

# **Stratigraphie et variations isotopiques du carbone dans le Permien supérieur et le Trias inférieur de quelques localités de la Néotéthys (Turquie, Oman et Iran)**

Sylvain Richoz



# Mémoires de Géologie (Lausanne)

*Institut de Géologie et Paléontologie*  
*Université de Lausanne*  
BFSH-2, 1015 Lausanne, Suisse



Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la  
Licence Creative Commons 4.0 International

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

# Mémoires de Géologie (Lausanne)

## EDITEUR DE LA SERIE

Jean Guex  
Institut de Géologie et Paléontologie  
Anthropole, Université de Lausanne  
CH-1015, Lausanne SUISSE

## COMITÉ EDITORIAL

Yves Gallet  
Dept. Paléomagnétisme  
Institut de Physique du Globe  
75252 Paris Cedex 05 France.

Francis Hirsch  
Geological Survey of Israel,  
30 Malkhe Israel Street  
95501 Jerusalem, ISRAEL

Gilles S. Odin  
Géochronologie et Sédimentologie  
Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu  
75252 Paris Cedex 05 FRANCE

Hugo Bucher  
Paleontologisches Institut  
Universität Zürich  
8006 Zürich

Alan R. Lord  
Department of Earth Science  
University College, Gower Street  
WC1E 6BT, London, U.K.

José Sandoval  
Dpto. Estratigrafía y Paleontología  
Universidad de Granada  
18002, Granada, ESPAGNE

Annachiara Bartolini  
Laboratoire de Micropaléontologie  
Université P. et M. Curie, 4 Place Jussieu  
75252 Paris Cedex 05 France.

Jean Marcoux  
Géologie Paris VII et IGP  
Tour 25/24 1er étage, 2 place Jussieu  
75251 Paris Cedex 05 FRANCE

Rudolph Trümpy  
Geologisches Institut, ETH-zentrum  
Sonneggstrasse 5  
CH-8092, Zürich, SUISSE

Giorgio Martinotti  
Dipartimento di Scienze della Terra  
Università, Via Valperga Caluso 37  
10125 Torino ITALIE

Mémoires de Géologie (Lausanne)  
Institut de Géologie et Paléontologie  
Université de Lausanne  
Anthropole, CH-1015 Lausanne

Sylvain Richo

Titre : Stratigraphie et variations isotopiques du carbone dans le Permien supérieur et le Trias inférieur de quelques localités de la Néotéthys (Turquie, Oman et Iran).

Mém. Géol. (Lausanne), n° 46, 2006

ISSN: 1015-3578

Imprimeur : Chabloz S.A., Lausanne, [www.imprimeriechabloz.ch](http://www.imprimeriechabloz.ch)

Pages de couverture : Entrée du Wadi Tiwi, Oman avec en arrière plan des sédiments de la plateforme arabe.

**Stratigraphie et variations isotopiques du  
carbone dans le Permien supérieur et le Trias  
inférieur de quelques localités de la Néotéthys  
(Turquie, Oman et Iran)**

Sylvain Richoz

Publié avec l'aide de :

**Société  
Académique**  
*Vaudoise*

Mémoires de Géologie (Lausanne) no. 46, 2006

De Grands maîtres, je fus le disciple fervent.  
Quand je songe aujourd'hui que je me crus savant  
J'étais comme l'eau qui prend la forme du vase  
Et le peu que j'ai appris s'en est allé au vent...

**Omar Khayyam**, mathématicien, géomètre, astronome,  
philosophe et poète iranien du XIIIe siècle.

## *Remerciements*

Ce mémoire est le fruit d'un travail de thèse réalisé au musée de géologie du canton de Vaud. Il a été soutenu par le Fonds National de la Recherche Suisse au travers des projets N°20-53787.98 et 20-67941.02. La Fondation Dr. Joachim de Giacomi a permis de financer des travaux de terrain supplémentaires en Turquie et le fond des bourses de voyages de l'ASSN a financé l'expédition en Iran. Le musée cantonal vaudois de géologie ainsi que l'université de Lausanne m'ont mis à disposition leurs collections et infrastructures. La Société Académique Vaudoise a apporté son soutien à la publication de ce travail.

Merci à Aymon Baud, directeur de thèse et initiateur du projet pour son aide sur le terrain et dans les discussions. Je remercie également les professeurs Jean Marcoux, Jean Guex et Torsten Vennemann, membres du jury de thèse et qui m'ont porté et aidé tout au long de ce travail. Sylvie Crasquin-Soleau, Micha Horacek, Catherine Jenny, Heinz Kozur et Leopold Krystyn ont également apporté beaucoup à la réalisation de ce travail par leurs connaissances paléontologiques, leur aide sur le terrain et les nombreuses discussions constructives.

Les travaux de terrains n'auraient pas été possibles sans le soutien des autorités locales. J'exprime toute ma gratitude aux autorités du Ministère du Commerce et de l'industrie du Sultanat d'Oman, en particulier au Docteur Hilal bin Mohd al Azry, Directeur Général des mines. Le travail de terrain en Oman a été grandement facilité par l'appui logistique et l'accueil chaleureux de Jean-Paul et Françoise Breton.

Les travaux de terrain en Turquie, n'auraient pas pu se faire sans les autorisations et le soutien du Professeur Fuzuli Yağmurlu de l'Institut de géologie de l'université Demirel d'Isparta et l'aide précieuse de Necdet Özgül.

L'expédition géologique en Iran a pu être réalisée grâce au soutien du Service Géologique National Iranien et notamment B. Momeni, B. Hamdi, M. Vakil et V. Mohtat qui ont fourni un excellent soutien tant logistique que scientifique.

J'ai eu la chance fantastique de côtoyer de nombreux géologues de spécialités différentes, d'apprendre énormément à leur côté et de pouvoir souvent échanger des idées :

Lucia Angiolini (brachiopodes), Laurent Beccaletto et François Rosselet (géologie de la Turquie), François Béchenec (géologie d'Oman), Gilles Borel, Rainer Brandner (sédimentologie), Sébastien Bruchez (isotopes), Fabrice Cordey et Spella Gorican (radiolaires), Samuel Jaccard (océanographie), René Maury (volcanisme et altération hydrothermale), Georges Gorin (matière organique), Wolfgang Mete (ostracodes), Parvin Mohtat-Aghai (foraminifères), Alda Nicora (conodontes), Emilio Pueyo (paléomagnétisme), Cécile Robin (sédimentologie), Amalia Spina (palynologie) et Richard Twitchett (paléontologie).

Merci aussi à tous ceux qui m'ont aidé et soutenu pendant la réalisation de ce long travail et qui se reconnaîtront.

# Stratigraphy and Carbon Isotope Study of the Upper Permian and Lower Triassic in some localities of the Neotethyan realm (Turkey, Oman, Iran)

Sylvain Richoz

*Musée Cantonal Vaudois de Géologie et Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de  
Lausanne*

## Abstract

The end of the Palaeozoic era and the beginning of the Mesozoic is a time of crisis and profound changes in ecosystems on Earth. It is the greatest of all extinctions in the Phanerozoic with a mass mortality in the marine environment (up to 96% of species, 83% of genera and 55% of families) and a nearly equally large loss of life on land.

The process of progressive elimination of marine species is punctuated by a final extinction pulse. This pulse is generally correlated with a conspicuous depletion in  $^{13}\text{C}$  in particular in marine carbonates ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ), reflecting a dramatic disturbance in the global carbon cycle. There is still abundant discussion on the ultimate cause of the end-Permian crisis. Concepts differ with respect to source (terrestrial or extraterrestrial), rate (rapid or catastrophic) and chronology of event (between mass extinction in ocean, land and disturbance of the global carbon cycle). Among different causes, the most emphasized are oceanic anoxia, Siberian trap volcanism, methane release, meteorite impact and marine regression.

Another important feature of the end-Permian crisis is the particularly long delay of faunal recovery to reach the pre-extinction level. For this time, microbial organisms dominate the marine environment.

Together with sedimentological and palaeontological studies, 16 sections were analysed to determine the bulk isotopic ratio of carbonates. Two sections were analysed to obtain isotopic values of the organic carbon. These sections are located in four different geographical area: Turkish Taurus, Oman Mountains, Transcaucasia (North-western Iran) and Central Iran and correspond to the southern and northern margin of the Neotethys. They represent sediments from a continental platform (Arabic-African and Cimmerid), slope, isolated platform and more or less deep basins.

The depletion in  $^{13}\text{C}$ , which is distinctive for the end-Permian crisis, is divided into two parts. The first one is progressive and precedes the crisis but follows the first anomalies recorded in the benthic fauna. The classical rubber band model (accumulation of constraints before rupture) is favoured. Cause(s) of extinction have to have an influence on the carbon cycle for a certain time before the crisis. The second part of the negative shift occurs after the event and shows strong variations. Is the dominance of the marine environment by microbial organisms a key factor? This study tries to understand the influence of microbial community on the carbon cycle.

An isotopic curve for the carbon has been established for the Early Triassic. It shows the largest shift amplitude of all the Phanerozoic. A first positive shift in  $\delta^{13}\text{C}$  values occurs in the Griesbachian, reflecting the beginning of the faunal recovery. A first negative shift happens in the end-Griesbachian, basal Dienerian. A second one occurs in the Upper Dienerian and presents features of methane release induced shift. It is followed by a very positive double peak in the Early Smithian (up to 6‰) and by very negative values in the Middle and Upper Smithian (down to -2‰). Another very positive double shift (up to 8‰) occurs around the Smithian-Spathian boundary before going back to negative values (down to -2‰). A positive shift marks the Olenekian-Anisian boundary. The constitution of such a curve allows us to correlate sections poorly biostratigraphically constrained, therefore a stratigraphic history of the Oman margin has been reconstructed for the Early Triassic.

*Keywords : Permian, Triassic, carbon isotope, stratigraphy, Oman, Turkey, Iran, Neotethys, bacteria.*

# **Stratigraphie et variations isotopiques du carbone dans le Permien supérieur et le Trias inférieur de quelques localités de la Néotéthys (Turquie, Oman et Iran)**

**Sylvain Richoz**

*Musée Cantonal de Géologie et Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Lausanne*

## **Résumé**

La fin de l'Ere Primaire et le début de l'Ere Secondaire est un temps de crise et de profonds changements de l'écosystème terrestre. C'est la crise biotique la plus importante de tout le Phanérozoïque. Ainsi à la fin du Permien, 55% des familles, 83% des genres et 96% des espèces présentes dans les océans disparaissent. C'est également le cas pour la faune et la flore terrestres.

Le processus d'élimination des espèces marines est d'abord progressif puis ponctué par une extinction finale plus ou moins rapide. Cette impulsion fatale est corrélée avec une importante excursion négative des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  notamment dans les carbonates marins qui révèle d'importants bouleversements dans le cycle global du carbone. Les causes de la crise fini-permienne sont encore en plein débats. Les concepts diffèrent en ce qui concerne la source (interne à la terre ou extraterrestre), la rapidité (rapide ou catastrophique) et la chronologie des événements (synchronisme ou non des extinctions marines, terrestres et des perturbations du cycle du carbone). Les causes les plus fréquemment citées sont l'anoxie océanique, un volcanisme majeur en Sibérie, des dégazages importants de gaz hydrates, un impact de bolide extraterrestre et une forte régression marine.

Un autre fait saillant de l'extinction fini-permienne est le temps particulièrement long, tout le Trias inférieur, de la reconquête de la biosphère pour atteindre un niveau de diversité égal à celui qui précédait l'événement. L'espace marin est alors dominé par les constructions algo-bactériennes.

Conjointement avec des études sédimentologiques et paléontologiques, 16 profils ont été analysés pour déterminer le rapport isotopique du carbone total. Deux profils ont été analysés pour le carbone organique. Ces profils viennent de quatre régions géographiques : le Taurus turc, les montagnes d'Oman, la Transcaucasie (Iran du Nord-Ouest) et l'Iran Central. Ils correspondent paléogéographiquement aux marges Sud et Nord de la Néotéthys et représentent des sédiments de plates-formes continentales (Arabo-Africaine et Cimmérienne), de talus, de haut-fonds et de bassins plus ou moins profonds.

La chute du signal isotopique du carbone qui marque l'événement fini permien se divise en deux parties. La première est progressive, elle précède la crise, mais suit les premières anomalies observées dans la faune benthique. Le modèle classique dit de l'élastique (accumulation de contraintes avant une rupture) est proposé pour cette crise. La ou les causes de l'extinction doivent avoir eu une influence sur le cycle du carbone sur une certaine période. La deuxième partie de la chute isotopique suit la crise et montre une forte variabilité. Est-ce que le passage à un biotope marin dominé par des bactéries serait un facteur déterminant dans de nouveaux équilibres géochimiques?. Cette étude appréhende quelques particularités des processus géochimiques dans les communautés algo-bactériennes et leur influence sur le cycle global du carbone. Mon travail a permis d'établir une courbe isotopique du carbone cohérente pour le Trias inférieur. Cette courbe montre les plus grandes amplitudes isotopiques de valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  de tout le Phanérozoïque. Un premier pic positif a lieu au Griesbachien, témoin probable d'une augmentation de la productivité après l'extinction. Une première excursion négative a lieu au Griesbachien terminal-Dienerien basal. Une deuxième excursion négative a lieu au Dienerien supérieur. Celle-ci présente les caractéristiques d'un rejet de gaz hydrates. Elle est suivie par un double pic très positif (jusqu'à 6‰) au Smithien inférieur, des valeurs très négatives au Smithien moyen et supérieur (jusqu'à -2‰). Un double pic très positif (jusqu'à 8‰) marque la limite Smithien-Spathien avant un retour vers des valeurs très négatives (jusqu'à -2‰) durant le Spathien. Un pic positif marque la limite Olenekien-Anisien. La constitution d'une telle courbe a permis de corréliser des coupes peu contraintes biostratigraphiquement et de reconstituer une partie de l'histoire de la marge omanaise au Trias inférieur.

*Mots clés : Permien, Trias, isotope, carbone, stratigraphie, Oman, Iran, Turquie, Téthys, bactéries, méthane.*

# Table des matières

<b>Chapitre 1</b>	<b>Introduction</b>	1
	But du travail	4
<b>Chapitre 2</b>	<b>Méthode de Travail</b>	7
2.1	Échelle de temps pour le Permien Moyen et Supérieur et pour le Trias Inférieur	7
2.1.1	<i>L'échelle stratigraphique</i>	7
2.1.2	<i>La biostratigraphie</i>	8
2.1.3	<i>La calibration radiométrique</i>	8
2.2	Données de bases	10
2.3	Méthode	11
2.4	Techniques analytiques	11
2.4.1	<i>Coulométrie</i>	11
2.4.2	<i>Analyse par Rock-Eval</i>	11
2.4.3	<i>Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène dans les carbonates</i>	12
2.4.4	<i>Les analyses isotopiques du carbone organique</i>	13
2.4.5	<i>Les analyses isotopiques du strontium</i>	13
<b>Chapitre 3</b>	<b>Les carbonates microbiens</b>	14
3.1	Définitions	16
3.2	Les organismes en présence	16
3.3	Les processus de construction des carbonates microbiens	17
3.4	Les macro-, méso-, micro- structures résultantes	19
3.5	Histoire évolutive	23
3.6	Géochimie	24
3.6.1	<i>Résultats des micro-analyses</i>	24
3.6.2	<i>Interprétation</i>	26
3.6.3	<i>Comparaison entre types de récifs</i>	27
3.6.4	<i>Variations du <math>\delta^{13}C_{org}</math></i>	28
3.6.5	<i>Diazotrophisation</i>	28
3.7	Conclusion	28
<b>Chapitre 4</b>	<b>Les profils permo-triasiques d'Oman</b>	31
4.1	Introduction	31
4.1.1	<i>L'autochtone</i>	32
4.1.2	<i>Les nappes allochtones</i>	35
4.1.3	<i>Le Néoautochtone</i>	37
4.1.4	<i>Evolution géodynamique de la marge arabe au Permien et au Trias</i>	37
4.1.5	<i>En conclusion</i>	39
4.2	Les profils permo-triasiques dans les sédiments de la plate-forme arabe.	41
4.2.1	<i>Le Groupe de Akhdar dans le Jebel Akhdar</i>	41
4.2.2	<i>Profil du Wadi Sahtan</i>	43
4.2.3	<i>Le Groupe de Akhdar dans le Saih Hatat.</i>	57
4.2.4	<i>Le profil du Wadi Sawat</i>	57
4.3	La Limite Permien-Trias et le Trias inférieur dans les dépôts de pente des Wadi Maqam et Wadi Shuyab dans le Groupe de Sumeini	62
4.3.1	<i>Introduction</i>	62
4.3.2	<i>Le Membre A</i>	66
4.3.3	<i>Le Membre B</i>	66
4.3.4	<i>La transition entre les Membres B et C</i>	66
4.3.5	<i>Le Membre C</i>	71
4.3.6	<i>Résultats des analyses</i>	76

4.3.7 <i>Discussion</i>	77
4.3.8 <i>Conclusion</i>	80
4.4 La Limite Permien-Trias dans les dépôts de plates-formes carbonatées isolées de la plate-forme arabe : l'exotique de Ba'id	81
4.4.1 <i>Cadre tectonique</i>	82
4.4.2 <i>Stratigraphie</i>	83
4.4.3 <i>Résultats des analyses</i>	87
4.4.4 <i>Discussion</i>	88
4.4.5 <i>Conclusion</i>	90
4.5 Le Permien et le Trias inférieur dans les dépôts de bassins des unités d'Hawasina.	91
4.5.1 <i>La région de Wadi Wasit</i>	91
4.5.2 <i>Stratigraphie générale</i>	91
4.5.3 <i>Le Profil de Wadi Wasit Sud</i>	93
4.5.4 <i>Une limite Permien-Trias unique : Le bloc de Wasit.</i>	98
4.6 Le Permien et le Trias inférieur dans les dépôts de bassins profonds des unités d'Hawasina	103
4.6.1 <i>Stratigraphie</i>	103
4.6.2 <i>Résultats des analyses</i>	105
4.6.3 <i>Discussion</i>	105
4.6.4 <i>Les valeurs isotopiques du <math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math></i>	106
4.6.5 <i>Discussion sur l'âge des sédiments</i>	107
4.6.6 <i>Conclusion</i>	107
4.7 Le Permien et le Trias inférieur dans les dépôts de bassins des unités du Batain	108
4.7.1 <i>Le Permien et la limite Permien-Trias</i>	108
4.7.2 <i>La Formation triasique de Sal</i>	108
4.7.3 <i>Résultats des analyses</i>	110
4.7.4 <i>Discussion</i>	111
4.7.5 <i>Conclusion</i>	113
4.8 Comparaison entre les profils étudiés	114
4.8.1 <i>Interprétations sédimentologiques et stratigraphiques des coupes étudiées</i>	114
4.8.2 <i>Interprétation du signal isotopique dans les coupes étudiées</i>	123
4.9 Conclusion	127
<b>Chapitre 5 Les profils permo-triasiques de Turquie</b>	<b>129</b>
5.1 Introduction	129
5.1.1 <i>La chaîne du Taurus</i>	129
5.1.2 <i>Les régions étudiées</i>	133
5.2 Unités de la Gorge de Kemer : les coupes du Çürük dağ et du Kopuk dağ	135
5.2.1 <i>La coupe du Çürük dağ</i>	135
5.2.2 <i>Le profil du Kopuk dağ</i>	158
5.3 Les Nappes d'Antalya à l'Est d'Alanya : la coupe de Demirtaş-Kuşdavut	165
5.3.1 <i>La Formation des Calcaires de Yüğülkötepe</i>	165
5.3.2 <i>La Formation de Sapadere</i>	167
5.3.4 <i>Conclusion sédimentologique</i>	169
5.3.5 <i>Les résultats d'analyses</i>	169
5.3.6 <i>Discussion</i>	171
5.4 Coupe de Taşkent, nappes de l'unité de l'Ala dağ sensu N. Özgül	172
5.4.1 <i>Formation de Çekiç dağ</i>	172
5.4.2 <i>Formation de Gevne</i>	177
5.4.3 <i>Résultats des analyses</i>	180
5.4.4 <i>Discussion</i>	183
5.5 Coupe de Karabayır yayla, nappes de l'unité du Bolkar dağ, sensu N. Özgül	187
5.5.1 <i>La Formation de Taşkent</i>	187
5.5.2 <i>La Formation de Ekinlik</i>	187
5.5.3 <i>Âge des Formations</i>	187
5.5.4 <i>Les résultats d'analyses</i>	189
5.5.5 <i>Discussion</i>	190

5.5.6 <i>Conclusion</i>	190
5.6 Comparaison entre les différentes coupes de Turquie	191
5.6.1 <i>Sédimentologie</i>	191
5.6.2 <i>Les courbes isotopiques du <math>\delta^{13}C_{tot}</math></i>	192
<b>Chapitre 6 Les profils permo-triasiques d'Iran</b>	<b>195</b>
6.1 Introduction géologique à l'Iran	195
6.2 Les profils d'Iran central	195
6.2.1 <i>Abadeh</i>	196
6.2.2 <i>Shareeza</i>	202
6.3 Les profils de Transcaucasie	205
6.3.1 <i>Zal</i>	205
6.3.2 <i>Djulfa</i>	210
6.4 Comparaison des intervalles de la Limite Permien-Trias dans les profils d'Iran	212
6.5 Conclusion	214
<b>Chapitre 7 Comparaisons, Conclusions et Perspectives</b>	<b>217</b>
7.1 La courbe isotopique carbone total du Permien supérieur au Trias moyen.	217
7.1.1 <i>Le Permien supérieur</i>	217
7.1.2 <i>La Limite Permien-Trias</i>	219
7.1.3 <i>Le Trias inférieur</i>	223
7.2 Conclusion	228
<b>Références</b>	<b>230</b>
<b>3 Planches</b>	<b>253</b>
<b>Annexes</b>	<b>259</b>

## Chapitre 1

### Introduction

Il est de plus en plus reconnu que la compréhension des modalités et processus des crises écologiques passées et des déclinés dans la biodiversité n'est plus seulement un sujet purement académique. Les études sur les changements biotiques et biogéochimiques, qui ont été parfois brutaux, peuvent aider à comprendre les conséquences sur le long terme de la crise environnementale actuelle d'origine naturelle et anthropogénique.

La fin de l'ère primaire et le début de l'ère secondaire est un temps de crise et de profonds changements de l'écosystème terrestre. C'est la crise biotique la plus importante de tout le Phanérozoïque. Ainsi à la fin du Permien, 55% des familles présentes dans les océans mondiaux disparaissent soit 83% des genres et 96% des espèces (Sepkoski, 1990; Erwin, 1993). C'est également le cas pour 99% des thérapsidés terrestres (Raup, 1991; Erwin 1993). Cette crise est accompagnée par une réorganisation complète de la flore terrestre (Looy, 2000).

Le processus d'élimination des espèces marines est d'abord progressif puis ponctué par une extinction finale plus ou moins rapide (Bowring et al., 1998 ; Rampino et al., 2000 ; Jin et al., 2000 ; Mundil et al., 2001 ; Twitchett et al., 2001 ; de Wit et al., 2002). Cette impulsion finale est corrélée avec une importante excursion négative dans le rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  des carbonates marins ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ). Elle révèle d'importants bouleversements dans le cycle global du carbone. Les causes de la crise fini-permienne sont encore en plein débats. Les concepts diffèrent en ce qui concerne la source (interne ou extraterrestre) et la rapidité (rapide à catastrophique) de cette crise (Erwin, 1993 et 1994, Erwin et al., 2002 ; et Lethiers, 1998 pour une revue). La chronologie des événements est également encore en question. Y a-t-il synchronisme ou diachronisme des extinctions marines, terrestres et des perturbation du cycle du carbone.

Les tenants de la cause externe (impact de corps céleste) (Zhang & Xu, 1996 ; Rampino & Haggerty, 1996 ; Retallack et al., 1998 ; Detre et al., 1997 ; Kaiho et al., 2001 ; Becker et al., 2001) n'ont pas encore fourni d'indices définitifs pour un tel impact. Malgré d'intensives recherches, aucun quartz choqué, mircoteektite, dépôt de type Tsunami n'ont été observés. Les anomalies géochimiques, typiques des impacts d'astéroïdes n'ont pas été mises en évidence de façon reproductible (Clark et al., 1986 ; Farley & Mukhopadhyay, 2001). La plupart des chercheurs actuels penchent plutôt pour une cause interne.

Les principaux modèles en discussion pour une telle cause sont :

- L'hypothèse d'une stratification de l'océan qui a comme conséquence la constitution dans les eaux profondes d'une forte concentration de  $\text{CO}_2$  dissout léger (Kump, 1991 ; Knoll et al. 1996). D'après ces auteurs, ce phénomène aurait eu lieu à la fin du Permien et l'arrivée en surface de ces eaux chargées en  $\text{CO}_2$ , due à des changements climatiques, serait le mécanisme tueur de l'extinction fini-permienne. Hotinski et al. (2001) ; Zhang et al. (2001) et Berner (2002) notent que la modélisation d'un tel mécanisme pose de trop grand problème de balance de masse.
- L'arrêt de la productivité dans les eaux de surfaces et création d'un océan anoxique dans les eaux profondes qui vont transgresser sur les plates-formes (Wignall & Hallam, 1992 ; Isosaki, 1994 ; Wignall & Twitchett, 1996 et 2002).

- La déstabilisation des gaz hydrates contenu dans les sédiments marins ou dans les toundras des hautes latitudes provoque un important dégazage de méthane qui va induire un effet de serre, un empoisonnement des eaux et éventuellement une asphyxie par consommation de l'oxygène pour la stabilisation du méthane en CO<sub>2</sub> (Erwin, 1993 ; McLeod et al., 2000 ; Krull & Retallack, 2000 ; de Wit et al., 2002 ; Berner, 2002 ; Sarkar et al., 2003 ; Krull et al., 2004).
- Les trapps basaltiques de Sibérie, accompagnée éventuellement par le volcanisme explosif de Emeishan en Chine du Sud, ont pu produire des quantités importantes de CO<sub>2</sub> d'origine volcanique qui ont induit un effet de serre et/ou des quantités importantes d'aérosols et de sulfates qui ont induit une toxicité et un refroidissement (Campbell et al., 1992 ; Renne et al., 1995 ; Bowring et al., 1998 ; Berner, 2002 ; Morgan et al., 2003).
- Une autre raison invoquée peut-être la forte réduction de l'habitat marin résultant de la régression fini-permienne. Ce phénomène peut être accompagné par un lessivage des sols découverts, ce qui amène du carbone léger dans l'océan (Holser & Magaritz, 1987). Une augmentation de la salinité, due à un climat chaud et à de grandes étendues de plates-formes peu profondes, peut avoir eu un effet aggravant sur la faune (Lethiers, 1998).

Plusieurs auteurs ont proposé une conjonction de ces différents mécanismes pour expliquer les phénomènes observés à la fin du Permien (Erwin, 1993, 1994 ; Lethiers, 1998 ; Erwin et al., 2002 ; Berner, 2002).

Ce n'est pas seulement la faune et la flore qui sont en crises mais tous les marqueurs géochimiques montrent de fortes variations, reflétant des changements profonds dans l'équilibre chimique de l'écosystème terrestre. Ces changements ont été observés dans le contenu des éléments majeurs (Fe, Mg, Mn) et traces (Zerrari-Leduc, 1999 ; Dolenc et al., 2001 ; Kato et al., 2002), dans les isotopes du soufre (Holzer 1984 ; Kajiwara et al., 1994 ; Newton et al., 2003), du strontium (Korte 1999 ; Korte et al., 2003) et surtout du carbone.

L'excursion négative du rapport isotopique du carbone est très nette, globale et a été fréquemment utilisée afin de bien situer stratigraphiquement la limite Permien Trias.

Les premières courbes isotopiques pour l'intervalle de la limite Permo-Trias de carbone et leurs premières interprétations ont été établies par Holzer & Magaritz (1987) et Baud et al. (1989). Cette excursion négative a ensuite été décrite dans des sédiments marins (Magaritz et al., 1988 ; Holzer et al., 1988 ; Holzer & Schönlaub, 1991 ; Xu & Yan, 1993 ; Kajiwara et al., 1994 ; Wang et al., 1994 ; Baud et al., 1996 ; Stemmerik et al., 1997 ; Atudorei, 1999 ; Jin et al., 2000 ; D'Hondt, 2000 ; Dolenc et al., 2001 ; Twitchett et al., 2001 ; Cao et al., 2002 ; Krull et al., 2004), dans du carbone organique marin (Magaritz et al., 1992 ; Wang et al., 1994a et b ; Isozaki, 1997a ; Wignall et al., 1997 ; Atudorei, 1999 ; Krull et al., 2000 ; Sarkar et al., 2003), dans du carbone organique terrestre (Morante, 1996 ; Krull & Retallack, 2000 ; Stemmerik, 2001 ; Twitchett et al., 2001 ; de Wit et al., 2002) et dans des carbonates pédogéniques (MacLeod et al., 2000).

Notons les revues critiques des résultats et mises en perspective de ces variations par rapport à l'entier de la courbe isotopique du carbone pour le Phanérozoïque par Grossman (1994),

Scholle (1995), Ekart et al. (1999), Hayes et al. (1999) et Prokoph & Veizer (1999). Une synthèse pour le domaine téthysien est fournie par Atudorei (1999). L'établissement à Meishan en Chine du Sud du stratotype global pour la limite Permo-Trias a permis de fixer les définitions stratigraphiques pour cette période et d'avoir une coupe de référence (Yin et al., 2001, Cao et al., 2002). La discussion sur la validité de la courbe isotopique et l'éventuelle condensation du profil de Meishan sont toujours en cours (p.ex. Cao et al., 2002).

La cause de cette excursion négative du  $\delta^{13}\text{C}$  et sa chronologie par rapport aux autres événements de la fin du Permien sont encore largement débattues. Une partie des auteurs cités ci-dessus considère la chute comme précédant l'événement de l'extinction de masse (p.ex. Magaritz et al., 1988 ; Baud et al. 1989 ; Holzer & Schönlaub, 1991 ; Baud et al., 1996 ; Atudorei, 1999 ; Cao et al., 2002). Les causes de l'excursion sont alors les mêmes que celles qui ont conduit à l'extinction de masse. On peut citer :

L'apport de carbone léger par des sources externes à l'océan comme l'activité volcanique (Berner, 2002), le dégazage du méthane (Erwin, 1993 ; Krull & Retallack, 2000 ; de Wit et al., 2002 ; Krull et al., 2004), l'érosion de carbone organique lors de la régression fini-permienne (Holser & Magaritz, 1987). L'anoxie des océans par stratification a également été évoquée comme cause d'une excursion négative du rapport isotopique du carbone par conservation de la matière organique et baisse de la productivité (Isozaki, 1994 ; Wignall et al., 1995 ; Wignall & Twitchett, 1996 ; Knoll et al., 1996). Isozaki (1997b) et Berner (2002) notent cependant que la modélisation d'un tel mécanisme pose de trop grands problèmes de balance de masse.

Certains auteurs avancent un synchronisme entre l'extinction de masse et la chute isotopique (Bowring et al., 1998 ; Jin et al., 2000 ; Dolenc et al., 2001 ; Krull et al., 2004) et impliquent les mêmes phénomènes décrits ci-dessus, mais qui se déroulent de façon catastrophique.

Quelques auteurs postulent que la chute isotopique se déroule après l'extinction de masse (Broeker & Peacock, 1999 ; Twitchett et al., 2001) et est donc une conséquence de celle-ci.

Les raisons invoquées pour la baisse isotopique sont alors :

- Une mortalité de masse des organismes marins et terrestres peut conduire à un océan mort (« strangelove ocean ») et à une terre recouverte de végétation pourrissante qui a pu conduire à l'explosion des champignons que l'on rencontre dans les sédiments du Trias inférieur. L'oxydation de ces déchets biogéniques a conduit à la chute isotopique et à une hausse du  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère (Erwin, 1994 ; Eshet et al., 1995 ; Looy, 2000).
- L'idée que la mortalité de masse des organismes marins et terrestres a résulté en une réorganisation sur la longue durée du cycle global du carbone. L'enfouissement de la matière organique diminue alors fortement et se déplace de la terre à la mer avec pour conséquence une diminution de l'oxygène atmosphérique (Broeker & Peacock, 1999 ; Berner, 1987).

Un autre fait saillant de l'extinction fini-permienne est le temps particulièrement long de la reconquête de la biosphère pour atteindre un niveau de diversité égale à celui qui précédait l'événement. Si après l'extinction Crétacé-Tertiaire, la reconquête de la biosphère, s'est déroulé en environ 3Ma (D'Hondt et al., 1998), elle nécessite après la crise fini-permienne tout le Trias inférieur, soit 6 Ma. Dans le domaine marin, on remarque par exemple l'absence de

construction récifale (coraux, algues vertes, sphinctozoaires) jusqu'à l'Anisien (Flügel 1994 ; Flügel & Senowbari-Darian, 1996) et de radiolaires jusqu'à l'Olenekien (Racki & Cordey, 2000). L'espace marin est dominé par les constructions algo-bactériennes et les champignons à l'Induen (Schubert & Bottjer, 1992 ; Eshet et al., 1995 ; Visscher et al., 1996 ; Baud et al., 1997, 2001a, 2003 ; Looy, 2000) à la notable d'un bloc singulier en Oman qui montre rapidement une grande diversité (Krystyn et al., 2003). Dans le domaine terrestre, le Trias inférieur est marqué par l'absence de charbon (Faure et al., 1995 ; Rettalack et al., 1996) et par la disparition des plantes de marécages à l'Olenekien (Lethiers, 1998).

Les causes de cette lenteur dans la diversification les plus souvent citées sont celles de la dureté exceptionnelle de la crise fini-permienne (Erwin, 1993, 1994) et d'une anoxie étendue due à la rapide transgression au Trias basal (Hallam, 1989 ; Wignall, 1990 ; Twitchett, 1999 ; Wignall & Twitchett 2002). Elles sont remises en question par la découverte du bloc de Wasit en Oman avec une grande biodiversité (Krystyn et al., 2003 ; Twitchett et al., 2004 ; repris dans le chapitre 4.5.2 de cette étude).

Autant la littérature sur les courbes du Permien terminal et des premières biozones du Trias devient abondante (cf. citations ci-dessus), autant la courbe isotopique du Trias inférieur post-Griesbachien est peu documentée et contrainte. Les seules coupes publiées sur un profil mesuré sont celles de Tong et al. (2002) en Chine du Sud (il faut noter que la biostratigraphie employée par ces auteurs est fort différente de la nôtre) et celles d'Atudorei (1999) sur la marge d'Inde du Nord et partiellement d'Oman. La synthèse effectuée par Atudorei (1999) défini avec une certaine précision le Permien supérieur et le Trias moyen (cf. figure 1.1), elle montre encore des incertitudes pour le Trias inférieur. La rareté des courbes isotopiques couvrant cette période est due notamment à la rareté des profils carbonatés connus, continus et bien datés. Ceux-ci se rencontrent essentiellement dans les sédiments de la Néotéthys que l'on retrouve des Alpes du Sud à l'Himalaya dans toutes les chaînes alpines. On en trouve également dans les bassins de Chine du Sud et dans le domaine Arctique (bassin de Sverdrup, Groenland). Quelques coupes de sédiments profonds viennent du Japon et de Colombie-Britannique (Isosaki, 1994).

### **But du travail**

Comme nous l'avons vu, il reste des incertitudes en ce qui concerne la chronologie des événements fini-permiens, entre l'extinction de masse et les perturbations du cycle du carbone. Lever ces incertitudes permettrait de distinguer les causes des conséquences et de préciser lesquelles sont plausibles ou non.

Il existe également peu de contraintes pour la courbe isotopique du carbone au Trias inférieur. L'établissement d'une courbe isotopique bien corrélée biostratigraphiquement et construite pour le Trias inférieur est important pour deux raisons :

- Comprendre les conditions paléoclimatique et paléochimiques de la reconquête de la diversité du vivant après l'extinction de masse.
- Etablir une courbe de corrélation fiable comme outil stratigraphique dans une période marquée par la rareté de fossiles indicateurs.

Pour réaliser ce but, il m'a fallu également étudier les processus géochimiques particuliers qui ont lieu dans les communautés algo-bactériennes et qui dominent le biotope en ce temps-là.

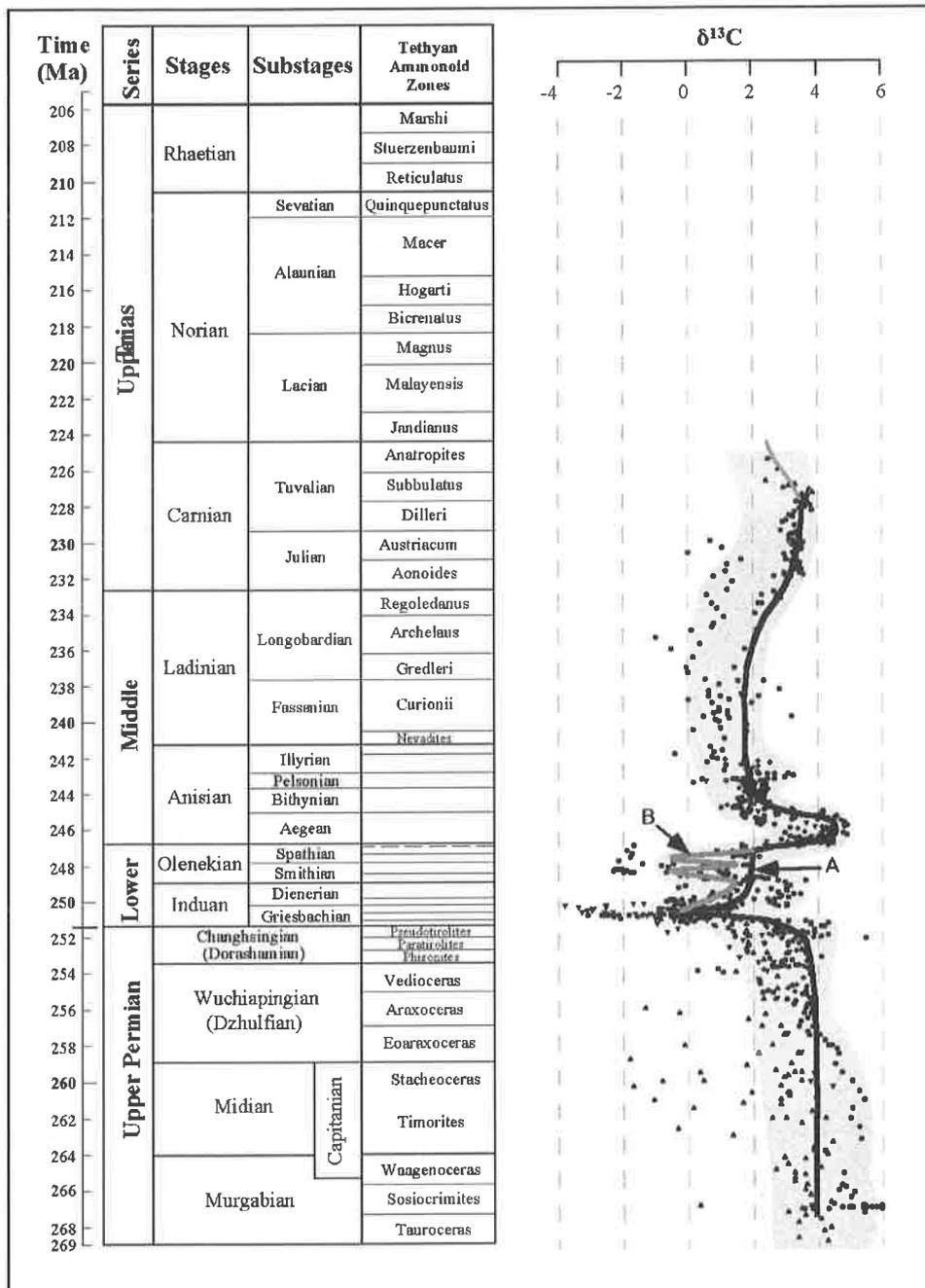


Figure 1.1 : Courbe des isotopes du carbone pour le Permien supérieur et le Trias proposée par Atudorei (1999). Notez les deux alternatives A et B pour le Trias inférieur.

Ces dernières années l'amélioration des connaissances dans l'évolution des conodonts ont permis d'améliorer notablement la biostratigraphie des profils téthysiens et donc de réinterpréter les courbes obtenues auparavant.

Pour réaliser ces buts, deux domaines téthysien ont été choisis :

- La Turquie qui présente des profils de plate-forme de la marge sud néotéthysienne.
- En Oman, sur la marge sud de la Néotéthys. Les coupes ont l'avantage de se trouver tant

sur la plate-forme que sur la pente, dans le bassin et sur des hauts-fonds et permettent donc de comparer des profils isotopiques de différents milieux de dépôts et de différentes bathymétries.

- J'ai eu la chance de participer en plus à une expédition en Iran et d'échantillonner des profils de la marge Nord de la Néotéthys, sur des plates-formes plus profondes qu'en Turquie. Ces coupes sont supposées être parmi les plus complètes et les plus épaisses au Permien supérieur et au Trias dans les basses latitudes.

Il était important de pouvoir analyser des échantillons de différentes aires géographiques de la Néotéthys (cf. figure 1.2) et notamment de ses deux marges, afin de pouvoir discriminer les variations isotopiques dues à des conditions locales aux variations dues à des phénomènes plus globaux ou moins à l'échelle de la Néotéthys.

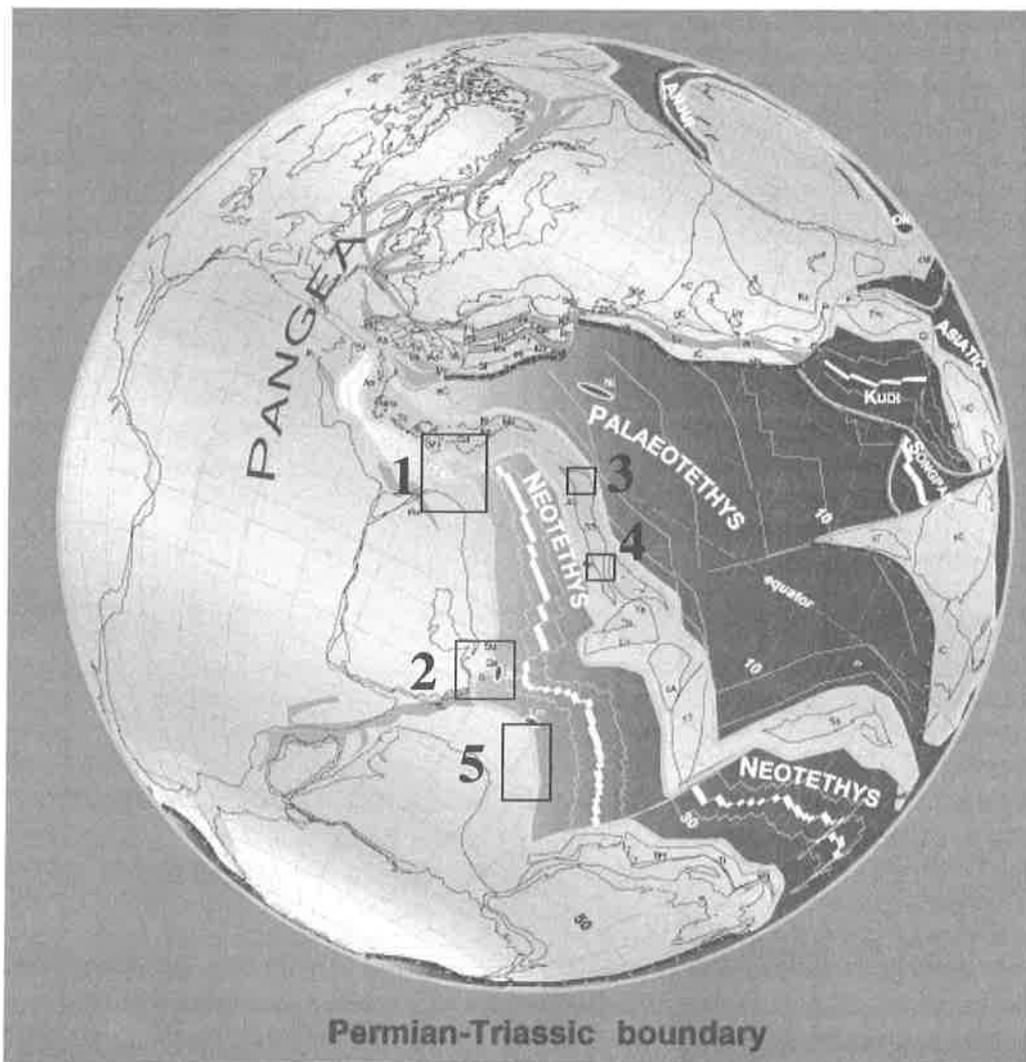


Figure 1.2 : Position paléogéographique des coupes étudiées sur une carte de Stampfli & Borel (2001). 1: Turquie, 2: Oman, 3: Transcaucasie, 4: Iran Central. Le point 5: Marge Nord Indienne correspond à l'emplacement des coupes d'Atudorei (1999) que je prendrai fréquemment comme point de comparaison. Les reconstructions paléogéographiques proches de la Turquie posent encore de nombreux problèmes (cf. Chapitre 5) notamment celle présentée ici.

## Chapitre 2

### Méthode de Travail

#### **2.1 ÉCHELLE DE TEMPS POUR LE PERMIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR ET POUR LE TRIAS INFÉRIEUR.**

Il n'a pas été facile d'établir une échelle stratigraphique cohérente et appropriée pour le laps de temps considéré. En effet, il existe, en plus des dénominations internationales, des noms d'étages locaux ou propres à un auteur. Les corrélations entre les principales provinces paléobiogéographiques sont souvent difficiles et de nombreux auteurs utilisent des zonations différentes tant pour les conodontes que pour les ammonoides. Le calibrage des âges radiométrique est également encore sujet à controverse. L'échelle utilisée ici fait l'objet d'un compromis et je suis conscient qu'elle peut faire l'objet de critiques. Comme tous les profils étudiés dans cette étude appartiennent au domaine téthysien, j'ai clairement favorisé les nomenclatures utilisées dans ce domaine paléogéographique.

##### **2.1.1 L'échelle stratigraphique**

L'échelle de temps pour le Permien Moyen et Supérieur et pour le Trias Inférieur est présentée dans la figure 2.1. Les noms utilisés pour le Permien sont ceux acceptés par la sous-commission pour la stratigraphie du Permien (Yugan et al., 1997). Ils divisent le Permien en trois : Le Cisuralien, le Guadalupien et le Lopingien. Le Guadalupien a été divisé lui-même en Roadien, Wordien et Capitanien et le Lopingien en Wuchiapingien et Changhsingien. Si tous ces étages ont fait l'objet d'un vote formel, seule la base du Roadien est défini par un GSSP. Au vu de leur large utilisation dans la littérature et de leur usage courant par les géologues téthysiens, j'ai mis en parallèle les noms d'étages du domaine thétyisien : Murgabien, Midién, Djhulfien et Dorashamien. Ces quatre étages formaient dans l'ancien usage le Permien Supérieur (p. ex Ross et al., 1994).

Le début arbitraire de l'échelle décrite dans la figure 2.1 au Guadalupien moyen (Wordien) se justifie par l'âge des sédiments les plus anciens de cette étude.

Selon les recommandations de la sous-commission pour la stratigraphie du Trias (Gaetani, 1992), le Trias Inférieur est divisé en deux étages, l'Induen et l'Olenekien. Les divisions standards de Tozer (1967) en Griesbachien, Dienerien, Smithien et Spathien sont largement utilisées comme sous-étages. La limite Dienerien-Smithien étant jugée équivalente à celle Induen-Olenekien. Le Trias moyen est divisé en Anisien et Ladinien; L'Anisien est lui-même divisé en Aegéen, Bithynien, Pelsonien et Illyrien. Les coupes étudiées ici ne montrent pas de sédiments plus jeunes que l'Anisien.

Pour l'instant, seule la base du Trias a été définie par un GSSP. Il se situe à Meishan en Chine du Sud dans le banc 27c de ce profil à partir de l'apparition du conodonte *Hindeodus parvus* KOZUR & PJATAKOVA (Yin et al., 2001). Cette définition implique quelques précisions nécessaires : L'extinction majeure prend place avant la première apparition de *parvus* et se déroule donc dans le Changhsingien terminal. Dans de nombreuses coupes, l'intervalle limite se marque par un changement lithologique important, dû notamment à l'importante baisse du niveau marin qui caractérise le Permien terminal et la transgression qui la suit. Ce changement

lithologique a dès lors lieu également dans le Permien terminal (p.ex Yin et al., 2001; Holzer & Schönlaub 1991, Twitchett et al., 2001, etc.), excepté dans l'Himalaya (Baud, 2001). Cette décision a entraîné la nécessité de redéfinir le Griesbachien (Baud, 2001; Baud & Beauchamp, 2001) dont la nouvelle définition correspond probablement (Baud, 2003) au Griesbachien supérieur de Tozer, (1967).

Les autres limites d'étages sont au stade d'élaboration, mais devraient être définies dans les années qui viennent (Orchard, 2003) : La base de l'Olenekien demande encore beaucoup de travail, les candidats sont en Himalaya Indien (Spiti), en Chine et en Sibérie. Le seul candidat pour la base de l'Anisien est le profil de Desli Caira en Roumanie à partir de la première apparition du conodonte *Chiosella timorensis*.

### 2.1.2 La biostratigraphie

L'échelle biostratigraphique est essentiellement basée sur les biozones de conodontes et d'ammonoïdes (Yugan et al. 1997) qui sont supposée être isochrones dans le monde entier. Des corrélations avec les biozones de radiolaires (Kozur, 2003 a et b) et des bivalves (Nakasawa, 1975) sont également disponibles. Si la plupart des étages étaient autrefois définis à partir des ammonoïdes, ils le sont aujourd'hui à partir de conodontes. Pour établir l'échelle utilisée dans ce présent travail. J'ai repris pour les zones d'ammonoides la synthèse effectuée par Atudorei (1999 et remarques incluses) à partir des données de Tozer (1984) ; Orchard & Tozer (1997) ; Yang & Li (1992) ; Yugan et al. (1997) ; Mietto et Manfrin citée par Gradstein et al. (1995). Je l'ai modifiée d'après Kozur (2003a) et Krystyn (comm. orale) pour le Permien et d'après Orchard & Krystyn (1998) et Krystyn et al., (2003) pour le Trias. La zonation des conodontes du Permien a été composée d'après Kozur (2003a) et Wardlaw et al. (2003), celle pour le Trias a été établie par Krystyn (comm. orale). Krystyn a révisé l'entier de l'échelle.

### 2.1.3 La calibration radiométrique

Malgré l'importante amélioration des techniques durant la dernière décennie et donc la baisse importante des erreurs analytiques, la calibration radiométrique demande encore beaucoup d'effort pour des résultats encore incertains. En effet, la datation de sédiments dépend fortement de la disponibilité de matériel datable, des connaissances sur son origine et des contraintes biostratigraphiques.

Les âges radiométrique mesuré de l'échelle stratigraphique (cf. figure 2.1) sont en gras avec une étoile et correspondent à la base du Capitanien, du Changhsingien, de l'Induen et du Ladinien. Les autres chiffres sont des extrapolations à partir de ces données. Les données utilisées ont longtemps été celles de Gradstein et al. (1995). Bowring et al. (1998) et surtout Mundil, et al. (1996 et 2001) ont obtenu des données plus précises. Pour une discussion sur les types d'analyses employées par ces différents auteurs voir Brack et al. (1996) ; Hardie & Hinnov (1997) ; Renne et al. (1998) ; Min et al. (2000); Mundil et al. (2001).

L'âge estimé de la base du Capitanien est de  $265.3 \pm 0.2$  Ma (Bowring et al., 1998) par U/Pb sur zircons. Cet âge est en accord avec celui de Ross et al. (1994). Bowring et al. 1998 suggèrent aussi un âge de  $253.4 \pm 0.2$  Ma par U/Pb sur zircons pour la base du Changhsingien. Mundil et al. (2001) proposent un âge pour cette limite de  $257 \pm 0.7$  Ma par U/Pb sur zircon unique que je considère comme étant plus robuste et mieux contraint. Dans la même étude, Mundil

Temps en MA	Systèmes		Séries		Etages		Zonation des conodontes téthysien	Zonation des ammonoides thétyisien
	Trias		Permien		Etages téthysiens Sous-étages			
241.3*	Trias moyen		Trias inférieur		Etages téthysiens			
245	Anisien		Olenekien		Spathien		<i>Ng. constricta</i>	<i>Parakellnerites</i> <i>Paraceratites</i>
	Aegéen		Smithien		Griesbach		<i>Ng. bulgarica</i>	<i>Balatonites</i> <i>Kocaelia</i>
	Bithy.		Dienerien		Dienersbach		<i>Ng. regalis</i>	<i>Guexi</i> <i>J. welteri</i>
	Pels.		Griesbach		Griesbach		<i>N. timorensis</i>	<i>N. haugi</i> <i>Subcolumbites</i>
247*							<i>N. gondolellensis</i>	<i>Columbites</i> <i>Tirolites</i>
250							<i>N. homeri</i>	<i>I. collinsoni</i> <i>N. triangularis</i>
							<i>Ng. milleri</i>	<i>A. pluriformis</i>
							<i>N. waageni</i> <i>Ch. nepalensis</i>	<i>M. graciliatis</i> <i>F. flemingianus</i>
							<i>N. cristagalli</i> <i>N. dieneri</i> <i>N. kummeli</i>	<i>Rohilla (P. rotundatus?)</i> <i>G. frequens</i> ?
253*							<i>G. discreta</i>	Unknown Interval
							<i>H. sosisionensis (C. carinata)</i> <i>I. isarcica</i>	<i>O. tibeticum</i>
							<i>H. parvus</i>	<i>O. woodwardi/O. chivei</i>
							<i>H. praeparvus-C. meishanensis</i> <i>C. changxingensis</i>	<i>Pseudotirolites</i>
255							<i>C. subcarinata</i>	<i>Paratirolites</i> <i>Shevyrevites</i> <i>Phisonites</i>
							<i>C. wangi</i>	
							<i>C. orientalis</i> <i>C. transcaucasica</i>	<i>Cyclolobus</i>
							<i>C. leveni</i> <i>C. niuzhuangensis</i> <i>C. dukouensis</i> <i>C. postbitteri</i>	
257.2*								
260							<i>C. altuadaensis</i> <i>C. crofti</i>	<i>Timorites</i> & <i>Waagenoceras</i>
							<i>M. shannoni</i> <i>M. postserrata</i>	
							<i>M. siciliensis</i> <i>M. omanensis</i>	<i>Waagenoceras</i>
							<i>M. siciliensis</i>	
265.3*								
269								

Figure 2.1 : Echelle des temps stratigraphiques du Permien moyen et supérieur et du Trias inférieur. Voir le texte pour les données sources.

et al., (2001) évaluent l'âge de la limite Permien-Trias à 253 Ma par extrapolation avec le niveau de cendres 8cm au-dessus qui montre un âge par U/Pb sur zircon unique de 252.5 ± 0.3 Ma. Cet âge que je prends préférentiellement en considération est lui aussi plus vieux que ceux généralement admis auparavant de 251.4 ± 0.3 Ma par U/Pb sur zircons (Bowring et al., 1998). Mundil et al. (1996) donnent un âge de 241 ± 0.8 Ma par U/Pb sur zircon unique pour la base de la zone d'ammonoïdes à *Secedensis* (base de la dernière zone à ammonoïdes de l'Anisien selon la proposition de Brack et al. (2003) à la coupe de Bagolino, Italie du Nord). La base du Ladinien a un âge de 240.5 ± 0.5 Ma par U/Pb sur zircons selon Pálffy et al. (2003) à la base de la zone d'ammonoïde à *Reitzi* à la coupe de Felsöör en Hongrie. Il faut noter que cet âge est plus jeune que celui obtenu dans les Dolomites, alors qu'il date une couche de tuffites proenant d'une zone d'ammonoïde plus vieille.

Selon les âges radiométriques mentionnés ci-dessus, il faut noter quelques faits intéressants : En prenant les données de Mundil et al., (1996 et 2001) qui ont l'avantage de venir du même laboratoire et d'être comparable, on peut noter que le Changhsingien à une durée relativement courte de 4 Ma. Le Trias inférieur et l'Anisien ont une durée ensemble de 12 Ma, soit le quart du reste du Trias. Le Trias inférieur ferait dès lors moins de 7 Ma, soit moins que la plupart des autres étages du Trias. L'implication d'une durée de temps courte pour le Trias inférieur a probablement été sous-estimée par la plupart des études sur le sujet (Atudorei, 1999).

## 2.2 DONNÉES DE BASES

Des profils isotopiques du carbone inorganique ont été étudiées dans plusieurs coupes de la Téthys en Oman, Turquie et Iran durant les temps permo-triassiques. Deux profils isotopiques des isotopes du carbone organique ont été mesurés, un en Turquie et un autre en Oman.

L'ensemble de ces données complètent celles obtenues par Atudorei (1999) dans le même laboratoire et dressent ainsi un tableau relativement complet des profils connus dans la Néotéthys. Par rapport au travail d'Atudorei (1999), je me suis restreint pour les temps mésozoïques au Trias inférieur et sa limite au Trias moyen sans remonter dans des sédiments plus jeunes. Pour ce laps de temps, des données avaient été obtenues dans la marge nord indienne (actuellement l'Himalaya), la marge nord de la Dobrogea (Roumanie) par Atudorei, (1999). J'ai repris dans ce travail les données d'Atudorei dans la marge d'Oman en améliorant le pas d'analyses et surtout le calibrage biostratigraphique. Dans ce but, de nouvelles coupes ont été levées en Oman et d'autres ont été rééchantillonnées. Sur le terrain j'ai pu bénéficier de l'aide du Dr. A. Baud, des Prof. J.Marcoux, L. Krystyn, et F. Cordey et du Dr. F. Béchenec. J'ai repris également du matériel collecté auparavant par A. Baud, V. Atudorei, I. Vavassis.

De nouvelles coupes ont été levées en Turquie avec l'appui du Prof J.Marcoux et des Dr A.Baud, N.Özgül, C. Jenny; S. Crasquin-Soleau, A. Nicora et L. Angiolini et des échantillons ont été collectés pour cette étude. Le profil «classique» du Cürük dağ a été remesuré et rééchantillonné. Des échantillons des collections J. Marcoux et A. Baud ont été utilisés.

Une expédition multidisciplinaire a été entreprise en Iran afin de calibrer au mieux la limite Permien-Trias. Cette expédition comprenait les Prof. R. Brandner (sédimentologie et stratigraphie), L. Krystyn (stratigraphie, ammonoïdes et conodontes), les Dr A. Baud (stratigraphie et sédimentologie), B. Hamdi (stratigraphie, géologie régionale), E. Pueyo (paléomagnétostratigraphie), W. Mete (ostracode), M. Vakil (ostracode), P. Mohtat-Aghai (foraminifères), V. Mohtat (foraminifères) et MM. M. Horacek et S. Richo (chemiostratigraphie). Les profils ont été levés et l'échantillonnage effectué en commun. Je me suis concentré sur la limite Permien-Trias jusqu'à l'Induen. M. Horacek a effectué les analyses pour l'Olenekien. Il a effectué les mesures isotopiques au laboratoire d'Innsbruck sur les mêmes appareils que ceux du laboratoire de Lausanne. Ses résultats sont actuellement sous presse.

Outre cette étude en commun sur les sédiments permo-triassiques iraniens, cette recherche a profité de l'appui de plusieurs collaborateurs qui seront cités lorsque nécessaires. Tous les échantillons ont été pris à une profondeur suffisante afin d'éviter les effets du lessivage météoritique récent. Pour la plupart des échantillons, une lame mince a été préparée. Les faciès ont été décrits et interprétés. Les foraminifères du Permien ont été déterminés en lame mince par le Dr. C. Jenny. Les conodontes de Turquie et partiellement d'Oman ont été extraits en utilisant les méthodes conventionnelles. C'est-à-dire par dissolution à l'acide formique 10%, tamisage, séchage et triage à la main. L'identification des conodontes a été entreprise par L. Krystyn pour les faunes d'Oman et d'Iran, par H. Kozur pour une partie des faunes d'Oman (profil de Buday'ah et le Permien de Wadi Wasit), par moi-même pour une partie des faunes de Turquie et par A. Nicora pour une autre.

## 2.3 MÉTHODE

Les différentes coupes ont subi différentes histoires diagénétiques qui peuvent avoir modifié le signal isotopique à différents niveaux. Pour atténuer, voir éliminer ce problème pour le carbone inorganique, seules des roches riches en carbonates ont été échantillonnées. En effet, il a été montré que ces roches, retenaient leur signature isotopique même en ayant subi une forte diagenèse (Irwin et al., 1977 ; Atudorei, 1999) ou un métamorphisme régional élevé (Sharp et al., 1995). Ce n'est pas le cas lors de certains métamorphismes de contact (M. Horacek, comm. orale). Nous serons confrontés à ce type de métamorphisme uniquement pour la coupe de Zal en Iran. Les marnes de l'intervalle argileux («Boundary clay») juste sous la limite Permien-Trias en Iran sont les seules exceptions à cette règle. Nous en discuterons au chapitre 6.

Pour le carbone organique, des carbonates, marnes et shales noirs ont été échantillonnés. Des estimations de contenu en carbone inorganique et organique ont été faites par coulométrie et méthode Rock-Eval avant les analyses du carbone organique.

Avant les analyses, les échantillons ont été observés en lame mince afin d'éliminer ceux montrant une altération météoritique récente, malgré l'attention portée à ce problème sur le terrain et ceux montrant une fracturation trop importante et pénétrative.

## 2.4 TECHNIQUES ANALYTIQUES

### 2.4.1 Coulométrie

Le contenu en carbone total et en carbone inorganique des échantillons des profils de Maqam et du bloc de Wadi Wasit (cf. chapitre 4.3 et 4.5.3) ont été mesurés par coulométrie. Le Bloc de Wadi Wasit est un des deux profils sur lesquels une analyse isotopique du carbone organique a été opérée. Cette opération a permis de choisir les échantillons les plus favorables. Le contenu en carbone totale et en carbone inorganique ont été déterminés en utilisant un coulomètre LECO au «Centre d'analyse minérale (CAM)» de l'université de Lausanne. Le contenu en carbonate de calcium a été calculé avec l'hypothèse que tout le carbone inorganique présent l'était sous forme de calcite. La quantité de carbone organique est calculée comme la différence entre le carbone total et inorganique.

### 2.4.2 Analyse par Rock-Eval.

Le kérogène qui a un poids moléculaire très élevé et une structure complexe insoluble dans les solvants organiques communs est difficile à observer directement. Afin de l'analyser, une méthode de mesure indirecte a été développée : la «pyrolyse Rock-Eval» (Espitalié et al., 1977 et Hunt, 1996 pour une revue plus récente des principes). Cette méthode consiste à chauffer 100 mg de poudre de roche, à raison de 25°C/min de 300°C à 600°C sous atmosphère inerte, puis à oxyder le carbone résiduel. On mesure le flux d'ions résultants de la destruction de matière organique lors de la pyrolyse (pics S1 et S2) et la conductibilité thermique des gaz produits par oxydation (pics S3).

On mesure les paramètres suivants :

- S1 : La surface sous le premier pic caractérise la quantité d'hydrocarbures libres (gaz ou huile) contenue dans l'échantillon.

- S2 : La surface sous le deuxième pic correspond aux hydrocarbures produits lors du craquage de la matière organique non extractible (kérogène). Ce paramètre évalue la quantité d'huile susceptible d'être produite lors de l'évolution thermique de la roche.
- S3 : La surface sous le troisième pic représente la quantité de CO<sub>2</sub> produite lors du craquage du kérogène.
- Tmax est la température atteinte dans le four au sommet du pic S2, c'est-à-dire lors du maximum de production des hydrocarbures. Elle dépend de la nature chimique du kérogène et de son degré d'évolution thermique.
- COT : Le Carbone Organique Total est obtenu en additionnant le carbone organique résiduel (RC) au carbone organique pyrolysé (PC).
- À partir de ces paramètres, on calcule l'indice d'hydrogène  $IH = S2/COT * 100$  et l'indice d'oxygène  $IO = S3/COT * 100$ . Ils permettent de déterminer la source et la maturation thermique du kérogène.

Les analyses ont été effectuées sur trois profils (Bloc de Wasit et Sumeini en Oman et Taşkent en Turquie) dont les deux sur lesquels les analyses du  $\delta^{13}C_{org}$  ont été opérées. Les analyses ont été déterminées par Rock-Eval 6 à l'université de Neuchâtel. Pour les trois profils, la valeur en TOC était très faible, à la limite du seuil de détection de 0.1% voir en-dessous pour la plupart des échantillons, même pour les calcaires noduleux noirs et fétides du Permien terminal. Un seul échantillon du profil de Maqam (séquence C6) a donné un faible 0.2% de matière organique. Les autres paramètres de l'analyse, excepté S3, sont en dessous du seuil de détection. Hunt (1996) note que pour des analyses sur roche totale avec un COT < 1.5%, l'effet de matrice devient important et peut ainsi modifier les valeurs des pics. Ceci est particulièrement le cas pour S3 dans les roches riches en carbonates comme c'est le cas pour ces profils (V. Schwab, comm. orale). Le paramètre S3 n'est donc pas interprétable dans cette étude. Je ne ferais que mentionner les échantillons qui semblent contenir un peu plus de matière organique dans les trois différents profils étudiés.

#### 2.4.3 Les analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène dans les carbonates

Les échantillons ont été préparés en surface polies avec pour la plupart une lame mince en contre part. Les parties les plus homogènes ont été forées par une fraise dentaire, la poudre obtenue (entre 5 et 10mg) a ensuite été homogénéisée.

L'extraction du CO<sub>2</sub> et son analyse isotopique ont été opérés selon deux instrumentations différentes. La deuxième ayant permis un gain important de productivité :

- La première technique consiste à faire réagir la poudre obtenue sous vide avec de l'acide orthophosphorique (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) purifié à 50°C pendant 1/2 heure (6 heures pour les dolomites). La configuration du système off-line de Lausanne permettait de réaliser 8 extractions du CO<sub>2</sub> des carbonates (dont 1 standard) par série d'analyse. Le CO<sub>2</sub> produit par la réaction avec l'acide était cryogéniquement purifié et scellé dans des tubes en verre. Sa composition isotopique était analysée par spectromètre de masse Finnigan MAT Delta S.
- Dans un deuxième temps, les échantillons ont été analysés par un dispositif automatique on-line Gasbench II. Les échantillons pesés sont mis dans une éprouvette étanche avec un septum, l'atmosphère contenue à l'intérieur est chassée par un flux d'hélium pendant 5min. Les échantillons subissent ensuite une réaction pendant 15min avec l'acide

orthophosphorique (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>) purifié, à 72°C pour la calcite et 90°C pour la dolomite. Le CO<sub>2</sub> produit est conduit vers le Gasbench II par un flux d'hélium. L'eau produite lors de la réaction est captée par un tube hygroscopique. Le flux He + CO<sub>2</sub> passe ensuite à travers une colonne de chromatographie gazeuse afin de dissocier les différents gaz en présence (N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>). Après un nouveau passage par un tube hygroscopique le CO<sub>2</sub> est envoyé vers spectromètre de masse (IRMS) Finnigan Mat *Delta*<sup>plus</sup> XL. Cette procédure permet d'analyser 60 échantillons par série avec un standard pour 8 échantillons.

Dans les deux cas, un standard interne du laboratoire (Marbre de Carrare) a été utilisé. Sa reproductibilité est meilleure que 0.05‰ pour les valeurs de δ<sup>13</sup>C<sub>carb</sub> et que 0.15‰ pour les valeurs de δ<sup>18</sup>O<sub>carb</sub>. Les résultats sont normalisés sur le standard international NBS 19, dont le δ<sup>13</sup>C<sub>carb</sub> est de +1.95‰ et le δ<sup>18</sup>O<sub>carb</sub> est de -2.2‰.

Les résultats sont reportés selon la notation conventionnelle δ, relative à PDB, définie comme:

$$\delta \text{ en } \text{‰} = (R_{\text{échantillon}} - R_{\text{standard}}) / R_{\text{standard}} * 1000 \text{ où } R \text{ est le rapport isotopique.}$$

La marge d'erreur sur chaque série de mesure est inférieure à 0.1‰ pour le δ<sup>13</sup>C<sub>carb</sub> et à 0.2 ‰ pour le δ<sup>18</sup>O<sub>carb</sub>. Cette méthode est donc très précise et bien reproductible. La reproductibilité entre plusieurs analyses du même échantillon (environ la moitié des échantillons ont été analysés deux fois) et pour les 22 échantillons qui ont été analysés selon les deux techniques décrites ci-dessus est inférieure à 0.2‰ pour δ<sup>13</sup>C<sub>carb</sub> et inférieure à 0.3‰ pour δ<sup>18</sup>O<sub>carb</sub>. C'est donc cette incertitude comprenant surtout les erreurs externes de la méthode que j'utilise par défaut sur les résultats. Les incertitudes plus élevées citées dans le texte se rapportent à des moyennes sur une série d'échantillons et non à un seul.

Dans les tables de résultats en annexe, les échantillons analysés par la seconde méthode sont en gras.

#### 2.4.4 Les analyses isotopiques du carbone organique

Les parties libres de veines et d'altérations ont été lavées à l'ultrason, puis concassées et broyées en poudre. Cette poudre a subi ensuite une attaque à l'acide chlorhydrique (HCL) à 10% puis un rinçage jusqu'à neutralité. La poudre résultante a été pesée et placée dans des fines capsules en étain. Elle a été ensuite analysée dans un Carlo Erba Elemental Analyser automatique (colonne oxydante à une température de 1020°C et colonne réductrice à 640°C) couplé à un spectromètre de masse pour rapport isotopique Finnigan MAT Delta S.

Les résultats sont reportés en utilisant la notation conventionnelle δ, relative à PDB. La qualité des analyses a été vérifiée par un standard interne de laboratoire, de la glycine, dont la reproductibilité pour le δ<sup>13</sup>C est inférieure à 0.1‰ est inférieure à 0.1‰ est inférieure à 0.1‰ est inférieure à 0.1‰ est inférieure à 0.18‰ (δ<sup>13</sup>C est de -28.1‰). La reproductibilité pour les échantillons (pour la plupart analysés deux fois) est meilleure que 0.2‰.

#### 2.4.5 Les analyses isotopiques du strontium

Elles ont été faites sur roche totale sur des carbonates contenant le minimum d'apport terrigène. Les parties libres de veines et d'altérations ont été lavées à l'ultrason, puis concassées et broyées en poudre. Les poudres ont ensuite été triées à la main sous binoculaire pour enlever tous les silicates éventuels. Elles ont été envoyées pour analyse au laboratoire d'analyse géochimique de l'université de Berne sur un Ion Instrument ® AVCO.

### Chapitre 3

## Les carbonates microbiens

Schubert & Bottjer (1992) et Baud et al. (1997), notamment, ont mis en évidence que la période proche de la limite Permien-Trias, entre autres bouleversements, est caractérisée par le passage d'une construction de plates-formes carbonatées essentiellement squelettiques au Permien à une constructions pour l'essentiel algo-bactérienne à la base du Trias. Les carbonates déposés après l'extinction en masse ont ainsi une signature sédimentologique particulière.

Les stromatolites et autres constructions microbiennes ont une large répartition paléogéographique (cf. figure 3.1), paléoenvironnementale et se trouvent durant toute la période de récupération de la diversité de la faune au Trias inférieur :

- Au Nevada durant le Spathien en milieu subtidal ouvert (Schubert & Bottjer, 1992).
- Au Mexique, au Smithien, dans des calcaires micritiques peu profonds à mollusques (Buch, 1984).
- En Pologne, dans des sédiments péritidaux du Buntsandstein (Peryt, 1975).
- Au Groenland, dans les sédiments de bassin griesbachiens (Wignall & Twitchett, 2002a).
- En Transcaucasie et en Iran central, dans des calcaires marins du Griesbachien (Iranian-Japanese group, 1981; Baud et al. 1997, 2003 et cette étude).
- En Turquie dans des calcaires subtidaux de mer ouverte au Griesbachien (Baud et al., 1997, 2001a, 2003; Baud, 2000, 1999; Richoz et al., 2001b et cette étude).
- En Oman au Griesbachien dans des sédiments de plate-forme restreinte et de bas de pente (Baud et al., 2001a, 2003; Baud, 2000, 1999; Richoz et al., 2001a et cette étude) et au Smithien sur des plates-formes isolées (Atudorei, 1999 ; Baud et al., 2001, cette étude).
- En Chine du Sud au Griesbachien dans des carbonates de plate-forme (Lehrman, 1999; Kershaw et al., 1999, 2003; Ezaki et al., 2003), et
- Au sud Japon sur un seamount griesbachien de la Panthalassa (Sano & Nakashima, 1997).

Cette constatation générale possède des exceptions significatives (p. ex. Krystyn et al., 2003).

Des carbonates microbiens ont été observés dans toutes les régions étudiées dans ce travail tant en Turquie, qu'en Oman et en Iran, tant dans des dépôts de plate-forme interne, externe que de pente. La sédimentologie, la biocénoze et les processus géochimiques particuliers qui ont lieu dans les communautés microbiennes permettent d'expliquer les phénomènes géochimiques observés en de nombreuses coupes. De plus, pour clarifier les descriptions sédimentologiques dans les chapitres qui suivent, il est important de définir les différents organismes et processus qui prennent place dans ces carbonates microbiens ainsi que la nomenclature utilisée pour les décrire. Et ce d'autant plus que la nomenclature descriptive et interprétative n'a longtemps pas été unifiée (Shapiro, 2000) dans ce domaine et que de nombreux auteurs ont mis le même nom sur des réalités différentes. Je m'appuierai essentiellement sur les tentatives d'unification de la nomenclature proposée par Shapiro (2000) et Riding (2000).

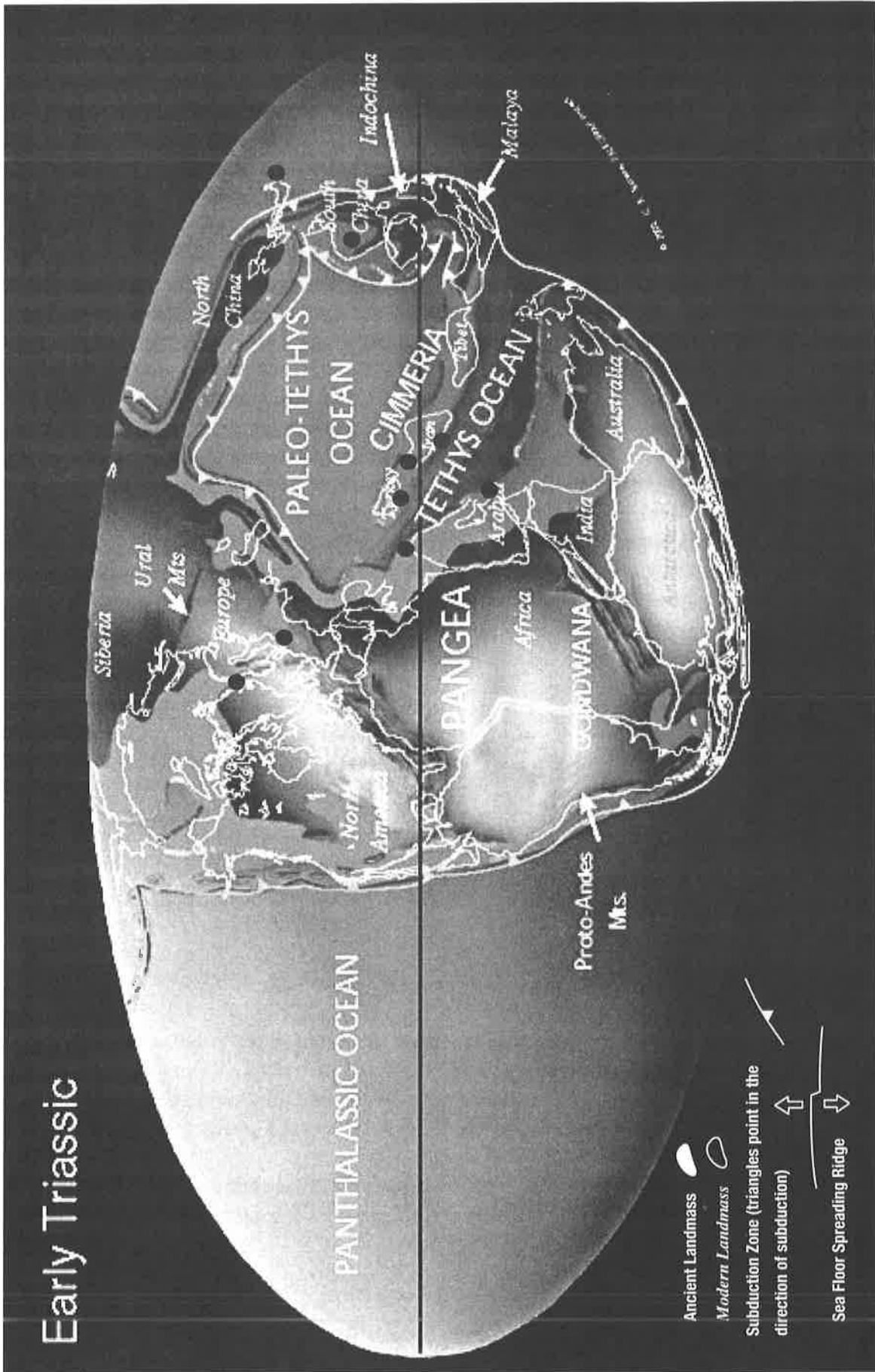


Figure 3.1 : Emplacement des affleurements de récifs microbiens du Griesbachien décrits dans la littérature et dans cette étude. Bibliographie, cf. texte. Carte paléogéographique de Scotese (2000).

### 3.1 DÉFINITIONS

Les microbes sont définis (Brock et al., 1994) comme les organismes microscopiques et comprennent les bactéries, les petites algues, les champignons et les protozoaires.

Pour décrire les carbonates produits par des micro-organismes non-squelettiques, divers éléments descriptifs ont été utilisés : carbonates microbiens ou microbialites ou encore calcaires algo-bactériens. Aucun de ces termes n'est réellement adéquat. **Les carbonates microbiens ou microbialites sont définis comme les carbonates produits par les organismes microbiens non-squelettiques que ce soit par précipitation ou par piégeage** (Riding, 2000). Il faut donc exclure de cette définition les carbonates construits par accumulation de microbes squelettiques (les coccolites, foraminifères, p. ex.), ce qui peut prêter à confusion. Le terme de carbonates algo-bactériens est plus descriptif des communautés essentielles dominant ce type de sédimentation. Par contre, il exclut l'apport parfois important des protistes et des champignons qui prolifèrent en milieu marin à l'Indien (Eshet et al., 1995 ; Visscher et al., 1996). Le terme «algo-» peut également prêter à confusion car sont exclus de cette définition les bioconstructions d'algues calcaires (Tubiphytes, Gymnocodiacees, etc.). Je vais utiliser dans les chapitres descriptifs préférentiellement le terme «algo-bactérien» car dans le domaine marin qui nous occupe, l'influence des protistes non-squelettiques et des champignons est supposée être faible pour la précipitation de carbonates. Le terme microbialite ou calcaire microbien sera utilisé comme terme plus générique, notamment dans ce chapitre.

On retrouve de tels carbonates microbiens dans des milieux variés comme les mers, lacs, fleuves, sources, grottes et les sols.

### 3.2 LES ORGANISMES EN PRÉSENCE

Les organismes probablement les plus importants composant les communautés microbiennes sont les cyanobactéries (souvent décrites dans le passé comme des algues bleues). Ce sont des grandes bactéries aérobies phototrophes. On les trouve essentiellement dans les eaux peu profondes : dans la colonne d'eau et à l'interface eau-sédiment. Elles préfèrent les eaux alcalines (Brock, 1994). Les cyanobactéries se développent de façon soit coccoïdale soit filamenteuse, ce qui va influencer le type de cimentation (Golubic, 1991; Reid et al., 2000).

Les cyanobactéries sont associées à une grande variété de bactéries anaérobies et hétérotrophes. Celles-ci occupent un rôle majeur dans les 20 premiers centimètres du sédiment à la surface des pores où elles minéralisent la matière organique. En résulte une diminution des concentrations de  $O_2$ ,  $NO_3^-$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $CO_2$  de l'eau environnante (Fenchel & Finley, 1995).

On trouve fréquemment des microalgues dans les tapis microbiens actuels (Golubic, 1991) où elles piègent et stabilisent les sédiments. Ce sont essentiellement de grandes formes filamenteuses d'algues rouges, vertes ou brunes (Riding, 2000).

Les bactéries et les cyanobactéries peuvent produire d'importante quantité de polymères extracellulaires (PE) qui s'accumulent en dehors de la cellule. Ces PE constituent une matrice adhésive permettant au microbe de se fixer à son substrat. Elles le protègent physiquement et

chimiquement et l'aident à se nourrir (Riding, 2000). En plus, ces PE facilitent la création de communautés microbiennes cohérentes : des biofilms (pour un ordre de grandeur inférieur au millimètre), des tapis microbiens (pour un ordre de grandeur supérieur au millimètre), et de la «neige marine» (whiting) qui sont des floccules millimétriques dans la colonne d'eau.

Les biofilms et tapis microbiens sont des structures complexes le plus souvent pluri-spécifiques. Les tapis sont les structures les plus importantes dans la constitution des carbonates microbiens. Ils comprennent essentiellement des cyanobactéries filamenteuses avec également des diatomées (pour les tapis post-Jurassique) et des algues filamenteuses. L'avantage pour les microbes est que ces tapis piègent le sédiment micritique (parfois du sable), des algues et des invertébrés. Ils leur fournissent ainsi en plus de la stabilité et de la protection, énergie et nutriments. Ce sont des communautés symbiotiques (Schubert & Bottjer, 1992): les cyanobactéries sont dans la partie supérieure du tapis et fournissent les produits de la photosynthèse aux bactéries anaérobies et non-phototrophes de la partie inférieure du tapis algaire qui vivent de la décomposition de la matière organique (Riding, 2000).

### 3.3 LES PROCESSUS DE CONSTRUCTION DES CARBONATES MICROBIENS.

#### a) Le piégeage

Le piégeage de grains (micrites, sables, algues, invertébrés) peut être localement important. La taille des grains dépend de la structure du tapis, de la force des courants et du matériel à disposition. Le piégeage des grains se fait soit par blocage de la particule soit par son adhésion sur les PE. Le piégeage des grains va de pair avec leur cimentation précoce : les grains piégés servent de support à de nouvelles cellules, filaments ou biofilms et sont incorporés dans le tapis. Le piégeage est parfois décrit comme le phénomène le plus important pour les stromatolites actuels (Ehrlich, 1998) mais cela n'a probablement pas toujours été le cas dans le passé (Riding, 2000).

#### b) La précipitation induite ou biotique

C'est surtout la précipitation induite qui va produire des «récifs» d'accumulation de microbes (cf. plus bas pour la définition de récifs). La calcification est essentiellement due aux cyanobactéries et peut être définie comme la nucléation de carbonate de calcium sur ou dans l'enveloppe de la cyanobactérie (Riding, 1992). Un des processus mis en jeu pour expliquer la calcification des cyanobactéries est l'existence d'un gradient d'alcalinité dans les enveloppes mucilagineuses<sup>1</sup> de la cyanobactérie. Les PE d'autres types de bactéries peuvent également créer un tel gradient (Riding, 1992). Merz (1992) a mis en évidence que dans certaines conditions, la cyanobactérie pompe lors de la photosynthèse non seulement du CO<sub>2</sub> mais aussi du HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Lorsqu'un ion HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> est pompé pour la photosynthèse, un ion hydroxyle (OH<sup>-</sup>) est libéré de la cellule. Cet ion peut alors être relâché dans le fluide ce qui augmente le pH (et donc la capacité du fluide à précipiter). Pour se protéger d'une trop forte augmentation de pH, la cellule peut pomper un autre ion HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> afin de neutraliser cet ion hydroxyle. Le ion HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> se dissocie dans l'enveloppe externe de la cellule en un ion H<sup>+</sup> utilisé dans la neutralisation et un ion CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> qui précipite avec

---

<sup>1</sup> Mucilage : Substance végétale composée de pectine ayant la propriété de gonfler dans l'eau.

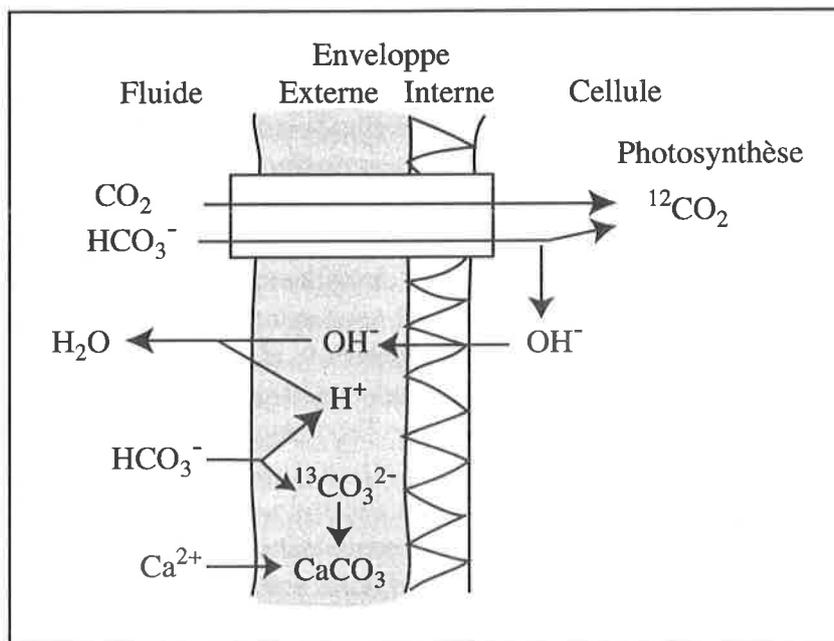


Figure 3.2 : Modèle de précipitation pour les cyanobactéries (modifié d'après Merz, 1992). Le carbone dissout (préférentiellement le carbone léger) est pompé physiologiquement sous formes de  $\text{CO}_2$  ou  $\text{HCO}_3^-$ . Si le  $\text{HCO}_3^-$  est utilisé pour la photosynthèse, un ion hydroxyle est libéré. Soit il est relâché dans le fluide ce qui augmente le pH, soit un ion  $\text{H}^+$  est pompé pour la neutralisation, ce qui provoque la précipitation de carbonates à partir de  $\text{HCO}_3^-$ , alors alourdi en carbone lourd.

du  $\text{Ca}^{2+}$  en solution pour former des carbonates (cf. figure 3.2). Plus le pourcentage de ions  $\text{HCO}_3^-$  utilisés dans la photosynthèse augmente plus il y a de précipitation de carbonates autour de la cellule. Lorsque seul le  $\text{CO}_2$  est pompé, il n'y a pas de précipitation de carbonates. Il y a plusieurs points qui influencent le pompage du  $\text{HCO}_3^-$  plutôt que celui du  $\text{CO}_2$  (Merz, 1992):

- Un effet spécifique, chaque espèce de cyanobactérie ayant son propre métabolisme;
- Un taux de carbone dissout bas et donc une concentration faible de  $\text{CO}_2$ ;
- Un pH élevé;
- Une forte luminosité qui implique une photosynthèse importante;
- Une forte alcalinité est augmentée par l'ammonification, la dénitrification et la réduction de sulfates par d'autres bactéries lors de la dégradation de la matière organique (Castanier et al., 1999).

En plus de ces processus qui provoquent la précipitation des carbonates autour ou dans les enveloppes mucilagineuses, il existe d'autres sites de nucléation : sur des grains organiques ou non, dans les PE (Défarge et al., 1996). Les phénomènes conduisant à une précipitation des carbonates sont alors moins bien connus.

### c) La précipitation abiotique

La précipitation bactériologiquement induite est sans doute le phénomène principal dans ces communautés microbiennes, mais la précipitation abiotique est un processus sédimentologique non-négligeable (Neuweiler et al., 1999 ; Riding, 2000). La précipitation abiotique de particules

finies a lieu en association avec des macro-molécules organiques non-vivantes (phénomène appelé organominéralisation), indépendamment de toute influence microbienne. La précipitation inorganique se produit lorsque des eaux avec un taux élevé de  $P_{CO_2}$  entrent en contact avec des eaux contenant moins de  $CO_2$  ou avec le  $CO_2$  atmosphérique (comme dans les grottes), il y a alors ré-équilibre selon la formule :



Ce qui provoque la précipitation de carbonates et un dégazage de  $CO_2$ .

Les carbonates microbiens sont des composés complexes de ces différents types de calcification qu'il est souvent très difficile de reconnaître en macro- ou microfaciès. Ce d'autant plus que l'empreinte des organismes constituant le récif microbien est rapidement effacée après la mort de la communauté; il ne reste souvent que les sédiments piégés ou précipités. Faire le lien entre les processus, les organismes d'origine et les fabriques et textures observées reste un domaine de recherche à développer (Monty et al., 1995; Riding 2000).

### 3.4 LES MACRO-, MÉSO-, MICRO- STRUCTURES RÉSULTANTES

Dans les microfaciès décrits dans les chapitres suivants, on observe souvent une microfabrique hétérogène avec des grains piégés (sables, micrites, bioclastes), des cyanobactéries calcifiées, des précipitations induites et inorganiques (voir Turner et al., 2000 pour une synthèse). On peut décrire les éléments suivants :

- 1) Les micrites homogènes :  
Elles ont une texture uniforme et peuvent avoir plusieurs origines microbiennes difficiles à distinguer entre elles :
  - a) Les bactéries mortes ou mourantes peuvent se calcifier et donner des corps arrondis de moins de  $1\mu m$  (Défarge, 1996) mais certains objets similaires peuvent se former abiotiquement (Kirkland et al., 1999).
  - b) Les neiges marines sont des précipitations planctoniques de micrites ou de cristaux plus grands ( $20\mu m$ ) qui sont attribuées à des picto-cyanobactéries planctoniques (Thompson, 2000).
  - c) Les biofilms calcifiés.
  - d) Les micrites piégées.
  - e) Les micrites précipitées abiotiquement. Elles sont difficiles à distinguer des micrites biologiquement produites.
- 2) Les textures grumeleuses  
Ces textures (à ne pas confondre avec la fabrique grumeleuse macroscopique des thrombolites) sont formées d'un réseau irrégulier spongieux. Il semblerait qu'elles soient dues à la calcification des PE (Riding, 2000).
- 3) Les enveloppes calcifiées  
La calcification des enveloppes externes des cyanobactéries filamenteuses donnent des textures reconnaissables (p.ex les filaments en bas de Tr20/117, cf. figure 3. 3).
- 4) Les péloïdes  
Ce sont des agrégats micritiques qui ont une taille allant des silts aux sables. Ils sont

interprétés comme des agrégats microbiens calcifiés à partir des formes coccoïdales des cyanobactéries (Macintyre, 1985).

5) Les microsparites et sparites.

- a) Les précipités fibreux, dentritique, en aiguille sont fréquents sur les surfaces externes des tissus organiques, les filaments des cyanobactéries et des grains (Défarge et al., 1996). Ce sont des ciments biologiquement induits.
- b) Les précipités abiotiques en aiguilles. Ils forment des couches plans parallèles (environ 1mm) successifs (cf. Planche I, T15). Cette précipitation est due aux variations physico-chimiques de l'environnement.
- c) Les ciments dus à la recristallisation de micrites. Ils sont fréquents dans les sédiments décrits dans cette étude.
- d) Les ciments géodiques.

Si les processus et les organismes producteurs sont essentiellement microscopiques, les caractères les plus reconnaissables des carbonates microbiens se trouvent par contre à une échelle méso- et macroscopique. Ce qui implique que les études des microbialites devraient être entreprises à quatre niveaux d'échelle (Shapiro, 2000) :

- Les mégastructures qui se réfèrent à des caractéristiques de grande échelle comme les biohermes.
- Les macrostructures se réfèrent aux formes (décimétriques à métriques) des corps microbialitiques : dômes, cônes, plans, colonnes, arborescences, encroûtements, etc.
- Les mésostructures sont utilisées pour décrire les textures internes aux corps macroscopiques, visibles à l'œil nu. C'est à ce niveau qu'on définit les microbialites.
- Les microstructures sont celles employées pour les descriptions au microscope.

Il est important de définir quelques termes pouvant contenir certaines ambiguïtés:

A) En mégastructures

**Les récifs**

En français, le récif est une construction carbonatée qui forme en mégastructure un relief positif, quels que soient les processus menant à sa constitution. Il comprend ainsi les deux termes anglo-saxons «reef» et «mud-mounds». Pour lever toute ambiguïté notamment par rapport à la littérature de référence anglo-saxonne, je vais définir les principaux types de récifs.

La classification récente (Bosence & Bridges, 1995) des récifs les place dans un diagramme ternaire avec comme pôles :

**Les récifs squelettiques** (le mot anglais «reef» se réfère uniquement à cette réalité) sont définis comme constitués par des organismes arborescents ou encroûtants (cnidaires, bryozoaires, éponges, stromatoporoidés, algues calcaires, etc.).

**Les récifs microbiens** (microbial mud-mound) sont définis comme des récifs construits *in situ* par l'action de microbes non-squelettiques qui calcifient, piègent et cimentent le sédiment. La boue calcaire associée est soit homogène, soit grumeleuse ou encore d'origine indéterminée.

**Les récifs biodétritiques** (biodeutral mud-mound) sont des récifs dominés par des débris squelettiques cassés et transportés. La boue calcaire provient de la destruction des squelettes.

Le terme anglais «mud-mound» comprend donc les constructions carbonatées qui ont un relief positif et qui sont composées majoritairement par de la boue carbonatée, des péloïdes ou de la micrite (Bosence & Bridges, 1995). Bien des récifs se trouvent entre le champ de ces trois pôles et, par exemple, passent latéralement d'un récif microbien à un récif biodétritique ou temporellement d'un récif squelettique à un récif microbien (Bosence & Bridges, 1995).

### **Bioherme**

C'est un terme descriptif qui décrit une lentille épaisse, non litée et indépendante de la stratification des couches avoisinantes. Ils sont souvent dus à des organismes constructeurs (métazoaires ou microbiens). Certains auteurs utilisent le terme «calyptrae» pour distinguer les structures microbiennes des biohermes d'origine métazoaire, (p.ex. Rowland & Gangloff, 1988) mais ce terme reste marginal dans la littérature.

### **B) En mésostructure**

Riding (2000) divise les microbialites principalement en cinq variétés déterminées au niveau des mésostructures : les stromatolites (laminés), les thrombolites (grumeleux), les dendrolites (dendritiques), les leiolites (aphanatiques) et les onchoïdes (enduits autour de grains allochtones).

**Les stromatolites** sont des mésostructures microbiennes laminées benthiques (Shapiro, 2000).

Les laminations peuvent être dues à des croissances saisonnières, à une sédimentation périodique ou à ces deux facteurs (Riding, 2000). On peut observer des sous-divisions avec des stromatolites «squelettiques» (Riding, 2000 ; terme pas très heureux car ce n'est pas à proprement parlé un squelette) dans lesquels les organismes responsables de sa formation sont calcifiés, principalement les cyanobactéries. La structure résultante contient aussi des biofilms, des particules piégées et des ciments précoces. On parle aussi des stromatolites d'agglutination où ce sont les particules piégées qui dominent (Riding, 2000). Dans ces différents cas, on observe des macrostructures en colonnes simples (Planche 1/2) ou complexes, en dômes (Planche 1/1), couches (Planche 1/3), en cônes (Planche 1/9) et en encroûtements.

On trouve les stromatolites dans la plupart des faciès péritidaux, mais ils sont communs surtout à la base et au sommet des séquences de plate-forme interne (Wahlen et al., 2002). Les dépôts de bases de séquences sont liés aux dépôts péritidaux peu profonds ou à des dépôts de début de transgression après des phases d'exposition subaérienne. Au sommet des séquences, ils indiquent une progradation des environnements péritidaux dans les lagons plates-formes (Wahlen et al., 2002). On les trouve cependant dans bien d'autres milieux : dans des bassins (Gómez-Pérez, 1999), en bas de pente de plate-forme productive ou non (cf. chapitre 4.3), en pied de falaises, etc. (pour une revue, cf. George, 1999).

**Les thrombolites** sont caractérisés par une mésostructure grumeleuse (clotted) (Shapiro, 2000). Ce terme descriptif macroscopique ne représente pas la même réalité que les microfabriques grumeleuses qui peuvent aussi être présentes dans d'autres types de mésostructures microbiennes (stromatolites, p.ex.). Les grumeaux (mesoclot) des thrombolites sont des taches ayant des formes irrégulières ou arrondies qui diffèrent en couleur et en texture des surfaces environnantes (Planche 1/4). Ces grumeaux sont composés par une grande variété de microstructures comme des péloïdes, des fabriques grumeleuses, des ciments, des micrites microbiennes, etc. Ce tacheté est parfois très distinct mais parfois aussi très diffus ce qui rend difficile sa discrimination. Dans l'enregistrement géologique, on les observe essentiellement dans des environnements subtidaux (Awramik, 1990). Leurs macrostructures sont en colonnes simples ou complexes, en dômes, couches, encroûtements et arborescences. Le plus souvent cependant, on les observe sous forme de dômes métriques lenticulaires appelés biohermes (Planche 1/10).

Comme pour les stromatolites, il existe des thrombolites dominés par la calcification des cyanobactéries (thrombolites à microbes calcifiés, cf. Tr20/117, figure 3.3) ou par le piégeage de grains (thrombolites agglutinés) (Riding, 2000).

**Les dendrolites** (Braga et al., 1995) sont des mésostructures arborescentes centimétriques, formées par des microbes calcifiés. Comme pour les thrombolites, on observe des zones avec des couleurs ou des textures différentes. Cependant, ce ne sont pas des grumeaux arrondis mais des «branches» verticales, parfois radiales ou arborescentes. Elles ne montrent pas de laminations, mais forment souvent des couches bien définies, montrant des irrégularités dans la croissance (Planche 1/7). En section transverse, les dendrolites ressemblent aux thrombolites. En macrostructures, ils forment également des dômes, colonnes et de larges biohermes. On ne les connaît que par calcification de microbes et non par piégeage de particules (Riding, 2000).

**Les leiolites** (Braga et al., 1995) sont des mésostructures aphanatiques c'est-à-dire n'ayant aucune structure ou texture particulière.

**Les onchoïdes** (Planche 1/5) sont des stromatolites sphériques sans substrat (Riding, 2000).

Les grandes oncoïdes semblent se développer dans les faciès intertidaux profonds ou subtidaux supérieurs (Wahlen et al., 2002 et citations incorporées).

Il est à relever que dans des systèmes sédimentologiques classiques (c'est-à-dire non post-extinction), les variations entre les différents types de microbialites se remarquent entre les ensembles de transgression et régression majeurs (Wahlen et al., 2002). Les phases de hauts-niveaux (highstand) enregistrent essentiellement des dépôts marins «normaux». Les communautés microbiennes sont reléguées dans des environnements de stress (petites onchoïdes dans des lagons hypersalins ou supratidaux, stromatolites en milieu intertidal) (Wahlen et al., 2002). Dans un système transgressif, les grandes onchoïdes et les thrombolites dominent les microbialites, surtout lors de l'enneigement maximal.

### 3.5 HISTOIRE ÉVOLUTIVE.

Les stromatolites et les autres microbialites ont été les acteurs principaux de l'histoire de la vie pendant une grande partie du Protérozoïque inférieur, avant un déclin pendant le Protérozoïque supérieur et une résurgence au Cambrien. Puis durant tout le Phanérozoïque jusqu'à aujourd'hui, on les retrouve de façon épisodique dans l'enregistrement géologique. Ils peuvent construire d'importante quantité de roches, en récifs par exemple. Mais les microbialites peuvent aussi être un constituant mineur de récifs dominés par les algues ou les métazoaires et sont dans ce cas-là souvent ignorées par les chercheurs (Riding, 2000).

Le déclin des stromatolites au début du Phanérozoïque, leur existence actuelle dans des milieux de grand stress (environnements hypo- ou hyper-salins, les zones à forts courants ou subissant l'action des vagues, Awramik, 1990) ont longtemps favorisé l'hypothèse qu'ils subissaient la compétition des eucaryotes, soit pour l'occupation des sols, soit par broutage intensif par les gastéropodes ou autres métazoaires (p.ex. Awramik, 1990). Leur brusque apparition et prolifération lors de crises biotiques majeures comme aux limites Frasnien-Fammenien (Wahlen et al., 2002) et Permo-Triassique (Schubert & Bottjer, 1992) ont conduit de nombreux auteurs (Schubert & Bottjer, 1992 ; Baud et al., 1997 ; Wahlen et al., 2002 ; Lehrmann et al., 1999) à les considérer comme des formes opportunistes. Plusieurs études (p.ex. Hansen, 1988) ont conclu que les biotas peu diversifiés post-extinction sont constitués de faunes et de flores qui étaient soit des espèces généralistes, soit des espèces restreintes à des milieux particuliers et donc très résistantes. Dans ce cadre, les taxons dits opportunistes ont été définis comme des espèces avec un long intervalle de répartition stratigraphique, étant normalement présents dans des environnements restreints ou instables et qui deviennent abondants pendant les périodes de crises biotiques (Fischer & Arthur 1977). L'absence de concurrence permet à ces espèces d'occuper une place très importante dans le nouvel environnement. Cette description est effectivement appropriée pour décrire l'écologie des stromatolites en période post-extinction. L'extinction de masse de la limite Permien-Trias en diminuant si fortement la concurrence a pu ainsi favoriser l'explosion des microbialites et leur prolifération dans des milieux très différents (de la plate-forme à la pente) et sur des surfaces importantes (Schubert & Bottjer, 1992; Baud et al. 1997, 2003).

D'autres auteurs (p. ex. Riding, 2000 ; Kershaw et al., 2003) considèrent plutôt que ce sont les conditions environnementales et non l'absence de concurrence qui leur sont favorables et leur permettent de s'épanouir. A l'appui de cette vision, il faut noter que la plupart des microbialites éotriasiques sont suivies par des sédimentations carbonatées essentiellement non-squeletiques et avec peu de bioclastes : des oolites en Turquie (chapitre 4), des calcaires en plaquettes micritiques en Oman (chapitre 5), Iran Central et Transcaucasie (chapitre 6), des micrites avec microsphères et ostracodes en Chine du Sud (Kershaw et al., 2003). Le renouvellement de la faune ne vient que bien plus tard, le plus souvent en commençant avec des communautés monospécifiques de bivalves. Ce n'est donc pas la compétition avec les eucaryotes qui provoque le retrait de ces microbialites et il est nécessaire d'invoquer la variation d'un autre facteur environnemental limitant leur prolifération.

Dans ce débat, il faut souligner que les cyanobactéries ne sont pas obligées de se calcifier pour vivre et survivre. Leur absence dans l'enregistrement sédimentaire n'indique donc pas forcément leur absence du biotope, mais seulement que les conditions environnementales n'étaient pas

favorables à leur calcification (Riding, 1992 et 2000). La calcification des cyanobactéries semble avoir été nettement favorisée lors des périodes à températures globales élevées. Par contre il ne semble pas y avoir de corrélation avec les changements de niveaux marins, les variations de  $P_{\text{CO}_2}$  ou les périodes de cristallisation préférentielle de l'aragonite ou de la calcite (Riding, 1992). Riding (1992) propose que la calcification des cyanobactéries soit un indicateur de conditions chimiques favorisant la précipitation des carbonates.

### 3.6 GÉOCHIMIE

Les récifs coralliens ou algairens, de loin les plus fréquents et donc les plus étudiés, montrent malgré leur diversité dans l'histoire de leur évolution, quelques points communs : ils sont construits par des métazoaires phototrophes et aérobies. Les processus géochimiques qui s'y déroulent sont souvent constants et relativement bien connus.

Ce n'est pas le cas dans les récifs microbiens. La multitude d'organismes impliqués, leurs variétés dans le mode de fonctionnement (phototrophes, aérobies, anaérobies, sulfa- ou nitratrophes, etc.), les différents types de calcification présents dans la lithification de tels récifs (piégeage, précipitation bactériologiquement induite, organominéralisation) se combinent pour donner des processus géochimiques propres à cet ensemble particulier.

L'analyse isotopique du carbone des sédiments microbiens se heurte à cette complexité et ces particularités. Pour pouvoir interpréter les signaux que l'on va observer dans les parties à majorité microbienne des coupes étudiées, il faut savoir exactement ce que l'on analyse. En effet, il existe des variations isotopiques importantes à l'intérieur d'un même microfaciès.

Afin d'illustrer ce propos, j'ai opéré des micro-analyses dans trois constructions microbiennes différentes qui seront décrites sédimentologiquement et stratigraphiquement plus loin.

#### Résultats des micro-analyses

Les échantillons étudiés en détail proviennent de la coupe du Çurük dağ en Turquie (voir chapitre 4.2.1) et de Zal en Iran (voir chapitre 6.4). Les échantillons turcs viennent plus exactement du deuxième banc de la Formation de Kokarkuyu daté de la deuxième zone à conodontes du Trias (cf. figure 5.4). Les ostracodes vivant dans le récif indiquent un milieu de dépôt calme avec peu de courants (S. Crasquin-Soleau, comm. pers.). L'échantillon T99/14 (base du banc S2) est caractérisé tant en macro- qu'en micro- structure par des stromatolites en dômes marqués par des micrites laminées.

Les micrites microbiennes ont une signature isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{tot}}$  à  $2.63 \pm 0.1\text{‰}$ , les aiguilles d'aragonite précipitées autour de la cavité ont des valeurs de  $2.76 \pm 0.1\text{‰}$  et la micrite de remplissage  $2.25 \pm 0.1\text{‰}$  (cf. figure 3.3).

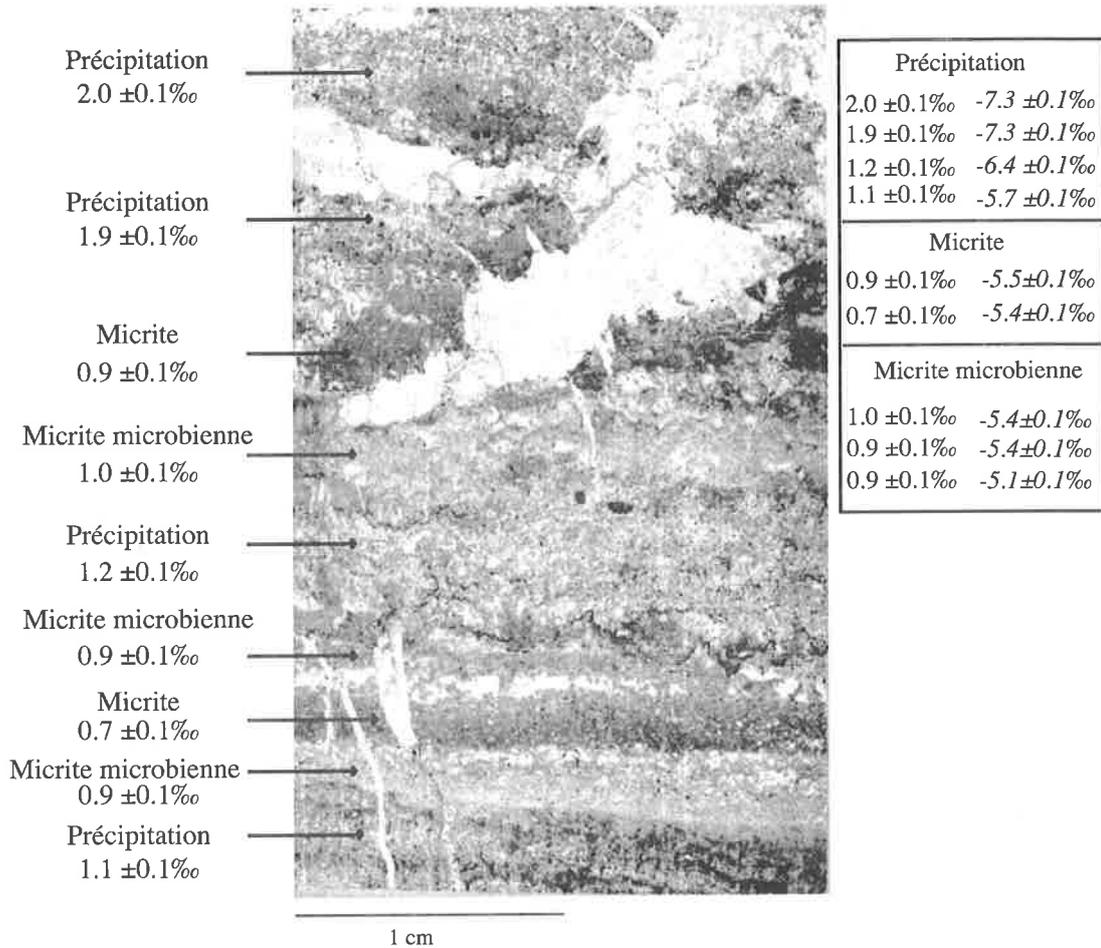
L'échantillon Tr20/117 (haut du banc S2) est une structure plus complexe comprenant de bas en haut des précipitations induites par des bactéries filamenteuses (on observe encore ces filaments), suivies d'une alternance de micrites à texture typiquement microbienne, des micrites dont l'origine est difficile à définir et des précipitations biologiquement induites.

La valeur isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{tot}}$  des précipitations inférieures est de  $1.16 \pm 0.1\text{‰}$  et celles de la partie supérieure de  $1.97\text{‰} \pm 0.1\text{‰}$ , celles des micrites microbiennes de  $0.91 \pm 0.1\text{‰}$  et des autres micrites à  $0.79 \pm 0.1\text{‰}$  (cf. figure 3.3).

La première constatation est que les précipitations ont des signaux isotopiques systématiquement

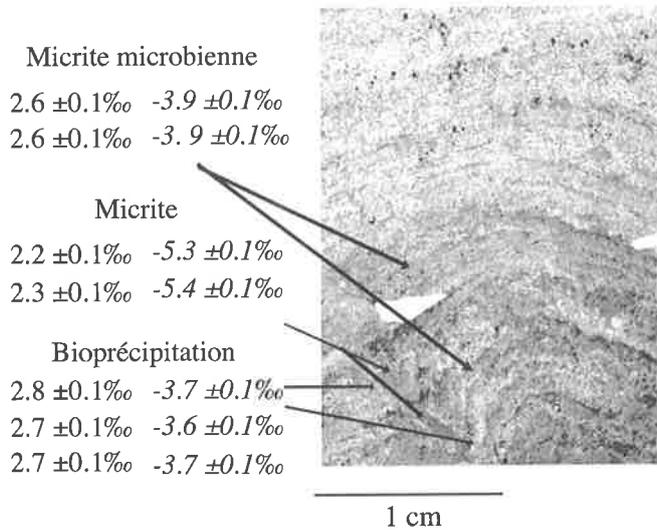
Çürük dağ, Turquie  
Thrombolite

Tr20/ 117



Çürük dağ, Turquie  
Stromatolite

Tr99/ 14



Zal, Iran  
Oncoïdes

IZ 99

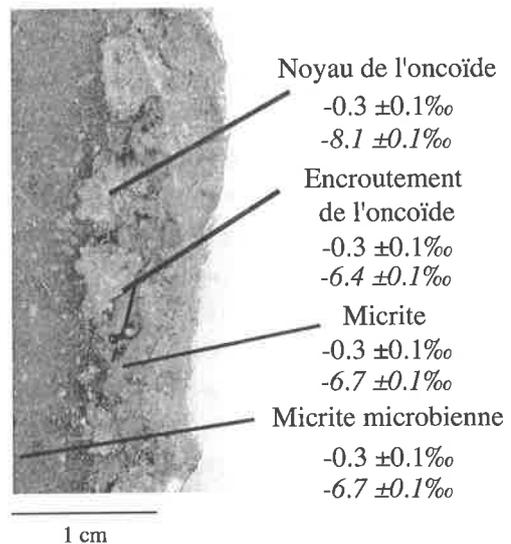


Figure 3.3 : Valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb, PDB}}$  et du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  (en italique) dans les différents composants de plusieurs microfaciès microbiens du Trias basal néotéthysien.

plus élevés que ceux des micrites microbiennes. Ceux-ci sont aussi plus élevés que les signaux des autres micrites indifférenciées. Les précipitations de cristaux de calcite sont ici l'œuvre de cyanobactéries filamenteuses. Il est difficile de définir ce qui compose exactement les micrites : des grains et de la micrite piégée, des micro-précipitations biologiquement induites ou non, des cimentations précoces de pores laissés par la dégradation de la matière organique ou encore une micritisation secondaire partielle. Les micrites que j'ai décrites comme microbiennes montrent des textures typiques de ce genre de dépôts et leur formation est donc probablement dominé par le processus de précipitation biologiquement induite. L'origine des micrites décrites comme indifférenciées est moins claire.

J'ai réalisé des microanalyses semblables sur des oncoïdes dans la coupe de Zal (voir chapitre 6.4) sur l'échantillon IZ 99 (cf. figure 6.5). Ces oncoïdes se situent dans la première ou la deuxième zone à conodonte du Trias, 5m au-dessus de la limite Permien-Trias. Ces oncoïdes sont des grains arrondis composés d'un noyau de calcite sparitique, entouré par une mince couche de micrites microbiennes encroûtantes. Ils sont en grains non-jointifs dans une micrite indifférenciée. Ce wackstone est superposé par une micrite microbienne. Le milieu de dépôt a un taux de sédimentation faible et se situe sous le niveau d'action des vagues, à l'abri de courants (R. Brandner, comm. pers.). *A contrario* de ce qui a été observé précédemment, les valeurs obtenues pour la micrite indifférenciée, la micrite microbienne, l'enveloppe microbienne de l'oncoïde et le nucléide sont les mêmes. Pour IZ 99, les résultats révèlent une micrite microbienne à  $-0.3 \pm 0.1\text{‰}$ , une micrite indifférenciée à  $-0.27 \pm 0.1\text{‰}$ , un tour d'enveloppe à  $-0.25 \pm 0.1\text{‰}$  et un nucléide à  $-0.32 \pm 0.1\text{‰}$  (cf. figure 3.3).

### Interprétation

Afin d'expliquer ces différences entre les composants d'un même microfaciès et entre les coupes du Çürük dağ et de Zal, je vais revenir sur les modes particuliers de précipitation dans les communautés microbiennes.

Dans une étude portant sur un nombre important de microbialites d'eau douce dans différents milieux (sources, lac, rivières), Andrews et al. (1997) ont montré que les microbialites avaient des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone plus ou moins en équilibre avec leur milieu de dépôt quelles que soient les espèces d'organismes microbiens constructeurs. Les microbialites lacustres (en calcite) font exception avec un  $\delta^{13}\text{C}$  systématiquement plus élevé (jusqu'à 5‰) que celui des coquilles aragonitiques des moules ayant le même habitat. Or les mollusques d'eau douce semblent enregistrer un  $\delta^{13}\text{C}$  à l'équilibre avec le  $\text{HCO}_3^-$  dissout (Andrews et al., 1997), c'est donc les microbialites qui ont un signal propre. Il faut noter que l'aragonite a un rapport isotopique de 1.7‰ ( $\pm 0.4\text{‰}$ ) plus élevé que la calcite fractionnant à partir du même fluide (Romanek et al., 1992), ce qui augmente d'autant la différence constatée ici. Et comme la vitesse de précipitation n'affecte pas le  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonates (Romanek et al., 1992), ce fractionnement est probablement dû à un effet métabolique.

Les cyanobactéries ne pompent pas enzymatiquement le carbone pour le transformer en carbonates (cf. ci-dessus), mais induisent sa précipitation autour de leurs cellules en créant des gradients d'alcalinité dans leur enveloppe mucilagineuse. Comme le carbone léger est consommé par l'organisme par photosynthèse, le carbone dissout est enrichi en  $^{13}\text{C}$  dans un micro-environnement millimétrique autour de la cellule. Cette extraction de  $\text{CO}_2$  provoque une sursaturation de la calcite dans le micro-environnement. Il en résulte la précipitation de calcite à partir d'une eau enrichie en  $^{13}\text{C}$  (voir aussi Merz, 1992). Cependant ce phénomène n'existe pas

dans des zones où le courant est plus important; l'effet du micro-environnement devient alors insignifiant, car le  $^{12}\text{C}$  est constamment rechargé par le courant. L'existence de cet effet vital microbien particulier est donc également un indicateur de courant faible dans l'environnement du récif microbien. L'augmentation du  $\delta^{13}\text{C}$  par l'action bactérienne est rarement mentionnée dans la littérature : en plus de l'étude de Andrews et al. (1997) sur les microbialites lacustres, Yoshioka et al. (2003) montrent une augmentation brusque d'environ 6‰ entre des rythmites dolomitiques et des carbonates stromatolitiques dans des sédiments de «cap carbonates» suivant des dépôts glaciaires néoprotérozoïques de Namibie. Il n'en donne néanmoins aucune explication.

Le phénomène de précipitation induite explique le signal isotopiquement plus positif de 0.3 à 1.2‰ des précipitations dans les échantillons du Çürük dağ par rapport aux micrites. Pour comprendre le signal des micrites, il faut tenir compte de la dégradation de la matière organique qui relâche dans l'environnement poreux du récif microbien semi-lithifié plutôt du  $^{12}\text{C}$ . L'organo-minéralisation et les ciments de remplissage précipitent alors à partir d'une eau avec un  $\delta^{13}\text{C}$  négatif. Les micrites sont connues pour donner une moyenne approximative du rapport isotopique de l'eau de mer (Reid et al., 2000). Cependant dans notre cas, il est difficile de savoir quels sont les contributeurs principaux de la micrite (précipitation induite, organo-minéralisation, microciments) et ce qu'elle représente exactement. Le mélange de ces différents composés issus de différents processus produit donc un signal isotopique mélangé dont la signification n'est pas franche. Dans une micrite microbienne, la précipitation induite avec un signal plutôt positif est majoritaire. Dans les micrites dites indifférenciées (c'est-à-dire dont l'expression d'une origine majoritairement biologique ou inorganique n'est pas évidente), le mélange de différents signaux isotopiques est plus important et est spécialement difficile à interpréter, mais ce sont elles qui approchent probablement au mieux le signal isotopique marin.

Les oncoïdes ne montrent pas les mêmes résultats que ci-dessus. Une hypothèse pourrait être qu'ils se développent dans un courant trop fort pour créer l'effet de micro-environnement qui aide à la précipitation de calcite avec un  $\delta^{13}\text{C}$  plus positif. Mais les critères sédimentologiques de la coupe permettent d'écarter cette hypothèse dans ce cas (R. Brandner, comm. pers.). Une autre hypothèse est que la micrite qui compose l'encroûtement de ces oncoïdes n'a pas été formée par induction cyanobactérienne mais par fixation de micrites sur les polymères extracellulaires (PE) produits par les microbes, ou encore par des algues. Dans les deux cas, les oncoïdes ont un signal isotopique proche de celui du carbone inorganique dissout et ne reproduisent pas le fractionnement des microbialites du Çürük dağ.

### Comparaison entre types de récifs

Les organismes métazoaires incorporent le carbone nécessaire pour la calcification de leur test ou squelette en pompant enzymatiquement le  $\text{HCO}_3^-$  dissout dans l'eau de mer. Ils vont préférentiellement incorporer le  $^{12}\text{C}$ , c'est «l'effet vital» bien connu. Ce fractionnement préférentiel du  $^{12}\text{C}$  s'ajoute à celui de la photosynthèse qui pompe aussi plutôt le carbone léger pour constituer la matière organique. Ce qui implique que les hausses de productivité marine sont généralement enregistrées dans le sédiment par une hausse du signal isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{tot}}$ .

Par contre dans les communautés microbiennes, la surface est occupée par les cyanobactéries aérobies et phytotrophes alors que le bas de la construction est occupé par des bactéries anaérobies et hétérotrophes qui, entre autres actions, détruisent la matière organique et relâchent le carbone léger. On constate donc une fixation du carbone lourd dans les précipités et une concentration

du carbone léger dans l'eau de mer.

Contrairement aux périodes où les métazoaires dominent la faune du récif, l'augmentation de productivité dans un environnement calme et peu acide dominé par les cyanobactéries implique une variation vers des valeurs plus négatives du  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone dissout.

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Les cyanobactéries, micro-algues et autres bactéries photosynthétiques développent une photosynthèse de type C3 (Schidlowski, 2000). Ce type de photosynthèse implique deux types de fractionnement du carbone : le premier par diffusion de l'extérieur vers l'intérieur de la cellule, le deuxième par la métabolisation enzymatique du carbone. D'après une importante base de données sur les stromatolites essentiellement précambriens, Schidlowski (2000) suppose que le fractionnement impliqué dans la fixation biologique du carbone organique a été constant pour les 3 derniers milliards d'années et que les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  se situent toutes dans le champ commun des plantes entre  $-20$  et  $-30\text{‰}$ . Cette constatation ne se vérifie pourtant pas pour les communautés microbiennes benthiques actuelles qui ont les valeurs les plus élevées (entre  $-5$  et  $-12\text{‰}$ ) de toutes les plantes depuis le Protérozoïque. Cette génération de biomasse microbienne enrichie en  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  s'explique par l'existence de ces stromatolites dans des milieux hypersalins. Ces sabkhas sont des milieux eutrophiques, ce qui permet une augmentation de la productivité primaire, et ce d'autant que les tapis microbiens dominés par les cyanobactériens figurent parmi les écosystèmes les plus productifs ( $8-12\text{g C}_{\text{org}}/\text{m}^2$  par jour (Schidlowski, 2000). Mais ils sont appauvris en  $\text{CO}_2$  et celui-ci va devenir un facteur limitant. Le processus photosynthétique ne peut alors plus se permettre de différencier le carbone lourd du léger, le fractionnement devient ainsi moindre et provoque un  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  plus positif (Schidlowski, 2000).

### Diazotrophisation

Un autre processus biochimique important dû aux cyanobactéries est la diazotrophisation. La plupart des organismes ont besoin de nitrates pour leur développement. C'est souvent un facteur limitant de la productivité marine (Dandonneau & Jeandel, 2002). Les zones de remontée des eaux océaniques (upwelling) qui ramènent des nitrates des profondeurs vers la zone photique, sont ainsi des zones de haut productivité. Les cyanobactéries ont la particularité de ne pas dépendre des nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ) mais de pouvoir dissocier l'azote ( $\text{N}_2$ ) dissout pour leur besoin nutritif (Dandonneau & Jeandel, 2002). La dégradation de leur matière organique fournit ainsi des nitrates à l'eau environnante qui en serait autrement dépourvue et permet d'augmenter localement la productivité associée aux récifs.

## 3.7 CONCLUSION

En plus des définitions de termes que je vais employer dans les descriptions des sédiments post-extinction dans les chapitres suivants, j'ai soulevé quelques points importants :

- 1) Si les microbialites ont profité de l'absence de compétition post-extinction pour proliférer, ce facteur n'est pas suffisant pour expliquer leur développement massif. En effet, ce n'est pas la reprise de la compétition qui provoque leur disparition, mais probablement un autre facteur environnemental qui leur est moins favorable. Cette prolifération au Trias inférieur est

donc plutôt due à des conditions de vie optimales pour ces communautés microbiennes (dont l'absence de compétition fait partie). Le terme opportuniste très lié sémantiquement à l'idée de compétitivité n'est dès lors peut-être pas le plus approprié.

2) Les processus géochimiques qui ont lieu dans la structure microbienne sont particuliers et donnent un signal isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  caractéristique : les carbonates précipités sous formes de cristaux par induction biologique ont un signal isotopique plus élevé de 0.5 à 2.5‰ que la micrite environnante et les précipitations abiotiques de carbonates. Ces derniers conservent probablement au mieux le signal isotopique marin. Les micrites indifférenciées, même si le signal est mélangé, s'en approchent également. Cette différenciation biologique vers des valeurs plus positives, développée par la cyanobactérie dans un micro-environnement millimétrique autour de sa cellule n'existe que dans des eaux calmes. Les microbialites soumises à de forts courants ne montrent pas un tel fractionnement.

3) Les processus géochimiques particuliers des microbialites à dominance cyanobactérienne ont donc tendance à précipiter le  $^{13}\text{C}$  et à rejeter dans l'océan le carbone léger après dégradation de la matière organique. Des quantités non négligeables de constructions bactériennes ont été observées au Trias inférieur après l'extinction sur les plates-formes et seamount des domaines équatorial, tropical et même boréal tant dans la Néotéthys, les bassins adjacents (Chine du Sud) que dans la Panthalassa. Il est possible que cela ait partiellement affecté le signal isotopique global vers des valeurs plus négatives. Il faut cependant se souvenir que la partie la plus importante de la chute isotopique a eu lieu avant l'extinction et donc avant l'établissement des usines microbiennes. Une diminution du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  global dans les océans par l'activité algo-bactérienne n'a donc pu que renforcer cette forte baisse dans un deuxième temps seulement. C'est une hypothèse que je vais confronter aux données des différentes coupes étudiées dans les prochains chapitres.

