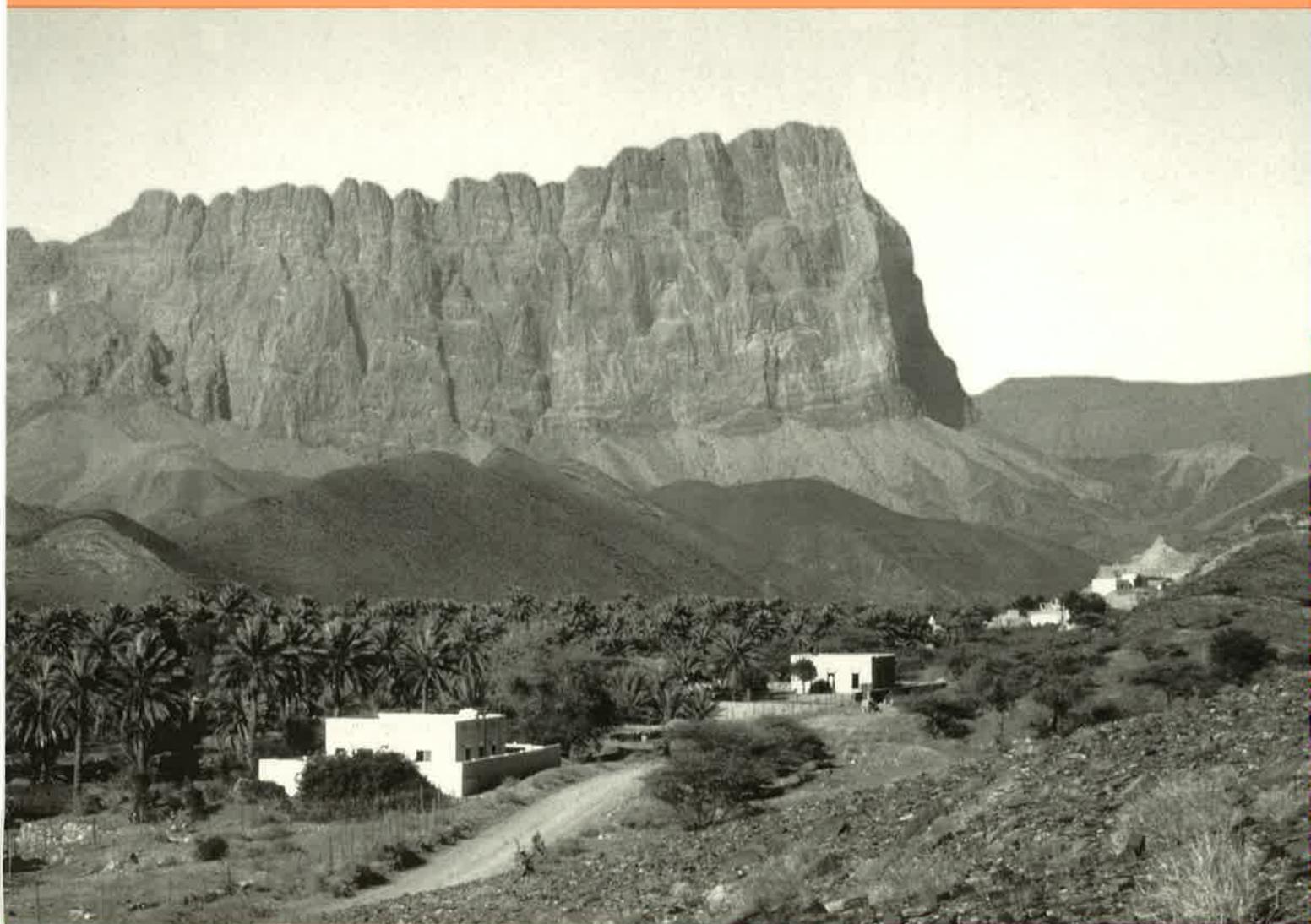


Les Blocs Exotiques du Sultanat d'Oman

Evolution paléogéographique d'une marge passive flexurale

par Alain Pillevuit



Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Institut de Géologie
et de Paléontologie

Les Blocs Exotiques du Sultanat d'Oman

Evolution paléogéographique d'une marge passive flexurale

Thèse de doctorat
présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Lausanne

par **Alain Pillevuit**

Jury de thèse:

Prof. Gérard Stampfli (Directeur)
Prof. Jean Hernandez (Lausanne)
Prof. Peter Baumgartner (Lausanne)
Prof. Jean Marcoux (Paris)
Dr. Aymon Baud (Lausanne)

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 17, 1993



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/>

Photo de couverture:

Vue du flanc sud de l'Exotique du **Jebel Misht**, cet Exotique est caractérisé par une série de calcaires de plate-forme massifs Carnien-Norien formant une paroi verticale de plus de 800 mètres de hauteur, et culminant à 2000 mètres. Ces calcaires surmontent stratigraphiquement une série volcanique épaisse d'environ 100 mètres appartenant également au **Groupe de Kawr**. Cet exotique surmonte tectoniquement une série d'écailles représentées par des sédiments pélagiques et des résédiments d'âge Trias à Crétacé caractéristiques du **Groupe d'Hamrat Duru** que l'on peut observer à mi-distance sur la photo. Le Groupe allochtone d'Hamrat Duru repose sur l'Autochtone du **Jebel Akhdar** que l'on distingue à l'arrière plan de la photo. Le premier plan de la photo est occupé par la palmeraie du village d'Al Ayn dans le Wadi Al Ayn.

Resumé	2
Abstract.....	3
Remerciements	4
Introduction.....	6
Situation géographique.....	6
La région de Muscat	6
La plaine de la Batinah	6
La chaîne des montagnes d'Oman	6
L'intérieur (Al Joof)	6
La région de Dahira	6
La région de Shaqiyat	6
Barr-al-Heman	6
Le Dhofar	6
Le Musandam	6
Intérêts et objectifs de cette étude	8
Historique	8
Cadre géologique.....	12
Méthodologie et limites	14
Géochimie	14
Micropaléontologie	14
Présentation des résultats.....	15
Chapitre 1 : Le Groupe d'Akhdar.....	16
1.1 - Introduction	16
1.2 - La Formation de Saiq.....	16
1.2.1 - Introduction.....	16
1.2.2 - Localité de référence et autres affleurements	18
1.2.3 - Description générale	18
1.2.4 - Limites inférieure et supérieure	18
1.2.5 - Age	18
1.2.6 - Coupes détaillées	19
La base de la Formation de Saiq	19
1.2.7 - Le volcanisme du Saih Hatat	23
1.2.8 - Conclusions sur la Formation de Saiq	29
Chapitre 2 - Le Groupe de Ramaq	33
2.1 - Introduction	33
2.2 - La Formation de Rann.....	35
2.2.1- Introduction.....	35
2.2.2 - Localité de référence et autres affleurements	35
2.2.3 - Description générale	37
2.2.4 - Limites inférieure et supérieure	37
2.2.5 - Age	37
2.2.6 - Milieu de Dépôt	37
2.2.7 - Conclusions.....	37
2.3- La Formation d'Ayim	38
2.3.1 - Introduction.....	38
2.3.2 - Localité de référence et autres affleurements	38
2.3.3 - Description générale	38
2.3.4 - Limites inférieure et supérieure	38
2.3.5 - Age	38
2.3.6 - Coupes détaillées	40
coupe No 3	40
coupe No 5	40
2.3.7 - Milieu de Dépôt	40
2.3.8 - Conclusions.....	40

2.4 - La Formation d'Asfar	40
2.4.1 - Introduction	40
2.4.2 - Localité de référence et autres affleurements	41
2.4.3 - Description générale.....	41
2.4.4 - Limites inférieure et supérieure.....	41
2.4.5 - Age.....	41
2.4.6 - Coupe détaillée.....	41
Coupe No 3.....	41
2.4.7 - Milieu de Dépôt.....	41
2.4.8 - Conclusions	41
2.5 - La Formation de Qamar	42
2.5.1 - Introduction	42
2.5.2 - Localité de référence et autres affleurements	42
2.5.3 - Description générale.....	42
Le membre inférieur de la Formation de Qamar	42
Le membre supérieur de la Formation de Qamar	42
2.5.4 - Limites inférieure et supérieure.....	42
2.5.5 - Age.....	44
2.5.6 - Coupes détaillées	44
section No 1.....	44
section No 4.....	45
section No 7.....	45
section Jebel Qamar	46
2.5.7 - Milieu de Dépôt	46
2.5.8 - Conclusions	46
2.6 - Conclusions sur le Groupe de Ramaq.....	48
Chapitre 3 - Le Groupe de Sumeini	49
3.1 - Introduction	49
3.2 - Le membre A de Formation de Maqam.....	52
3.2.1 - Introduction	52
3.2.2 - Localité de référence et autres affleurements.....	52
3.2.3 - Description générale.....	52
3.2.4 - Limites inférieure et supérieure.....	52
3.2.5- Age	52
3.2.6 - Milieu de Dépôt.....	53
3.3 - Membre E de la formation de Maqam.....	53
3.4 - Membre F de la formation de Maqam	53
3.5 - Conclusions sur la Formation de Maqam	53
Chapitre 4 - Le Groupe d'Al Buda'ah	55
4.1 - Introduction	55
Localisation des affleurements	57
4.2 - La Formation de Ba'id	57
4.2.1 - Introduction	57
4.2.2 - Localité de référence et autres affleurements.....	58
4.2.3 - Description générale.....	58
4.2.4 - Limites inférieure et supérieure.....	58
4.2.5 - Age.....	60
4.2.6 - Coupes détaillées	60
Section 1A	60
Section 2	64
Section 3	66
Section 4A	66
4.2.7 - Milieu de Dépôt.....	66

4.3 - La Formation d'Alwa	67
4.3.1 - Introduction.....	67
4.3.2 - Localité de référence et autres affleurements	67
4.3.3 - Description générale	68
4.3.4 - Limites inférieure et supérieure	68
4.3.5 - Age.....	68
4.3.6 - Coupes détaillées	68
Section W.B.	68
Section 4	69
Section 5	69
4.3.7 - Milieu de Dépôt	69
4.4- La Formation de Ta'yin.....	72
4.4.1 - Localité de référence et autres affleurements	72
4.4.2 - Description générale	72
4.4.3 - Limites inférieure et supérieure	72
4.4.4 - Age.....	72
4.4.5 - Coupe détaillée.....	72
Section 4C.....	72
4.4.6 - Milieu de Dépôt	72
4.5 - Conclusions sur le Groupe d'Al Buda'ah.....	73

Chapitre 5 - Les résédiments de carbonates de plate-forme permien dans les nappes Hawasina 74

5.1 - Introduction	74
5.2 - Les résédiments d'éléments permien au Permien supérieur, et les roches associées	74
5.2.1 - Introduction.....	74
5.2.2 - Localité de référence et autres affleurements	74
5.2.3 - Description générale	76
5.2.4 - Limites inférieure et supérieure	76
5.2.5 - Age du dépôt.....	76
5.2.6 - Coupes détaillées	76
Wadi Wasit	76
Géochimie.....	78
Discussion.....	79
Coupes du Wadi Musjah	81
Wadi Musjah.....	82
Wadi Musjah.....	82
Wadi Musjah.....	84
Wadi Musjah.....	85
Discussion.....	85
Nackl	87
Nackl	87
Géochimie.....	88
Localité A17 ("Batain Mélange")	91
5.2.7 - Milieu de dépôt	92
5.3 - Les résédiments d'éléments permien au Trias, et les roches associées.....	93
5.3.1 - Introduction.....	93
5.3.2 - Localité de référence et autres affleurements	93
5.3.3 - Description générale	93
5.3.4- Limites inférieure et supérieure	93
5.3.5 - Age du dépôt.....	93
5.3.6 - Coupes détaillées	95
Rustaq	95
Bloc de Fath	95
Wadi Musjah.....	97
Région du "Batain Mélange"	97
Localité A10	97
Localité 941	99
Localité 753	99
Localité A8	101
5.3.7 - Milieu de dépôt	101

5.4 - Les résédiments d'éléments permien au Crétacé inférieur, et les roches associées.....	102
5.4.1 - Localité de référence et autres affleurements.....	102
5.4.2 - Description générale.....	102
5.4.3 - Limites inférieure et supérieure.....	102
5.4.4 - Age du dépôt.....	102
5.4.5 - Coupes détaillées.....	102
Wadi Hawasina.....	102
Géochimie.....	105
Daid.....	108
Localité 574 ("Batain Mélange").....	109
Jebel Rahbah.....	109
5.4.6 - Milieu de dépôt.....	110
5.5 - Conclusions sur les résédiments permien.....	110
Chapitre 6 - Les sédiments pélagiques permien en faciès Hallstatt	111
6.1 - La Formation de Rustaq.....	111
6.1.1 - Localité de référence et autres affleurements.....	111
6.1.2 - Description générale.....	111
6.1.3 - Limites inférieure et supérieure.....	111
6.1.4 - Age.....	111
6.1.5 - Description détaillée.....	111
6.1.6 - Géochimie.....	114
6.1.7 - Milieu de dépôt.....	116
6.1.8 - Conclusions sur la Formation de Rustaq.....	117
Chapitre 7 - Le Groupe de Kawr.....	118
7.1 - Introduction.....	118
7.2 - L'unité volcanique de Misfah.....	120
7.2.1 - Introduction.....	120
7.2.2 - Localité de référence et autres affleurements.....	120
7.2.3 - Description générale.....	120
7.2.4 - Limites inférieure et supérieure.....	120
7.2.5 - Age.....	122
7.2.6 - Coupes détaillées.....	122
Jebel Misfah.....	122
Jebel Misfah.....	122
Jebel Misfah.....	124
7.2.7 - Milieu de Dépôt.....	124
7.2.8 - Géochimie.....	126
7.3 - La Formation de Subayb.....	131
7.3.1 - Localité de référence et autres affleurements.....	131
7.3.2 - Description générale.....	131
7.3.3 - Limites inférieure et supérieure.....	131
7.3.4 - Age.....	131
7.3.5 - Coupes détaillées.....	131
section nord du Jebel Misfah.....	131
section est du Jebel Misfah.....	132
Jebel Misfah.....	133
section du Jebel Sawda.....	133
7.3.6 - Milieu de Dépôt.....	133
7.4 - La Formation de Misfah.....	133
7.4.1 - Introduction.....	133
7.4.2 - Localité de référence et autres affleurements.....	133
7.4.3 - Description générale.....	133
7.4.4 - Limites inférieure et supérieure.....	134
7.4.5 - Age.....	134
7.4.6 - Coupes détaillées.....	134
section nord du Jebel Misfah.....	134
section est du Jebel Misfah.....	134
section du Jebel Sawda.....	135
Jebel Hamrat al Asan.....	136
7.4.7 - Milieu de dépôt.....	136

7.5 - La Formation de Fatah	136
7.5.1 - Introduction.....	136
7.5.2 - Localité de référence et autres affleurements	136
7.5.3 - Description générale	136
7.5.4 - Limites inférieure et supérieure	138
7.5.5- Age.....	138
7.5.6 - Coupes détaillées	138
exotique.....	138
exotique.....	138
Jebel Hamrat al Asan	138
7.5.7 - Milieu de Dépôt	139
7.6- La Formation de Nadan.....	139
7.6.1 - Localité de référence et autres affleurements	139
7.6.2 - Description générale	139
7.6.3 - Limites inférieure et supérieure	139
7.6.4 - Age.....	141
7.6.5 - Milieu de Dépôt	141
7.7 - La Formation de Safil.....	141
7.7.1 - Localité de référence et autres affleurements	141
7.7.2 - Description générale	141
7.7.3 - Limites inférieure et supérieure	141
7.7.4 - Age.....	142
7.7.5 - Milieu de Dépôt	142
7.8 - Conclusions sur le Groupe de Kawr	142
Chapitre 8 -Les résédiments de carbonates de plate-forme triasiques dans les nappes	
Hawasina	146
8.1 - Introduction	146
8.2 - Les résédiments d'éléments triasiques au Trias, et les roches associées	146
8.2.1 - Localité de référence et autres affleurements	146
8.2.2 - Description générale	146
8.2.3 - Limites inférieure et supérieure	146
8.2.4 - Age du dépôt.....	148
8.2.5 - Coupe détaillée.....	148
Wadi Musallah.....	148
Géochimie.....	150
8.2.6 - Milieu de dépôt.....	152
8.3 - Les résédiments d'éléments triasiques au Lias, et les roches associées	153
8.3.1 - localité de référence et autres Affleurements	153
8.3.2 - Description générale	153
8.3.3 - Limites inférieure et supérieure	153
8.3.4 - Age du dépôt.....	153
8.3.5 - Coupe détaillée.....	153
Heliw.....	153
Géochimie.....	153
8.4 - Les résédiments d'éléments triasiques au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur,	
et les roches associées	157
8.4.1 - Localité de référence et autres affleurements	157
8.4.2 - Description générale	157
8.4.3 - Limites inférieure et supérieure	157
8.4.4 - Age du dépôt.....	157
8.4.5 - Coupes détaillées	157
Brèche au sud-ouest de Mahadha	157
Bloc de 'Aquil	159
Géochimie.....	160
Mushayq	163
Hamâdiyûn.....	164
Jebel Al Qarab.....	164
Jebel Al Qarab.....	164
8.4.6 - Milieu de dépôt.....	165
8.5 - Conclusions sur les résédiments triasiques	165

Chapitre 9 : Calculs de subsidence	167
9.1 - Introduction	167
9.2 - Procédure de calcul et de modélisation de la subsidence	167
9.2.1 - Introduction	167
9.2.2 - La décompaction	167
9.2.3 - Les corrections bathymétriques	168
9.2.4 - Les corrections eustatiques	168
9.2.5 - Le délestage	168
9.3 - Discussion des résultats	170
Chapitre 10 - Synthèse régionale	176
10.1 - La marge omanaise	176
10.2 - A propos de Hawasina	178
10.3 - Evolution geodynamique de la marge arabe.	181
10.3.1 - Le Permien inférieur, témoin du rifting de la Néo-Téthys	181
10.3.2 - Le permien supérieur, témoin de l'ouverture de la Néo-Téthys	181
10.3.3 - Le Trias supérieur (Carnien), témoin d'un événement tectonique lié à la collision des blocs iraniens avec l'Eurasie.	181
10.3.4 - La limite Trias-Jurassique, témoin d'un événement eustatique	182
10.3.5 - La limite Jurassique-Crétacé, témoin d'un événement tectonique lié à la création d'une zone de subduction dans la Néo-Téthys.	182
Chapitre 11 - Paléogéographie	186
11.1 - A propos des reconstructions paléogéographiques	186
11.2 - Le socle Arabe au Proterozoïque supérieur-Cambrien inférieur	188
11.3 - Le Cambro-Ordovicien	189
11.4 - Le Carbonifère supérieur - Permien inférieur	190
11.5 - Le Permien supérieur	192
11.6 - Le Trias Moyen	194
11.7 - Le Trias Supérieur	196
11.8 - Le Jurassique inférieur-moyen	298
11.9 - Le Jurassique supérieur	200
11.10 - Le Crétacé inférieur	202
11.11 - Le Crétacé supérieur	204
Planches	206
Planche 1	206
Planche 2	209
Planche 3	210
Planche 4	212
Planche 5	215
Planche 6	216
Planche 7	219
Annexes	220
Bibliographie	235
Index	245
Liste des figures	246
Liste des tableaux	249
Liste des planches	249

L'ha cùla punta d'brüsc
ca gava l'udur ad'nata
e fa nen sente l'acid

Anonyme Piemontais
XVI Siecle

RESUMÉ

L'évolution géodynamique du rifting permien en Oman est marquée par un soulèvement thermique des épaulements au milieu du Permien. Suite à l'érosion des épaulements et leur transgression au Permien supérieur, un stade de marge passive s'est installé depuis cette époque. Différents éléments de cette marge sont encore représentés dans l'autochtone et dans les nappes.

Les séries synrift sont bien représentées dans

- 1- Le Jebel Ramaq (Qamar), où des carbonates de plate-forme accompagnés par quelques volcanites du Permien inférieur (Artinskien) reposent sur un socle Dévono-Silurien .
- 2- La région du Haushi-Huqf avec des carbonates de plate-forme Permien inférieur (Artinskien).
- 3- Le Saih Hatat avec des carbonates de plate-forme du Permien inférieur vraisemblablement associés à des roches volcaniques montrant une signature géochimique de basalte intra-plaque. Ils sont ensuite recouverts par des carbonates de plate-forme du Permien supérieur représentant les séries sédimentaires post rift.

Les séries postrift sont bien représentées dans

- 4- Le Jebel Sumeini avec des séries sédimentaires de pente du Permien supérieur (Murgabien).
- 5- Le Jebel Akhdar où des carbonates de plate-forme d'âge Permien supérieur (Murgabien) reposent généralement directement, et avec une forte inconformité, sur des séries infracambriennes.

