier temps, les données de porosité – perméabilité sont confrontées aux informations texturales de manière à évaluer le rôle des textures de dépôt dans la distribution des propriétés réservoir.

La **figure 12.2** montre que les intervalles de porosité des différentes textures (**Dunham, 1962; Embry & Klován, 1971**) se chevauchent. Cependant, il apparaît que les valeurs médianes des

textures boueuses (mudstone, wackestone, packstone) sont les plus fortes (>20%) et que les plus grandes dispersions des valeurs sont observées pour les wackestone et les packstone.

Les perméabilités montrent également un certain recouvrement pour les différentes textures, bien que les textures packstone – grainstone et mudstone apparaissent relativement moins perméables que les textures de type wackestone, packstone ou floatstone.

Eléments d'interprétation: Contrairement à ce qui pourrait être attendu, les textures granulaires ne constituent pas toujours les faciès les plus perméables, ce qui montrerait une forte empreinte diagénétique. Celle-ci peut par exemple s'exprimer par une cimentation intergranulaire dans les faciès de grainstone, ayant pour conséquence une faible connexion des micropores intraparticulaires. En revanche, une nette amélioration des perméabilités est observée pour les textures floatstone, riches en rudistes. Ces dernières correspondent à des intervalles à forte macroporosité (unités C1 et A3, **Fig. 11.23**), qui préserveraient une bonne connectivité entre les pores.

Les variations de la porosité et de la perméabilité ne sont pas significatives au sein des textures boueuses, et ne seraient donc pas directement liées à la teneur en boue. Les textures boueuses sont réparties sur l'ensemble des intervalles carottés. Il a été montré qu'une majeure partie des porosités observées à Fahud est liée à des textures microporeuses (**Fig. 11.12**) et que celles-ci ne sont pas homogènes à l'échelle des différents intervalles stratigraphiques, ou même des plugs. Des variations de l'abondance de la microporosité (**Fig. 11.12**) ou des cimentations pourraient peut-être expliquer en partie la très grande variabilité (> 20%) des mesures de porosités pour les textures wackestone et packstone.

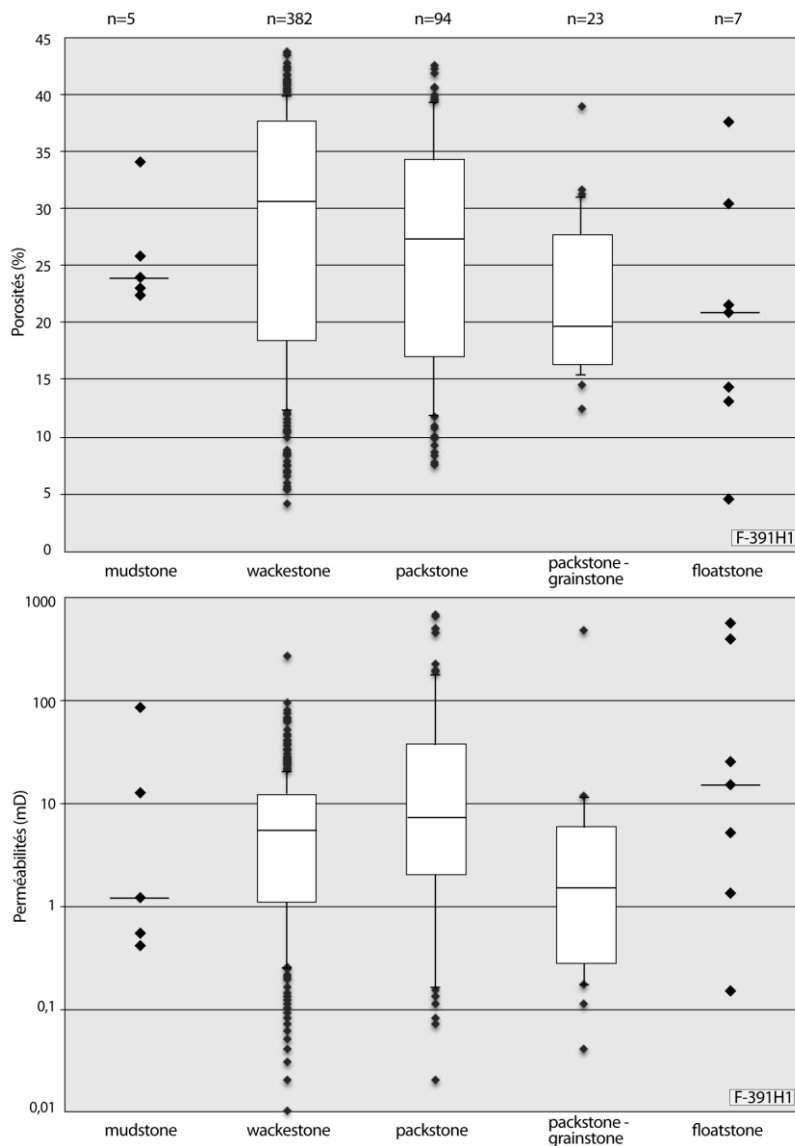


Figure 12.2: Porosités et perméabilités réparties dans un *box diagram* et triées par texture pour le puits F-391H1- Le trait dans chaque boîte représente la valeur médiane du jeu de données pour une texture donnée, la valeur inférieure correspond au 1^{er} quartile, la limite supérieure au 2^{ème} quartile. Les bornes inférieures et supérieures délimitent l'intervalle des valeurs adjacentes entre 10 et 90 %. Les points illustrent les valeurs qui sortent de cet intervalle. Les boîtes des familles contenant moins de 10 échantillons n'ont pas été dessinées.

Remarque: La dispersion des valeurs est plus forte pour les wackestone et les packstone qui concernent les échantillons les plus nombreux. Le fait que les autres familles texturales paraissent plus resserrées pourrait provenir de leur faible représentation au sein de la population analysée.

L'hétérogénéité des valeurs de porosité et de perméabilité au sein d'une même famille texturale se manifeste clairement sur le diagramme de la **figure 12.3-A**, où pour les wackestone bioturbés du puits F-391H1, toutes les gammes de valeurs sont observées pour les couples de porosité - perméabilité. Ainsi, pour un même intervalle stratigraphique, ces wackestone peuvent présenter des perméabilités fluctuant entre 0,02 mD et 93,5 mD (exemple de la séquence I), et des porosités entre 5,5 % et plus de 40 %. Cette variabilité est observée avec plus ou moins d'amplitude pour chaque séquence de dépôt. A noter toutefois, les échantillons de la séquence IV apparaissent plus resserrés dans un domaine de fortes porosités (> 30 %) et relativement bonnes perméabilités (autour de 10 mD).

D'une manière générale, ces observations marquent la difficulté à relier textures et propriétés pétrophysiques (porosité ou perméabilité). En effet, la comparaison de deux échantillons parmi les wackestone bioturbés du puits F-391H1 (**Fig. 12.3-B et C**) illustre clairement ces hétérogénéités à texture équivalente. Dans ce cas, il apparaît clairement qu'un effet diagénétique (dissolution vs cimentation vs compaction) se surimpose à la donnée texturale et détermine l'évolution du réseau poreux de ces deux échantillons.

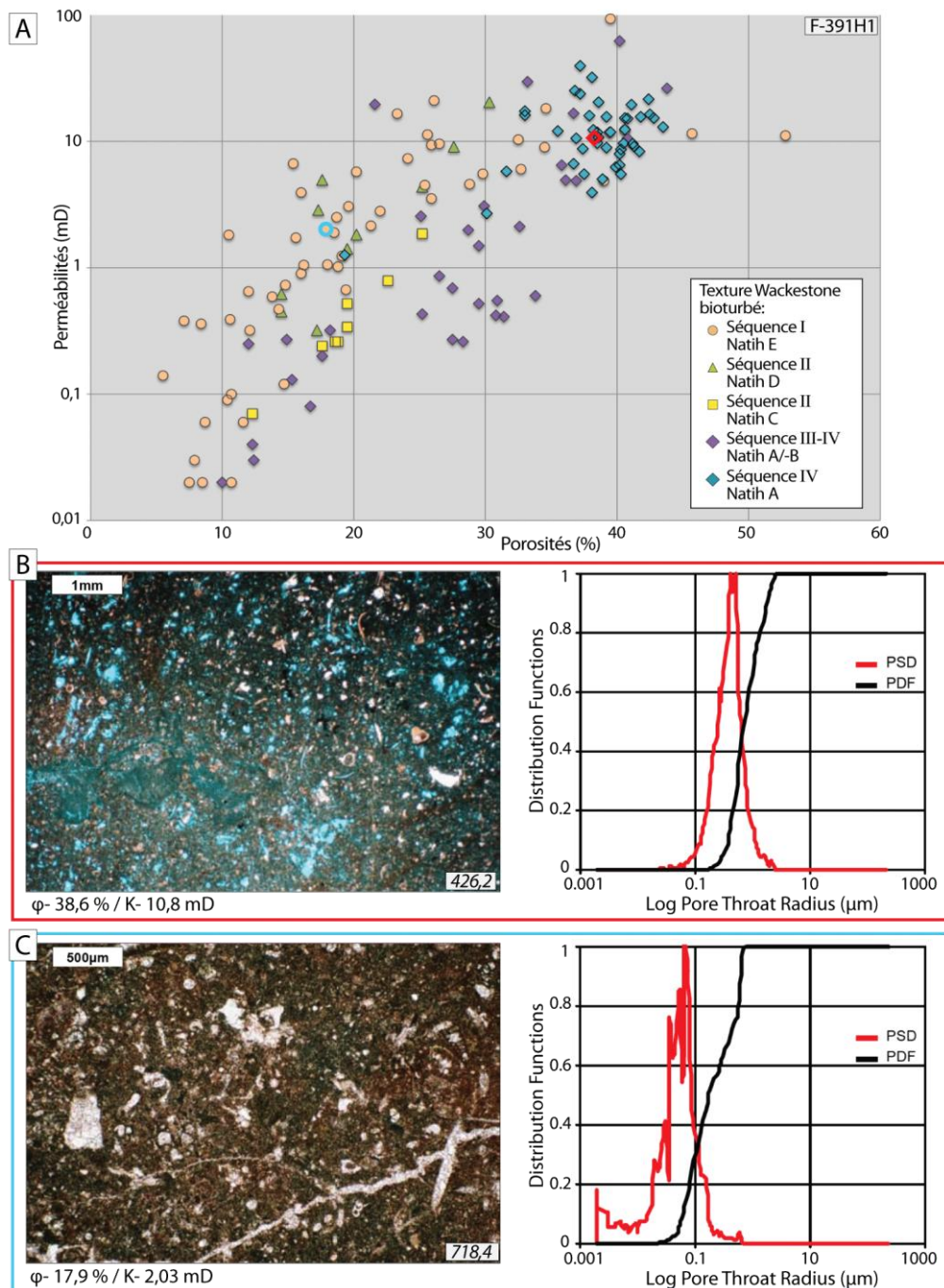


Figure 12.3: Illustration de l'hétérogénéité des propriétés pétrophysiques au sein des faciès wackestone bioturbés du puits F-391H1-

A) Relation porosités - perméabilités des faciès wackestone bioturbés du puits F-391H1 en fonction de leur position stratigraphique. Il est intéressant de noter que les valeurs des différentes séquences se confondent, mis à part ceux de la séquence III qui ont les meilleures valeurs de porosités et perméabilités.

B) Photo en lame mince et distribution des rayons de seuils de pores pour l'échantillon B426,2 (Puits F-391H1, Natih A1), souligné en rouge dans le diagramme en A). La matrice apparaît microporeuse et une macroporosité moldique et *vuggy* contribue également aux bonnes valeurs de porosité et perméabilité mesurées.

C) Photo en lame mince et distribution des rayons de seuils de pores pour l'échantillon B718,4 (Puits F-391H1, Natih E2), souligné en bleu dans le diagramme en A). Les bioclastes sont remplacés par une calcite de blocage et la matrice est partiellement microporeuse (rayon de pores les plus représentés entre 0,02 et 0,1 μ m).

12.1.2 Relations environnement de dépôt / porosité-perméabilité

La comparaison des données pétrophysiques (porosité - perméabilité) avec les environnements de dépôts (**Fig. 12.4**) montre une grande variabilité au sein de chaque groupe (jusqu'à > 40 % pour la porosité et > 100 mD pour les perméabilités) et de forts recouvrements entre les différents milieux de dépôt. Malgré ce recouvrement, de nettes tendances sont relevées:

- Les associations de faciès les plus externes de bassin intrashelf (IV-c) sont les moins perméables. En effet pour ce groupe, 75 % des échantillons mesurés ne dépassent pas 1 mD. Leur porosités en revanche apparaissent plus variables et sont comprises entre 10 et 40 %.
- Les faciès de rampe médiane et externe (associations de faciès III-f et IV-b) font également partie des groupes d'échantillons ayant les plus fortes valeurs de porosité. En revanche, leurs valeurs de perméabilité restent en grande partie moyennes (entre 1 et 10 mD).
- Les faciès granulaires d'avant-barrière et de barrière (associations de faciès III-e et III-c) ne forment pas les meilleurs réservoirs. En effet, si ils possèdent de bonnes porosités moyennes (entre 10 et 30 %), leurs valeurs de perméabilité ne dépassent le seuil de 10 mD que pour une faible proportion de leurs échantillons.
- En revanche les faciès d'arrière-barrière / lagon ouvert (associations de faciès II-b / I-d2) riches en débris de rudistes et bivalves, ainsi que les faciès bioclastiques de barrière marginale (association de faciès III-b) ont des valeurs médianes de porosité supérieures à 30 % et de perméabilité supérieures à 10 mD. Pour la perméabilité, ces trois associations de faciès se détachent sensiblement des autres environnements de dépôts qui ne dépassent ce seuil que pour une faible proportion de leurs échantillons.
- Enfin, les associations de faciès de plate-forme interne (I-d1 et I'-b) sont caractérisées par des valeurs médianes de porosité (< 20 %) et de perméabilité (< 5 mD) inférieures à celles des autres groupes.

Les faciès les plus perméables du Natih sont donc observés au sein des environnements de barrière / arrière barrière / lagon ouvert.

En dépit des variabilités importantes des valeurs de porosité – perméabilité observées au sein des différentes associations de faciès, le contrôle des perméabilités par les environnements de dépôt semble significatif. Il serait nécessaire toutefois de confronter plus de données, comme par exemple l'argilosité des faciès, la morphométrie et la cristallométrie des micrites, ou encore la nature des allochèmes par des tests statistiques afin d'établir avec plus de précision les relations éventuelles entre le milieu de dépôt initial et les variations de perméabilité.

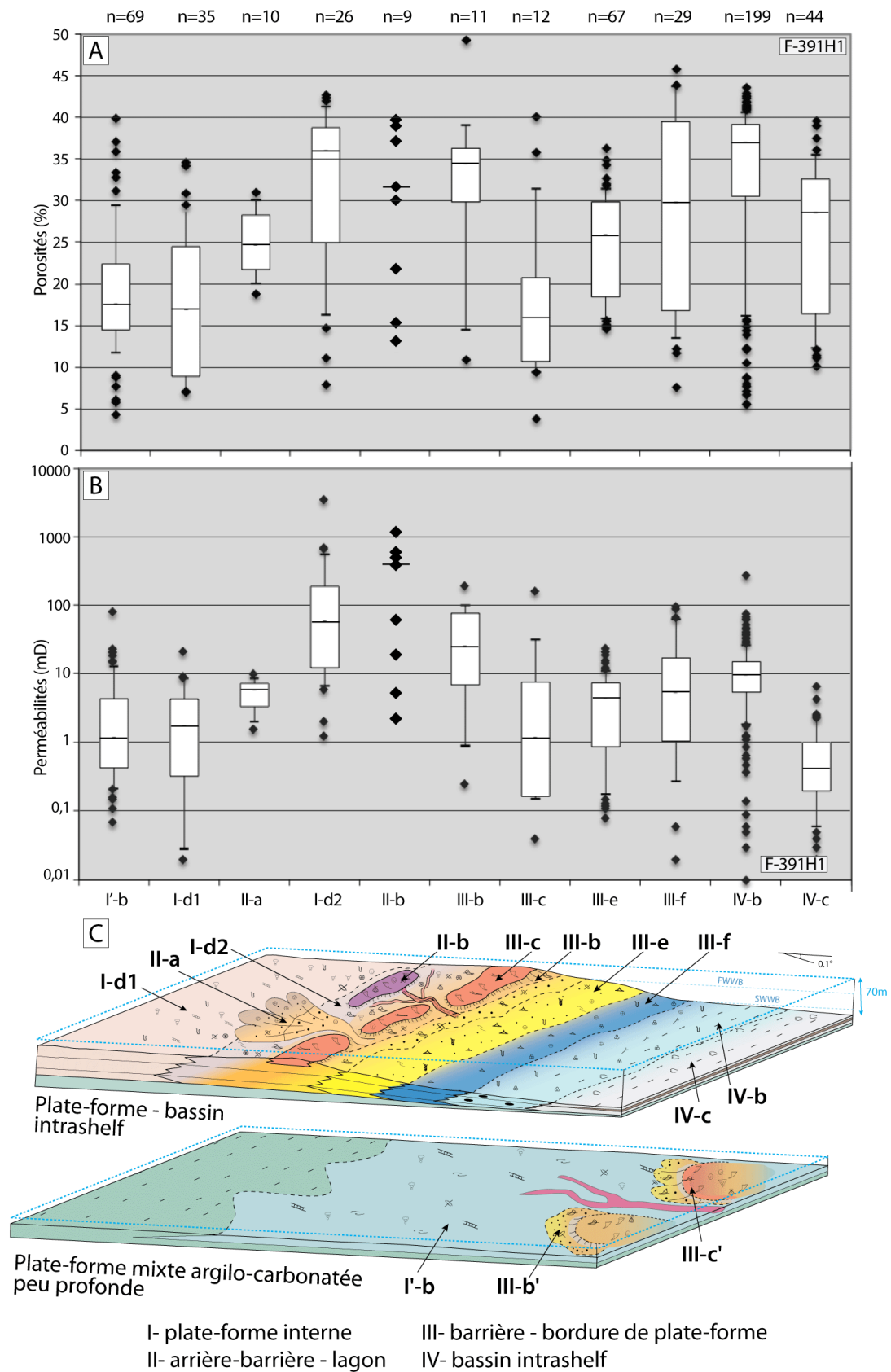


Figure 12.4: Distribution de la porosité et de la perméabilité selon les environnements de dépôts. (cf. chapitre 4, section 4.2 Les modèles de faciès pour la description des associations de faciès et la légende des profils).

12.2 Contrôle de la diagenèse sur les propriétés réservoir

Les parties précédentes ont montré qu'il existe au sein de la Formation Natih une répartition complexe et hétérogène des qualités réservoir, qui n'est pas uniquement gouvernée par les faciès initiaux. La diagenèse joue effectivement un rôle important dans l'évolution des porosités et perméabilités. Depuis la diagenèse très précoce en milieu marin jusqu'à l'état actuel, enfouis ou ayant été enfouis, les réservoirs (où leurs analogues de terrain) ont enregistré des chaînes complexes de compaction, cimentation, dissolution, néogenèse et fracturation qui ont affecté tous les pores de la roche. Ces transformations diagénétiques successives ont déjà été décrites et partiellement interprétées pour les affleurements (cf chapitre 7) et pour les champs de Fahud et Yibal (cf chapitre 9). Elles peuvent donc être confrontées aux données pétrophysiques (porosité, perméabilité, PC...) afin de caractériser leur impact sur les propriétés réservoir.

12.2.1 Rôle des émerSIONS intraformationnelles sur la distribution des propriétés réservoir

EmerSION au sommet de la Formation Natih

La surface qui scelle les dépôts de la Formation Natih est une surface d'émerSION et d'érosion majeure qui s'exprime à l'échelle de la plaque arabe par un changement profond des systèmes sédimentaires (cf. Partie I, section 3.2 Discontinuité sommitale du Groupe Wasia). Cette discontinuité est liée à une réorganisation tectonique régionale (**Patton & O'Connor, 1988; Burchette, 1993**), probablement combinée à une chute eustatique importante (**Haq *et al.*, 1988**). Elle s'exprime par un hiatus sédimentaire de plusieurs millions d'années (entre 2 et 5 Ma sur la partie nord et nord-ouest de la plaque arabe et de plus de 15 Ma dans les régions proches du craton arabe). Un climat tropical relativement humide est suggéré dans plusieurs régions de la plaque arabe par les dissolutions karstiques, les traces de pédogenèse, la présence de bauxite et de charbons, etc. associés à la discontinuité (cf. Partie I, section 3.2 Discontinuité sommitale du Groupe Wasia). En Oman, cette surface tronque une partie des dépôts de la Formation Natih et est associée à la formation d'incisions de plus de 150 m de profondeur sur la plate-forme émergée (**Droste & van Stennvinkel, 2004; Grélaud *et al.*, 2010**).

- Dans les faciès boueux de la séquence IV, les très bonnes porosités (37 % en moyenne – unités A1 et A2, puits F-391H1) sont essentiellement contenues dans les réseaux micro (méso-) poreux et dans une moindre mesure dans les macroporosités moldiques de fins bioclastes.
- Dans les faciès granulaires riches en rudistes, de très bonnes porosités sont également préservées (34 % en moyenne – unité A3, puits F-391H1) principalement sous la forme d'une macroporosité moldique.

La préservation des macropores dans ces faciès tient en partie du fait que les ciments météoriques précipités en fines franges scalénoédrales (TN.C1) dans les molds n'induisent qu'une cimentation partielle de la porosité secondaire. D'après le modèle diagénétique établi sous cette surface, le lessivage des terrains carbonatés par les eaux météoriques a pu être suffisamment pérenne et intense pour permettre la dissolution des minéralogies instables et l'export d'une partie des ions carbonates hors des sites de dissolution. Dans les faciès boueux, l'étape de dissolution tardive a aussi pu contribuer à l'amélioration de la microporosité. Leurs perméabilités restent toutefois moins bonnes que celles de l'intervalle granulaire (10,4 mD en moyenne – unités A1 et A2 ; 142 mD en moyenne – unité A3, puits F-391H1), en raison des réseaux de pores fin et tortueux offerts par la microporosité.

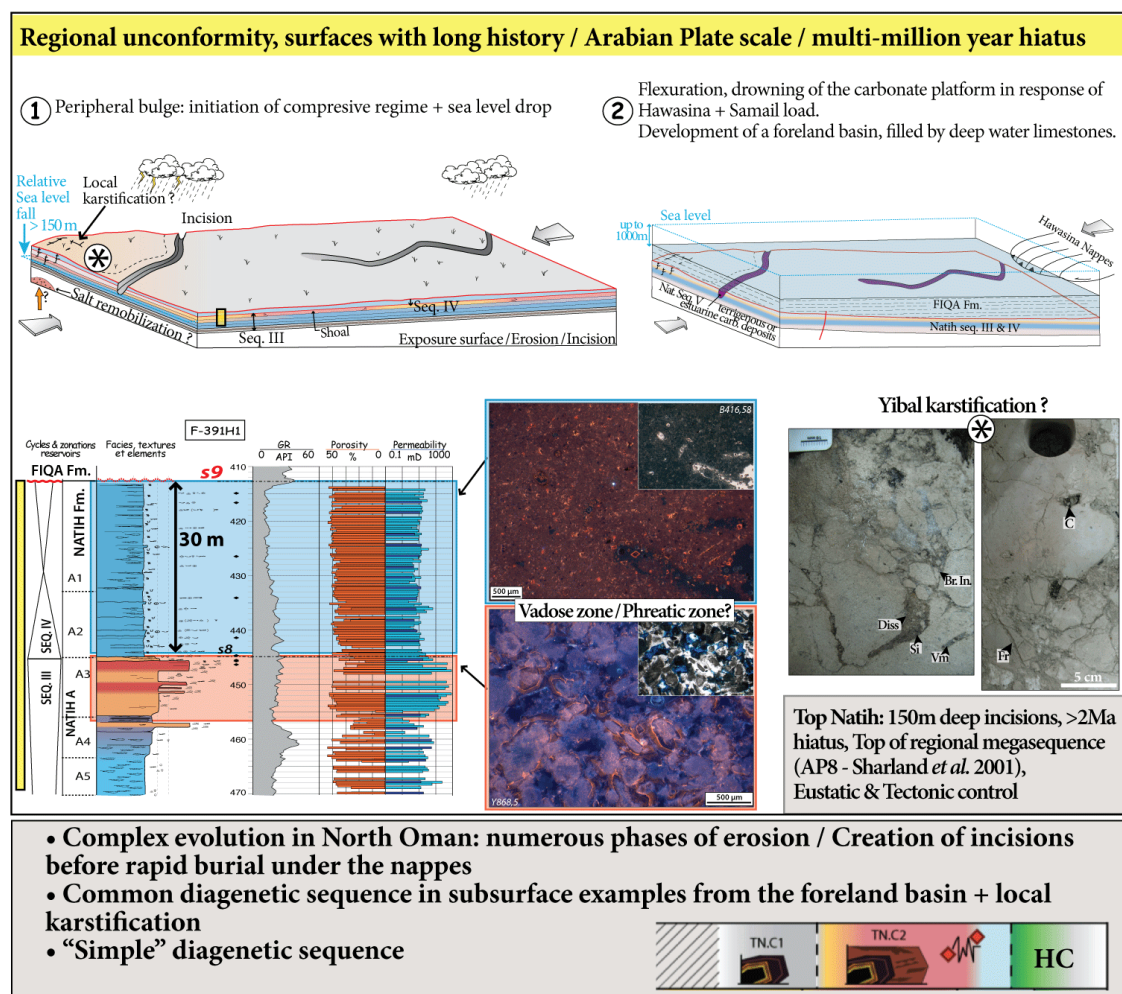


Figure 12.5 : Emersion au sommet de la Formation Natih et phénomènes associés observés dans les puits F-391H1 et Y-448H1.

Des sparites limpides scalénoédrales se développent sur plus de 40 mètres sous la surface, dans ce qui devait être une épaisse nappe météorique (vadose ? phréatique ?). Une karstification locale dans la zone de Yibal pourrait se développer et engendrer la formation d'intervalles bréchifiés et chaotiques, peut-être dans une zone de battement de nappe météorique.

Emersions au sommet des séquences de 3ème ordre (Séquence I et II)

Il a été montré que les séquences I et II sont coiffées par des surfaces d'emersion (respectivement IS2 ou S4 et S7).

- Dans le champ de Fahud, à l'aplomb de faciès boueux de plate-forme interne, la surface d'émergence S4 (IS2) est caractérisée par des sparites scalénoédrales et des ciments équigranulaires, limpides et non luminescents, soulignant l'emplacement d'une ancienne zone vadose et d'une nappe phréatique sous-jacente (**Fig. 12.6**). Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ sur ces ciments précoces sont compatibles avec la présence de fluides météoriques. Aucune dissolution épikarstique ou trace de pédogénèse n'a été reconnue sur la plate-forme émergée. En revanche, le développement d'incisions sur la plate-forme et la sédimentation d'un prisme de régression forcée dans le bassin résiduel (**Grélaud, 2005**) atteste d'une chute du niveau marin relatif.

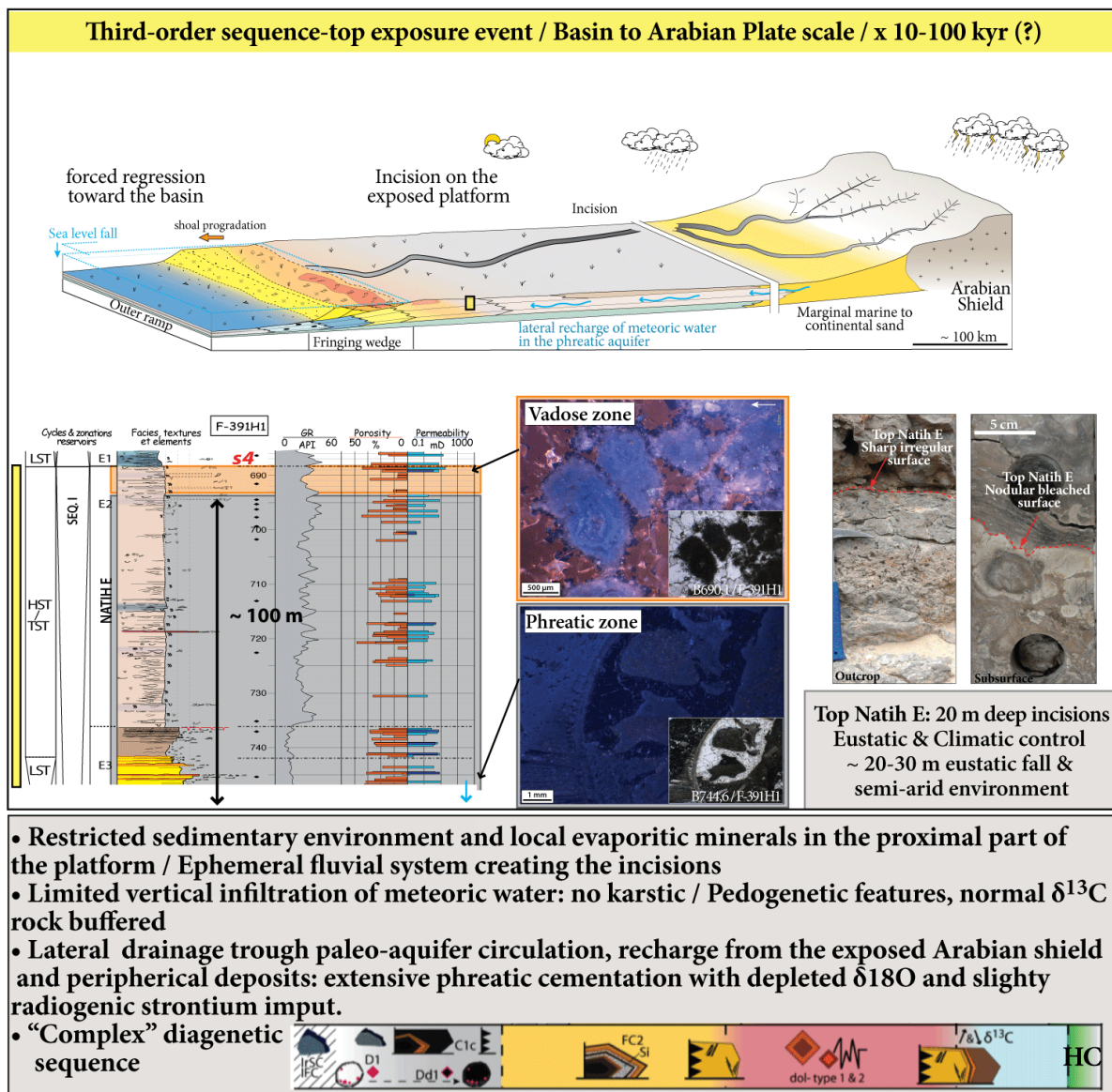


Figure 12.6 : Emergence au sommet de la séquence I (Natih E) et phénomènes associés observés dans les puits F-391H1 et F-382H1.

La surface S4 correspond en carotte à une surface irrégulière et noduleuse assez discrète. Les sparites limpides et non luminescents de la sous-zone C1c forment l'essentiel des ciments observés sur une épaisseur de plus de 100 mètres. Dans les derniers mètres sous la surface, ces ciments deviennent plus rares et passent à de fines franges scalénoédrales faiblement luminescentes.

- La surface S7 (au sommet de la séquence II), se développe à l'aplomb de faciès de biostromes à rudistes. Une cimentation précoce assez similaire à celle observée sous S4 (IS2) se développe sur plus de 30 mètres d'épaisseur. Sous la surface S7 en revanche, une forte dissolution et perturbation du sommet des floatstone à rudistes souligneraient toutefois une altération paléokarstique modérée qui n'a pas été observée sous S4 (IS2). Les caractéristiques de cette surface sur les plates-formes orientale (Foothills d'Adam) et septentrionale (Jebel Akhdar) n'ont pas été clairement contraintes car elles n'ont pas fait l'objet d'analyses détaillées.

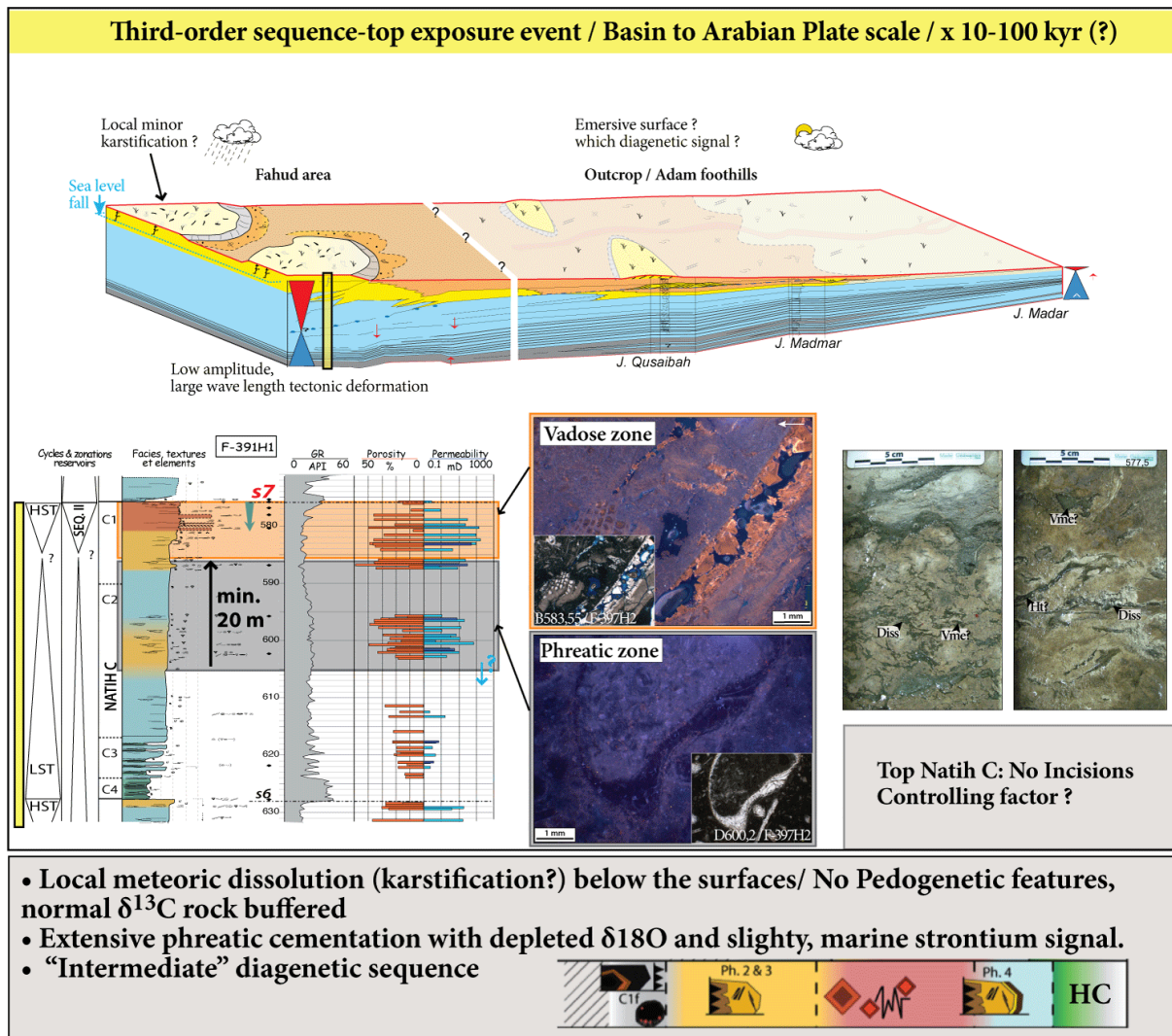


Figure 12.7 : Emersion au sommet de la séquence II (Natih C) et phénomènes associés observés dans les puits F-391H1 et F-397H2.