4) L'existence de cristaux précipités le long de filaments (cf. Tr20/117, figure 3.3), les nombreuses micrites péloïdales (interprétées souvent comme la calcification de cyanobactéries coccoïdales), l'homologie de formes avec les formes modernes, laissent supposer que, à cette période, ce sont les cyanobactéries qui dominent la communauté microbienne. Or les cyanobactéries, comme les micro-algues (autres organismes dominant de tels récifs), sont en général phototrophes et aérobies. Elles peuvent cependant exister dans un milieu anaérobie avec un apport en oxygène suffisant dû à la production des bactéries anaérobies symbiotiques du tapis microbien (E. Davaud, comm. orale). Mais dans ce cas-là, aucun exemple n'est connu de production de carbonates par les cyanobactéries. On peut alors émettre l'hypothèse que partout où les cyanobactéries sont présentes, le milieu doit être suffisamment oxygène pour qu'une calcification ait lieu. Si cette hypothèse se vérifie, notamment par des tests de laboratoire à venir (p. ex. isotope du bore ou de l'azote), l'anoxie ne peut alors être évoquée dans la Néotéthys centrale comme un facteur empêchant la rediversification des espèces (Wignall & Twitchett, 2002b pour une revue et citations associées), en tout cas pendant les deux premières zones de conodonte du Griesbachien durant lesquelles les microbialites sont présentes dans les régions étudiées. Et ce tant sur les plates-formes qu'en bas de pente (voir coupe de Maqam, chapitre 4.3). Des études plus détaillées tant en sédimentologie, en fluorescence, au microscope électronique à balayage qu'en géochimie organique permettraient éventuellement de confirmer la prédominance des cyanobactéries sur d'autres types de bactéries et leur comportement en milieu anoxique et ainsi constituer un argument contraignant dans le débat sur l'anoxie.

## Chapitre 4

### Les profils permo-triasiques d'Oman

Les montagnes d'Oman (fig. 4.1), par leurs caractéristiques et leurs structures mêmes, offrent une unique chance de pouvoir comparer des profils du même âge, provenant de différents milieux de dépôts de la plate-forme au bassin (fig. 4.3). Les courbes isotopiques peuvent donner ainsi une image des changements du cycle du carbone à des profondeurs d'eau différentes, en pouvant tenir compte des apports continentaux ou pélagiques. Je vais commenter dans ce chapitre huit profils qui représentent des dépôts de plate-forme carbonatée continentale, de pente, de bassins plus ou moins proximaux et de plate-forme carbonatée indépendante (fig. 4.1 et 4.3). Ils représentent des âges Wordien à Anisien.

Atudorei (1999) a déjà travaillé et analysé un certain nombre de profils provenant de ce domaine paléogéographique. Grâce à de nouvelles données biostratigraphiques, un pas d'échantillonnage plus serré et plus étendu stratigraphiquement, de nouvelles interprétations à des profils déjà étudiés sont apportées (Wadi Sahtan et Wadi Maqam). Il en est de même pour la coupe de Sal dans le Bata'in qui a déjà été analysée par Hauser et al., (2001). Un nouveau profil à Ba'id a été levé et analysé à proximité du profil d'Atudorei (1999) et a permis de lever certaines incertitudes. Enfin des profils totalement nouveaux ont été levés dans le Saih Hatat (Wadi Sawat) et dans les nappes d'Hawasina à Wadi Wasit Sud, dans un bloc du Wadi Wasit (publié dans Krystyn et al., 2003) et à Buday'a (fig. 4.1 et 4.3).

#### 4.1 INTRODUCTION

Les montagnes d'Oman se situent au nord du Sultanat et courent sur 700km de la Péninsule du Musandam au nord à la Plaine du Bata'in au Sud-Est (fig. 4.1). Elles forment la partie sud de la marge nord-est de la Péninsule Arabique. La plaque Arabe est séparée de l'Afrique par la ride active du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge qui se poursuit au Nord par la faille transformante du Levant dans le Golfe d'Akaba et la Mer Morte. Au Sud-Est, elle est bordée par la faille transformante d'Owen-Murray. Elle est séparée de la plaque eurasiennne par une zone de collision comprenant le Taurus, le Zagros et la zone de subduction du Makran dans le Golfe d'Oman plongeant vers le nord-est.

Les montagnes d'Oman font partie de l'orogénèse alpine et se sont soulevées à la fin du Miocène. Sept unités structurales majeures sont identifiées de la base au sommet (fig 4.1) :

- Le socle cristallin.
- La couverture sédimentaire du socle (appelé aussi Autochtone A avec le socle cristallin), d'âge Protérozoïque terminal à Dévonien.
- Les unités de Hajar (Autochtone B) qui forment une série de plate-forme continentale du Permien moyen au Crétacé tardif.
- Les nappes de Sumeini (appelé aussi Para-Autochtone) représentent des dépôts de pente du Permien moyen au Crétacé supérieur. Elles ont été chevauchées sur les autochtones au Crétacé tardif.
- Les nappes d'Hawasina représentent les dépôts de bassins du Permien moyen au Crétacé supérieur. Elles ont été chevauchées sur la plate-forme arabe au Crétacé tardif.
- L'ophiolite de Semail qui est un fragment de la lithosphère océanique de la Néotéthys obductée sur la marge continentale au Crétacé tardif.
- La couverture sédimentaires post-obduction (Néo-autochtone) du fini-Crétacé au Tertiaire.

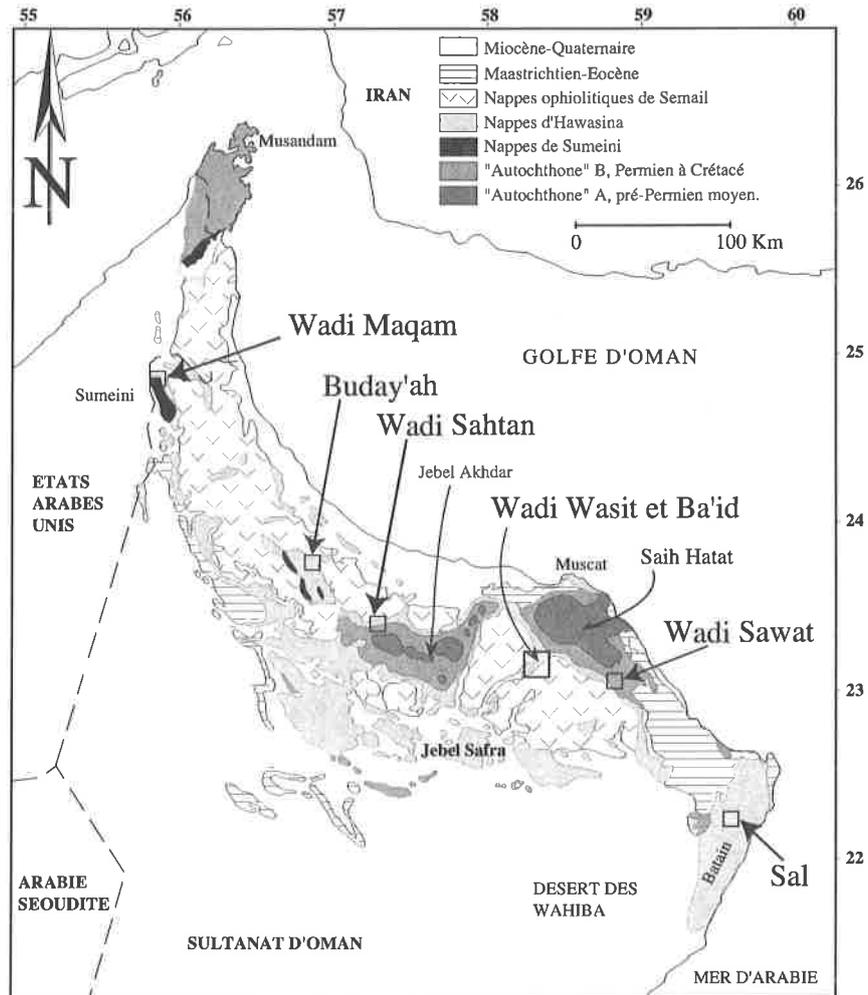


Figure 4.1 : Carte structurale des montagnes d'Oman avec localisation des coupes étudiées. Modifiée d'après Glennie et al., (1974) et Pillevuit, (1993).

#### 4.1.1 L'autochtone (cf. figure 4.2)

Il a été défini par Glennie et al., 1974 et de nombreuses études y ont été menées notamment Montenat et al., 1976 ; Le Métour, 1988 ; Rabu 1988 ; Dunne et al., 1990 ; Le Métour et al., 1993a ; Béchenec et al., 1993a ; Pillevuit, 1993 ; Baud et al., 2001a, etc. Dans les montagnes d'Oman, le terme autochtone est probablement usurpé, plusieurs études ayant montré que ces unités ont subi un déplacement de 5 à 40km selon les interprétations (Dunne et al., 1990 ; Weiblich et Bernecker, 2002 ; Breton et al., 2004). Ce terme reste cependant largement employé dans la littérature et je vais considérer ces ensembles au moins comme un autochtone relatif.

#### Socle Cristallin

Il s'agit du socle de la plaque Arabe (et donc du Gondwana), d'âge Protérozoïque supérieur (Roger et al., 1991). Il est composé de gneiss et de micaschiste, intrudé par différentes roches plutoniques (quartzodiorite, tonalite, granodiorite et granite). Il a été formé et refroidi entre 825 et 725 Ma (Béchenec in Baud et al., 2001a). Il n'affleure que dans 2-3 endroits du pays.

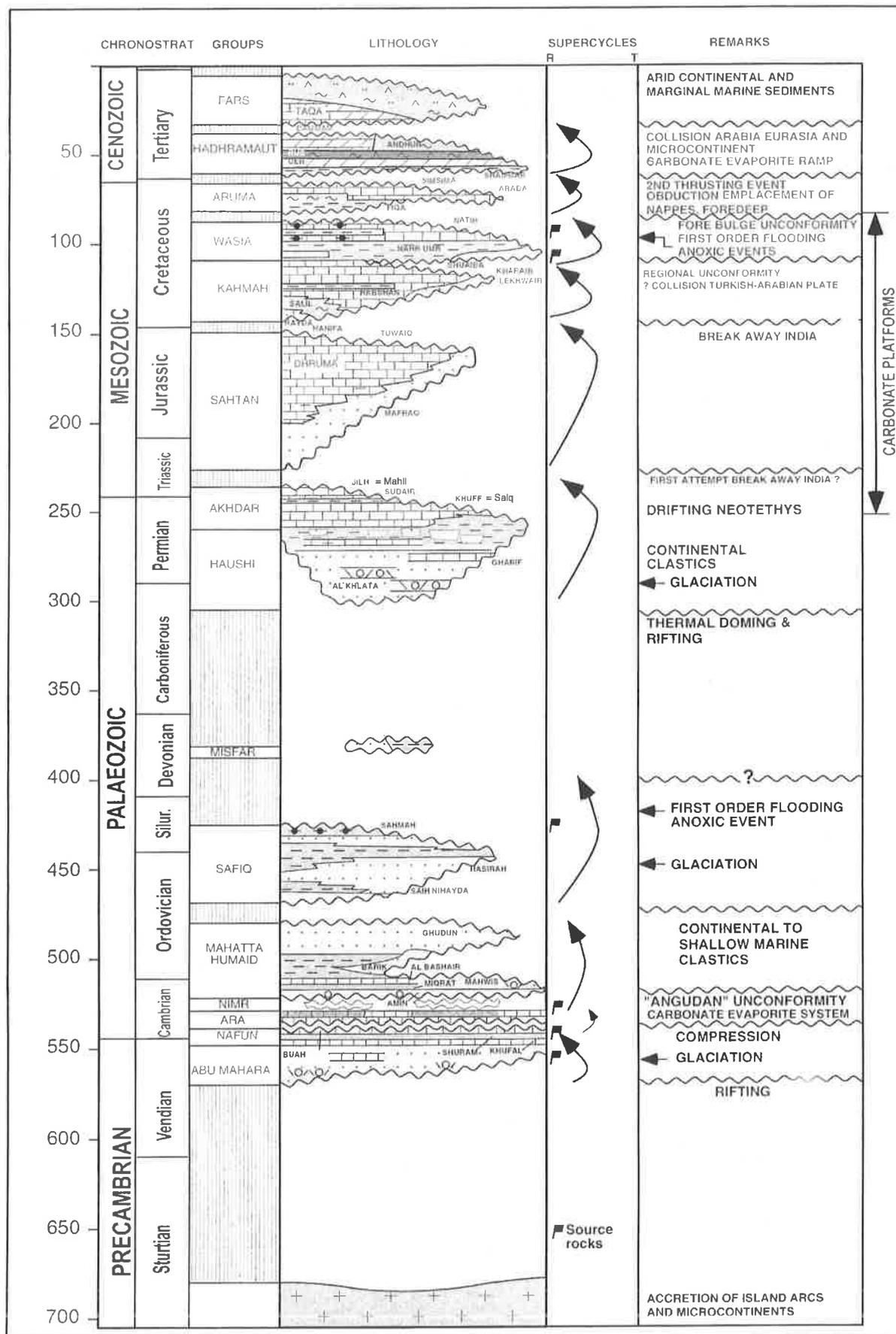


Figure 4.2 : Stratigraphie de l'autochtone de la plaque Arabe. (Droste, 1997).

#### Autochtone A

Il s'agit de sédiments d'âge Protérozoïque terminal (ou Eo-Cambrien) à Dévonien, déposés sur le socle cristallin. Ils affleurent en boutonnière sous l'Autochtone B dans le Jebel Akhdar et le Saih Hatat. Très épaisse (1000 à 5000m), la série montre pourtant plusieurs lacunes stratigraphiques importantes. La lithologie est composée d'alternances de séquences détritiques terrigènes et volcanogènes, et de séquences carbonatées de plate-forme interne. Ces séries ont été déformées lors de l'orogénèse panafricaine.

#### Autochtone B

Il s'agit de sédiments de plate-forme, d'âge Permien à Crétacé, déposés en discordance et en disconformité sur l'Autochtone A (cf. figure 4.4). Les premiers sédiments ont été déposés dans des grabens en système distensif, avant une transgression majeure. Dans les montagnes d'Oman, l'autochtone a été subdivisé en 5 groupes lithologiques :

- *Groupe d'Akhdar (massifs d'Akhdar et de Saih Hatat)*  
Il représente un cycle transgression-régression (T-R) du Wordien au Rhétien et se termine par une émergence. Il comprend deux formations que je décrirai plus en détail plus loin (chapitre 4.2.1) :  
  
Formation de Saiq : calcaires à fusulines, dolomies litées et tufs.  
Formation de Mahil : dolomies et shales accessoires.
- *Groupe de Sahtan*  
Il correspond à la mise en place d'une plate-forme carbonatée du Pliesbachien au Tithonien tardif. La deuxième partie de ce cycle transgression-approfondissement est marquée par une tectonique d'extension et une subsidence qui fait passer la sédimentation en domaine bathyal. Il comprend une alternance de grès et de calcaires, puis des calcaires à lithiotis.
- *Groupe de Kahmah*  
Il représente une sédimentation en domaine bathyal entre le Tithonien tardif et l'Albien inférieur. La pente continentale rétrograde sur plus de 250 km. Ce groupe est formé de calcaires micritiques à radiolaires et Calpionellidae (calcaires de faciès à Maiolica), de marnes à radiolaires et de calcaires à Orbitolinidae.
- *Groupe de Wasia*  
C'est une méga-séquence transgressive de l'Albien moyen au Cénomaniens qui se marque par la progradation d'une nouvelle plate-forme à partir du SSW. On y observe des calcaires marneux à Prealveolinidae et des calcaires à rudistes.
- *Groupe d'Aruma*  
Il est marqué par la mise en place du Cénomaniens au Campanien d'une zone de hauts-fonds active (Muscat-Musandam) qui sépare un bassin intra plate-forme (bassin de Muti) du bassin d'Hawasina. Il comprend surtout des calcaires à Globotruncanidae.

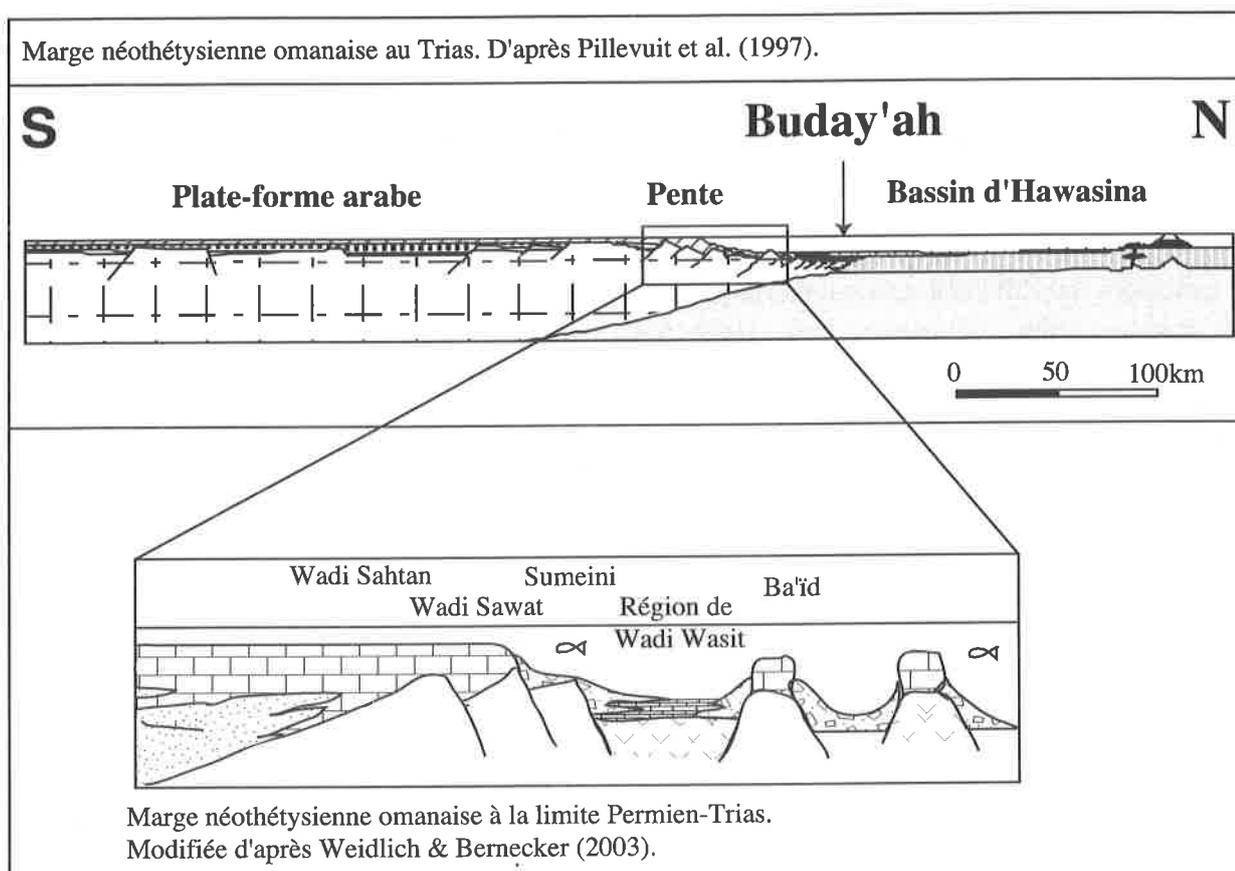


Figure 4.3 : Emplacement des profils étudiés (excepté Sal dans un bassin adjacent) sur des reconstructions palinspatiques de la marge omanaise au Permien supérieur et au Trias inférieur.

#### 4.1.2 Les unités allochtones

##### Les nappes de Sumeini (fig. 4.1 et 4.3).

Elles ne sont présentes qu'en deux endroits dans le Nord des montagnes d'Oman et dans la fenêtre d'Hawasina. Dans le Jebel Sumeini, ce sont des séries sédimentaires de pente, d'âge Permien à Crétacé, qui reposent sur des calcaires autochtones Eocènes et sont chevauchées par les nappes d'Hawasina. Elles sont formées par 1600m de dépôts de pente (turbidites, radiolarites et carbonates). Ces nappes, appelées parfois « Para-autochtone », ont des déplacements minimums de l'ordre de 30 km (Dunne et al., 1990).

##### Les nappes d'Hawasina (fig. 4.1 et 4.3)

Les nappes d'Hawasina (Glennie et al., 1974 ; Béchenec, 1987) sont des unités de bassin constituées principalement de roches volcaniques, de calcaires pélagiques et de resédiments turbiditiques provenant de la plate-forme. Une des particularités des nappes d'Hawasina est de présenter de nombreux affleurements de resédiments emballés dans des dépôts pélagiques d'âges différents. Ces derniers se caractérisent de manière générale par des brèches à blocs décimétriques à plurimétriques, composés en grande majorité de carbonates de plates-formes permiennes et triasiques. Ces brèches reposent sur des volcanites et/ou radiolarites. Ces faciès d'âge Permien à Crétacé représentent un fragment de la marge continentale sud-téthysienne

(Béchenec, 1988 ; Béchenec et al., 1989 ; Maury et al., 2003), et peut-être pour les dépôts les plus externes, des sédiments océaniques de la Néotéthys (Blendinger et al., 1990 ; Stampfli et al., 1991 ; Pillevuit et al., 1997). Ces nappes ont été charriées sur la plate-forme arabe au Campanien-Maastrichtien inférieur au cours de l'obduction des ophiolites de Semail (Béchenec et al., 1989). Ces nappes sont divisées en 7 unités tectoniques (Béchenec et al., 1989 ; Pillevuit, 1993 ; Béchenec in Baud et al., 2001a).

Ces nappes ont fait l'objet de nombreuses études, rappelons les travaux de Glennie et al., 1974 ; Béchenec, 1988 ; Béchenec et al., 1989, 1990, 1991, 1993 ; Cooper, 1990 ; Bernouilli et al., 1990 ; Blendinger et al., 1990 ; Pillevuit, 1993 ; Le Métour et al., 1995 ; Pillevuit et al., 1997 ; Crasquin-Soleau et al., 1999 ; Blechschmidt et al., 2004 et les nombreuses publications citées dans ces études.

#### **Les unités du Batain (fig. 4.1)**

La plaine du Batain est située au Nord-Est d'Oman. La géologie de cette plaine est difficile car elle consiste en de nombreux petits affleurements de différentes lithologies et disséminés dans la plaine, séparés les uns des autres par des dépôts quaternaires. Cette situation chaotique a amené certains auteurs à considérer la plaine du Batain comme un «mélange» (Shackelton et al., 1990). Elle est interprétée aujourd'hui comme un ensemble d'unités allochtones, plissées et faillées, constituées de sédiments du Permien moyen au Crétacé tardif, de roches volcaniques (Roger et al., 1991 ; Béchenec et al., 1992b ; Wyns et al., 1992 ; Hauser, 2001 ; Hauser et al., 2001) et de fragments d'ophiolites du groupe de Masirah (Immenhauser et al., 1998). Cet ensemble a une épaisseur de 1 à 2 km (Beauchamp et al., 1995). Il correspond à un bassin sédimentaire possédant des faciès semblables aux unités proximales d'Hawasina et qui est interprété comme une continuation occidentale du bassin d'Hawasina (Glennie et al., 1974 ; Béchenec, 1992b). D'autres travaux (Immenhauser et al., 1998, Scheurs et Immenhauser, 1999 ; Hauser et al., 2001) ont montrés que ce bassin a été charrié selon une direction W-NW discordante avec la direction S-SW des unités d'Hawasina. Ils interprètent le groupe de Batain par conséquent comme un bassin indépendant du bassin d'Hawasina. Blechschmidt et al., (2004) soutiennent l'hypothèse d'une même histoire sédimentaire pour les bassins d'Hawasina et du Batain mais avec deux histoires tectoniques différentes.

#### **La nappe du Semail (fig. 4.1)**

La nappe du Semail (Glennie et al., 1984 ; Nicolas et al., 1988) est une unité ophiolitique formée entre l'Albien terminal et le Turonien supérieur. C'est l'unité structurale allochtone la plus haute. Elle est composée d'une semelle métamorphique, d'une séquence inférieure mantellique et d'une séquence supérieure crustale. L'obduction a eu lieu lors d'une phase compressive au Campanien entraînant la destruction de la marge omanaise et la mise en place des nappes d'Hawasina et de Sumeini (Béchenec in Baud et al., 2001a). La conservation exceptionnelle de l'ophiolite de Semail, en a fait un terrain d'étude privilégié : Allemann et Peters, 1972 ; Glennie et al., 1973 ; Béchenec, 1987 ; Beurrier, 1988 ; Nicolas et al., 1988 ; Bernouilli et al., 1990 ; Boudier et Nicolas, 1995 ; Gnos et al., 1997 ; Searle et Cox, 1999, etc.

#### 4.1.3 Le Néoautochtone (fig. 4.1)

Il débute par des sédiments continentaux au Campanien tardif, avant une transgression maastrichtienne (Glennie et al., 1974 ; Nolan et al., 1990 ; Roger et al., 1991). L'orogénèse alpine au Miocène a conduit à l'élévation actuelle des montagnes d'Oman. Les mouvements récents sont importants comme en témoignent les terrasses marines quaternaires perchées.

Les profils étudiés (fig. 4.1 et 4.3) dans cette étude proviennent des différents ensembles sédimentaires cités ci-dessus qui contiennent des sédiments permien et triasiques, soit : la plate-forme arabe (autochtone B) tant dans le Jebel Akhdar que dans le Saih Hatat, les nappes de Sumeini, les nappes d'Hawasina (Groupes de l'Hamrat Duru et de Al'Budaha) et les unités du Batain.

#### 4.1.4 Evolution géodynamique de la marge arabe au Permien et au Trias

Je vais rapidement reprendre l'évolution du contexte géodynamique et tectonique dans lequel les différents profils que j'ai étudié se situent. Les nouvelles données chemio- et bio-stratigraphiques apportée par cette étude, me permettent d'amener quelques nouvelles précisions uniquement pour le Permien terminal et le Trias inférieur. Je vais reprendre pourtant l'évolution du contexte géologique dans un cadre plus large du Permien inférieur au Trias supérieur, ce qui permet de faire ressortir les événements majeurs qui ont contribué à l'établissement d'une marge passive en Oman. Ce survol reprend pour l'essentiel les textes de Béchenec *in* Baud et al., (2001a) et Pillevuit, (1993).

##### Avant l'ouverture néotéthysienne

Le sultanat d'Oman appartient à la plaque arabe, liée à cette période au Gondwana. Le socle cristallin protérozoïque de cette marge a été plissé lors d'un épisode tardif de l'orogénèse Pan-Africaine.

Il a ensuite été affecté au Carbonifère par une série de failles senestres extensives le long d'un axe NO-SE qui formeront tous les grabens salifères de la péninsule arabe.

Durant le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur, une période de glaciation a recouvert cette partie du Gondwana. On retrouve d'ailleurs des tillites en Oman. Au Permien inférieur, la fin de l'épisode glaciaire provoque une élévation du niveau marin, qui entraîne des dépôts siliciclastiques marins et de carbonates dans le Haushi-Huqf, Intérieur d'Oman (Miller et Furnish, 1957 ; Angiolini et al., 1997), dans le Jebel Qamar, Nord des montagnes d'Oman (Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997) et dans le Batain (Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997). Il faut remarquer qu'on ne retrouve des sédiments du Permien inférieur ni dans le Jebel Akhdar, ni dans le Saih Hatat. Cette lacune sédimentaire entre l'autochtone A et B indique émergence de ces régions.

##### Extension néotéthysienne au Permien.

Les premières étapes de l'extension néotéthysienne débutent au Kungurian - Roadien et se remarquent par des disconformités dans le Haushi-Huqf et le Jebel Qamar et une tectonique en horst et graben dans le Jebel Akhdar et le Saih Hatat (Le Métour, 1988 ; Rabu, 1988). Cette

tectonique est identifiée par des érosions différenciées et des dépôts continentaux siliclastiques terrigènes de type syn-rift dans le Jebel Qamar, le Jebel Akhdar et le Saih Hatat (Béchenec in Baud et al., 2001a).

Malgré une chute du niveau marin, on assiste à une transgression de la « Mer des Fusulines » sur les épaulements du rift au Wordien. Cette transgression marque le début d'une longue période subsidente en Oman avec l'établissement d'une vaste plate-forme carbonatée peu profonde. Elle formera de grandes épaisseurs de sédiments dans le Jebel Akhdar, le Saih Hatat, l'Intérieur d'Oman, le Haushi-Huqf (Béchenec in Baud et al., 2001a), typiques d'une phase post-rift. Cette transgression est créée par la flexure de la marge arabe. Celle-ci est due à une subsidence thermique liée à la tectonique néotéthysienne (Le Métour et al., 1995).

Si la région du Jebel Akhdar devient une région stable, celle du Saih Hatat continue de subir une tectonique en horsts et de grabens qui va provoquer d'importantes variations d'épaisseur (Le Métour, 1988). Cette tectonique est associée à un volcanisme correspondant à une suite différenciée d'un panache magmatique (Maury et al., 2003).

Cette tectonique d'extension va conduire à la cassure du Gondwana et la dérive vers le Nord des blocs iraniens et de Mega-Lhasa (Baud et al., 1993). Et donc en la création d'une pente continentale (Sumeini) et d'un bassin (Hawasina). La cassure a pu se produire tôt dans le processus d'extension c'est-à-dire dès le Sakmarien (Angiolini et al., 2003a et b ; Maury et al., 2003). Elle a pu se produire également juste avant la subsidence thermique au Wordien inférieur (Baud et al., 2001).

Les dépôts de type talus continental avec des brèches de pentes et des niveaux slumpés sont connus à Sumeini (Pillevuit, 1993) et dans le Bataïn (Immenhauser, 1998) dès le Wordien.

La présence de Permien moyen et supérieur est également reconnue dans les exotiques de Ba'id et de Jebel Qamar où les carbonates de plate-forme, semblables à ceux de l'autochtone, débutent dès le Wordien (Béchenec, 1988 ; Pillevuit, 1993). A Ba'id, ils sont surmontés stratigraphiquement par des calcaires pélagiques rouges du Trias inférieur à supérieur. La position tectonique de ces exotiques très basse dans l'empilement tectonique des nappes d'Hawasina, la présence de blocs de calcaires de ces plates-formes dans les résédiments Permien supérieur des nappes proximales d'Hawasina, permettent de conclure à une paléoposition sur la croûte continentale, vraisemblablement sur un bloc basculé de la marge omanaise.

Les faciès de bassin des différentes nappes d'Hawasina et du Bataïn débutent souvent par d'épaisses successions volcaniques. C'est un volcanisme associé à des panaches avec plus ou moins de contaminations crustales suivant où l'on se situe par rapport à la plate-forme arabe. Il n'y a pas de NMORB typique de plancher océanique (Maury et al., 2003). Ces séquences volcaniques sont suivies par des shales et des cherts radiolaritiques rouges, des carbonates à céphalopodes, des shales, des brèches à éléments de carbonates de plate-forme du Permien moyen, des faciès de types Hallstatt (Béchenec, 1988 ; Béchenec et al., 1992 ; Blendinger et al., 1992 ; Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997).

### **Evolution au Permien terminal et au Trias**

Sur la plate-forme arabe, après les épais dépôts de carbonates peu profonds, les faciès deviennent encore plus restreints au Permien tardif, conséquence d'une régression globale. Aucune trace importante d'émersion n'est cependant observable (Béchenec in Baud et al., 2001a). Après la transgression fini-permienne – griesbachienne et plusieurs cycles T-R, le maximum du niveau marin est atteint au Carnien-Norien, avant une forte régression au Norien-Rhétien (Hardenbol et

al., 1998). L'épaisse série carbonatée (350 dans l'Intérieur d'Oman à 800m dans le Musandam) qui caractérise les dépôts triasiques de la plate-forme arabe montre une tendance à l'émersion systématique.

La pente continentale montre à Sumeini une subsidence active et une instabilité enregistrée par l'énorme épaisseur (700m) et par les nombreuses méga-brèches des dépôts essentiellement Smithien (Olenekien inférieur) (cette étude). Cette instabilité va durer tout le Trias (Baud et al., 2001b). Elle est aussi marquée par un magmatisme carnien d'affinité alcalin dans le Groupe d'Al Aridh (Béchenec et al., 1992) plus au Sud.

La partie externe de la marge est aussi affectée par une phase d'extension tectonique enregistrée à Ba'id par le dépôt de calcaires pélagiques rouges à ammonoidés (faciès Hallstatt) d'âge Dienerien à Norien. Cette succession de type Hallstatt comprend des brèches à éléments de calcaires de plate-forme d'âge Permien supérieur (Pillecuit, et al., 1997 ; Atudorei, 1999 ; Baud et al., 2001a).

Le bassin proximal de l'Hawasina montre comme évidence d'un régime d'extension quelques bancs de calcirudites grossières et de calcarénites et quelques intercalations de roches volcaniques au Ladinien et au Norien (Béchenec in Baud et al., 2001a).

Les groupes plus distaux de Kawr et de Umar montrent au Trias supérieur, et surtout au Carnien, une nouvelle phase active d'extension avec la mise en place de la plate-forme de Misfah et du bassin d'Umar accompagnée par une forte activité magmatique liée et une forte subsidence. Cette plate-forme est interprétée comme une île océanique ou atoll dans le domaine néotéthysien (Pillecuit et al., 1997).

### **La limite Trias-Jurassique, témoin d'un événement eustatique**

La limite Trias-Jurassique est marquée dans l'autochtone du Jebel Akhdar et du Saih Hatat par une légère érosion et par une période de non-déposition corrélable avec la régression majeure observée au Trias terminal. Dans le Jebel Sumeini, cette régression est soulignée par des résédiments de carbonates de plate-forme triasiques dans des séries pélagiques. L'exotique de Misfah subit également une émersion à la fin du Trias, soulignée localement par une karstification dans la partie supérieure des calcaires Norien. La sédimentation carbonatée ne va reprendre que dans le Lias supérieur, après une période de non-déposition marquée par des surfaces durcies manganésifères.

#### **4.1.5 En conclusion**

L'ouverture néotéthysienne marquée par une phase d'extension, se fait probablement entre le Sakmarien (Saidi, 1997 ; Besse et al., 1998 ; Angiolini et al., 2003a et b ; Maury et al., 2003) et le Roadien-Wordien (Baud et al., 1993 ; Pillecuit et al., 1997 ; Baud et al., 2001). Elle est suivie dès le Wordien par une subsidence thermique importante. Après l'établissement d'une plate-forme carbonatée, d'une pente et d'un bassin, le Trias inférieur est marqué par une forte instabilité, signe d'un réajustement de la marge. Une deuxième phase extensive dans le Trias supérieur va établir la géographie de la marge telle que l'on peut la reconstruire aujourd'hui.



## 4.2 LES PROFILS PERMO-TRIASIQUES DANS LES SÉDIMENTS DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE ARABE.

Deux profils ont été levés sur la plate-forme continentale : la coupe du Wadi Sahtan dans le Jebel Akhdar et celle du Wadi Sawat au Sud du Saih Hatat (cf. figure 4.1, 4.2, 4.3 et 4.4). Le profil du Wadi Sahtan a déjà fait l'objet d'une étude par Atudorei (1999) et des résultats intermédiaires ont été présentés dans Baud et al., (2001a), Richoz et al., (2001b) et (2005). Je reprends ici cette coupe en y apportant des données sédimentologiques et biostratigraphiques nouvelles, ainsi que pour l'analyse isotopique, un pas d'échantillonnage plus serré et une extension stratigraphique plus importante. Cela m'a permis de lever bien des incertitudes en ce qui concerne ce profil. Le profil de Wadi Sawat est pour la première fois levé en détail. Il est indiqué dans la notice explicative de la carte Sur (Wyns et al., 1992).

### Les sédiments de plates-formes : Le groupe de Akhdar

Le groupe de Akhdar représente un cycle transgression-régression Permo-Trias (Wordien-Rhétien) se terminant par une émergence. Il est présent dans les massifs du Jebel Akhdar et du Saih Hatat avec quelques différences stratigraphiques décrites plus bas. Il a été défini par Glennie et al. (1974) et repris par Montenat (1976), Rabu (1988), Le Métour (1988) et Pillevuit (1997).

Le groupe d'Akhdar est constitué des Formations de Saiq et de Mahil (cf. figure 4.4).

### 4.2.1 Le Groupe de Akhdar dans le Jebel Akhdar

#### La Formation de Saiq

La Formation permienne de Saiq dans le Jebel Akhdar est en discordance angulaire sur «l'Autochtone» A et a une épaisseur qui dépasse localement les 750m. Elle consiste en trois cycles T-R de 2<sup>e</sup> ordre (cf. figure 4.4).

Le cycle inférieur qui documente la transgression marine permienne, présente dans cette région 4 séquences. Il a une épaisseur de 450m :

La séquence A1 : Cette séquence (le membre inférieur chez Rabu, 1988) est essentiellement détritique. Elle est parfois inexistante (p. ex. Wadi Sahtan) et peut mesurer jusqu'à 25 m au Nord-Est du massif (Wadi Taw). Elle est composée de conglomérats, de grainstone feldspathique, de tuffites avec vers le haut des intercalations de calcaires. Ces calcaires contiennent des ostracodes et foraminifères (*Geinitzina* sp., *Hemigordius* sp., *Pachyphloia* sp.) d'âge Wordien (zone à *Neoschwagerina schuberti*, Montenat et al., 1976).

La séquence A2 : Carbonates en séquence de «shallowing upward» transgressive d'environ 100m d'épaisseur. Des cavités dans des dolomies finement litées indiquent des conditions d'émergence au sommet. Ils ont un âge Wordien dans le Wadi Sahtan par la présence d'*Hindeodus excavatus* (Behnken, 1975 sensu Wardlaw et Collinson, 1984) (dét. A. Nicora dans Baud et al., 2001a)

La séquence A3 : Elle a 150m d'épaisseur et est constituée de dolomies brunes finement litées, largement recristallisées et sans fossiles apparents.

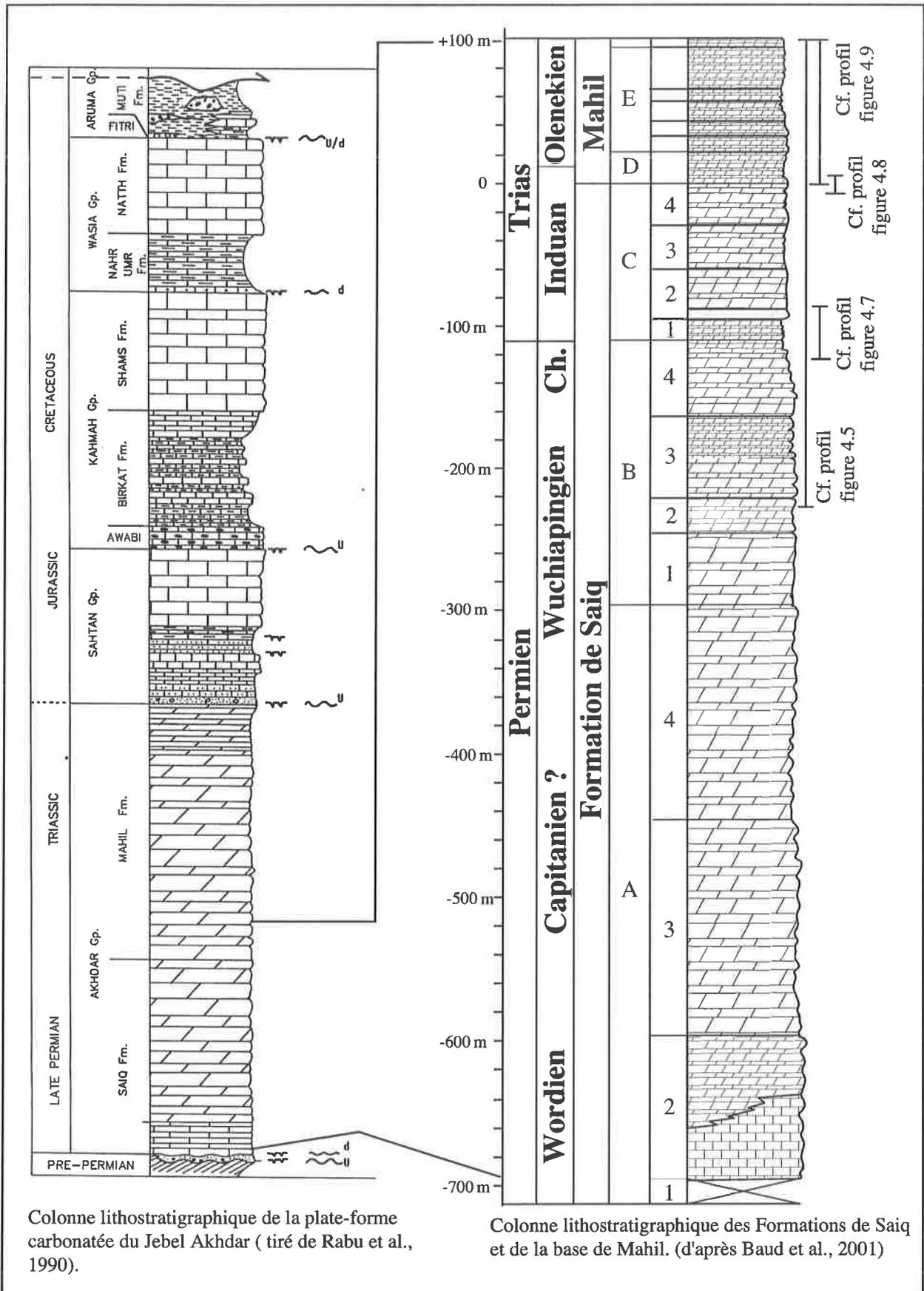


Figure 4.4 : Profil stratigraphique composite dans le Wadi Sahtan (Jebel Akhdar).

La séquence A4 : Elle a 150m d'épaisseur et est constituée de dolomies grises affleurant très peu. Elle montre d'épais niveau de brèche d'effondrement, indicateur d'un environnement restreint.

Le cycle B a une épaisseur de 190m. Il est caractérisé dans sa partie inférieure (séquence B1 à B2) par des bancs épais de wackstone à packstone dolomitique de haute énergie. Les séquences B3 et B4 sont en majeure partie des bancs finement lités de dolomies. Les bioclastes sont composés essentiellement de fusulinidés, petits foraminifères, bryozoaires, crinoïdes et bivalves. Dans la séquence B4, on peut observer au moins trois niveaux de coraux fasciculés. Le sommet de cette séquence est la partie régressive du cycle B. Il est fait de bancs fins de mudstone dolomitiques foncés montrant par endroits des structures en *teepee*, de brèches supratidal et un horizon d'argilites.

La présence du foraminifère *Hemigordiopsis* sp. et de l'algue calcaire *Permocalculus* sp. (détermination C. Jenny) donne un âge Lopingien.

Le cycle C, d'une puissance de 90m, commence par de fins bancs de dolomies supratidal suivit par une brèche dolomitique de 5m. La partie principale est un *dolograinstone* intraclastique fortement recristallisé. En l'absence de bioclastes reconnaissables, ce dernier cycle de la Formation de Saiq a longtemps été donné d'âge Permien. Il est vraisemblablement triasique. Je discuterai de l'âge du sommet du cycle B et du cycle C au vu des nouvelles données chemostratigraphiques (voir chapitre 4.2.1.4).

Le sommet de la formation de Saiq est marqué par un *hardground*, indiquant une interruption de la sédimentation.

#### La Formation de Mahil

Elle consiste essentiellement en 800m de bancs massifs à fins de dolomies grises-blanches d'âge Triasique formées dans un environnement supratidal (Glennie et al., 1974 ; Rabu, 1990 ; Béchenec et al., 1992) (cf. figure 4.4 ). Des petits foraminifères *Cyclogira* sp. et *Earlandia* et des *Claraia* donnent un âge Induan pour la base de la formation (Baud et al., 2001; Richoz et al. 2005). La présence du foraminifère *Aulotortus sinuosus* au sommet de la formation lui donne un âge Norien-Rhétien (Rabu et al., 1990). Entre ces deux âges diagnostiques, peu de fossiles marqueurs ont été observés. Le sommet de la formation montre une surface d'émersion, surmontée par des carbonates marins du Jurassique moyen.

La base de la formation, que je vais décrire en détail, est divisée en deux séquences principales D et E qui ont respectivement 22m et 75m de puissance. Ce sont essentiellement des carbonates dolomitiques péritidaux gris à jaunâtre, avec un apport terrigène dans des horizons de silt fins et d'argiles pourpres.

#### **4.2.2 Profil du Wadi Sahtan**

Ce profil a été mesuré et échantillonné à plusieurs reprises par des équipes du Musée cantonal de géologie de Lausanne. Les échantillons (cf. table en annexe) proviennent des missions de terrain de A. Baud (échantillons Om), de V. Atudorei et A. Baud (échantillons Mh et Sq), et de A. Baud et I. Vavassis (échantillons 99/xx). Nous avons remesuré et rééchantillonné (échantillons OM0 et OM1) la partie supérieure de la séquence B4 et les séquences C, D et E. Les 120m premiers mètres de la figure 4.5 sont une compilation des données de terrain de A. Baud. L'ensemble de

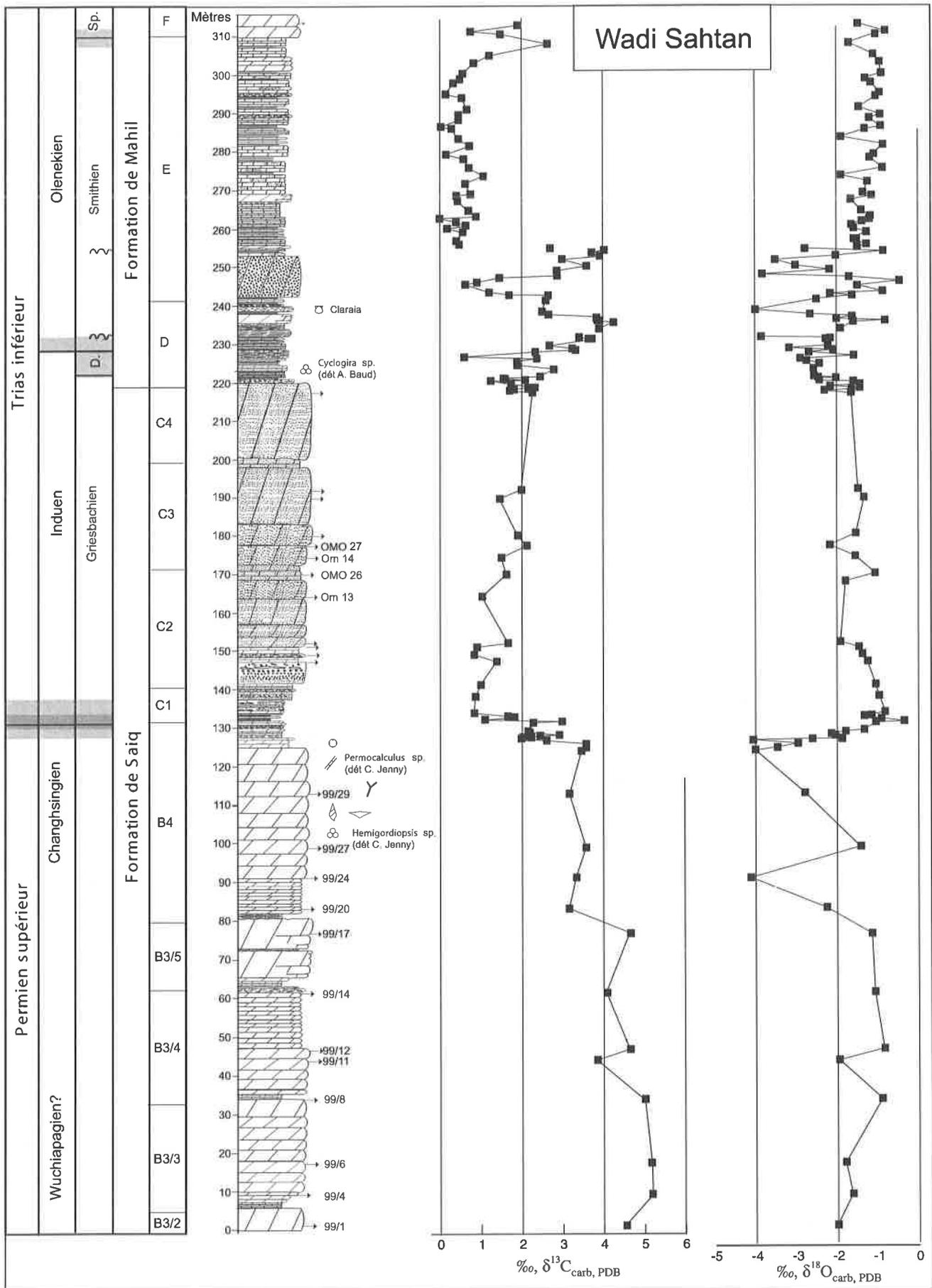


Figure 4.5 : Profil chemo- et litho- stratigraphique de la coupe totale mesurée du Wadi Sahtan dans le Jebel Akhdar. Coordonnées : 23°20'51"N, 57°18'70" E. Légende du profil lithostratigraphique, voir la figure 4.9.

la coupe mesurée est dolomitique et fortement recristallisé. Il est donc difficile de déduire les microfaciès originaux. La plupart des observations biostratigraphiques et sédimentologiques sont uniquement des données de terrain.

### Formation de Saiq

Les séquences B3 et B4 (cf. figure 4.5) sont des bancs dolomitiques qui montrent plusieurs cycles. Ces cycles débutent par des bancs centimétriques bien lités et passent vers le haut progressivement à des bancs métriques. Les bioclastes sont composés de fusulinidés, petits foraminifères, algues calcaires, bryozoaires, brachiopodes, crinoïdes, gastéropodes et bivalves.

Le sommet de B4 est une séquence régressive (cf. figures 4.6 et 4.7). Elle passe de bancs dolomitiques métriques gris foncés bioclastiques à des bancs décimétriques de dolomies brunes à taches jaunes et crinoïdes. Ces taches sont des coraux fasciculés. Il est intéressant de noter que ici, comme dans le profil de Taşkent dans le Taurus, les derniers bancs de wackstones bioclastiques avant l'extinction montrent des grandes concentrations de crinoïdes. Ces dolomies brunes sont suivies par un banc de 10cm bioclastique très noir. Nous observons ensuite 5.50m de bancs de dolomudstone de 5 à 20 cm, alternant des patines brunes, grises et noires. Dans ces dolomies, il y a plusieurs niveaux qui contiennent des galets. Ce sont d'abord quelques galets en milieu de bancs (métrage 1 à 2, figure 4.7), puis ils sont constitutifs de bancs entiers. Ces bancs sont interprétés comme des brèches de remaniement de galets indurés précocement sur un platier de marée (« tidal flat »). Un intervalle de 30cm d'argilites succède à ces dolomies. Il comprend en son milieu un niveau un peu plus calcaire de 5cm qui peut représenter un éventuel paléosol. Cet intervalle argileux marque le début de la séquence C qui commence par 4m80 de dolomudstones en bancs de 5 à 30cm. Elles ont une patine beige à noire et présentent plusieurs niveaux de brèches intraformationnelles. Celles-ci peuvent être plus grossières que sous le niveau argileux avec des éléments ayant en moyenne 2 à 3cm. On observe cependant des éléments de 20cm de long et de 5cm, parties de bancs repris dans son entier au sein de la brèche. On observe également plusieurs structures en forme de tee-pee. Les structures en tee-pee et les brèches intraformationnelles sont caractéristiques d'un milieu de dépôt supratidal.

Nous avons ensuite sur environ 3m des doloarénites qui montrent des laminations et des stratifications entrecroisées. Au-dessus vient un dernier banc de 10cm de brèche intraformationnelle, et 1m50 de petits bancs (2-10cm) de dolomudstones beiges qui terminent le cycle C1. C2 débute par un banc bréchiq massif de plus de 5m qui vient entailler les petits bancs de dolomudstone sous-jacent. La brèche est clairement granoclassée avec du sable à la base allant à des éléments de 10cm au sommet. Tous les éléments sont des carbonates, mais ils sont monogéniques à la base et deviennent polygéniques au sommet. Ce banc massif est suivi par 3m de dolomudstone en bancs de 5 à 30cm avec quelques niveaux de brèches intraformationnelles, puis par 1m de doloarénites laminées avant un deuxième banc bréchiq de 2m similaire au premier dans son granoclassement et ces éléments. Puis sur environ 15m, il y a plusieurs bancs massifs de 2 à 5m. Ce sont essentiellement des doloarénites grossières, quelques sommets montrent des éléments bréchiq. Le début du cycle C3 commence par 2m de doloarénites parfois laminées en bancs de 5-15cm. Puis sont présents 3 ensembles massifs doloarénitiques de respectivement 5, 6 et 15m. Le cycle C4 débute lui aussi par 2m de doloarénites parfois laminées en bancs de 5-15cm. Ils sont suivis par un seul ensemble d'environ 20m de doloarénites assez grossières avec des niveaux bréchiq. Un niveau bréchiq, situé 6m sous la limite entre les deux formations, a une matrice doloarénitique noire. Les éléments de la brèche sont essentiellement

des galets anguleux de 2 à 5cm de doloarénites beiges similaires à celles que l'on trouve juste en-dessous. 3m sous le sommet de C4 un niveau bréchiq montre des éléments rouges en plaquettes de 2 à 20cm de long. Au-dessus de cette brèche, l'ensemble massif se termine par une doloarénite grise avec des niveaux plus fins (cf. figure 4.8). Elle est surmontée par un banc de 30 cm de doloarénite dont la base montre une brèche intraformationnelle et un banc de 50cm de doloarénite. Au sommet de ce banc, on voit le premier hardground. Il est suivi par un dernier banc de doloarénite de 30cm avant un nouveau hardground qui marque le sommet de la Formation de Saiq.

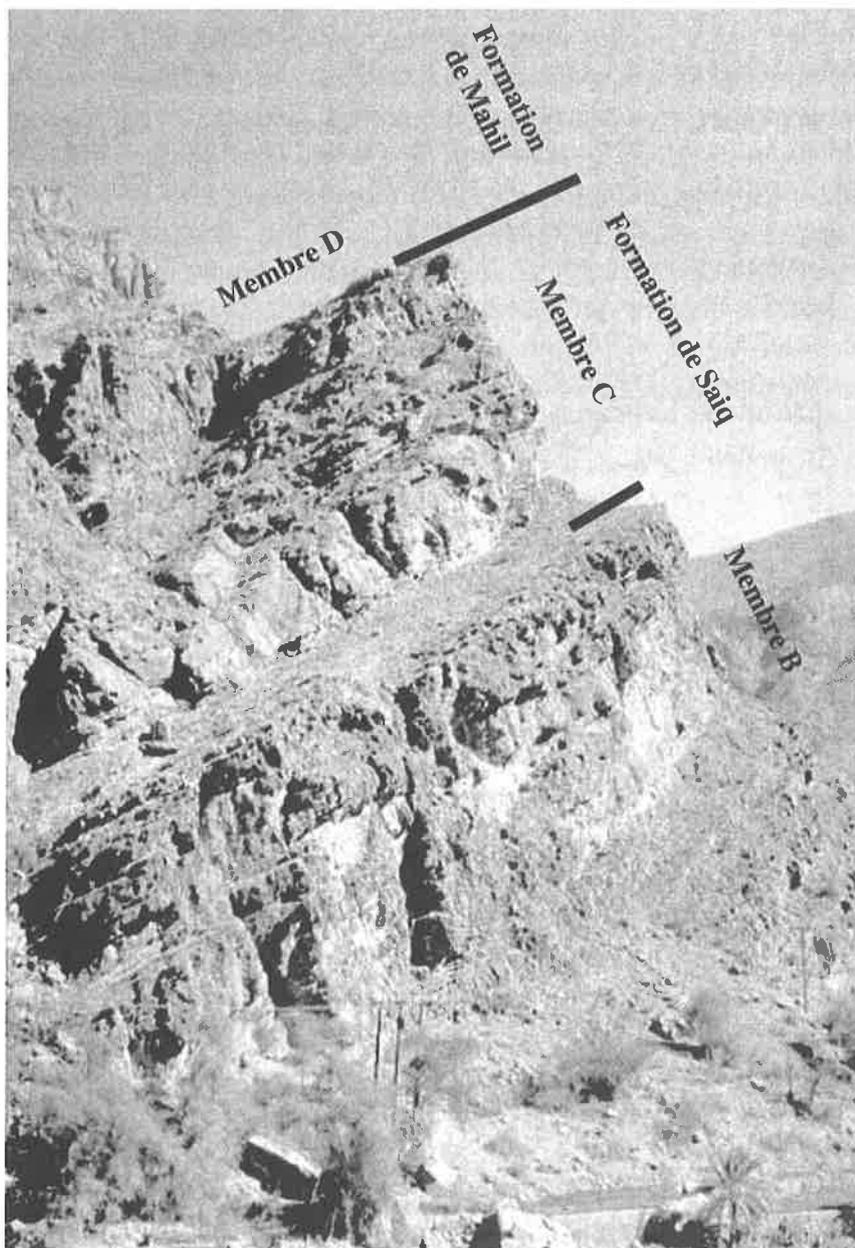


Figure 4.6 : Passage entre les membres B et C de la Formation de Saiq, (probable limite entre le Permien et le Trias) et le Membre D de la Formation Mahil.

# Wadi Sahtan

Limite entre les membres B et C de Saïq

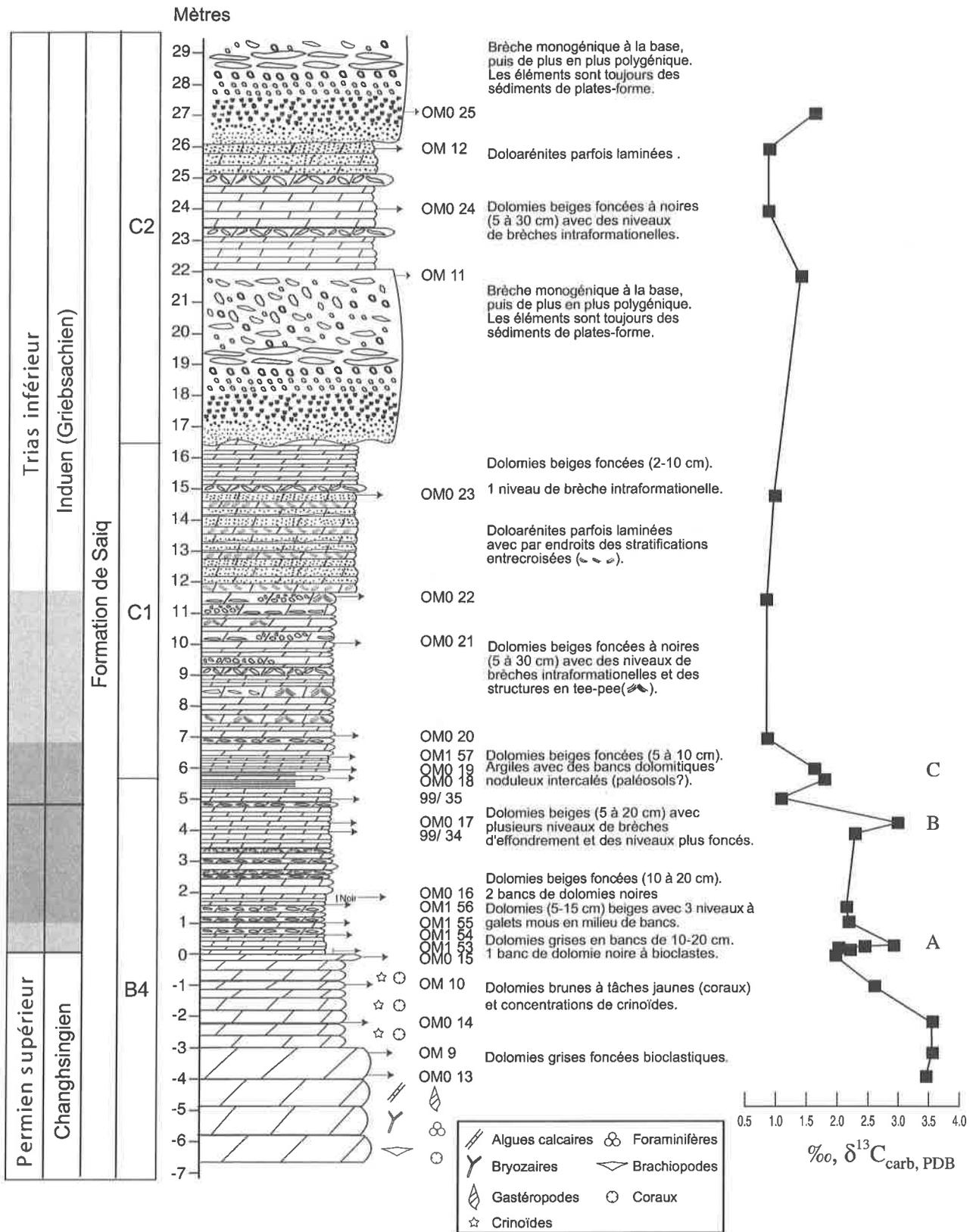


Figure 4.7 : Profil litho- et chemo- stratigraphique de la limite entre les séquences B et C de la Formation de Saïq dans le Wadi Sahtan. Les teintes de gris foncent avec l'augmentation de la probabilité de la présence supposée de la limite Permien-Trias

### La Formation de Mahil

La base de la Formation de Mahil décrite ici (fig. 4.8 et 4.9), est divisée en deux séquences principales D et E qui ont respectivement 22m et 75m de puissance. Ce sont essentiellement des carbonates dolomitiques péritidaux gris à jaunâtres, avec un apport terrigène dans des horizons de silt fins et d'argiles pourpres. En remontant la série, on observe des bancs dolomitiques finement lités avec des structures en rides de plages, des marnes dolomitiques jaunes et plusieurs niveaux de paléosols et argiles pourpres. Les structures algo-bactériennes, stromatolitiques et onchoïdales, sont assez fréquentes dans la série.

La séquence E est similaire, mais elle est cependant plus massive et les interbancs sont plus rares.

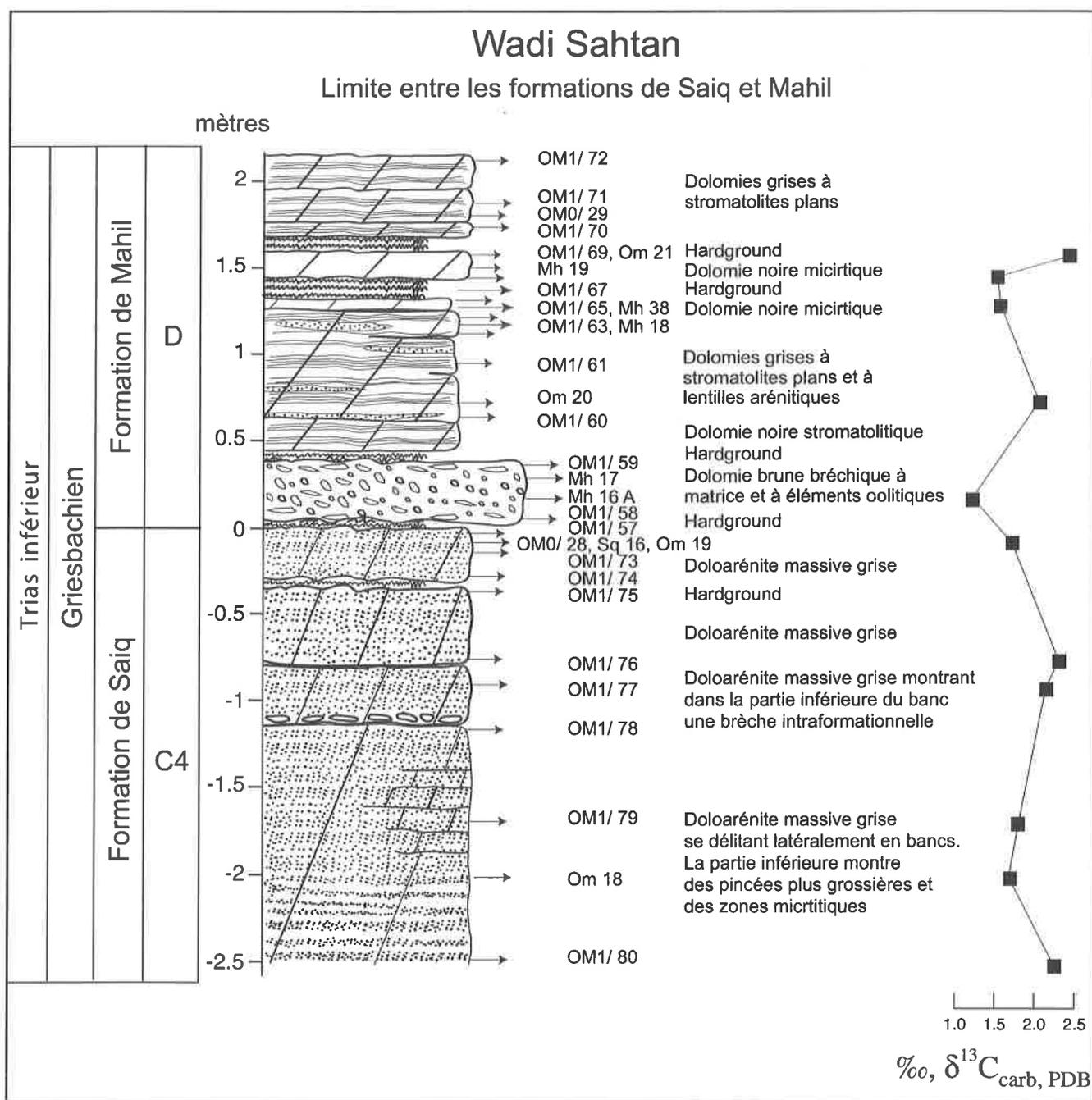


Figure 4.8 : Profil litho- et chemo- stratigraphique du sommet de la Formation de Saiq et de la base de la Formation de Mahil dans le Wadi Sahtan

Dans le détail, la séquence D (cf. figure 4.8 et 4.9) commence par un banc de brèche dolomitique de 0.4m. C'est un packstone à grainstone oolitique très recristallisé avec de nombreuses bivalves. Les éléments anguleux bréchiques sont des wackstones à packstones oolitiques. Ce banc est suivi d'un hardground et par deux bancs de respectivement 0.2m et 0.5m de dolomies noires stromatolitiques. Le premier banc montre des stromatolites colonnaires, le deuxième des stromatolites plans parallèles avec des lentilles arénitiques. Ils sont surmontés d'un banc de dolomudstone de 2cm et d'un important hardground de 10cm. Cette succession est la marque distinctive de la base de la Formation de Mahil. Entre ce hardground et un deuxième de 10cm d'épaisseur, il y a un banc de 15cm de dolomie noire. Au-dessus du hardground, on retrouve 40cm de dolomie noire à stromatolites plans parallèles et un hardground. On observe ensuite sur 4m des bancs dolomitiques centimétriques bruns. La partie supérieure de cet ensemble voit apparaître les premières bioturbations verticales de la séquence (R. Twitchett, comm. orale). Elle enregistre également des figures sédimentaires qui peuvent être interprétées comme des séismites (R. Twitchett, comm. orale). L'ensemble suivant de 2m qui voit se succéder des marnes dolomitiques orange, des hardgrounds, des petits bancs dolomitiques bruns et noirs et des constructions algo-bactériennes, passe latéralement à une brèche. Nous avons ensuite sur 5m une succession de marnes orange, de dolomies marneuses orange, de dolomies stromatolitiques grises, de shales pourpres et de hardgrounds. Les dolomies marneuses brunes de la base montrent les premiers foraminifères visibles dans la Formation de Mahil. Ce sont *Cyclogira* sp. et *Earlandia* sp. (dét. A. Baud) caractéristiques de l'Induan. Cet ensemble est surmonté par un banc massif de 2m30 qui montrent un litage décimétrique peu visible. Cette dolomie brune comprend plusieurs lentilles sableuses et à sa base un niveau de cristaux de types évaporites. Le sommet est marqué par une grande concentration de lumachelles avec des petits foraminifères et des spicules. Il est surmonté par un encroûtement ferrugineux. Cet ensemble est interprété comme une succession de tempestite. Après 0.80cm de dolomies marneuses orange, d'argilite pourpres et d'un hardground, on observe un banc de 1m de lumachellite. Il montre à sa base une brèche intraformationnelle. Une succession de 3m de dolomies beiges et noires, de dolomies marneuses roses, d'argilites pourpres avec un hardground termine la séquence D. Les dolomies beiges et noires montrent parfois des galets plats et ronds, des formes de dessiccations et des ripple marks sur le sommet des bancs.

La séquence E (cf. figure 4.9) débute par une barre rocheuse de 10m de haut, facilement repérable sur le terrain. Elle est constituée de plusieurs bancs métriques d'oncolites avec trois intervalles décimétriques de dolomies stromatolitiques. Elle est surmontée par 1m50 de dolomies brun crème en bancs de 10-20cm qui montrent des pincées arénitiques, des stratifications entrecroisées et des bioturbations. Elles sont suivies par deux bancs de 0.3m dolomies rougeâtres montrant des laminations et des bioturbations. Cet ensemble montre au minimum 5 hardground dont le dernier termine le cycle E1. Le cycle E2 débute par un banc massif de 1m de dolomie brune laminée. Il est suivi 11m de dolomies brun crème à grises en bancs de 5 à 20cm avec des niveaux plus argileux. Le sommet montre un nombre important de bioturbations. Le cycle se termine par une brèche intraformationnelle. Le cycle suivant débute par une dolomie brune massive de 2m avec un litage peu pénétratif, suivie par 50cm de dolomudstones noirs. On observe ensuite 10m de dolomies brunes en petits bancs de 7-20cm sans interbancs avec des niveaux arénitiques et des intervalles argileux. Le cycle se termine par 3m de dolomie gris noir sans intervalle argileux. Le cycle suivant E4 est de 4m. Il débute par un niveau très argileux, pour finir par des dolomies gris noir plus massives sans intervalles argileux. Le dernier cycle de la séquence commence par un important niveau d'argilites noires de 1m50 avec de minces niveaux de

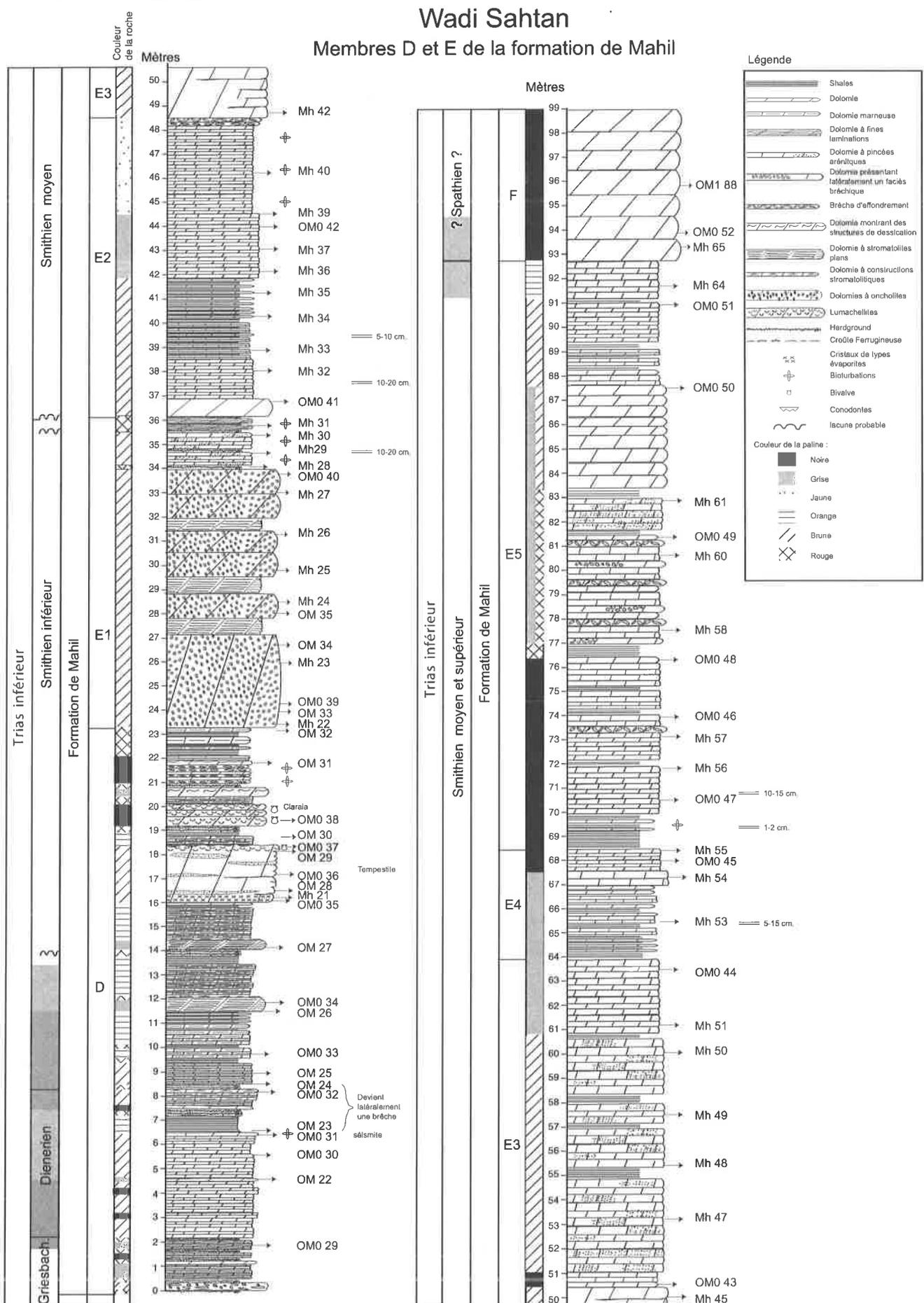


Figure 4.9 : Profil lithostratigraphique des deux premières séquences D et E de la Formation de Mahil dans le Wadi Sahtan (Jebel Akhdar).

dolomies. Elles montrent une forte bioturbation. Vient ensuite un ensemble de 6m de dolomie gris noir en banc de 10-15 cm sans interbancs. On observe quelques niveaux d'argilites noires et un niveau de brèche intraformationnelle. Cet ensemble est surmonté par 50cm d'argilites rouges, 4m de dolomies rousses avec de nombreux niveaux de brèches intraformationnelles et 1m50 de doloarénite grossière. Après un intervalle d'argilite rouges, on observe 4m de dolomie massive brune et 3m de dolomies brun crème en petits bancs. La séquence E se termine par un niveau marqueur facilement reconnaissable sur le terrain représenté par 1m50 de dolomies orange en bancs de 15 à 40cm. La séquence F (cf. figure 4.9) qui suit est composée par des bancs métriques de dolomies noires massives, sans niveaux argileux.

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  (cf. figure 4.5) dans la séquence B3 de la Formation de Saiq varient autour de  $4.6 \pm 0.6\text{‰}$ . Une première chute a lieu à la limite entre les séquences B3 et B4. Elle amène les valeurs isotopiques autour de  $3.4 \pm 0.3\text{‰}$ . On observe une chute importante des valeurs isotopiques dans les 3 derniers mètres des wackstones bioclastiques, qui montrent de nombreux coraux et crinoïdes (cf. figure 4.7). Les valeurs passent alors de  $3.6\text{‰}$  à  $2.0\text{‰}$ , soit une chute de  $1.6\text{‰}$ . Les valeurs remontent ensuite à  $2.9\text{‰}$  dans les 20 premiers centimètres des dolomudstone brunes avant de redescendre à  $2.2\text{‰}$  et de remonter un pic positif à  $3\text{‰}$  à 1m50 sous le niveau argileux qui marque la limite entre les séquences B et C. 20cm sous celui-ci, les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  arrivent à un premier minimum à  $1.1\text{‰}$ . Dans le niveau carbonaté au sein des argilites et dans le premier banc de dolomudstone au-dessus de celui-ci, les valeurs montrent un petit pic à  $1.8\text{‰}$  avant de rapidement redescendre à un deuxième minimum de  $0.8\text{‰}$ . Pendant toute la séquence C, les valeurs vont progressivement remonter de  $0.8\text{‰}$  à  $2.3\text{‰}$  en montrant 5 pics positifs d'une amplitude de  $0.4$  à  $0.8\text{‰}$ . Le dernier pic positif ( $2.3\text{‰}$ ) dans la Formation de Saiq a lieu 90cm sous la limite lithostratigraphique (cf. figure 4.8). Les valeurs vont ensuite diminuer dans le dernier banc de doloarénite pour atteindre un minimum à  $1.2\text{‰}$  dans la brèche oolitique qui marque le début de la Formation de Mahil. Les valeurs remontent ensuite pour atteindre un pic positif à  $2.8\text{‰}$  au milieu des dolomies brunes puis redescendent à  $1.9\text{‰}$  pour atteindre  $2.4\text{‰}$  au sommet de ces dolomies brunes (cf. figure 4.5). Juste au-dessus de la séismite, dans une partie fine de la brèche, une valeur nettement moins positive à  $0.6\text{‰}$  (niveau OM23) est obtenue. Les valeurs remontent ensuite directement à  $2.3\text{‰}$  au sommet des constructions algo-bactériennes qui passent latéralement à une brèche. Elles vont augmenter pour atteindre un pic à  $4.3\text{‰}$  à la base du banc massif interprété comme une tempestite (OM0 35). Les valeurs baissent ensuite brusquement enregistrant une chute de  $1.6\text{‰}$  entre la base et le sommet de ce banc avant de rester autour de  $2.6\text{‰}$  au sommet de la séquence D. Les valeurs isotopiques diminuent ensuite progressivement dès la base des bancs oncolitiques pour atteindre un minimum à  $0.6\text{‰}$  dans la partie supérieure du premier banc oncolitique. Les valeurs augmentent dans la partie supérieure de la barre oncolitique et les dolomies arénitiques qui la surmontent pour atteindre un deuxième pic à  $4.0\text{‰}$ . Les valeurs vont ensuite drastiquement baisser pour atteindre à peine 1m50 au-dessus un minimum de  $0.5\text{‰}$ . Les 50m suivants de la séquence E vont rester très homogènes autour de cette valeur de  $0.5 \pm 0.5\text{‰}$ . On observe uniquement un pic marqué à  $2.6\text{‰}$  dans les dolomies crème juste sous les dolomies orange. Les valeurs isotopiques redescendent ensuite dans les deux premiers mètres de la séquence F à  $0.7\text{‰}$  pour remonter à  $1.9\text{‰}$  (cf. figure 4.5).

## Discussion

Atudorei (1999) a profité du beau front de dolomitisation qui traverse le long de la route la séquence A2 pour étudier l'influence de la dolomitisation sur la composition isotopique (page 56 et figure 24a de son mémoire). Il a mesuré deux profils isotopiques dans un même banc, séparé par le front de dolomitisation. La composition isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ne varie quasiment pas entre les calcaires et les dolomies, avec cependant une légère augmentation systématique de 0.4‰ dans les dolomies. Par contre, la composition isotopique de l'oxygène est environ 3‰ ( $\delta^{18}\text{O}$ ) plus élevé dans les calcaires que dans les dolomies ; ce qui est en accord avec d'autres études sur les effets de dolomitisations secondaires (p. ex. McKenzie, 1981). Ces résultats m'autorisent à interpréter la composition isotopique du carbone comme n'étant pas touché par la dolomitisation secondaire. Je n'ai par contre pas tenu compte des résultats isotopiques de l'oxygène. Voir aussi la figure 4.10.

Longtemps, la limite entre la Formation de Saiq et de Mahil a été considérée comme étant la limite entre le Permien et le Trias sur de rares données paléontologiques et de stratigraphie séquentielle (Glennie et al., 1974 ; Montenat, 1976 ; Rabu, 1988 ; Béchenec et al., 1992). Atudorei (1999) montre qu'une chute isotopique brusque a lieu à la limite entre les séquences B et C et une augmentation de la composition isotopique à la limite entre Saiq et Mahil. Si l'on considère la limite entre Saiq et Mahil comme étant la limite Permien-Trias, le profil isotopique du Wadi Sahtan est à l'opposé de tous les autres profils connus (Holzer et Magaritz, 1987 ; Baud et al., 1989 ; Magaritz et Holzer, 1991 ; Holzer et al., 1992 ; Wang et al., 1992 ; Baud et al., 1995 ; Atudorei, 1999 ; Richoz et al., 2001a et b ; Krystyn et al., 2003 ; Krull et al., 2004 etc...). Pour expliquer la particularité de ce profil, Atudorei (1999) propose deux solutions :

- La limite Permien-Trias a lieu la limite entre les séquences B et C.
- Les évidences sédimentologiques (brèches intraformationnelles, fentes de dessiccation, structures en tee-pee) montrent que le sommet de B4 et la base de C1 se sont déposés dans un milieu supratidal. La composition isotopique a pu donc être abaissée par un afflux d'eaux météoritiques pendant une phase d'émersion.

Le peu d'analyses (21 dont 9 dans la Formation de Saiq) ne lui permettaient pas de trancher la question. Pour la résoudre, j'ai donc augmenté le pas d'analyses dans les endroits critiques et échantillonner plus bas et plus haut afin de mieux situer ces variations

À partir de ces nouvelles analyses (120 dont 47 pour la Formation de Saiq), quelques points importants sont à relever :

La séquence B3 montre des valeurs typiquement permiennes entre +4 et +5‰ (Baud et al., 1989, Atudorei, 1999, p.ex.). J'ai analysé des échantillons dans les parties régressives des cycles de B3 dans des faciès typiques de milieu supratidaux (T99/4, brèches intraformationnelles pour T99/14) pouvant aussi avoir subi des influences météoritiques. Ces échantillons ne montrent pas une baisse significative de leur composition isotopique. La séquence D, caractérisée également par des niveaux de dépôts supratidaux, montre elle aussi aucune baisse concomitante de la composition isotopique. Il est donc peu probable qu'une influence diagénétique n'ait touché que la partie supérieure de B4 et la base de C1.

À la limite entre les cycles B3 et B4, une chute isotopique de 1.2‰ est observée.

Une telle chute est répertoriée dans toutes les autres coupes étudiées dans ce mémoire entre 2 et 30m avant la fin des derniers wackstone à packstone clairement marins avec une faune typiquement permienne. Elle a lieu ici 45m avant la fin de tels sédiments.

Diagrammes de covariance  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}_{\text{tot}}$

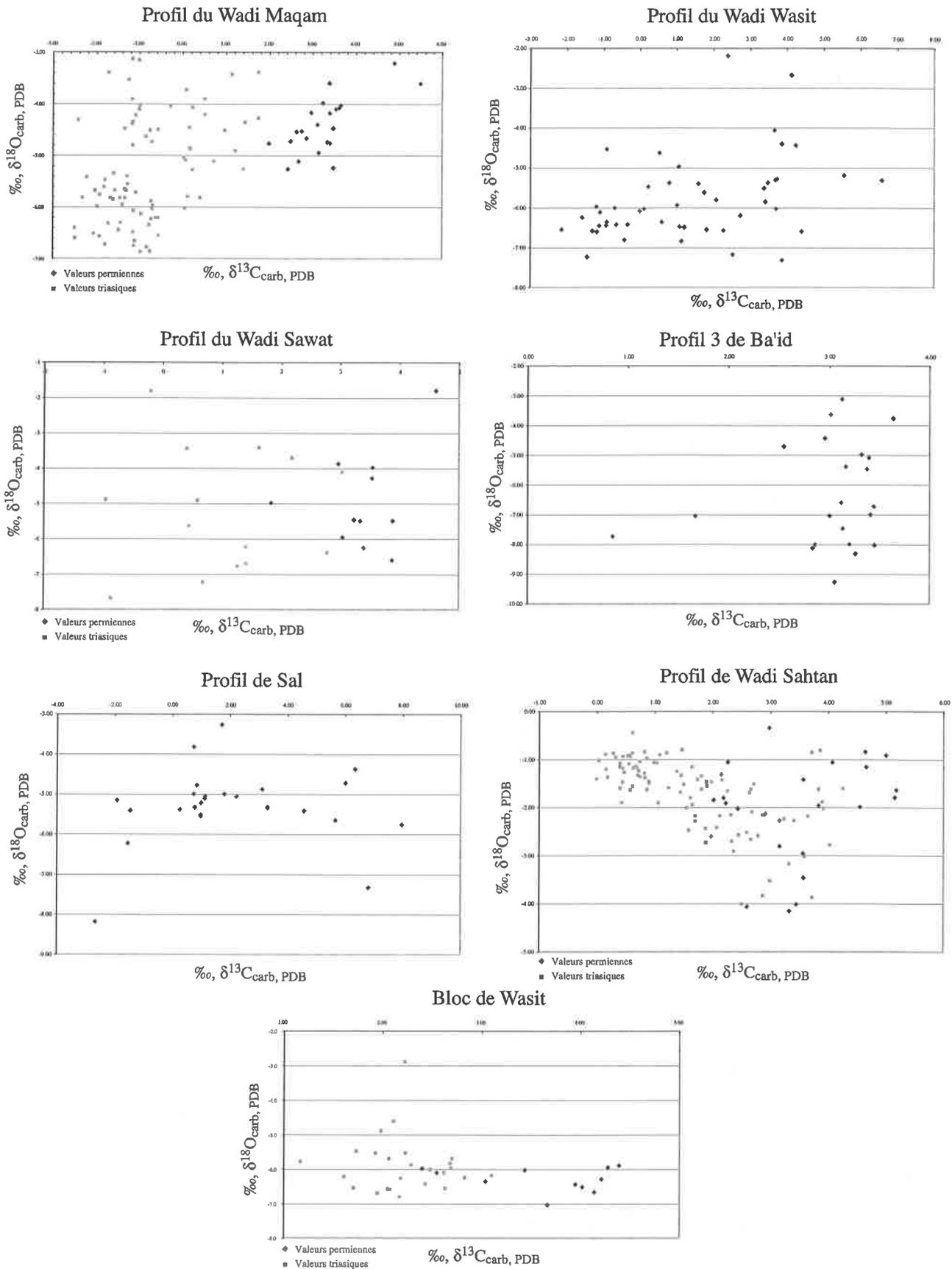


Figure 4.10 : Diagrammes de covariance  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  des profils étudiés en Oman.

La chute isotopique brutale à la limite entre les séquences B et C se fait en plusieurs paliers qui ne correspondent pas aux changements lithologiques. Cette constatation parle également contre une influence météoritique sur la composition isotopique. De plus, les valeurs isotopiques suivent une courbe corrélable avec les autres profils obtenus dans cette étude (cf. la figure 7.1). Ainsi on observe, une première chute isotopique de 1.6‰ dans les derniers bancs contenant une faune permienne. Ces bancs montrent, comme dans la coupe de Taşkent en Turquie, une importante concentration de crinoïdes. Comme à Taşkent, un petit pic de 0.9‰ a lieu juste après un changement lithologique. La forte recristallisation des microfaciès ne permet pas de définir ici l'exacte nature de ce changement, mais on remarque la disparition d'une macrofaune reconnaissable à l'oeil et l'apparition de structures typiques de dépôts supratidaux (notamment les brèches intraformationnelles). Un deuxième petit pic est visible plus haut dans la série de dolomudstone, avant une deuxième chute importante de 1,9‰. Il est difficile de donner une signification exacte à ce pic de 0.6‰ qui n'est pas beaucoup plus grand que la marge d'erreur (0.2‰) et le bruit de fond (cf. chapitre 5.2.1.5e et fig. 5.7). De plus, les corrélations à longue échelle sont difficiles, des facteurs régionaux pouvant entrer en jeu pour provoquer de telles variations. Cependant un tel petit pic est observable juste avant la deuxième partie de la chute isotopique dans quatre profils étudiés en Turquie (cf. fig. 5.18), dans les coupes étudiées en Iran (cf. fig. 6.8), dans les Alpes du Sud (Holser et al., 1991), au Cachemire (Atudorei, 1999), dans les profils de Heping et Taiping, en Chine du Sud (Krull et al., 2004). Ce qui me permet de supposer une signification globale pour cette excursion positive. Tant dans les coupes étudiées en Iran, au Cürük dağ en Turquie, dans les Alpes du Sud (Holzer et al., 1991) et dans le profil de Heping (Krull et al., 2004), *H. parvus* a été observé avant ce pic et la deuxième chute isotopique. Ce n'est pas le cas dans le seul profil de Taiping (Krull et al., 2004) où *H. parvus* est juste après ce petit pic. Il est donc très probable que la limite Permien-Trias se situe entre la première baisse isotopique et la deuxième, soit entre 1 et 5m sous le niveau d'argilite. Dans toutes les coupes citées plus haut, le niveau de régression maximale a lieu avant la deuxième chute isotopique. Ce n'est pas le cas ici, où le niveau de régression maximale, représenté par le niveau d'argilite, a lieu après cette chute. Je propose donc sur des critères chemostratigraphiques de mettre la limite Permien-Trias dans la partie supérieure de la séquence B4, entre le banc de dolomie noire qui surmonte les derniers niveaux à faune permienne et le sommet du niveau d'argilite ; le plus vraisemblablement 2m sous le niveau d'argilite.

Avec la base du Trias fixée approximativement ainsi, des foraminifères Induen 50cm au-dessus de la base de Mahil et les comparaisons isotopiques avec les autres profils omanais, nous pouvons conclure que les 90m de la séquence C et la base de la séquence D se sont déposés au Griesbachien. L'importante transgression qui débute dans le Permien terminal post-extinction et se poursuit dans le Trias basal (Baud et Marcoux, 1982 ; Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998), permet d'expliquer une telle quantité de dépôts dans un bassin qui enregistrait auparavant des dépôts supratidaux. Une subsidence de la plate-forme peut encore augmenter l'espace disponible. Le type des dépôts de la séquence C, constituée de brèches de remaniement intraformationnelles et de doloarénite, nécessite une forte production carbonatée probablement d'origine microbienne.

Il est intéressant de comparer l'évolution isotopique dans les séquences D et E de ce profil avec ceux obtenus dans les profils mieux calibrés biostratigraphiquement d'Abadeh et de Zal (cette étude et Horacek et al., sous presse), de Wadi Wasit sud, du Bloc de Wasit, de Wadi Maqam (cf. chap. 4.3 et 4.5), de Spiti, des Salt Range et de Guryul ravine (Atudorei, 1999). On peut aussi se référer au profil relativement complet mais peu contraint biostratigraphiquement de Taşkent dans le Taurus (cf. chap. 5.4).

Dans cette séquence, l'augmentation progressive des valeurs isotopiques correspond exactement à la courbe obtenue dans les coupes très bien calibrées biostratigraphiquement du Bloc de Wasit (Krystyn et al., 2003 et cette étude, chapitre 4.5.3), du Wadi Maqam (chap 4.3), des coupes de Heping, Taiping (Krull et al., 2004) et Chaohu (Tong et al., 2002) en Chine du Sud et de Nammal Gorge dans les Salt Range au Pakistan (Baud et al., 1996 ; Atudorei, 1999). Une chute isotopique de 1.1‰ est répertoriée à la base de la séquence D de la Formation de Mahil. Une telle chute est répertoriée au Griesbachien terminal dans les profils de Nammal Gorge (2‰, Atudorei, 1999), Zal et Abadeh (2.5‰) en Iran (cf. chap. 6), à Taşkent en Turquie (2‰ chapitre 5.4), à Bulla en Italie du sud (Horacek et al., 2000) et à Dajiang en Chine du Sud (Payne et al. 2006). Elle n'est par contre pas visible dans les autres profils de Chine du Sud (Tong et al., 2002 ; Krull et al., 2004). Dans tous ces profils, la remontée qui suit se situe déjà au Dienerien. La courbe isotopique dans les profils de Taşkent en Turquie (chapitre 5.4), Wadi Wasit sud (cf. chap. 4.5.3), Wadi Musjah (Atudorei, 1999), Chaohu en Chine du Sud (Tong et al., 2002; Payne et al. 2004), Bulla, Uomo, Gartnerkofel dans les Alpes du Sud (Horacek et al., sous presse; Magaritz & Holzer, 1991), Abadeh et Zal en Iran (Horacek et al., sous presse) montre ensuite un plateau avec des valeurs positives relativement homogènes qui couvre une grande partie du Dienerien, une chute brusque et une remontée rapide vers des valeurs très positives. Les données de Wadi Wasit Sud (cette étude), d'Abadeh et de Zal (Horacek et al., sous presse) situent la limite Dienerien-Smithien dans la remontée juste après cette excursion négative d'après des déterminations de conodontes de L. Krystyn. Le plateau se résume dans le Wadi Sahtan par un pic dans les dolomies brunes de la base de la séquence D. Ceci laisse supposer une sédimentation condensée pour le Dienerien dans cette coupe.

Le double pic positif, que l'on observe dans cette coupe, est également visible au Smithien dans la coupe de Wadi Wasit Sud (cette étude), d'Abadeh, de Zal (Horacek et al., sous presse) et à Chaohu en Chine du Sud (Tong et al., 2002; Payne et al. 2004). Des valeurs faiblement positives ou négatives, homogènes sur une importante épaisseur sont connues dans le Smithien moyen et supérieur dans les profils de Wadi Wasit Sud (-2.1‰), Wadi Maqam (-2.5‰), Salt Range (-2.3‰, Baud et al., 1996 ; Atudorei, 1999), Spiti (-2.9‰, Atudorei, 1999), Bulla, Uomo, Abadeh et Zal (Horacek et al., 2000 et sous presse) et en Chine du Sud (-2‰, Payne et al. 2004)

Un pic positif est connu pour terminer cette longue suite de valeurs peu positives à très négatives dans les profils de Wadi Maqam; Salt Range et Spiti (Baud et al., 1996 ; Atudorei, 1999); Bulla, Uomo, Abadeh et Zal (Horacek et al., 2000 et sous presse) et en Chine du Sud (Payne et al. 2004). Dans ces profils, il se situe à proximité de la limite Smithien-Spathien.

Il est à noter que dans le Wadi Maqam, ce pic positif après une longue série de valeurs négatives a lieu à la base d'un intervalle de 2 à 3m de dolomies marneuses orange et de calcaires clairs très reconnaissables dans le terrain. Le sommet de cet intervalle, où les valeurs sont à nouveau négatives, contient les conodontes *Icriospathodus collinsoni* (Solien), *Neogondollela elongata* (Sweet), *Neospathodus* n.sp. (dét. L. Krystyn) typique de la deuxième zone de conodonte du Spathien. Dans le Wadi Sahtan, le pic atteint également son maximum après une longue série de valeurs peu positives dans un niveau de dolomie orange, également facilement reconnaissable sur le terrain.

## Conclusion

La courbe isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  pour le sommet de la Formation de Saiq et la base de la Formation de Mahil a une évolution proche d'autres profils mesurés dans la Néotéthys. Elle montre un intéressant potentiel de corrélation, malgré le manque de calibration biostratigraphique. Ces corrélations comportent cependant une certaine incertitude.

Je propose de placer la limite Permien-Trias entre les derniers niveaux à faune permienne et le sommet du niveau d'argilite qui marque le sommet de la séquence B ; le plus vraisemblablement 2m sous le niveau d'argilite.

La séquence C de la Formation de Saiq (environ 90m) ainsi que les deux premiers mètres de la Formation de Mahil sont d'âge Griesbachien. Les dépôts de cette séquence sont essentiellement arénitiques et ne contiennent pas de fossiles.

Les limites inférieures et supérieures du Dienerien sont celles qui comprennent le plus d'incertitudes. Il est probable cependant qu'il n'excède pas ici 10m de puissance constitué essentiellement de dolomies brunes dans la partie inférieure puis de dolomies plus marneuses. Il est intéressant de noter que la courte excursion très négative a lieu juste au-dessus de sédiments qui montrent des structures sédimentologiques de séismites. Je reviendrai sur ce point dans les conclusions générales sur Oman.

Le Smithien inférieur supposé (environ 25m) est marqué par deux pics positif de forte amplitude. La base est marquée par des dolomies marneuses avec cependant de plus en plus de constructions algo-bactériennes. La partie centrale est dominée par les lumachellites et les stromatolites avec ensuite un important niveau d'oncolites. La chute isotopique est brusque et correspond à un niveau avec de nombreux hardgrounds, signe d'une sédimentation condensée.

Le Smithien moyen et supérieur supposé correspond au reste de la séquence E soit environ 56m de dolomudstone avec des niveaux plus argileux et d'autres plus arénitiques. Il montre quelques niveaux de brèches intraformationnelles. Il a été déposé probablement en milieu intra- à supra-tidal. Il se termine par un niveau de 1-2m de dolomie orangée.

Ce niveau est surmonté par d'épais bancs de doloarénites, probablement spathiens même si une lacune importante n'est pas à exclure.

### 4.2.3 Le Groupe de Akhdar dans le Saih Hatat.

La Formation de Saiq présente des faciès beaucoup plus différenciés dans le Saih Hatat que dans le Jebel Akhdar. Elle ne comporte pas moins de treize unités lithologiques représentant chacune des variations latérales et verticales de faciès. Elles ont été décrites par Le Métour, (1988), Le Métour et al., (1992), Wyns et al., (1992), Pillevuit (1993) qui ont démontré une structure en horsts et grabens durant le Permien pour ce domaine.

L'épaisseur de la formation varie entre 500 et 1000m. Les sédiments du Saih Hatat sont considérés comme plus distaux que ceux du Jebel Akhdar (Le Métour, 1988 ; Weidlich et Bernecker, 2003). La présence de brachiopodes du Permien inférieur (détermination J. Yanagida in Pillevuit, 1997) laisse supposer une transgression plus précoce (Sakmarien-Artinskien) dans le Saih Hatat que dans le Jebel Akhdar. Un âge Wuchiapingien est donné par foraminifère pour le membre le plus jeune de la Formation de Saiq dans le Saih Hatat (Le Métour et al., 1992b ; Weidlich et Bernecker, 2003). Le Changsinghien n'as pu être mis en évidence.

La Formation de Mahil est caractérisée par une importante production de carbonate sans activité volcanique. La dominance de sédiments de plate-forme interne indique une tectonique calme et une forte progradation de la plate-forme (Le Métour, 1988 ; Le Métour et al., 1992b ; Weidlich et Bernecker, 2003).

Le Saih Hatat a subi un fort métamorphisme régional lors de la déformation alpine allant de l'anchizone profonde jusqu'au faciès métamorphique éclogitique. Le Sud du Saih Hatat (région de la coupe de Wadi Sawat) a subi un métamorphisme de faciès anchizone profonde (Breton et al., 2004 et citations incluses).

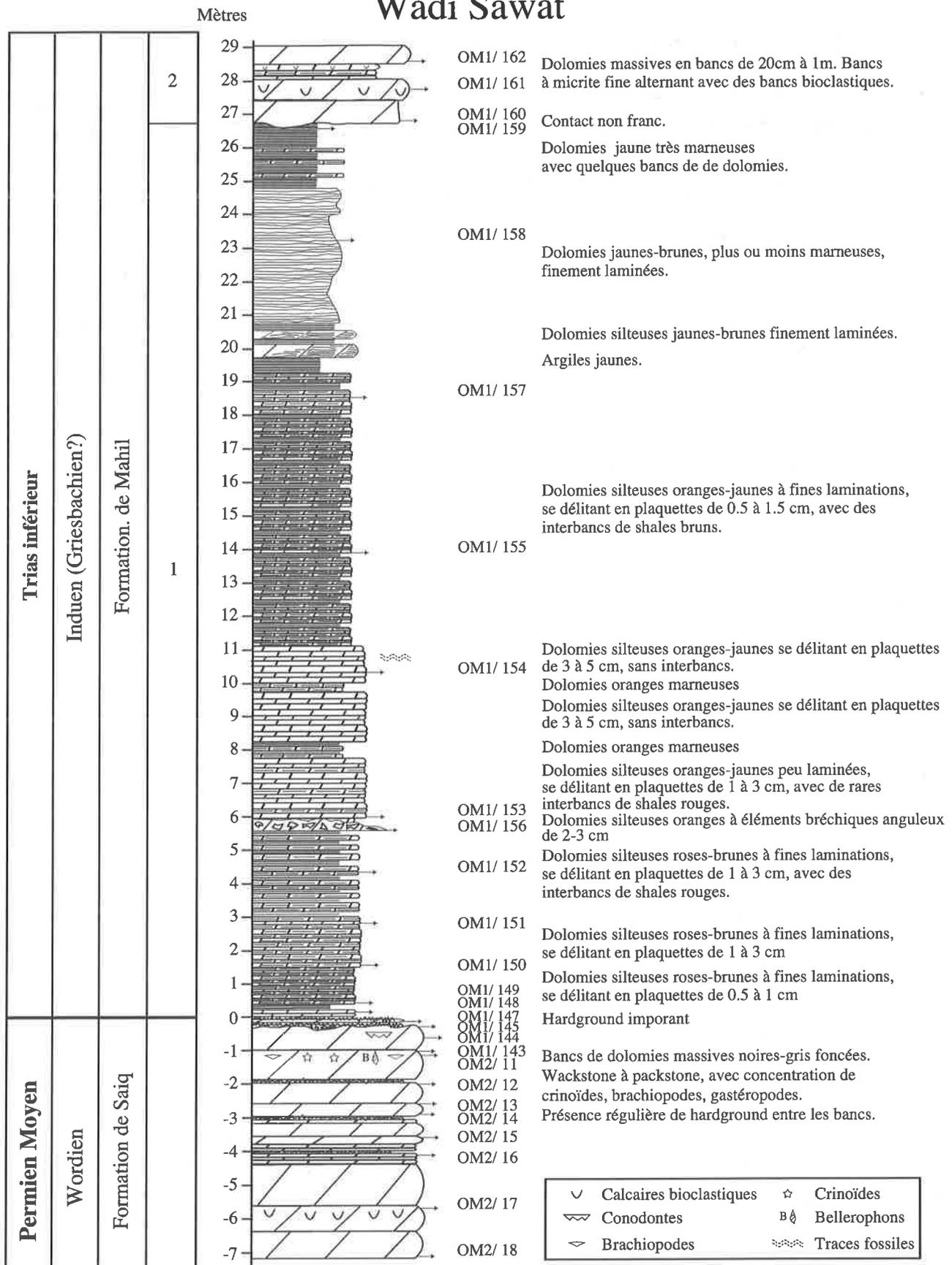
### 4.2.4 Le profil du Wadi Sawat

Le profil du Wadi Sawat se situe au Sud du massif du Saih Hatat (coordonnées : N22°98'14", E58°55'12", alt. 891) (cf. figures 4.1, 4.2 et 4.3). Le Wadi Sawat est un affluent du Wadi Sumayt. Depuis le fond du Wadi Kabbah, avant que la route ne retourne au Sud vers Al Mintirib, il faut monter sur les contreforts du Saih Hatat, avant de redescendre dans une gorge vers le village de Sawqah. Arrivé au fond de la gorge, ne pas prendre à droite pour le village mais à gauche vers l'amont du Wadi. Les Formations de Saiq et de Mahil de la région ont été décrites par Wyns et al., (1992). La coupe décrite ci-dessous pour la première fois (cf. figure 4.11) a été levée sur le flanc ouest de la gorge, dans un ensemble peu déformé. La région a en effet subi de forts plissements et il y a peu d'endroits où il est possible de lever une coupe. Il serait possible de lever la coupe dans les sédiments permien plus anciens, mais les sédiments d'âge triasique sont difficiles d'accès.

### La Formation de Saiq

Le Permien est constitué de dolomies massives noires décimétriques à métriques (cf. figure 4.11). Ce sont des wackstones à packstones bioclastiques avec des concentrations de crinoïdes, brachiopodes et gastéropodes et quelques ammonoïdes. La faune est typique de sédiments de mer ouverte (Weidlich et Bernecker, 2003). On note la présence de nombreux hardgrounds entre les bancs. Le dernier banc montre des irrégularités sur sa surface supérieure. Il est surmonté par un important hardground très ferrugineux de quelques cm d'épaisseur. Il pourrait être le signe d'une émergence. Le dernier banc de dolomie noire a donné une riche faune de conodontes d'âge Guadalupien (L. Krystyn, comm. orale). Si cette datation se confirme, elle indiquerait la disparition dans cette partie de tout le Permien supérieur.

# Wadi Sawat



∩ Conodontes Guadalupien (dét. L. Krystyn)

Figure 4.11 : Profil lithostratigraphique de l'intervalle limite entre le Permien et le Trias dans le Wadi Sawat (Saih Hatat). Coordonnées : N22°98'14", E58°55'58", alt. 891.

## La Formation de Mahil

La Formation de Mahil débute par 20cm des dolomies marneuses roses finement laminées qui se délitent en plaquette de 2-3cm et 10cm d'argilites rouges (cf. figure 4.11). Au-dessus, on retrouve sur 6m des dolomies marneuses roses finement laminées se délitant en plaquettes de 0.5 à 3 cm. Les dentrites de manganèse sont nombreuses. Au sommet de cette série apparaissent des niveaux d'argilites rouges. On observe ensuite latéralement une brèche de 20cm avec des éléments anguleux de 0.5 à 3cm. Elle est surmontée par 5m de dolomies orange jaune, sans laminations, se délitant en plaquette de 1 à 3cm. Cet ensemble montre des niveaux plus marneux. Au-dessus, des dolomies marneuses orange jaune, finement laminées se délitent en plaquettes de 0.5 à 1.5 cm avec des interbanes argileux bruns. Elles sont suivies par un intervalle de 0.5m d'argilites jaunes et 5m de dolomies jaune brune, finement laminée et plus ou moins marneuses. Cette première séquence de la Formation de Mahil dans le Wadi de Sawat se termine par 2m de dolomies jaunes très marneuses avec quelques petits bancs de dolomies. La séquence suivante débute par un banc massif de 60cm de dolomie à micrite fine. Il surcreuse les sédiments marneux sous-jacents. Il est suivi par une succession de bancs décimétriques à métrique de dolomies massives. Il y a une alternance entre des dolomies à micrite fine, des dolomies finement laminées et des dolomies bioclastiques. Aucune donnée paléontologique ne permet de donner un âge à la base de la Formation de Mahil dans cette coupe.

## Conclusion sédimentologique

Le Saih Hatat a subi une tectonique en horst et graben au Permien (Le Métour, 1988 ; Le Métour et al., 1992 ; Pillecuit, 1993). Comme la coupe du Wadi Sawat n'enregistre pas les sédiments les plus jeunes observés dans le Saih Hatat, elle était donc située probablement sur un horst qui a subi une émergence au Permien terminal-Griesbachien basal. Les dolomies très marneuses et finement litées de la base de la Formation de Mahil peuvent être interprétées comme des sédiments typiques de sebkha ou de niveaux supra-tidaux évaporitiques. La deuxième séquence est le signe d'un approfondissement du niveau de la mer, qu'il soit eustatique, une transgression ayant lieu au Trias inférieur (Haq et al., 1988), ou tectonique ou une combinaison des deux. Elle marque en tout cas l'établissement de la plate-forme carbonatée, typique de la Formation de Mahil dans le reste des montagnes d'Oman, sur cette partie du Saih Hatat.

## Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

La composition des isotopes du carbone dans les roches carbonatées peut être altérée par des réactions de décarbonatation pendant un métamorphisme en présence de composés siliciclastiques (Kaufmann et Knoll, 1995). Par contre, ce processus n'a pas lieu dans des carbonates purs même pendant des processus de haute température (Sharp, 1995). L'altération de la composition isotopique par le métamorphisme n'a pu donc avoir lieu ici que dans la première séquence de la Formation de Mahil. Mais la coupe du Wadi Sawat est située dans la zone du Saih Hatat la moins touchée par le métamorphisme (Anchizone profonde, Breton et al., 2004) et qui a dû subir peu de processus de décarbonatation. Je pars donc du postulat que la composition isotopique de ce profil a été peu touchée par l'action du métamorphisme.

Comme nous l'avons vu, dans le Wadi Sahtan (chapitre 4.2.1), la dolomitisation secondaire n'a pas d'influence sur la composition isotopique du  $\text{C}_{\text{carb}}$ , mais seulement sur les valeurs du  $\delta^{18}\text{O}$  que je ne prends pas en considérations ici (cf. aussi figure 4.10).

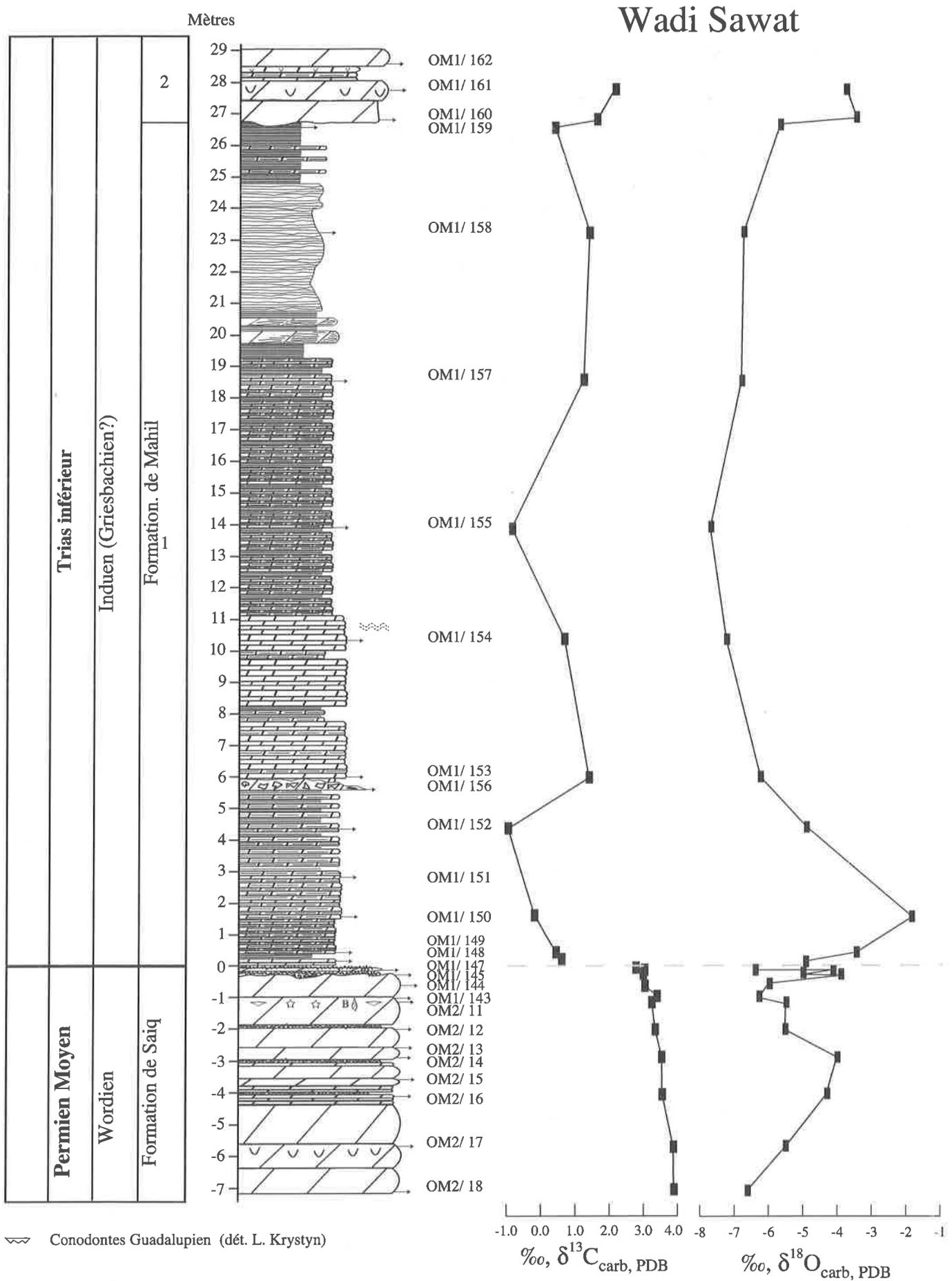


Figure 4.12 : Profil de la composition isotopique du carbone dans les sédiments du Wadi Sawat (Saih Hatat)

La courbe isotopique (cf figure 4.12) montre une évolution comparable, avec une tendance globale à des valeurs un peu plus négatives, à celles obtenues dans des intervalles de temps similaires (Atudorei, 1999; Krystyn et al., 2003; Krull et al., 2004; ce mémoire). Je vais donc la décrire en gardant des précautions quant à son interprétation.

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  dans la Formation de Saiq sont relativement homogènes autour de  $3.4 \pm 0.4\text{‰}$ . Ce sont des valeurs classiques pour le Permien moyen. A la base de la Formation de Mahil, j'obtiens des valeurs faiblement positives de  $0.6\text{‰}$  qui vont diminuer pour atteindre un minimum à  $-1\text{‰}$ . Les valeurs isotopiques vont ensuite montrer un pic positif à  $1.4\text{‰}$  avant de redescendre  $-0.8\text{‰}$ . Elles remontent ensuite à  $1.4\text{‰}$ , avant de faire une dernière excursion moins positive à  $0.5\text{‰}$  et de remonter vers des valeurs de  $2.2\text{‰}$  dans la partie basale de la séquence 2. La rythmicité des pics correspond à ceux du Griesbachien dans le Wadi Sahtan (cf. fig. 4.7) et dans le Bloc de Wasit (Krystyn et al., 2003 et chap. 4.5.4) avec cependant une amplitude plus importante et des valeurs plus négatives. La première séquence de la Formation de Mahil pourrait donc correspondre à des sédiments d'âge Griesbachien.

### 4.3 LA LIMITE PERMIEN-TRIAS ET LE TRIAS INFÉRIEUR DANS LES DÉPÔTS DE PENTE DES WADI MAQAM ET WADI SHUYAB DANS LE GROUPE DE SUMEINI

#### 4.3.1 Introduction

Le Groupe de Sumeini, défini par Glennie et al. (1974), est représenté par une épaisse séquence (environ 2500 m) de dépôts de pente du Permien au Crétacé (Searle et al., 1990; Le Métour et al., 1992). Il affleure près de la frontière entre Oman et le Emirats Arabes Unis (cf. figure 4.1). Parmi les études précédentes (Glennie et al., 1974 ; Searle et Graham, 1982 ; Searle et al., 1990 ; Watts, 1985, 1988, 1990 ; Watts et Garrison, 1986 ; Béchenec et al., 1989, 1990 ; Blendinger, 1990b ; Watts & Blome, 1990 ; Pillevuit, 1993; Atudorei, 1999), on peut citer une étude sédimentologique relativement complète du Groupe de Sumeini par Watts (1985, 1988, 1990) et Watts & Garrison (1986) et une cartographie de détail ainsi que des études stratigraphiques par Le Métour et al. (1992) et Béchenec et al. (1993).

Le Groupe de Sumeini repose tectoniquement sur les calcaires Eocène de l'autochtone et est surmonté tectoniquement par les sédiments des nappes d'Hawasina (cf. figure 4.13).

Les études précédentes ont considéré le Groupe de Sumeini comme para-autochtone, afin de faire ressortir un déplacement moindre pour ce groupe que pour les nappes d'Hawasina ou de Semail. Dunne et al., (1990) proposent un déplacement de l'ordre de 5 à 30km.

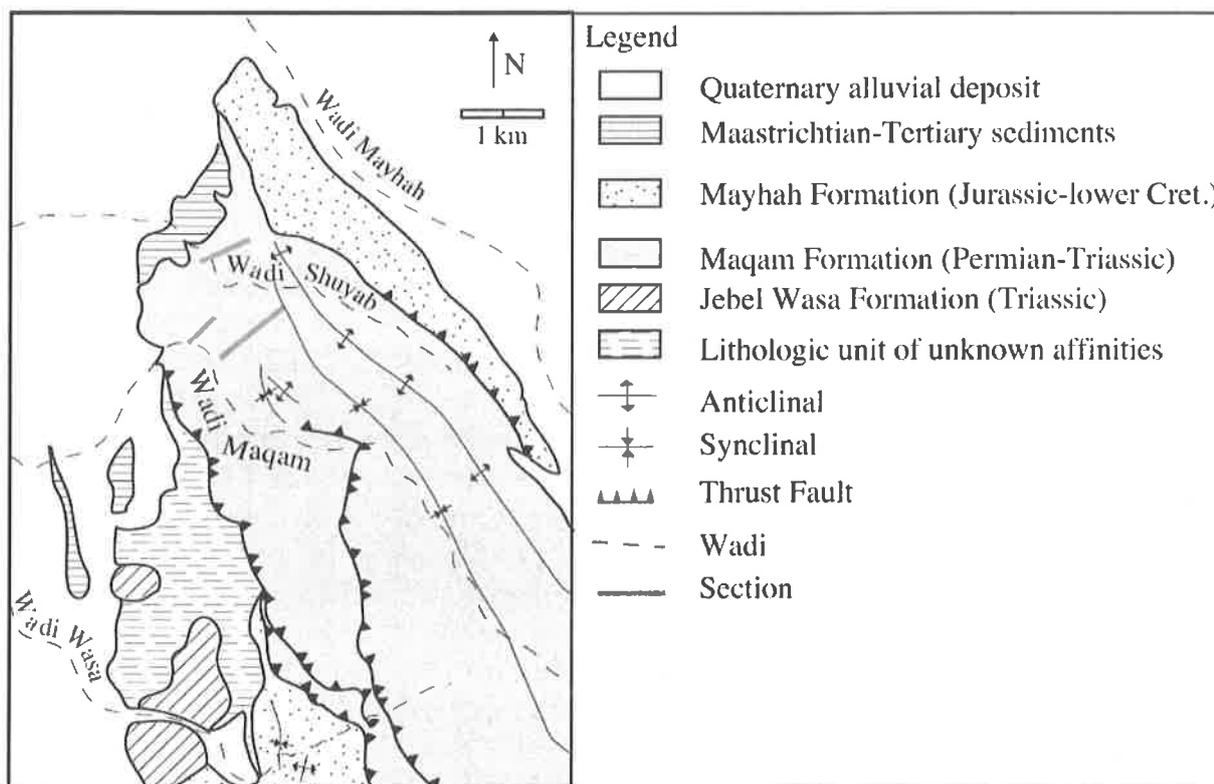


Figure 4.13 : Carte géologique simplifiée de la région de Sumeini. Modifiée d'après Watts & Garrison (1986).

## Région de Sumeini

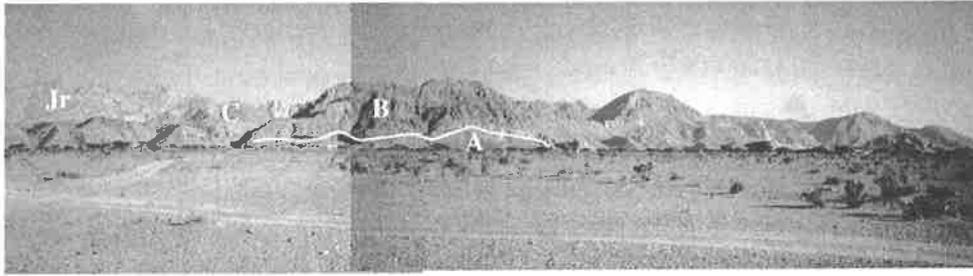


Figure 4.14 : Panorama de la chaîne de Sumeini dans la région de Wadi Maqam; A, B, C, Membres de la Formation de Maqam du Permien moyen au Trias inférieur. Jr : Carbonates jurassiques formant la crête à l'arrière fond.

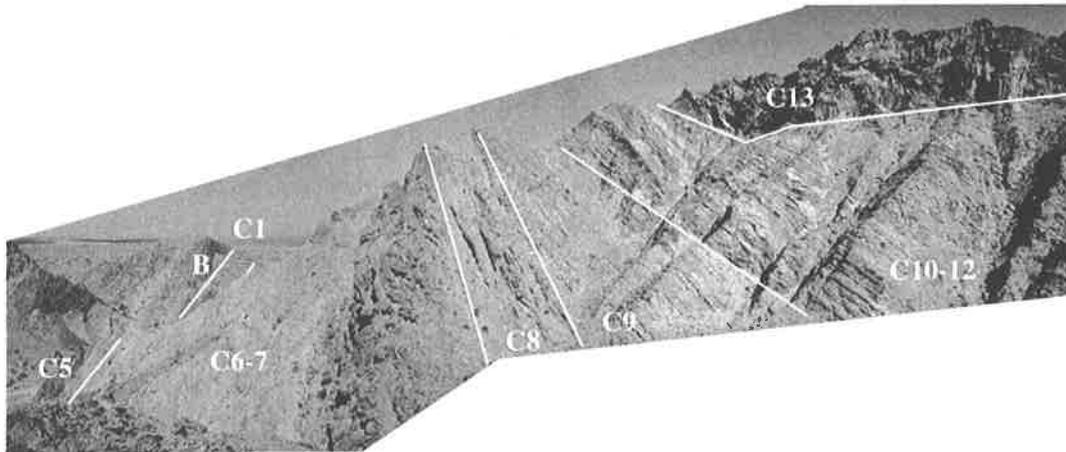


Figure 4.15 : Panorama de la partie médiane du Membre C (cf. figure 4.23). Le Membre B forme l'arrière fond. La séquence C13 forme la crête entre les Wadi Maqam et Shuyab.

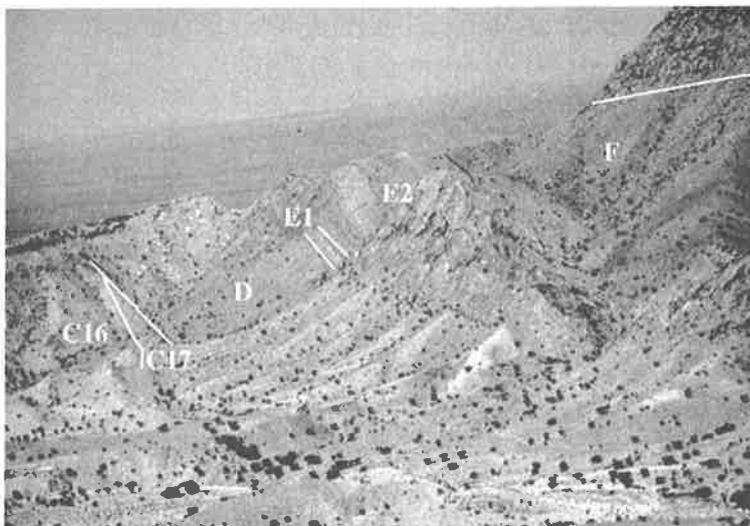


Figure 4.18 : Partie supérieure de la Formation de Maqam. Membres C à F du Trias inférieur au Jurassique inférieur (cf. figures 4.19 et 4.24).

- C16 Calcaires en plaquettes (Smithian)
- C17 Calcaire marneux orange (Spathian inférieur)
- D Shale terrigène vert
- E1 Radiolarites ladiniennes
- E2 Calcarénite à bivalves pélagique (Norien)
- F Shales terrigènes, grès quartzeux, calcarénite (Lias)

Formation  
de Mayhah  
Formation  
de Maqam



Figure 4.16 : Calcaires en plaquettes et mégabrèche



Figure 4.17 : Conglomérat à galets plats

Le Groupe de Sumeini comprend quatre formations : la Formation de Maqam (Permien supérieur à Jurassique inférieur), la Formation de Mayhah (Jurassique moyen à supérieur), la Formation de Huwar (Jurassique tardif à Crétacé) et la Formation de Qumayrah (Crétacé supérieur). Comme il est situé près de la marge continentale (cf. figure 4.3), ses sédiments de pentes sont essentiellement constitués de carbonates provenant de la plate-forme arabe. La partie inférieure du Groupe de Sumeini (environ 1700 m) constitue la Formation de Maqam (Permien supérieur à Jurassique inférieur) qui a été divisée en 6 membres (A, B, C, D, E et F, Watts & Garrison, 1986, cf. figure 4.19).

Selon Watts (1985) revisité par Pillevuit (1993), Richoz et al. (2001a) et (2005), ces membres sont définis comme suit :

- Le Membre A (cf. figures 4.14 et 4.20) est composé de calcaires micritiques avec des niveaux de packstone à grainstone bioclastique et de packstone à spicules d'éponges. Il a un âge Roadien (Krystyn, comm. orale) à Wordien.
- Le Membre B (cf. figures 4.14, 4.20, 4.21, 4.22) est composé par une épaisse série de 370m de dolomies bioclastiques finement litées à massives avec des niveaux de brèches et de nombreux cherts. Il a un âge Permien moyen à supérieur (cette étude).
- Le Membre C (cf. figures 4.14 à 4.25) a une épaisseur variant entre 700 et 950m, il est composé essentiellement de calcaires en plaquettes avec des interbanco argileux et des niveaux calciclastiques discontinus (brèches, conglomérats, grainstones oolitiques). Il a un âge Griesbachien à Spathien inférieur (cette étude).
- Le Membre D (cf. figures 4.18, 4.19 et 4.24) a environ 85m d'épaisseur. Il est composé par une série de shales terrigènes passants à des siltstones à minces niveaux de grès quartzeux. Aucun fossile diagnostique n'a été trouvé dans ce membre. Son âge se situe entre le Spathien du sommet du Membre C (cette étude) et le Ladinien du membre E.
- Le Membre E a environ 90m d'épaisseur (cf. figures 4.18 et 4.19). Il comprend essentiellement des radiolarites, des calcarénites et des calcirudites. Son âge est daté Ladinien à Norien par radiolarites, lamellibranches pélagiques (Daonelles), foraminifères benthiques et *Heterastridium sp.* (Baud et al., 2001; Richoz et al. 2005).
- Le Membre F, environ 150m d'épaisseur, est composé essentiellement de shales terrigènes, de marnes, de grès quartzeux et de calcarénites plus ou moins gréseuses. Il a un âge Liasique (cf. figures 4.18 et 4.19).