Les séries océaniques sont constituées de sédiments variés tel que:

- 6- Des calcaires rouges à ammonoïdés et trilobites à encroûtements manganésifères typiques de faciès Hallstatt, et d'âge Permien supérieur (Murgabien). Ces carbonates reposent sur des laves en coussins présentant une signature géochimique de type MORB (ex. à Rustaq).
- 7- Des carbonates de plate-forme d'âge Permien supérieur (Murgabien), couverts par des calcaires rouges à ammonoïdés du Trias en faciès Hallstatt et Ammonitico-Rosso, puis par des calcaires de type Calcari ad Aptici, d'âge probable Jurassique supérieur, représentant vraisemblablement des couvertures sédimentaires de blocs basculés en pied de marge (ex. bloc exotique de Ba'id). Ces faciès sont resédimentés sous forme de brèches de carbonates de plate-forme déposées dans les sédiments pélagiques bassinaux à abyssaux lors de trois périodes principales (Permien-Trias sup.-Jurassique sup.).
- 8- Des calcaires de plate-forme d'âge Carnien-Norien, couverts par des séries de carbonates en faciès Ammonitico-Rosso et par des calcaires en faciès de type Calcari ad Aptici du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Cette séquence repose sur des laves en coussins et tuffites montrant une signature géochimique de basalte intra-plaque. Elle est interprétée comme représentative d'un seamount de type atoll (ex. bloc exotique de Misfah). Ces faciès sont resédimentés sous forme de brèches de carbonates de plate-forme déposées dans les sédiments pélagiques bassinaux à abyssaux lors de trois périodes principales (Trias sup.-Lias?-Jurassique sup.).

En conclusion, nous proposons que la phase de rifting qui affecte le bord du Gondwana au Permien inférieur a été suivie par des processus d'océanisation accompagnés par le soulèvement thermique des épaulements, et par une océanisation dès le Permien supérieur. La création d'atolls associés à des "hot spot" ou à des transformantes (exotique de Misfah) s'est vraisemblablement passée durant le Trias supérieur. Après un stade de marge passive d'environ 150 Ma., les sédiments océaniques, ainsi que les sédiments de pied de marge ont été incorporés dans un prisme d'accrétion formé au sein de l'océan néotéthysien, au front d'une zone de subduction océanique. Le prisme d'accrétion ainsi formé sera obducté au Crétacé supérieur sur la marge omanaise, et formera les nappes d'Hawasina. L'ophiolite de Semail, surmontant tectoniquement les nappes d'Hawasina, est représenté par un back-arc ouvert au nord de la zone de subduction durant le Crétacé inférieur.

ABSTRACT

The geodynamic evolution of the late Paleozoic rifting in Oman is marked by a mid Permian thermal uplift of the shoulders. In the late Permian, following the erosion of the shoulders and their transgression, an early passive margin stage took place. Different elements of this margin are now found in the autochthonous and in the nappes.

The synrift series are well represented in

- 1- The Jebel Ramaq (Qamar), with early Permian (Artinskien) platform limestones and a few volcanites lying on a Devonian-Silurian basement.
- 2- The Haushi-Huqf area with early Permian (Artinskien) platform limestones.
- 3- The Saih Hatat Mountains with early Permian limestones probably associated with volcanites showing a WPB geochemical signature.

The postrift series are well represented in

- 4- The Jebel Sumeini with late Permian (Wordian) slope deposits.
- 5- The Jebel Akhdar with late Permian (Wordian) platform limestones generally lying, with a sharp unconformity, directly on the infracambrian series, or on synrift sediments (Saih Hatat).

The oceanic series consist of various pelagic sediments such as

- 6- Red nodular ammonoids and trilobites with manganese coating of typical Hallstatt facies, and of Wordian age, lying on pillow lava of MORB type (as seen in RUSTAQ).
- 7- The late Permian (Murgabien) platform limestones, covered by Triassic red nodular ammonoids of Halstatt facies and Ammonitico-Rosso, followed by probably early Jurassic Calcarei ad Aptici limestones, seem to represent sedimentary covers of tilted blocks lying at the foot of the margin (such as the exotic block of Ba'id). These facies are resedimented in the form of breccia consisting of platform limestones, deposited in basin-type to abyssal pelagic sediments during the three main periods (Permian-early Triassic-early Jurassic).
- 8- Late Triassic (Carnien-Norian) platform limestones, covered by middle Jurassic Ammonitico-Rosso limestones and upper Jurassic to lower Cretaceous Calcarei ad Aptici limestones. This sequence lies on pillow-lava and tuffites with a typical within plate signature. This sequence is interpreted as representative of "atoll-like" seamount (such as the MISFAH exotic block).

In conclusion we propose that a rifting phase affected the Gondwanian border in early Permian (Qamar, Haushi, Saih Hatat?). It was followed by a mid Permian oceanisation process accompanied by the rift shoulder uplift (Jebel Akhdar) and followed by sea-floor spreading that began in the late Permian (Rustaq *and other*). The emplacement of seamounts of transform type or hot-spot type (such as the Misfah), occurred mainly in the late Triassic. After a passive margin stage lasting for 150 Ma., the permo-triassic oceanic and slope sediments were incorporated into an accretionary prism following the onset of a syn-oceanic subduction zone. The accretionary prism obducted onto the Oman margin represents the Hawasina nappes. The Semail ophiolite, tectonically overlying the Hawasina nappes represents a back-arc basin formed during the early Cretaceous to the north of the accretionary prism.

It is important to note that the geochemistry of the Hawasina volcanites shows mainly within plate affinities (already observed by Béchenec, 1988). This observation could be explained by the morphology of the oceanic crust, that show topographic high such as atolls or basaltic plateaus. These will preferably be introduced in the accretionary prism instead of the "normal" oceanic crust lying in a lower topographic position.

The breccia observed at the foot of margin and in oceanic environments were formed during three major periods which are:

- the upper Triassic that corresponds to a major tectonic event related to the accretion of the Iranian blocs to the Eurasian continent and the onset of the Neotethys subduction.
- the Triassic-Jurassic boundary corresponding to a major eustatic event.
- the lower Cretaceous that corresponds to a major tectonic event related to the creation of an intra-oceanic subduction zone leading to the formation of the Semail ophiolite.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été rendu possible grâce à l'aide matérielle du Fond National Suisse de la Recherche Scientifique N° 20 28943.90, de la Fondation Georgine Claraz de l'Université de Lausanne et de l'Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Lausanne.

J'exprime toute ma gratitude aux autorités du Ministère des Mines et du Pétrole du Sultanat d'Oman et des Emirats Arabes Unis qui m'ont accordé les autorisations nécessaires pour la réalisation de ce projet. Je remercie en particulier le DR HILAL BIN MOHD AL AZRY, directeur du Geological Survey à Oman, pour son amabilité et sa serviabilité.

Je tiens en premier lieu à remercier Monsieur le Professeur GERARD STAMPFLI de l'Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Lausanne sans qui ce travail n'aurait pas vu le jour. Je le remercie pour les enseignements et les conseils qu'il m'a prodigués au cours de la réalisation de ma thèse, aussi bien en laboratoire que sur le terrain.

Les commentaires du Docteur AYMON BAUD, Directeur du Musée de Géologie de Lausanne, m'ont permis d'améliorer la qualité de ce travail sur le plan stratigraphique et sédimentologique, grâce à sa vaste connaissance du Permien et du Trias Téthysien.

J'ai également bénéficié de la grande culture scientifique de Monsieur le Professeur JEAN MARCOUX de l'Université Denis Diderot de Paris 7 qui m'a apporté ses connaissances sur le terrain, aussi bien qu'en laboratoire.

Les remarques constructives de Monsieur le Professeur JEAN HERNANDEZ de l'Institut de Minéralogie de l'Université de Lausanne m'ont permis d'améliorer mes connaissances sur les interprétations géochimiques des roches vertes.

J'exprime ma gratitude à Monsieur le Professeur PETER BAUMGARTNER de l'Institut de Géologie et Paléontologie de l'Université de Lausanne, qui a accepté d'être juré de thèse. Ayant eu le privilège d'assister à ses cours et travaux pratiques de sédimentologie, j'ai pu profiter de son expérience dans ce domaine.

Je remercie le Docteur PHILIPPE FAVRE chercheur post grade à l'Université de Lausanne, qui m'a conseillé tout au long de ma thèse. Il a été l'artisan principal du travail sur les calculs de courbes de subsidence.

Les travaux paléontologiques ont été faits par:

Madame le Docteur SPELA GORICAN de l'Université de Lausanne qui a eu le courage de regarder et déterminer une centaine de préparations de radiolaires.

Monsieur le Professeur JUICHI YANAGIDA de l'Université Kyushu au Japon qui a déterminé les faunes de brachiopodes Permien en un temps record.

Monsieur le Docteur W.W. NASSICHUK de la Commission géologique du Canada qui a eu l'amabilité de déterminer les faunes d'ammonoïdés du Permien.

Madame le Docteur SYLVIE CRASQUIN-SOLEAU de l'Université Pierre et Marie Curie qui a bien voulu déterminer les faunes d'ostracodes.

Monsieur le Docteur JEAN-FRANÇOIS BECQ-GIRAUDON du BRGM d'Orléans qui a déterminé les faunes de trilobites.

Monsieur le Professeur LÉOPOLD KRYSZYN de l'Université de Vienne qui a bien voulu déterminer les faunes de conodontes ainsi que les ammonoïdés triasiques.

Madame le Docteur CATHERINE JENNY-DESHUSSES qui a bien voulu m'initier aux déterminations des foraminifères permien.

Mesdames le Professeur LOUISETTE ZANINETTI et ROSSANA MARTINI de l'Université de Genève qui ont déterminé les foraminifères benthiques du Trias .

Monsieur le Professeur TAMIO NASHIDA de la Saga University au Japon qui a bien voulu prendre en charge la détermination des orthocones du Paléozoïque.

Je remercie donc toutes ces personnes pour leur laborieux travail de détermination.

Les discussions avec Messieurs FRANÇOIS BÉCHENNEC et JOËL LE MÉTOUR que nous avons eues aussi bien dans les bureaux du BRGM de Muscat que sur le terrain ont toujours été riches en informations, je les remercie donc pour leur enrichissant et sympathique accueil.

Je tiens à remercier en particulier SPELA GORICAN, JEAN-CLAUDE VANNAY et LAURENT SPRING qui ont bien voulu m'accompagner sur le terrain. Leurs conseils, remarques et observations m'ont été précieux.

Les laborieux travaux de correction du manuscrit ont été effectués par PASCALE MALLAN, MYRIAM BISSAINTE, PREETA MUTHALALI et tous les experts à qui je dois beaucoup.

Le Centre d'Analyses Minérales, et en particulier Monsieur le Professeur HANS-RUËDI PFEIFFER et Monsieur JEAN-CLAUDE LAVANCHY, ont bien voulu faire les analyses géochimiques de mes roches volcaniques, Messieurs RAYMOND ANSERMOZ et LAURENT NICOD ont effectués toutes mes lames minces, qu'ils en soient remerciés.

Je termine en remerciant toutes les personnes qui m'ont aidé et soutenu tout au long de ce travail.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le Sultanat d'Oman est situé à l'extrémité nord-est de la péninsule arabe (fig. 1), c'est le second plus grand pays de la péninsule avec une surface de 300'000 km².

D'un point de vue géographique, le pays peut être divisé en neuf régions.

La région de Muscat

Capitale du pays, la petite ville de Muscat s'est vue greffer une série de villes commerciales et industrielles dans son pourtour, créant ainsi la région la plus peuplée du pays.

La plaine de la Batinah

Cette plaine qui s'étend des Emirats Arabes Unis (EAU) à la région de Muscat sur une distance de 270 kilomètres, est délimitée par la Mer d'Oman au nord et les Montagnes d'Oman au sud. Cette bande de 10 à 30 kilomètres de large est intensément cultivée et peuplée sur les quelques trois premiers kilomètres de la côte.

La chaîne des montagnes d'Oman

Elle s'étend sur une distance approximative de 700 kilomètres depuis le Détroit d'Hormuz au nord, jusqu'au village de Ras Al Hadd à l'extrémité est de la péninsule arabique. La largeur de cette chaîne de montagne varie entre 30 et 150 km, et les sommets peuvent atteindre 3000 mètres d'altitude dans le Jebel Akhdar (Montagne Verte).

L'intérieur (Al Joof)

C'est le plateau central délimité au nord par le Jebel Akhdar, au sud par le désert du Rub' al-Khali, à l'est par la région de Sharqiya et enfin à l'ouest par la région de Dahira. Cette région est également une des plus peuplées du pays avec notamment les villes de Bahla, Izki, Nizwa, BidBid et Adam.

La région de Dahira

Elle est composée par une plaine semi désertique délimitée au nord par le Jebel Akhdar, au sud par le désert du Rub' al-Khali. La population est principalement concentrée dans la région de Buraimi (Al Ayn).

La région de Shaqiyat

Cette région, constituée de plaines de sable, située dans la partie est des montagnes, est bordée au sud par les "Wahiba Sands". Les principales villes sont Sur, Ibra, Samad, Al Kamil, Al Ashkara et Ras Al Hadd.

Barr-al-Heman

Cette région est située à l'est du pays, en face de l'île de Mashirah qu'elle englobe. La majorité de la population (très faible) habitant cette région est constituée de pêcheurs.

Le Dhofar

La région méridionale du pays accueille le tiers de la population dans une plaine alluviale fertile recevant les pluies de la mousson entre Juin et Septembre et ne dépassant pas huit kilomètres de large. Elle est limitée au nord par le Rub al-Khali et à l'est par la frontière de l'Arabie Saoudite.

Le Musandam

Séparée du reste du Sultanat par une partie des EAU, c'est la partie la plus septentrionale du pays, composée de montagnes s'élevant à plus de 1800 mètres au-dessus du niveau de la mer.

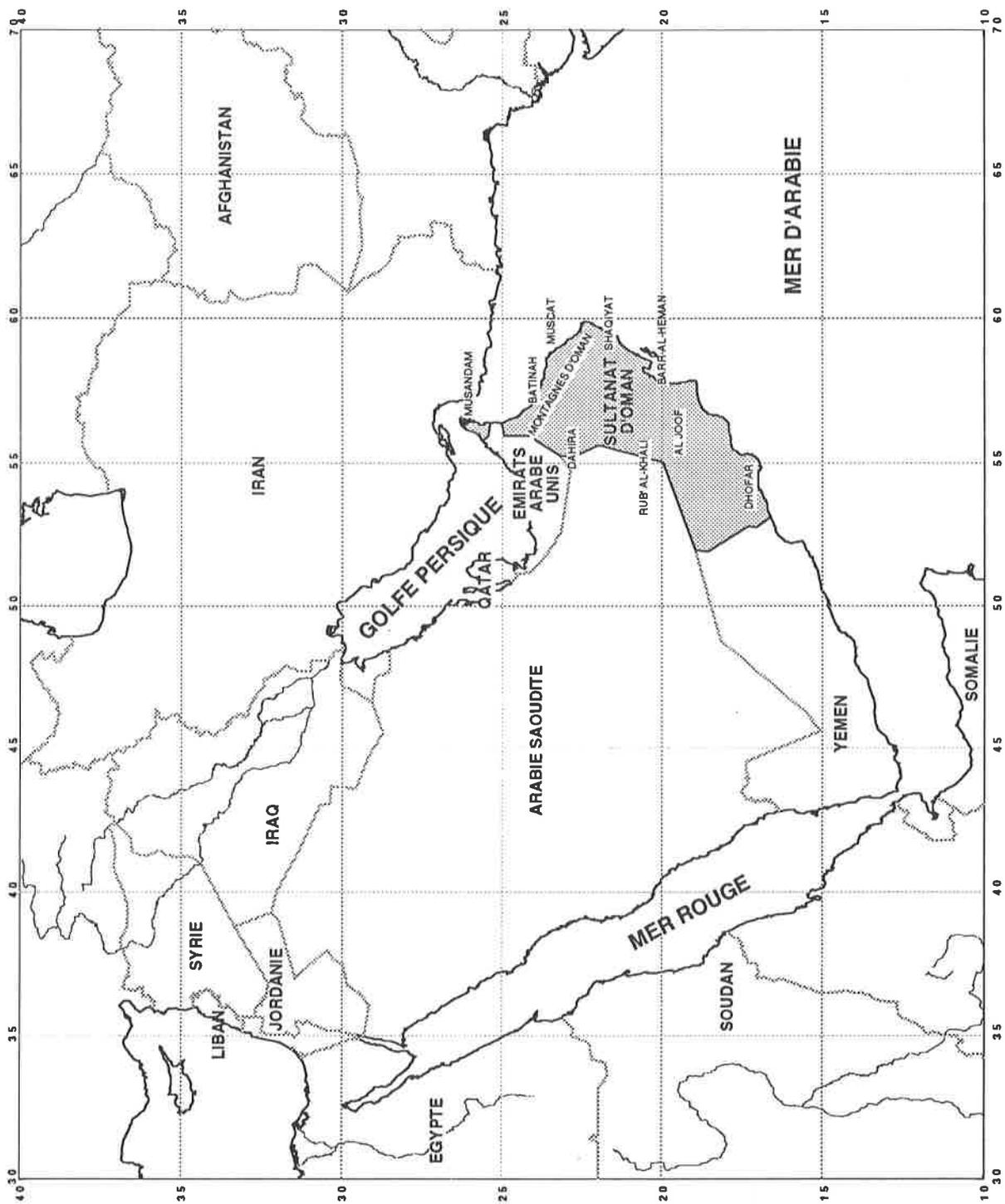


Figure 1 : Situation géographique du Sultanat d'Oman dans le Golfe Persique.

INTÉRÊTS ET OBJECTIFS DE CETTE ÉTUDE

Ce travail est inscrit dans un Projet du Fond National Suisse de la Recherche Scientifique sur l'étude des marges continentales fossiles. L'objectif de cette étude était de parvenir à une reconstitution la plus précise possible de l'évolution géodynamique de la marge omanaise. Pour cela les "Blocs exotiques", résidus de plate-forme carbonatée encore peu étudiés, incorporés dans les séries pélagiques des nappes Hawasina ont été étudiés en détail, ainsi que les résédiments du "Bassin d'Hawasina". Le Permien des domaines autochtone et para-autochtone a aussi fait l'objet d'études de détail.

HISTORIQUE

Les travaux précédents (Glennie *et al.*, 1974 ; Lippard *et al.*, 1986 ; Béchenec, 1988 ; Robertson *et al.*, 1990b) ont donné des historiques complets sur les recherches géologiques en Oman. Ils peuvent être brièvement résumés comme suit:

Au début du siècle deux différentes hypothèses avaient été proposées pour interpréter les séquences sédimentaires et ophiolitiques des montagnes d'Oman. Lees (1928) proposait que Hawasina et Semail représentaient des unités allochtones d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur, alors que Morton (1959) les considéraient comme autochtones. Ces hypothèses autochtonistes furent appuyées par Tschopp (1967), Reinhardt (1967) et Wilson (1969) qui considéraient les blocs exotiques comme des olistostromes provenant d'une plate-forme installée au N-E de "l'eugéosynclinal arabe" (fig. 2A). Les hypothèses allochtonistes étaient quant à elles soutenues par les observations de Hudson *et al.* (Hudson *et al.*, 1954 ; Hudson *et al.*, 1954 ; Hudson & Chatton, 1959 ; Hudson & Sudbury, 1959 ; Hudson, 1960) qui considéraient notamment l'exotique de Qamar comme un bloc basculé de la marge omanaise incorporé dans les nappes d'Hawasina durant une "orogène tertiaire".

Le travail de Glennie *et al.* (1974) permis de confirmer définitivement les hypothèses allochtonistes. Les descriptions et inventaires des formations des montagnes d'Oman faites à partir d'une cartographie de toute la partie nord du Sultanat, permirent à ces auteurs de proposer deux modèles paléogéographiques pour l'évolution de la marge arabe. Le premier modèle, repris par Bernouilli (1987 & 1989), interprétait les nappes d'Hawasina comme un empilement de séries sédimentaires déposées sur croûte océanique, et les blocs exotiques comme des îles formées sur la ride médio-océanique (fig. 3A). La solution alternative (fig. 2B) fut reprise dans les travaux de Béchenec (1988), Rabu (1988) et Le Métour (1988). Ils interprétaient les nappes d'Hawasina comme un empilement tectonique de nappes composées principalement de sédiments déposés sur une croûte continentale. Les blocs exotiques étant alors considérés comme des horsts de croûte continentale (fig.3B).

Le présent travail a permis de démontrer la présence de croûte océanique permienne dans les nappes d'Hawasina, il confirme donc le premier modèle proposé par Glennie *et al.* (1974). Cependant en ce qui concerne les blocs exotiques, certains ont été interprétés comme des blocs basculés sur croûte continentale alors que d'autres ont été attribués à des îles océaniques de type atoll, donnant partiellement raison aux deux hypothèses précédemment énoncées.