La surface S7 correspond en carotte à une surface irrégulière et bioturbée, sous laquelle se développent des dissolutions des tests aragonitiques et des matrices micritiques. Ces vides sont remplis sur quelques mètres d'épaisseur par les argiles du cycle suivant. Sur une dizaine de mètres d'épaisseur, des ciments scalénoédraux se développent, probablement à l'emplacement d'une paléo-zone vadose. Plus bas, sur au moins 20 mètres d'épaisseur, des ciments limpides non luminescents, granulaires ou de blocage, colmatent l'essentiel des macropores dans ce qui devait être la zone phréatique. (Transect sur le bloc diagramme d'après Grélaud, 2005; Homewwod *et al.*, 2008)

Le modèle diagénétique associé à ces surfaces établit (i) des infiltrations verticales d'eaux météoriques limitées dans les paléo-zones vadoses, induisant une cimentation peu

développée et (ii) un système de drainage latéral, via des circulations aquifères à l'origine d'une cimentation précoce conséquente dans les paléo-zones phréatiques.

Ainsi, dans les paléo-zones phréatiques développées sous ces deux surfaces, les sparites non luminescentes C1 colmatent la majeure partie des porosités primaires et des pores secondaires créés par dissolution sélective de l'aragonite. Dans ces paléo-zones phréatiques météoriques, les porosités mesurées (21, 5 et 25 % en moyenne dans les unités réservoirs E2-E3 et C2 respectivement) sont essentiellement contenues sous forme de microporosité.

L'analyse sédimento-diagénétique des sédiments situés dans la paléo-zone vadose montre à l'inverse une cimentation et une stabilisation des matrices plus limitées, qui préservent donc une partie des porosités primaires et secondaires. Ainsi, au sommet de la séquence II, les faciès granulaires situés sous la surface semblent bénéficier des phénomènes de dissolution en domaine météorique et d'une cimentation météorique plus partielle, épargnant une large partie de la macroporosité moldique et *vuggy*. En revanche, les faciès boueux situés sous la surface du sommet de la séquence I ne développent ni ne préservent de macroporosité significative. Il apparaît dans ces faciès que la transformation majeure du réseau poreux intervienne à l'échelle des particules de micrites et de la microporosité créée au cours de la stabilisation des boues carbonatées, avec un fort contrôle de la fabrique sédimentaire bioturbée.

Il est intéressant de comparer les valeurs de porosité - perméabilité des faciès les plus granulaires de la Formation Natih, situés dans trois niveaux stratigraphiques différents (Séquence I, II et III), qui ont des positions différentes par rapport aux surfaces d'émersion (**Fig. 12.8**). En effet les faciès granulaires dans la séquence I (Natih E) sont tous situés dans la paléo-zone phréatique de la surface d'émersion IS2 (S4) et ces échantillons, majoritairement cimentés par les calcites de blocage météoriques, sont essentiellement microporeux. En revanche, les échantillons des séquences II et III (Natih C et A) ne sont pas complètement cimentés par les sparites météoriques et ils préservent une part beaucoup plus importante de la porosité secondaire créée au cours des circulations d'eaux météoriques. En effet dans la séquence II, ces faciès granulaires se situent dans les dix derniers mètres sous la surface, c'est à dire probablement dans la paléo-zone vadose. Dans la séquence III, les faciès granulaires sont situés à une plus grande distance de la surface d'émersion (> 30 mètres). Dans ces deux intervalles, la dynamique hydrologique au moment des émergences permettait probablement la remobilisation des carbonates dissouts et aurait ainsi empêché des cimentations météoritiques importantes.

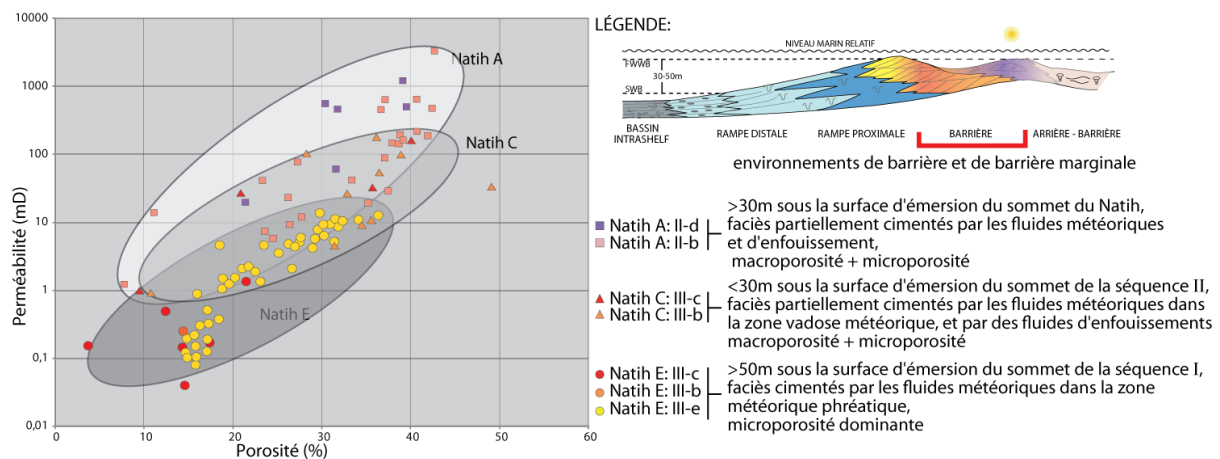


Figure 12.8: Comparaison des valeurs de porosité - perméabilité pour des faciès granulaires similaires selon leur position sous les surfaces d'émergence du sommet des séquences I et II et du sommet de la Formation Natih pour le puits F-391H1 (Fahud).

Il apparaît que pour des faciès à peu près équivalents, la distance sous les surfaces d'émergence et la position des échantillons dans les paléo-zones, vadoses ou phréatiques, déterminent le degré de macrociments météoriques formés sous les surfaces d'émergence. Cette phase de cimentation semble, au moins en partie, avoir un impact sur les qualités réservoir.

Dans les faciès boueux, l'origine des particules micritiques peut être biogène (fragmentation des bioclastes en aragonite, en calcite magnésienne - HMC ou faiblement magnésienne - LMC) et/ou résulter d'une précipitation physico-chimique de rhomboèdres en HMC ou LMC dans un contexte de mer calcitique (Volery *et al.*, 2009).

Sous l'effet de circulations d'eau météoriques, les minéralogies instables (aragonite et HMC) sont dissoutes et il est envisagé que ce phénomène bien connu pour les allochèmes de plus grandes tailles agissent également sur les particules fines de micrites qui forment les boues carbonatées. Les micro-particules instables dissoutes nourrissent alors les particules stables (LMC), il en résulte une augmentation de leur taille et le lessivage des particules fines (Volery *et al.*, 2009, Fig. 12.9). D'un point de vue pétrophysique, les rayons de seuils de pores deviennent plus larges et les perméabilités plus élevées (Deville-de-Perrière, 2011). Il semble aussi qu'une stabilisation précoce des minéralogies à l'échelle des matrices boueuses micritiques contribue à lithifier précocement le sédiment tout en améliorant et préservant la microporosité inter-microcristalline.

Sous les surfaces d'émergence des séquences I et II, plusieurs observations corroborent l'hypothèse d'une stabilisation minéralogique précoce des micrites au cours de la diagenèse météorique. (i) Sous les surfaces, les bioclastes aragonitiques ont été systématiquement dissouts et des ciments sparitiques en LMC se sont développés, (ii) les matrices micritiques sont nettement moins luminescentes que leurs équivalents situés au-dessus (Fig. 9.35).

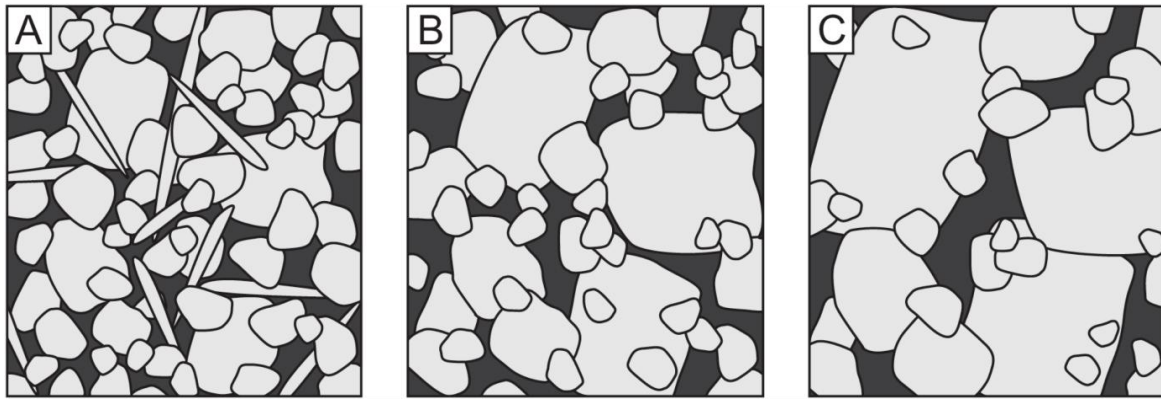


Figure 12.9: Illustration du processus de dissolution - reprécipitation dans une lentille météorique phréatique sous une surface d'émergence de durée relativement courte en contexte de mer calcitique. (Volery *et al.*, 2009).

Ce processus cimente de manière précoce les micrites et amène à la préservation partielle de la microporosité inter-microcristalline et à la résistance aux phénomènes de compaction. A) boue originelle composée de cristaux de calcite faiblement magnésienne -LMC- (rhomboédres) et d'aiguilles d'aragonite dérivées de la désintégration des organismes. B) Stade intermédiaire: l'aragonite et les plus petites particules de LMC sont dissoutes à la faveur de surcroissances sur les cristaux plus stables (et plus larges) de LMC. C) Stade final du processus de dissolution - reprécipitation: Les cristaux de LMC sont sub-rhombiques et la plupart des petits cristaux de calcite ont disparu. La microporosité de la boue est modifiée au cours de ce processus et la perméabilité augmente entre les étapes A à C suite à la remobilisation des cristaux de petites tailles.

Émersions au sommet des cycles haute-fréquence

Durant le début des périodes de transgression, des surfaces d'émergence mineures marquent le sommet des cycles haute-fréquence dans un domaine de plate-forme mixte carbonatée - sillicoclastique peu profonde, avec le développement de surfaces durcies de type *firmground* et *hardground*. A ces surfaces sont associées la création de vides moldiques et probablement de cavités de dissolution centimétriques remplies par les argiles du cycle suivant, ainsi qu'une cimentation météorique très peu développée. Cette diagenèse affecte le sédiment sous la surface sur une épaisseur de quelques dizaines de centimètres à moins de deux mètres. La signature diagénétique différente de ces émergences, par rapport à celles décrites précédemment pourrait en partie être attribuée à la durée et à l'extension de ces émergences, et/ou à la moindre intensité des précipitations météoriques. L'alternance de cycles carbonatés et argileux a également pour effet de compartimenter le réservoir dans ces niveaux et peut-être aussi de limiter le développement d'aquifères météoriques connectés.

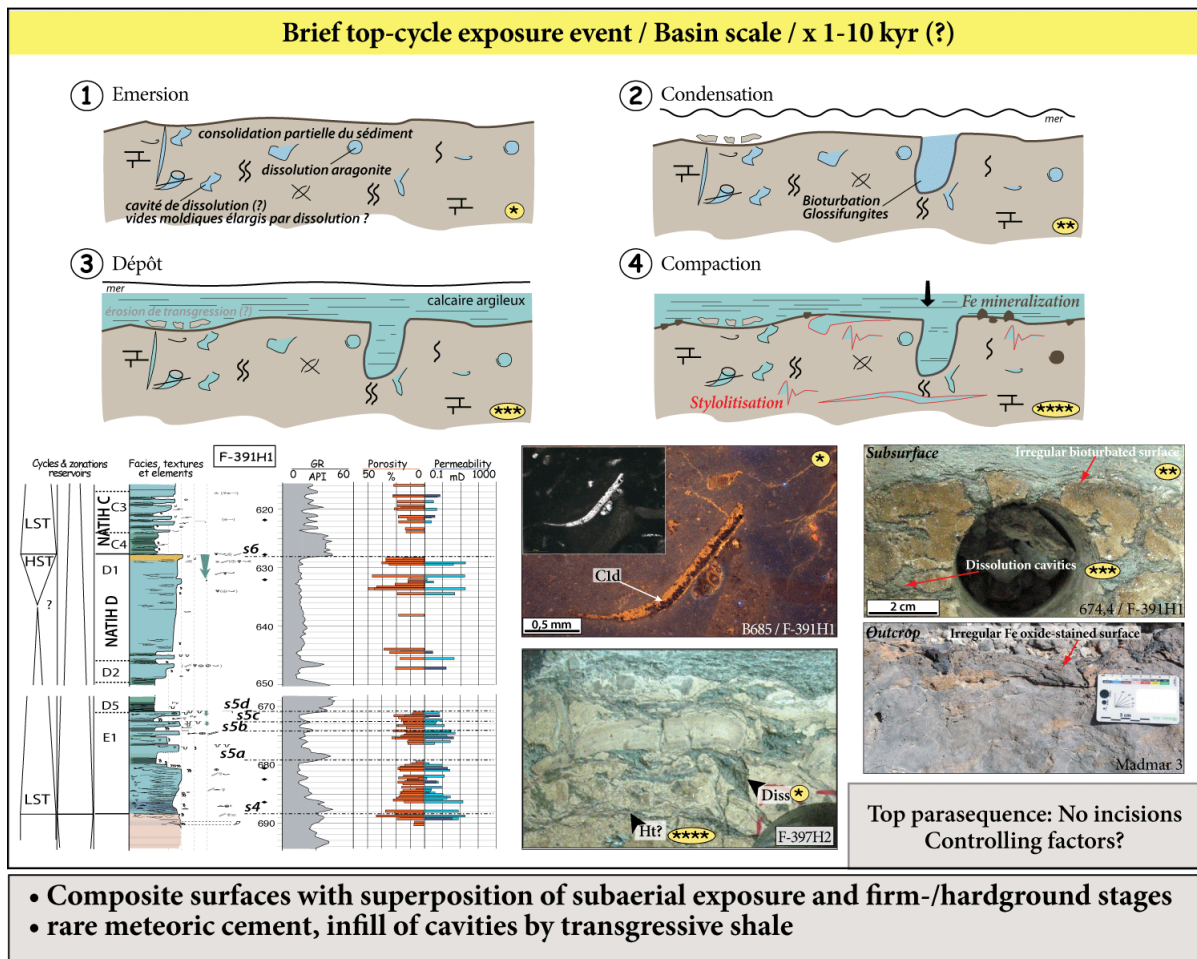


Figure 12.10 : Emersion au sommet des cycles haute-fréquence de la séquence II (Natih D et C) et phénomènes associés, observés dans les puits F-391H1 et F-397H2.

Les émerisions intraformationnelles n'expliquent pourtant pas à elles seules toutes les propriétés réservoir observées. L'examen de la diagenèse post-dépositionnelle, développée lors de l'enfouissement et jusqu'à la mise en charge des unités réservoir montre que le rôle des phénomènes mésogénétiques est important dans la préservation, l'amélioration et/ou la destruction des qualités réservoir.

12.2.2 Influence de la diagenèse d'enfouissement sur l'évolution des propriétés réservoir

Cimentations

Deux familles principales de ciments mésogénétiques ont été distinguées : (i) une famille de ciments précipitant au cours de l'enfouissement à partir d'eaux connées évoluées caractérisés par un effet de température sur le $\delta^{18}\text{O}$, et par un $\delta^{13}\text{C}$ tamponné par la roche encaissante; (ii) une famille de ciments d'enfouissement dont le signal géochimique évolue vers des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ négatives ou significativement positives et des $\delta^{18}\text{O}$ variables. Cette dernière famille de ciments mésogénétiques pourrait marquer l'influence progressive dans les eaux porales de fluides externes chargés en carbone organique (cf section 9.1.3 Diagenèse de la Formation Natih dans les puits de Fahud; partie II).

Dans la séquence I, les deux familles de ciments mésogénétiques forment une suite complexe de ciments qui colmatent de manière significative les porosités résiduelles, plusieurs générations de fractures et des fentes de tension liées ou non aux stylolites. Cette succession de phases mésogénétiques se simplifie dans les intervalles stratigraphiques supérieurs où elle se réduit, au sommet de la Formation Natih, à une seule zone sparitique. Leur moindre développement permet en conséquence une préservation plus importante des macroporosités dans les zones qui n'étaient pas complètement cimentées par les phases diagénétiques précoces.

Sous les niveaux argileux, les interactions avec les fluides expulsés par la compaction des argiles permettent le développement de ciments plus ferreux dans les vides moldiques qui n'avaient pas été jusqu'à lors cimentés par les zones précoces météoritiques.

Les sparites mésogénétiques sont également associées à une dolomitisation qui se développe à proximité des couches argileuses. Ailleurs, la dolomitisation est localisée dans les intervalles boueux et bioturbés, où elle précipite dans les espaces internodulaires. Cette phase de dolomitisation a pour effet d'accentuer la fabrique noduleuse et les hétérogénéités à l'échelle de la carotte. Précipitant en remplacement des matrices micritiques, la dolomitisation introduit, à l'échelle du réseau poreux, une modification des chemins de circulation, par exemple par une réduction de la connectivité des micropores (**Fig. 12.19**).

Dissolutions tardives

Le dernier épisode diagénétique enregistré dans les sédiments de la Formation Natih en subsurface est une phase de dissolution amenant une amélioration significative des micro-mésoporosités dans les micrites, avec des valeurs de porosité matricielle supérieures à 35 %. Dans une moindre proportion, des macropores moldiques et *vuggy* sont observés en périphérie des fronts de dissolution, à proximité des stylolites ou dans les faciès noduleux bioturbés. Cet épisode de corrosion postdate la formation des stylolites et les porosités créées ne sont pas cimentées ou remplies par des phases minérales postérieures.

L'impact de cette phase de corrosion tardive est déterminant, car elle constitue une surimpression diagénétique majeure sur la plupart des phases précoces, et contribue à augmenter nettement les porosités, notamment dans les faciès boueux, et dans une moindre mesure à améliorer les perméabilités. Une étude détaillée et systématique de la morphométrie des micrites serait toutefois nécessaire pour déterminer et quantifier l'impact de ces dissolutions tardives sur la taille des cristaux de micrite et la modification des rayons de seuils de pores, à l'échelle de la micro- (més-) porosité. Par ailleurs cette phase de dissolution a pour effet d'accentuer les hétérogénéités du réservoir (1) à l'échelle du champ car un différentiel de création de porosités tardives est observé entre les flancs et la crête de la structure (2) à l'échelle de la carotte et des plugs car les fluides agressifs circulent le long de chemins préférentiels de perméabilité qui peuvent être liés à la fabrique sédimentaire originelle (bioturbation) et/ou à la présence de stylolites.

L'hypothèse d'une migration et de la remontée de fluides agressifs le long de failles est soutenue par le fait que le maximum de dissolution tardive est localisée en crête du champ, c'est à dire à proximité de la faille qui crée la structure de Fahud (**Taberner *et al.*, 2010**). Une interaction progressive entre les fluides introduits dans la structure et l'encaissant pourrait ensuite augmenter progressivement la saturation vis à vis des carbonates et diminuer l'agressivité des fluides et des dissolutions vers les flancs de la structure (**Taberner *et al.*, 2010**).

Chargement en hydrocarbures

La mise en charge des réservoirs est également un facteur clé de la préservation des porosités et perméabilités, dans la mesure où la présence de gaz et/ou d'huile peut inhiber le développement de ciment lors de l'enfouissement et favoriser la conservation des propriétés réservoir au cours du temps (**Worden et Heasley, 2000**).

Les faciès du sommet de la Formation Natih sont ceux qui préservent la proportion la plus importante de macroporosité, notamment dans les intervalles riches en rudistes de l'unité réservoir A3. Dans cet intervalle, la paragenèse minérale est beaucoup plus simple que dans les niveaux stratigraphiques sous-jacents (cf. plus haut). Elle est en effet composée d'une phase de dissolution précoce et de cimentation partielle en domaine météorique, superposée par une seule zone sparitique mésogénétique et par une phase de dolomitisation modérément développée.

Par la suite, l'absence de cimentations mésogénétiques plus développées peut s'expliquer par le chargement rapide en huile ayant pour effet de stopper/freiner la diagenèse minérale. Des études de géochimie organique ont permis la modélisation des phénomènes de maturation des hydrocarbures et des chemins de migration possibles, et ont proposé une mise en charge partielle du champ de Fahud dès la fin du Crétacé (**Terken, 1999**).

L'hypothèse d'une mise en charge rapide de ces unités serait également compatible avec le fait que les niveaux stratigraphiques sous-jacents ont subi une diagenèse minérale plus longue et multiphasée avant d'être à leur tour mis en charge par les hydrocarbures. C'est d'ailleurs dans les niveaux stratigraphiques inférieurs ou situés plutôt en flanc des structures que sont enregistrées plusieurs familles de ciments d'enfouissement dont certaines portent des signaux géochimiques complexes reliés aux processus de maturation et de migration de la matière organique.

12.3 Synthèse: bilan des contrôles sédimento-diagénétiques sur l'évolution des propriétés réservoir

L'analyse des facteurs de contrôle sur les porosités et perméabilités montre que l'acquisition, la préservation, l'amélioration et/ou la destruction des propriétés réservoir au cours du temps semblent régies par de multiples paramètres dont les plus importants sont :

- (i) le type des faciès et l'architecture stratigraphique sous les surfaces de discontinuité,
- (ii) la nature et la dynamique de l'évènement émerusif,
- (iii) la combinaison des diagenèses plus tardives.

Ces trois paramètres ne sont pour autant pas indépendants et agissent les uns sur les autres.

Les environnements de dépôt initiaux semblent d'une part influencer, au moins en partie, l'évolution des perméabilités. D'autre part, les fabriques sédimentaires associées aux différents environnements de dépôt peuvent accentuer l'impact des phénomènes diagénétiques précoces ou tardifs. Par exemple, la nature et l'abondance des allochèmes aragonitiques sont liées au volume de (macro)pores potentiellement créés par des circulations d'eaux douces, ou encore les hétérogénéités du sédiment sculptées par les bioturbations semblent guider et concentrer les phénomènes diagénétiques plus tardifs de compaction, dolomitisation ou dissolution.

Les évènements émerusifs et les transformations macroscopiques ou microscopiques des faciès qu'ils affectent dépendent de nombreux facteurs comme par exemple la nature et la dynamique des aquifères météoriques, le climat, la durée des émerusions, la réactivité de la roche. La combinaison de ces différents agents avec les types de faciès et leur position sous les surfaces détermine ensuite l'expression de la diagenèse précoce en contexte émerusif, et son impact pétrophysique sur les dépôts.

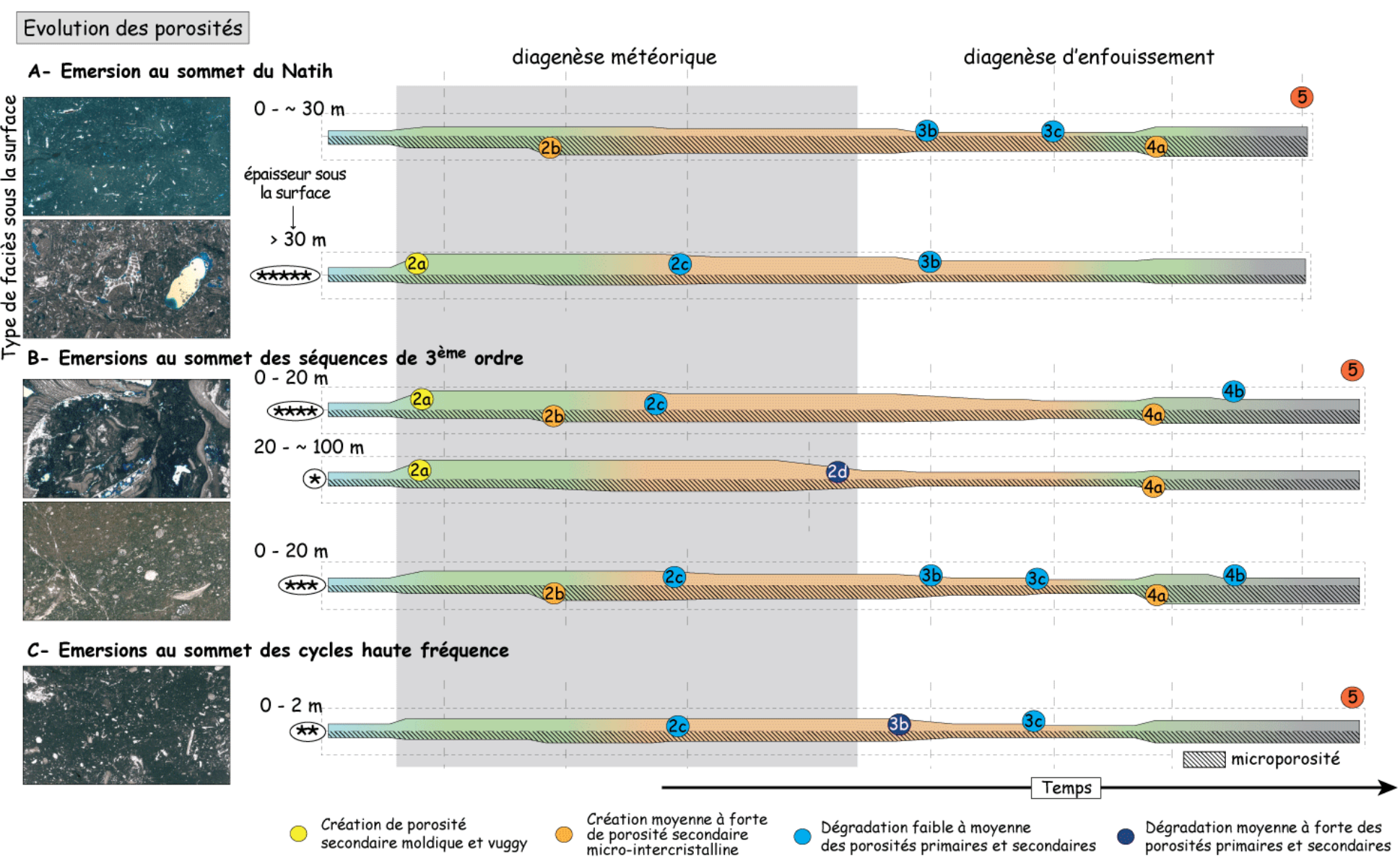
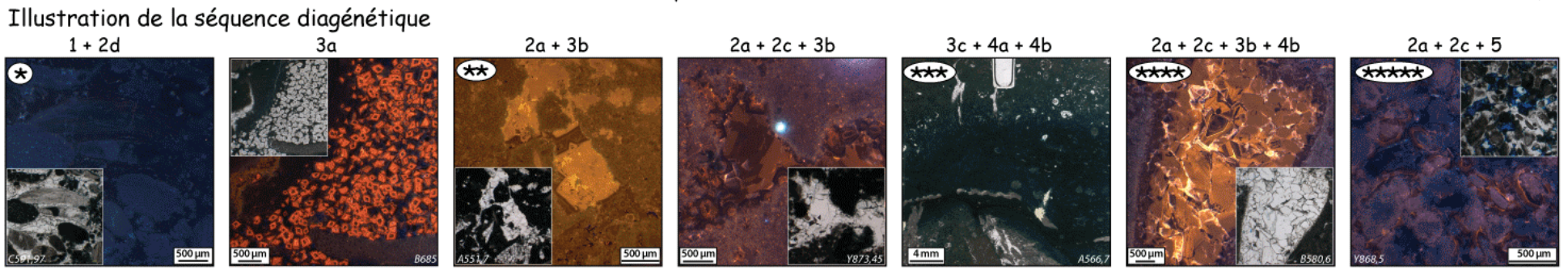
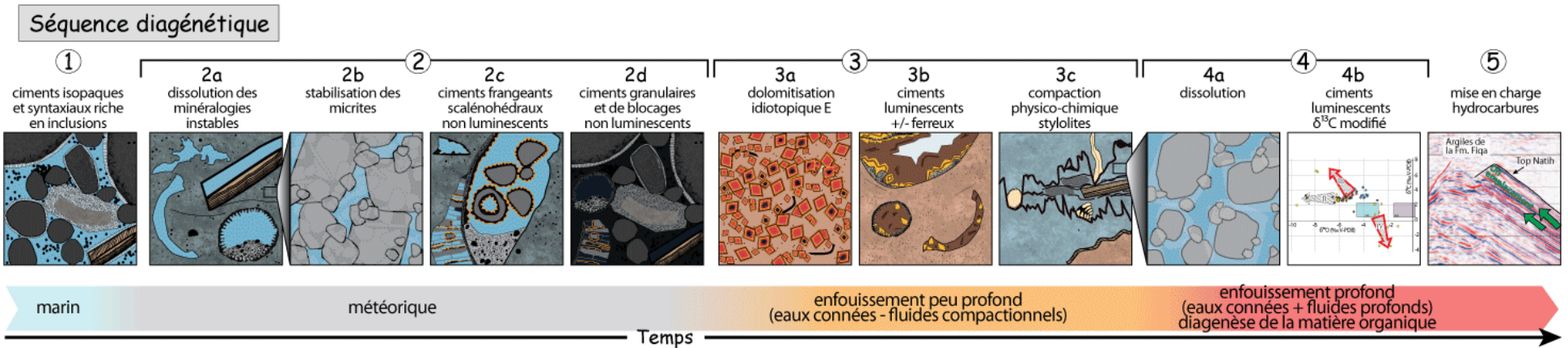
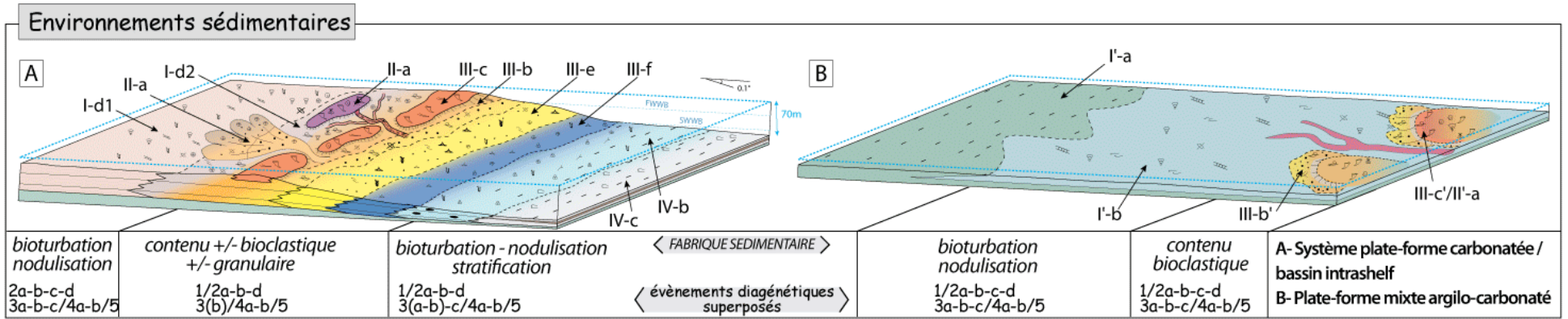
Enfin, si la diagenèse plus tardive semble avoir un rôle clé dans l'acquisition finale des qualités réservoir, le développement des phases de compaction chimique, de dissolution ou de cimentation et leur abondance relative reste contraint d'une part par la nature des faciès et d'autre part par l'extension des phénomènes précoces.

Il est possible de proposer des scénarios d'évolution des porosités et perméabilités axés sur ces trois paramètres (**Fig. 12.11**).

Page suivante - Figure 12.11 : Les phases diagénétiques observées et leur influence sur la porosité.

Les phases diagénétiques observées sont replacées sur les profils de dépôt et illustrées en dessous en suivant leur chronologie relative;

Plusieurs scénarii d'évolution des porosités sont proposés selon les différentes surfaces de discontinuité et selon la nature des faciès et leur position sous les surfaces.



- Facteurs de contrôle**
- **Type de faciès et architecture stratigraphique sous les discontinuités:**
faciès boueux vs granulaire vs bioclastique, position sous la surface, maturité du sédiment, état de fracturation, modification du réseau poreux... > facteurs internes
 - **Nature et dynamique de l'évènement émerusif:**
ordre, durée, contraintes climatiques ... > facteurs externes
 - **Evolution au cours de l'enfouissement:**
dissolution vs cimentation vs compaction, histoire d'enfouissement, mise en charge

CHAPITRE 13- APPLICATIONS ET PERSPECTIVES

Les observations et interprétations réalisées dans les chapitres précédents fournissent des clés pour localiser et comprendre la succession et la répartition des différentes phases diagénétiques dans la Formation Natih, ainsi que leur impact sur l'évolution des porosités – perméabilités. Dans la mesure où ces résultats restent assez qualitatifs, il serait nécessaire d'approfondir ce travail autour des axes suivants :

Est-il possible de quantifier l'impact de la diagenèse précoce et des différents facteurs de contrôle sur les propriétés réservoir ?