Cette étude fournit des nouvelles données stratigraphiques et isotopiques sur les Membres A, B, C et la base du Membre D. Des relevés ont été faits dans les Membres A et B à l'entrée du Wadi Maqam (cf. figures 4.13 et 4.14). Trois profils ont été levés pour la limite entre les Membres B et C (cf. figures 4.13, 4.15 à 4.25). La première partie du Membre C a été levé sur 3 coupes facilement corrélables entre elles dans le Wadi Maqam jusqu'à la crête au Nord de la gorge (cf. figures 4.13, 4.15 et 4.23). La partie supérieure du Membre C et le passage au membre D ont été levés dans le Wadi Shuyab, wadi au Nord du Wadi Maqam (cf. figures 4.13, 4.18 et 4.24). Atudorei (1999) a effectué une étude isotopique prospective (17 analyses) sur des échantillons de Pillevuit (1993). J'ai augmenté le pas d'analyses et je l'ai étendu à tout le Membre C (115 analyses au total) afin d'avoir une meilleure image de l'évolution isotopique dans cette coupe. Des résultats préliminaires de cette étude ont été publiés dans Baud et al., 2001, Richoz et al., 2001a et 2005.

Formation de Maqam  
Courbe du  $\delta^{13}C$

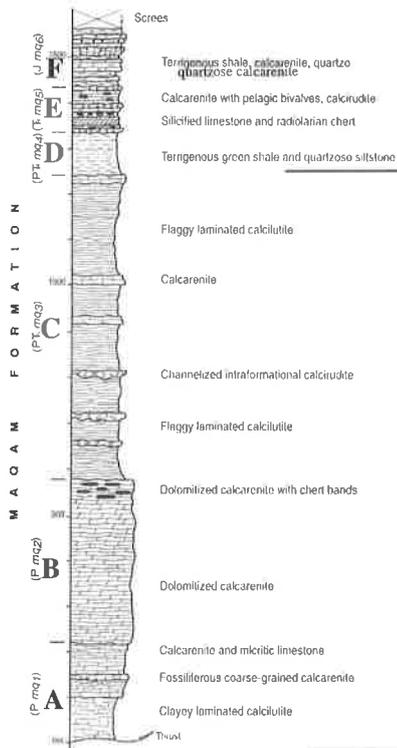
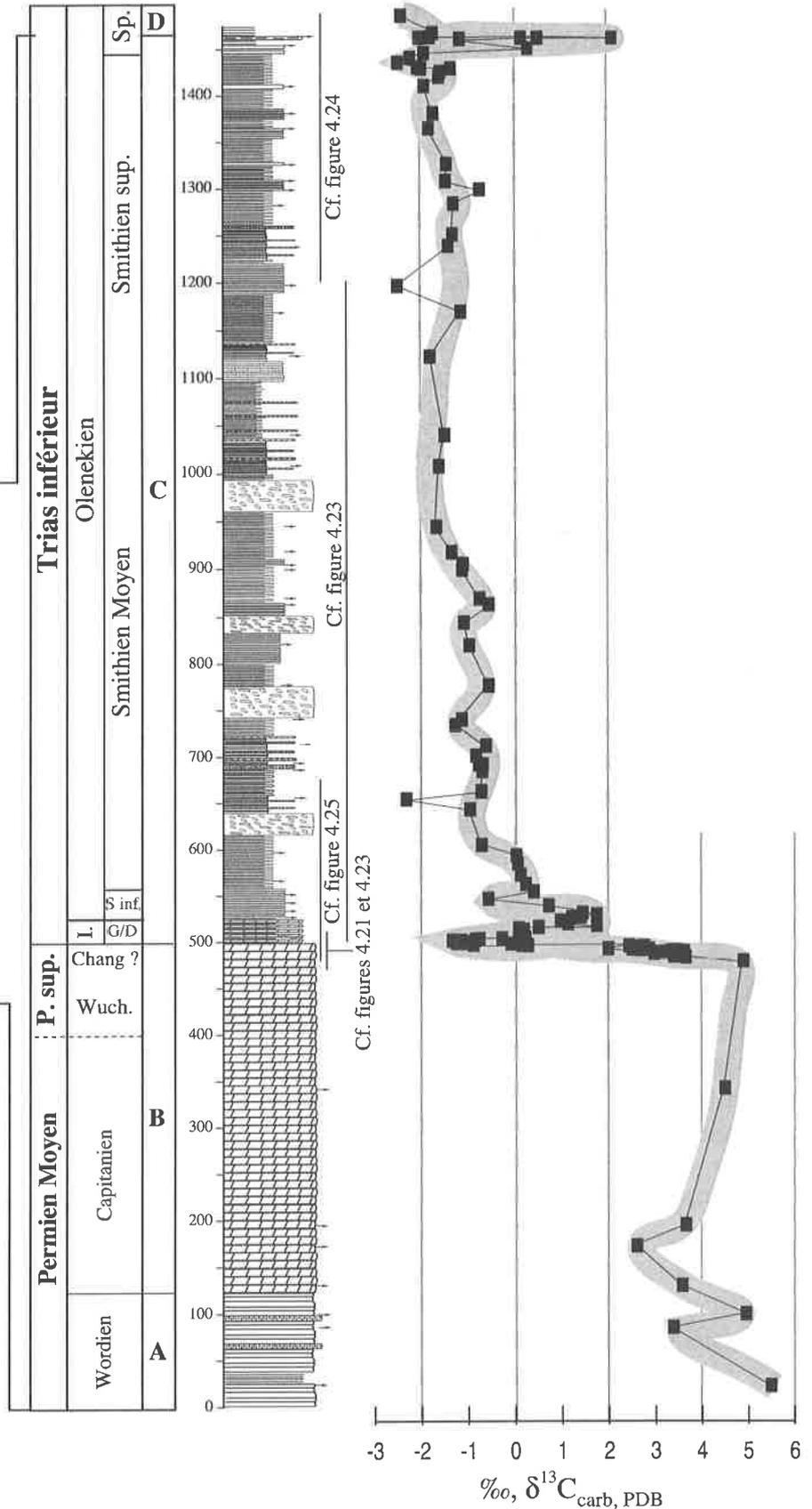


Figure 4.19 : Profil stratigraphique de la Formation de Maqam (Le Métour et al. 1992a). Membres A-F d'après Watts (1985).

Figure 4.20 : Profil isotopique du carbone total des Membres A, B, C, D de la Formation de Maqam. Données de Atudorei (1999) pour les Membres A et B et cette étude pour les Membres C et D. Légende du dessin, voir figure 4.23.



### 4.3.2 Le Membre A

Le Membre A de la Formation de Maqam (cf. figure 4.20) est tectoniquement tronqué à sa base (épaisseur variant entre 80m et 250m) et son substratum demeure inconnu (Pillevuit, 1993). La partie visible consiste en des calcaires gris à noirs, décimétriques, à fines laminations, alternant avec des marnes noduleuses et des argilites décimétrique. Ces calcaires sont des packstones à spicule d'éponges et ostracodes. Plus haut dans la série, la succession inclut également quelques calcirudites à fine granulométrie et des calcarénite grossières en bancs chenalisés de 80 à 150cm d'épais qui remanient essentiellement des bryozoaires et des échinodermes. On trouve également des coraux rugoses et favositides, des crinoïdes, des brachiopodes Productides et de nombreuses bioturbations. Une dolomitisation secondaire envahit progressivement la série. Elle touche d'abord les interbancs marneux avant les parties inférieures et supérieures des bancs. La partie supérieure de la série est complètement dolomitisée et partiellement silicifiée. Elle montre des niveaux de glissements sous-marins («slump»). Un âge Roadien est donné par conodonte pour la base de la formation (Krystyn, comm. orale). Un âge Wordien est proposé par Pillevuit (1993) pour la partie médiane du Membre sur la base des ammonoïdes *Stacheoceras* sp., *Adrianites* ? of *A. isoniorphus*, *Aghathiceras* sp. (dét. W. Nassichuck), des trilobites *Néoproetus indicus*, *Tesch*, n. subsp. *Ditomopyginae* (Becq-Giraudon & Pillevuit, 1995) et des ostracodes *Bairdia* sp., *Aurigerites* sp., *Healdianella* sp., *Acratia* sp. (dét. S. Crasquin Soleau). Par les faunes en présence, Pillevuit (1993) interprète cette série lithologique du Membre A comme des sédiments de plate-forme externe relativement profonds.

### 4.3.3 Le Membre B

La limite inférieure du Membre B (cf. figure 4.20) est définie par l'apparition des premières brèches de pente polygéniques à éléments dolomitiques (Pillevuit, 1993). D'après Watts & Garrison (1986) le contact avec le Membre A sous-jacent est irrégulier. La partie inférieure du Membre B consiste en une épaisse séquence de 365m de dolomies, finement litées à massives. Elle contient de nombreux intervalles de dolorudite et localement des brèches abondantes (Watts & Garrison, 1986). Des coraux (genre *Wentzellites* et *Lonsdaleiastaea*) trouvés dans ces brèches dolomitiques de la partie inférieure indiquent un âge Permien moyen (Watts & Garrison, 1986).

La partie supérieure du Membre B, 50m, consiste en des bancs décimétriques de dolomies à cherts, riches en spicules d'éponges et en bryozoaires. Un intervalle riche en silice est très répandu sur les marges permienues au Nord-Ouest de la Pangée et il est aussi connu dans les carbonates lopingiens de la Téthys. Les usines à silice biogénique s'effondrent au Permien terminal à travers le monde (Beauchamp & Baud, 2001).

### 4.3.4 La transition entre les Membres B et C de la Formation de Maqam.

La transition entre les Membres B et C de la Formation de Maqam est marquée par le passage brusque de dolomies ou de calcaires à cherts en bancs décimétriques à des calcaires en plaquettes finement lités, plus marneux et montrant une contribution algo-bactérienne.

L'étude isotopique prospective d'Atudorei (1999) proposait pour la première fois de faire correspondre la limite entre le Permien et le Trias à la limite entre les Membres B et C. En effet, la chute isotopique qui caractérise la limite permo-triasique à lieu dans cet intervalle transitionnel. La présence de calcaires stromatolitiques (Baud et al., 2001 ; Richoz et al., 2001a ; Richoz et al. 2005) à la base du Membre C renforce cette hypothèse, puisque c'est un faciès

typique de la transgression triasique dans la Téthys (Baud et al. 1997 et cette étude). Cette hypothèse est confirmée ici grâce aux nouvelles données isotopiques et à la découverte du conodonte *H. parvus* dans les premiers mètres des calcaires en plaquettes.

Le passage entre les deux membres montre de fortes variations latérales. Une partie de ces variations est probablement d'ordre sédimentaire, mais des accidents tectoniques peuvent également avoir compliqué cette transition. Trois profils de ce passage entre les deux membres ont été levés. Les deux premiers profils se situent sur deux petits cols au Nord de la gorge ; ils sont touchés par la dolomitisation secondaire. J'en montre une synthèse dans la figure 4.21. Le troisième profil a été levé en bas de ces cols vers le Nord-Ouest (cf. figure 4.22). Le front de dolomitisation ne recoupe ce profil que 8m au-dessus de la limite entre les deux membres qui reste donc calcaire.

### Les profils 1 et 2 (figure 4.21)

Les différents profils mesurés débutent tous par des dolomies brunes décimétriques à centimétriques avec de très nombreux niveaux de silex qui sont typiques de la partie supérieure du Membre B. Le dernier de ces bancs, environ 40cm, montre une concentration importante de crinoïdes. Il a donné des conodontes du Permien moyen, voir Wuchiapingien inférieur (dét. L. Krystyn). Il est surmonté par un niveau de glissement sous-marin («slump») en discontinuité tectonique. Ce niveau est fréquemment absent, mais il peut atteindre 2m50 de puissance vers le Nord. Il est constitué de dolomies marneuses à nombreux cherts. Elles deviennent plus argileuses vers le sommet. Certaines zones montrent des microbrèches tectoniques. Ce niveau est surmonté par un banc repère continu de chert noir de 10cm d'épais, et par 20cm de dolomies à silicifications. On observe ensuite 10cm de shales jaunes, 20cm de dolomies avec des petites concrétions rouges, 40cm de dolomies marneuses laminées et un banc de 10cm de dolomies marneuses à silicifications. Ces deux derniers niveaux peuvent être localement tectonisés. Ils sont surmontés par un banc de dolomies massives à nombreux cherts et d'épaisseur variable (40cm à 80cm). Vient au-dessus un banc discontinu («on-lap») de dolomudstones jaunes de 10cm avec des intraclastes au sommet qui contiennent de nombreux bryozoaires. Il est surmonté par deux banc de respectivement 15 et 25cm de dolomies laminées jaunes qui ont un sommet rouge et plus marneux. Après 5cm de shale, il y a un banc de 25cm de dolosiltite laminée, 10cm de dolomudstone bioturbé et 10cm de shales violet brun. Le Membre B se termine par un banc de 30cm de dolosiltite gris olive laminée, 5cm de dolomudstone laminé et 5cm de calcaire gris.

Le Membre C débute par 1m de dolomies marneuses jaunes en plaquettes de 2-3cm, 25cm d'argilites jaunes. Un conodonte *Hindeodus* sp. triasique a été trouvé dans ces dolomies (dét. L. Krystyn). 2m de dolomies marneuses jaunes en plaquette de 2-3cm et 40 cm de shales jaunes sont ensuite mesurées. Elles montrent latéralement 1m de beaux stromatolites (cf. planche 1). *H. postparvus* y a été extrait (dét. L. Krystyn). Ils sont surmontés par 23m de dolomies en plaquettes avec 4 niveaux de glissements sous-marins («slump»). Environ 7m d'un ensemble très tectonisé et difficilement mesurable termine cette coupe.

Le nombre de niveaux tectonisés et de glissements syn-sédimentaires rend difficile une reconstruction reproductible du passage entre les deux membres. Il est peu vraisemblable que la série permienne soit complète. Le fait d'avoir trouvé un conodonte du Permien moyen seulement 7m sous un conodonte triasique confirme cette hypothèse. La zone de dolomies marneuses jaunes correspond au Griesbachien inférieur, comme l'indique la présence de *H. postparvus* juste au-dessus.

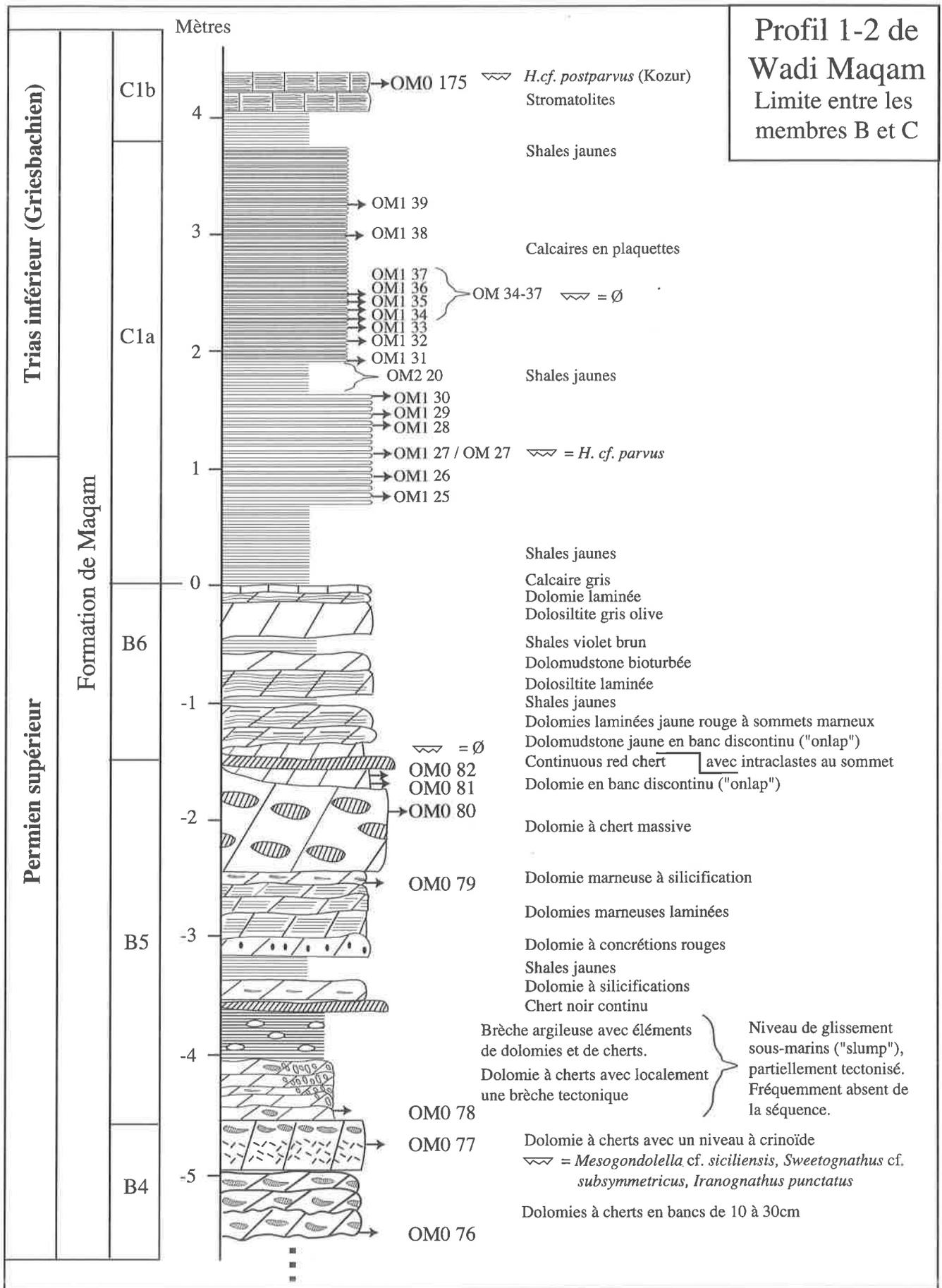


Figure 4.21 : Compilation de plusieurs profils stratigraphiques de l'intervalle de la limite entre les Membres B et C de la Formation de Maqam. Cet intervalle comprend la la Limite entre le Permien et le Trias. Détermination des conodontes par L. Krystyn. Coordonnées du profil principal : N24°46'26", E55°51'59".

### Le profil 3-5 (figure 4.22)

La coupe mesurée débute par des dolomies brunes très silicifiées, sans intercalations d'argilites. C'est le faciès lithologique classique de la partie supérieure du membre B. Elles sont surmontées par un hardground important qui est un niveau marqueur. Au-dessus, 2m de dolomies massives jaunes avec quelques cherts affleurent avec quelques minces interbancs argileux. Au-dessus, on observe 6m de bancs de calcaires gris massifs en bancs de 5-15cm. Dans les deux premiers mètres, il n'y a pas d'interbancs, mais on note la présence de plusieurs croûtes silicifiées. On remarque ensuite deux bancs plus massifs de respectivement 20 et 30cm séparés par un niveau argileux de 25cm. La partie supérieure de cet ensemble montre un dernier banc silicifié à sa base et des intervalles argileux réguliers. Le Membre B se termine par deux petit bancs de calcaire de 5cm intercalés dans 30cm d'argilites rouges. Ces bancs ont donné le conodonte *H. typicalis* SWEET et des Gondolellides indéterminés. Un mètre sous ces bancs, un conodonte *G. cf. changxingiensis* a été identifié. Ces conodontes (dét. L. Krystyn) donnent un âge Changhsingien supérieur à ces dépôts calcaires (avant dernière zone de conodonte du Permien). Le Membre C débute par 0.8m de shale rouge suivi par un ensemble d'un mètre de siltites rouges en fines plaquettes avec des niveaux de shales rouges intercalés suivit par d'1m20 de shales rouges. Il est surmonté par un banc de calcarénite de 10cm et 20cm de shales jaunes, puis par deux petits bancs de calcimudstone de 3cm et un banc de calcaire micritique de 16cm laminé. Au-dessus, débute une série de 7m de calcaires en fines plaquettes de 1 à 10cm, la plupart du temps sans interbancs. Des niveaux plus argileux sont observés cependant après 0.5m, 2.5m et 5.5m. Ces calcaires sont des mudstones très fins. Le front de dolomitisation secondaire coupe le profil après ces 7m de calcimudstones. Au-dessus, on observe des fines dolomies en plaquettes avec d'importants niveaux de glissements sous-marins («slump») où les bancs sont disjoints. Après 3m, un intervalle marneux de 0.2cm est suivi d'un banc bréchique de 0.5cm d'épais et d'un banc de dolomies laminées de 0.3cm. On observe ensuite 1m80 de dolomies en plaquettes, avant de repasser le front de dolomitisation et de retrouver des calcaires en fines plaquettes. Après un mètre de ce régime, les calcaires deviennent sur 1m50 plus épais avec des interbancs marneux. La série se termine par un mètre de calcaire en fines plaquettes.

Le banc OM0 88, 30cm au-dessus des shales rouges, a donné le conodonte *Hindeodus parvus* (dét. L. Krystyn), marqueur de la base du Trias. La limite Permien-Trias se situe donc entre le dernier calcaire gris qui contient encore un conodonte permien et ce banc dans les shales rouges et les siltites jaunes. Le banc OM0 98, 9m au-dessus de la base des shale rouge et donc de la base du Membre C, a donné le conodonte *Isarcicella isarcica* (dét. L. Krystyn), marqueur de la deuxième zone du Griesbachien. L'échantillon OM0 100A, 25m au-dessus de la base du Membre C, a donné le conodonte griesbachien *Hindeodus parvus* (dét. L. Krystyn).

La coupe 3-5 représente donc l'intervalle de la limite Permien-Trias de façon probablement complète, avec un permien plus complet que dans les profils 1 et 2.



#### 4.3.5 Le Membre C

Le Membre C est une unité très épaisse (900m) constituée essentiellement de calcaires en plaquettes, de calcarénites, de calcirudites avec des niveaux de mégabrèches (cf. figure 4.20). Il a été mesuré dans le Wadi Maqam sur trois coupes parallèles (cf. figure 4.13). La première part des cols décrits ci-dessus, les deux autres partent au niveau du Wadi, la dernière se terminant sur la crête au Nord-Nord-Est du Wadi (cf. figures 4.15 et 4.23). Le sommet de ce Membre a été levé dans le Wadi Shuyab au Nord du Wadi Maqam (cf. figures 4.18 et 4.24). La jointure entre les deux Wadi se fait visuellement par un niveau repère de dolomies en plaquettes peu marneuses qui crée la crête entre les deux wadi avant de redescendre vers l'entrée du Wadi Shuyab.

Comme nous l'avons vu ci-dessus, le Membre C débute par une zone de marnes, argilites et dolomies marneuse d'environ 3m. J'ai décrit ensuite environ 25m de calcaires en plaquettes (latéralement dolomités) qui comprend plusieurs niveaux de glissement sous-marins (au moins 4) et un niveau de conglomérat intraformationnel à galets plats («flat-pebble conglomerate») avant un niveau de 5m à 7m très tectonisé. Un conglomérat intraformationnel dit à galets plats est compris ici comme un conglomérat formé de boues calcaires rapidement consolidées et reprises dans une matrice de même nature (cf. figure 4.17). Ces éléments sont, dans cette coupe, très allongés et identiques à des fragments de bancs sous-jacents. Au-dessus, 5m de calcaire en plaquettes terminent la séquence C1 (cf. figure 4.25). Un nouveau cycle débute ensuite par une brèche de 2m avec comme éléments des calcimudstones remaniés et des carbonates permien. Après 20-50cm de marnes jaunes, on observe 2m dominé par des conglomérats à bancs plats et des brèches d'avalanche sous-marine avec des interbancs de marnes jaunes. Ces brèches ont fourni les conodontes *N. dieneri*, *N. cristigalli*, *Ng. planata*, *H. parvus* et *I. isarcica* (dét. L. Krystyn). C'est un mélange de conodontes griesbachiens et dieneriens qui donnent un âge Dienerien terminal à cette brèche. Cet ensemble est surmonté par 2m de dolomies finement litées et par 4 à 6m de calcaires vermiculés. Le front de dolomitisation recoupe à différents niveaux cet ensemble. Au-dessus, les sédiments débutent par 4m50 de conglomérats intraformationnels à galets plats surmontés par de calcaires en plaquettes avec encore quelques calcaires vermiculés. Dans un conglomérat intraformationnel de cet ensemble, les conodontes *N. dieneri*, *N. cristigalli* et *N. waageni* (dét. L. Krystyn) donnent un âge de la deuxième zone du Smithien (cf. figure 4.25).

La suite du membre est une longue série monotone de calcilutites en plaquettes avec quelques niveaux de calcarénites et de brèches (cf. figure 4.23). Les calcilutites en plaquettes sont gris beige et sont plus ou moins épaisses selon les endroits (cf. figure 4.16). Il y a trois types d'épaisseurs, inférieure au millimètre, entre 1 et 2 cm et entre 2 et 5cm. Elles sont également plus ou moins marneuses et comprennent plus ou moins d'interbancs marneux. Elles comprennent régulièrement des conglomérats intraformationnels à galets plats centimétriques. Elles présentent aussi plusieurs niveaux de glissements sous-marins. Par endroits, les calcarénites deviennent dominantes. Certaines calcarénites contiennent des oolites à marques de croissance tangentielle, des fragments de calcaires et une rare faune de spicules d'éponges, de débris de mollusque et de quelques foraminifères benthiques. On observe plusieurs niveaux de brèches plurimétrique. Elles forment de larges chenaux de plusieurs centaines de mètres d'extension latérale qui s'amincissent sur les bords. Ces intervalles sont souvent constitués d'un événement principal suivi, et parfois précédé, par plusieurs événements de moindre importance. Ces événements sont séparés par des niveaux de calcimudstones en plaquettes et de marnes avec quelques niveaux de calcarénites. La plupart des éléments de ces brèches sont des galets relativement arrondis et allongés de calcilutites centimétriques dans une matrice calcimicritique grise. On trouve

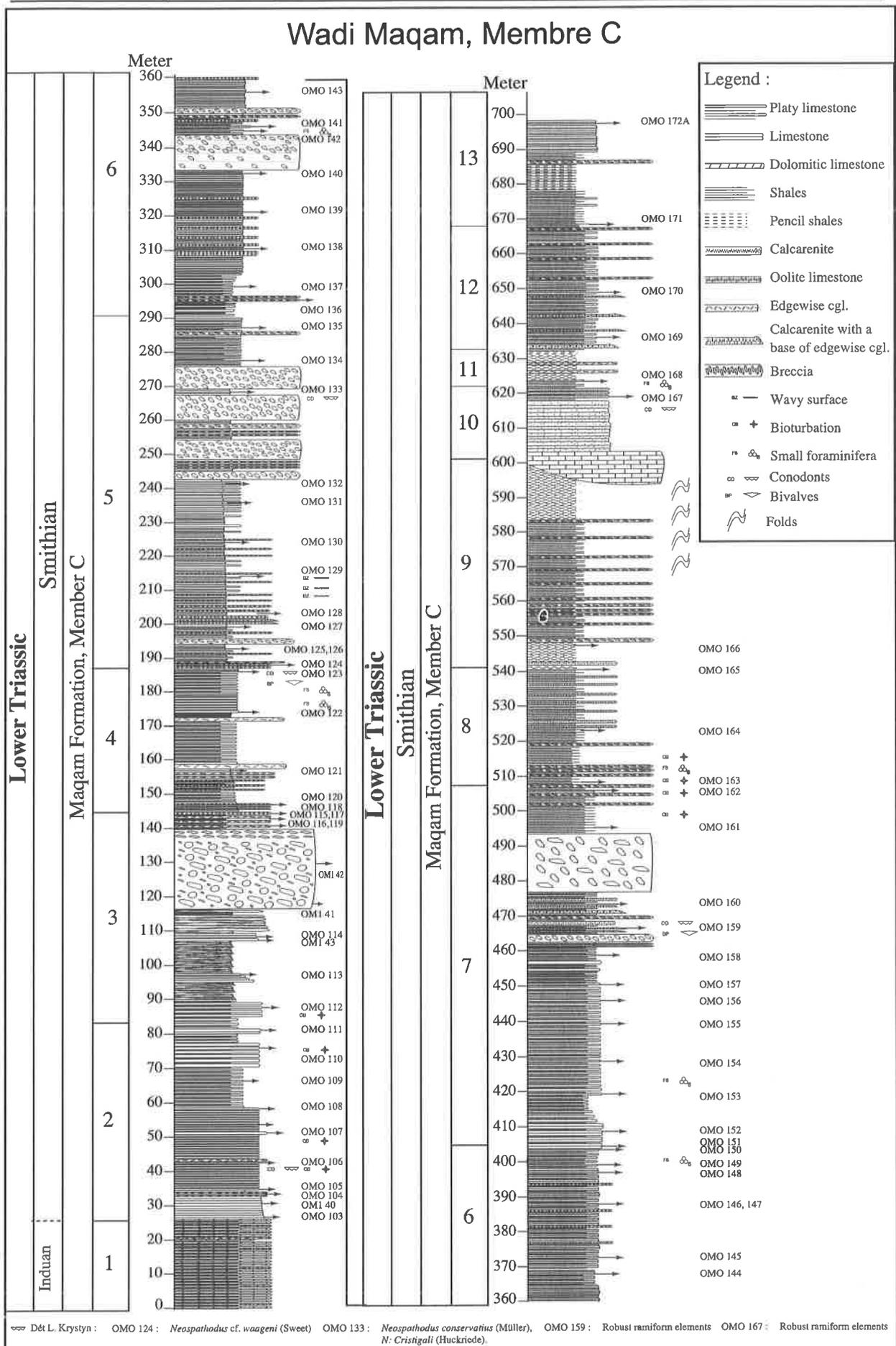


Figure 4.23 : Profil stratigraphique du Membre C de la Formation de Maqam dans le Wadi Maqam. Coordonnées à la base : N24°46'26", E55°51'59".

également ces mêmes éléments décimétriques en bancs allongés et quelques blocs arrondis de dimension métrique de calcaire micritique. Watts & Garrison (1986) ont publié une étude sédimentologique exhaustive sur cette séquence.

Je vais décrire rapidement les principaux changements dans cette longue succession monotone. Après un intervalle de calcaires vermiculés vers 25m, on observe sur environ 80m les premières traces de bioturbations. Elles sont rares et peu diversifiées. Plusieurs conodontes *N. cf. dieneri*, *N. cristigalli*, *N. pakistanensis*, *Pseudofurnishius sp.* (dét L. Krystyn) ont été trouvés dans cet intervalle et lui donne un âge Smithien moyen. Au métrage 120, se trouve un niveau de brèche de 2m de haut. Au-dessus apparaissent les premiers résédiments turbiditiques remaniant des oolites. Dès le niveau OM0 124, on observe dans les calcarénites, des petits foraminifères et des fragments de bivalves. On trouve dans différents niveaux (OM0 124, 143, 148, 153, 163, 167), les foraminifères *Cyclogira sp.*, *Earlandia sp.*, *Glomospirella sp.*, *Spirorbis sp.*, *Meandrospira sp.*, (dét. S. Richoz), typiques du Trias inférieur. Ils ne sont plus observés après le métrage 620. Entre 500 et 520, les bioturbations sont de nouveau fréquentes et elles sont plus diversifiées que dans le premier intervalle.

Le cycle 9 (à 540m de la base, cf. figure 4.15) voit apparaître des niveaux importants de shales en crayon vert olive. Un niveau de 10m de ces shales est surmonté par un ensemble chenalisé de calcarénites noires plus ou moins grossière qui ressort bien dans le paysage. Elles sont en bancs de 10-30cm d'épaisseur, sans interlits marneux et sans oolites. Elles deviennent ensuite plus marneuses et en bancs plus fins avant quelques niveaux de shales en crayon vert olive. Au métrage 630 on retrouve une série de calcilutite en plaquettes après cet intervalle de 90m plus marneux dominé par les shales vert olive et les calcarénites. Des éléments de conodontes donnent un âge Smithien pour le sommet de ces calcarénites (Krystyn, comm. orale). Le niveau OM0 172A forme la crête au-dessus du Wadi Maqam, c'est un niveau de calcaire en plaquettes plus du tout marneux et sans interbancs.

Dans le Wadi Shuyab (cf. figures 4.18 et 4.24), la partie supérieure du Membre C est représentée par des calcilutites en plaquettes gris-jaunes plus ou moins marneuses. Les conglomérats intraformationnels peuvent être localement abondants. Par contre, il n'y a plus de grands niveaux bréchiques, une seule calcarénite oolitique en chenal est notée au métrage 905 (205, figure 4.24). De nombreux ammonoïdes, mal conservés, sont observés dès le niveau OM0 178 (figure 4.24) et ce jusqu'au sommet du membre. Ce sont des ammonoïdes smithiens (J. Guex, comm. orale). Les traces fossiles que l'on trouve à plusieurs reprises durant toute la série deviennent très abondantes et diversifiées dans les derniers 100m. Le niveau OM1 49A a donné un conodonte smithien (Krystyn, comm. orale). Le niveau OM0 172B est représenté par 2m de calcaires en plaquettes noires bien laminées avec beaucoup de bioturbations. Il termine la séquence des calcilutites en plaquettes. Au-dessus, on observe 10m de shales vert olive et 4m50 de calcaires orangés marneux qui ressortent bien dans le paysage. Ces calcaires orange sont en discordance au-dessus des shales olive et viennent latéralement directement au-dessus des derniers calcaires en plaquettes (cf. figure 4.18). Cette discordance est probablement due à un phénomène tectonique local sans grande amplitude. Cet ensemble débute par 2m de calcaires marneux orange jaune en plaquettes laminées avec quelques niveaux de calcaires noirs et de petites plaquettes de calcaires grises. On observe au-dessus une brèche turbiditique en chenal d'une épaisseur de 0 à 1m avec des éléments anguleux. La base de la turbidite montre des éléments oolitiques et la matrice du sommet montre de nombreux crinoïdes. Un échantillon pris dans cette turbidite a donné les conodontes *Icriospathodus collinsoni* (Solien), *Neogondollela elongata* (Sweet), *Neospathodus n.sp.* (dét L. Krystyn) marqueur de la deuxième zone du

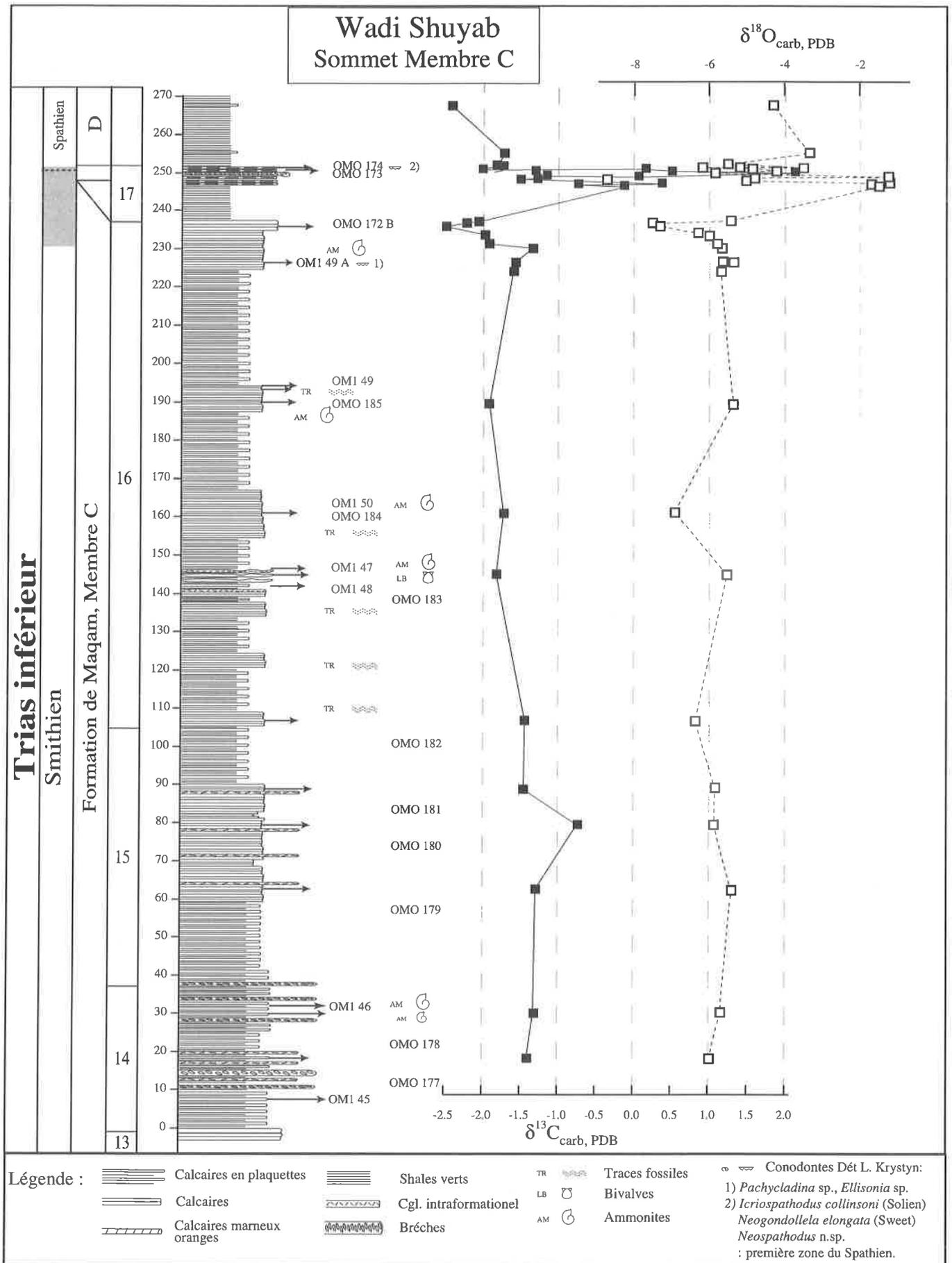


Figure 4.24 : Profil stratigraphique et isotopique du Membre C de la Formation de Maqam dans le Wadi Shuyab. La partie argileuse de la séquence 17, montre latéralement une discordance. Le point 0 correspond approximativement au métrage 700 de la figure 4.23.

Spathien d'après Orchard (1995). Cependant des données non publiées de L. Krystyn indiquent que ces formes peuvent déjà apparaître dans la première zone du Spathien. Cette turbidite est surmontée par 50cm calcaires marneux jaune orange, 50cm de calcaire gris et 1m de calcaire jaune orange qui terminent le Membre C.

Le Membre D débute par 10m de shales bruns avec de rares bancs millimétriques de grès et de marnes avant une longue série monotone de shales verts sur environ 75m d'épaisseur.

### Conclusion pour le Membre C

Cette étude a clairement contribué à enfin donner un âge au Membre C de la Formation de Maqam. Avant cette étude, ce membre était supposé être d'un âge entre le Trias basal et le Ladinien (Atudorei, 1999). La découverte de conodontes de la base du Trias (à 3m de la base du Membre C), de la deuxième zone du Griesbachien (à 9m de la base du membre), du sommet du Dienerien (35m au-dessus de la base du membre), de tout le Smithien (de 45m à 940m de la base) et de la deuxième zone du Spathien (dans les deux derniers mètres du Membre C) donne pour la première fois une image claire de l'évolution de la sédimentation au Trias inférieur sur la pente de la marge continentale omanaise.

Les sédiments d'âge Induen ont donc une épaisseur de 35 à 40m. Il sont constitués essentiellement de calcimudstones en plaquettes avec des zones plus marneuses. On y rencontre des niveaux de glissements sous-marins, des conglomérats intraformationnels à galets plats. Le premier niveau bréchique important contenant des éléments permien de la plate-forme se situe probablement au Dienerien. Les seules faunes non remaniées répertoriées sont des ammonoïdes, des conodontes et des traces fossiles.

La partie principale du Membre C de la Formation de Maqam est constituée de sédiments d'âge Smithien (900m de puissance). Elle débute par un niveau d'environ 5m de calcaires vermiculés. Puis, elle comprend principalement des calcilutites en plaquettes gris beige, quelques calcarénites souvent oolitiques en bancs centimétriques, et des niveaux de brèches importants. Une étude sédimentologique de détail ainsi que des modèles de dépositions ont été proposés par Watts (1988). En plus des rares conodontes, on observe dans les calcarénites quelques foraminifères du Trias inférieur et quelques bivalves. Vers le sommet du membre, les ammonites et les traces fossiles deviennent fréquentes.

Le dernier conodonte smithien se situe à 20m du sommet du Membre C et la première zone à conodonte du Spathien se trouve 2m sous le sommet.

Le Membre D, par déduction à un âge compris entre le Spathien et le Ladinien.

La présence importante de conglomérats intraformationnels à galets plats (flat-pebble conglomerates) montre l'importance d'une lithification très précoce de la surface sous-marine. Cette lithification précoce peut-être due soit à une forte activité bactérienne (Riding, 2001) ou aux conditions chimiques particulières à l'interface sédiments-eaux au Trias basal (Wignall & Twitchett, 1999).

### 4.3.6 Résultats des analyses

#### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Je reprends les 8 valeurs d'Atudorei (1999) pour les membres A et B de la Formation de Maqam. J'ai analysé 108 autres échantillons pour le sommet du Membre B, le Membre C et la base du Membre D (cf. figure 4.20).

Dans le Permien, Atudorei (1999) a obtenu des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  diminuant de 5.5‰ à la base du Membre A à 2.6‰ environ 50m au-dessus de la base du Membre B (cf. figure 4.20). Les valeurs remontent ensuite pour atteindre 4.9‰ à 10m du sommet du Membre B. Wang et al., (2004) notent une double excursion négative proche de la limite Lopingien-Guadalupien. Une hypothèse de travail est de faire correspondre l'excursion obtenue entre le sommet du Membre A et la base du Membre B pour un signal des changements qui ont lieu à la limite entre le Permien moyen et supérieur. Un pas d'échantillonnage plus serré et une étude sur les effets de la dolomitisation sur la composition isotopique dans cette zone particulièrement touchée seraient nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

Dans le profil 1 (cf. figure 4.21), les valeurs sont de 3.4‰ dans les dernières dolomies à chert. On observe une chute nette à 2.6‰ dans les niveaux OM0 79 et 80, puis à 2‰ pour l'échantillon OM0 82.

Dans le profil 3-5, les valeurs partent également de 3.4‰ dans les dernières dolomies à cherts. Les valeurs diminuent ensuite régulièrement depuis le dernier niveau à cherts (4m50) pour atteindre 2.4‰ dans le dernier banc calcaire gris visible du Membre B.

80cm au-dessus, dans une concrétion calcaire dans les argilites rouges de la base, on obtient une valeur de 0.3‰, qui va continuer à descendre pour atteindre un premier minimum à -0.9‰ au sommet des siltites jaunes. Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  montrent ensuite un premier pic à 0.1‰ dans le premier banc des calcaires en plaquettes au-dessus des argilites rouges. Les valeurs restent homogènes autour de -1.2‰ pour les 4 premiers mètres des calcaires en plaquettes. À partir de OM 96 (cf. figure 4.22), les valeurs remontent jusqu'à 0.2‰ au sommet de la partie calcaire de la coupe 3-5.

Dans la partie dolomitique au-dessus, dans le profil principal (cf. figure 4.25), les valeurs continuent d'augmenter jusqu'à 1.7‰. Elles diminuent ensuite à 1.0‰ au-dessus de la première brèche à éléments permien pour remonter dans les calcaires vermiculés et atteindre son sommet à 1.7‰ dans le niveau qui contient l'association type de la zone à *N. waageni*, deuxième zone du Smithien. Les valeurs vont redescendre ensuite progressivement pour atteindre un premier palier autour de 0.1‰ jusqu'à 15m sous la première mégabrèche plurimétrique. 5m sous cette même brèche les valeurs diminuent sur un deuxième paliers autour de  $-0.9 \pm 0.3\%$ . Excepté une valeur à -2.3‰ dans les premières calcarénites oolitiques, les résultats isotopiques vont rester dans cette fourchette jusqu'au niveau OM0 145, 265m plus haut (cf. figure 4.20). Les valeurs diminuent ensuite pour atteindre un minimum à -1.8‰ au sommet de l'intervalle à calcarénite noire (OM0 168). Au sommet du profil dans le Wadi Maqam, les valeurs remontent à -1.1‰ pour terminer à -2.5‰ sur la crête qui sépare les Wadi Maqam et Shuyab.

Wadi Shuyab voit les valeurs diminuer progressivement de -1.4‰ à -1.9‰ jusqu'à 60m sous le sommet du Membre C (cf. figure 4.24). Les valeurs remontent ensuite à -1.3‰, 20m sous le sommet pour redescendre ensuite à -2.5‰ à 4m de la fin des calcaire en plaquette. Le dernier

échantillon dans les calcilutites en plaquettes à un résultat isotopique de  $-2.2\text{‰}$ . Les valeurs vont rapidement augmenter à la base du niveau de calcaire marneux orange pour atteindre un maximum à  $2.1\text{‰}$  au-dessus du niveau turbiditique datée la zone de conodontes à *I. collinsoni* (probable première zone du Spathien). Les valeurs redescendent ensuite très abruptement à  $-2.0\text{‰}$  au sommet des calcaires marneux jaunes et donc du Membre C. Les valeurs baissent encore à  $-2.4\text{‰}$  dans les quelques niveaux de calcaire grésomarneux que l'on trouve dans les shales du Membre D.

### Mesures Rock-Eval

Des analyses de la matière organique ont été effectuées sur certains échantillons par pyrolyse sur Rock-eval 6 à l'université de Neuchâtel. Les échantillons ont donné pour la plupart des valeurs de teneur en matière organique sous la limite de détection de  $0.1\%$ . Les chiffres donnés en-dessous de cette limite sont indicateurs d'une présence de matière organique sans pouvoir la quantifier. Les échantillons du Permien et de l'Induen étaient tous sous la limite de détection. Seuls deux échantillons du Smithien, sous la première mégabrèche (OM0 109 et 111) montrent des valeurs de respectivement  $0.18$  et  $0.09\%$ . Ce sont de très faibles valeurs; aucune autre variable de la méthode n'a pu être mesurée. Ceci peut être attribué à une forte maturation thermique, une oxydation extensive ou une dégradation bactérienne de la matière organique. Toutes les valeurs sont dans l'annexe 16.

### 4.3.7 Discussion

Les analyses montrent une grande dispersion dans le diagramme  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  sans covariance apparente (cf. figure 4.10). Au vu des nouvelles datations obtenues, la courbe est bien corrélable avec d'autres profils isotopiques. Ce profil représente donc probablement les compositions isotopiques primaires.

La chute isotopique qui marque l'intervalle limite entre le Permien et le Trias se déroule en plusieurs paliers :

Une première chute de  $1.3\text{‰}$  a lieu dans le sommet des dolomies à chert, au sein de la même lithologie. Elle a lieu au minimum dix mètres avant la limite entre les deux membres.

Une deuxième chute de  $1.6\text{‰}$  a lieu dans les 5 derniers mètres des calcaires (profil 3-5) ou des dolomies (profil 1-2) permiennes.

Une troisième chute de  $1.7\text{‰}$  a lieu entre le dernier banc de calcaire Permien et la première concrétion calcaire dans les argilites rouges de la base du Membre C. Cette chute brusque qui n'enregistre pas les différents pics et paliers que montrent les profils mesurés en Turquie (cf. figure 5.18) et en Iran (cf. figure 6.8). Par rapport au Wadi Sahtan, il manque les mètres 0 à 5 du profil de la figure 4.7. Les sédiments qui représentent ce laps de temps sont les 80cm d'argilites rouges entre les deux valeurs isotopiques.

La remontée des isotopes a lieu dès la zone à ammonites *O. tibeticum* et la zone à conodontes *I. Isarcica* (cf. figure 4.22) comme dans les coupes très bien calibrées biostratigraphiquement du Bloc de Wasit (Krystyn et al., 2003 et cette étude, chapitre 4.5.3), des coupes de Heping, Taiping (Krull et al., 2004) et Chaohu (Tong et al., 2002) en Chine du Sud et de Nammal Gorge dans les Salt Range au Pakistan (Baud et al., 1996; Atudorei, 1999). La remontée continue

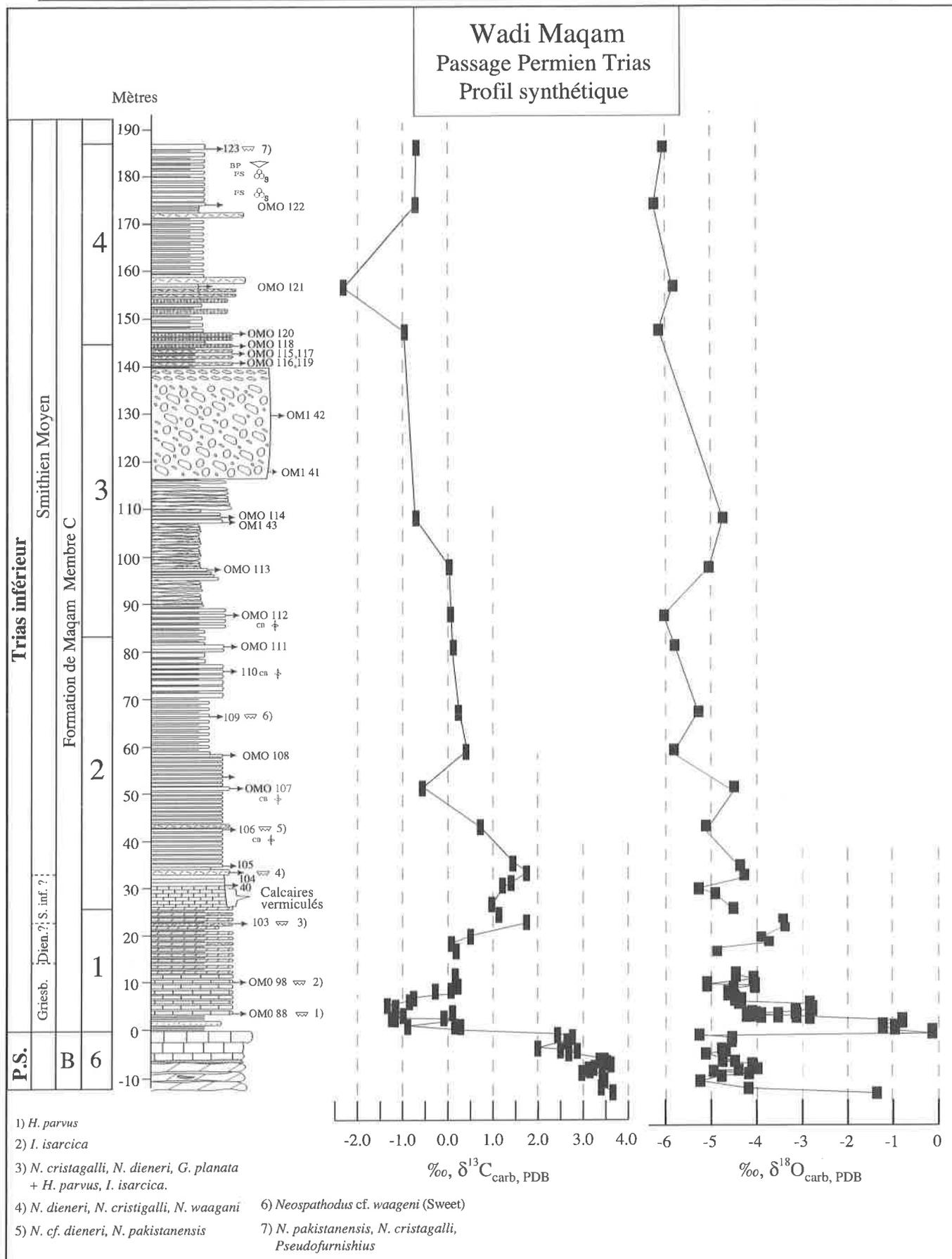


Figure 4.25 : Wadi Maqam, Profil synthétique de l'intervalle de la limite Permien Trias et courbe du  $\delta^{13}C_{carb, PDB}$  et du  $\delta^{18}O_{carb, PDB}$ . La partie -10m à 30m est un profil synthétique des figures 4.21 et 4.22; la suite est la partie inférieure de la figure 4.23. Détermination des conodontes par L. Krystyn. Légende cf. fig. 4.23.

jusque sous le premier niveau de brèche datée du Dienerien terminal. Elle est au total de 3‰. Un rééchantillonnage a été effectué afin de renforcer le pas d'analyse relativement faible entre les niveaux OM0 100 et OM0 103, soit entre la zone à *I. Isarcica* et la zone à *N. cristigalli* (cf. figure 2.1) (analyses en cours). Il est donc difficile pour l'instant de mettre en évidence les variations isotopiques importantes qui ont lieu durant ce laps de temps (cf. Atudorei, 1999; Tong et al., 2002; chapitre Turquie et Iran ainsi que les coupes du Bloc de Wasit et du Wadi Sahtan, figures 4.5 et 4.35).

Une chute de 0.8‰ a lieu juste après la brèche à éléments permien qui a donné des conodontes de la zone à *N. cristigalli* (dernière zone du Dienerien).

Un deuxième pic après une remontée de 0.8‰ se situe dans le niveau qui a donné les conodontes de la zone à *N. waageni* (deuxième zone du Smithien). La première zone à conodonte du Smithien fait donc ici au maximum 7m et correspond à une remontée des valeurs isotopiques. Il a lieu dans le faciès des calcaires vermiculés, intervalle particulier dans cette longue série de calcilutites à plaquette. Le double pic positif, que l'on observe dans cette coupe, est également visible au Smithien dans la coupe de Wadi Wasit Sud (cette étude), d'Abadeh, de Zal (Horacek et al., sous presse) et en Chine du Sud (Tong et al., 2002 et Payne et al., 2004).

La descente des valeurs isotopiques après le pic positif a lieu toujours dans la zone à *N. waageni*. Elle est au maximum de 4.2‰. Elle a lieu juste après l'intervalle à calcaires vermiculés.

Atudorei (1999) a discuté des valeurs isotopiques très négatives (environ -1.4‰) que l'on rencontre ensuite comme étant éventuellement dues à une contribution diagénétique. Cependant, il comparait avec les valeurs obtenues dans d'autres profils au Griesbachien basal et non aux valeurs du Smithien moyen et supérieur. Des valeurs très négatives, homogènes sur un important niveau stratigraphique sont connues dans le Smithien moyen et supérieur dans les profils de Wadi Wasit Sud (-2.1‰), Sal (-1.5‰), Salt Range (-2.3‰, Atudorei, 1999), Spiti (-2.9‰, Atudorei, 1999), Bulla, Uomo, Abadeh et Zal (Horacek et al., 2000 et sous presse) et en Chine du Sud (Tong et al., 2002 et Payne et al., 2004). Cette excellente correspondance entre des profils de différents domaines paléogéographiques permet d'établir que ce sont des valeurs habituelles pour ce laps de temps au moins dans le domaine néotéthysien et les bassins adjacents. Elles n'ont donc pas ou peu subi d'influence diagénétique.

Un pic positif est connu pour terminer cette longue suite de valeurs très négatives dans les profils des Salt Range et Spiti (Baud et al., 1996; Atudorei, 1999); Bulla, Uomo, Abadeh et Zal (Horacek et al., 2000 et sous presse) et en Chine du Sud (Tong et al., 2002 et Payne et al., 2004). Dans ces profils, il se situe à proximité de la limite Smithien - Spathien. Le pic positif a lieu ici dans la première zone de conodonte du Spathien. Nous sommes ici dans une configuration identique à celle décrite par Atudorei (1999) dans le profil de Losar à Spiti en Himalaya. Baud et al. (1996) et Atudorei (1999) décrivent un pic similaire à Nammal Gorge dans les Salt Range du Pakistan, mais il a alors lieu dans le Smithien terminal. Je vais reprendre la discussion sur la position de ce pic au chapitre 4.7.5.

#### 4.3.8 Conclusion

Ce travail a permis d'apporter de nombreuses nouvelles données stratigraphiques et isotopiques pour la Formation de Maqam dans le Groupe de Sumeini. Le membre B est daté du Capitanien au Changhsingien. Le membre C est daté de la base du Griesbachien par *H. parvus* au Spathien inférieur. L'Induen a une épaisseur de 35m, le Smithien inférieur de 7m et le Smithien moyen à supérieur de 900m. La première zone à conodonte du Spathien fait au maximum 20m. Le Membre D a un âge compris entre le Spathien moyen et le Ladinien. La courbe isotopique est corrélable avec les autres coupes étudiées dans ce mémoire et publiées (Atudorei, 1999; Tong et al., 2002; Krull et al., 2004 ; Payne et al., 2004). Elle confirme la réalité de valeurs très négatives au Smithien moyen et terminal. Elle permet de mieux contraindre les pics positifs du Smithien inférieur et de la limite Smithien-Spathien.

#### 4.4 LA LIMITE PERMIEN-TRIAS DANS LES DÉPÔTS DE PLATES-FORMES CARBONATÉES ISOLÉES DE LA PLATE-FORME ARABE : L'EXOTIQUE DE BA'ID.

Le bloc exotique de Bai'd est un affleurement exceptionnel (figure 4.27). En effet, il est témoin d'une sédimentation pélagique stable dès la base du Trias et qui persiste avec peu de changement sur plus de 100Ma. La plupart des lieux de dépôts similaires dans la Néotéthys ont dû disparaître lors d'une subduction.

Le bloc de Ba'id se situe dans une fenêtre d'unités des nappes d'Hawasina sous les ophiolites de Semail au Sud du Saih Hatat (cf. figures 4.1 et 4.26). Il s'expose à l'Ouest du Wadi Alwa (nom parfois employé pour le décrire). Le bloc de Ba'id a été étudié en détail par Glennie et al., (1974); Villey et al., (1986); Béchenec (1988); Blendinger, (1988, 1991, 1995); Tozer & Calon (1990); Pillevuit, (1993); Pillevuit et al., (1997); Orchard, (1995); Weidlich et al., (1993); Weidlich & Flügel, (1995); Weidlich & Senowbari-Daryan, (1996); Weidlich & Bernecker (2003); Atudorei, (1999) et Baud et al., (2001a).

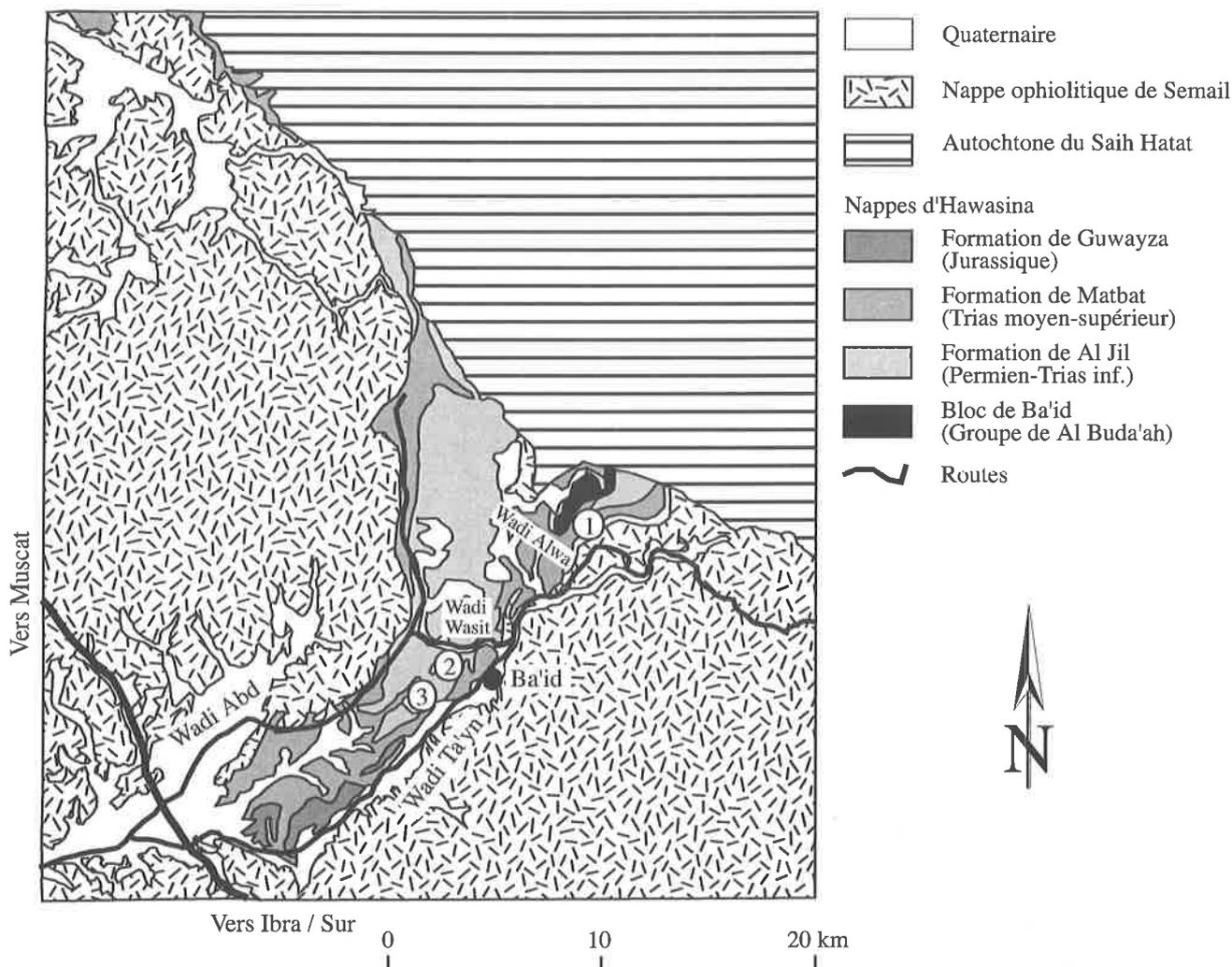


Figure 4.26 : Carte géologique simplifiée de la région de Ba'id (d'après Béchenec et al., 1992b).  
1 : Bloc de Ba'id, 2 : Bloc de Wasit, 3 : Wadi Wasit Sud

#### 4.4.1 Cadre tectonique

La cartographie de Villey et al. (1986c), Béchenec et al. (1992b) et Pillevuit (1993) montre que le mégabloc de Ba'id apparaît dans une position tectonique basse dans les nappes d'Hawasina. La carte géologique (cf. figure 4.28) donne une idée de l'extrême complexité de l'assemblage tectonique dans cette région. L'ordre de l'empilement des unités stratigraphiques d'Hawasina n'est pas toujours aisé à comprendre. Ainsi, le Groupe d'Al Buda'ah repose sur une série d'écailles tectoniques discontinues. Ces écailles comprennent une série de volcanites de quelques centaines de mètres d'épaisseur caractérisées par des tuffites et des volcanites massives, une série de radiolarites d'âge Aptien-Cénomaniens, une série de brèches (Formation de Rahbah) d'une dizaine de mètres d'épaisseur, une séquence d'environ 50 mètres de basaltes en coussins et tuffites associées à des radiolarites d'âge Berriasien à Barrémien. Le Groupe d'Al Buda'ah est à son tour chevauché par des turbidites calcaires et siliciclastiques typiques de la Formation de Matbat (Villey et al., 1986) qui reposent, latéralement, directement sur les brèches du Jebel Rahbah (Pillevuit, 1993). La position tectonique basse dans les nappes d'Hawasina suggère que cet exotique avait une situation paléogéographique proche de la marge omanaise (cf. figure 4.3).

La succession stratigraphique du Groupe d'Al Buda'ah, caractéristique de l'enneigement d'une plate-forme, ne correspond pas aux séquences observées dans le Saih Hatat (Le Métour, 1988 ; Rabu, 1988 ; Weidlich & Bernecker, 2003). En effet, les dépôts pélagiques triassiques et jurassiques observés dans le bloc de Ba'id indiquent une position plus distale. Béchenec et al. (1992b); Le Métour et al. (1994); Pillevuit (1993); Pillevuit et al. (1997) ont interprété cette séquence comme étant dérivée d'un bloc tilté de la marge. Cette conclusion est renforcée par la présence de faciès typiques du mégabloc de Ba'id (calcaires de plate-forme permien et calcaires triassiques de type Hallstatt) redéposés en blocs dans les turbidites proximales du bassin d'Hawasina.

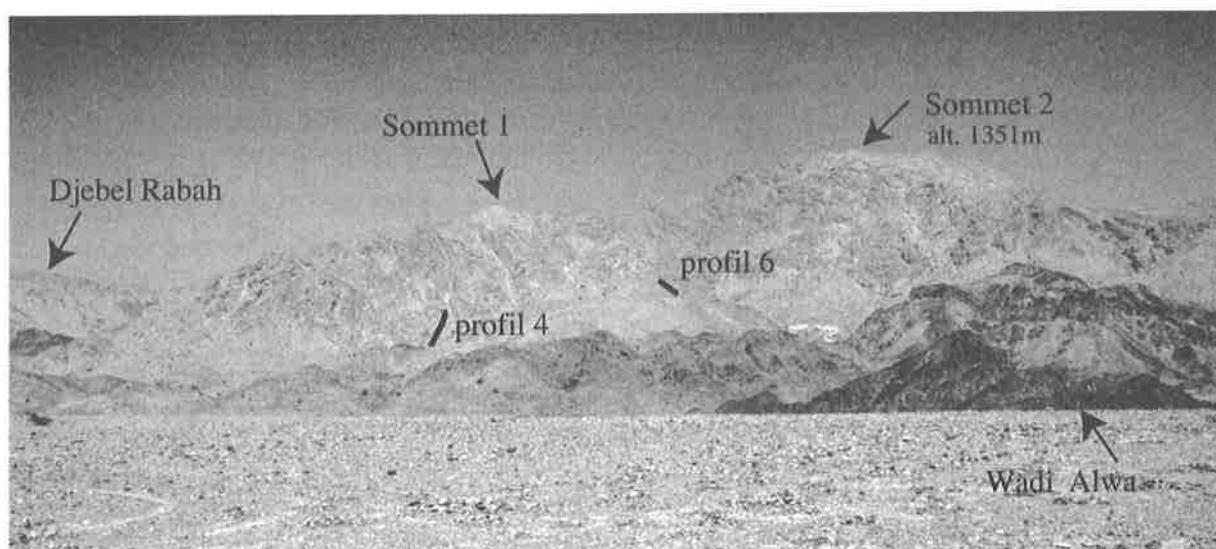


Figure 4.27 : Panorama du Bloc de Ba'id

Profil 4 : Décrit par Pillevuit, (1993); repris par Atudorei, (1999).

Profil 6 : Décrit par l'auteur in Baud et al., (2001).

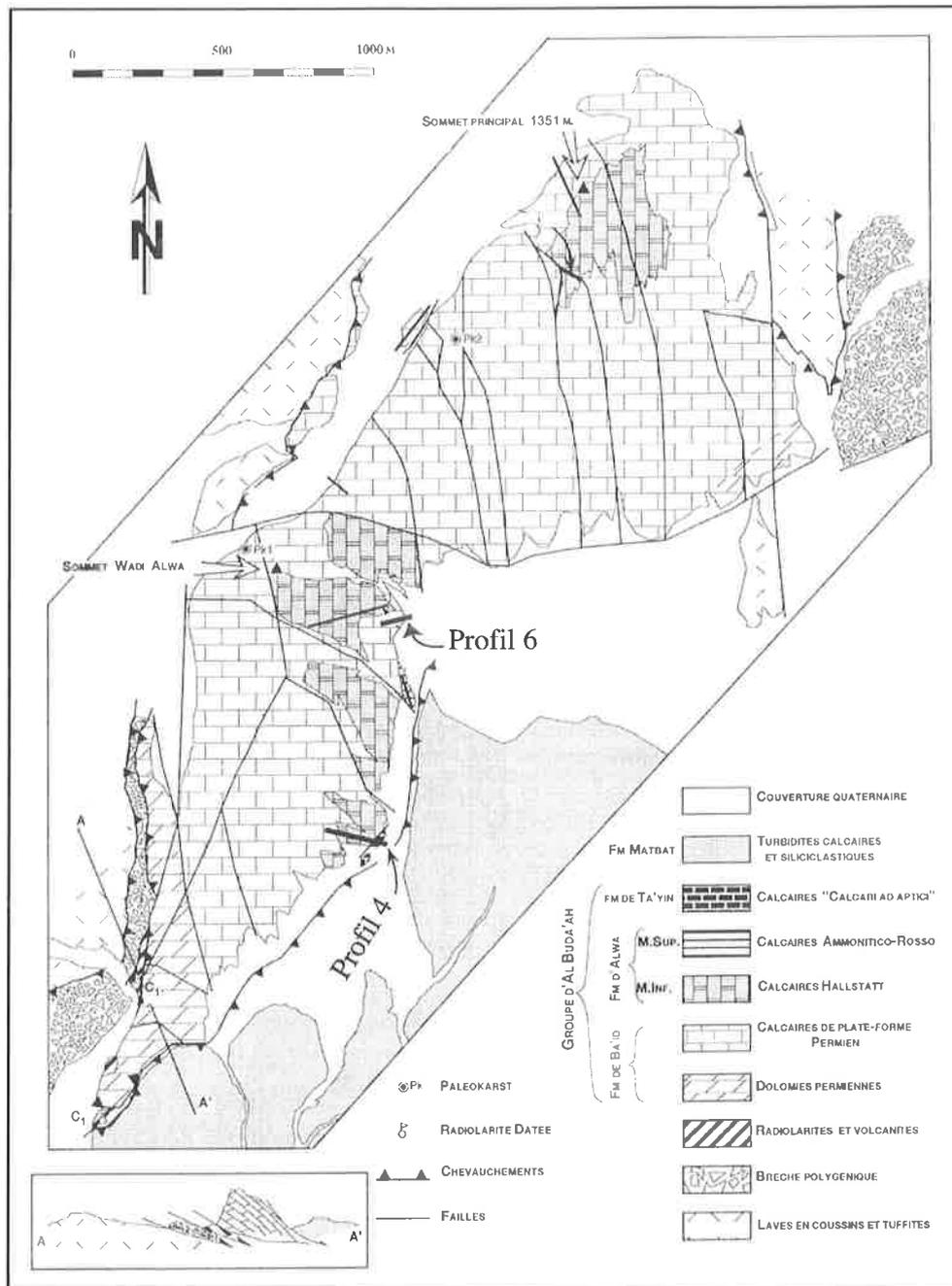


Figure 4.28 : Carte géologique schématique du bloc de Ba'id. Modifiée d'après Pillevuit et al. (1997). Pour les profils 4 et 6, voir figure 4.30 et 4.31

#### 4.4.2 Stratigraphie

Le Groupe d'Al Buda'ah a été défini par Pillevuit, (1993). Il a été divisé en trois formations (cf. figure 4.29) :

- La Formation de Ba'id qui représente des calcaires de plate-forme, d'âge Permien moyen à supérieur
- La Formation d'Alwa est représentée par des calcaires pélagiques riches en céphalopodes d'âge Dienerien à Sinémurien.
- La Formation de Ta'yin montre des calcaires pélagiques gris à chert d'âge probable Jurassique supérieur à Crétacé inférieur.

**Formation de Ba'id** (cf. figures 4.29, 4.30 et 4.31)

Cette formation a été définie par Béchenec et al., (1988) et reprise par Pillevuit, (1993) et Pillevuit et al., (1997). Weidlich et al., (1993); Weidlich & Flügel, (1995); Weidlich & Senowbari-Daryan, (1996) ont étudié particulièrement la sédimentologie, les constructions coralliennes et biotiques et les fluctuations eustatique de cette formation.

La limite inférieure de la formation n'est pas connue, le chevauchement à la base de l'exotique empêche de reconnaître le substratum du Groupe d'Al Buda'ah. Les calcaires de plate-forme de la Formation de Ba'id sont représentés par des séquences de 1 à 5 mètres d'épaisseur composées d'une succession de type grainstone-packstone-wackestone. De manière générale, chaque séquence est surmontée d'un niveau rougi traduisant une tendance à l'émersion démontrée par des ciments phréatiques dans les carbonates sous jacents. Localement quelques niveaux de boundstones à madréporaires, témoins d'un milieu de sédimentation peu profond, entrecoupent ces séquences de «shallowing upward».

L'épaisseur de cette série ne dépasse pas 100m. Les corrélations d'un côté à l'autre de l'exotique sont difficiles, car une série de failles importantes sectionnent la montagne en compartiments. Les failles sont d'ailleurs très souvent marquées par des brèches remaniant les carbonates des différentes formations du Groupe d'Al Buda'ah, ce qui rend parfois difficile la distinction entre les brèches polygéniques de l'unité tectonique inférieure avec ces brèches de failles. Les parties nord-ouest et sud-est de l'exotique sont affectées par une bréchification synsédimentaire et par une dolomitisation secondaire intense: quelques niveaux préservés à la base de la partie nord-ouest de l'exotique, montrent clairement que la bréchification n'a touché que certaines parties de bancs que l'on peut retrouver intactes quelques mètres plus loin. La limite supérieure de la formation est généralement dolomitisée, elle est marquée par l'apparition des premiers bancs de calcaires pélagiques rouges de la Formation d'Alwa au-dessus des carbonates de plate-forme noirs de la Formation de Ba'id. Des traces de karstifications importantes sont visibles au sommet de la formation, témoins d'une émersion ou d'une dissolution à la fin du Permien.

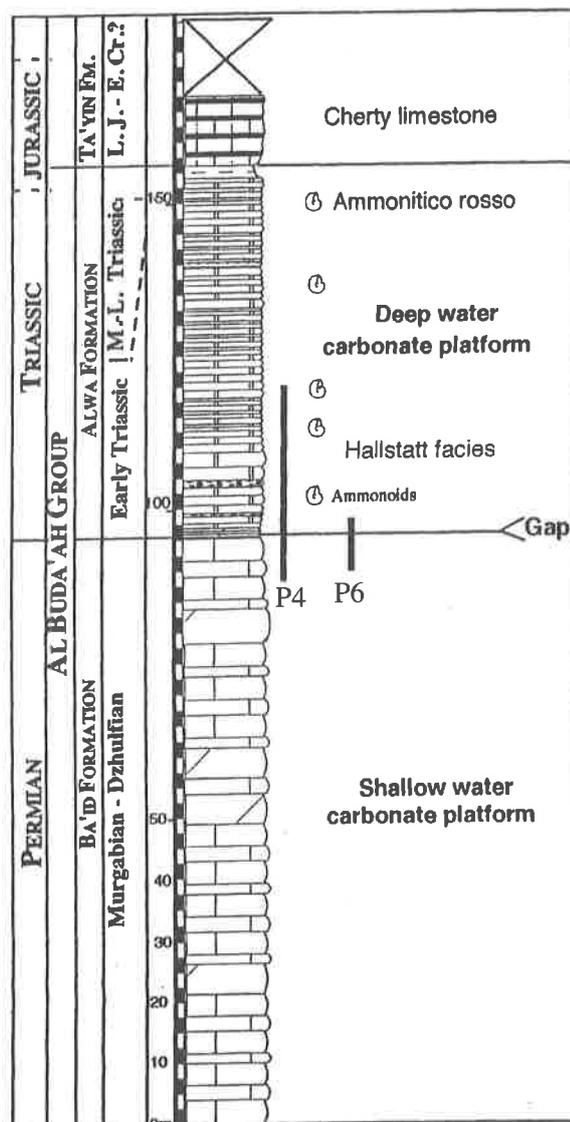


Figure 4.29 : Profil lithologique général du Bloc de Ba'id Pillevuit et al. (1997). Les profils 4 et 6 sont décrits dans le texte et aux figures 4.30 et 4.31.

Ces karsts sont remplis par une brèche à matrice micritique rouge et à éléments de calcaires permien anguleux.

La microfaune abondante à fusulines, brachiopodes et rares ammonoïdés contenue dans les carbonates permet d'attribuer un âge Wordien à la partie inférieure de cette formation (Pillevuit, 1993).

La présence de *Paraglobivalvulina* sp., *Paradagmarita* sp. et *Rectostipulina quadrata*, ainsi que l'absence de grandes fusulines dans la partie supérieure des coupes indiquent un âge Lopingien pour les derniers niveaux de cette formation. Le genre *Globivalvulinae* montre dans le profil 6 (cf. figure 4.30) des changements de symétries, des formes anormales de la dernière loge et une tendance à la réduction de taille du test (C. Jenny comm. orale). Ces phénomènes sont une réponse à un stress écologique (Jenny & Guex, sous presse). Ils ont lieu durant le Permien supérieur uniquement et deviennent abondants dans le Changhsingien (C. Jenny, comm. orale).

### La Formation de Alwa

Elle a été définie en tant que telle par Pillevuit (1993) et Pillevuit et al. (1997). Elle avait auparavant été reconnue par Béchenec (1988); Blendinger (1988); Baud et al. (1988); Tozer & Calon (1990). Elle a été ensuite réétudiée par Atudorei (1999) et Baud et al. (2001a). Elle se divise en deux membres (cf. figure 4.29) :

Le membre inférieur représenté par une série de carbonates rouge à céphalopodes de faciès de type Hallstatt d'âge Dienerien à Carnien. Il peut atteindre 40 à 50m d'épaisseur. Je vais le décrire plus en détail ci-dessous.

Le membre supérieur est épais d'environ 20m. Il est représenté surtout par des calcaires noduleux rouges finement lités avec de nombreux ammonoïdes, comparables au faciès de type ammonitico rosso des Alpes du Sud. Ce membre est daté du Norien inférieur au Sinémurien supérieur (pour une description plus détaillée, voir Pillevuit, (1993) et Baud et al., (2001).

#### Le membre inférieur de la Formation de Alwa

Le profil 4 (cf. figure 4.31) contient une série de 40m d'épaisseur de calcaires pélagiques rouges riches en céphalopodes, typiques du faciès de Hallstatt. Il repose en disconformité sur la Formation de Ba'id. Les 6 premiers mètres sont représentés par 6m de dolomies microgranulaires roses, probablement des calcaires de type Hallstatt touchés par la dolomitisation. Toute la série est fréquemment interrompue par des petits chevauchements. En comparaison avec le faciès type de Hallstatt, ces calcaires rouges montrent quelques particularités : les fossiles n'ont pas de croûtes d'oxydes de Fe-Mn (Tozer et Callon, 1990), mais ils sont remplis par des sparites blanches (Blendinger, 1995). Les surfaces de hardground sont rares. Ces calcaires rouges montrent également deux niveaux métrique de calcaires resédimentés comprenant des clastes du Permien terminal (avec *Colaniella* gr. ex. *parva*, Jenny-Deshusses & Baud, 1989) et des clastes de type Hallstatt. Ces niveaux sont interprétés comme le résultat du remaniement de sédiments permien non-lithifiés, ils peuvent aussi présenter des injections hydrauliques de brèches.

Une caractéristique saillante de cette série est l'évidence d'une abondante activité algobactérienne qui a dû jouer un rôle important dans l'accumulation de carbonates (Baud et al., 2001). Des couches décimétriques lenticulaires de thrombolites présentant des grumeaux gris blanc apparaissent en mésostructures le long du profil. Il faut également relever des niveaux gris blanc (au moins 3) également lenticulaires de cristaux carbonatés aciculaires soit radiants

Bloc de Ba'id

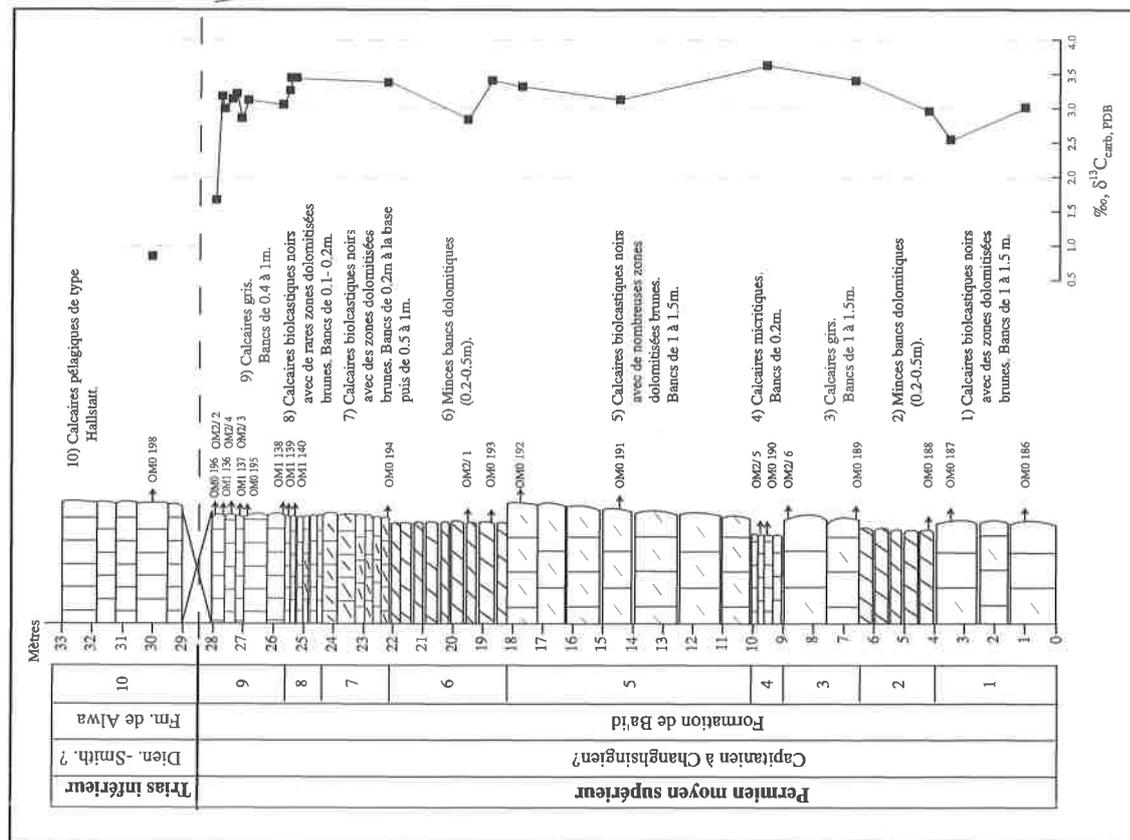


Figure 4.30 : Profil litho- et chemo-stratigraphique du profil 6 du Bloc de Ba'id. Cf. figure 4.28 pour la position. Coordonnées : N23° 10' 49", E 58° 23' 71".

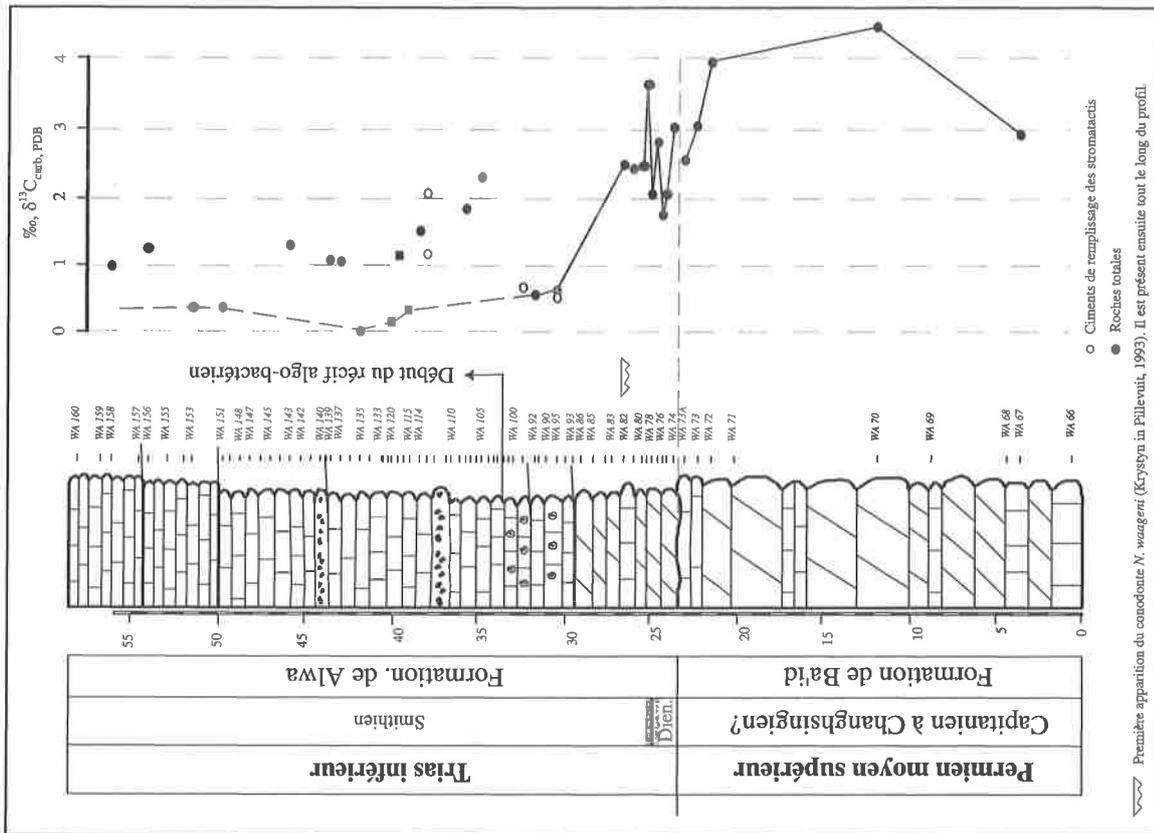


Figure 4.31 : Profil litho- et chemo-stratigraphique du profil 4 du Bloc de Ba'id. Profil 4 de Pillevuit (1993). Figure modifiée d'après Atudorei, (1999). Cf. figure 4.28 pour la position. Les valeurs positives dans le récif microbien ont été éliminées, afin de mieux approcher le rapport isotopique de l'eau de mer (cf. texte).

(Baud et al., 2001) soit plans parallèles. Des structures de types stromatactis sont présentes en abondances tant à l'échelle macro- que microscopique.

Le microfaciès des dolomies et des calcaires est caractérisé par un wackstone à packstone comprenant des filaments de bivalves, des petits ammonoïdes, des ostracodes et parfois des éléments de crinoïdes. Jusqu'au niveau Wa 99 dans le profil 4 (cf. figure 4.31), la micrite est rouge et uniforme et montre quelques stromatactis. À partir de l'échantillon Wa 103 jusqu'en haut de la série mesurée, si le macrofaciès reste comparable, les lames minces montrent des plages de micrites rouges uniformes, des micrites grumeleuses rouges plus foncées, et des micrites mucilagineuses. Ces dernières montrent un nombre important de petites cavités de types stromatactis (voir chapitre 3.4 pour une description de ces types de micrites). Certains niveaux gris blanc montrent des aiguilles de carbonates rayonnantes à partir d'un substratum de fossiles. Certains autres montrent des successions plans parallèles de micrites grumeleuses et de micrites uniformes. L'ensemble de ces microfaciès sont typiques de constructions algobactériennes comme décrit au chapitre 3. Nous sommes donc en présence ici d'un récif de type thrombolitique. Je décrirai en détail un récif de ce type dans la coupe du Çürük dağ dans le Taurus (cf. chapitre 5.2.1).

Le membre inférieur de la Formation de Alwa a été daté par ammonoïdes et conodontes du Dienerien au Carnien inférieur (Tozer & Calon, 1990; Pillevuit, 1993; Blendinger, 1995). Dans le profil 4 (cf. figure 4.31), les premiers sédiments datés, 4m au-dessus de la base ont un âge de la deuxième zone à conodonte du Smithien (dét. Krystyn *in* Pillevuit, 1993). Sur le profil WB, Krystyn note cependant 10m de sédiment Dienerien (comm. orale). Le Smithien fait plus de 40m d'épaisseur et a été déposé relativement rapidement et de façon continue. Il y a une lacune sédimentaire au Spathien (Pillevuit, 1993). Le Trias moyen et supérieur est nettement plus mince (10m) et représente des faciès vraiment typiques de Hallstatt avec de fréquents hardgrounds et des fossiles avec des remplacements ferro-magnésiens .

#### 4.4.3 Résultats des analyses isotopiques

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Je vais brièvement décrire ci-dessous mes résultats de l'analyse de la composition isotopique des échantillons permien du profil 6 (cf. figure 4.30). Je vais également rappeler ceux d'Atudorei (1999) sur roche totale pour la Formation d'Alwa sur le profil 4 (cf. figure 4.31). En effet, je vais présenter ici une nouvelle interprétation de ses résultats.

Dans les calcaires et dolomies permien du profil 6, les valeurs isotopiques varient autour de  $3.3 \pm 0.3\text{‰}$  avec deux excursions à  $2.7\text{‰}$ . 2m50 sous le sommet de la formation les valeurs diminuent vers  $3.1\text{‰}$ . Le dernier échantillon dans les calcaires permien donne un chiffre de  $1.7\text{‰}$ . Mais il a été prélevé dans un niveau montrant une très forte fracturation. Une analyse a été opérée dans un calcaire rouge de type Hallstatt et a une valeur de  $0.9\text{‰}$  typique pour le Trias basal.

Dans le profil 4, analysé par Atudorei (1999), les valeurs permien varient entre  $2.8\text{‰}$  et  $4.5\text{‰}$ . 2m sous le sommet de la Formation, les valeurs diminuent de  $3.9\text{‰}$  à  $2.5\text{‰}$ . L'excursion négative entre les sédiments d'âge permien et ceux d'âge triasique est peu marquée ici (seulement  $2\text{‰}$ ). Ceci est dû à la lacune du Trias basal, qui contient les valeurs les plus négatives. Après cette lacune, les valeurs isotopiques dans les dolomies roses montrent une diminution

de 3.0‰ à 1.7‰, puis un pic à 3.6‰. Les valeurs diminuent ensuite dans la partie supérieure des dolomies roses, pour atteindre un minimum à 0.5‰ à la base des calcaires rouges de types Hallstatt. Les analyses montrent ensuite une grande variabilité entre des valeurs qui remontent d'abord à 2.1‰ pour redescendre à -0.2‰ avant de redessiner un deuxième pic positif à 1.2‰ redescendre à 0.4‰ et finalement remonter vers 1.2‰

#### 4.4.4 Discussion

Le profil du bloc de Ba'id est très intéressant pour la stratigraphie isotopique car c'est un des rares affleurements de calcaires pélagiques au Trias inférieur. Les faciès de type Hallstatt sont considérés comme étant un excellent enregistreur de la composition isotopique des eaux océaniques de surface. En effet, ces sédiments ne sont pas contaminés par un apport continental et le taux de carbonates par rapport à la matière organique est très élevé, ce qui rend difficile une modification diagénétique de la composition isotopique. Les analyses montrent une grande dispersion dans le diagramme  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  sans covariance apparente (cf. figure 4.10) dans la plupart des cas.

Les valeurs dans les calcaires permien sont habituelles pour ce laps de temps. L'absence du foraminifère *Colaniella* gr. ex. *parva*, (Jenny-Deshusses & Baud, 1989) dans ces calcaires, alors que l'on retrouve cette forme typique du Permien terminal dans les résédiments permien de la Formation d'Alwa, suggère l'absence du Changhsinghien terminal ici. Le sommet de la Formation de Ba'id montre une importante karstification et une forte fracturation. Le sommet de la séquence a donc subi un lessivage important, qu'il soit émergé ou sous-marin. Pour ces raisons, la baisse des valeurs isotopiques dans les deux derniers mètres de la Formation de Ba'id dans les profils 4 et 6 (cf. figures 4.30 et 4.31) est, à mon avis, plutôt une conséquence de ce lessivage que l'amorce de la chute isotopique typique du Changhsinghien terminal. Cette hypothèse est appuyée par la forte baisse concomitante des isotopes de l'oxygène, évolution synchrone qui n'a pas lieu lors des variations dans les autres profils de cette étude.

Il faut noter que les sédiments du Trias, probablement Dienerien, débutent par une chute isotopique de 1.3‰. On observe une chute similaire dans les sédiments du Dienerien terminal du Wadi Wasit, dans les premiers calcaires en plaquettes après la mégabèche. Elle est alors de 5‰. Dans le Wadi Maqam, on observe également une chute de 0.8‰ après le premier événement bréchiq dans le Dienerien terminal. Enfin, on observe une diminution de 1‰ des valeurs isotopiques après des sédiments montrant des figures de séismites dans le Wadi Sahtan.

Cette chute est suivie par un double pic positif. Le pas d'analyse large par rapport à la condensation de la sédimentation dans ce type de dépôt n'a probablement pas permis de mettre en évidence ce double pic et un seul est visible. Ce pic positif est également connu dans les profils de Wadi Maqam, Wadi Sahtan, Wadi Wasit Sud, de Taškent (cette étude) Abadeh, Zal (Horacek et al., sous presse) et en Chine du Sud (Tong et al., 2002 et Panye et al., 2004). Il semble donc que les 5 premiers mètres des calcaires de types Hallstatt qui ne montrent pas d'influence algobactérienne correspondent au Dienerien supérieur et au Smithien inférieur.

Les profils de Wadi Wasit Sud, Wadi Maqam, Taškent (cette étude), Salt Range et Spiti (Baud et al., 1996; Atudorei, 1999), Bulla, Uomo, Abadeh et Zal (Horacek et al., 2000 et sous presse) et en Chine du Sud (Tong et al., 2002 et Panye et al., 2004) montrent après ce pic, une chute isotopique importante dès la zone de conodonte à *N. waageni* (deuxième zone du Smithien),

avec des résultats qui restent homogènes vers des valeurs négatives ou très peu positives pour le reste du Smithien. Le conodonte *N. waageni* (dét. L. Krystyn) a été trouvé dès 4m au-dessus de la base des calcaires de type Hallstatt dans ce profil de la Formation de Alwa. Nous devrions observer une telle évolution si les corrélations sont exactes. Or, si on remarque bien une forte baisse de 1.9‰ dans les dolomies roses et la base des calcaires de type Hallstatt, les valeurs ne restent pas de façon homogènes vers des valeurs basses. Elles montrent au contraire des fortes variations avec 4 pics positifs d'une amplitude allant de 0.7‰ à 1.7‰. Comment expliquer la particularité de ce profil par rapport à toutes les autres coupes étudiées du même âge ?

Le passage entre un microfaciès à micrite uniforme et un microfaciès à micrite de type algo-bactérienne se fait entre les échantillons Wa 99 et Wa 103. Toute la partie supérieure du profil isotopique qui n'est pas corrélable avec les autres profils étudiés se trouve donc dans le récif algo-bactérien. Comme nous l'avons vu au chapitre 3.6, l'activité algo-bactérienne provoque une géochimie particulière à ce type d'environnement. Une étude plus exhaustive a été faite dans la coupe du Çürük dağ dans le Taurus (cf. chapitre 5.2.1) sur les effets de ce type d'organismes sur les résultats isotopiques. J'ai pu montrer dans cette coupe turque que les valeurs isotopiques obtenues sur certaines micrites ou ciments peuvent être augmentées de plus de 2‰ par l'action microbienne en regard du rapport isotopique de l'eau de mer. Cette modification de la composition isotopique peut être absente à côté du récif dans le même niveau stratigraphique. La présence de tels récifs microbiens rend donc difficile toutes corrélations stratigraphiques avec d'autres profils. Cette différence isotopique par action microbienne n'a lieu que dans des environnements de dépôt calme, peu touché par les courants et avec certaines conditions de concentrations de  $\text{HCO}_3^-$ , de pH et/ou de  $p\text{CO}_2$  (cf discussion, chapitres 3.7 et 5.2.1.5).

Les analyses d'Atudorei (1999) ont été opérées sur roches totales en ne tenant pas compte des différentes micrites en présence. Il est donc probable que la composition isotopique mesurée dans la partie supérieure du profil, soit un mélange entre la composition obtenue sur des micrites reflétant le rapport isotopique de l'eau de mer et sur des micrites reflétant l'activité algo-bactérienne. Comme ces dernières ont tendance à rendre la composition isotopique plus positive, je propose de prendre uniquement les valeurs les plus négatives obtenues afin de minimiser leur influence.

Bien qu'à utiliser avec précaution, la courbe isotopique ainsi obtenue pour la zone à *N. waageni* est alors corrélable avec les profils datés du même âge du Wadi Maqam et du Wadi Wasit Sud (cf. courbe en trait tillé, figure 4.31).

#### 4.4.5 Conclusion

Le Permien montre des structures de dissolution à son sommet. Il manque sur les deux profils étudiés une partie du Permien terminal. La baisse des valeurs isotopiques est probablement due plutôt à un lessivage qu'à une représentation de la baisse connue au Permien terminal.

Après une lacune du Trias basal, le bloc de Ba'id montre un approfondissement au Dienerien avec le début de la sédimentation pélagique. Il y a cependant peu de sédiments du Dienerien inférieur et moyen qui subsistent. La sédimentation reprend, notamment dans le profil 4, au Dienerien terminal. Sa présence est supposée ici par corrélation isotopique avec les profils mieux datés du Wadi Maqam et du Wadi Wasit. Les petites disconformités angulaires, les niveaux de brèches remaniant des éléments permien et triasiques, indiquent une instabilité tectonique de cette unité durant le Trias inférieur.

Le Smithien moyen voit s'établir un récif algo-bactérien de plus de 20m d'épaisseur. Il comprend des stromatolites, des thrombolites et peut-être des niveaux de précipitations directes. Ce récif n'a malheureusement pas été étudié en détail.

La courbe isotopique, une fois corrigée de l'action des organismes algo-bactériens, présente des changements relatifs corrélables avec les autres profils du même âge en Oman et dans la Néotéthys, avec une chute isotopique dans la zone à conodonte à *N. waageni* et des valeurs isotopiques basses pour le Smithien moyen.

## 4.5 LE PERMIEN ET LE TRIAS INFÉRIEUR DANS LES DÉPÔTS DE BASSINS DES UNITÉS D'HAWASINA.

Les unités d'Hawasina ont été étudiées dans deux régions : la fenêtre de Ba'id, située environ à 50km au-Sud de Muscat, et la fenêtre d'Hawasina, située environ 200km au Nord-Est de Muscat (cf. figure 4.1).

### 4.5.1 La région de Wadi Wasit

La région du Wadi Wasit appartient à la fenêtre tectonique de Ba'id qui forme un anticlinal avec un axe approximativement Nord-Sud (cf. figures 4.1 et 4.26). Cette fenêtre expose, sous l'unité ophiolitique de Semail, un complexe tectonostratigraphique d'unités inférieures d'Hawasina imbriquées vers le Sud en multiples écailles. Elles sont constituées d'unités sédimentaires et volcaniques. Les sédiments autochtones de la Plate-forme Arabe de la partie Sud du Saih Hatat terminent la fenêtre au Nord. Située environ 4 kilomètres au Sud-Ouest du Bloc de Ba'id, la région de Wadi Wasit expose l'un des meilleurs affleurements de sédiments permiens et triasiques des unités allochtones d'Hawasina (cf. figure 4.3).

Cette région a été étudiée par Bernouilly & Weissert (1987); Béchenec (1988); Béchenec & al. (1992); Blendinger (1988, 1990); Blendinger et al. (1992); Blendinger & Flügel (1992); Pillecuit (1993); Pillecuit et al. (1997); Senowbari et al. (1992); Weidlich et al. (1993); Weidlich & Flügel (1995); Weidlich & Senowbari-Daryan (1996); Weidlich (1996a et b); Atudorei (1999); Baud et al. (1999); Baud et al. (2001a et c); Richoz et al. (2001b); Krystyn et al. (2001, 2003); Maury et al. (2003).

### 4.5.2 Stratigraphie générale

Les profils les plus complets (cf. figure 4.32) de la région de Wadi Wasit comprennent 5 unités sédimentaires de la Formation de Al Jil (définie par Béchenec, 1988, Béchenec et al., 1992), dont la partie inférieure permienne. La base est inconnue car elle est systématiquement tronquée tectoniquement. La Formation de Al Jil est surmontée en conformité par la Formation radiolaritique de Matbat datée du Trias moyen et supérieur.

Le membre inférieur consiste en environ 250m de laves en coussins associées à des dikes de dolérites (unité 1) avec quatre intercalations de 10 à 30m d'épaisseur de brèche volcanique, de calcaires siliceux, de turbidites calcaires contenant des blocs de carbonates récifaux peu profonds, des calcaires marneux et siliceux rouges de type wackstones, riches en céphalopodes (Pillecuit et al., 1997). Les basaltes ont une signature géochimique alcaline riche en Ti et sont associés à des panaches magmatiques (Maury et al. 2003 ; Lapierre et al., 2004). La faune et la flore récifale des blocs calcaires ont été étudiée en détail par une équipe de l'Institut Paléontologique d'Erlangen : Blendinger & Flügel (1992); Senowbari et al. (1992); Weidlich et al. (1993); Weidlich & Flügel (1995); Weidlich & Senowbari-Daryan (1996); Weidlich (1996a et b).

Les calcaires rouges à céphalopodes (unité 2) sont en contact direct avec les laves en coussins. Dans la partie inférieure de cette unité (1.4m) de nombreux ammonoidés ont été décrites par Furnish & Glenister dans Blendinger et al. (1992) et donnent un âge Wordien à cette unité. Krystyn (comm. orale) décrit au sommet de cette unité un ammonoidé du genre *Timorites*, qui lui donne un âge Capitanien.

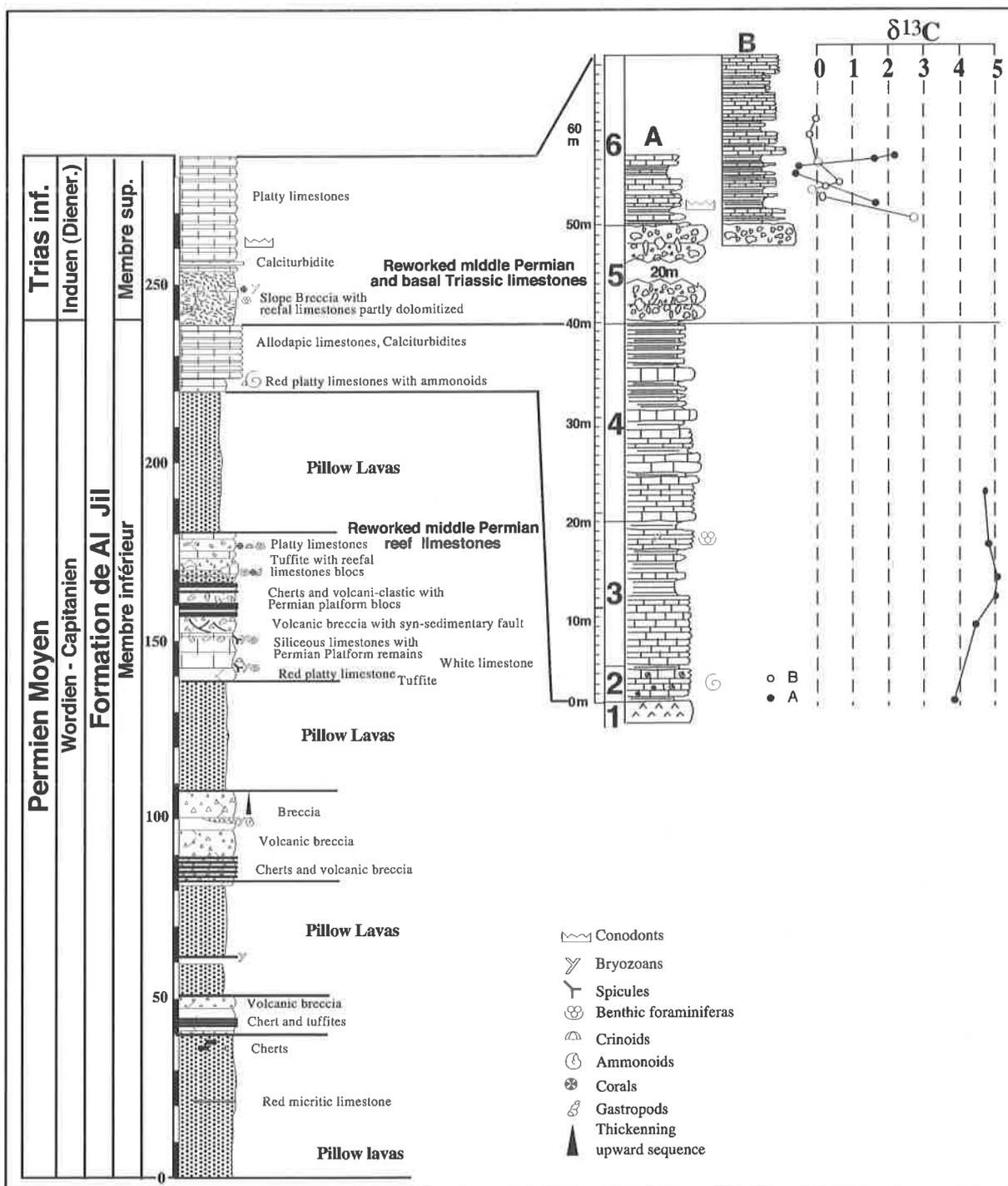


Figure 4.32 : Profil stratigraphique composite du Wadi Wasit (Modifié d'après Pillevuit et al., 1997 et Baud et al., 2001). Profils A et B et profil isotopique d'Atudorei, (1999).

Ces calcaires marneux rouges partiellement silicifiés à ammonoïdes sont surmontés par des calcaires noduleux, siliceux, sans ammonoïdes et qui deviennent de plus en plus allodapiques vers le sommet (unité 3). En montant dans l'unité, on trouve également de plus en plus d'intercalations de shales rouges, violets et beiges. Le sommet de cette unité comprend également quelques cherts. Ces calcaires allodapiques sont rouges dans la partie inférieure de l'unité et gris-brun dans la partie supérieure. Des études sédimentologiques ont été faites par Blendinger (1988, 1990); Pillevuit (1993) et Pillevuit et al. (1997). Les cherts du sommet ont donné des radiolaires du Wuchipingien (Kozur, comm. orale).

L'unité 4 consiste en une mégabrèche massive, dolomitisée dans la plupart des écailles tectonique, par endroits fortement silicifiées. Elle a une vaste étendue avec des épaisseurs variables et existe dans beaucoup d'écailles tectonique différentes. C'est une avalanche sous-marine chenalisée avec les éléments blocs sur blocs («clast supported debris flow»). Elles comprends des blocs récifaux du Guadalupien et de l'Induen. Dans une écaille tectonique au Sud du Wadi Wasit, un gros bloc avec une lumachellite du Griesbachien comprenant des calcaires marneux du Dienerien basal et reposant sur des calcaires récifaux du Guadalupien a été décrit dans le détail par Krystyn et al. (2003). Je reviendrais à ce bloc dit de Wasit au chapitre suivant. Cette brèche est surmontée par une série de calcilutites en plaquettes d'âge Dienerien et Smithien (Krystyn comm. orale) que je vais décrire dans le détail ci-dessous. Ceci donne un âge de dépôt Dienerien à cette mégabrèche.

Atudorei, (1999) a présenté deux profils isotopiques dans cette région :

- Le profil de Wadi Wasit A (cf. figure 4.32) qui correspond au profil 2 de Pillevuit et al., (1997). Ce profil a également été repris dans Baud et al., (2001) et Kozur et al., (*in prep.*). Il se situe sur le flanc ouest d'une colline dont le flanc sud crée une petite gorge au-dessus de la route qui suit le Wadi Wasit.
- Le profil de Wadi Wasit B (cf. figure 4.32) qui a été levé au début de ces gorges.

Les résultats isotopiques des calcaires permien donnent des résultats cohérents.

Par contre les valeurs obtenues dans les calcaires en plaquettes donnent des profils isotopiques forts différents. Atudorei (1999) note que ces profils montrent plusieurs chevauchements de faibles angles et amplitudes qui doivent être à l'origine de ces différences. J'ai donc cherché un affleurement qui ne montre pas de perturbations tectoniques pour obtenir des valeurs cohérentes du Dienerien et du Smithien dans le bassin d'Hawasina.

#### 4.5.3 Le Profil de Wadi Wasit Sud

Ce profil a été mesuré dans le premier wadi parallèle au Wadi Wasit vers le sud, dont l'entrée donne sur le Wadi Ta'yin. La coupe est sur le flanc Nord du wadi, en position inverse, aux coordonnées : N23°04'08", E58°19'04", alt. 690.

La coupe appartient a une autre unité tectonique que Wadi Wasit A d'Atudorei (1999) et que celle qui contient le bloc de Wasit (Krystyn et al., 2003). Aucun chevauchement ou faille n'a été observé dans cette coupe.

Le profil (cf. figures 4.33 et 4.34) affleure sur 108m au-dessus de la mégabrèche. Il contient essentiellement des calcutites, des shales avec quelques niveaux de calcarénites et de calcaires bréchiqes. La mégabrèche (unité 4 ci-dessus) forme la crête de la colline. Le Permien au-dessous, dans l'autre versant, affleure mais n'a pas été mesuré ici.

**La première séquence** de 8m50 (cf. figure 4.34) est constituée de shales en plaquettes et de niveaux de calimicrites en plaquettes fines centimétriques. Elle contient des bancs plus épais de calcimicrite (5-15cm), parfois laminées. Ces bancs montrent une dolomitisation secondaire partielle. A 1m80, on observe une brèche qui montre de forte variation latérale de 1m50 à 2cm. Latéralement, elle contient un bloc de 1m<sup>3</sup> de calcaire récifal permien gris. C'est un boundstone à coraux, brachiopodes, algues calcaires et foraminifères permien. Dans les 8m50 de cette série, on observe plus haut encore 5 bancs bréchiqes avec des éléments permien et des éléments de calcilutites en plaquettes. Ces bancs font entre 5 et 25cm d'épaisseur. A 3m50 au-dessus de

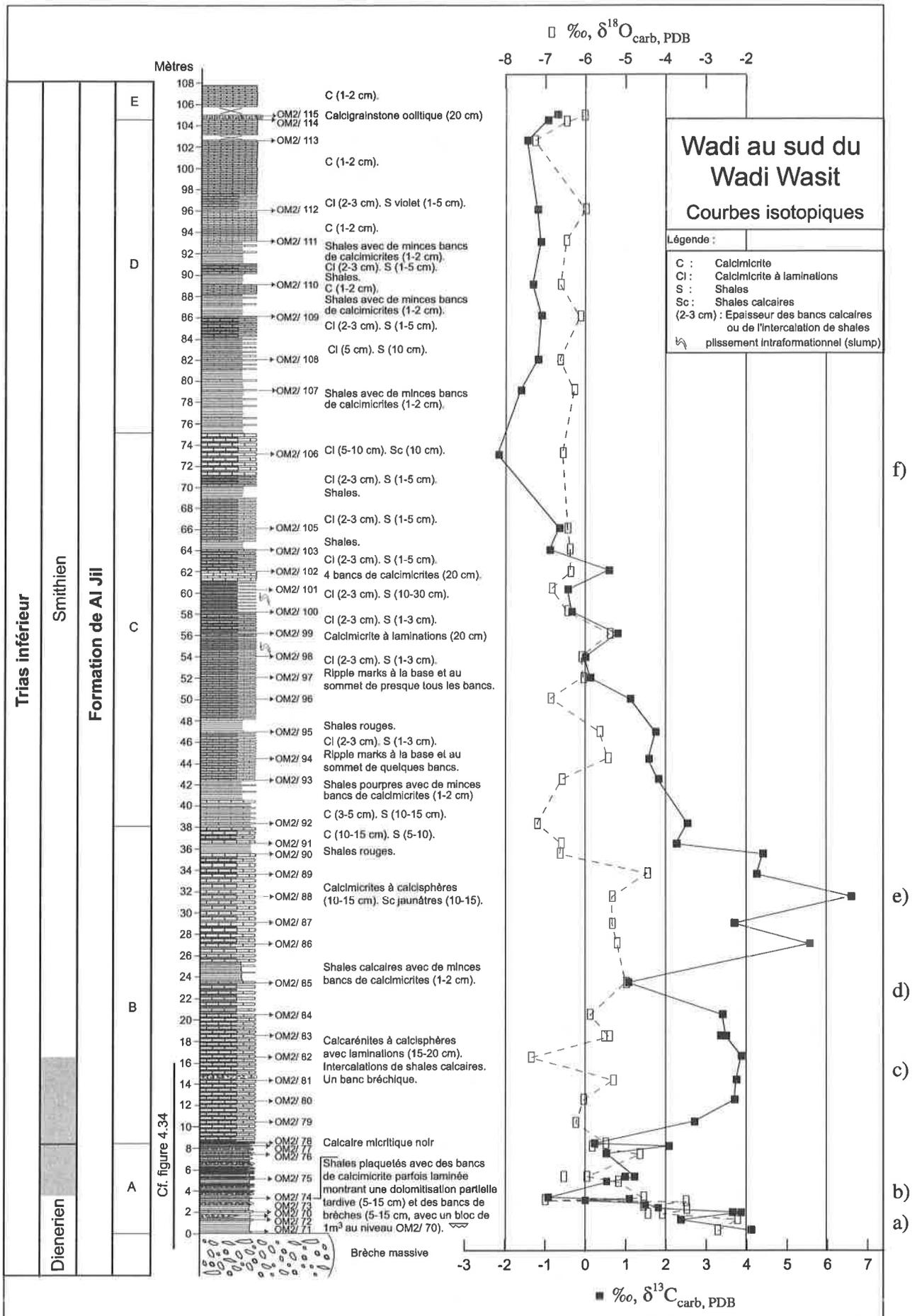


Figure 4.33 : Profil litho- et chemo- stratigraphique de la coupe de Wadi Wasit Sud.  
Coordonnées : N23°04'08", E58°19'04".

la mégabrèche, on remarque un banc repère de calcarénite noire de 20cm d'épaisseur. C'est un wackstone à calcisphères. La séquence A se termine par un autre banc de calcarénite noire de 15cm.

**La séquence B** (cf. figures 4.33 et 4.34) qui suit est épaisse d'environ 30m. Elle est constituée de calcarénites en plaquettes laminés en bancs de 10 à 20cm avec des interbancs de shales calcaires. Les calcarénites sont des wackstones à calcisphère. Dans cette série, on observe au métrage 14m40, le dernier banc bréchique (5cm d'épaisseur) de la coupe. On remarque des intervalles plus marneux entre 24 et 26m et entre 35m50 et 37m.

**La séquence C** débute par intervalle de 4m20 de shales pourpres avec de minces bancs de calcimicrites. La majeure partie de la série montre des calcilutites laminées en bancs de 2-5cm plus fins que dans la séquence B avec des interbancs de shales de 1-3cm. Ces calcilutites montrent des figures sédimentaires de types ripple marks à la base et au sommet de presque tous les bancs. On observe un intervalle de shales rouges de 1m10 au-dessus du niveau OM2/ 95. On note 4 bancs superposés de calcimicrite de 20cm d'épaisseur au métrage 61m50. La séquence se termine par 4m de calcimicrite en bancs plus épais de 5-10cm avec des intercalations de shales calcaires de 10cm.

**La séquence D** débute par 6m de shales avec de minces bancs de calcimicrites. Ces bancs deviennent plus fréquents par la suite. À partir du métrage 93m60 les shales deviennent rares. On observe des calcilutites souvent laminées, en plaquettes fines de 1 à 3cm superposées sans interbancs.

**La séquence E** débute avec le premier banc de calcarénite oolitique du profil. Ce calcigrainstone est épais de 20cm. Il est suivi de calcilutite superposées, en bancs de 1-2cm.

La suite de la coupe est recouverte ici d'éboulis. Latéralement, on observe une série de calcarénites oolitiques et calcilutites sur encore une dizaine de mètres (Krystyn, comm. orale).

Krystyn et al., (2003) ont montré que la mégabrèche contient des éléments dont les sédiments les plus jeunes proviennent de la zone à *N. kummeli* (1<sup>ère</sup> zone du Dienerien) (voir aussi chapitre suivant). Des conodontes du Dienerien moyen (base de la zone à *N. cristigalli*) ont été trouvés dans cette coupe dans la séquence A (niveau OM2/73, Krystyn, comm. orale). Dans des coupes similaires du bassin d'Hawasina, les conodontes *N. waageni* et *P. costatus* de la deuxième zone de conodontes du Smithien ont été trouvés dans la partie calcaire équivalente à la séquence B de la figure 4.33, sans toutefois pouvoir préciser le niveau exact (Krystyn, comm. orale).

### Conclusion sédimentologique

La mégabrèche décamétrique, unité 4 de la Formation d'Al Jil dans les nappes inférieures d'Hawasina dans la région de Ba'id a donc un âge compris entre le Dienerien inférieur et le Dienerien supérieur.

Au-dessus de la mégabrèche se déposent des sédiments argileux qui comprennent encore plusieurs niveaux bréchiques. Ils ont encore un âge Dienerien supérieur.

Le Smithien débute par une série calcaire. Ces calcaires ne montrent aucun micro- ou macro-fossiles excepté des conodontes et des calcisphères. Ces calcaires sont soit des particules calcaires dérivées de la plate-forme carbonatée arabe (Watts & Garrison, 1986), soit des produits d'une activité pélagique, alors probablement algo-bactérienne de type whittings (Riding, 2000). La série devient ensuite plus argileuse. Le sommet de la série est marqué par l'arrivée des premières calcarénites oolitiques, probablement dérivées de la plate-forme adjacente.

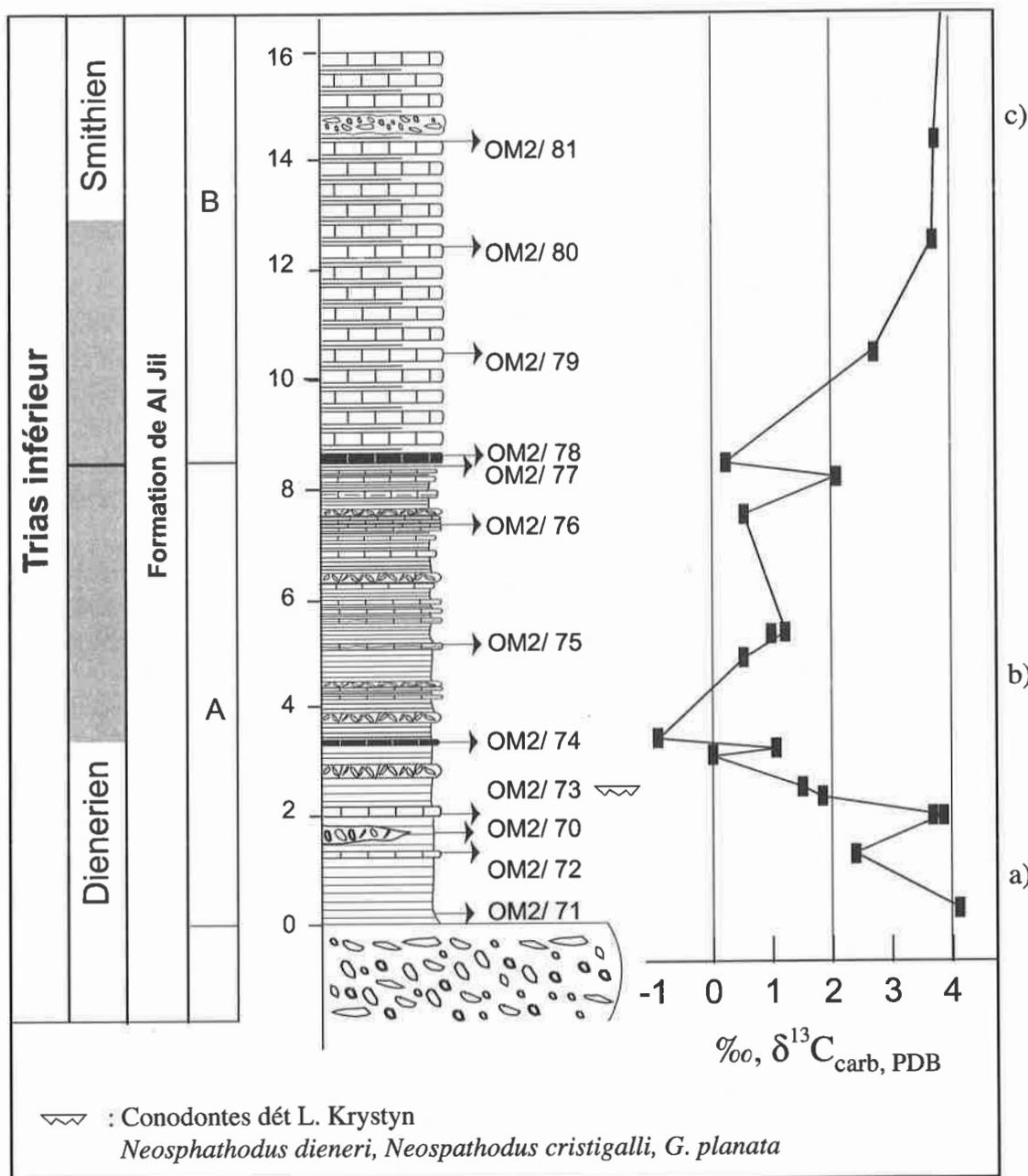


Figure 4.34 : Agrandissement des 16 premiers mètres de l'unité des calcaires en plaquettes de la Formation de Al Jil. Pour la légende, cf. figure 4.33

### Résultats des analyses isotopiques

#### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (cf. figures 4.33 et 4.34)

Dans la séquence A, les valeurs isotopiques descendent brutalement de 4.1‰ (excursion a) à -0.9‰ (excursion b). Elles remontent ensuite dans la deuxième partie de la séquence A, pour atteindre un plateau positif à 3.8‰ (excursion c) 4m au-dessus de la base de la séquence B. Après 5m, les valeurs baissent d'abord faiblement à 3.4‰ puis brutalement, juste avant le premier intervalle de shales, jusqu'à une valeur de 1.1‰ (excursion d). Les valeurs remontent ensuite rapidement pour atteindre un sommet à 6.6‰ au niveau OM2/ 88 (excursion e). Les valeurs redescendent ensuite d'abord très rapidement à 2.3‰ dans le sommet calcaire de la

séquence B. Les valeurs diminuent ensuite progressivement pour atteindre un minimum à au sommet de la séquence C à  $-2.2\text{‰}$ . Les valeurs remontent ensuite dans la séquence D pour rester homogènes autour de  $-1.3 \pm 0.3\text{‰}$  (excursion f). Une seconde remontée est observée autour de la calcarénite oolitique du sommet de la coupe qui amène les valeurs à  $-0.7\text{‰}$ .

## Discussion

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  ne montrent aucune covariance notable (cf. figure 4.10). Le profil obtenu est corrélable avec d'autres profils du même âge, mais montre des amplitudes beaucoup plus fortes. Il n'y a pas d'évidence de terrain que la diagenèse ou une circulation fluide secondaire ait touché une partie de la coupe plutôt qu'une autre. L'environnement de dépôt permet d'exclure tout effet de diagenèse météoritique. Je considère donc que le profil obtenu reflète les variations primaires de la composition isotopique.

Juste après la mégabrèche, les valeurs montrent un pic négatif d'une ampleur de  $5\text{‰}$  (excursion b). Ce pic négatif est ici très bien daté du Dienerien terminal. Un tel pic négatif de même âge se retrouve dans le bloc de Ba'id, au début de la reprise de la sédimentation au Dienerien terminal et au Wadi Maqam au-dessus d'une brèche à éléments permien. Il s'observe également dans le Wadi Sahtan, à Taškent dans le Taurus, à Zal et Abadeh en Iran, à Uomo et Bulla dans les Alpes du Sud (Horacek et al., 2000 et sous presse) et à Chaohu en Chine du Sud (Tong et al., 2002). Cependant, il a dans a Wadi Wasit Sud une amplitude exceptionnelle.

Le double pic (excursion c et e) qui suit a également été reconnu dans le Wadi Sahtan. Dans le bloc de Ba'id et le Wadi Maqam, il se résume en un seul pic, probablement par faiblesse du pas d'analyse. Dans le Wadi Maqam et le bloc de Ba'id, ce pic a été contraint aux deux premières zone à conodonte du Smithien. En Oman, c'est également dans ce profil que l'amplitude est la plus forte, atteignant  $8.8\text{‰}$ . Cette amplitude est exceptionnelle pour le Phanérozoïque. Seul le Précambrien montre des amplitudes aussi conséquentes (Brasier et al., 1996). Ce pic (c et e) très positif correspond ici avec la séquence la plus calcaire de la coupe. La valeur négative (excursion d) entre les deux pics correspond à l'intervalle le moins calcaire de la séquence. Comme nous l'avons vu ci-dessus, ces calcaires sont soit produits sur la plate-forme carbonatée et transportés par les courants dans le bassin, soit ils sont le produit d'une activité algo-bactérienne pélagique. Des études sur la matière organique permettrait peut-être de définir l'origine de ces carbonates et si ce pic correspond bien à une augmentation de la productivité primaire.

#### 4.5.4 Une limite Permien-Trias unique : Le bloc de Wasit.

Ce bloc a fait l'objet d'une étude sédimentologique, paléontologique et isotopique de détail dans Krystyn et al., (2003) et Twitchett et al., (2004). Je résumerai succinctement les résultats de cette étude auquel j'ai activement participé. Je ne reprendrai en détail que les résultats isotopiques du carbone des carbonates. En plus des données déjà publiées, je présente ici les résultats d'analyses isotopiques du carbone organique et d'analyses Rock-Eval.

Le bloc de Wasit est un bloc unique d'environ 200m<sup>3</sup> compris dans la mégabrèche dienerienne de la Formation d'Al Jil (Béchenec et al., 1992b et chapitre 4.5.2 pour une description de cette formation). Cette brèche contient essentiellement des blocs de carbonates récifaux du Guadalupien et quelques rares petits blocs de lumachellites triasiques. Ce bloc est unique car il est le seul à contenir à la fois des sédiments permien et des sédiments du trias basal. Il est constitué de quatre unités lithologiques (cf. figure 4.35). La première, 6m d'épaisseur, correspond à un calcaire gris, non stratifié, riches en organismes constructeurs de récifs (coraux rugoses, éponges calcaires, stromatoporoïdes). Il a été daté par conodontes du Guadalupien. Il est suivi en disconformité par un calcaire de 4m d'épaisseur finement stratifié, gris clair à jaune, riche en mollusques. On peut le diviser en deux lithologies (Calcaires à Lumachelles et Calcaires Bioclastiques) dont le passage est graduel. Les Calcaires à Lumachelles sont en bancs de 10 à 20cm, plans parallèles et parfois lenticulaires. Ce sont des grainstones à ciment sparitique et nombreuses coquilles dominées par le bivalve *Promyalina* avec quelques *Claraia* et *Eumorphotis*. Dans les Calcaires Bioclastiques au-dessus, l'accumulation de coquilles diminue et les proportions de matrice fine augmentent vers le sommet. Le dernier mètre est représenté par un seul banc de 1m, jaune brun, riche d'une faune invertébrée très diversifiée et partiellement silicifiée. Elle comprend plus de 20 taxons différents de bivalves, microgastéropodes, crinoïdes, brachiopodes, ammonoïdes, échinides, ostracodes et conodontes. La diversité de genres de ce biofaciès excède de beaucoup tout autres assemblages connus du Griesbachien. Ces deux lithologies montrent un milieu de dépôt oxygéné. Le Calcaire Bioclastique est surmonté en disconformité par 1cm de calcaire marneux fin, sans macrofossiles.