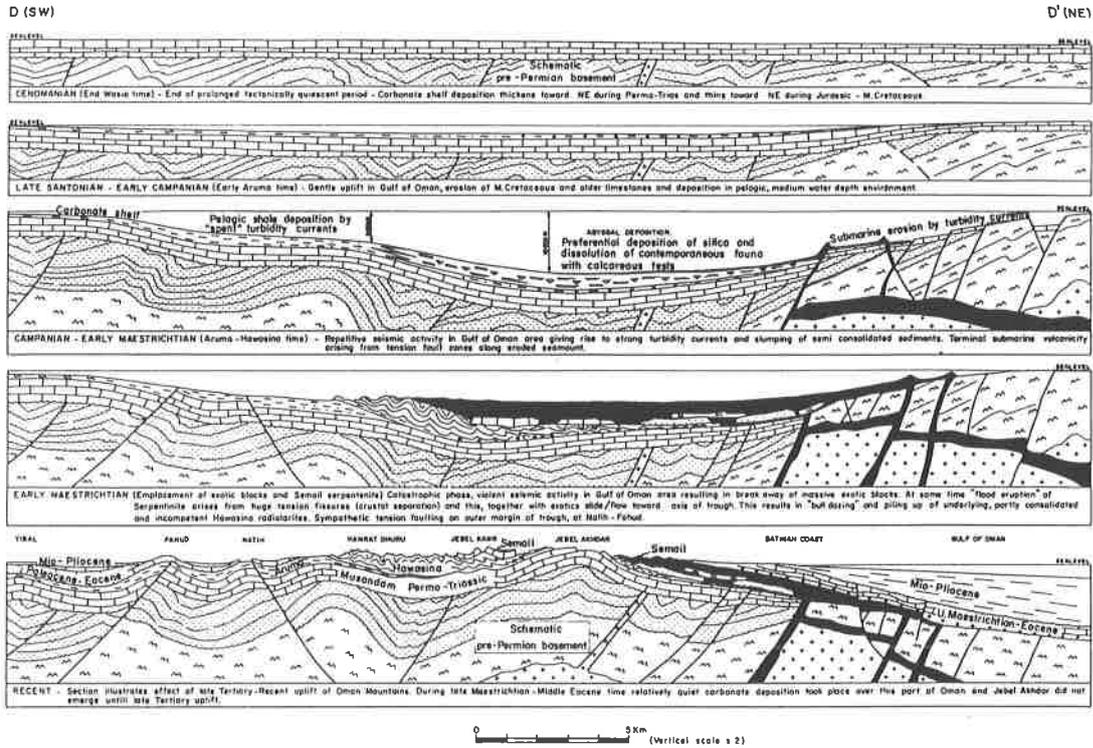


FIG. 27.—Sections along line D-D' southwest-northeast across the Oman Mountains (location on Figs. 1, 2). Interpretive sections illustrate evolution of Oman eugeosyncline from carbonate shelf in Cenomanian time, through eugeosynclinal phases of Campanian-early Maestrichtian time, to late Tertiary and Quaternary uplift giving present structural-topographic expression.

Figure 2A- Evolution de l'eugéosynclinal omanais. Tiré de Wilson (1969).

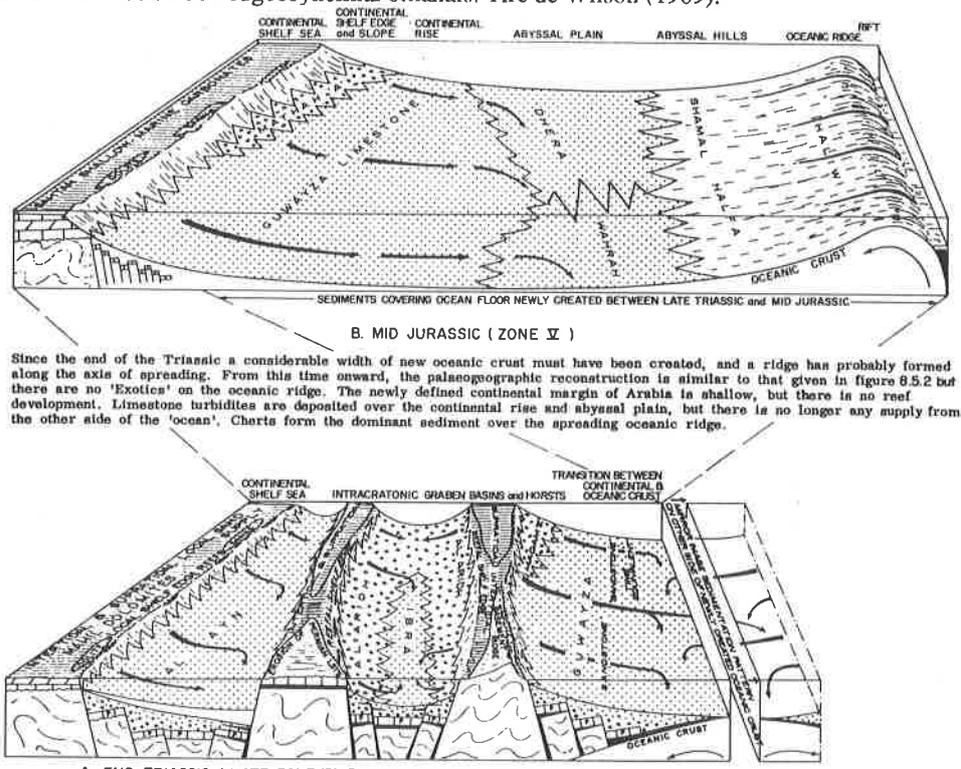
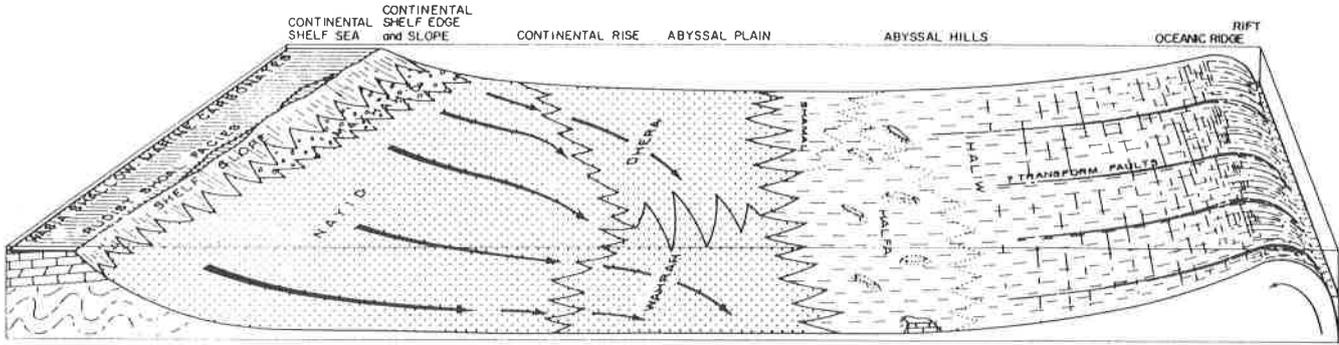
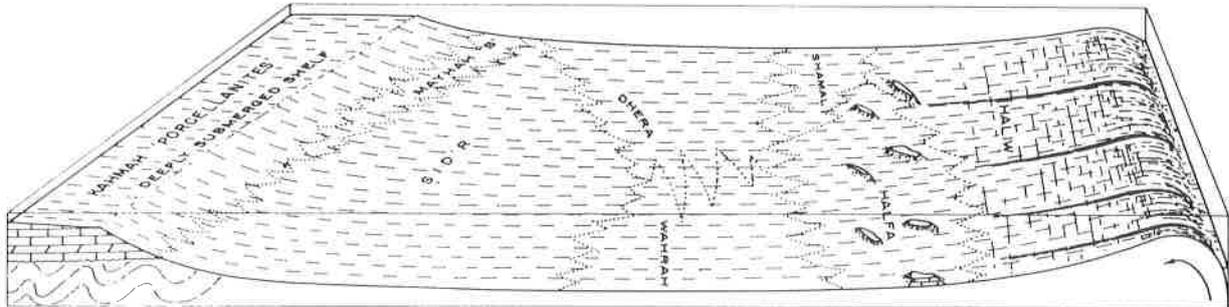


Figure 2B- Evolution géodynamique de l'ouverture néotéthysienne en Oman, selon Glennie et al. (1974): solution alternative.



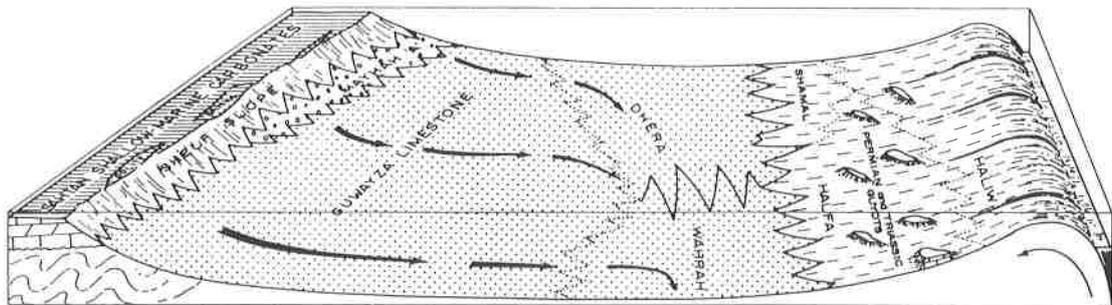
D. MID CRETACEOUS (ZONE VIII)

The edge of the continental margin is again close to sea level and generation of turbidites has been resumed. Most of the guyots of Permian and Triassic limestone are by now deep and inactive in the area of the cherts of the abyssal hills province. The oceanic ridge is volcanically active and probably still spreading.



C. TITHONIAN (ZONE VI)

Submergence of the continental margin and suppression of turbidite generation. Almost universal pelagic sedimentation ('porcellanites' of the basal Kahmah Group and of the Nadan Formation on top of the Jebel Kawr guyot; cherts and calcareous mudstones elsewhere).

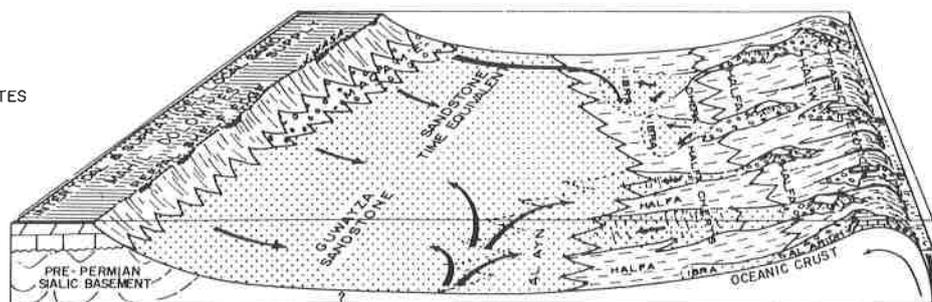


B. MID JURASSIC (ZONE V)

The continental margin is shallow but there is no reef development. Limestone turbidites are deposited on the continental rise and abyssal plain; cherts occur around, but not over, the guyots of Permian and Late Triassic shallow-marine limestones on the abyssal hills. No shallow-water sediments on the crest of the spreading oceanic ridge.

PREDOMINANT SEDIMENT TYPES

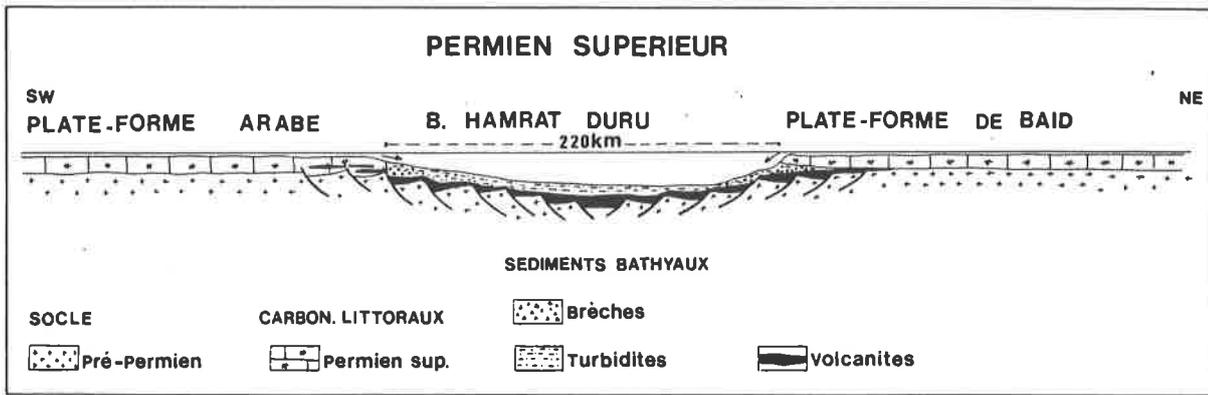
-  SHALLOW-MARINE CARBONATES
-  SLUMPS and SLOPE-TALUS CARBONATES
-  TURBIDITES
-  PELAGIC SEDIMENTS
(calcareous mudstone, shale and chert)
-  NO ACTIVE DEPOSITION



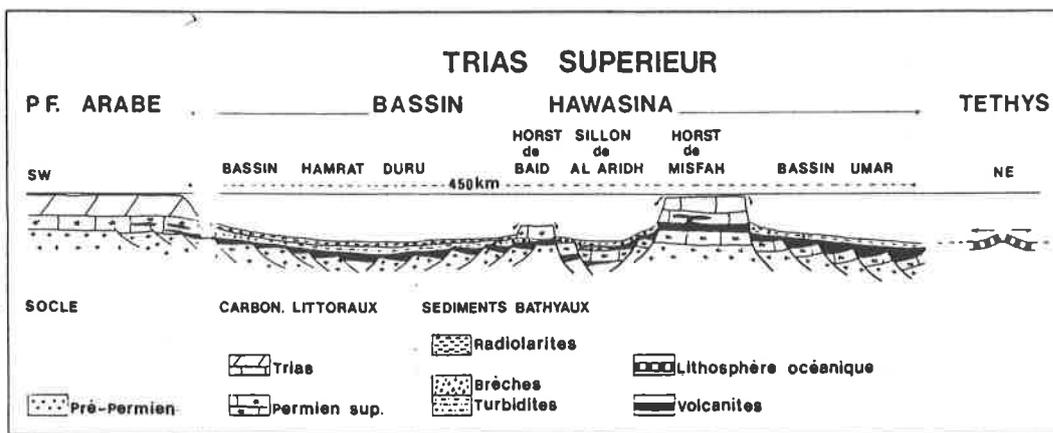
A. END TRIASSIC (LATE ZONE III, EARLY ZONE IV)

Intertidal to supratidal sedimentation on the continental margin with reef growth at the shelf edge. Slumps on the continental slope pass into turbidite deposition on the continental rise and deep-water abyssal plain. Still more distally, in the area of the 'abyssal hills' province, perennial sediments, now mostly cherts, form the only deposits. Shallow-marine limestones, with their attendant train of erosional debris, build up over high parts of the spreading ridge or over volcanic seamounts associated with 'leaky' transform faults. Similar Permian shallow-marine limestone build-ups sink to form guyots as their area of formation settles down isostatically with increasing distance from the ridge crest.

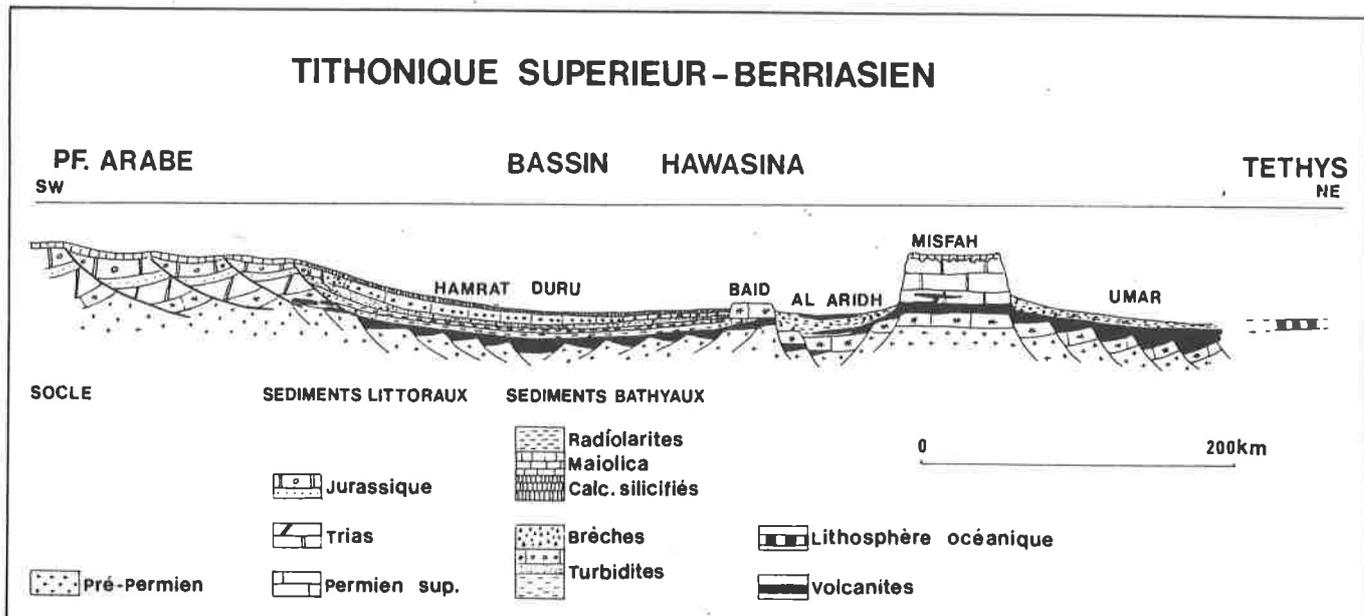
Figure 3A: Evolution géodynamique de l'ouverture néotéthysienne en Oman, selon Glennie *et al.* (1974).



Reconstitution palinspastique du bassin Hamrat Duru au Permien supérieur.



Le bassin Hawasina au Trias supérieur.



Reconstitution palinspastique du bassin Hawasina au Tithonique supérieur-Berriasien.

Figure 3B: Reconstructions palinspastiques du Bassin Hawasina au Permien supérieur - Trias supérieur - Jurassique supérieur. Tirés de Béchenec *et al.* (1989).

CADRE GÉOLOGIQUE

Les montagnes d'Oman sont constituées de cinq unités structurales principales, qui sont de bas en haut (fig. 4):

- L'AUTOCHTONE divisé en "Autochtone A" d'âge Protérozoïque à Paléozoïque et "Autochtone B" d'âge Permien à Crétacé. Le terme "Autochtone" de ces unités sédimentaires est un peu usurpé puisqu'elles montrent des déplacements de l'ordre de 5 à 40 km selon les interprétations (Dunne *et al.*, 1990 ; Hanna, 1990)
- LE PARA-AUTOCHTONE avec les déplacements minimums de l'ordre de 30 kilomètres (Dunne *et al.*, 1990) représenté par des séries sédimentaires de pente d'âge Permien à Crétacé
- LES NAPPES D'HAWASINA constituées principalement de faciès volcaniques, pélagiques et de résédiments turbiditiques provenant de la plate-forme. Ces faciès d'âge Permien à Crétacé représentent un fragment de la marge continentale sud-téthysienne selon Béchenec *et al.* (1989), ou plus vraisemblablement des fragments sub-ophiolitiques de la Néo-Téthys. 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).
- LES OPHIOLITES DE SEMAIL qui représentent un fragment de la lithosphère Néotéthysienne selon Béchenec *et al.* (1989), ou plus vraisemblablement une croûte océanique dans une position de "back-arc", formée suite à une subduction intra-océanique dans la Néo-Téthys (Lippard *et al.*, 1986).
- LE NÉO-AUTOCHTONE qui forme un ensemble sédimentaire d'âge Maastrichtien moyen-supérieur à Miocène inférieur et qui repose en discordance sur les unités précédentes (Béchenec *et al.*, 1989).

Les nappes d'Hawasina ont été subdivisées en quatre groupes définis selon leurs caractères lithologiques, sédimentologiques et biostratigraphiques. Ces derniers sont subdivisés en sept unités tectoniques qui représentent différents domaines paléogéographiques (Béchenec *et al.*, 1986 ; Beurrier *et al.*, 1986a ; Beurrier *et al.*, 1986b ; de Gramont *et al.*, 1986 ; Hutin *et al.*, 1986 ; Le Métour *et al.*, 1986a ; Le Métour *et al.*, 1986b ; Minoux & Janjou, 1986 ; Rabu *et al.*, 1986 ; Villey *et al.*, 1986a ; Villey *et al.*, 1986b ; Villey *et al.*, 1986c ; Béchenec, 1988 ; Le Métour, 1988 ; Rabu, 1988 ; Béchenec *et al.*, 1989 ; Béchenec *et al.*, 1990 ; Le Métour *et al.*, 1990 ; Béchenec *et al.*, 1991 ; Le Métour *et al.*, 1991 ; Roger *et al.*, 1991).