Comment lier les observations et interprétations diagénétiques à d'autres types de données géologiques (diagraphies, données dynamiques, sismiques...)?

Est-il possible d'établir des clés de prédiction et de lecture du signal diagénétique ?

Ces différents points sont discutés dans les paragraphes suivants, sous forme de perspectives. Ils n'ont pas fait l'objet d'une étude approfondie.

13.1 Approche statistique

Afin de hiérarchiser les facteurs de contrôle des propriétés pétrophysiques, l'utilisation d'outils statistiques pourrait être intéressante.

Par exemple, une analyse en composante principale (ACP) permettrait de rechercher les variables les plus discriminantes sur l'ensemble des données analysées et de distinguer leur effet propre sur la porosité et sur la perméabilité. Les variables à considérer pourraient être d'ordre primaire (sédimentaires) : teneur en boue, abondance des éléments aragonitiques, minéralogie (teneur en argile en dolomite)... et d'ordre secondaire (diagénétiques) : pourcentage des ciments éogénétiques et mésogénétiques, pourcentage des dissolutions précoces et tardives, microporosité vs macroporosité...

Au préalable, une analyse quantitative et systématique doit être réalisée par une estimation ou un comptage des proportions relatives des différents constituants minéralogiques et des différents effets diagénétiques (dissolution, précipitation, compaction).

Les facteurs principaux, ayant le plus d'importance sur l'évolution des espaces poreux peuvent ensuite être confrontés à d'autres variables qualitatives, telles que les classes de porosité ou de perméabilité, la position sous les surfaces ou encore les différents scénarii d'évolution diagénétique.

13.2 Approche du *rock-type*, lien avec la dynamique de circulation des fluides

Les études de *rock typing* s'attachent à classer et interpréter de manière cohérente les variabilités observées dans les faciès, les fabriques diagénétiques et les propriétés réservoir.

Elles constituent une étape importante de l'étude des réservoirs carbonatés car elles permettent de faire le lien entre les données pétrophysiques et les observations et interprétations pétrographiques, qui peuvent servir ensuite à peupler les modèles réservoir et à propager les qualités réservoir attendues avec des scénarios consistants.

L'étude de la répartition des porosités et perméabilités dans le champ de Fahud a montré une forte hétérogénéité et variabilité des valeurs pétrophysiques. Ces dernières sont en partie guidées par la fabrique originelle des échantillons étudiés (nature et abondance des allochèmes, bioturbation...). Toutefois, le rôle de la diagenèse précoce et tardive apparaît prépondérant dans l'acquisition des qualités réservoir (cf chapitre 12 contrôle sédimento-diagénétique sur les propriétés réservoir). Ces observations vont dans le sens d'une étude publiée récemment qui propose pour la Formation Natih, un schéma de *rock typing* cherchant à honorer à la fois les systèmes de dépôts et les évolutions diagénétiques, tout en assurant pour chaque *rock type* des groupes pétrophysiques cohérents (**Hollis et al., 2010, Fig. 13.1**). Afin d'intégrer ces *rock types* aux observations pétro-diagénétiques réalisées dans ce travail, les *rock types* (RT) définis dans l'étude de **C. Hollis et al. (2010)** ont été attribués aux échantillons pour lesquels un contrôle pétrographique était possible dans le puits F-391H1 (**Fig. 13.2**). L'appréciation générale du graphique de la **figure 13.2** indique un recouvrement des différents groupes de *rock types*. Bien que certaines tendances apparaissent et différencient ces groupes, cela signifie que les groupes ne sont pas discernables sur la seule base des valeurs de porosités et perméabilités. Il est possible de regrouper les RT par environnements de dépôt: RT1, 2 et 3 correspondent aux faciès de plate-forme interne; RT4, 5, 6 et 7 aux environnements de bordure de plate-forme proximaux; RT8, 9, et 10 aux environnements de bordure de plate-forme médians et RT11 et 12 à la plate-forme externe. Ainsi des tendances apparaissent au sein de chaque ensemble et correspondent pour les RT d'un même environnement de dépôt à différentes classes de porosité - perméabilité. Ces classes traduiraient des évolutions divergentes des réseaux poreux résultant des combinaisons entre plusieurs facteurs comme par exemple des hétérogénéités initiales du sédiment, différentes positions stratigraphiques des échantillons par rapport aux surfaces ou encore des impacts de la diagenèse d'enfouissement variables (**Fig. 13.1**).

Afin de mieux caractériser ces *rock types*, les caractéristiques pétrophysiques sont succinctement décrites d'après l'étude de **C. Hollis et al. (2010)** et les contrôles sédimentologiques et diagénétiques pour chaque ensemble sont précisés dans la **figure 13.1**.

Le fait que chaque *rock type* soit relié aux associations de faciès permet l'identification en carotte des *rock types* et l'analyse de leur répartition dans les unités réservoirs, en accord avec l'évolution des systèmes de dépôt de la Formation Natih.

Rock Type	porosité (%)	perméabilité (mD)	Réseau poreux / Rayon de seuil de pores (PTR)	Contrôle sédimentologique	Contrôle diagénétique
Plate-forme interne / Lagon					
microporosité dominante (>88 % du volume poral) +/- macroporosité (moldique et vuggy)					
RT1			réseau multimodal: microporosité: 0,07<PTR>2 µm channelised vugs (<qqm mm): PTR ~ 20 µm	- textures boueuses, plus ou moins bioclastiques, - hétérogénéités sédimentaires induites par les bioturbations	hétérogénéités diagénétiques guidées par les bioturbations: 1- Néomorphisme des terriers (<i>Thalassinoides</i>) pré-compaction: lithification précoce sous influence de fluides météoriques (?) 2- augmentation de l'enfouissement: fentes de tensions dans les terriers indurés, déformation des sutures plus argileuses autour des terriers lithifiés: accentuation de la 'nodulisation', dolomitisation inter-nodule 3- corrosion par des fluides d'enfouissement 'agressifs' préférentiellement en bordure des terriers (RT1 et 2)
RT2			réseau multimodal: microporosité: 0,2<PTR>1,3 µm petits vugs (<2mm): PTR ~ 4 / 16 µm		
RT3			réseau majoritairement unimodal microporosité 0,02<PTR>1 µm		
Barrière / Barrière marginale					
microporosité faible (<60 % du volume poral), macroporosité moldique et vuggy,					
RT4			réseau polimodal, microporosité PTR ~ 0,7 µm mésoporosité 3<PTR>20 µm macroporosité (φ vuggy + moldique) PTR~200µm	- texture de type Floatstone avec de larges rudistes et bioclastes ou - textures 'propres' granulaires et bioclastiques, porosité intergranulaire primaire	1- dissolutions précoces sous l'action de fluides météoriques associés aux discontinuités au sommet des séquences II et III, cimentations précoces météoriques limitées 2- préservation partielle de la porosité au cours de l'enfouissement probablement lié à une mise en charge rapide des réservoirs 3- dissolutions tardives par des fluides associés à la maturation et à la migration des hydrocarbures (?)
RT5			réseau polimodal, distribution des tailles de pores plus étroites micro- + mésoφ, 0,2<PTR>0,8 µm + 1,2<PTR>6 µm macroφ moldique +interparticulaire 90<PTR>200µm		
Barrière / Barrière marginale					
microporosité dominante (>90 % du volume poral), macroporosité (moldique et vuggy)					
RT6			réseau polimodal micro- mésoporosité, 0,2<PTR>1 µm (+1,6<PTR>7µm) macroporosité primaire interparticulaire (PTR ~15µm)	- texture de type Floatstone avec de larges rudistes et bioclastes ou - textures 'propres' granulaires et bioclastiques, porosité intergranulaire primaire	1- dissolutions précoces sous l'action de fluides météoriques associés à la discontinuité au sommet de la séquence I (IS2) 2- préservation de la porosité primaire intergranulaire (pas de cimentation totale) - RT6 2'- cimentation précoce (ante-compaction) de la macroporosité par les fluides météoriques - RT7 3- dissolutions tardives par des fluides associés à la maturation et à la migration des hydrocarbures (?)
RT7			réseau légèrement polimodal microporosité intraparticulaire: 0,07<PTR>1 µm faible macroporosité, PTR autour de 5 µm		
Bordure de plate-forme médiane					
microporosité dominante +/- macroporosité (moldique et vuggy)					
RT8			réseau polimodal complexe: micro mésoporosité intercrystalline, 0,15<PTR>6 µm macroporosité vuggy et moldique, 15<PTR>200 µm	- textures boueuses, plus ou moins bioclastiques, - hétérogénéités sédimentaires induites par les bioturbations	hétérogénéités diagénétiques guidées par les bioturbations: 1- Néomorphisme des terriers (<i>Thalassinoides</i>) pré-compaction lithification précoce sous influence de fluides météoriques (?) 3- corrosion par des fluides d'enfouissement 'agressifs' préférentiellement en bordure des terriers (RT8 et 9)
RT9			réseau légèrement polimodal microporosité (80% du volume poral), 0,15<PTR>6 µm méso- macroporosité (vugs), 2<>5 µm (+ 30<>200µm)		
RT10			réseau unimodal microporosité inter-microcristalline (89% du volume poral), 0,2<PTR>1 µm		
Rampe externe					
microporosité dominante (>90 % du volume poral), macroporosité (moldique et vuggy)					
RT11			réseau unimodal microporosité inter-microcristalline, 0,2<PTR>1 µm rare mésoporosité	- textures boueuses, plus ou moins bioclastiques, - hétérogénéités sédimentaires induites par les bioturbations et la stratification / litage des faciès	hétérogénéités diagénétiques guidées par la fabrique sédimentaire: 3- corrosion par des fluides d'enfouissement 'agressifs' préférentiellement dans les WST bioturbés de part et d'autres des zones à forte compaction physico-chimique.
RT12			réseau unimodal microporosité inter-microcristalline, 0,12<PTR>0,5 µm		
Environnements de dépôt	Résumé du réseau de porosité pour un groupe de rock-type		Distribution dans les unités réservoirs pour un groupe de RT	Association de faciès	

Figure 13 .1: Tableau synthétique résumant les propriétés des groupes de *Rock types* et leur contrôle sédimento-diagénétique (d'après **Hollis et al., 2010**).

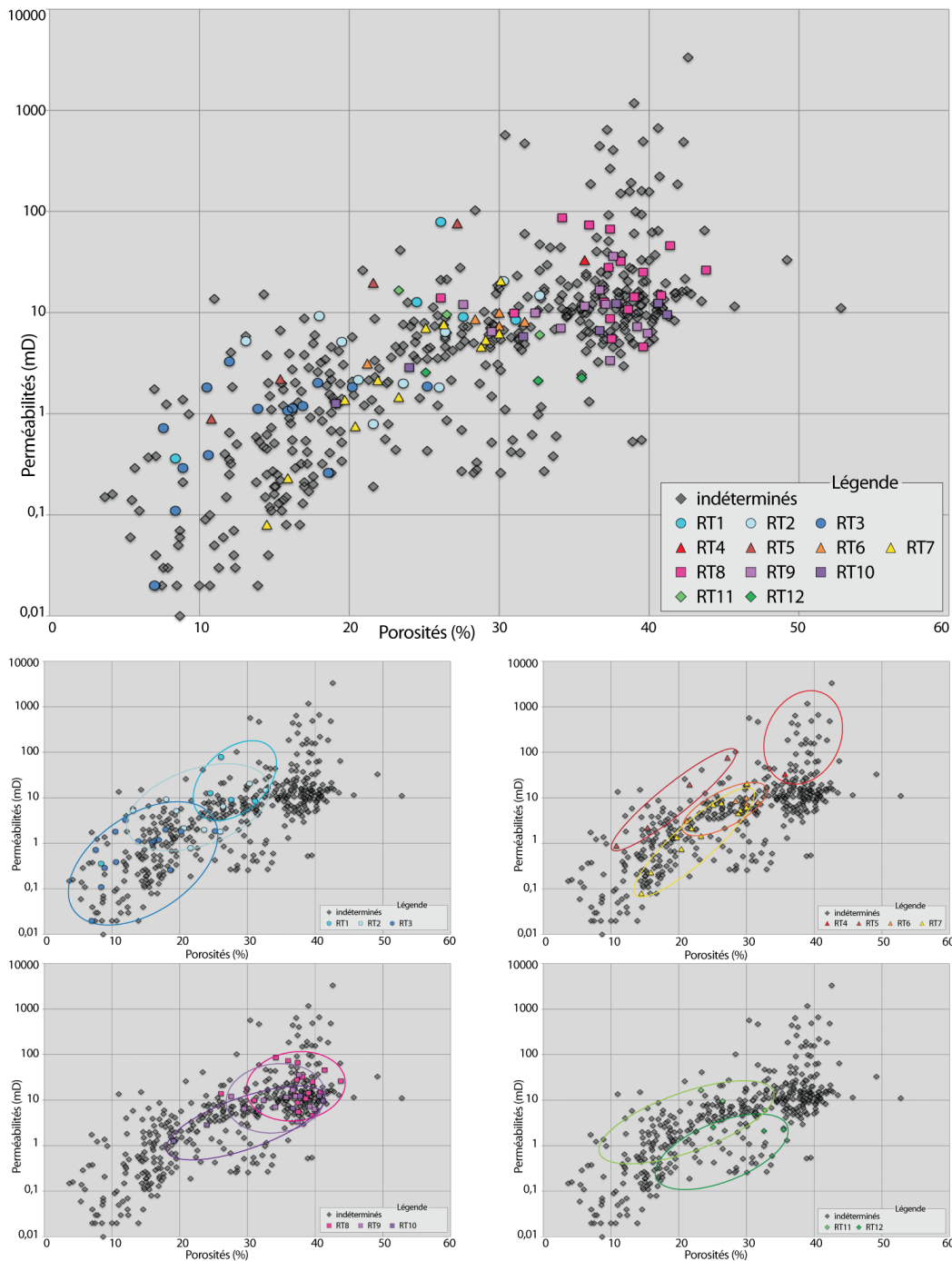


Figure 13.2: Relation porosités-perméabilités sur le puits F-391H1 et distribution des RT (d'après **Hollis et al., 2010**).

Bien que tous les échantillons n'aient pu être reliés à un *rock type*, certaines tendances apparaissent pour chaque groupe. Les ensembles RT1, RT2 et RT3 correspondent à des faciès de plate-forme interne et montrent une dégradation des propriétés pétrophysiques de RT1 à RT3. Les ensembles RT4, RT5, RT6 et RT7 appartiennent aux environnements de barrière; RT 5 et RT6 présentent une répartition similaire, avec un décalage vers de meilleures perméabilités pour RT5 à porosité équivalente. RT4 et RT6 sont peu représentés, mais possèdent les meilleures porosités de ce groupe de *rock types*. Les ensembles RT8, RT9, RT10 concernent des faciès de rampes médiane; ils sont caractérisés par des valeurs élevées de porosité et des perméabilités moyennes. L'individualisation de chaque ensemble n'est pas évidente. Enfin les ensembles RT11 et RT12 représentent les faciès de rampe externe. Le groupe RT11 semble avoir des perméabilités légèrement plus élevées à porosités équivalentes.

La combinaison des *rock types* avec des mesures pétrophysiques moins conventionnelles (*Special Core AnaLysis data*: mesures de saturation, de la perméabilité

relative, de la mouillabilité...) permet de relier ces groupes avec les dynamiques d'écoulement des fluides au sein de leurs réseaux poreux. Par exemple, des comportements dynamiques différents sont attendus selon la géométrie des pores et le type d'écoulement des fluides (monophasé ou multiphasé). Les réseaux poreux homogènes ou au contraire fortement hétérogènes (plusieurs tailles de pores, réseau polymodal) montrent au travers des courbes d'imbibition ou des courbes de perméabilité relative des comportements différents et des saturations finales (% d'huile résiduelle à l'échelle des plugs) plus ou moins bonnes (**Hollis et al., 2010**). Ainsi, que ce soit pour les faciès granulaires (RT 4 à 7) ou plus boueux (RT1 à 3), les échantillons moins perméables et plus microporeux (par exemple RT6 et 7, **Fig. 13.3**) montrent une évolution des courbes de perméabilités relatives vers des saturations finales en huile résiduelle (S_{or}) plus faibles que les échantillons plus perméables (RT4 et 5 par exemple, **Fig. 13.3**). Ces tendances soulignent que dans des conditions d'homogénéité des réseaux poreux, la récupération de l'huile peut-être plus régulière et facilitée. Toutefois dans le cas des échantillons essentiellement microporeux, des pressions d'entrée plus importantes sont nécessaires pour accéder aux petits rayons de seuil de pore de la microporosité.

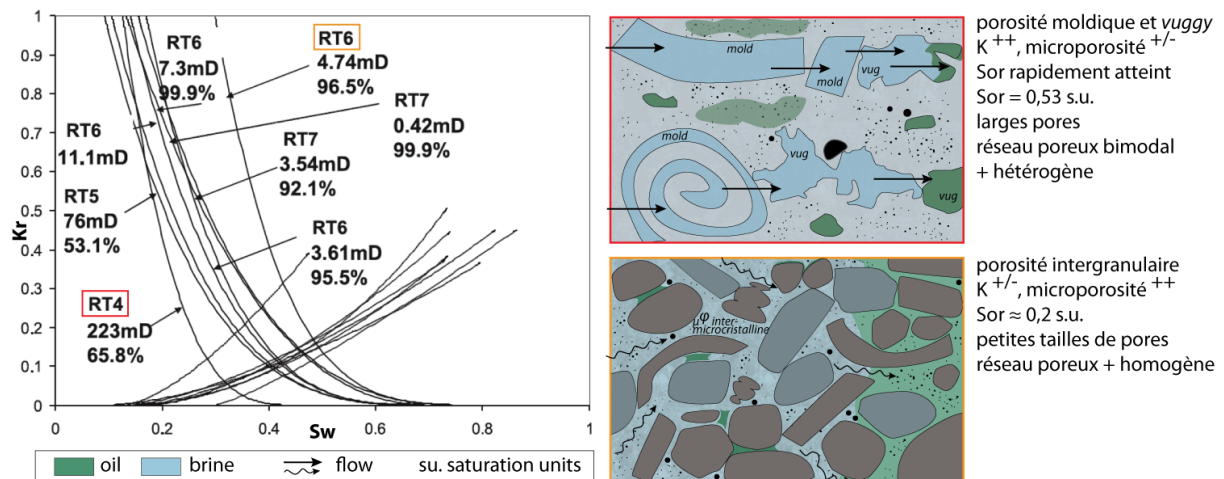


Figure 13.3: Courbes de perméabilités relatives (*steady state*) pour les faciès de barrière et de barrière marginale (RT4 à 7) (**Hollis et al., 2010**).

La perméabilité et le pourcentage de microporosité par rapport au volume de pores total sont reportés sur le graphique en dessous des *rock types*.

Les schémas illustrent les réseaux poreux et la dynamique d'écoulement des fluides pour le rock type RT4 (en rouge) et RT6 (en orange). Dans le cas d'un réseau poreux dominé par des macropores connectés, les fluides circulent rapidement dans les larges pores, au détriment des plus petits pores qui ne sont pas produits. En revanche, un réseau microporeux de plus petite taille mais plus homogène génère des écoulements plus lents, mais dans lesquels tous les pores sont explorés.

Remarque : Ces observations permettent de préciser les comportements des fluides selon la géométrie des milieux poreux, à l'échelle des plugs. En condition réservoir et à une échelle plus grande, des contrastes de perméabilités dans certains niveaux, liés par exemple à la fabrique sédimentaire, aux bioturbations ou encore à la fracturation rendent plus complexe la prédiction des comportements dynamiques. De plus, les mesures sur plugs ne représentent parfois qu'une composante du réseau poreux contrôlant les écoulements, ce qui implique que les données plugs ne sont pas forcément représentatives de la réalité géologique. Par exemple dans des niveaux peu cohésifs car très perméables, les mesures de perméabilité peuvent être biaisées car seuls les plugs plus cimentés et cohésifs seront mesurés.

Néanmoins, l'utilisation des *rock types* et des liens entre les histoires sédimento-diagénétiques et les comportements pétrophysiques permettent de caractériser plus finement les réseaux poreux et les dynamiques d'écoulement et d'enrichir éventuellement les modèles réservoir. Cette approche permet également de proposer des explications aux dynamiques de production (test de production, pertes dans les forages, prévision et améliorations des techniques de récupération).

13.3 Utilisation de la Résonance Magnétique Nucléaire

L'architecture des réseaux poreux peut être approchée par les mesures de Résonance Magnétique Nucléaire (RMN). Cette technique présente l'avantage d'être non destructive sur les plugs et d'être également utilisée comme outil diagraphique. Dans le champ de Fahud, aucune diagraphie RMN n'a pu être utilisée pour calibrer les observations pétrophysiques à l'échelle des plugs aux puits et aux diagraphies. En revanche, quelques mesures RMN réalisées sur des plugs (**Løvørød et al., 2008**) permettent de comparer le signal RMN aux mesures de pression capillaire.

Les principes de la RMN sont basés sur la mesure du temps de relaxation (T_2) des protons d'hydrogène de l'espace poral placés sous un champ magnétique. Ce temps reflète la distribution des tailles de pores car il dépend du rapport du volume par la surface des pores (V/S ou 'diamètre de pore').

Les réponses de RMN et de MICP (*Mercury Injection Capillary Pressure*) des échantillons mesurés dans la Formation Natih de deux puits du champ de Fahud sont comparables en terme de distribution modale pour les échantillons à matrice boueuse (9 échantillons dans la séquence II: unités réservoirs E1, D1 et C2; 1 échantillon dans l'unité réservoir E2, séquence I). Les faciès explorés par ces mesures varient entre des textures mudstone à packstone, plus ou moins bioclastiques, dont les matrices micritiques sont généralement bioturbées et plus ou moins argileuses. Des environnements de dépôt de faible énergie en domaine de plate-forme interne sont interprétés pour ces échantillons. Le développement de la microporosité et des dissolutions moldiques et *vuggy* dans ces faciès apparaît guidé par la fabrique sédimentaire initiale bioturbée. Ainsi trois zones sont distinguées : (i) entre les terriers, des zones fortement microporeuses associées à des vides moldiques et à des *vugs* connectés (RT 1), (ii) en marge des terriers, des zones microporeuses où les vides moldiques et les *vugs* sont moins abondants et (iii) au centre des bioturbations, des zones strictement microporeuses (RT3). Les distributions modales NMR et MICP de ces échantillons microporeux et micro-mésoporeux sont cohérentes (**Fig. 13.4**) et sont caractérisées par des spectres relativement étroits et unimodaux dans les domaines de la microporosité pour les RT2 et RT3; et par une légère tendance multimodale en réponse au développement de vides moldiques et de *vugs* entre les bioturbations pour RT1 (**Fig. 13.4**).

La limite de la microporosité pour les mesures RMN est fixée à 200 ms d'après l'inventaire des réponses RMN d'échantillons strictement microporeux du Jurassique du bassin de Paris représentant des environnements de dépôts variés (**Vincent et al. 2011**).

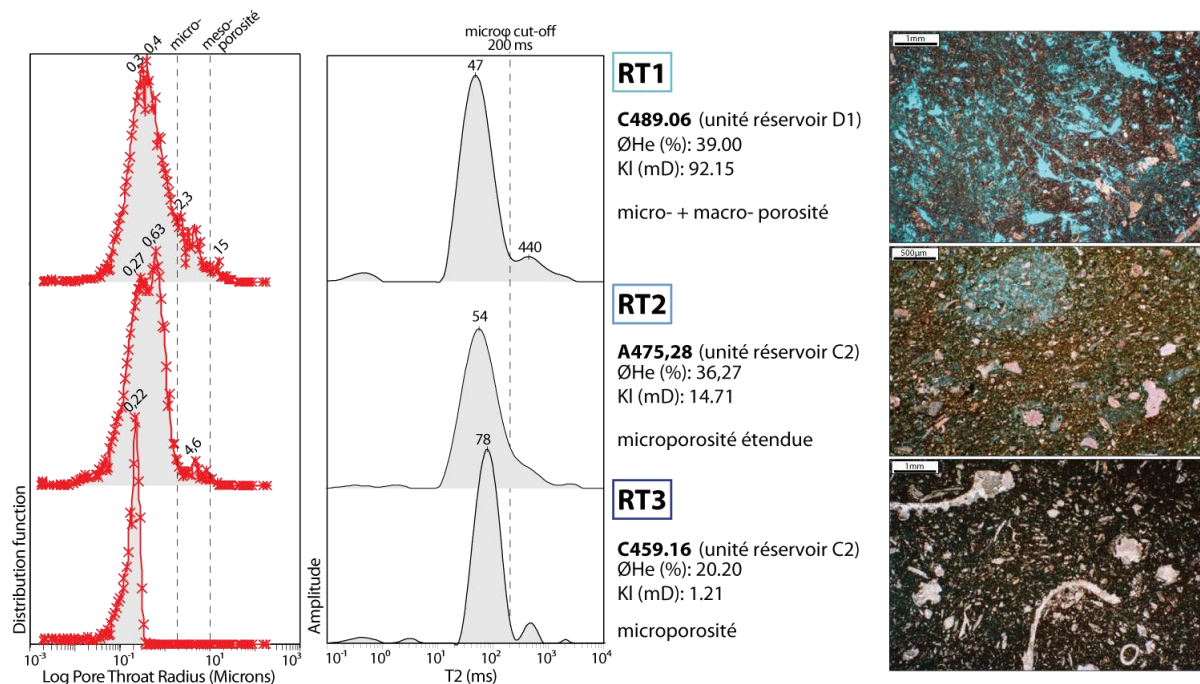


Figure 13.4: Caractéristiques pétrophysiques et pétrographiques de trois échantillons microporeux et micro-mésoporeux. (Photos des lames minces d'après **Kostic et al., 2006**).

Pour les échantillons plus granulaires en revanche (5 plugs analysés dans l'intervalle réservoir E3, séquence I), des divergences entre les mesures MICP et RMN sont observées. Les échantillons analysés sont des packstone-grainstone péloïdaux bioclastiques à orbitolinidés, déposés dans un environnement de haute énergie de bordure de plate-forme. Les réseaux poreux sont mixtes et sont constitués d'une microporosité intragranulaire et d'une mésomacroporosité intergranulaire (*rock type RT6*). Ces deux modes sont bien illustrés par des pics individualisés sur les courbes MICP, ils ne sont cependant pas discernables sur les mesures NMR qui sont composées d'un seul pic plus ou moins large et décalés vers les valeurs de mésoporosité (**Fig. 13.5**).

Dans ces échantillons, le réseau microporeux intragranulaire n'est pas isolé de la porosité intergranulaire, et des connections physiques existent entre les deux réseaux de pores. Le temps de relaxation mesuré en RMN, résulte principalement des interactions liquide-solide des spins des molécules explorant l'espace poreux par diffusion (**Anand & Hirasaki, 2007**). Dans ces échantillons, le spectre unimodal en RMN indique donc un phénomène de couplage par diffusion des molécules d'eau entre les deux composantes de la porosité. Ce phénomène de couplage implique que la mesure RMN n'illustre pas la réalité du réseau poreux bimodal et peut induire des erreurs dans l'estimation à partir du T₂ de propriétés telles que la perméabilité ou la saturation en eau irréductible (**Anand & Hirasaki, 2007**).

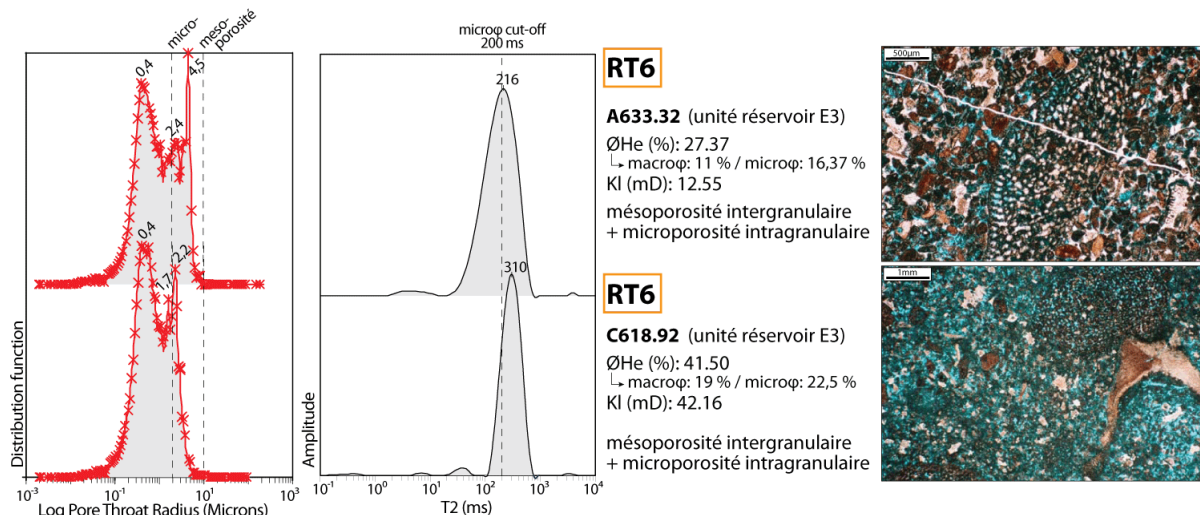
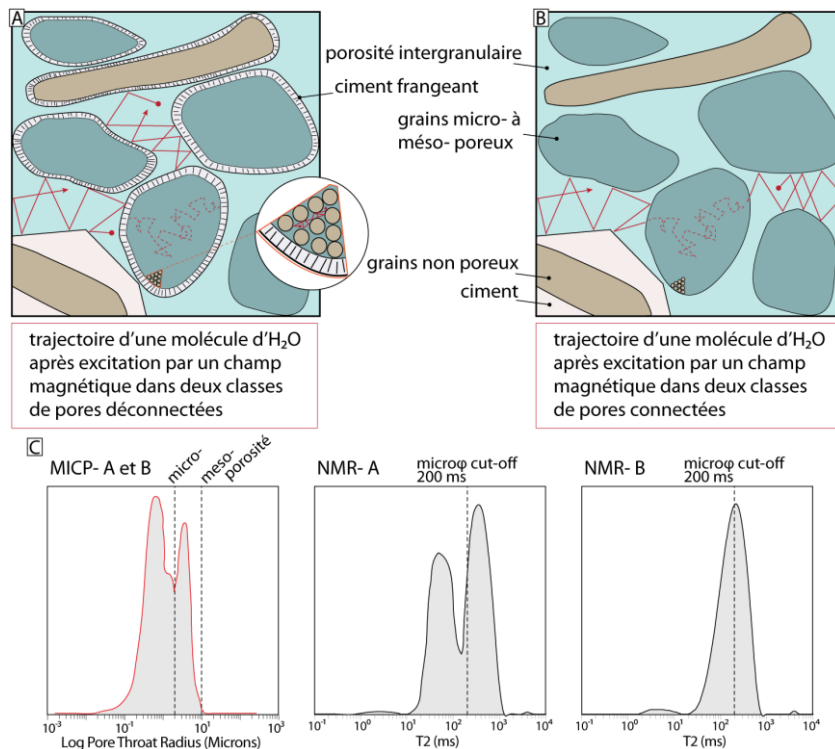


Figure 13.5: Caractéristiques pétrophysiques et pétrographiques de deux échantillons micro-mésoporeux. (Photos des lames minces d'après **Kostic et al., 2006**).

La différence entre les signaux RMN et MICP serait due à un effet de couplage de pores par diffusion pour le signal RMN: les molécules d'eau explorent uniformément le réseau microporeux intragranulaire et méso-macroporeux intergranulaire au cours de la relaxation nucléaire (retour vers un équilibre thermodynamique).

En revanche, il a été montré que la cimentation précoce d'une frange isopaque autour des grains ou le développement de ciments syntaxiaux peut prévenir du phénomène de couplage par diffusion en isolant la microporosité intragranulaire de la porosité intergranulaire et conduire ainsi à des réponses du signal RMN distinctes pour des faciès similaires, mais ayant subi des phénomènes de diagenèse précoce différents (**Vincent et al., 2011, Fig. 13.6**).



Leur réponse MICP est semblable et souligne le double réseau de porosité: mésoporosité intergranulaire et microporosité intragranulaire. En revanche, les signaux RMN des deux échantillons sont différentes: en A), la présence d'un ciment précoce isole les deux réseaux poreux et les molécules explorent séparément par diffusion les réseaux micro- et macroporeux; deux modes sont lus sur la courbe de temps de relaxation; en B) l'absence de ciment induit un couplage des deux réseaux poreux et les molécules explorent uniformément l'espace poral lors de la relaxation, un seul pic de T₂ est observable. Les échantillons analysés dans la Formation Natih correspondent au cas B).

Figure 13.6: Comparaison de deux échantillons pétrographiquement similaires, avec une cimentation précoce isopaque en A) et sans cimentation en B), d'après (**Vincent et al., 2011**).

Dans de tels cas de figure, la combinaison des outils de RMN et de MICP peut fournir des informations clés à la fois sur l'architecture des réseaux poreux et sur la présence de certaines phases diagénétiques.

13.4 Lecture sur les diagraphies

13.4.1 Caractérisation d'électrofaciès

La caractérisation des réseaux poreux en lien avec l'évolution géologique et diagénétique de la Formation Natih permet en intégrant des *rock types*, de contraindre la variabilité des perméabilités et porosités dérivée des mesures plugs. De manière à extrapoler les informations récoltées par les descriptions de carotte et l'analyse des plugs –à partir desquelles les *rock types* peuvent être identifiés- aux données de puits et aux intervalles non carottés, il serait intéressant de confronter par des tests statistiques toutes les données, pétrographiques, pétrophysiques et diagraphiques pour détecter si une combinaison de signaux diagraphiques permettrait de caractériser les *rock types* ou certaines observations pétro-diagénétiques. Cette démarche pourrait aboutir à la création d'électrofaciès permettant de combiner les caractéristiques des *rocks types* avec les signatures diagraphiques.