Une abondante faune de conodontes et ammonoïdes a permis de dater avec précision les sédiments triasiques du bloc. Les trois zones à conodontes du Griesbachien ont été reconnue (cf. figure 4.35). La zone à *H. parvus* part dès le premier échantillon de la base des Calcaires à Lumachelles, la zone à *I. isarcica* débute au sommet des Calcaires à Lumachelles et la zone à *H. sositionensis* à lieu dans le dernier banc métrique qui termine les Calcaires Bioclastiques. Le calcaire marneux qui recouvre le sommet du calcaire bioclastique a donné le conodonte *N. kummeli* de la première zone du Dienerien.

#### Résultats des analyses

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Dans ce profil, les analyses du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ont été faites sur des micrites sélectionnées à la fraise dentaire quand c'était possible. Les échantillons de la base du Calcaire à Lumachelles, contient trop peu de micrite pour l'analyser spécifiquement. Des analyses ont été faites sur des ciments sparitiques entre les coquilles. Ces ciments sont précoces dans la diagenèse (Krystyn et al., 2003) et doivent donc représenter la composition isotopique primaire. Des analyses sur roches totales ont également été opérées sur les échantillons. Les résultats entre les micrites ou ciments sélectionnés et les roches totales sont la plupart du temps dans la fourchette d'incertitude de la

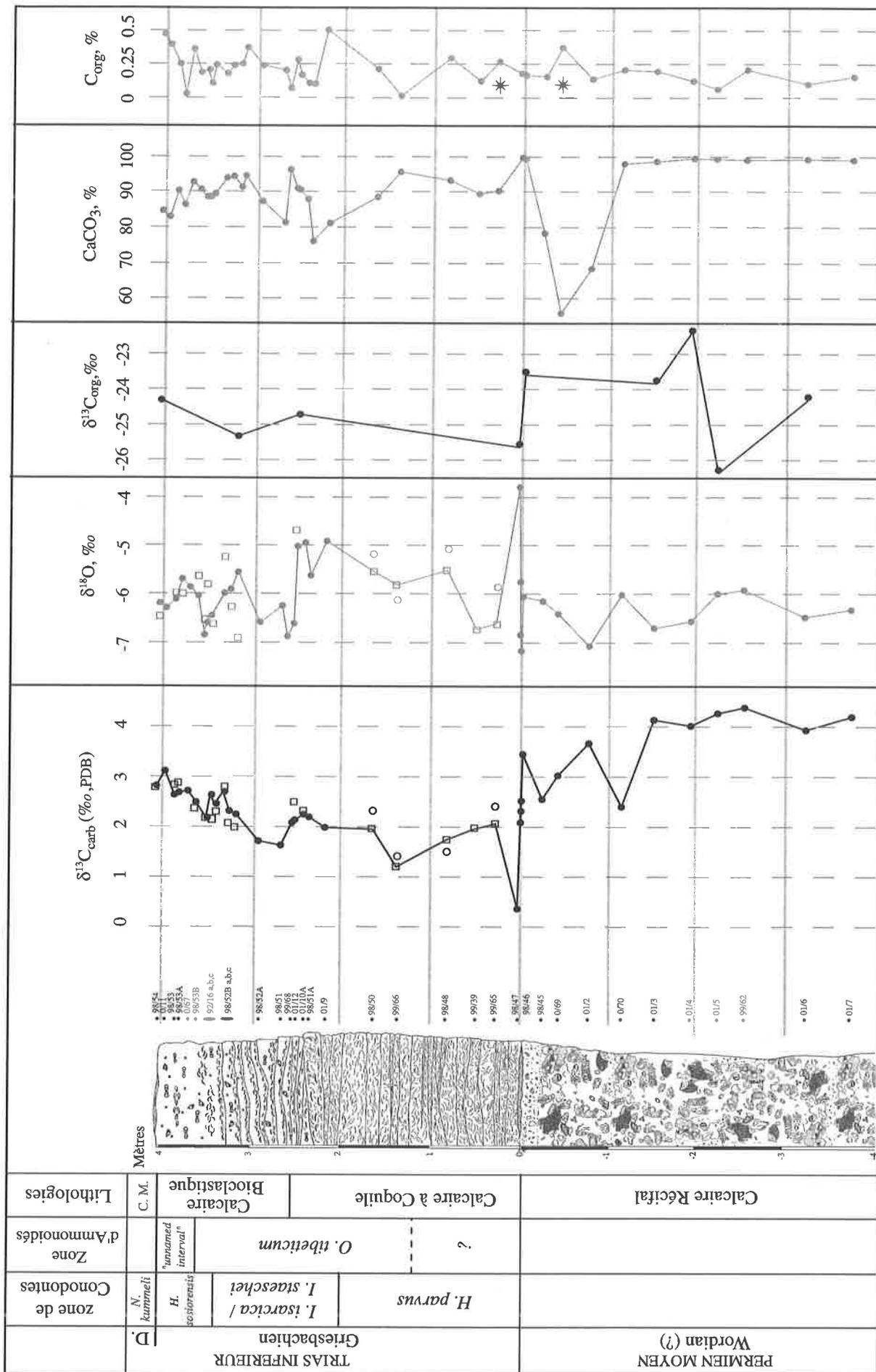


Figure 4.35 : Profil stratigraphique du bloc de Wasi d'après Krystyn et al., 2003. C.M. : Calcaire marneux et D. : Dienerien. Pour la courbe isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  les analyses ont été faites sur micrites sélectionnées (ronds pleins), sur ciments spartiques sélectionnés (ronds ouverts) et sur roche totale (carrés ouverts). Les contenus en  $\text{CaCO}_3$  et en carbone organique ont été obtenus par coulométrique. Les deux étoiles dans le profil du contenu en  $\text{C}_{\text{org}}$  représente les seules valeurs obtenues par la méthode Rock-Eval.

méthode de 0.2‰. Seul l'échantillon 92/16b montre une valeur sur roche totale inférieure de 0.5‰. Le profil obtenu est globalement le même (cf. figure 4.35).

Le Calcaire Récifal a des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  typiques du Permien marin autour de 4‰ (Baud et al., 1989; Scholle, 1995 ; Atudorei, 1999). Les valeurs moins homogènes dans le dernier mètre peuvent être dues aux effets de la dissolution des carbonates (sous-marine ou par émergence). Ceci est confirmé par la présence de quelques remplissages de rares cavités karstiques centimétriques au sommet des calcaires permien (Krystn et al., 2003).

Les dix premiers centimètres des Calcaires à Lumachelles donne une valeur de 0.4‰ typique de la base du Griesbachien. Une remontée vers des valeurs plus positives de 2.1‰ a lieu rapidement au-dessus. Le reste des Calcaires à Lumachelles montre des valeurs homogènes autour de  $2.0 \pm 0.3$ ‰. On note une petite excursion moins positive à 1.2‰ en son milieu. A la base des Calcaires Bioclastiques, les valeurs chutent à 1.6‰. Elles remontent ensuite pendant tout l'épaisseur de cette lithologie jusqu'à une valeur de 3.1‰ à son sommet. L'analyse obtenue dans le Calcaire marneux donne une valeur de 2.8‰.

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  varient entre -6.0 et -7.0‰ dans le Calcaire Récifal. Les valeurs remontent ensuite de -7.1‰ à 3.8‰ dans les 3 premiers centimètres des Calcaires à Lumachelles pour redescendre à -6.6‰, 30cm au-dessus de la limite. Les valeurs remontent ensuite régulièrement jusqu'à -4.9‰ au sommet de ce faciès. Les valeurs baissent à nouveau ensuite dans les derniers centimètres des Calcaires à Lumachelles à -6.6‰. Dans les Calcaires Bioclastiques, les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  varient entre -5.5 et -6.8‰.

### Le contenu en carbone minéral et en carbone organique par coulométrie

Il a été calculé à partir des pourcentages de carbone minéral obtenus par coulométrie. C'est donc une approximation à prendre avec précaution.

La base du Calcaire Récifal a des valeurs proche de 100% de carbonates. Cette teneur baisse fortement dans le dernier mètre de cette lithologie jusqu'à 56%. La base des Calcaires à Lumachelles à des valeurs entre 100 et 90% et baissent dans la partie supérieure de ce faciès vers 76%. Le sommet des Calcaires à Lumachelles voit le contenu en carbonate remonté à 96% avant de redescendre à 80% à la base des Calcaires Bioclastiques. Le reste de ces faciès voit les valeurs varier entre 88 et 95%. Le Calcaire Marneux a une valeur de 84%

Le contenu en carbone organique montre des valeurs très faibles entre 0 et 0.5% de carbone organique. Le Calcaire Marneux semble en contenir un peu plus (0.5%).

### Mesures Rock-Eval

Des analyses de la matière organique ont été effectuées sur certains échantillons par pyrolyse sur Rock-Eval 6 à l'université de Neuchâtel. Les échantillons ont donné pour la plupart des valeurs de teneur en matière organique sous la limite de détection de 0.1%. Les chiffres donnés en-dessous de cette limite sont indicateurs d'une présence de matière organique sans pouvoir la quantifier. Les deux seuls échantillons qui ont donné des résultats proviennent du sommet du Calcaire Récifal (0.1% à 0/69) et de la base des Calcaires à Lumachelles (0.11 à 99/65). Ce sont de très faibles valeurs. Aucune autre variable de la méthode n'a pu être mesurée. Ceci peut être attribué à une forte maturation thermique, une oxydation extensive ou une dégradation bactérienne de la matière organique. Toutes les valeurs sont dans l'annexe 16.

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Peu d'échantillons contenaient assez de matière organique pour pouvoir analyser les isotopes du carbone organique.

Les calcaires permien montrent de fortes variations (cf. figure 4.35). L'échantillon à la base du Calcaire Récifal a donné une valeur de  $-24.2\text{‰}$ . L'échantillon au-dessus a une valeur de  $-26.3\text{‰}$  pour remonter ensuite fortement à  $-22.3$ . Le sommet de cette lithologie montre des valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  autour de  $-23.6\text{‰}$ . A la base des Calcaires à Lumachelles les valeurs baissent brutalement pour atteindre un pic négatif à  $-25.6\text{‰}$ . Les valeurs remontent ensuite régulièrement pour atteindre  $-24.4\text{‰}$  dans le Calcaire Marneux.

### Discussion

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  ne montrent aucune covariance entre elle (cf. figure 4.10). Les valeurs tant permien (excepté le dernier mètre) que triasiques correspondent aux autres profils du même âge. Ils montrent probablement une composition isotopique primaire.

**Le dernier mètre du Calcaire récifal** montre une grande variabilité des valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  (de  $2.3\text{‰}$  d'amplitude). Les valeurs usuelles pour le Permien moyen et supérieur (p. ex. Scholle, 1995; Atudorei, 1999) varient entre 4 et  $5\text{‰}$ . Des excursions vers des valeurs moins positives sont connues autour de la limite Guadalupien-Lopingien (Wadi Maqam, chapitre 4.3, Wang et al., 2004). Cependant, ces sédiments sont plus anciens que cette limite. Cette zone de variabilité correspond à un intervalle qui montre une forte diminution de la teneur recalculée en carbonate. Cette observation peut-être interprétée comme un lessivage intensif des carbonates récifaux au Permien Supérieur. Il faut noter la relative homogénéité de la composition isotopique du  $\delta^{18}\text{O}$  dans ce même intervalle, uniquement marqué par une chute relative de  $1\text{‰}$  dans les 3 derniers centimètres. Cette variabilité du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  associée à une invariance du  $\delta^{18}\text{O}$  sous une surface marquée par un lessivage et des dissolutions peut être due à une influence diagénétique. La composition isotopique peut être modifiée lors de la diagenèse (pour une revue voir Hudson, 1977; Dickson & Coleman, 1980; Brand & Veizer, 1981; Marshall, 1992; Grossman, 1994). La plupart du temps les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  sont diminuées conjointement. Pour des raisons de balance de masse, il est cependant plus difficile de faire varier les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  dans les carbonates (Magaritz, 1983; Banner & Hudson, 1990). Cela nécessite un lessivage intensif avec une eau très chargée en  $^{12}\text{C}$ . Il y alors deux cas de figure :

La lacune stratigraphique est due à une émergence. La partie supérieure a été lessivée par des eaux météoritiques chargées en  $^{12}\text{C}$ , ce qui est le cas d'eau de lavage de sol (Lohmann, 1988). L'étude sédimentologique du bloc de Wasit a cependant exclu toute influence terrigène dans son milieu de dépôt (Krystyn et al., 2003).

La lacune stratigraphique est due à une dissolution par des eaux marines sous-saturées en carbonates ou très acides (Brasier et al., 1996). C'est le cas de figure d'eaux chargées en méthane dissout, le méthane ayant des valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}$  très négatives (p. ex. Hoefs, 1987), alors que la composition isotopique du  $\delta^{18}\text{O}$ , peut ne pas varier.

**Les valeurs triasiques** calibrées permettent la comparaison avec les courbes isotopiques obtenues dans les coupes moins bien corrélées de Wadi Sahtan et Wadi Maqam. Sa datation précise permet ainsi de dater ces profils de façon indirecte. Le profil obtenu est également similaire à ceux obtenus dans les Alpes du Sud (Holzer & Schönlaub, 1991), dans l'Himalaya

(Atudorei, 1999) et en Chine du Sud (Krull et al., 2004). Après la limite, il y a un retour rapide à des valeurs plus positives. Le profil montre ensuite une relative stabilité pendant l'intervalle des Calcaires à Lumachelles où la diversité faunistique est pauvre et n'est constituée que de quelques espèces opportunistes. Les valeurs montrent ensuite une augmentation dans les Calcaires Bioclastiques où la diversité biotique augmente fortement. Les changements dans le profil isotopique reflètent donc bien les variations dans la diversité de la faune et de la flore. Ceci suggère que la courbe isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  enregistre ici les variations de la productivité primaire.

### Les valeurs isotopiques du carbone organique

La composition isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  dépend de plusieurs paramètres :

- Variations dans la composition de l'apport en matière organique (algues, bactéries, faune benthique, plantes terrestres).
- Variations dans la productivité primaire.
- Variations isotopiques dans le  $\text{CO}_2$  atmosphérique et océanique.

Au vu de l'absence de paramètres Rock-Eval (par manque de matière organique dans ces sédiments) et d'une étude des palynofaciès, il est difficile de déterminer la part de la variation dans la composition de l'apport en matière organique par rapport aux deux autres facteurs. Or c'est un facteur déterminant dans l'interprétation d'un tel profil (Tyson, 1995; Popp, 1997). La faible quantité de matière organique laisse cependant supposer un apport essentiellement authigène et donc marin. Les résultats montrent des valeurs relativement hautes pendant le Permien. Excepté l'échantillon 01/15 qui est nettement plus négatif. Comme cette variation n'est pas répertoriée dans le profil du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , il est probable qu'elle reflète une variation dans le type de matière organique analysée.

Le profil  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  est parallèle à celui du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  avec une chute à la limite entre le Permien et le Trias, puis une remontée régulière pendant tout le Griesbachien. C'est une caractéristique connue d'autres profils analysés à la même époque (Magaritz et al., 1992; Wang et al., 1994; Morante, 1996; Foster et al., 1997, Schwab & Spangenberg, 2004).

### En conclusion

Le bloc de Wasit fait ressortir des points importants :

- Il montre une lacune stratigraphique importante avant le Griesbachien basal. Cette lacune peut simplement être due à un non-dépôt, mais les indicateurs géochimiques permettent de soupçonner une dissolution de carbonates. Cette dissolution est probablement sous-marine et non par émergence. Des études complémentaires sur la géochimie de la partie supérieure du Calcaire Récifal, notamment des rapports Sr/Ca et Mg/Ca, pourraient lever les incertitudes.
- Les sédiments d'âge triasiques sont condensés mais complets. On observe une transgression rapide au Trias inférieur, avec un approfondissement au Dienerien basal. Les âges obtenus ici suggèrent un âge post-Dienerien basal pour l'âge de la mégabrèche.
- Il enregistre une recomposition de la biodiversité très rapide, pour atteindre un niveau atteint dans aucune autres coupe pré-Spathienne connues à ce jour. Cette diversification a lieu dans un milieu bien oxygéné. L'augmentation des valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  conjointement à cette diversification peuvent signifier une augmentation de productivité primaire.

## 4.6 LE PERMIEN ET LE TRIAS INFÉRIEUR DANS LES DÉPÔTS DE BASSINS PROFONDS DANS LES UNITÉS D'HAWASINA

La coupe de Buday'ah est située dans la fenêtre tectonique d'Hawasina, à 500m à l'écart de la route entre Buday'ah et Al Kuryah qui suit le Wadi Hawasina (cf. figure 4.1). Elle se situe aux coordonnées : N23°44'41", E56°54'21".

La coupe de Buday'ah est l'un des seuls affleurements où l'on peut observer le membre inférieur de la Formation de Al Jil (cf. figure 4.36). Cette formation a été définie par Béchenec et al. (1987, 1992a) et a été décrite au chapitre 4.5.1. Le Membre Inférieur a été revisité dans cette région par Béchenec, Maury et Cordey in Baud et al. (2001b), Cordey et al. (2001), Maury et al. (2003) et Richoz et al. (2005).

### 4.6.1 Stratigraphie

Ce profil, en série normale, se situe à l'Est de la colline principale où le Membre Inférieur est exposé en série inverse. Il est décrit dans Baud et al. (2001b), Cordey et al. (2001) et Richoz et al. (2005) (cf. figure 4.36).

La série débute par des laves en coussin vert foncé à bruns, légèrement amygdaloïdaux. Les coussins ont entre 20cm et 1m et ont des noyaux aphirique et des bords qui contiennent localement des phénocristaux de plagioclases (Maury in Baud et al., 2001b). Pour une description de leur microfaciès et de leur géochimie se référer à Maury in Baud et al. (2001b) et Maury et al. (2003). Localement les interstices entre les coussins sont remplis par des carbonates rouges fins contenant des ammonoïdes. Une de celles-ci a été datée du Wordien (Krystyn, comm. orale).

Le Membre Supérieur débute ici par 30cm de shales siliceux bruns qui disparaissent latéralement. Ils sont superposés par 1m70 à 2m de shales très siliceux et des radiolarites rouges à brunes. Cet intervalle se termine par un banc de 15cm de calcaire lenticulaire très siliceux avec des bivalves. Les radiolarites ont donné un âge Wordien à Capitanien (Cordey in Baud et al., 2001 et Cordey et al., 2001). On observe ensuite 1m de shales siliceux beiges et un banc de calcaire marneux laminé radiolaritique avec des radiolarites d'âge Wuchiapingien (Kozur comm. orale). Il est surmonté par 2m de shales légèrement siliceux très finement lités gris foncé à la cassure. Les dépôts de silice s'arrêtent ensuite. Cet arrêt de la sédimentation siliceuse est connu dans la Téthys et la zone arctique à cette période (Beauchamp & Baud, 2001). Il se déroule près de la limite Wuchiapingien-Changhsingien (Kozur, comm. orale).

Au-dessus de cette limite lithologique, il y a environ 3 mètres de shales beige jaunâtre avec deux bancs centimétriques de calcaire marneux montrant une forte minéralisation de manganèse. La partie supérieure de cet ensemble montre une déformation tectonique avec des plis et probablement un chevauchement. Une étude plus poussée de cet intervalle dans sa continuité latérale est nécessaire pour déterminer si cet accident est restreint ou de plus grande importance. Cet intervalle argileux est surmonté par un banc de 20 cm de calcaire micritique massif gris foncé à la cassure avec une croûte de minéralisation au sommet du banc. Il est suivi par 80cm de shales comprenant plusieurs bancs centimétriques de croûte ferro-magnésienne.

On observe ensuite 60cm de calcaires en plaquettes ondulées de 3 à 4cm. Ce calcaire gris foncé à la cassure, jaune à l'affleurement montre un microfaciès de mudstone à calcisphères. Le sommet de cet ensemble a donné un *Hindeodus* cf. *parvus* mal conservé (Kozur, comm. orale). Les dix mètres suivants de la coupe sont représentés par des shales marneux jaune beige finement lités,

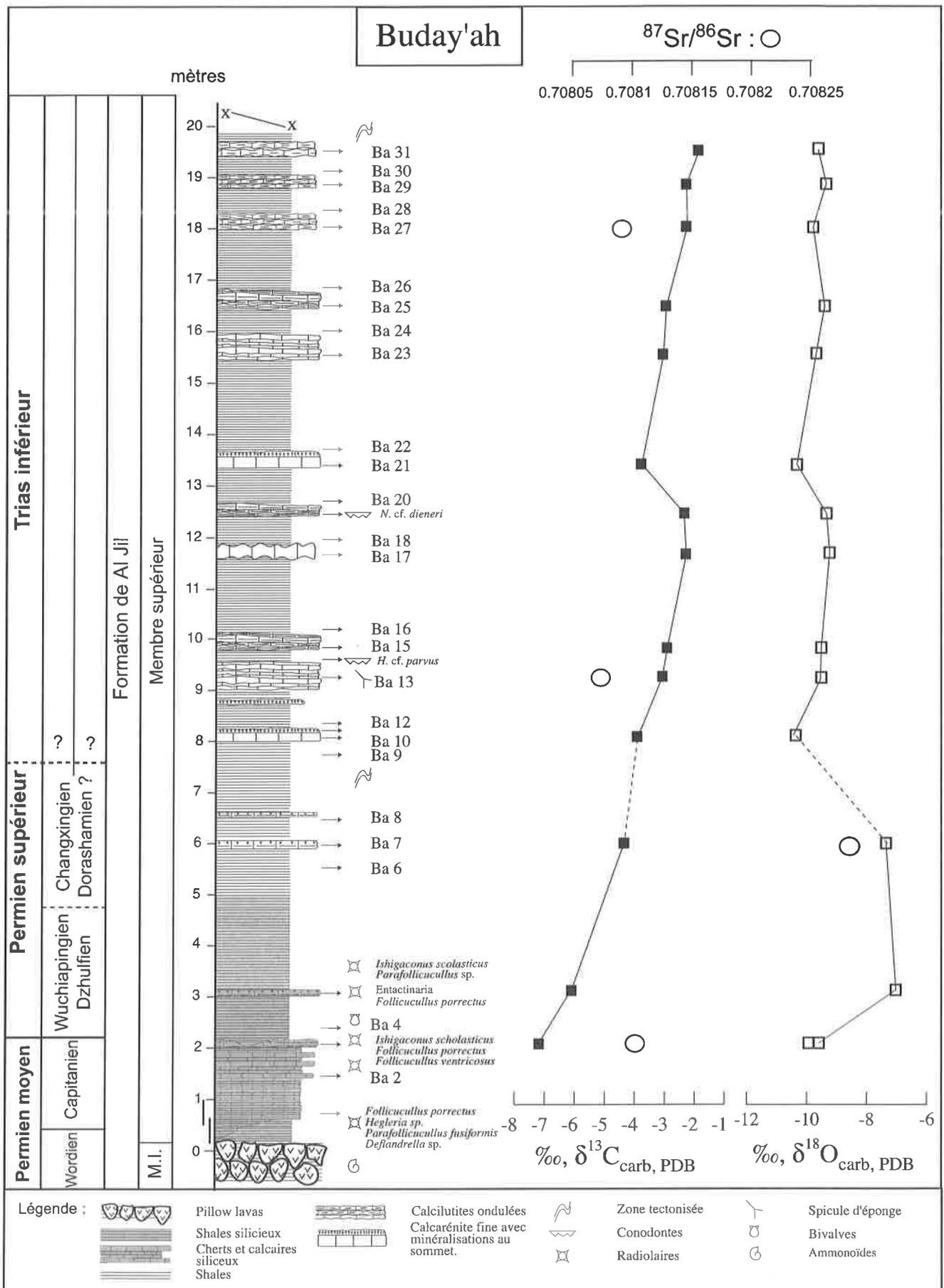


Figure 4.36 : Profil stratigraphique et isotopique de Buday'ah. Conodontes dét. H.W. Kozur. Radiolaires dét. F. Cordey in Baud et al., 2001. Voir texte pour discussion sur les attributions d'étages. Coordonnées : N23°44'41", E56°54'21".

comprenant en intercalation des bancs décimétriques de calcaires marneux ondulés gris brun et d'ensembles décimétriques de calcaires en plaquettes centimétriques gris foncé onduleuses et plus ou moins marneuses. 3m au-dessus du conodonte *H. cf. parvus*, plusieurs conodontes *N. dieneri* ont été trouvés (Kozur, comm. orale).

Le sommet de la série est tronqué tectoniquement.

#### 4.6.2 Résultats des analyses isotopiques

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Le profil obtenu à Buday'ah est complètement inhabituel et très différent de toutes les autres coupes connues à ce jour. Les valeurs sont globalement très négatives et ont tendance à augmenter tout le long du profil. Aucune baisse n'est visible à la limite supposée entre le Permien et le Trias.

Dans le Permien, les carbonates siliceux et les cherts carbonatés ont donné des valeurs isotopiques de  $-7.1\text{‰}$  et  $-6.0\text{‰}$ . Le premier banc carbonaté, supposé encore dans le Permien montre une remontée vers une valeur de  $-4.3\text{‰}$ . Dans le Trias inférieur supposé les valeurs augmentent de  $-3.9\text{‰}$  (Ba 10) à  $-2.3\text{‰}$  dans le niveau qui a fourni le conodonte *N. cf. dieneri* (Ba19). Les valeurs isotopiques baissent ensuite à  $-3.7\text{‰}$ , pour remonter jusqu'au sommet du profil où elles atteignent leur maximum à  $-1.8\text{‰}$ .

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Elles sont globalement très basses, mais restent relativement homogènes tout le long de la série. Elles débutent à  $-9.8\text{‰}$  dans le premier échantillon, Elles remontent ensuite à  $-7.2\text{‰}$  dans les deux suivants (Ba 5 et 7). Pendant toute la partie supposée du Trias inférieur, elles restent homogènes autour de  $-9.6 \pm 0.5\text{‰}$ .

#### 4.6.3 Discussion

Ces valeurs très négatives, tant pour le carbone que pour l'oxygène soulève la question d'une possible oblitération diagénétique de la composition isotopique qui peut avoir deux origines :

- Les valeurs très négatives du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  des calcaires radiolaritiques se situent dans le champ des résultats possibles pour des carbonates déposés dans un système hydrothermal actif ou ayant subi une diagenèse influencée par des fluides hydrothermaux (valeurs entre  $-8$  et  $-6\text{‰}$ , Hoefs, 1987). Cependant la durée de vie d'un système hydrothermal après la fin de l'activité volcanique ne permet pas d'expliquer les valeurs négatives au-dessus du Wuchiapingien (Maury, comm. orale).
- Différents indices ont permis de considérer les autres profils d'Oman comme étant le reflet de changement primaire de la composition isotopique, malgré les transports tectoniques, le métamorphisme allant jusqu'à l'anchizone profonde, et des dolomitisations secondaires importantes. Or le profil de Buday'ah n'a pas enregistré de dolomitisations secondaires et ce n'est pas le profil qui a subi le métamorphisme le plus important.

Le profil se trouve dans les zones les plus distales et les plus profondes du bassin d'Hawasina (cf. figure 4.3). Une hypothèse est que cette partie ait été moins oxygénée que les autres, étant proche de la limite oxique-anoxique dans la colonne d'eau. La matière organique se serait alors accumulée de façon plus importante. Il est connu qu'une diagenèse

impliquant la transformation d'une grande quantité de matière organique peut modifier la composition isotopique du carbone dans les sédiments environnant (Irwin et al., 1977 ; Curtis & Coleman, 1986). Des mesures Rock-Eval sur cette coupe sont à prévoir afin de déterminer s'il y a eu une importante quantité de matière organique dans ces sédiments et de vérifier si cette hypothèse est valable.

#### 4.6.4 Les valeurs isotopiques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Afin de déterminer si mon hypothèse d'une influence hydrothermale était valable, j'ai fait analysé 4 échantillons sur roche totale (Ba3, Ba7, Ba13 et Ba27) par le laboratoire de géochimie isotopique de l'Université de Berne (I. Villa) afin de déterminer le rapport isotopique du strontium.

En effet, le rapport isotopique du strontium est influencé par la balance entre l'apport de

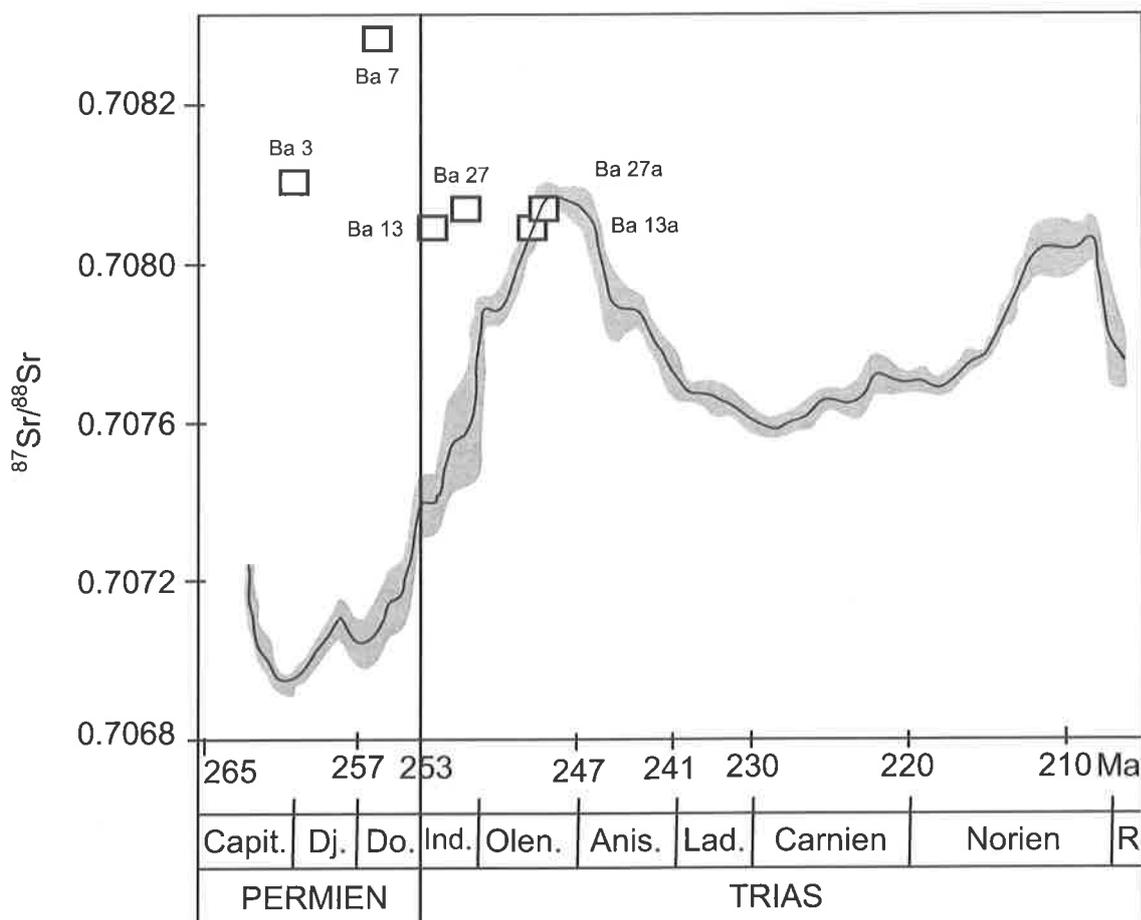


Figure 4.37 : Moyenne (pas de 1Ma sur une fenêtre de 2Ma) de l'enregistrement isotopique du strontium sur conodontes et brachiopodes dans le domaine téthysien. La bande grise représente une déviation standard de  $\pm 1 \sigma$  (Korte et al., 2003). Les carrés représentent les données de Buday'ah sur roches totales, leur hauteur représente une déviation standard de  $\pm 2 \sigma$ . Les échantillons Ba 13 et 27 sont placés sur l'échelle de temps d'après les datations de conodontes (dét. H. Kozur) et pour (13a, 27a) par comparaison lithologique avec d'autres profils bien datés du bassin d'Hawasina (Krystyn, comm. orale).

l'érosion continentale et celui des rides médio-océaniques car la croûte continentale contient proportionnellement plus de  $^{87}\text{Sr}$  (d'origine radiogénique) que le manteau (Elderfield, 1986). Les résultats obtenus, soumis à l'action de l'hydrothermalisme lié à un volcanisme océanique, auraient dû alors être inférieurs à la courbe établie de Korte et al. (2003) pour le Permien supérieur, le Trias inférieur et moyen (cf. figure 4.37). En effet, les valeurs du  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mantelliques sont de 0.699 à 0.704. Mais les valeurs obtenues pour le Permien (cf. figure 4.36 et 4.37) sont au contraire nettement supérieures à la courbe établie de Korte et al. (2003) et montrent entre elles une forte variation. La raison de ce phénomène est probablement la sensibilité du rapport isotopique du strontium aux fluides diagénétiques post-hydrothermalisme qui est forte dans des profils contenant beaucoup d'argiles, comme c'est le cas ici. Les valeurs isotopiques du  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenues ici ne sont donc probablement pas interprétables.

#### 4.6.5 Discussion sur l'âge des sédiments.

La découverte par H. Kozur de conodontes typiques de l'Induen dans un ordre cohérent a permis de supposer raisonnablement, malgré le mauvais état de préservation de ces conodontes, à l'existence de l'Induen en conformité sur des sédiments permien. L'épaisseur, entre les sédiments datés du Wuchiapingien et du Griesbachien, est vraisemblable pour des sédiments bassinaux. De plus, l'observation dans plusieurs écailles tectoniques de cette même succession autorise à penser que l'accident tectonique entre les sédiments permien et triasique est bien mineur (Baud, comm. orale).

Cependant dans une visite tardive sur cette coupe, Krystyn (comm. orale) fait remarquer que la lithologie des sédiments triasiques est typique du Spathien d'autres affleurements des unités d'Hawasina. Latéralement, il a observé sous ces alternances de shales et de calcaires en plaquettes marneuses, des calcaires en plaquettes typiques de l'unité 5 de la Formation d'Al Jil, qui sont datés du Smithien dans la région de Wadi Wasit (cf. chapitre 4.5.1).

Remarquons également que les valeurs isotopiques du carbone des sédiments d'âge Spathien dans les profils de Wadi Maqam et de Sal sont aussi très négatives (respectivement  $-2.4\%$  et  $-2.7\%$ ). Il ne serait dès lors pas surprenant d'avoir des valeurs encore plus négatives dans des zones plus bassinales (Berger & Vincent, 1986 ; Vahrenkamp, 1996).

#### 4.6.6 En conclusion

Les sédiments permien sont bien datés du Wordien au Wuchiapingien. Par contre l'attribution d'un âge aux sédiments triasiques est encore sujette à controverse.

Les résultats isotopiques, tant du carbone, de l'oxygène et du strontium sont particuliers à cette coupe et ne sont pas univoques. Je propose deux hypothèses :

- Ils ont potentiellement subi une forte diagenèse, avec une circulation fluide et une transformation d'une grande quantité de matière organique, qui a complètement oblitéré les compositions isotopiques.
- Les compositions isotopiques de l'oxygène et du strontium ont été oblitérées par la diagenèse, mais celles du carbone reflètent la composition primaire de l'océan. Les valeurs isotopiques basses ne peuvent alors s'expliquer que par une stratification sur le long terme de cet océan.

Ce profil nécessite néanmoins des données complémentaires de terrain, biostratigraphiques, géochimiques et géobiochimiques avant de pouvoir être interprété sans ambiguïtés.

## 4.7 LE PERMIEN ET LE TRIAS INFÉRIEUR DANS LES DÉPÔTS DE BASSINS DANS LES UNITÉS DU BATAIN.

### 4.7.1 Les Formations de Qarari et A'seelah (Permien-Trias inf.)

Le Permien dans la région de Bata'in (cf. figure 4.1) est représentée par les Calcaires de Qarari (Béchenec et al., 1992; Immenhauser et al., 1998; Peters et al., 2001) qui sont des calcaires hémipélagiques de plates-formes externes influencés par la mer ouverte (Hauser, 2001). Ils sont datés du Wordien inférieur (Hauser; 2001) au Wuchiapingien inférieur (Kozur, 2003). La partie supérieure de ces Calcaires de Qarari montrent des horizons d'émersion et une augmentation dans le contenu en quartz. Ils sont suivis par la brèche de l'unité d'Aseelah (Hauser, 2001). C'est une brèche dolomitisée à éléments constitués uniquement de blocs de calcaires marins permien peu profonds. L'âge le plus jeune de ces blocs est le Wuchiapingien (Hauser, 2001). L'enregistrement sédimentaire montre une lacune sédimentaire importante durant l'intervalle Permien-Trias (Hauser, 2001).

Tant par sa situation stratigraphique, que par la composition de ces blocs, je propose de corréliser la Formation d'Asseelah dans le Batain à la mégabrèche de l'unité 4 de la Formation de Al Jil dans la région du Wadi Wasit (Béchenec et al., 1992, et chapitre 4.5.2 de cette étude).

### 4.7.2 La Formation triasique de Sal

Au-dessus de cette unité bréchique, Hauser et al., (2001) ont défini la Formation de Sal, datée du Smithien au Rhétien. Elle comprend trois membres:

- Le Membre à «Mudstone». Il consiste en environ 50m de calcaires en plaquettes gris brun, de calcilutites, de shales et argilites vertes à jaunâtres, partiellement silicifiées. Il est daté du Smithien (Krystyn, comm. orale) à l'Anisien moyen. Ce membre correspond à une partie du Membre Supérieur de la Formation de Al Jil (Roger et al., 1991; Béchenec et al., 1992b; Wyns et al., 1992). La coupe étudiée ici correspond à ce membre.
- Le Membre à «Chert». Ce sont des cherts radiolaritiques rouges et verdâtres de 15m d'épaisseur. Ils sont en interbanes avec des shales, des argilites et des calcaires très siliceux. Il a un âge Anisien tardif.
- Le Membre à «Calcarénites». Ce membre est constitué de calcarénites brunes, partiellement silicifiés avec de nombreux bivalves filaments pélagiques, de cherts radiolaritiques et de shales marneux et siliceux. Il a une épaisseur variant entre 115 et 150m. Il est daté du Ladinien au Rhétien.

Hauser, (2001) et Hauser et al., (2001) ont étudié en détail la sédimentologie, la paléontologie et la stratigraphie de cette formation. Ils ont publié également une étude isotopique du carbone prospective sur les carbonates de cet ensemble. Le Membre à Mudstone montre deux excursions positives. Une correspond à la limite Olenekien/Anisien. L'équivalence entre la limite biostratigraphique Olenekien/Anisien et un pic positif a été bien établie par Atudorei & Baud (1997) et Atudorei (1999 et 2003) tant en Himalaya que dans la Dobrogea (Roumanie). Le profil de Hauser et al. (2001) montre également une forte excursion positive dans le Spathien. Avant les travaux de Hauser et ceux de cette étude, une excursion positive olenekienne est connue seulement autour de la limite Smithien/Spathien en Himalaya (Baud et al., 1996 et Atudorei, 1999). Elle pose dans cette région des problèmes de corrélation entre les variations isotopiques et la biostratigraphie (Atudorei, 1999). Afin de lever l'incertitude sur la position stratigraphique d'un tel pic, j'ai rééchantillonné la coupe type de la Formation de Sal (Hauser,

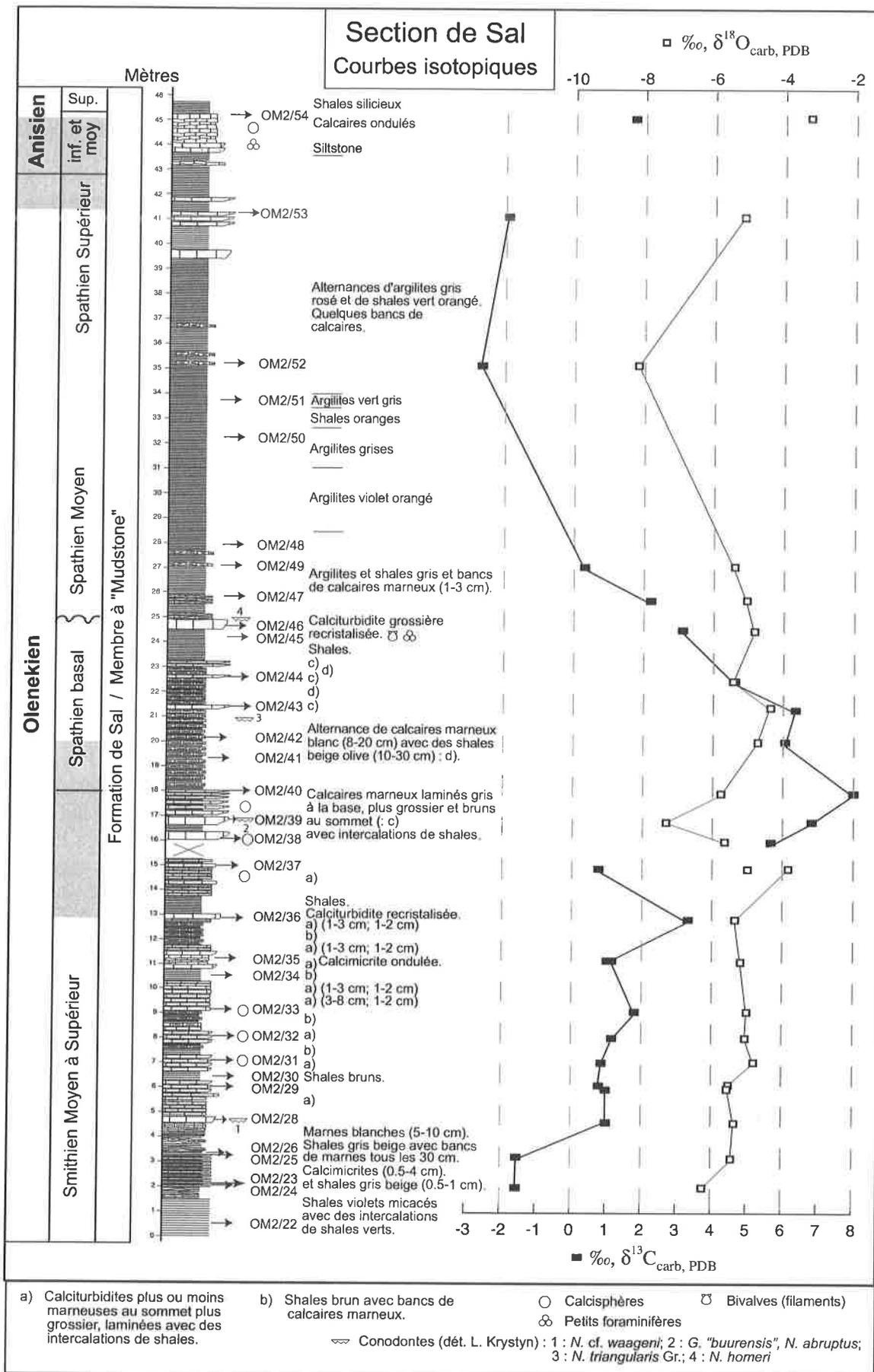


Figure 4.38 : Profil stratigraphique du Membre à mudstone de la Formation de Sal dans sa localité-type. La formation reprise ici a été définie par Hauser et al., (2001). De nouvelles données biostratigraphiques (Krystyn, comm. orale) et chemostratigraphique sont présentées. Coordonnées : N 22°08'20", E 59°32'19".

2001) avec un pas d'analyse plus élevé (10 échantillons pour Hauser, (2001); 26 pour cette étude). Krystyn a révisé parallèlement la biostratigraphie des conodontes sur cette coupe.

### **Le Membre à Mudstone de la coupe-type de la formation de Sal**

A la localité-type (cf. figures 4.1 et 4.38), la coupe débute par des shales violets micacés intercalé par des shales verts. On observe ensuite un ensemble de 16m de calcaires gris beige en plaquettes ondulées, épaisses de 1 à 8cm (niveaux de OM2/24 à 40, figure 4.38). Les calcaires sont fins, plus ou moins marneux, parfois plus grossier au sommet. Ces turbidites montrent parfois aussi des stratifications entrecroisées et des laminations planes centimétriques. Elles montrent en interbancs des shales calcaires gris beige et des marnes blanches. Par endroits, ces faciès deviennent majoritaires. Les microfaciès montrent des mudstones microsparitiques, avec des ostracodes et des conodontes. On trouve également dans des calciturbidites, des packstones à grainstones de bioclastes arrondi par le transport. Ces bioclastes comprennent des radiolaires calcifiés, des ostracodes, des échinodermes, des petits foraminifères (Nodosariidae) (Hauser et al., 2001).

On observe au-dessus 5m d'alternance de calcaire marneux blanc en banc de 8-20cm avec des shales beige olive 10-30cm, avec quelques bancs de calcaires marneux laminés. Cet ensemble est surmonté par 1m30 de shales calcaires et d'une calciturbidite massive de 30cm, recristallisée. La recristallisation a cependant préservé des fossiles de bivalves (filaments) et de petits foraminifères.

En conformité, apparaissent au-dessus, environ 20m d'argilites et de shales colorés (violets, roses, verts, gris, orangés). Ils contiennent quelques minces bancs de mudstones calcaires et de grès.

Le Membre à Mudstone se termine par deux bancs de 10cm de siltstone, surmontés par 1m de calcaires en plaquettes ondulées de 2-3cm sans interbancs. Ce dernier intervalle calcaire montre une sédimentation fortement condensée (Krystyn . comm. orale). Il est surmonté par les shales rouges siliceux de la base du Membre à Chert de la Formation de Sal.

Krystyn a révisé la biostratigraphie des conodontes par rapport à Hauser et al., (2001) ; le travail est cependant encore en cours :

La coupe commence dans le Smithien Moyen. La limite Smithien/Spathien a lieu au milieu de la partie calcaire, probablement au niveau OM2/ 40. La dernière turbidite calcaire avant les shales et les argilites (OM2/ 46, figure 4.38) comprend la première faune du Spathien moyen. Le niveau OM2/53 comprend la dernière faune spathienne supérieure. Le sommet de la coupe comprend des conodontes du Bithynien (deuxième sous-étage de l'Anisien). Il manque l'Anisien inférieur probablement plus à cause d'un échantillonnage trop faible dans cette série condensée que d'une lacune stratigraphique.

### **4.7.3 Résultats des analyses isotopiques**

#### **Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$**

Dans les premières calcimicrites, les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  sont très basses autour de  $-1.5\text{‰}$ . Elles augmentent ensuite rapidement 3m au-dessus des shales de la base pour atteindre un plateau à  $0.9\text{‰}$  sur 6m. Le niveau OM2/36 montre un pic positif à  $3.3\text{‰}$ . Il ya ensuite une excursion négative à  $0.7\text{‰}$ . Les derniers calcaires en plaquettes montrent une augmentation rapide vers des valeurs très positives. Le sommet est atteint dans le dernier banc de calcaires en plaquettes avant les calcaires marneux avec une valeur de  $8.0\text{‰}$ . Les valeurs diminuent ensuite

régulièrement dans les calcaires marneux et les intercalations de calcaires dans les shales, pour atteindre son minimum au niveau OM/ 52 à  $-2.7\text{‰}$ . les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  atteignent  $-1.9\text{‰}$  dans le dernier banc daté du Spathien. Le sommet de l'intervalle calcaire qui clôt le Membre à Mudstone a une valeur de  $1.7\text{‰}$ . La condensation de ces dépôts n'a malheureusement été mise en évidence que lors de la détermination des conodontes. L'échantillonnage n'est donc clairement pas approprié pour bien mettre en évidence le passage Olenekien/Anisien.

#### 4.7.4 Discussion

Les effets éventuels de la diagenèse sur la composition isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  influencent en direction de valeurs plus négatives. Le pic positif dans ce profil est probablement un reflet des changements primaires du rapport isotopique dans l'eau de mer. De plus les valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et du  $\delta^{18}\text{O}$  ne montrent aucune covariance dans cet intervalle (cf. figure 4.10). Les valeurs obtenues à la base et vers le sommet du profil sont par contre très négatives pour le Phanérozoïque (Veizer et al., 1986; Scholle et al., 1995; Eckart et al., 1999 ; etc.). Cependant comme nous l'avons vu, des valeurs très négatives, homogènes sur un important niveau stratigraphique sont connues dans le Smithien moyen et supérieur dans les profils de Wadi Wasit Sud ( $-2.1\text{‰}$ ), Wadi Maqam ( $-1.4\text{‰}$ ), Ba'id ( $0\text{‰}$ ), Salt Range ( $-2.3\text{‰}$ , Atudorei, 1999), Spiti ( $-2.9\text{‰}$ , Atudorei, 1999), Bulla, Uomo, Abadeh et Zal (Horacek et al., 2000 et sous presse) et en Chine du sud (Tong et al., 2002 et Payne et al., 2004). Les valeurs obtenues à la base de la coupe dans des sédiments d'âge Smithien moyen à supérieur sont donc tout à fait corrélable avec ces différents profils.

La valeur très négative obtenue au niveau OM/52 correspond à une chute forte et singulière des isotopes du  $\delta^{18}\text{O}$ . L'influence de fluides diagénétiques est potentiellement plus importante dans des niveaux marneux compris dans des shales. La masse de calcaire compris dans les carbonates, ne peut plus alors faire aussi efficacement effet tampon. On obtient cependant également des valeurs très négatives entre  $-2$  et  $-1\text{‰}$  dans les profils d'âge équivalent des Salt Range et de Spiti (Baud et al., 1996; Atudorei, 1999) et de Uomo et Bulla dans les Alpes du Sud (Horacek et al., 2000)

En conclusion, je pense que nous avons ici à une composition isotopique primaire. La chute isotopique du sommet du membre reflète probablement une variation primaire de la composition isotopique. Elle a cependant pu être augmentée par l'action de fluides diagénétique.

Ce pic très positif montre l'une des amplitudes ( $10\text{‰}$ ) les plus importantes de tout le Phanérozoïque (Veizer et al., 1986; Scholle et al., 1995; Eckart et al., 1999 etc.). A un âge équivalent, les pics montrent des amplitudes fortes mais moindres ( $4.5\text{‰}$  à Wadi Maqam,  $4\text{‰}$  dans les Salt Range et  $6\text{‰}$  à Spiti (Atudorei, 1999),  $8\text{‰}$  à Uomo et Abadeh (Horacek et al., 2000 et sous presse),  $4\text{‰}$  en Chine du Sud (Payne et al., 2004)). Il faut remonter au Protérozoïque tardif pour observer de telles amplitudes (Brasier et al., 1996a et b; Kimura et al., 1997). On notera que la baisse isotopique s'amorce avec l'arrivée des calcaires marneux et augmente dans la partie la plus argileuse. Il y a donc peut-être un lien direct entre production de carbonate et l'augmentation des valeurs isotopique.

Les travaux de Baud et al. (1996) et d'Atudorei (1999) ont mis en évidence, l'existence d'un pic positif de grande amplitude près de la limite Smithien/Spathien dans la coupe de Nammal Gorge dans les Salt Range et à Losar dans la vallée himalayenne de Spiti (cf. figure 4.39). Cependant, les données paléontologiques faisaient ressortir un diachronisme entre les deux profils. Dans le Salt Range, le pic positif a lieu dans la zone à ammonoïdes du Smithien supérieur *Anasibirites pluriformis* (Guex, 1978) proche de la limite Smithien-Spathien. A Losar, le pic avait lieu dans

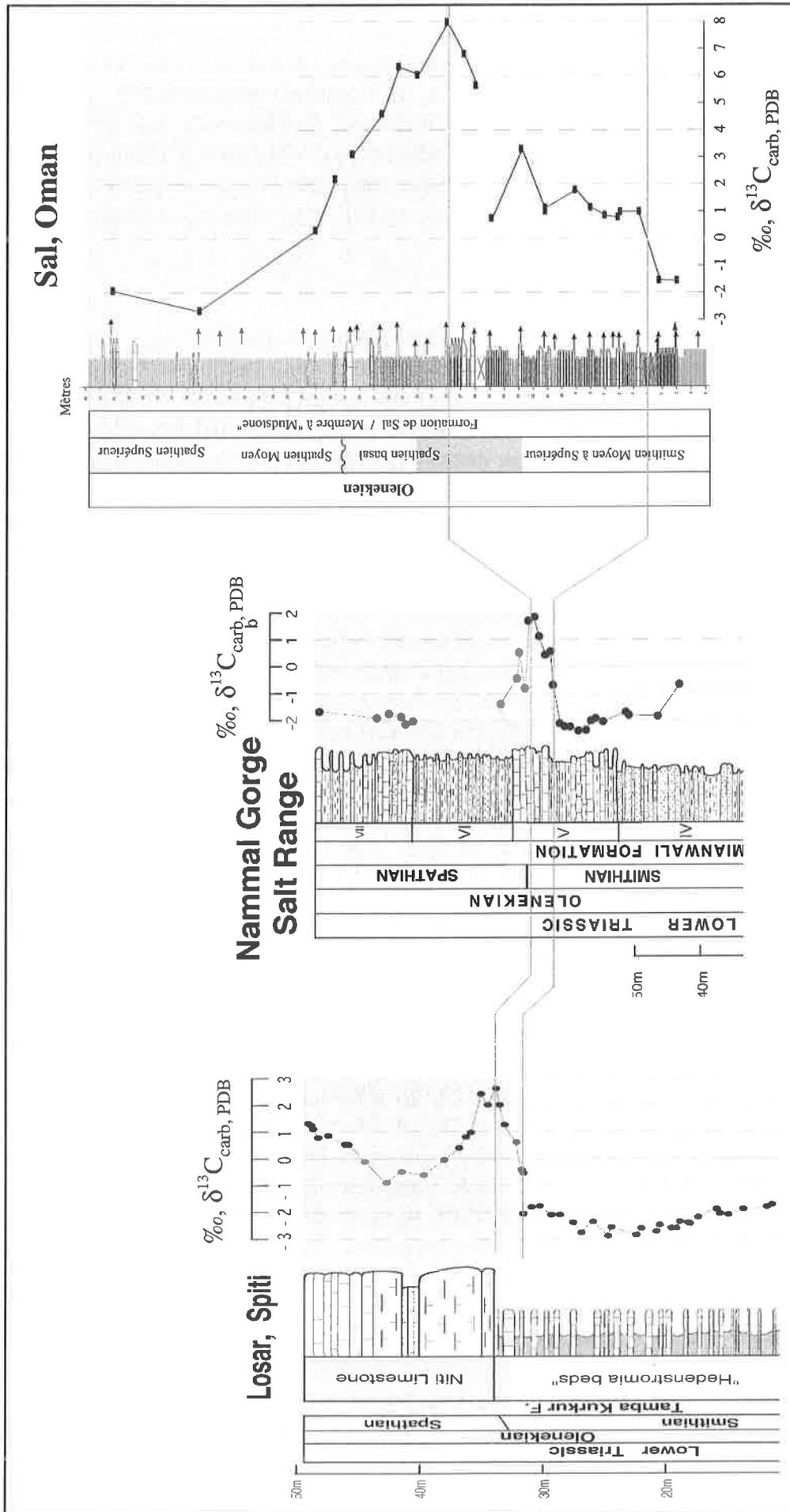


Figure 4.39 : Comparaison des profils isotopiques autour de la limite Smithien/Spathien des coupes de Nammal Gorge dans la Salt Range, de Losar à Spiti (Atudorei, 1999) et de Sal en Oman (cette étude). Les limites d'étages ont été placées d'après une révision de Krystyn (comm. orale 2006).

le Spathien basal d'après Bucher (comm. orale à Atudorei, 1999). Une révision en cours des données de la Spiti attribuerait cependant le pic à limite Smithien-Spathien et levrait l'apparente contradiction paléontologique de l'attribution de ce pic (Krystyn, comm. orale, 2006). Dans la coupe de Sal étudiée ici, la précision biostratigraphique actuelle ne permet pas de situer le pic principal exactement par rapport à la limite. Des travaux complémentaires tant dans la Spiti que à Sal sont donc encore nécessaires, même si en premier lieu, la contradiction relevée par Atudorei (1999) ne semble pas justifiée.

#### 4.7.5 En Conclusion

Des nouvelles datations ont été apportées pour le Membre à Mudstone de la Formation de Sal dans les unités du Batain. Ce membre débute dès le Smithien moyen et se termine à l'Anisien moyen (Krystyn, comm. orale).

L'Anisien inférieur et moyen est très condensé et a une puissance maximale de 4m.

Le profil isotopique obtenu montre un double pic autour de la limite Smithien/Spathien. La première excursion positive a lieu avant cette limite. Le second a lieu à la limite. Par corrélation et avec de nouveau résultat intermédiaire dans la Spiti, il permet de lever l'ambiguïté des résultats obtenus par Baud et al. (1996) et Atudorei (1999) dans les Salt Range et à Spiti. Pour confirmer, cette hypothèse, un échantillonnage plus dense entre les niveaux OM2/35 et OM2/38 serait nécessaire.

Le second pic a une amplitude totale de 10‰ par rapport aux valeurs de base. C'est une excursion positive reflétant une variation primaire de la composition isotopique la plus importante de tout le Phanérozoïque.

## 4.8 COMPARAISON ENTRE LES PROFILS ÉTUDIÉS

Grâce à de nouvelles données biostratigraphiques et à des profils isotopiques du carbone détaillés et bien corrélables, j'ai pu apporter un grand nombre de précision sur différentes coupes (cf. résumé dans les figures 4.40 et 4.41). Ces coupes proviennent tant de la plate-forme arabe que de la pente ou que des bassins d'Hawasina et de Batain. Certaines coupes sont nouvelles (Wadi Sawat, Wadi Wasit Sud, Buday'ah), certaines (Wadi Sahtan, Wadi Maqam) ont pu être mieux contraintes notamment pour le Trias inférieur. J'ai également réanalysé ou réinterprété des coupes déjà publiées (Ba'id, Atudorei, 1999 ; Sal, Hauser et al., 2001 ; Bloc de Wasit ; Krystyn et al., 2003). Dans les discussions ci-dessous je me référerai également à la coupe de Wadi Musjah décrite par Atudorei, (1999).

Je vais reprendre ci-dessous les différentes évolutions sédimentologique et stratigraphique de la marge omanaise au Permien terminal et au Trias inférieur, puis je vais essayer d'interpréter la composition isotopique au vu des changements lithologiques.

### 4.8.1 Interprétations sédimentologiques et stratigraphiques des coupes étudiées

#### Le Permien

Seuls trois profils montrent des sédiments d'âge Permien terminal prouvé ou supposé :

- La coupe du Wadi Sathan dans des sédiments de plate-forme carbonatée restreinte. Le Permien terminal est supposé ici par l'évolution de la courbe isotopique qui comprend tous les différents paliers que l'on retrouve dans des profils mieux contraints biostratigraphiquement (cf. coupes du Taurus et d'Iran).
- La coupe de Wadi Maqam dans des sédiments de bas de pente. Un conodonte certifie la présence de l'avant dernière zone du Changhsingien. La courbe isotopique est presque complète, il n'est interrompu que par un niveau d'argile. La présence de la première zone à conodonte du Trias a été également prouvée.
- La coupe de Buday'ah dans des sédiments de bassin profond. La présence de sédiments d'âge Wuchiapingien est confirmée par radiolaires. Ils sont suivis par des shales siliceux et des argilites dont l'épaisseur peut représenter l'équivalent temps du reste du Permien supérieur. La présence de sédiments du Permien terminal est donc seulement supposée ici.

Dans les autres profils, le Permien n'est pas complet (cf. figure 4.40). Les âges les plus jeunes sont :

Guadalupien (Bloc de Wasit, existence de preuves de dissolutions ; Wadi Sawat ?, existence de preuves de dissolutions).

Capitanien à Wuchapingien inférieur (Wadi Wasit Sud, Wadi Musjah)

Lopingien (Ba'id, existence de preuves de dissolutions, Batain, avec dépôts siliciclastiques).

Il faut noter la présence de Permien terminal, marqué par le foraminifère *Colaniella* gr. ex. *parva* (Jenny-Deshusses & Baud, 1989) dans des résédiments du Trias inférieur à Ba'id, Wadi Maqam et Wadi Wasit Sud. Ce foraminifère marqueur n'a jamais été trouvé dans des sédiments en place.

Ces constatations posent quelques problèmes. En effet, comment expliquer la présence de sédiments sur la plate-forme restreinte et en bas de pente, alors qu'ils manquent sur la plate-forme plus externe, dans des plates-formes isolées et dans le bassin.

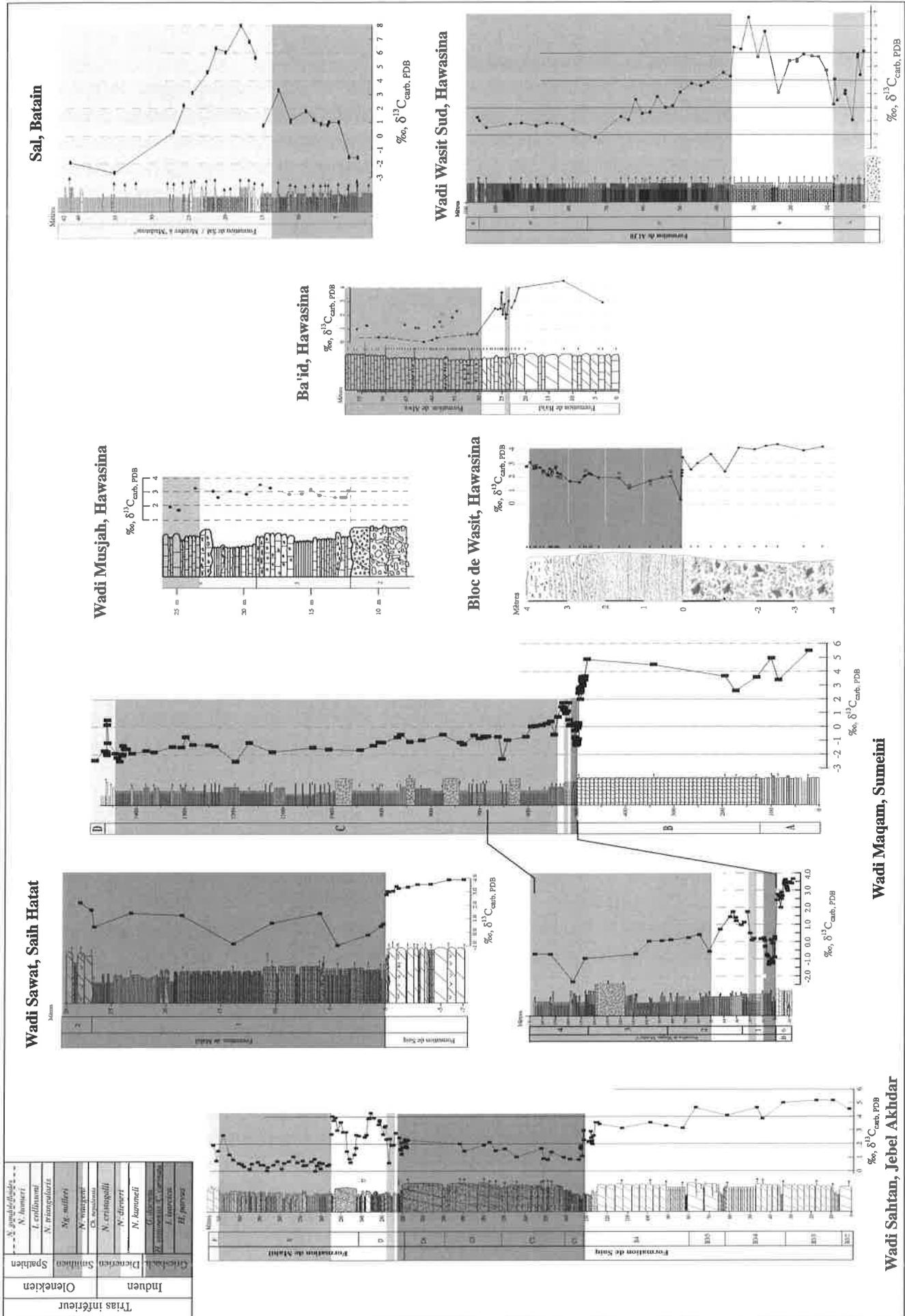


Figure 4.40 : Comparaison entre différents profils isotopiques du Trias inférieur des montagnes d'Oman. La stratigraphie de ces différents profils sont décrits dans les chapitres correspondants, excepté Wadi Musjah (Audouren, 1999).

Je vais essayer d'esquisser quelques propositions.

A Buday'ah, les sédiments radiolaritiques du Capitanien et du Wuchiapingien inférieur contiennent encore un peu de carbonates. Les sédiments au-dessus en sont dépourvus, n'étant constitué que d'argilites siliceuses et d'argilites. On peut interpréter ce fait comme une remontée de la limite de compensation de la calcite (CCD) au Wuchiapingien inférieur. Cette remontée de la CCD n'as pas seulement atteint le bassin profond mais aussi les zones plus proximales du bassin d'Hawasina comme à Wadi Wasit et Wadi Musjah. Ces localités ont donc dû enregistrer également une sédimentation argileuse durant cette période. Les avalanches sous-marines du Dienerien, marquée par le dépôt de mégabèches, ont remanié ces argilites, qui ne sont dès lors plus visibles. La partie plus distale du bassin, qui n'a pas été atteinte par ces événements catastrophiques, les a par contre préservés.

Knoll et al. (1996) émettent l'hypothèse qu'une forte stratification de l'océan a comme conséquence la constitution par la pompe biologique (Kump, 1991) d'une forte concentration de CO<sub>2</sub> dissout isotopiquement léger dans les eaux profondes et donc la diminution de la profondeur de la CCD. D'après ces auteurs, ce phénomène aurait eu lieu à la fin du Permien et l'arrivée en surface de ces eaux chargées en CO<sub>2</sub> serait le mécanisme tueur de l'extinction fini-permienne. Berner (2002) note que la constitution d'une large quantité de CO<sub>2</sub> entraîne forcément d'importantes dissolutions de carbonates.

Cette hypothèse permet d'expliquer une forte remontée de la CCD et donc que les parties externes de la plate-forme arabe ainsi que les plates-formes installées sur des blocs basculés aient subi une dissolution sous-marine des calcaires permien et la conservation des dépôts de la plate-forme restreinte dans le Jebel Akhdar. Les observations géochimiques dans le Bloc de Wasit sont alors également compréhensibles. Par contre, cette hypothèse ne permet pas d'expliquer la conservation des sédiments fini-permien à Sumeini et la présence de dépôts siliciclastiques au sommet des Calcaires de Qarari dans le Batain (Hauser, 2001). De plus, les modélisations de Berner (2002) montrent que le scénario de Knoll et al. (1996) pose d'importants problèmes de balance de masse du CO<sub>2</sub> et qu'il est peu vraisemblable.

Une autre hypothèse est l'émersion des plates-formes externes au Permien terminal et leur érosion. La tectonique permienne en horst et graben de la plate-forme arabe mise en évidence par Le Métour (1988), a pu alors rejouer et mettre le Jebel Akhdar en position de graben, protégé de l'émersion. Cette émersion est à corrélérer avec la régression globale forte de la fin du Permien (Baud, 1985; Holzer & Magaritz, 1987; Ross & Ross, 1988). Elle a pu être amplifiée localement par une surrection des zones externes de la marge.

L'absence de sédiments du Permien supérieur et les différences d'âge des sédiments les plus jeunes du Paléozoïque dans les coupes étudiées s'explique le mieux, à mon avis, par d'une part une remontée de la CCD dans le bassin et le dépôt d'argilites qui seront remaniées plus tardivement et d'autres part par une émersion des zones externes de la marge. Ce modèle permet d'expliquer la préservation d'argilites du Permien supérieur dans le bassin distal et de calcaires du Permien terminal dans la plate-forme interne et en bas de pente seulement. Cette hypothèse implique que le scénario de Knoll et al. (1996) a lieu partiellement dans cette région avec une augmentation de la concentration CO<sub>2</sub> dissout dans l'eaux profondes et une diminution de la profondeur de la CCD. Par contre, il n'y a aucune évidence d'une arrivée de ce réservoir en surface et par conséquent qu'il soit le mécanisme tueur. On peut cependant relever qu'une hausse conjointe du niveau de la CCD avec une baisse du niveau marin ne peut qu'augmenter le stress écologique de la faune benthique.

## Le Griesbachien

La sédimentation reprend au Griesbachien basal, sur les plates-formes et dans la pente. Elle est absente des coupes du bassin à part le cas éventuel de Buday'ah (cf. chap. 4.6).

Les sédiments du Griesbachien s'observent dans le Wadi Sahtan, le Wadi Sawat, le Wadi Maqam et le Bloc de Wasit. La présence du Griesbachien basal est certifiée par le conodonte *H. parvus* dans le Bloc de Wasit et à Wadi Maqam. Les corrélations isotopiques permettent de le suspecter fortement dans le Wadi Sahtan et le Wadi Sawat. Le Bloc de Wasit montre toutes les différentes zones de conodontes du Griesbachien. Le Wadi Maqam comprend avec certitudes les deux premières. Les corrélations isotopiques permettent de supposer que le Griesbachien est relativement complet dans ces quatre coupes. Le profil de Wadi Sawat n'a cependant probablement pas été mesuré et échantillonné assez haut pour comprendre les sédiments du Griesbachien terminal.

On observe que les sédiments d'âge Griesbachien présentent des faciès et des épaisseurs fort différentes selon leur milieu de dépôt (figures 4.40 et 4.41). Sur la plate-forme arabe, tant dans le Jebel Akhdar que dans le Saih Hatat, on observe des dépôts d'estran («tidal flat»), éventuellement de sebkha (Krystyn, comm. orale), sur une importante épaisseur. Les différences de lithologies entre les deux coupes, calcarénite à brèches pour le Wadi Sahtan et dolomies fines et laminées pour le Wadi Sawat, peuvent s'expliquer par de petites variations locales d'environnement. Nous avons vu que les brèches intraformationnelles du Wadi Sahtan peuvent s'expliquer de deux manières :

- Une lithification rapide, probablement liée à une médiation algo-bactérienne, et des courants qui remanient ces galets précocement formés. Rappelons ici que les tapis algo-bactériens sont parmi les organismes les plus producteurs (Schidlowski, 2000 et voir chapitre 3), ce qui peut expliquer l'épaisseur importante de sédiments.
- Une dissolution post-déposition des évaporites.

Il est vraisemblable que de tels phénomènes soient absents latéralement.

Dans les deux cas, il faut supposer que la transgression eo-triasique (Baud & Marcoux, 1982; Baud et al., 1989; Haq, 1987; Hardenbol, 1998; Hallam & Wignall, 2000) est assez forte et continue pendant tout le Griesbachien afin de permettre le dépôt de cette épaisse série (90m pour le Wadi sahtan, au minimum 30m pour le Wadi Sawat). Une subsidence de la plate-forme est également vraisemblable. Ces deux coupes ne comprennent aucuns bioclastes.

Le Wadi Maqam enregistre 15 à 20m de calcilutite calcaire avec des niveaux argileux, des niveaux de glissements sous-marins montrent que nous sommes bien dans la pente. Notons la présence de stromatolites plans et de conodontes. Comme nous l'avons vu au chapitre 3, les tapis microbiens ne se calcifient probablement qu'en milieux oxique ou disoxique. Ce qui permet de supposer que telles conditions étaient présentes en bas de la pente de la marge omanaise au moins au Griesbachien basal et moyen.

Le bloc de Wasit enregistre 4 mètres de lumachellites et de calcaires bioclastique. Il présente une diversité du biotope atteint dans aucune autre coupe du même âge connue à ce jour. Le milieu de dépôt est clairement oxygéné.

Lorsque le système transgressif est marqué, il est fréquent que le bassin n'enregistre que des niveaux condensés. Cela permet d'expliquer l'absence de dépôt de cet âge dans la partie

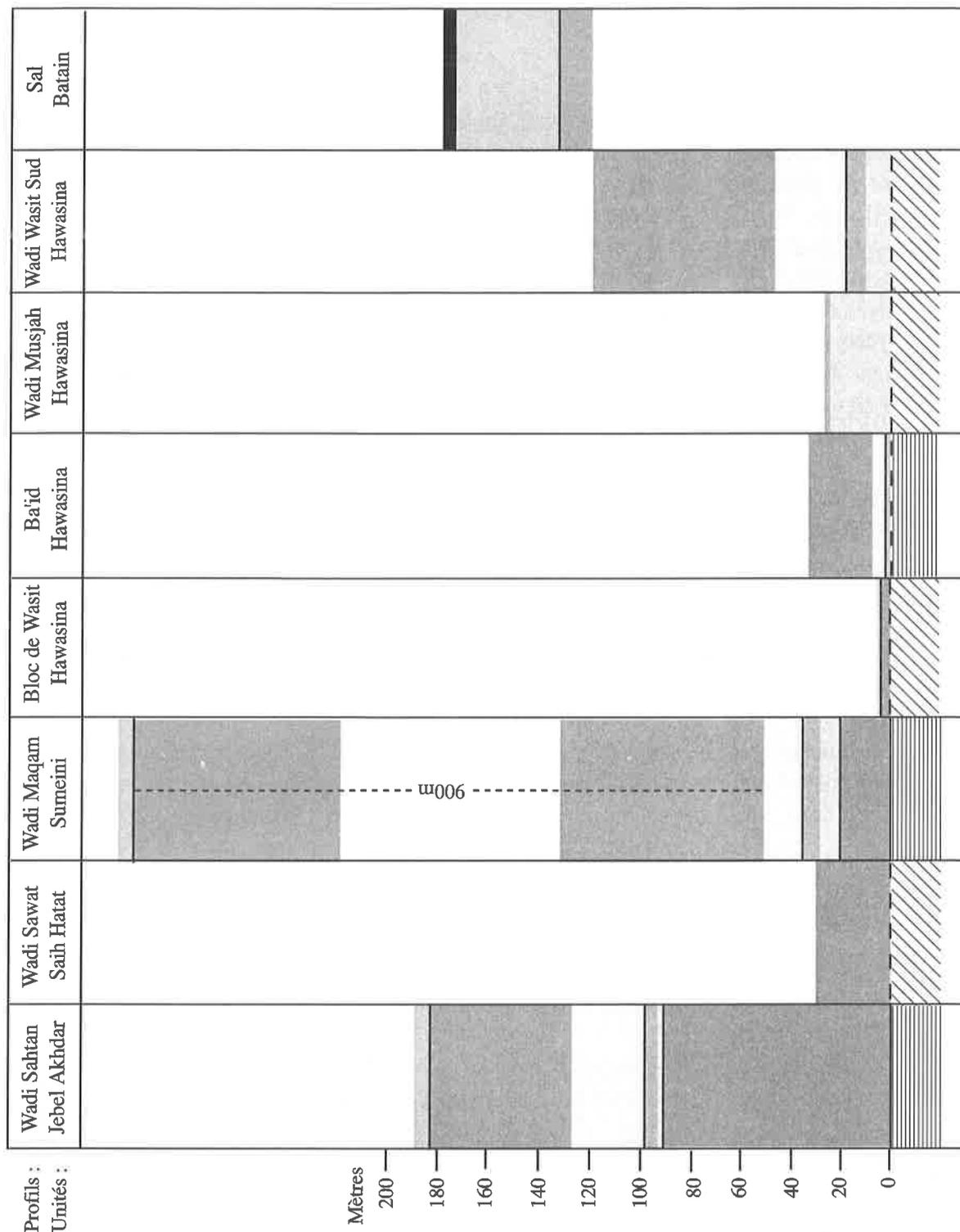


Figure 4.41 : Epaisseur estimée de l'enregistrement sédimentaire des coupes étudiées dans ce travail. L'épaisseur des coupes de Wadi Musjah et de Ba'id sont estimées d'après les descriptions de Pillevuit (1993) et Audourey (1999).

proximale du Bassin d'Hawasina. L'absence de sédiments d'âge Griesbachien sur la plate-forme de Ba'id peut s'expliquer par le démembrement de celle-ci au Griesbachien. On ne retrouve des sédiments Griesbachien que dans les resédiments dieneriens dans les dépôts de pentes de Sumeini et des parties proximales du bassin d'Hawasina (Wadi Wasit, et notamment le bloc de Wasit). On peut imaginer que le Bloc de Wasit provenait d'une plate-forme de type Ba'id avant d'être transportés sous forme de bloc dans le bassin d'Hawasina.

Les milieux de dépôts sont oxygénés probablement jusqu'en bas de pente. Cette période est marquée par une rediversification de la faune et vraisemblablement par une forte productivité algo-bactérienne.

### Le Dienerien

Les dépôts d'âge Dienerien sont partout relativement condensés et ne dépassent guère 15m d'épaisseur (cf. figures 4.40 et 4.41). Cette faible épaisseur par rapport aux dépôts du Griesbachien et du Smithien a été mise en évidence relativement tard lors de la progression de ce travail. L'échantillonnage pour les isotopes et les conodontes n'a donc pas été réalisé de manière appropriée afin de bien caractériser ce sous-étage et d'en préciser les limites, notamment dans les profils du Wadi Sahtan et de Wadi Maqam. Des analyses complémentaires sont en cours.

Deux événements majeurs ont lieu durant cette période, un au Griesbachien terminal - Dienerien basal, encore mal précisé ; l'autre pendant le Dienerien supérieur qui est bien corrélé.

1)

Le premier événement se note par un changement de sédimentation dans différentes coupes :

- Le Wadi Sahtan est marqué par une première brèche, suivi de dolomies à stromatolites noirs et de dolomies micritiques, le tout a une épaisseur de 6m.
- Le Wadi Maqam montre un premier niveau de brèche puis des niveaux de conglomérats à galets plats et des calcaires en plaquettes. Le tout a environ 4m d'épaisseur.
- Le Bloc de Wasit montre un approfondissement de la sédimentation dans les derniers centimètres du bloc encore présents.
- Wadi Musjah expose une brèche de 6m d'épaisseur (Pillecuit, 1993; Atudorei, 1999), puis 11m calcaires en plaquettes, de resédiments calcaires et de calcaires gris à nodules siliceuses. Cet ensemble est d'âge Dienerien inférieur par conodontes (Krystyn in Baud et al., 2001). Les valeurs isotopiques du carbone formant un plateau homogène entre 2 et 3‰ sont également caractéristique de cette âge (voire dans cette étude la coupe de Taškent ; voir également en Chine du sud, Tong et al. (2002) et Payne et al. (2004); les coupes de Bulla, Uomo, Abadeh et Zal, (Horacek et al. 2000 et sous presse).
- Il se marque également dans le bloc de Ba'id avec la reprise de la sédimentation dans certaines parties du bloc (profil W.B., Krystyn in Pillecuit, 1993) par des calcaires de type Hallstatt. Ils ont une épaisseur de 10m. Le profil étudié par Atudorei (1999) et repris ici montre un Dienerien estimé par corrélation isotopique à 1m. Le démembrement et l'ennoiement de cette plate-forme ont donc dû avoir lieu avant la reprise de la sédimentation.

On peut supposer que ce premier niveau bréchique, que l'on retrouve sur la plate-forme, dans la pente et dans le bassin, est synchrone et est témoin d'une première perturbation de la marge avec un effondrement partiel de celle-ci qui s'enregistre notamment dans le Bloc de Ba'id. La précision des données isotopiques et biostratigraphiques fait cependant encore défaut dans cet intervalle pour pouvoir confirmer cette hypothèse.

2)

Le deuxième événement est mieux calibré. Il a lieu entre au plus tôt au sommet de la zone de conodonte à *N. kummeli* et au plus tard à la base de la zone à *N. cristigalli* et il est suivi par une diminution de la composition isotopique caractéristique d'une amplitude de 1.5‰ à 5‰ avec une remontée très rapide par la suite.

- Dans le Wadi Sahtan, on observe des figures sédimentaires rappelant des séismites, avec un niveau qui se bréchifie latéralement au-dessus.
- Dans les Wadi Musjah et Maqam, on observe un banc bréchique important qui termine la série de brèches, conglomérats à galets plats, et calcaires en plaquettes qui caractérisaient l'intervalle précédent.
- Dans le Wadi Wasit, l'événement est marqué par la mégabrèche de l'unité 4 de la Formation d'Al Jil. A la lumière des résultats obtenus ici, une révision de la stratigraphie de cette brèche s'impose afin de déterminer s'il ne s'agit que d'un seul événement ou comme dans le cas des Wadi Maqam et Musjah, on observe plusieurs niveaux de brèches.
- Sur le bloc de Ba'id la sédimentation pélagique carbonatée débute à ce niveau dans la coupe observée dans cette étude.

On observe donc entre le Griesbachien terminal - Dienerien basal et le Dienerien supérieur, une suite de perturbations de la marge marquée par différents niveaux bréchiques, des séismites, des lacunes stratigraphiques et une sédimentation condensée, hormis les niveaux de brèches, ayant au maximum 6m d'épaisseur, tant sur la plate-forme que dans le bassin.

Cet intervalle est caractérisé par une absence de faune non-nectonique (ammonoïdes et conodontes). Aucune construction algo-bactérienne, foraminifère ou bivalve n'a été observé.

Au-dessus du deuxième événement, la sédimentation est bien calibrée dans le Wadi Maqam et le Wadi Wasit Sud par conodontes d'un âge Dienerien supérieur (zone à *N. cristigalli*). La courbe isotopique est caractéristique avec sa forte chute et la remontée rapide qui suit, et permet une bonne corrélation avec les coupes qui n'ont pas une bonne calibration biostratigraphique. Les sédiments de cet âge comprennent des calcaires marneux dans les Wadi Sahtan (~2m), Wadi Maqam (~2m), Wadi Musjah (au minimum 3m) et Wadi Wasit Sud (8m), des niveaux bréchiques et des calcarénites noires (Wadi Wasit Sud) et des calcaires en faciès de type Hallstatt (~1m, Bloc de Ba'id).

## Le Smithien

Les sédiments d'âge Smithien montre les plus importants développements du Trias inférieur sur la marge omanaise et ce tant sur la plate-forme arabe, que dans la pente, le bassin ou les plates-formes isolées (cf. figure 4.40 et 4.41). Autant par ses caractéristiques sédimentologiques que par les variations de sa composition isotopique, il se divise en deux parties bien distinctes.

La première partie correspond à la zone à *Ch. Nepalensis* supposée (aucun conodonte de cette zone n'a été observé) et à la base de la zone à *N. Waageni*. Elle se marque isotopiquement par un double pic bien marqué d'une amplitude variant de 2‰ à 8‰ séparé par une excursion négative de 0.8‰ à 3‰

- Dans le Wadi Sahtan, elle est épaisse de 28m. Les premiers 15m correspondent à des dolomies marneuses, des stromatolites et des lumaschellites, les 13m suivants sont un ensemble d'oncolites et de stromatolites. Les sédiments sont donc dominés par des constructions algo-bactériennes et des accumulations de bivalves. L'excursion négative a lieu dans la base du niveau à oncolites.
- Dans le Wadi Maqam, elle est épaisse d'environ 20m. Les premiers 10m correspondent à des calcaires vermiculés, on observe ensuite des calcilutites avec de nombreux niveaux de conglomérats à galets plats. L'excursion négative a lieu dans les calcaires vermiculés.
- Dans le Bloc de Ba'id, elle est épaisse de 4m. Elle correspond à des calcaires micritiques de faciès de type Hallstatt.
- Dans le Wadi Wasit Sud, elle est épaisse de 30m et correspond à la partie la plus calcaire de la coupe. Ce sont des calcarénites micritiques à calcisphères. L'excursion négative a lieu dans un intervalle plus argileux au milieu de l'ensemble.

Ces niveaux exposent à nouveau une plus grande biodiversité avec différents types de constructions algo-bactériennes, des petits foraminifères et des bivalves.

La deuxième partie est de loin la plus épaisse. Elle correspond à la partie supérieure de la zone à *N. Waageni* et à la zone à *Ng. Milleri*. Isotopiquement, elle se marque par une chute importante depuis le pic précédent, une longue zone de stabilité dans des valeurs très négatives ou peu positives (-2‰ à 0.5‰), enfin vers le sommet elle montre par une remontée vers un double pic. La limite Smithien-Spathien se trouvant probablement dans l'excursion négative séparant ces deux pics.

- Dans le Wadi Sahtan, cette partie est épaisse de 55m. Elle est caractérisée par des dolomies marneuses, des dolomies micritiques, des shales et des niveaux de conglomérats à galets plats. Elle se termine par un niveau de 2m de dolomies orange.
- Dans le Wadi Maqam, cet ensemble a une épaisseur d'environ 900m. Il est constitué essentiellement de calcilutites en plaquettes, de shales, de calcarénites oolitiques, de conglomérats à galets plats et de mégabrèches.
- Dans le Bloc de Ba'id, cette partie a une épaisseur d'au moins 30m dans la coupe mesurée. Dans d'autres profils, le Smithien a été mesuré avec seulement 11m de puissance (Krystyn *in* Pillevuit, 1993). Elle est constituée d'un récif thrombolitique à stromatactis. De tels types de récifs ont de fortes variations latérales d'épaisseur (cf coupe du Cürük dağ, chapitre 5.2.1).
- Dans le Wadi Wasit Sud, elle épaisse d'au moins 70m, et probablement beaucoup

plus. Elle est constituée de calcilutites micritique et de shales. Un premier niveau de calcarénite oolitique apparaît au sommet de la coupe. Pour mémoire, le premier niveau de calcarénite oolitique dans le Wadi Maqam apparaît juste au-dessus de la première mégabrèche qui se situe à 120m au-dessus de la base de cet ensemble. Cette comparaison peut laisser supposer un Smithien très épais dans le bassin d'Hawasina.

- Seule la partie supérieure de cette période affleure à Sal dans la Batain. Elle est épaisse alors de 13m. Après un niveau d'argilite, qui a probablement permis le décollement tectonique, on observe des calcilutites, des calcaires marneux et des shales.

Le Smithien supérieur est donc caractérisé par une épaisse sédimentation calcaire non-bioclastique dans le bassin, des récifs algo-bactériens sur des plates-formes ennoyées et des niveaux marneux avec de nombreux conglomérats à galets plats sur la plate-forme. Il est possible que cette période soit donc dominée par les organismes algo-bactériens qu'ils soient benthiques ou pélagiques. Des études de géochimie organique pourrait éventuellement confirmer cette hypothèse.

### Le Spathien

L'échantillonnage des coupes de Wadi Sahtan et Wadi Maqam s'arrête malheureusement aux environs de la limite Smithien - Spathien (cf. figure 4.5 et 4.20). La suite a été peu échantillonnée. La coupe de Sal comprend par contre le Spathien dans son ensemble et passe au sommet à l'Anisien, représenté par un niveau condensé (cf. figure 4.38).

Comme je l'ai déjà discuté dans le chapitre Sal (chapitre 4.7.5, figure 4.39), l'intervalle limite du Smithien-Spathien se marque par un double pic important ; l'excursion négative entre les deux se situe probablement à la limite même. On observe des changements de lithologies important autour de cette limite.

- Dans le Wadi Sahtan, un pic simple a lieu dans un intervalle de 2m de dolomies orange. L'excursion négative qui suit se situe à la base des premiers bancs de dolomies épaisses. Les shales sont très rares au-dessus. Une lacune importante au-dessus du pic positif n'est cependant pas à exclure.
- Dans le Wadi Maqam, le double pic a lieu dans des calcaires marneux orange de 4m d'épaisseur. Cet intervalle reconnaissable est suivi par une épaisse séquence de shales terrigènes contenant quelques minces bancs de calcilutites et de grès.
- A Sal, les couches du Spathien mesurent 30m d'épaisseur. La base est marquée par des calcilutites en plaquettes avec des shales, puis on observe des calcaires marneux, suivi par environ 20m de shales contenant quelques minces bancs de calcilutites et de grès.

La situation sur la plate-forme arabe n'est pas univoque. En effet soit le Spathien est marqué par le retour d'une sédimentation carbonatée importante, formant d'épais bancs sans shales, absente de l'enregistrement sédimentaire depuis le Permien supérieur. Soit il est marqué par une lacune importante avec des carbonates massifs plus jeunes (Anisien voir Carnien).

Les dépôts de pente et de bassin enregistrent eux la fin de la sédimentation carbonatée et la présence importante de shales.

Cette situation peut s'expliquer de deux manières :

L'établissement d'un système transgressif important qui assèche le bassin de sédiment, y provoque une sédimentation très condensée et se marque par une lacune sur la plateforme.

La remontée progressive de la CCD durant le Spathien basal qui empêche tout dépôt carbonaté dans le bassin et en bas de pente mais avec une forte sédimentation sur la plateforme.

## 4.8.2 Interprétation de la composition isotopique dans les coupes étudiées

### Les variations isotopiques pendant l'intervalle limite du Permien-Trias

Seules deux coupes présentent un passage à la limite sans une lacune stratigraphique trop importante dans le Permien terminal, Wadi Sahtan et Wadi Maqam (cf. figures 4.7 et 4.22).

Malheureusement, l'importante recristallisation des microfaciès empêche de corrélérer les variations isotopiques du carbone avec des changements de textures ou de faunes.

Les deux profils montrent une première chute isotopique largement en dessous de la limite lithostratigraphique de respectivement 1.2 et 0.8‰. Cette chute a lieu 50m sous la limite dans le Wadi Sahtan et environ 15m à Wadi Maqam. Dans les deux coupes, la chute débute déjà dans les calcaires et dolomies qui ont un faciès encore typiquement permien. La coupe du Wadi Maqam n'enregistre pas les pics A et B que l'on trouve dans le Wadi Sahtan. Il se situent probablement dans l'intervalle argileux sous le pic C. Il est intéressant de noter que dans les deux coupes, le maximum de ce pic C est atteint dans un banc calcaire unique dans le dernier intervalle de shales.

Entre le début de la deuxième chute et le minimum, on observe dans le Wadi Sahtan 8m50 de sédiments et 6m dans le Wadi Maqam et que cette chute est entrecoupée de trois petits pics positifs (cités aussi par Atudorei & Baud, 1997). Le phénomène qui a provoqué la diminution du rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  n'est donc pas instantané, mais bien progressif et se déroule en plusieurs paliers après le niveau de l'extinction de masse.

### La remontée des valeurs isotopiques pendant le Griesbachien

Les différents profils du Griesbachien se corrèlent bien, notamment avec le profil très bien calibré biostratigraphiquement du Bloc de Wasit. Les profils du Bloc de Wasit et de Wadi Sawat débutent au minimum qui suit le pic C dans les profils de Wadi Sahtan et Wadi Maqam (cf. figures 4.5 et 4.20). C'est là également que se situe le premier *H. parvus* dans Wadi Maqam.

La remontée qui suit montre deux pics un peu plus positifs avant la remontée finale tant dans les profils du Wadi Sahtan, du Wadi Sawat que dans le Bloc de Wasit. Comme nous l'avons montré dans Krystyn et al., (2003), le profil isotopique du Bloc de Wasit suit le redéploiement de la diversité de la faune dans le Griesbachien. Il est donc probable que cette augmentation des valeurs isotopiques reflète une augmentation de la productivité primaire.

Le profil du Wadi Sahtan (cf. figure 4.5) montre une chute isotopique au niveau probable du Griesbachien terminal et du Dienerien basal. Cette chute n'est pas répertoriée dans les autres profils d'Oman soit à cause d'un trop faible échantillonnage (Wadi Maqam) soit par condensation ou lacune stratigraphique (Bloc de Wasit). Cette chute est par contre très bien contrainte en Iran (chap. 6) et dans les Salt Range (Baud et al., 1996; Atudorei, 1999).

### La chute isotopique du Dienerien supérieur

Cette chute est nette et est visible sur tous les profils ayant des sédiments du Dienerien (cf. figure 4.40), à l'exception de Wadi Maqam, où l'échantillonnage n'a pas permis de la mettre en évidence. La chute est très rapide. Elle se déroule sur une épaisseur de sédiments située entre 0.7m dans le Wadi Sahtan à 3m50 dans le Wadi Wasit Sud. La remontée vers des valeurs comparables à celles avant l'événement est tout aussi rapide : 1m de sédiments à Ba'id (calcaire hémipélagique), 2m à Wadi Sahtan, 9m à Wadi Wasit Sud (turbidites) (cf. figures 4.40 et 4.41). Le tout est compris dans une seule zone de conodonte (zone à *N. cristigalli*). La chute est

précédée par un événement tectonique majeur. Il se signale par des séismes dans le Wadi Sahtan, par un démantèlement partiel de la plate-forme de Ba'id, par des niveaux de brèches importants dans les Wadi Musjah, Wadi Wasit sud et Wadi Maqam. Cet événement tectonique est contraint entre le sommet de la zone à *N. kummeli* et la base de la zone à *N. cristigalli*.

Depuis la fin des années 90, de plus en plus d'études ont montré l'importance des hydrates de méthane dans le cycle global du carbone et son influence sur l'enregistrement isotopique du carbone (lire la revue à ce sujet de Dickens, 2003 et citations citées, et également Hesselbo et al., 2000 ; Padden et al., 2001 ; Paull et al., 2003 ; Maslin et al., 2004, et plus spécifiquement sur la limite Permien-Trias, Krull & Retallack, 2000 ; Berner, 2002 ; de Wit et al., 2002 ; Heydari & Hassanzadeh, 2003).

Le modèle développé (Dickens, 2003) est celui d'un condensateur de gaz hydrates. Le condensateur accumule du méthane sur la pente d'une marge continentale pendant certaines périodes. CH<sub>4</sub> s'accumule dans certaines conditions dans les pores des sédiments par l'activité microbienne. Les estimations montrent qu'avec une saturation entre 1 et 10% de l'espace des pores du sédiment, les marges actuelles contiennent entre 1'000 et 22'000 Giga tonne de gaz hydrates (Dickens, 2001). Les gaz hydrates peuvent se dissocier et provoquer des relâchements souvent catastrophiques de méthane dans l'océan et l'atmosphère. Cette dissociation peut se réaliser lorsqu'on observe une augmentation de la température, de la salinité ou une baisse de la pression (Dickens, 2003 et citations incluses). Elle peut aussi se réaliser lors d'une déstabilisation tectonique de la marge et son effondrement, par exemple sous l'action de tremblements de terre (Maslin et al., 2004). Ce réservoir important de carbone est appelé condensateur par sa capacité à accumuler progressivement du méthane sous forme de gaz hydrates et de le relâcher brusquement.

Les gaz hydrates, par leur production d'origine essentiellement bactérienne, ont une valeur isotopique du carbone très négatives (~ -60‰, Dickens, 2003). Des relâchements brusques de méthane doivent donc s'enregistrer par une excursion négative de la composition isotopique du carbone. Ce modèle a permis d'interpréter un certain nombre d'excursions négatives de l'enregistrement isotopique (Hesselbo et al., 2000 ; Jahren et al., 2001 ; Padden et al., 2001) dont l'amplitude et la rapidité était difficilement expliquées par les modèles classiques récents du cycle isotopique du carbone (Kump & Arthur, 1999 ; Goddérès et al., 2001 ; Wallmann, 2001).

L'amplitude variant de 1.3‰ sur la plate-forme à 5‰ dans le bassin, la forme et la rapidité de l'excursion négative du Dienerien supérieur (cf. figures 4.5, 4.31, 4.33 et 4.40) correspond aux excursions modélisées par Berner (2002) et Dickens (2003) pour des décharges brusque de méthane des gaz hydrates dans l'hydrosphères et l'atmosphère. Le type de chute observé ici correspond également aux excursions négatives enregistrées au Préboréal et à l'Holocène et qui ont pu être corrélées avec des excursions de méthanes par d'autres méthodes (Maslin et al., 2000). Cette excursion est, de plus, liée à un événement majeur sur la marge omanaise.

Il est donc vraisemblable que cette forte diminution des valeurs isotopiques soit dû à un dégazage de méthane auparavant emmagasiné sous forme de gaz hydrates.

Cette hypothèse soulève cependant quelques questions :

1) De plus en plus d'études sur la limite Permien-Trias invoquent des dégazages de méthane pour expliquer au moins en partie l'extinction de masse et la chute isotopique associées (Krull

et al., 2000 et 2004; Krull & Retallack, 2000 ; Berner, 2002 ; de Wit et al., 2002 ; Heydari & Hassanzadeh, 2003; Sarkar et al., 2003). En partant du fait que cette hypothèse se vérifie, le condensateur à gaz hydrates a-t-il eu alors le temps de se recharger suffisamment pour relâcher assez de méthane lors de cet événement au Dienerien supérieur ? Dickens (2003) estime entre 2 et 7 Ma, le temps de résidence du méthane dans le condensateur. D'après les valeurs de Mundil et al. (2001) et Ovtcharova et al. (2006), la période de temps entre la limite Permien –Trias et le Dienerien peu être estimée au grand maximum à 2 Ma (cf. figure 2.1 et chap. 2.1.3). La recharge serait alors très rapide et exigerait donc une forte productivité.

Krull et al. (2004), en comparant les signaux isotopiques obtenu sous différentes latitudes, proposent que les dégazages de méthane aient lieu à la fin du Permien dans les hautes latitudes uniquement. Cette hypothèse permet de conserver les réserves de méthane en basse latitude qui se libérerait alors seulement au Dienerien supérieur.

2) Deux types de processus peuvent être évoqués pour expliquer les phénomènes observés au Dienerien supérieur.

Le premier est que la marge omanaise est touchée par une forte activité tectonique. Celle-ci est due soit un réajustement isostatique de la marge suite à l'océanisation, soit elle est touchée par une nouvelle phase d'extension de la Néotéthys qui débute au Dienerien. Cette activité se marque alors par les larges brèches et l'approfondissement de la plate-forme de Ba'id dès le Dienerien inférieur. Elle se poursuit ensuite (Pillevuit, 1993; Pillevuit et al., 1997; Béchenec in Baud et al., 2001). Cet événement tectonique provoquerait alors le dégazage du méthane.

Si une baisse de pression est peu vraisemblable en phase transgressive, une forte hausse de la température au Trias inférieur est acceptée par la plupart des chercheurs (Parrish, 1993 ; Beauchamp et Baud, 2002 ; Kidder & Worsley, 2004, etc.). Ces températures supérieures à la moyenne peuvent avoir augmenté l'instabilité des gaz hydrates et ainsi provoquer leur dégazage; cette dissociation va à son tour provoquer l'instabilité de la marge continentale et sa rupture (Dickens, 2003, p.ex.) et créer les conditions favorables pour le développement des mégabrèches.

Il est possible que les deux causes se soient renforcées l'une l'autre.

Les gaz hydrates sont connus pour se former à une profondeur entre 200 et 900m sur la marge. Les différentes amplitudes (entre 1.3 et 1.7‰ sur les plates-formes et 5‰ dans le bassin, cf. figure 4.40) suggèrent que la dissociation des gaz hydrates a surtout touché le bassin avant de remonter dans les eaux de surfaces. De tels dégazages de méthane provoque fréquemment une dissolution partielle des carbonates déjà sédimentés (Paull et al., 2003). On trouve des témoins de dissolution dans les endroits suivants :

- La plate-forme de Ba'id montre plusieurs lacunes sédimentaires qui sont soit dues à des dissolutions (par émergence ou sous-marines) ou par effondrement de la plate-forme. Une a lieu au Permien terminal, peut-être une au Dienerien inférieur et une au Dienerien supérieur (cf. chapitre 4.4). Cette dernière peut donc être due à des dissolutions liées au dégazage de CH<sub>4</sub>. Ces dissolutions ont peut-être également permis une dolomitisation tardive de certains niveaux du Permien supérieur (Dickens, 2003).

- Dans le bassin, les sédiments sous-jacents sont les brèches. Elles ont probablement subi elles aussi une dissolution partielle des carbonates. Ceci permet d'expliquer pourquoi dans les unités d'Hawasina, seules ces brèches ont été touchées par une dolomitisation secondaire intensive (cf. figures 4.32 et chapitre 4.5).

Cette hypothèse a besoin d'être confirmée par une meilleure contrainte sur les âges des différents événements et par des compléments d'analyse isotopique.

### **Le double pic positif du Smithien inférieur**

Ces deux pics positifs ont une amplitude variant entre 1.1‰ et 5.5‰. Ils sont plus marqués dans le Wadi Sahtan et surtout le Wadi Wasit que dans le Wadi Maqam et à Ba'id (cf. figure 4.40). Le pic négatif entre les deux a une faible expansion. Ces pics correspondent à d'importants niveaux de constructions algo-bactériennes (stromatolites et oncolites) et de lumachelites sur la plate-forme arabe et à une grande production de carbonates dans le bassin.

Un modèle possible pour expliquer ce niveau très positif est celui des condensateurs à gaz hydrates (Dickens, 2003). L'apport de méthane, suite à un dégazage, provoque une dissolution des carbonates dans la mer. Son expulsion dans l'atmosphère peut également impliquer un effet de serre qui a pour conséquence d'augmenter l'érosion (Ravizza et al., 2001). Ces deux phénomènes provoquent l'augmentation de la productivité marine ainsi que l'enfouissement de la matière organique par la recharge des condensateurs à gaz hydrates (Dickens, 2003). L'augmentation de la productivité et de l'enfouissement de la matière organique ont tout deux pour conséquence de rendre plus positif la composition isotopique enregistrée.

Il faut noter qu'on observe ici l'un des pics positifs les plus importants de tout le Phanérozoïque.

### **Le long intervalle négatif du Smithien supérieur**

C'est l'une des périodes les plus longues de stabilité isotopique au Trias inférieur.

Les valeurs sont de 0.5‰ à Wadi Sahtan et à Ba'id, -1.4‰ dans le Wadi Maqam et -2.1‰ dans le Wadi Wasit Sud (cf. figure 4.40). Ces différences correspondent aux prédictions quand une forte productivité est active dans les eaux de surface (Berger & Vincent, 1986). A cette époque, les seuls organismes pélagiques producteurs potentiels sont les algues ou les bactéries. Ce sont les valeurs parmi les plus basses du Phanérozoïque.

### **Le pic positif pendant l'intervalle limite Smithien – Spathien**

Cet intervalle, discuté au chapitre 4.6, montre l'un des pic les plus positifs du Phanérozoïque (cf. figure 4.40). Il correspond à un changement important de lithologie. Les dépôts de bassin et de pente n'ont plus d'apport carbonaté, ce qui est dû soit à une transgression importante soit à une remontée de la CCD.

## 4.9 CONCLUSION

La stratigraphie isotopique particulière du Trias inférieur avec de nombreuses excursions positives et négatives de fortes amplitudes a pu mieux être mise en évidence. De nouvelles données biostratigraphiques ont permis de mieux contraindre les différents profils du Trias inférieur des montagnes d'Oman. En retour, les profils isotopiques ont permis de mieux contraindre certaines coupes ou de réinterpréter d'autres où les fossiles sont rares ou non diagnostiques.

Je vais reprendre ci-dessous une esquisse de la marge d'Oman au Permien supérieur et au Trias inférieur. Je reprendrais les hypothèses sur la signification des variations isotopiques dans les conclusions générales de cette étude.

Au Permien supérieur, la Plate-forme Arabe et les plates-formes isolées sur les blocs basculés de la marge présente une forte sédimentation carbonatée squelettique, avec selon les localités des récifs, des dépôts de mer ouverte et de mer restreinte. La pente et le bassin proximal montre des dépôts carbonatés avec des glissements sous-marins et des niveaux turbiditiques. Le bassin plus profond montre des calcaires radiolaritiques, des radiolarites et shales siliceux. Sa profondeur de dépôt est probablement proche de la limite de compensation de la calcite CCD).

Le Permien supérieur montre une forte régression avec une émergence qui touche surtout la partie externe de la marge. La zone du Jebel Akhdar semble avoir été protégée probablement par la tectonique en horst et graben qui caractérise la marge omanaise au Permien. Dans le bassin, la CCD remonte dissolvant probablement une partie des sédiments déposés au Permien supérieur dans le bassin d'Hawasina. Les dépôts de pente à Sumeini sont épargnés.

Le Griesbachien est marqué sur la plate-forme par d'importants dépôts de type sabkah avec une subsidence et/ou une transgression importante, les blocs isolés sont marqué par des dépôts bioclastiques oxygénés avec une biodiversité importante. Les dépôts de pente sont eux aussi oxygénés. Il n'y a pas ou peu de dépôts de bassin, ce qui est connu lors d'un système transgressif important.

Le Griesbachien terminal - Dienerien basal montre un approfondissement des plates-formes. Les sédiments d'âge Dienerien sont partout très condensés et montrent plusieurs événements d'effondrement de la marge avec de nombreuses brèches à éléments permien et des séismites sur la plate-forme interne. Le dernier événement majeur est probablement accompagné d'un relâchement conséquent de méthane qui va provoquer une dissolution partielle des sédiments carbonatés surtout dans le bassin. Ceci a permis la dolomitisation intensive plus tardive des niveaux de brèches dans le bassin.

Le Smithien est caractérisé par une accumulation importante de sédiments tant sur la plate-forme que dans le bassin et surtout sur la pente. C'est le signe d'une importante subsidence. Les sédiments sont dominés par des constructions microbiennes sur les plates-formes et probablement aussi dans le bassin avec des complexes algo-bactériens planctoniques. Cette hypothèse a cependant besoin d'une analyse plus poussée.

Le passage au Spathien est marqué par un changement de faciès marqué avec des carbonates massifs sur la plate-forme et une quantité importante de shales et d'argilites dans le bassin.

Cette étude a donc contribué à mieux contraindre une histoire stratigraphique, sédimentologique et tectonique auparavant décrite comme « les événements du Permien terminal et du Trias inférieur ».

Il reste cependant quelques incertitudes à lever et quelques perspectives :

Le passage entre le Permien supérieur et le Trias inférieur, mérite un suivi plus important que

seulement deux coupes entre le Jebel Akhdar et le Saih Hatat afin de notamment montrer si la rupture de Semail qui sépare aujourd'hui les deux ensembles a joué à ce moment-là.

Il serait également intéressant d'étudier les sédiments plus jeunes que le Griesbachien dans le Saih Hatat et d'intégrer des données du Musandam afin d'avoir plusieurs points d'ancrage dans la plate-forme arabe et non qu'un seul.

Les principaux événements tectoniques ayant été contraints au Dienerien, une reprise plus en détail de ce laps de temps permettrait d'en préciser les chronologies et de confirmer ou infirmer l'hypothèse d'un relâchement massif de méthane.

Le passage Smithien-Spathien a été situé dans le bassin de Bata'in et approximativement sur la plate-forme arabe et la pente. Une reprise plus en détail de cet intervalle pourrait permettre de lever les dernières incertitudes quant à la corrélation exacte entre la biostratigraphie et le pic isotopique, ainsi que la signification de celui-ci.

## Chapitre 5

# Les profils permo-triasiques de Turquie

## 5.1 INTRODUCTION

Les 5 localités présentées dans ce chapitre sont situées dans la chaîne du Taurus occidental et central (Sud de la Turquie) : trois localités (Çürük dağ, Kopuk dağ et Demirtaş-Kuşdavut) font partie des nappes d'Antalya, la coupe de Taşkent appartient à l'unité des nappes de l'Ala dağ et la coupe de Karabayır yayla à l'unité des nappes du Bolkar dağ.

Deux autres coupes ont été mesurées et les microfaciès étudiés, mais aucune mesure isotopique n'a été réalisée. Ces profils n'apportent rien d'essentiel directement à cette étude, elles sont donc présentées en annexes. Leur localisation est cependant signalée sur la figure 5.1. Il s'agit d'une coupe appartenant à la nappe d'Ala dağ (Hadım-Gevne) et une aux nappes d'Antalya (Demirtaş -Kalmiça).

### 5.1.1 La chaîne du Taurus

La chaîne du Taurus s'étend depuis la Mer Egée au Sud de la Turquie jusqu'à la frontière iranienne sur plus de 2000 km de long parallèlement à la Méditerranée orientale et à l'Arabie. Elle se poursuit à l'Est par la chaîne du Zagros en Iran. Cette chaîne de montagne a été formée pendant l'orogénèse alpine résultant d'une convergence puis d'une collision entre le continent eurasiatique au Nord et le continent arabo-africain au Sud.

Elle est constituée de quatre principaux ensembles que je vais rapidement décrire en me référant essentiellement au travail de synthèse de Whitechurch (1993).

#### Les unités de plate-forme

Les unités de plate-forme (Bey Dağları, Geyik dağ), bien qu'ayant subi pour certaines d'entre elles des déplacements importants, sont considérées comme un autochtone relatif par rapport à l'ensemble de nappes ophiolitiques, radiolaritiques et de bassins qui les surmontent. Apparaissant souvent en fenêtres sous celles-ci, ces unités de plate-forme constituent «l'Axe calcaire du Taurus» défini par Ricou et al. (1975).

Ces unités montrent au-dessus d'un socle panafricain une continuité de dépôts depuis le Cambrien jusqu'au Crétacé supérieur/Eocène, certaines montrant une sédimentation jusqu'au Miocène (Bey Dağları occidental). Elles enregistrent presque toutes un effondrement pré-obduction au Sénonien supérieur marqué par des dépôts pélagiques.

Les affinités stratigraphiques et faunistiques indiquent que ces unités se sont déposées dans un environnement sédimentaire le plus souvent comparable à celui de la plate-forme arabo-africaine (Ricou et al., 1975; Gutnic et al., 1979). D'autres interprétations les rattachent à l'ensemble cimmérien (e.g. Stämpfli et al., 2001a).

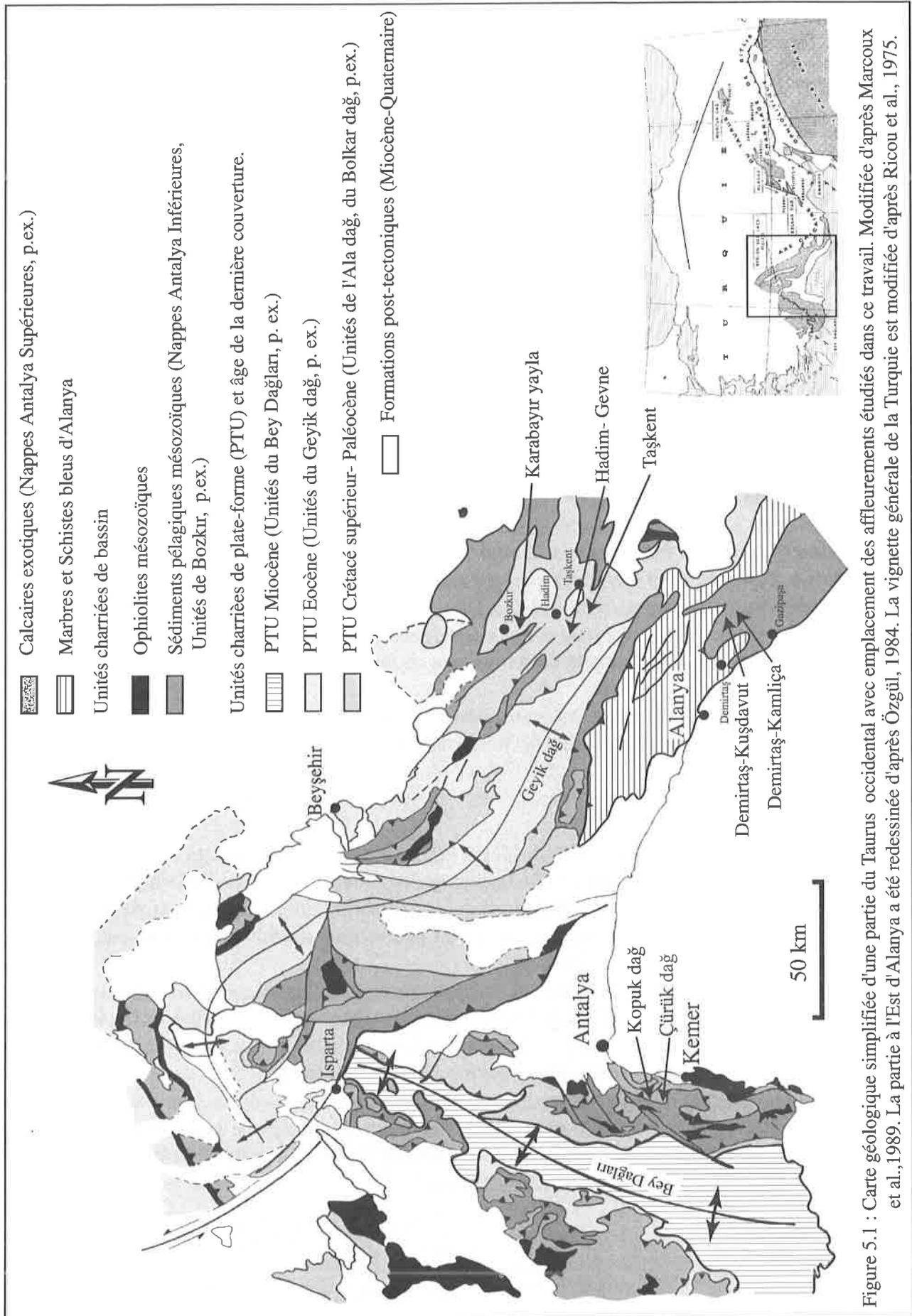


Figure 5.1 : Carte géologique simplifiée d'une partie du Taurus occidental avec emplacement des affleurements étudiés dans ce travail. Modifiée d'après Marcoux et al., 1989. La partie à l'Est d'Alanya a été redessinée d'après Özgül, 1984. La vignette générale de la Turquie est modifiée d'après Ricou et al., 1975.

## Les unités de talus et de bassins

Les nappes (Lyciennes, de Beyşehir-Hoyran, de Bozkır et d'Antalya) qui surmontent ces unités para-autochtones comprennent des unités ophiolitiques avec une semelle métamorphique de faciès amphibolique, des unités de talus (brèches allodapiques, grès turbiditiques), de bassin (chert à radiolaires, calcaires pélagiques à hémipélagiques) et d'importantes masses volcaniques sous-marines (basaltes alcalins) datées principalement du Trias supérieur. Les ophiolites sont datées du Crétacé inférieur de l'ordre de 100 Ma (Thuizat et al., 1981). Ces nappes peuvent reposer sur les unités para-autochtones par l'intermédiaire d'olistostromes à blocs ophiolitiques, volcaniques et sédimentaires provenant de l'érosion du front des nappes lors de leur avancée. Ces unités ont pu être corrélées des deux côtés de «l'Axe Calcaire du Taurus» (p. ex. Ricou et al., 1975).

## Les ophiolites

Les ophiolites sont systématiquement charriées avec les unités de talus et de bassins et obductées sur les unités para-autochtones. On les trouve tant au Nord de «l'Axe Calcaire du Taurus» (Lycie, Beyşehir-Karaman, Pınarbaşı, ...) qu'au Sud (Antalya, Mersin, Troodos, Hatay). Ces ophiolites montrent tout le long de la chaîne taurique la même signature géochimique d'une grande chambre magmatique au droit d'une zone d'accrétion à taux d'expansion intermédiaire, un âge cohérent de la semelle ophiolitique (Parlak & Delaloye, 1999) et des sens de cisaillement du Nord au Sud (Whitechurch, 1993). De plus, elles montrent toutes un axe d'accrétion de N70 à N90 oblique sur la direction de l'«Axe calcaire du Taurus».

Toutes ces données et observations viennent conforter l'hypothèse qu'il s'agit bien d'un seul train de nappes issues du même bassin océanique et soumis à un écaillage océanique migrant du NNW au SSE (Reuber et al., 1984 ; Marcoux et al., 1989 ; Whitechurch, 1993). Cependant des interprétations contradictoires existent également (Stämpfli et al. 1991, 2001; Robertson et al., 2003 et références incluses).

Dans le Taurus occidental, trois phases tectoniques tangentielles majeures se succèdent du Crétacé supérieur (obduction), à l'Eocène puis au Miocène. Ce polyphasage tectonique accompagné par le phénomène de «saut de moutons» est responsable de la complexité structurale de ce secteur du Taurus où les reconstructions palinspastiques sont difficiles.

## Problème de l'origine des nappes

L'analyse de la chaîne taurique avec ces différentes ceintures de nappes surmontant des unités para-autochtones apparaissant en fenêtres a été et est toujours l'objet de bien des controverses. Les reconstructions tectoniques, géodynamiques, paléogéographiques varient fortement selon les auteurs. Suivant Whitechurch (1993), deux tendances principales ressortent :

Le premier groupe estime que les déplacements tectoniques n'ont pas fortement modifié la configuration paléogéographique primitive. En minimisant le déplacement des ophiolites, ils reconstruisent la Téthys en plusieurs bassins séparés par des microcontinents (Dumont et al., 1972; Biju-Duval et al., 1977; Robertson & Woodcock, 1981a et b; Sengör & Yilmaz, 1981 ; Stampfli et al., 1991 ; Yilmaz & Altiner, 2001).

Les arguments principaux de ce groupe sont la présence d'une sédimentation continue au Crétacé supérieur-Paléocène dans les unités de plate-forme interdisant le passage des nappes

ophiolitiques. En ce qui concerne cet argument, plusieurs auteurs (Baroz, 1980; Perinçek & Kozlu, 1984) ont montré qu'il existe dans plusieurs coupes des plates-formes para-autochtones un niveau au Crétacé supérieur comportant des éléments détritiques ophiolitiques.

Le deuxième groupe, constatant l'allochtonie des ophiolites, leur même âge d'obduction Crétacé supérieur (cf. l'âge identique des semelles métamorphiques aussi bien au Nord qu'au Sud ; Parlak & Delaloye, 1999), leur ressemblance typologique et de mise en place sur plusieurs centaines de kilomètres, propose que ces dernières ne peuvent provenir que d'un seul bassin océanique situé au Nord et bordé par de larges plates-formes continentales (Ricou et al., 1974, 1975, 1984, 1986; Brunn et al., 1976; Whitechurch et al., 1984; Dercourt et al., 1986, Marcoux et al. 1989, Ricou et al., 1993).

Cette hypothèse est renforcée par les ressemblances stratigraphiques et la cohérence sédimentologique de l'ensemble. De plus, les mesures structurales faites sur les contacts tectoniques les plus anciens (Crétacé) montrent que les ophiolites d'Antalya proviennent du NNE (Marcoux et al., 1986).

L'histoire paléogéographique et géodynamique de la Turquie, et plus particulièrement de la chaîne du Taurus, est très complexe. Comme nous l'avons vu, elle est toujours sujette à débats et controverses. L'objet de ce travail n'entrant pas dans le cadre de ces discussions et n'apportant pas d'éléments pertinents, je m'arrêterais ici. Il était cependant important de replacer dans leur contexte les affleurements que j'ai étudiés dans mon travail.

### 5.1.2 Les régions étudiées

Dans la chaîne du Taurus occidental et central, deux régions ont été principalement étudiées (cf. figure 5.1) : l'une se situe à l'Ouest du Golfe d'Antalya dans les montagnes surplombant la ville de Kemer dans les unités des nappes d'Antalya, l'autre à l'Est et au Nord-Nord-Est de la ville d'Alanya, dans les unités des nappes d'Antalya, de l'Ala dağ et du Bolkar dağ.

#### Les nappes d'Antalya.

Les nappes d'Antalya ont été définies à l'Ouest d'Antalya par Lefèvre (1967) et par la suite analysée par Marcoux (1970, 1974, 1976, 1987), Marcoux & Poisson (1972), Marcoux et al. (1986), Marcoux et Baud (1986), Juteau (1968, 1970a, 1975, 1979, 1980). D'autres travaux plus récents sont à signaler Şenel et al., (1981, 1992), Demirel & Gunay (2000).

Ces nappes sont formées par sept unités principales reposant sur l'ensemble écaillé des Bey Dağları représentant le para-autochtone à affinité arabo-africaine.

Dans l'édifice structural, nous trouvons de bas en haut :

- a) L'unité inférieure (Dereköy).
- b) Trois unités intermédiaires de type bassin dont les faciès représentent des séries de bas de talus avec un important volcanisme sous-marin d'âge Trias supérieur. Une nappe ophiolitique d'âge Crétacé fait partie de cet ensemble intermédiaire. (cf. Juteau ci-dessus)
- c) Trois unités supérieures, appelées «Nappes Calcaires d'Antalya» (Marcoux, 1987) ont des séries qui vont du Paléozoïque inférieur au Crétacé terminal avec un Mésozoïque principalement carbonaté. Deux de ces unités, celles du Bakırlı dağ et de la Gorge de Kemer ont des séries Paléozoïque-Eotriassique très semblables à celles des plates-formes arabo-africaine. Elles présentent des sédiments pélagiques du Ladinien supérieur (radiolarites) (Marcoux, 1978 et 1979). L'unité du Bakırlı dağ, après une série de calcaires à faciès de type Halstatt (Ladinien supérieur à Norien inférieur), montre ensuite des dépôts carbonatés de mer peu profonde, alors que l'unité de la Gorge de Kemer reste en milieu pélagique jusqu'au Crétacé basal. Ces deux unités ont une couverture maastrichtienne avec un détritisme ophiolitique. Elles sont surmontées par l'unité du Tahtalı dağ qui montre des affinités de plate-forme arabo-africaine du Paléozoïque au Crétacé inférieur.

Ces mêmes unités apparaissent en fenêtre à l'Est du Golfe d'Antalya, au Sud-est d'Alanya, sous les nappes métamorphiques de faciès schiste bleu d'Alanya. Elles ont été étudiées par Özgül (1976, 1983, 1984).

Les sédiments observables dans cette fenêtre, dite de Demirtaş, montrent une grande similarité avec les nappes d'Antalya. Les nappes se situant plus à l'Est, dans les unités de l'Ala dağ et du Bolkar dağ montrent également des plates-formes carbonatées du Carbonifère au Trias inférieur avec cependant quelques différences avec les nappes d'Antalya (Özgül, 1984).

Leur stratigraphie diffère plus fortement cependant dès le Trias supérieur. Les unités de l'Est montrent une continuation des dépôts de plate-forme tandis que les unités d'Antalya montrent pour le Trias moyen des débris-flows, des shales, des radiolarites, des calcaires pélagiques et des épanchements volcaniques sous-marins. Le Trias supérieur est représenté par le dépôt d'épais

bancs de grès turbiditiques à débris de plantes. Le Rhétien-Lias montre des calcaires néritiques récifaux, le Dogger-Sénonien est représenté par des radiolarites et des calcaires pélagiques, suivi d'olistostromes à débris ophiolitiques.

Les nappes d'Antalya qui apparaissent à l'Est du Golfe d'Antalya chevauchent le flysch Eocène des unités de Geyik dağ (unité para-autochtone d'affinité arabo-africaine).

### **Les nappes de l'unité de l'Ala dağ (*sensu* N. Özgül)**

Équivalentes aux nappes de Hadım (Blumenthal, 1944), elles ont été étudiées en détail par Özgül (1976, 1983, 1984, 1997), Altiner & Özgül (2001), Ünal et al. (2003).

Elles débutent par des ortho-quartzites non-métamorphiques à intercalations de shales et lentilles de biohermes calcaires comprenant une riche faune dévonienne puis carbonifère. Le Permien est représenté par une épaisse sédimentation calcaire avec de rares bancs de quartzite. Le Permien inférieur et moyen est très développé et montre des faciès surtout algaires. Le Trias débute par des calcaires oolitiques riches en fragment de coquilles de pélécytopodes avec de fréquentes intercalations de shales multicolores, suivis par d'épais conglomérats. Le Lias commence avec des dolomies, suivies de carbonates de plate-forme peu profonde pour la suite du Mésozoïque.

Ces nappes chevauchent l'unité para-autochtone du Geyik dağ, les nappes d'Antalya et d'Alanya et sont tectoniquement sous les nappes de Bozkır (essentiellement composée d'olistolithes).

### **Les nappes de l'unité du Bolkar dağ (*sensu* N. Özgül)**

Cette unité présente un faciès métamorphique de type schiste vert qui augmente progressivement vers le bas de la série. Elle débute avec des schistes et des marbres dévoniens, pour se poursuivre avec des shales, des calcaires et des quartzites d'âge Carbonifère inférieur et moyen et des calcaires riches en fusulinidés, à intercalations de quartzite datée du Permien. Le Trias est représenté surtout par des quartzites, des calcaires et des shales. Le Lias débute par un conglomérat surmonté par des calcaires néritiques jurassiques et crétacés. Les sédiments du Maastrichtien, en discontinuité, sont essentiellement détritiques. Un olistostrome maastrichtien vient en couverture finale.

Cette unité a la même position que celle de l'Ala dağ, c'est-à-dire chevauchant l'unité para-autochtone du Geyik dağ, les nappes d'Antalya et d'Alanya et tectoniquement sous les nappes de Bozkır. Elle est considérée comme étant plus externe que les nappes de l'unité de l'Ala dağ (Marcoux et Krystyn, comm. orale).

## 5.2 UNITÉS DE LA GORGE DE KEMER : LES COUPES DU ÇURÜK DAĞ ET DU KOPUK DAĞ

Différentes coupes permio-triasiques appartenant à l'unité de la Gorge de Kemer ont été étudiées et décrites dans la littérature. La coupe du Çurük dağ a notamment déjà fait l'objet d'analyses variées et détaillées.