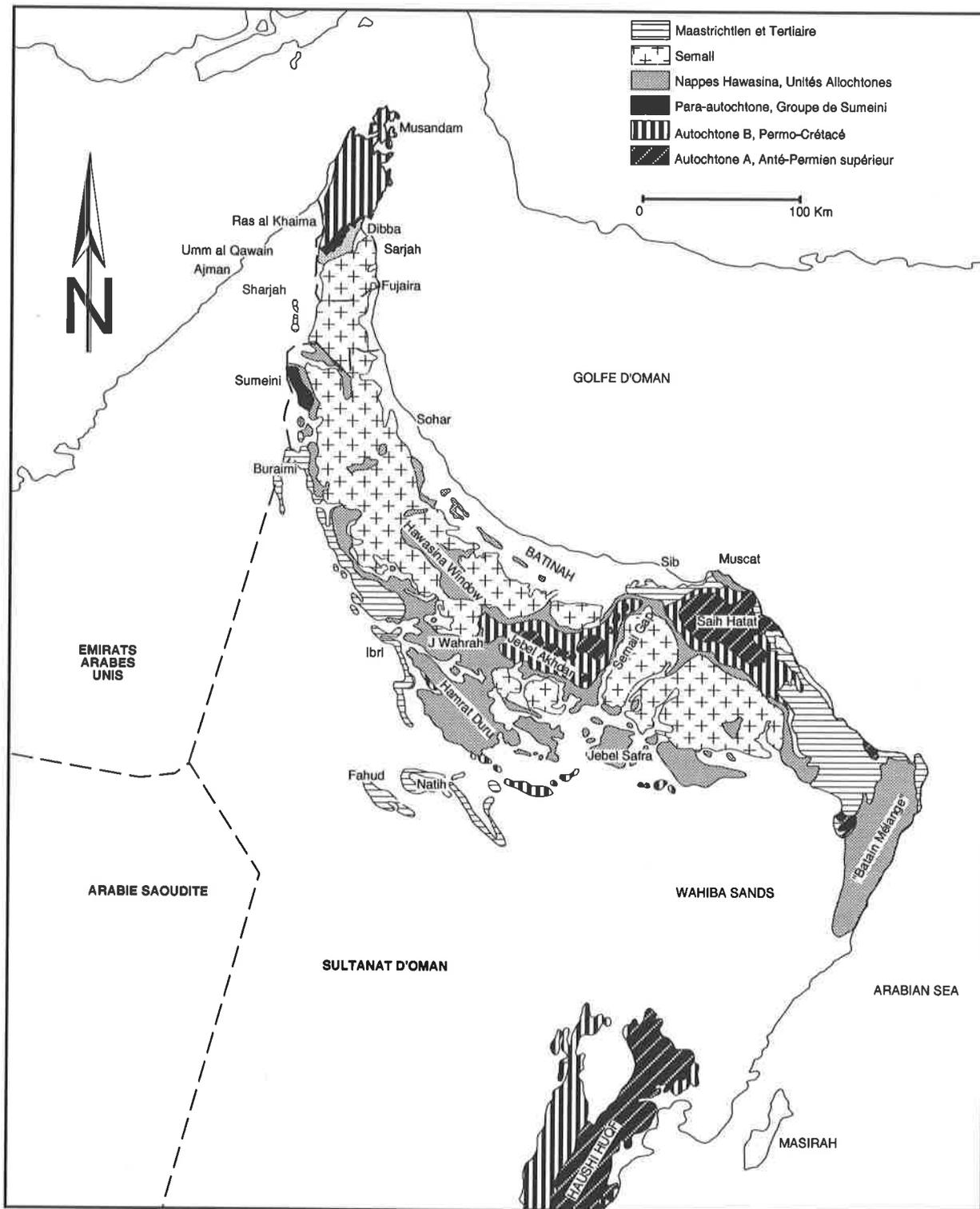


Figure 4 : Carte géologique simplifiée des Montagnes d'Oman (Modifié d'après Glennie, 1974)

MÉTHODOLOGIE ET LIMITES

GÉOCHIMIE

L'étude géochimique a été entreprise afin de confirmer le contexte géodynamique de mise en place des laves supputé par les observations de terrain, les analyses sédimentologiques et le contexte tectonique de chaque affleurement. Les comparaisons sont faites en fonction de l'âge des affleurements, et à partir des diagrammes discriminants classiques (p. ex. TAS, Shervais, V/Ti etc.). C'est la raison pour laquelle les résultats sont présentés par affleurement, ou dans certains cas par unité géologique.

Les analyses géochimiques ont été effectuées au Centre d'Analyse Minérale de l'Université de Lausanne, et les échantillons analysés ont été choisis sur le terrain en fonction de leur état de "fraîcheur" et leurs représentativités.

Sur les 102 échantillons analysés, un certain nombre d'entre eux n'ont pu être retenus pour les interprétations pour des raisons diverses (altération trop importante, teneur en carbonate trop importante, mauvaise analyse). Dans les diagrammes, les analyses ont été corrigées à 100 % pour H₂O et CO₂ (le tableau fourni en annexe toutes les analyses brutes classées par affleurement, ainsi que les valeurs d'incertitudes pour les différents éléments).

Avant l'emploi des diagrammes classiques, la mobilité des éléments à l'altération a été vérifiée en comparant chacun des éléments au Zr (considéré comme immobile; Pearce, 1984). Ceci m'a permis d'éliminer les échantillons trop altérés, et dans certains cas de ne pas utiliser les éléments montrant une forte dispersion des points (dans ces diagrammes binaires) indiquant la présence vraisemblable de processus de lessivage. En effet, une des restrictions pour l'usage des diagrammes discriminants est la mobilité des éléments à l'altération météorique et au métamorphisme (Pearce, 1984). L'altération intervenant de manière différentielle selon les localités, certains diagrammes de classification utilisés préférentiellement (p.ex. TAS) ont pu être remplacés par d'autres (p.ex. Winchester) n'employant pas les éléments incriminés.

Les travaux de pétrographie détaillés dans le Sultanat d'Oman, bien que très nombreux, se sont toujours restreints à l'ophiolite de Semail, une des plus belles ophiolites du monde. Les roches volcaniques des nappes Hawasina, face à un tel "concurrent", ont été abandonnées. Sans vouloir caractériser ou retracer l'évolution géochimique des laves, j'ai dans certains cas utilisé des diagrammes binaires mettant en relations des éléments incompatibles peu mobiles (Bienvenu *et al.*, 1990) pour montrer qu'une étude pétrographique de ces laves altérées et faiblement métamorphiques pourrait donner de bons résultats.

MICROPALÉONTOLOGIE

La grande majorité, si ce n'est la totalité, des échantillons de sédiments pélagiques récoltés ont subi des attaques acides afin d'en extraire d'éventuelles microfaunes. Les méthodes suivantes ont été appliquées:

- acide fluorhydrique (HF) dilué pour tous les échantillons siliceux de radiolarites, après les avoir préalablement attaqué dans un bain d'acide chlorhydrique (HCl) concentré pour éliminer le carbonate.
- acide formique dilué à 20 % pour toutes les attaques de carbonates pélagiques à conodontes. Le temps d'attaque était fixé à 24 heures environ (Vrielynck, 1986)
- acide chlorhydrique concentré ou dilué pour les faciès carbonaté à radiolaires.
- acide acétique "pur cristallisable" pour l'extraction d'ostracodes et de microfossiles calcaires de roches calcaires (Lethiers & Crasquin-Soleau, 1988).

Les microfaunes des roches de carbonatées de plate-forme ont été étudiées à l'aide de lames-minces. Parfois, dans certains cas de diagenèse rendant les déterminations de foraminifères impossible, des lames-polies, ou des talons polis ont été réalisés pour étude en cathodoluminescence.

Les noms d'auteurs des microfossiles et des macrofossiles ont été, dans la mesure où elles étaient connues, indiquées dans les déterminations.

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Les résultats des recherches ont été présentés par "Groupe", selon leur position paléogéographique respective supposée. Ce travail est avant tout basé sur des descriptions et datations d'affleurements, qui ont été pour les "besoins de reproductibilité", largement illustrés. Les coordonnées des affleurements peuvent être retrouvées en annexe si elles ne figurent pas dans le texte.

CHAPITRE 1 : LE GROUPE D'AKHDAR

1.1 - INTRODUCTION

Le Groupe d'Akhdar, défini par Glennie *et al.* (1974), est constitué des Formations de Saiq et de Mahil représentées respectivement par des calcaires et dolomies permien et des dolomies triasiques.

La Formation de Saiq est composée de bas en haut par le "lower limestone interval" représenté par 5 à 15 mètres des calcaires noirs coralligènes, souvent fétides, surmontés par des dolomies fétides noires à altération brun-gris.

La Formation de Mahil est composée d'une série de dolomies stratifiées en bancs massifs, avec des épaisseurs variant de 500 à 750 mètres.

1.2 - LA FORMATION DE SAIQ

1.2.1 - INTRODUCTION

Les définitions proposées par Glennie *et al.* (1974) furent affinées par Rabu (1988) et Le Métour (1988) qui détaillèrent respectivement les affleurements du Jebel Akhdar et du Saih Hatat.

Dans le Jebel Akhdar seuls deux membres, dont l'épaisseur totale dépasse localement les 400 mètres, et reposant en discordance angulaire sur l'Autochtone A, ont été reconnus. Il s'agit

- du membre détritique inférieur, avec une faune à foraminifères (*Geinitzina* sp., *Hemigordius* sp., *Pachyphloia* sp.) interprétée comme murgabienne, et une faune à ostracodes qui indiquerait des âges Virgilien-Wolfcampien (Rabu, 1988).
- du membre carbonaté supérieur indiquant des âges s'échelonnant du Murgabien au Dzhulfien

Dans le Saih Hatat, la Formation de Saiq est caractérisée par treize unités lithologiques représentant chacune des variations latérales et / ou verticales de faciès (tableau 1).

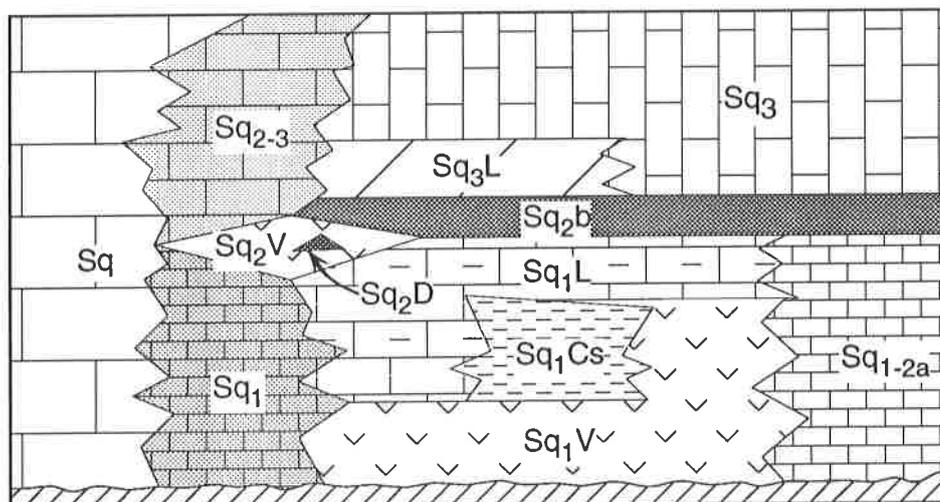


Tableau 1 : Tableau de corrélation des lithofaciès de la Formation de Saiq dans le Saih Hatat (d'après Le Métour, 1988)

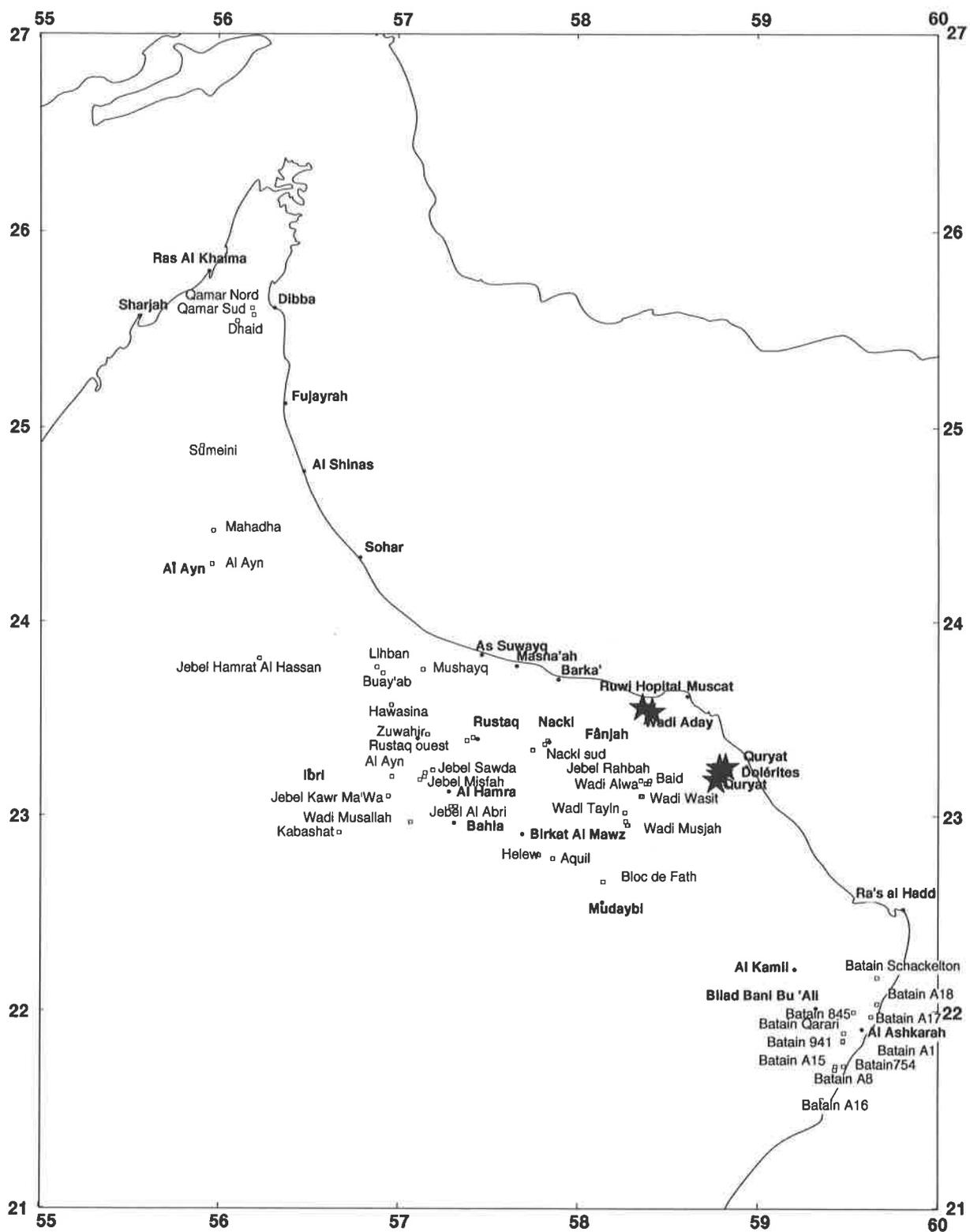


Figure 5 : Localisation des affleurements de la Formation de Saiq étudiés dans ce travail.

Les lithofaciès sont décrits de la manière suivante:

- Sq : cette unité est visible dans la partie ouest du Jebel Abyab, où la Formation de Saiq est en tous point identique à la Formation de Saiq observée dans le Jebel Akhdar.
- Sq₁ : série carbonatée.
- Sq_{1L} : série représentée par des faciès calcaro dolomitiques.
- Sq_{1V} : unité volcano-sédimentaire.
- Sq_{1-2a} : série représentée par une puissante barre dolomitique.
- Sq_{2a} : il s'agit de calcaires et dolomies gris-noir en gros bancs.
- Sq_{2b} : représenté par des calcaires à chailles.
- Sq_{2V} : horizon volcanique et détritique terrigène interstratifié dans la partie médiane de la Formation de Saiq.
- Sq₂₋₃ : ensemble composé de calcaires noirs fétides.
- Sq₃ : unité lithologique composée de calcaires et de siltstones carbonatés.

Les épaisseurs totales de la Formation de Saiq dans le Saih Hatat varient entre 500 et 1000 mètres (Le Métour, 1988).

1.2.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Les affleurements de la Formation de Saiq sont très bien représentés dans les parties basales de l'autochtone B aussi bien dans le Jebel Akhdar que dans le Saih Hatat. La coupe de référence, décrite par Glennie *et al.* (1974), se situe sur le rebord sud du plateau de Saiq. Elle fut étudiée en détail sur le plan paléontologique et micropaléontologique par Montenat *et al.* (1976).

1.2.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

La Formation de Saiq a été notamment décrite en détail par Rabu (1988) et Le Métour (1988), une description très schématique de leurs résultats est représentée ci-dessus. Dans ce travail, je me suis attardé sur quelques affleurements de la base de la Formation de Saiq dans la partie orientale du Saih Hatat, représentés par des faciès clastiques du membre détritique inférieur et carbonatés du membre supérieur.

1.2.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure du membre détritique inférieur repose en discordance angulaire sur les séries Protérozoïque ou Paléozoïques inférieur de l'autochtone A (Montenat *et al.*, 1976). Le membre inférieur est localement absent, ou très mal représenté, il est surmonté par le membre carbonaté supérieur.

La limite supérieure du membre carbonaté supérieur est définie à la transition avec la Formation de Mahil (Glennie *et al.*, 1974 ; Le Métour, 1988 ; Rabu, 1988).

1.2.5 - AGE

L'âge de la transgression permienne, représentée par la Formation de Saiq, est bien connu dans le Jebel Akhdar, où l'installation de la plate-forme carbonatée se fait au Murgabien (Glennie *et al.*, 1974 ; Montenat *et al.*, 1976 ; Le Métour, 1988 ; Rabu, 1988). Néanmoins il faut souligner un âge Carbonifère supérieur-Permien inférieur, considéré comme problématique, et basé sur une faune à ostracodes découverte dans la partie supérieure du membre détritique inférieur de la Formation de Saiq (Rabu, 1988).

Dans le Saih Hatat, qui présente des faciès nettement plus différenciés que dans le Jebel Akhdar, l'âge de la transgression n'était pas connu, du fait d'un métamorphisme parfois important ayant détruit la plupart des indices de datation. Cependant les sections décrites ci-dessous nous ont permis d'attribuer un âge Permien inférieur à la transgression.

La partie supérieure de la Formation de Saiq a livré des microfaunes indiquant un âge Dzhulfien (Montenat *et al.*, 1976 ; Rabu, 1988).

1.2.6 - COUPES DÉTAILLÉES

La base de la Formation de Saiq dans la région d' Al Buh Said (Saih Hatat).

L'épaisseur des dépôts permien plus importante dans le Saih Hatat que dans le Jebel Akhdar, ainsi que l'absence de datation précise des dépôts sédimentaires, volcaniques et volcano-sédimentaires, en raison d'un métamorphisme pouvant atteindre le faciès élogite, m'ont conduit à réétudier quelques coupes dans la partie orientale du Saih Hatat pour tenter de mieux les dater. La nature des sédiments paléozoïques supérieur décrit par Le Métour (1988), montrant des faciès plus distaux que ceux du Jebel Akhdar, m'ont permis d'émettre l'hypothèse d'une transgression plus ancienne que le Murgabien dans cette partie de l'autochtone ou encore d'une meilleure préservation des sédiments synrifts lors du soulèvement thermique des épaulements.

Dans la région d'Al Buh Said, sur le bord de la route reliant Muscat à Quryat, la base de la Formation de Saiq est localement soulignée par des niveaux conglomératiques et gréseux pouvant atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur (fig. 6) (coordonnées : 58°48'07" E / 23°13'48" N). Les faciès de ces derniers niveaux, bien que plus grossiers, sont très similaires aux faciès supérieurs de la Formation d'Amdeh (d'âge Ordovicien) sous-jacente. Seule la découverte de bois silicifiés dans un niveau grés-conglomératique a permis de confirmer l'appartenance du sommet de cette section à la base de la Formation de Saiq. De plus un niveau de métatuffite de composition rhyolitique a été reconnu au-dessus des grès à bois (chap. 1.2.6).

Le passage entre l'unité basale de la Formation de Saiq grés-conglomératique, et les carbonates sus-jacents (fig. 7) (coordonnées : 58°48'04" E / 23°13'15" N) n'est pas sans rappeler la transgression Artinskienne du Jebel Qamar (Groupe de Ramaq).