13.4.2 Illustration des cycles haute-fréquence dans l'unité E3

L'unité réservoir E3 est rythmée par des cycles régressifs haute-fréquence débutant par des packstone/grainstone péloïdaux à orbitolinidés, puis passant à des floatstone à rudistes en leur sommet. Les bases des cycles apparaissent généralement modérément cimentés et préservent, de manière plus ou moins développée, une porosité intergranulaire primaire ou améliorée par des dissolutions tardives (RT6). En revanche les niveaux plus bioclastiques à rudistes au sommet des cycles sont largement cimentés par des sparites non luminescentes attribuées à des circulations de fluides météoriques. Par conséquent, la porosité dans ces niveaux est principalement contenue dans une microporosité des grains et de la matrice (RT7). Ces cycles d'épaisseur métrique à pluri-métrique, bien exprimés en carotte, sont également déchiffrables sur les diagraphies (**Fig. 13.7**). Ainsi, la combinaison des diagraphies de porosités (densité, neutron et sonic) associées aux diagraphies de résistivités rend compte de manière qualitative des variations de propriétés réservoir associées aux cycles haute-fréquence (**Fig. 13.7**): la diminution des valeurs de sonic indique un parcours des ondes plus rapides dans les niveaux cimentés, de même que la diminution du neutron et l'augmentation de la densité peuvent être reliés à des intervalles moins poreux.

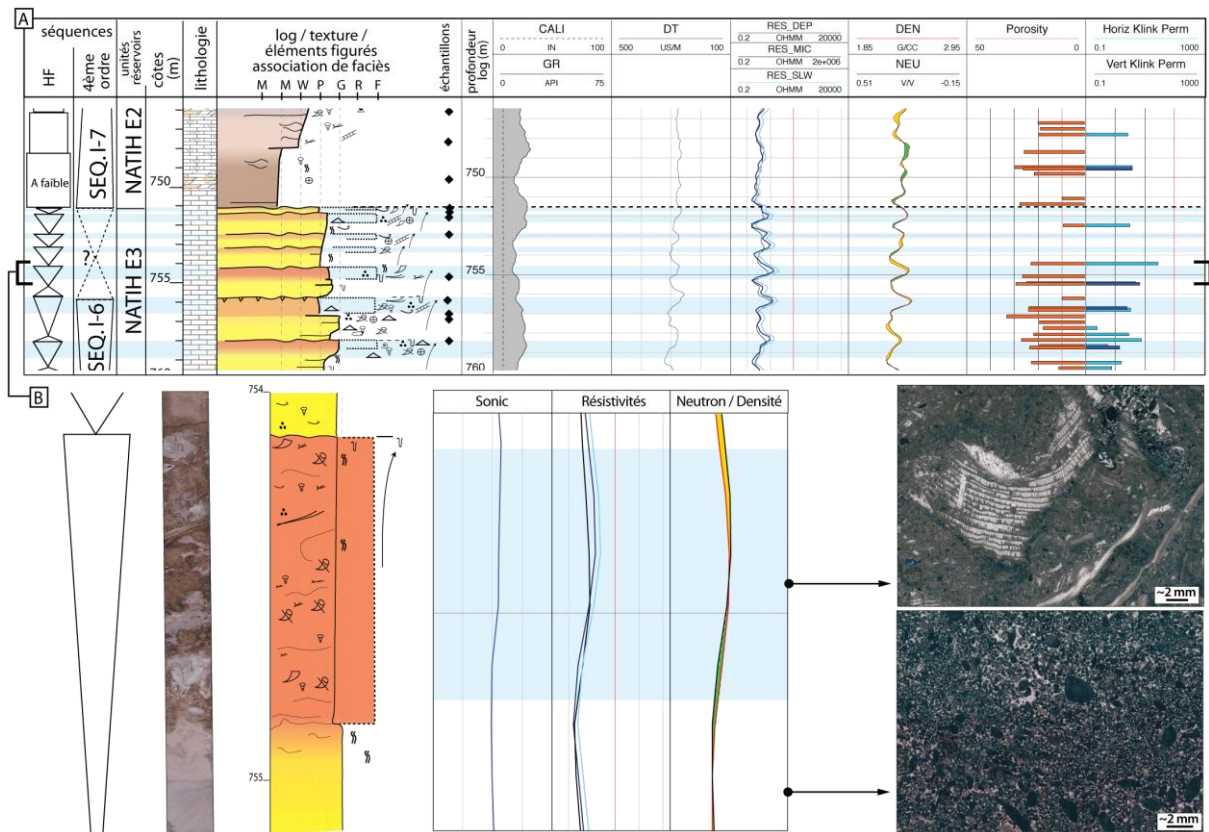


Figure 13.7: Réponse diagraphique associée aux cycles régressifs haute-fréquence au sommet de l'unité Natih E3.

A) Log sédimentologique et diagraphies extraites du puits F-397H2 (Fahud) à la transition entre les unités réservoir E3 et E2. Le sommet de l'unité E3 est formé par des cycles haute-fréquence de PST/GST péloïdaux à orbitolinidés passant à des FST à rudistes. Les réponses diagraphiques du sonic, des résistivités et des neutron-densité soulignent ces cycles dont les sommets, plus bioclastiques et cimentés, sont caractérisés par des vitesses de propagation plus rapides (diminution du sonic), des niveaux moins poreux (augmentation du log densité et diminution du log neutron) et plus résistants (augmentation des résistivités). La base des cycles peut être soulignée par une augmentation du gamma ray, ce qui pourrait être lié à une augmentation de la teneur en argiles en début de transgression dans le cycle suivant. Cependant la diagraphie gamma ray ne montre pas de variations systématiques et répétées pour chaque cycle et des analyses supplémentaires seraient nécessaires pour valider ou non cette hypothèse.

B) Zoom sur le sommet d'un cycle marquant la transition entre des faciès de grainstone grossier et de floatstone à rudistes et chondrodontes.

13.4.3 Distinction des porosités effectives et ineffectives

Les historiques de production des réservoirs de la Formation Natih montrent qu'un faible pourcentage du volume calculé d'huile en place a été produit jusqu'à présent (cf. section 11.1 Introduction). Les logs de porosités et les mesures sur plugs témoignent pourtant de fortes porosités sur l'ensemble du réservoir. L'analyse des réseaux poreux a montré qu'une majeure partie des porosités est contenue sous forme de microporosité et associée à des perméabilités faibles à moyennes (< 100 mD). La production d'hydrocarbures dans ce contexte est rendue d'autant plus difficile que la composante microporeuse des réseaux de porosité (dans la matrice, les grains, les bioturbations) est rapidement contournée au profit de conduits à plus forte perméabilité (périphéries des bioturbations dissoutes, niveaux fracturés...). En effet les fluides empruntent les chemins de circulation les plus rapides et

aisés, et le contraste entre des réseaux strictement microporeux et des zones plus perméables contenant plus de macroporosité existe à plusieurs échelles. Par exemple à l'échelle centimétrique et décimétrique dans les faciès bioturbés et noduleux, la périphérie des nodules est dissoute et les pores semblent plus connectés qu'à l'intérieur des terriers cimentés. A l'échelle des cycles haute-fréquence (métrique à plurimétrique) les sommets des cycles, plus cimentés, contrastent avec leur base généralement moins cohésive, ou encore dans le champ de Yibal au sommet de la Formation Natih, les intervalles chaotiques et fracturés créent des drains à forte perméabilité au sein d'une matrice globalement moins poreuse et perméable. L'identification en diagraphie de ces contrastes de perméabilité est nécessaire dans la mesure où ils contraignent fortement la production des réservoirs de la Formation Natih et les techniques de récupération à mettre en œuvre. Toutefois, il est à noter que ces variations de perméabilités sont souvent à une échelle inférieure à la résolution des outils diagraphiques. L'analyse d'images logs (FMI – FMS), plus précises, permettrait peut-être de mieux imager ces hétérogénéités.

13.5 Lien avec les données sismiques (?)

Les réflexions sismiques sont formées par des variations nettes d'impédances acoustiques à l'interface entre deux couches de propriétés pétroélastiques différentes. L'impédance acoustique est le produit de la vitesse de propagation des ondes par la densité de la roche traversée. Cette mesure dépend donc principalement de la lithologie, mais également de la perméabilité, de la porosité, des fluides et de l'anisotropie des roches (**Kearey et Brooks, 1991**).

Les données sismiques permettent de réaliser des études à l'échelle du bassin sédimentaire (x100 km) mais également d'étudier la géométrie des corps sédimentaires à l'échelle du système de dépôt et des réservoirs (x100 m à x1 km). La précision et l'exactitude des interprétations sismiques dépendent fortement des résolutions verticales et horizontales des données sismiques qui, de manière générale à ces profondeurs d'investigation, varient respectivement entre 12,5 et 50 m et entre 20 et 200 m. Les hétérogénéités diagénétiques ne sont donc à priori pas observables sur les lignes sismiques.

Néanmoins, par la compréhension de l'organisation géométrique et stratigraphique des corps sédimentaires, l'interprétation sismique représente un outil nécessaire permettant de prédire les zones susceptibles d'avoir subi des transformations diagénétiques. Par exemple, dans le cas de la Formation Natih en Oman, l'étude des données sismiques 2D et 3D a permis d'établir la paléogéographie du système sédimentaire et mieux caractériser les incisions majeures IS1 et IS2 engendrées par des chutes du niveau marin relatif (**Droste & van Steenwinkel, 2004; Grélaud, 2005 ; Fig. 13.8**). Ces incisions de grande extension sont associées à des transformations diagénétiques importantes affectant les propriétés pétrophysiques du système réservoir associé (cf. Partie II et section 12.2.1 Rôle des émergences intraformationnelles sur la distribution des propriétés réservoir).

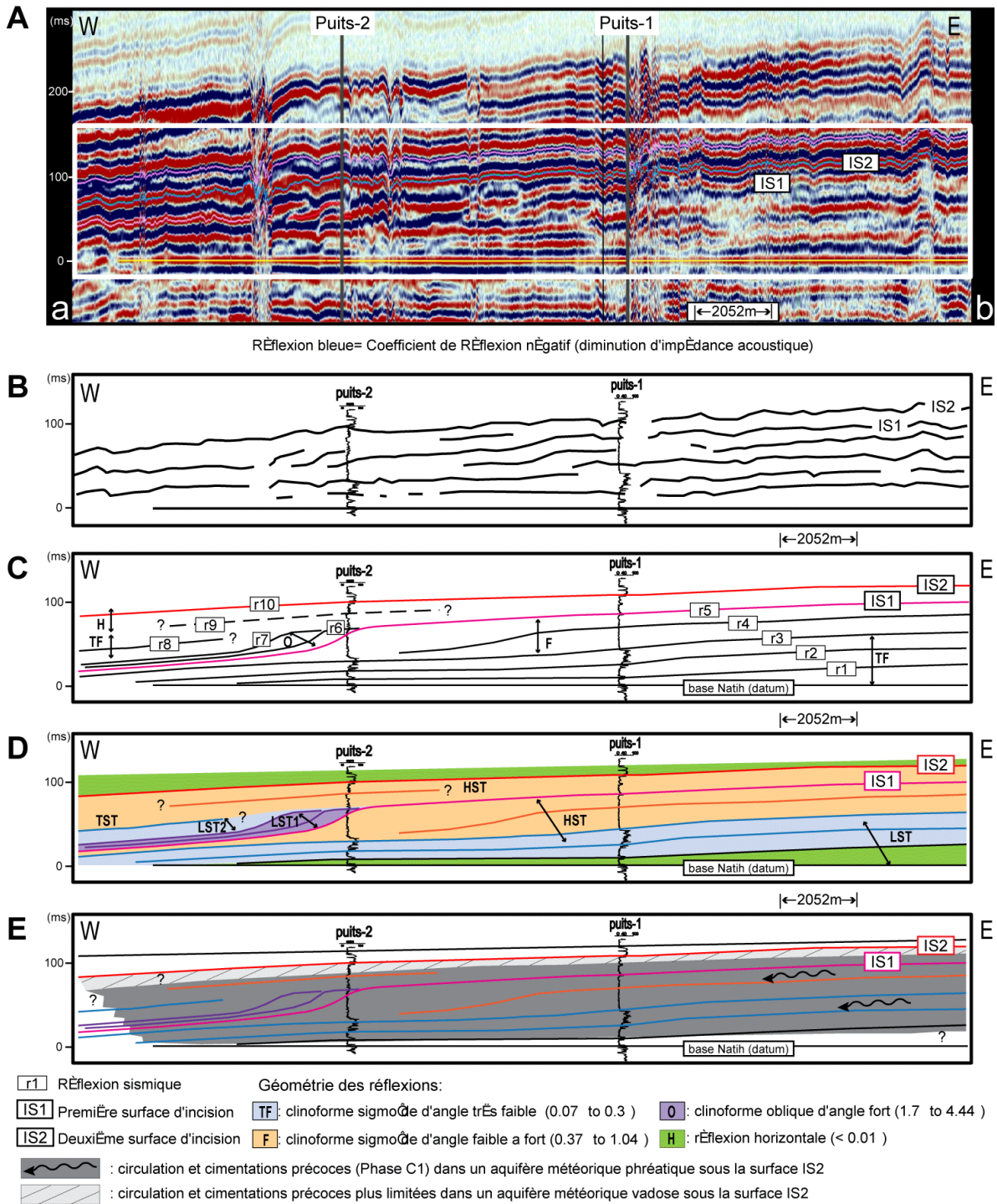


Figure 13.8 : Analyse stratigraphique de la partie orientale de la première séquence de la Formation Natih à l'échelle sismique (Grélaud, 2005).

A) Profil sismique a-b sélectionné dans la zone de Kauther (cf Grélaud, 2005), calibré par deux puits (puits-1 et puits-2). Cette ligne sismique est horizontalisée sur la réflexion correspondant à la base de la séquence I (« top Nahr Umr »), afin d'éliminer les structures récentes perturbant cette zone. B) Pointé des réflexions sismiques successives sur le profil a-b. C) Interprétation stratigraphique du profil sismique a-b, soulignant l'évolution de la géométrie des réflexions au sein de la séquence I. D) Interprétation stratigraphique des cortèges de dépôt. E) Habillage du transect a-b, la zone en grisée souligne l'aire d'influence de la nappe phréatique météorique sous la surface IS2 à laquelle est associée une cimentation précoce assez extensive de ciments de calcite non luminescents.

L'impact de la diagenèse sur les images sismiques peut être apprécié par la modélisation sismique synthétique, qui consiste à reconstituer la réponse sismique théorique d'une coupe géologique habillée en impédances acoustiques. Ce type de travail nécessite des valeurs pétro-acoustiques sur un grand nombre d'échantillons pour lesquels les différentes phases diagenétiques sont contraintes afin d'établir un éventuel lien de cause à effet entre les processus sédimento-diagenétiques et les propriétés pétro-acoustiques associées. Par exemple, des études sur les propriétés acoustiques dans les carbonates du Dogger du bassin de Paris ont montré que les variabilités des vitesses acoustiques pour des faciès similaires pouvaient être en grande partie contrôlées par des processus de cimentations précoces (**Brigaud et al., 2010, Fig. 13.9**).

Ce type de résultat permet de modéliser plusieurs hypothèses, avec et sans impact diagenétique et d'étudier les réponses sismiques résultantes.

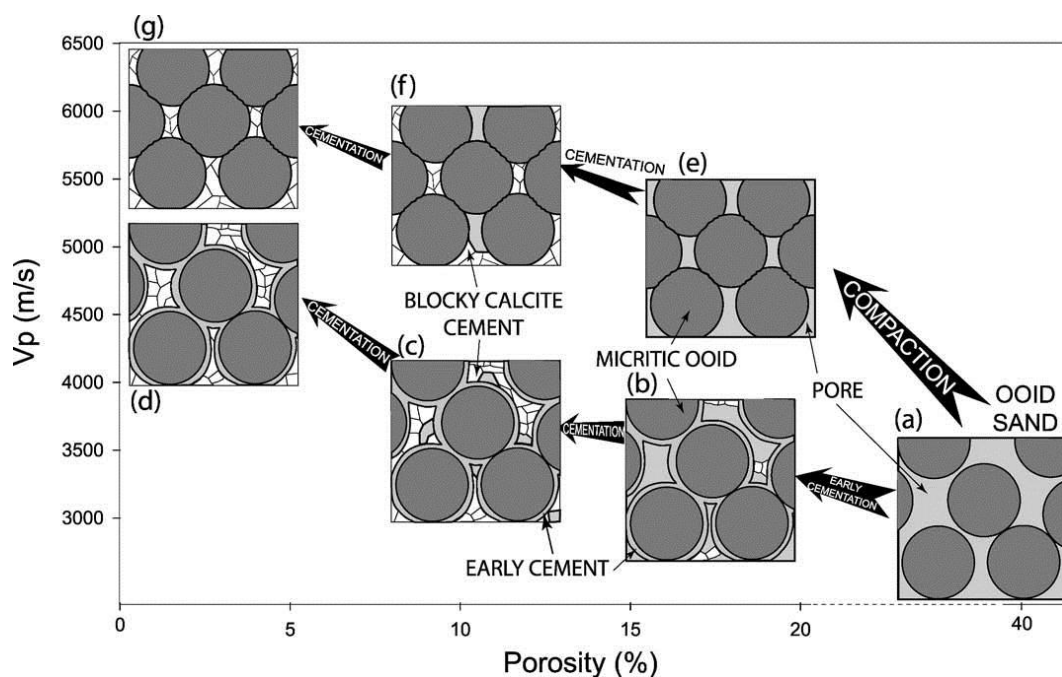


Figure 13.9: Trajectoires vitesse - porosité pour différents scénarios diagenétiques dans des grainstones (**Brigaud et al., 2010**).

Les cimentations précoces (scénario a-b-c-d) en prévenant les phénomènes de compaction, entraînent une hétérogénéité du milieu physique (grains non connectés et délimités par un ciment frangeant) qui ralentit les ondes P, probablement du fait des nombreuses interfaces entre grains, ciments isopaques précoces et calcite de blocage. En revanche, en l'absence de ciment précoce, la compaction des grains assure une bonne connectivité des particules micritiques favorisant la propagation des ondes P (**Brigaud et al., 2010**).

Peu de données sont publiées sur les propriétés pétro-acoustiques de la Formation Natih, elles concernent des échantillons provenant des affleurements des *Foothills* d'Adam ayant servi à bâtir les modèles d'impédance acoustique pour la modélisation sismique synthétique des transects de corrélations plate-forme/bassin (**Schwab et al., 2005**). Les mesures de cette étude indiquent que le principal facteur contrôlant les valeurs de densités et de vitesses de propagation des ondes P dans ces échantillons serait la teneur en boue: les grainstones étant moins denses et plus lents que les faciès boueux. Toutefois, aucun lien ne peut être fait à partir de cette étude entre d'éventuelles variations plus fines liées à des effets diagenétiques et aux transformations pétro-acoustiques qu'elles induiraient. De plus les

mesures sur ces échantillons de terrain rendent compte de vitesses plus rapides que celles mesurées sur les équivalents diagraphiques en subsurface (**Schwab *et al.*, 2005**). Ces mesures ne sont peut-être pas directement transposables aux observations de subsurface, notamment en termes de propriétés pétrophysiques des échantillons. En effet les histoires d'enfouissement diffèrent entre les zones des Foothills d'Adam et les champs exploités (cf. chapitre 10, section 10.2 l'empreinte mésogénétique ...). Les formations à l'affleurement ne sont quasiment pas poreuses, ce qui peut expliquer les vitesses plus élevées observées à l'affleurement.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La Formation Natih d'Oman (Albien sup. – Turonien inf.) se situe au sommet d'une épaisse série de plate-forme carbonatée peu profonde et de grande extension géographique, établies sur la marge sud de la Néo-téthys. Le cadre sédimentologique et stratigraphique de cette formation est bien contraint et révèle à l'échelle des séquences de 3^{ème} ordre une architecture interne des dépôts relativement complexe. Le modèle d'évolution de ce type de système carbonaté réside dans le développement (i) d'unités transgressives tabulaires à faiblement inclinées dans un système de type rampe à faciès boueux et (ii) de prismes régressifs progradants plus inclinés le long desquels se succède un vaste domaine de lagon interne protégé par une barrière bioclastique bien différenciée passant latéralement à des zones plus profondes de bassin intrashelf (**van Buchem et al. 2002**). Ces séquences se terminent par une ou plusieurs surfaces d'émersion, pouvant être associées à des incisions (**Grélaud et al., 2006**).

La reconnaissance des surfaces d'émersion sur ces plates-formes est toutefois compliquée par le fait qu'aucune structure univoque, pédogénétique ou de karstification, ne les caractérise, mis à part le développement d'incision. L'identification des phases diagénétiques de dissolutions ou de cimentation associées à ces surfaces fournit néanmoins des éléments déterminants sur les processus et la dynamique des événements émerifs. Cette approche est basée sur la chronologie relative et la répartition spatiale des différentes phases diagénétiques, ainsi que sur leur caractérisation pétrographique et géochimique. L'intégration de données d'affleurement et de subsurface permet ainsi la reconstitution des paléo-circulations hydrologiques au cours des émerions intraformationnelles et lors des grandes phases de déformation et d'enfouissement, aboutissant soit à la formation des réservoirs en subsurface ou à la surrection des séries et leur mise à l'affleurement. La caractérisation des successions diagénétiques ayant affectées la Formation Natih est abordée à différentes échelles : de l'échelle du pore à celle du réservoir et du bassin. Par ailleurs, cette étude apporte des éléments pour comprendre les facteurs de contrôle des propriétés des réservoirs et des hétérogénéités internes de la Formation Natih, dans le but de mieux comprendre leur répartition et leur prédiction.

Diagenèse précoce

Dans la Formation Natih d'Oman, trois types de surfaces d'émersion ont été analysés. Elles correspondent (1) à la discontinuité majeure du sommet de la formation, (2) aux limites des séquences de 3^{ème} ordre et (3) aux surfaces de discontinuité de cycles de plus haute fréquence.

De manière générale, les 1^{ers} stades diagénétiques enregistrés pendant les phases d'émersion se caractérisent par une dissolution des minéraux instables (HMC et aragonite) et plus rarement par une dissolution des particules en LMC aboutissant à la formation de cavités de

dissolution centimétriques. Ces dissolutions précèdent ou sont contemporaines de la précipitation d'une ou plusieurs phases de sparite météorique, qui possèdent des caractères communs : (1) cristaux limpides peu luminescents en LMC ; (2) morphologie scalénoédrale, granulaire ou de blocage ; (3) composition pauvre en Mg, Sr, Fe et Mn ; (4) valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ significativement plus négatives que les calcites marines cénomaniennes ; (5) valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ positives, proches du pôle marin. Les caractéristiques pétro-diagénétique de ces phases et leur relation spatiale spécifique avec les discontinuités sédimentaires montrent qu'elles précipitent précocement pendant phases d'émersion, à partir d'eaux parentes bien oxygénées dans des lentilles ou des nappes d'eau douce plus ou moins développées. Cette diagenèse météorique s'accompagne à l'échelle des microstructures d'une stabilisation précoce des matrices micritiques.

Deux surfaces d'incision successives se mettent en place au sein d'un prisme globalement progradant de la première séquence de dépôt. Ces incisions sont le résultat de chutes eustatiques du niveau marin de 20 à 30 m. La deuxième surface d'incision IS2 correspond à la limite de la première séquence de dépôt de 3^{ème} ordre (**Grélaud, 2005**). Le début de la séquence suivante (séquence II) s'accompagne d'une modification importante du système sédimentaire, caractérisé notamment par un flux terrigène argileux. L'étude diagénétique détaillée des séquences diagénétiques de part et d'autre de ces surfaces de discontinuités permet l'identification de deux systèmes météoriques distincts qui se développent sous chacune de ces surfaces. Les ciments météoriques générés pendant l'émersion IS1 résultent de processus de dissolution - reprécipitation ne nécessitant pas forcément un volume d'eaux douce important. Ils sont par ailleurs confinés dans les parties les plus proximales de la plate-forme émergée et disparaissent en direction du bassin intrashelf où se déposait au même moment les prismes de bas niveau marin. En revanche, les ciments météoriques associés à la surface IS2 apparaissent largement développés dans l'ensemble de la séquence I et sont corrélables à l'échelle du bassin. Ces données pétrographiques et l'absence de ciment météorique précoce au dessus de la surface IS2 confirme le découpage stratigraphique de la première séquence de dépôt puisque c'est bien sous la deuxième surface d'incision (IS2) que se développe la diagenèse météorique la plus importante.

L'étude géochimique des ciments météoriques associés à IS2 montre qu'ils se mettent en place dans un contexte climatique semi-aride. Ces conditions sont également suggérées par l'absence de phénomènes de karstification et de pédogenèse, ainsi que par l'architecture et la morphologie des incisions qui se formeraient lors d'évènements assez brefs, sans pérennisation d'un système d'écoulement des eaux superficielles. Pour l'acheminement des ions nécessaires au développement des ciments météoriques observés sous IS2, un système de drainage latéral est envisagé via des paléo-circulations au sein d'aquifères phréatiques limitées vers le bas par la couche imperméable des argiles du Nahr Umr. Les processus d'infiltration et de percolation verticale des eaux de pluie restent très limitées. La zone de recharge la plus probable serait les terrains émergés du craton arabe situés à plusieurs centaines de kilomètre au sud/sud-ouest de la zone d'étude. Les carbonates dissous en leur

bordure seraient transportés vers le centre du bassin où sont observées les cimentations. Si un climat chaud et humide est attesté par la présence de nombreux troncs fossiles et de profils latéritiques dans la Formation Wasia, sur la bordure du bouclier Arabe au nord de l'Arabie Saoudite (**Razin, 2008; Le Nindre et al., 2008**), le régime des précipitations sur la plate-forme émergée en Oman aurait donc été très différent.

Mésogénèse et télogénèse

Les phases diagénétiques enregistrées au début de l'enfouissement des séries de la Formation Natih sont assez similaires entre les secteurs d'étude et se traduisent par l'initiation des phénomènes de compaction chimique et par des précipitations calcitiques et dolomitiques développées dans des conditions sub-oxiques à réduites, sous des températures modérées. Par la suite, deux épisodes de déformation tectonique majeurs contrôlent l'évolution mésogénétique qui se différencie en fonction de la position paléogéographique et de l'évolution structurale des différents sites d'étude.

En réponse à l'obduction de la lithosphère océanique (ophiolite de Samail) et au charriage des nappes Hawasina sur la plate-forme arabe au Crétacé terminal, les séries de la Formation Natih subissent un enfouissement rapide et important variant du nord au sud de plus de 10 km sous les nappes (Jebel Akhdar) à moins de 1,5 km au sud du front de chevauchement (Secteur de Fahud). La subsidence rapide des faciès de bassin intrashelf riches en matière organique de la Formation Natih permet une maturation et une migration précoce d'huile dès le début du Tertiaire depuis le bassin flexural vers la zone de bombement périphérique au Sud (**Terken, 1999**). La structure de Fahud est active au Campanien, et le piège structural, scellé par les argiles de la Formation Fiqa, crée une zone de retenue des hydrocarbures (**Filbrandt et al., 2006**). Dans ce contexte, des phases mésogénétiques particulières enregistrées dans le champ de Fahud marquent l'influence progressive de fluides externes enrichis en carbone organique. Cette succession diagénétique se termine par une phase de dissolution partielle des micrites localisée en crête de la structure et dans certains drains. Cette dissolution est la dernière phase diagénétique observée, elle précéderait ou accompagnerait la migration des hydrocarbures. Elle pourrait être expliquée par des circulations de fluides agressifs enrichis en acides organiques et/ou en CO₂, en relation avec la diagenèse de la matière organique. Ces phases n'ont pas été observées dans les autres sites d'études et semblent donc génétiquement liées à la structuration des réservoirs en subsurface.

Une nouvelle phase de déformation compressive intervient entre le Miocène et le Pliocène dans un contexte de collision alpine entre l'Arabie et l'Asie dans la zone du Zagros. Cet épisode est responsable de la surrection des Montagnes d'Oman et de la formation des anticlinaux de l'arc de Salakh. Des circulations de fluides relativement chauds (hydrothermaux ?) pourraient être à l'origine des phases minérales les plus tardives observées à l'affleurement (dolomite baroque, fluorine et sparite de blocage). Ces circulations sont possibles le long d'accidents structuraux actifs à la fin du Tertiaire. L'orientation des fractures cimentées par la dolomite tardive et des stylolites subverticaux observés au Jebel Madar sont

par ailleurs compatibles avec une direction de compression alpine NE-SW. Dans ces affleurements, les caractéristiques pétrographiques et isotopiques des dernières phases de sparite montrent la remontée progressive des séries de la Formation Natih à l'affleurement et leur retour vers des conditions hydrologiques de surface influencées par des circulations de fluides météoriques et par des phénomènes d'altération (sub)récents.

Propriétés réservoir

L'intégration des données stratigraphiques, sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques permet de mieux comprendre la répartition et la variabilité des porosités et des perméabilités observées en subsurface. La distribution des hétérogénéités réservoirs est d'abord liée à des processus sédimentaires et à l'architecture des dépôts. Les processus de diagenèse précoces, puis les processus de fracturation et de diagenèse d'enfouissement (compaction vs cimentation vs dissolution) et de migration des hydrocarbures se surimposent ensuite aux hétérogénéités sédimentaires. Ces processus étant interdépendants, les propriétés réservoir résultent finalement d'interactions complexes entre les différents facteurs de contrôle. De manière assez générale, l'impact de la diagenèse peut-être évaluée qualitativement en tentant de relier la genèse des phénomènes diagénétiques et leur chronologie, avec les propriétés pétrophysiques des échantillons analysés. Ainsi, les modèles diagénétiques associés aux surfaces d'émersion montrent que les ciments météoriques sont plus largement développés dans la paléo-zone phréatique. Dans ce domaine, les porosités primaires et les porosités secondaires créées par la circulation d'eau douce sont consécutivement colmatées par des ciments météoriques. En revanche dans la paléo-zone vadose, les ciments météoriques sont moins développés et préservent une part des porosités primaires et secondaires. Cette amélioration des qualités réservoir dans la paléo-zone vadose est d'autant plus importante que les faciès sont riches en rudistes et en allochèmes aragonitiques. Au cours de l'enfouissement, la préservation des propriétés réservoir est vraisemblablement favorisée par une migration précoce des hydrocarbures. Celle-ci inhibe et ralentit progressivement la diagenèse au sommet du réservoir, tandis que la précipitation de phases minérales se poursuit dans les faciès non remplis d'hydrocarbures, à la base du réservoir. D'autre part, les unités réservoir de la Formation Natih sont essentiellement microporeuses. La stabilisation minéralogique précoce des matrices micritiques par les eaux météoriques semble être un processus déterminant qui favorise dans un premier temps la cohésion et la préservation de textures microporeuses. Celles-ci sont ensuite fortement améliorées au cours de la diagenèse d'enfouissement par la circulation de fluides corrosifs guidés par les hétérogénéités sédimentaires et diagénétiques.

Perspectives

Les résultats de ces travaux de recherche ouvrent différentes perspectives :

1) *Une amélioration du modèle diagénétique de la Formation Natih* pourrait être apportée par l'intégration de données de paléothermicité et de paléosalinité fournies par

l'étude d'inclusions fluides. Celle-ci permettrait par exemple de mieux contraindre l'origine et la chronologie des différentes phases mésogénétiques de compaction, de cimentation, de dissolution et de migration des hydrocarbures. Pour les phases plus précoces, des informations sur les salinités des fluides parents permettraient éventuellement de préciser la nature des fluides (météorique ou mixtes) des sparites C1, C2 ou des dolomites D1.

Par ailleurs une étude plus systématique des relations entre les fractures et les ciments qui les colmatent serait nécessaire pour mieux caractériser les circulations de fluides et les différents régimes de pression dans un cadre structural plus précis.

2) *Une extrapolation régionale* du modèle diagénétique du Natih sur d'autres champs pétroliers d'Oman ou à l'échelle de la plate-forme arabe permettrait de mieux comprendre les systèmes paléohydrologiques du Cénomaniens – Turonien développés sous les surfaces d'émersions à l'échelle de la plaque arabe, de comparer les contrôles sédimento-diagénétiques des propriétés réservoir et de mettre en évidence les différences d'évolution diagénétique en fonction du contexte d'enfouissement et de déformation.

Le cadre sédimentologique et stratigraphique des dépôts sur la plate-forme de l'Albien au Turonien est bien contraint à l'échelle de la plaque arabe. Ainsi les séquences de dépôt de 3^{ème} ordre et les discontinuités qui les surmontent peuvent être reconnues sur plus de 1000 km de distance entre la marge omanaise et la région iranienne. Il serait intéressant de comparer par des études pétro-diagénétiques l'expression des diagenèses précoces en domaine météorique afin de mieux comprendre les effets des paléo-circulations hydrologiques et des cimentations et/ou dissolutions associées sur les propriétés pétrophysiques (porosité – perméabilité) à l'échelle de la marge. Par ailleurs, lors des émersions intraformationnelles de la plate-forme Natih, des conditions climatiques semi-arides ont conditionné les phénomènes de surface par la création d'incisions générées par des systèmes fluviaux éphémères. Ces conditions ont probablement empêché le développement des phénomènes de karstification et de pédogenèse sur la plate-forme émergée. Dans ce contexte, les principales paléo-circulations hydrologiques se sont probablement faites depuis la zone de recharge au droit du craton arabe et des terrains périphériques émergés. Une perspective intéressante serait, à travers l'analyse des séquences diagénétiques intrinsèques des surfaces et de leur propriétés géochimiques, de retracer les paléocirculations hydrologiques et les éventuelles ceintures climatiques à l'échelle de grands transects plate-forme – bassin, ou à l'échelle plus locale d'autres bassins sédimentaires.

L'intégration spatiale des données sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques dans d'autres champs pétroliers pourrait permettre une meilleure connaissance de la distribution des propriétés pétrophysiques et des facteurs qui les gouvernent, ainsi qu'une meilleure prédictibilité dans les zones peu renseignées.