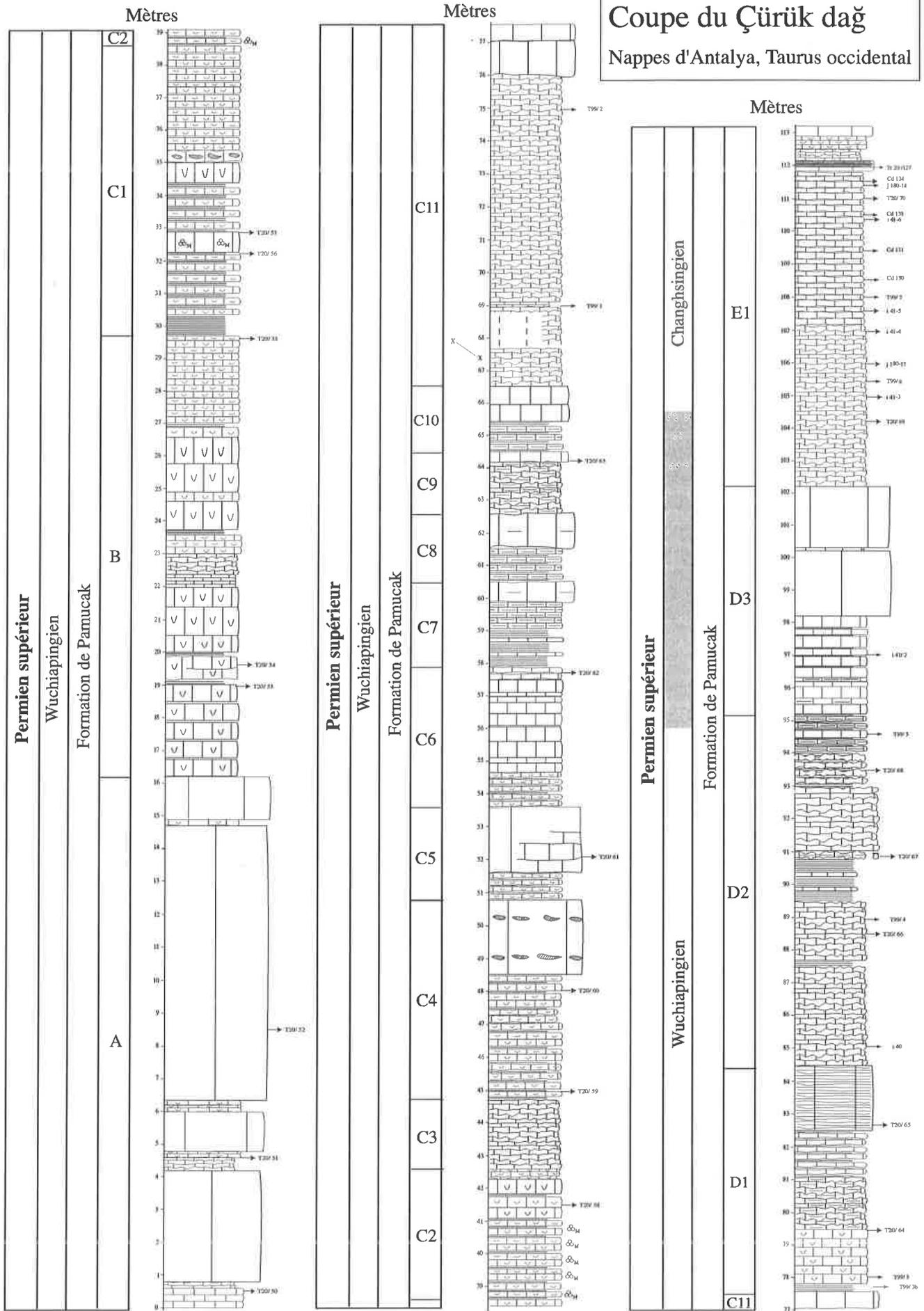
En plus des publications plus générales sur les nappes d'Antalya de Marcoux et collaborateurs citées plus haut, il faut relever plus particulièrement sur la limite Permien-Trias de l'unité de la Gorge de Kemer les publications de Lys & Marcoux (1978), Marcoux & Baud (1986) et Marcoux et al. (1986) qui décrivent des profils de Pamucak, de la Gorge de Kemer et du Çurük dağ. Baud et al. (1997, 2001 et 2005) traitent particulièrement des microbialites et stromatolites pendant l'intervalle limite du Permien-Trias. Zerari-Leduc (1999) a réalisé une analyse géochimique des éléments majeurs de la coupe du Çurük dağ. Une première série d'analyses de géochimie isotopique a été publiée dans Baud et al. (1989). Dans le présent travail, j'ai opéré un pas d'échantillonnage plus détaillé et je proposerais une interprétation. Crasquin-Soleau et al. (2002 et 2004) ont publié une analyse détaillée dans cette coupe de l'évolution de la faune d'ostracodes durant la limite Permien/Trias.

La coupe de Pamucak a longtemps été considérée comme la coupe de référence (Lys et Marcoux, 1978; Altiner, 1981) pour le Permien de la région. Malheureusement, la partie inférieure de cette coupe s'est effondrée et n'est plus mesurable, là où elle avait été levée à l'origine. La partie supérieure, encore intacte, n'offre pas le meilleur affleurement du passage à la limite Permien-Trias, malgré la présence de microbialites particulières et spectaculaires (description et échantillons en annexes). À environ 300 mètres de cette coupe de référence, le long de la crête principale en direction de la mer, un nouveau profil du Permien terminal et du Trias inférieur a été levé : c'est la coupe du Kopuk dağ (figure 5.8). Autre coupe classique souvent étudiée, la Gorge de Kemer présente un passage à la limite Permien-Trias très altéré, recouvert de végétation et d'éboulis. J'ai donc écarté cette coupe.

### 5.2.1 La coupe du Çurük dağ.

Cette coupe située aux coordonnées N 36°41'54", E 30°27'66", alt. 1425m (cf. figure 5.1) décrit :

- La partie supérieure de la Formation permienne de Pamucak composée de calcaires bioclastiques de plate-forme divisée en six horizons lithostratigraphiques. Le terme « horizon » est compris ici comme un ensemble cohérent de faciès lithostratigraphiques reconnaissables sur le terrain.
- La Formation triasique de Kokarkuyu, composée de 3 unités lithostratigraphiques distinctes :
  - o Unité G formé par des calcaires algo-bactériens.
  - o Unité H formé essentiellement par des calcaires oolitiques.
  - o Unité I formé par des marnes colorées à calcaires bioclastiques.



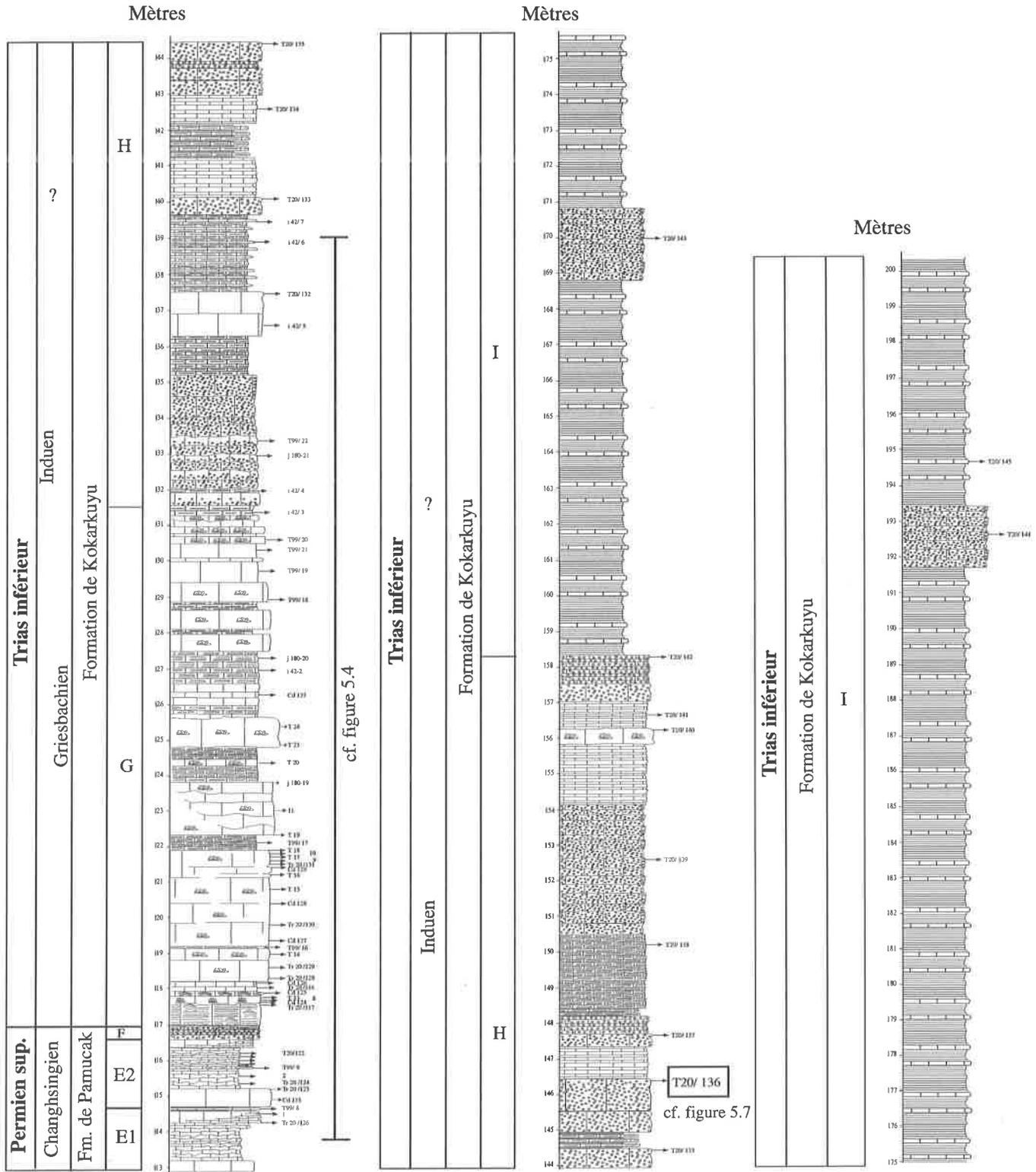


Figure 5.2 (cette page et la précédente) :

Coupe du Çürük dağ, Nappes d'Antalya, Taurus occidental. Sommet de la Formation de Pamucak et base de la Formation de Kokarkuyu. Coordonnées N 36°41'54", E 30°27'66", alt 1425m . Légende lithostratigraphique cf. figure 5.4. La seule limite d'étage certifiée biostratigraphiquement est la base de la Formation de Kokarkuyu datée par conodonte de la deuxième zone du Griesbachien. Le Permien est supérieur, daté par foraminifères (dét. C. Jenny), mais la limite Wuchiapingien - Changhsingien est approximative. Les limites de sous-étages du Scythien ont été fixées approximativement par corrélation isotopique avec des coupes mieux datées d'Oman et d'Iran (cf chapitre 4 et 6).

### 5.2.1.1 La Formation de Pamucak

La coupe du Çurük dağ (cf. figure 5.2) débute par la Formation de Pamucak épaisse de 400 à 600m. Elle a été définie dans la même région par Lys & Marcoux (1978). Ce sont des faciès de plate-forme interne à externe, d'âge Wordien à Changhsingien.

Je décris ici en détail les 120 derniers mètres de cette formation (cf. figure 5.2) que j'ai subdivisée en 6 «unités» lithostratigraphiques informelles (A à F).

La partie mesurée de la formation débute par des bancs massifs décamétriques (Unité A) riches en algues calcaires. L'unité suivante (B) est représentée par des bancs très bioclastiques décimétriques à métriques où les algues, encore bien présentes, ne dominent plus le microfaciès.

Les deux unités suivantes (C, divisée en 11 séquences, et D) sont composées de calcaires noirs noduleux avec quelques niveaux à silex (jusqu'au niveau C4) et des niveaux plus marneux. Certains niveaux sont très riches en brachiopodes et d'autres présentent une micrite non bioclastique à laminations. L'unité E est dominée par des calcaires noduleux avec quelques niveaux très bioclastiques notamment dans la séquence E2. Ces niveaux peuvent être très riches en brachiopodes. Une cimentation tardive, des dissolutions et recristallisations révèlent une forte diagenèse sur ces derniers niveaux.

Les calcaires de la Formation de Pamucak sont riches en algues calcaires (Dasycladacées et Gymnocodiacees) et en petits foraminifères (Biseriamminidés, «Paléonodosaires» et Hémigordiopsidés) avec également des niveaux à brachiopodes, échinodermes, crinoïdes et bryozoaires (Lys & Marcoux, 1978; Marcoux & Baud, 1986). Les microfaciès montrent un wackstone à bioclastes de faible énergie (biomicrites à algues; Altiner, 1981). Puis à la base de la séquence E2 (cf. figure 5.2) et dans les 30 derniers cm de celle-ci, les microfaciès montrent un wackstone de plus haute énergie (cf. Planche 2), sans que le contenu faunistique ne change pour autant. Dans tous les niveaux, *Paradagmarita monodi* (Lys & Marcoux, 1978) est abondante, avec également *Geinitzina* ex. gr. *postcarbonica*, *Pachyphloia ovata* et *Globivalvulina* sp. (détermination C. Jenny) (cf. figure 5.3). D'après C. Jenny (communication orale, cf. aussi Jenny & Guex, sous presse), certains représentants de la famille des Biseriamminidés, en particulier *Globivalvulina* et *Paraglobivalvulina*, montrent des développements aberrants dès le début de l'unité D. Ces développements se marquent surtout par des parois fines, par une tendance à une réduction de la taille, voir dans des rares cas à des changements de symétrie lors de la croissance des dernières loges. C. Jenny observe de plus une nette réduction de la diversité des espèces entre des échantillons de la base non-mesurée de la Formation de Pamucak et le début de la coupe mesurée.

Le wackstone bioclastique (E2) est suivi par un grainstone oolitique (niveau F) d'environ 40 cm d'épaisseur divisé en trois bancs. Le premier banc montre une recristallisation extensive qui touche aussi le coeur des oolites; par contre, les enveloppes des oolites sont peu touchées. Il n'est pas toujours évident de distinguer entre une recristallisation diagénétique et des cimentations rapides synsédimentaires (pour une description de tels ciments, cf. Harris, 1993). Il semble cependant que les oolites aient subi d'abord une cimentation précoce avant la recristallisation. Ce sont probablement des ciments intertidaux ou subtidaux. Lys & Marcoux (1978) note la présence de ciments vadoses que je n'ai pas observés. Les deux autres bancs montrent généralement une micrite comme matrice des oolites avec cependant certaines zones recristallisées. Dans ces deux bancs supérieurs, les oolites ne montrent aucune cimentation précoce. Ce grainstone oolitique contient parfois des échinodermes et des lamellibranches mais également, tant comme éléments



remaniés que dans la matrice, des foraminifères (détermination C. Jenny) typiques de la fin du Permien (*Paraglobivalvulina mira*, *Hemigordius* sp., *Geinitza postcarbonica*, *Paradagmarita monodi*) avec des microforaminifères qui, lorsqu'ils sont seuls, caractérisent la transgression triasique (*Cyclogira mahajeri*, *Ammodiscus* sp., *Earlandia* sp.) mais qui sont connus également dans les sédiments permien (Groves & Wahlman, 1997; Treatise on Invertebrate Paleontology, 1988).

Le dernier banc oolitique est par endroits surmonté par un niveau complexe (banc k1) comprenant des constructions algo-bactériennes, des micrites et encore quelques rares oolites. Ce banc de 10-15 cm un peu lenticulaire apparaît comme creusé dans le banc oolitique sous-jacent probablement par effet de charge plus que par remplissage de surfaces érodées. Le banc k1 ne contient plus aucun fossile observable en lame mince. Nous sommes déjà ici dans une situation post-extinction.

#### Age de la Formation de Pamucak

La base de la formation, non-décrite ici, est datée du Wordien-Capitanien par foraminifères (dét. C. Jenny). L'association *Paradagmarita monodi*, *Geinitza postcarbonica* et *Paraglobivalvulina mira* donne un âge Permien supérieur, au minimum Wuchiapingien, pour la partie mesurée de la formation (C. Jenny, comm. orale). Cette association de foraminifères peut exister jusqu'au Permien terminal. Altiner et al. (2000) et Altiner et Özgül (2001) notent que la première apparition de *Paradagmarita monodi* a lieu dans le Wuchiapingien terminal et est caractéristique du Changhsingien en Turquie. L'évolution des individus vers une réduction de la taille (cf. plus haut) a été maintes fois observée dans le Permien terminal de profils bien corrélées biostratigraphiquement et laisse donc supposer que la coupe monte probablement assez haut dans le Permien supérieur (C. Jenny, comm. orale). Les brachiopodes *Spinomarginifera helica*, *Sp. spinocostata* et *Orthothenina* sp. (dét. K. Nakamura in Marcoux & Baud, 1986, confirmées par L. Angiolini, comm. orale) confirment un âge au minimum Wuchiapingien pour cette partie supérieure de la coupe.

D'autres part, Baud et al. (1989, 1996); Atudorei (1999) et les chapitres « Iran » et « Oman » de cette étude ont montré dans des coupes bien calibrées biostratigraphiquement que la partie principale de la chute isotopique du carbone (cf. figure 5.5) a lieu dans le Changhsingien terminal. Ce qui me permet de supposer sa présence ici.

#### **5.2.1.2 La Formation de Kokarkuyu**

La Formation de Kokarkuyu a été définie par Altiner (1981) près de Pinarbaşı. Nous avons choisi cette nomenclature par souci d'homogénéisation de la nomenclature à l'échelle du Taurus, localement elle correspond à la Formation de Kemer Küprü (Marcoux, 1977, 1979 ; Şenel et al., 1981). Elle se divise en 3 unités lithostratigraphiques bien distinctes :

- Unité G : 14m de calcaires essentiellement microbiens.
- Unité H : 30m principalement de grainstones oolitiques avec quelques niveaux microbiens ou micritiques intercalés.
- Unité I : des marnes bariolées d'épaisseur indéterminée (le sommet de cette unité affleure mal) comprenant des niveaux de calcaires oolitiques et de calcaires bioclastiques.

**Trias inf.**  
**Induen**  
**Formation de Kokarkuyu**

**Permien sup.**  
**Changhsingien**  
**F. de Pamucak**

**Unité H**  
**Unité G**  
**Th4**  
**S5**  
**Th3**  
**Th2**  
**Th1**  
**S3**  
**S1**  
**F**  
**E2**

*H. parvus*  
*I. isarcicella*

Microfaune Mètres N° Echantillons Observations de microfaciès

Nombre de spécimens d'ostracodes

0 100 200 300 400 500 600

0 2 4 6 8  
Nombre d'espèce d'ostracodes

0.5 0.0 0.5 1.0 1.5 2.0 2.5 3.0 3.5 4.0  
‰,  $\delta^{13}C_{carb, PDB}$

**Légende :**

- Calcaire oolitique
- Calcaire micritique
- Calcaire marneux
- Stromatolites (plans ou en dômes)
- Thrombolite
- Microbialite indifférenciée
- Calcaire noduleux bioclastique
- Calcaire bioclastique

**Description des microfaciès de la partie microbienne de la section:**

- mg : Boundstone alga-bactérien à micrite grumeleuse.
- mm : Micrite microbienne sans structure particulière.
- m : Micrite indifférenciée.

**Précip., p :** Aiguilles radiées de ciments. Probablement précipitation directe de carbonates.

- Pb : Aiguilles radiées de ciments avec trace de filaments calcifiés. Précipitation biologiquement induite.
- Str : Boundstone alga-bactérien laminés avec micrite grumeleuse, aphanatique et indifférenciée.
- mg, m, p : Listés selon leur ordre d'importance.

**Microfaune :**  $\delta$  Microgastéropodes  $\circ$  Ostracodes  
 $\Delta$  Petits foraminifères / Absence de faune

1 figure : quelques spécimens, 2 figures : spécimens fréquents, 3 figures : spécimens abondants  
Estimation visuelle non quantitative.

**Rapport isotopique de  $\delta^{13}C_{carb, PDB}$  mesuré sur :**

- $\square$  Résultats de W. Holzer in Baud et al., 1989 sur roche totale
- $\blacksquare$  Micrite sélectionnée (Permien)
- $\bullet$  Micrite indifférenciée
- $\circ$  Micrite alga-bactérienne (avec parfois de la précipitation induite).
- $\star \Delta$  Calcite précipitée directe/ géodique/ induite par des filaments microbiens.
- $\text{---}$  Courbe isotopique selon les plus hautes valeurs obtenues
- $\text{---}$  Courbe isotopique sans les valeurs sur micrites microbiennes ou ciments précipités

**Echantillons TK, détermination et comptage des ostracodes : S. Crasquin-Soleau**

- $\text{---}$  Nombre d'espèce d'ostracodes
- $\blacktriangleright$  Nombre de spécimens d'ostracodes

Figure 5.4 : Profil du Çürük dağ, unités F, G et H, Permien teminal et base du Trias : faune d'ostracodes (détermination et comptage S. Crasquin-Soleau),  $\delta^{13}C_{carb, PDB}$  et microfaciès.

**L'unité G** est une succession complexe de stromatolites plans ou en dômes, de thrombolites, de calcaires micritiques et de carbonates dus à de la précipitation directe. Ils montrent d'importantes variations latérales d'épaisseur : des dômes thrombolitiques de 2 à 3 m d'épaisseur diminuent de puissance latéralement pour disparaître et laisser place à de la précipitation directe ou des calcaires micritiques. Il n'a donc pas été évident de restituer une coupe synthétique facilement reconnaissable sur le terrain pour cette partie de la coupe. Il est à signaler que si les échantillons TK, T99 et T20 sont replacés avec exactitude sur le profil, les échantillons des expéditions de J.Marcoux (i 41-43, j 180, Marcoux, 1987) et A.Baud (T, Cd, 1 à 11) n'ont pu être situés très précisément, un écart décimétrique est possible.

Dans le détail :

Je considère le banc algo-bactérien non-fossilifère (banc k1), qui recouvre en para-conformité le dernier banc oolitique de l'unité F, comme le banc marquant la base de la Formation de Kokarkuyu. Directement au-dessus, un banc massif (S1) d'environ 90 cm montre une mésostructure laminaire typique des stromatolites. Ce banc se délite latéralement à sa base en un banc de 10 cm. La base du banc S1 montre une succession de stromatolites à structures laminaires horizontales bien marquées avec quelques dômes (Planche 1.1). Les microstructures présentent une alternance de micrites sombres péloïdales et de micrites denses claires avec des microsparites interstitielles (T12, Planche 1 et T99/14, figure 3.3). La mésostructure stromatolitique devient plus diffuse au sommet du banc. Les microstructures sont également plus complexes, elles montrent des alternances de micrites péloïdales, grumeleuses et aphanatiques et de précipitations biologiquement induites avec des filaments (cf. chapitre 3.2, figure 3.3, Tr20/117). Les 10 derniers centimètres du banc S1 deviennent latéralement un banc distinct et ont une mésostructure thrombolitique (Cd 124, 8 et T13). La microstructure est dominée par une micrite grumeleuse très caractéristique (cf. Cd 124, Planche 2) avec des remplissages plus tardifs de micrites indifférenciées dans les vides laissés par la dégradation de la matière organique microbienne.

Le banc S2 (20cm) présente des stromatolites en dôme. Sa microstructure est composée de superpositions laminées de micrites grumeleuses, aphanatiques et de précipitations biologiquement induites. Ce banc S2 est surmonté de 30 cm de calcaires en plaquettes de 1 à 8cm (S3). Ils sont dominés en microfaciès par des croissances d'aiguilles avec un habitus aragonitique dont l'origine biologique ou physico-chimique est difficile à définir. Le microfaciès contient, conjointement à ces aiguilles, des micrites grumeleuses et des micrites indifférenciées de remplissage qui se superposent de façon parallèle et donne au banc sa mésostructure stromatolitique.

Au-dessus de ce premier ensemble essentiellement stromatolitique se présentent deux constructions microbiennes de respectivement 60 (Th1) et 30 cm (Th2). La première est un thrombolite avec une mésostructure grumeleuse évidente, la deuxième est décrite comme microbialite car la mésostructure est trop diffuse. Th2 présente une micrite aphanatique avec une recristallisation partielle en microsparite (Planche 2, T14). Nous observons ensuite 25cm de calcaires stromatolitiques plaquetés de 1 à 5 cm d'épaisseur (T99/16) auquel succède un intervalle essentiellement thrombolitique de 2m 70 environ (Th3), qui passe latéralement à un bioherme de 3m de haut et de 5m de large. Les microfaciès du bas du bioherme sont dominés par des micrites aphanatiques qui deviennent de plus en plus grumeleuses. La partie plus laminée au milieu de ce thrombolite montre un microfaciès inhabituel (niveaux T15 et T16). Il s'agit d'une croissance d'aiguille avec un habitus aragonitique en couches successives (0.5 à 2mm) sur une surface plane (cf. Planche 2, T15). Ces aiguilles croissent parfois en

microsphérules sans nucléide (cf. Planche 2, T15b) ou prennent comme substrat des fossiles (comme les microgastéropodes, cf. Planche 2, T15a). Ces sphérules d'aragonite de précipitation directe imitent souvent à l'affleurement les oolites. La caractérisation de la précipitation est sujette à discussion. Elle est soit directe avec des changements dans la  $p\text{CO}_2$  ou le pH de l'eau environnante, soit biologiquement induite. Si la plupart des précipitations d'aiguilles d'aragonite de l'unité G est probablement induite, cet intervalle-là est vraisemblablement dû à de la précipitation directe. On retrouvera également des précipités directs de types géodiques qui tapissent dans un premier temps des cavités avant que celles-ci soient remplies de micrite (p.ex T20/116, Planche 2).

Le sommet de Th3 est marqué par un mélange formé d'importantes précipitations aragonitiques, de micrites grumeleuses et de micrites indifférenciées. Ce niveau est très riche en petits foraminifères qui caractérisent le Trias inférieur lors de l'absence de foraminifères du Permien (dominance de *Cyclogyra* sp.).

Puis après 40 cm de stromatolites en plaquettes, un second bioherme thrombolitique (Th 4) de 2m50 sur 4m passe latéralement à un banc de 1m50. La base et le sommet de ce banc sont dominés en microfaciès par des micrites grumeleuses et des microsparites. Le milieu du banc montre à nouveau une dominance des précipités, mais cette fois probablement induits biologiquement avec des micrites grumeleuses. Des micrites remplissent des cavités laissées par la construction algo-bactérienne. Elles sont riches en ostracodes (cf. T19, Planche 2). Suivent environ 4m d'alternance de stromatolites plans, de thrombolites et de leiolites (Cd 137). Les trois thrombolites (métrage 10.50 à 12.40, figure 5.3) qui suivent sont séparés par des calcaires micritiques légèrement marneux qui ne montrent aucune structure microbienne. Cet ensemble de thrombolites et calcaires micritiques est suivi d'environ 1 m de calcaires micritiques marneux présentant des nodules (niveau avec T99/19 et T99/21, cf. figure 5.4) et de 3 bancs thrombolitiques montrant des cavités centimétriques de types stromactactis avec des intercalations de calcaires marneux qui terminent l'unité G de la Formation de Kokarkuyu.

En reprenant la nomenclature de Shapiro (2000), deux biohermes en mégastructures, des macrostructures essentiellement en plans parallèles avec cependant des dômes dans les deux bancs stromatolitiques de la base sont présents dans cette unité G de la Formation de Kokarkuyu. Si les mésostructures stromatolitiques sont la plupart du temps bien visibles, les grumeaux thrombolitiques sont, à part dans quelques niveaux précis, beaucoup plus diffus et souvent difficiles à reconnaître sur le terrain. Le plus souvent ce sont sur les surfaces polies après sciage que l'on reconnaît la mésostructure grumeleuse typique des thrombolites (cf. Planche 1).

Les microstructures montrent un enchevêtrement complexe de micrites denses, aphanatiques, grumeleuses, péloïdales, indifférenciées, de microsparite, de cristaux aciculaires aragonitiques sans ou avec nucléide, plans parallèles ou radiaires. Ces microstructures peuvent se succéder pour former des microcouches (1cm) ou des laminations (1mm) qui formeront en mésostructures des stromatolites. Elles peuvent aussi former des «champignons», qui en mésostructures prennent l'apparence de mésogrumeaux. En général, la micrite et les structures algo-bactériennes montrent une recristallisation partielle ou totale en microsparite, signe d'une diagenèse importante.

**L'unité H** commence par une tempestite oolitique de 30 cm. La surface inférieure du banc suivant montre les premières traces de terriers de la Formation de Kokarkuyu (crustacés décapodes *Thallassinoïdes*, Marcoux, 1987). Ce banc est suivi sur 3m par des bancs de calcaires oolitiques de 5 à 30 cm d'épaisseur. Ils montrent souvent une augmentation de la micrite matricielle vers le haut, jusqu'à un sommet du banc dépourvu d'oolites. Ces bancs sont interprétés comme des

dépôts de tempêtes. Ils montrent aussi parfois des stratifications entrecroisées et des traces de terriers.

On observe ensuite 30m d'alternance de calcaires oolitiques, de calcaires micritiques plus ou moins argileux et de quelques bancs de thrombolites. Aucun hardground ou ciments vadoses n'ont été observés dans cette unité.

**L'unité I** commence par 10m de calcaires marneux jaunes très fins avec tous les 50 cm, des calcaires gris de 5cm. Puis, on retrouve après cela 2m de calcaire oolitique gris, 25m de marnes colorées mal affleurantes, 1m50 de calcaire bioclastique (surtout des bivalves *Claraia*, cf niveau T99/61 de Demirtaş-Kuşdavut, figure 5.10) pour retrouver des marnes colorées à bivalves au-dessus.

Le sommet de la série affleure mal et n'a pas été mesuré. Les marnes continuent sur un certain niveau puis sont suivies d'une série condensée de radiolarites à Daonelles d'âge Ladinien, de quelques mètres de brèches d'âge Crétacé supérieur et d'un olistostrome ophiolitique d'âge Maestrichtien (comm. orale J. Marcoux).

#### La microfaune.

On peut observer (cf. figure 5.4 et Planche 2) dans les différents microfaciès de l'unité G la présence de petits foraminifères induens (*Ammodiscus*, *Rectocornuspira*, *Cyclogira*, *Earlandia*, détermination C. Jenny et S. Richoz, voir aussi dét. in Marcoux & Baud, 1986 et Baud et al., 1997), de microgastéropodes et d'ostracodes (cf. Crasquin-Soleau et al., 2002 et 2004) et de rares conodontes. Quelques rares fragments de bivalves sont également présents. Certains niveaux peuvent être très riches en foraminifères ou en ostracodes (rarement les deux à la fois). Il est à noter que l'on observe préférentiellement les foraminifères liés aux structures microbiennes et les ostracodes dans les zones de remplissage de micrite.

Les rares éléments de conodontes (cf. Planche 3) trouvés parviennent tous des deux premiers bancs k1 et S1. Ce sont des éléments Pa de *Isarcicella isarcica staeschei* et *Hindeodus parvus*. Ces conodontes sont des espèces que l'on trouve tant dans les domaines boréaux que tropicaux et aussi bien dans des sédiments pélagiques que dans des eaux peu profondes.

La plupart des foraminifères décrits ici sont déjà présents au Permien (Groves & Wahlman, 1997 ; Treatise of Invertebrate Paleontology, 1988) mais deviennent abondants au Trias inférieur. En l'absence de foraminifères permien, ils sont considérés comme indicateurs possibles de l'Induen (Brönnimann et al., 1972 ; Altiner et al., 1980). On les retrouve dans la plupart des faciès marins de plate-forme.

Certains ostracodes présents dans la base de cette coupe sont des survivances exceptionnelles de formes paléozoïques (Crasquin-Soleau et al., 2002 et 2004). Les échantillons TK 55 à TK 58 ont montré une faune abondante avec un assemblage assez constant (échantillonnage, préparation et détermination S. Crasquin-Soleau) :

*Revyia curukensis*, *Liuzhinia antalyaensis*, *Bairdiacypris ottomanensis*, *Bairdia kemerensis*, *Bairdia* cf. *piscariformis*, *Bairdia subsymmetrica*, *Sinicella* cf. *mesopermiana*.

D'après S. Crasquin-Soleau (communication courriel), les Bairdiidae sont très largement dominants en nombre d'espèces et surtout en nombre d'individus. Ils sont caractéristiques de milieux marins francs du domaine subtidal à circalittoral de la zone intertropicale, avec des conditions stables de salinité, de température, de bathymétrie et de taux d'oxygène dissout dans l'eau. On observe la présence presque exclusive de détritivores. Il n'y a pas de faunes profondes, ni de signe de remontée d'eau froide (pas d'indicateur de talus-bassin, *i.e.* pas de

formes paléopsychosphériques). L'installation de ce type d'assemblages nécessite des conditions de vie stables durant un certain temps.

La prolifération des ostracodes dans les niveaux de 3 à 7m (cf. figure 5.4) où le nombre d'individus passe de 10 à 500! est surprenante. Cela peut s'expliquer par l'établissement d'un véritable récif microbien avec des cavités protectrices avec une grande quantité de matière organique nécessaire à ces organismes détritivores. En effet, les tapis microbiens actuels sont les organismes parmi les plus productifs avec 8-12g C<sub>org</sub>/m<sup>2</sup> par jour (Schidlowski, 2000). De plus, les cyanobactéries, organismes probablement dominants de ces tapis microbiens, ont la particularité d'être diazotrophes (cf. chapitre 3.7.5) : c'est-à-dire qu'elles ont le pouvoir de dissocier l'azote (N<sub>2</sub>) dissout pour leur besoin nutritif. L'azote dissout étant en quantité abondante dans tout l'océan, il n'est pas un facteur limitant et les cyanobactéries ne dépendent ainsi pas des nitrates (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) remontés des profondeurs dans les zones d'upwelling caractéristiques d'un océan parcouru par des courants d'importance (Dandonneau & Jeandel, 2002). La dégradation de la matière organique microbienne fournit ainsi des nitrates à l'eau environnante et permet d'augmenter localement la productivité associée aux récifs (voir chapitre 3.7.5). Les résultats géochimiques obtenus dans les sédiments de grandes profondeurs à Buday'ah (Oman, chapitre 4.6) laisse supposer que l'océan néotéthysien central était stratifié tout comme la Panthalassa (Isozaki, 1994, 1997). Cette hypothèse de même que l'absence d'ostracodes indicateurs de talus - bassins (communication Crasquin-Soleau) laisse supposer qu'il n'y avait pas d'upwelling le long de cette plate-forme. C'est donc bien le développement intensif de récifs microbiens stables, protecteurs, nourriciers tant en matières organiques qu'en nitrates qui a permis l'explosion du nombre de foraminifères et d'ostracodes. Le nombre de ceux-ci va progressivement diminuer vers le sommet de l'unité G et de rares foraminifères, ostracodes et microgastéropodes ont été notés en microfaciès dans l'unité H toujours de façon concomitante avec des nouvelles présences de microbialites. L'unité I est dominée par les bivalves *Claraia* considérés comme étant un organisme pionnier de reconquêtes du benthos (Wignall & Hallam, 1992; Krystyn et al., 2003).

#### Age de la Formation de Kokarkuyu

Seuls les bancs k1 et S1 ont donné de rares conodontes (cf. Planche 3) :

Au sommet de k1 (éch. T11) : *Isarcicella isarcica staeschei*

Au sommet de s1 (éch. T13) : *Hindeodus parvus*

*I. isarcica staeschei* est le conodonte index de la deuxième zone du Trias alors que *H. parvus* est celui de la première zone. *H. parvus* a cependant une longue durée stratigraphique qui perdure tout le long de la zone à *I. isarcica*. De plus, *I. isarcica staeschei* est un conodonte relativement rare (environ 1 spécimen pour 100 *H. parvus*, H. Kozur communication orale) ce qui permet d'expliquer l'apparente contradiction stratigraphique de leur succession inversée dans cette coupe. Il est donc possible que manque ici la première zone de conodonte du Trias.

Les foraminifères de l'unité G donnent un âge Induen et les bivalves *Claraia* de l'unité I donnent un âge Trias inférieur pour le reste du profil. Les *Claraia* récoltés mériteraient une étude plus poussée et permettraient de mieux affiner la datation biochronologique de la partie supérieure de la coupe. Comme nous l'avons vu au chapitre 3 et le rappellerons ci-dessous, les processus ayant lieu dans un récif microbien sont particuliers et ne permettent pas de corrélérer les variations isotopiques de l'unités G avec d'autres coupes mieux datées.

### 5.2.1.3 Conclusion sédimentologique

La Formation de Pamucak est donc constituée d'une alternance de wackstones et packstones à bioclastes de faible énergie, riches en algues calcaires, petits foraminifères, brachiopodes, échinodermes et crinoïdes et ostracodes. Ils passent vers le sommet (sommet de E2) à un wackstone de plus haute énergie. Un grainstone oolitique nettement moins bioclastique termine la formation. Ces calcaires se sont probablement déposés dans un domaine subtidal de plate-forme de mer ouverte (prédominance des *Gymnocodiaceae*) peut-être atteint parfois par des niveaux de tempêtes. Le sommet de l'unité E2 ne semble pas avoir subi de dissolution (par émergence ou non). L'unité oolitique F a subi une recristallisation partielle, qui pourrait être vadose selon Lys & Marcoux (1978).

La première unité de la Formation de Kokarkuyu d'une épaisseur de 14m est un complexe carbonaté comprenant des constructions algo-bactériennes (stromatolites, thrombolites parfois en biohermes), des niveaux de précipitation directe de calcite sur des niveaux continus, des calcaires micritiques et des calcaires marneux. La suite de la série est constituée de 30m essentiellement oolitique déposés dans la zone d'action des tempêtes. Les calcaires oolitiques sont aussi un dépôt carbonaté combinant constructions algo-bactériennes et précipitations directes. La mort de l'usine à carbonates squelettiques dans les temps fini-permiens, concomitantes avec l'extinction de masse, n'entraîne donc pas la fin de la sédimentation carbonatée. Elle est relayée par une production algo-bactérienne et par de la précipitation directe de carbonate (Baud et al., 1997, 2001a, 2003 et 2005; Baud 1999). L'absence de signes d'émergence (surface d'érosion, couche d'évaporites, de marques de dessiccation, de structures en tepee) ainsi que la faune d'ostracodes permettent d'exclure une position marine restreinte. La Formation de Kokarkuyu comme la Formation de Pamucak est en position subtidale de plate-forme ouverte.

#### 5.2.1.4 Les résultats d'analyses

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  varient entre 4 et 5‰ dans les 100 premiers mètres de la Formation de Pamucak (cf. figure 5.5). Une première chute d'environ 1.5‰ dans la séquence E1 entre T99/6 et T99/7 (entre 106 et 108m, figure 5.5), amène les valeurs à varier entre 3.3 et 4.0‰ jusqu'au sommet de E2. Une chute brusque de 0.75‰ entre le sommet du dernier banc des calcaires noduleux bioclastiques (E2) et la base du premier banc de calcaire oolitique (F) permet de mettre en évidence une probable lacune stratigraphique à cet endroit. Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  continuent de descendre régulièrement dans les bancs oolitiques (de 2.6 à 2.0 ‰) avant de remonter dans le banc k1. Cette remontée atteint un sommet à la base du premier banc stromatolitique S1 (cf. figure 5.4).

Dans les derniers bancs de calcaires noirs bioclastiques, les bancs oolitiques et les 15 premiers centimètres du banc stromatolitiques, le pas d'analyse stratigraphique est de 5 cm voir moindre. Excepté la chute brusque décrite ci-dessus, les valeurs isotopiques se suivent et sont cohérentes. Les valeurs isotopiques ne permettent pas de mettre en évidence d'autres lacunes stratigraphiques éventuelles, notamment au sommet du banc oolitique F. Après ce pic positif marqueur de la base des stromatolites, les valeurs diminuent encore pour atteindre leur minimum à 0.2‰ (CD 126) soit à 1m 30 de la base de la Formation de Korkakuyu. Dans l'unité G, les valeurs fluctuent de façon importante de -0.1 à 2.6‰. Je vais revenir sur ces fluctuations plus loin. La base de l'unité H a des valeurs entre 0.8 et 0.9‰. L'unité H présente ensuite un pic positif important sur 5m allant jusqu'à 2.3‰ avant de revenir à des valeurs autour de 0.8‰. Les valeurs isotopiques augmentent ensuite de 0.8 à 1.4‰ pour rester autour de cette valeur sur 13m vers le sommet de l'unité H. Les deux derniers mètres de cette unité voient les valeurs isotopiques baisser à 1‰ pour remonter à environ 1.4‰ dans l'unité I.

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Dans la Formation de Pamucak, les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  montrent une grande variabilité entre -2.6‰ et -5.8‰, mais la moyenne reste homogène autour de -4.2‰.

Tout en ayant encore une variabilité importante on peut constater ensuite une diminution des valeurs de environ -4.2‰ à -6.7‰. La rupture de pente a lieu entre T99/6 et T99/8 soit dans la partie supérieure de la séquence E1. La chute s'achève vers T20/132 soit à la moitié de l'unité H. Les valeurs deviennent ensuite homogènes autour de -6.7‰.

#### 5.2.1.5 Discussion

La coupe est essentiellement calcaire, avec peu de dépôts siliciclastiques et de matière organique. Les calcaires ont subi une importante recristallisation de la micrite. Cependant les températures d'enfouissement restent modestes, comme en témoigne l'indice de coloration des conodontes (CAI, Epstein et al., 1977; Deaton et al., 1996) qui a une valeur de 1 (soit entre 0 et 100°C). Cette configuration laisse supposer que la composition isotopique du carbone peut être primaire malgré d'importantes recristallisations. Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ne covarient pas (cf. figure 5.6) même dans l'horizon oolitique F qui a subi pourtant une forte recristallisation. On remarque tout de même deux groupes de données : un groupe représentent les valeurs permiennes jusqu'au sommet de E2 regroupées, l'autre correspond aux valeurs triasiques avec celles de l'horizon F. Aucun des deux groupes ne montre une covariance. De

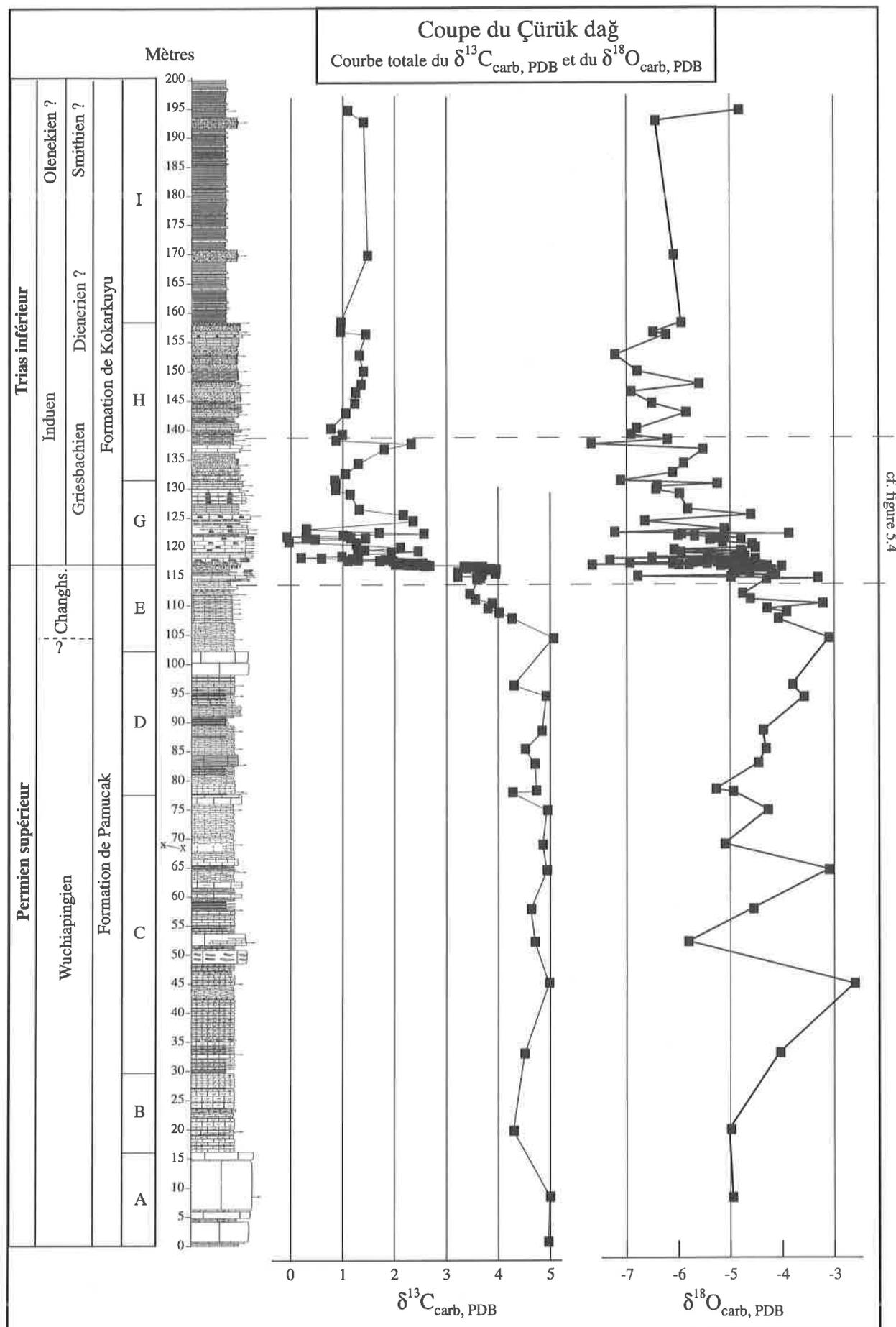


Figure 5.5 : Coupe du Çürük dağ, Nappes d'Antalya, Taurus occidental. Sommet de la Formation de Pamucak et base de la Formation de Kokarkuyu. Détails lithostratigraphiques et explications des limites cf. figure 5.2.

même que pour les quelques valeurs de l'unité I où l'apport siliciclastique est plus important. Les indices concordent pour supposer que la composition isotopique est essentiellement primaire pour ce profil.

### a) La chute de la courbe isotopique autour de la limite

Dans la courbe isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , on peut observer essentiellement les points suivants.

- La chute bien connue et répertoriée de la fin du Permien se divise en fait en plusieurs paliers :
  - Une première chute de 1 ‰ environ dix mètres sous la limite dans des sédiments encore typiquement permien avec une faune permienne encore bien distincte.
  - Une chute brusque de 1.7 ‰ entre les derniers wackstones bioclastiques typiquement permien et le milieu des oolites de l'unité F. La chute est très brusque à la limite entre les deux unités, ce qui laisse suggérer une lacune stratigraphique à cet endroit.
  - Une remontée de 0.5 ‰ qui s'amorce dans le dernier banc oolitique et finit à la base du premier bancs stromatolitique.
  - Une dernière chute de 2.3 ‰ jusqu'à 1m30 au-dessus de la limite lithostratigraphique.

La chute est donc au total de 5 ‰ dans cette localité. Elle débute avant les premières disparitions de faunes permien et se termine dans la deuxième zone à conodonte du Trias, lorsque les constructions algo-bactériennes qui caractérisent sa base sont déjà bien établies.

Elle est donc bien graduelle comme l'affirmait déjà Magaritz et al., (1988) à Tesero et non brusque comme le montre les profils isotopiques de Meishan (Jin et al., 2000).

On observe l'apparition des formes aberrantes et une tendance évolutive marquée vers une réduction de taille chez les foraminifères plusieurs dizaines de mètres en dessous de la première chute des isotopes. Les foraminifères répondent à un stress écologique (Jenny & Guex, sous presse) avant que les perturbations des réservoirs du carbone aient lieu ou tout du moins soient enregistrées dans le sédiment. Ce n'est pas le cas pour toute la faune benthique, les ostracodes, par exemple, ne montrent aucune variation particulière de leur test (S. Crasquin-Soleau, comm. orale).

La première chute des isotopes du carbone se déroule dans les wackstones à algues calcaires du Permien. Aucun changement dans la lithologie et le contenu des faunes ne permet d'expliquer par un phénomène local cette chute. Elle doit donc représenter des variations océanographiques plus larges.

La chute de 1.7 ‰ entre les derniers wackstones permien et le sommet de l'horizon oolitique a lieu essentiellement entre les deux lithologies et au sein de l'horizon oolitique. La discontinuité nette dans l'enregistrement isotopique suggère une lacune entre le sommet des calcaires noduleux permien et le premier banc oolitique. Elle peut être soit une lacune de non-déposition, soit une lacune de dissolution sous-marine. Aucune émergence n'est vraisemblable à ce niveau. Le passage d'une lithologie de carbonates bioclastiques à des carbonates oolitiques donne une variation de la composition isotopique parfois négative, parfois positive jusqu'à 0.5 ‰ (S. Bruchez, communication orale). Ces grandes variations peuvent s'expliquer par les processus différents et souvent difficiles à différencier qui amènent à la production de calcaires oolitiques. Si le facteur biologique est prépondérant, un rapport isotopique faible peut être dû

Diagrammes de covariance  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

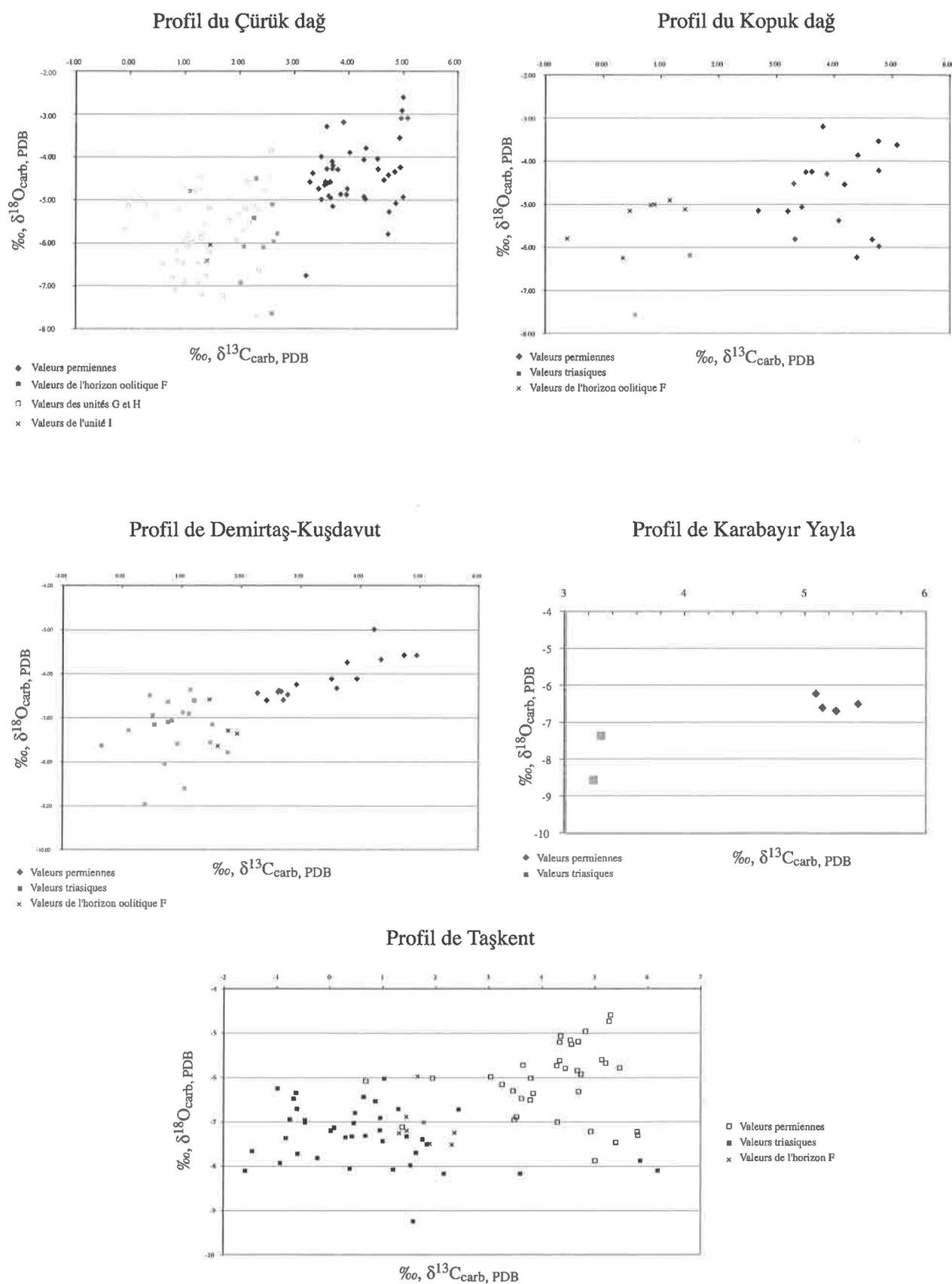


Figure 5.6 : Diagrammes de covariance  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  des profils étudiés dans le Taurus occidental et central.

au processus typique des cyanobactéries. Ce n'est pas le cas pour les oolites provoquées par des facteurs physico-chimiques particuliers. Le seul changement lithologique, s'il peut être présent et influencer la composition isotopique, ne permet donc pas d'expliquer la variation de 1.7‰ dans son ensemble. D'autant plus que la chute s'amorce avant le changement de lithologies. Des facteurs externes doivent être invoqués.

Cette chute isotopique est aussi concomitante à la crise fini-permienne et à la disparition de la diversité biologique. Les calcaires noduleux montrent encore une diversité biotique importante. Cette diversité décroît de façon importante en nombres et en espèces dans les oolites, où l'on trouve encore des faunes permienes (échinodermes, lamellibranches, foraminifères, algues, cf. figure 5.3). Le banc k1 à la base de la Formation de Kokarkuyu représente le premier banc réellement post-extinction.

La diminution du nombre d'espèces et d'organismes est peut-être due aux phénomènes conduisant à l'extinction fini-permienne. Elle donnerait alors une image d'une extinction progressive avec une première étape avant le changement lithologique et une extinction finale au sommet des oolites. Cependant les conditions propices aux dépôts des oolites sont souvent inadéquates pour un grand nombre d'organismes et ce serait le changement de milieu qui provoque la disparition, avant l'extinction proprement dite, qui est alors très rapide.

Cette chute est donc soit concomitante avec l'extinction fini-permienne et enregistre les changements globaux dans le réservoir du carbone, causes ou conséquences du processus qui a provoqué l'extinction, soit elle précède cette extinction et enregistre les causes.

Le pic positif de 0.7‰ semble s'amorcer dans le sommet des oolites pour atteindre son maximum à la base des premières constructions algo-bactériennes. Ce pic peut être à nouveau dû à un changement de lithologie. Il peut également représenter le redémarrage de la production biotique essentiellement microbienne après la grande crise. Cette production pompe dans un premier temps des quantités importantes de carbone léger pour la constitution des tapis microbiens. C'est alors un signal local de grande productivité avant l'installation définitive des récifs microbiens et de leur chimisme particulier expliqué au chapitre 5.2.

La dernière chute de 2.3‰ a lieu dans les calcaires algo-bactériens de l'unité G à 70cm de la base de la formation.

Comme nous l'avons vu au chapitre 3, les récifs microbiens peuvent avoir un fractionnement isotopique particulier en induisant la précipitation de carbone lourd et en enrichissant ainsi l'eau de mer en  $^{12}\text{C}$ . C'est le processus inverse à celui des environnements dominés par les métazoaires. Ce fractionnement est ici confirmé par l'existence de valeurs isotopiques très différentes entre les ciments biologiquement induits par les cyanobactéries et les micrites indifférenciées (cf. figures 5.4 et 3.3).

Pour avoir lieu, ce phénomène nécessite plusieurs conditions :

- Une sédimentation dans un environnement calme.

Les critères sédimentologiques induisent une position de dépôt sous le niveau d'action de vagues et confirment cette condition. De plus, l'existence d'un assemblage abondant d'ostracodes avec dominance des Bairdiidae nécessite des conditions stables de salinité, de température et de bathymétrie (S. Crasquin-Soleau, communication courriel).

- Pour que les cyanobactéries induisent une précipitation de carbonates, il faut un rayonnement solaire important et/ou une augmentation du pH et/ou une sursaturation en  $\text{HCO}_3^-$ .

Les différences entre les micrites indifférenciées et les micrites microbiennes ou les ciments biologiquement induits varient de 0.2 à 1.5‰ selon les échantillons. Le fractionnement microbien existe donc bien et est important. On retrouvera de tels récifs microbiens dans tous les affleurements étudiés de la chaîne taurique (cf. coupes : Kopuk dağ, Gorge de Kemer, Demirtaş-Kuşdavut, Demirtaş-Kalmitaş, Taşkent, Hadım-Gevne et Karabayır yayla). Ces récifs algo-bactériens ont donc une extension très large sur la plate-forme taurique (Baud et al., 1997 et 2005) et peuvent donc influencer globalement la composition isotopique vers des valeurs négatives.

Il est probable que cette dernière chute de 2.3‰ soit due, en tout cas en partie, à ce phénomène microbien. Il reste cependant difficile de déterminer s'il permet d'expliquer la totalité de l'excursion négative ou si une part de cette excursion est due soit aux phénomènes ayant provoqué l'extinction, soit aux conséquences de cette extinction.

Si l'on considère que la chute isotopique entre les valeurs permien et triasiques est totalement due aux phénomènes liés à l'extinction fini-permienne, elle est de 4.5‰.

Par contre, si l'on considère que les effets de changement de faciès et les effets algo-bactériens ont eu une répercussion maximale sur les variations isotopiques, la chute liée à des facteurs globaux n'est que de 2.2‰. La réalité se situe probablement entre ces deux pôles. Cette variation dans l'amplitude de la chute isotopique fini-permienne devrait être mieux prise en compte dans les tentatives de modélisation des différents mécanismes qui provoqueraient cette chute (Berner, 2002).

## **b) L'unité G**

Cette unité est donc dominée par les constructions algo-bactériennes. Et comme nous l'avons vu au chapitre 3 et ci-dessus, les processus géochimiques qui ont lieu dans ces récifs particuliers sont différents de la plupart des autres milieux de sédimentation calcaire.

En comparant la courbe isotopique du Trias basal obtenue au Çürük dağ avec celles obtenues dans d'autres coupes de la Néotéthys, je me suis aperçu de sa singularité (cf. figure 7.2). La courbe a été tracée en prenant le point le plus positif de chaque échantillon. Elle présente 4 pics positifs de 2 à 2.5‰ avec d'autres excursions positives de moindre envergure. Ces excursions ne sont visibles dans aucune autre coupe étudiée. Ce phénomène m'a obligé à appréhender les particularités géochimiques des récifs microbiens. Malheureusement cette particularité a été comprise relativement tard dans cette étude, notamment après les campagnes de terrains et la plupart des analyses isotopiques. Ceci explique que l'échantillonnage et les analyses n'ont pas été effectués de façon systématique sur les mêmes éléments. La courbe isotopique, dans cet ensemble microbien de l'unité G, est donc sujette à caution et ne saurait être utilisée pour des corrélations à grande échelle. Je vais cependant essayer d'en tirer quelques éléments.

Les différents composants de cette partie (essentiellement micrite indifférenciée, micrite algo-bactérienne, aiguilles de calcite dues à une probable précipitation directe ou dues à une précipitation biologiquement induite) donnent des résultats isotopiques très différents les uns des autres. Les micrites indifférenciées présentent systématiquement des valeurs plus basses, de 0.3-0.4‰ et jusqu'à 1,3‰, que les micrites algo-bactériennes.

Comme nous l'avons vu, il y a deux types de ciments en aiguilles, le premier a les caractéristiques de la précipitation directe, un autre est biologiquement induit par les cyanobactéries. Ils ont des caractéristiques isotopiques différentes l'un de l'autre :

Les aiguilles de carbonate biologiquement induites ont une composition isotopique plus élevée que les micrites indifférenciées et des micrites algo-bactériennes (cf. figures T20/117 et T99/14) de 0.1 à 1.2‰. Les seules aiguilles d'aragonite directement précipitées qui ont été analysées proviennent du niveau T15 et présentent des valeurs isotopiques basses de -0.03‰ (voir plus bas sur ce niveau particulier). La précipitation directe de carbonates est connue pour se réaliser avec un fractionnement constant selon la minéralogie (Grossman et Ku, 1986 ; Romanek et al., 1992) et donc représenter les valeurs isotopiques de l'eau de mer.

Afin de tenir compte de ces particularités et pour obtenir une courbe isotopique ayant une signification stratigraphique, je propose d'enlever de la courbe isotopique les valeurs ayant subi une influence algo-bactérienne et de considérer uniquement les valeurs obtenues sur les micrites indifférenciées, les ciments géodiques (figure 3.3) et les aiguilles de précipitation directe. Nous obtenons ainsi des valeurs isotopiques homogènes autour de 0‰ après la chute à la limite lithostratigraphique, une courte excursion positive de 0.5‰ vers le sommet de Th3, une deuxième excursion à 1.5‰ vers T24 avant une dernière remontée autour de 1.4‰ vers le sommet de l'unité (cf. figure 5.4). Cette courbe est dès lors corrélable avec les autres coupes turques et néotéthysiennes en gardant des précautions. Les valeurs retirées gardent cependant toutes leurs importances pour une interprétation environnementale de ces données.

### c) Les précipités directs du niveau T15

La plupart des aiguilles aragonitiques observées dans cette unité sont biologiquement induites, comme le montrent les filaments cyanobactériens calcifiés dans leur entourage. Certaines sont d'origine géodique et sont donc des ciments de remplissage plus tardifs. Les niveaux T15 et T16 montrent des ciments particuliers décrits au chapitre 3.4.

La précipitation de ciments centimétriques sur la surface des sédiments à ce niveau peut être due à une chimie de l'eau de mer inhabituelle. Selon la formule :



La précipitation directe de carbonates nécessite donc une forte sursaturation de  $\text{HCO}_3^-$  dans l'eau de mer. En effet, de telles précipitations n'ont pas lieu dans les océans modernes alors qu'ils sont sursaturés six fois par rapport à la calcite et quatre fois par rapport à l'aragonite (Morse et MacKenzie, 1990). Une sursaturation peut être créée par un apport en  $\text{HCO}_3^-$  et/ou un fort dégazage de  $\text{CO}_2$ . Un pH élevé favorise également ce processus. Nous avons vu plus haut que ces conditions, avec d'autres, peuvent également favoriser la précipitation biologiquement induite par les cyanobactéries.

Plusieurs hypothèses peuvent être données afin d'expliquer une sursaturation en  $\text{HCO}_3^-$ , souvent accompagnée par une augmentation du pH :

- A) Les eaux profondes anoxiques des océans stratifiés ont une alcalinité très élevée. C'est un résultat de la minéralisation de la matière organique par réduction bactérienne des sulfates et par la formation d'ammonium qui provoquent un relâchement des bicarbonates (Goyet et al., 1991; Canfield et Raiswell, 1999). Ainsi dans la Mer Noire, les processus microbiens génèrent une alcalinité 3 à 4 fois plus importante qu'à une profondeur similaire dans une mer normalement oxygénée (Goyet et al., 1991). L'apport

en bicarbonates augmente autant la teneur en  $\text{CO}_2$  total que l'alcalinité de l'eau. Une remontée des eaux (upwelling) profondes avec des concentrations importantes de  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$  induire une importante précipitation de carbonate de calcium dans les eaux de surfaces enrichies en  $\text{Ca}^{++}$ , tant sur la surface des sédiments que dans les communautés microbiennes (Grotzinger et Knoll, 1995). Il y a alors dégazage de  $\text{CO}_2$  dans la partie oxygénée des eaux de surfaces. Le  $\text{Fe}^{++}$  et  $\text{Mn}^{++}$  en grande concentration (que l'on observe souvent en zones anoxiques) sont des inhibiteurs de croissance de la calcite. Ils favoriseront la cristallisation de la calcite sur le sol marin plutôt qu'en micrite dans la colonne d'eau (Grotzinger et Knoll, 1995). Ce type de précipitation a été décrit dans le Smithien de l'Ouest des Etats-Unis dans la Formation de Union Wash par Woods et al. (1999) et Woods & Bottjer (2000). Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  de tels ciments est négatif car la matière organique allégée en  $^{13}\text{C}$  est stockée dans les eaux profondes anoxiques. De plus, la réduction bactérienne de la matière organique dans les eaux anoxiques produisent du  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$  avec un  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  très négatif (Grotzinger et Knoll, 1995). La remontée de ces éléments et leur mélange avec des eaux de surfaces chargées en carbone lourd va donc diminuer le rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ .

Si cette hypothèse explique bien l'enregistrement isotopique que nous observons, elle pose quelques problèmes :

Aucune évidence sédimentologique d'anoxie n'est visible dans l'unité G. L'anoxie pourrait cependant ne toucher que le bassin et seules des eaux chargées en  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$  arriveraient sur la plate-forme. Or les communautés d'ostracodes prolifèrent à ce moment-là et ce sont des formes qui nécessitent un environnement stable sur le long terme (Crasquin-Soleau, comm. orale).

- B) Une autre hypothèse est l'enrichissement progressif en  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  et en  $\text{Ca}^{++}$  des eaux océaniques de cette plate-forme par l'eau des rivières. Cet enrichissement serait dû à une forte érosion par un système de mousson récemment installé (Parish, 1993 ; Rees et al., 1999 ; Retallack, 1999). Ce phénomène pourrait être amplifié par la forte régression fini-permienne (Holzer & Magaritz, 1989) qui a mis à nu d'importantes zones de plate-forme carbonatée riche en matière organique. Ceci permettrait également d'expliquer une composition isotopique relativement négative de ces niveaux (cf. Baud et al., 1989).

Si cette hypothèse peut expliquer de façon régionale le phénomène observé dans un bassin relativement restreint, elle se heurte à sa réalité globale (cf. chapitre 3). La quantité de  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  produit par l'érosion n'est probablement pas suffisante pour provoquer la précipitation spontanée de carbonate (Berner, 1991) et la calcification des tapis microbiens à large échelle.

C) Des températures très élevées peuvent provoquer un dégazage de  $\text{CO}_2$  important de l'eau de mer et donc une précipitation des carbonates. Un climat sec et aride est supposé par la plupart des auteurs (Rees et al., 1999 ; Beauchamp & Baud, 2002, etc.). Les valeurs isotopiques négatives du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  doivent être alors expliquées par un autre phénomène.

D) L'extinction des organismes bioconstructeurs crée un déséquilibre dans la concentration en  $\text{HCO}_3^-$  et en  $\text{Ca}^{++}$  dans l'eau de mer et favorise la précipitation directe

et microbienne de carbonates.

- E) Une dernière hypothèse est le modèle Deev Jahi de Heydari & Hassanzadeh (2003). Il propose l'introduction dans le système d'importante quantité de méthane par dégazage des gaz hydrates contenu dans les sédiments marins qui provoquerait une sursaturation en  $\text{CO}_2$  par oxydation du méthane et donc une grande acidité de l'eau de mer. Cette acidité peut provoquer une dissolution partielle des plates-formes carbonatées. Après l'arrêt du dégazage de méthane, l'océan deviendrait rapidement sursaturé en  $\text{HCO}_3^-$  et provoquerait ces précipitations directes. La composition isotopique très négative du méthane permet également d'expliquer les valeurs obtenues sur ces cristaux de calcite.

D'autres facteurs difficiles à appréhender comme des changements de salinité (Handford et al., 1984) peuvent avoir modifié le pH de l'eau de mer et donc l'équilibre chimique de l'eau de mer. Quelle qu'en soit la ou les causes, c'est bien un niveau élevé de saturation de l'eau de mer en  $\text{HCO}_3^-$  (et donc des variations dans le système  $p\text{CO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , pH) qui est à l'origine de la calcification des cyanobactéries, de la précipitation directe de calcite voire encore de la dominance du faciès oolitique dans l'unité H.

Il faut noter que la précipitation des carbonates produit du  $\text{CO}_2$  qui en trop grande quantité peut empoisonner la faune (hypercapnia) (Knoll et al., 1996). Ce phénomène peut expliquer les grandes variations enregistrées dans le nombre d'ostracodes au sein des récifs algo-bactériens (cf. figure 5.4).

### Les unités H et I

La composition isotopique est ici moins perturbée par les constructions algo-bactériennes et, pour l'unité H, est plus facilement corrélable avec d'autres coupes. Afin d'obtenir une courbe isotopique cohérente stratigraphiquement, j'ai cependant écarté trois valeurs ayant été obtenues dans un niveau à microbialite sur roche totale (i42/5) et sur deux échantillons sans lame mince de microbialite supposée (T20/132 et T20/140). Vu les phénomènes observés dans la plupart des microbialites du profil, leur composition isotopique est probablement un mélange de plusieurs types de micrites ayant une valeur d'interprétation environnementale mais non stratigraphique.

Le sommet de l'unité G et la base de H ont des valeurs autour de 0.85‰, à l'exception d'un échantillon analysé dans la micrite d'un calcaire marneux (T99/21) et qui donne une valeur de 1.4‰. Les valeurs augmentent progressivement au sein de la première barre de calcaires oolitiques de 0.85‰ à 1.3‰. Si les échantillons i42/5 et T20/132 étaient pris en considération, nous aurions alors ensuite un pic à 2.3‰. De toute façon, il y a ensuite une nouvelle chute vers des valeurs entre 0.8 et 1‰ qui vont augmenter lentement vers un sommet de 1.4‰ avant de redescendre vers 1.3‰. La valeur isotopique chute ensuite brusquement autour de 1‰ dans les deux derniers mètres de calcaires oolitiques.

Peu d'échantillons calcaires ont été analysés dans l'unité I et il est difficile dès lors d'y définir une tendance réellement significative. Notons cependant que les valeurs sont autour de 1.5‰ dans le premier banc calcaire pour redescendre à 1.1‰ dans le deuxième banc.

En l'absence totale de repères biostratigraphiques et avec les fortes perturbations dues aux récifs microbiens, il est difficile d'établir des corrélations dénuées d'ambiguïtés avec les profils

de Taşkent et ceux obtenu en Oman et en Iran (chapitres 4 et 6). Le pic positif de la base de l'unité H peut cependant être raisonnablement rapproché du pic positif observé dans les profils cités à la fin du Griesbachien. La remontée qui suit et termine l'unité H correspondrait donc à la remontée du Dienerien inférieur. Les quelques valeurs de l'unité I sont relativement homogènes et peuvent donc correspondre au plateau que montre les résultats au Dienerien moyen (cf. chapitre 7). Il est tout à fait possible que le faible pas d'échantillonnage n'ait permis de mettre en évidence les perturbations du Smithien inférieur. Un échantillonnage plus complet de l'unité I serait nécessaire.

**e) L'échantillon T20/136.**

Des micro-analyses du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ont été effectuées sur un calcaire micritique situé au milieu de l'unité H (cf. figures 5.2 et 5.7). Ce calcaire micritique uniforme montre tous les 1-2cm des niveaux de 1-2mm très riches en bioclastes et surtout en ostracodes. On considère que les bioturbations dans les carbonates de plate-forme induisent une composition isotopique mélangée sur quelques centimètres environ (Reid, 2000) et qu'il est inutile d'avoir un pas d'analyse inférieur. Cependant dans les premiers temps du Trias et spécialement dans cette coupe, les organismes bioturbateurs ont subi eux aussi l'extinction fini-permienne et ne réapparaissent que plus haut dans le profil. La composition isotopique doit alors pouvoir refléter des micro-variations obliérées la plupart du temps. J'ai donc opéré un micro-profil avec un haut pas d'analyses variant entre 1 et 5mm entre chaque point. La valeur moyenne obtenue est de  $1.22 \pm 0.4\text{‰}$ . On observe deux pics à respectivement  $1.48 \pm 0.1\text{‰}$  et  $1.34 \pm 0.1\text{‰}$  à proximité des niveaux bioclastiques. Le premier se situe juste dessous et le second s'amorce dans le niveau pour atteindre son maximum après. Ces signaux peuvent représenter un niveau de forte productivité locale notamment des ostracodes avec un captage préférentiel de  $^{12}\text{C}$  qui alourdit la composition isotopique. Cette variation de  $0.3\text{‰}$  est donc une conséquence de changements locaux et n'est pas corrélable à grande échelle.

Cette expérience met bien en évidence l'importance des conditions locales sur la composition isotopique qui produit un bruit de fond. Seules des variations fortes ou bien corrélées biostratigraphiquement sur plusieurs profils peuvent avoir une signification régionale voire globale.

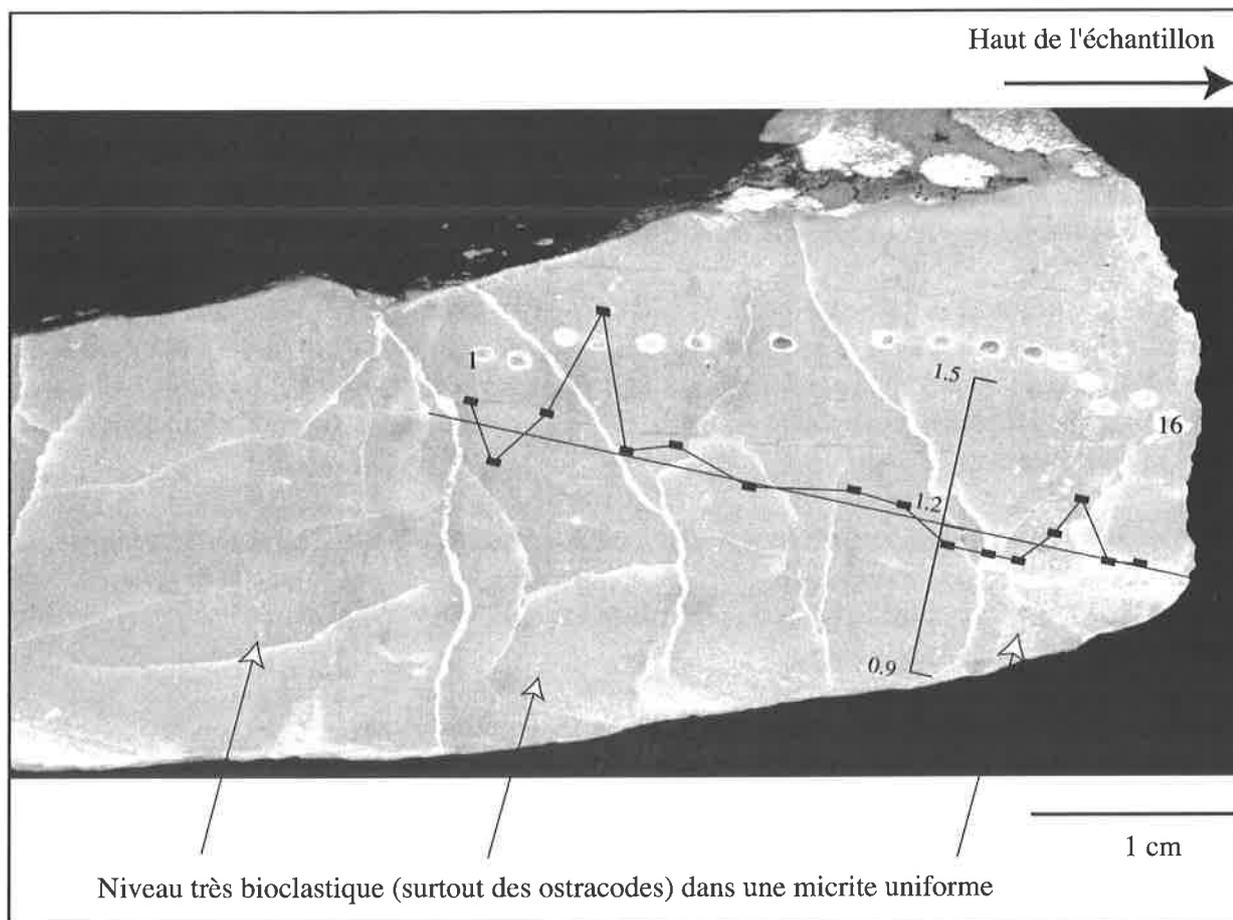


Figure 5.7 : Echantillon T20/136, Courbe du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb, PDB}}$  en ‰. Les valeurs isotopiques du carbone et de l'oxygène se trouvent en annexe 10.

### 5.2.2 Le profil du Kopuk dağ

La coupe du Kopuk dağ est située également à l'Ouest de Kemer, le long d'une crête reliant le Sarçınar dağ (où se trouve un relais de télévision) à la mer. Cette crête, que l'on aperçoit depuis la coupe du Çürük dağ, est située aux coordonnées : N 36°42'82'' ; E 30°30'21'' ; alt. 1180m (cf. figure 5.1). Ce profil fait également partie de l'unité des Gorges de Kemer, mais dans une écaille tectonique plus basse structurellement à celle qui contient la coupe du Çürük dağ.

Je décris ici la partie supérieure de la Formation de Pamucak et la partie inférieure de la Formation de Kokarkuyu de la coupe du Kopuk dağ (cf. figure 5.8). Le profil a été mesuré à partir d'un double banc d'épaisseur métrique de la Formation de Pamucak qui ressort bien dans le paysage. Ce double banc est l'équivalent de celui qui termine la séquence C11 au Çürük dağ (à 77m, cf. figure 5.2).

La Formation de Pamucak mesurée au Kopuk dağ se divise en 3 unités lithostratigraphiques :

L'unité D : Wackstones bioclastiques

L'unité E : Wackstones bioclastiques de plus haute énergie

L'unité F : Grainstones oolitiques

La Formation de Kokarkuyu se divise en 3 unités lithostratigraphiques :

L'unité G : Calcaires algo-bactériens

L'unité H : Calcaires oolitiques, algo-bactériens et marnes bariolées.

L'unité I : Marnes bariolées et calcaires oolitiques. Seul le passage à cette unité est décrit ici.

La succession lithostratigraphique observée au Kopuk dağ est proche de celle de la coupe du Çürük dağ. Je soulignerai surtout dans ce qui suit les différences entre les deux profils.

#### 5.2.2.1 La Formation de Pamucak

Remarquons tout d'abord que la coupe a 40 m d'épaisseur depuis le banc marqueur jusqu'au sommet de la Formation de Pamucak au Çürük dağ, alors que l'épaisseur est de 49m au Kopuk dağ (cf. figure 5.8).

Le banc massif est suivi des bancs calcaires décimétriques plus ou moins onduleux sur 2m60. Puis on observe un banc de 50 cm montrant des granules à l'affleurement. Ce sont des grains de dolomites allochtones rhomboédriques dans une micrite calcaire. Vient ensuite un banc de dolomie de 3m gris jaune clair qui ressort particulièrement dans le paysage. Ce banc unique de dolomie n'existe pas au Çürük dağ où au métrage 83-84 (cf. figure 5.2), on observe également un banc massif, mais c'est un calcaire bioclastique finement laminé avec une importante micrite. La présence d'un banc unique de dolomie dans ce faciès de plate-forme peut surprendre. Le fait que la dolomitisation ne touche que ce banc précisément sans qu'il n'y en ait d'autres affectés permet de favoriser l'hypothèse d'une dolomitisation primaire ou très précoce. L'hypothèse la plus plausible est l'existence d'un courant de fond, chargé d'eau sursaturée en Mg provenant d'un bassin peu profond à forte évaporation et situé à proximité de cette partie de la plate-forme. Ce courant arrive dans la zone supérieure des sédiments, chargé en saumure et en élément magnésien et provoque la recristallisation dolomitique du sédiment. L'existence d'un tel bassin d'évaporation est confirmée par la présence de grains rhomboédriques de dolomie comme clastes dans les sédiments de wackstone à algues calcaires situé en dessous et en-dessus de ce banc (T01/26, 27, 28, 33, 34).

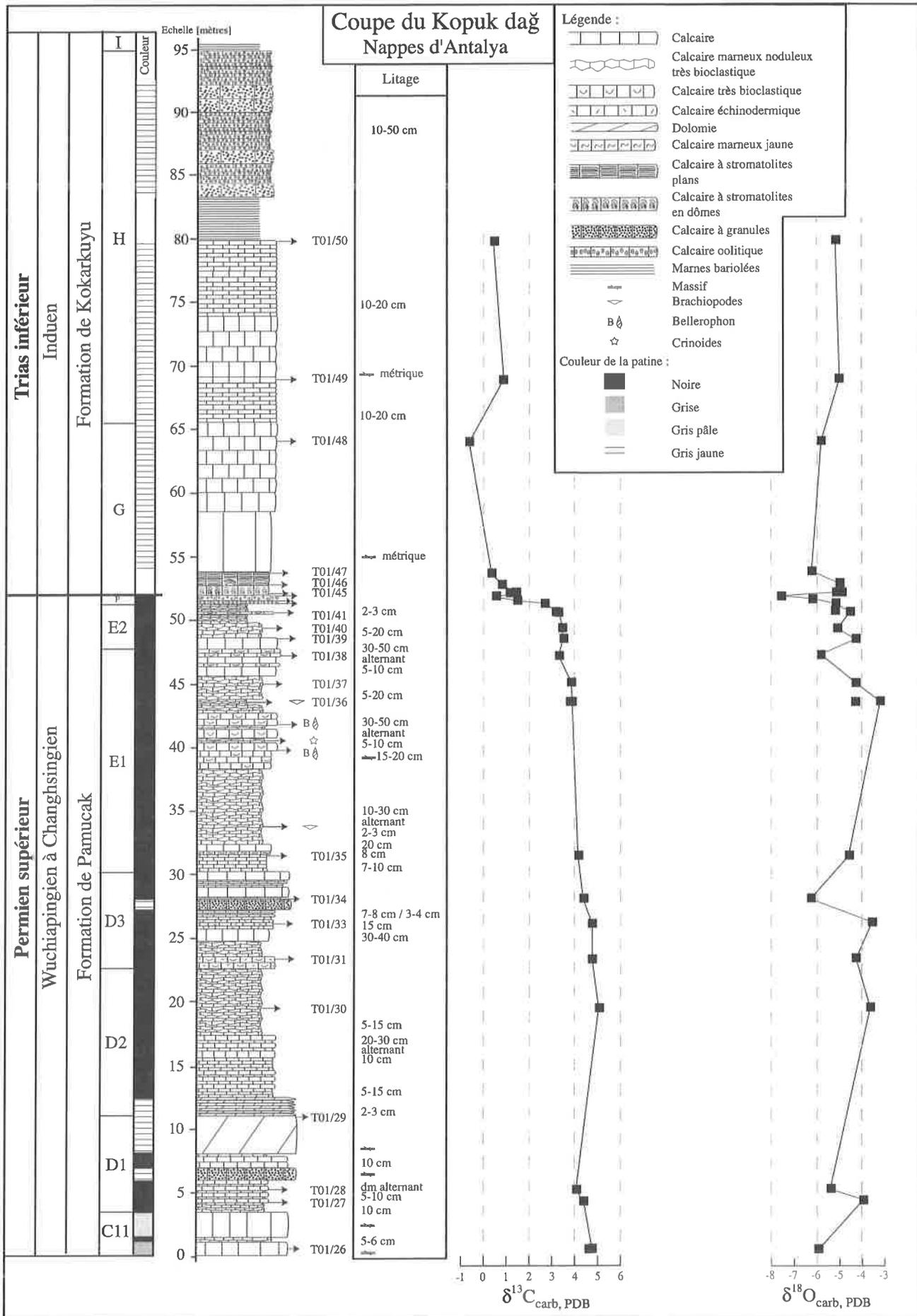


Figure 5.8 : Profil stratigraphique du profil du Kopuk dağ. Coordonnées : N 36°42'82", E 30°30'21".

Au-dessus, 16m de calcaires bioclastiques souvent noduleux, parfois plus massifs sont présents. La séquence D3 se termine par trois bancs massifs de 3m (cf. métrage 98-102 au Çürük dağ). Le banc inférieur montre également des granules dolomitiques alors que les bancs supérieurs sont des calcaires bioclastiques noirs. On retrouve ensuite 15m de calcaires bioclastiques noduleux noirs décimétriques. Les derniers mètres de la Formation de Pamucak ont une rythmicité exactement parallèle à celle du Çürük dağ : après un banc (deux au Çürük dağ) de calcaire noir massif bioclastique de 1m10 de puissance (T01/39 au Kopuk dağ et T20/126 à 125 au Çürük dağ), on retrouve 1m 20 de calcaires noduleux noirs puis 80cm de calcaires très noduleux et plus marneux et un banc de 8cm de calcarénite très riches en algues calcaires. (T01/41 au Kopuk dağ et T99/9 au Çürük dağ). On retrouve ensuite dans les deux profils, entre 70 et 80 cm de calcaires noirs bioclastiques très noduleux à la base et plus massifs au sommet, avant l'unité F. L'horizon oolitique est composé ici de deux bancs oolitiques de respectivement 20 et 30 cm. Le banc non oolitique et non fossilifère qui suit l'horizon oolitique et marque la base de la Formation de Kokarkuyu (banc k1 au Çürük dağ) n'a pas été observé ici.

Les calcaires sont très riches en algues calcaires (Dasycladacés et Gymnocodiacés) et en petits foraminifères (Biseriamminidés, Paléonodosaires et Hemigordiopsidés) avec également des niveaux à brachiopodes, échinodermes et gastéropodes. Les microfaciès montrent un wackstone, parfois packstone, à bioclastes de faible énergie (biomicrites à algues; Altiner, 1981). Certains niveaux montrent une dominance non plus des algues calcaires mais des brachiopodes (T20/36) ou des Hemigordiopsidés (T20/38). Puis à la base de la séquence E2 (cf. figure 5.8), les microfaciès montrent un wackstone de plus haute énergie avec une très nette dominance des algues calcaires. T20/36 montre un niveau de haute énergie (tempestite) avec des concentrations de débris de brachiopodes.

Une cimentation tardive, des dissolutions et recristallisations révèlent une forte diagenèse sur les derniers niveaux.

Les grains du grainstone oolitique (niveau F) sont très arrondis et bien triés, les foraminifères permien et autres bioclastes (algues, gastéropodes, lamellibranches) sont légèrement arrondis mais non brisés, ce qui indique un léger remaniement. Ces niveaux ont subi une forte recristallisation. Il me semble cependant observer des fantômes d'une cimentation intertidale à subtidale autour des grains à préciser en cathodoluminescence. Aucun signe d'une cimentation vadose n'a été observé.

#### La microfaune

Les foraminifères et algues calcaires ont été déterminés par C. Jenny. On remarque la présence à tous les niveaux et l'abondance des *Paradagmarita monodi* (Lys & Marcoux, 1978) associés à *Geinitzina postcarbonica*, *Pachyphloia ovata* et *Hemigordius* sp. (parfois très abondant, cf. T20/38), *Globivalvulina* sp. (cf. figure 5.9).

Le grainstone oolitique contient également tant comme éléments remaniés que dans la matrice des foraminifères typiques de la fin du Permien comme la fusuline *Staffela* sp. et des paléonodosaires. Notons chez les foraminifères la présence de formes aberrantes et de tailles réduites dès le niveau T20/28 (C. Jenny, comm. orale; cf. Çürük dağ, chapitre 5.2.1.1).

On remarquera aussi l'abondance des algues calcaires tant Gymnocodiacées (*Gymnocodium* sp., *Permocalculus* sp.) que Dasycladacées (*Dasycladacea* ind., *Atractyliopsis* sp.). Des brachiopodes, bivalves, échinodermes, trilobites, ostracodes et gastéropodes sont également visibles. C'est donc dans un milieu subtidal de mer ouverte touché par l'action des tempêtes. La présence des grains de dolomite allochtone et du banc dolomitique laisse supposer que cette coupe est cependant dans une position plus interne que la coupe du Çürük dağ.



### Âge de la Formation

Les mêmes critères bio- et chemio- stratigraphiques que pour la coupe du Çürük dağ laissent supposer un âge Wuchiapingien à Changhsingien terminal pour la partie mesurée de la coupe.

#### **5.2.2.2 La Formation de Kokarkuyu**

La partie calcaire de la Formation de Kokarkuyu (unités G et H) fait ici 46m par rapport au 41m de la coupe du Çürük dağ. Elle débute également par un banc de 70cm de stromatolites en dôme et plans. Il est suivi par 40 cm de bancs de 4-5 cm de stromatolites qui montrent en microfaciès une imbrication de micrites algo-bactériennes et d'aiguilles carbonatées dues à une précipitation directe. Nous avons ensuite un thrombolite de 1m40 suivit d'un bioherme thrombolitique massif de 5m30.

Suit une succession de calcaires décimétriques à métriques sans structures apparentes à l'affleurement, mais qui révèlent des structures algo-bactériennes en lame mince (leiolites) avec des microsphérules de précipitation directe qui miment les oolites. L'unité H du Çürük dağ qui montrent une alternance d'oolites et de microbialites, semble ici très réduite. Peu ou pas d'oolites sont présentes au Kopuk dağ. Au-dessus du dernier banc algo-bactérien viennent ici 4m de marnes bariolées, puis environ 15 m de calcaires oolitiques avant le retour définitif des marnes bariolées (unité I).

Les microfaciès observés dans la Formation de Kokarkuyu sont identiques à ceux du Çürük dağ (cf. chapitre 5.2.1.2)

### Âge de la Formation

La corrélation lithostratigraphique précise banc par banc possible avec la coupe du Çürük dağ pour l'intervalle limite entre les deux formations permet d'extrapoler sans difficulté les datations obtenues par conodontes. La formation débute donc à la deuxième zone de conodontes du Trias. Le peu de données bio- et chemio- stratigraphique laisse une grande incertitude sur l'âge des unités G et H. Seule une comparaison avec la coupe du Çürük dağ laisse supposer que ces deux unités sont d'âge Induen (cf. chapitre 5.2.1.4 sur l'incertitude de cette attribution par chemostratigraphie).

#### **5.2.2.3 Conclusion sédimentologique**

Le sommet de la Formation Pamucak de la coupe du Kopuk dağ se corrèle très bien avec le sommet de cette formation au Çürük dağ. Il faut cependant noter l'existence au Kopuk dağ du banc dolomitique et des apports par tempestite de dolomite dans la coupe. Cette coupe est probablement en situation plus interne sur la plate-forme par rapport à la coupe du Çürük dağ. L'unité G des deux coupes montre de grandes similarités même si son étude au Kopuk dağ a été nettement moins poussée.

L'unité H marque de plus grandes différences. Au Çürük dağ, elle commence dès le début par des oolites avec des intercalations de microbialites jusqu'à l'arrivée de marnes bariolées. Au Kopuk dağ, le début est dominé par des microbialites avant un premier intervalle de marnes bariolées, suivies seulement après par des oolites qui précèdent l'arrivée définitive des marnes bariolées.

#### 5.2.2.4 Les résultats d'analyses.

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  varient entre 4.4 et 5.1‰ dans les 30 mètres de la Formation de Pamucak mesurée ici. Une première diminution dans la séquence E1 à partir du niveau T20/35 jusqu'au sommet de E2 (niveau T20/41) (cf. figure 5.8), amène les valeurs à passer de 4.2 à 3.3‰. La chute s'accélère pour diminuer de 0.6‰ dans les 70 derniers cm des calcaires noduleux. Une chute brusque et importante de 2.15‰ a lieu entre le sommet du dernier banc des calcaires noduleux bioclastiques (E2) et le sommet du deuxième banc de calcaire oolitique (F). Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  remontent ensuite de 0.9‰ pour atteindre un sommet à la toute base du premier banc stromatolitique.

Après ce pic marqueur de la base des stromatolites, les valeurs diminuent encore pour devenir homogènes dans des valeurs basses entre -0.6‰ et 0.9‰. Cependant le pas d'échantillonnage très large, au-dessus du rythme des variations observées au Çürük dağ ne permet pas de définir une courbe plausible pour les unités G et H de la Formation de Kokarkuyu.

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$ .

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  varient nettement plus que celles du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . Dans la Formation de Pamucak on obtient des valeurs allant de -3.2‰ à -6.2‰, mais la moyenne est constante autour de -4.7‰. On observe ensuite une chute pour atteindre un minimum à -7.6‰ au sommet des calcaires oolitiques puis une remontée autour de -5‰ à la base des stromatolites. Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  vont ensuite à nouveau diminuer pour atteindre un second minimum à -6.2‰ juste sous le grand thrombolite.

Il n'y a pas de covariance visible entre  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ .

#### 5.2.2.5 Discussion

La coupe présente les mêmes caractéristiques que le profil du Çürük dağ :

- Une importante recristallisation mais toujours dans le niveau de la faible diagenèse (CAI des conodontes de 1).
- Des faciès essentiellement calcaires qui laissent supposer que la composition isotopique du carbone peut être primaire malgré d'importantes recristallisations.

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ne covarient pas (cf. figure 5.6). Cependant les valeurs de l'horizon oolitique F montrent, en microfaciès, la recristallisation la plus importante et des valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  particulièrement basses par rapport aux autres valeurs. Les deux valeurs de cet horizon ont peut-être été affectées par la diagenèse.

On peut reprendre les principaux points discutés sous le chapitre 5.2.1.4 pour la Formation de Pamucak, soit :

- La chute bien connue et répertoriée de la fin du Permien se divise en fait en plusieurs paliers :
  - Une première chute de 1‰ environ vingt mètres sous la limite dans des sédiments encore typiquement permien avec une faune et flore permiennes encore bien distinctes.
  - Une chute brusque de 2.7‰ entre les derniers grainstones bioclastiques typiquement permien et le sommet des oolites de l'unité F.

- Un pic positif de 0.9‰ qui atteint son sommet à la base du premier banc stromatolitique.
- Une dernière chute de 2‰ qui atteint son minimum ici 10m au-dessus de la limite.

La chute est donc en total de 5.6‰. Elle débute largement avant les premières disparitions de faunes permienne et se termine dans le Trias, lorsque les constructions algo-bactériennes qui caractérisent sa base sont déjà bien établies. On observe l'apparition de formes aberrantes chez les foraminifères 20m au minimum en dessous de la première chute des isotopes. La faune benthique répond à un stress écologique (Jenny & Guex, sous presse) et ce avant que des perturbations des réservoirs du carbone aient lieu ou tout du moins soient enregistrées dans le sédiment. Cette première chute a lieu ici 10m plus bas qu'au Çürük dağ. La principale différence entre les deux coupes du Kopuk dağ et du Çürük dağ est l'amplitude de l'excursion négative dans les oolites qui est plus importante de 1‰ au Kopuk dağ.

La Formation de Kokarkuyu n'a pas été échantillonnée suffisamment pour être vraiment représentative si l'on tient compte des variations qui ont lieu dans les unités G et H de cette formation dans le profil du Çürük dağ.

### 5.3 LES NAPPES D'ANTALYA À L'EST D'ALANYA : LA COUPE DE DEMIRTAŞ -KUŞDAVUT

La coupe de Demirtaş-Kuşdavut est située dans la fenêtre tectonique de Demirtaş. Elle appartient aux nappes d'Antalya et fait partie d'une unité tectonique qui montre de grandes similitudes avec l'unité de la Gorge de Kemer dans les nappes d'Antalya à l'Ouest d'Antalya. Ces nappes apparaissent ici en fenêtre sous les nappes métamorphiques de faciès schiste bleu d'Alanya (Özgül, 1976, 1983, 1984). Les nappes d'Antalya n'ont subi elle-mêmes dans cette région qu'une faible diagenèse (Bozkaya & Yalçın, 2000).

La coupe est située en amont de la route qui mène au village de Kaşliaglı depuis Demirtaş aux coordonnées : N 36°28'96'', E 32°14'99'', alt. 150m (cf. figure 5.1).

Une deuxième coupe, Demirtaş-Kamliça, a été levée à quelques kilomètres de là, mais n'a pas été retenue pour effectuer les analyses isotopiques. Sa description lithologique et ses microfaciès se trouvent en annexe.

Les 30m supérieurs de la Formation permienne des Calcaires de Yüglüktepe et les 30m inférieurs de la Formation de Sapidere ont été mesurés à Demirtaş-Kuşdavut (cf. figure 5.10). Les deux formations ont été définies par Özgül, (1976).

#### 5.3.1 La Formation des Calcaires de Yüglüktepe

Cette formation est fortement faillée dans sa partie inférieure. Il est difficile de la décrire dans sa totalité à cette localité. La partie mesurée est constituée essentiellement par des calcaires décimétriques noirs très bioclastiques plus ou moins massifs ou onduleux (cf. figure 5.10). Les bancs ont une épaisseur décimétrique assez régulière (plus que dans les deux profils mesurés à l'Ouest d'Antalya). Certains niveaux sont très riches en gastéropodes. Dans les derniers mètres, ces calcaires noirs peuvent prendre une patine brune.

La séquence se termine par un banc de calcaire jaune très bioclastique avec de grandes algues calcaires. Il est surmonté par l'équivalent de l'unité F des coupes du Çürük dağ et du Kopuk dağ soit l'horizon oolitique. Il repose ici directement sur le banc massif de calcaire jaune et commence par un banc oolitique de 8cm, suivi par 2cm d'argilite, un deuxième banc oolitique de 13 cm, un troisième de 5cm et finalement 0,5cm d'argilite. Au-dessus, apparaissent les calcaires microbiens de la Formation de Sapidere.

Il est à remarquer que dans la coupe de Demirtaş-Kamliça, située à quelques kilomètres au Sud, le dernier niveau d'argilite peut avoir jusqu'à 20cm d'épaisseur.

Le microfaciès est constitué d'un wackestone à grainstone bioclastique à dominance d'algues calcaires (biomicrites à algues; Altiner, 1981). En plus des Gymnocodiacées et Dasycladacées dominantes, il faut noter la présence de nombreux foraminifères : omniprésence de *Paradagmarita monodi*, d'*Hemigordius sp.* et de nombreux *Geinitza sp.*, *Globivalvulina sp.* etc. (dét. C.Jenny), d'échinodermes, de bivalves, de brachiopodes, de trilobites, de gastéropodes et de reste de coraux (cf. figure 5.11).

L'horizon F montre un grainstone à oolites fortement recristallisé surtout à sa base. Les deuxièmes et troisièmes bancs montrent des reliques de micrites uniformes. Des gastéropodes et des bivalves ont été oolitisés. Aucune microfaune n'est visible dans la matrice.

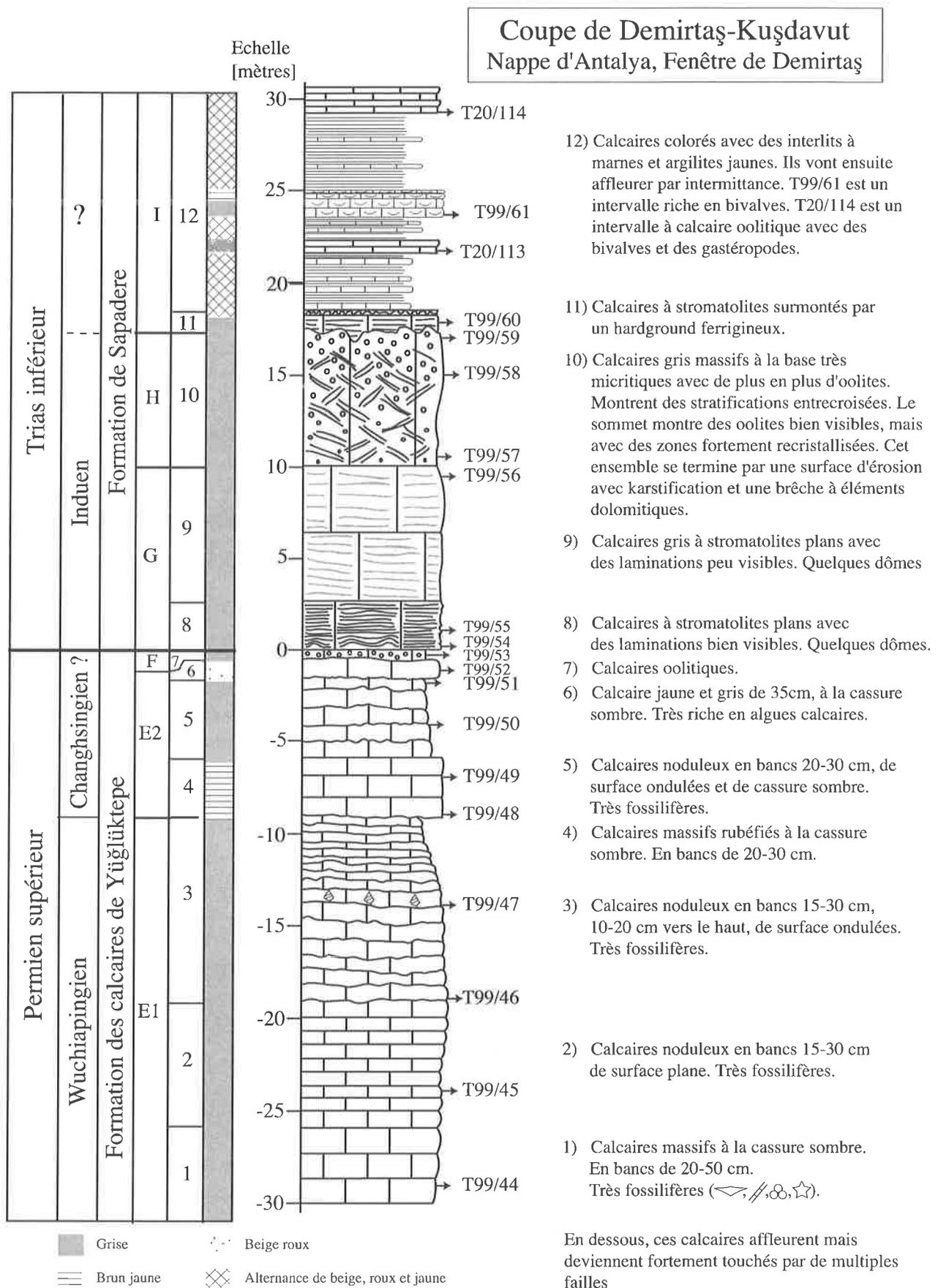


Figure 5.10 : Profil de Demirtaş-Kuşdavut, description lithologique du Permien supérieur et du Trias inférieur. La limite stratigraphique entre l'Induen et l'Olenekien est supposée à partir de comparaison avec les autres coupes turques (cf. texte). Pour le détail de la limite Permien-Trias (-5 à +5m), voir figure 5.28.

### Âge de la Formation

L'association de foraminifères *Paradagmarita monodi*, *Geinitzina* ex. gr. *postcarbonica*, *Pachyphloia ovata* et *Globivalvulina* sp. (dét. C. Jenny) donne un âge Wuchiapingien supérieur à Changhsingien (Altiner et al., 2000) à la partie mesurée de la Formation des Calcaires de Yüglüktepe.

Les mêmes considérations faites pour la coupe du Çürük dağ peuvent être appliquées ici et laissent donc supposer que le Permien supérieur est relativement complet dans cette formation. Seul des indices lithostratigraphiques et chemostratigraphiques inclinent à donner un âge Permien à l'horizon oolitique F.

### **5.3.2 La Formation de Sapadere**

Au-dessus du dernier banc de calcaire oolitique et des 0.5cm d'argilite, on observe 5 bancs de calcaires en plaquette de 2cm (cf. figure 5.10). Ces calcaires montrent une mésostructure stromatolitique typique. Ils comprennent de nombreux gastéropodes encroûtés par une micrite épaisse et sombre au sein des laminations de micrites grumeleuses et indifférenciées. Ces gastéropodes sont probablement remaniés. Suit sur 10m, une succession de bancs de 20cm à 1m20 à mésostructures stromatolitiques essentiellement plan parallèle mais avec également quelques dômes peu marqués. Ces bancs se délitent latéralement en plaquettes de 2 à 15cm. Certains bancs sont parfois séparés par un interbanc argileux de 1-6cm. Les 5m supérieurs de la série montrent des mésostructures plus diffuses. En microfaciès, on observe une alternance de micrites grumeleuses, péloïdales et indifférenciées. Certains échantillons montrent une forte recristallisation de ces microfaciès. Contrairement aux coupes du Çürük dağ et du Kopuk dağ, l'ensemble algo-bactérien est constitué ici uniquement de stromatolites. On remarquera l'absence de thrombolites et de leiolites.

Ces calcaires algo-bactériens sont suivis par un ensemble massif de 7m50 qui montre un faible litage de 1m environ. Cet ensemble débute par une micrite avec de plus en plus d'oolites. Le sommet est un grainstone oolitique recristallisé. On observe des stratifications entrecroisées. Cet ensemble se termine par une surface d'érosion avec une karstification bien visible. Les dépressions sont remplies par des éléments dolomitiques.

Cette surface érosive est surmontée par 50cm de calcaires stromatolitiques rouges bien laminés. Ils montrent, en microfaciès, des alternances de micrites péloïdales et grumeleuses, avec des clastes de calcite et de nombreux bivalves. Ceux-ci sont encroûtés par un complexe algo-bactérien. 20% des bivalves sont encore entiers, ce qui suppose un milieu de dépôt de relativement faible énergie. Ces calcaires stromatolitiques sont recouverts d'un paléosol ? ferrugineux de 20cm d'épaisseur.

L'unité lithostratigraphique qui suit, débute par 3m d'alternance de marnes colorées et de calcaires en plaquettes brun jaune de 2-5cm. On observe ensuite 2 bancs de calcaires gris de 20cm, 1m d'alternance de marnes colorées et calcaire en plaquettes jaunes. Celles-ci sont surmontées par 1m50 de calcaires gris à lumachelles, 6m d'alternance de marnes colorées et de calcaires en plaquettes et un banc massif de 1m70 de calcaire gris à oolites, bivalves et gastéropodes. L'affleurement se termine par une succession de marnes colorées, calcaires marneux jaunes avec quelques bancs de 5-30cm de calcarénites grossières.

Demirtaş-Kuşdavut		T 52	T 51	T 50	T 49	T 48	T 47	T 46	T 45	T 44	Brachiopodes	Echinodermes	Trilobites	Gastéropodes	Coraux
	Tubiphytes obscurus														
	Hemigordius padangensis														
	Hemigordius sp.														
	Gymnocodiaceés Ind.														
	Pseudovermiporella nipponica														
	Globivalvulina sp.	gr.													
	Pachyphloia ovata														
	Paradagmaria monodi														
	Staffella sp.														
	Atractyllopsis sp.														
	Gelintzina sp.						post sp.								
	Permocalculus plumosus	sp.													
	Globivalvulina vonderschmitti														
	Ichtyolaria latilimbata														
	Paraglobivalvulina sp.					sp.									
	Fondina permica														
	Rectostipulina quadrata														
	Undgarella sp.														
	Eotubertina reitlingerae														
	Cyclogyra sp.														
	Dagmaria chanakchhiensis														
	Lasiodiscus sp.														
	Mizzia velebitana														
	Robuloides lens														
	Paraglobivalvulina mira														
	Nodosaria sp.														

Figure 5.11 : Répartition stratigraphique des foraminifères, algues calcaires et autres bioclastes dans la section de Demirtaş-Kuşdavut (détermination C. Jenny).

### Âge de la Formation

Aucune donnée biostratigraphique ne permet de donner un âge certain aux différentes unités.

Une étude des bivalves de l'unité I permettrait probablement de donner un âge.

Par corrélation lithostratigraphique et chemostratigraphique avec les coupes du Çürük dağ et du Kopuk dağ, on peut cependant supposer un âge Induen pour les unités G et H, et probablement aussi pour l'unité I. La durée de la lacune présente entre les unités H et I, n'a pas pu être précisément évaluée.

### **5.3.4 Conclusion sédimentologique**

La Formation des Calcaires de Yüğüktepe est représentée par un wackestone à packstone bioclastique à dominance d'algues calcaires (Gymnocodiacees et Dasycladacees). La présence de foraminifères, d'échinodermes, de lamellibranches, de brachiopodes, de trilobites, de gastéropodes et de débris de coraux me permet de situer cette coupe en zone subtidale d'un domaine de plate-forme interne peu profond en position d'arrière récif. Ces niveaux sont parfois atteints par des niveaux de tempestites.

La Formation de Sapedere mesurée débute par un ensemble algo-bactérien suivi d'oolites. Elle subit probablement une régression qui entraîne la karstification des calcaires oolitiques. La transgression débute par des stromatolites et se poursuit par des marnes colorées. Les bivalves sont les premiers organismes non-microbiens à reconquérir le benthos. C'est le profil probablement le plus interne des différentes coupes analysées dans les nappes d'Antalya.

### **5.3.5 Les résultats d'analyses isotopiques**

#### **Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$**

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  dans la Formation des Calcaires de Yüğüktepe diminuent tout d'abord de façon régulière de 4.8 à 3.5‰ (cf. figure 5.12). La chute s'accélère ensuite dans la partie supérieure de l'unité E2 pour atteindre un premier minimum à 2.3‰ avant de remonter dans les 30 derniers centimètres des calcaires noduleux à 2.9‰. Les valeurs isotopiques diminuent ensuite au sein du banc massif à algues calcaires qui termine l'unité E2 et dans les deux premiers bancs oolitique de l'horizon F, pour atteindre un minimum de 1.5‰. Notons une diminution brusque de 2.4‰ à 1.9‰ entre la partie supérieure du niveau 6 et la base du premier banc oolitique. Cela suggère une lacune stratigraphique comme c'est le cas au Çürük dağ et au Kopuk dağ. Une remontée jusqu'à une valeur de 1.8‰ se remarque dans le dernier banc oolitique et les premiers bancs stromatolitiques de la Formation de Sapedere. Les valeurs isotopiques vont ensuite descendre jusqu'à 0.8‰, 1m au-dessus des premiers stromatolites. Au sein de l'unité G, les valeurs vont ensuite remonter à 1.1‰ pour rester ensuite autour de 0.5‰ jusqu'au sommet de l'unité. La base de l'unité H montre des valeurs entre 0.9 et 0.7‰; elles diminuent au sommet à 0.1‰. Le niveau stromatolitique après le niveau d'érosion montre une valeur de -0.1‰. L'unité I débute avec des valeurs à -0.3‰ pour augmenter à 1.0‰.

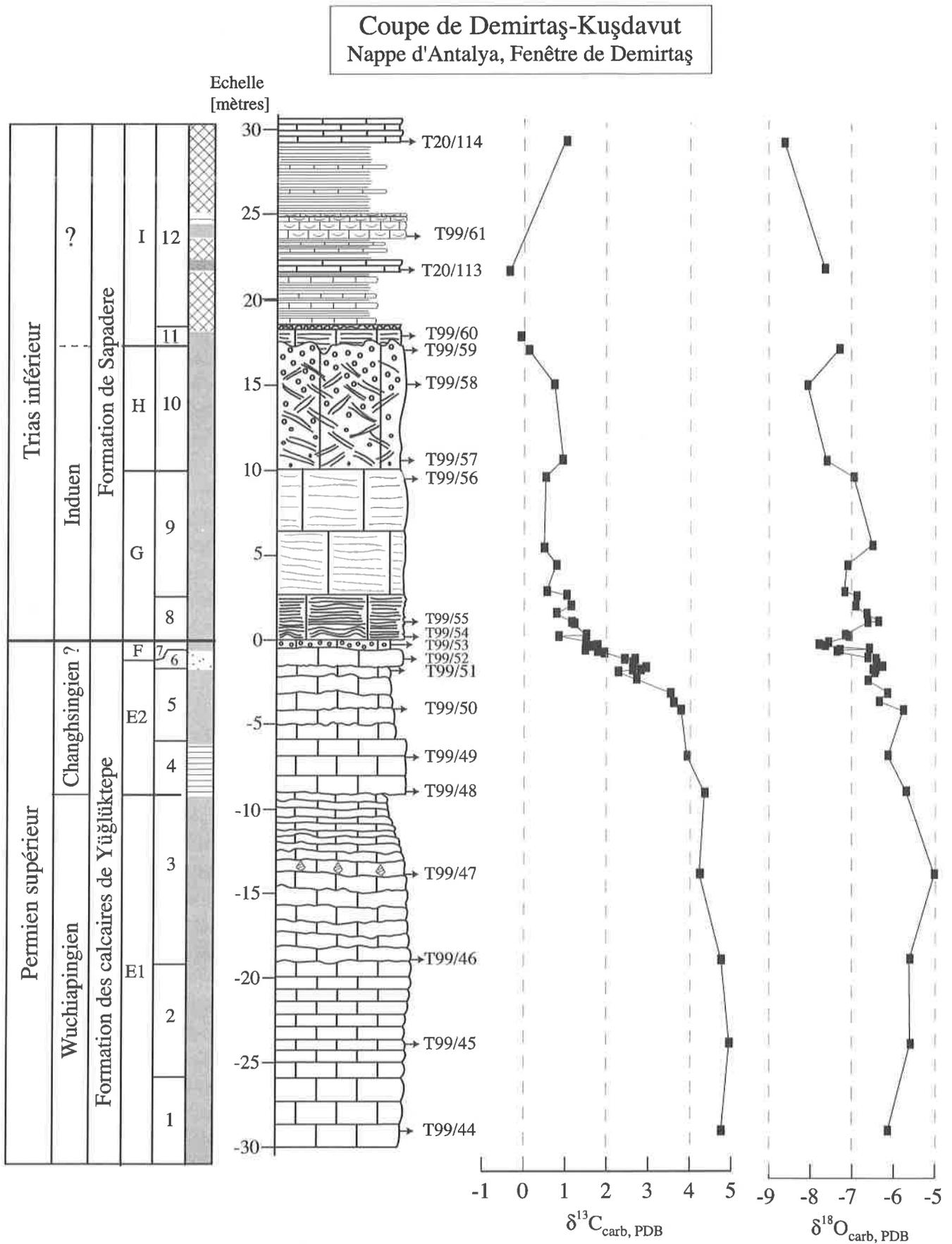


Figure 5.12 : Coupe de Demirtaş-Kuşdavut, Courbe isotopique du  $\delta^{13}C_{carb, PDB}$  au Permien supérieur et Trias inférieur. Coordonnées : N 36°28'62", E 32°14'99", alt. 150m.

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  montrent une grande variabilité entre deux échantillons. Elles gardent cependant une certaine homogénéité dans le Permien autour de valeurs à  $-5.6 \pm 0.6\text{‰}$  avant de débiter une baisse assez nette, 3.5m sous la limite lithostratigraphique jusqu'à  $-8.6\text{‰}$  au sommet de l'unité I mesurée.

#### 5.3.6 Discussion

On peut reprendre une partie des points discutés sous le chapitre 5.2 pour la Formation de Pamucak des coupes du Çürük dağ et du Kopuk dağ.

Les caractéristiques générales de la coupe limitent le risque que la diagenèse ait modifié la composition isotopique. Le diagramme  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  montre cependant ici une très faible covariance (cf. figure 5.6). Mais celle-ci n'est plus significative si l'on regroupe les valeurs avec d'une part les données permiennes et de l'autre les valeurs triasiques et de l'horizon oolitique F. L'allure générale de la courbe est comparable aux autres profils. Les valeurs isotopiques sont donc considérées comme représentant une composition primaire.

- La chute bien connue et répertoriée de la fin du Permien se divise en fait en plusieurs paliers :
  - Une première chute de  $2.5\text{‰}$  qui débute environ 5 mètre sous la limite lithostratigraphique dans des sédiments encore typiquement permien avec une faune et flore permiennes encore bien distinctes et sans changements lithologiques importants.
  - Une remontée de  $0.6\text{‰}$  au sein de ces mêmes calcaires noduleux.
  - Une chute brusque de  $1.5\text{‰}$  entre le dernier banc de wackstones bioclastiques typiquement permien et le deuxième banc des oolites de l'unité F.
  - Une remontée de  $0.3\text{‰}$  qui atteint son sommet dans les premiers bancs stromatolitiques.
  - Une dernière chute de  $1.4\text{‰}$  qui atteint son minimum 2.5m au-dessus de la limite lithostratigraphique.

La chute entre les valeurs positives du Permien et le minimum de l'unité G est donc au total de  $4.2\text{‰}$ . Elle débute largement avant les premières disparitions de faunes permiennes et se termine dans le Trias, lorsque les constructions algo-bactériennes qui caractérisent sa base sont déjà bien établies.

On retrouve également la première remontée mais de façon moins évidente qu'au Çürük dağ (cf. figure 5.4). La première chute et cette remontée se déroulent dans les calcaires noduleux sans que l'on puisse observer de grands changements lithologiques ou de microfaciès.

Contrairement aux coupes à l'ouest d'Antalya, le deuxième minimum se situe dans le deuxième banc oolitique et non dans la partie supérieure de l'horizon F, mais le maximum du pic positif se situe, lui aussi, à la base des stromatolites.

Dans les niveaux stromatolitiques de l'unité G, les mesures ont été prises sur les micrites algo-bactériennes. Nous avons vu dans le chapitre précédent qu'elle peuvent avoir une composition mélangée. Je considère donc avec précaution les valeurs de cette partie de la coupe.

Les valeurs au-dessus de la surface d'émergence du sommet de l'unité H sont trop peu nombreuses pour donner une tendance significative.

## 5.4 COUPE DE TAŞKENT, NAPPES DE L'UNITÉ DE L'ALA DAĞ, SENSU N. ÖZGÜL

Cette coupe se situe le long de la route Alanya-Taşkent, aux coordonnées N36°50'58"; E032°30'04"; alt. 1800m (cf. figure 5.1). Elle a été étudiée en détail par Özgül (1983, 1997), Altiner et Özgül (2001). Le Permien supérieur et le passage au Trias a été sujet d'une étude détaillée par Ünal et al. (2003).

Cette coupe décrit (cf. figure 5.13) :

- Les 180m supérieurs du Membre de Yellice de la Formation permienne de Çekiç dağ.
- Les 240m inférieurs du Membre de Ispatlı de la Formation triasique de Gevne que j'ai divisé en 4 unités lithostratigraphiques:
  - a) L'unité G formée par des calcaires algo-bactériens.
  - b) L'unité H formée par des calcaires oolitiques.
  - c) L'unité I formée par des marnes colorées, des calcaires à oolites, oncolites et bivalves
  - d) L'unité J formée par des argilites rouges et vertes et des calcaires oolitiques et vermiculés.

### 5.4.1 Formation de Çekiç dağ

Cette Formation définie par Özgül (1997) se divise en quatre membres. Les trois membres inférieurs (Keltaş, Çamalan et Kizilgeriş) correspondent à des calcaires micritiques, des calcaires oncolitiques à fusulines et des quartzites d'âge Assélien à Capitanien (Altiner & Özgül, 2001). Le membre supérieur (Yellice) est constitué par une épaisse succession de carbonate de plate-forme (1140m) d'âge Capitanien à Changhsingien (Altiner & Özgül, 2001).

Les 180m supérieurs de ce membre ont été mesurés (cf. figure 5.13). La base du membre n'est pas observable dans cette localité. Les calcaires forment, à la base, une falaise d'environ 110m qui émerge d'une plaine alluviale d'altitude.

Ce sont des calcaires gris bioclastiques relativement massifs avec des niveaux à calcaires noirs fétides fins. A 50m et 100m à partir de la base du profil mesuré (60m et 10m sous le haut de la falaise), on observe deux niveaux de karstification. À partir de 90m, on observe la présence de cherts. Depuis 100 mètres jusqu'au sommet de la falaise, les bancs deviennent plus lités, le biodétritisme plus grossier. Le sommet de la falaise est marqué par un passage à des calcaires gris-noirs noduleux avec des interbancs argileux. Ces niveaux affleurent relativement mal à l'endroit où la coupe a été mesurée, seul ressortent quelques bancs de calcaires gris biodétritiques. Les 15 derniers mètres ont été levés le long de la route. On observe des calcaires noduleux fins en bancs de 15-20cm avec quelques bancs de 1m. A 5m sous la limite lithostratigraphique, on passe sur deux mètres à des calcaires noirs massifs de 15-20cm qui redeviennent noduleux ensuite. On observe ensuite 1.2m de calcaires noirs massifs de 15-20cm. Le sommet est moins biodétritique. On observe ensuite 3 bancs lenticulaires de 3cm chacun. Le banc inférieur (niveau 28) est riche à l'affleurement en échinodermes, coraux et mollusques. Les deux autres (niveau 27 et 26) sont très lenticulaires et également riches en petites faunes. Ce sont probablement des tempestites. Au-dessus de ces niveaux, on observe l'horizon oolitique qui clôt la Formation de Çekiç dağ. Cet horizon est formé par deux bancs de calcaire oolitique de respectivement 20 et 30cm. La base du deuxième banc se délite latéralement en 1 banc de 10cm. Le dernier banc d'oolite montre des niveaux de dissolution et de remplissage par les calcaires microbiens sus-jacent. Ünal et al. (2003) notent également des ripplemarks tronqués. Dans l'échantillon

# Coupe de Taşkent

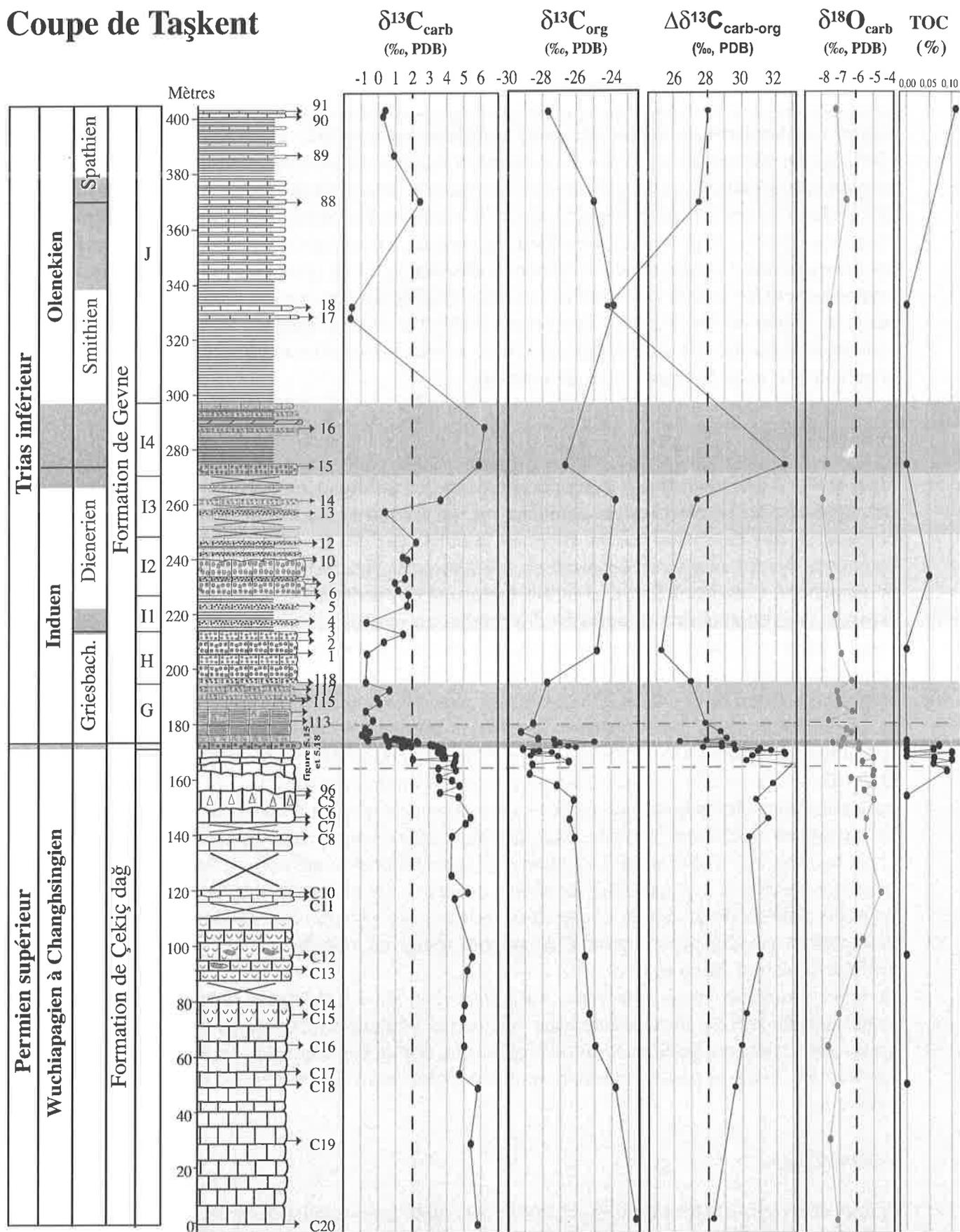


Figure 5.13 : Profils litho- et chemo- stratigraphique de la coupe de Taşkent dans le Taurus central. Coordonnées : N 36°50'58", E 32°30'04", alt. 1800m. La largeur des ronds correspond à l'incertitude de la mesure.

T99/108 (cf. figure 5.13) qui représente le passage entre les oolites et les stromatolites, les oolites montrent des dissolutions, mais aucune recristallisation. La micrite est bien préservée, seuls les coeurs d'oolites constitués de bioclastes à l'origine aragonitique ont subi une recristallisation. L'échantillon T99/107 qui vient 5cm en dessous de la limite lithostratigraphique montre un ciment marin important typique des zones subtidales à intertidales. Contrairement à Ünal et al. (2003), je ne vois aucune évidence d'émersion, notamment de ciments vadoses ou de lessivages météoritiques intenses. Les signes de dissolutions et la troncature de ripplemarks peuvent tout à fait avoir eu lieu en milieu sous-marin après l'installation d'un hardground. Les observations de Ünal et al. (2003) ont pu être faussées par l'interprétation d'un milieu supratidal à intertidal pour les stromatolites. Comme nous l'avons vu au chapitre 3, les stromatolites ont au Trias basal un comportement de formes opportunistes et ont envahi après l'extinction tout le domaine marin jusqu'au dépôts de bas de pente (Baud et al., 1997). On ne peut donc pas les utiliser comme un indicateur fiable de milieux supratidaux côtiers. L'interprétation de stratigraphie séquentielle de Ünal et al. est ainsi également sujette à caution.