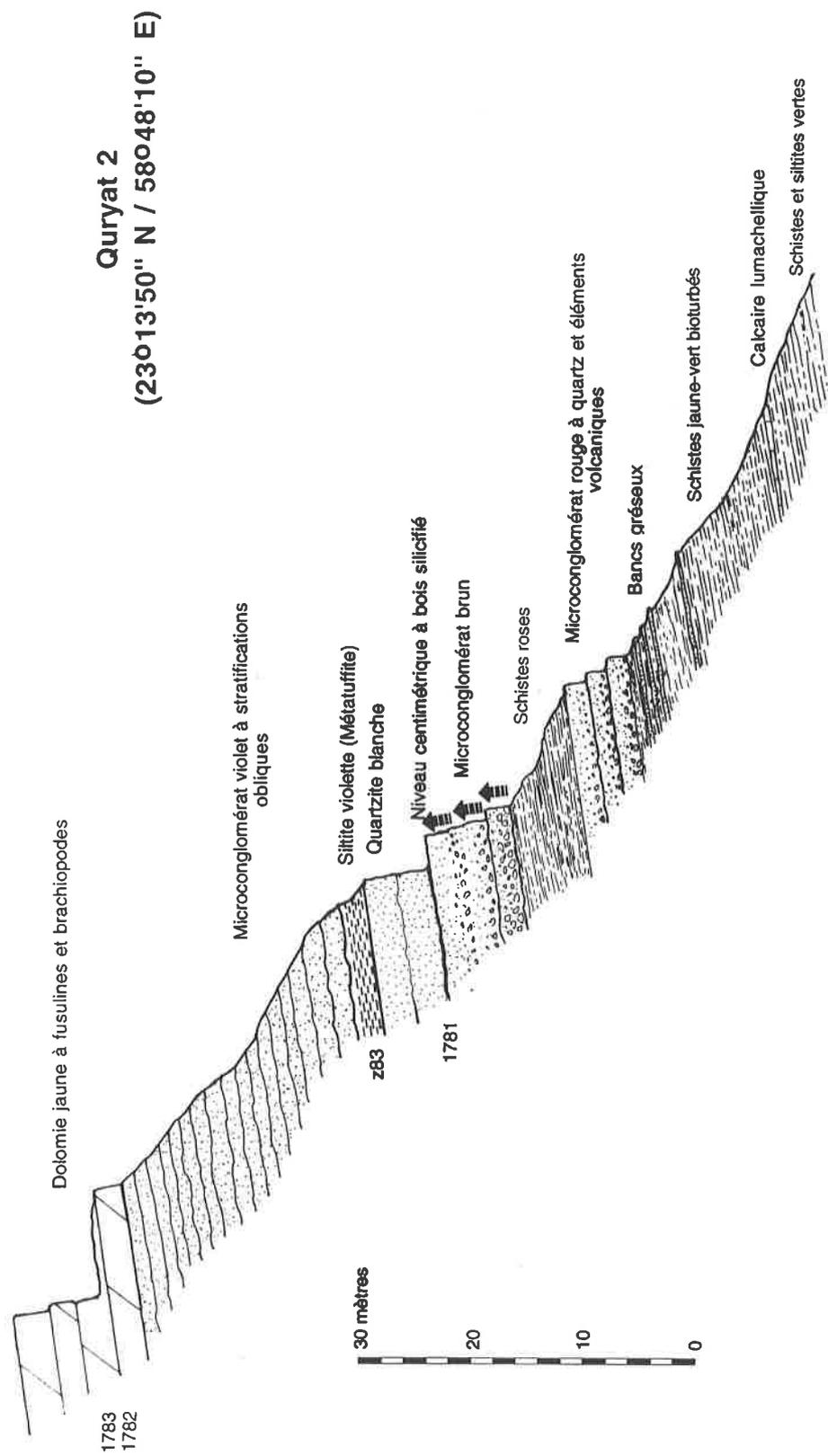


Figure 6: Coupe lithologique de la Formation de Saiq dans le Saih Hatat - Quryat 2.

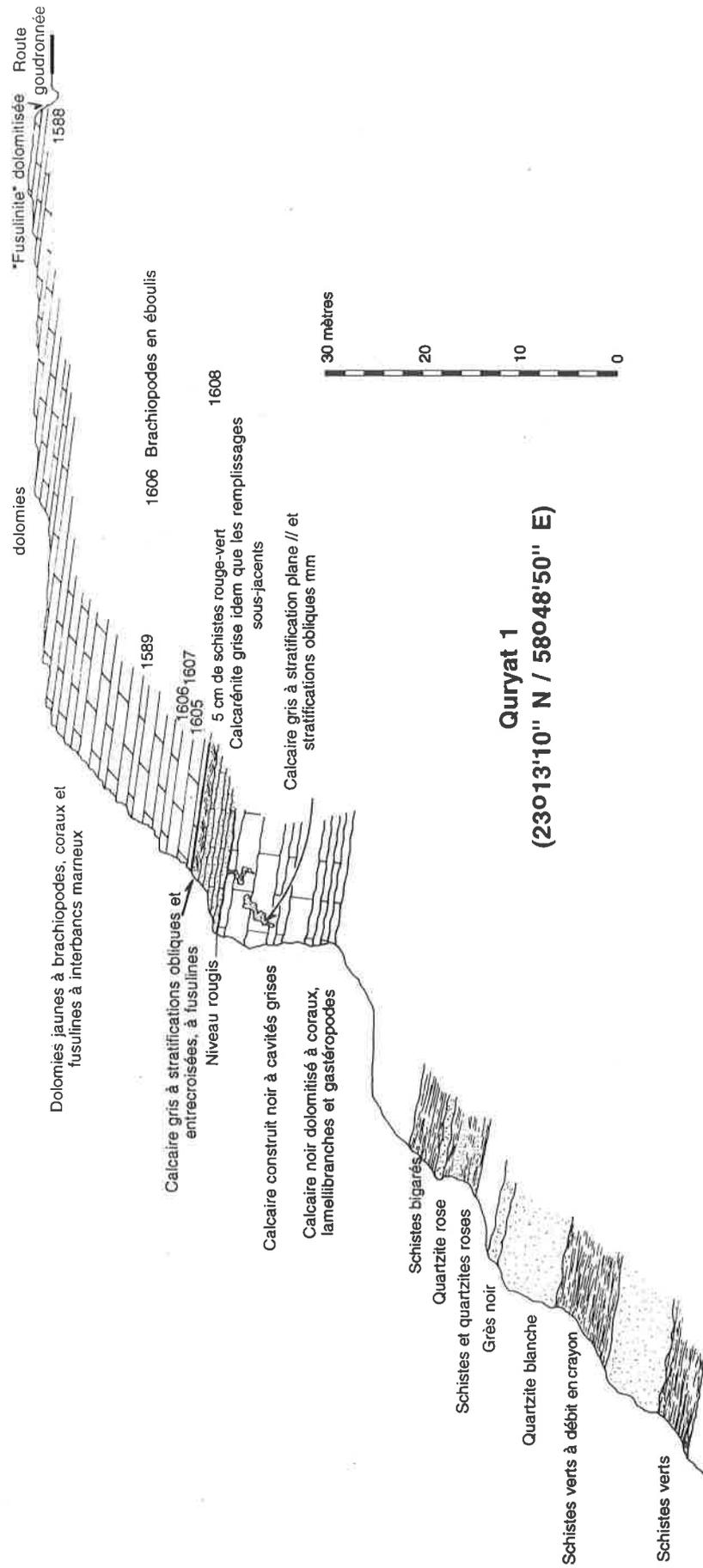


Figure 7: Coupe lithologique de la Formation de Saiq dans le Saih Hatat - Quryat 1.

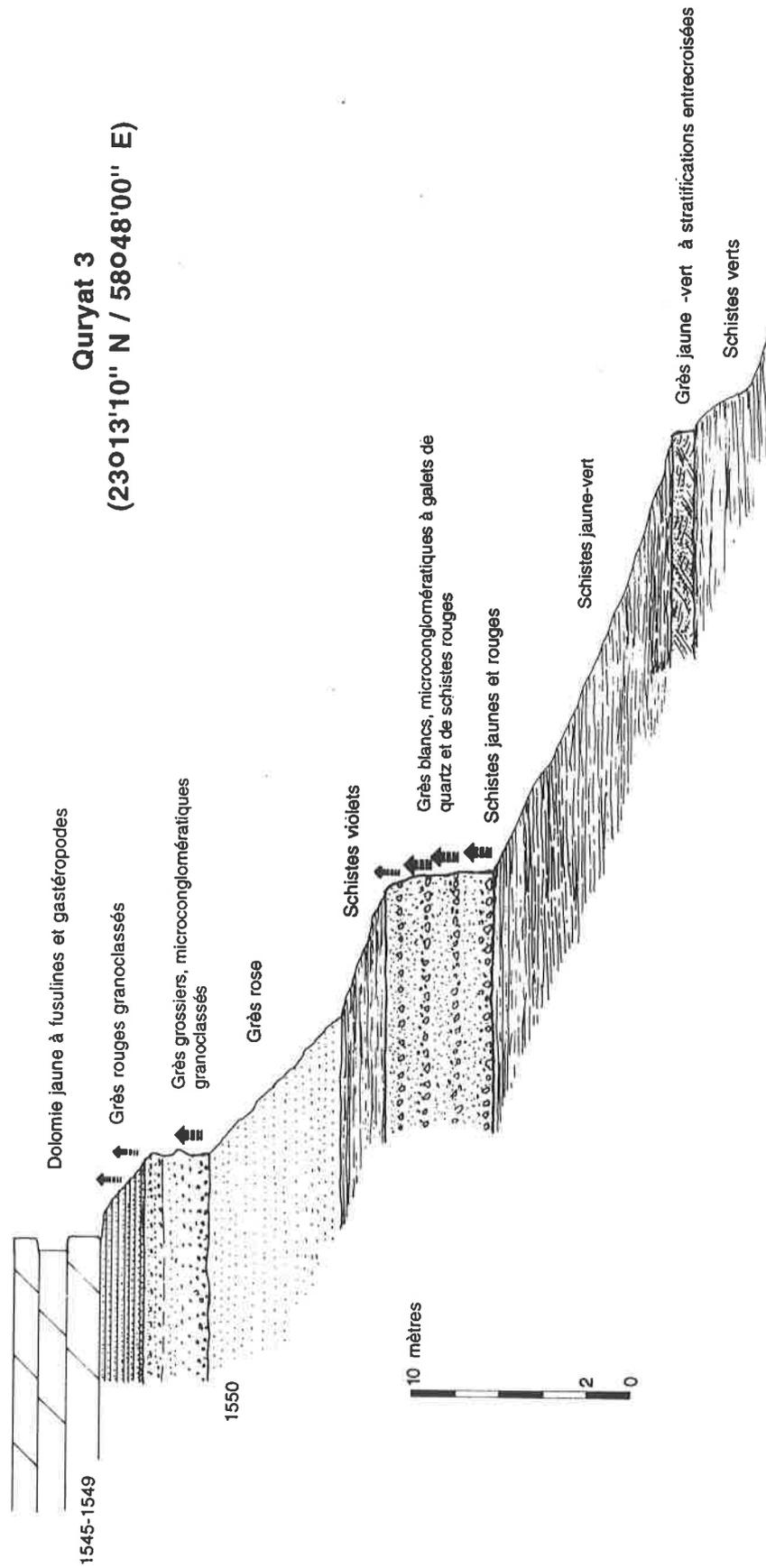


Figure 8: Coupe lithologique de la Formation de Saiq dans le Saih Hatat - Quryat 3.

Dans la partie est du Saih Hatat, les premiers bancs carbonatés (fig. 8) (coordonnées : 58°48'35" E / 23°13'35" N) sont représentés par des calcaires noirs dolomités. De bas en haut on rencontre :

- ~12 mètres de calcaires noirs en bancs décimétriques, dolomités et noduleux, à coraux, lamellibranches et gastéropodes. Ces niveaux sont associés à des calcaires noirs en bancs métriques représentés par des faciès construits à cavités remplies de calcarénites grises (planche 3, fig. 1). Latéralement, environ 250 mètres au nord-est, l'épaisseur de ces carbonates ne dépasse pas 4-5 mètres, ils surmontent tectoniquement (Le Métour *et al.*, 1986b) les séries de schistes rouges et bigarrés de la Formation d'Amdeh.
- 2.6 mètres de calcarénites grises à gastéropodes.
- 0.6 mètres de calcarénite grise à fusulines et à stratifications obliques et entrecroisées.
- 5 centimètres de schistes vert à rouge.
- ~15 mètres de dolomies jaunes à interbancs marneux contenant une abondante faune à brachiopodes.
- ~10 mètres de dolomies jaunes à rares brachiopodes.
- un niveau décimétrique de "fusulinite" dolomitée.
- la séquence continue avec une épaisse série de dolomie.

Les brachiopodes découverts dans ces niveaux (planche 3, fig. 2) indiquent un âge Permien inférieur ils sont représentés par :

- *Reticulatia* sp., *Spiriferella* sp., *Spiriferellina* sp., *Derbyia?* sp., *Cryptospirifer* sp., *Strophomenidina* gen. et sp. indet. (Déterminations Juichi Yanagida)

Ces quelques affleurements permettent donc de conclure à la présence de dépôts carbonatés Permien inférieur dans l'autochtone du Saih Hatat. Ces nouvelles données sont en accord avec les âges ainsi que les faciès observés dans l'exotique du Jebel Ramaq (Formation de Qamar), qui indiquent également la présence de sédiments Permien inférieur sur un socle Ordovicien-Dévonien qui n'est pas sans rappeler les séries du socle de l'autochtone dans cette région elles-mêmes datées de l'Ordovicien sur la base de trilobites (Le Métour, 1988).

1.2.7 - LE VOLCANISME DU SAIH HATAT

Le volcanisme de l'autochtone du Saih Hatat a déjà été étudié par Le Métour (1988) et Béchennec *et al.* (1991) sur la base de 18 analyses chimiques. De manière à mieux caractériser ce volcanisme lié au rifting Néotéthysien, nous avons ajouté 34 analyses à celles déjà effectuées.

Ces derniers auteurs ont divisés les roches volcaniques de la Formation de Saiq en trois unités majeures :

- une unité basale Sq1V "représentée essentiellement par des tuffs et tuffites, avec des laves andésitiques à rhyodacitiques subordonnées, déposées durant un important épisode de volcanisme explosif sous-marin. Cette séquence basale est déposée dans le demi-graben de Hulw, au nord-est du Saih Hatat. Les épaisseurs de la série atteignent 0-100 mètres dans la partie ouest du graben, mais dépassent 500 mètres dans la partie centrale de ce dernier" (Béchennec *et al.*, 1991).
- une unité supérieure Sq2V "dont l'épaisseur varie de 0 à 150 mètres, déposée dans la partie nord du Saih Hatat, dans un environnement de carbonate de plate-forme peu profond qui succède à la topographie en horst et graben. En fait cette séquence est interstratifiée avec les carbonates de la partie médiane de la Formation de Saiq, et est représenté essentiellement par du volcanisme effusif. Il débute avec 10 mètres de tuffites massives à blocs de laves massives et blocs de roches cristallines de l'encaissant finement cristallisées, qui sont surmontées par 30 mètres de dolomies.

Ensuite vient une série de basaltes et de laves porphyriques trachyandésitiques en pillow, associées à des intervalles composés de blocs de laves, de hyaloclastites et de tuffites. Ces roches volcaniques sont recoupées par des sills doléritiques et des petites intrusions de rhyodacites à cœur microgranitique" (Béchenec *et al.*, 1991).

- une unité composée de filons de dolérites recoupant le socle, et au maximum les unités Sq1L (Le Métour, 1988) .

Dans cette analyse des compositions chimiques des roches de l'autochtone, j'ai également inclus

- 2 échantillons provenant du Jebel Qamar sud (Formation d'Asfar, Groupe de Ramaq, chap. 2.4) qui n'ont pu être traités de manière séparée à cause du nombre d'analyses trop faible. Leur position stratigraphique similaire aux volcanites du Saih Hatat permettent de soutenir cette comparaison, bien que la position tectonique des affleurements soit différente ("Bloc exotique").
- 1 échantillon de métatuffite (z83) provenant de la coupe de "Quryat 2" et appartenant à l'unité basale de la Formation de Saiq.

Dans la région du Saih Hatat les roches sédimentaires et volcaniques ont subi un métamorphisme lié à l'obduction de l'ophiolite de Semail, pouvant atteindre dans certaines zones le faciès éclogitique (Le Métour, 1988). La mobilité de certains éléments durant le métamorphisme ou l'altération, a été discutée au moyen d'histogrammes représentant chaque élément en fonction de Zr (considéré comme élément immobile). Excepté pour le Na₂O, Sr et S, tous les éléments montrent des courbes de corrélation discernables ou bonnes qui indiquent une faible mobilité des éléments.

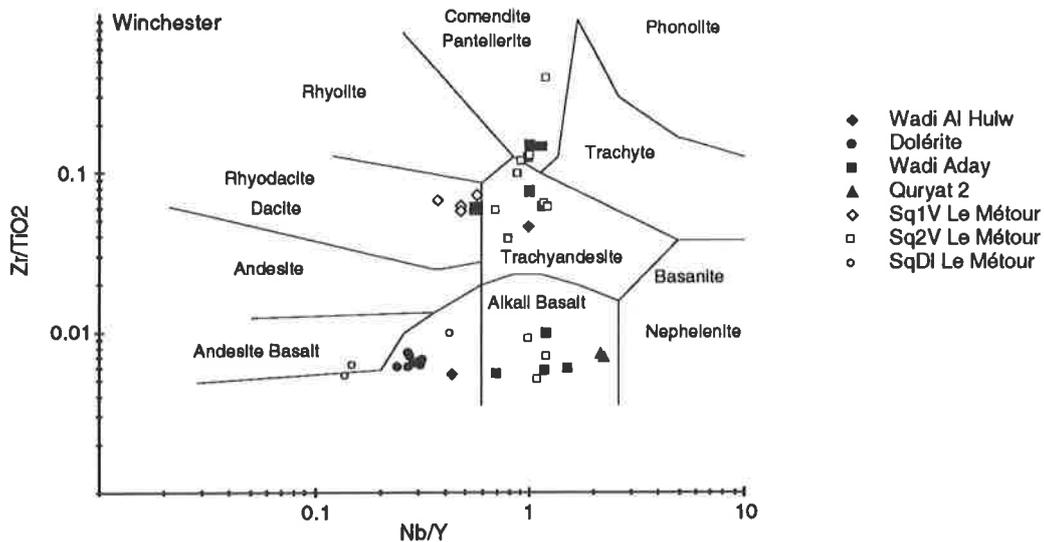


Figure 9 : Diagramme Winchester (Le Bas *et al.*, 1986) des roches volcaniques de l'autochtone du Saih Hatat (Données A.P. & Le Métour, 1988).

La classification de ces roches a été faite grâce au diagramme "Winchester" (fig. 9) mettant en relation les teneurs en $Zr/TiO_2/Nb/Y$, et non pas d'après le classique diagramme TAS utilisant Na₂O+K₂O. En effet, le diagramme Na_2O/Zr (non figuré) montre une forte dispersion des teneurs en Na que l'on peut interpréter par la remobilisation de cet élément durant le métamorphisme ou l'altération, rendant son utilisation pour toute classification quelque peu hasardeuse.

Comme l'avait noté justement Le Métour (1988), les filons de dolérites, avec des compositions tholéitiques, présentent des caractéristiques chimiques bien différenciées entre les épisodes

volcaniques Sq1 et Sq2 qui montrent des variations depuis le champs des basaltes alcalins jusqu'à celui des comendites / pantellerites (fig. 9).

La mise en place de ces dolérites est donc clairement associée à une autre source magmatique que les volcanites de Saiq 2 comme le démontre le diagramme $Mn/Zr/Nb/Zr$ (fig. 10). Ce diagramme qui met en rapport des rapports d'éléments qui montrent une bonne corrélation, permet de mettre en évidence les différentes "sources". On peut également remarquer que les analyses provenant de Saiq 1 et du Jebel Ramaq (Formation d'Asfar) se détachent des deux autres groupes décrits précédemment, indiquant que ces dernières seraient vraisemblablement liées à d'autres sources magmatiques (le faible nombre d'analyses ne permettant pas de conclure).