3) *Une modélisation diagénétique et pétrophysique*, à partir d'outils statistiques et de modélisation, aiderait la quantification et la hiérarchisation des différents paramètres qui contrôlent les propriétés réservoir, ainsi que l'évaluation et la prédiction des impacts de la diagenèse et des interactions avec les fluides sur les roches réservoirs.

Les facteurs de contrôle qui gouvernent les propriétés des réservoirs résultent de processus interdépendants et complexes liés à la dynamique sédimentaire, à l'architecture du réservoir, aux évolutions diagenétiques, à la fracturation ... c'est pourquoi l'utilisation de méthodes géostatistiques faciliterait le croisement de plusieurs types de données, sédimentologiques, diagenétiques, pétrophysiques et diagraphiques, afin d'affiner la prédiction spatiale et la modélisation des hétérogénéités internes du réservoir.

Ce travail nécessiterait cependant une quantification des proportions relatives des différents constituants minéralogiques et des effets diagenétiques qui pourrait être réalisée au moyen de méthodes géostatistiques, de comptage ou d'analyse d'image. D'autre part, l'étendue de certaines phases diagenétiques, comme par exemple des ciments précoces météoriques, des phases de dolomitisation ou encore de dissolution tardive pourrait être évaluée par la réalisation de bilan de masse et de modélisation des transports géochimiques et des interactions fluide-roche.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abramovich, S., Keller, G., Stüben, D., & Berner, Z. (2003). Characterization of Late Campanian and Maastrichtian Planktonic Foraminiferal Depth Habitats and Vital Activities Based on Stable Isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 1-29.
- Adams, E. W., Grélaud, C., Pal, M., Csoma, A. É., Al, J., Omar S., & Hinai, R. A. (2011). Improving Reservoir Models of Cretaceous Carbonates With Digital Outcrop Modelling (Jabal Madmar, Oman): Static Modelling and Simulating Clinofolds. *Petroleum Geoscience*, 17(3), 309-332.
- Adams, E. W., Pal, M., & Csoma, A. E. (2010). Improving Carbonate Reservoir Models With Digital Outcrop Modeling - an Example From the Cretaceous Natih Formation, Sultanate of Oman. *Proceedings from Second Arabian Plate Geology Workshop 2010*, Abu Dhabi.
- Al Balushi, S. A. K. (2010). Controls on Lithofacies Variability and Organic-Matter Enrichment in a Carbonate-Dominated Intraself Basin: A Multi-Proxy Study of the Natih-B Member (Upper Cretaceous Natih Formation, North Oman). PhD Thesis. University of Manchester.
- Al Balushi, S. A. K., & Macquaker, J. H. S. (2011). Sedimentological Evidence for Bottom-Water Oxygenation During Deposition of the Natih-B Member Intraself-Basinal Sediments: Upper Cretaceous Carbonate Source Rock, Natih Formation, North Sultanate of Oman. *Georabia*, 16(2), 47-84.
- Al-Aasm, I. S., Taylor, B. E., & South, B. (1990). Stable Isotope Analysis of Multiple Carbonate Samples Using Selective Acid Extraction. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 80(2), 119-125.
- Al-Ghamdi, N., & Read, J. F. (2010). Facies-Based Sequence-Stratigraphic Framework of the Lower Cretaceous Rudist Platform, Shu' Aiba Formation, Saudi Arabia. In F. S. P. Van Buchem, M. J. Al-Husseini, F. Maurer, & H. Droste (Eds.), *Barremian-Aptian Stratigraphy and Petroleum Habitat of the Eastern Arabian Plate* (pp. 367-410). *GeoArabia Special Publication*, 4, Vol. 1.
- Al-Husseini, M. I. (2010). Late Albian, Cenomanian and Turonian Natih Supersequence of Oman: Type Section for Orbiton 7 (103.6–89.0 Ma). *georabia*, 15(4), 125-142.
- Al-Lazki, A. I., Seber, D., Sandvol, E., & Barazangi, M. (2002). A Crustal Transect Across the Oman Mountains on the Eastern Margin of Arabia. *Georabia*, 7(1), 47-78.
- Al-Zaabi, M., Taher, A., Azzam, I., & Witte, J. (2010). Geological Overview of the Middle Cretaceous Mishrif Formation in Abu Dhabi. *Proceedings from Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference*, Abu Dhabi, UAE.
- Allan, J. R., & Matthews, R. K. (1982). Isotope Signature Associated With Early Meteoric Diagenesis. *Sedimentology*, 29, 797-897, 11 Figs., 2 Tabs.
- Alsharhan, A. S., & Nairn, A. E. M. (1986). A Review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and Gulf: Part I. Lower Cretaceous (Thamama Group) Stratigraphy and Paleogeography. *Journal of Petroleum Geology*(4), 365-391.
- Alsharhan, A. S., & Nairn, A. E. M. (1988). A Review of the Cretaceous Formations in the Arabian Peninsula and Gulf: Part II. Mid-Cretaceous (Wasia Group) Stratigraphy and Paleogeography. *Journal of Petroleum Geology*(1), 89-112.
- Amieux, P. (1982). La Cathodoluminescence: Méthode D'Étude Sédimentologique Des Carbonates. *bulletin du centre de recherches Elf Exploration Production*, 6, 437-483.
- Anand, V., & Hirasaki, G. J. (2007). Diffusional Coupling Between Micro and Macroporosity for Nmr Relaxation in Sandstones and Grainstones I. *Petrophysics*, 48(4), 289-307.
- Anderson, T. F., & Arthur, M. A. (1983). Stable Isotopes of Oxygen and Carbon and Their Application to Sedimentologic and Paleoenvironmental Problems. In *Stable Isotopes in Sedimentary Geology* (Vol. 10, pp. 1-1-1-151). SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Aqrabi, A. A. M., Thehni, G. A., Sherwani, G. H., & Kareem, B. M. A. (1998). Mid-Cretaceous

- Rudist-Bearing Carbonates of the Mishrif Formation: An Important Reservoir Sequence in the Mesopotamian Basin, Iraq. *Journal of Petroleum Geology*, 21(1), 57-82.
- Archie, G. E. (1952). Classification of Carbonate Reservoir Rocks and Petrophysical Considerations. *AAPG Bulletin*, 36(2), 278-298.
- Arthur, M. A., Schlanger, S. O., & Jenkyns, H. C. (1987). The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic Controls on Organic-Matter Production and Preservation. *Geological Society, London, Special Publications*, 26(1), 401-420.
- Arthur, M. A., Dean, W. E., & Schlanger, S. O. (1985). Variations in the Global Carbon Cycle During the Cretaceous Related to Climate, Volcanism, and Changes in Atmospheric CO₂. In E. T. Sundquist & W. S. Broecker (Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present* (pp. 504–529). Washington, D. C.: AGU.
- Arvidson, R. S., & Mackenzie, F. T. (1999). The Dolomite Problem; Control of Precipitation Kinetics By Temperature and Saturation State. *American Journal of Science*, 299(4), 257-288.
- Baceta, J. I., Wright, V. P., Beavington-Penney, S. J., & Pujalte, V. (2007). Palaeohydrogeological Control of Palaeokarst Macro-Porosity Genesis During a Major Sea-Level Lowstand: Danian of the Urbasa-Andia Plateau, Navarra, North Spain. *Sedimentary Geology*, 199, 141-169.
- « Baker Hugues ». (2004). Integrated Reservoir Evaluation From Borehole Images, Openhole Logs and Cores, Natih-a Reservoir, Yibal Gas Field, Northern Oman, Phase I: An Integrated Study of Karstic Zones, Tectonic Fractures and Compaction.
- Barnaby, R. J., & Read, J. F. (1992). Dolomitization of a Carbonate Platform During Late Burial; Lower to Middle Cambrian Shady Dolomite, Virginia Appalachians. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1023-1043.
- Barnaby, R. J., & Rimstidt, J. D. (1989). Redox Conditions of Calcite Cementation Interpreted From Mn and Fe Contents of Authigenic Calcites. *Geological Society of America Bulletin*, 101(6), 795-804.
- Barron, E. J., & Washington, W. M. (1985). Warm Cretaceous Climates: High Atmospheric CO₂ as a Plausible Mechanism. In *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂ Natural Variations Archean to Present* 32 (pp. 546-553). Washington, DC: AGU.
- Barron, E. J., Peterson, W. H., Pollard, D., & Thompson, S. (1993). Past Climate and the Role of Ocean Heat Transport: Model Simulations for the Cretaceous. *Paleoceanography*, 8(6), 785-798.
- Barron, E. J., & Washington, W. M. (1984). The Role of Geographic Variables in Explaining Paleoclimates: Results From Cretaceous Climate Model Sensitivity Studies. *J. Geophys. Res.*, 89(D1), 1267-1279.
- Barth, T., & Bjørlykke, K. (1993). Organic Acids From Source Rock Maturation: Generation Potentials, Transport Mechanisms and Relevance for Mineral Diagenesis. *Applied Geochemistry*, 8(4), 325-337.
- Bathurst, R. G. C. (1959). Diagenesis in Mississippian Calcilutites and Pseudobreccias. *Journal of Sedimentary Research*, 29(3), 365-376.
- Bathurst, R. G. C. (1966). Boring Algae, Micrite Envelopes and Lithification of Molluscan Biosparites. 5, 15-32.
- Bathurst, R. G. C. (1975). *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*. Amsterdam ; New York :: Elsevier Scientific Pub. Co.
- Béchenec, F., Le Metour, J., Platel, J.-P., & Roger, J. (1995). Doming and Down-Warping of the Arabian Gplatform in Oman in Relation to Eoalpine Tectonics. *Proceedings from Middle East Petroleum Geosciences Conference, GEO'94.*, Bahrain.
- Béchenec, F., Le Metour, J., Rabu, D., Bourdillon-De-Grissac, C., De Wever, P., Beurrier, M., & Villey, M. (1990). The Hawasina Nappes: Stratigraphy, Palaeogeography and Structural Evolution of a Fragment of the South-Tethyan Passive Continental Margin. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region* *Geological Society, London, Special Publications* 49(1) (pp. 213-223).
- Béchenec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Villey, M., & Beurrier, M. (1988). The Hawasina Basin: A

- Fragment of a Starved Passive Continental Margin, Thrust Over the Arabian Platform During Obduction of the Sumail Nappe. *Tectonophysics*, 151, 323-343.
- Béchenec, F., Wyns, R., Roger, J., Le Metour, J., & Chevrel, S. (1988). Explanatory Notes to the Geological Map of Nazwa, Sheet Nf40-07. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Benito, M. I., Lohmann, K. C., & Mas, R. (2001). Discrimination of Multiple Episodes of Meteoric Diagenesis in a Kimmeridgian Reefal Complex, North Iberian Range, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 71(3), 380-393.
- Benito, M. I., Lohmann, K. C., & Mas, R. (2006). Micro-Sized Dolomite Inclusions in Ferroan Calcite Cements Developed During Burial Diagenesis of Kimmeridgian Reefs, Northern Iberian Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 76(3), 472-482.
- Berner, R. A., & Kothavala, Z. (2001). Geocarb iii: A Revised Model of Atmospheric Co₂ Over Phanerozoic Time. *American Journal of Science*, 301(2), 182-204.
- Beurrier, M. (1988). Géologie De La Nappe Ophiolitique De Samail Dans Les Parties Orientale Et Centrale Des Montagnes D'oman. Doctorate of Science thesis.
- Bice, K. L., Birgel, D., Meyers, P. A., Dahl, K. A., Hinrichs, K.-U., & Norris, R. D. (2006). A Multiple Proxy and Model Study of Cretaceous Upper Ocean Temperatures and Atmospheric Co₂ Concentrations. *Paleoceanography*, 21(2), PA2002.
- Bice, K. L., Huber, B. T., & Norris, R. D. (2003). Extreme Polar Warmth During the Cretaceous Greenhouse? Paradox of the Late Turonian $\Delta^{18}\text{O}$ Record At Deep Sea Drilling Project Site 511. *Paleoceanography*, 18(2), 1031.
- Bischoff, J. L., Juliá, R., Shanks, W. C., & Rosenbauer, R. J. (1994). Karstification Without Carbonic Acid: Bedrock Dissolution By Gypsum-Driven Dedolomitization. *Geology*, 22(11), 995-998.
- Blakey, R. (2011). Global Paleogeography: <http://cpgeosystems.com/paleomaps.html>. Retrieved
- Blount, D. N., & Moore, C. H. (1969). Depositional and Non-Depositional Carbonate Breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, 80(3), 429-442.
- Boggs, S. J., & Krinsley, D. (2006). Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press.
- Boles, J. R., & Franks, S. G. (1979). Clay Diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas; Implications of Smectite Diagenesis on Sandstone Cementation. *Journal of Sedimentary Research*, 49(1), 55-70.
- Boni, M., Parente, G., T, B., De Vivo, B., & Iannace, A. (2000). Hydrothermal Dolomites in Sw Sardinia (Italy): Evidence for a Widespread Late-Variscan Fluid Flow Event. *Sedimentary Geology*, 131(3-4), 181 - 200.
- Boote, D. R. D., Mou, D., & Waite, R. I. (1990). Structural Evolution of the Suneinah Foreland, Central Oman Mountains. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region* Geological Society, London, Special Publications 49(1) (pp. 397-418).
- Botton-Dumay, R., Manivit, T., Massonnat, G., & Gay, V. (2002). Karstic High Permeability Layers: Characterization and Preservation While Modeling Carbonate Reservoirs. Proceedings from Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference, Abu Dhabi, United Arab Emirates.
- Boudier, F., Bouchez, J. L., Nicola, A., Cannat, M., Ceuleneer, G., Misseri, M., & Montigny, R. (1985). Kinematic of Oceanic Thrusting in the Oman Ophiolite: Model for Plate Convergence. *Earth and Planetary Science Letters*, 75, 215-222.
- Bowen, G. J., & Wilkinson, B. (2002). Spatial Distribution of $\Delta^{18}\text{O}$ in Meteoric Precipitation. *Geology*, 30(4), 315-318.
- Braithwaite, C. J. R., & Heath, R. A. (1992). Deposition and Diagenesis of Debris Flows in Upper Ordovician Limestones, Hadeland, Norway. *Sedimentology*, 39(5), 753-767.

- Bralower, T. J., Fullagar, P. D., Paull, C. K., Dwyer, G. S., & Leckie, R. M. (1997). Mid-Cretaceous Strontium-Isotope Stratigraphy of Deep-Sea Sections. *Geological Society of America Bulletin*, 109(11), 1421-1442.
- Brand, U., & Veizer, J. (1980). Chemical Diagenesis of a Multicomponent Carbonate System; 1, Trace Elements. *Journal of Sedimentary Research*, 50(4), 1219-1236.
- Brand, U., & Veizer, J. (1981). Chemical Diagenesis of a Multicomponent Carbonate System; 2, Stable Isotopes. *Journal of Sedimentary Research*, 51(3), 987-997.
- Brass, G. W. (1976). The Variation of Marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ During Phanerozoic Time: Interpretation Using a FI Ux Model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 721-730.
- Breesch, L., Swennen, R., & Vincent, B. (2006). Dolomite Formation in Breccias At the Musandam Platform Border, Northern Oman Mountains, United Arab Emirates. *Journal of Geochemical Exploration*, 89, 19-22.
- Breton, J-P, Béchenec, F., Le Métour, J., Moen-Maurel, L., & Razin, P. (2004). Eoalpine (Cretaceous) Evolution of the Tethyan Continental Margin : Insights From a Structural Field Study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). *Georabia*, 9(22), 41-57.
- Brigaud, B., Pucéat, E., Pellenard, P., Vincent, B., & Joachimski, M. M. (2008). Climatic Fluctuations and Seasonality During the Late Jurassic (Oxfordian-Early Kimmeridgian) Inferred From $\delta^{18}\text{O}$ of Paris Basin Oyster Shells. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 58-67.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Blanc, P., & Trouiller, A. (2010). Acoustic Properties of Ancient Shallow-Marine Carbonates: Effects of Depositional Environments and Diagenetic Processes (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Journal of Sedimentary Research*, 80(9), 791-807.
- Budd, D. A. (1989). Micro-Rhombic Calcite and Microporosity in Limestones: A Geochemical Study of the Lower Cretaceous Thamama Group, U.A.E. *Sedimentary Geology*, 63(3-4), 293-311.
- Budd, D. A. (1997). Cenozoic Dolomites of Carbonate Islands: Their Attributes and Origin. *Earth-Science Reviews*, 42, 1-47.
- Budd, D. A., Hammes, U., & Ward, W. B. (2000). Cathodoluminescence in Calcite Cements: New Insights on Pb and Zn Sensitizing, Mn Activation, and Fe Quenching At Low Trace-Element Concentrations. *Journal of Sedimentary Research*, 70(1), 217-226.
- Budd, D. A., & Land, L. S. (1990). Geochemical Imprint of Meteoric Diagenesis in Holocene Ooid Sands, Schooner Cays, Bahamas; Correlation of Calcite Cement Geochemistry With Extant Groundwaters. *Journal of Sedimentary Research*, 60(3), 361-378.
- Bulot, L. G., Kennedy, W. J., Philip, J., & Robert, E. ((in prep.)). Ammonites From the Wasia Group (Albian - Cenomanian) of the Central Oman Mountains: Systematics, Biostratigraphy and Paleobiogeography. *Georabia*.
- Burchette, T. (1993). Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: Carbonate Platform Growth Along a Cratonic Basin Margin. In J. A. T. Simo, R. W. Scott, & J.-P. Masse (Eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms: Aapg Memoir 56* (pp. 185-199).
- Burchette, T., Al Suwaidi, A., & Elsaid, E. I. (2010). The Mid-Cretaceous Unconformity in the Southern Arabian Gulf. *Proceedings from 2nd Arabian Plate Geology Workshop, Abu Dhabi, UAE*.
- Burns, S. J., Haudenschild, U., & Matter, A. (1994). The Strontium Isotopic Composition of Carbonates From the Late Precambrian (~ 560-540 Ma) Huqf Group of Oman. *Chemical Geology*, 11, 269-282.
- Burns, S. J., Matter, A., Frank, N., & Mangini, A. (1998). Speleothem-Based Paleoclimate Record From Northern Oman. *Geology*, 26(6), 499-502.
- Cantrell, D. L., & Hagerty, R. M. (1999). Microporosity in Arab Formation Carbonates, Saudi Arabia. *Georabia*, 4(2), 129-154.

- Carothers, W. W., & Kharaka, Y. K. (1978). Aliphatic Acid Anions in Oil-Field Waters; Implications for Origin of Natural Gas. *AAPG Bulletin*, 62(12), 2441-2453.
- Casini, G., Gillespie, P. A., Vergés, J., Romaine, I., Fernandez, N., Casciello, E., ... Hunt, D. W. (2011). Sub-Seismic Fractures in Foreland Fold and Thrust Belts: Insight From the Lurestan Province, Zagros Mountains, Iran. *Petroleum Geoscience*, 17(3), 263-282.
- Cawood, P. A., Green, F. K., & Calon, T. J. (1990). Origin of Culminations Within the Southeast Oman Mountains At Jebel Ma-Jhool and Ibra Dome. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region* Geological Society, London, Special Publications 49(1) (pp. 429-445).
- Cerling, T. E. (1991). Carbon Dioxide in the Atmosphere; Evidence From Cenozoic and Mesozoic Paleosols. *American Journal of Science*, 291(4), 377-400.
- Choquette, P. W., & Hiatt, E. E. (2008). Shallow-Burial Dolomite Cement: A Major Component of Many Ancient Sucrosic Dolomites. *Sedimentology*, 55(2), 423-460.
- Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *AAPG Bulletin*, 54(2), 207-244.
- Chow, N., & Wendte, J. (2011). Palaeosols and Palaeokarst Beneath Subaerial Unconformities in an Upper Devonian Isolated Reef Complex (Judy Creek), Swan Hills Formation, West-Central Alberta, Canada. *Sedimentology*, 58(4), 960-993.
- Clari, P. A., Dela Pierre, F., & Martir, L. (1995). Discontinuities in Carbonate Successions: Identification, Interpretation and Classification of Some Italian Examples. *Sedimentary Geology*, 100(1-4), 97 - 121.
- Claringbould, J. S., Sarg, J. F., Hyden, B. B., & Trudgill, B. D. (2011). Three-Dimensional Structural Evolution of a Salt-Cored Domed, Reactivated Fault Complex, Jebel Madar, Oman. *Proceedings from AAPG Annual Convention & Exhibition 2011, Houston*.
- Clarke, L. J., & Jenkyns, H. C. (1999). New Oxygen Isotope Evidence for Long-Term Cretaceous Climatic Change in the Southern Hemisphere. *Geology*, 27(8), 699-702.
- Clayton, R. N., Friedman, I., Graf, D. L., Mayeda, T. K., Meents, W. F., & Shimp, N. F. (1966). The Origin of Saline Formation Waters: I. Isotopic Composition. *Journal of Geophysical Research*, 71, 3869-3882.
- Coccioni, R., & Galeotti, S. (2003). The Mid-Cenomanian Event: Prelude to Oae 2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, 427-440.
- Combes, P.-J., Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.-J., Séranne, M., Lesage, J.-L., & Camus, H. (2007). Latest-Cretaceous/Paleocene Karsts With Marine Infillings From Languedoc (South of France); Paleogeographic, Hydrogeologic and Geodynamic Implications. *Geodynamica Acta*, 20(5), 301-326.
- Corsten, Cees, Mahrooqi, Said, & Engbers, Peter. (2005). Good Vibrations in Fahud. *The Leading Edge*, 24(8), 827-830.
- Cortis, A. L., Asyee, W. H., Borgomano, J., Foster, K. A., Godfrey, S., Harris, K., ... Vizamora, A. (2001). Comparative Seismo-Stratigraphic Architecture of Two Cretaceous Carbonate Platform Sequences: Influence of Local Tectonics and Sea-Level Fluctuations on Development of Reservoir Architecture. *Proceedings from SPE Middle East Oil Show, Bahrain*. SPE 68145.
- Coy, G. (2003). Sedimentological and Diagenetic Controls on Rock Strength and Compaction Within the Natih a in Yibal 448 and Through Integration With Additional Cored and Uncored Wells in the Wider Yibal Field, North Oman., 55.
- Creusen, A., Maamari, K. K., Tull, S., Vahrenkamp, V., Mookerjee, A., & Van Rijen, M. F. J. (2007). Property Modelling Small Scale Heterogeneity of Carbonate Facies. *Proceedings from SPE/EAGE Reservoir Characterization and Simulation Conference, Abu Dhabi, UAE*.
- Croizé, D., Renard, F., Bjørlykke, K., & Dysthe, D. K. (2010). Experimental Calcite Dissolution Under Stress: Evolution of Grain Contact Microstructure During Pressure Solution Creep. *J. Geophys. Res.*, 115, B09207.
- Cross, N., Goodall, I., Hollis, C., Burchette, T., Al-Ajmi, H. Z. D., Gorman Johnson, I., ... Davies,

- R. (2010). Reservoir Description of a Mid-Cretaceous Siliciclastic-Carbonate Ramp Reservoir: Mauddud Formation in the Raudhatain and Sabiriyah Fields, North Kuwait. *Geoarabia*, 15(2), 17-50.
- Crowley, T. J., & Berner, R. A. (2001). CO₂ and Climate Change. *Science*, 292(5518), 870-872.
- Csoma, A. É., Adams, E. W., Beintema, K., Grélaud, C., Hollis, C., & Mallarino, G. (2008). Improving Understanding of 3-D Distribution of Diagenetic Processes With Digital Outcrop Modeling: Example From the Natih Formation, Jabal Madmar, Oman. Proceedings from GEO 2008 Middle East Conference and Exhibition, Manama, Bahrain.
- Csoma, A. É., Goldstein, R. H., Mindszenty, A., & Simone, L. (2004). Diagenetic Salinity Cycles and Sea Level Along a Major Unconformity, Monte Comosauro, Italy. *Journal of Sedimentary Research*, 74(6), 889-903.
- Davies, G. R., Casey, D. M., & Horbury, A. D. (2002). Early to Mid-Cretaceous Mixed Carbonate-Clastic Shelfal Systems: Examples, Issues and Models From the Arabian Plate. *Geoarabia*, 7(3), 541-598.
- Davies, G. R., & Smith, L. B. (2006). Structurally Controlled Hydrothermal Dolomite Reservoir Facies: An Overview. *AAPG Bulletin*, 90(11), 1641-1690.
- Davies, Q., & Bliefnick, D. (2005). Sedimentological and Reservoir Quality of the Natih Formation in Fahud Field Based on Fahud-374h1, -370h1, -290h1, -225h1, -180h1, -176h1, -175h1, -136h1, -131h1, -62h1, -55rh1, -29h1, -22h1, -19h1, -18h1, -16h1, -13h1, -7h1 and -5h1.
- De Keijzer, M., Hillgärtner, H., Al Dhahab, S., & Rawnsley, K. (2007). A Surface-Subsurface Study of Reservoir-Scale Fracture Heterogeneities in Cretaceous Carbonates, North Oman. Geological Society, London, Special Publications, 270(1), 227-244.
- Deville De Periere, M. (2011). Origine Sedimento-Diagenétique De Réservoirs Carbonatés Microporeux : Exemple De La Formation Mishrif (Cénomani) Du Moyen-Orient. Thèse de doctorat. Université de Bourgogne.
- Deville De Periere, M., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., & Poli, E. (2011). Morphometry of Micrite Particles in Cretaceous Microporous Limestones of the Middle East: Influence on Reservoir Properties. *Marine and Petroleum Geology*, 28(9), 1727 - 1750.
- Dickens, G. R., O'Neil, J. R., Rea, D. K., & Owen, R. M. (1995). Dissociation of Oceanic Methane Hydrate as a Cause of the Carbon Isotope Excursion At the End of the Paleocene. *Paleoceanography*, 10(6), 965-971.
- Dickson, J. A. D. (1966). Carbonate Identification and Genesis as Revealed By Staining. *Journal of Sedimentary Research*, 36(2), 491-505.
- Dickson, J. A. D. (1990). Carbonate Mineralogy and Chemistry. In M. E. Tucker & V. P. Wright (Eds.), *Carbonate Sedimentology* (pp. 284-313). Oxford: Blackwell Scientific Publications.
- Dickson, J. A. D., & Saller, A. H. (1995). Identification of Subaerial Exposure Surfaces and Porosity Preservation in Pennsylvanian and Lower Permian Shelf Limestones, Eastern Central Basin Platform, Texas. In D. A. Budd, A. H. Saller, & P. M. Harris (Eds.), *Unconformities in Carbonate Strata - Their Recognition and the Significance of Associated Porosity*. (pp. 239-257). American Association of Petroleum Geologists, Memoir no. 57.
- Dickson, J. A. D., & Saller, A. H. (2006). Carbon Isotope Excursions and Crinoid Dissolution At Exposure Surfaces in Carbonates, West Texas, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76(3), 404-410.
- Dromart, G., Garcia, J.-P., Gaumet, F., Picard, S., Rousseau, M., Atrops, F., Sheppard, S. M. F. (2003). Perturbation of the Carbon Cycle At the Middle/Late Jurassic Transition: Geological and Geochemical Evidence. *American Journal of Science*, 303(8), 667-707.
- Droste, H. (2010). High-Resolution Seismic Stratigraphy of the Shu'Aiba and Natih Formations in the Sultanate of Oman: Implications for Cretaceous Epeiric Carbonate Platform Systems. Geological Society, London, Special Publications 329, Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East. *Stratigraphic and Diagenetic Reference Models*, 145-162.

- Droste, Henk, & Van Steenwinkel, M. (2004). Stratal Geometries and Patterns of Platform Carbonates: The Cretaceous of Oman. In Eberli, Gregor P., Masferro, Jose Luis, & J. F. R. Sarg (Eds.), *Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems* (Vol. 81, pp. 185-206). AAPG Memoir.
- Duggan, J. P., Mountjoy, E. W., & Stasiuk, L. D. (2001). Fault-Controlled Dolomitization At Swan Hills Simonette Oil Field (Devonian), Deep Basin West-Central Alberta, Canada. *Sedimentology*, 48, 301-323.
- Dujoncqouy, E. (2011). *Architecture Stratigraphique Et Caracterisation Reservoir Des Systemes Carbonates Progradants Cretace Inferieur Du Sultanat D'oman: Etude Integree En Subsurface Et a L'affleurement Du Systeme Progradant Lekhwair/Habshan/Salil*. thèse de Doctorat. Michel de Montaigne Bordeaux 3, Bordeaux.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 1, 108-121, 7 Pls.
- Dunnington, H. V. (1954). Stylolite Development Post-Dates Rock Induration. *Journal of Sedimentary Research*, 24(1), 27-49.
- Durlet, C. (1996). *Apport De La Diagenèse Des Discontinuités À L'Interprétation Paléo-Environnementale Et Séquentielle D'Une Plate-Forme Carbonatée*. PhD thesis. Université de Bourgogne, Dijon.
- Durlet, C., & Loreau, J.-P. (1996). Inherent Diagenetic Sequence of Hardgrounds Resulting From Marine Ablation of Exposure Surfaces. Example of the Burgundy Platform, Bajocian (France). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Série IIA: Sciences de la Terre et des Planètes*, 323, 389-396.
- Ehrenberg, S. N., Walderhaug, O., & Bjørlykke, K. (2012). Carbonate Porosity Creation By Mesogenetic Dissolution: Reality Or Illusion? *AAPG Bulletin*, 96(2), 217-233.
- Embry, A. F., & Klovan, J. E. (1971). A Late Devonian Reef Tract on Northeastern Banks Island Northwest Territories. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 19, 730-781.
- Emery, D., & Dickson, J. A. D. (1989). A Syndepositional Meteoric Phreatic Lens in the Middle Jurassic Lincolnshire Limestone, England, U.K. *Sedimentary Geology*, 65(3-4), 273-284.
- Emery, D., & Marshall, J. D. (1989). Zoned Calcite Cements: Has Analysis Outpaced Interpretation? *Sedimentary Geology*, 65(3-4), 205-210.
- Erba, E. (2004). Calcareous Nannofossils and Mesozoic Oceanic Anoxic Events. *Marine Micropaleontology*, 52, 85-106.
- Erbacher, J., Thurow, J., & Littke, R. (1996). Evolution Patterns of Radiolaria and Organic Matter Variations: A New Approach to Identify Sea-Level Changes in Mid-Cretaceous Pelagic Environments. *Geology*, 24(6), 499-502.
- Evamy, B. D. (1963). The Application of a Chemical Staining Technique to a Study of Dedolomitisation. *Sedimentology*, 2(2), 164-170.
- Fabricius, I. L. (2000). Interpretation of Burial History and Rebound From Loading Experiments and Occurrence of Microstylolites in Mixed Sediments of Caribbean Sites 999 and 1001. In R. M. Leckie, H. Sigurdsson, G. D. Acton, & G. Draper (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 165 (pp. 177-190).
- Farzadi, P. (2006). The Development of Middle Cretaceous Carbonate Platforms, Persian Gulf, Iran: Constraints From Seismic Stratigraphy, Well and Biostratigraphy. *Petroleum Geoscience*, 12(1), 59-68.
- Farzadi, P., & Hesthammer, J. (2007). Diagnosis of the Upper Cretaceous Palaeokarst and Turbidite Systems From the Iranian Persian Gulf Using Volume-Based Multiple Seismic Attribute Analysis and Pattern Recognition. *Petroleum Geoscience*, 13(3), 227-240.
- Filbrandt, J. B., Al-Dhahab, S., Al-Habsy, A., Harris, K., Keating, J., Al-Mahruqi, S., ... Robertson, T. (2006). Kinematic Interpretation and Structural Evolution of North Oman, Block 6, Since the Late Cretaceous and Implications for Timing of Hydrocarbon Migration Into Cretaceous Reservoirs. *Geoscientific Research*, 11(1), 97-140.

- Finkel, E. A., & Wilkinson, B. H. (1990). Stylolitization as Source of Cement in Mississippian Salem Limestone, West-Central Indiana. *AAPG Bulletin*, 74(2), 174-186.
- Fleury, M., Santerre, Y., & Vincent, B. (2007). Carbonate Rock Typing From Nmr Relaxation Measurements. Proceedings from SPWLA 48th Annual Logging Symposium, Austin, Texas, United States.
- Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., Guiraud, R., & Masse, J. P. (2007). Impacts of Palaeogeography and Sea Level Changes on Mid-Cretaceous Climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247, 357-381.
- Folk, R. L. (1965). Some Aspects of Recrystallisation in Ancient Limestones. In L. C. Pray & R. C. Murray (Eds.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis* (pp. 14-48). Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publication.
- Folk, R. L., & Pittman, J. S. (1971). Length-Slow Chalcedony; a New Testament for Vanished Evaporites. *Journal of Sedimentary Research*, 41(4), 1045-1058.
- Folk, R. L., & Weaver, C. E. (1952). A Study of the Texture and Composition of Chert. *American Journal of Science*, 250(7), 498-510.
- Folkman, Y. (1969). Diagenetic Dedolomitization in the Albian-Cenomanian Yagur Dolomite on Mount Carmel (Northern Israel). *Journal of Sedimentary Research*, 39(1), 380-385.
- Fournier, M., Lepvrier, C., Razin, P., & Jolivet, L. (2006). Hlate Cretaceous to Paleogene Post-Obduction Extension and Subsequent Neogene Compression in the Oman Mountains. *GeoArabia*, 11(4), 17-40.
- Frakes, L. A., Francis, J. E., & Syktus, J. I. (1992). *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge, United Kingdom,: Cambridge University Press.
- Frank, J. R., Carpenter, A. B., & Oglesby, T. W. (1982). Cathodoluminescence and Composition of Calcite Cement in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), Southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 52(2), 631-638.
- Frank, T. D., & Bernet, K. (2000). Isotopic Signature of Burial Diagenesis and Primary Lithological Contrasts in Periplatform Carbonates (Miocene, Great Bahama Bank). *Sedimentology*, 47(6), 1119-1134.
- Frank, T. D., & Lohmann, K. C. (1995). Early Cementation During Marine-Meteoritic Fluid Mixing; Mississippian Lake Valley Formation, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 65(2a), 263-273.
- Frank, T. D., & Lohmann, K. C. (1996). Diagenesis of Fibrous Magnesian Calcite Marine Cement: Implications for the Interpretation of $[\Delta]18O$ and $[\Delta]13C$ Values of Ancient Equivalents. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(13), 2427-2436.
- Frank, T. D., Lohmann, K. C., & Meyers, W. J. (1996). Chronostratigraphic Significance of Cathodoluminescence Zoning in Syntaxial Cement: Mississippian Lake Valley Formation, New Mexico. *Sedimentary Geology*, 105(1-2), 29 - 50.
- Freeman-Lynde, R. P., McClain, W. R., & Lohmann, K. C. (1988). Deep-Marine Origin of Equant Spar Cements in Oligocene-Miocene Perireef Boundstones, Leg 101, Site 635, Northeast Providence Channel, Bahamas. In J. A. Austin & W. Schlager (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Progra, Scientific Results, Vol. 101: College Station, Tx* (pp. 255-261).
- Friedman, G. M., Gebelein, C. D., & Sanders, J. E. (1971). Micritic Envelopes of Carbonate Grains Are Not Exclusively of Photosynthetic Algal Origin. *Sedimentology*, 16(1-2), 89-96.
- Frija, G., & Parente, M. (2008). Strontium Isotope Stratigraphy in the Upper Cenomanian Shallow-Water Carbonates of the Southern Apennines: Short-Term Perturbations of Marine $87sr/86sr$ During the Oceanic Anoxic Event 2. *palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261, 15-29.
- Fu, Q., Qing, H., Bergman, K. M., & Yang, C. (2008). Dedolomitization and Calcite Cementation in the Middle Devonian Winnipegosis Formation in Central Saskatchewan, Canada. *Sedimentology*, 55(6), 1623-1642.
- Gale, A. S., Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W. J., Young, J. R., & Phansalkar, V. (2002).