### Les microfaciès

Ünal et al. (2003) ont fait une description précise des différents microfaciès que l'on observe (cf. figure 5.15). Le microfaciès dominant est un wackstone-packstone à algues calcaires. Il consiste en des bioclastes entiers et cassés dominés par des grandes Gymnocodiacees, avec également des foraminifères, bryozoaires, échinodermes, brachiopodes, bivalves, gastéropodes et ostracodes. Certains niveaux montrent également des petits grains de quartz, émoussés, peu arrondis, à extinction droite uniforme. La micrite est parfois remplacée par une microsparite. Dans certains niveaux, on observe la présence parfois importante de matériel noir allochtone interprété comme des oncolites formés dans des eaux peu profondes et redéposés dans ces wackstones (Ünal et al. 2003). Ünal et al. les interprètent comme des dépôts moins profonds et en déduisent quatre paraséquences de «shallowing upward» pour les 7 derniers mètres de la formation (cf. figure 5.15). Le dernier banc de calcaire noir biodétritique montre une diminution des pellets noirs et des algues calcaires et l'apparition de crinoïdes. Le niveau 28 montre un packstone très riche en bioclastes cassés. C'est probablement un niveau de tempestite. Le niveau 27 montre un wackstone bien trié, avec des bioclastes arrondis, déjà partiellement encroûtés. C'est le début de l'oolitisation. La matrice est partiellement remplacée par un ciment marin et une microsparite. Il y a apparition de grains de quartz. Le niveau 26 montre un nombre élevé de petits pellets, de grains de quartz et de nombreuses pyrites. Les bioclastes sont arrondis et encroûtés par une mince couche de micrite noire. La micrite est presque complètement remplacée par une microsparite.

Le niveau inférieur du premier banc clairement oolitique est fortement recristallisé. La partie supérieure de ce banc, le deuxième banc et la partie inférieures du troisième banc montrent des grains bien triés, arrondis, avec un encroûtement faible. Le coeur des oolites est faiblement recristallisé. Seule la partie supérieure du dernier banc oolitique montre un encroûtement plus conséquent.

### La microfaune

Altiner et Özgül (2001) et Ünal et al. (2003) ont établi un inventaire des foraminifères présents dans cette coupe. Les déterminations de C. Jenny sur la base de notre propre matériel sont résumées dans la figure 5.14. Les observations de C. Jenny diffèrent essentiellement dans l'interprétation de certaines formes particulières. Ces formes montrent des changements de symétries dans

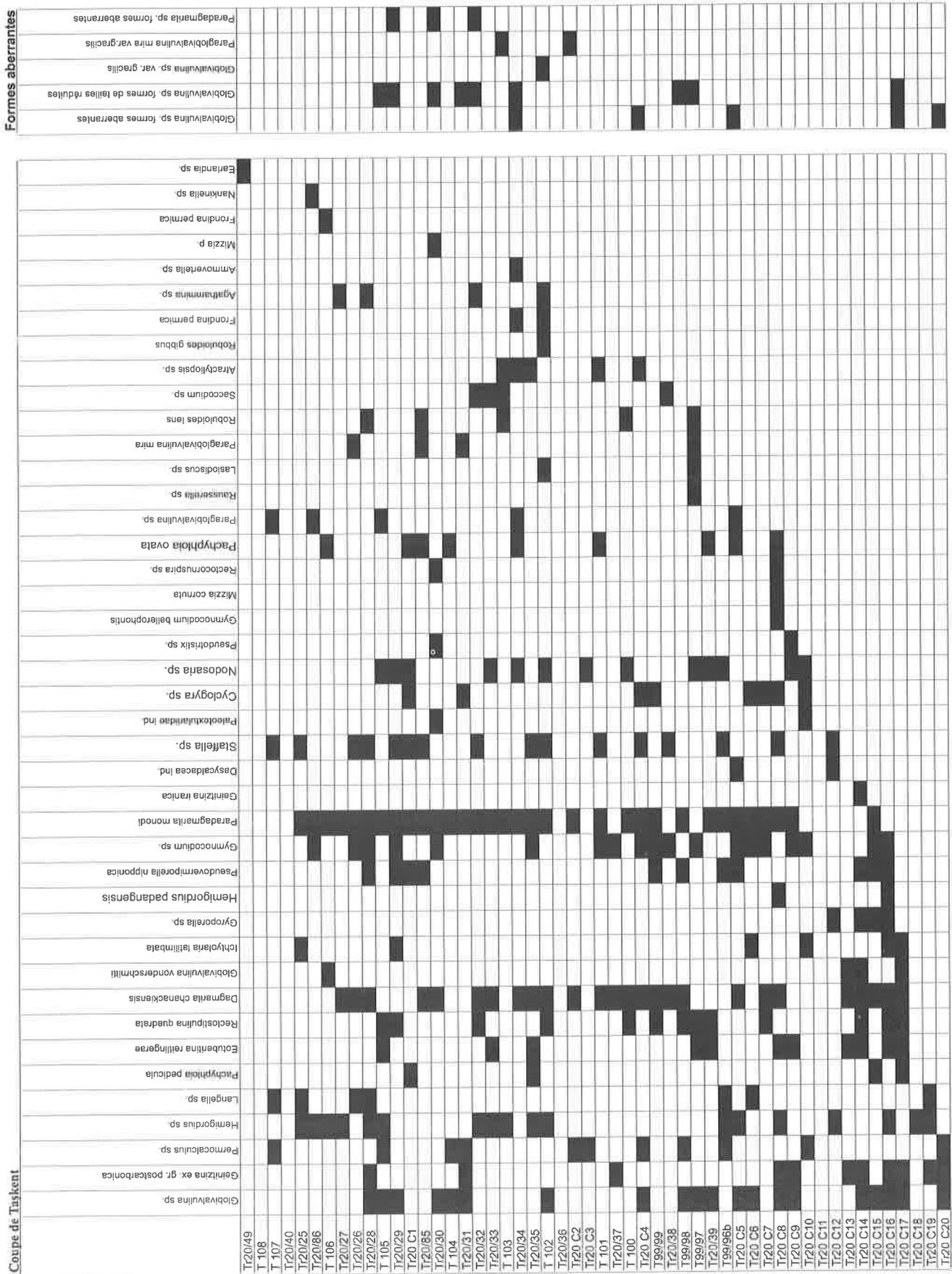


Figure 5.14 : Répartition stratigraphique des foraminifères benthiques et des algues calcaires au Permien supérieur (détermination C. Jenny). Le tableau de droite répertorie les formes aberrantes chez les Biseriaminidae. Le qualificatif var. gracilis est pour C. Jenny caractéristique d'une paroi anormalement fine.

la dernière loge et/ou des formes anormales de la dernière loge, un amincissement des parois et une tendance à la réduction de taille du test. Plutôt que de créer de nouvelles espèces, elle explique ces phénomènes comme la réponse à un stress écologique (Jenny & Guex, sous presse). La réduction de taille de certains individus et la présence de formes aberrantes sont observés chez le genre *Globivalvulina* dès la base de la coupe mesurée. 5m en dessous de la limite lithostratigraphique, on observe l'augmentation du nombre de ces particularités et l'apparition de parois fines. Ces phénomènes touchent alors également les genres *Paraglobivalvulina* et *Paradagmarita* et dans une moindre mesure les Paléonodosaires (comm. orale C. Jenny). Les 80 premiers mètres de la coupe mesurée renferment une association de Dasycladacées dominante et de Gymnocodiacées. Au-dessus les Dasycladacées disparaissent (C. Jenny, comm. orale).

#### L'âge de la Formation

L'association de foraminifères *Paraglobivalvulina mira*, *Rectostipulina quadrata* donne un âge Lopingien pour la base de la coupe (C. Jenny, comm. orale).

Altiner et al. (2000) et Altiner et Özgül (2001) notent que la première apparition de *Paradagmarita monodi* a lieu dans le Wuchiapingien terminal et est caractéristique du Changhsingien. Cette espèce apparaît ici au niveau C17 soit 50m au-dessus du pied de la falaise. On peut donc considérer que les 100m supérieurs de la coupe sont Changhsingien. Aucune donnée biostratigraphique directe ne permet de préciser l'âge du sommet de la formation. Cependant les mêmes considérations litho-, chemo- et bio-stratigraphiques, que celles exposées pour la coupe du Çürük dağ (chapitre 5.2.1.1) me permet de supposer que le Changhsingien est relativement complet dans sa partie supérieure..

#### Conclusion sédimentologique

La partie mesurée du Membre de Yellice de la Formation de Çekiç dağ montre une succession de calcaire de plate-forme pour l'essentiel subtidal. Elle montre de nombreuses séquences de «shallowing upward» qui arrive rarement à l'émersion avec deux niveaux de karstification. La présence à plusieurs reprises de quartz souligne la proximité d'une zone émergée. L'interprétation d'Ünal et al. (2003) d'une émersion et érosion à la limite supérieure de la formation ne me convainc pas. Une érosion ou une dissolution sous-marine me semble plus vraisemblable.

### 5.4.2 Formation de Gevne

Cette formation définie par Özgül (1997) se divise en 3 membres (Ispatlı, Çamiçi, Dikenli). D'après Özgül (1997), le Membre d'Ispatlı a un âge Induen à Anisien, les 240m inférieurs mesurés en détail ici étant dans le Trias inférieur (cf. figure 5.13). Ce membre comprend de nombreux faciès différents et je l'ai divisé en 4 unités lithostratigraphique différentes (G, H, I et J).

#### Unité G

Elle débute par 2m de calcaires stromatolitiques bien marqués en bancs de 25-50 cm d'épaisseur, relativement massifs. Si les macrostructures des stromatolites sont essentiellement plans parallèles, on en trouve aussi en dôme de 20 cm de haut et en colonnes de 10cm (cf. Planche I, figure 2). En microfaciès, on observe une micrite algo-bactérienne laminée typique des constructions stromatolitiques qui surmonte les oolites partiellement dissoutes de l'horizon F. Cette micrite montre une alternance de micrites denses et de micrites grumeleuses avec des ciments géodiques. La base de cette unité montre la présence de quartz qui disparaissent 50cm au-dessus de la limite lithostratigraphique. On observe dès la base des stromatolites, des petits foraminifères peu diversifiés : *Earlandia* sp. (dét. C. Jenny) et *Rectornuspira kalhori* (Altiner et Özgül, 2001). On remarque la présence également de microgastéropodes. Cet ensemble est suivi par 2.2m de calcaires stromatolitiques en bancs d'abord de 20-40cm puis 10-30cm. Les laminations sont ici peu marquées avec parfois encore quelques petits dômes. En lames minces, on observe une diminution des ciments géodiques et une dominance des micrites denses avec des laminations de moins en moins marquées. Le niveau T99/111 montre un nouvel apport de quartz. Les grains sont cette fois de nettement plus petite dimension (>1mm). Suivent 11m de calcaires leiolitiques en bancs de 5-10cm avec quelques bancs de 15-20cm. Ils ont une patine grise, puis brune à partir du métrage 7m. Ils montrent parfois de fines laminations peu visibles. À partir de 8m au-dessus de la base de la formation, on observe de nombreux *Claraia* malheureusement indéterminés. En lames minces, une fine micrite grumeleuse homogène d'origine algo-bactérienne est présente mais avec une absence de laminations et une présence constante de petits grains de quartz (<1mm). La micrite est parfois recristallisée en microsparite. Ces leiolites sont surmontées par un hardground de 15cm. Viennent ensuite trois bancs oolitiques massifs, de 1m à 2m30 d'épaisseur, à chaque fois séparés par 1m70 à 1m90 de calcaires leiolitiques lités en bancs de 5-15cm. Cette unité se termine par un hardground.

En microfaciès, le niveau T99/116 présente un wackstone avec quelques oolites dont le coeur a recristallisé en une microsparite. Il contient quelques bivalves. Il n'y a plus de quartz à partir de ce niveau. Les niveaux T99/117 et 118 révèlent un packstone oolitique avec une microsparite devenant plus rare. Le niveau T99/118 montre une grande quantité de bivalves.

#### L'unité H

Cette unité est constituée de calcaires oolitiques (cf. figure 5.13). Il n'y a plus de microbialites présentes. Elle débute avec 3 bancs massifs de respectivement 1m60, 1m30 et 2m10; intercalés de calcaires oolitiques en bancs de 5-10cm. Suit 4m de calcaires oolitiques plus ou moins grossiers en bancs de 5-30cm. Cet ensemble est surmonté par un hardground, 3 bancs massifs de calcaires oolitiques de 30cm, un autre hardground, 1m30 de calcaires oolitiques de 20-30cm et 1 banc massif de 1m50. Cette unité se termine par une intercalation de deux hardgrounds de 15cm avec deux bancs de calcaire à patine noire et à la cassure brunâtre.

En microfaciès, le niveau T20/01 montre une forte recristallisation avec quelques oolites, le niveau T20/02 montre un packstone avec des oolites de tailles différentes, peu triées, avec des laminations très marquées. Le niveau T20/03 montre une forte recristallisation de ce qui était probablement à l'origine une micrite algo-bactérienne avec quelques petits grains de quartz.

### L'unité I

L'unité I est constituée essentiellement de calcaires marneux colorés à bivalves qui affleurent mal. Ces calcaires comprennent des barres de calcaires grises à oolites, oncolites et bivalves (cf. figure 5.13). Je l'ai divisé en 4 séquences.

La séquence I1 commence par 7m sub-affleurant d'alternance de marnes et de calcaires colorés marneux à *Claraia* en bancs de 3-8 cm avec encore passablement d'oolites à la base. Ils ont une teinte essentiellement jaune mais parfois aussi violacée, brune ou olive. On y observe plusieurs hardgrounds sur les premiers 80cm. Le microfaciès des calcaires colorés montre un wackstone à bivalves et quelques oolites avec beaucoup de pyrite. La micrite a été fortement recristallisée. On observe ensuite 60cm de calcaire micritique brun avec, en microfaciès, une micrite uniforme, suivit par 1m90 de calcaire packstone à oolite gris jaune, puis 7m d'alternance de marnes et de calcarénites grises, parfois brunes, à oncolites, oolites et bivalves en bancs de 5-20cm. La séquence I2 qui suit débute par une barre calcaire gris clair de 13m d'épaisseur bien visible dans le paysage. Elle est divisée en deux bancs de calcarénite de respectivement 7m50 et 4m20, séparé par 1m30 de calcaires en bancs de 30-40 cm qui sont d'abord des calcarénites noire puis des calcaires micritiques gris clair. La base du banc supérieur n'est pas plan parallèle, probablement à cause d'effets de charges, et son sommet montre des karstifications remplis par un calcaire micritique gris clair uniforme. Les microfaciès révèlent une recristallisation. Le premier banc montre un wackstone oolitique. Les oolites sont épaisses, non-rondes. La partie inférieure de l'intervalle lité montre un wackstone à packstone à oolites, grandes oncolites et bivalves et la partie supérieure une micrite uniforme. Le banc supérieur montre un wackstone à oolites, oncolites et quelques bivalves. Les oolites patatoïdes montrent de très belles laminations. Cette barre calcaire est surmontée par 8m d'une alternance de calcarénites grises à brunes, de calcaires micritiques gris clair et d'intervalles plus marneux. Les calcarénites sont des wackstones à oolites radiaires et laminées, oncolites et de nombreux bivalves. La matrice n'a pas été ici recristallisée en microsparite. Au-dessus, la séquence I3 est caractérisée par 23m de marnes qui affleurent mal et comprenant quelques bancs centimétriques de calcarénites brunes. Après 8m, et ce sur 5m, les calcarénites deviennent plus fréquentes et plus épaisses (bancs décimétriques). Les premiers deux mètres sont caractérisés par des lumachellites brun jaune. En lames minces, elles montrent des bivalves peu triés, entiers ou cassés, parfois légèrement encroûtés par des algues. Les bivalves entiers montrent 4 types de remplissages différents : un coeur fortement recristallisé, des grains de dolomies, une micrite noire différentes de la micrite environnante et la micrite environnante elle-même. Les trois mètres suivant de cet ensemble plus calcaire est un wackstone à packstone oolitique gris clair fortement recristallisé.

Au-dessus, la séquence I4 débute par une barre massive de 4m de packstone à oolites et oncoïdes avec des oolites patatoïdes, peu triées, de tailles différentes, plus ou moins encroûtées, certaines montrant de belles laminations. Cette barre est surmontée par 12m de marnes jaunes puis 12 m d'une alternance de marne et de calcaires centimétriques. Sur les premiers mètres ils montrent en microfaciès une micrite uniforme sans bioclastes, mais avec de nombreux quartz de taille inférieure au millimètre, émoussés, peu arrondis et à extinction droite. Ils passent ensuite à des calcarénites de plus en plus grossières. Les derniers bancs de cet ensemble montre des figures typiques des conglomérats à galets plats.

## Unité J

Au-dessus de cet ensemble, on remarque environ 30m d'argilites rouges avec quelques niveaux de concrétions calcaires, puis 1m de calcarénites foncées en bancs centimétriques, montrant, en lame mince, un packstone à oolites, bien triées, assez rondes avec un coeur non recristallisé dans une sparite de recristallisation (cf. figure 5.13). On observe de nombreux foraminifères *Rectornuspira* sp. Au-dessus de ces calcaires oolitiques, il y a 2m d'argilites puis un ensemble de 2m50 de calcaires micritiques verdâtres en bancs centimétriques à décimétriques avec des interbancs d'argilites vertes et vers le sommet 2 bancs oolitiques suivi d'une brèche de 20cm. Cette barre calcaire est surmontée par environ 11m d'argilites, vertes sur 3m puis rouge lie-de-vin. On observe ensuite 35m d'une alternance d'ensembles de bancs centimétriques calcaires sur 20cm à 1m intercalés de 15cm à 4m de marnes vertes. Les calcaires montrent de fortes variations dans cette série : il y a des calcaires à micrite argilo-calcaire à ostracodes et foraminifères, des calcaires micritiques à lumachelles, des wackstones oolitiques à bivalves avec une matrice recristallisée en microsparite. Certains niveaux montrent des apports de quartz. On y observe les premières bioturbations à la surface des bancs, avec au sommet de l'intervalle l'apparition des premiers calcaires vermiculés. Au-dessus on observe 20m de marnes gris-verts avec quelques niveaux calcaires au sommet dont un banc montrant une belle surface vermiculée et qui permet de facilement corréliser les deux côtés d'une faille au faible rejet. Ces marnes sont suivies par 1m50 de calcaires micritiques gris laminé, 1m50 de marnes vertes, 80cm de calcaires dont la partie supérieure est vermiculée, 3m de marnes et une barre calcaire de 2m60 qui forme un surplomb. Cette barre est formée de bancs de 5-10cm d'un calcaire micritique gris à bivalves montrant des laminations et quelques bioturbations à la surface des bancs. Intercalé en son sein un niveau de 30cm de calcaire oolitique, 50 cm de marnes et des niveaux de tempestites à petits bivalves, ostracodes, gastéropodes et foraminifères (*Meandrospira* sp. et *Cyclogira* sp.). Cette barre termine la partie mesurée de la coupe qui continue plus haut par une alternance de marnes, d'argilites et de calcaires.

## Âge de la Formation

Le foraminifère *Rectornuspira kalhori* est d'après Altiner et Özgül, (2001) marqueur du Griesbachien inférieur. Il est présent dès 20cm au-dessus de la limite lithostratigraphique entre les Formations de Çekiç dağ et de Gevne. Les premières marnes colorées de l'unité I ont donné des bivalves *Claraia clarai* et *Unionites fassensis* (Özgül, 1997) qui donnent un âge Griesbachien supérieur à Dienerien à cette partie de la coupe (Nakazawa, 1975 et 1992). Les calcaires vermiculés qui surmontent la partie mesurée de la coupe ont donné un assemblage de bivalves *Natiria costata* et de foraminifères *Meandrospira pusilla*, *Glomospira sinensis* et *Spirorbis phylyctean* qui donnent un âge Olenekien (Özgül, 1997). La chemiostratigraphie va permettre de préciser ces données de bases, voir ci-dessous pour la discussion.

## Conclusion sédimentologique

La Formation de Gevne est dominée à sa base par les constructions algo-bactériennes essentiellement stromatolitiques. Les calcaires oolitiques forment ensuite un ensemble important. Les oolites du sommet de l'unité G et de l'unité H sont rondes et montrent pour la plupart de belles laminations. Dans les calcaires oolitiques des unités I et J, il y a des oolites rondes mais beaucoup de non-rondes. La présence de nombreuses oncolites et le type d'encroûtement des oolites présentes laissent supposer une implication microbienne non-négligeable dans

leur formation. Le haut de cet ensemble montre de petits niveaux à lumachelles, montrant la recolonisation du benthos essentiellement par des bivalves. Un apport détritique apparaît de façon intermittente sous forme de quartz, tant dans la Formation de Çekiç dağ que dans la Formation de Gevne. Il devient nettement plus important dans la partie supérieure de la coupe mesurée avec d'importants niveaux d'argilites. La sédimentation carbonatée ne revient ensuite que par intermittence avec une faune un peu plus diversifiée et les premières bioturbations.

### 5.4.3 Résultats des analyses

#### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  dans la Formation de Çekiç dağ varient dans les 50 premiers mètres de la partie mesurée entre 5.8 et 5.4‰ (cf. figure 5.13). Une première légère baisse amène les valeurs à varier entre 4.3 et 5.4‰ pour les 120m suivants avec deux excursions à 3.6‰ de courte amplitude vers le sommet. 5m sous la limite lithostratigraphique une chute plus marquée amène les valeurs entre 3.5 et 3.8‰. Elles diminuent ensuite régulièrement jusqu'à 3.0‰. 1m sous la limite lithostratigraphique, entre deux bancs de calcaires permien, dans une séquence de «shallowing upward» (Ünal et al., 2003), il y a une chute brusque de 3.0‰ à 1.7‰ (cf. figure 5.15). Cette chute continue ensuite pour atteindre un minimum au sommet du dernier banc de calcaire noduleux de plate-forme avec une valeur de 0.6‰. Les valeurs remontent ensuite dans les trois petits bancs de tempestites pour atteindre 2.4‰. Les valeurs isotopiques redescendent ensuite dans l'horizon oolitique partant de 2.3‰ pour atteindre 1.5‰ au sommet. Une chute brusque a lieu à la limite lithostratigraphique. La base des stromatolites montre une valeur de 0.6‰ pour remonter ensuite rapidement à 1.5‰, 20cm seulement au-dessus de la limite. Les valeurs redescendent ensuite à 0.9-1.0‰ sur 1m, puis deviennent homogènes sur 10m d'un intervalle stromatolitique entre -0.5 et -0.8‰ avec une excursion à 0.5‰ et une à -0.2‰. L'échantillon juste sous les premières oolites montre le début (0.1‰) d'une remontée des valeurs pour un pic à 0.7‰ dans le deuxième banc oolitique. Les valeurs diminuent ensuite vers -0.6‰ et -1.0‰ pour la première partie de l'unité H. La deuxième partie de cet ensemble oolitique montre un pic important jusqu'à 1.4‰ pour redescendre à -0.6‰ à la base de I1. Après l'intervalle de marnes colorées à claraia et avec le début de la présence des oncolites dans les calcaires à oolites et bivalves, on observe une forte remontée vers 1.8‰. Les valeurs dans la barre calcaire I2 varient entre 1.0‰ et 2.2‰ et semblent former un plateau. Après une courte baisse à 0.38‰, les valeurs augmentent vers un pic très positif à 6.2‰. Les valeurs hautes s'enregistrent déjà dans les derniers calcaires à oolites, bivalves et oncolites et dans les calcaires micritiques fins à quartz du sommet de la série. Ensuite, lors du retour à la sédimentation calcaire dans les argilites de l'unité J, on note une baisse drastique vers des valeurs très négatives de -1.5. Les valeurs remontent ensuite pour atteindre vers le sommet de l'alternance de calcaires et de marnes vertes un pic positif à 2.4‰ qui redescend vers le sommet de la série mesurée à 1.0‰ puis entre 0.3 et 0.4‰ (cf. figure 5.13).

#### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  montrent une certaine homogénéité pour les 75 premiers mètres du profil mesuré autour d'une valeur de  $-7.2‰ \pm 0.6‰$  (cf. figure 5.13). Les valeurs augmentent ensuite pour atteindre un sommet à -4.6‰ au métrage 147 de la Formation de Çekiç dağ. Les valeurs vont ensuite redescendre progressivement à travers l'intervalle limite jusqu'à -7.9‰ à la base de l'unité I de la Formation de Gevne. Cette redescente est marquée par une

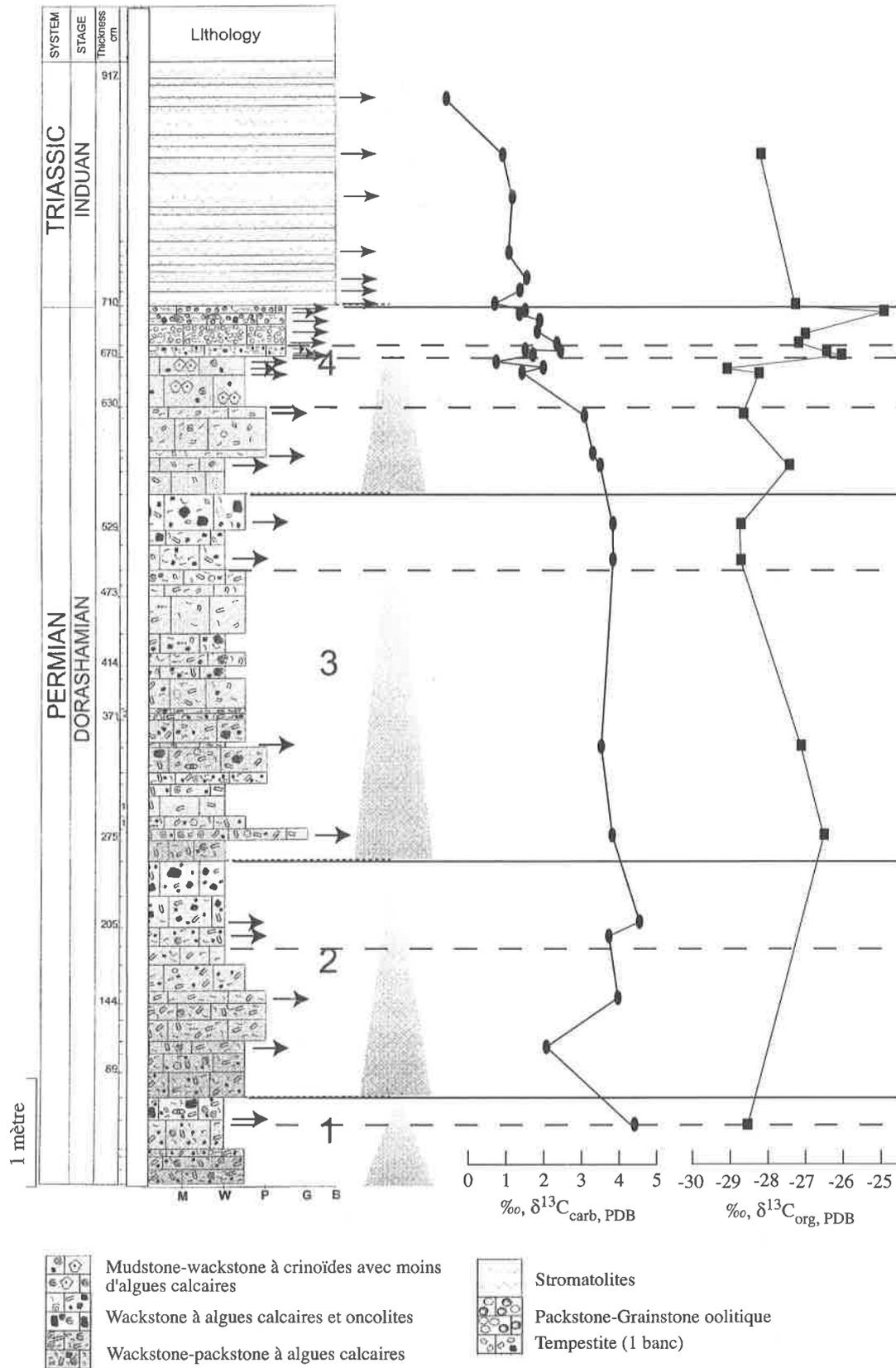


Figure 5.15 : Stratigraphie isotopique du  $\delta^{13}C_{org}$  et du  $\delta^{13}C_{carb}$  pour les 7 derniers mètres de la Formation de Çekiç dağ et le premier mètre de la Formation de Gevne dans la coupe de Taşkent (Taurus Central). L'incertitude correspond à la largeur du cercle ou du carré. Le profil et l'interprétation séquentielle sont de Ünal et al. (2003). Les traits pleins correspondent aux limites de séquences, les traits tirés à des changements lithologiques.

forte variabilité à court terme de  $\pm 0.8\%$ . Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  montrent ensuite une certaine stabilité dans l'unité I autour de  $-7.9 \pm 0.4\%$ . Elles remontent ensuite dans l'unité J à  $-6.8\%$  pour revenir vers le sommet de la série à  $-7.3\%$ .

### Mesures Rock-Eval

Des analyses de la matière organique ont été effectuées sur certains échantillons par pyrolyse sur Rock-eval 6 à l'université de Neuchâtel. Les échantillons ont donné pour la plupart des valeurs de teneur en matière organique sous la limite de détection de 0.1%. Les chiffres donnés en-dessous de cette limite sont indicateurs d'une présence de matière organique sans pouvoir la quantifier. Seuls les échantillons des dix derniers mètres de calcaires noirs noduleux de la Formation de Çekiç dağ, de la base du premier banc oolitique de l'horizon F et du dernier banc de calcaires vermiculés qui clôt le profil mesuré, montrent des valeurs entre 0.06 et 0.11% (cf. figure 5.13). C'est-à-dire de très faibles valeurs ; aucune autre variable de la méthode n'a pu être mesurée. Ceci peut être attribué à une forte maturation thermique, une oxydation extensive ou une dégradation bactérienne de la matière organique. Toutes les valeurs sont en annexes.

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

Malgré la faible quantité de matière organique, en dissolvant des quantités importantes de roches, j'ai pu en extraire suffisamment pour pouvoir faire des analyses du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  reproductives. Les valeurs baissent progressivement dès la base du profil de  $-22.5\%$  à  $-26.2\%$  20m sous la limite lithostratigraphique (cf. figure 5.13). Puis nous observons sur 8m de calcaires noirs noduleux, une chute rapide à  $-28.6\%$ . La composition isotopique reste autour de cette valeur sur 5m. Puis 5m en dessous de la limite lithostratigraphique, l'ensemble de calcaire plus massif de 2m d'épaisseur montre un pic positif à  $-26.5\%$  avant de redescendre à  $-28.7\%$  dans les calcaires noduleux (cf. figure 5.15). A nouveau, après la fin des calcaires noduleux, à la base du dernier ensemble de calcaires noirs massifs, les valeurs remontent vers  $-27.4\%$  pour redescendre dans cet ensemble et atteindre le minimum à  $-29.1\%$  au sommet du dernier banc de wackstone bioclastique permien. Les valeurs remontent ensuite très rapidement pour un pic positif à  $-26.2\%$  dans les trois tempestites sous les calcaires oolitiques de l'horizon F, redescendent à  $-27.1\%$  dans le premier banc oolitique pour remonter à  $-24.9\%$  au sommet du dernier banc oolitique. La limite lithostratigraphique avec la Formation de Gevne se marque par une chute nette à  $-27.3\%$  à la base du premier banc stromatolitique. Les valeurs vont continuer de diminuer ensuite de façon plus régulière pour atteindre un minimum à  $-29.2\%$  après 3m de stromatolites. Puis elles vont remonter régulièrement dans les unités G, H et I pour atteindre un maximum au sommet de l'unité I3 à  $-23.8\%$ . Une valeur plus négative de  $-26.7\%$  est obtenue dans l'unité I4, dans le même ensemble qui montre un pic positif à  $+6.2\%$  pour le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . Les premières valeurs dans l'unité J repartent de  $-23.8\%$  pour descendre plus régulièrement à  $-27.6\%$  au sommet de la coupe mesurée. Les valeurs reportées ici vont de  $-29.2\%$  à  $-22.5\%$  et sont similaires à celles obtenues dans d'autres études (Atudorei, 1999; Dolenc et al., 2001; Sephton et al., 2002; Schwab et Spangenberg, 2004). Les grandes variations ( $6.7\%$ ) sont donc probablement due à des variations primaires dans la composition de l'apport en matière organique (algues, bactéries, faune benthique, plantes terrestres), à des variations dans la productivité primaire ou à des variations isotopiques dans le  $\text{CO}_2$  atmosphérique et océanique.

#### 5.4.4 Discussion

Comme pour les autres coupes étudiées en Turquie, la composition isotopique est considérée comme primaire. L'allure générale de la courbe qui est corrélable, le peu de matière organique, la grande proportion de carbonates dans toute la majeure partie du profil permettent de l'affirmer. Le diagramme  $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ne montre aucune covariance significative (cf. figure 5.6).

##### a) La chute du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ autour de la limite Permien-Trias

Comme pour les autres profils étudiés, la chute isotopique de la fin du Permien se divise en fait en plusieurs paliers. Mais cette coupe montre plusieurs particularités intéressantes :

- Une diminution graduelle de  $1.5 \pm 0.3\text{‰}$  depuis la base de la coupe mesurée, probablement encore dans le Wuchiapingien, jusqu'à 6m sous la limite lithostratigraphique.
- Une première chute brusque de  $1\text{‰}$ , 5m sous la limite dans des sédiments encore typiquement permien avec une faune changhsingienne encore bien distincte. Elle a lieu juste sous le sommet d'une des séquences de «shallowing upward» de Ünal et al. (2003) (cf. figure 5.15), à la base d'un ensemble de calcaires massifs entre deux zones plus noduleuses.
- La chute brusque et principale typique de l'extinction fini-permienne est ici de  $1.6\text{‰}$ . Elle n'a pas lieu entre les derniers wackstones bioclastiques et les calcaires oolitiques, mais entre l'avant-dernier et le dernier banc de wackstone bioclastiques permien. Aucun changement lithologique n'est visible ici pour expliquer cette chute. Celle-ci continue ensuite dans ce dernier banc. Son amplitude totale est de  $2.3\text{‰}$ .
- Une remontée rapide de  $1.7\text{‰}$  a lieu dans les trois petits bancs de tempestites et atteint son sommet à la base des oolites.
- Comme dans les autres profils étudiés en Turquie, la tendance est à la baisse entre la base et le sommet des oolites. Comme au Çürük dağ et à Demirtaş-Kuşdavut la chute continue dans les premiers centimètres de calcaires microbiens. La chute est au total de  $1,8\text{‰}$
- Une remontée de  $0.9\text{‰}$  s'amorce au-dessus des stromatolites en colonnes et se termine au sommet du premier banc stromatolitique.
- Une dernière chute de  $2.0\text{‰}$  a lieu ensuite jusqu'à 1m50 au-dessus de la limite lithostratigraphique.

La chute est donc au total de  $6.6\text{‰}$  dans cette localité entre les valeurs les plus hautes du Wuchiapingien et les valeurs les plus basse du Griesbachien. Elle débute avant les premières disparitions de faunes permien et se termine au Trias, lorsque les constructions algobactériennes qui caractérisent sa base sont déjà bien établies.

La courbe isotopique laisse supposer que cette coupe est la plus complète des profils étudiés en Turquie. Les bancs 26 à 29 montrent des variations absentes des autres coupes dans une position où l'on soupçonnait une lacune stratigraphique dans les nappes d'Antalya.

La chute isotopique de l'intervalle limite permo-triasique est ici clairement graduelle et polyphasée sans que l'on puisse faire intervenir des changements lithologiques pour expliquer ces diminutions. Les différentes baisses des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  ne correspondent pas non plus aux limites séquentielles établies par Ünal et al. (2003) (cf. figure 5.15).

La principale chute des isotopes du carbone des carbonates a lieu **avant** l'extinction des organismes permien contrairement à ce qu'ont montré différentes études (Jin et al. 2000, Twitchett et al., 2001, Krull et al., 2004.). Nos résultats dans cette coupe montrent 4 phases dans la chute isotopique, comme précédemment supposés à Meishan par Baud et al. (1989), Yang et al., (1992) et Yin et Tong, (1998) mais contredit par Jin et al., (2000).

L'étude des formes aberrantes de certains foraminifères menées par C. Jenny sur cette coupe nous montre que :

Le genre *Globivalvulina* présente des pertes de symétrie, des réductions de taille et des variations dans l'enroulement et ce dès le bas de la coupe. Le nombre et la quantité de formes aberrante ainsi qu'un amincissement de la paroi se marque à partir du niveau T99/102 et au-dessus soit juste après la première chute isotopique brusque. Les genres *Paradagmarita* (pertes de symétrie et variations de l'enroulement) et *Paraglobivalvulina* (amincissements de la paroi et réductions de taille) montrent eux aussi des aberrations à partir du niveau T99/103, soit entre la première chute isotopique et le sommet des carbonates bioclastiques noirs permien (comm. orale C. Jenny). Ces formes aberrantes existent relativement tôt dans la coupe et donc dans le Permien supérieur, mais ce phénomène s'amplifie après une première chute isotopique de 1‰, 5m sous la limite lithostratigraphique. Si ce phénomène est bien visible dans la coupe de Taşkent, il est également observable dans d'autres profils de la Téthys (*Çürük dağ*, *Ba'id*, etc.).

Des études ont montré que l'actuelle augmentation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> avait pour conséquence de diminuer le pH de l'eau de mer de surface et la calcification d'organismes tant benthiques comme les coraux et les algues rouges (Gattuso et al., 1998; Langdon et al., 2000) que planctonique comme les coccolithophorides (Riebesell et al., 2000). Riebesell et al., (2000) ont clairement montré que le nombre de malformations et défaut de calcifications augmentait de façon linéaire avec l'augmentation de la concentration de CO<sub>2</sub>. L'augmentation progressive du nombre de formes aberrantes chez les foraminifères benthiques du Permien supérieur (C. Jenny, comm. orale) peut être liée à une probable augmentation de pCO<sub>2</sub> dans le Permien terminal. Comme l'accélération de ce phénomène s'observe après une première chute isotopique, on peut supposer qu'il y a un lien entre les deux phénomènes.

### b) Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ au Trias inférieur

Après la chute isotopique, les valeurs restent basses autour de  $-0.6 \pm 0.3\text{‰}$  durant toute l'unité G et la base de l'unité H avec plusieurs petites variations dont un pic d'une amplitude de 0.9‰ au sommet des microbialites. Le sommet des oolites de l'unité H montre un pic important d'une amplitude 2‰. Il a lieu dans une partie cohérente au niveau de la lithologie. On peut tenter de corrélérer ce pic avec ceux bien datés qui caractérisent le Griesbachien en Iran et en Oman (cf. chapitre 4 et 6). A Abadeh (chapitre 6.2) et dans la Salt Range (Baud et al., 1996; Atudorei, 1999) la remontée qui suit est bien datée du Dienerien basal. Au vu de ces considérations, je propose donc de placer la limite Dienerien-Griesbachien dans l'excursion négative entre ces pics entre le sommet des oolites et la base des marnes colorées.

Des valeurs plus positives s'établissent ensuite entre 1 et 2‰ dans la première partie de l'unité I, et correspondent au retour d'une faune benthique abondante (bivalves) et des oncolites.

Dans les Alpes du Sud à Bulla (Horacek et al., 2000) et à Gartnerkofel (Holzer & Schönlaub, 1991), la limite Griesbachien-Dienerien a été placée au début de ce plateau. Il reste donc une certaine incertitude quant à la corrélation entre cette limite et la courbe isotopique.

Le plateau se termine par une courte excursion négative de 1.8‰ avant de remonter à une valeur maximale de 6.2‰. Cette excursion négative n'est basée ici que sur une seule valeur,

j'exclus cependant un effet diagénétique. En effet, une telle configuration, soit une excursion négative de courte durée après un plateau et avant un pic très positif, se retrouve dans les profils de Wadi Wasit sud (chapitre 4.5.2), de Bulla et Uomo dans les Alpes du Sud et à Abadeh et Zal en Iran (Horacek et al., 2000 et sous presse). Les données de Wadi Wasit Sud (chapitre 4.5.2), d'Abadeh et de Zal (Horacek et al., sous presse) situe la limite Dienerien-Smithien près du sommet du pic positif juste après cette excursion négative. Dans le chapitre 4.8.2, j'ai discuté de la possible origine de ce pic négatif dû à un dégazage de méthane. Rien dans cette coupe ne permet d'invalider ou confirmer cette hypothèse si ce n'est la présence de cette excursion négative importante juste avant un pic très positif. Le pic positif a lieu, comme dans la coupe de Wadi Wasit Sud, dans une partie plus calcaire entre deux ensemble plus marneux. Les valeurs très négatives  $-1.6\text{‰}$  dans les intervalles calcaires au sein de l'ensemble d'argilite pourraient donner un sentiment d'être affecté par la diagenèse. Cependant on observe aucune variation dans l'enregistrement isotopique du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$  et de telles valeurs très négatives dans le Smithien moyen et supérieur sont connues dans les profils de Wadi Wasit Sud ( $-2.1\text{‰}$ ), Wadi Maqam ( $-2.5\text{‰}$ ), Salt Range ( $-2.3\text{‰}$ , Atudorei, 1999), Spiti ( $-2.9\text{‰}$ , Atudorei, 1999), Bulla, Uomo, Abadeh et Zal (Horacek et al., 2000 et sous presse).

La partie supérieure du profil a été malheureusement peu échantillonné. Le pic positif dans les calcaires du milieu de l'unité J ( $+2.4\text{‰}$ ) pourrait être corrélé avec le pic positif autour de la limite Smithien-Spathien qui a été discuté au chapitres 4.7 et 4.8.1.

### c) La courbe du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et comparaison.

La composition isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  dépend de plusieurs paramètres :

- Variations dans la composition de l'apport en matière organique (algues, bactéries, faune benthique, plantes terrestres).
- Variations dans la productivité primaire.
- Variations isotopiques dans le  $\text{CO}_2$  atmosphérique et océanique.

Au vu de l'absence de paramètres Rock-Eval (par manque de matière organique dans ces sédiments) et d'une étude des palynofaciès, il est difficile de déterminer la part de la variation dans la composition de l'apport en matière organique par rapport aux deux autres facteurs. Or c'est un facteur déterminant dans l'interprétation d'un tel profil (Tyson, 1995; Popp, 1997). Cependant la faible quantité de matière organique laisse supposer un apport essentiellement authigène et donc marin. Seuls les 13 derniers mètres du wackstone bioclastique permien et le sommet de l'unité J montre une quantité plus importante de matière organique mais cela reste peu significatif. Je vais essayer d'interpréter les variations isotopiques obtenues en termes de changement de productivité primaire, de  $p\text{CO}_2$ , de composition isotopique du carbone dissout en ayant conscience des limites de l'exercice, surtout pour les intervalles cités plus haut.

Il a été montré que les variations globales enregistrées dans les carbonates marins sont parallèles à celles obtenues sur le carbone organique de ces mêmes roches (Magaritz et al., 1992; Wang et al., 1994; Morante, 1996; Foster et al., 1997). Des différences entre les deux profils isotopiques sont signes de variations régionales comme des apports de matière organique terrestre ou des artefacts dus à une diagenèse différenciée.

Dans le Permien, les deux courbes sont effectivement parallèles jusqu'à environ 15m sous la limite lithostratigraphique. La courbe isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  montre une diminution régulière de  $3.7\text{‰}$ . Le sommet des wackstones bioclastiques noirs permien montre par contre deux

diminutions rapides de 1.7‰ à respectivement 15m et 2m50 sous la limite lithostratigraphique. Les valeurs remontent ensuite à des valeurs autour de  $-27.0 \pm 0.4\text{‰}$ .

Ces niveaux, avec une composition isotopique du carbone organique plus négative, ne montrent aucune variation dans la courbe du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . Par contre, ils correspondent à des niveaux plus riches en TOC (voir figure 5.13) et riches en matériel noir allochtone que Ünal et al. (2003) interprètent comme des oncolites. Il est donc probable que ces deux excursions négatives soient dues à un changement dans le rapport entre les différents types de matières organiques notamment par un apport exogène. Une troisième chute a lieu dans les derniers deux mètres des calcaires noirs bioclastiques et elle correspond à la chute isotopique principale du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . Elle débute cependant entre 20 et 60cm avant la chute des valeurs isotopique du carbone des carbonates. Elle atteint son minimum également au sommet des wackstones bioclastiques avec une amplitude maximale de 1.7‰. Les valeurs remontent ensuite parallèlement dans le mince niveau de tempestites, avant de redescendre dans les premiers niveaux oolitiques. Par contre, contrairement à la courbe isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  qui diminue encore vers le sommet des oolites avant de remonter dans les premiers niveaux stromatolitiques, la composition isotopique du carbone organique montre une augmentation de 2‰ vers le sommet des oolites et une baisse rapide de 2.3‰ dès la base des stromatolites. Les deux courbes reprennent ensuite un certain parallélisme. La courbe isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  atteint un minimum à 3m50 du début de la Formation de Gevne, l'amplitude de la chute est de 4.3‰ au maximum. La remontée rapide vers des valeurs plus positives se fait 10 à 15m avant la courbe du carbone inorganique. La courbe isotopique du carbone organique décrit ensuite un large pic positif avec des valeurs à  $-23.8\text{‰}$ , qui montre une excursion négative en son milieu à  $-26.7\text{‰}$  dans le niveau qui montre une excursion positive du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ . Les deux courbes terminent par une baisse des valeurs isotopiques allant à  $-27.6\text{‰}$  pour le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ .

En conclusion les deux courbes sont la plupart du temps parallèles, avec un décalage systématique des variations qui se déroulent de façon plus précoce pour le carbone organique.

Les exceptions à cette tendance générale sont :

- Deux excursions négatives dans le Permien terminal, probablement dues à un changement temporaire dans le rapport entre les différents types de matière organique.
- Un comportement inverse dans le niveau oolitique. La réalité de cette différence est induite par une seule valeur du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  au sommet de cet horizon oolitique. Davantage de mesures seraient nécessaires pour le confirmer, ainsi qu'une analyse des palynofaciès.
- Le haut de l'unité I et le bas de l'unité J montrent des comportements inverses entre les deux courbes. Un pas d'analyse plus grand et une analyse des palynofaciès seraient précieux pour déterminer si cette différence a une signification globale ou si elle est seulement due à des variations générales de types de matières organiques.

## 5.5 COUPE DE KARABAYIR YAYLA, NAPPES DE L'UNITÉ DU BOLKAR DAĞ, SENSU N. ÖZGÜL

Cette coupe se situe au-dessus du village de Karabayır qui se trouve à l'ouest du village de Üçpinar sur la route Hadim-Boskır (coordonnées : N37°02'00'', E 032°13'56'', alt. 1750m, cf. figure 5.1). La courte coupe de Karabayır yayla se trouve sur un monticule qui s'élève sur une plaine d'alluvions d'altitude servant d'alpages (yayla en turc). La partie inférieure et la partie supérieure de la coupe sont recouvertes de sédiments quaternaires. Son extension est d'environ 35m et elle est très facturée (cf. figure 5.16). Les nappes de l'unité du Bolkar dağ sont dans le faciès métamorphique Schistes verts (Özgül, 1983). Les Formations ont été définies par Özgül, (1976).

### 5.5.1 La Formation de Taşkent

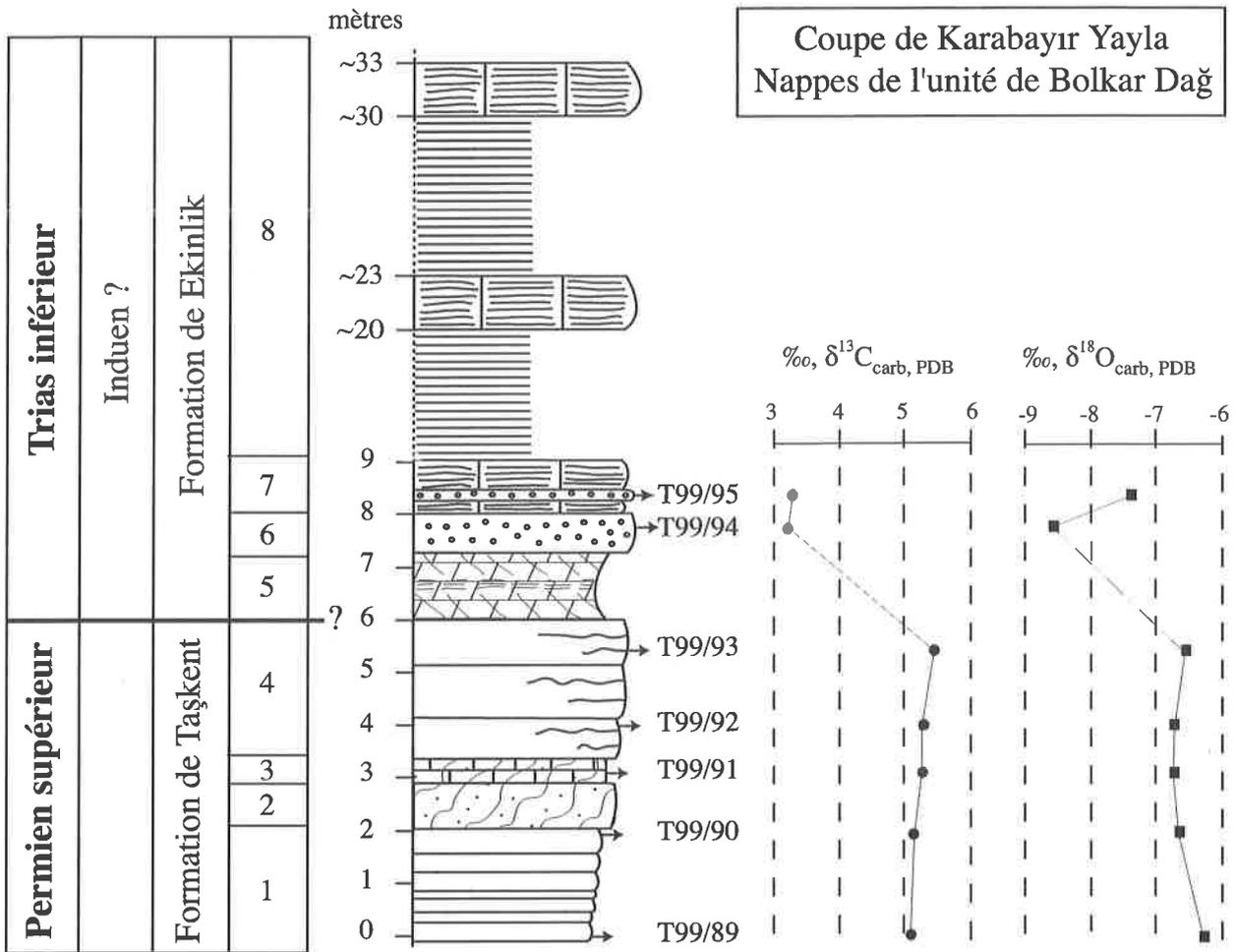
La coupe du Karabayır yayla débute par la Formation de Taşkent qui affleure ici sur 6m (cf. figure 5.16). Elle débute par 2m de calcaires noduleux gris, très noirs à la cassure en bancs de 5 à 20 cm. Ce sont des wackstones-packstones de faible énergie, riches en algues calcaires (uniquement Gymnocodiacees, pas de Dasycladacees) et en foraminifères, avec la présence de gastéropodes et d'échinodermes. Ils sont suivis par un banc de quartzite de 80cm et par deux bancs de calcaire gréseux de 12cm. Ce sont des wackstones riches en algues calcaires et en foraminifères, avec des échinodermes. Les clastes sont constitués exclusivement de grains de quartz émoussés, peu arrondis, à extinction droite. Ce passage gréseux est suivi par 3m de calcaire massif gris montrant parfois un litage ondulé de 10cm. La partie inférieure (T99/92) montre un wackstone-packstone de faible énergie, riche en algues calcaires et en foraminifères. La partie supérieure (T99/93) est partiellement recristallisée, mais semble contenir moins de bioclastes, essentiellement des petits foraminifères et des brachiopodes avec quelques rares algues calcaires.

### 5.5.2 La Formation de Ekinlik

Elle débute par une zone de 1m20 très dolomitisée et bréchifiée (cf. figure 5.16). Il est difficile de dire si cette bréchification est due à une activité tectonique ou à une «cornieulisation». Cette zone comprend en son milieu une zone plus compétente montrant des laminations (stromatolites?). Cet intervalle dolomitisé est suivi par 80cm de calcaire gris oolitique très recristallisé, 30cm calcaire gris à laminations probablement stromatolitiques, 30cm de calcaire gris oolitique très recristallisé et 70cm de calcaire gris stromatolitique. Viennent ensuite des marnes colorées qui sub-affleurent avec, tous les dix mètres, des bancs de 3m de calcaires stromatolitiques jusqu'à environ 35m où la coupe disparaît sous les sédiments quaternaires.

### 5.5.3 Âge des Formations

L'association de foraminifères de *Paradagmarita monodi*, *Pachyphloia* sp. et *Robuloides lens* (dét. C. Jenny) donne un âge Permien supérieur à la Formation de Taşkent (cf. figure 5.17). La présence de la partie dolomitique bréchifique, la recristallisation partielle des derniers bancs de calcaires gris à algues calcaires peuvent laisser supposer une lacune stratigraphique au sommet de cette Formation. Altiner et Özgül (2001) note que le sommet de la Formation est tronqué par une surface érosive et que le Changhsingien ainsi qu'une partie du Wuchiapingien de cette formation manquent.



- 1) Calcaires noduleux gris, très noirs à la cassure avec beaucoup d'algues. En bancs de 5-20 cm.
- 2) Quartzite grise.
- 3) Calcaires gréseux.
- 4) Calcaires massifs montrant parfois un litage ondulé d'environ 10 cm d'épais. Présence d'algues.
- 5) Calcaires jaunes fortement dolomitisés et bréchifiés (tectoniquement?). Il y a un niveau de type stromatolitique.
- 6) Calcaire gris à granules (oolites).
- 7) Calcaire stromatolitique avec un banc oolitique intercalé.
- 8) Marnes colorés ne faisant que subaffleurer. Avec des barres de calcaires stromatolitiques de 3 m tous les 10 m environ.

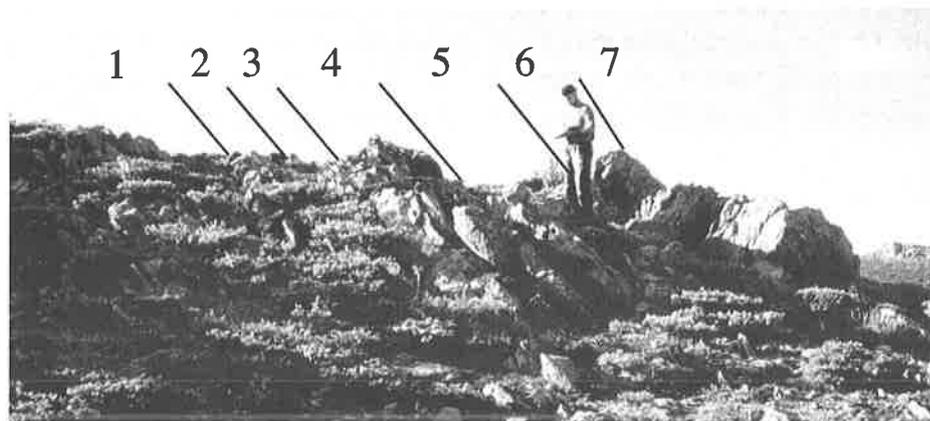


Figure 5.16 : Coupe de Karabayır Yayla, nappes de l'unité du Bolkar dağ, sensu N. Özgül. Coordonnées : N 37°02'00", E 32°13'56", alt. 1750m.

Aucune indication biostratigraphique ne permet ici de donner un âge à la Formation de Ekinlik. Özgül (1997) donne un âge Trias inférieur à sa base avec des bivalves *Claraia*. Par comparaison lithologique avec les autres profils étudiés dans ce travail, on peut supposer que le passage des calcaires oolitiques et microbiens aux marnes bariolées se passe à l'Induen supérieur - Olenekien inférieur. Il manquerait donc ici au moins tout le Griesbachien.

**Karabayır yayla**

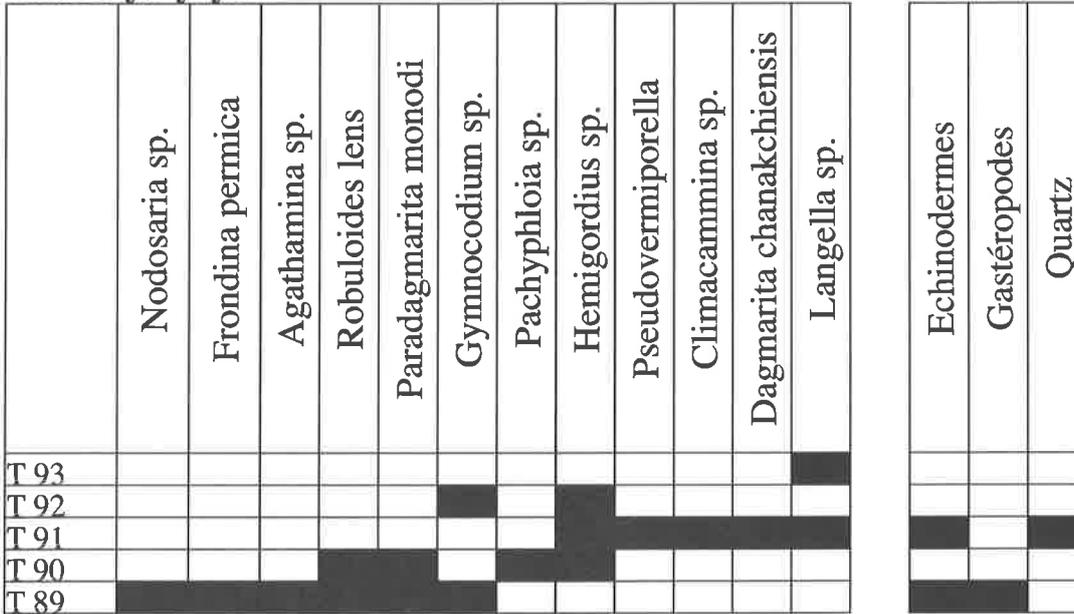


Figure 5.17 : Répartition stratigraphique des foraminifères, algues calcaires et autres bioclastes dans la section de Karabayır yayla (détermination C. Jenny).

**5.5.4 Les résultats d'analyses**

**Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}C_{carb}$**

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{13}C_{carb}$  dans la Formation de Taşkent se situe de façon relativement homogène entre 5.1 et 5.4‰ (cf. figure 5.16). Une chute a lieu à la limite Permien-Trias supposée avec des valeurs isotopiques dans la Formation de Ekinlik de 3.2 et 3.3‰.

**Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}O$**

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}O$  dans la Formation de Taşkent se situent aussi de façon homogène entre -6.2 et -6.7‰. Une chute a également lieu à la limite Permien-Trias avec des valeurs isotopiques dans la Formation de Ekinlik de -8.6 et -7.4 ‰ respectivement.

### 5.5.5 Discussion

Il faut tout d'abord relever que cette l'unité du Bolkar dağ a un faciès métamorphique schiste vert qui a pu affecter la composition isotopique.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  montrent une certaine covariance, mais le peu de mesures a peut-être créé un artefact (cf. figure 5.6). Même si les valeurs sont concordantes avec les autres coupes mesurées en Turquie, il faut prendre ces résultats avec précaution.

Tous les autres profils de Turquie décrits dans ce travail montrent une chute isotopique de près de 2‰ dans la partie supérieure des calcaires de plate-formes à algues calcaires. Cette partie a été datée du Changhsingien au Çürük dağ. L'absence de la chute isotopique dans la partie supérieure de la Formation de Taşkent dans cette coupe confirme l'hypothèse émise plus haut, d'une lacune importante autour de la limite Permien-Trias.

Il a y trop peu de valeurs dans la coupe d'Ekinlik pour établir une corrélation biostratigraphique pour le Trias inférieur. Cependant dans les autres profils de Turquie étudiés dans ce travail, on observe des valeurs supérieures à 2‰ dans la chute isotopique du Griesbachien basal ou au Dienerien/Smithien. Les valeurs d'environ 3‰ observées ici sont un indice supplémentaire à la corrélation lithostratigraphique qui suppose l'absence du Griesbachien dans ce profil.

### 5.5.6 Conclusion

Les microfaciès de la Formation de Taşkent indiquent une position de plate-forme interne en zone subtidale avec de fréquents apports de détritisme terrigène. De plus, les données générales sur les nappes de l'unité du Bolkar dağ les positionnent plus proche de la mer ouverte que celle de l'unité de l'Ala dağ (Özgül, 1983; Krystyn, comm. orale). Une lacune stratigraphique importante comprenant au moins le Changhsingien supérieur et le Griesbachien est supposée. Elle est nettement plus importante ici que pour les autres coupes étudiées. Il faut relever que la lacune stratigraphique la plus importante et illustrée par des signes d'érosion a lieu dans l'unité la plus proche de la mer ouverte étudiée en Turquie.

Les isotopes du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  tendent à confirmer cette lacune, mais ils sont trop fragmentaires pour être significatifs sur l'évolution des écosystèmes.

## 5.6 COMPARAISON ENTRE LES DIFFÉRENTES COUPES DE TURQUIE

### 5.6.1 Sédimentologie

Les successions lithostratigraphiques des profils étudiés en Turquie sont globalement identiques:

Le Permien est représenté par d'importantes épaisseurs de calcaires (wackstones à packstones) de plate-forme de mer ouverte avec des niveaux plus restreints. Les calcaires sont généralement subtidaux et touchés par les niveaux de tempêtes. Des grains de quartz sont fréquents dans les coupes de Taşkent et de Karabayır yayla. Cette dernière coupe, bien que située la plus proche de la mer ouverte, présente une importante lacune stratigraphique au sommet du Permien.

Ils sont suivis par un mince horizon oolitique de 30 à 50cm d'épaisseur. La faune permienne qu'il contient encore est raréfiée et composée essentiellement de foraminifères et de bivalves. Les oolites de cet horizon sont bien arrondis, à encroûtements plans parallèles. La base de cet horizon dans les profils de Çürük dağ, Kopuk dağ et Demirtaş montre une lacune stratigraphique révélée par les analyses isotopiques. Ce n'est probablement pas le cas à Taşkent. Le sommet de cet horizon se signale par des signes de dissolution partielle, avec également une probable lacune stratigraphique. Ces deux lacunes ne doivent cependant pas représenter une durée très importante. En effet, au Çürük dağ, les conodontes signalent l'avant-dernière zone de conodonte du Changhsingien sous l'horizon oolitique, alors que le premier banc au-dessus vient de la base du Trias.

Le Trias inférieur montre également des faciès relativement semblables dans les différentes coupes étudiées, mais avec cependant plus de variations locales qu'au Permien.

Les cinq coupes commencent par des constructions microbiennes. Ce sont des récifs thrombolitiques avec leiolites et stromatolites dans les unités des Gorges de Kemer (respectivement 14m et 27m). On observe uniquement des stromatolites à Demirtaş (10m), Taşkent (14m) et Karabayır yayla (2m). Ces calcaires microbiens sont surmontés par une alternance de marnes colorées à bivalves, de calcaires oolitiques et de calcaires microbiens. Ces alternances varient fortement d'une localité à l'autre et sont difficilement corrélables lithostratigraphiquement. Ainsi les calcaires microbiens sont surmontés au Çürük dağ par 26 m de calcaires oolitiques, marneux et microbiens avant les premières marnes. Dans le profil du Kopuk dağ, ils sont suivis par quatre mètres de marnes colorées avant un ensemble de calcaires oolitiques. La coupe de Demirtaş montre au-dessus des stromatolites, 7m de calcaires oolitiques, avec au sommet des traces d'une émergence (karstification) qu'on ne retrouve pas ailleurs. A Taşkent, les stromatolites sont surmontés par 23m de calcaires oolitiques avant les premières marnes colorées tandis qu'à Karabayır yayla, ils le sont par 20 de marnes colorées avant 2m de stromatolites.

Les caractéristiques que l'on retrouve dans toutes les coupes pour cet intervalle sont la présence de petits foraminifères et de bivalves. Les oolites sont peu rondes et souvent accompagnées d'oncolites. Les organismes microbiens sont fortement présents dans ce niveau.

Cette alternance à Taşkent se termine après 125m (les autres coupes n'ont pas été mesurées aussi haut). D'épaisses successions d'argilite rouges avec des niveaux plus calcaires à oolites, bivalves et ostracodes et des niveaux de calcaires vermiculés lui succèdent.

### 5.6.2 Les courbes isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Je ne prends pas en considération dans cette comparaison, le profil de Karabayır yayla qui comprend trop peu de données.

#### L'intervalle limite Permien-Trias

Comme nous l'avons vu dans les différentes coupes de ce chapitre, la chute isotopique caractéristique de la crise fini-permienne se divise en plusieurs paliers. Le passage de l'intervalle limite est très semblable entre les profils avec quelques différences notables (cf. figure 5.18).

Le tableau ci-dessous montre les différences observées

	Çürük dağ	Kopuk dağ	Demirtaş	Taşkent
1 <sup>ère</sup> palier	1‰, 10m	1‰, 20m	1.5‰, 15m	1‰, 5m
1 <sup>ère</sup> chute	/	/	1.2‰	2.3‰
1 <sup>ère</sup> remontée	/	/	0.6‰	1.7‰
2 <sup>e</sup> chute	1.7‰	2.7‰	1.5‰	1.8‰
2 <sup>e</sup> remontée	0.5‰	0.9‰	0.3‰	0.9‰
3 <sup>e</sup> chute	2.3‰	2‰	1.4‰	2.0‰
total	4.5‰	4.8‰	4.7‰	4.5‰

Tableau 5.1 : Amplitude des variations isotopiques au passage de l'intervalle limite Permien-Trias dans quatre localités de Turquie.

On remarque donc :

La chute isotopique débute plusieurs mètres sous la limite lithostratigraphique par un premier palier. Environ 1m sous cette limite, les profils de Demirtaş et de Taşkent montrent une première chute sur un court intervalle des valeurs isotopiques avant une remontée (cf. figure 5.18). Le profil de Taşkent montre une seconde excursion isotopique négative juste avant l'apparition des premières oolites. La chute brusque au Çürük dağ et au Kopuk dağ souligne une lacune stratigraphique probable qui permet d'expliquer ces différences entre profils.

L'horizon oolitique est marqué dans les quatre coupes par une forte diminution des valeurs isotopiques. Le sommet de cet horizon montre le début d'un petit pic positif (2<sup>e</sup> remontée du tableau 5.1) qui va culminer dans les 10 premiers centimètres des stromatolites. A Taşkent, ce pic débute à la base des stromatolites pour atteindre son maximum 15cm plus haut. La chute isotopique brusque au sommet des oolites à Taşkent, conjointement avec les traces de dissolution, laisse supposer que c'est une lacune stratigraphique cette fois à Taşkent qui peut expliquer cette différence.

Les valeurs continuent ensuite à diminuer en montrant plusieurs petits pics plus positifs. C'est le cas aussi au Çürük dağ, si les valeurs avec une influence algo-bactérienne ne sont pas prises en considération. Il faut souligner que seul le profil du Çürük dağ montre une telle influence sur les valeurs isotopiques. La partie microbienne du Çürük dağ est constituée d'un récif thrombolitique avec des niveaux stromatolitiques et leiolitiques. Taşkent et Demirtaş sont constituées uniquement de stromatolites (et les quatre seuls échantillons du Kopuk dağ proviennent de niveaux stromatolitiques, même si lui aussi montre un récif thrombolitique). Il semble donc que les complexes microbiens qui génèrent des thrombolites exercent une

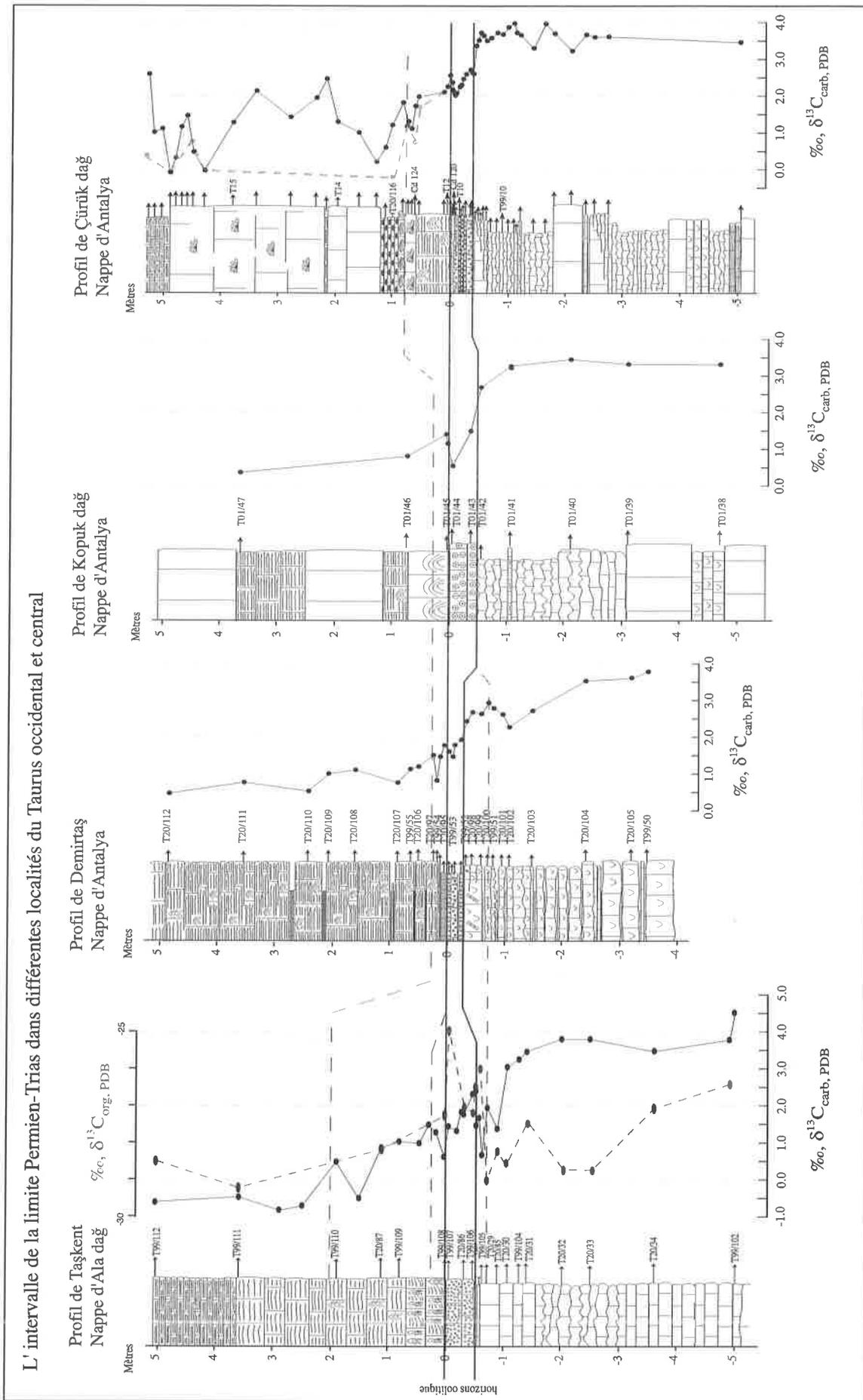


Figure 5.18 : Comparaison entre les différents profils de Turquie pour l'intervalle limite Permien -Trias. Les traits gris soulignent l'horizon oolitique. Les traitsillés horizontaux sont des essais de corrélation des variations observées. La ligne pointillée pour le profil du Çürük dağ correspond à l'interpolation des valeurs mesurées sur des micrites indifférenciées et des ciments géodiques et qui sont donc sensées avoir subi le moins l'influence algo-bactérienne (cf. chapitre 5.2.1.4). La ligne pointillée pour le profil de Taşkent correspond aux variations isotopiques du  $\delta^{13}C$  organique.

influence sur les valeurs isotopiques (cf. chapitre 3) et non ceux à l'origine des stromatolites. La compréhension des différents processus géochimiques qui ont lieu dans les différentes structures microbiennes est encore à améliorer.

La chute isotopique dans les 4 profils a une amplitude maximale de  $4.5 \pm 0.2\%$ . Elle se divise en deux parties. La première ( $\sim 2\%$ ) précède donc la crise fini-permienne. Elle arrive après les premières anomalies observées chez les foraminifères. Ces anomalies s'accroissent conjointement avec la première chute isotopique décrite ci-dessus.

La deuxième partie de la chute isotopique ( $\sim 2\%$ ), qui montre un plus grand nombre de petites variations, a lieu après l'horizon oolitique dans un environnement post-extinction caractéristique.

### Le Trias inférieur

Les coupes du Çürük dağ et surtout de Taşkent ont permis d'obtenir des courbes isotopiques pour une partie du Trias inférieur (cf. figure 5.18). L'allure de la courbe isotopique à Taşkent a permis une bonne corrélation avec la courbe supposée du Trias inférieur reconstruite à partir des coupes mieux corrélées biostratigraphiquement d'Oman et d'Iran (cf. chapitres 4.8.1 et 6.6). La corrélation est également relativement certaine au Çürük dağ pour le Griesbachien, plus incertaine au-dessus. Un échantillonnage plus complet de la partie supérieure de ces deux coupes serait nécessaires pour les unités I et J afin de corroborer les hypothèses qui ont été faites ici.

## Chapitre 6

### Les profils permo-triasiques d'Iran

Lors d'une expédition multidisciplinaire entreprise en Iran afin de calibrer au mieux la limite Permien-Trias, des profils ont été levés dans les coupes classiques du Permien supérieur et du Trias inférieur iranien : Abadeh et Shareeza en Iran central, Julfa et Zal en Transcaucasie, Djulfa étant la coupe type de l'étage téthysien Djulfien, et Amol dans les monts Elbourz (cf. figure 6.1)

Cette expédition comprenait R. Brandner (stratigraphie et sédimentologie), L. Krystyn (Stratigraphie, ammonoïdes et conodontes), A. Baud (Stratigraphie et sédimentologie), B. Hamdi (stratigraphie, géologie régionale), E. Pueyo (paléomagnétostratigraphie), W. Mette et M. Vakil (ostracodes), P. Mohtat-Aghai et V. Mohtat (foraminifères), M. Horacek et S. Richoiz (chemiostratigraphie). Je me suis concentré sur la limite Permien-Trias jusqu'à l'Induen. M. Horacek a effectué l'échantillonnage pour les mesures de la composition isotopique du carbone pour l'Olenekien et ses travaux sont actuellement sous presse (Horacek et al.).

Je ne présenterai ici que les résultats isotopiques obtenus sur les parties de coupes dont je me suis occupé (Abadeh, Shareeza, Zal et Julfa). Pour calibrer les profils isotopiques ainsi que pour les interprétations sédimentologiques, je me suis appuyé sur la littérature déjà publiée.

#### **6.1 INTRODUCTION GÉOLOGIQUE À L'IRAN**

L'Iran actuel est une mosaïque de huit provinces géologiques amalgamées durant l'orogénèse Alpines à l'Oligo-Miocène. Chaque province a une histoire sédimentologique et tectonique propre (Stöcklin, 1968). Les provinces auxquelles appartiennent les coupes étudiées ici (Sanandaj-Sirjan, Iran Central et Elbourz) appartenaient pendant le Paléozoïque à la Plateforme Perse rattachée au Gondwana. L'ouverture de la Néotéthys a provoqué leur dérive vers le Nord au Permien comme blocs cimmériens (Altiner et al., 1980 ; Sengör, 1990 ; Stampfli et al., 1991 ; Baud et al., 1993 ; Marcoux & Baud, 1993, 1996). Les profils du Permien supérieur et du Trias inférieur étudiés ici représentent donc la marge Nord de la Néotéthys.

#### **6.2 LES PROFILS D'IRAN CENTRAL**

Deux profils ont été levés dans cette zone géographique (qui ne correspond pas à l'Iran central géologique) : Abadeh et Shareeza (cf. figure 6.1). Ces deux coupes appartiennent toutes deux à la province géologique de Sanandaj-Sirjan et plus exactement à la chaîne de Shareeza-Abadeh-Hambast (Taraz et al., 1981 équivalent à Iranian-Japanese Research Group, 1981).

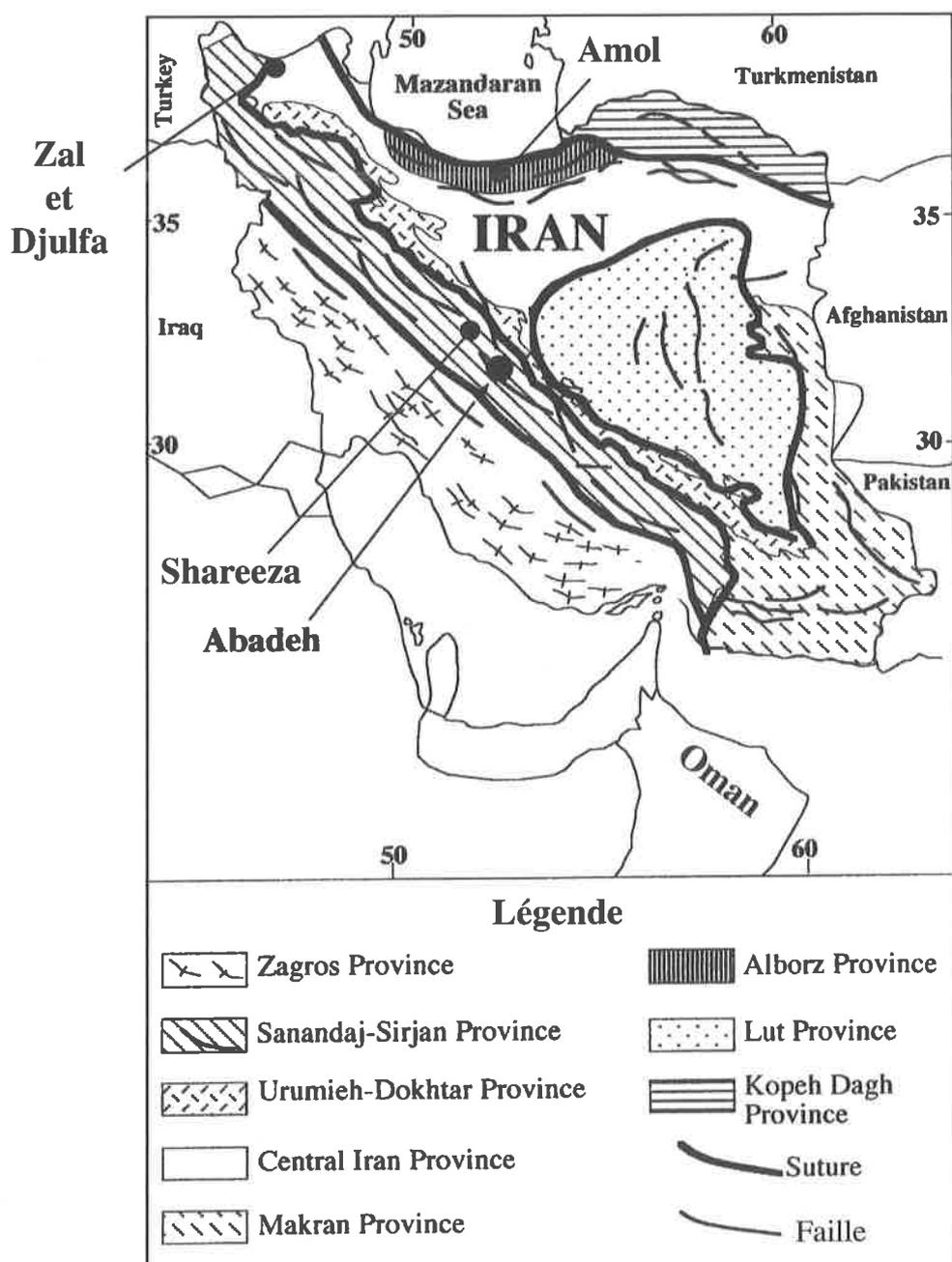


Figure 6.1: Emplacement des quatre profils étudiés dans ce travail.  
Carte modifiée d'après Heydari et al., (2003).

### 6.2.1 Abadeh

Le profil d'Abadeh est situé sur le flanc nord des Monts Hambast, environ 60km au Sud-Est de la ville d'Abadeh aux coordonnées N32°53'43", E53°12'16", alt. 2000m (cf. figure 6.1). Il consiste en presque 2000m de sédiments du Permien supérieur et du Trias inférieur, très bien exposés. Il a été étudié en détail par Taraz (1969, 1971, 1973) et surtout par le groupe de recherche Irano-Japonais (Taraz et al., 1981). Des études paléomagnétiques comprenant une révision de la biostratigraphie ont été publiées par Besse et al. (1998) et Gallet et al. (2000).

Des études sédimentologiques complémentaires ont été publiées par Baud et al. (1997), Partoazar (2002), Heydari et al. (2003) et Heydari & Hassandzadeh (2003). Un premier profil isotopique a été publié Heydari et al. (2000). Le profil présenté ici est beaucoup plus détaillé.

Taraz et al. (1981) ont identifié sept unités lithologiques distinctes (1-7) dans le Permien et 5 unités (A-E) pour la Formation triasique de Elikah. J'ai analysé des échantillons provenant du sommet de la Formation de Abadeh (sommet de l'unité 5), de la Formation de Hambast (unités 6 et 7) et la base de la Formation de Elikah (partie de l'unité A) (cf. figure 6.3). **L'unité 5** est épaisse de 56m. Elle est constituée de calcaires bioclastiques gris noir riches en matière organiques, en bancs métriques. Ce sont des packstones-wackstones à fusulines, foraminifères, bryozoaires et algues vertes. Elle est datée par foraminifères et conodontes du Djulfien (Wuchiapingien).

**L'unité 6**, en conformité avec l'unité 5, est épaisse de 18m (cf. figure 6.3). Elle est constituée d'alternance de bancs décimétriques de calcaires gris noir et de shales. Ce sont des mudstones. Ils enregistrent une forte baisse de la faune benthique. Les céphalopodes et conodontes nectoniques deviennent abondants. Elle est datée du Djulfien (Wuchiapingien).

**L'unité 7**, en conformité avec l'unité 6, est épaisse de 19m (cf. figure 6.3). Elle est constituée de calcaires noduleux rouges finement lités de faciès de types ammonitico rosso. C'est un mudstone à packstone comprenant une importante faune de céphalopodes et de conodontes. Le Djulfien comprend les 14 premiers mètres. Les 5 derniers mètres sont d'âge Changhsingien, toutes les zones de conodontes de cet étage y sont présentes (Krystyn, comm. orale).

**L'intervalle limite** entre le Permien et le Trias est épais d'environ 2m, il montre une succession de lithologie particulière (cf. figures 6.3 et 6.8). Au-dessus des derniers bancs de calcaires finement lités, on observe 40cm de shales qui contiennent des concrétions calcaires et des minces bancs de calcaires marneux. Ces shales sont surmontés par 1m60 de calcaires en plaquettes qui montrent latéralement de nombreux thrombolites sous formes arborescentes (Pl. 1, figure 7). Notons que Heydari et al. (2000 et 2003), Heydari & Hassandzadeh (2003) et après eux Wignall & Twitchett (2002) ont interprété ces structures comme étant dus à une précipitation directe. Si des niveaux de précipitations directes ne sont pas exclus, nous sommes bien en présence ici de constructions algo-bactériennes (Baud et al., 1997 et 2006). La première apparition de *H. parvus*, conodonte marqueur de la base du Trias, est placé selon les chercheurs 20cm au-dessus de la base des shales (Krystyn, comm. orale) ; ou 1m60 au-dessus (Kozur, comm. orale). Krystyn signale la deuxième zone de conodonte du Griesbachien (*I. isarcica*) 1m60 au-dessus de la base des shales.

**L'unité a** (190m), base de la Formation d'Elikah, a été échantillonnée sur une épaisseur de 140m (cf. figure 6.3). Les 11 premiers mètres au-dessus de l'intervalle thrombolitique sont constitués de calcaires en plaquettes avec peu d'intercalations de shales. Ils forment des falaises. Ce sont essentiellement des mudstones. Ils sont parfois fortement bioturbés. A part les conodontes, les seuls fossiles observés sont les bivalves *Claraia*. Les 125m suivants sont composés de calcaire en plaquettes centimétriques avec des zones plus ou moins marneuses formant des pentes douces. La limite Griesbachien-Dienerien a été placée par conodontes 16 au-dessus de la base du Trias (Krystyn, comm. orale). Le reste du profil analysé ici est d'âge Dienerien.

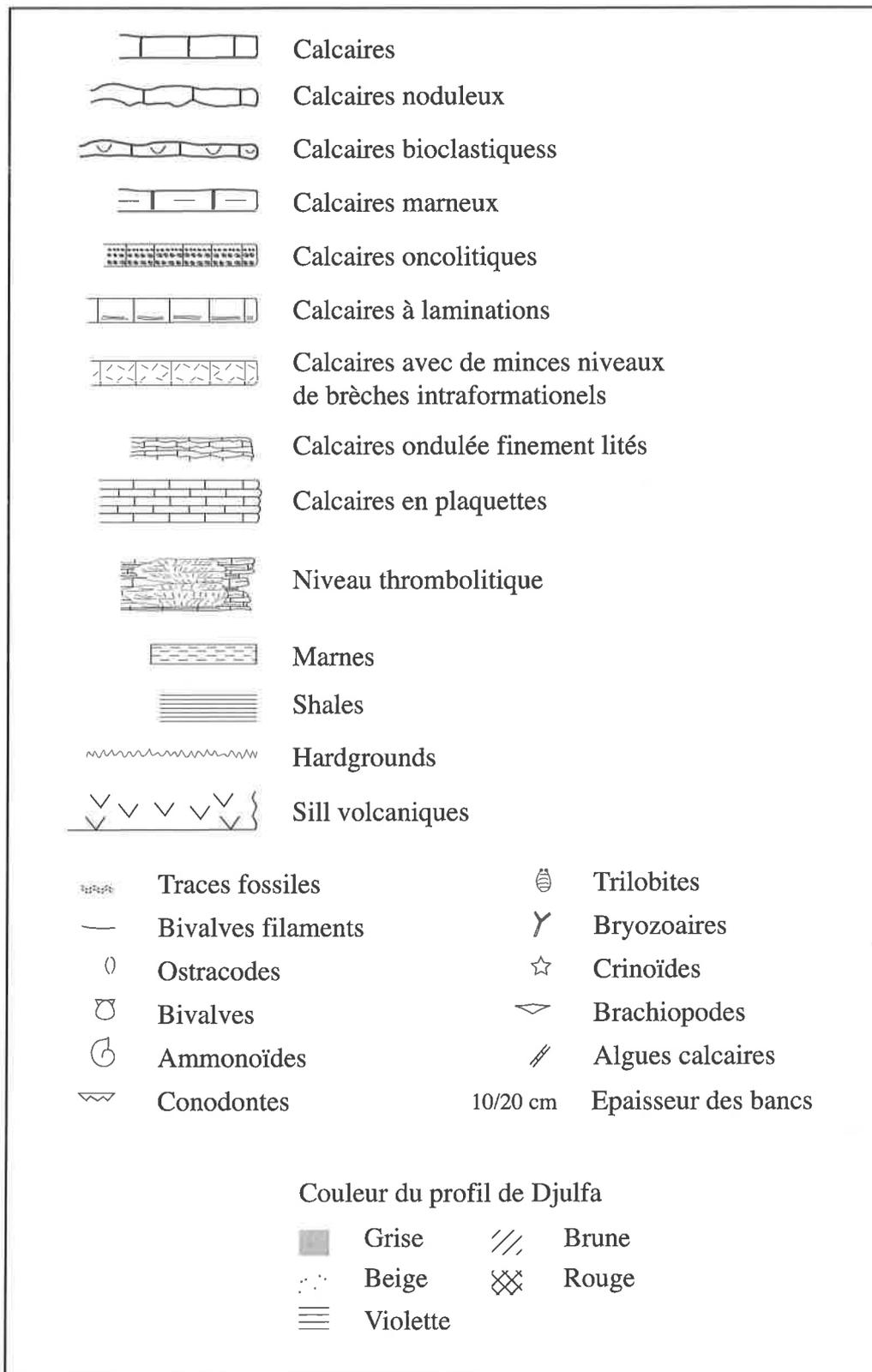


Figure 6.2 : Légende des figures des coupes d'Iran (6.3 à 6.8).

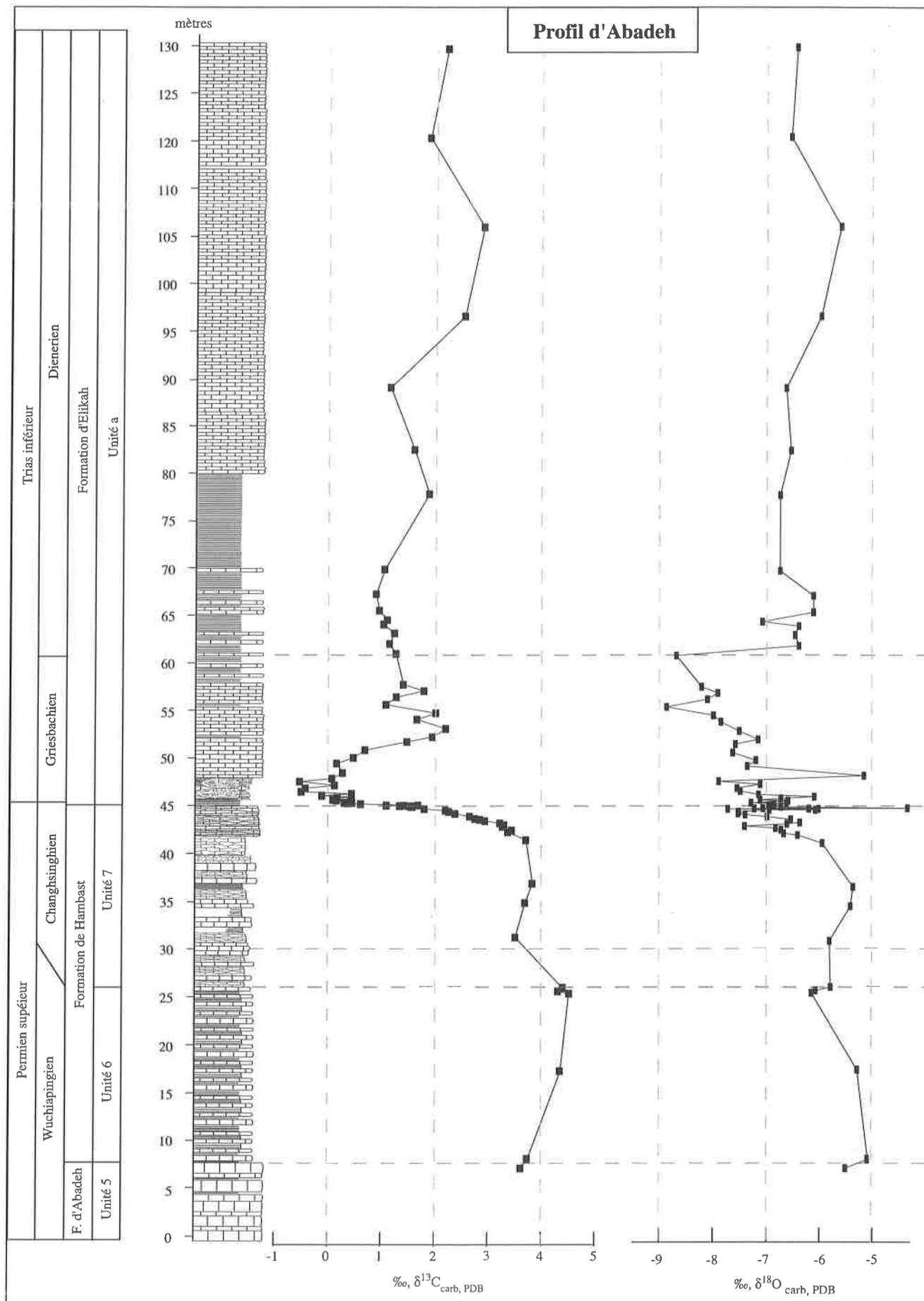


Figure 6.3 : Profil stratigraphique et isotopique de la coupe d'Abadeh comprenant le sommet de la Formation d'Abadeh, la Formation de Hambast et la base de la Formation d'Elikah. Coordonnées : N32°53'43", E53°12'17", alt. 2000m. Légende cf. figure 6.2. Position des étages par Krystyn (Gallet et al., 2000).

## Les résultats des analyses

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Le sommet de l'unité 5 et la base de l'unité 6 montrent des valeurs de 3.7‰ (cf. figure 6.3). Les valeurs augmentent ensuite pour devenir homogènes autour de 4.4‰ dans la majeure partie de l'unité 6. Entre le dernier banc de l'unité 6 et un niveau à 5m au-dessus de la base de l'unité 7, on observe une première chute isotopique pour atteindre des valeurs autour de 3.6‰ sur 10m. Les valeurs vont ensuite diminuer très progressivement dans les quatre derniers mètres de l'unité 7 pour atteindre 1.1‰ dans le dernier banc de l'unité. Des concrétions prises dans la base des shales ont donné une composition isotopique plus positive à 1.7‰, avant une chute plus brusque, toujours dans des niveaux plus marneux, pour atteindre 0.6‰. La chute continue ensuite plus progressivement dans le premier niveau de calcaires en plaquettes (Les niveaux thrombolitiques ont été observés latéralement à l'échantillonnage) pour atteindre 0.1‰. On observe un deuxième pic à 0.4‰ (b) dans le niveau à thrombolite, avant une nouvelle baisse vers une valeur de -0.1‰ dans les calcaires en plaquettes au-dessus (là aussi le thrombolite figuré a été observé latéralement). Un troisième pic positif à 0.4‰ a lieu dans le deuxième niveau thrombolitique plus continu, avant une nouvelle chute vers des valeurs plus négatives (-0.5‰) dans la base des calcaires en plaquettes. Un dernier pic d'une amplitude de 0.5‰ a lieu 3m au-dessus de la base des shales. Les valeurs vont ensuite augmenter progressivement dans les calcaires en plaquettes qui forment falaises de -0.5‰ à 2.2‰. Ils atteignent le sommet dans les premiers niveaux qui contiennent de nombreux *Claraia*, soit 8m50 au-dessus de la base des shales. Les valeurs isotopiques vont ensuite diminuer de 1.1‰ sur 2m70 de calcaire en plaquettes pour remonter et faire un pic à 1.8‰ au sommet des falaises de calcaires en plaquettes. Les valeurs diminuent ensuite progressivement pour atteindre un minimum de 0.9‰, 24m au-dessus de la base des shales et 8m au-dessus de la limite Dienerien-Griesbachien. Les valeurs isotopiques vont ensuite globalement remonter. Elles montrent un premier pic à 1.9‰, 35m au-dessus de la base des shales, puis une baisse à 1.2‰ (métrage 47), un deuxième pic à 2.9‰ (métrage 65), une deuxième baisse à 1.9‰ (métrage 75). Le dernier échantillon (2.2‰) montre l'amorce d'une remontée. Horacek et al., (sous presse) observent ensuite un long plateau des valeurs isotopiques autour de 2.5‰ pour une épaisse séquence de sédiments d'âge Dienerien.

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Les valeurs isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  varient dans les unités 5 et 6 et à la base de l'unité 7 entre -5 et -6‰. Les 4 derniers mètres de l'unité 7 et les 17 premiers mètres de la Formation d'Elikah jusqu'à 2m au-dessus de la limite lithologique voient les valeurs globalement chuter de -6.0‰ à -8.7‰. Cette chute a lieu donc pendant la partie supérieure du Wuchiapingien, pendant tout le Changhsingien et le Griesbachien jusqu'à deux mètres au-dessus de la limite Griesbachien-Dienerien. Les valeurs remontent ensuite brusquement pour varier entre -5.6‰ et -6.8‰ durant le reste de la coupe analysée ici.

## Discussion

Une première chute isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  de 0.8‰ a lieu entre 19 et 14m sous la limite lithologique. Cette chute a lieu dans la dernière zone de conodonte du Djulfien (*C. orientalis*) (Taraz et al., 1981 ; Gallet et al., 2000). La chute isotopique principale débute ici à la base de la deuxième zone à conodonte du Changhsingien. Elle atteindra son minimum dans la deuxième

zone de conodontes du Griesbachien. Elle est progressive pendant tout le Changhsingien. Elle montre un pic de 0.6‰ à la base des shales.

Les deux pics suivants (b et c, notés sur la figure 6.8) sont enregistrés dans des bancs contenant des thrombolites. Au vu des discussions et des résultats obtenus dans les récifs thrombolitiques du Çürük dağ et de Ba'id, ces pics peuvent être dus à la géochimie particulière de l'activité microbienne. Je n'en prendrais donc pas compte dans le cadre de discussions comparant différents profils. Ils sont par contre importants pour comprendre l'environnement propre au profil d'Abadeh.

Les valeurs isotopiques montre une remontée pendant la majeure partie du Griesbachien. Elle de 2.7‰ au total. Elle atteint son sommet dans les bancs les plus riches en faunes benthiques de cette base de la Formation d'Elikah. On peut donc supposer que cette remontée isotopique correspond à une augmentation de productivité primaire.

Le Griesbachien terminal est marqué par une nouvelle chute isotopique qui se continue dans le Dienerien basal. Cette chute a une amplitude totale de 1.3‰.

La suite du Dienerien enregistré ici montre une remontée isotopique comprenant plusieurs pics pour devenir homogènes vers 2.5‰.

### 6.2.2 Shareeza

Cette coupe se situe 70km au Sud de la ville d'Ispahan et environ 10km au Nord de la ville de Shareeza aux coordonnées : N32°07'18", E51°57'33", alt. ~1830m (cf. figure 6.1). Cette coupe se situe environ 100km au Nord de celle d'Abadeh, en continuité géologique. Les unités décrites ci-dessus sont donc corrélable avec cette coupe et je ne les reprendrai pas. Seul l'intervalle limite Permien-Trias montre quelques variations importantes. La littérature citée ci-dessus s'applique donc également à ce profil. Ce profil spécifique a été cependant exposés dans les études paléomagnétiques et biostratigraphiques publiées par Besse et al. (1998) et Gallet et al. (2000). Mohtat-Aghai & Vachard (2003) ont publié une étude sédimentologique et micropaléontologique (foraminifères) sur le Permien supérieur de cette coupe.

Nous avons mesuré et échantillonné ici uniquement le dernier mètre de l'unité 7 et les 5 premiers mètres de la Formation d'Elikah (cf. figure 6.4).

Le profil est globalement plus marneux qu'à Abadeh. Il est probablement en position plus distale et plus profonde (Brandner, comm. orale). L'intervalle entre la base des shales et le début des calcaires en plaquettes est ici de 3m soit un mètre de plus qu'à Abadeh (cf. figure 6.8). Il contient plusieurs niveaux de shales et de constructions thrombolitiques.

### Les résultats des analyses isotopiques

#### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Les valeurs isotopiques dans le dernier mètre de calcaires noduleux permiens descendent régulièrement de 2.5‰ à 2.1‰ (cf. figure 6.4). Elles restent ensuite homogènes autour de 2‰ dans les shales rouges et les 4cm de calcaires marneux qui les surmontent. Les valeurs isotopiques baissent ensuite drastiquement dans les premiers centimètres des calcaires en plaquettes jusqu'à 0.5‰. Latéralement ce niveau a montré des thrombolites. L'intervalle de shales rouges puis jaune qui suit comprend des petits bancs centimétriques calcaires (IS 53 à 55) qui montrent des valeurs proche de 1.0‰. Le niveau suivant contient latéralement de nombreux thrombolites, l'ensemble est alors plus massif que dessiné dans la figure 6.4. Il montre une forte chute jusqu'à -0.1‰, puis de fortes variations d'une amplitude de 0.8‰. Les calcaires marneux au-dessus de ce niveau à thrombolites montre un pic à 1.2‰. Le sommet de ces calcaires marneux marque le début d'une chute isotopique qui va se poursuivre après un intervalle de shales jaunes et violets dans des minces bancs de calcaires marneux pour atteindre un minimum de -0.2‰. Les 40 premiers centimètres de calcaires en plaquettes montrent un palier autour de -0.2‰. Après un petit intervalle de shales noirs de 5cm qui marque une chute, les valeurs isotopiques montrent un deuxième palier autour de -0.6‰ jusqu'au sommet du profil mesuré 1m30 plus haut.

#### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Elles se situent autour de  $6.0 \pm 0.3\text{‰}$  dans les calcaires permiens. L'échantillon dans les shales montre une valeur nettement plus positive de -3.4‰ avant de diminuer fortement est d'atteindre -8.2‰ dans le premier niveau à thrombolites. Les shales avec bancs de calcaires, les calcaires en plaquettes à thrombolites et les calcaires marneux avant le dernier niveau de shales montrent des valeurs diminuant de -4.9‰ à -5.7‰ avec des valeurs plus négatives dans les niveaux à thrombolites. Les calcaires en plaquettes au-dessus du derniers niveau important de shales, ont des valeurs qui augmentent de -7.0‰ à -6.3‰ avant de redescendre dans les 40 derniers centimètres analysés à -6.8‰.

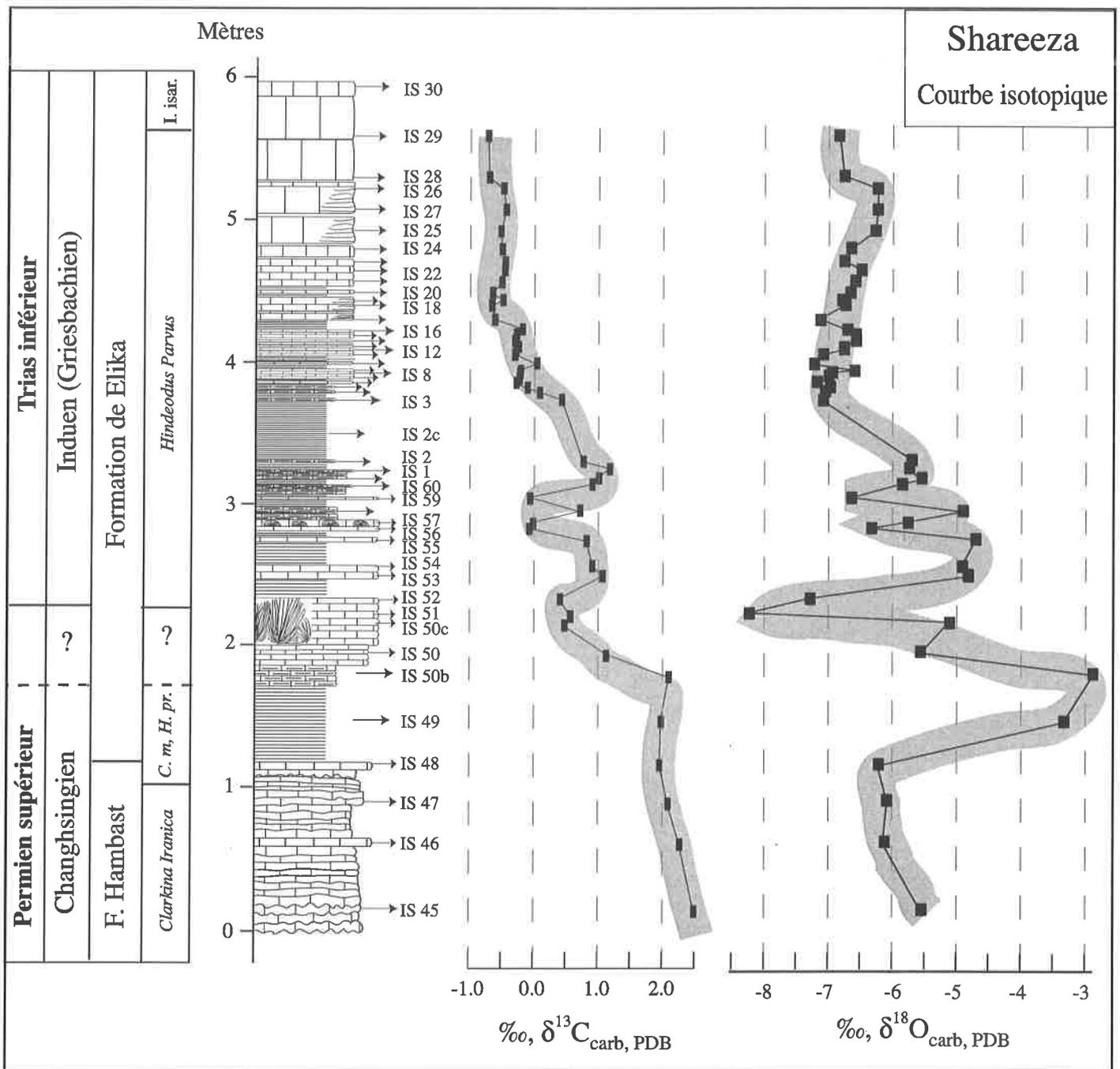


Figure 6.4 : Profil stratigraphique et isotopique de la coupe de Shareeza. Coordonnées : N32°07'18", E51°57'33", alt. 1820m. Le grisé correspond à l'incertitude d'analyse, soit  $\pm 0.2\text{‰}$  pour  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  et  $\pm 0.3\text{‰}$  pour  $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ . La position des zones de conodontes proviennent de Kozur (comm. orale) pour le Permien et Krystyn (comm. orale) pour le Trias. Légende, cf. figure 6.2.

## **Discussion**

Comme l'ont montré les études sur les récifs thrombolitiques du Çürük dağ et de Ba'id, ainsi que les niveaux à construction microbienne d'Abadeh, les analyses isotopiques des carbonates de ces niveaux sont fortement perturbées (voir aussi chapitre 3). Une constatation générale est que les carbonates directement induits par l'organisme algo-bactérien sont plus positifs, alors que les micrites associées sont plus négatives.

Le profil de Shareezah montre une diminution globale et progressive des valeurs isotopiques, excepté dans les niveaux qui ont latéralement des thrombolites. Ces niveaux montrent de fortes perturbations, avec de nombreux pics positifs et négatifs. Il est difficile de corréler directement ces pics avec ceux des autres profils. La présence des thrombolites ayant probablement oblitéré la composition isotopique primaire.

## 6.3 LES PROFILS DE TRANSCAUCASIE

Deux profils ont été levés dans cette région au Nord-Est de l'Iran à proximité de Djulfa, ville frontière entre l'Iran et le Nakhitchevan (Azerbaïdjan) (cf. figure 6.1). Une nouvelle coupe a été levée pour la première fois environ 60 km au sud de Djulfa, près du village de Zal. Nous avons échantillonné les 3m de l'intervalle limite dans la coupe-type de Djulfa.

Cette coupe type a déjà fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques, stratigraphiques et paléontologiques. Notons notamment Stepanov et al. (1969), Teichert et al. (1973), Rostovtsev & Azaryan, (1973), Baud et al. (1974), Altiner et al. (1979), Kotlyar et al. (1984), Zakharov (1985) et Partoazar (2002). Baud et al. (1989) ont publié une première courbe isotopique du carbone. Les nouvelles analyses présentées ici augmentent la résolution sur certain point clé et montent plus haut dans le Trias.

Le Permien supérieur est composé des Formations de Djulfa et de Ali Bashi, Le Trias est formé par la Formation d'Elikah.

### 6.3.1 Zal

Seul le dernier mètre de la **Formation de Djulfa** a été échantillonné (cf. figure 6.5). Ce sont des calcaires noduleux gris très bioclastiques (brachiopodes, bryozoaires, trilobites, bivalves, fusulines, foraminifères, algues calcaires).

**La Formation d'Ali Bashi** mesurée ici est épaisse de 37m. Elle est dominée par des shales rouge à pourpre contenant plusieurs niveaux de calcaires gris à rouges noduleux plus ou moins marneux qui contiennent de nombreux céphalopodes. Les quatre derniers mètres consistent en des calcaires gris noduleux se délitant en minces bancs de 5-10cm avec quelques interbancs marneux. Ils comprennent de nombreux *Paratirorites*. Cette formation est datée du Djulfien supérieur au Changhsingien. La limite entre les deux étages du Permien supérieur n'est pour l'instant pas encore précisément établie. Le Changhsingien est probablement complet (Krystyn, comm. orale).

**La Formation d'Elikah** débute par 50 à 80 cm de shales rouges avec des zones vertes à la base et au sommet. Puis on observe 11m de calcaires en plaquettes jaunes, parfois un peu marneux. Ils montrent plusieurs niveaux avec des oncolites (Pl.1, figure 5) et des niveaux de shales jaunes ou noirs. De nombreux *Claraia* sont observés dès 30cm au-dessus de la base de ces calcaires en plaquettes. Elles sont accompagnées de petits céphalopodes. *H. parvus* a été trouvé 10cm au-dessus de la base des calcaires en plaquettes, alors que *I. isarsica*, témoin de la deuxième zone de conodonte du Griesbachien, a été trouvé dans le dernier banc, 11m au-dessus.

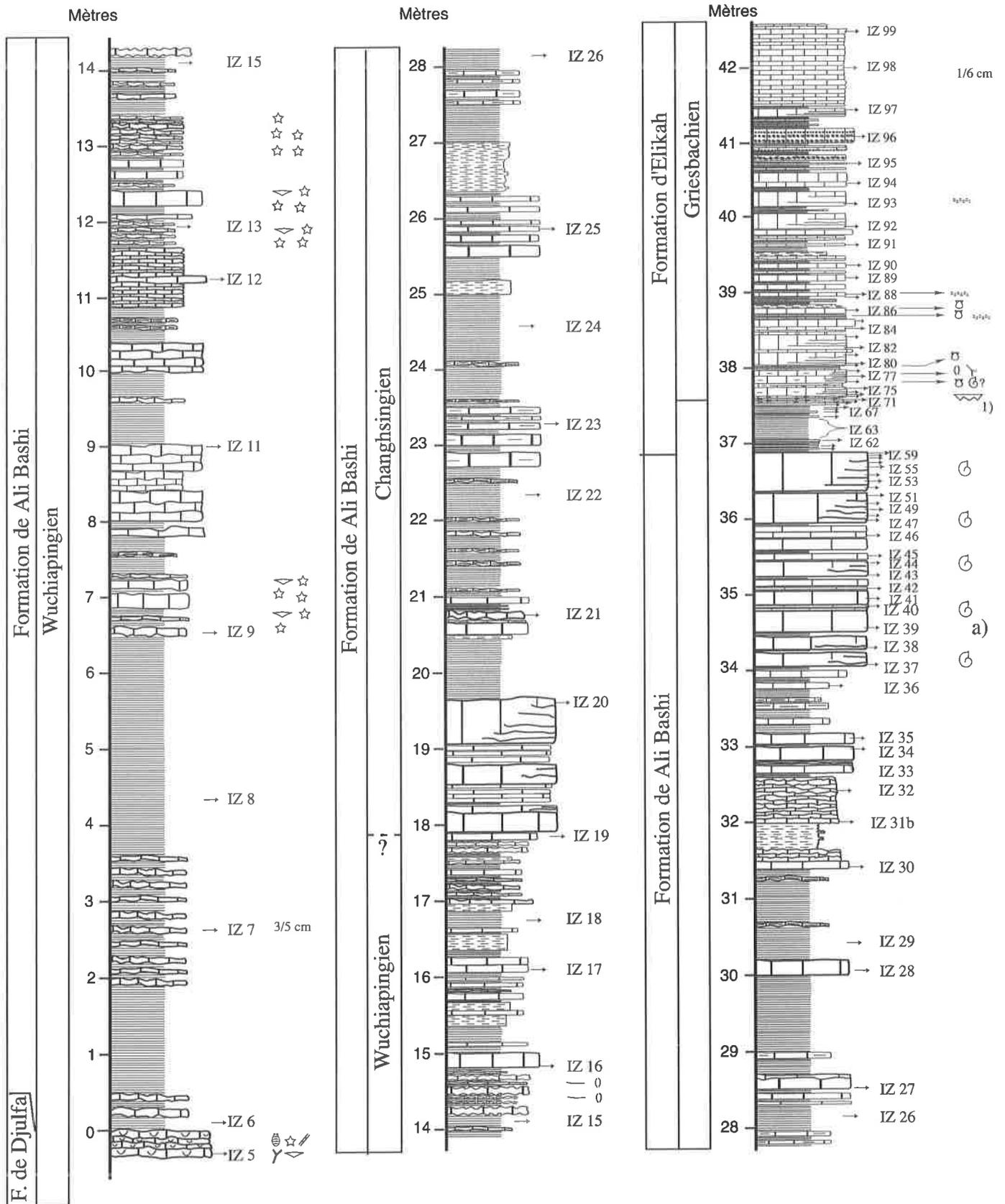
Ces calcaires en plaquettes sont surmontés par 9m de calcaires massifs, avec un litage métrique. Ce sont des calcaires stomatolitiques, avec quelques niveaux d'oncolites intercalés.

Ces calcaires massifs sont surmontés par 16m de calcaires en bancs de 5 à 20cm sans interbancs et avec de rares intervalles marneux. Ces bancs montrent de fréquentes laminations et de nombreux niveaux de conglomérats intraformationnels à galets ronds. Un intervalle plus marneux a lieu entre 9 et 12m de cet ensemble.

Ces calcaires sont ensuite coupés par un sill volcanique de 20m.

La partie que j'ai analysée s'arrête là. La suite des calcaires à conglomérats intraformationnels et les calcaires en plaquettes qui les surmontent sont publiés dans Horacek et al., sous presse.

Profil stratigraphique de Zal (Transcaucasie)



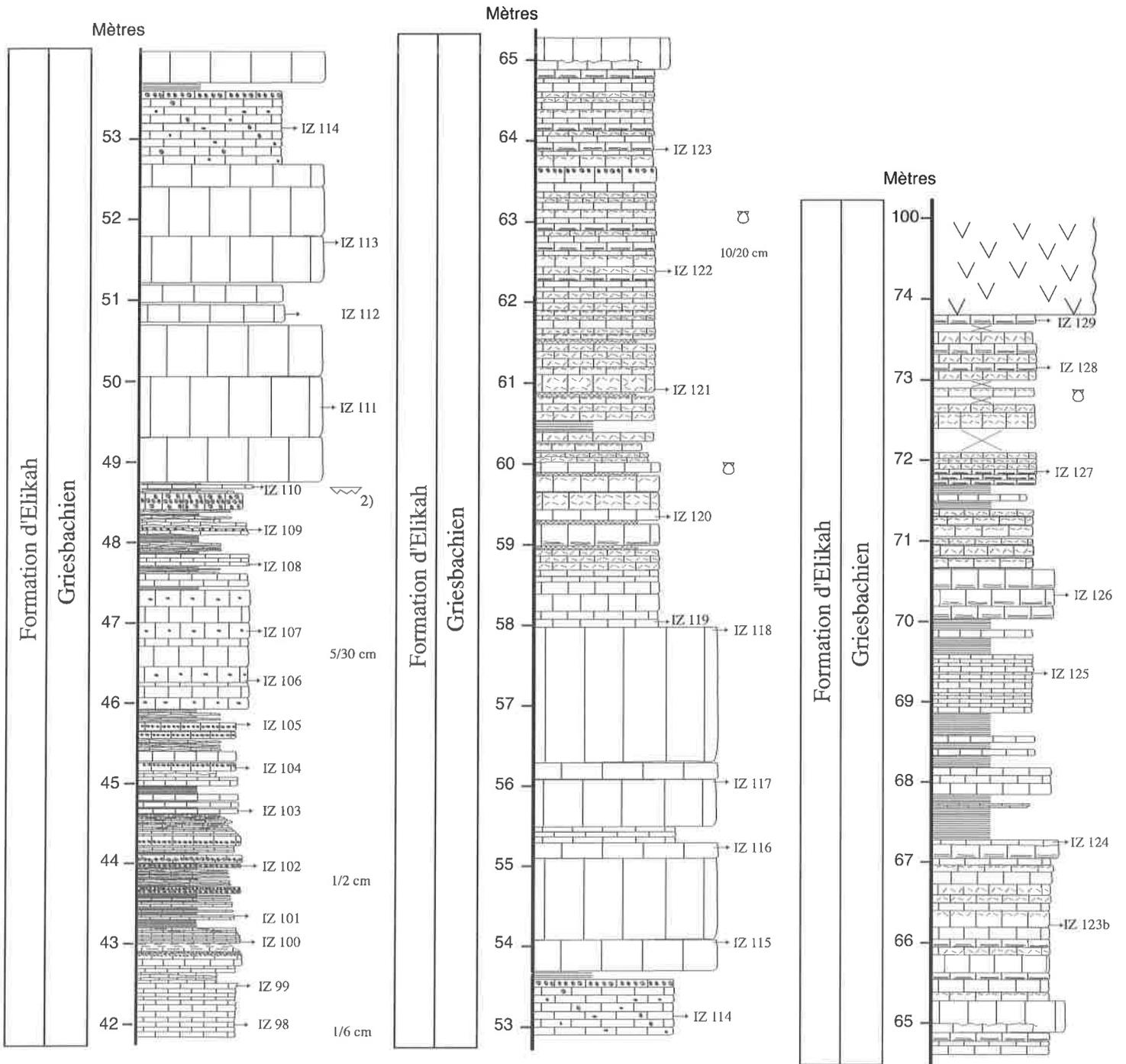


Figure 6.5 : Profil stratigraphique de la coupe de Zal qui comprend la Formation de Ali Bashi et la base de la Formation d'Elikah. Coordonnées N 38°43'47", E 45°36'13". Légende cf. figure 6.2. Fossiles (dét. L. Krystyn) : a) *Paratirolites*, 1) 1<sup>ère</sup> apparition de *H. parvus*, 2) 1<sup>ère</sup> apparition de *I. isarcica*.

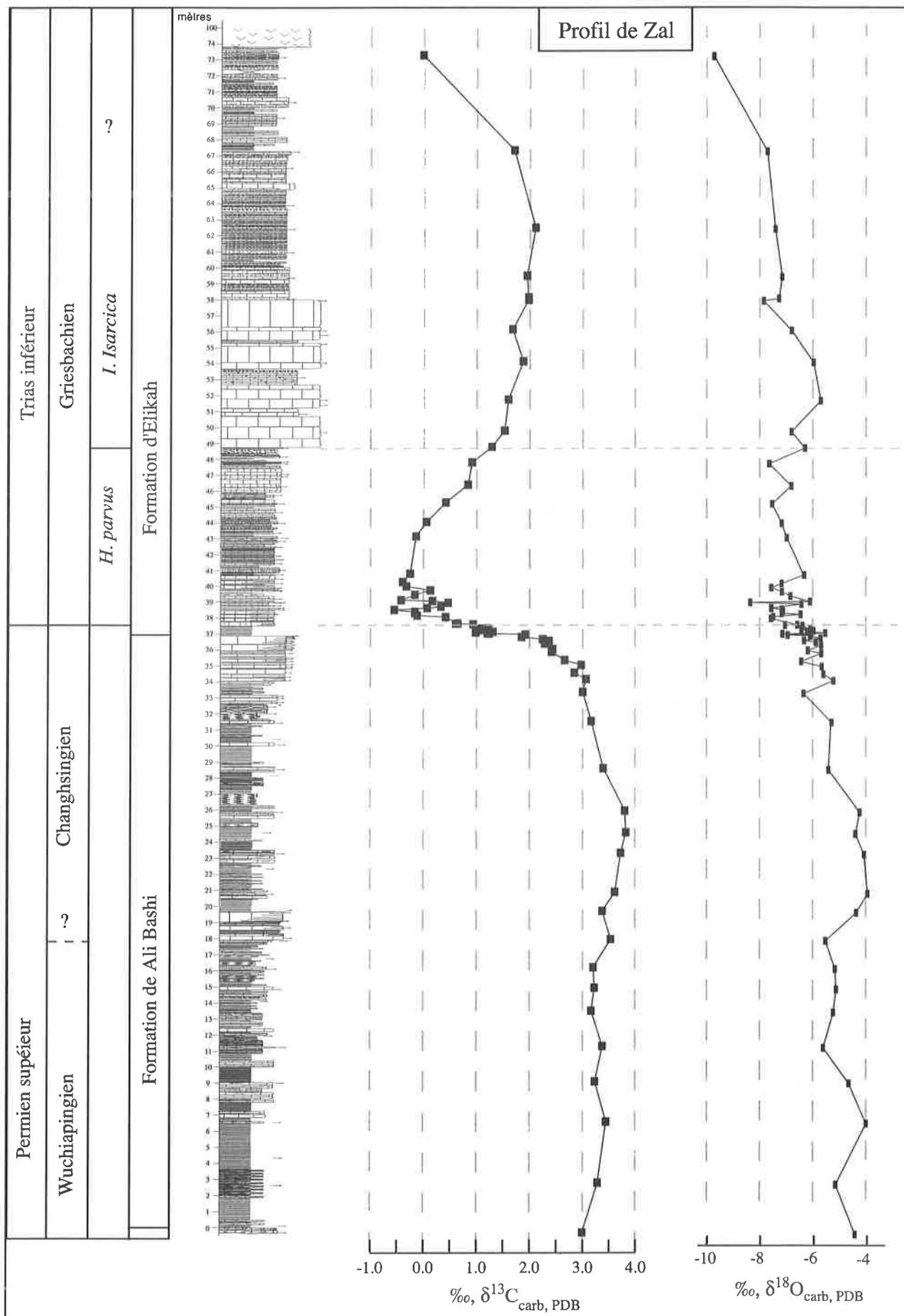


Figure 6.6 : Profil isotopique de la coupe de Zal. Légende, voir la figure 6.2.

## Les résultats des analyses

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Les valeurs augmentent progressivement dans la première partie de la Formation de Ali Bashi de 3‰ à 3.8‰ (cf. figure 6.6). Après 26m, une première chute amène les valeurs vers 3‰. La chute principale débute au milieu des bancs à *Paratirolites* soit deux mètres avant le sommet de la formation. Cette chute est progressive et se termine à 1.9‰ dans le dernier banc de calcaire avant les shales. Un banc marneux, 4cm au-dessus de la base des shales, donne une valeur de 1.2‰. Les résultats sont ensuite homogènes autour de 1.2‰ jusqu'au sommet de l'intervalle de shales. Les premiers calcaires en plaquettes enregistrent une baisse sur 30cm jusqu'à 0.0‰. L'échantillon au-dessus marque un pic à 0.9‰, avant que les valeurs rediminuent pour atteindre un minimum à -0.6‰, 90cm au-dessus de la base des calcaires en plaquettes. On observe ensuite sur 60cm un pic dont le sommet a une valeur de 0.5‰. Une autre petite excursion positive a lieu 2m10 au-dessus de la base des calcaires en plaquettes. Les valeurs remontent ensuite très progressivement de -0.4‰ à 2.1‰. Le sommet de ce grand pic positif se situe 25m50 au-dessus de la base de la Formation d'Elikah, 4m50 au-dessus des calcaires stromatolitiques massifs. Les valeurs diminuent ensuite pour atteindre 1.1‰, 2m sous le sill volcanique. Les deux derniers échantillons dans le dernier mètre avant le sill donnent des valeurs de respectivement de 0.0‰ et 0.6‰.

### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Les valeurs isotopiques de l'oxygène varient énormément dans le Permien. Elles ont une valeur moyenne de  $-4.7 \pm 0.9\text{‰}$ . Après 25m5, soit au même niveau que la chute isotopique du carbone, les valeurs commencent à diminuer pour atteindre -6.3‰ dans le niveau de shale de la limite entre les deux formations et -8.1‰ au sommet de la coupe mesurée.

## Discussion

Une première chute isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  a lieu 13m avant le sommet du Permien.

La chute principale du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  débute dans les calcaires d'âge Permien. Elle est au total ici de 4‰. Une chute brusque de 0.7‰ a lieu à la base des shales, témoin d'une probable lacune stratigraphique ou d'une zone très condensée. La chute reprend après l'intervalle de shales dans les calcaires en plaquettes triasiques. La première zone de conodonte du Trias est marquée par 3 petits pic d'une amplitude de respectivement 0.9‰, 1.1‰ et 0.3‰ (pics a, b, c de la figure 6.8).

Un pic plus important de 2.7‰ débute ensuite, se poursuit dans la deuxième zone de conodonte du Griesbachien et se termine probablement dans le Griesbachien terminal (Krystyn comm. orale). Les deux dernières valeurs correspondent à la courbe supposée pour cette période. Cependant, elles sont proche du sill volcanique et s'il a été montré que le métamorphisme régional n'affecte pas la composition isotopique (Sharp et al., 1995), le métamorphisme de contact peut lui, dans certaines conditions, abaisser les valeurs isotopiques (Horacek, comm. orale). Ces deux valeurs sont donc à prendre avec précaution.

### 6.3.2 Djulfa

Un échantillonnage de haute définition a été effectué sur l'intervalle limite entre les Formations de Ali Bashi et Elikah dans la coupe type de Djulfa (cf. figures 6.1 et 6.7). Un des buts était d'observer si une lacune stratigraphique pouvait être mise en évidence dans les shales par les isotopes. Les 5 derniers centimètres de la Formation de Ali Bashi, les 80cm de shales au-dessus (cf. figure 6.7) et les deux premiers mètres de calcaires en plaquettes ont été analysés. Le pas d'analyse dans les shales et les 20 premiers centimètres de calcaires en plaquettes varie entre 1 et 3cm. La coupe est globalement plus marneuse que celle de Zal, mais une correspondance banc par banc a pu être établie.

#### Les résultats des analyses

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$

Les valeurs sont de 1.7‰ dans le dernier banc des calcaires à *Paratirolites*. Ils diminuent ensuite pour atteindre 1.1‰ dans les deux bancs marneux de 10cm à la base des shales.