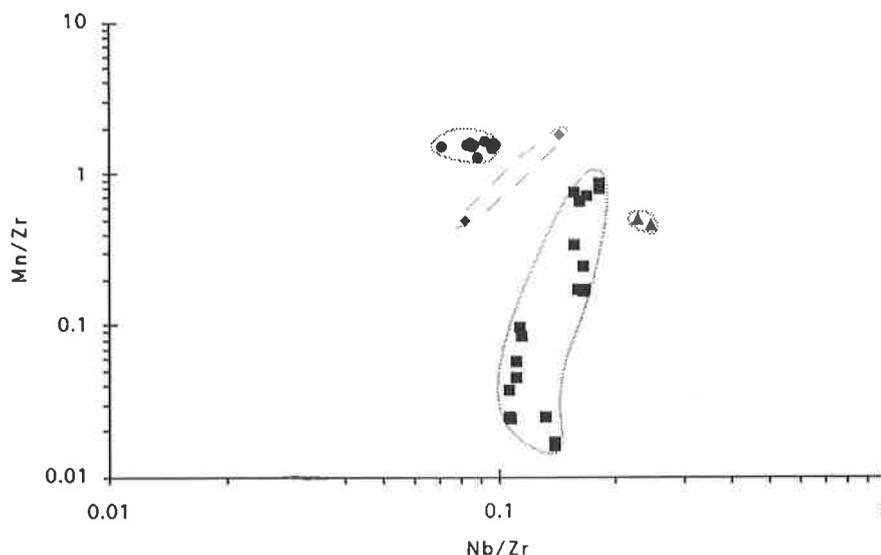


Figure 10: Diagramme $Mn/Zr/Nb/Zr$ indiquant clairement une origine magmatique différente pour

- a) Le groupe des volcanites de Saiq 2
 - b) Les filons de dolérites
 - c) Les volcanites de Saiq 1 (2 analyses!?)
 - c) Les basaltes du Jebel Ramaq (Groupe de Ramaq) (2 analyses!?)
- Légende identiques à la figure 52

En ce qui concerne les analyses de Saiq 2, il est raisonnable de penser que les magmas acides sont les produits de la cristallisation fractionnée des basaltes. Cette hypothèse de travail nous amène à regarder les variations de MgO et Al_2O_3 en fonction de SiO_2 (fig. 11). Ces diagrammes montrent une tendance cohérente pouvant refléter un ordre relatif de cristallisation d'un ferromagnésien puis du plagioclase à partir d'un magma basaltique.

Ces laves sont également caractérisées par des rapports constants de certains éléments traces incompatibles tel que $(Nb, Ce, La, Rb)/Zr$ (Wilson, 1989). (fig. 12), ou encore par le rapport de certains éléments de transition en fonction d'un élément incompatible $(Cr, Co, Sc, Ni)/Zr$ (non figuré). Le "spider" diagramme (fig. 17C) montrant une augmentation de la teneur en éléments incompatibles, associée à une diminution de la teneur en éléments transitionnels avec la différenciation, est également un argument en faveur d'une différenciation magmatique par des processus de cristallisation fractionnée.

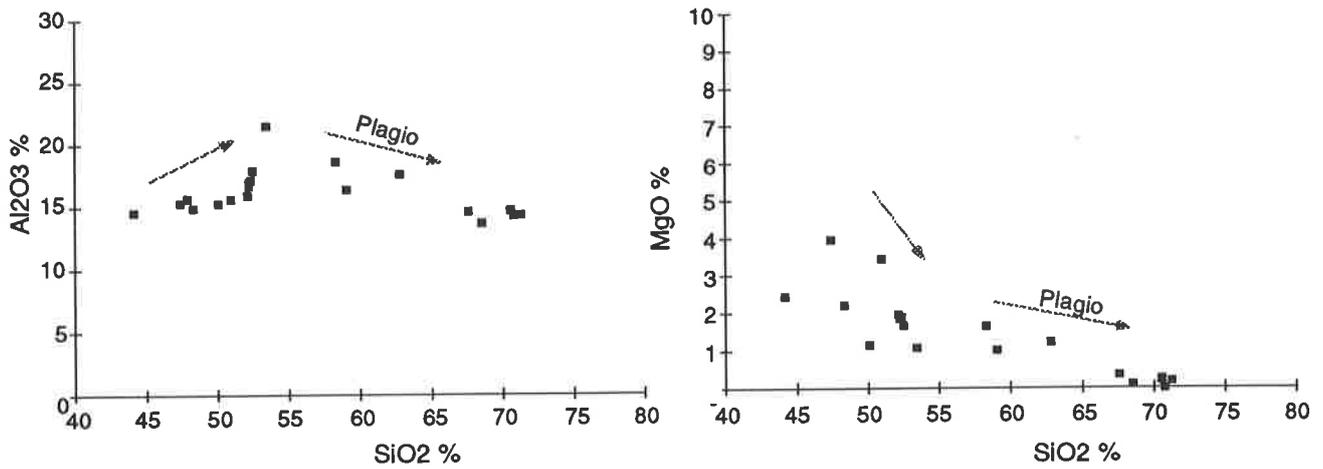


Figure 11 : Rapport de MgO et Al₂O₃ en fonction de SiO₂ des roches volcaniques de l'unités de Saiq 2 permettant de mettre en évidence une lignée cogénétique par cristallisation fractionnée des ferromagnésiens et plagioclases.

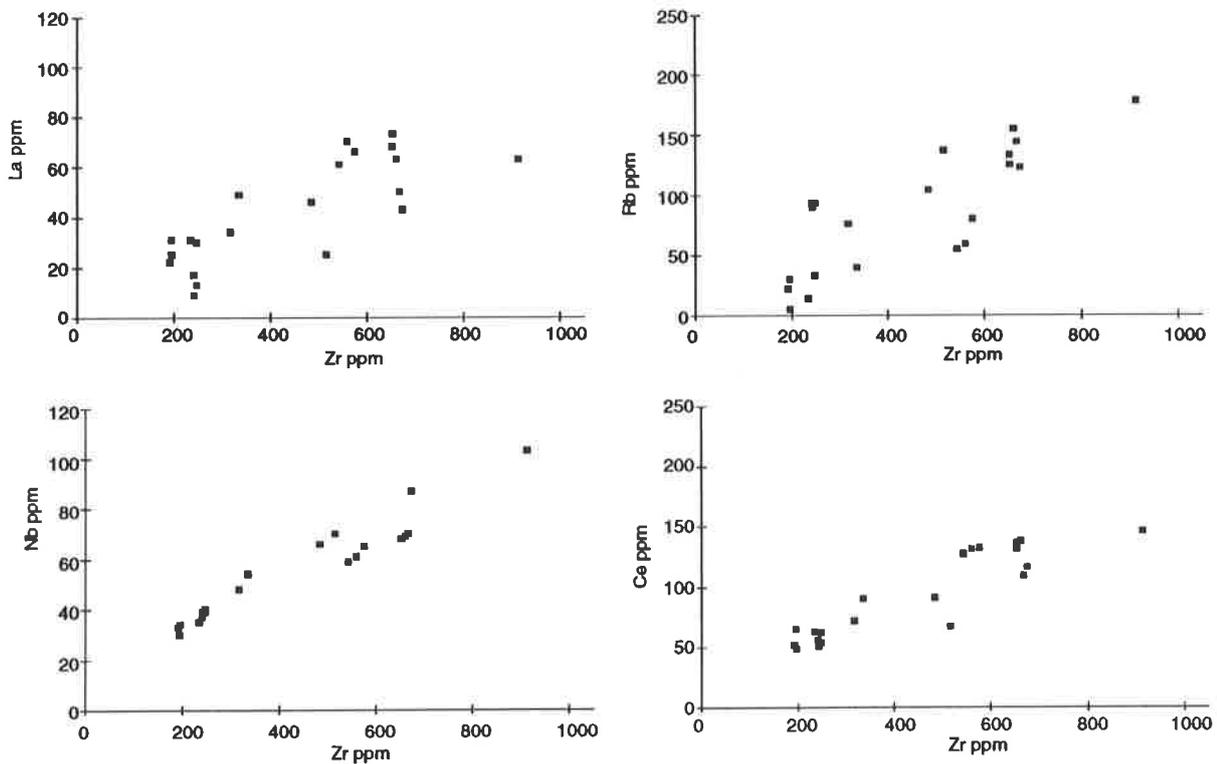


Figure 12 : Rapport des éléments Rb, Ce, Nb, La en fonction de Zr des roches volcaniques des unités de Saiq 2 Voir le texte pour les explications.

N'importe quel autre processus tel que la contamination crustale aurait tendance à modifier les rapports des teneurs en incompatibles (Wilson, 1989). A la vue de ces diagrammes (fig. 12) il semble donc que le processus dominant la mise en place de cette série ait été la cristallisation fractionnée. Le rapport Rb/Zr qui ne montre pas une droite de régression parfaite peut être expliquée par une relative mobilité du Rb à l'altération (Bienvenu *et al.*, 1990): le Rb étant selon ces auteurs un excellent marqueur du degré d'altération.

Caractérisation des laves avec les "spider" diagrammes.

La caractérisation des laves peut également être faite à l'aide des "spider" diagrammes qui se fondent sur l'analyse des éléments traces. Selon Pearce (Pearce, 1982), la caractérisation des basaltes intraplaques se fait par un enrichissement des éléments allant du Sr au Ti alors que Y, Yb, Sc et Cr sont proches de l'unité. Or sur les "spider" diagrammes nous pouvons distinguer deux types d'allures distinctes selon les affleurements.

Premièrement les dolérites montrent un profil très proche d'un MORB (fig. 17A). Dans le contexte de filon intrusif dans un socle, cela implique une montée très rapide du magma sans contamination crustale. Ceci impliquerait également un taux d'extension crustale relativement lent, car le taux de contamination crustale est d'autant plus grand que la vitesse d'extension crustale est élevée. En effet, à un plus grand taux de production magmatique, correspond un gradient géothermique plus élevé (Wilson, 1989). Le profil MORB est confirmé par les diagrammes $Zr/Y/Zr$ (fig. 13), TiO_2/Zr (fig. 14) et $V/Ti/100$ (fig. 15)

Deuxièmement les roches provenant des Formations volcaniques de Saiq1 et Saiq 2 (Le Métour, 1988) dans le "Wadi Aday" et à "Ruwi" montrent un enrichissement important pour les éléments allant du Sr au Hf avec des pics marqués pour le K, Rb, Ba et Th indiquant un contexte géodynamique intraplaque, confirmé par les diagrammes $Zr/Y/Zr$ (fig. 13), TiO_2/Zr (fig. 14) et $V/Ti/100$ (fig. 15) ainsi que par le contexte géologique. Ce profil caractéristique a également été reconnu pour les métatuffites trouvées dans la base du membre détritique inférieur de la Formation de Saiq ("Quryat 2").

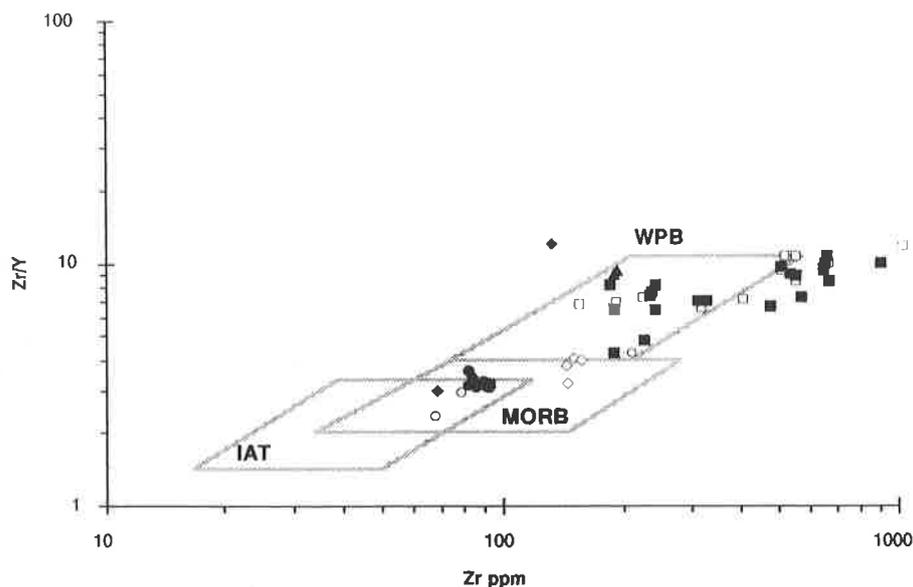


Figure 13 : Rapport des éléments $Zr/Y/Zr$ (Pearce & Norry, 1979) indiquant une origine MORB pour les échantillons provenant des dolérites, et une origine WPB pour la majorité des autres analyses. Le diagramme n'est valable que pour les roches basiques (cf fig.14). (légendes identiques à la figure 9)

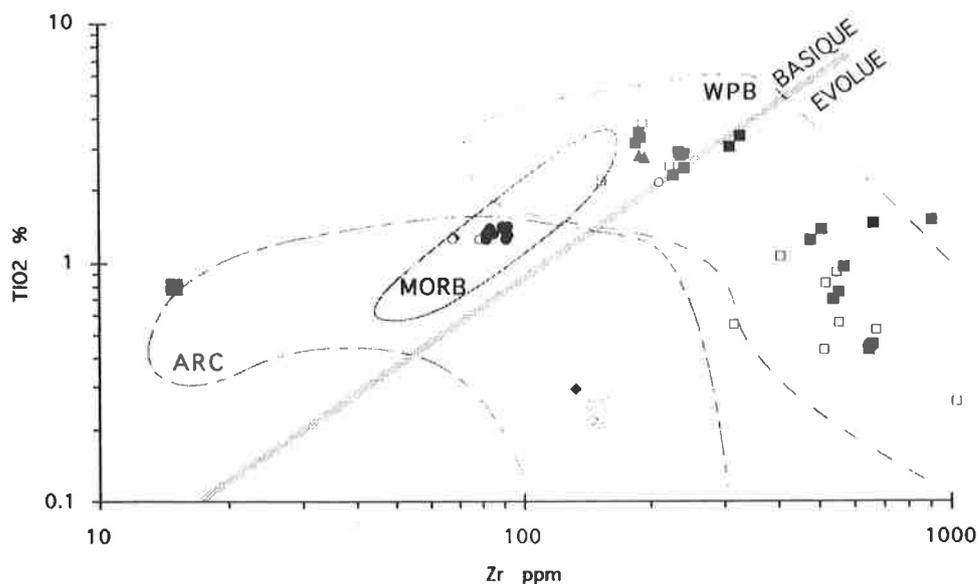


Figure 14 : Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) montrant une origine MORB pour les dolérites et une origine WPB pour la majorité des autres échantillons. A noter la présence de la majorité des analyses de l'unité volcanique inférieure (Sq 1) et "Quryat 2" dans le champs des IAB (Island Arc Basalt) qui reste inexplicable. (légendes identiques à la figure 9)

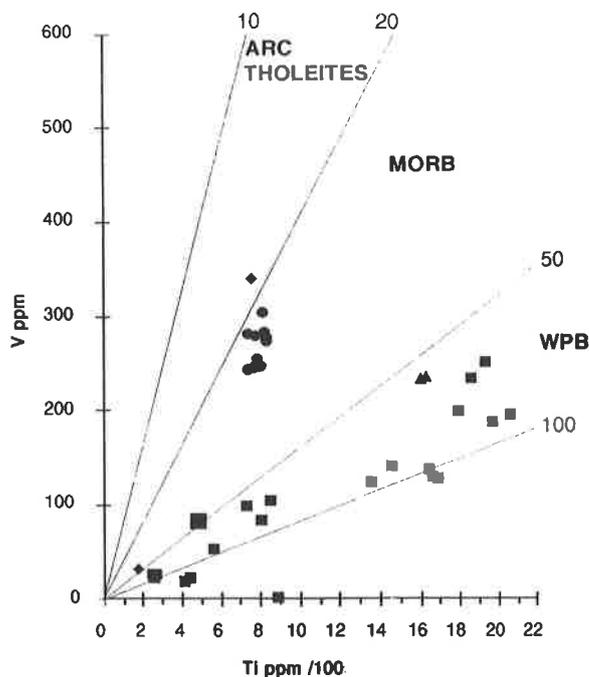


Figure 15 : Rapport des éléments $V/Ti/100$ (Shervais, 1982) indiquant une origine MORB pour les échantillons prélevés dans les dolérites, et une origine WPB pour les autres analyses. (légendes identiques à la figure 9)

Les "spiders" diagrammes de Saiq 2 montrent deux anomalies négatives très marquées pour le P et le Ti (fig.17C). (Anomalies également observées dans les affleurements du Wadi Hawasina (chap. 5.4.5) et de 'Aquil (chap. 8.4.5) ou les corrélations TiO_2 et P_2O_5 ont également été observées: voir ci-dessous)

La série volcanique de Saiq 2 montre donc une décroissance régulière des teneurs en TiO_2 et P_2O_5 (fig. 16C). Les teneurs de TiO_2 atteignent 3.20% vers 50% de SiO_2 (fig. 16A) puis diminuent assez rapidement pour atteindre 0.42% pour 70% de SiO_2 . Cette évolution peut probablement s'expliquer par une cristallisation fractionnée d'oxydes Fe-Ti à partir des basaltes, si l'on suppose que le SiO_2 a été peu mobilisé dans cet ensemble. Cette hypothèse est corroborée par les corrélations $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (fig 16A & 16B) qui montrent la même évolution.

Le problème posé par P_2O_5 est plus complexe. Excepté dans l'échantillon z21, les teneurs en P_2O_5 sont faibles, systématiquement inférieure à 1%.

La stabilité de la fluorapatite a été déterminée expérimentalement par Watson (1979, 1980, 1982) entre 1-15 Kbar pour des températures de liquides magmatiques. Il a montré que la solubilité de l'apatite variait en fonction de la teneur en SiO_2 des magmas basiques et de leur température. Elle est plus élevée dans des magmas basiques de haute température (3-4% de P_2O_5 pour 50% de SiO_2 à 1250 °C contre moins de 2% pour des magmas à 60% de SiO_2 à 1150°C).

Compte tenu de cette "incompatibilité" de l'apatite dans les liquides basaltiques, la teneur en P_2O_5 devrait augmenter progressivement jusqu'au seuil de saturation de cet oxyde. Les teneurs enregistrées excluent un tel mécanisme (fig. 16D). La cristallisation de ce minéral dans nos roches résulterait alors d'effets locaux de sursaturation (Watson, 1982) provoquant un "buffering" des teneurs en P_2O_5 dans la série à partir de 50% de SiO_2 .

L'absence d'anomalies au Th, Rb, Nb et Ta permet de supposer l'absence de contamination crustale (Thompson *et al.*, 1983).

La seule analyse effectuée dans le niveau de métatuffite, de l'affleurement de "Quryat2", montre un "spider" très similaire à celui de Saiq 2, qui pourrait être caractéristique de l'environnement, mais qui ne permet pas de supposer une origine commune pour ces deux événements, pour les raisons citées plus haut.

Il est intéressant de noter que dans tous ces diagrammes les dolérites se distinguent relativement bien par rapport aux épanchements de l'unité de Saiq, avec une cohérence qui semble montrer que effectivement les dolérites sont la représentation chimique d'un stade précoce du rifting. Les filons de dolérites ont été observés dans le membre Sq1L daté Murgabien à Dzhulfien par des carbonates sus-jacents à cette série (Le Métour, 1988). Il n'est donc pas improbable que cette dernière soit plus vieille que supposé. (Notons qu'une tentative infructueuse de datation sur les zircons a été faite par le BRGM dans les granites de Saiq1 (Communication orale Le Métour)).