- Global Correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) Sequences: Evidence for Milankovitch Control on Sea Level. *Geology*, 30(4), 291-294.
- Gale, A. S., Voigt, S., Sageman, B. B., & Kennedy, W. J. (2008). Eustatic Sea-Level Record for the Cenomanian (Late Cretaceous), extension to the Western Interior Basin, USA. *Geology*, 36(11), 859-862.
- Gasparrini, M. (2003). Large-Scale Hydrothermal Dolomitisation in the Southwestern Cantabrian Zone (Nw Spain): Causes and Controls of the Process and Origin of the Dolomitising Fluids. PhD Thesis. Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg.
- Gerdes, K. D., Winefield, P., Simmons, M. D., & Van, O., C. (2010). The Influence of Basin Architecture and Eustacy on the Evolution of Tethyan Mesozoic and Cenozoic Carbonate Sequences. *Geological Society, London, Special Publications*, 329(1), 9-41.
- Giles, M. R. (1997). *Diagenesis: A Quantitative Perspective; Implications for Basin Modeling and Rock Property Prediction*. Dordrecht, Boston: Kluwer Academic Publishers.
- Giles, M. R., & Marshall, J. D. (1986). Constraints on the Development of Secondary Porosity in the Subsurface: Re-Evaluation of Processes. *Marine and Petroleum Geology*, 3(3), 243-255.
- Gingras, M. K., Pemberton, S. G., Muelenbachs, K., & Machel, H. (2004). Conceptual Models for Burrow-Related, Selective Dolomitization With Textural and Isotopic Evidence From the Tyndall Stone, Canada. *Geobiology*, 2(1), 21-30.
- Glennie, K. W., Boeuf, M. G. A., Hughes, C., M. W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W., & Reinhardt, B. M. (1995). Late Cretaceous Nappes in Oman Mountains and Their Geological Evolution. *AAPG bulletin*, 57, 5-27.
- Glennie, K. W., Hughes, C., M. W., Boeuf, M. G. A., Pilaar, W. F. H., & Reinhardt, B. M. (1990). Inter-Relationship of Makran-Oman Mountains Belts of Convergence. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region* Geological Society, London, Special Publications 49(1) (pp. 773-786).
- Glennie, K.W., Boeuf, M. G. A., Hughes-Clarke, M. W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W. F. H., & Reinhardt, B. M. (1974). Geology of the Oman Mountains. *Verh. K. Ned. geol. Mijnb. Genoot.*, 31, 1-423.
- Goldberg, M. (1967). Supratidal Dolomitization and Dedolomitization in Jurassic Rocks of Hamakhtesh Haqatan, Israel. *Journal of Sedimentary Research*, 37(3), 760-773.
- Goldstein, R. H., & Reynolds, T. J. (1994). Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. 31.
- Goldstein, R. H. (1988). Cement Stratigraphy of Pennsylvanian Holder Formation, Sacramento Mountains, New Mexico. *AAPG Bulletin*, 72(4), 425-438.
- Gregg, J. M., & Sibley, D. F. (1984). Epigenetic Dolomitization and the Origin of Xenotopic Dolomite Texture. 54/3, 908-931, 19 Figs.
- Grélaud, C., Razin, P., & Homewood, P. (2010). Channelized Systems in an Inner Carbonate Platform Setting: Differentiation Between Incisions and Tidal Channels (Natih Formation, Late Cretaceous, Oman). In F. S. P. Van Buchem, K. D. Gerdes, & M. Esteban (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East. Stratigraphic and Diagenetic Reference Models* (pp. 163-186).
- Grélaud, C. (2005). Enregistrement Stratigraphique des phases d'émersions sur les plates-formes carbonatées. thèse de Doctorat. Michel de Montaigne Bordeaux 3, Bordeaux.
- Grélaud, C., Razin, P., Homewood, P. W., & Schwab, A. M. (2006). Development of Incisions on a Periodically Emergent Carbonate Platform (Natih Formation, Late Cretaceous, Oman). *journal of sedimentary research*, 76(4), 647-669.
- Gréselle, B., & Pittet, B. (2005). Fringing Carbonate Platforms At the Arabian Plate Margin in Northern Oman During the Late Aptian-Middle Albian: Evidence for High-Amplitude Sea-Level Changes. *Sedimentary Geology*, 175, 367-390.
- Habermann, D., Neuser, R. D., & Richter, D. K. (1998). Low Limit of Mn²⁺-Activated

- Cathodoluminescence of Calcite: State of the Art. *Sedimentary Geology*, 116(1-2), 13-24.
- Hajikazemi, E., Al-Aasm, I. S., & Coniglio, M. (2010). Subaerial Exposure and Meteoric Diagenesis of the Cenomanian-Turonian Upper Sarvak Formation, Southwestern Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1), 253-272.
- Hallam, A. (1985). A Review of Mesozoic Climates. *Journal of the Geological Society*, 142(3), 433-445.
- Hamon, Y. (2004). Morphologie, Évolution Latérale Et Signification Géodynamique Des Discontinuités Sédimentaires. Exemple Du Lias De La Marge Ouest Du Bassin Du Sud-Est (France). Thèse de doctorat. Université Montpellier II.
- Hanna, S. S. (1990). The Alpine Deformation of the Central Oman Mountains. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region* Geological Society, London, Special Publications 49(1) (pp. 341-359).
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Change. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross, & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea Level Changes, an Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 42 (pp. 71-108).
- Haq, B., & Al-Qahtani, A. M. (2005). Phanerozoic Cycles of Sea-Level Change on the Arabian Platform. *georabia*, 10(2), 127-160.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graciansky, P.-C., & Vail, P. R. (1998). Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. In J. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jaquin, & P. R. Vail (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. *SEPM Special Publication 60* (pp. 3-13). Tulsa, Oklahoma: SEPM (Society for Sedimentary Geology). doi:10.2110/pec.98.02.0003
- Hardie, L. A. (1996). Secular Variation in Seawater Chemistry: An Explanation for the Coupled Secular Variation in the Mineralogies of Marine Limestones and Potash Evaporites Over the Past 600 M.Y. *Geology*, 24(3), 279-283.
- Harris, P. M., & Frost, S. H. (1984). Middle Cretaceous Carbonate Reservoirs, Fahud Field and Northwestern Oman. *AAPG Bulletin*, 68(5), 649-658.
- Harris, P. M., Frost, S. H., Seiglie, G. A., & Schneidermann, N. (1984). Regional Unconformities and Depositional Cycles, Cretaceous of the Arabian Peninsula. In J. S. Schlee (Ed.), *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulations* (pp. 67-80).
- Harrison, R. S. (1975). Porosity in Pleistocene Grainstones From Barbados : Some Preliminary Observations. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 23(3), 383-392.
- Hawasega, T. (2003). Cretaceous Terrestrial Paleoenvironments of Northeastern Asia Suggested From Carbon Isotope Stratigraphy: Increased Atmospheric Pco₂-Induced Climate. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 849-859.
- Hay, W. W., & Deconto, R. M. (1999). Comparison of Modern and Late Cretaceous Meridional Energy Transport and Oceanology. *Geological Society of America Special Papers Geological Society of America Special Papers*, 332, 283-300.
- Hendry, J. P. (1993). Calcite Cementation During Bacterial Manganese, Iron and Sulphate Reduction in Jurassic Shallow Marine Carbonates. *Sedimentology*, 40(1), 87-106.
- Hesselbo, S. P., Grocke, D. R., Jenkyns, H. C., Bjerrum, C. J., Farrimond, P., Morgans, B., Helen S., & Green, O. R. (2000). Massive Dissociation of Gas Hydrate During a Jurassic Oceanic Anoxic Event. *Nature*, 406(6794), 392-395.
- Heydari, E. (1997). Hydrotectonic Models of Burial Diagenesis in Platform Carbonates Based on Formation Water Geochemistry in North American Sedimentary Basins. In *Basin-Wide Diagenetic Patterns Integrated Petrologic Geochemical and Hydrologic Considerations* (pp. 53-79).
- Hilgers, C., Kirschner, D. L., Breton, J.-P., & Urai, J. L. (2006). Fracture Sealing and Fluid Overpressures in Limestones of the Jabal Akhdar Dome, Oman Mountains. *Geofluids*, 6(2), 168-184.

- Hillgärtner, H. (1998). Discontinuity Surfaces on a Shallow-Marine Carbonate Platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, 68(6), 1093-1108.
- Hillgärtner, H., Van, B., Frans S.P., Gaumet, F., Razin, P., Pittet, B., Grötsch, J., & Droste, H. (2003). The Barremian-Aptian Evolution of the Eastern Arabian Carbonate Platform Margin (Northern Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 73(5), 756-773.
- Hird, K., & Tucker, M. E. (1988). Contrasting Diagenesis of Two Carboniferous Oolites From South Wales: A Tale of Climatic Influence. *Sedimentology*, 35(4), 587-602.
- Holland, M., & Urai, J. L. (2010). Evolution of Anastomosing Crack-Seal Vein Networks in Limestones: Insight From an Exhumed High-Pressure Cell, Jabal Shams, Oman Mountains. *Journal of Structural Geology*, 32(9), 1279 - 1290.
- Holland, M., Urai, J. L., Mucchez, P., & Willemse, E. J. M. (2009). Evolution of Fractures in a Highly Dynamic Thermal, Hydraulic, and Mechanical System – (I) Field Observations in Mesozoic Carbonates, Jabal Shams, Oman Mountains. *Georabia*, 14(1), 57-110.
- Hollis, C. (2011). Diagenetic Controls on Reservoir Properties of Carbonate Successions Within the Albian–Turonian of the Arabian Plate. *Petroleum Geoscience*, 17, 223-241.
- Hollis, C., Taberner, C., Caputi, M., Huang, Y., Vahrenkamp, V., Musallameh, T., & Abu-Shiekah, I. (2006, March, 27-29). Characterisation of Early Diagenetic Cementation in the Natih Formation, Oman, and It's Impact on Reservoir Sweep. Proceedings from GEO 2006 Middle East Conference and Exhibition, Manama, Bahrain.
- Hollis, C., Vahrenkamp, V., Tull, S., Mookerjee, A., Taberner, C., & Huang, Y. (2010). Pore System Characterisation in Heterogeneous Carbonates: An Alternative Approach to Widely-Used Rock-Typing Methodologies. *Marine and Petroleum Geology*, 27(4), 772 - 793.
- Homewood, P., Razin, P., Grélaud Carine, Droste, Henk, Vahrenkamp, Volker, Mettraux, Monique, & Mattner, J. (2008). Outcrop Sedimentology of the Natih Formation, Northern Oman: A Field Guide to Selected Outcrops in the Adam Foothills and Al Jabal Al Akhdar Areas. *Georabia*, 13(3), 39-120.
- Horbury, A. D., & Adams, A. E. (1989). Meteoric Phreatic Diagenesis in Cyclic Late Dinantian Carbonates, Northwest England. *Sedimentary Geology*, 65(3-4), 319-344.
- Horbury, A. D., & Qing, H. (2004). „Pseudobreccias“ Revealed as Calcrete Mottling and Bioturbation in the Late Dinantian of the Southern Lake District, Uk. *Sedimentology*, 51(1), 19-38.
- Huber, B. T. (1998). Tropical Paradise At the Cretaceous Poles? *Science*, 282(5397), 2199.
- Huber, B. T., Hodell, D. A., & Hamilton, C. P. (1995). Middle-Late Cretaceous Climate of the Southern High Latitudes: Stable Isotopic Evidence for Minimal Equator-to-Pole Thermal Gradients. *Geological Society of America Bulletin*, 107(10), 1164-1191.
- Huber, B. T., Norris, R. D., & Macleod, K. G. (2002). Deep-Sea Paleotemperature Record of Extreme Warmth During the Cretaceous. *Geology*, 30(2), 123-126.
- Hughes-Clarke, M. W. (1988). Stratigraphy and Rock Unit Nomenclature in the Oil-Producing Area of Interior Oman. *Journal of Petroleum Geology*, 11(1), 5-60.
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S. J., Scott, R. W., Geel, T., Lehmann, J., ... Bolder-Schrijver, L. J. A. (1999). Late Aptian to Late Albian Sea-Level Fluctuations Constrained By Geochemical and Biological Evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 69(2), 434-446.
- Immenhauser, A., Creusen, A., Esteban, M., & Vonhof, H. B. (2000). Recognition and Interpretation of Polygenic Discontinuity Surfaces in the Middle Cretaceous Shu'Aiba, Nahr Umr, and Natih Formations of Northern Oman. *Georabia*, 5(2), 299-322.
- Immenhauser, A., Dublyansky, Y. V., Verwer, K., Fleitman, D., & Pashenko, S. E. (2007). Textural, Elemental, and Isotopic Characteristics of Pleistocene Phreatic Cave Deposits (Jabal Madar, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 77(2), 68-88.
- Immenhauser, A., Nägler, T. F., Steuber, T., & Hippler, D. (2005). A Critical Assessment of

- Mollusk 180/160, Mg/Ca, and 44ca/40ca Ratios as Proxies for Cretaceous Seawater Temperature Seasonality. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215(3-4), 221-237.
- Immenhauser, A., & Rameil, N. (2011). Interpretation of Ancient Epikarst Features in Carbonate Successions - a Note of Caution. *Sedimentary Geology*, 239, 1-9.
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S. J., Scott, R. W., Geel, T., Lehmann, J., ... Bolder-Schrijver, L. J. A. (2000). Origin and Correlation of Disconformity Surfaces and Marker Beds, Nahr Umr Formation, Northern Oman
- Irwin, H., Cutis, C., & Coleman, M. (1977). Isotope Evidence for Source of Diagenetic Carbonates Formed During Burial of Organic-Rich Sediments. *Nature*, 269, 209-213.
- Jacovides, J., & Varol, O. (2000). The Biostratigraphy and Palaeoenvironmental Interpretation of the Natih Formation of North Oman Within Wells: Al Ghubar-15, Fahud-16, Fahud-175, Fahud-180, Fahud-316 and Shurooq-2. *Millenia Report for PDO, Project no. 363/99*.
- James, G. A., & Wynd, J. G. (1965). Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. *AAPG Bulletin* 49(12), 2182-2245.
- James, N. P., & Choquette, P. W. (1983). Limestones - the Seafloor Diagenetic Environment. 10, 162-179.
- James, N. P., & Choquette, P. W. (1990). Limestones - the Meteoric Diagenetic Environment. In I. A. Macillreath & D. W. Morrow (Eds.), *Diagenesis* (Vol. 4, pp. 35-73). Ottawa: Geol. Assoc. Canada.
- Jarvis, I., Gale, A. S., Jenkyns, H. C., & Pearce, M. A. (2006). Secular Variation in Late Cretaceous Carbon Isotopes: A New $\delta^{13}\text{C}$ Carbonate Reference Curve for the Cenomanian-Campanian (99.6-70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143(5), 561-608.
- Jarvis, I., Mabrouk, A., Moody, R. T. J., & De Cabrera, S. (2002). Late Cretaceous (Campanian) Carbon Isotope Events, Sea-Level Change and Correlation of the Tethyan and Boreal Realms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188, 215 - 248.
- Jenkyns, H. C. (1980). Cretaceous Anoxic Events: From Continents to Oceans. *Journal of the Geological Society* 137(2), 171-188.
- Jenkyns, H. C., Gale, A. S., & Corfield, R. M. (1994). Carbon- and Oxygen-Isotope Stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and Its Palaeoclimatic Significance. *Geological Magazine*, 131(1), 1-34.
- Jenkyns, H. C., Forster, A., Schouten, S., & Damsté, J. S. S. (2004). High Temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean. *Nature*, 432(7019), 888-892.
- Johnson, C. C., Barron, E. J., Kauffman, E. G., Arthur, M. A., Fawcett, P. J., & Yasuda, M. K. (1996). Middle Cretaceous Reef Collapse Linked to Ocean Heat Transport. *Geology*, 24(4), 376-380.
- Jones, B., Pleydell, S., Ng, K.-C., & Longstaffe, F. J. (1989). Formation of Poikilotopic Calcite-Dolomite Fabrics in the Oligocene-Miocene Bluff Formation of Grand Cayman, British West Indies. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 37(3), 255-265.
- Jones, C. E., & Jenkyns, H. C. (2001). Seawater Strontium Isotopes, Oceanic Anoxic Events, and Seafloor Hydrothermal Activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301(2), 112-149.
- Jordan, C., Connally, T., & Vest, H. (1985). Middle Cretaceous Carbonates of the Mishrif Formation, Fateh Field, Offshore Dubai, Uae. In P. Roehl & P. Choquette (Eds.), *Carbonate Petroleum Reservoirs* (pp. 427-442). New York: Springer-Verlag. Retrieved from v
- Kaufman, J., Cander, H. S., Daniels, L. D., & Meyers, W. J. (1988). Calcite Cement Stratigraphy and Cementation History of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian), Illinois and Missouri. *Journal of Sedimentary Research*, 58(2), 312-326.
- Kearey, P., & Brooks, M. (1991). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science.
- Kennedy, W. J., & Simmons, M. D. (1991). Mid-Cretaceous Ammonites and Associated

- Microfossils From the Central Oman Mountains. *Newsletters on Stratigraphy* nos, 25(3), 127-154.
- Klappa, C. F. (1980). Rhizoliths in Terrestrial Carbonates: Classification, Recognition, Genesis and Significance. *Sedimentology*, 27(6), 613-629.
- Knauth, L. P. (1979). A Model for the Origin of Chert in Limestone. *Geology*, 7, 274-277.
- Kobluk, D. R., & Risk, M. J. (1977). Calcification of Exposed Filaments of Endolithic Algae, Micrite Envelope Formation and Sediment Production. *Journal of Sedimentary Research*, 47(2), 517-528.
- Koopman, A. (2010). Plate Tectonic Models and Regional Structural Frameworks - Bridging the Gap By Paleo-Stress Inferences in the Middle East Region. *Proceedings from 2nd Arabian Plate Geology Workshop, Abu Dhabi, UAE*.
- Kostic, B., Burton, L., & Davies, Q. (2006). Sedimentology, Petrography and Reservoir Quality of the Natih Formation (Cretaceous) in Fahud Field Based on Fahud-382h1, -386h1, -394h1, -397h2, and -401h3.
- Lachniet, M. S. (2009). Climatic and Environmental Controls on Speleothem Oxygen-Isotope Values. *Quaternary Science Reviews*, 28(5-6), 412-432.
- Lambert, L., Durllet, C., Loreau, J.-P., & Marnier, G. (2006). Burial Dissolution of Micrite in Middle East Carbonate Reservoirs (Jurassic-Cretaceous): Keys for Recognition and Timing. *Marine and Petroleum Geology*, 23(1), 79 - 92.
- Land, L. S. (1980). The Isotopic and Trace Element Geochemistry of Dolomite: The State of the Art. In D. H. Zenger, J. B. Dunham, & R. L. Ethington (Eds.), *Concepts and Models of Dolomitization* (pp. 87-110). SEPM special publication 28.
- Land, L. S. (1985). The Origin of Massive Dolomite. *Journal of Educational Geology*, 33, 112-125.
- Land, L. S. (1998). Failure to Precipitate Dolomite At 25 °C From dilute Solution Despite 1000-Fold Oversaturation After 32 Years. *Aquatic Geochemistry*, 4, 361-368.
- Land, L. S., & Prezbindowski, D. R. (1981). The Origin and Evolution of Saline Formation Water, Lower Cretaceous Carbonates, South-Central Texas, U.S.A. *Journal of Hydrology*, 54(1-3), 51 - 74.
- Lapointe, P. A. (2002). Kharyaga, Komi Republic, Example of a Late Devonian Karstified Field: Consequences for the Reservoir Characteristics Paleozoic Carbonates of the Commonwealth of Independent States (Cis). In 74 (pp. 69-79). SEPM (Society for Sedimentary Geology)
- Larson, R. L. (1991). Geological Consequences of Superplumes. *Geology*, 19(10), 963-966.
- Laschet, C. (1984). On the Origin of Cherts. *Facies*, 10(1), 257-289.
- Lawrence, M. J. F. (1994). Conceptual Model for Early Diagenetic Chert and Dolomite, Amuri Limestone Group, North-Eastern South Island, New Zealand. *Sedimentology*, 41, 479-498, 9 Figs., 4 Tabs.
- Le Métour, J. (1988). *Géologie De L'autochtone Des Montagnes D'oman: La Fenêtre Du Saih Hatat*. Thesis, Docteur es-Sciences,.
- Le Métour, J., Platel, J.-P., Béchenec, F., Berthiaux, A., Chevrel, S., Dubreuilh, J., ... Wyns, R. (1993). Geological Map of the Sultanate of Oman, Scale 1:1,000,000. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Le Métour, J., Michel J.C., Béchenec, F., Platel, J.P., & J., R. (1995). *Geology and Mineral Wealth of the Sultanate of Oman*, 285.
- Le Nindre, Y.-M., Vaslet, D., Maddah, S. S., & Al-Husseini, M. I. (2008). Stratigraphy of the Valanginian? To Early Paleocene Succession in Central Saudi Arabia Outcrops: Implications for Regional Arabian Sequence Stratigraphy. *geoarabia*, 13(2), 51-86.
- Leckie, R. M., Bralower, T. J., & Cashman, R. (2002). Oceanic Anoxic Events and Plankton Evolution: Biotic Response to Tectonic Forcing During the Mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, 17(3), 1041.
- Lécuyer, C., Picard, S., Garcia, J.-P., Sheppard, S. M. F., Grandjean, P., & Dromart, G. (2003).

- Thermal Evolution of Tethyan Surface Waters During the Middle-Late Jurassic: Evidence From $\delta^{18}\text{O}$ Values of Marine Fish Teeth. *Paleoceanography*, 18(3), 1076.
- Lee, M. R., & Harwood, G. M. (1989). Dolomite Calcitization and Cement Zonation Related to Uplift of the Raisby Formation (Zechstein Carbonate), Northeast England. *Sedimentary Geology*, 65(3-4), 285 - 305.
- Lehmann, P. (1985). Yibal-181, Natih-a and B Members, Core and Thin Section Study.
- Lehmann, P. (1986). Yibal-196 Natih a Core and Thin Section Study.
- Léonide, P. (2007). Reponses des plates-Formes carbonatées aux changements paleo-oceanographiques, paleo-climatiques et tectoniques. Le Bassin Sud-Provençal du Jurassique inférieur à moyen. Thèse de doctorat. Université de Provence.
- Lohmann, K. C. (1988). Geochemical Patterns of Meteoric Diagenetic Systems and Their Application to Studies of Paleokarst. In N. P. James & P. W. Choquette (Eds.), *Paleokarst* (pp. 58-80). New York: Springer-Verlag.
- Lohmann, K. C., & Meyers, W. J. (1977). Microdolomite Inclusions in Cloudy Prismatic Calcites: A Proposed Criterion for Former High-Magnesium Calcites. *J. Sed. Petrol.*, 47/3, 1078-1088.
- Longman, M. W. (1980). Carbonate Diagenetic Textures From Nearsurface Diagenetic Environments. *AAPG Bulletin*, 64(4), 461-487.
- Loosveld, R. J. H., Bell, A., & Terken, J. M. J. (1996). The Tectonic Evolution of Interior Oman. *Georabia*, 1(1), 28-51.
- López-Horgue, M. A., Iriarte, E., Schröder, S., Fernández-Mendiola, P. A., Caline, B., Corneyllie, H., Zerti, S. (2010). Structurally Controlled Hydrothermal Dolomites in Albian Carbonates of the Ason Valley, Basque Cantabrian Basin, Northern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 27(5), 1069 - 1092.
- Loucks, R. G. (1999). Paleocave Carbonate Reservoirs: Origins, Burial-Depth Modifications, Spatial Complexity and Reservoir Implications. *Journal of Sedimentary Research*, 83, 1795-1834.
- Løvrød, G. A., Carballares, R., & Melhus, R. A. (2008). Final Report: Scal Analysis- Fahud 394h1. PDO, 328.
- Løvrød, G. A., Torsæter, O., & Melhus, R. A. (2008). Final Report: Scal Analysis- Fahud 382h1. PDO, 309.
- Lubseder, S., Kuss, J., & Zahran, M. (2010). Mid Cretaceous Stratigraphy, Facies and Carbon-Isotope Curves of Northwest-Qatar. *Proceedings from 2nd Arabian Plate Geology Workshop, Abu Dhabi, UAE*.
- Lucia, F. J. (1995). Rock-Fabric/Petrophysical Classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization. *AAPG Bulletin*, 79(9), 1275-1300.
- Lucia, F. J. (1983). Petrophysical Parameters Estimated From Visual Descriptions of Carbonate Rocks: A Field Classification of Carbonate Pore Space. *Journal of Petroleum Technology*, 35(3).
- Luczaj, J. A., Harrison, W. B., III, & Smith, W., Natalie. (2006). Fractured Hydrothermal Dolomite Reservoirs in the Devonian Dundee Formation of the Central Michigan Basin. *AAPG Bulletin*, 90(11), 1787-1801.
- Machel, H. G. (2000). Application of Cathodoluminescence to Carbonate Diagenesis. In Pagel, M., V. Barbin, P. Blanc, & D. Ohnenstetter (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences* (pp. 271–301). Berlin: Springer-Verlag.
- Machel, H. G. (2001). Bacterial and Thermochemical Sulfate Reduction in Diagenetic Settings - Old and New Insights. *Sedimentary Geology*, 140, 143-175.
- Machel, H. G. (2004). Concepts and Models of Dolomitization: A Critical Reappraisal. *Geological Society, London, Special Publications*, 235(1), 7-63.
- Machel, H. G. (2005). Investigations of Burial Diagenesis in Carbonate Hydrocarbon Reservoir Rocks. *Geoscience Canada*, 32(3), 103-128.

- Machel, H. G., & Buschkuehle, B. E. (2008). Diagenesis of the Devonian Southesk-Cairn Carbonate Complex, Alberta, Canada: Marine Cementation, Burial Dolomitization, Thermochemical Sulfate Reduction, Anhydritization, and Squeegee Fluid Flow. *Journal of Sedimentary Research*, 78(5), 366-389.
- Machel, H. G., & Lonnee, J. (2002). Hydrothermal Dolomite – a Product of Poor Definition and Imagination. *sedimentary Geology*, 152, 163-171.
- Machel, H. G., Mason, R. A., Mariano, A. N., & Mucci, A. (1991). Causes and Emission of Luminescence in Calcite and Dolomite. In *Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (pp. 9-25). SEPM Short Courses 25.
- Mackenzie, F. T., & Pigott, J. D. (1981). Tectonic Controls of Phanerozoic Sedimentary Rock Cycling. *Journal of the Geological Society*, 138(2), 183-196.
- Masaferro, J. L., Bourne, R., & Jauffred, J.-C. (2004). Three-Dimensional Seismic Volume Visualization of Carbonate Reservoirs and Structures. In Eberli, Gregor P., Masaferro, Jose Luis, & J. F. R. Sarg (Eds.), *Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems: Aapg Memoir 81* (pp. 11-41).
- Masse, J.-P., Ferneci, M., & Pernarcic, E. (2003). Palaeobathymetric Reconstruction of Peritidal Carbonates Late Barremian, Urgonian, Sequences of Provence (Se France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 200, 65-81.
- Matter, J. M. (2001). Geochemical Evolution and Hydrodynamics of Groundwaters in the Alluvial Aquifer of the Dakhiliya Area, Sultanate of Oman. PhD dissertation. Swiss Federal Institute of Technology, Zuerich.
- Mazzullo, S. J., & Harris, P. M. (1992). Mesogenetic Dissolution; Its Role in Porosity Development in Carbonate Reservoirs. *AAPG Bulletin*, 76(5), 607-620.
- Mcarthur, J. M., & Howarth, R. J. (2004). Sr-Isotope Stratigraphy: The Phanerozoic ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Curve and Explanatory Notes. In F. Gradstein, J. Ogg, & A. G. Smith (p. 589). vol. 7. Cambridge University Press.
- McConnaughey, T. (1989). 13c and 18o Isotopic Disequilibrium in Biological Carbonates: I. Patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1), 151-162.
- Mchargue, T. R., & Price, R. C. (1982). Dolomite From Clay in Argillaceous Or Shale-Associated Marine Carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, 52(3), 873-886.
- Melim, L. A., Westphal, H., Swart, P. K., Eberli, G. P., & Munnecke, A. (2002). Questioning Carbonate Diagenetic Paradigms: Evidence From the Neogene of the Bahamas. *Marine Geology*, 185(1-2), 27 - 53.
- Mettraux, M., Homewood, P., Kwarteng, A. Y., & Mattner, J. (2011). Coastal and Continental Sabkhas of Barr Al Hikman, Sultanate of Oman. In C. G. S. Kendall & A. Alsharan (Eds.), *Quaternary Carbonate and Evaporite Sedimentary Facies and Their Ancient Analogues: A Tribute to Douglas James Shearman* (pp. 183-204). International Association of Sedimentology Special Publication 43.
- Meyers, W. J. (1977). Chertification in the Mississippian Lake Valley Formation, Sacramento Mountains, New Mexico. *sedimentology*, 24, 75-105.
- Meyers, W. J., & Lohmann, K. C. (1978). Micro-Dolomite Rich Syntaxial Cements: Proposed Meteoric-Marine Mixing Zone Phreatic Cements From Mississippian Limestones, New Mexico. *J. Sed. Petrol.*, 48, 475-488.
- Meyers, W. J. (1991). Calcite Cement Stratigraphy: An Overview
Luminescence Microscopy and Spectroscopy. In C. E. Barker & O. C. Kopp (Eds.), *Luminescence Microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications* (pp. 133-148). SEPM Short Course Notes 25. doi:10.2110/scn.91.25.0133
- Meyers, W. J., & Lohmann, K. C. (1985). Isotope Geochemistry of Regionally Extensive Calcite Cement Zones and Marine Components in Mississippian Limestones, New Mexico. In *Carbonate Cements* (pp. 223-239). SEPM Special Publication V36.

- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., ... Pekar, S. F. (2005). The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310(5752), 1293-1298.
- Miller, K. G., Sugarman, P. J., Browning, J. V., Kominz, M. A., Hernandez, J. C., Olsson, R. K., ... Van, S., William. (2003). Late Cretaceous Chronology of Large, Rapid Sea-Level Changes: Glacioeustasy During the Greenhouse World. *Geology*, 31(7), 585-588.
- Miller, K. G., Sugarman, P. J., Browning, J. V., Kominz, M. A., Olsson, R. K., Feigenson, M. D., & Hernandez, J. C. (2004). Upper Cretaceous Sequences and Sea-Level History, New Jersey Coastal Plain. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), 368-393.
- Miller, K. G., Wright, J. D., & Browning, J. V. (2005). Visions of Ice Sheets in a Greenhouse World. *Marine Geology*, 217, 215-231.
- Mitchell, R. W., Fredricks, K. J., D., B. P., & Menegatti, A. (2002). Reservoir Alteration At the Mid to Late Cenomanian Unconformity, Falah Field, Offshore Dubai, United Arab Emirates. *Proceedings from AAPG Annual Meeting, Houston, Texas.*
- Montenat, C., Soudet, H.-J., Barrier, P., & Chéreau, A. (2000). Karstification and Tectonic Evolution of the Jabal Madar (Adam Foothills, Arabian Platform) During the Upper Cretaceous. *Bulletin du centre de recherches Elf Exploration Production*, 22(2), 161-183.
- Moore, C. H. (1989). *Carbonate Diagenesis and Porosity* (46). Amsterdam: Elsevier.
- Moore, C. H. (2001). Carbonate Reservoirs. *Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. Developments in Sedimentology*, 55, 460 pp.
- Morettini, E., Thompson, A., Eberli, G., Rawnsley, K., Roeterdink, R., Asyee, W., ... Van Konijnenburg, J.-H. (2005). Combining High-Resolution Sequence Stratigraphy and Mechanical Stratigraphy for Improved Reservoir Characterisation in the Fahud Field of Oman. *Georabia*, 10(3), 17-44.
- Morse, J. W., & Mackenzie, F. T. (1990). *Geochemistry of Sedimentary Carbonates* (48). Amsterdam: Elsevier.
- Moshier, S. O. (1989). Development of Microporosity in a Micritic Limestone Reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sedimentary Geology*, 63(3-4), 217-240.
- Moshier, S. O. (1989). Microporosity in Micritic Limestones: A Review. *Sedimentary Geology*, 63(3-4), 191 - 213.
- Moss, S., & Tucker, M. E. (1995). Diagenesis of Barremian-Aptian Platform Carbonates (the Urganian Limestone Formation of Se France): Near-Surface and Shallow-Burial Diagenesis. *Sedimentology*, 42(6), 853-874.
- Mount, Van, S., Crawford, Roderick, I.S., & Bergman, Steven, C. (1998). Regional Structural Style of the Central and Southern Oman Mountains: Jebel Akhdar, Saih Hatat, and the Northern Ghaba Basin. *Georabia*, 3(4), 475-490.
- Murris, R. J. (1980). Middle East; Stratigraphic Evolution and Oil Habitat. *AAPG Bulletin* AAPG Bulletin, 64(5), 597-618.
- Mylroie, J. E., & Carew, J. L. (2003). Karst Development on Carbonate Islands. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1(2), 1-21.
- Nader, F. H., Swennen, R., & Ellam, R. (2004). Reflux Stratabound Dolostone and Hydrothermal Volcanism-Associated Dolostone: A Two-Stage Dolomitization Model (Jurassic, Lebanon). *Sedimentology*, 51(2), 339-360.
- Nader, F. H., Swennen, R., & Keppens, E. (2008). Calcitization/Dedolomitization of Jurassic Dolostones (Lebanon): Results From Petrographic and Sequential Geochemical Analyses. *Sedimentology*, 55(5), 1467-1485.
- Neilson, J. E., & Oxtoby, N. H. (2008). The Relationship Between Petroleum, Exotic Cements and Reservoir Quality in Carbonates- a Review. *Marine and Petroleum Geology*, 25(8), 778 - 790.
- Neilson, J. E., Oxtoby, N. H., Simmons, M. D., Simpson, I. R., & Fortunatova, N. K. (1998). The Relationship Between Petroleum Emplacement and Carbonate Reservoir Quality: Examples

- From Abu Dhabi and the Amu Darya Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 15(1), 57 - 72.
- Nicholls, C. A., Boom, W., Geel, J., Al Khodori, S., & Al Lawati (1999). Fracture Modeling as a Key to Waterflood Development of the Fahud Field Natih-E Reservoir. Proceedings from Middle East Oil Show and Conference, Bahrain.
- Nielsen, P., Swennen, R., Muchez, P., & Keppens, E. (1998). Origin of Dinantian Zebra Dolomites South of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology*, 45(4), 727–743.
- Nolan, S. C., Skelton, P. W., Clissold, B. P., & Smewing, J. D. (1990). Maastrichtian to Early Tertiary Stratigraphy and Palaeogeography of the Central and Northern Oman Mountains. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region* Geological Society, London, Special Publications 49(1) (pp. 495-519). doi:10.1144/gsl.sp.1992.049.01.31
- Norris, R. D., Bice, K. L., Magno, E. A., & Wilson, P. A. (2002). Jiggling the Tropical Thermostat in the Cretaceous Hothouse. *Geology*, 30(4), 299-302.
- Nöth, S. (1997). High H₂S Contents and Other Effects of Thermochemical Sulfate Reduction in Deeply Buried Carbonate Reservoirs: A Review. *Geologische Rundschau*, 86(2), 275-287.
- Oldershaw, A. E. (1968). Electron-Microscopic Examination of Namurian Bedded Cherts, North Wales (Great Britain). *Sedimentology*, 10(4), 255–272.
- Packard, J., Al-Aasm, I. S., & Samson, I. (2004). Hydrothermal Dolomitization and Silicification of Upper Devonian Mid-Ramp Carbonates: The 225 Bcf Parkland Field of Northeastern British Columbia, Canada. Proceedings from Dolomites— The spectrum: Mechanisms, models, reservoir development: Canadian Society of Petroleum Geologists, Seminar and Core Conference, Calgary, Extended Abstracts, CD format, Calgary.
- Palmer, T. J., Hudson, J. D., & Wilson, M. A. (1988). Palaeoecological Evidence for Early Aragonite Dissolution in Ancient Calcite Seas. *Nature*, 335(6193), 809-810.
- Palmer, T., & Wilson, M. (2004). Calcite Precipitation and Dissolution of Biogenic Aragonite in Shallow Ordovician Calcite Seas. *Lethaia*, 37(4), 417-427.
- Pascoe, R., Evans, N., & Harland, T. (1994). The Generation of Unconformities Within the Mishrif and Laffan Formations of Dubai and Adjacent Areas: Applications to Exploration and Production. Proceedings from Geo '94, Middle East Petroleum Geosciences, 2.
- Patton, T. L., & O'Connor, S. J. (1988). Cretaceous Flexural History of Northern Oman Mountain Foredeep, United Arab Emirates. *AAPG Bulletin*, 72(7), 797-809.
- Pearson, P. N., Ditchfield, P. W., Singano, J., Harcourt-Brown, K. G., Nicholas, C. J., Olsson, R. K., ... Hall, M. A. (2001). Warm Tropical Sea Surface Temperatures in the Late Cretaceous and Eocene Epochs. *Nature*, 413(6855), 481-487.
- Pemberton, S. G., & Maceachern, J. A. (1995). The Sequence Stratigraphic Significance of Trace Fossils: Examples From the Cretaceous Foreland Basin of Alberta, Canada. In J. C. Van Wagoner & G. Bertram (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits — Outcrop and Subsurface Examples From the Cretaceous of North America*. *Aapg Memoir*, Vol. 64 (pp. 429-475).
- Philip, J., Borgomano, J., & Al-Maskiry, S. (1995). Cenomanian-Early Turonian Carbonate Platform of Northern Oman: Stratigraphy and Palaeo-Environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, 77-92.
- Plint, A. G., & Wadsworth, J. A. (2003). Sedimentology and Palaeogeomorphology of Four Large Valley Systems Incising Delta Plains, Western Canada Foreland Basin: Implications for Mid-Cretaceous Sea-Level Changes. *Sedimentology*, 50(6), 1147-1186.
- Pomoni-Papaioannou, F. (1994). Paleoenvironmental Reconstruction of a Condensed Hardground-Type Depositional Sequence At the Cretaceous-Tertiary Contact in the Parnassus-Ghiona Zone, Central Greece. *sedimentary Geology*, 93, 7-24.
- Posamentier, H. W., & Vail, P. R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition Ii Sequence and Systems Tract Models Sea-Level Changes. In 42 (pp. 109-124). *SEPM (Society for Sedimentary Geology)*.

- Poulsen, C. J., Barron, E. J., Arthur, M. A., & Peterson, W. H. (2001). Response of the Mid-Cretaceous Global Oceanic Circulation to Tectonic and CO₂ Forcings. *Paleoceanography*, 16(6), 576-592.
- Poupeau, G., Saddiqi, O., Michard, A., Goffé, B., & Oberhänsli, R. (1998). Late Thermal Evolution of the Oman Mountains Subophiolitic Windows: Apatite Fission-Track Thermochronology. *Geology*, 26(12), 1139-1142.
- Pratt, B. R., & Smewing, J. D. (1993). Early Cretaceous Platform-Margin Configuration and Evolution in the Central Oman Mountains, Arabian Peninsula. *AAPG Bulletin*(2), 225-244.
- Price, G. D., & Hart, M. B. (2002). Isotopic Evidence for Early to Mid-Cretaceous Ocean Temperature Variability. *Marine Micropaleontology*, 46(1-2), 45-58.
- Price, G. D. (1999). The Evidence and Implications of Polar Ice During the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48(3), 183 - 210.
- Price, G. D., Valdes, P. J., & Sellwood, B. W. (1998). A Comparison of GCM Simulated Cretaceous 'Greenhouse' and 'Icehouse' Climates: Implications for the Sedimentary Record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 142, 123 - 138.
- Prokoph, A., Shields, G. A., & Veizer, J. (2008). Compilation and Time-Series Analysis of a Marine Carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $87\text{sr}/86\text{sr}$ and $[\Delta]34\text{S}$ Database Through Earth History. *Earth-Science Reviews*, 87(3-4), 113 - 133.
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S. M. F., Dromart, G., Reboulet, S., & Grandjean, P. (2003). Thermal Evolution of Cretaceous Tethyan Marine Waters Inferred From Oxygen Isotope Composition of Fish Tooth Enamels. *Paleoceanography*, 18(2), 1029.
- Purser, B. H. (1969). Syn-Sedimentary Marine Lithification of Middle Jurassic Limestones in the Paris Basin. *Sedimentology*, 12(3-4), 205-230.
- Rabu, D. (1988). Géologie De L'autochtone Des Montagnes D'oman La Fenêtre Du Jabal Adkar. La Semelle Métamorphique De La Nappe Ophiolitique De Semail Dans Les Parties Orientale Et Centrale Des Montagnes D'oman: Une Revue.
- Railsback, L. B. (1993). Contrasting Styles of Chemical Compaction in the Upper Pennsylvanian Dennis Limestone in the Midcontinent Region, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 63(1), 61-72.
- Rameil, N. (2008). Early Diagenetic Dolomitization and Dedolomitization of Late Jurassic and Earliest Cretaceous Platform Carbonates: A Case Study From the Jura Mountains (Nw Switzerland, E France). *Sedimentary Geology*, 212(1-4), 70-85.
- Rameil, N., Immenhauser, A., Csoma, A. E., & Warrlich, G. (2011). Surfaces With a Long History: The Aptian Top Shu'aiba Formation Unconformity, Sultanate of Oman. *Sedimentology*.
- Raven, M. J., & Dickson, J. A. D. (1989). Fir-Tree Zoning: An Indicator of Pulsed Crystallization in Calcite Cement Crystals. *Sedimentary Geology*, 65(3-4), 249 - 259.
- Raven, M. J., & Dickson, T. (2007). Methanogenesis During Shu'aiba Diagenesis: Examples From Al Shaheen Field, Block 5, Offshore Qatar. *Geoscientific Research*, 12(1), 37-58.
- Raven, M. J., Van Buchem, F. S. P., Larsen, P.-H., Surlyk, F., Steinhardt, H., Cross, D., ... Emang, M. (2010). Late Aptian Incised Valleys and Siliciclastic Infill At the Top of the Shu'aiba Formation (Block 5, Offshore Qatar). In F. S. P. Van Buchem, M. I. Al-Husseini, F. Maurer, & H. J. Droste (Eds.), *Barremian–Aptian Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Eastern Arabian Plate* (pp. 469–502). *GeoArabia Special Publication 4*, v2.
- Razin, P., Taati, F., & Van, B., F. S. P. (2010). Sequence Stratigraphy of Cenomanian-Turonian Carbonate Platform Margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, Sw Iran: An Outcrop Reference Model for the Arabian Plate. In F. S. P. Van Buchem, K. D. Gerdes, & M. Esteban (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East. Stratigraphic and Diagenetic Reference Models* (pp. 187-218). Retrieved from <http://sp.lyellcollection.org/content/329/1/187.abstract>
- Razin, P. (2008). Les Systèmes Plate-Forme Bassin, Architecture, Dynamique Et Facteurs De Contrôle. Habilitation à diriger des recherches. Université Michel de Montaigne, Bordeaux 3,

Bordeaux.

- Reeder, R. J. (1991). An Overview of Zoning in Carbonate Minerals. In *Luminescence Microscopy and Spectroscopy* (Vol. 25, pp. 77-82). SEPM (Society for Sedimentary Geology). doi:10.2110/scn.91.25.0077
- Ricou, L. E. (1976). Evolution Structurale Des Zagrides : La Région-Clé De Neyriz (Zagros Iranien). *Mémoire de la société géologique de France*, 125, 140.
- Ricou, L. E. (1994). Tethys Reconstructed: Plates, Continental Fragments and Their Boundaries Since 260 Ma From Central America to South-Eastern Asia. *Geodynamica Acta* (Paris), 7(4), 169-218.
- Rind, D., & Chandler, M. (1991). Increased Ocean Heat Transports and Warmer Climate. *J. Geophys. Res.*, 96(D4), 7437-7461.
- Robertson, A. H. F. (1987). Upper Cretaceous Muti Formation: Transition of a Mesozoic Natic Platform to a Foreland Basin in the Oman Mountains. *Sedimentology*, 34(6), 1123-1142.
- Robertson, A. H. F., & Searle, M. P. (1990). The Northern Oman Tethyan Continental Margin: Stratigraphy, Structure, Concepts and Controversies. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region* Geological Society, London, Special Publications 49(1) (pp. 3-25).
- Robertson, A. H. F., Searle, M. P., Ries, A. C., & (Eds.). (1990). *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (Geological Society Special Publication 49).
- Ronchi, P., Jadoul, F., & Savino, R. (2004). Quaternary Dedolomitization Along Fracture Systems in a Late Triassic Dolomitized Platform (Western Southern Alps, Italy). *Carbonates and Evaporites*, 19(1), 51-66.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Di Giulio, A., Scotti, P., Ortenzi, A., & Previde, M., Elisabetta. (2011). Multistage Dolomitization and Distribution of Dolomitized Bodies in Early Jurassic Carbonate Platforms (Southern Alps, Italy). *Sedimentology*, 58(2), 532-565.
- Royer, D. L., Berner, R. A., Montañez, I. P., Tabor, N. J., & Beerling, D. J. (2004). CO₂ as a Primary Driver of Phanerozoic Climate. *GSA Today*, 14(3), 4-10.
- Saller, A. H., Budd, D. A., & Harris, P. M. (1994). Unconformities and Porosity Development in Carbonate Strata; Ideas From a Hedberg Conference. *AAPG Bulletin*, 78(6), 857-872.
- Saller, A. H. (1986). Radial Calcite in Lower Miocene Strata, Subsurface Enewetak Atoll. *Journal of sedimentary petrology*, 56(6), 743-762.
- Saller, A. H., & Moore, C. H. (1991). Geochemistry of Meteoric Calcite Cements in Some Pleistocene Limestones. *Sedimentology*, 38(4), 601-621.
- Sandberg, P. A. (1983). An Oscillating Trend in Phanerozoic Non-Skeletal Carbonate Mineralogy. *Nature*, 305, 19-22.
- Sarg, J. F. (1988). Carbonate Sequence Stratigraphy Sea-Level Changes. In 42 (pp. 155-181). SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Sass, E., Bein, A., & Almogi-Labin, A. (1991). Oxygen-Isotope Composition of Diagenetic Calcite in Organic-Rich Rocks: Evidence for ¹⁸O Depletion in Marine Anaerobic Pore Water. *Geology*, 19(8), 839-842.
- Sattler, U., Zampetti, V., Schlager, W., & Immenhauser, A. (2004). Late Leaching Under Deep Burial Conditions: A Case Study From the Miocene Zhujiang Carbonate Reservoir, South China Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 21(8), 977-992.
- Sattler, U., Immenhauser, A., Hillgärtner, H., & Esteban, M. (2005). Characterization, Lateral Variability and Lateral Extent of Discontinuity Surfaces on a Carbonate Platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *Sedimentology*, 52, 339-361.
- Saura, E., Vergés, J., Homke, S., Blanc, E., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Hunt, D. W. (2011). Basin Architecture and Growth Folding of the NW Zagros Early Foreland Basin During the Late Cretaceous and Early Tertiary. *Journal of the Geological Society*, 168(1), 235-250.
- Schlager, W., & James, N. P. (1978). Low-Magnesian Calcite Limestones Forming At the Deep-

- Sea Floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology*, 25, 675-702.
- Schlager, W. (1989). Drowning Unconformities on Carbonate Platforms. In *Controls on Carbonate Platforms and Basin Development* (pp. 15-25). SEPM special publication 44.
- Schlager, W. (2004). Fractal Nature of Stratigraphic Sequences. *Geology*, 32(3), 185-188.
- Schlanger, S. O., & Jenkyns, H. C. (1976). Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and Consequences. *GEOLOGIE EN MIJNBOUW*, 55(3-4), 179-184.
- Schmid, S., Worden, R. H., & Fisher, Q. J. (2006). Sedimentary Facies and the Context of Dolomite in the Lower Triassic Sherwood Sandstone Group: Corrib Field West of Ireland. *Sedimentary Geology*, 187, 205-227.
- Scholle, P. A., & Arthur, M. A. (1980). Carbon Isotope Fluctuations in Cretaceous Pelagic Limestones; Potential Stratigraphic and Petroleum Exploration Tool. *AAPG Bulletin* AAPG Bulletin, 64(1), 67-87.
- Schouten, S., Hopmans, E. C., Forster, A., Van Breugel, Y., Kuypers, M. M. M., & Damsté, J. S. S. (2003). Extremely High Sea-Surface Temperatures At Low Latitudes During the Middle Cretaceous as Revealed By Archaeal Membrane Lipids. *Geology*, 31(12), 1069-1072.
- Schwab, A. M., Homewood, P. W., Van Buchem, F. S. P., & Razin, P. (2005). Seismic Forward Model of a Natih Formation Outcrop: The Adam Foothills Transect (Northern Oman). *Georabia*, 10(1), 17-44.
- Scott, R. W. (1990). Chronostratigraphy of the Cretaceous Carbonate Shelf, Southeastern Arabia. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region* Geological Society, London, Special Publications 49(1) (pp. 89-108).
- Searle, M. P. (2007). Structural Geometry, Style and Timing of Deformation in the Hawasina Window, Al Jabal Al Akhdar and Saih Hatat Culminations, Oman Mountains. *georabia*, 12(2), 99-130.
- Searle, M. P., Warren, C. J., Waters, D. J., & Parrish, R. R. (2004). Structural Evolution, Metamorphism and Restoration of the Arabian Continental Margin, Saih Hatat Region, Oman Mountains. *Journal of Structural Geology*, 26(3), 451-473.
- Shackleton, N. J., & Kennett, J. P. (1975). Paleotemperature History of the Cenozoic and the Initiation of Antarctic Glaciation: Oxygen and Carbon Isotope Analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. Initial Reports. *DSDP*, 29, 29, 743-755.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., ... Simmons, M. D. (2001). *Arabian Plate Sequence Stratigraphy* (2).
- Sharland, P. R., Casey, D. M., Davies, R. B., Simmons, M. D., & Sutcliffe, O., E. (2004). *Arabian Plate Sequence Stratigraphy – Revisions to Sp2*. Enclosure 1. *Georabia*, 9(1), 199-214.
- Sharp, I., Gillespie, P., Morsalnezhad, D., Taberner, C., Karpuz, R., Vergés, J., ... Hunt, D. (2010). Stratigraphic Architecture and Fracture-Controlled Dolomitization of the Cretaceous Khami and Bangestan Groups: An Outcrop Case Study, Zagros Mountains, Iran. In F. S. P. Van Buchem, K. D. Gerdes, & M. Esteban (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East. Stratigraphic and Diagenetic Reference Models* (pp. 343-396).
- Sikkema, W. (1991). Micropalaeontological Zonation and Range Charts of the Cretaceous in Oman. PDO Exploration Report 292.
- Simmons, M. D., & Hart, M. B. (1987). The Biostratigraphy and Microfacies of the Early to Mid-Cretaceous of Wadi Mi'aidin, Central Oman Mountains. In M. B. Hart (Ed.), *Micropaleontology of Carbonate Environments* (pp. 176-207). Chichester, UK, Ellis Horwood.
- Simo, T. J. A., Scott, R. W., & Masse, J.-P. (1993). Cretaceous Carbonate Platforms: An Overview. In T. J. A. Simo, R. W. Scott, & J. P. Masse (Eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms* (pp. 1-14). Tulsa, OK.: Memoir 56. American Association of Petroleum Geologists.
- Skelton, P. W., Spicer, R. A., Kelley, S. P., & Gilmour, I. (2003). *The Cretaceous World*. Cambridge University Press.

- Smith, A. B., Simmons, M. D., & Racey, A. (1990). Cenomanian Echinoids, Larger Foraminifera and Calcareous Algae From the Natih Formation, Central Oman Mountains. *Cretaceous Research*, 11(1), 29-69.
- Smith, L. B., Eberli, G. P., Masafarro, J. L., & Al-Dhahab, S. (2003). Discrimination of Effective From Ineffective Porosity in Heterogeneous Cretaceous Carbonates, Al Ghubar Field, Oman. *AAPG Bulletin*, 87(9), 1509-1529.
- Smith, L. B., Jr., & Davies, G. R. (2006). Structurally Controlled Hydrothermal Alteration of Carbonate Reservoirs: Introduction. *AAPG Bulletin*, 90(11), 1635-1640.
- Solomon, S. T. (1989). The Early Diagenetic Origin of Lower Carboniferous Mottled Limestones (Pseudobreccias). *Sedimentology*, 36(3), 399-418.
- Soudet, H.-J., Sorriaux, P., & Rolando, J.-P. (1994). Liaison Fracturation - Karstification. Le Paléokarst Pétrolier De Rospo Mare (Italie). Relationship Between Fractures and Karstification. The Oil Bearing Paleokarst of Rospo Mare (Italy). *Bulletin du centre de recherches Elf Exploration Production*, 18(1), 257-297.
- Spötl, C., & Wright, V. P. (1992). Groundwater Dolocretes From the Upper Triassic of the Paris Basin, France: A Case Study of an Arid, Continental Diagenetic Facies. *Sedimentology*, 39(6), 1119-1136.
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A Plate Tectonic Model for the Paleozoic and Mesozoic Constrained By Dynamic Plate Boundaries and Restored Synthetic Oceanic Isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 1-2), 17-33.
- Stanley, S. M., & Hardie, L. A. (1998). Secular Oscillations in the Carbonate Mineralogy of Reef-Building and Sediment-Producing Organisms Driven By Tectonically Forced Shifts in Seawater Chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 144, 3 - 19.
- Steuber, T. (1999). Isotopic and Chemical Intra-Shell Variations in Low-Mg Calcite of Rudist Bivalves (Mollusca-Hippuritacea): Disequilibrium Fractionations and Late Cretaceous Seasonality. *International Journal of Earth Sciences*, 88(3), 551-570.
- Steuber, T., & Buhl, D. (2006). Calcium-Isotope Fractionation in Selected Modern and Ancient Marine Carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(22), 5507-5521.
- Steuber, T., Rauch, M., Masse, J.-P., Graaf, J., & Malkoc, M. (2005). Low-Latitude Seasonality of Cretaceous Temperatures in Warm and Cold Episodes. *Nature*, 437(7063), 1341-1344.
- Stoll, H. M., & Schrag, D. P. (2000). High-Resolution Stable Isotope Records From the Upper Cretaceous Rocks of Italy and Spain: Glacial Episodes in a Greenhouse Planet? *Geological Society of America Bulletin*, 112(2), 308-319.
- Strohmenger, C. J., Patterson, P. E., Al-Sahlan, G., Mitchell, J. C., Feldman, H. R., Demko, T. M., Al-Ajmi, N. (2006). Sequence Stratigraphy and Reservoir Architecture of the Burgan and Maaddud Formations (Lower Cretaceous), Kuwait. In P. M. Harris & L. J. Weber (Eds.), *Giant Hydrocarbon Reservoirs of the World: From Rocks to Reservoir Characterization and Modeling* (pp. 213-245).
- Swennen, R., Viaene, W., & Cornelissen, C. (1990). Petrography and Geochemistry of the Belle Roche Breccia (Lower Viséan, Belgium): Evidence for Brecciation By Evaporite Dissolution. *Sedimentology*, 37(5), 859-878.
- Taberner, C., Vahrenkamp, V., Hollis, C., Esteban, M., & Team, F. S. (2010). Diagenetic Patterns and Rock Properties of the Natih Formation in a Carbonate Oil Field, North Oman. *Proceedings from 2nd Arabian Plate Geology Workshop, Abu Dhabi, UAE*.
- Taghavi, A. A., Mørk, A., & Emadi, M. A. (2006). Sequence Stratigraphically Controlled Diagenesis Governs Reservoir Quality in the Carbonate Dehluran Field, Southwest Iran. *Petroleum Geoscience Petroleum Geoscience*, 12(2), 115-126.
- Takashima, R., Nishi, H., T. Huber, B., & Leckie, R. M. (2006). Greenhouse World and the Mesozoic Ocean. *Oceanography*, 19(4), 82-92.
- Tarduno, J. A., Brinkman, D. B., Renne, P. R., Cottrell, R. D., Scher, H., & Castillo, P. (1998). Evidence for Extreme Climatic Warmth From Late Cretaceous Arctic Vertebrates. *Science*,

282(5397), 2241-2243.

- Taylor, T. R., Giles, M. R., Hathon, L. A., Diggs, T. N., Braunsdorf, N. R., Birbiglia, G. V., ... Espejo, I. S. (2010). Sandstone Diagenesis and Reservoir Quality Prediction: Models, Myths, and Reality. *AAPG Bulletin*, 94(8), 1093-1132.
- Taylor, T. R., & Sibley, D. F. (1986). Petrographic and Geochemical Characteristics of Dolomite Types and the Origin of Ferroan Dolomite in the Trenton Formation, Ordovician, Michigan Basin, U.S.A. *Sedimentology*, 33(1), 61–86.
- Terken, J. M. J. (1999). The Natih Petroleum System of North Oman. *Geoarabia*, 4(2), 157-180.
- Ufnar, D. F., González, L. A., Ludvigson, G. A., Brenner, R. L., & Witzke, B. J. (2004). Evidence for Increased Latent Heat Transport During the Cretaceous (Albian) Greenhouse Warming. *Geology*, 32(12), 1049-1052.
- Vahrenkamp, V. (2010). Albian to Turonian Chemostratigraphy of the Eastern Arabian Plate. *Proceedings from 2nd Arabian Plate Geology Workshop, Abu Dhabi, UAE*.
- Vahrenkamp, V. (2010). Chemostratigraphy of the Lower Cretaceous Shu'Aiba Formation: A $\delta^{13}C$ Reference Profile for the Aptian Stage From the Southern Neo-Tethys Ocean. In F. S. P. Van Buchem, M. I. Al-Husseini, F. Maurer, & H. J. Droste (Eds.), *Aptian Stratigraphy and Petroleum Habitat of the Eastern Arabian Plate*. (Vol. 4, pp. 107-137). Bahrain: GeoArabia Special Publication, Gulf PetroLink.
- Vahrenkamp, V. C. (1996). Carbon Isotope Stratigraphy of the Upper Kharai and Shuaiba Formations; Implications for the Early Cretaceous Evolution of the Arabian Gulf Region. *AAPG Bulletin*, 80(5), 647-662.
- Vail, P. R., Mitchum, R., Todd, R. G., Widmier, J. M., Thompson, S., Sangree, J., ... Hatlelid, W. G. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In C. E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration* (pp. 49-116). AAPG Memoir, v.26.
- Van Buchem, F. S. P., Al-Husseini, M. J., Maurer, F., Droste, H., & Yose, L. A. (2010). Sequence-Stratigraphic Synthesis of the Barremian-Aptian of the Eastern Arabian Plate and Implications for the Petroleum Habitat. In F. S. P. Van Buchem, M. J. Al-Husseini, F. Maurer, & H. Droste (Eds.), *Barremian-Aptian Stratigraphy and Petroleum Habitat of the Eastern Arabian Plate* (pp. 9-48). GeoArabia Special Publication, 4, Vol. 1.
- Van Buchem, F. S. P., Baghbani, D., Bulot, L. G., Caron, M., Hosseini, A., & Vincent, B. (2010). Sequence Stratigraphy of the Albian–Turonian Interval of Sw Iran Based on Outcrop and Subsurface Data. *Proceedings from EAGE 2nd Arabian Plate Geology Workshop, Abu Dhabi*.
- Van Buchem, F. S. P., Razin, P., Homewood, P. W., Oterdoom, W. H., & Philip, J. (2002). Stratigraphic Organization of Carbonate Ramps and Organic-Rich Intraself Basins: Natih Formation (Middle Cretaceous) of Northern Oman. *AAPG Bulletin*, 86(1), 21-53.
- Van Buchem, F. S. P., Razin, P., Homewood, P. W., Philip, J., Eberli, G. P., Platel, J.-P., ... Cantaloube, S. (1996). High Resolution Sequence Stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in Northern Oman: Distribution of Source Rocks and Reservoir Facies. *Geoarabia*, 1(1), 65-91.
- Van Buchem, F. S. P., Simmons, M. D., Droste, Henk, & Davies, R. B. (2011). Late Aptian to Turonian Stratigraphy of the Eastern Arabian Plate – Depositional Sequences and Lithostratigraphic Nomenclature. *Petroleum Geoscience*, 17, 211-222.
- Vandeginste, V., & John, C. M. (2012). Influence of Climate and Dolomite Composition on Dedolomitization: Insights From a Multi-Proxy Study in the Central Oman Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, 82(3), 177-195.
- Vanstone, S. D. (1998). Late Dinantian Palaeokarst of England and Wales: Implications for Exposure Surface Development. *Sedimentology*, 45(1), 19-37.
- Veizer, J. (1983). Chemical Diagenesis of Carbonates: Theory and Application of Trace Element Techniques. In M. A. Arthur, T. F. Anderson, I. R. Kaplan, J. Veizer, & L. S. Land (Eds.), *Stable Isotopes in Sedimentary Geology* (pp. 3.1-3.100). Tulsa: Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.

Course Note Ser. 10.

- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., ... Strauss, H. (1999). $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ Evolution of Phanerozoic Seawater. *Chemical Geology*, 161(1-3), 59-88.
- Videtich, P. E., Mclimans, R. K., Watson, H. K. S., & Nag, R. M. (1988). Depositional, Diagenetic, Thermal, and Maturation Histories of Cretaceous Mishrif Formation, Fateh Field, Dubai. *AAPG Bulletin*, 72(10), 1143-1159.
- Vilasi, N., Malandain, J., Barrier, L., Callot, J.-P., Amrouch, K., Guilhaumou, N., ... Swennen, R. (2009). From Outcrop and Petrographic Studies to Basin-Scale Fluid Flow Modelling: The Use of the Albanian Natural Laboratory for Carbonate Reservoir Characterisation. *Tectonophysics*, 474: TOPO-EUROPE: The Geoscience of coupled Deep Earth-surface processes, 367-392.
- Vincent, B. (2001). *Sédimentologie Et Géochimie De La Diagenèse Des Carbonates. Application Au Malm De La Bordure Est Du Bassin De Paris*. Thèse de doctorat. université de Bourgogne, Dijon.
- Vincent, B., Fleury, M., Santerre, Y., & Brigaud, B. (2011). Nmr Relaxation of Neritic Carbonates: An Integrated Petrophysical and Petrographical Approach. *Journal of Applied Geophysics*, 74(1), 38 - 58.
- Vincent, B., Swennen, R., Jalali, M., Baghbani, D., & Van Buchem, F. S. P. (2010). Regional Unconformities in the Cenomanian and Turonian Limestone of Southwest Iran (Sarvak Formation) - Sub-Aerial Exposures, Diagenetic Patterns & Impact on Reservoir Properties. *Proceedings from 2nd Arabian Plate Geology Workshop, Abu Dhabi, UAE*.
- Vincent, B., Van Buchem, F. S. P., Bulot, L. G., Immenhauser, A., Caron, M., Baghbani, D., & Huc, A. Y. (2010). Carbon-Isotope Stratigraphy, Biostratigraphy and Organic Matter Distribution in the Aptian - Lower Albian Successions of Southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi Formations). In F. S. P. Van Buchem, M. J. Al-Husseini, F. Maurer, & H. Droste (Eds.), *Barremian-Aptian Stratigraphy and Petroleum Habitat of the Eastern Arabian Plate* (pp. 139-197). *GeoArabia Special Publication*, 4, Vol. 1.
- Voigt, S., Wilmsen, M., Mortimore, R. N., & Voigt, T. (2003). Cenomanian Palaeotemperatures Derived From the Oxygen Isotopic Composition of Brachiopods and Belemnites: Evaluation of Cretaceous Palaeotemperature Proxies. *International Journal of Earth Sciences*, 92(2), 285-299.
- Volery, C., Davaud, E., Foubert, A., & Caline, B. (2009). Shallow-Marine Microporous Carbonate Reservoir Rocks in the Middle East: Relationship With Seawater Mg/Ca Ratio and Eustatic Sea Level. *Journal of Petroleum Geology*, 32(4), 313-325.
- Volery, C., Davaud, E., Durllet, C. Clavel, B. Charollais, J., and Caline, B.. 2010. Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. *Sedimentary Geology* 230, 21 - 34.
- Wagreich, M., Bojar, A.-V., Sachsenhofer, R. F., Neuhuber, S., & Egger, H. (2008). Calcareous Nannoplankton, Planktonic Foraminiferal, and Carbonate Carbon Isotope Stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Boundary Section in the Ultrahelvetetic Zone (Eastern Alps, Upper Austria). *Cretaceous Research*, 29(5-6), 965-975.
- Walkden, G. M., & Berry, J. R. (1984). Syntaxial Overgrowths in Muddy Crinoidal Limestones: Cathodoluminescence Sheds New Light on an Old Problem. *Sedimentology*, 31(2), 251-267.
- Walkden, G. M., & Williams, D. O. (1991). The Diagenesis of the Late Dinantian Derbyshire-East Midland Carbonate Shelf, Central England. *Sedimentology*, 38(4), 643-670.
- Warburton, J., Burnhill, T. J., Graham, R. H., & Isaac, K. P. (1990). The Evolution of the Oman Mountains Foreland Basin. In A. H. F. Robertson, M. P. Searle, & A. C. Ries (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region Geological Society, London, Special Publications* 49(1) (pp. 419-427).
- Warren, C. J., & Miller, J. M. (2007). Structural and Stratigraphic Controls on the Origin and Tectonic History of a Subducted Continental Margin, Oman. *Journal of Structural Geology*, 29(3), 541-558.