Les shales entre ces deux bancs n'ont pas été échantillonnés et sont peut-être témoins de la baisse entre ces deux valeurs. Le sommet du deuxième banc marneux enregistre une baisse jusqu'à 0.8‰. Le premier échantillon dans les shales 1cm au-dessus à une valeur de -0.2‰. Les 54 premiers centimètres de shales ont des valeurs de  $-0.5 \pm 0.3\text{‰}$ , les 23cm restant ont des valeurs légèrement moins négatives à  $-0.1 \pm 0.2\text{‰}$  qui continuent dans les 15 premiers centimètres de calcaires en plaquettes. Une chute a lieu ensuite pour atteindre son minimum à -1.8‰, 53cm au-dessus de la base des calcaires en plaquettes. Un pic à -0.3‰ est ensuite observé 35cm au-dessus avant de redescendre à -2.3‰. Les valeurs deviennent homogènes ensuite à -1.5‰ au sommet de la partie échantillonnée.

##### Les valeurs isotopiques du $\delta^{18}\text{O}$

Elles diminuent fortement de -5.5‰ à -8.9‰ dans les 25 premiers centimètres analysés.

Elles remontent ensuite brusquement -7.1±0.4‰. Après 40cm de shales on observe une deuxième chute vers des niveaux plus négatifs jusqu'à -9.2‰. Les valeurs remontent ensuite pour devenir homogènes pour le reste de la partie mesurée autour de -6.7±0.3‰.

#### Discussion

Il y a probablement une lacune sédimentaire entre le deuxième banc marneux J3 (cf. figure 6.7) et les shales. Le reste de cet intervalle semble s'être déposé en continu. Le pic suivant est facilement corrélable avec le profil de Zal (figure 6.8).

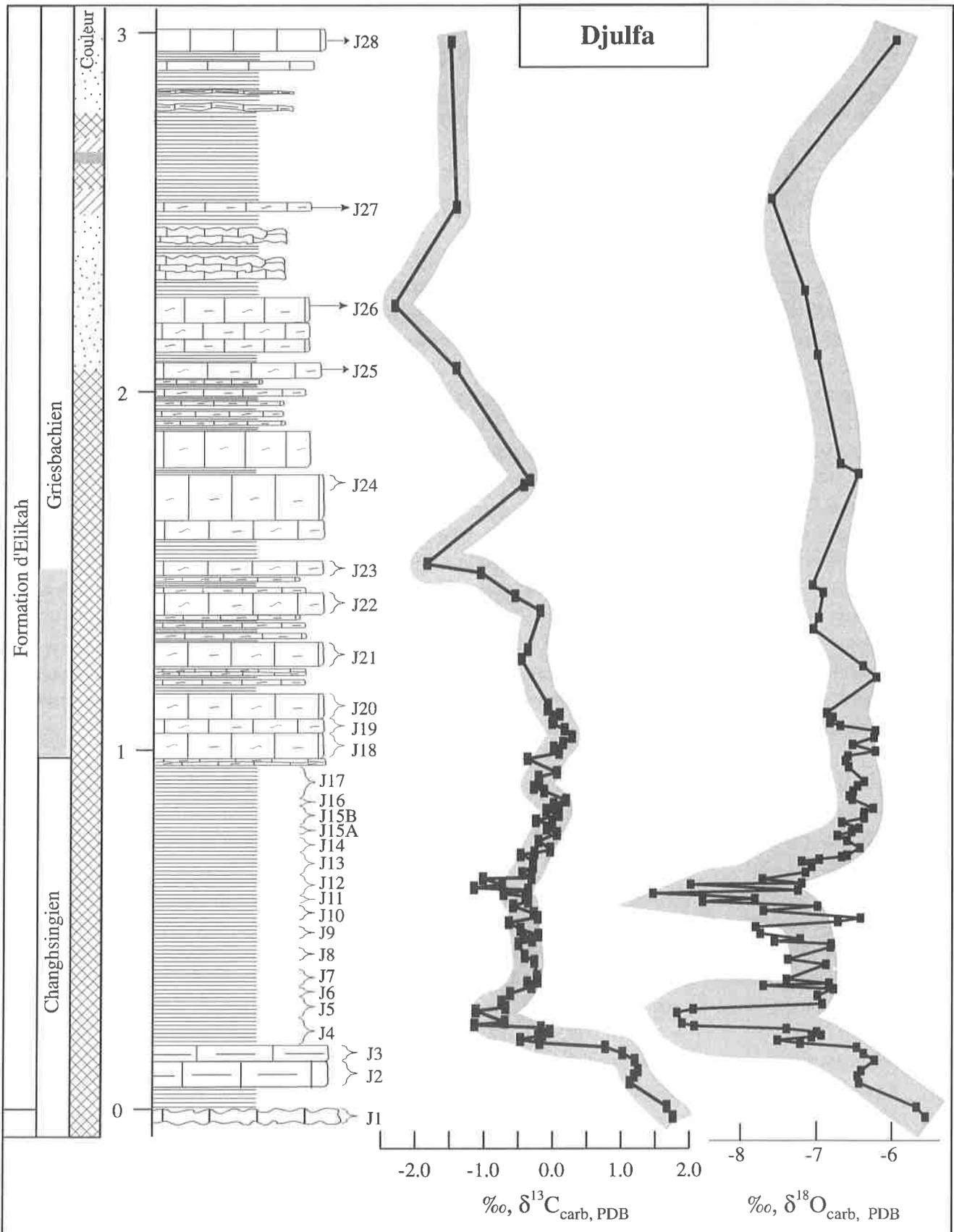


Figure 6.7 : Profil lithostratigraphique et isotopique de la limite Permien-Trias dans la coupe de Djulfa. Les bandes de grisés correspondent à l'écart type 1 $\sigma$  d'incertitude sur les mesures, soit  $\pm 0.2$  pour le carbone et  $\pm 0.3$  pour l'oxygène. Coordonnées de la coupe : N38°56'36", E45°80'54", alt. ~1400m. Pour la légende se rapporter à la figure 6.2.

## 6.4 COMPARAISON DES INTERVALLES DE LA LIMITE PERMIEN-TRIAS DANS LES DIFFÉRENTS PROFILS D'IRAN

Globalement les profils de Zal et d'Abadeh (figure 6.3 et 6.3) sont comparables. On peut noter quelques différences :

Une première chute isotopique a lieu entre 11 et 6m sous la limite lithostratigraphique à Zal avec 0.8‰ d'amplitude et entre 14 et 19m sous la limite lithostratigraphique à Abadeh avec 0.9‰.

La chute principale débute 2m sous cette même limite à Zal et 4m à Abadeh. Elle a une amplitude, jusqu'à la limite lithostratigraphique de respectivement 1.2‰ et 2.5‰. Elle débute dans le profil d'Abadeh dans la deuxième zone à conodonte du Changhsingien (zone à *C. subcarinata*). Cette chute est régulière est progressive. Dans les deux cas, la limite lithostratigraphique correspond à l'événement de l'extinction de masse fini-Permien.

La chute continue dans l'intervalle entre cette limite et la limite stratigraphique (apparition de *H. parvus*) et dans la zone à *H. parvus*. La chute montre alors de nombreuses variations de faibles amplitudes. La chute isotopique entre les valeurs les plus positives au Wuchiapingien et les plus négatives à la base du Griesbachien a une amplitude de 4.4‰ à Zal et de 5.1‰ à Abadeh.

Dans les deux coupes, les dernières valeurs négatives avant une forte remontée des valeurs isotopiques se situent 3m au-dessus de la limite lithostratigraphique.

Par contre l'épaisseur entre cette valeur négative et le sommet du pic qui suit varie passablement. Elle est de 5m50 à Abadeh et de 23m à Zal. Cette remontée débute dans la zone à *H. parvus* et se poursuit dans la zone à *I. isarcica*. Elle a une amplitude de 2.5‰ à Zal et 2.7‰ à Abadeh. A Abadeh, le Griesbachien a une épaisseur d'environ 15m au total. Le Griesbachien terminal et la base du Dienerien sont marqués par une chute isotopique de 1.2‰. Les valeurs remontent ensuite pour devenir homogènes autour de 2.5‰.

Globalement la composition isotopique est très bien corrélable entre les deux coupes. Elles montrent des épaisseurs semblables pour le Permien et la base de la zone à *H. parvus*, un peu plus importantes cependant à Abadeh. Par contre, les sédiments plus jeunes sont jusqu'à 5 fois plus épais à Zal.

En se concentrant dans les 4 profils étudiés ici sur l'intervalle limite comprenant la limite lithostratigraphique (équivalente à la position de l'événement de l'extinction de masse), la limite stratigraphique (qui correspond à la première apparition du conodonte *H. parvus*) et les quelques mètres au-dessus, quelques commentaires sont à relever (cf. figure 6.8) :

Nous avons vu ci-dessus que la chute dans le Permien supérieur est progressive à Zal et Abadeh, jusqu'à la limite lithostratigraphique.

Shareezah montre des valeurs homogènes à travers cette limite, puis une chute brusque avant la première apparition de *H. parvus*.

L'intervalle est plus mince à Abadeh (40cm, contre 1m20 à Shareeza), il montre une légère remontée de 0.6‰ à la base avant une chute plus marquée, juste avant la première apparition de *H. parvus*.

A Zal et Djulfa, une chute brusque a lieu à la limite lithostratigraphique. Elle est suivie par des valeurs homogènes qui montre une légère remontée avant une chute plus brusque juste avant la première apparition de *H. parvus*.

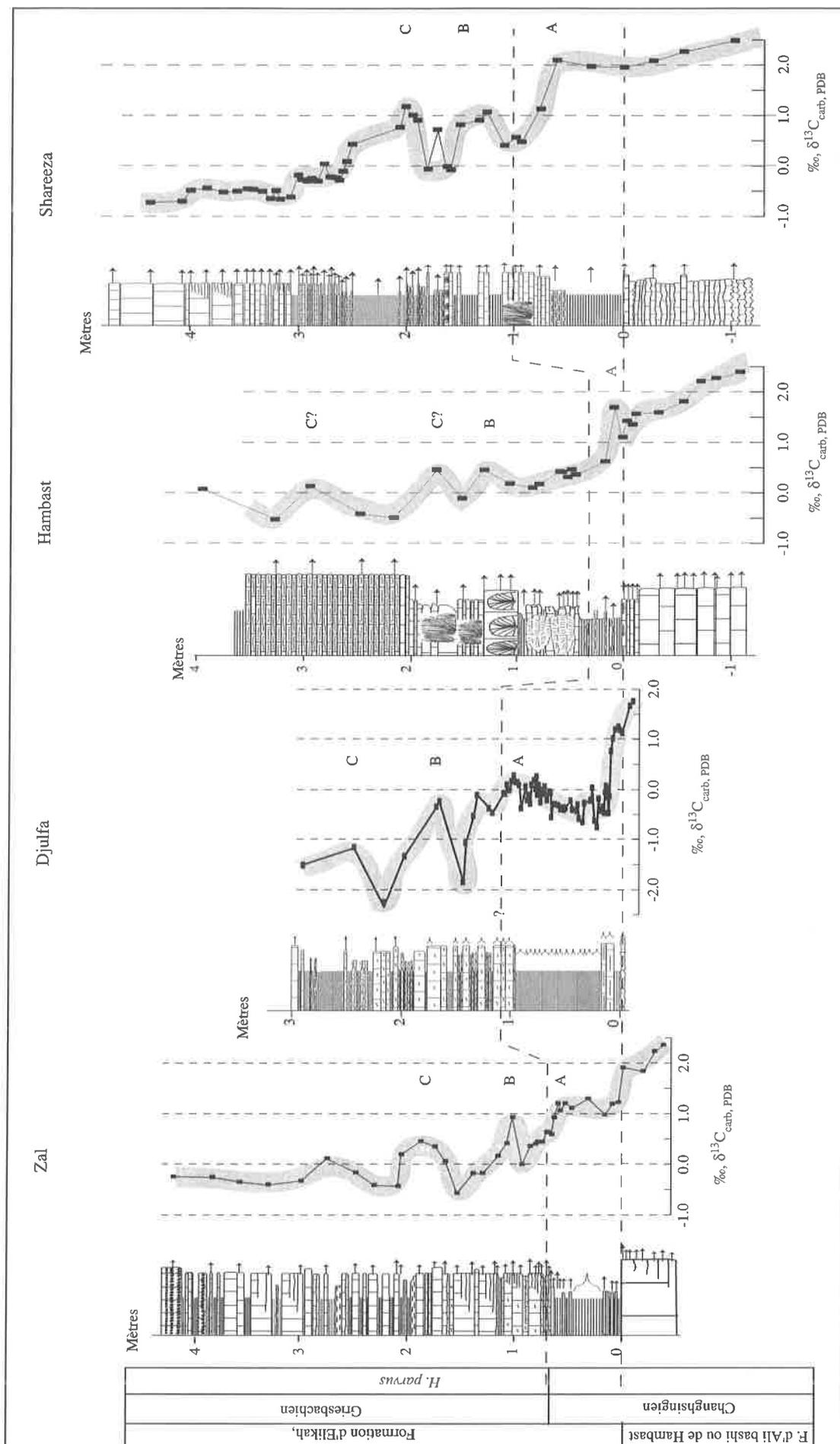


Figure 6.8 : Comparaison de l'intervalle limite entre le Permien et le Trias des 4 profils levés en Iran. Les échelles verticales et horizontales sont identiques. La première apparition de *H. parvus* a été placée d'après Krystyn (comm. orale). Le grisé correspond à l'incertitude de la méthode de  $\pm 0.2\%$ . Les lettres A, B et C sont des essais de corrélation entre les différents pics. Légende, cf. figure 6.2.

La comparaison de l'intervalle entre les limites lithostratigraphique et stratigraphique montre donc que le profil de Shareeza est le plus complet. Les profils de Zal et Djulfa ont une lacune stratigraphique à la base de l'intervalle de shales. Cet intervalle à Abadeh possède soit une lacune stratigraphique, soit il est très condensé. Notons également la relative stabilité des valeurs pendant tout l'intervalle argileux dans ces profils. La chute isotopique reprend avec une plus forte pente dans les premiers centimètres de calcaires au-dessus, juste avant la première apparition de *H. parvus*.

Dans les quatre profils, la chute continue dans les premiers mètres de la zone à *H. parvus*. Elle n'est cependant plus régulière et progressive comme sous la limite lithostratigraphique, mais montre plusieurs pics positifs d'une amplitude variant de 0.3 à 2‰. Si ces pics sont facilement corrélables entre les profils de Zal et Djulfa, les corrélations (cf. figure 6.8) avec Abadeh et Shareeza gardent bien des incertitudes. Ces incertitudes sont probablement dues à la présence dans ces deux derniers profils de niveaux à thrombolites. Or l'étude de récifs thrombolitiques à Ba'id en Oman (cf. chapitre 4.4) et au Çürük dağ dans le Taurus (cf. chapitre 5.2) a montré que ceux-ci modifiait la composition isotopique par rapport à un enregistrement équivalent hors récifs.

## 6.5 CONCLUSION

J'ai présenté ici quatre profils isotopiques de deux régions différentes d'Iran.

Ces profils ont permis de mieux dater les événements à la fin du Permien :

- La première chute isotopique d'environ 1‰ a lieu dans le Wuchipingien supérieur.
- La chute principale débute dans la première partie de la deuxième zone à conodonte du Changhsingien. Elle est progressive jusqu'au niveau marqueur de la crise fini-permienne qui a lieu entre la fin de la troisième zone à conodonte et le début de la quatrième. D'après les données radiométrique de Mundil et al. (2001), le Changhsingien dure environ 4 Ma. En comparaison de la durée des zones de conodontes établies par Kozur (2001) (cf. figure 2.1), on peut estimer que la chute débute entre 1 et 2 Ma d'année avant la crise fini-permienne. La chute isotopique du carbone n'est donc pas révélatrice d'un événement catastrophique dans l'acceptation temporel du terme, mais bien le signe d'un changement plus progressif dans le cycle du carbone.
- La chute continue après cet événement jusque dans la zone à *H. parvus*. Elle n'est alors plus progressive, mais saccadée, marquée par plusieurs pics positifs. Ceci mets en exergue l'instabilité du cycle du carbone après une forte diminution de la biomasse. L'installation rapide de complexes algo-bactériens, avec un comportement spécifique par rapport aux différents isotopes du carbone peut également expliquer en partie la variabilité de cette période.
- Le sommet de la zone à *H. parvus* et la zone à *I. isarcica* sont marqués par une remontée isotopique importante. Le sommet du Griesbachien et la base du Dienerien montrent une nouvelle période de forte variabilité isotopique.

Ni toi ni moi n'avons entrevu l'au-delà  
Ni toi ni moi n'avons le secret des étoiles.  
Toi et moi ne voyons que ce côté du voile....  
Quand il se lèvera nous ne serons plus là.

**Omar Khayyam**, mathématicien, astronome,  
philosophe et poète iranien du XIIe siècle.

## Chapitre 7

### Comparaisons, Conclusions et Perspectives

L'étude chemostratigraphique de la limite Permien-Trias s'est beaucoup développée ces dernières années. Cela afin de permettre la compréhension de la chronologie et des mécanismes mis en jeu dans les événements qui ont conduit à l'extinction de masse. Cependant encore de nombreuses incertitudes restent. Les coupes étudiées proviennent des Alpes du Sud, de Chine du Sud et des hautes latitudes. A part les travaux de Baud et al. (1989 et 1996) et Atudorei (1999) peu de profil de la Néotéthys Centrale ont été étudiés. Si de plus en plus de données sont accessibles pour la limite entre le Paléozoïque et le Mésozoïque, le Trias inférieur est encore largement méconnu. Pourtant les causes du ralentissement de la reconquête de la biodiversité sont encore en débats et les données géochimiques pourraient contribuer à une meilleure compréhension de ces phénomènes.

L'étude de la sédimentologie, de la stratigraphie et des isotopes stables du carbone de 16 profils de la Néotéthys Centrale a permis de préciser la chronologie des événements fini-permiens et de contraindre au mieux les causes possibles de l'extinction de masse.

Cette étude a également permis de préciser une courbe isotopique pour le Trias inférieur qui contenait encore beaucoup d'incertitudes. Avant ce travail, les seules courbes disponibles dans des sédiments plus jeunes que le Griesbachien provenaient des travaux de Tong et al. (2002) en Chine du sud (jusqu'au Spathien), de Woods (1998) dans l'Olenekien de Californie, de Baud et al. (1996) dans la Salt Range au Pakistan et d'Atudorei (1999) qui présente une synthèse de plusieurs coupes. Cette synthèse comprend cependant deux possibilités pour le Trias inférieur. L'image que nous pouvons en tirer aujourd'hui est encore plus complexe.

Cette étude a aussi mis en avant le rôle important des organismes algo-bactériens après l'extinction et leur influence particulière sur la géochimie du carbone.

Je vais reprendre ci-dessous une description synthétique de la courbe établie du Wuchiapingien supérieur à la limite Olenekien-Spathien à partir des données obtenues en Turquie, Oman et Iran et la comparer avec celles parues dans la littérature. Je vais également exposer les interprétations paléoenvironnementales possibles pour expliquer les variations de cette courbe.

#### **7.1 LA COURBE ISOTOPIQUE DU $\delta^{13}\text{C}_{\text{CARB}}$ DU PERMIEN SUPÉRIEUR AU TRIAS MOYEN.**

##### **7.1.1 Le Permien supérieur**

Une première chute a lieu dans le Permien supérieur de toutes les coupes étudiées de cet âge-là. Elle a lieu dans le Wadi Sahtan (50m sous la limite lithostratigraphique et d'une amplitude de 1.2‰), le Wadi Maqam (15m, 0.8‰), à Abadeh (15m, 0.9‰), à Zal (10m, 0.8‰), à Taşkent (5m, 1‰), au Çürük dağ (12m, 1‰), au Kopuk dağ (20m, 1‰) et à Demirtaş (15m 1.5‰) (cf. figures 5.18 et 7.1).

Cette chute est datée dans tous les profils du Permien supérieur par conodontes. Plus précisément, elle a lieu avant la zone à *C. changxingiensis* dans le Wadi Maqam et au Çürük dağ. Cette chute a lieu à Abadeh en Iran dans la zone à *C. orientalis*, dernière zone de conodontes du Wuchiapingien. Le profil de Nammal Gorge dans la Salt Range, Pakistan (Baud et al., 1996 et

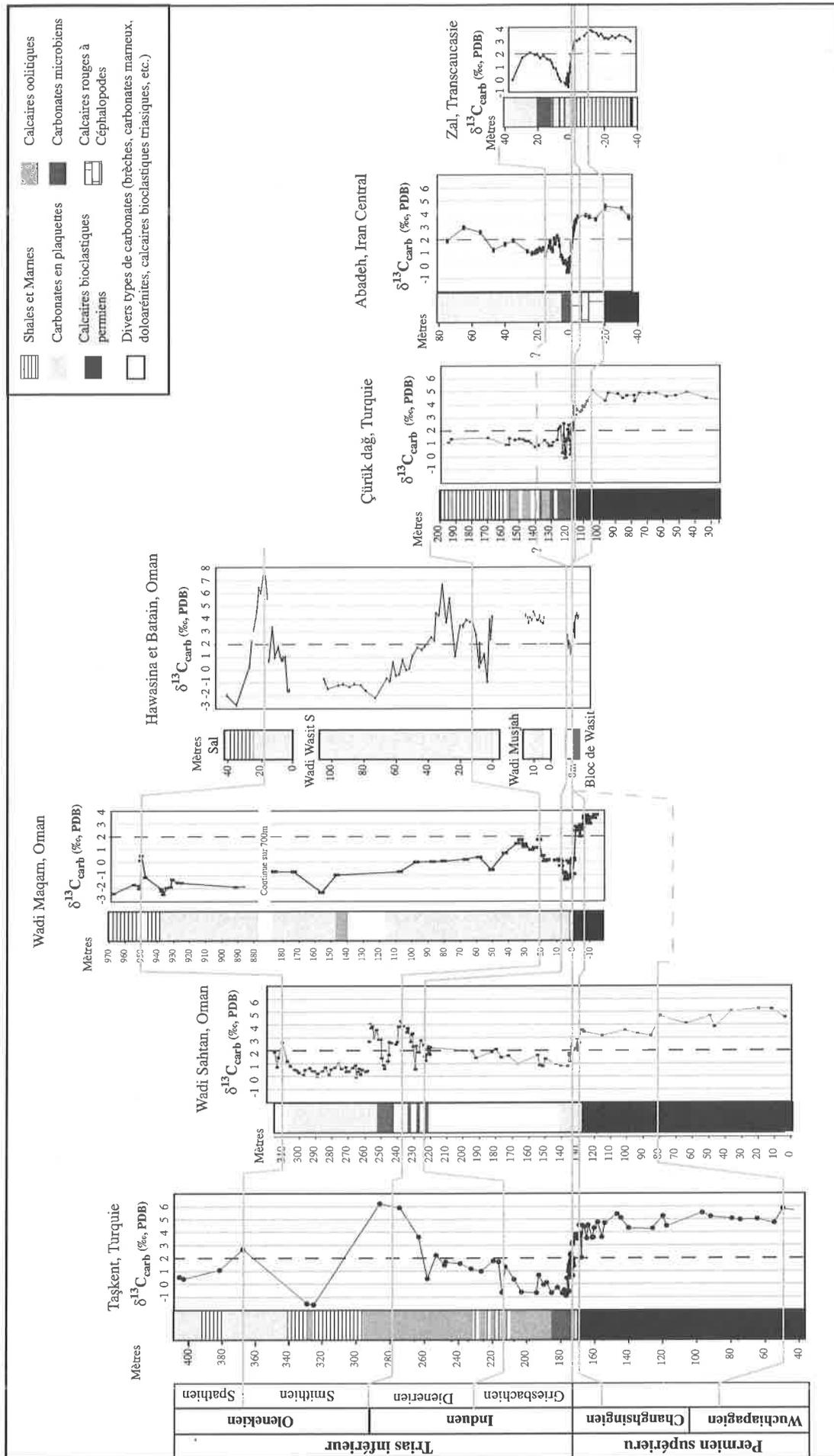


Figure 7.1 : Essai de corrélation de différentes coupes étudiées dans ce travail. Les échelles verticales et horizontales sont identiques pour chaque profil. Notez le raccourcissement de 700m du profil de Wadi Maqam. L'espace entre les différentes coupes des bassins d'Hawasina et de Batain ne sont pas à l'échelle. Les analyses de Wadi Muslah sont d'Androei (1999).

Atudorei, 1999) montre également une chute dans le Wuchiapingien supérieur (15m, 1‰). Holzer et al. (1986) et Wang et al., (2004) ont mis en évidence des perturbations négative de la composition isotopique à la limite Guadalupien – Lopingien dans les Alpes du Sud. Baud et al. (1989) dans les profils de Chine du Sud de leur étude et Shao et al. (2000) en Chine du Sud également notent une excursion négative importante entre les Formations de Wuchiaping et de Changhsing. Si l'on rencontre bien une diminution des valeurs dans le Wuchiapingien supérieur en Néotéthys Centrale (cette étude et Atudorei, 1999), une excursion négative a proprement parlé n'a pas pu être mise en évidence.

### 7.1.2 La Limite Permien-Trias

L'excursion négative de l'intervalle limite Permien-Trias, avec une amplitude de 3 à 5‰ est bien documentée dans le monde entier. Elle a été décrite dans **des sédiments marins** (Holzer & Magaritz, 1987 ; Magaritz et al., 1988 ; Holzer et al., 1988 ; Baud et al., 1989 ; Holzer & Schönlaub, 1991 ; Xu & Yan, 1993 ; Kajiwarara et al., 1994 ; Wang et al., 1994 ; Baud et al., 1996 ; Stemmerik et al., 1997 ; Atudorei, 1999 ; Jin et al., 2000 ; D'Hondt, 2000 ; Dolenc et al., 2001 ; Twitchett et al., 2001 ; Cao et al., 2002 ; Krull et al., 2004 ; Payne et al., 2004 ; Horacek et al., sous presse), dans **du carbone organique marin** (Magaritz et al., 1992 ; Wang et al., 1994 ; Isozaki, 1997 ; Wignall et al., 1997 ; Atudorei, 1999 ; Krull et al., 2000 ; Looy, 2000 ; Sephton et al., 2002 ; Sarkar et al., 2003), dans **du carbone organique terrestre** (Morante, 1996 ; Krull & Retallack, 2000 ; Stemmerik et al., 2001 ; Twitchett et al., 2001 ; de Wit et al., 2002) et dans **des carbonates pédogéniques** (MacLeod et al., 2000).

Malgré l'abondance des études sur le sujet, le débat est encore ouvert sur la chronologie de cette excursion et sur ces causes.

#### a) La chronologie

Twitchett et al. (2001) montrent que dans les sédiments très épais du Groenland, la chute brusque a lieu après l'extinction. La plupart des chercheurs travaillant en Chine du Sud considèrent la chute isotopique comme catastrophique et synchrone par rapport à la disparition de la faune et de la flore (Wang et al., 1994 ; Bowring et al., 1998 ; Jin et al., 2000 ; D'Hondt, 2000 ; Krull et al., 2004), malgré ce qu'ont montré Baud et al. (1998), Cao et al. (2002) et Mundil et al. (2001).

J'ai pu montrer dans cette étude que la chute isotopique débute dans les profils étudiés systématiquement dans les carbonates permien avant l'extinction terminale de la faune. Elle a lieu entre 4m (Abadeh) et 0.80m (Demirtaş) avant les dernières faunes permien (cf. figures 5.18 et 7.1). A Abadeh, le début de la chute a pu être daté de la zone de conodonte *C. subcarinata*. Cet âge est corroboré par la découverte de *C. changxingensis*, 1m au-dessus du début de la chute à Wadi Maqam. En prenant en compte les datations de Mundil et al. (2001), on peut estimer que le début de la chute isotopique a lieu entre 1 et 2Ma avant l'événement fini-permien. Ce qui est rapide mais non catastrophique.

Baud (1996), Mundil et al. (2001), Cao et al. (2002) et Kozur, (2003) ont fait remarquer que le sommet du Changhsingien à Meishan (Chine du Sud) est condensé voire lacunaire. Ce qui permet d'expliquer la vision catastrophique des auteurs cités ci-dessus.

A l'opposé, la coupe de Jameson Land dans le Groenland (Twitchett et al., 2001) a été levée dans

une zone de forte subsidence avec une sédimentation très importante. Ils décrivent une courbe isotopique plate sur 9m à travers l'événement fini-permien avant la chute isotopique brusque. Le profil de Shareeza, probablement l'un des plus complet et les plus épais décrit dans cette étude, montre les mêmes caractéristiques sur 1m50. Mais une chute isotopique importante a eu lieu avant, comme on le remarque bien dans la coupe proche d'Abadeh. Il est donc plausible qu'une chute isotopique ait eu lieu avant le sommet du Permien décrit par Twitchett et al. (2001).

La partie de la chute isotopique qui a lieu dans le Permien Supérieur avant l'extinction de masse a une amplitude dans les profils étudiés de 1.7‰ au Çürük dağ, 2.7‰ au Kopuk dağ, 2.2‰ à Demirtaş, 2.3‰ à Taşkent, 1.2‰ à Zal, 2.5‰ à Abadeh, 1.6‰ à Wadi Sahtan, 1.1‰ à Wadi Maqam. A part dans les profils de Demirtaş et de Taşkent, la chute est régulière et progressive. Les deux coupes turques situées à l'Est d'Antalya montrent une excursion négative avant les oolites, peut-être due à des variations locales (cf. figures 5.18 et 7.1).

La chute continue après l'extinction fini-permienne pour atteindre son minimum dans la zone de conodonte à *H. parvus* comme c'est le cas dans d'autres coupes publiées (Holzer & Schönlaub, 1991 ; Jin et al., 2000 ; D'Hondt, 2000 ; Dolenc et al., 2001 ; Twitchett et al., 2001 ; Cao et al., 2002 ; Krull et al., 2004). Elle montre une forte variabilité avec de nombreux petits pics plus positifs. Ces petits pics sont difficilement corrélables entre eux et sont probablement le reflet de situations locales. Cette variabilité n'est pas observée avant la crise fini-permienne. Elle marque donc probablement un changement important dans la structure du cycle global du carbone.

Un seul de ces petits pics est facilement corrélable. Dans les profils étudiés en Turquie, il a une amplitude variant entre 0.3‰ et 1‰ et a lieu dans les 15 premiers centimètres des calcaires stromatolitiques qui surmontent le niveau marqueur de la crise fini-permienne. A Abadeh, il a une amplitude de 0.6‰ et se trouve dans les premières concrétions calcaires du niveau de shales post-extinction. Les autres profils d'Iran sont plats (ils montrent une légère remontée mais inférieure au niveau d'incertitude) jusqu'aux premiers calcaires après les shales. A Wadi Sahtan, ce pic a une amplitude de 1‰ et se trouve dans les premiers calcaires en plaquettes sans faunes permienne (cf. figures 5.18 et 7.1). Un même pic dans la chute isotopique fini-permienne a été décrit à Idrijca en Slovénie (Baud et al., 1989), Kashmir (Baud et al., 1996), Jameson Land, Groenland (Twitchett et al., 2001), Gartnerkofel, Alpes du Sud (Holzer & Schönlaub, 1991), Heping et Taiping en Chine du Sud (Krull et al., 2004). Il a lieu à chaque fois juste après l'événement de la crise. Il n'a pas été observé à Meishan (Cao, 2002), dans la coupe du GSSP, signe supplémentaire d'une probable condensation sédimentaire de ce profil (Baud, 1996 ; Mundil et al., 2001 et Kozur, 2003). Sa position dans les premiers calcaires après les shales en Iran, dans les premiers stromatolites en Turquie peut laisser supposer qu'il est le reflet d'un regain de productivité primaire après l'extinction.

Dans les quatre profils turcs, à Zal, Abadeh et Wadi Maqam, la chute isotopique a une amplitude maximale de  $4.8 \pm 0.3$ ‰. Le profil de Wadi Sahtan montre une amplitude totale de 2.7‰. C'est la plus faible des chutes isotopiques répertoriées jusqu'ici (voir les revues de Baud et al., 1989 et 1996 ; Atudorei, 1999). La première partie correspond donc à une chute variant entre 1.1‰ (Wadi Maqam) et 2.7‰ (Abadeh). La deuxième partie correspond à une chute variant entre 1.1‰ (Wadi Sahtan) à 3.2‰ (Zal) (cf. figures 5.18 et 7.1).

## b) Les causes de la chute isotopique

### Avant la crise

Nous avons vu ci-dessus que la chute isotopique qui caractérise les événements fini-permiens se divise en deux parties distinctes. La première précède la crise et est régulière, la deuxième suit l'extinction de masse et montre de grandes variabilités. Ce fait, ainsi que d'autres observations décrites dans ce travail, nous permettent de faire quelques remarques sur les différentes causes évoquées pour la crise de la fin du Paléozoïque.

Nous avons vu (cf. chapitres 4.4, 5.2.1, 5.4) que les foraminifères benthiques présentent des anomalies dans le développement de leur squelette très tôt dans le Wuchiapingien (C. Jenny, comm. orale et Jenny & Guex, sous presse). Le nombre de formes dites aberrantes s'amplifie fortement après la première chute du Wuchiapingien supérieur et juste avant le début de la chute principale. Ceci est le signe d'une augmentation du stress sur le milieu benthique à ce moment-là.

Des études ont montré que l'actuelle augmentation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> et la diminution du pH (qui peuvent être liés) avait pour conséquence de diminuer la calcification d'organismes tant benthiques comme les coraux et les algues rouges (Gattuso et al., 1998; Langdon et al., 2000) que planctonique comme les coccolithophorides (Riebesell et al., 2000). Riebesell et al., (2000) ont clairement montré que le nombre de malformations et défauts de calcifications augmentaient de façon linéaire avec l'augmentation de la concentration de CO<sub>2</sub>. L'augmentation progressive du nombre de formes aberrantes chez les foraminifères benthiques du Permien supérieur peut être liée à une probable augmentation de pCO<sub>2</sub> dans le Permien terminal. Comme l'accélération de ce phénomène s'observe conjointement avec le début des perturbations dans la composition isotopique, on peut supposer qu'il y a un lien entre les deux phénomènes.

La durée de la chute isotopique et l'influence sur une partie du benthos depuis un long laps de temps exclu donc tout événement catastrophique de type impact météoritique comme cause unique de la crise fini-permienne.

Les données des coupes de bassin en Oman montrent qu'une dissolution partielle des carbonates est probable au Permien terminal. Cette dissolution n'est pas visible dans les sédiments de bas de pente. Un mécanisme fréquemment invoqué pour expliquer une augmentation de CO<sub>2</sub> dans un bassin est celui de la pompe biologique (Kump, 1991). Les organismes dans les eaux de surface pompent le CO<sub>2</sub> et le transforment en matière organique. Après la mort de l'organisme, la matière organique plonge dans les eaux profondes où elle est retransformée en CO<sub>2</sub> par l'activité microbienne et l'oxydation. Dans un bassin stratifié, l'augmentation de CO<sub>2</sub> dissout peut alors être importante et asphyxier et acidifier les eaux profondes et provoquer des dissolutions. A partir de ce mécanisme, deux modèles ont été proposés comme mécanisme tueur pour l'extinction fini-permienne. Le premier propose un retournement subit des eaux océaniques profondes anoxiques en surface (Grotzinger & Knoll, 1995 ; Knoll et al. 1996; Kakuwa, 1996), l'autre propose une transgression de ce même type d'eau vers les plates-formes peu profondes (Wignall & Hallam, 1992 ; Isosaki, 1994 ; Wignall & Twitchett, 1996 et 2002).

Il est possible que des eaux chargées en CO<sub>2</sub> soient remontées du bassin profond (Buday'ah) à des zones moins profondes (Wadi Wasit) et aient provoqué une anoxie et des dissolutions dans le bassin d'Hawasina. Cependant la présence de dépôts de pente complets (Sumeini) et

l'absence d'évidence d'anoxie dans les coupes de sédiments peu profonds signifient clairement que ces eaux chargées en CO<sub>2</sub> ne sont pas remontées plus haut. Ces modèles ne s'appliquent donc pas au cas de figure décrit ici. C'est le cas également sur la Marge Nord Indienne (voir discussion, chapitre 8, Atudorei, 1999). Hotinski et al. (2001) ; Zhang et al. (2001) et Berner (2002) notent que la modélisation de ce type de mécanisme pose de trop grands problèmes de balance de masse pour être vraisemblable comme élément tueur.

Les profils du bassin d'Hawasina (Wadi Wasit Sud, Sal et Buday'ah) sont les seules coupes aussi profondes décrites dans la Néotéthys à ce jour. Il est donc difficile de savoir si la diminution de la profondeur de la CCD observé est un phénomène plus global ou local. Cela même si Isosaki (1997), Kajiwara et al. (1994) et Kato (2002) notent que les sédiments profonds de la Panthalassa, enregistrés dans les blocs accrétés du Japon, sont durablement anoxiques pendant le Permien supérieur. Cependant une coupe comprenant des radiolarites originellement rouges et donc oxydées provenant de la Panthalassa a été décrite dans un bloc accrété en Nouvelle-Zélande (Takemura et al., 2003).

Partons du principe que cette remontée de la CCD est un événement global pour la Néotéthys, sans pour autant arriver dans les eaux de surface. Couplée avec la forte régression qui caractérise la fin du Permien (e.g. Holzer & Magaritz, 1987), cette remontée de la CCD dans le Permien terminal peut avoir fortement augmenté le stress écologique sur le benthos de cette époque.

Les modèles expliquant la chute isotopique en partant d'une augmentation du CO<sub>2</sub> par apport du volcanisme Sibérien ou de dégazages de méthane (qu'il soit dû au réchauffement des permafrosts des hautes latitudes ou à la déstabilisation des gaz hydrates des marges océaniques) ne sont ni infirmés ni confirmés par les données présentées ici. Il faut noter que les quelques modélisations semi-quantitatives qui ont été présentées (Broeker & Peacock, 1999 ; Berner, 2002) afin de déterminer quelles causes étaient plausibles, ont pris comme a priori une chute isotopique de 4‰ et un temps très court. Comme nous l'avons vu ici, le laps de temps nécessaire avant la crise est court, mais plus long que généralement considéré. De plus, la chute isotopique **avant** la crise fini-permienne n'a, à son maximum, que 2.7‰, ce qui élargit le spectre des possibles causes et nécessite une révision de ces modélisations.

### **Après la crise**

Plusieurs phénomènes de différentes natures peuvent s'ajouter à celui ou ceux qui ont conduit à l'extinction et à la première partie de la chute et amplifier ou créer la deuxième partie de cette chute et les fortes petites variations qui la caractérisent.

- Une mortalité de masse des organismes marins et terrestres peut conduire à un océan mort (« strangelove ocean ») et à une terre recouverte de végétation pourrissante qui conduit à l'explosion de champignons (Eshet et al., 1995 ; Looy, 2000) (ils sont parfois interprétés comme des algues, Foster & Stephenson, 2001) que l'on rencontre dans les sédiments du Trias inférieur. L'oxydation de ces déchets biogéniques conduit à l'apport de matière organique avec un δ<sup>13</sup>C léger dans le système marin et une hausse du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère (Erwin, 1994 ; Looy, 2000). Les différents types de matières organiques majoritaires dans les domaines observés peuvent créer des variations locales. Pour confirmer cette hypothèse, des analyses de palynofaciès sont nécessaires dans le domaine Néotéthysien. Les seules études de ce type qui ont eu lieu au Groenland (Twitchett et al., 2001), en Australie (Forster et al., 1997) et dans les Alpes du Sud

(Cirrili et al., 1998; Looy, 2000) semblent aller dans ce sens.

- Une mortalité de masse des organismes marins et terrestres résulte en une réorganisation sur la longue durée du cycle global du carbone. L'enfouissement de la matière organique diminue alors fortement et se déplace de la terre à la mer avec pour conséquence une diminution de l'oxygène atmosphérique (Broeker & Peacock, 1999 ; Berner, 1987).
- Le passage d'un réservoir du carbone biogénique dans l'océan dominé par les eucaryotes benthiques et pélagiques avec certains types de processus physiologiques et biochimiques à un réservoir dominé par les bactéries avec d'autres types de processus physiologiques et biochimiques (cf. chapitres 3, 4.8, 5.2.1 et 5.6) peut également contribuer de façon importante à ces variations. En effet, comme nous l'avons vu, certains types de constructions algo-bactériennes précipitent préférentiellement le  $^{13}\text{C}$  et une augmentation de leur productivité a tendance à diminuer la composition isotopique de l'eau de mer. Comme ce type de récif prolifère sur les plates-formes peu profondes après l'extinction (cf. chapitre 3), il est fort possible que cela ait eu une influence sur la composition isotopique global dans la Néotéthys. Cependant bien des incertitudes demeurent en ce qui concerne les processus géochimiques de ces récifs microbiens. En effet, il semble que se soit surtout les récifs de types thrombolites qui montre de tels différenciations et non pas les récifs de types stromatolites, les oncolites ou les oolites d'origine microbienne. Des études sédimentologiques et isotopiques et de géochimie organique sur ce type de constructions sont vraiment nécessaires pour mieux comprendre le monde particulier de la base du Trias. D'autant qu'une composante, je pense essentielle, de ce monde n'a pas du tout été pris en compte jusqu'à maintenant, c'est l'activité des complexes algo-bactériens pélagiques.

### 7.1.3 Le Trias inférieur

Par ce travail, j'ai pu établir une courbe synthétique précise et reproductible pour le Trias inférieur de la Néotéthys (cf. figure 7.1 et 7.2). Tong et al. (2002) et Payne et al. (2004) ont présenté une courbe jusqu'au Spathien en Chine du Sud. Les variations de nos deux courbes se corrèlent bien en ce qui concerne le nombre et l'amplitude de leurs variations. Il existe cependant un décalage important dans l'attribution stratigraphique de ces variations. Il faut noter que ces auteurs utilisent une échelle biostratigraphique différente de celle employée dans le présent travail. Atudorei (1999) a présenté une synthèse des différents profils qu'il a analysé avec quelques autres données de la littérature. Il a montré pour le Trias inférieur de fortes variabilités entre les différents profils et propose deux courbes en privilégiant la variante A (cf. figure 1.1). La courbe obtenue ici (cf. figure 7.1 et 7.2) est plus proche de sa proposition B, mais est encore plus complexe.

Les profils les plus complets sont ceux de Wadi Sahtan et de Taşkent; malheureusement ce sont les profils le moins bien corrélés biostratigraphiquement. L'échantillonnage de la partie supérieure de ces profils serait à reprendre. Le profil de Wadi Maqam, probablement complet lui aussi, est mieux contraint par les ammonites et les conodontes. Malheureusement l'échantillonnage aux endroits clés à un pas trop faible. Les profils d'Abadeh et de Zal sont eux aussi complets au Trias inférieur, mais seule la partie inférieure est présentée ici. Les profils complets ont été publiés dans Horacek et al., (sous presse). Des informations essentielles ont pu être obtenues en Oman sur des profils partiels biostratigraphiquement bien contraint (cf. figures 4.40).

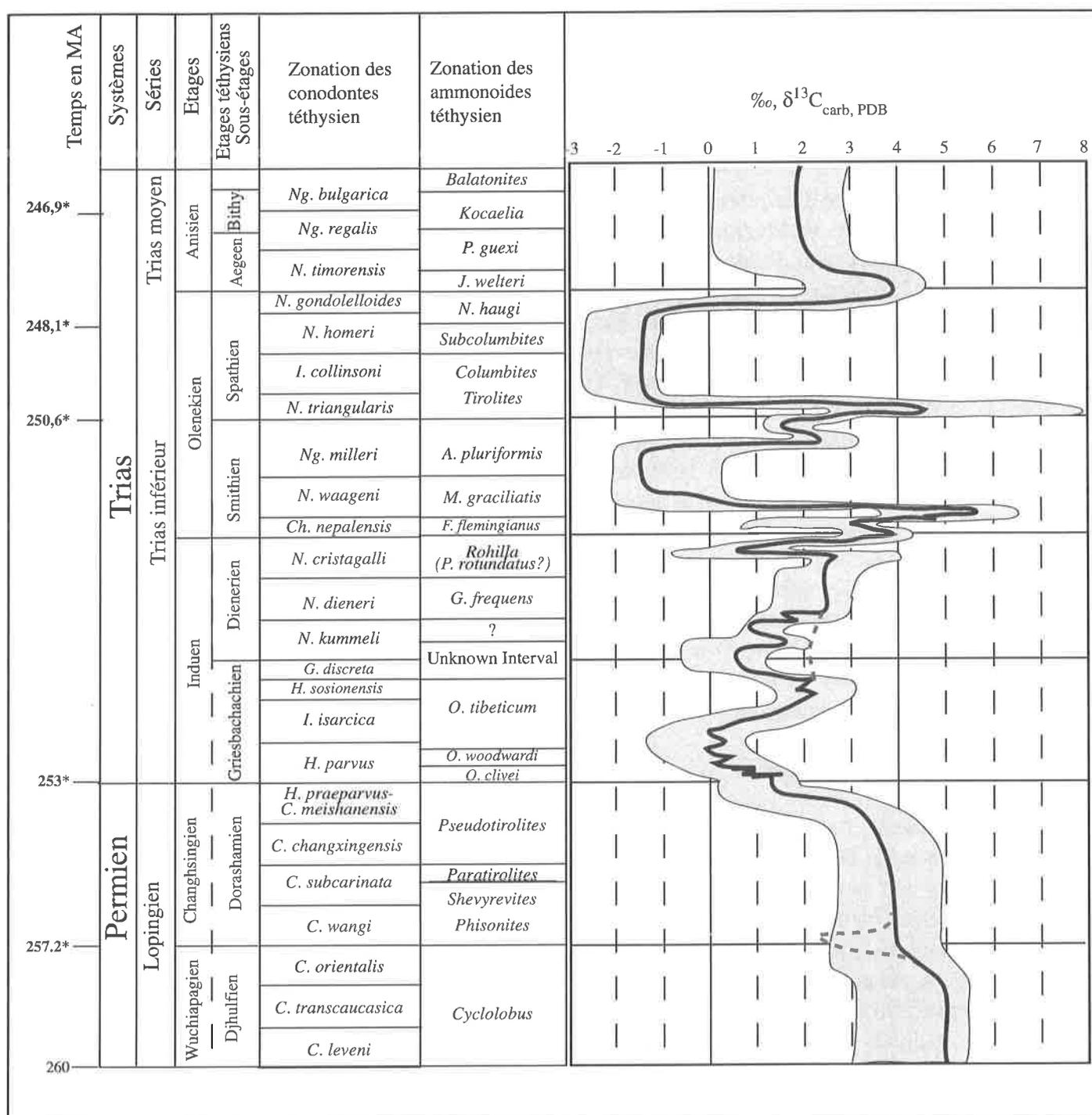


Figure 7.2 : Essai de reconstruction d'une courbe des isotopes du carbone pour le Permien supérieur et le Trias inférieur. Pour l'échelle stratigraphique, cf. figure 2.1 et texte correspondant. Les valeurs isotopiques absolues à un moment donné peuvent fortement varier selon les conditions locales, la courbe a été établie en prenant la moyenne des variations pour chaque excursion isotopique des profils de ce travail. Il reste des zones d'incertitudes : Baud et al. (1989) et Shao et al (2000) notent une excursion négative à la limite Wuchiapingien-Changhsingien qui n'a pas été observée lors de ce travail. Les variations du Griesbachien terminal et du Dienerien inférieur sont encore sujettes à débats. La limite Smithien-Spathien demande aussi des données complémentaires. La courbe isotopique de l'Anisien est reprise d'Atudorei (1999).

## Le Griesbachien

La chute isotopique du Permien terminal termine sa course dans le Trias basal (zone à *H. parvus*). Après un niveau avec des valeurs basses (entre  $-1.3\text{‰}$  à Wadi Maqam et  $0.8\text{‰}$  à Wadi Sahtan) et de nombreux petits pics, la courbe isotopique amorce une remontée (cf. figure 7.1).

Cette amorce a lieu dans tous les profils datés dans la zone à *H. parvus* (Abadeh, Zal, Wadi Maqam, Bloc de Wasit) juste avant la zone à *I. isarcica*. C'est le cas également en Chine du Sud (Cao et al., 2002 ; Tong et al., 2002 ; Krull et al., 2004 ; Payne et al., 2004), dans la Salt Range au Pakistan (Baud et al., 1996 et Atudorei, 1999) et dans les Alpes du Sud (Holser & Schönlaub, 1991 ; Horacek et al., 2000). Cette remontée a une amplitude variant de  $1.5\text{‰}$  au Wadi Sahtan et au Çürük dağ à  $2.7\text{‰}$  au bloc de Wasit et à Abadeh.

Cette remontée est très bien corrélée au bloc de Wasit avec l'augmentation de la diversité de la faune qui atteint dans cette localité le maximum observé à ce jour pour cet âge. Mais les autres profils montrent tous la présence de petits foraminifères, d'ostracodes et pour certains de bivalves *Claraia*. On peut donc supposer que cette remontée correspond à une augmentation de la productivité primaire.

Ces constatations se mettent en porte-à-faux avec le modèle largement répandu que la transgression eo-triasique provoque une anoxie sur les plates-formes carbonatées empêchant la faune de se redéployer pleinement (Wignall & Hallam, 1992 ; Isosaki, 1994 ; Wignall & Twitchett, 1996 et 2002). De plus, la plupart des profils montrent des structures algo-bactériennes de différents types (tous les profils étudiés en Turquie, en Iran et Wadi Maqam, mais aussi en Chine du Sud (Lehrmann, 1999, 2003 ; Kershaw et al., 1999, Ezaki et al., 2003 ; Krull et al., 2004) et au Groenland (Wignall & Twitchett, 2002a)). Les complexes microbiens comprenant des cyanobactéries peuvent survivre dans milieux disoxique voir anoxique (E. Davaud, comm. orale), leur calcification n'a probablement lieu que dans des milieux suffisamment oxygéné (hypothèse de Merz, 1992 qui demande à être vérifiée). La présence de ces calcaires microbiens jusque dans les dépôts de bas de pente conjointement avec des foraminifères et des ostracodes demande donc probablement un milieu oxygéné (cf. chapitre 3.7).

Je propose (cf. chapitre 3.5 et 5.2.1) de considérer plutôt le nitrate comme facteur limitant pour une reprise rapide universelle de la diversité. En effet, la plupart des organismes ont besoin de nitrates pour leur développement et c'est souvent un facteur limitant de la productivité marine (Dandonneau & Jeandel, 2002). Les zones de remontée des eaux océaniques (upwelling) qui ramènent des nitrates des profondeurs vers la zone photique, sont ainsi des zones de haute productivité. Les cyanobactéries ont la particularité de ne pas dépendre des nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ) mais de pouvoir dissocier l'azote ( $\text{N}_2$ ) dissout pour leur besoin nutritif (Dandonneau & Jeandel, 2002). La dégradation de leur matière organique fournit ainsi des nitrates à l'eau environnante qui en serait autrement dépourvue et permet ainsi aux ostracodes et foraminifères associés aux complexes microbiens de survivre. Cela permettrait d'expliquer une forte productivité algo-bactérienne et la restriction de biotope diversifiés à certaines localités proche de zones où l'upwelling a lieu. Ce modèle demande une stratification partielle de l'océan pendant le Trias inférieur. Une telle stratification est supposée pour le Trias inférieur par plusieurs auteurs (Atudorei, 1999 ; Wignall & Twitchett, 2002b et citations incluses). Des analyses d'isotopes de l'azote en collaboration avec S. Jaccard (ETH Zürich) ont été tentées dans le Bloc de Wasit, à Wadi Maqam et à Taşkent afin de confirmer ou infirmer cette hypothèse. Malheureusement les sédiments étaient trop pauvres en matière organique et aucun résultat n'a pu être obtenu. C'est donc une hypothèse de travail qui a encore besoin d'une confirmation.

### Le Griesbachien terminal/Dienerien basal

C'est une des parties de la courbe synthétique proposée (cf. figures 7.1 et 7.2) qui contient le plus d'incertitudes.

La remontée décrite précédemment est la première partie d'un pic positif dans la plupart des profils étudiés. C'est le cas à Taškent, au Çürük dağ, à Zal, à Abadeh, au Wadi Sahtan et également dans les Alpes du Sud (Holzer & Schönlaub, 1991, Horacek et al., 2000) et dans la Salt Range au Pakistan (Baud et al., 1996, Atudorei, 1999). Dans ces profils, la diminution des valeurs a lieu dès la zone à *I. sosisensis* et se poursuit dans la zone à *N. kummeli* (1<sup>ère</sup> zone de conodonte du Dienerien, cf. figure 2.1). L'amplitude de cette excursion négative varie entre 0.9‰ au Wadi Sahtan et 2‰ à Taškent et Zal. La remontée atteint son sommet dans la zone à *N. dieneri* dans la Salt Range et au Kashmir (Baud et al., 1996, Atudorei, 1999), seul endroit où elle a pu être pour l'instant datée. Cette remontée à une amplitude variant entre 1.5‰ (Wadi Sahtan) et 2.4‰ (Taškent).

Par contre cette excursion n'a pas pu être mise en évidence dans le Wadi Maqam. Dans cette coupe l'échantillonnage trop faible pour l'intervalle concerné crée peut être un artefact.

Cette excursion a seulement une amplitude de 0.3‰ dans le bloc de Wasit. La présence de toutes les zones de conodontes permet d'affirmer que s'il y a une lacune sédimentaire, elle est de courte durée. L'épaisseur des sédiments d'âge Dienerien dans ce bloc (1-2cm) ne permet malheureusement pas de mettre en perspective l'absence de cette excursion négative avec la courbe isotopique dans son ensemble.

Cette excursion négative est absente d'une partie des profils de Chine du Sud (Chaohu, Tong et al., 2002 et Heping, Krull et al., 2004) et relativement faible dans d'autres (Sud Guizhou, Payne et al., 2004). Des profils complémentaires de cet âge dans d'autres aires géographiques sont nécessaires pour déterminer si cette excursion négative est une particularité de la Néotéthys ou si la quasi absence de ce pic est une particularité des bassins de Chine du Sud.

### Le Dienerien

Après la remontée décrite ci-dessus, la majeure partie du Dienerien montre un plateau avec des valeurs relativement homogènes entre 1.5‰ (Taškent ; Gartnerkofel, Holzer & Schönlaub, 1991) et 3‰ (Wadi Musjah, Atudorei, 1999). Ce plateau est aussi observé à Bulla et Uomo, Alpes du Sud (Horacek et al., 2000), à Abadeh et Zal (Horacek et al., sous presse) et en Chine du Sud (Tong et al., 2002 ; Payne et al., 2004). Les sédiments d'âge Dienerien sont relativement condensés dans les profils d'Oman avec au maximum 10m d'épaisseur sans les mégabrèches. Ce qui donne l'impression de l'absence du plateau. Les Wadi Sahtan et Maqam montrent cependant un pic à ce niveau-là.

Le Dienerien terminal est marqué par une importante chute isotopique de forte amplitude et dans un très court temps avec une forte remontée juste après. J'ai discuté au chapitre 4.8.2 de la forte probabilité que cette excursion négative en Oman soit due à des dégazages importants de méthane. Il faut signaler que cette excursion négative est également présente à Taškent, dans les Alpes du Sud (Uomo et Bulla, Horacek et al., 2000), à Abadeh et Zal (Horacek et al., sous presse), à Spiti (Atudorei, 1999), en Chine du Sud (Tong et al., 2002 ; Payne et al., 2004). C'est donc probablement un événement d'importance globale au moins au niveau du domaine téthysien.

## Le Smithien

La base du Smithien est marquée par un double pic positif d'une grande amplitude. Elle est de 1.1‰ à Ba'id, 3.7‰ à Wadi Sahtan, 5.5‰ dans le Wadi Wasit Sud, 5.7‰ à Taşkent, Il se marque également à Wadi Maqam. Ce pic à son maximum à la base de la zone à *N. waageni*. Il est aussi cité avec des amplitudes entre 5 et 6 ‰ dans les Alpes du Sud (Uomo, Horacek et al., 2000), à Abadeh et Zal (Horacek et al., sous presse) et en Chine du Sud (Tong et al., 2002 ; Payne et al., 2004).

Dans les profils étudiés ici, l'ensemble de sédiments qui correspond à ce pic est calcaire avec la présence de nombreuses oncolites sur les plats-formes (Wadi Sahtan et Taşkent),

La chute a lieu encore dans la zone à *N. waageni*. Elle conduit à des valeurs parmi les plus négatives du Phanérozoïque. Le Smithien moyen et supérieur est l'une des périodes les plus longues de stabilité isotopique au Trias inférieur. Les valeurs sont de 0.5‰ à Wadi Sahtan et à Ba'id, -1.4‰ dans le Wadi Maqam et -2.1‰ dans le Wadi Wasit Sud et à Sal (-1.5‰) (cf. figure 4.40). De telles valeurs homogènes sur un important niveau stratigraphique sont également connues dans le Smithien moyen et supérieur dans les profils de la Salt Range (-2.3‰, Atudorei, 1999), de Spiti (-2.9‰, Atudorei, 1999), de Bulla, Uomo, Abadeh et Zal (Horacek et al., 2000 et sous presse) et de Chaohu (Tong et al., 2002 ; Payne et al., 2004).

Il faut souligner que ces valeurs négatives ont été analysées dans des niveaux plus calcaires d'intervalles très argileux sur les plates-formes (Wadi Sahtan et Taşkent) et à Spiti. Par contre, elles correspondent en Oman à une sédimentation calcaire abondante est épaisse dans le bassin et sur la pente ainsi qu'à un important récif thrombolitique à Ba'id.

## Le Spathien

Le pic de la limite Smithien-Spathien a déjà été décrit par Atudorei (1999). Le profil de Sal dans le Batain a permis de lever une partie des incertitudes sur cette excursion positive (cf. discussion, chapitre 4.7.4). Il est suivi par un retour à des valeurs très négatives entre 0‰ à Spiti et -2,5‰ à Sal. Cette diminution accompagne, comme pour le pic du Smithien, des changements lithologiques contradictoires. On observe ainsi à un retour vers une sédimentation très argileuse après un intervalle calcaire qui correspond au pic positif à Spiti et à Sal. Alors que ce pic a lieu dans un niveau plus marneux dans la Salt Range (Baud et al., 1996, Atudorei, 1999).

Les travaux d'Atudorei (1999) ont bien contraint le pic positif de la limite Olenekien/Anisien. Dans ce travail, seul le profil de Sal montre une remontée peu documentée à ce niveau.

Il faut souligner que les variations observées dans les sédiments d'âge Olenekien en Turquie et en Oman sont les plus importantes décrites dans le Phanérozoïque à ce jour. Elles sont confirmées par les observations d'Atudorei (1999) sur la marge Nord indienne, par Tong et al. (2002) et Payne et al. (2004) en Chine du Sud, Horacek et al. (2000) dans les Alpes du Sud et Horacek et al. (sous presse) en Iran.

Il est difficile avec nos connaissances actuelles d'expliquer les raisons de ces variations.

Les sédiments sont cependant encore dominés sur les plates-formes par les organismes alga-bactériens. C'est probablement le cas aussi dans le domaine pélagique. Je suggère donc comme piste pour de futurs travaux nécessaires, d'essayer d'appréhender les liens entre organismes alga-bactériens benthiques et pélagiques et les changements sédimentologiques et isotopiques observés pendant cette période de temps.

## 7.2 Conclusion

Nous avons vu que les perturbations de l'écosystème marin débutent par un premier niveau d'extinction au Capitanien supérieur puis dès le Wuchiapingien supérieur par des anomalies dans le squelette d'une partie du benthos et par des premières variations isotopiques du carbone. Ces perturbations vont s'amplifier durant le Changhsingien pour déboucher sur l'extinction de masse à la fin du Permien. Je propose le modèle de l'élastique pour décrire ces phénomènes, soit l'accumulation de contraintes de différentes natures sur un certain laps de temps avant une rupture.

Cette étude a permis de soulever de nombreux points pour mieux cerner ces contraintes et les suites de l'extinction. On peut notamment soulever :

- a) La chute isotopique qui caractérise les événements fini-permiens se divise en deux parties distinctes. La première **précède** la crise d'au moins 1Ma et est régulière, la deuxième suit l'extinction de masse et montre de grandes variabilités. La chute isotopique **avant** la crise fini-permienne n'a, à son maximum, que 2.7‰, ce qui élargit le spectre des possibles causes et nécessite une révision des modélisations.
- b) La durée de la chute isotopique et l'influence sur une partie du benthos depuis un long laps de temps exclu donc tout événement catastrophique de type impact météoritique comme cause unique de la crise fini-permienne.
- c) Le passage d'un réservoir du carbone biogénique dans l'océan dominé par les eucaryotes benthiques et pélagiques avec certains types de processus physiologiques et biochimiques à un réservoir dominé par les bactéries avec d'autres types de processus physiologiques et biochimiques est une nouvelle hypothèse posée ici pour expliquer la deuxième partie post-extinction de la chute isotopique. Elle s'ajoute à d'autres hypothèses connues qui ont probablement aussi leur effet. L'importance de l'influence algo-bactérienne sur les phénomènes observés dans le Trias inférieur a été soulevée.
- d) Je propose de considérer plutôt le nitrate comme facteur limitant pour une reprise rapide universelle de la diversité plutôt que l'oxygène.
- e) J'ai discuté également de la forte probabilité que l'excursion négative du Dienerien supérieur soit due à des dégazages importants de méthane suite à une déstabilisation complète de la marge omanaise.
- f) Les variations observées dans les sédiments d'âge Olenekien en Turquie et en Oman sont les plus importantes décrites dans le Phanérozoïque à ce jour.

L'image que ce travail apporte sur le Trias inférieur n'est donc pas celle d'une longue reconquête progressive du vivant dans les écosystèmes marins jusqu'au Trias moyen, mais plutôt une période avec plusieurs grands bouleversements, de fortes perturbations du cycle du carbone, avec des rediversifications de faunes arrêtées dans leur élan. Pour l'instant notre connaissance des variations du carbone isotopique n'est encore qu'à l'état d'ébauche et demande des compléments, notamment dans des domaines paléogéographique autre que celui de la Néotéthys et par l'étude sur la matière organique.

Loin de simplifier ou de résoudre la problématique de la crise fini-permienne et de ces suites, ce travail a mis en exergue la complexité des phénomènes en jeu, qui peuvent s'ajouter, se chevaucher ou s'annuler les uns les autres. Il a également mis en évidence, sans y apporter de réponse, la difficile problématique, pour le géologue, du monde bactérien et de ces influences sur les écosystèmes. Appréhender les phénomènes qui y sont liés est certainement un des enjeux majeurs pour les travaux qui suivront

## Références

- Adachi, N., Ezaki, Y. & Liu, J. B., 2004. The fabrics and origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China: *Sedimentary Geology*, V. 164, p. 161-178.
- Allemann, F. & Peters, T., 1972. The ophiolite-radiolarite belt of the North-Oman mountains. *Eclogae Geol. Helv.*, V.65, p. 657-697.
- Andrews, J.E., Riding, R. & Dennis, P.F., 1997. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates from Europe. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V.129, p. 171-189.
- Angiolini, L., Balini, M., Garzanti, E., Nicora, A. & Tintori, A., 2003a. Gondwanan deglaciation and opening of Neotethys: the Al Khlata and Saiwan Formations of Interior Oman. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V.196(1-2), p. 99-123.
- Angiolini, L., Balini, M., Garzanti, E., Nicora, A., Tintori, A., Crasquin, S. & Muttoni, G., 2003b. Permian climatic and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of Interior Oman. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V.191(3-4), p. 269-300.
- Angiolini, L., Bucher, H., Pillecuit, A., Platel, J. P., Roger, J., Broutin, J., Baud, A., Marcoux, J. & Hashmi, H. A., 1997. Early Permian (Sakmarian) brachiopods from southeastern Oman: *Geobios*, V.30, p. 378-405.
- Angiolini, L., Nicora, A., Bucher, H., Vachard, D., Pillecuit, A., Platel, J. P., Roger, J., Baud, A., Broutin, J., Hashmi, H. A. & Marcoux, J., 1998. Evidence of a Guadalupian age for the Khuff Formation of southeastern Oman: preliminary report: *Rivista italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, V.104, p. 329-340.
- Altiner, D., 1981. Recherches stratigraphiques et micropaléontologiques dans le Taurus oriental au NW de Pinarbasi (Turquie). Thèse de doctorat, Université de Genève, 205p.
- Altiner, D., Baud, A., Guex, J. & Stampfli, G., 1980. La limite Permien-Trias dans quelques localités du Moyen-Orient: recherches stratigraphiques et micropaléontologiques. *Rivista italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, V.85(3/4) p. 683-714.
- Altiner, D. & Özgül, N., 2001. Carboniferous and Permian of the allochthonous terranes of the central Tauride Belt, Southern Turkey. *Paleoforams 2001, International conference on Paleozoic benthic foraminifera*, Guidebook, 35p.
- Altiner, D., Sevinç-Altiner, S. & Koçyiğit, A., 2000. Late Permian foraminiferal biofacies belts in Turkey: paleogeographic and tectonic implications. *In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A. (eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society of London, Special Publication*, V.173, p. 83-96.
- Atudorei, N.-V., 1999. Constraints on the Upper Permian to Upper Triassic marine carbon isotope curve. Case studies from the Tethys, PhD Thesis: Lausanne University, 155p.
- Atudorei, V. & Baud, A., 1997. Carbon isotope events during the Triassic: *Albertiana*, V. 20, p. 45-49.
- Atudorei, V. N., Baud, A., Gradinaru, E., Sharp, Z. D., Shields, G., Bucher, H., Gaetani, M. & Stille, P., 1999. Lower and middle Triassic geochemical events: implications for the biotic recovery from the end-Permian mass extinction. *GSA Annual Meeting: Denver. Abstract book*.
- Awramick, S.M., 1990. Stromatolites. *In: Briggs, D.E.G. & Crowther, P.R., (eds.) Paleobiology: A synthesis*, London, Blackwell Scientific Publications, p. 336-341.
- Baroz, F., 1980. Volcanism and continent-island arc collision in the Pentadaktylos Range, Cyprus. *In: Panayiotou, A. (eds.), Ophiolites; Proceedings, Int. ophiolite symposium*. p. 73-85.
- Basu, A. R., Petaev, M. I., Poreda, R. J., Jacobsen, S. B. & Becker, L., 2003. Chondritic meteorite fragments associated with the Permian-Triassic boundary in Antarctica: *Science*, V. 302, p. 1388-1392.
- Baud, A., 1996. The Permian-Triassic Boundary: recent developments, discussion and proposals. *Albertiana*, V.18, p. 6-9.
- Baud, A., 1998. Marine carbonate and siliceous factories: global Change after the end of Permian

- Mass Extinction. 15th International Sedimentological Congress. Alicante (Spain), p. 180.
- Baud, A., 1999. The Permian-Triassic boundary interval (PTBI), environmental changes on Tethyan carbonate Platforms. *In*: Henderson, C. M., (ed.), XIV International Congress on the Carboniferous-Permian: Calgary, University of Calgary, abstract book, p. 6.
- Baud, A., 2000. Permo-Triassic transition in the Tethys : geochemical changes and anachronistic facies, *In* : Abstract CD, 31st International Geological Congress: Rio de Janeiro, Symposium 1.9.
- Baud, A., Atudorei, V. & Sharp, Z. D., 1996. Late Permian and Early Triassic evolution of the Northern Indian margin: carbon isotope and sequence stratigraphy: *Geodinamica Acta*, V. 9, p. 57-77.
- Baud, A. & Beauchamp, B., 2001. Proposals for the redefinition of the Griesbachian substage and for the base of the Triassic in the Arctic regions. *In*: Yan, J. & Peng, Y., (eds), Proceedings of the International Symposium on the Global Stratotype of the Permian-Triassic Boundary and the Paleozoic-Mesozoic Events. China University of Geosciences Press, Changxing (China), p. 26-28.
- Baud, A., Béchenec, F., Cordey, F., Krystyn, L., Le Métour, J., Marcoux, J., Maury, R. et Richoz, S., 2001a. Permo-Triassic Deposits: from the Platform to the Basin and Seamounts. Conference on the Geology of Oman, Field guidebook, Excursion A01, Muscat, Oman.
- Baud, A., Béchenec, F., Cordey, F., Le Métour, J., Marcoux, J., Maury, R. et Richoz, S., 2001b. Permo-Triassic Deposits: from Shallow Water to Base of Slope, a guidebook. Excursion B01, International Conference - Geology of Oman, Muscat.
- Baud, A., Bronnimann, P. & Zaninetti, L., 1974. Sur la presence de *Meandrospira pusilla* (Ho) (Foraminifere), dans le Trias inferieur de Kuh-e-Ali Bashi, Julfa, NW Iran. *Palaeontologische Zeitschrift*. V. 48(3-4), p. 205-213.
- Baud, A., Cirilli, S. & Marcoux, J., 1997. Biotic response to mass extinction: the Lowermost Triassic microbialites. *Facies*, V.36, p. 238-242.
- Baud, A., Cordey, F., Krystyn, L., Marcoux, J., & Richoz, S., 2001c. The Permian-Triassic boundary in Oman, a review. *Geology of Oman, Pangea Symposium*: Muscat, Oman.
- Baud, A., Holser, W. T. & Magaritz, M., 1989. Permian-Triassic of the Tethys: Carbon isotope studies: *Geol. Rundschau*, V. 78, p. 1-25.
- Baud, A. & Marcoux, J., 1982. Some aspect of the Lowermost Triassic deposits from the Central and Western Tethys. Würzburg Symposium on Triassic Global Geology, Abstract book.
- Baud, A., Marcoux, J., Guiraud, R., Ricou, L. E. & Gaetani, M., 1993. Late Murgabian (266-264 Ma). *In* : Dercourt, J., Ricou, L. E., & Vrielynck, B., (eds.), Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes: Paris, Gauthier-Villars, p. 9-21.
- Baud, A., Richoz, S., Cirilli, S. & Marcoux, J., 2001d. Anachronistic facies after mass extinction: the basal Triassic stromatolites and microbial mounds of Western and Central Taurus area (SW Turkey). *In*: Isparta University (ed.), 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Isparta, Turkey, p. 12.
- Baud, A. Richoz, S., Cirilli, S. & Marcoux, J., 2003. Low latitude marine Permian-Triassic transition: a microbialite world. *In* : Abstract book, XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy (XV ICC-P) Utrecht, August 10-16, 2003, p. 43-44.
- Baud, A., Richoz, S. & Marcoux, J., 2005. Calcimicrobial cap rocks from the basal Triassic units of the Taurus (SW Turkey), an anachronistic facies before the biotic recovery. *Comptes Rendus Palevol* V. 4 (6-7), p. 569-582.
- Baud, A., Richoz, S. & Pruss, S., 2006. The lower Triassic anachronistic carbonate facies in space and time. *Global Planetary Change spec. issue*. Yin, H., éditeur, sous presse.
- Baud, A. & Stämpfli, G.M., 1989. Tectonogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: The volcano-sedimentary Triassic of Aghdarband (Kopet-Dagh, North-East Iran). *In*: A.M.C. Sengör (ed.), Tectonic Evolution of the tethyan Region. Kluwer Academic Publishers, p. 265-275.
- Beauchamp, B. & Baud, A., 2002. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. *Palaeogeography*

- Palaeoclimatology Palaeoecology, V.184, p. 37-63.
- Beauchamp, W.H., Ries, A.C., Coward, M.P. & Miles, J.A., 1995. Masirah Graben, Oman - a Hidden Cretaceous Rift Basin. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, V,79(6), p. 864-879.
- Béchenec, F., 1988. Géologie des nappes d'Hawasina dans les parties orientales et centrales des montagnes d'Oman: Documents du B.R.G.M., V. 127: Orléans, France, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 474 p.
- Béchenec, F., Le Métour, J., Platel, J.P. & Roger, J., 1993a. Explanatory notes to the Geological map of the Sultanate of Oman, Scale 1:1,000,000. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 93 p.
- Béchenec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Beurrier, M., Bourdillon-Jeudy-De-Grissac, C., De Wever, P., Beurrier, M. & Villey, M., 1990. The geology and tectonics of the Oman mountains. *In* : Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C. (eds.), *Special Publications of the Geological Society of London*, p. 213-224.
- Béchenec F., Le Métour J., Rabu D., Beurrier M. & Villey M., 1988. The Hawasina Basin: a fragment of a starved passive continental margin thrust over the Arabian Platform during obduction of the Samail Nappe. *Tectonophysics*, V.151, p. 323-343.
- Béchenec, F., Roger, J., Chevrel, S. & Le Métour, J., 1992a. Explanatory notes to the Geological map of Al Ashkharah, Sheet NF40-12, scale 1:250,000, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 44 p.
- Béchenec, F., Roger, J., Le Métour, J. & Janjou, D., 1993b. Geological map of Al Sumayni with Explanatory Notes, Sheet NG 40-14A4, scale 1:50,000, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 50 p.
- Béchenec, F., Roger, J., Le Métour, J. & Wyns, R., 1992b. Explanatory notes to the Geological map of Seeb, Sheet NF40-03, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 104 p.
- Béchenec, F., Roger, J., Le Métour, J., Wyns, R. & Chevrel, S., 1992c. Explanatory notes to the Geological map of Ibri, Sheet NF40-02, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 94 p.
- Béchenec, F., Tegye, M., Le Métour, J., Lemiere, B., Lescuyer, J.L., Rabu, D. & Milesi, J.P., 1991. Igneous rocks in the Hawasina Nappes and the Hajar Supergroup, Oman Mountains : Their significance in the Birth and evolution of the composite extensional margin of Eastern Tethys. *In* : Peters, T., et al.(eds.), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, Kluwer Academic publishers p. 597-615.
- Becq-Giraudon, J.-F. & Pilleveit, A., 1995. Trilobites du Permien supérieur (Murgabien/Midien) du Nord de l'Oman: *Eclogae geologicae Helvetiae*, V. 88, p. 761-775.
- Becker, L., Poreda, R.J., Hunt, A.G., Bunch, T.E. & Rampino, M.R., 2001. Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science*, V. 291(5508), p. 1530-1533.
- Berger, W.H. & Vincent, E., 1986. Deep-sea carbonates: Reading the carbon-isotope signal: *Geologische Rundschau*, v. 75, p. 249-269.
- Berner, R.A., 1991. A Model for Atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic Time. *American Journal of Science*, V. 291(4), p. 339-376.
- Berner, R.A., 2002. Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, V. 99(7), p. 4172-4177.
- Bernoulli, D. & Weissert, H., 1987. The Upper Hawasina Nappes in the Central Oman Mountains: Stratigraphy, palinspastics and sequence of nappes emplacements. *Geodynamica Acta (Paris)*, V. 1 / 1, p. 47-58.
- Bernoulli, D., Weissert, H. & Blome, C.D., 1990. Evolution of the Triassic Hawasina basin. *In* : Robertson, A.H.F., Searle, M.P. & Ries, A.C. (eds.), *The Geology and tectonics of the Oman region*, Geol. soc. Sp. Pub., London, p. 189-202.
- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Krystyn, L. & Saidi, A., 1998. Late Permian to Late

- Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. *Geophysical Journal International*, V. 135(1), p. 77-92.
- Beurrier, M., Béchenec, F., Rabu, D. & Hutin, G., 1986. Geological map of Rustaq. Sheet NF 40-3A. Scale 1/100 000: Orleans, France, Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. & Le Pichon, X., 1977. From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *In*: Biju-Duval, B. & Montadert, L., (eds.), *Structural History of the Mediterranean Basins*. Editions Techniques. Paris, p. 143-164.
- Blechs Schmidt, I., Dumitrica, P., Matter, A., Krystyn, L. & Peters T.J., 2004. Stratigraphic architecture of the northern Oman continental margin-Mesozoic Hamrat Duru Group, Hawasina complex. *Oman. Georabia*, V.9/2, p. 1-52.
- Blendinger, W., 1988. Permian to Jurassic deep water sediments of the Eastern Oman Mountains: Their significance for the evolution of the Arabia margin of South Tethys: *Facies*, V. 19, p. 1-32.
- Blendinger, W., 1990. The Earliest deep water sediment of the Oman continental margin: the Permian of Ba'id Area, Symposium on Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere (January 1990), Muscat, p. 1-13.
- Blendinger, W., 1991a. Al Aridh formation, Oman: stratigraphy and paleogeographic significance. *In* : Peters, T., & al, (eds.), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*. Muscat, Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman, p. 575-592.
- Blendinger, W., 1995. Lower Triassic to Lower Jurassic cephalopod limestones of the Oman Mountains: *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, V. 10, p. 577-593.
- Blendinger, W. & Flügel, H. W., 1990. Permische Stokkorallen aus dem Hawasina-Becken, Oman: *Facies*, V. 22, p. 139-146.
- Blendinger, W., Furnish, W. M. & Glenister, B. F., 1992. Permian cephalopod limestones, Oman Mountains: evidence for a Permian seaway along the northern margin of Gondwana: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 93, p. 13-20.
- Blumenthal, M., 1944. Bozkir gueneyinde Toros siradaglarinin tabaka serisi ve yapisi; schichtfolge und Bau der Taurusketten im Hinterland von Bozkir (Vilayet Konya). V.9, p. 95-125
- Bosence, D.W.J. & Bridges. P.H., 1995. A review of the origin and evolution of carbonate mud-mounds. *In* : C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges. P.H. & Pratt, B.R. (eds.), *Carbonate Mud-Mounds, their origin and evolution*. Monty. Sp. Publ. I.A.S. 23, Blackwell Science, Oxford, p 3-9.
- Boudier, F. & Nicolas, A., 1995. Nature of the Moho Transition Zone in the Oman Ophiolite. *Journal of Petrology*, V.36(3), p. 777-796.
- Bowring, S.A., Erwin, D.H., Jin, Y.G., Martin, M.W., Davidek, K. & Wang, W., 1998. U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction. *Science*, V.280(5366), p. 1039-1045.
- Bozkaya, O. & Yalcin, H., 2000. Very low grade metamorphism of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic sedimentary rocks related to burial and thrusting in the Central Taurus Belt, Konya, Turkey. *Int. Geol. Rev.*, V.42, p. 353-367.
- Bozkurt E. & Oberhaensli R., (2001). Menderes Massif (western Turkey); structural, metamorphic and magmatic evolution; a synthesis. *In*: Bozkurt E. & Oberhaensli R. (eds.). *Menderes Massif (western Turkey); structural, metamorphic and magmatic evolution*. *International Journal of Earth Sciences*. V.89(4), p. 679-708.
- Brack, P., Mundil, R., Oberli, F., Meier, M. & Rieber, H., 1996. Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy): *Geology*, V. 24, p. 371-375.
- Brack, P., Rieber, H. & Nicora, A., 2003. A proposal for the GSSP at the base of the Curionii Zone in the Bagolino section (Southern alps, Northern Italy). *Albertian*, V. 28, p. 1325.
- Braga, J. C., Martin, J. M. & Riding, R., 1995. Controls on Microbial Dome Fabric Development

- Along a Carbonate-Siliciclastic Shelf-Basin Transect, Miocene, Se Spain. *Palaios*, V.10, p.347-361.
- Brand, U. & Veizer, J., 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system : Stable isotopes: *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 51, p. 987-997.
- Brasier, M.D., Dorjnamjaa, D. & Lindsay, J.F., 1996a. The neoproterozoic to early cambrian in southwest Mongolia: An introduction. *Geological Magazine*, V.133(4), p. 365-369.
- Brasier, M.D., Shields, G., Kuleshov, V.N. & Zhegallo, E.A., 1996b. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic early Cambrian of southwest Mongolia. *Geological Magazine*, V.133(4), p. 445-485.
- Breton, J.P., Béchenec, F., Le Métour, J., Moen-Maurel, L. & Razin, P., 2004. Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman Tetyan continental margin: insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). *GeoArabia*, V.9/2, p. 1-18.
- Brock , T.D., Madigan, M.T., Martinko, J.M. & Parker, J. 1994. *Biology of microorganismes*, 7th edn. Prentice Hall, New Jersey.
- Broecker, W.S. & Peacock, S., 1999. An ecologic explanation for the Permo-Triassic carbon and sulfur isotope shifts. *Global Biogeochemical Cycles*, V.13(4), p. 1167-1172.
- Brunn, J.H., Argyriadis, I., Ricou, L-E., Poisson, A., Marcoux, J. & de Graciansky, P.C., 1976. Elements majeurs de liaison entre Taurides et Hellenides. *Bulletin de la Société Géologique de France*. V. 18(2), p. 481-497.
- Buch, I.P., 1984. Upper Permian (?) and Lower Triassic metasedimentary rocks, northeastern Baja California, Mexico. *In* : Frizell, V.A. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Soc. of Economic Paleontologists and mineralogists, Pacific section V. 39, p. 31-36.
- Campbell, I., H., Hill, R., I., Williams, I., S., Czamanske, G.K., Kunikov, V.E. & Stepanov, V., 1992. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic boundary, 29th International Geological Congress, Resumes, Kyoto, p. 65.
- Canfield, D.E., 1991. Sulfate Reduction in Deep-Sea Sediments. *American Journal of Science*, V.291(2), p. 177-188.
- Canfield, D.E. & Raiswell, R., 1999. The evolution of the sulfur cycle. *American Journal of Science*, V.299(7-9), p. 697-723.
- Cao, C.Q., Wang, W. & Jin, Y.G., 2002. Carbon isotope excursions across the Permian-Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Chinese Science Bulletin*, V.47(13), p. 1125-1129.
- Castanier, S., Le Métayer-Levrel G. & Perthuisot, J.P., 1999. Ca-carbonates precipitation and limestone genesis - the microbiogeologist point of view. *Sedimentary geology*. V. 126, p. 9-23.
- Cirilli, S., Radrizzani, C.P., Ponton, M. & Radrizzani, S., 1998. Stratigraphical and paleoenvironmental analysis of the Permian-Triassic transition in Badia Valley (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V.138, p. 85-113.
- Clark, D., L., Wang, C., Yuan, Orth, C., J. & Gilmore, J., S., 1986. Conodont survival and low iridium abundances across the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, V.233(4767), p. 984-986.
- Cooper, D.J.W., 1990. Sedimentary evolution and paleogeographical reconstruction of the Mesozoic continental rise: evidence from the Hamrat duru group. *In* : Robertson, A.H.F., Searle, M.P. & Ries, A.C. (eds.). *The Geology and tectonics of the Oman region*, Geol. soc. Sp. Pub., London, p. 161-188.
- Cordey, F., Baud, A., Béchenec, F., Gorican, S., Krystyn, L., Marcoux, J., Robin, C. & Richoz, S., 2001. Permian-Triassic deep water sediments of the Wadi Wasit revisited, *Geology of Oman*, Pangea Symposium. Muscat, Oman.
- Cordey, F., Marcoux, J., Bucher, H., Girard, C., Lécuyer, C., Crasquin-Soleau, S., Baud, A. & Orchard, M., 1999. Record of the Permo-Triassic Crisis in Oceanic Environments : New Targets in Oman, Nevada and British Columbia, EUG 99. Strasbourg, p. 275.
- Courtillot, V., 1995. *La vie en catastrophes : du hasard dans l'évolution des espèces*. Paris, Fayard, 278p.

- Curtis, C.D., & Coleman, M.L., 1986. Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences. *In* : Gautier, D.L., (ed.). Roles of Organic Matter in Sediment Diagenesis, V. 38: SEPM Special Publication: Tulsa, p. 23-34.
- Crasquin-Soleau, S., Marcoux, J., Angiolini, L., Richoz, S., Nicora, A., Baud, A. & Bertho, Y. (2004): A new ostracode fauna from the Permian-triassic boundary in Turkey (Taurus, Antalya nappes). *Micropaleontology*, V. 50/3, p. 281-295.
- Crasquin-Soleau, S., Richoz, S., Marcoux, J., Angiolini, L., Nicora, A. & Baud, A., 2002. Derniers survivants et/ou premiers re-colonisateurs après les évènements de la limite Permien-Trias : les ostracodes du Taurus (Sud Ouest de la Turquie), *Comptes Rendus Geosciences*. V. 334, p 489-495.
- Dandonneau, Y. & Jeandel, C. 2002. Le Cycle océanique du carbone : la machine thermodynamique et la jungle biologique. [http://www.x-environnement.org/jr/JR02/dandonneau\\_jeandel.html](http://www.x-environnement.org/jr/JR02/dandonneau_jeandel.html)
- Defarge, C., Trichet, J., Jaunet, A.M., Robert, M., Tribble, J. & Sansone, F.J., 1996. Texture of microbial sediments revealed by cryo-scanning electron microscopy. *J. Sediment Res.* V. 66, p. 935-947
- Demirel, I.H. & Gunay, Y., 2000. Tectonic and karstic effects on the western Taurus region, southwestern Turkey: Relations to the present temperature gradients and total organic carbon content. *Energy Sources*, V.22(5), p. 431-441.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Lepichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. & Bijuduval, B., 1986. Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, V.123(1-4), p. 241-315.
- Detre, C.H., Toth, I., Berczi, S., Don, G., Dosztaly, L., Siegl, F.A. & Solt, P., 1997. The comparison of P/ Tr and K/ T boundaries on the basis of cosmic spherules found in Hungary. *Abstracts of Papers Submitted to the Lunar and Planetary Science Conference*: 28, p. 297-298.
- de Wit, M.J., Ghosh, J.G., de Villiers, S., Rakotosolof, N., Alexander, J., Tripathi, A. & Looy, C., 2002. Multiple organic carbon isotope reversals across the Permo- Triassic boundary of terrestrial Gondwana sequences: Clues to extinction patterns and delayed ecosystem recovery. *Journal of Geology*, V.110(2), p. 227-246.
- D'Hondt, S., Donaghay, P., Zachos, J.C., Luttenberg, D. & Lindinger, M., 1998. Organic carbon fluxes and ecological recovery from the Cretaceous-Tertiary mass extinction. *Science*, V.282(5391), p. 1051-1051.
- D'Hondt, S., Zachos, J.C., Bowring, S., Hoke, G., Martin, M., Erwin, D., Jin, Y., Wang, W. & Cao, C., 2000. Permo/Triassic Events and the Carbon isotope record of Meishan, China. *Geological Society of America, annual meeting*, V.32(7).
- Dickens, G.R., 2001. The potential volume of oceanic methane hydrates with variable external conditions. *Organic Geochemistry*, V.32(10), p. 1179-1193.
- Dickens, G.R., 2003. Rethinking the global carbon cycle with a large, dynamic and microbially mediated gas hydrate capacitor. *Earth Planetary Science Letter*, V. 213, p. 169-183.
- Dickson, J.A.D. & Coleman, M.L., 1980. Changes in carbon and oxygen isotope during limestone diagenesis: *Sedimentology*, V. 27, p. 107-118.
- Dolenec, T., Lojen, S., Ramovs, A., Strauss, H.E. & Joachimski, M.M.E., 2001. The Permian-Triassic boundary in western Slovenia (Idrija Valley section); magnetostratigraphy, stable isotopes, and elemental variations. *Chem. Geol.* V.175(1-2), p. 175-190.
- Droste, H.J., 1997. Stratigraphy of the Lower Paleozoic Haima Supergroup of Oman. *GeoArabia* V.2(4), p. 419-472.
- Dumont, F.D., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O. & Poison, A., 1972. Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Définition du bassin pamphylien: un nouveau domaine à ophiolites à la marge externe de la chaîne taurique. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, V.123, p. 385-409.
- Dunne, L.A., Manoogian, P.R. & Pierini, D.F., 1990. Structural style and domains of the Northern Oman Mountains (Oman and United Arab Emirates). *In* : Robertson, A.H.F., Searle, M.P.

- & Ries, A.C. (eds.). The Geology and tectonics of the Oman region, Geol. soc. Sp. Pub., London, p. 375-386.
- Ehrlich, H.L., 1998. Geomicrobiology: its significance for geology. Earth science review V.45 p. 45-60.
- Elderfield, H., 1986. Strontium isotope stratigraphy: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V. 57, p. 71-90.
- Ekart, D., Cerling, T.E., Montanez, I.P. & Tabor, N.J., 1999. A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: Implications for paleoatmospheric carbon dioxide. American Journal of Science, V.299(10), p. 805-827.
- Erwin, D.H., 1993. The Great Paleozoic Crisis: life and death in the Permian. The Perspectives in Paleobiology and Earth History. Columbia University Press, New York, 327 p.
- Erwin, D.H., 1994. The Permo-Triassic extinction. Nature, V.367, p. 231-236.
- Erwin, D.H., Bowring, S.A. & Yugan, J., 2002. End-Permian mass extinctions: A review. Boulder Geological Society of America Special Paper, V. 356, p. 363-384.
- Eshet, Y., Rampino, M.R. & Visscher, H., 1995. Fungal event and palynological record of ecological crisis and recovery across the Permian-Triassic boundary. Geology, V.23(11), p. 967-970.
- Ezaki, Y., Liu, J. & Adachi N., 2003. Earliest Triassic Microbialite Micro- to Megastructures in the Huaying Area of Sichuan Province, South China: Implications for the nature of oceanic conditions after the End-Permian Extinction, Palaios, V.18, p. 388-402.
- Farley, K.A. & Mukhopadhyay, S., 2001. An Extraterrestrial Impact at the Permian-Triassic boundary? Technical comments. Science, V.293, p. 2343a.
- Faure, K., de Witt, M.J. & Willis, J.P., 1995. Late Permian global coal hiatus linked to  $^{13}\text{C}$ -depleted  $\text{CO}_2$  flux into the atmosphere during the final consolidation of Pangea. Geology, V.23(6), p. 507-510.
- Fenchel, T. & Finchey, B.J., 1994. The evolution of life without oxygen. American scientist, V.82, p. 22-29.
- Fischer, A.G. & Arthur, M.A., 1977. Secular variations in the pelagic realm. In : Cook, H.E. & Enos, P. (eds.). Deep-water carbonate environments, Soc. of Economic Paleontologists and mineralogists Special publication V.25, p. 19-51.
- Flügel, E., 1994. Permian Shelf Carbonates: Controls and Paleoclimatic Significance of Permian and Triassic Reefs, In : Klein, G.D. (ed.). Pangea, Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation During Accretion, Zenith and Breakup of a Supercontinent: Geological Society of America Special Paper: V.288, p. 247-266.
- Flügel, E. & Senowbari-Daryan, B., 1996. Evolution of Triassic Reef Biota: State of the Art: Göttinger Arb. Geol. Paläont., V.SB2, p. 285-294.
- Foster, C.B., Logan, G.A., Summons, R.E., Gortner, J.D. & Edwards, D.S., 1997. Carbon isotopes, kerogen types and the Permian-Triassic boundary in Australia: implications for exploration. APPEA Journal, p. 472-489.
- Foster, C.B. & Stephenson, M.H., 2001. *Reduviasporonites* and cogeners: disaster species? International Symposium on the Global stratotype of the Permian-Triassic boundary and the Paleozoic-Mesozoic Events, Changxing, China, Abstract book, p. 45.
- Gaetani, M., 1992. Report on the Symposium on Triassic Stratigraphy, Lausanne. Albertiana, V. 10, p. 6-9.
- Gall, J.C., 1995. Biofilms et mattes microbiennes : leur contribution à la sédimentogénèse. C.R. acad. Sci. Paris, V.321, p.823-835.
- Gallet, Y., Krystyn, L., Besse, J., Saidi, A. & Ricou, L.E., 2000. New constraints on the Upper Permian and Lower Triassic geomagnetic polarity timescale from the Abadeh section (central Iran). Journal of Geophysical Research-Solid Earth, V.105(B2), p. 2805-2815.
- Gattuso, J.P., Frankignoulle, M., Bourge, I., Romaine, S. & Buddemeier, R.W., 1998. Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. Global and Planetary Change, V.18, p. 37-46.
- George, A.D., 1999. Deep-water Stromatolites, Canning Bassin, Northwestern Australia. Palaios, V.14, p. 493-505.

- Glennie, K. W., Boeuf, M. G. A., Hughes Clarke, M. W., Moody-Stuart, M., Pilaart, W. F. H. & Reinhart, B. M., 1974. Geology of the Oman mountains. The Verhandelingen van het Koninklijk Nederlandsgeologisch Mijnbouwkundig Genootschap, V. 31, part 1-2-3.
- Gnos, E., Immenhauser, A. & Peters, T., 1997. Late Cretaceous early Tertiary convergence between the Indian and Arabian plates recorded in ophiolites and related sediments. *Tectonophysics*, V. 271(1-2), p. 1-19.
- Godderis, Y., Francois, L.M. & Veizer, J., 2001. The early Paleozoic carbon cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, V.190(3-4), p. 181-196.
- Gómez-Pérez, I., 2003. An early Jurassic deep-water stromatolitic bioherm related to possible methane seepage (Los Molles Formation, Neuquén, Argentina). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V. 201, p. 21-49.
- Golubic, S., 1991. Modern stromatolites-a review. *In* : Riding, R., (ed.), *Calcareous Algae and stromatolites*. Springer, Heidelberg, p. 541-561.
- Goyet, C., Beauverger, C., Brunet, C. & Poisson, A., 1991. Distribution of Carbon-Dioxide Partial-Pressure in Surface Waters of the Southwest Indian-Ocean. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology*, V.43(1), p. 1-11.
- Goyet, C. & Snover, A.K., 1993. High-accuracy measurement of total dissolved inorganic carbon in the ocean – comparison of alternate detection methods. *Marine Chem* V. 44, p. 235-242.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F. F., Ogg, J. G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J. & Huang, Z., 1994. A Mesozoic timescale: *Journ. Geophys. Res.*, V. 24, p. 51-74.
- Groves, J.R. & Wahlman, G.P., 1997. Biostratigraphy and evolution of Late Carboniferous and Early Permian smaller foraminifers from the Barents Sea (offshore Arctic Norway). *J. Paleontol.* V.71(5), p. 758-779.
- Grotzinger, J.P. & Knoll, A.H., 1995. Anomalous Carbonate Precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian. *Palaios*, V.10, p. 578-596.
- Grossman, E.L., 1994. The Carbon and Oxygen Isotope record During the Evolution of Pangea: Carboniferous to Triassic. *In* : Klein, G.D., (ed.), *Pangea: Paleoclimate, Tectonics, and Sedimentation during Accretion, Zenith, and Breakup of a Supercontinent*. Geological Society of America Special Paper, V. 288, p. 207-228.
- Guex, J., 1978. Le Trias inférieur des Salt Range (Pakistan): problèmes biochronologiques. *Eclogae Geologicae Helveticae*, V. 71, p. 105-141.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. & Dumont, F.D., 1979. Géologie des Taurides occidentales (Turquie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, V. 58, 112pp.
- Hallam, A. & Wignall, P.B., 1997. *Mass Extinctions and Their Aftermath*. Oxford University Press, 320 p.
- Hallam, A. & Wignall, P.B., 1999. Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Science Reviews*, V. 48(4), p. 217-250.
- Handford, C.R., Kendall, A.C., Prezbindowski, D.R., Dunham, J.B. & Logan, B.W., 1984. Salina-Margin Tepees, Pisoliths, and Aragonite Cements, Lake Macleod, Western-Australia - Their Significance in Interpreting Ancient Analogs. *Geology*, V. 12(9), p. 523-527.
- Hansen, T.A., 1988. Early Tertiary radiation of marine molluscs and the long-term effects of the Cretaceous-Tertiary extinction. *Paleobiology*, V. 14, p. 37-51.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1987. The chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, V. 235, p. 1156-1167.
- 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* : de Graciansky, P.C, Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (eds.). *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins*. SEPM Special Publication V. 60, p. 3-13.
- Hardie, L.A. & Hinnov, L.A., 1997. Biostratigraphic and radiometric age data question the Milankovitch characteristics of the Latemar cycles (Southern Alps, Italy): Comments and Reply. *Geology*, V. 25, p. 470-472.
- Harris, M.T., 1993. Reef fabrics, biotic crusts and syndepositional cements of the Latemar reef margin (Middle Triassic, Italy). *Sedimentology*, V. 40, p. 383-401.

- Hauser, M., 2001. The stratigraphic evolution of the Batain Embayment of the Southern Tethys, Conference on the Geology of Oman, Field guidebook, Excursion A04, Muscat, Oman, 26p.
- Hauser, M., Martini, R., Burns, S., Dumitrica, P., Krystyn, L., Matter, A., Peters, T. & Zaninetti, L., 2001. Triassic stratigraphic evolution of the Arabian-Greater India embayment of the southern Tethys margin. *Eclogae Geologicae Helveticae*, V. 94(1), p. 29-62.
- Hayes, J.M., Strauss, H. & Kaufman, A.J., 1999. The abundance of C13 in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology*, V. 161(1-3), p. 103-125.
- Hesselbo, S.P., Grocke, D.R., Jenkyns, H.C., Bjerrum, C.J., Farrimond, P., Bell, H.S.M. & Green, O.R., 2000. Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, V.406(6794), p. 392-395.
- Heydari, E. & Hassanzadeh, J., 2003. Deev Jahi Model of the Permian-Triassic boundary mass extinction: a case for gas hydrates as the main cause of biological crisis on Earth. *Sedimentary Geology*, V.163(1-2), p. 147-163.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J. & Wade, W.J., 2000. Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran. *Sedimentary Geology*, V. 137, p.85-99.
- Heydari, E., Hassanzadeh, J., Wade, W.J. & Ghazi, A.M., 2003. Permian-Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction: Part 1- Sedimentology. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V. 193(3-4), p. 405-423.
- Hoefs, J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Verlag, 241 p.
- Holser, W.T., 1984. Gradual and abrupt shifts in ocean chemistry during Phanerozoic time. *In: Holland, H.D. et Trendall, A.F., (eds.), Patterns of Change in Earth Evolution*. Springer-Verlag, p. 123-143.
- Holser, W.T. & Magaritz, M., 1987. Events near the Permian-Triassic boundary: *Modern Geology*, V. 11, p. 155-180.
- Holser, W.T., Schidlowski, M., Mackenzie, F.T. & Maynard, J.B., 1988. Geochemical cycles of carbon and sulfur. *In: Gregor, B.C., Garrels, R.M., Mackenzie, F.T. & Maynard, J.B. (eds.), Chemical Cycles in the Evolution of the Earth*. John Wiley & Sons, p. 105-173.
- Holser, W.T. & Schönlaub, H.P., 1991. The Permian-Triassic boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region). *Abh. Geol. B.-A.*, V. 45, p. 232.
- Horacek, M., Brandner, R. & Abart, R., 2000. A positive (super 13) C excursion recorded by Lower Triassic marine carbonates from the western central Dolomites, N.-Italy, a special situation in the western Tethys? *In: 31st international geological congress; abstract volume, Brazil*.
- Horacek M., Richo, S., Brandner, R., Krystyn, L., Spötl, C. Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: The d13C record from marine sections in Iran. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, sous presse.
- Hotinski, R.M., Bice, K.L., Kump, L.R., Najjar, R.G. & Arthur, M.A., 2001. Ocean stagnation and end-Permian anoxia. *Geology*, V. 29(1), p. 7-10.
- Hudson, J.D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society of London*, V. 133, p. 637-660.
- Immenhauser, A., Schreurs, G., Peters, T., Matter, A., Hauser, M. & Dumitrica, P., 1998. Stratigraphy, sedimentology and depositional environments of the Permian to uppermost Cretaceous Batain Group, eastern-Oman. *Eclogae Geologicae Helveticae*, V. 91, p. 217-235.
- Iranian-Japanese Research Group, 1981. The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh Region, Central Iran. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University, Series of Geology & Mineralogy*, V. 47(2), p. 61-133.
- Irwin, H., Curtis, C. & Coleman, M., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, V. 269, p. 209-213.
- Isozaki, Y., 1994. Superanoxia across the Permo-Triassic boundary: Record in accreted deep-sea pelagic cherts in Japan. *In: Embry, A.F., Beauchamp, B. & Glass, D.J., (eds.), Pangea. Global Environments & Resources*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 805-812.

- Isozaki, Y., 1997a. Carbon in superocean Panthalassa across the Permo-Triassic boundary; its budget and isotope signature. Geological Society of America, Annual Meeting, abstract book V.27(6), p. 339.
- Isozaki, Y., 1997b. Permo-Triassic Boundary Superanoxia and stratified superocean - records from lost deep sea. *Science*, V. 276(5310), p. 235-238.
- Jahren, A.H., Arens, N.C., Sarmiento, G., Guerrero, J. & Amundson, R., 2001. Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous. *Geology*, V. 29(2), p. 159-162.
- Jenny-Deshusses, C. & Baud, A., 1989. Colaniella, foraminifère index du Permien tardif téthysien: propositions pour une taxonomie simplifiée, répartition géographique et environnements. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, V. 82(3), p. 869-901.
- Jenny, C. & Guex, J. Morphological variations in response to environment stress to foraminifers below the Permian-Triassic boundary. *Bul. de la société vaudoise des Sciences Nat.* Sous presse.
- Jiménez-Lopez, C., Caballero, E., Huertas, F. J. & Romanek, C.S., 2001. Chemical, mineralogical and isotope behavior, and phase transformation during precipitation of calcium carbonate minerals from intermediate ionic solution at 25°C, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V.65(19), p. 3219-3231.
- Jin, Y.G., Wang, Y., Wang, W., Shang, Q.H., Cao, C.Q. & Erwin, D.H., 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China. *Science*, V.289(5478), p. 432-436.
- Juteau, T., 1968. Commentaire de la carte géologique des ophiolites de la région de Kumluca (Taurus lycien, Turquie méridionale); cadre structural, modes de gisement et description des principaux faciès du cortège ophiolitique. *Bull. of the Min. Research and Exploration Institute of Turkey*. V. 70, p. 70-91.
- Juteau, T., 1970. Discovery of Andradite Garnet in Splitic Brecciae of Base of Submarine Volcanic Complex of Sayrun, in Province Danatalya (Lycian Taurus, Turkey). *Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l'Ac. des Sciences, Série D*, V. 271(23), p. 2077-2079.
- Juteau, T., 1975. Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie); pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Sciences de la Terre de Nancy, Mémoires*. V. 32, 692 p.
- Juteau, T., 1979. Ophiolites of Taurids - Essay About Their Oceanic History. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, V. 21(3), p. 191-214.
- Juteau, T., 1980. The Birth of the Oceans Crust. *Recherche*, V. 11(117), p. 1374-1383.
- Kaiho, K., Kajiwara, Y., Nakano, T., Miura, Y., Kawahata, H., Tazaki, K., Ueshima, M., Chen, Z.Q. & Shi, G.R., 2001. End-Permian catastrophe by a bolide impact: Evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle. *Geology*, V.29(9), p. 815-818.
- Kajiwara, Y., Yamakita, S., Ishida, K., Ishiga, H. & Imai, A., 1994. Development of a largely anoxic stratified ocean and its temporary massive mixing at the Permian/Triassic boundary supported by the sulfur isotopic record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V.111, p. 367-379.
- Kakuwa, Y., 1996. Permian-Triassic Mass Extinction Event Recorded In Bedded Chert Sequence In Southwest Japan. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V. 121, p. 35-51.
- Kato, Y., Nakao, K. & Isozaki, Y., 2002. Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change. *Chemical Geology*, V. 182(1), p. 15-34.
- Kaufman, A.J. & Knoll, A.H., 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications: *Precambrian Research*, V. 73, p.27-49.
- Kershaw, S., Guo, L., Swift, A., Fan J. & Fan L., 2002. ?Microbialites in the Permian-Triassic Boundary interval in Central China: Structure, age and distribution. *Facies* V. 47, p. 83-90.
- Kershaw, S., Zhang, T. & Lan, G., 1999. A ?microbialite carbonate crust at the Permian-Triassic boundary in South China, and its palaeoenvironments significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 146, p. 1-18.

- Kidder, D.L. & Worsley, T.R., 2004. Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V. 203(3-4), p. 207-237.
- Kimura, H., Matsumoto, R., Kakuwa, Y., Hamdi, B. & Zibaseresht, H., 1997. The Vendian-Cambrian delta C-13 record, North Iran: Evidence for overturning of the ocean before the Cambrian Explosion. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 147(1-4), E1-E7.
- Kirkland, B.L., Lynch, F.L., Rahnis, M.A., Folk, R.L., Molineux, I.J. & McLean, R.J.C., 1999. Alternative origins for nannobacteria-like objects in calcite. *Geology* V. 27, p. 347-350.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Canfield, D.E. & Grotzinger, J.P., 1996. Comparative Earth History and Late Permian Mass Extinction. *Science*, V. 273, p. 452-457.
- Korte, C., 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$  Evolution des triassischen Meerwassers: Geochemische und stratigraphische Untersuchungen an Conodonten und Brachiopoden. *Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten*, V. 52, 172 p.
- Korte, C., Kozur, H.W., Bruckschen, P. & Veizer, J., 2003. Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V.67(1), p. 47-62.
- Kotlyar, G.V., Kropacheva, G.S., Rostovtsev, K.O. & Chediya, I.O., 1984. Transcaucasia Province. *In: Kotlyar, G.V. & Stepanov, D.L., (eds.), Permian stratigraphy of the USSR. Geologicheskii Institut im A.P. Karpinskogo*, V. 286, p. 160-174.
- Kozur, H.W., 2003. Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to Stage/Substage divisions and the numeric ages of the Triassic age. *Albertiana* V.28, p. 57-74.
- Kozur, H.W., 2003. Integrated Permian ammonoid, conodont, fusulinid, marine ostracod and radiolarian biostratigraphy. *Permophiles* V.42, p. 24-32.
- Kozur, H.W., Baud, A., Wardlaw, B.R., Béchenec, F., Marcoux, J. & Richoz, S., 2001. Middle Permian conodonts from Oman. *Permophiles* V.38, p. 10-12.
- Krull, E.S., Lehrmann, D.J., Druke, D., Kessel, B., Yu, Y.Y. & Li, R.X., 2004. Stable carbon isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary in shallow marine carbonate platforms, Nanpanjiang Basin, south China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V.204(3-4), p. 297-315.
- Krull, E.S. & Retallack, G.J., 2000. Delta C-13 depth profiles from paleosols across the Permian-Triassic boundary: Evidence for methane release. *Geological Society of America Bulletin*, V. 112(9), p. 1459-1472.
- Krull, E.S., Retallack, G.J., Campbell, H.J. & Lyon, G.L., 2000. delta C-13(org) chemostratigraphy of the Permian-Triassic boundary in the Maitai Group, New Zealand: evidence for high-latitude methane release. *N. Zealand Journal of Geology & Geophysics*, V. 43, p. 21-32.
- Krystyn, L., Richoz, S. & Baud, A. (2001). A unique Permian-Triassic boundary section from Oman. *Int. Conference on the Geology of Oman, Muscat, January 2001, abstract book*, p. 52.
- Krystyn, L., Richoz, S., Baud, A. & Twitchett, R.J. (2003). A unique Permian-Triassic boundary section from Oman. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, V.191, p. 329-344.
- Kump, L.R., 1991. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove Oceans. *Geology*, V.19, p.299-303.
- Kump, L.R. & Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, V. 161(1-3), p. 181-198.
- Kvenvolden, K.A. & Kastner, M., 1988. Gas Hydrates in Sediment of the Peruvian Continental-Margin. *Abstracts of Papers of the American Chemical Society*, V.195.
- Langdon, C., Takahashi, T., Sweeney, C., Chipman, D., Goddard, J., Marubini, F., Aceves, H., Barnett, H. & Atkinson, M.J., 2000. Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. *Global Biogeochemical Cycles*, V.14(2), p.639-654.
- Lapierre, H., Samper, A., Bosch, D., Maury, R.C., Bechenec, F., Cotten, J., Demant, A., Brunet, P., Keller, F. & Marcoux, J., 2004. The Tethyan plume: geochemical diversity of Middle Permian basalts from the Oman rifted margin. *Lithos*, V.74 (3-4), p. 167-198.
- Lefevre, R., 1967. New Element in Geology of Lycian Taurus - Antalya Strata (Turkey). *Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D*, V. 265(19),

- p.1365-1368.
- Lehrmann, D. J., 1999. Early Triassic calcimicrobial mounds and biostromes of the Nanpanjiang Basin, South China. *Geology* V. 27(4), p. 359-362.
- Lehrmann, D.J., Payne, J.L., Felix, S.V., Dillett, P.M., Wang, H., Yu, Y.Y. & Wei, J.Y., 2003. Permian-Triassic boundary sections from shallow-marine carbonate platforms of the Nanpanjiang Basin, south China: Implications for oceanic conditions associated with the end- Permian extinction and its aftermath. *Palaios*, V.18(2), p. 138-152.
- Le Métour, J., 1988. Géologie de l'Autochtone des Montagnes d'Oman : la fenêtre du Saih Hatat: Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières Orléans, V. 129, 430 p.
- Le Métour, J., Béchenec, F., Chevremont, P., Roger, J. & Wyns, R., 1992a. Explanatory notes to the Geological map of Buraymi, Sheet NF40-14, scale 1:250,000. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 89 p.
- Le Métour, J., Béchenec, F., Roger, J. & Wyns, R., 1992c. Geological map of Muscat with Explanatory notes, Sheet NF40-04, scale 1:250,000. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 76 p.
- Le Métour J., Michel, J., Béchenec, F., Platel, J.P. & Roger, J., 1995, Geology and Mineral Wealth of the Sultanate of Oman. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 285 p.
- Le Métour, J., Platel, J.P., Béchenec, F., Berthiaux, A., Chevrel, S., Dubreuilh, J., Roger, J. & Wyns, R., 1993a. Geological map of Oman, scale 1:1,000,000. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Lethiers, F., 1998. Evolution de la biosphère et événements géologiques. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 321 p.
- Looy, C.V., 2000. The Permian-Triassic crisis: Collapse and recovery of terrestrial ecosystems. PhD Thesis, Utrecht, Utrecht (NL), 113 p.
- Lys, M. & Marcoux, J., 1978. Les niveaux du Permien supérieur des Nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, V. 286, p. 1417-1420.
- MacLeod, K.G., Smith, R.M.H., Koch, P.L. & Ward, P.D., 2000. Timing of mammal-like reptile extinctions across the Permian-Triassic boundary in South Africa. *Geology*, V. 28(3), p.227-230.
- Macintyre, I.G., 1985. Submarine cements – the peloidal question. *In* : Schneidermann, N. & Harris, P.M., (eds.), Carbonates cements. *SEPM Spec. Publ.*, V.36, p. 109-116.
- Magaritz, M., Bär, R., Baud, A. & Holzer, W.T., 1988. The carbon-isotope shift at the Permian/Triassic boundary in the southern Alps is gradual. *Nature*, V. 331(6154), p. 337-339.
- Magaritz, M. & Holser, W.T., 1991. The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Carbon and Oxygen Isotope Variation. *Abh. Geol. B.-A.*, V. 45, p. 149-163.
- Magaritz, M., Krishnamurthy, R.V. & Holser, W.T., 1992. Parallel trends in organic and inorganic carbon isotopes across the Permian/Triassic boundary: *American Journal of Science*, V.292, p. 727-739.
- Marcoux, J., 1970. Âge carnien de termes effusifs du cortège ophiolitique des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). *Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences et des Lettres de Paris, Série D: Sciences Nat.* V. 271(3), p. 285-287.
- Marcoux, J., 1974. «Alpine type» Triassic of the upper Antalya Nappe (western Taurids-Turkey). *In*: Zapfe, H., (ed.). *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias- The stratigraphy of the Alpine-Mediterranean Triassic. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen.* V. 2, p.145-146.
- Marcoux, J., 1976. Les séries triasiques des nappes à radiolarites et ophiolites d'Antalya (Turquie); homologues et signification probable. *Bul. de la Soc. Géol. de France*. V. 18(2), p. 511-512.
- Marcoux, J., 1987. Histoire et Topologie de la Néotéthys. Contribution à partir des exemples de la Turquie et de l'Himalaya-Tibet. Thèse de doctorat d'état. Paris VI. 2 tomes.
- Marcoux, J., 2001. CBGA-Excursions « Oman 2001 » : Aperçu de la géologie de la marge Téthysienne omanaise.
- Marcoux, J. & Baud, A., 1986. The Permo-Triassic boundary in the Antalya nappes (Western Taurides,

- Turkey). *Mem. Soc. Geol. It.*, 34: 243-252.
- Marcoux, J. & Baud, A., 1993. Late Permian to Late Triassic Tethyan paleoenvironments. In: B. Beauchamp, et al. (Editor), *Carboniferous to Jurassic Pangea*. CSPG, Calgary, pp. 197.
- Marcoux, J. & Baud, A., 1996. Late Permian to Late Triassic Tethyan paleoenvironments. Three snapshots: Late Murgabian, Late Anisian, Late Norian. *In: Nairn, X., Ricou, L.E., Vrielynck, B. & Dercourt, J., (eds.), The Tethys Ocean. The Ocean Basins and Margins*. Plenum Press, New York, p. 153-190.
- Marcoux, J., Baud, A., Krystyn, L. & Monod, O., 1986. Field Workshop «Late Permian and Triassic in Western Turkey». Guide Book, part 2, Western Tauride (Antalya-Seydisehir-Isparta-Antalya). Istanbul Technical University and Subcommission on Triassic Stratigraphy, 65 p.
- Marcoux, J. & Poisson, A., 1972. New Major Structural Unit in Nappes of Antalya - Lower Nappe and Its Radiolaritic Mesozoic Series (Western Taurus Mountains, Turkey). *Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l'Academie des Sciences, Série D*, V.275(5), p. 655-658.
- Marcoux, J., Ricou, L.E., Burg, J.P. & Brun, J.P., 1989. Shear-sense criteria in the Antalya and Alanya thrust system (southwestern Turkey): evidence for a southward emplacement. *tectonophysics*, V. 161, p. 81-91.
- Marshall, J.D., 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation: *Geological Magazine*, V. 129, p. 143-160.
- Maslin, M., Owen, M., Day, S. & Long, D., 2004. Linking continental-slope failures and climate change : testing the clathrate gun hypothesis. *Geology*, V. 32, p. 53-56.
- Maury, R.C., Bechennec, F., Cotten, J., Caroff, M., Cordey, F. & Marcoux, J., 2003. Middle Permian plume-related magmatism of the Hawasina Nappes and the Arabian Platform: Implications on the evolution of the Neotethyan margin in Oman. *Tectonics*, V.22(6), art n° 1073.
- Maury, R. C., Cotten, J., Béchennec, F., Caroff, M. & Marcoux, J., 2001. Magmatic Evolution of the Tethyan Permo-Triassic Oman margin. *Geology of Oman Symposium: Muscat, Oman*, abstract book.
- McKenzie, J.A., 1981. Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E. a stable isotope study. *Journal of Geology*, V. 89, p. 185-198.
- Merz, M., 1992. The biology of carbonate precipitation by cyanobacteria. *Facies*, V.26, p. 81-102.
- Miller, A.K. & Furnish, W.N., 1957. Permian ammonoids from southern Arabia. *Journal of Paleontology*, V. 31, p. 1043-1051.
- Min, K.W., Mundil, R., Renne, P.R. & Ludwig, K.R., 2000. A test for systematic errors in Ar-40/Ar-39 geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 64(1), p. 73-98.
- Mohtat-Aghai, P. & Vachard, D., 2003. *Dagmarita shahrezaensis* n. sp., globivalvulinid foraminifer (Wuchiapingian, Late Permian, central Iran). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*. V. 109(1), p. 37-43.
- Montenat, C., Lapparent, A. F., Lys, M., Termier, H., Termier, G. & Vachard, D., 1976. La transgression permienne et son substratum dans le jebel Akhdar (Montagnes d'Oman, Peninsule Arabique). *Annales de la Société géologique du Nord*, V. 96, p. 239-258.
- Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H. & Pratt, B.R., 1995. Carbonate Mud-Mounds, their origin and evolution. *Sp. Publ. I.A.S.* V. 23, Blackwell Science, Oxford, p. 537.
- Morante, R., 1996. Permian and Early Triassic isotopic records of carbon and strontium in Australia and a scenario of events about the Permian-Triassic boundary. *Historical Biology*, V.11, p.289-310.
- Morgan, J.P., Reston, T.J. & Ranero, C.R., 2004. Contemporaneous mass extinctions, continental flood basalts, and 'impact signals': are mantle plume-induced lithospheric gas explosions the causal link? *Earth and Planetary Science Letters*, V. 217(3-4), p. 263-284.
- Morse, J.W. & Mackenzie, F.T., 1990. *Geochemistry of Sedimentary Carbonates*. Elsevier, 707 p.
- Mundil, R., Brack, P., Meier, M., Rieber, H. & Oberli, F., 1996. High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanoclastics: Time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. *Earth and Planetary Sc. Let.*, V. 141, p. 137-151.
- Mundil, R., Metcalfe, I., Ludwig, K.R., Renne, P.R., Oberli, F. & Nicoll, R.S., 2001. Timing of the

- Permian-Triassic biotic crisis: implications from new zircon U/Pb age data (and their limitations). *Earth & Planetary Science Letters*, V. 187(1-2), p. 131-145.
- Nakazawa, K., 1992. The Permian-Triassic boundary. *Albertiana*, V. 10, p. 23-30.
- Nakazawa, K., Mohan Kapoor, H., Ishii, K., Bando, Y., Okimura, Y. & Tokuoka, T., 1975. The Upper Permian and Lower Triassic in Kashmir, India. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. & Min.*, V. 42, p. 1-106.
- Neuweiler, F., Gautret, P., Thiel, V., Lange, R., Michaelis, W. & Reitner, J., 1999. Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud mounds (Albian, N-Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record. *Sedimentology*, V.46, p. 837-859.
- Newton, R.J., Pevitt, E.L., Wignall, P.B. & Bottrell, S.H., 2004. Large shifts in the isotopic composition of seawater sulphate across the Permo-Triassic boundary in northern Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 218(3-4), p. 331-345.
- Nicolas, A., Ceuleneer, G., Boudier, F. & Misseri, M., 1988. Structural Mapping in the Oman Ophiolites - Mantle Diapirism Along an Oceanic Ridge. *Tectonophysics*, V. 151, p. 27-56.
- Nolan, S.C., Skelton, P.W., Clissold, B.P. & Smewing, J.D., 1990. Maastrichtian to early tertiary stratigraphy and paleogeography of the Central and Northern Oman Mountains. *In* Robertson, A.H.F., Searle, M.P. & Ries, A.C., (eds.) *The Geology and tectonics of the Oman region*, Geol. soc. Sp. Pub., London, p. 495-520.
- Orchard, M. J., 1995. Taxonomy and correlation of Lower Triassic (Spathian) segminate conodonts from Oman and revision of some species of Neospathodus. *Journal of Paleontology*, V. 69, p. 110-122.
- Orchard, M.J., 2003. Executive notes of the Business Meeting of ICS subcommission on Triassic stratigraphy, *Albertiana* V.28, p. 57-74.
- Orchard, M.J. & Krystyn, L., 1998. Conodonts of the lowermost Triassic of Spiti, and new zonation based on Neogondolella successions. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, V.104(3), p. 341-367.
- Orchard, M.J. & Tozer, E.T., 1997. Triassic Conodont biochronology and intercalibration with the Canadian Ammonoid sequence. *Albertiana* V. 20, p. 33-44.
- Ovtcharova, M., Bucher, H., Schaltegger, U., Galfetti, T., Brayard, A., Guex, J., 2006. New Early to Middle Triassic U-Pb ages from South China: Calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the Triassic biotic recovery. *EPSL* V. 243 (3-4) p. 463-475.
- Özgül, N., 1976. Toroslerin bazı temel jeoloji özellikleri. *Türk. Jeol. Kurumu Bül.*, V.19, p. 65-78.
- Özgül, N., 1983. Geology of the Central Taurus, Field guide book. International symposium on the geology of the Taurus belt, Ankara, Turkey, 16 p.
- Özgül, N., 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. *In*: Tekeli, O. & Goencueoglu, M.C., (eds.), *Geology of the Taurus Belt*. MTA, Ankara, Turkey, p. 77-90.
- Özgül, N., 1997. Bozkır-Hadim-Taşkent (orta toroslar'ın kuzey kesimi), dolayında yer alan tektono-stratigrafik birliklerin stratigrafisi. *MTA dergisi*, Ankara V. 119, p. 113-174.
- Padden, M., Weissert, H. & de Rafelis, M., 2001. Evidence for Late Jurassic release of methane from gas hydrate. *Geology*, V.29(3), p. 223-226.
- Palfy, J., Parrish, R.R., David, K. & Voros, A., 2003. Mid-Triassic integrated U-Pb geochronology and ammonoid biochronology from the Balaton Highland (Hungary). *Journal of the Geological Society*, V.160, p. 271-284.
- Parlak, O. & Delaloye, M., 1999. Precise Ar-40/Ar-39 ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Tectonophysics*, V. 301(1-2), p. 145-158.
- Parrish, J.T., 1993. Climate of the Supercontinent Pangea. *Journal of Geology*, V. 101(2), p. 215-233.
- Partoazar, H., 2002. Permian-Triassic boundary conodonts from Jolfa-Abadeh Belt along Northwest and Central Iran. *Permophiles*, V. 41, p. 34-40.
- Paull, C.K., Brewer, P.G., Ussler, W., Peltzer, E.T., Rehder, G. & Clague, D., 2003. An experiment demonstrating that marine slumping is a mechanism to transfer methane from seafloor gas-hydrate deposits into the upper ocean and atmosphere. *Geo-Marine Let.*, V. 22, p. 198-203.
- Payne, J.L., Lehrmann, D.J., Wei, J. Y., Orchard, M.J., Schrag, D.P., Knoll, A.H., 2004. Large

- perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian extinction. *Science* V. 305 p. 506-509.
- Perincek, D. & Kozlu, H.I., 1984. Stratigraphy and structural relations of the units in the Afsin-Elbistan-Dogansehir region (Eastern Taurus). *In*: Tekeli, O. & Goencueoglu, M.C., (eds.), *Geology of the Taurus Belt*. MTA, Ankara, Turkey. p. 181-198.
- Peryt, T.M., 1975, Significance of stromatolites for the environmental interpretation of the Buntsandstein (Lower Triassic) Rocks. *Geologisches Rundschau*, V. 64, p. 124-135.
- Peters, T., Battashi, M., Bläsi, H., Immenhauser, A., Hauser, M., Moser, L. & Al Rajhi, A., 2001. Explanatory notes to the geological maps of Sur and Al Ashkharah, Sheets NF-40-8F and NF 40-12C, scale 1:100'000. Ministry of commerce and Industry of Oman, Directorate General of Minerals, Muscat.
- Pillecuit, A., 1993. Les Blocs Exotiques du Sultanat d'Oman. Evolution paléogéographique d'une marge passive flexurale. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, V. 17, 249 p.
- Pillecuit, A., Marcoux, J., Stampfli, G., and Baud, A., 1997. The Oman Exotics: a key to the understanding of the Neotethyan geodynamic evolution. *Geodinamica Acta*, V. 10, p. 209-238.
- Popp, B.N., Parekh, P., Tilbrook, B., Bidigare, R.R. & Laws, E.A., 1997. Organic carbon  $\delta^{13}\text{C}$  variations in sedimentary rocks as chemostratigraphic and paleoenvironmental tools. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 132, p. 119-132.
- Prokoph, A. & Veizer, J., 1999. Trends, cycles and nonstationarities in isotope signals of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, V. 161(1-3), p. 225-240.
- Rabu, D., 1988. Géologie de l'autochtone des montagnes d'Oman : La fenêtre du jabal Akdar. La semelle métamorphique de la Nappe ophiolitique de Semail dans les parties orientales et centrale des Montagnes d'Oman : une revue. *Documents du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans*, V. 130, 582 p.
- Rabu, D., Le Métour, J., Béchenec, F., Beurrier, F., Villey, M. & Bourdillon-de-Grissac, C., 1990. Sedimentary aspects of the Eo-Alpine cycle on the northeast edge of the Arabian Platform (Oman Mountains). *In* : Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C., (eds.), *The Geology and tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special publication V. 49, p. 49-68.
- Racki, G. & Cordey, F., 2000. Radiolarian palaeoecology and radiolarites: is the present the key to the past? *Earth-Science Reviews*, V. 52(1-3), p. 83-120.
- Rampino, M.R. & Haggerty, B.M., 1996. Impact crises and mass extinctions; a working hypothesis. *Special Paper Geological Society of America*, V. 307, p. 11-30.
- Rampino, M.R., Prokoph, A. & Adler, A., 2000. Tempo of the end-Permian event: High-resolution cyclostratigraphy at the Permian-Triassic boundary. *Geology*, V. 28(7), p. 643-646.
- Raup, D.M., 1991. A Kill Curve for Phanerozoic Marine Species. *Paleobiology*, V. 17(1), p. 37-48.
- Ravizza, G., Norris, R.N., Blusztajn, J. & Aubry, M.P., 2001. An osmium isotope excursion associated with the late Paleocene thermal maximum: Evidence of intensified chemical weathering. *Paleoceanography*, V.16(2), p. 155-163.
- Rees, P.M., Gibbs, M.T., Ziegler, A.M., Kutzbach, J.E. & Behling, P.J., 1999. Permian climates : Evaluating model predictions using global paleobotanical data. *Geology*, V. 27(10), p. 891-894.
- Reid, R.P. & Macintyre, I.G., 1998. Carbonate recrystallization in shallow marine environments: A widespread diagenetic process forming micritized grains. *Journal of Sedimentary Research*, V. 68(5), p. 928-946.
- Reid, R.P. & Macintyre, I.G., 2000. Microboring versus recrystallization : Further insight into the micritization process. *Journal of Sedimentary Research*, V. 70(1), p. 24-28.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolt, J.F., Bebout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F. & Desmarais D.J., 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, V. 406, p. 989-992.
- Renne, P.R., Zhang, Z., Richards Mark, A., Black Michael, T. & Basu Asish, R., 1995. Synchrony and

- causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*, V. 269(5229), p. 1413-1416.
- Retallack, G.J., 1999. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia. *Geological Society of America Bulletin*, V. 111, p. 52-70.
- Retallack, G.J., Seyedolali, A., Krull, E.S., Holser, W.T., Ambers, C.P. & Kyte, F.T., 1998. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic boundary in Antarctica and Australia. *Geology*, V. 26(11), p. 979-982.
- Reuber I., Juteau T. & Whitechurch H., 1984. Genèse en contexte transformant des ophiolites d'Antalya (Turquie), *Bull. Soc. Géol. de France*, V. 26(5), p. 945-954.
- Richoz, S., Atudorei, V., Baud, A. & Marcoux, J., 2001a. Upper Permian to Lower Triassic carbon isotope record : review and new data in the Oman Mountains, from the shallow platform to the basin., *Geology of Oman, Pangea Symposium, Muscat, Oman*.
- Richoz, S., Baud, A., Cordey, F. & Marcoux, J., 2001b. Lower Triassic isotope stratigraphy of the Sumeini slope deposits (Maqam C, NW Oman), *Geology of Oman, Pangea Symposium, Muscat, Oman*.
- Richoz, S., Baud, A., Kozur, W. & Marcoux, J., 2003. Deep-water Records from Middle Permian to Lower Triassic of Oman : the demise of Permian biogenic chert and abnormal C isotope curve. XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy, Utrecht, August 10-16, Abstract book, p. 441-442.
- Richoz, S., Baud, A., Marcoux, J. & Özgül, N. 2001c. The Permo-triassic boundary interval in Western and Central Taurus : carbonate sedimentology and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb \& org}}$  isotopic stratigraphy. For 21<sup>st</sup> IAS meeting of sedimentology, Davos, abstract book p. 168.
- Richoz S., Baud, A., Krystyn, L. & Twitchett, R.J., 2005. Permo-triassic Deposits of the Oman Mountains from Basin and slope to the shallow Platform, a guidebook. Post-conference excursion N°A13, International Association of Sedimentology, 24<sup>th</sup> Regional Meeting, Muscat, January 2005, 65 p.
- Ricou, L-E, Argyriadis, I. & Lefevre, R., 1974. Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentales, Turquie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, V. 16(2), p. 107-111.
- Ricou, L-E, Argyriadis, I. & Marcoux, J., 1975. L'Axe Calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africains sous des nappes radolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques. *Bull. soc. Géol. Fr., Sér.7*, V. 17, p.1024-1044.
- Ricou, L.E., Dercourt, J., Geysant, J., Grandjacquet, C., Lepvrier, C. & Bijuduval, B., 1986. Geological Constraints on the Alpine Evolution of the Mediterranean Tethys. *Tectonophysics*, V.123(1-4), p. 83-122.
- Ricou, L-E, Marcoux, J. & Whitechurch, H., 1984. The Mesozoic organization of the Taurides; one or several ocean basins?. *In* : Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F, (eds.), *The geological evolution of the eastern Mediterranean*. Geological Society Special Publications, V. 17; p.349-359.
- Riebesell, U., Zondervan, I., Rost, B., Tortell, P.D., Zeebe, R.E. & Morel, F.M.M., 2000. Reduced calcification of marine plankton in response to increased atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature*, V.407(6802), p. 364-367.
- Riding, R., 1992. Temporal variation in calcification in marine cyanobactérie. *Journal of the Geol. Soc., London*, V. 149, p. 979-989.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates : The geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, V. 47, p. 179-214.
- Robertson, A.H.F., Poisson, A. & Akinci, O., 2003. Developments in research concerning Mesozoic-Tertiary Tethys and neotectonics in the Isparta Angle, SW Turkey. *Geological Journal*, V.38(3-4), p. 195-234.
- Robertson, A.H.F. & Woodcock, N.H., 1981a. Alakir Cay Group, Antalya Complex, Sw Turkey - a Deformed Mesozoic Carbonate Margin. *Sedimentary Geology*, V.30(1-2), p. 95-131.
- Robertson, A.H.F. & Woodcock, N.H., 1981b. Bilelyeri Group, Antalya Complex - Deposition on a Mesozoic Passive Continental-Margin, Southwest Turkey. *Sedimentology*, V. 28(3), p.381-399.