1.2.8 - CONCLUSIONS SUR LA FORMATION DE SAIQ

La morphologie du soubassement de la Formation de Saiq a été étudiée en détail par Le Métour (1988), il a notamment montré qu'elle était dominée par des structures en horst et graben (fig. 18). L'affleurement situé sur le bord de la route reliant Ruwi à Quryat, environ 5 kilomètres au sud de l'Hôpital de Ruwi confirme ce type de structures (fig. 19). Il est possible d'y observer une série de volcanites massives (Saiq 2) surmontées localement par quelques mètres de tuffites vertes buttant sur une faille synsédimentaire à rejet plurimétrique. Ces tuffites sont surmontées par l'unité sédimentaire Sq2a (Le Métour *et al.*, 1986a), représentée par des carbonates dolomitisés à fusulines indéterminables. Cet affleurement permet donc de mettre en évidence un épisode volcanique associé à une tectonique synsédimentaire. La présence de volcanisme daté Permien inférieur dans le membre inférieur de la Formation de Saiq (Quryat 2), également observé dans le Jebel Ramaq (Groupe de Ramaq, chap. 2.4) permet de supposer un même environnement géodynamique que la suite magmatique des roches volcaniques du Saih Hatat (fig. 13-15 & 17). Nous interprétons ce volcanisme comme représentatifs de basaltes de plateau caractéristique de marge flexurale (chap. 10.1). Nous devons également noter que à plus grande

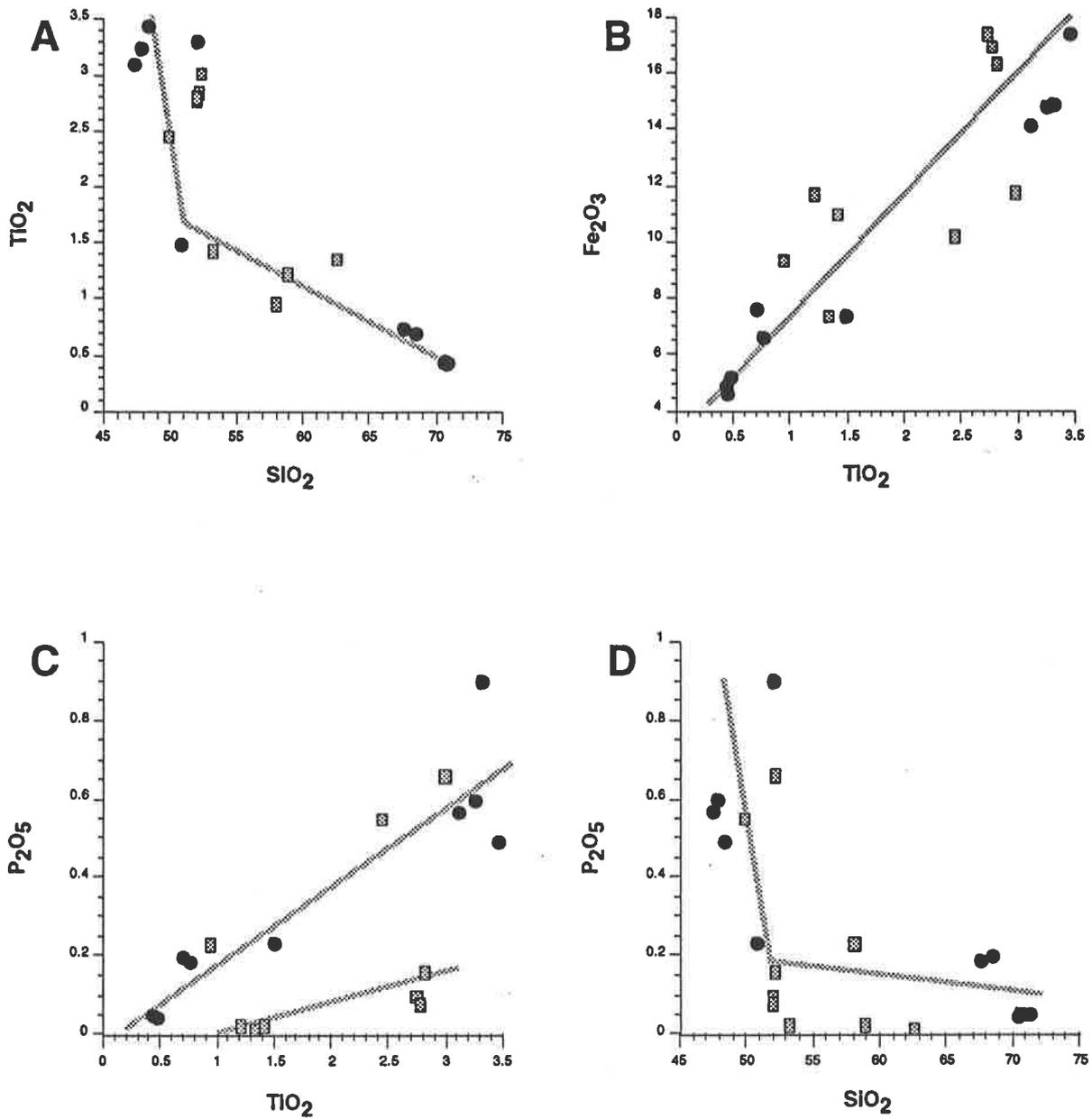


Figure 16 : Le Ti et le P dans les affleurements de Saiq 2: voir texte pour explication. (les symboles représentent deux affleurements distincts)

échelle les Panjal Traps de l'Himalaya sont représentés par une série volcanique de même affinité que le volcanisme observé à Oman (Honegger *et al.*, 1982 ; Vannay & Spring, 1993) et qu'elles ont également été datées Sakmarien à Kazanien (Nakazawa *et al.*, 1975 ; Gaetani *et al.*, 1990).

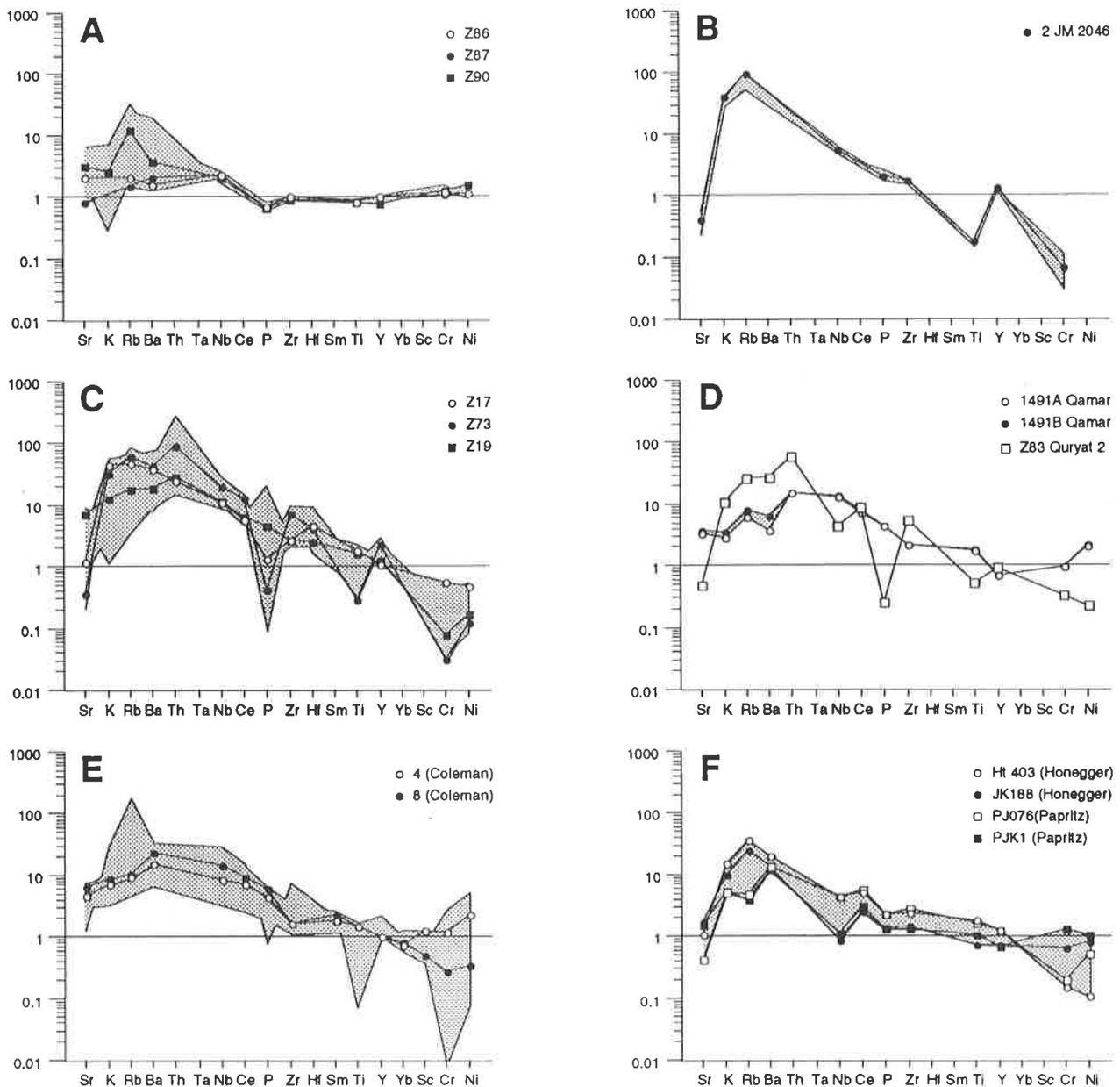


Figure 17: "Spider" diagrammes normalisés Rock / MORB (Pearce, 1982) des différentes unités volcaniques de l'autochtone.

- A) Les dolérites montrent un profil caractéristique de MORB impliquant une montée rapide du magma sans contamination crustale.
- B) L'unité volcanique de Saiq 1 (données tirées de Le Métour (1988)) montrant un profil caractéristique d'un volcanisme WPB (Within Plate Basalt).
- C) L'unité volcanique de Saiq 2 dans les affleurements du "Wadi Aday et de "Ruwi" montrant un profil caractéristique de WPB.
- D) Les métatuffites de l'affleurement de "Quryat 2" montrant un profil WPB proche de celui des volcanites de Saiq 2 et les laves en coussins de la Formation d'Asfar dans l'exotique du Jebel Qamar avec un profil WPB intermédiaire entre les dolérites et les volcanites de Saiq 1 et Saiq 2.
- E) Les basaltes en plateau sur la marge arabe de la Mer Rouge (Coleman & Mc Guire, 1988) montrant un profil WPB similaire au profil de Saiq 2.
- F) Analyses des Panjal Traps dans les régions du Kashmir (HT403 et JK188) (Honegger *et al.*, 1982) et du NE Pakistan (PJ076 et PJK1) (Papritz & Rey, 1989), montrant un profil caractéristique de WPB similaire aux roches volcaniques de l'autochtone.

Les profils caractéristiques de WPB peuvent être interprétés en tant que CFB (Continental Flood Basalts) sur la base du contexte géologique. (Valeurs de normalisations : Sr=120 ppm ; K₂O=0.15 % ; Rb=2.0 ppm ; Ba=20 ppm ; Th=0.2 ppm ; Ta=0.18 ppm ; Nb=3.5 ppm ; Ce=10.0 ppm ; P₂O₅=0.12 % ; Zr=90 ppm ; Hf=2.4 ppm ; Sm=3.3 ppm ; TiO₂=1.5 % ; Y=30 ppm ; Yb=3.4 ppm ; Sc=40 ppm ; Cr=250 ppm ; Ni= 90 ppm).

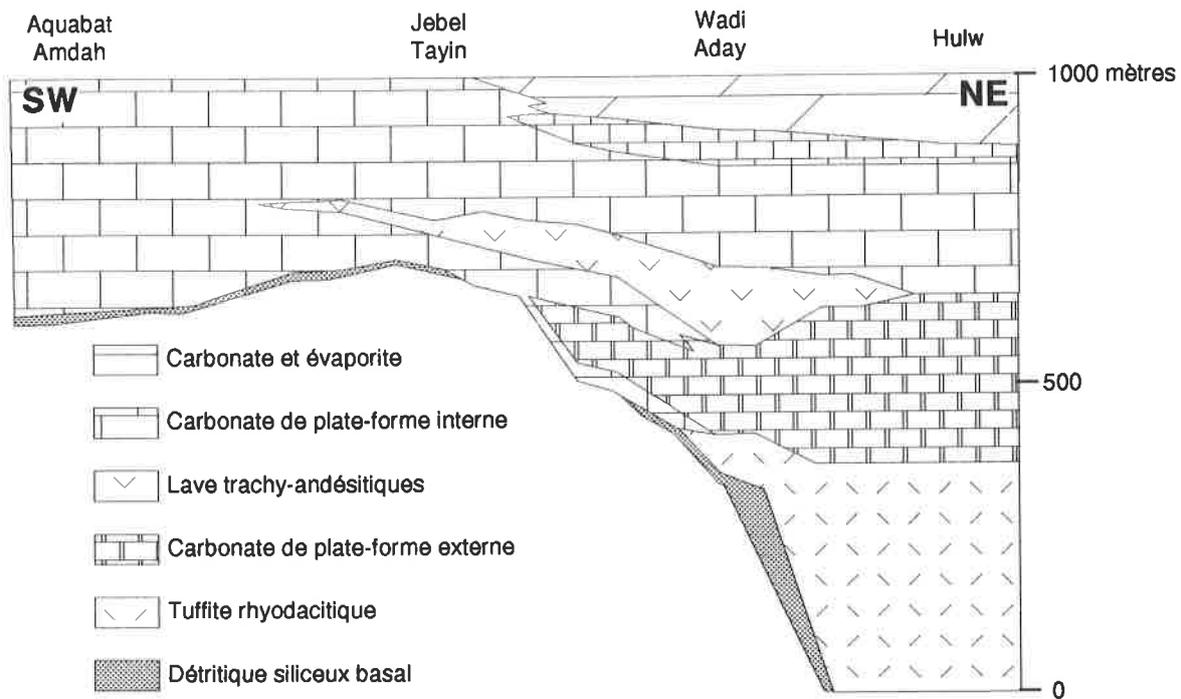


Figure 18 : Corrélation SW-NE des dépôts de la Formation de Saiq dans le Saih Hatat (modifié d'après Le Métour (1988)).

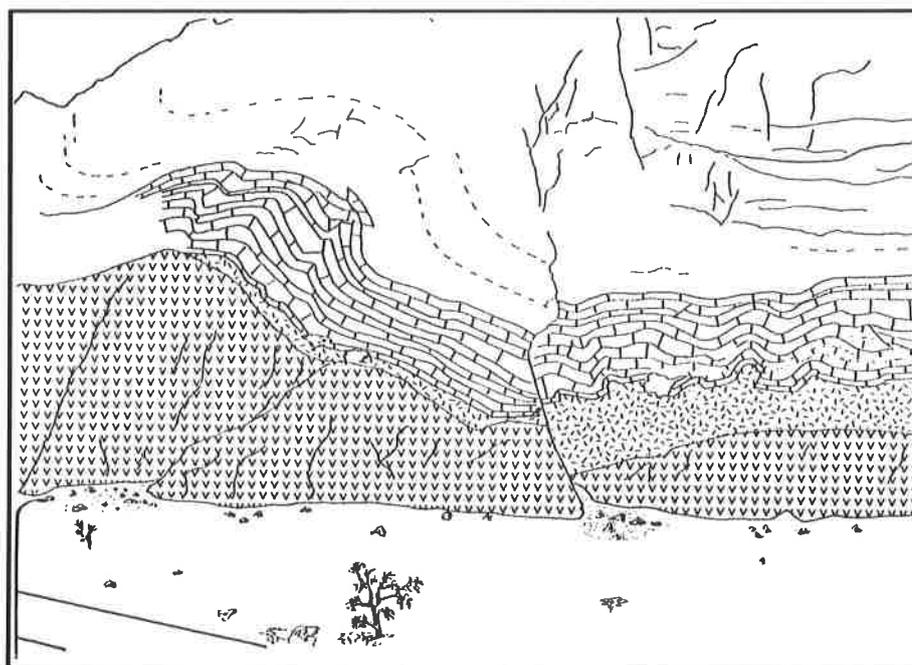


Figure 19 : Affleurement à ~5 kilomètres au sud de Ruwi montrant une série de roches volcaniques massives (Sq2) surmontées par des tuffites vertes à blocs dont l'épaisseur est contrôlée par une faille normale.

CHAPITRE 2 - LE GROUPE DE RAMAQ

2.1 - INTRODUCTION

Les affleurements de ce groupe sont tous situés dans la région des Jebel Qamar nord et Jebel Qamar sud (aussi appelé Jebel Ramaq), à l'est du village de Dhaid, dans les Émirats Arabes Unis (fig. 20).

Ce groupe fut décrit pour la première fois de manière informelle par Hudson *et al.* (1954a) avec les unités lithologiques suivantes:

- "Rann grits and shales" composés par 240 mètres de grès et shales à *Cruziana* d'âge Ordovicien.
- "Asfar sandstone" composé d'environ 150 mètres de grès et calcaires Permien contenant une faune à Productidae (*Fenestella et Tachylisma*) et *Spiriferidae*.
- "Qamar limestone" composé d'environ 500 mètres de calcaires de plate-forme peu profonde, d'âge "Permien moyen" et contenant des *Parafusulina*, *Neoschwagerina*, coraux et brachiopodes.
- "Ummai dolomite" composé par une séquence d'environ 700 mètres de dolomies non fossilifères "d'âge probable Trias inférieur à moyen".
- "Shamali limestone" composé par une série d'environ 200 mètres de calcaires, grès et marnes contenant *Dicerocardium* et d'âge Trias supérieur.

En 1974 Glennie *et al.* introduisent le terme de Formation de Ramaq qu'ils incorporent dans le Groupe de Sumeini. Cette formation est représentée par 4 "membres" informels identiques à ceux décrit par Hudson & al. (1954a) et par la Formation quartzitique de Rann.

Enfin en 1990 Robertson *et al.*, décrivent une succession de 5 formations, sur la base des mêmes affleurements, se sont, de la base vers le sommet:

- La Formation de Rann composée d'une série d'environ 80 mètres d'épaisseur, de grès quartzeux et argileux à *Cruziana* et d'âge Ordovicien.
- La Formation d'Ayim, débutant avec une surface condensée à ossements et dents de poissons, est principalement composée par des argilites brunes, des calcaires noduleux bruns à nodules et croûtes manganésifères et des calcaires argileux rouges à Orthoceratidae, ostracodes, bryozoaires, échinodermes et *Spirorbis*.
- La Formation d'Asfar composée par des calcaires de plate-forme gris à crinoïdes, gastéropodes, bryozoaires et brachiopodes indiquant un âge Permien inférieur et par des lentilles de quartzites oranges.
- La Formation de Qamar composée de 60-100 mètres de carbonates de plate-forme à coraux, brachiopodes et fusulines, *Parafusulina* et *Neoschwagerina*.
- La Formation d'Ummai composée par une série de carbonates de plate-forme d'âge Trias supérieur.

Selon ces auteurs le membre de Shamali décrit par Glennie *et al.* (1974) semblerait appartenir au mélange de Kub.

La nomenclature définie par Robertson *et al.* (1990) est la plus complète: je vais donc l'utiliser en apportant quelques modifications dans les définitions de ces formations, et en les introduisant dans le nouveau Groupe de Ramaq. La lithologie de ces différentes formations, ainsi que leur contexte paléogéographique diffèrent de manière trop évidente pour les inclure dans le Groupe de Sumeini défini par Glennie *et al.* (1974).

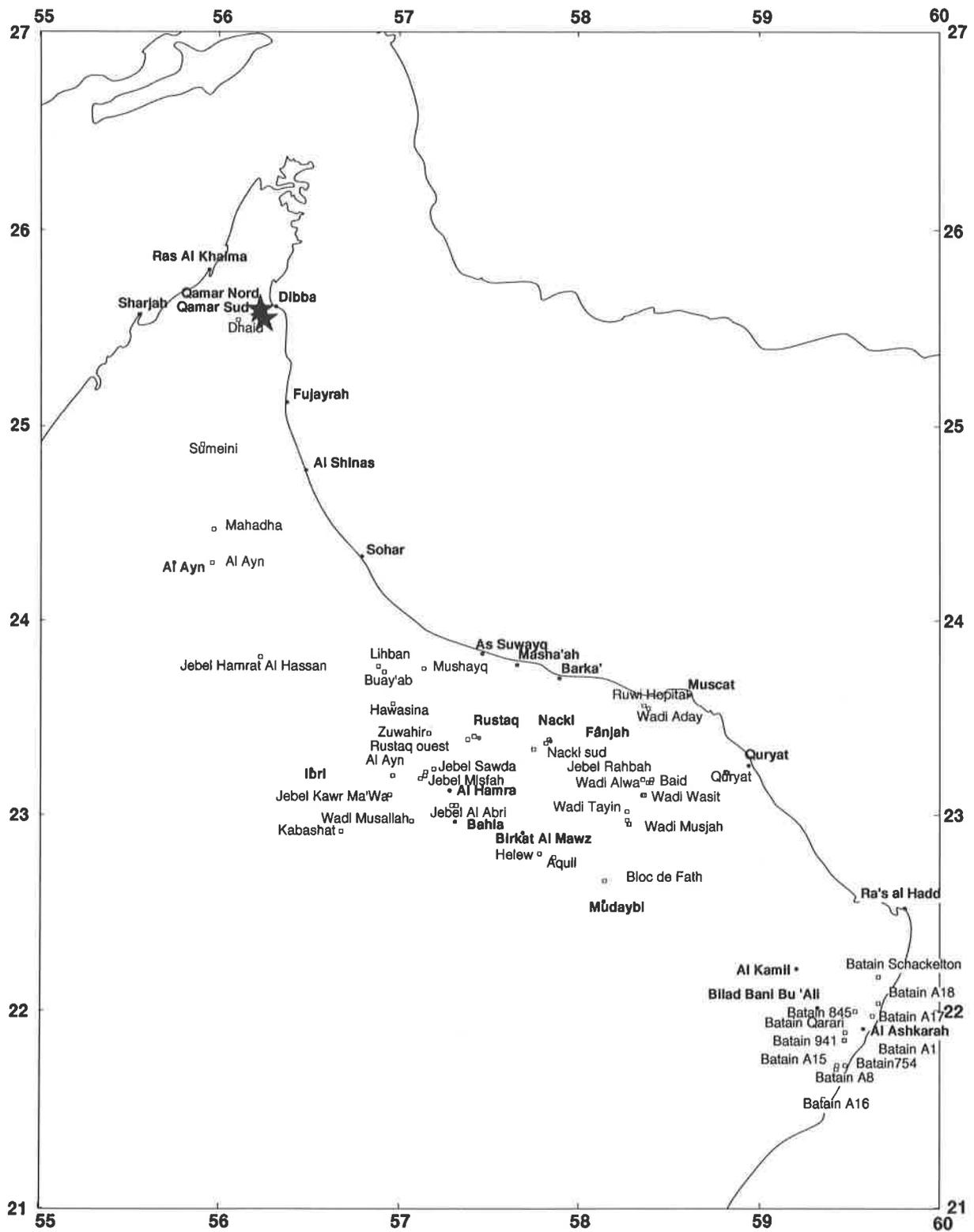


Figure 20 : Localisation des affleurements du Groupe de Ramaq.