- Webb, J. A., & Golding, S. D. (1998). Geochemical Mass-Balance and Oxygen-Isotope Constraints on Silcrete Formation and Its Paleoclimatic Implications in Southern Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 68(5), 981-993.
- Weissert, H. (2000). Global Change: Deciphering Methane's Fingerprint. *Nature*, 406(6794), 356-357.
- Weissert, H., & Erba, E. (2004). Volcanism, CO₂ and Palaeoclimate: A Late Jurassic-Early Cretaceous Carbon and Oxygen Isotope Record. *Journal of the Geological Society of London*, 161(4), 695-702.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K. B., & Kuhn, O. (1998). Correlation of Early Cretaceous Carbon Isotope Stratigraphy and Platform Drowning Events: A Possible Link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137, 189 - 203.
- Wendte, J., Qing, H., Dravis, J. J., Moore, S. L. O., Stasiuk, L. D., & Ward, G. (1998). High-Temperature Saline (Thermoflux) Dolomitization of Devonian Swan Hills Platform and Bank Carbonates, Wild River Area, West-Central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 46(2), 210-265.
- Weyhenmeyer, C. E., Burns, S. J., Waber, H. N., Macumber, P. G., & Matter, A. (2002). Isotope Study of Moisture Sources, Recharge Areas, and Groundwater Flow Paths Within the Eastern Batinah Coastal Plain, Sultanate of Oman. *water resources research*, 38(10), 1184-1206???
- Wilkinson, B. H., Owen, R. M., & Carroll, A. R. (1985). Submarine Hydrothermal Weathering, Global Eustasy, and Carbonate Polymorphism in Phanerozoic Marine Oolites. *Journal of Sedimentary Research*, 55(2), 171-183.
- Wilkinson, B. H., Smith, A. L., & Lohmann, K. C. (1985). Sparry Calcite Marine Cement in Upper Jurassic Limestones of Southeastern Wyoming. In N. Schneidermann & P. M. Harris (Eds.), *Carbonate Cements*. V.36 (pp. 169-184). SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Williams, L. A., & Crerar, D. A. (1985). Silica Diagenesis, II. General Mechanisms. *Journal of sedimentary petrology*, 55(3), 312-321.
- Wilson, P. A., & Opdyke, B. N. (1996). Equatorial Sea-Surface Temperatures for the Maastrichtian Revealed Through Remarkable Preservation of Metastable Carbonate. *Geology*, 24(6), 555-558.
- Woo, K.-S., Anderson, T. F., & Sandberg, P. A. (1993). Diagenesis of Skeletal and Nonskeletal Components of Mid-Cretaceous Limestones. *journal of sedimentary research*, 63(1), 18-32.
- Worden, R. H., & Heasley, E. C. (2000). Effects of petroleum emplacement on cementation in carbonate reservoirs. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 171(6), 607-620.
- Wright, V. P. (1994). Paleosols in Shallow Marine Carbonate Sequences. *Earth-Science Reviews*, 35(4), 367-395.
- Wright, V. P. (1991). Palaeokarst: Types, Recognition, Controls and Associations. In V. P. Wright, M. Esteban, & P. L. Smart (Eds.), *Paleokarsts and Paleokarstic Reservoirs* (Vol. 2, pp. 56-88).
- Wright, V. P., & Tucker, M. E. (1991). Calcrete: An Introduction. In V. P. Wright & M. E. Tucker (Eds.), *Calcretes* (pp. 1-22). International Association of Sedimentologist; Reprinted Series, v.2.
- /11, X. (2006). Unconventional Natih Sub-Plays, PDO Report.
- Yose, L. A., Strohmenger, C. J., Al-Hosani, I., Bloch, G., & Al-Mehairi, Y. (2010). Sequence Stratigraphic Evolution of an Aptian Carbonate Platform (Shu'Aiba Formation), Eastern Arabian Plate, Onshore Abu Dhabi, United Arab Emirates. In F. S. P. Van Buchem, M. J. Al-Husseini, F. Maurer, & H. Droste (Eds.), *Arremian-Aptian Stratigraphy and Petroleum Habitat of the Eastern Arabian Plate* (pp. 309-340). *GeoArabia Special Publication 4*, v1.
- Zenger, D. (1996). Dolomitization Patterns in Widespread "Bighorn Facies" (Upper Ordovician), Western Craton, USA. *Carbonates and Evaporites*, 11(2), 219-225.
- Ziegler, M. A. (2001). Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and Its Hydrocarbon Occurrences. *GeoArabia*, 6(3), 445-504.

LISTE DES FIGURES

Figure A: Comparaison des caractéristiques morphologiques, pétrographiques, diagénétiques géochimiques des surfaces d'émergence pour des contextes climatiques humide et aride.	9
Figure 1.1 : Reconstitutions paléogéographiques de la Terre au cours du Crétacé (d'après Blakey, 2011 : http://cpgeosystems.com/paleomaps.html).....	17
Tableau 1.A: Mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et paléotempératures calculées pour l'intervalle Albien supérieur - Turonien pour différentes paléo-latitudes, d'après des données publiées.....	18
Figure 1.2: Evolution du climat au Crétacé.....	20
Figure 1.3: Distribution des <i>blacks shales</i> et des sédiments riches en matière organique associés à l'OAE2 (Takashima et al., 2006).	22
Figure 1.4: Evolution phanérozoïque de la composition en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux marines avec un zoom sur le Crétacé moyen à supérieur (McArthur & Howarth 2004).....	23
Figure 2.1: Schémas d'évolution géodynamique de la plaque arabe du Jurassique à l'actuel (d'après Loosveld et al., 1996)	25
Figure 2.2: A) Carte paléogéographique simplifiée de la plaque arabe au Cénomanién (modifiée d'après Murris, 1980) et B) modèles de systèmes carbonatés et mixtes (Razin, 2008). C) Reconstruction simplifiée de la marge continentale passive omanaise sur la bordure sud de la Néotéthys (d'après Béchenec et al., 1990).....	27
Figure 2.3: Stratigraphie, systèmes sédimentaires et contexte géodynamique des séries crétacées des Montagnes d'Oman.	28
Figure 2.4: Evolution géodynamique éoalpine de la marge continentale omanaise, en bordure de la Néotéthys (Breton et al., 2004).	29
Figure 2.5: Coupe géologique des montagnes d'Oman (Hanna, 1990). Les encadrés rouges correspondent aux zones d'affleurement étudiées, en vert l'un des deux champs pétroliers étudiés.	32
Figure 3.1: Schéma litho-chronostratigraphique de l'Albien-Cénomanién-Turonien (groupe Wasia) de la partie est de la plaque arabe (van Buchem et al., 2011).	38
Figure 3.2: Synthèse d'après des données bibliographiques des objets associés à la discontinuité du sommet du groupe Wasia.	41
Figure 4.1: Image sismique des systèmes carbonatés de la plate-forme crétacée d'Oman (Dujoncquoy 2011).....	44
Figure 4.2: Découpages stratigraphiques de la Formation Natih d'après plusieurs études (synthèse proposée par Homewood et al., 2008).....	44
Figure 4.3: Associations de faciès et environnements de dépôts caractéristiques du système de plate-forme / bassin intrashelf.	47
Figure 4.4: Modèle de faciès correspondant au système de plate-forme / bassin intrashelf.	48
Figure 4.5: Association de faciès de lagon péritidal (I-c).....	49
Figure 4.6: Association de faciès de lagon (I-d1 et I-d2).	50
Figure 4.7: Association de faciès d'arrière barrière (II-a).....	51
Figure 4.8: Association d'arrière-barrière (II-b).	52
Figure 4.9: Association de transition barrière / arrière-barrière: Accumulations bioclastiques (III-a)...	53
Figure 4.10: Association de barrière et d'arrière barrière (III-b et III-c).	54
Figure 4.11: Association de bordure de plate-forme	55
Figure 4.12: Association de faciès de plate-forme médiane à distale (IV-a et IV-b)	56
Figure 4.13: Association de faciès de bassin (IV-c).....	58

Figure 4.14: A) Associations de faciès et environnements de dépôts caractéristiques du système de plate-forme interne mixte argilo-carbonatée. B) Profils de dépôts correspondant au système de plate-forme interne mixte argilo-carbonatée.	59
Figure 4.15: Association de plate-forme interne : Argiles / marnes vertes (I'-a).	62
Figure 4.16: Association de plate-forme interne à énergie faible à modérée (I'-b).	63
Figure 4.17: Association de faciès de plate-forme interne de relative haute énergie.	64
Figure 4.18: Localisation des transects présentés dans les figures 4.19 à 4.22	66
Figure 4.19: Evolution des systèmes de dépôt de la première séquence de la Formation Natih.	67
Figure 4.20: Evolution des systèmes de dépôt de la deuxième séquence de la Formation Natih.	68
Figure 4.21: Evolution des systèmes de dépôt de la troisième séquence de la Formation Natih.	69
Figure 4.22: Evolution des systèmes de dépôt des séquences IV et V de la Formation Natih.	70
Figure 4.23: Modèle d'architecture d'une séquence de dépôt dans un système carbonaté de type plate-forme – bassin intrashelf (Séquences I et III) (Razin et al., 2010).	71
Figure 4.24: Incisions au sommet de la Formation Natih.	74
Figure 4.25: Incisions au sommet de la séquence I (Grélaud, 2005)	75
Figure 4.26: Résumé des caractères principaux des incisions associées aux surfaces IS1, IS2 et au sommet de la Formation Natih, et de leur remplissage.	76
Figure 4.27: Cartes paléogéographiques de l'Intérieur Oman au Cénomanién inférieur réalisées à partir de la cartographie des clinofformes sur des données sismiques (modifié d'après Droste et Van Steenwinkel, 2004).	77
Figure 4.28: Surface de discontinuité 7a de la Formation Natih au Jebel Qusaybah (Immenhauser et al., 2000).	79
Figure 4.29: Corrélations de la surface de discontinuité 8a dans l'intervalle du Membre Natih C (Immenhauser et al., 2000).	80
Fig. 5.1 : Localisation géographique et position paléogéographique des secteurs d'étude (unités structuro-sédimentaires d'après la carte géologique du Sultanat d'Oman 1:1000000 (Le Métour et al., 1993); Paléogéographie des bassins intrashelfs d'après Grélaud, 2005 , modifié de Droste & van Steenvinkel, 2004).	83
Fig. 5.2 : Schéma structural du Nord de l'Oman et localisation des secteurs d'étude (d'après Loosveld et al., 1996, Terken, 1999; Filbrandt et al., 2006).	84
Figure 6.1: Liste des affleurements et puits étudiés, intervalles stratigraphiques étudiés, nombre d'échantillons.	89
Figure 6.2 : Distinction entre 'zones' (ici A et B), 'sous-zones' (ici sous-zones a, b et c au sein de la zone A) et 'bandes' de luminescence (ici alternativement non luminescentes et luminescentes dans la sous-zone c).	90
Figure 6.3: exemple de représentation d'un log sédimento-diagénétique.	92
Tableau 6.A: Détail des matériels et protocoles utilisés par les laboratoires ayant réalisés les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène.	93
Figure 6.4: Plot $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ des valeurs isotopiques des coquilles non luminescentes du Natih.	93
Figure 6.5: Distribution globale des $\delta^{18}\text{O}$ moyens annuels des précipitations actuelles, interpolée des stations GNIP (Bowen & Wilkinson, 2002).	97
Figure 7.1 : Présentation du secteur d'étude du Jebel Madar.	101
Figure 7.2 : Section sismique traversant la structure du Jebel Madar (Mount et al., 1998).	102
Fig. 7.3: Stratigraphie de la Formation Natih sur le flanc est du Jebel Madar (coupe MA).	103
Figure 7.4 : Transects de corrélation dans le Natih E à l'Est (Transect M) et à l'Ouest (Transect R) du Jabal Madar, illustrant les deux surfaces d'incision IS1 et IS2 au sommet du Natih E (Grélaud, 2005).	106
Tableau 7.A : Caractéristiques des surfaces IS1 et IS2 (d'après Grélaud et al., 2006).	107

Figure 7.5 : illustration des surfaces IS1 et IS2 au Jebel Madar.	109
Figure 7.6: sommet de la séquence II au Jebel Madar (A).	111
Figure 7.7: Logs sédimentologiques de la séquence I et de la base de la séquence II de la formation Natih au Jebel Madar, le long des coupes MA (modifié d'après van Buchem et al., 1996) et MF. Les analyses pétrodiagénétiques et géochimiques sur roche totale (Walgenwitz et al., inédit) et phases séparées ont été ajoutées. voir annexe A pour la légende.	112
Figure 7.8 : Diagramme diagénétique du secteur du Jebel Madar.	113
Figure 7.9 : Répartition des ciments isopaques IFC sur le transect est du Jebel Madar (ce dernier est modifié d'après Grélaud 2005).	116
Figure 7.10 : Ciments calcitiques riches en inclusions solides.....	117
Figure 7.11 : illustration des phénomènes de dolomitisation précoce D0.....	118
Figure 7.12 : répartition des ciments C1a sur le transect est du Jebel Madar.....	120
Figure 7.13: Compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des zones C1 au Jebel Madar.....	122
Figure 7.14 : Répartition et illustration de la sous-zone C1b.	122
Figure 7.15 : répartition des ciments C1c sur le transect est du Jebel Madar.....	123
Figure 7.16 : répartition des ciments C1d, C1e et C1f sur le transect est du Jebel Madar (ce dernier est modifié d'après Grélaud ,2005).	124
Figure 7.17 : Zone sparitique C1.....	125
Figure 7.18 : répartition des ciments C1a, C1b, C1c, C1d et C1f sur le transect est du Jebel Madar (ce dernier est modifié d'après Grélaud, 2005).....	130
Figure 7.19 : répartition des brèches de dissolution et des cristaux de gypse sur le transect est du Jebel Madar (ce dernier est modifié d'après Grélaud, 2005).	131
Figure 7.20: Brèches de la séquence I-7.....	132
Figure 7.21: Les pseudomorphoses de gypses le long de la surface IS2.....	134
Figure 7.22: Pétrographie des brèches cimentées.....	135
Figure 7.23 : répartition des ciments D2 sur le transect est du Jebel.	136
Figure 7.24 : Distribution des corps affectés par la dolomite D2 dans le secteur du Jebel Madar.	136
Figure 7.25 : répartition des ciments C2 sur le transect est du Jebel Madar.	139
Figure 7.26 : Zone sparitique C2, dolomite D2.....	142
Figure 7.27: Compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des zones C2, C3 et C4 au Jebel Madar.....	144
Figure 7.28 : Zones sparitiques C3 et C4.....	147
Figure 7.30: Températures d'homogénéisation des inclusions biphasées aqueuses secondaires situées dans les cristaux de quartz et les microfractures.	149
Figure 7.31- Nodules de silice.....	150
Figure 7.32 : Géochimie des dolomites D3 et D4 et caractères pétrographiques.....	152
Figure 7.33: relations pétrographiques entre les zones dolomitiques D3, la fluorite et la sparite C6.	153
Figure 7.34: Les stylolites verticaux et les fentes de tensions.....	155
Figure 7.35: Caractéristiques pétrographiques et géochimiques de la zone sparitique C6.....	156
Figure 7.36: altération actuelle au Jebel Madar.....	158
Figure 7.37 : Silicifications, dolomie D3 et zone sparitique C6.....	158
Figure 7.38: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques du secteur de Jebel Madar.	161
Figure 7.39: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le Jebel Madar (1)	162
Figure 7.40: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le Jebel Madar (2)	163

Figure 7.41 : Diagramme de fractionnement à l'équilibre entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite (‰ v-PDB), de l'eau (‰ v-PDB) et la température, pour les calcites C1.	165
Figure 7.42 : Evolution pétrographique et géochimique entre les sous-zones C1b et C1c.	166
Figure 7.43 : Diagramme de fractionnement à l'équilibre entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite (‰ v-PDB), de l'eau (‰ v-PDB) et la température, pour les zones sparitiques C3 et C4.	167
Figure 7.44 : Présentation du secteur d'étude du Jebel Madmar	171
Figure 7.46: Structuration tectonique du Jebel Madmar replacée dans le cadre tectonique régional (De Keijzer et al., 2007)	172
Figure 7.47: Séquences de dépôts de 4 ^{ème} ordre au sein de la première séquence de la Formation Natih, Madmar 3.	173
Figure 7.48: Sommet de la séquence I, Madmar 3.	174
Figure 7.49: Sommet de la séquence I, Madmar 10 et Madmar 6.....	175
Figure 7.50: Les séquences de dépôts II et III au Jebel Madmar (Madmar 6)	176
Figure 7.51 : Transect de corrélation dans le Natih E entre Madmar 3 à l'est et Madmar 6 à l'ouest, illustrant la position des deux surfaces d'incision IS1 et IS2 (Grélaud, 2005).....	177
Tableau 7.B : Caractéristiques des surfaces IS1 et IS2 dans le Jebel Madmar (d'après Grélaud et al., 2006).....	178
Figure 7.52 : illustration des surfaces IS1 et IS2 au Jebel Madar. La position des photos est reportée sur le transect de corrélation (modifié d'après Grélaud, 2005).....	179
Figure 7.53: Logs sédimento-diagénétiques de la séquence I et de la base de la séquence II de la formation Natih au Jebel Madmar (secteur Madmar 3), le long des coupes D300 et D800 (modifié d'après Grélaud, inédit).....	181
Figure 7.54: Logs sédimento-diagénétiques de la séquence I et de la base de la séquence II de la formation Natih au Jebel Madmar (secteur Madmar 6), le long des coupes M700 et MM6.....	182
Figure 7.55 : Diagramme diagénétique du secteur du Jebel Madmar.	183
Figure 7.56: Dolomite D1, Jebel Madmar.....	185
Figure 7.57: Répartition et illustration de la sous-zone CIa.	186
Figure 7.58 : Microporosité au Jebel Madmar 3	188
Figure 7.59: Répartition et illustration de la sous-zone CIc.	190
Figure 7.60: Dolomite D2 de l'affleurement du Jebel Madmar 6.....	193
Figure 7.60 (légende page précédente): Dolomite D2 de l'affleurement du Jebel Madmar 6	194
Figure 7.61: Répartition de la dolomite D2 autour de l'incision IS2 (Madmar 6).....	194
Figure 7.62: zone sparitique C2, C3 et C4	197
Figure 7.63: Dolomite D3, dédolomitisation et zone sparitique C6 (Jebel Madmar 6).....	200
Figure 7.64: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques du secteur de Jebel Madmar.	201
Figure 7.65 : Présentation du secteur d'étude du Jebel Salakh	203
Figure 7.66: Cartes paléogéographiques de l'Intérieur Oman au Cénomanién inférieur réalisées à partir de la cartographie des clinofformes sur des données sismiques (Grélaud, 2005).	204
Figure 7.67 : Le sommet de la première séquence de dépôt du Jebel Salakh Sud.	205
Figure 7.68: Les séquences de dépôts II et III au Jebel Salakh (secteur sud).....	206
Figure 7.69: Log sédimentologique de la séquence I et de la base de la séquence II de la formation Natih au Jebel Salakh (secteur sud).....	207
Figure 7.70 : Diagramme diagénétique du secteur du Jebel Salakh	209
Figure 7.71 : Sous-zones sparitiques C1 au Jebel Salakh.....	211
Figure 7.72 : Zones sparitiques C1d, C2, C3, C4, D3 et C6 au Jebel Salakh.....	213
Figure 7.72 : Zones sparitiques C1d, C2, C3, C4, D3 et C6 au Jebel Salakh.....	214

Figure 7.73 : Evolution des isotopes dans une fracture tardive.....	215
Figure 7.74: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques du secteur de Jebel Salakh.....	216
Figure 7.75: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans les secteurs des Jebels Madmar et Salakh (1).	218
Figure 7.76: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans les secteurs des Jebels Madmar et Salakh (2).	219
Figure 7.77: Modèle conceptuel de stabilisation des micrites au cours de la diagenèse météorique et au début de la diagenèse d'enfouissement.	220
Figure 7.78 : Présentation du secteur d'étude du Jebel Akhdar.	224
Figure 7.79: Evolution régionale du réseau de fracture dans la zone du Jebel Akhdar (d'après Hilgers et al., 2006, Holland et al., 2009 et Holland & Urai, 2010).	225
Figure 7.80 : Sommet de la séquence I dans le wadi Nakhr.....	226
Figure 7.81 : Formation du Natih dans la rive ouest du wadi Mu'aidin.....	226
Figure 7.82 : Deux hypothèses pour la formation des fractures F1/F2 et des cavités de dissolution. .	228
Figure 7.83 : Cavités et fractures du sommet de la première séquence de la Formation Natih (Natih E, jebel Shams et wadi Nakhr).....	229
Figure 7.83 : Cavités et fractures du sommet de la première séquence (Natih E, jebel Shams et wadi Nakhr).....	230
Figure 7.84 : Diagramme diagénétique du secteur du Jebel Akhdar.....	231
Figure 7.85 : Eléments diagénétiques associés aux cavités (wadis Mu'Aidin et Nakhr).	234
Figure 7-86 : Éléments diagénétiques associés aux fractures et cavités (jebel Shams et wadi Nakhr).	238
Figure 7.87: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases diagénétiques du secteur de Jebel Akhdar.....	241
Figure 7.88: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du Jebel Akhdar.	242
Figure 7.89: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du Jebel Akhdar.	242
Figure 8.1: Évolution sédimento-diagénétique de la formation Natih à l'affleurement	244
Figure 8.2 : Schéma théorique de la nappe météorique sous la surface IS2, lors du maximum de chute du niveau de base.	250
Figure 8.3 :- Modèle de recharge latérale en eaux douces, depuis les terrains émergés du craton arabe.	252
Figure 8.4 : Zoom sur l'évolution des compositions du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fluides marins (McArthur et al., 2001) du Crétacé (intervalle Barrémien – Danien) avec les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sur les zones sparitiques C1 à l'affleurement.	253
Figure 8.5 : Evolution des compositions du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fluides marins (McArthur et al. 2001) de l'intervalle Barrémien – Danien, comparée avec le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesuré sur la zone sparitique C2.	255
Figure 8.6 : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sur les zones sparitiques C4 comparés à l'évolution des compositions phanérozoïques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fluides marins (McArthur et al., 2001).	259
Figure 8.7 : Zoom sur l'évolution des compositions phanérozoïques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fluides marins (McArthur et al., 2001) avec les $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurés sur les zones dolomitiques D3/D4 et sparitiques C6 à l'affleurement.	262
Figure 8.8: Diagramme de fractionnement à l'équilibre entre le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite (‰ v-PDB), de l'eau (‰ v-PDB) et la température, pour les zones dolomitiques D3/D4 et les zones sparitiques C6.	265
Figure 8.9 : Comparaison des sparites C6 avec des calcites récentes provenant du Jebel Madar (Immenhauser et al., 2007) et de la péninsule de Musandam (Breesch et al., 2011).	266

Figure 8.10: Chronologie possible des différentes phases de cimentations dans la zone des <i>foothills</i> (secteurs des Jebels Madar, Madmar et Salakh) en relation avec un diagramme d'enfouissement.	266
Figure 8.11: Chronologie possible des différentes phases de cimentations dans la zone du Jebel Akhdar en relation avec un diagramme d'enfouissement.	267
Figure 9.1: Evolution géométrique de la première séquence de dépôt de la Formation Natih, de part et d'autre du bassin intrashelf.	270
Figure 9.2: Transects de corrélations affleurements –subsurface.....	271
Figure 9.3: Présentation des données de subsurface.....	272
Figure 9.4: Le champ de Fahud.....	273
Figure 9.5: Tableau des intervalles carottés des six puits dans le champ de Fahud.	274
Figure 9.6: Log sédimentologique du sommet de la séquence I et de la base de la séquence II de la Formation Natih dans le champ de Fahud (exemple du puits F-394H1).....	277
Figure 9.7: Détail du log sédimentologique et des variations de la diagraphie gamma ray (GR) (Puits F-394H1; Fahud) au sommet de l'unité réservoir E3.....	278
Figure 9.8: Interprétation sismique et stratigraphique de la première séquence de dépôt de la Formation Natih dans le secteur de Fahud (Grélaud, 2005).	279
Figure 9.9: Détail du log sédimentologique et des variations du Gamma Ray (GR) autour de la surface IS2 (Puits F-394H1; Fahud).	281
Figure 9.10: Log sédimentologique de la séquence II de la formation Natih dans le champ de Fahud (exemple du puits F-391H1) avec synthèse des analyses pétrodiagénétiques et géochimiques sur phases séparées.....	282
Figure 9.11: Détail du log sédimentologique et des variations du gamma ray (GR) à la base de la séquence II (Puits F-382H1; Fahud).....	282
Ces cycles sont en général très bien soulignés par les variations du gamma ray.	282
Figure 9.12: Détail du log sédimentologique et des variations du gamma ray (GR) au sommet de la séquence II-1 (Natih D / Puits F-391H1; Fahud).	283
Figure 9.13: Détail du log sédimentologique et des variations du gamma ray (GR) au sommet de la séquence II-2 (Natih C / Puits F-391H1; Fahud).....	283
Figure 9.14: Log sédimentologique du sommet de la séquence III et de la séquence IV de la Formation Natih dans le champ de Fahud (exemple du puits F-391H1) avec synthèse des analyses pétrodiagénétiques et géochimiques sur phases séparées.....	284
Figure 9.15: Détail du log sédimentologique et des variations du Gamma Ray (GR) au sommet de la Formation Natih (Natih A / Puits F-391H1; Fahud).	285
tableau 9.A: lames minces réalisées dans le champ de Fahud par puits et par séquence de dépôt.....	286
Figure 9.16 : Diagramme diagénétique du secteur du champ de Fahud.....	286
Figure 9.17: Ciments IrSC et IFC en subsurface.....	288
Figure 9.18: Illustration en lame mince et composition de la zone dolomitique D1 en subsurface. ...	289
Figure 9.19 : Sous-zone sparitique C1c à Fahud.....	292
Figure 9.21: Deux hypothèses de reconstitution schématique des étapes de la formation des discontinuités de la base de la séquence II.	295
Figure 9.22 : Sous-zone sparitique C1f à Fahud	297
Figure 9.23: Sous-zone sparitique TN.C1 à Fahud	298
Figure 9.24: Localisation et illustration des niveaux bréchifiés dans l'unité réservoir E2.	300
Figure 9.25: Evolution isotopique des ciments d'enfouissement, tendance III.....	301
Figure 9.26: évolution isotopique des ciments d'enfouissement, tendance IV	303
Figure 9.27: Zones sparitiques C3' et C4' dans la zone de Fahud.	304
Figure 9.29: Compaction et fracturation dans la zone de Fahud.	307

Figure 9.30: Dolomites type 1 et type 2.	309
Figure 9.31: Dissolution tardive et nanostructure des micrites.	311
Figure 9.32: Synthèse des caractéristiques pétrographiques et géochimiques des phases de cimentations de la zone de Fahud.	315
Figure 9.33: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du champ de Fahud (1).	316
Figure 9.34: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le secteur du champ de Fahud (2).	317
319	
Figure 9.35: Contraste des luminescences des micrites de part et d'autre de la surface IS2. Puits F-394H1 (Fahud).	319
Figure 9.36: Répartition des ciments d'enfouissement dans le champ de Fahud.	320
Figure 9.37: Hypothèse de formation des micrite arrondies et des nano-golfes (Lambert et al. 2006).	320
Figure 9.38 : Chronologie possible des différentes phases de cimentations dans le champ de Fahud en relation avec un diagramme d'enfouissement.	321
Figure 9.39: Le champ de Yibal.	322
Figure 9.40: Log sédimentologique du sommet de la Formation Natih dans le puits Y-448H1 dans le champ de Yibal.	324
Figure 9.41: Illustrations des zones fracturées et bréchifiées sur les carottes du puits Y-448H1 du champ de Yibal.	325
Figure 9.42: Schéma d'après Baker Hugues pour PDO (2004) retraçant la formation successive de niveaux endokarstiques à l'interface entre la zone vadose et météorique dans le champ de Yibal au cours de l'évènement émersif turonien et sous l'effet de mouvements de surrection tectoniques.	326
Figure 9.43 : Diagramme diagénétique du secteur du champ de Yibal.	327
Figure 9.44: Succession des principales phases diagénétiques dans le champ de Yibal (Natih A).	329
Figure 9.44: Succession des principales phases diagénétiques dans la zone de Yibal (Natih A).	330
Figure 9.45: Caractéristiques isotopiques des phases diagénétiques analysées dans le puits Y-448H1 du champ de Yibal (1).	332
Figure 9.46: Situation des champs de Fahud, Yibal (Oman); Sirri (<i>offshore</i> Iran) et Guiriel (<i>offshore</i> Qatar).	333
Figure 9.47 : Diagenèse observée sous la discontinuité sommitale de la Formation Mishrif dans le Golfe arabe.	334
Figure 10.1 : Localisation de la zone de bombement périphérique au sommet du Groupe Wasia et des phénomènes de karstification.	339
Figure 10.2 : Evolution géométrique des dépôts de la Formation Natih, de part et d'autre du bassin intrashelf et localisation des zones sparitiques précoces météoriques (C1) identifiées sous les surfaces.	340
Figure 10.3 : Evolution schématique (non équilibrée) des différents stades de développement de la marge omanaise à partir du Crétacé terminal, combiné à l'évolution des circulations de fluides et des évènements diagénétiques majeurs.	343
Figure 11.1: Localisation des caractéristiques réservoirs, sources et couvertures de la Formation Natih en fonction de l'architecture des séquences de dépôts, à l'échelle des séquences de 3 ^{ème} ordre (van Buchem et al. 2002).	347
Figure 11.2: Profil de production en huile, gaz et eau pour le champ de Fahud entre 1967 et 2000 (Morettini et al., 2005).	348
Figure 11.3: Graphique de fréquence des porosités et perméabilités.	350

Figure 11.4: Variations de porosité et perméabilité en fonction de la profondeur pour les puits F-391H1, -394H1, -397H2, -382H1 entre les unités Natih E4b à B3.....	350
Figure 11.5: Diagramme de porosité perméabilité pour le sous-ensemble 1.	352
Figure 11.6 (à côté): illustration d'un cycle haute-fréquence au sommet de la séquence I (Natih E2, puits F-391H1)	353
Figure 11.7: Variations de porosité et perméabilité en fonction de la profondeur pour les puits F-391H1 et F-382H1 entre les unités Natih B2 à A1.....	355
Figure 11.8: Relation porosité - perméabilité sur le puits F-391H1 pour les différentes séquences identifiées.	357
Figure 11.9: Relation porosité - perméabilité pour les différents puits étudiés.....	358
Figure 11.10: Comparaisons des porosités – perméabilités mesurées sur plugs verticaux (PhiV / KV) et horizontaux (PhiH / KH) pour tous les puits (A) et pour les puits F-382H1 et F-391H1 (B & C).	359
Figure 11.11: Classifications pétrographiques et pétrophysiques de l'espace poreux dans les carbonates (Lucia, 1995 , dans Moore, 2001).	361
Figure 11.12: Evolution de la microporosité étendue et de la macroporosité sur les puits F-382H1, F-391H1, F-394H1 et F-397H2.	362
Figure 11.13: Macroporosité moldique.....	365
Figure 11.14: Classification des types de micrites des réservoirs crétacés du Moyen-Orient en fonction de leur morphométrie, de la forme des cristaux et de leur organisation spatiale (Deville-de-Perrière, 2011).	366
Figure 11.16 : Hétérogénéité des faciès bioturbés.....	368
Figure 11.17: Microporosité inter-microcristalline, Natih E4.....	369
Figure 11.18: Microporosité étendue secondaire et stylolites-.....	370
Figure 11.19: Microporosité étendue intercristalline-.....	371
Figure 11.20: Microporosité intragranulaire ou intraparticulaire-.....	372
Figure 11.21: Illustration MEB des porosités intragranulaires-.....	373
Figure 11.22: Diagramme de la perméabilité en fonction de la microporosité calculée et des unités réservoir (Kostic et al., 2006).	374
Figure 11.23: Evolution des types de pores en fonction des différents intervalles stratigraphiques. (page suivante)	374
Figure 12.1: Architecture stratigraphique du Mb. Natih E (Séquence I – Base Sequence II) dans le secteur de Fahud (Grélaud, 2005).	377
Figure 12.2: Porosités et perméabilités réparties dans un <i>box diagram</i> et triées par texture pour le puits F-391H1-.....	379
Figure 12.3: Illustration de l'hétérogénéité des propriétés pétrophysiques au sein des faciès wackestone bioturbés du puits F-391H1-.....	380
Figure 12.4: Distribution de la porosité et de la perméabilité selon les environnements de dépôts... ..	382
Figure 12.5 : Emersion au sommet de la Formation Natih et phénomènes associés observés dans les puits F-391H1 et Y-448H1.....	384
Figure 12.6 : Emersion au sommet de la séquence I (Natih E) et phénomènes associés observés dans les puits F-391H1 et F-382H1.....	385
Figure 12.7 : Emersion au sommet de la séquence II (Natih C) et phénomènes associés observés dans les puits F-391H1 et F-397H2.....	386
Figure 12.8: Comparaison des valeurs de porosité - perméabilité pour des faciès granulaires similaires selon leur position sous les surfaces d'emersion du sommet des séquences I et II et du sommet de la Formation Natih pour les puits F-391H1 (Fahud).....	388

Figure 12.9: Illustration du processus de dissolution - reprécipitation dans une lentille météorique phréatique sous une surface d'émersion de durée relativement courte en contexte de mer calcitique. (Volery et al., 2009).	389
Figure 12.10 : Emersion au sommet des cycles haute-fréquence de la séquence II (Natih D et C) et phénomènes associés, observés dans les puits F-391H1 et F-397H2.	390
Figure 12.11 : Les phases diagénétiques observées et leur influence sur la porosité.	393
Figure 13 .1: Tableau synthétique résumant les propriétés des groupes de <i>Rock types</i> et leur contrôle sédimento-diagénétique (d'après Hollis et al., 2010).	397
Figure 13.2: Relation porosités-perméabilités sur le puits F-391H1 et distribution des RT (d'après Hollis et al., 2010).	398
Figure 13.3: Courbes de perméabilités relatives (<i>steady state</i>) pour les faciès de barrière et de barrière marginale (RT4 à 7) (Hollis et al., 2010).	399
Figure 13.4: Caractéristiques pétrophysiques et pétrographiques de trois échantillons microporeux et micro-mésoporeux. (Photos des lames minces d'après Kostic et al., 2006).....	401
Figure 13.5: Caractéristiques pétrophysiques et pétrographiques de deux échantillons micro-mésoporeux. (Photos des lames minces d'après Kostic et al., 2006).	402
Figure 13..6: Comparaison de deux échantillons pétrographiquement similaires, avec une cimentation précoce isopaque en A) et sans cimentation en B), d'après (Vincent et al., 2011).	402
Figure 13.7: Réponse diagraphique associée aux cycles régressifs haute-fréquence au sommet de l'unité Natih E3.	404
Figure 13.8 : Analyse stratigraphique de la partie orientale de la première séquence de la Formation Natih à l'échelle sismique (Grélaud, 2005).....	406
Figure 13.9: Trajectoires vélocité - porosité pour différents scénarios diagénétiques dans des grainstones (Brigaud et al., 2010).	407