- Roger, J., Béchenec, F., Janjou, D., Le Métour, J., Wyns, R. & Beurrier, M., 1991. Geological map of Ja'alan, Sheet NF-40-8<sup>E</sup>, scale 1:100'000 with explanatory note. Ministry of commerce and Industry of Oman, Directorate General of Minerals, Muscat.
- Romanek, C. S., Grossman E.L. & J.W. Morse , 1992 : Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: Effects of temperature and precipitatin rate, *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V.56, p. 419-430.
- Rosenbaum, J. & Shepard, S.M.F., 1986. An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 50, p. 1147-1150.
- Ross, C., Baud, A. & Menning, M., 1994. A Timescale for Project Pangea. *In* : Embry, A.F., Beauchamp, B. & Glass, D.J., (eds.), *Pangea. Global Environments & Resources*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, V. 17, p. 81-83.
- Ross, C.A. & Ross, J.R., 1988. Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Postenmentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.), *Sea-level Changes: An integrated approach*. SEPM Special Publication, V. 42, p.227-247.
- Rostovtsev, K.O. & Azarian, N.R., 1973. The Permian-Triassic Boundary in Transcaucasia. *In*: Logan, A. & Hills, L.V., (eds.), *The Permian and Triassic Systems and their mutual Boundary*. *Canad. Soc. Petrol. Geol.*, p. 89-99.
- Rowland, S.M. & Gangloff, R.A., 1988. Structure and paleoecology of Lower Cambrian reefs. *Palaios*, V.3, p. 111-135.
- Ryskin, G., 2003. Methane-driven oceanic eruptions and mass-extinctions. *Geology*, V.31, p. 741-744.
- Saidi, A., Brunet, M.F. & Ricou, L.E., 1997. Continental accretion of the Iran block to Eurasia as seen from late Paleozoic to early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta*, V.10(5), p.189-208.
- Sano H. & Nakashima K., 1997. Lowermost Triassic (Griesbachian), Microbial bindstone-cementstone facies, 8south Japan). *Facies*, V. 36, p. 1-24.
- Sarkar, A., Yoshioka, H., Ebihara, M. et Naraoka, H., 2003. Geochemical and organic carbon isotope studies across the continental Permo-Triassic boundary of Raniganj Basin, eastern India. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 191(1): 1-14.
- Schidlowski, M., 2000. Carbon isotopes and microbial sediments. *In* : Riding, R. & Awramik, S.M., (eds.), *Microbial sediments*. Springer, Heidelberg, p. 84-95.
- Scholle, P.A., 1995. Carbon and Sulfur Isotope Stratigraphy of the Permian and Adjacent Intervals. *In*: Scholle, P.A., Peryt, T.M. & Ulmer-Scholle, D.S., (eds.), *The Permian of Northern Pangea*. Springer Verlag, p. 133-149.
- Schreurs, G. & Immenhauser, A., 1999. West-northwest directed obduction of the Batain Group on the eastern Oman continental margin at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Tectonics*, V.18(1), p. 148-161.
- Schubert, J.K. & Bottjer D.J., 1992. Early Triassic stromatolites as post-mass extinction desert forms. *Geology*, V. 20, p. 883-886.
- Schwab, V. & Spangenberg, J.E., 2004. Organic geochemistry across the Permian-Triassic transition at the Idrijca Valley, Western Slovenia. *Applied Geochemistry*, V.19(1), p. 55-72.
- Searle, M.P. & Graham, G.M., 1982. Oman Exotics - Oceanic Carbonate Build-Ups Associated with the Early Stages of Continental Rifting. *Geology*, V.10(1), p. 43-49.
- Searle, M. P., Cooper, J. W. & Watts, K. F., 1990. Structure of the Jabal Sumeini - Jabal Ghawil area, Northern Oman. *In* : Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C., (eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special publication V.49, p. 361-374.
- Searle, M. & Cox, J., 1999. Tectonic setting, origin, and obduction of the Oman ophiolite. *Geological Society of America Bulletin*, V.111(1), p. 104-122.
- Sepkoski, J.J.Jr., 1990. The taxonomic structure of periodic extinction. *In* : Sharpton, V.L. & Ward P.D., (eds.), *Global catastrophes in Earth History*. Geological Society of America Special paper V.247, p.33-44.
- Şenel, M., Serdaroglu, M., Kengil, R., Unverdi, M. & Gozler, M.Z., 1981. The geology of

- southeastern part of the Teke Taurus (SW Turkey). Bull. of the Min. Research and Exploration Institute of Turkey. V. 95-96, p.115.
- Şenel, M. & al., 1997. Turkish geologic maps, No. 7-12, Antalya sheet. 1:100 000. MTA, Ankara
- Şengör, A.M.C & Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, V.75, p.181-241.
- Şengör, A.M.C, 1990. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *In* : Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C., (eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special publication V.49, p. 797-831.
- Senowbari-Daryan, B., Weidlich, O. & Flügel, H. W., 1992. First Permian occurrence of «Favreinae» (crustacean coprolites); Upper Permian, Oman Mountains. *Palaeontologische Zeitschrift*. V. 66(1-2), p. 187-196.
- Sephton, M. A., Looy, C. V., Veefkind, R. J., Brinkhuis, H., De Leeuw, J. W. & Visscher, H., 2002. Synchronous record of  $\delta^{13}C$  shifts in the oceans and atmosphere at the end of the Permian. *In*: Koeberl, C. & MacLeod K.G., (eds.), *Catastrophic events and mass extinctions; impacts and beyond*. Geological Society of America Special Paper, V. 356, p. 455-462.
- Shackleton, R.M., Ries, A.C., Bird, P.R., Filbrant, J.B., Lee, C.W. & Cunningham, G.L., 1990. The Batain melange of NE Oman. *In* : Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C., (eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special publication V.49, p. 673-696
- Shapiro, R.S., 2000. A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaios*, V. 15, p. 166-169.
- Sharp, Z.D., Frey, M. & Livi, K.J.T., 1995. Stable isotope variations (H, C, O) in a prograde metamorphic Triassic red bed formation, Central Swiss Alps: Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., V. 75, p. 147-161.
- Stampfli, G., Marcoux, J. & Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 87, p. 373-409.
- Stampfli, G.M., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A. & Vannay, J.C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection. *In*: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. & Crasquin-Soleau, S., (eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passives Margins*. *Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.*, V. 186, p. 51-108.
- Stemmerik, L., 2001. Sequence stratigraphy of a low productivity carbonate platform succession: the Upper Permian Wegener Halvo Formation, Karstryggen area, East Greenland. *Sedimentology*, V. 48(1), p. 79-97.
- Stemmerik, L. & Piasezki, S., 1997. Carbon isotope shifts across the permian-Triassic boundary in East Greenland. *In*: Beauchamp, B., (ed.), *Sedimentary events and Hydrocarbon systems*. CSPG-SEPM, Calgary, p. 264.
- Stepanov, D.L., Golshani, F. & Stöcklin, J., 1969. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in north Iran. Report - Geological Survey of Iran. V.12, 67p.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *Bull of the American Association of Petroleum Geologists*, V. 52, p. 1229-1258.
- Swart, P.K., Burns, S.J. & Leder, J.J., 1991. Fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon in carbon-dioxide during the reaction of calcite with phosphoric acid as a function of temperature and technique. *Chem. Geol.* V.86, p. 89-96.
- Takemura, A., Aita, Y., Sakai, T., Kamata, Y., Susuki, N., Hori, R.S., Yamakita, S., Sakakibara, M., Campbell, H.J., Fujiki, T., Ogane, K., Takemura, S., Sakamoto, S., Kodama, K. & Nakamura, Y., 2003. Conodont-based age determination for a radiolaria-bearing lower triassic chert sequence in Arrow rocks, New Zealand. 10th meeting of the International Ass. of Radiolarian Palaeontologists, Lausanne, Abstract book, p. 108-109.
- Taraz H., 1969. Permo-Triassic section in central Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. V. 53(3), p. 688-693.
- Taraz, H., 1971. Uppermost Permian and Permo-Triassic Transition Beds in Central Iran. *American*

- Association of Petroleum Geologists Bulletin. V. 55(8), p. 1280-1294.
- Taraz, H., 1973. Correlation of Uppermost Permian in Iran, Central-Asia, and South China. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 57(6), p. 1117-1133.
- Teichert, C., 1973. Paleozoic Tethyan Ocean. Nature, V. 244(5411), p. 91.
- Thompson, J.B., 2000. Microbial Whitings. In : Riding, R. & Awramik, S.M., (eds.), Microbial sediments. Springer, Heidelberg, p. 250-260.
- Thuizat, R., Whitechurch, H., Montigny, R. & Juteau, T., 1981. K-Ar Dating of Some Infra-Ophiolitic Metamorphic Soles from the Eastern Mediterranean - New Evidence for Oceanic Thrustings before Obduction. Earth and Planetary Science Letters, V. 52(2), p. 302-310.
- Tong, J., Qiu, H., Zhao, L. & Zuo, J., 2002. Lower Triassic inorganic Carbon isotope excursion in Chaohu, Anhui Province, China. Journal of China University of Geosciences, V. 13-2, p.98-106
- Tozer, E.T., 1967. A standard for Triassic time. Bulletin of the Geological Survey of Canada, V. 156, p. 103.
- Tozer, E.T., 1984. The Trias and its ammonoids: the evolution of a time scale, 171 p.
- Tozer, E. T., & Calon, T. J., 1990. Triassic ammonoids from Jabal Safra and Wadi Alwa, Oman, and their significance. In : Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C., (eds.), The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society of London, Special publication V.49, p. 203-211.
- Treatise on Invertebrate Paleontology, 1988. Part C Protista. Moore, R.C. (ed.). Deux Volumes. Geological Society of America, University of Kansas, 900 p.
- Turner, E.C., James, N.P. & Narbonne, G.M., 2000. Taphonomic control on microstructure in early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. Palaios, V. 15, p. 87-111.
- Twitchett, R.J., 1999. Paleoenvironments and faunal recovery after the end-Permian mass extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V.157, p. 27-37.
- Twitchett, R.J., Looy, C.V., Morante, R., Visscher, H. & Wignall, P.B., 2001. Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis. Geology, V.29(4), p. 351-354.
- Twitchett, R.J., Krystyn, L., Baud, A., Wheeley, J.R. & Richoz, S., 2004. Rapid marine recovery after the end-Permian extinction event. Geology, V.32(9), p. 805-808.
- Tyson, R.V., 1995. Sedimentary Organic Matter. Organic Facies and Palynofacies, Chapman & Hall, 615p.
- Ünal, E., Altiner, D., Yilmaz, I.O. & Ozkan-Altiner, S., 2003. Cyclic sedimentation across the Permian-Triassic boundary (Central Taurides, Turkey). Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, V.109(2), p. 359-376.
- Vahrenkamp, V.C., 1996. Carbon Isotope Stratigraphy of the Upper Kharab and Shuiba Formations: Implications for the Early Cretaceous Evolution of the Arabian Gulf Region: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 80, p. 647-662.
- Veevers, J.J. & Tewari, R.C., 1995. Permian-Carboniferous and Permian-Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of Southern Pangea. Geology, V.23, p. 467-470.
- Veizer, J., Fritz, P. & Jones, B., 1986. Geochemistry of brachiopods: Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans: Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 50, p. 1679-1696.
- Villey, M., Le Métour, J. & De Gramont, X., 1986. Geological map of Fanjah with Explanatory notes, Sheet NF40-3F, scale 1:1050,000. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, Muscat.
- Visscher, H., Brinkhuis, H., Dilcher, D.L., Elsik, W.C., Eshet, Y., Looy, C.V., Rampino, M.R. & Traverse, A., 1996. The terminal Paleozoic fungal event: Evidence of terrestrial ecosystem destabilization and collapse. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, V.93, p. 2155-2158.
- Wallmann, K., 2001. Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO<sub>2</sub> and climate. Geochimica et Cosmochimica Acta, V.65, p. 3005-3025.
- Whalen, M.T., Day, J., Eberli, G.P. & Homewood, P.W., 2002. Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonate systems: examples from the Late Devonian, Alberta basin, Canada. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, V.181

p. 127-151.

- Whitechurch, H., Juteau, T. & Montigny, R. 1984. Role of the eastern Mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus) in the history of the Neo-Tethys. *In* : Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F, (eds.), The geological evolution of the eastern Mediterranean. Geological Society Special Publications. V. 17, p. 301-317.
- Whitechurch, H. 1993. Les ophiolites Thèse de Doctorat.
- Wang, K., Geldsetzer, H.H.J. & Krouse, H.R., 1994. Permian-Triassic extinction: Organic d13C evidence from British Columbia, Canada. *Geology*, V. 22, p. 580-584.
- Wang, W., Cao, C.Q. & Wang, Y., 2004. The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian-Guadalupian boundary. *Earth Planetary Science Letter*, V.200, p. 57-67.
- Wardlaw, B.R. & Collinson, J.W., 1984. Conodont paleoecology of the Permian Phosphoria Formation and related rocks of Wyoming and adjacent areas. *In*: Clark, D.L., (ed.), Conodont biofacies and provincialism. Special Paper - Geological Society of America. V.196, p. 263-281.
- Wardlaw, B.R., Henderson, C.M. & Mei, S., 2003. Progress on the conodont taxonomy and zonation for the lower part of the Changhsingian. *Permophiles*, V. 42, p. 33-35.
- Watts, K. F., 1985. Evolution of a carbonate slope facies along a South Tethyan continental margin : the Mesozoic Sumeini group and the Qumayrah facies of the Muti formation, Oman. PhD thesis, University of California, Santa Cruz.
- Watts, K. F., 1990. Mesozoic carbonate slope facies marking the Arabian platform margin in Oman: depositional history, morphology and paleogeography. *In* : Robertson, A. H. F., Searle, M. P. & Ries, A. C., (eds.), The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society of London, Special publication V.49, p. 139-159.
- Watts, K. F., & Blome, C. D., 1990. Evolution of the Arabian carbonate platform margin slope and its response to orogenic closing of a Cretaceous basin, Oman. *In* : Tucker, E., Lee Wilson, J., Crevello, P. D., Sarg, J. R. & Read, J. F., (eds.), Carbonate platforms: facies, sequences and evolution. Special Publication V.9 of the SEPM, Blackwell scientific publications.
- Watts, K. F. & Garrison, R. E., 1986. Sumeini group, Oman. Evolution of a Mesozoic carbonate slope on a South Tethyan continental margin. *Sedimentary geology*, V. 48, p. 107-168.
- Weidlich, O., 1996a. Bioerosion in Late Permian Rugosa from Reefal Blocks (Hawasina Complex, Oman Mountains) - implications for reef degradation: *Facies*, V. 35, p. 133-142.
- Weidlich, O., 1996b. Comparative analysis of Late Permian reefal limestones from the Capitan Reef (New Mexico, USA) and the Oman Mountains: *Goettinger Arbeiten zur Geologie und Palaeontologie*, p. 329-332.
- Weidlich, O., 1999. Taxonomy and reefbuilding potential of Middle/Late Permian Rugosa and Tabulata in platform and reef environments of the Oman Mountains. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie-Abhandlungen*, V. 211, p. 113-131.
- Weidlich, O. & Bernecker, M., 2003. Supersequence and composite sequence carbonate platform growth: Permian and Triassic outcrop data of the Arabian platform and Neo-Tethys. *Sedimentary Geology*, V.160(1-3), p. 287-288.
- Weidlich, O., Bernecker, M. & Flügel, E., 1993. Framework reconstruction of Upper Permian and Triassic reefal carbonates at the southern Tethyan margin (Sultanate Oman); a cornerstone for comparison. *In* : Beauchamp, B., Embry, A., & Glass, D., (eds.), Carboniferous to Jurassic Pangea. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. p. 331.
- Weidlich, O., Bernecker, M. & Flügel, E., 1993. Combined quantitative analysis and microfacies studies of ancient reefs: An integrated approach to Upper Permian and Upper Triassic reef carbonates (Sultanate of Oman). *Facies*, V. 28, p. 115-144.
- Weidlich, O. & Flügel, H. W., 1995. Upper Permian (Murghabian) Rugose Corals from Oman (Baid Area, Saih Hatat) - community structure and contributions to reefbuilding processes. *Facies*, V. 33, p. 229-263.
- Weidlich, O., Kiessling, W. & Flügel, E., 2003. Permian-Triassic boundary interval as a model for forcing marine ecosystem collapse by long-term atmospheric oxygen drop. *Geology*, V. 31, p. 961-964.

- Weidlich, O. & Senowbari, D. B., 1996. Late Permian «sphinctozoans» from reefal blocks of the Ba'id area, Oman Mountains. *Journal of Paleontology*, V. 70, p. 27-46.
- Wignall, P.B. & Hallam, A., 1992. Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 93, p. 21-46.
- Wignall, P.B., Hallam, A., Xulong, L. & Fengqing, Y., 1995. Palaeoenvironmental changes across the Permian/Triassic boundary at Shangsi (N. Sichuan, China). *Historical Biology*, V.10, p. 175-189.
- Wignall, P.B., Morante, R. & Newton, R., 1998. The Permo-Triassic transition in Spitsbergen: delta C-13(org) chemostratigraphy, Fe and S geochemistry, facies, fauna and trace fossils. *Geological Magazine*, V. 135(1), 47-62.
- Wignall, P.B. & Twitchett, R.J., 1996. Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction. *Science*, V. 272(5265), p. 1155-1158.
- Wignall, P.B. & Twitchett, R.J., 1997. The Permo-Triassic mass extinction in East Greenland. 36th Palaeontological Association; annual Christmas meeting, timetable and abstracts, p. 33.
- Wignall, P.B. & Twitchett, R.J., 1999. Unusual intraclastic limestones in Lower Triassic carbonates and their bearing on the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Sedimentology*, V. 46(2), p. 303-316.
- Wignall, P.B. & Twitchett, R.J., 2002a. Permian-Triassic sedimentology of Jameson Land, East Greenland : incised submarine channels in an anoxic basin. *Journal of the Geol. Soc. London*, V. 159, p. 691-703.
- Wignall, P.B. & Twitchett, R.J., 2002b. Extent, duration, and nature of the Permian-Triassic superanoxic event. *In* : Koeberl, C. & Macleod, K.C., (eds.), *Catastrophic events and Mass extinctions : Impacts and Beyond*. Boulder, Colorado, Geological society of America, special paper, V.356, p. 395-413.
- Woods, A. D., 1998. Palaeoenvironmental analysis of the Union Wash Formation, east-central California. Evidence for unique Early Triassic paleoceanographic conditions. Thesis, Los Angeles, USC, 270 p.
- Woods, A.D. & Bottjer, D.J., 2000. Distribution of Ammonoids in the Lower Triassic Union Wash Formation (Eastern California): Evidence for paleoceanographic conditions during recovery from the end-Permian mass-extinction. *Palaios*, V. 15, p. 535-545.
- Woods, A.D., Bottjer, D.J., Mutti, M. & Morrison J., 1999. Lower Triassic large sea-floor carbonate cements :their origin and a mechanism for the prolonged biotic recovery from the end-Permian mass-extinction. *Geology*, V. 27, p.645-648.
- Wyns, R., Béchenec, F., Le Métour, J., Roger, J. & Chevrel, S., 1992. Geological map of Sur, Sheet NF 40-08, scale 1:250,000. Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 103 p.
- Xu, D.-Y. & Yan, Z., 1993. Carbon isotope and iridium event markers near the Permian/Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 104, p. 171-176.
- Yanagida, J., & Pillecuit, A., 1994. Permian Brachiopods from Oman: *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series D, Earth and Planetary Sciences*, V. 28, p. 61-69.
- Yang, Z. & Li, Z., 1992. Permo-Triassic boundary relations in South China. *In* : Sweet, W.C., Zunyi, Y., Dickins, J.M. & Hongfu, Y., (eds.), *Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys (Stratigraphy, Classification, and Relations with the Western Tethys)*. Cambridge University Press, p. 9-20.
- Yilmaz, I.O. & Altiner, D., 2001. Use of sedimentary structures in the recognition of sequence boundaries in Upper Jurassic-Upper Cretaceous peritidal carbonates of the Western Taurides, Turkey. *International Geology Review*, V.43(8), p. 736-753.
- Yin, H.F. & Tong, J.N., 1998. Multidisciplinary high-resolution correlation of the Permian-Triassic boundary. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, V. 143(4), p. 199-212.
- Yin, H., Zhang, K., Tong, J., Yang, Z. & Wu, S., 2001. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary. *Episodes*, V. 24(2), p. 102-114.

- Yoshioka, H., Asahra, Y., Tojo, B. & Kawakami, S., 2003. Systematic variations in C, O and Sr isotopes concentrations in Neoproterozoic carbonates in Namibia: implications for glacial to inter glacial transition. *Precambrian Research*, V.124, p. 69-85.
- Yugan, J., Wardlaw, B.R., Glenister, B.F. & Kotlyar, G.V., 1997. Permian chronostratigraphic subdivisions. *Episodes*, V. 20, p. 10-15.
- Zerari-Leduc, S., 1999. Etude stratigraphique du Permo-Trias Téthysien (sédimentologie, Géochimie et Manétostratigraphie). Thèse à l'université Pierre et Marie Curie, Paris, 199 p.
- Zakharov, Y.D., 1985. The Permian-Triassic boundary stratotype. *Byulleten' Moskovskogo Obshchestva Ispytateley Prirody, Otdel Geologicheskoy*. V.60(5), p. 59-70.
- Zhang, Q. & Xu, D., 1996. Inquiring Into Indicators and Origin Of Catastrophic Events At Stratigraphic Boundaries. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, V.13, p. 373-378.
- Zhang, R., Follows, M.J., Grotzinger, J.P. & Marshall, J., 2001. Could the Late Permian deep ocean have been anoxic? *Paleoceanography*, V.16(3), p. 317-329.

# Planches

Planches I : Macrofaciès de carbonates microbiens.

Planches II : Microfaciès de l'intervalle limite Permien-Trias au Çürük dağ (Taurus, Turquie).

Planches III : Conodontes du Çürük dağ (Taurus, Turquie).

## Planche I

### Quelques faciès de carbonates microbiens

- 1 : Stromatolites (mésostructures laminées) en dômes (macrostructures) croissant sur une plate-forme interne, Griesbachien. Coupe du Çürük dağ, Taurus, Turquie. Voir figure 5.4 et chapitre 5.2.1.
- 2 : Stromatolites (mésostructures laminées) en colonnes (macrostructures) croissant sur une plate-forme interne, Griesbachien. Coupe de Taşkent, Taurus, Turquie. Voir figure 5.13 et chapitre 5.4.
- 3 : Stromatolites (mésostructures laminées) plans croissant sur des dépôts de bas de pente, Griesbachien. Coupe de Maqam, Sumeini, Oman. Voir figure 4.21 et chapitre 4.3.
- 4 : Thrombolites (mésostructures grumeleuse) en dômes (macrostructures), Griesbachien, Coupe de Shareeza, Iran central. Voir figure 6.4 et chapitre 6.2.
- 5 : Oncoïdes, Griesbachien, coupe de Zal, Transcaucasie, Iran. Voir figure 6.5 et chapitre 6.3.
- 6 : Précipitation directe radiale décimétrique, coupe de Shareeza, Iran Central. Voir figure 6.4 et chapitre 6.2.
- 7 : Dendrolites (mésostructures en dendrites) en macrostructure, Griesbachien, coupe d'Abadeh, Iran Central. Voir figures 6.2 et 6.8 et chapitre 6.2.
- 8 : Brèches intraformationnelles. La lithification précoce est due d'après certains auteurs ou à une médiation microbienne ou à sursaturation en bicarbonates. Maqam, Sumeini, Oman. Voir figures 4.23, 4.24 et 4.25 et chapitre 4.2.
- 9 : Stromatolites (mésostructures laminées non-visibles sur la photo) en cônes (macrostructures). Coupe de Pamucak, Taurus, Turquie. Voir Annexe 1.
- 10 : Bioherme (macrostructures) thrombolitique avec un coeur de cristaux de calcites décimétriques radiaires. Coupe de Pamucak, Taurus, Turquie. Voir Annexe 1.

# Planche I



1



2



3



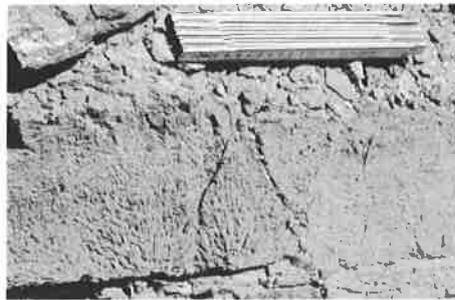
4



5



6



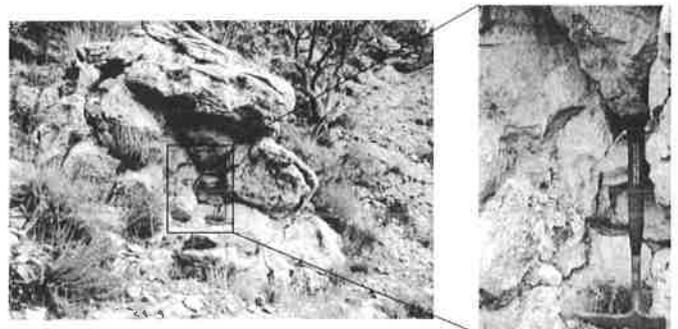
7



8



9



10

## Planche II

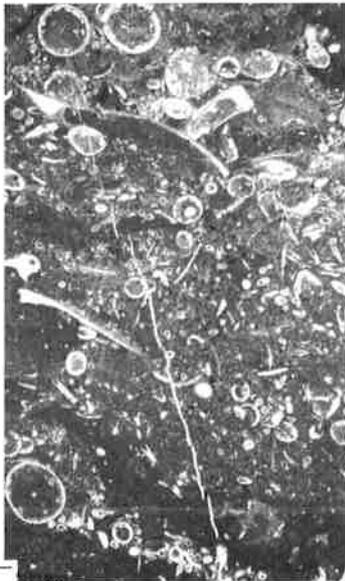
### Quelques micofaciès de la coupe du Çürük dağ.

Se référer au chapitres 5.2.1 pour une description plus détaillée des micofaciès et aux figures 5.4 et 5.18 pour l'emplacement des échantillons.

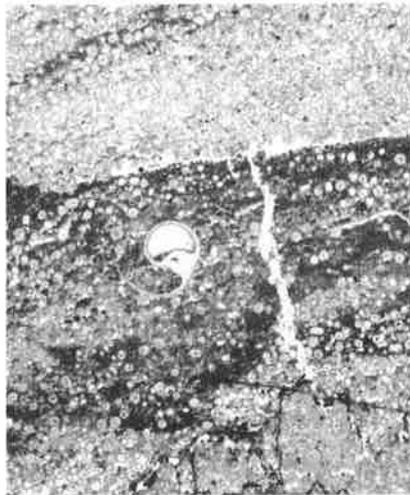
- T99/ 10 : Wakstone bioclastique à dominance d'algues calcaires et daté d'âge permien par foraminifères.
- T10 : Packstone oolitique de l'horizon F.
- T12 : Alternances de micrites grumeleuses, micrites péloïdales et micrites indifférenciées formant un stromatolite légèrement en dôme. Niveau S1.
- CD 120 : Structures algo-bactériennes non clairement définies. Niveau K1 (premier niveau post-extinction).
- CD 124 : Dominance de micrites grumeleuses avec quelques aiguilles de calcite de précipitation induite. Base du niveau S2.
- T14 : Micrite indifférenciée d'origine algo-bactérienne. Sommet de Th2.
- T20/116 : Micrite grumeleuses et aiguilles de calcite dues à une précipitation induite en bas de la photo passant plus haut à des alternances de micrites péloïdales, micrites indifférenciées et microsparites. En mésostructure, l'alternance n'est pas visible mais seulement des grumaux de la partie basse. Cette roche est donc un thrombolite. Notez la cavité centrale, remplie d'abord par des ciments géodiques puis par une micrite dense. Niveau S3
- T15 : Les alternances sont marquées par des aiguilles radiaires de calcite dues à une précipitation directe. Elles croissent de façon plans parallèles, chaque niveau sombre représentant le début d'un nouveau stade de croissance. Les agrandissements présentent des croissances radiaires de calcites de précipitation directe autour d'un microgastéropode et d'un petit claste. Ces structures peuvent mimer des oolites en macrofaciès. Niveau Th3
- T19 : Micrites grumeleuses associées à des précipitations de calcites induites par des cyanobactéries. Le réseau microbien laisse des cavités remplies par de la micrite dense et de très nombreux ostracodes qui semblent apprécier ces conditions. Base du niveau Th4.

# Planche II

T99/ 10

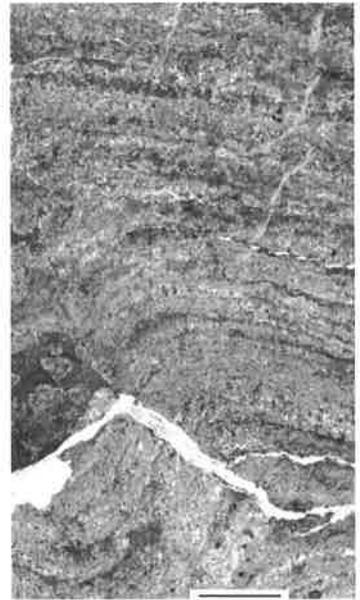


T10



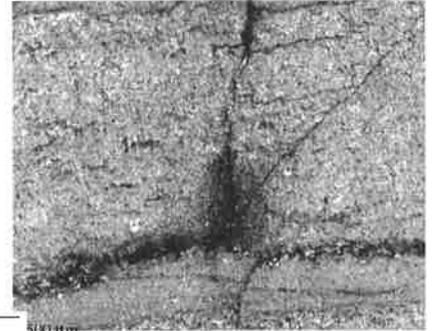
500 μm

T12



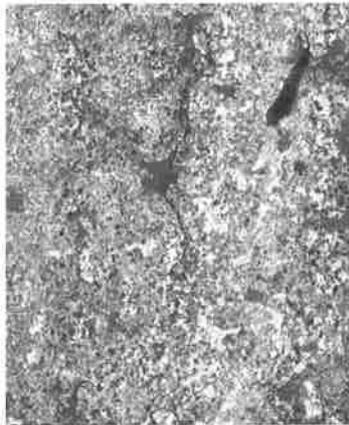
500 μm

T14



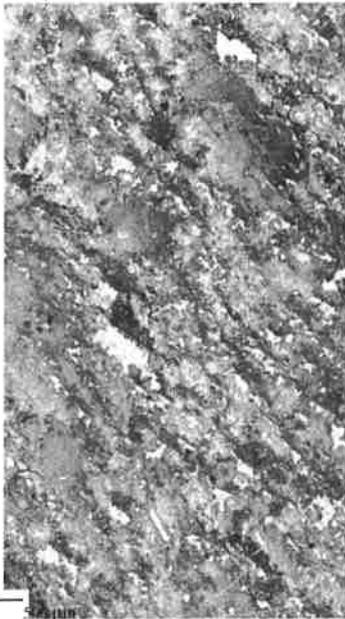
500 μm

CD 124

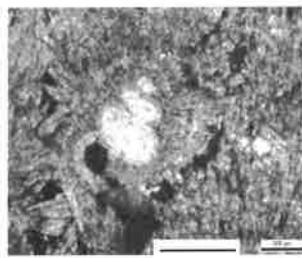


500 μm

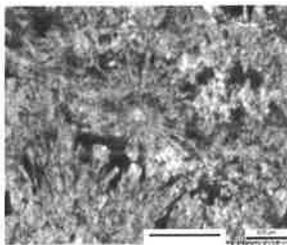
CD 120



T15



100 μm



100 μm



500 μm

T20/ 116



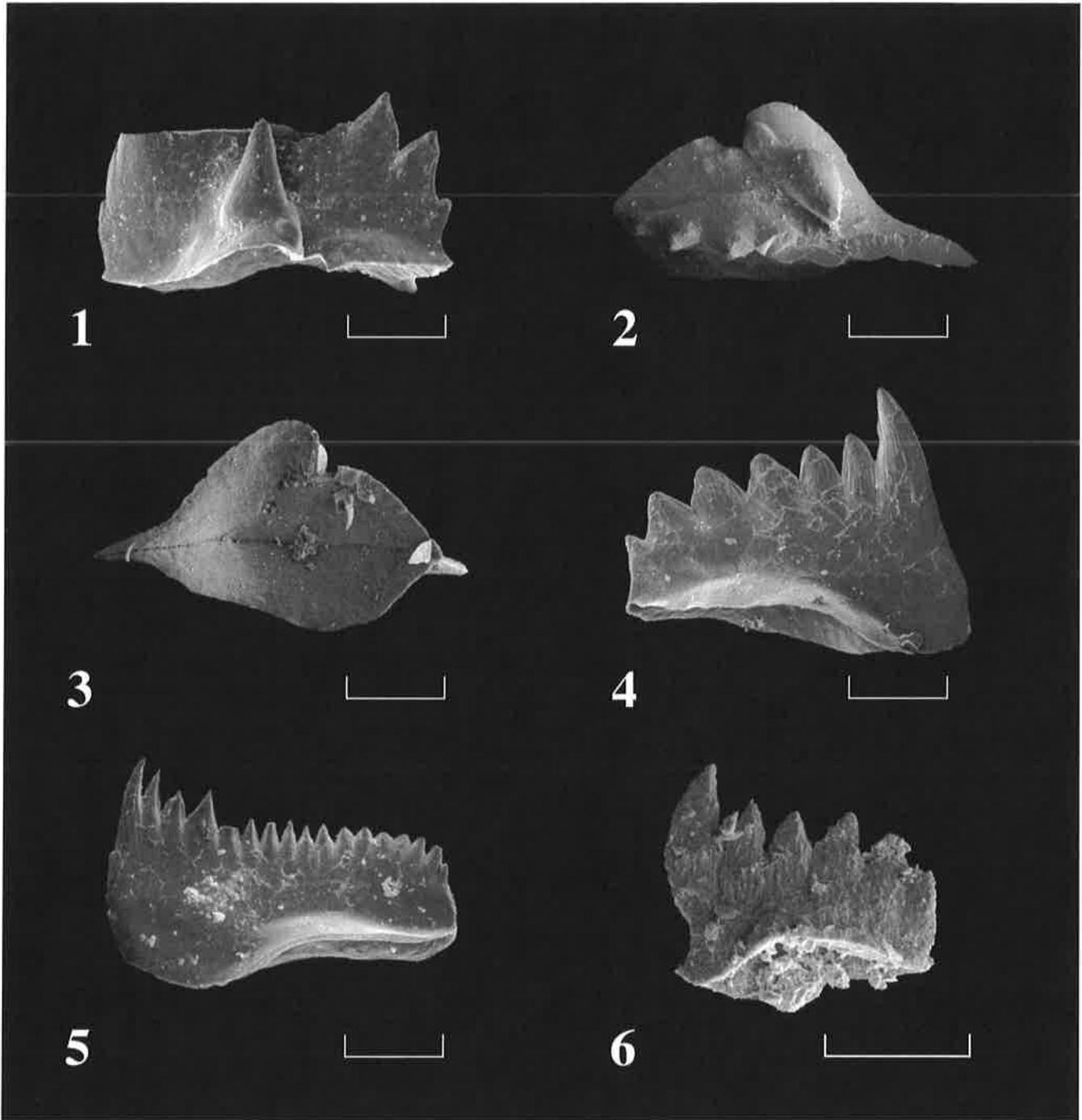
500 μm

T19



500 μm

# Planche III



Conodontes du Çürük dağ. Barre d'échelle : 100  $\mu$ m.

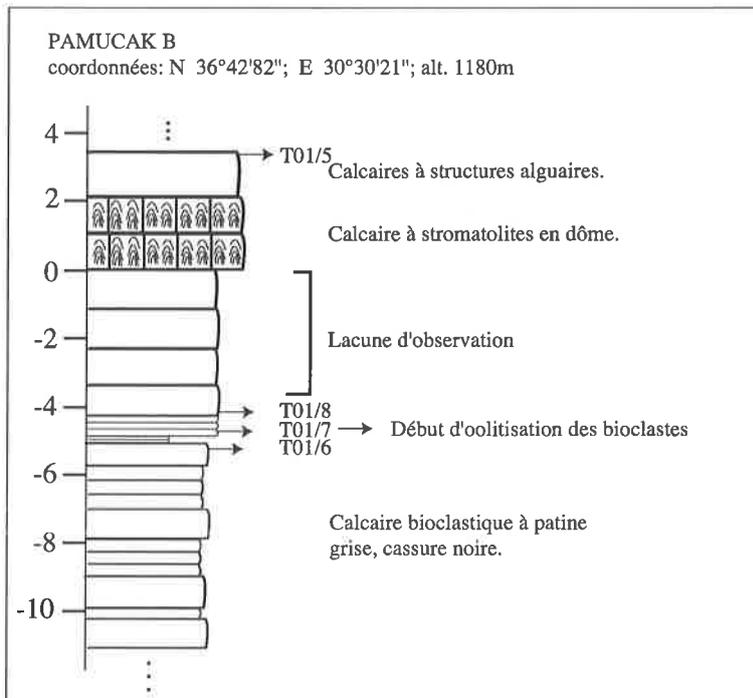
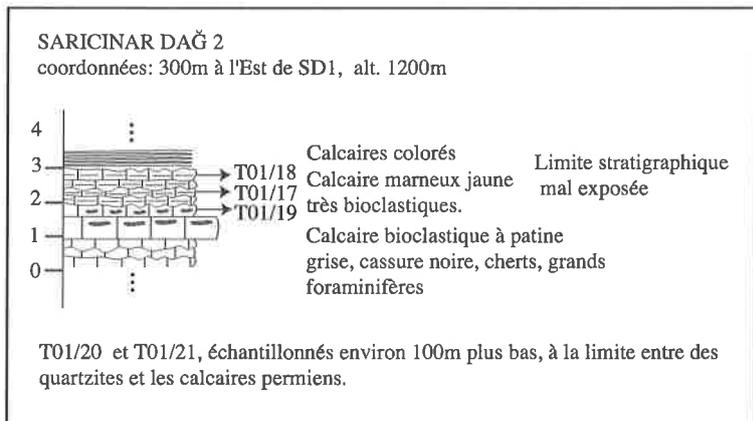
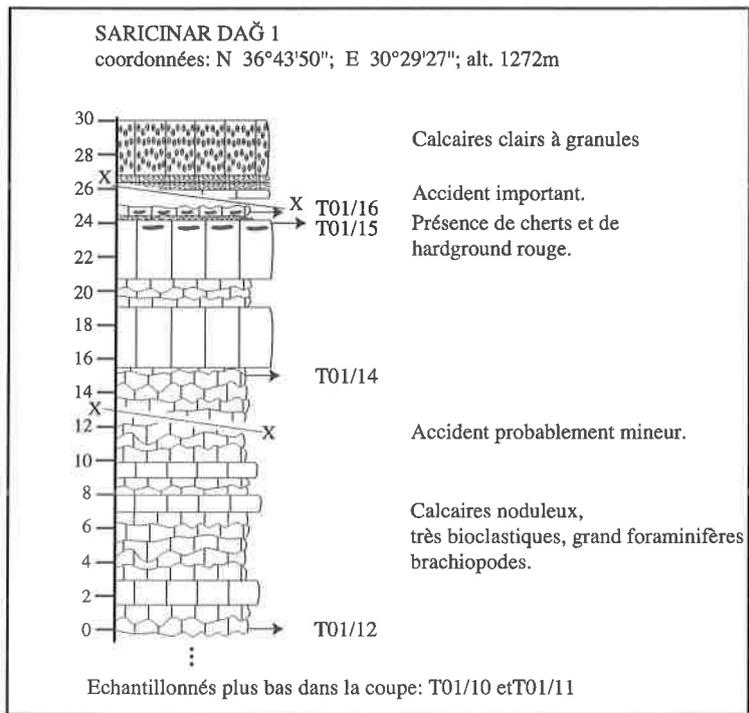
- 1 : *Isarcicella isarcica staeschei* (Dai & Zhang), vue latérale. Zone à *I. isarcica*, échantillon T11, niveau k1.
- 2 : *Isarcicella isarcica staeschei* (Dai & Zhang), vue supérieure. Zone à *I. isarcica*, échantillon T11, niveau k1.
- 3 : *Isarcicella isarcica staeschei* (Dai & Zhang), vue inférieure. Zone à *I. isarcica*, échantillon T11, niveau k1.
- 4 : *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova), vue latérale. Zone à *I. isarcica*, échantillon T13, sommet du niveau S1.
- 5 : *Hindeodus* sp., vue latérale. Zone à *I. isarcica*, échantillon T13, sommet du niveau S1.
- 6 : *Hindeodus parvus* (Kozur & Pjatakova), vue latérale. Zone à *I. isarcica*, échantillon T18, niveau S5.

# Annexes

Annexe 1 :	Diverses coupes de la région de Pamučak, Nappe d'Antalya
Annexe 2 :	Coupe de Demirtaş-Kalimiça, Nappe d'Antalya
Annexe 3 :	Coupe de Hadim-Gevne, Nappes de l'unité de l'Ala dağ
Annexes 4-8 :	Résultats isotopiques des profils d'Oman
Annexes 9-11:	Résultats isotopiques des profils de Turquie
Annexes 12-15 :	Résultats isotopiques des profils d'Iran
Annexe 16:	Résultats des analyses Rock-Eval

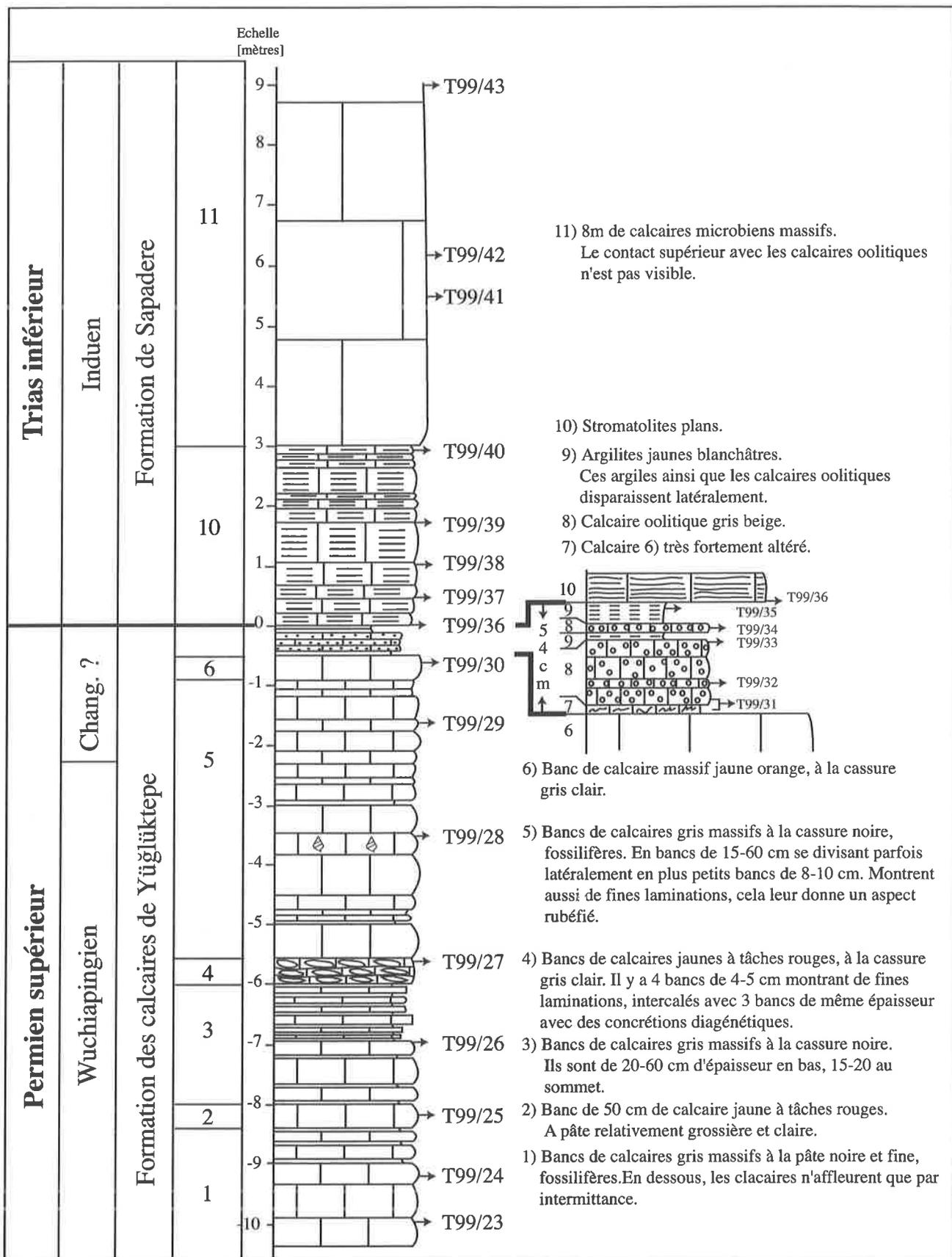
# Annexe 1

## Diverses coupes de la région de Pamucak, Nappe d'Antalya.



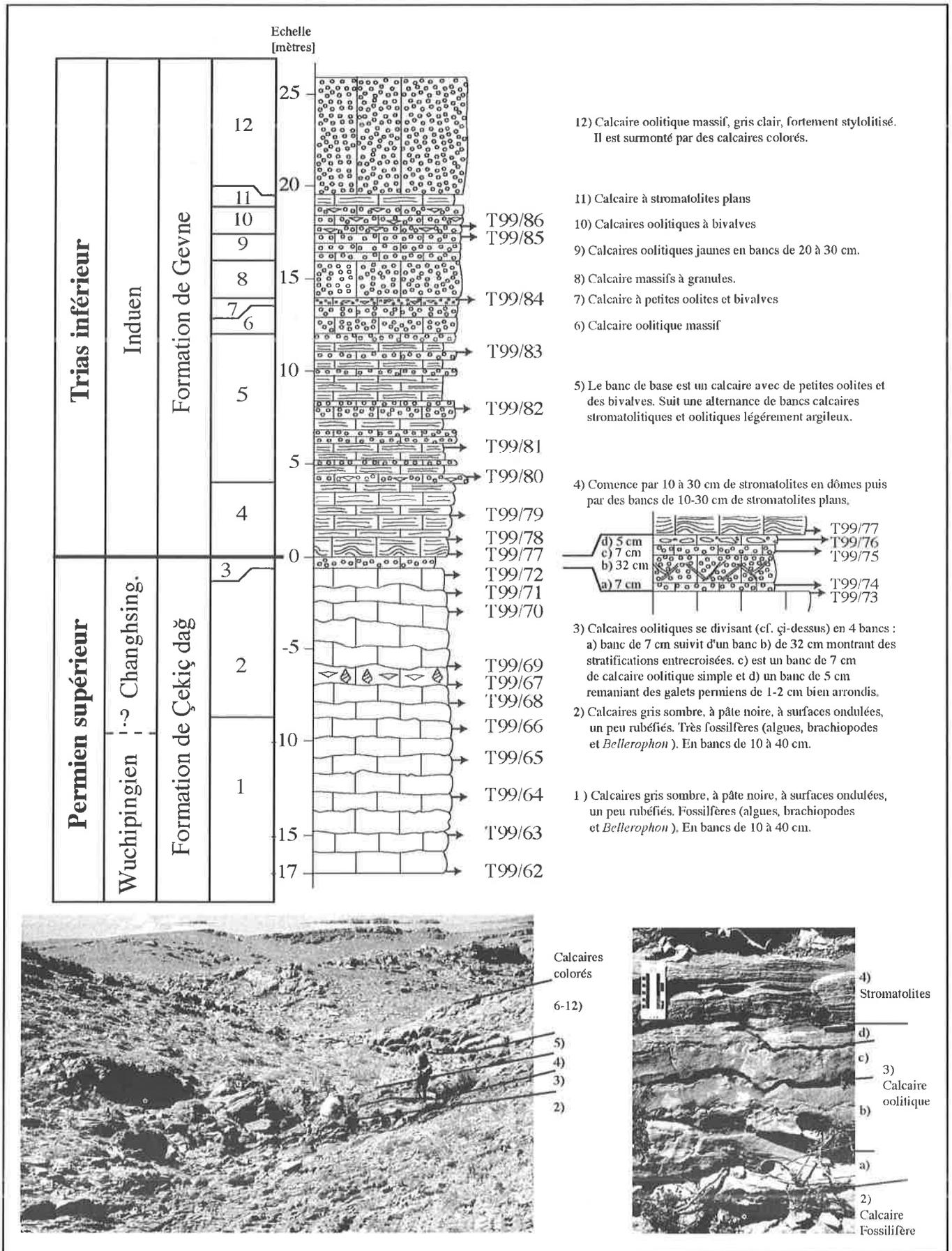
## Annexe 2

### Coupe de Demirtaş-Kalmiça, Nappe d'Antalya, Fenêtre de Demirtaş



Coordonnées de la coupe : N36°27'35", E32°14'86", alt. 140m.

Coupe de la route Hadim-Gevne, Nappes de l'unité de l'Ala dağ



Coordonnées de la coupe : N36°52'52", E32°25'29", alt. ~1900m.

## Annexe 4

Valeurs isotopiques du profil de Wadi Sahtan

N° échantillon	Hauteur m	d13C	d18O
OM1/ 88	95	<b>1.89</b>	<b>-1.47</b>
Mh65	87.5	1.47	-0.80
OM0 52	85.7	<b>0.74</b>	<b>-1.04</b>
OM0 51	84	<b>2.63</b>	<b>-1.70</b>
Mh61	83	<b>0.55</b>	<b>-1.09</b>
Mh 60	82.2	0.32	-0.95
Mh 58	81.2	0.15	-0.89
OM0 50	80	0.82	-1.29
Mh 57	78	0.66	-1.14
Mh 56	76.8	0.45	-0.93
Mh 55	73.8	0.03	-1.02
Mh 53	71	0.45	-1.46
OM0 48	69.5	0.54	-0.92
Mh 51	68.3	0.15	-1.20
Mh 50	67.3	0.58	-0.92
Mh 49	65.8	0.71	-1.32
Mh 48	64.8	1.06	-1.90
Mh47	63.8	<b>0.62</b>	<b>-0.86</b>
Mh45	62.7	<b>0.40</b>	<b>-1.08</b>
OM0 47	61	<b>0.45</b>	<b>-1.18</b>
OM0 45	60	0.28	-0.87
Mh42	58	<b>0.43</b>	<b>-1.89</b>
OM0 44	57	<b>0.72</b>	<b>-1.23</b>
OM0 43	50	<b>0.75</b>	<b>-1.35</b>
Mh40	49	0.69	-1.16
Mh39	47	<b>0.87</b>	<b>-1.63</b>
OM0 42	45	<b>-0.01</b>	<b>-1.40</b>
Mh37	44.7	<b>0.40</b>	<b>-1.15</b>
Mh36	43.2	<b>0.63</b>	<b>-1.17</b>
Mh35	41.4	0.18	-1.37
Mh34	40.4	<b>0.56</b>	<b>-1.63</b>
Mh32	38.3	<b>0.40</b>	<b>-1.60</b>
OM0 41	37.5	<b>0.47</b>	<b>-1.27</b>
Mh31	37	2.7	-1.51
Mh30	36	4.03	-2.78
Mh29	35	3.72	-0.85
Mh28	34	3.92	-2.02
Mh27	33	2.99	-3.52
Mh26	31	3.59	-3.01
Mh25	29	2.86	-2.16
Mh24	27.8	2.87	-3.83
Om 35	27.5	1.45	-1.68
Mh23	26	0.62	-0.44
Om 34	26	0.90	-1.49
Om 33	24	1.20	-0.86
Om 32	22.3	1.69	-2.18
Mh22	22.2	2.65	-1.62
Om 31	21	2.59	-2.51
Om 30	19.1	2.50	-4.00
Om 29	18.5	2.66	-2.66
OM0 36	17.5	<b>3.84</b>	<b>-1.61</b>
Om 28a	16.5	3.92	-2.02
Om 28	16.5	3.86	-0.81
OM0 35	16.2	<b>4.26</b>	<b>-1.60</b>
Om 27	14	3.90	-1.89
Om 26a	12.8	3.73	-3.87
Om 26	12.5	3.64	-2.18
OM0 34	11.7	<b>3.41</b>	<b>-2.27</b>
Om 25	11	3.24	-2.23
Om 24	10	3.32	-3.17
OM0 33	9.6	<b>2.68</b>	<b>-2.09</b>
OM0 32	8.4	<b>2.33</b>	<b>-2.69</b>

N° échantillon	Hauteur m	d13C	d18O
Om 23	7	0.60	-1.56
OM0 31	6.3	<b>2.37</b>	<b>-2.90</b>
OM0 30	5	<b>1.88</b>	<b>-2.73</b>
Mh20	4.5	1.88	-2.43
Om 22	4	2.79	-2.59
Om 21	1.4	2.45	-2.57
Mh19	1.5	1.55	-2.01
Mh38	1	1.59	-2.47
Om 20	0.4	2.08	-2.42
Mh 16 A	0.3	1.24	-1.59
Om 19	-0.8	1.74	-1.42
OM1/ 76	-0.9	<b>2.32</b>	<b>-2.15</b>
OM1/ 77	-1	<b>2.16</b>	<b>-1.42</b>
OM1/ 79	-1.7	<b>1.81</b>	<b>-1.62</b>
Om 18	-2	1.70	-2.29
OM1/ 80	-2.4	<b>2.26</b>	<b>-1.65</b>
Om 17	-19	1.99	-1.47
Om 16	-21	1.46	-1.33
Om 15	-31	1.90	-1.55
OM0 27	-35	<b>2.12</b>	<b>-2.17</b>
Om 14	-37	1.50	-1.52
Om 13	-47	1.03	-1.07
OM0 26	-48	<b>1.62</b>	<b>-1.79</b>
OM0 25	-63	<b>1.65</b>	<b>-1.94</b>
Om 12	-64	0.90	-1.45
OM0 24	-65	<b>0.83</b>	<b>-1.38</b>
OM11	-67	1.38	-1.25
OM0 23	-71.6	0.99	-1.06
OM0 22	-76	0.86	-0.98
OM0 20	-81	0.83	-0.84
OM0 19	-82.1	<b>1.65</b>	<b>-1.15</b>
OM0 18	-82.35	<b>1.81</b>	<b>-1.34</b>
99/35	-83	<b>1.09</b>	<b>-0.90</b>
OM0 17	-83.8	<b>2.98</b>	<b>-0.35</b>
99/34	-86	<b>2.27</b>	<b>-1.06</b>
OM1/ 56	-86.4	<b>2.15</b>	<b>-1.32</b>
OM1/ 55	-87	<b>2.19</b>	<b>-1.81</b>
OM1/ 53 B2	-87.9	<b>2.91</b>	<b>-2.14</b>
OM1/ 53 B1	-87.95	<b>2.44</b>	<b>-2.03</b>
OM1/ 53 A2	-88	<b>2.03</b>	<b>-1.85</b>
OM1/ 53 A1	-88.05	<b>2.23</b>	<b>-1.91</b>
OM0 15	-88.1	<b>1.98</b>	<b>-2.61</b>
Om 10	-87.8	2.60	-4.07
Om 9	-89	3.57	-2.96
OM0 14	-90.2	3.57	-3.47
OM0 13	-91.9	<b>3.45</b>	<b>-4.02</b>
99/29	-100	3.16	-2.81
99/27	-114	<b>3.57</b>	<b>-1.42</b>
99/24	-123	3.33	-4.16
99/20	-129	<b>3.15</b>	<b>-2.28</b>
99/17	-135	<b>4.66</b>	<b>-1.16</b>
99/14	-149	4.08	-1.06
99/ 12	-165	<b>4.65</b>	<b>-0.84</b>
99/11	-168	3.84	-1.96
99/ 8	-178	<b>5.01</b>	<b>-0.92</b>
99/6	-195	5.16	-1.80
99/4	-203	<b>5.18</b>	<b>-1.64</b>
99/1	-211	4.55	-1.99

Niveau 0 de la hauteur = base de la Formation de Mahil

## Annexe 5

### Valeurs isotopiques du profil de Wadi Maqam

N° échantillon	Hauteur m	d13C	d18O	N° échantillon	Hauteur m	d13C	d18O
MS-6/468	-460	5.49	-3.67	OM0 103	26.6	0.97	-4.51
MS-6/502a	-400	3.39	-3.32	OM1 40	30	1.21	-4.91
MS-6/503	-390	4.95	-2.29	98/162	31	1.40	-5.27
MS-6/496	-360	3.58	-5.63	OM0 104	33	1.74	-4.27
MS-6/507	-320	2.64	-5.43	98/164	35	1.44	-4.36
MS-6/509	-300	3.66	-5.50	OM0 106	43	0.72	-5.11
MS-6/512	-150	4.50	-2.47	OM0 107	50.5	-0.57	-4.49
MS-6/514	-0.5	4.89	-3.21	OM0 108	58	0.40	-5.81
A8	-12	<b>3.66</b>	<b>-1.36</b>	OM0 109	66	0.23	-5.27
OMO 83 4)	-11	3.40	-4.18	OM0 110	76	0.12	-5.79
A7	-9.5	<b>3.48</b>	<b>-5.24</b>	OM0 112	88	0.06	-6.02
A6	-8.5	<b>3.42</b>	<b>-4.77</b>	OM0 113	96.7	0.03	-5.04
OMO 84	-8	2.97	-4.17	OM0 114	108.1	-0.71	-4.73
A5	-7.5	<b>3.15</b>	<b>-4.95</b>	OM0 118	146	-0.96	-6.13
A4	-7.3	<b>3.11</b>	<b>-4.40</b>	OM0 121	148	-2.32	-5.81
OMO 76	-7	3.24	-3.98	OM0 122	165.3	-0.72	-6.23
OM0 77	-6.3	3.62	-4.08	OM0 123	187	-0.70	-6.04
OM0 78	-6	3.54	-4.10	OM0 125	193.9	-0.69	-5.97
OMO 85 1	-5.5	3.35	-4.75	OM0 126	194	-0.77	-6.34
OMO 85 2	-5.5	3.49	-4.48	OM0 128	203.3	-0.83	-6.78
OM0 79	-4	2.68	-5.12	OM0 129	214	-0.62	-6.21
OMO 86	-3.5	2.87	-4.68	OM0 131	236	-1.27	-5.55
OM0 80	-3.4	2.50	-4.74	OM0 132	242	-1.13	-6.07
OM0 82	-3	1.99	-4.77	OM0 134	278	-0.56	-6.21
A3	-1.5	<b>2.64</b>	<b>-4.55</b>	OM0 139	321	-0.97	-6.87
OMO 87	-0.7	2.76	-4.54	OM0 142	343	-1.08	-5.71
A 2	-0.2	2.43	-5.26	OM0 144	362	-0.56	-6.55
OMO 101	0.6	0.28	-0.14	OM0 145	373	-0.75	-6.86
A 11	0.7	0.15	-0.96	OM0 149	397	-1.12	-6.75
A 10.1	1.5	-0.89	-1.23	OM0 151	405	-1.10	-6.65
A 9	2.3	-0.09	-0.80	OM0 153	420	-1.34	-5.82
OMO 89	2.9	0.10	-2.84	OM0 156	447	-1.67	-5.83
OMO/88	3.1	-1.16	-3.13	OM0 163	509	-1.61	-5.86
98/153	3.12	-1.17	-3.90	OM0 165	542	-1.49	-6.44
A 12	3.15	-1.25	-3.53	OM0 168	623	-1.80	-6.72
A 13	3.25	-1.09	-4.22	OM0 171	668	-1.14	-6.49
OMO 90	3.3	-0.99	-4.02	OM0 172 a	698	-2.50	-6.40
A 14	3.45	-1.01	-4.10	OM0 177	738	-1.40	-5.95
OMO 91	3.7	-1.01	-3.15	OM0 178 1	750	<b>-1.31</b>	<b>-5.69</b>
OMO 92	4.2	-1.09	-2.78	OM0 179	785	-1.29	-5.40
OMO 93	4.9	-1.15	-2.84	OM0 180	800	-0.73	-5.88
OMO 94	5.3	-1.17	-4.39	OM0 181	809	-1.46	-5.82
98/154	5.5	-1.15	-4.34	OM0 182	827	-1.44	-6.30
OMO 95	5.8	-1.34	-4.48	OM0 183	865	-1.82	-5.61
OMO 96	6.6	-0.85	-4.63	OM0 184	881	-1.72	-6.31
OMO 97	7.3	-0.76	-4.51	OM0 185	910	-1.92	-6.57
OMO 98	7.8	-0.28	-4.04	A 32	920	<b>-1.60</b>	<b>-5.35</b>
98/155	8	0.07	-5.09	A 33	925	<b>-1.57</b>	<b>-5.67</b>
OMO 99	8.8	0.22	-4.07	A 23	930	<b>-2.06</b>	<b>-6.51</b>
OMO 100	9.5	0.16	-4.46	A 24	935	<b>-2.49</b>	<b>-6.60</b>
98/156	17	0.18	-4.87	A 25	940	<b>-1.98</b>	<b>-5.99</b>
98/158	18.5	0.08	-3.73	A 26	945	<b>-1.92</b>	<b>-5.76</b>
98/159	20	0.50	-3.90	A 27	940	<b>-1.34</b>	<b>-5.66</b>
98/160	22	1.74	-3.38	OM0 172 b	956	-2.22	-5.42
98/161	24	1.13	-3.42	A 28	960	-1.15	-4.80
				A 29	960.8	0.51	-4.21
				A 29'	961	0.16	-4.85
				OM0 173	961.4	<b>-2.03</b>	<b>-5.68</b>
				OM0 174	962	-1.80	-5.47
				A 30	966.2	-1.73	-3.39
				A 31	985.2	-2.42	-4.31

Niveau 0 de la hauteur = base de Membre C de Maqam

Valeurs en italique tirées d'Atudorei (1999).

## Annexe 6

Valeurs isotopiques du profil de Wadi Sawat

N° échantillon	Hauteur m	d13C	d18O
OM2/ 19	-35	4.61	-1.8
OM2/ 18	-7	3.88	-6.6
OM2/ 17	-5.3	3.89	-5.49
OM2/ 16	-3.8	3.54	-4.28
OM2/ 14	-2.7	3.55	-3.98
OM2/ 12	-1.8	3.35	-5.5
OM2/ 11	-1	3.24	-5.47
OM1/ 143 A	-0.7	3.41	-6.26
OM1/ 144	-0.35	3.04	-5.96
OM1/ 145	-0.05	2.97	-3.87
OM1/ 146 P	-0.01	1.84	-4.98
OM1/ 146 T	0.05	3.03	-4.10
OM1/ 147	0.2	2.78	-6.37
OM1/ 148	0.3	0.59	-4.90
OM1/ 149	0.6	0.41	-3.42
OM1/ 150	1.8	-0.20	-1.81
OM1/ 152	4.5	-0.96	-4.88
OM1/ 153	6	1.41	-6.22
OM1/ 154	10.5	0.68	-7.21
OM1/ 155	14.2	-0.87	-7.67
OM1/ 157	19	1.27	-6.76
OM1/ 158	23	1.41	-6.69
OM1/ 159	26.7	0.45	-5.62
OM1/ 160	27	1.62	-3.40
OM1/ 161	28	2.19	-3.69

Niveau 0 de la hauteur = base de la Formation de Mahil

Valeurs isotopiques du profil de Ba'id

N° échantillon	Hauteur m	d13C	d18O
OMO 198	30	0.85	-7.74
OMO 196	28	1.67	-7.05
OM2/ 2	27.8	3.17	-5.39
OM1/ 136	27.6	3.01	-7.04
OM2/ 4	27.2	3.14	-7.47
OM2/ 3	27.1	3.21	-8.00
OM1/ 137	27	2.86	-8.01
OMO 195	26.8	3.12	-6.62
OM1/ 138	25.8	3.06	-9.28
OM1/ 139	25.5	3.26	-8.33
OM1/ 141	25.4	3.45	-8.03
OM1/ 140	25.3	3.45	-6.73
OMO 194	22.3	3.38	-5.48
OM2/ 1	19.5	2.84	-8.14
OMO 193	18.7	3.41	-7.00
OMO 192	17.8	3.32	-4.98
OMO 191	14.5	3.13	-3.11
OMO 190	9.5	3.63	-3.78
OMO 189	6.5	3.40	-5.09
OMO 188	4.2	2.96	-4.43
OMO 187	3.5	2.55	-4.73
OMO 186	1	3.01	-3.64

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

Valeurs isotopiques du profil de Sal

N°	H. cm	d13C	d18O
OM2/23	210	-1.53	-6.23
OM2/25	325	-1.43	-5.42
OM2/27	420	0.80	-5.34
OM2/28	520	1.01	-5.55
OM2/29	640	1.01	-5.52
OM2/31	750	0.87	-4.79
OM2/32	850	1.15	-5.05
OM2/33	950	1.80	-5.00
OM2/35	1170	1.02	-5.23
OM2/35	1170	1.15	-5.12
OM2/36	1320	3.31	-5.33
OM2/36	1320	3.32	-5.35
OM2/37	1520	0.74	-4.99
OM2/38	1600	5.67	-5.65
OM2/39	1680	6.82	-7.33
OM2/40	1700	7.98	-5.77
OM2/42	1900	6.03	-4.73
OM2/43	2130	6.35	-4.38
OM2/44	2250	4.59	-5.43
OM2/46	2460	3.12	-4.87
OM2/47	2580	2.23	-5.06
OM2/49	2800	0.29	-5.40
OM2/52	3750	-2.65	-8.18
OM2/53	4350	-1.89	-5.16
OM2/54	4750	1.71	-3.27

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

Valeurs isotopiques du profil de Buday'ah

N°	H. cm	d13C	d18O	87Sr/86Sr
BA3b	200	-7.13	-9.59	0.708108 ± 33
BA3B	200	-7.17	-9.94	
BA5	300	-6.09	-6.93	
BA5	300	-6.04	-7.07	
BA7	600	-4.38	-7.28	
BA7	600	-4.28	-7.44	0.708284 ± 37
BA10b	900	-3.88	-10.39	
BA13	1000	-3.05	-9.52	0.708047 ± 48
BA15	1070	-2.88	-9.50	
BA17	1270	-2.26	-9.24	
BA19	1350	-2.27	-9.35	
BA19	1350	-2.38	-9.51	
BA21	1440	-3.75	-10.31	
BA23	1635	-3.00	-9.66	
BA25	1760	-2.90	-9.34	
BA25	1760	-2.91	-9.44	
BA27	1900	-2.22	-9.78	0.708076 ± 29
BA29	1980	-2.23	-9.34	
BA31	2060	-1.81	-9.59	

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

Pour les isotopes du strontium, les erreurs sont de deux sigma sur les dernières décimales

## Annexe 7

### Valeurs isotopiques du profil de Wadi Wasit Sud

N° Echantillon	Hauteur cm	d13C	d18O
OM2/71	0	4.12	-2.69
OM2/72	140	2.38	-2.20
OM2/70	175	3.85	-4.42
OM2/70	175	3.66	-4.06
OM2/74	340	-0.91	-4.53
OM2/75	525	1.01	-5.94
OM2/75	525	1.09	-6.49
OM2/75	525	1.22	-6.50
OM2/75	525	1.21	-6.51
OM2/76	754	0.53	-4.62
OM2/77	844	2.07	-5.81
OM2/78	854	0.23	-5.47
OM2/79	1050	2.72	-6.21
OM2/80	1250	3.70	-6.03
OM2/81	1450	3.73	-5.30
OM2/82	1650	3.87	-7.32
OM2/83	1850	3.37	-5.52
OM2/83	2050	3.47	-5.39
OM2/84	2250	3.40	-5.87
OM2/85	2550	1.06	-4.97
OM2/86	2910	5.55	-5.20
OM2/87	3110	3.68	-5.32
OM2/88	3350	6.59	-5.32
OM2/89	3550	4.24	-4.44
OM2/90	3750	4.39	-6.61
OM2/91	3980	2.27	-6.58
OM2/92	4220	2.53	-7.18
OM2/93	4440	1.82	-6.56
OM2/94	4640	1.59	-5.42
OM2/95	4890	1.74	-5.63
OM2/96	5200	1.13	-6.84
OM2/97	5400	0.11	-6.03
OM2/98	5600	-0.01	-6.08
OM2/99	5820	0.80	-5.38
OM2/100	6020	-0.34	-6.43
OM2/101	6220	-0.42	-6.82
OM2/102	6410	0.59	-6.36
OM2/103	6610	-0.91	-6.37
OM2/105	6810	-0.65	-6.43
OM2/106	7510	-2.15	-6.55
OM2/107	8110	-1.58	-6.26
OM2/108	8410	-1.18	-6.62
OM2/109	8810	-1.10	-6.11
OM2/110	9110	-1.30	-6.60
OM2/111	9510	-1.12	-6.46
OM2/112	9810	-1.19	-5.98
OM2/113	10460	-1.44	-7.25
OM2/114	10660	-0.93	-6.46
OM2/115	10700	-0.69	-6.01

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

# Annexe 8

## Résultats des analyses géochimique sur le Bloc de Wasit

N° d'échantillon	Hauteur (cm)	% Ctot	% Cmin	% C org	%CO2 min	%CaCO3	δC13 tot, microdrill	δC13 tot, roche totale	δO18, microdrill	δC13 tot, roche totale	δC13 org
OM1 11	425	10,7	10,2	0,5	37,3	84,9	2,83	2,79	-6,24	-6,45	-24,37
OM0 68	420	10,4	10,0	0,4	36,6	83,3	3,10		-6,18		
OM1 18	405	11,1	10,9	0,3	39,0	90,6	2,62	2,77	-6,10	-5,97	
OM1 19	400	10,4	10,4	0,0	38,0	86,5	2,70	2,84	-5,69	-6,00	
OM0 67	390	11,5	11,2	0,4	40,9	92,9	2,68		-5,83		
OM1 17	380	11,1	10,9	0,2	39,9	90,7	2,48	2,39	-6,01	-5,62	
OM1 16C	358	10,8	10,6	0,2	38,9	88,4	2,17	2,16	-6,80	-6,51	
OM1 16B	354	10,8	10,7	0,1	39,1	88,9	2,63	2,09	-6,55	-5,80	
OM1 16A	350	11,0	10,8	0,2	39,5	89,7	2,43	2,29	-6,41	-6,59	
OM1 15A	335	11,5	11,3	0,2	41,5	94,4	2,69	2,76	-5,97	-5,28	-25,37
OM1 15B	328	11,6	11,4	0,2	41,6	94,6	2,29	2,04	-5,86	-6,25	
OM1 15C	320	11,3	11,0	0,3	40,3	91,7	2,23	1,96	-5,53	-6,91	
OM0 66	315	11,8	11,4	0,4	41,7	94,8	1,71		-6,54		
OM1 14	295	10,7	10,5	0,2	38,5	87,5	1,71		-6,54		
OM1 13	270	10,0	9,8	0,2	36,0	81,8	1,61		-6,21		
99/68	260	11,7	11,6	0,1	42,4	96,5	2,07		-6,58		
OM1 12	255	11,3	11,0	0,3	40,2	91,4	2,11	2,52	-4,99	-4,61	-24,76
OM1 10B	245	11,1	10,9	0,2	39,9	90,6					
OM1 10A	240	10,7	10,6	0,1	38,8	88,1	2,18	2,22	-4,91	-2,89	
OM0 65	235	9,3	9,2	0,1	33,5	76,2	2,15		-5,59		
OM1 9	220	10,3	9,8	0,5	35,9	81,6	1,98		-4,88		
OM0 64	167	10,9	10,7	0,2	39,1	88,9	2,37	1,93	-5,23	-5,53	
99/66	140	11,5	11,5	0,0	42,2	96,0	1,38	1,17	-6,12	-5,77	
OM0 63	85	11,5	11,2	0,3	41,1	93,6	1,53	1,73	-5,09	-5,47	
99/39	50	10,9	10,8	0,1	39,5	89,9	1,95	1,95		-6,69	
99/65	30	11,1	10,9	0,3	39,8	90,4	2,42	2,05	-5,84	-6,57	
L.K 46m	2						0,34		-3,76		
OM0 62 BTf	1	12,2	12,1	0,2	44,2	100,0	2,07		-5,69		-25,59
L.K 46a+b	0						2,30		-7,13		
L.K 45	-1						2,51		-6,81		
OM0 62 BP	-2	12,1	12,0	0,18	43,8	99,6	3,44		-6,03		-23,55
OM1 1	-23	9,6	9,5	0,16	34,7	78,8	2,55		-6,11		
OM0 69	-40	7,1	6,7	0,38	24,6	56,0	3,05		-6,36		
OM1 2	-75	8,3	8,2	0,14	30,0	68,3	3,67		-7,04		
OM0 70	-110	12,0	11,8	0,21	43,3	98,5	2,40		-5,99		
OM1 3	-150	12,1	11,9	0,20	43,5	99,0	4,14		-6,67		-23,80
OM1 4	-190	12,1	12,0	0,13	43,8	99,6	4,02		-6,52		-22,34
OM1 5	-220	12,0	12,0	0,07	43,8	99,6	4,28		-5,95		-26,33
99/62	-250	12,1	11,9	0,21	43,6	99,2	4,39		-5,89		
OM1 6	-320	12,1	12,0	0,10	43,9	99,8	3,95		-6,44		-24,22
OM1 7	-370	12,1	11,9	0,16	43,6	99,2	4,21		-6,29		

Niveau 0 de la hauteur = base des Calcaires à Coquilles

En italique, mesures sur des ciments spartiques et non sur des micritiques

## Annexe 9

### Valeurs isotopiques du profil du Çürük dağı

N° échantillon	Hauteur m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	$\delta^{18}\text{O}$	N° échantillon	Hauteur m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	$\delta^{18}\text{O}$
TR20/ 145	7770	<b>1.10</b>	<b>-4.81</b>	T 11 1	-2	<b>2.37</b>	<b>-5.23</b>
TR20/ 144	7560	<b>1.40</b>	<b>-6.42</b>	6 1	-3	<b>2.17</b>	<b>-5.55</b>
TR20/ 143	5300	<b>1.48</b>	<b>-6.07</b>	T11A	-5	<b>2.14</b>	<b>-5.23</b>
TR20/ 142	4130	<b>0.97</b>	<b>-5.93</b>	T20/118	-10	<b>2.08</b>	<b>-5.71</b>
TR20/ 141	3970	<b>0.97</b>	<b>-6.46</b>	T20/119	-14	<b>2.02</b>	<b>-6.92</b>
TR20/ 140	3920	<b>1.45</b>	<b>-6.22</b>	T99/13	-15	<b>2.08</b>	<b>-6.09</b>
Tr20/ 139	3560	<b>1.31</b>	<b>-7.21</b>	T 10 1	-19	<b>2.25</b>	<b>-5.43</b>
Tr20/ 138	3320	<b>1.39</b>	<b>-6.76</b>	5	-20	<i>2.3</i>	<i>-4.5</i>
Tr20/ 137	3070	<b>1.36</b>	<b>-5.58</b>	121	-24	<i>2.44</i>	<i>-6.7</i>
Tr20/ 136	2930	<b>1.25</b>	<b>-6.90</b>	Tr20/ 120	-26	<b>2.59</b>	<b>-7.64</b>
Tr20/ 135	2740	<b>1.24</b>	<b>-6.49</b>	T 9	-30	<b>2.63</b>	<b>-5.97</b>
42/7b	2600	<i>1.02</i>		T99/12	-35	<b>2.69</b>	<b>-5.78</b>
Tr20/ 134	2560	<b>1.05</b>	<b>-5.83</b>	4	-36	<i>2.6</i>	<i>-5.7</i>
Tr20/ 133	2310	<b>0.77</b>	<b>-6.79</b>	Tr20/ 121	-39	<b>3.35</b>	<b>-4.40</b>
42/7a	2250	<i>0.99</i>	<i>-6.9</i>	T 28	-40	<b>3.51</b>	<b>-5.00</b>
42/6	2200	<i>0.86</i>	<i>-6.2</i>	T 8	-42	<b>3.71</b>	<b>-4.28</b>
Tr20/ 132	2050	<b>2.32</b>	<b>-7.67</b>	T99/11	-45	<b>3.61</b>	<b>-4.63</b>
42/5	1950	<b>1.8</b>	<b>-5.5</b>	T27	-50	<b>3.57</b>	<b>-4.67</b>
T99/ 22	1640	<b>1.30</b>	<b>-5.88</b>	3	-70	<i>3.5</i>	<i>-4</i>
42/4	1500	<i>1.06</i>	<i>-6.1</i>	Tr20/ 122	-80	<b>3.71</b>	<b>-5.16</b>
42/3	1430	<i>0.84</i>	<i>-7.1</i>	T99/10	-90	<b>3.67</b>	<b>-4.60</b>
T99/ 20	1360	<b>0.87</b>	<b>-5.23</b>	T25	-100	<b>3.86</b>	<b>-4.87</b>
T99/ 21	1330	<b>1.41</b>	<b>-6.40</b>	Tr20/ 123	-110	<b>3.97</b>	<b>-4.75</b>
T99/ 19	1270	<b>0.86</b>	<b>-6.41</b>	136	-120	<i>3.72</i>	<i>-4.2</i>
T99/ 18	1190	<b>1.14</b>	<b>-5.97</b>	T99/9	-135	<b>3.64</b>	<b>-4.92</b>
137	920	<i>1.32</i>	<i>-5.8</i>	2	-150	<i>3.3</i>	<i>-4.6</i>
T24	840	<b>2.18</b>	<b>-4.59</b>	Tr20/ 124	-165	<b>3.96</b>	<b>-4.89</b>
T20	735	<b>2.36</b>	<b>-6.63</b>	T20/125	-180	<b>3.70</b>	<b>-4.11</b>
11	600	<i>0.3</i>	<i>-5.7</i>	CD 135	-205	<b>3.23</b>	<b>-6.77</b>
T19	530	<b>1.7</b>	<b>-7.21</b>	T99/ 8	-230	<b>3.67</b>	<b>-4.96</b>
T99/17	510	<b>2.58</b>	<b>-3.85</b>	1	-250	<b>3.6</b>	<b>-3.3</b>
T 18	490	<b>1.01</b>	<b>-5.93</b>	Tr20/ 126	-275	<b>3.61</b>	<b>-4.29</b>
10	480	<i>1.1</i>	<i>-6</i>	Tr20/ 127	-505	<b>3.46</b>	<b>-4.76</b>
T17	470	<b>-0.09</b>	<b>-5.67</b>	134	-550	<i>3.58</i>	<i>-4.6</i>
9	460	<i>0.3</i>	<i>-5.7</i>	133	-650	<i>3.9</i>	<i>-3.2</i>
Tr20/ 131	450	<b>1.16</b>	<b>-4.78</b>	131	-750	<i>3.81</i>	<i>-4.3</i>
129	440	<i>1.45</i>	<i>-5.2</i>	130	-850	<i>4.02</i>	<i>-3.9</i>
T16	410	<b>0.47</b>	<b>-5.37</b>	T99/7	-900	<b>4.28</b>	<b>-4.07</b>
T 15	380	<b>-0.03</b>	<b>-5.12</b>	T99/6	-1150	<b>5.08</b>	<b>-3.10</b>
128	335	<i>1.27</i>	<i>-4.5</i>	41/2	-2000	<i>4.32</i>	<i>-3.8</i>
Tr20/ 130	280	<b>2.12</b>	<b>-4.57</b>	T99/5	-2240	<b>4.94</b>	<b>-3.57</b>
CD 127	235	<b>1.42</b>	<b>-6.07</b>	T99/4	-2800	<b>4.85</b>	<b>-4.36</b>
T99/16 1	220	<b>2.46</b>	<b>-4.78</b>	40	-3200	<i>4.54</i>	<i>-4.3</i>
T14 1	200	<b>1.94</b>	<b>-5.93</b>	T20/65	-3440	<b>4.73</b>	<b>-4.44</b>
Tr20/ 129	155	<b>1.29</b>	<b>-4.75</b>	T99/3	-3900	<b>4.74</b>	<b>-5.28</b>
Tr20/ 128	125	<b>0.99</b>	<b>-4.70</b>	T99/3b	-3930	<b>4.29</b>	<b>-4.93</b>
126	115	<i>0.2</i>	<i>-4.9</i>	T99/2	-4210	<b>4.95</b>	<b>-4.26</b>
T20/116b	100	<b>0.59</b>	<b>-6.49</b>	T99/1	-4860	<b>4.87</b>	<b>-5.08</b>
125	90	<i>1.2</i>	<i>-4.8</i>	T20/63	-5280	<b>4.96</b>	<b>-3.10</b>
T13gris a	80	<b>1.82</b>	<b>-5.41</b>	T20/62	-5930	<b>4.65</b>	<b>-4.55</b>
8	70	<i>1.3</i>	<i>-4.5</i>	Tr20 / 61	-6500	<b>4.73</b>	<b>-5.80</b>
124	65	<i>1.11</i>	<i>-4.8</i>	Tr20 / 59	-7200	<b>5.00</b>	<b>-2.61</b>
T20/117	55	<b>1.72</b>	<b>-7.31</b>	Tr20 / 57	-8400	<b>4.53</b>	<b>-4.04</b>
T99/15	45	<b>1.98</b>	<b>-5.33</b>	Tr20 / 54	-9750	<b>4.31</b>	<b>-4.98</b>
7	15	<i>2.1</i>	<i>-5.2</i>	Tr20 / 52	-10850	<b>5.01</b>	<b>-4.94</b>
T12	10	<b>2.25</b>	<b>-5.13</b>	Tr20 / 50	-11650	<b>4.98</b>	<b>-2.92</b>
T99/14	5	<b>2.55</b>	<b>-4.50</b>				

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

Les valeurs en italique, non gras sont reprises de Holzer in Baud et al. (1989).

# Annexe 10

## Valeurs isotopiques du profil de Demirtaş-Kuşdavut

N° échantillon	Hauteur m	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
T20/ 115	75	0,39	-8,97
T20/ 114	57	1,05	-8,60
T20/ 113	49,5	-0,35	-7,63
T99/ 60	46,5	-0,08	-7,45
T99/ 59	46	0,11	-7,28
T99/ 58	44	0,72	-8,05
T99/ 57	39,5	0,93	-7,59
T99/ 56	38,5	0,52	-6,94
T20/ 112	34	0,47	-6,49
T20/ 111	33	0,77	-7,09
T20/ 110	31,5	0,54	-7,16
T20/ 109	31,3	1,02	-6,87
T20/ 108	30,8	1,12	-6,90
T20/ 107	30,2	0,77	-6,63
T99/ 55	30	1,14	-6,35
T20/ 106	29,8	1,21	-6,61
T20/ 97	29,1	1,52	-7,15
T99/ 54	29	0,83	-7,06
T20/ 96	28,8	1,48	-7,55
T20/ 95	28,5	1,78	-7,78
T20/ 94	28,4	1,61	-7,63
T99/ 53	28,3	1,47	-6,57
T20/ 93	28,2	1,79	-7,28
T20/ 92	28,1	1,94	-7,35
T99/ 52	28	2,44	-6,61
T20/ 98	27,9	2,68	-6,41
T20/ 99	27,7	2,64	-6,39
T20/ 100	27,6	2,94	-6,25
T99/ 51	27,5	2,79	-6,48
T20/ 101	27,35	2,63	-6,41
T20/ 102	27,25	2,28	-6,44
T20/ 103	26,9	2,72	-6,60
T20/ 104	25,9	3,54	-6,13
T20/ 105	25,4	3,62	-6,33
T99/ 50	25	3,79	-5,75
T99/ 49	22	3,95	-6,12
T99/ 48	20	4,36	-5,68
T99/ 47	15	4,24	-5,00
T99/ 46	10	4,75	-5,59
T99/ 45	5	4,96	-5,58
T99/ 44	0	4,76	-6,10

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

Echantillon  
T20/136 du  
profil du  
Çürük dağ (cf.  
figure 5.7 et  
chapitre  
5.2.1.5e)

	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
T20/136 1	1,25	-6,62
T20/136 2	1,14	-6,46
T20/136 3	1,48	-6,38
T20/136 4	1,27	-6,60
T20/136 5	1,23	-6,79
T20/136 6	1,26	-6,71
T20/136 7	1,20	-6,76
T20/136 8	1,24	-6,65

## Valeurs isotopiques du profil du Kopuk dağ

N° échantillon	Hauteur cm	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
T 01/ 26 1	0	4,78	-5,99
T 01/ 26 2	0	4,66	-5,85
T 01/ 27	410	4,41	-3,89
T 01/ 28	500	4,09	-5,39
T 01/ 30	1940	5,08	-3,65
T 01/ 31	2300	4,77	-4,24
T 01/ 33	2630	4,77	-3,57
T 01/ 34	2710	4,40	-6,25
T 01/ 35	3180	4,18	-4,57
T 01/ 36 1	4360	3,88	-4,31
T 01/ 36 2	4360	3,80	-3,22
T 01/ 37	4500	3,61	-4,27
T 01/ 38	4700	3,32	-5,82
T 01/ 39	4870	3,51	-4,28
T 01/ 40	4970	3,45	-5,08
T 01/ 41 1	5070	3,20	-5,19
T 01/ 41 2	5070	3,30	-4,54
T 01/ 42	5130	2,69	-5,17
T 01/ 43	5150	1,50	-6,19
T 01/ 44	5180	0,55	-7,56
T 01/ 45 1	5185	1,16	-4,91
T 01/ 45 2	5185	1,42	-5,12
T 01/ 46	5250	0,82	-5,02
T 01/ 47	5520	0,35	-6,24
T 01/ 48	6500	-0,62	-5,79
T 01/ 49	7000	0,89	-5,01
T 01/ 50	7400	0,47	-5,16

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

## Valeurs du profil des Karabayır Yayla

N° échantillon	Hauteur m	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
T99/89	0	5,092	-6,247
T99/90	2	5,147	-6,626
T99/91	3,05	5,261	-6,716
T99/92	4	5,255	-6,713
T99/93	5,3	5,444	-6,535
T99/94	7,7	3,242	-8,578
T99/95	8,3	3,305	-7,369

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
T20/136 9	1,23	-6,67
T20/136 10	1,17	-6,75
T20/136 11	1,17	-6,63
T20/136 12	1,18	-6,81
T20/136 13	1,24	-6,70
T20/136 14	1,32	-6,90
T20/136 15	1,21	-7,22
T20/136 16	1,22	-6,73

# Annexe 11

## Valeurs isotopiques du profil de Tagkent

N° échantillon	Hauteur m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$
Tr20/91	415	0.42	-7.33	<b>-27.60</b>
Tr20/90	414	<b>0.32</b>	<b>-7.15</b>	
Tr20/89	380	0.95	-7.19	
Tr20/88	368	2.44	-6.72	<b>-25.00</b>
Tr20/18	338	-1.46	-7.66	<b>-23.81</b>
Tr20/17	336	-1.59	-8.10	
Tr20/16	295	6.21	-7.78	
Tr20/15	290	5.86	-7.88	<b>-26.66</b>
Tr20/14	272.5	3.60	-8.17	<b>-23.75</b>
Tr20/13	270	<b>0.49</b>	<b>-8.35</b>	
Tr20/12	259	2.16	-8.17	
Tr20/11	253	1.53	-7.98	
Tr20/10	252.8	<b>1.70</b>	<b>-9.17</b>	
Tr20/9	247	1.63	-7.69	<b>-24.33</b>
Tr20/8	239.1	<b>1.20</b>	<b>-8.07</b>	
Tr20/7	227.5	1.00	-7.44	
Tr20/6	220.1	1.84	-7.51	
Tr20/5	217.4	1.76	-7.40	
Tr20/4	214.5	-0.60	-7.72	
Tr20/3	213.2	<b>1.41</b>	<b>-7.79</b>	
Tr20/2	207.9	0.46	-7.03	<b>-24.84</b>
Tr20/1b	204.2	<b>-0.62</b>	<b>-6.65</b>	<b>-0.87</b>
T99/118	195.3	-0.67	-6.48	<b>-27.68</b>
T99/117	193.8	0.68	-7.31	
T99/116	190.8	0.03	-7.20	
T99/115	189.6	0.10	-7.14	
T99/114b	186.4	-0.63	-6.35	
T99/113	183	-0.23	-7.82	
T99/112	180.1	-0.61	-6.71	<b>-28.46</b>
T99/111a	178.8	-0.46	-7.01	<b>-29.20</b>
Tr20/20	177.9	-0.82	-7.37	
Tr20/21	177.5	-0.75	-6.95	
T99/110	176.9	0.48	-6.80	
Tr20/22	176.5	-0.46	-6.96	
T20/87	176.15	0.87	-6.54	<b>-28.18</b>
T99/109	175.8	1.03	-6.03	
Tr20/23	175.45	0.95	-6.91	
Tr20/24	175.25	1.46	-7.32	
T99/108	175	0.65	-6.44	<b>-27.27</b>

N° échantillon	Hauteur m	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$
T99/107	174.95	1.46	-6.88	<b>-24.92</b>
Tr20/40	174.75	<b>1.30</b>	<b>-7.28</b>	
Tr20/25	174.65	<b>1.84</b>	<b>-7.51</b>	
T20/86	174.58	1.79	-7.01	<b>-27.01</b>
T99/106	174.5	2.31	-7.51	<b>-27.21</b>
Tr20/27	174.46	1.46	-7.20	<b>-26.44</b>
Tr20/26	174.45	2.37	-7.23	
Tr20/28	174.43	1.67	-5.98	<b>-26.04</b>
T99/105	174.4	0.69	-6.08	
Tr20/29	174.3	1.95	-6.02	<b>-29.09</b>
Tr20/85	174.15	1.38	-7.12	<b>-28.22</b>
Tr20/30	174	3.04	-5.99	<b>-28.63</b>
T99/104	173.7	3.26	-6.15	
Tr20/31	173.6	3.47	-6.31	<b>-27.43</b>
Tr20/32	173	3.79	-6.02	<b>-28.72</b>
Tr20/33	172.5	3.84	-6.36	<b>-28.72</b>
Tr20/34	171.4	3.53	-6.89	<b>-27.09</b>
Tr20/35	170.1	3.78	-6.51	<b>-26.47</b>
T99/102	170	4.53	-5.16	
Tr20/36	169.9	<b>3.72</b>	<b>-6.89</b>	<b>3.49</b>
TR20 C2	169.4	<b>3.96</b>	<b>-5.87</b>	
TR20 C3	169	<b>2.06</b>	<b>-6.13</b>	<b>1.62</b>
T99/101	168.55	4.44	-5.80	<b>-28.55</b>
T99/100	166.6	4.34	-5.20	
TR20 C4	165	<b>3.53</b>	<b>-6.07</b>	<b>3.32</b>
T99/99	164.5	4.56	-5.25	
Tr20/38	163.4			<b>-28.68</b>
T99/98	162.5	3.62	-6.47	
T99/97	160.5	4.36	-5.07	
Tr20/39	159.5	4.67	-5.85	<b>-27.16</b>
T99/96b	158.5	3.65	-5.73	
TR20 C5	155	4.68	-5.19	<b>-26.17</b>
TR20 C6	147	<b>5.40</b>	<b>-4.60</b>	
TR20 C7	145	5.13	-5.60	<b>-26.39</b>
TR20 C8	140	4.33	-5.62	<b>-26.09</b>
TR20 C9	126	4.30	-7.01	
TR20 C10	120	5.26	-4.73	
TR20 C11	118	<b>4.49</b>	<b>-5.17</b>	
TR20 C12	97	5.48	-5.79	<b>-25.53</b>
TR20 C13	92	5.20	-5.68	
TR20 C14	80	<b>5.02</b>	<b>-5.72</b>	
TR20 C15	75	4.93	-7.22	<b>-25.31</b>
TR20 C16	65	5.01	-7.88	<b>-24.95</b>
TR20 C17	55	4.70	-6.32	
TR20 C18	50	5.81	-7.30	<b>-23.77</b>
TR20 C19	30	5.40	-7.47	
TR20 C20	0	5.80	-7.22	<b>-22.50</b>

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

# Annexe 12

## Valeurs isotopiques du profil de Abadeh

### Formations de Abadeh et de Hambast

N° échantillon	Hauteur cm	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
IKH 5	-3480	<b>3.62</b>	<b>-5.52</b>
IKH 6	-3440	<b>3.74</b>	<b>-5.11</b>
IKH 10	-3030	<b>4.35</b>	<b>-5.30</b>
IKH 15	-2050	<b>4.52</b>	<b>-6.16</b>
IKH 16	-2025	<b>4.31</b>	<b>-6.08</b>
IKH 17	-1985	<b>4.40</b>	<b>-5.80</b>
IKH 23	-1475	<b>3.51</b>	<b>-5.82</b>
IKH 28	-1090	<b>3.69</b>	<b>-5.43</b>
IKH 32	-875	<b>3.83</b>	<b>-5.38</b>
IKH 39	-390	<b>3.71</b>	<b>-5.96</b>
IKH 40	-300	<b>3.37</b>	<b>-6.42</b>
IKH 41	-280	<b>3.44</b>	<b>-6.68</b>
IKH 42	-240	<b>3.27</b>	<b>-6.73</b>
IKH 43	-222	<b>3.30</b>	<b>-6.83</b>
IKH 45	-200	<b>3.22</b>	<b>-7.41</b>
IKH 46	-175	<b>2.94</b>	<b>-6.62</b>
IKH 47	-160	<b>2.84</b>	<b>-6.38</b>
IKH 48	-150	<b>2.75</b>	<b>-9.83</b>
IKH 50	-125	<b>2.65</b>	<b>-6.55</b>
IKH 52	-95	<b>2.38</b>	<b>-6.99</b>
IKH 54	-72	<b>2.26</b>	<b>-7.40</b>
IKH 56	-60	<b>2.20</b>	<b>-7.53</b>
IKH 58	-42	<b>1.80</b>	<b>-7.52</b>
IKH 60a	-19	<b>1.56</b>	<b>-6.95</b>
IKH 60 b	-19.3	<b>1.58</b>	<b>-6.09</b>
IKH 61/1	-9	<b>1.52</b>	<b>-7.72</b>
IKH 61/2	-9.5	<b>1.55</b>	<b>-6.03</b>
IKH 61/b	-7	<b>1.34</b>	<b>-6.21</b>
IKH 61/c	-4	<b>1.41</b>	<b>-7.23</b>
IKH 62	-2	<b>1.09</b>	<b>-7.07</b>

### Formation d'Elikah

N° échantillon	Hauteur cm	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
IKH 63e	0	<b>1.68</b>	<b>-4.37</b>
IKH 63c	13	<b>0.61</b>	<b>-6.73</b>
IKH 64	21	<b>0.35</b>	<b>-6.93</b>
IKH 65	24	<b>0.45</b>	<b>-10.99</b>
IKH 66	28	<b>0.30</b>	<b>-6.96</b>
IKH 67	31	<b>0.40</b>	<b>-6.94</b>
IKH 68	38	<b>0.41</b>	<b>-6.86</b>
IKH 69	53	<b>0.16</b>	<b>-6.63</b>
IKH 70	59	<b>0.09</b>	<b>-7.29</b>
IKH 72	82	<b>0.17</b>	<b>-6.60</b>
IKH 73	92	<b>0.44</b>	<b>-7.12</b>
IKH 74	107	<b>-0.12</b>	<b>-6.73</b>
IKH 75	128	<b>0.44</b>	<b>-6.11</b>
IKH 76	151	<b>-0.51</b>	<b>-7.15</b>
IKH 78	190	<b>-0.43</b>	<b>-7.49</b>
IKH 79	222	<b>0.12</b>	<b>-7.55</b>
IKH 80	266	<b>-0.54</b>	<b>-7.12</b>
IKH 81	298	<b>0.07</b>	<b>-7.89</b>
IKH 82	362	<b>0.27</b>	<b>-5.18</b>
IKH 84	467	<b>0.16</b>	<b>-7.36</b>
IKH 86	532	<b>0.47</b>	<b>-7.2</b>
IKH 88	617	<b>0.69</b>	<b>-7.63</b>
IKH 90	712	<b>1.47</b>	<b>-7.58</b>
IKH 92	765	<b>1.95</b>	<b>-7.16</b>
IKH 94	857	<b>2.2</b>	<b>-7.51</b>
IKH 96	961	<b>1.66</b>	<b>-7.85</b>
IKH 98	1032	<b>2.01</b>	<b>-7.99</b>
IKH 100	1127	<b>1.08</b>	<b>-8.86</b>
IKH 102	1212	<b>1.27</b>	<b>-8.1</b>
IKH 104	1282	<b>1.79</b>	<b>-7.91</b>
IKH 106	1352	<b>1.4</b>	<b>-8.21</b>
IKH 110	1700	<b>1.26</b>	<b>-8.68</b>
IKH 112	1810	<b>1.14</b>	<b>-6.40</b>
IKH114	1930	<b>1.23</b>	<b>-6.47</b>
IKH116	2030	<b>1.03</b>	<b>-6.40</b>
IKH 118	2080	<b>1.10</b>	<b>-7.08</b>
IKH 120	2185	<b>0.95</b>	<b>-6.13</b>
IKH 122	2370	<b>0.89</b>	<b>-6.13</b>
IKH 124	2650	<b>1.05</b>	<b>-6.75</b>
IKH 126	3500	<b>1.88</b>	<b>-6.75</b>
IKH 128	4000	<b>1.60</b>	<b>-6.55</b>
IKH 130	4700	<b>1.15</b>	<b>-6.64</b>
IKH 132	5500	<b>2.54</b>	<b>-5.99</b>
IKH 134	6500	<b>2.90</b>	<b>-5.62</b>
IKH 136	7500	<b>1.88</b>	<b>-6.55</b>
IKH 138	8500	<b>2.21</b>	<b>-6.44</b>

Niveau 0 de la hauteur = limite lithostratigraphique

# Annexe 13

## Valeurs isotopiques du profil de Shareeza

N° échantillon	Hauteur cm	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
IS 29	5,6	<b>-0,72</b>	<b>-6,86</b>
IS 28	5,3	<b>-0,70</b>	<b>-6,76</b>
IS 26	5,2	<b>-0,48</b>	<b>-6,25</b>
IS 27	5,05	<b>-0,44</b>	<b>-6,24</b>
IS 25	4,87	<b>-0,52</b>	<b>-6,29</b>
IS 24	4,77	<b>-0,50</b>	<b>-6,66</b>
IS 23	4,7	<b>-0,45</b>	<b>-6,75</b>
IS 22	4,62	<b>-0,46</b>	<b>-6,50</b>
IS 21	4,55	<b>-0,50</b>	<b>-6,59</b>
IS 20	4,47	<b>-0,64</b>	<b>-6,68</b>
IS 19	4,42	<b>-0,48</b>	<b>-6,80</b>
IS 18	4,37	<b>-0,65</b>	<b>-6,74</b>
IS 17	4,3	<b>-0,61</b>	<b>-7,14</b>
IS 16	4,23	<b>-0,18</b>	<b>-6,72</b>
IS 15	4,19	<b>-0,27</b>	<b>-6,59</b>
IS 14	4,15	<b>-0,30</b>	<b>-6,60</b>
IS 13	4,12	<b>-0,24</b>	<b>-6,80</b>
IS 12	4,1	<b>-0,28</b>	<b>-6,80</b>
IS 11	4,05	<b>-0,30</b>	<b>-7,08</b>
IS 10	3,98	<b>0,05</b>	<b>-7,22</b>
IS 9	3,95	<b>-0,21</b>	<b>-6,60</b>
IS 8	3,93	<b>-0,22</b>	<b>-6,94</b>
IS 7	3,87	<b>-0,23</b>	<b>-6,99</b>
IS 6	3,85	<b>-0,27</b>	<b>-7,16</b>
IS 5	3,83	<b>-0,10</b>	<b>-6,97</b>
IS 4	3,79	<b>0,09</b>	<b>-7,06</b>
IS 3	3,73	<b>0,43</b>	<b>-7,08</b>
IS 2	3,31	<b>0,77</b>	<b>-5,72</b>
IS 1	3,25	<b>1,18</b>	<b>-5,74</b>
IS 61	3,2	<b>1,01</b>	<b>-5,58</b>
IS 60	3,1	<b>0,91</b>	<b>-5,87</b>
IS 59	3	<b>-0,06</b>	<b>-6,64</b>
IS 58	2,9	<b>0,72</b>	<b>-4,92</b>
IS 57	2,75	<b>-0,01</b>	<b>-5,78</b>
IS 56	2,7	<b>-0,07</b>	<b>-6,35</b>
IS 55	2,6	<b>0,82</b>	<b>-4,74</b>
IS 54	2,45	<b>0,91</b>	<b>-4,95</b>
IS 53	2,35	<b>1,07</b>	<b>-4,85</b>
IS 52	2,2	<b>0,41</b>	<b>-7,28</b>
IS 51	2,05	<b>0,57</b>	<b>-8,22</b>
IS 50c	2	<b>0,48</b>	<b>-5,15</b>
IS 50	1,8	<b>1,13</b>	<b>-5,60</b>
IS 50b	1,65	<b>2,10</b>	<b>-2,91</b>
IS 49	1,25	<b>1,98</b>	<b>-3,37</b>
IS 48	1	<b>1,96</b>	<b>-6,22</b>
IS 47	0,7	<b>2,09</b>	<b>-6,09</b>
IS 46	0,4	<b>2,27</b>	<b>-6,13</b>
IS 45	0	<b>2,49</b>	<b>-5,57</b>

Niveau 0 de la hauteur = base du profil mesuré

# Annexe 14

## Valeurs isotopiques du profil de Zal

### Valeurs permiennees

N° échantillon	Hauteur cm	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
IZ 5	-40	<b>2.99</b>	<b>-4.42</b>
IZ 7	270	<b>3.28</b>	<b>-5.15</b>
IZ 9	650	<b>3.44</b>	<b>-4.01</b>
IZ 11	900	<b>3.23</b>	<b>-4.66</b>
IZ 12	1120	<b>3.37</b>	<b>-5.62</b>
IZ 14	1340	<b>3.16</b>	<b>-5.24</b>
IZ 16	1483	<b>3.22</b>	<b>-5.19</b>
IZ 17	1610	<b>3.20</b>	<b>-5.17</b>
IZ 19	1785	<b>3.53</b>	<b>-5.53</b>
IZ 20	1960	<b>3.37</b>	<b>-4.37</b>
IZ 21	2078	<b>3.61</b>	<b>-3.95</b>
IZ 23	2322	<b>3.72</b>	<b>-4.08</b>
IZ 24	2450	<b>3.82</b>	<b>-4.40</b>
IZ 25	2585	<b>3.80</b>	<b>-4.24</b>
IZ 27	2850	<b>3.39</b>	<b>-5.42</b>
IZ 28	3008	<b>2.99</b>	<b>-6.18</b>
IZ 30	3145	<b>3.16</b>	<b>-5.30</b>
IZ 35	3327	<b>3.00</b>	<b>-6.35</b>
IZ 37	3407	<b>3.06</b>	<b>-5.23</b>
IZ 39	3447	<b>2.84</b>	<b>-5.61</b>
IZ 41	3495	<b>2.97</b>	<b>-5.67</b>
IZ 43	3527	<b>2.66</b>	<b>-6.44</b>
IZ 44	3545	<b>2.84</b>	<b>-5.52</b>
IZ 45	3555	<b>2.57</b>	<b>-5.81</b>
IZ 46	3578	<b>2.41</b>	<b>-5.69</b>
IZ 47	3596	<b>2.43</b>	<b>-6.19</b>
IZ 51	3630	<b>2.28</b>	<b>-5.69</b>
IZ 53	3648	<b>2.36</b>	<b>-5.90</b>
IZ 54	3658	<b>2.24</b>	<b>-6.33</b>
IZ 55	3672	<b>1.84</b>	<b>-5.72</b>
IZ 57	3680	<b>1.83</b>	<b>-6.31</b>
IZ 59	3688	<b>1.91</b>	<b>-6.11</b>
IZ 60	3693	<b>1.23</b>	<b>-6.95</b>
IZ 61	3695	<b>1.20</b>	<b>-6.08</b>
IZ 62	3700	<b>0.98</b>	<b>-7.15</b>
IZ 63	3705	<b>1.30</b>	<b>-5.54</b>
IZ 64	3715	<b>1.10</b>	<b>-6.22</b>
IZ 65	3720	<b>1.22</b>	<b>-5.98</b>
IZ 66	3725	<b>1.06</b>	<b>-6.43</b>
IZ 67	3727	<b>1.21</b>	<b>-6.10</b>
IZ 68	3752	<b>0.93</b>	<b>-6.39</b>
IZ 69	3755	<b>0.60</b>	<b>-7.05</b>
IZ 70 gris	3757	<b>0.64</b>	<b>-6.59</b>
IZ 70 rouge	3757	<b>0.53</b>	<b>-6.75</b>
IZ 71	3760	<b>0.66</b>	<b>-5.90</b>

### Valeurs triasiques

N° échantillon	Hauteur cm	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
IZ 72	3762	<b>0.45</b>	<b>-6.66</b>
IZ 73	3765	<b>0.43</b>	<b>-6.02</b>
IZ 74	3769	<b>0.39</b>	<b>-7.61</b>
IZ 75	3773	<b>0.35</b>	<b>-6.58</b>
IZ 76	3782	<b>0.00</b>	<b>-6.85</b>
IZ 77	3788	<b>0.93</b>	<b>-5.31</b>
IZ 78	3797	<b>0.41</b>	<b>-7.58</b>
IZ 79	3807	<b>0.16</b>	<b>-7.75</b>
IZ 81	3822	<b>-0.17</b>	<b>-6.47</b>
IZ 82	3829	<b>-0.17</b>	<b>-7.18</b>
IZ 83	3842	<b>-0.56</b>	<b>-7.13</b>
IZ 84	3853	<b>0.06</b>	<b>-7.17</b>
IZ 85	3862	<b>0.36</b>	<b>-7.52</b>
IZ 85	3862	<b>0.32</b>	<b>-7.57</b>
IZ 86	3887	<b>0.46</b>	<b>-6.43</b>
IZ 87	3898	<b>0.20</b>	<b>-9.95</b>
IZ 88	3903	<b>-0.43</b>	<b>-6.11</b>
IZ 89	3920	<b>-0.40</b>	<b>-6.85</b>
IZ 90	3937	<b>-0.17</b>	<b>-6.85</b>
IZ 91	3965	<b>0.12</b>	<b>-7.17</b>
IZ 92	3990	<b>-0.33</b>	<b>-7.57</b>
IZ 93	4017	<b>-0.40</b>	<b>-7.18</b>
IZ 94	4045	<b>-0.35</b>	<b>-7.16</b>
IZ 95	4070	<b>-0.26</b>	<b>-6.33</b>
IZ 96	4108	<b>-0.24</b>	<b>-6.98</b>
IZ 97	4137	<b>-0.29</b>	<b>-7.12</b>
IZ 99 principal	4248	<b>-0.30</b>	<b>-6.72</b>
IZ 99 oncoide	4248	<b>-0.32</b>	<b>-8.13</b>
IZ 99 tour oncoide	4248	<b>-0.25</b>	<b>-6.4</b>
IZ 99 bordure	4248	<b>-0.27</b>	<b>-6.7</b>
IZ 100	4305	<b>-0.15</b>	<b>-6.99</b>
IZ 101	4335	<b>-0.03</b>	<b>-6.74</b>
IZ 102	4395	<b>0.05</b>	<b>-7.18</b>
IZ 103	4462	<b>0.28</b>	<b>-7.01</b>
IZ 104	4517	<b>0.41</b>	<b>-7.54</b>
IZ 105	4572	<b>0.40</b>	<b>-7.02</b>
IZ 106	4630	<b>0.83</b>	<b>-6.82</b>
IZ 107	4690	<b>0.61</b>	<b>-6.80</b>
IZ 108	4770	<b>0.91</b>	<b>-7.65</b>
IZ 110	4868	<b>1.28</b>	<b>-6.30</b>
IZ 111	4970	<b>1.52</b>	<b>-6.81</b>
IZ 112	5080	<b>1.69</b>	<b>-7.36</b>
IZ 113	5165	<b>1.59</b>	<b>-5.71</b>
IZ 114	5305	<b>1.49</b>	<b>-6.86</b>
IZ 115	5405	<b>1.87</b>	<b>-5.98</b>
IZ 116	5525	<b>1.92</b>	<b>-7.23</b>
IZ 117	5605	<b>1.67</b>	<b>-6.80</b>
IZ 118	5790	<b>1.97</b>	<b>-7.86</b>
IZ 119	5805	<b>1.97</b>	<b>-7.28</b>
IZ 120	5940	<b>1.94</b>	<b>-7.16</b>
IZ 121	6090	<b>1.84</b>	<b>-7.47</b>
IZ 122	6240	<b>2.10</b>	<b>-7.42</b>
IZ 123a	6390	<b>1.93</b>	<b>-7.82</b>
IZ 123b	6620	<b>1.92</b>	<b>-7.45</b>
IZ 124	6725	<b>1.70</b>	<b>-7.72</b>
IZ 125	6940	<b>1.20</b>	<b>-8.43</b>
IZ 126	7035	<b>1.63</b>	<b>-7.43</b>
IZ 127	7190	<b>1.11</b>	<b>-8.70</b>
IZ 128	7320	<b>-0.02</b>	<b>-9.72</b>
IZ 129	7380	<b>0.65</b>	<b>-8.03</b>

Niveau 0 de la hauteur = base de la Formation de Ali Bashi

# Annexe 15

## Valeurs isotopiques du profil de Djulfa

N° échantillon	Hauteur cm	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
J 1a	-4,6	<b>1,76</b>	<b>-5,55</b>
J 1b	-1,7	<b>1,67</b>	<b>-5,67</b>
J 2a	5,3	<b>1,13</b>	<b>-6,44</b>
J 2b	7,3	<b>1,19</b>	<b>-6,46</b>
J 2c	8,8	<b>1,25</b>	<b>-6,41</b>
J 3a	11,8	<b>1,20</b>	<b>-6,23</b>
J 3b	13,8	<b>1,02</b>	<b>-6,38</b>
J 3c	15,6	<b>0,77</b>	<b>-6,47</b>
J 4	16,8	<b>-0,19</b>	<b>-7,22</b>
J 4a1	17,7	<b>-0,47</b>	<b>-7,52</b>
J 4A2	18,6	<b>-0,21</b>	<b>-7,07</b>
J4a3	19,1	<b>-0,15</b>	<b>-6,94</b>
J 4A4	20	<b>-0,04</b>	<b>-7</b>
J 4A5	21	<b>-0,17</b>	<b>-7,4</b>
J 4b1	21,8	<b>-1,14</b>	<b>-8,63</b>
J 4B2	22,6	<b>-0,70</b>	<b>-8,79</b>
J 5.1	25,7	<b>-1,12</b>	<b>-8,86</b>
J 5.2	26,7	<b>-0,69</b>	<b>-8,64</b>
J 5.3	28,2	<b>-0,75</b>	<b>-6,93</b>
J 6.2	30,6	<b>-0,62</b>	<b>-6,99</b>
J 7.1	32,5	<b>-0,31</b>	<b>-6,78</b>
J 7.2	33,5	<b>-0,37</b>	<b>-7,71</b>
J 7.3	34,1	<b>-0,22</b>	<b>-6,84</b>
J 7.4	35,3	<b>-0,23</b>	<b>-7,40</b>
J 8.1	39,6	<b>-0,27</b>	<b>-6,88</b>
J 8.2	41,1	<b>-0,41</b>	<b>-7,38</b>
J 9.1	44,6	<b>-0,5</b>	<b>-6,82</b>
J 9.2	45,6	<b>-0,30</b>	<b>-6,81</b>
J 9.3	46,3	<b>-0,63</b>	<b>-7,53</b>
J 9.4	47	<b>-0,21</b>	<b>-7,22</b>
J 9.5	48,6	<b>-0,47</b>	<b>-7,75</b>
J 10.1	50,5	<b>-0,64</b>	<b>-7,81</b>
J 10.2	52	<b>-0,22</b>	<b>-6,72</b>
J 10.3	53,1	<b>-0,28</b>	<b>-6,42</b>
J 11a	55,2	<b>-0,58</b>	<b>-7,71</b>
J 11b	56,5	<b>-0,36</b>	<b>-6,99</b>
J 12.1a	57,9	<b>-0,74</b>	<b>-7,65</b>
J 12.1b	58,7	<b>-0,72</b>	<b>-7,82</b>
J 12.1c	59,7	<b>-1,08</b>	<b>-8,17</b>
J 12.2a	60,3	<b>-1,15</b>	<b>-9,18</b>
J 12.2b	61,2	<b>-0,74</b>	<b>-7,25</b>
J 12.2c	62,9	<b>-1,02</b>	<b>-8,68</b>
J 13a1	63,2	<b>-0,31</b>	<b>-7,20</b>
J 13a2	64,4	<b>-0,45</b>	<b>-7,72</b>
J 13b1	66,4	<b>-0,29</b>	<b>-7,15</b>
J 13b2	68,1	<b>-0,29</b>	<b>-7,07</b>
J 13b3	69,6	<b>-0,47</b>	<b>-7,20</b>

N° échantillon	Hauteur cm	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
J 14.1	70,2	<b>-0,27</b>	<b>-6,97</b>
J 14.2	70,9	<b>-0,04</b>	<b>-6,67</b>
J 14.3	71,3	<b>-0,04</b>	<b>-6,60</b>
J 14.4	73,5	<b>-0,21</b>	<b>-6,43</b>
J 15.1a	75,6	<b>-0,04</b>	<b>-6,63</b>
J 15.1b	77,1	<b>-0,09</b>	<b>-6,73</b>
J 15.2a	78,2	<b>-0,01</b>	<b>-6,54</b>
J 15.2b	79,2	<b>-0,25</b>	<b>-6,44</b>
J 15.2c	80,9	<b>0,09</b>	<b>-6,67</b>
J 15.2d	82,2	<b>-0,10</b>	<b>-6,37</b>
J 16.1	82,8	<b>0,09</b>	<b>-6,38</b>
J 16.2	83,8	<b>0,01</b>	<b>-6,37</b>
J 17.1	85	<b>0,02</b>	<b>-6,52</b>
J 17.2A	87,6	<b>-0,13</b>	<b>-6,53</b>
J 17.2b	88,6	<b>-0,28</b>	<b>-6,57</b>
J 17.2C	90	<b>-0,20</b>	<b>-6,52</b>
J 17.3a	91,5	<b>-0,21</b>	<b>-6,46</b>
J 17.3B	92,8	<b>-0,03</b>	<b>-6,55</b>
J 18.1	97	<b>-0,37</b>	<b>-6,58</b>
J 18.2	98,8	<b>0,09</b>	<b>-6,62</b>
J 18.3	100,2	<b>0,01</b>	<b>-6,59</b>
J 18.4	101,6	<b>0,15</b>	<b>-6,75</b>
J 19.1	103,5	<b>0,28</b>	<b>-6,53</b>
J 19.2	105,6	<b>0,09</b>	<b>-6,70</b>
J 20.1	107,5	<b>-0,01</b>	<b>-6,22</b>
J 20.2	109	<b>0,01</b>	<b>-6,69</b>
J 20.3	109,9	<b>-0,11</b>	<b>-6,79</b>
J 20.4	111,4	<b>-0,08</b>	<b>-6,79</b>
J 20.5	112,7	<b>-0,07</b>	<b>-6,87</b>
J 21.1	123	<b>-0,46</b>	<b>-6,21</b>
J 21.2	126,3	<b>-0,27</b>	<b>-7,05</b>
J 22.1	137	<b>-0,19</b>	<b>-7,05</b>
J 22.2	140,3	<b>-0,56</b>	<b>-6,98</b>
J 23.1	147,5	<b>-1,06</b>	<b>-6,92</b>
J 23.2	149,7	<b>-1,84</b>	<b>-7,06</b>
J 24.1	181,8	<b>-0,43</b>	<b>-6,45</b>
J 24.2	184,7	<b>-0,34</b>	<b>-6,69</b>
J 25	216	<b>-1,42</b>	<b>-6,99</b>
J 26	234,5	<b>-2,32</b>	<b>-7,16</b>
J 27	261	<b>-1,42</b>	<b>-7,60</b>
J 28	307	<b>-1,63</b>	<b>-6,23</b>

Niveau 0 de la hauteur = limite lithostratigraphique

# Annexe 16

Analyses Rock-Eval effectuées à l'Institut de Géologie de Neuchâtel

Echantillon	PC [%]	RC [%]*	TOC [%]*	MINC [%]	HI [mg HC/g TOC]	Oi [mg CO2/g TOC]	Tmax [°C]	S1 [mg HC/g]	S2a [mg HC/g]	S2b [mg HC/g]	S3	Quant	CyclT
OM1 11	<0.1	<0.1	<0.1	8,54	-	-	-	0	0	0	0,31	76,7	Bulk Rock
OM0 68	<0.1	<0.1	<0.1	6,95	-	-	-	0	0	0	0,20	92,2	Bulk Rock
OM0 67	<0.1	<0.1	<0.1	8,58	-	-	-	0	0	0	0,18	75,3	Bulk Rock
OM0 66	<0.1	<0.1	<0.1	7,72	-	-	-	0	0	0	0,06	74,3	Bulk Rock
OM1 9	<0.1	<0.1	<0.1	6,50	-	-	-	0	0	0	0,15	98,7	Bulk Rock
99/65	<0.1	0,11	<0.1	7,03	-	-	-	0	0	0	0,21	96,2	Bulk Rock
OM0 69	<0.1	0,10	0,11	6,37	-	-	-	0	0	0	0,14	81,8	Bulk Rock
OM0 111	<0.1	0,09	0,09	7,83	-	-	-	0	0	0	0,17	84,2	Bulk Rock
OM0 109	<0.1	0,18	0,19	6,99	-	-	-	0	0	0	0,46	98,7	Bulk Rock
OM0 106	<0.1	<0.1	<0.1	8,57	-	-	-	0	0	0	0,21	76,7	Bulk Rock
OM0 103	<0.1	<0.1	<0.1	7,83	-	-	-	0	0	0	0,29	77,5	Bulk Rock
OM0 92	<0.1	<0.1	<0.1	7,96	-	-	-	0	0	0	0,25	75,7	Bulk Rock
OM0 90	<0.1	<0.1	<0.1	7,75	-	-	-	0	0	0	0,22	85,5	Bulk Rock
OM0 88	<0.1	<0.1	<0.1	8,68	-	-	-	0	0	0	0,24	71,3	Bulk Rock
OM0 87	<0.1	<0.1	<0.1	7,88	-	-	-	0	0	0	0,18	85,2	Bulk Rock
OM0 86	<0.1	<0.1	<0.1	8,58	-	-	-	0	0	0	0,46	71,2	Bulk Rock
OM0 83 1	<0.1	<0.1	<0.1	7,15	-	-	-	0	0	0	0,28	84,8	Bulk Rock
OM0 80	<0.1	<0.1	<0.1	10,5**	-	-	-	0	0	0	0,35	79,2	Bulk Rock
OM0 76	<0.1	<0.1	<0.1	9,8**	-	-	-	0	0	0	0,47	89,8	Bulk Rock
Tr 20/91	<0.1	0,11	0,11	6,08	-	-	-	0	0	0	0,15	90,7	Bulk Rock
Tr 20/18	<0.1	<0.1	<0.1	7,42	-	-	-	0	0	0	0,19	99,4	Bulk Rock
Tr 20/15	<0.1	<0.1	<0.1	6,89	-	-	-	0	0	0	0,18	96,4	Bulk Rock
Tr 20/9	<0.1	0,05	0,05	6,67	-	-	-	0	0	0	0,14	99,9	Bulk Rock
Tr 20/2	<0.1	<0.1	<0.1	7,22	-	-	-	0	0	0	0,10	78,1	Bulk Rock
Tr 99/108	<0.1	<0.1	<0.1	7,06	-	-	-	0	0	0	0,12	95,6	Bulk Rock
T99/107	<0.1	<0.1	<0.1	9,74	-	-	-	0	0	0	0,37	70	Bulk Rock
T99/106	<0.1	0,07	0,08	8,26	-	-	-	0	0	0	0,25	79	Bulk Rock
Tr 20/28	<0.1	0,06	0,07	8,53	-	-	-	0	0	0	0,18	74	Bulk Rock
T 99/105	<0.1	<0.1	<0.1	7,04	-	-	-	0	0	0	0,07	95,4	Bulk Rock
T 20/29	<0.1	0,10	0,11	6,79	-	-	-	0	0	0	0,17	94,8	Bulk Rock
T 20/85	<0.1	<0.1	<0.1	6,41	-	-	-	0	0	0	0,07	93,4	Bulk Rock
Tr 20/30	<0.1	0,06	0,06	7,79	-	-	-	0	0	0	0,12	96,3	Bulk Rock
Tr 20/33	<0.1	0,10	0,11	7,73	-	-	-	0	0	0	0,14	85,6	Bulk Rock
Tr 20/35	<0.1	0,06	0,06	6,60	-	-	-	0	0	0	0,15	100	Bulk Rock
Tr 20/38	<0.1	0,09	0,09	7,51	-	-	-	0	0	0	0,27	83,5	Bulk Rock
Tr 20/C5	<0.1	<0.1	<0.1	5,97	-	-	-	0	0	0	0,11	106,7	Bulk Rock
Tr 20/C12	<0.1	<0.1	<0.1	7,82	-	-	-	0	0	0	0,13	88	Bulk Rock
Tr 20/C18	<0.1	<0.1	<0.1	6,39	-	-	-	0	0	0	0,03	98,7	Bulk Rock

\*les valeurs entre 0.05 et 0.1 sont plutôt des valeurs indicatives, si une valeurs est notée un tout petit signal a été observé