2.2 - LA FORMATION DE RANN

2.2.1- INTRODUCTION

Elle a été décrite de manière informelle par Hudson *et al.* (1954a), Glennie *et al.* (1974) et Robertson *et al.* (1990).

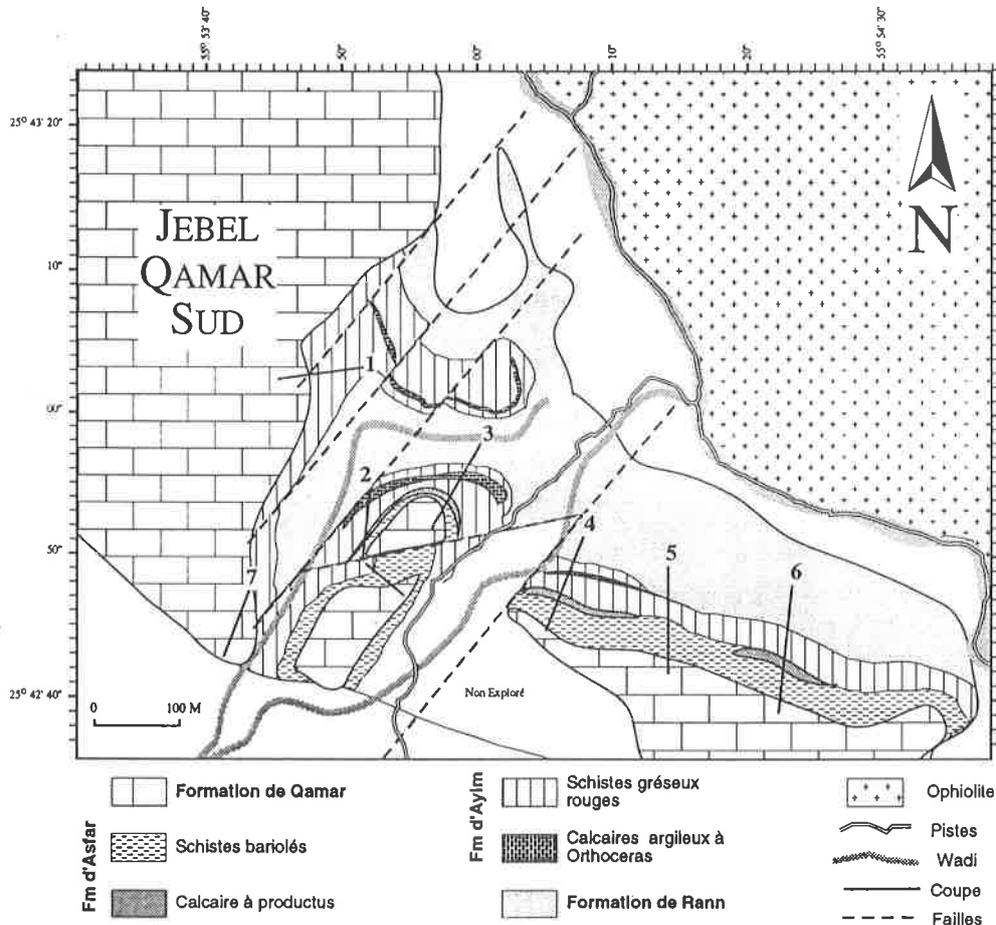


Figure 21 : Carte géologique schématique de la partie orientale du Jebel Ramaq (ou Jebel Qamar sud).

2.2.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Les coupes de références sont situées à l'est du Jebel Qamar sud, dans une fenêtre tectonique sous les ophiolites de Semail. Un certain nombre de coupes détaillées ont été levées dans cette région (fig. 21-22). La Formation de Rann est bien développée au nord-est de cette fenêtre, en particulier dans la coupe N° 6 (fig. 22) que je vais utiliser comme coupe de référence (coordonnées 55°54'23" E / 25°42'48" N)

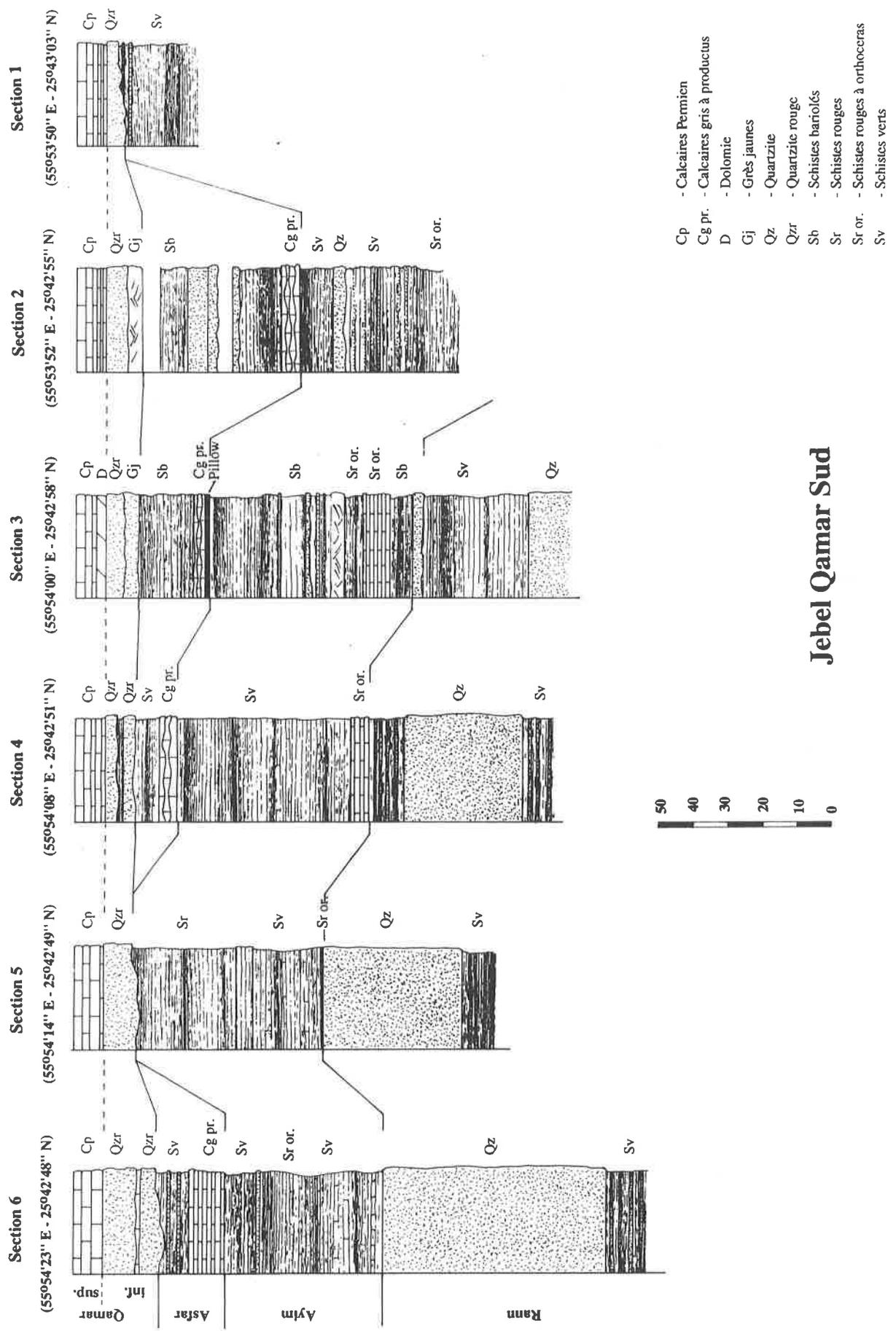


Figure 22: Coupes lithologiques du Groupe de Ramaq sur le Jebel Ramaq.

2.2.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

La Formation de Rann, dont l'épaisseur visible atteint environ 80 mètres, est composée par une succession homogène de quartzites blanches à vertes, finement litées, interstratifiées avec des niveaux argileux généralement verts et parfois rouges. La partie inférieure de la formation est constituée par une alternance de niveaux gréseux et argileux finement lités; elle est surmontée par une partie médiane constituée d'un corps quartzitique pluridécamétrique, et par une partie supérieure gréso-argileuse, visible que dans les coupes 3 et 4 (fig. 22). Certains niveaux gréseux, dans la partie supérieure de la formation, sont abondamment recouverts de traces de trilobites (*Cruziana*) (planche 3, fig. 4).

2.2.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure n'est pas connue car la base de ces affleurement n'est pas visible.

La limite supérieure est définie avec l'apparition des schistes rouges ou des calcaires argileux rouges à *Orthoceratidae* de la Formation d'Ayim, qui la surmontent stratigraphiquement. Le contact est localement souligné par un niveau condensé phosphaté à ossements de poissons (planche 3, fig. 3).

2.2.5 - AGE

Par analogie de faciès avec la Formation d'Amdeh, décrite dans le Saih Hatat, et datée Ordovicien moyen (Llanvirnien-Llandeilien) avec des trilobites (Le Métour, 1988), nous proposons d'attribuer le même âge à la Formation de Rann en l'absence d'autres arguments.

2.2.6 - MILIEU DE DÉPÔT

Les faciès sont vraisemblablement indicateurs de milieux peu profonds, proches d'une source détritique terrigène.

2.2.7 - CONCLUSIONS

La Formation de Rann enregistre un épisode de plate-forme peu profonde très fortement influencée par un apport détritique terrigène, dont la source est principalement d'origine ignée (Robertson *et al.*, 1990a). Comme nous l'avons vu plus haut, cette formation est à comparer avec la Formation d'Amdeh, observée dans l'autochtone du Saih Hatat qui présente une succession lithologique très similaire. A plus grande distance elle peut être comparée avec la "Saq Sandstone" d'Arabie Saoudite (Steineke *et al.*, 1958 ; Powers *et al.*, 1966 ; Powers, 1968 ; Vaslet, 1990). Depuis les travaux de Vaslet (1990) l'âge de la partie supérieur du Saq Sandstone a pu être précisé Arénigien en Arabie Saoudite grâce à des acritarches. Vaslet n'ayant pas reconnu la validité des *Cruziana* comme marqueur stratigraphique, il a convenu un âge Cambrien à Arénigien pour la totalité de la Formation. Il ne faut pas exclure la possibilité de corréler la Formation de Rann avec la partie supérieure de la Formation de Sarah (Vaslet, 1990) d'âge Ordovicien-Silurien qui présente une même succession lithologique.

2.3- LA FORMATION D'AYIM

2.3.1 - INTRODUCTION

Décrite par Robertson & al. (1990), elle est redéfinie dans le présent travail.

2.3.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Les coupes de référence sont situées à l'est du Jebel Qamar sud. Cette formation est particulièrement bien représentée dans la coupe N° 3 (fig. 21-23) que je vais utiliser comme coupe de référence (coordonnées 55°54'00" E / 25°42'58" N).

2.3.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

La Formation d'Ayim est représentée par une série de schistes gréseux et de calcaires argilo-gréseux rouges à Orthoceratidae accompagnés par des niveaux riches en petits nodules phosphatés et en débris d'ossements de poissons. Très localement, dans de rares niveaux gréseux, nous avons observé quelques traces de trilobites. L'épaisseur de cette formation ne dépasse pas 60 mètres.

2.3.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

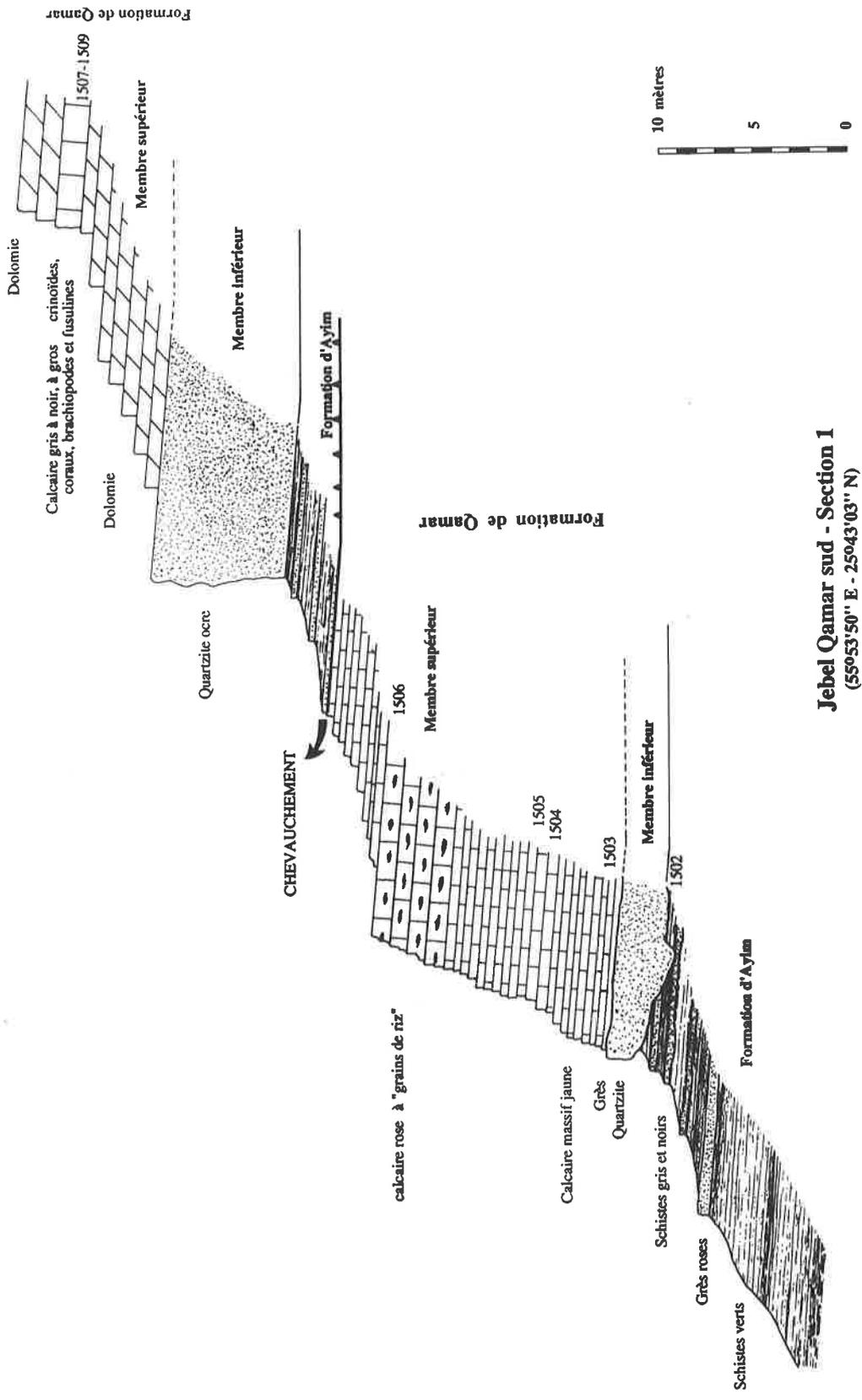
La limite inférieure est marquée par la première apparition des niveaux calcaires argilo-gréseux ou schisto-gréseux rouges à Orthoceratidae sur la Formation de Rann sous-jacente ou par un niveau condensé à petits nodules phosphatés et ossements de poissons (planche 3, fig.3). La base de cette formation repose avec une discordance angulaire apparente, évaluée à 5° sur la base des coupes effectuées dans cette région.

La limite supérieure de la formation a été redéfinie suite aux investigations qui ont été menées dans cette partie de l'exotique. Elle a été définie dès l'apparition des faciès carbonatés noirs à Productidae qui marquent la base de la Formation d'Asfar. Localement (coupe 3, fig. 23), la base de la formation sus-jacente est soulignée par un niveau métrique de laves en coussins.

2.3.5 - AGE

L'âge de cette formation n'est pas défini de manière rigoureuse, les Orthoceratidae découverts n'ayant pas encore été déterminé (Déterminations en cours : Tamio Nashida). Il est donc compris entre l'Ordovicien et le Permien inférieur. Deux formations similaires à Orthoceratidae sont également connues en Iran dans la région de Bandar-e-Pahlavi. Elles ont été datées de l'Ordovicien moyen et du Silurien (Clark *et al.*, 1975).

Des niveaux gréseux à débris de poissons ont également été reconnus en Arabie Saoudite dans le "Hanadir member", ainsi que dans l'ensemble inférieur du "Kahfah member" de la "Qasim Formation". Les Orthoceratidae n'apparaissent que dans le "Ra'an member" et le "Quwarah member" de la "Qasim Formation" (Vaslet, 1990). L'âge de cette Formation est datée Llandeilien à Caradocien-Ashgilien (Ordovicien supérieur). Dans le cas d'un rapprochement de la Formation de Rann avec la "Sarah Formation", la Formation d'Ayim pourrait être corrélée à la "Tayyarat Formation" (Le terme Tayyarat Formation décrit dans Vaslet (1990) sera remplacé par Baqa Formation dans la littérature future (Vaslet, 1990)) d'âge Silurien qui présente également des niveaux à poissons et orthocones.



Jebel Qamar sud - Section 1
 (55°53'50" E - 25°43'03" N)

Figure 23: Coupe lithologique de la section 3 du Jebel Ramaq.

2.3.6 - COUPES DÉTAILLÉES

coupe N° 3

Cette section (fig. 23) est la plus représentative des faciès que l'on rencontre dans cette formation, elle montre également la plus grande épaisseur.

La succession lithologique est la suivante, de bas en haut:

- 18 mètres composés par une alternance de niveaux calcaro-gréseux décimétriques, à traces de trilobites, crinoïdes et Orthoceratidae interstratifiés avec des schistes gréso-argileux rouges ou bigarrés métriques à plurimétriques.
- 8 mètres de calcaires argilo-gréseux rouges à Orthoceratidae, débris d'ossements et dents de poissons, traces de pistes et ?phavosites?. Ces carbonates sont localement associés à des croûtes manganésifères.
- 10 centimètres de grès à débris d'ossements de poissons.
- 4 mètres de schistes argilo-gréseux rouges à Orthoceratidae.
- ~ 40 mètres composés par une alternance de silts rouges ou verts avec des niveaux gréseux blancs décimétriques à métriques.

coupe N° 5

Cette section a la particularité de montrer un niveau condensé à Orthoceratidae et dents de poissons directement sur les quartzites de la Formation de Rann (planche 3, fig. 3).

2.3.7 - MILIEU DE DÉPÔT

La présence d'Orthoceratidae (planche 3, fig 5) indique une influence de mer ouverte, alors que les bancs gréseux à stratification oblique sont les témoins d'une source détritique terrigène et d'une énergie relativement élevée. Selon Robertson & al. (1990), "la composition chimique des calcaires à Orthoceratidae associés aux croûtes manganésifères indiquerait des taux d'accumulation faibles sur une plate-forme à substratum boueux".

2.3.8 - CONCLUSIONS

La Formation d'Ayim surmonte la Formation de Rann avec une faible discordance angulaire, de l'ordre de 5°. Celle-ci est vraisemblablement causée par l'émersion de la plate-forme à l'Ordovicien inférieur. La transgression de la Formation d'Ayim paraît brutale avec les dépôts des niveaux à Orthoceratidae directement sur les quartzites de Rann. Les taux de sédimentation relativement faibles, démontrés par la présence de niveaux manganésifères, confirment cette ennoiment brutal de la plate-forme. Celle-ci est soumise à un apport détritique terrigène relativement distal démontré par des grains de quartz émoussés détritiques dans les passées gréseuses.

2.4 - LA FORMATION D'ASFAR

2.4.1 - INTRODUCTION

Décrite d'un point de vue informel par Hudson *et al.* (1954a), Glennie *et al.* (1974) et Robertson *et al.* (1990), elle est redéfinie dans ce travail.

2.4.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Les coupes de référence sont situées à l'est du Jebel Qamar sud. Cette formation est particulièrement bien représentée dans la coupe N° 3 (fig. 21-23) que je vais utiliser comme coupe de référence (coordonnées 55°54'00" E / 25°42'58" N).

2.4.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Cette formation ne dépassant pas 40 mètres d'extension verticale, est caractérisée par la présence de niveaux calcaires argileux gris à Productidae surmontés par des schistes gréseux verts, rouges ou bariolés à passées latéritiques et pisolitiques.

2.4.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure de cette formation, qui repose en apparente conformité stratigraphique sur la Formation d'Ayim sous-jacente, a été redéfinie par la première apparition des faciès carbonatés noirs à Productidae. Localement (coupe 3), cette base est soulignée par un niveau métrique de laves en coussins.

La limite supérieure est marquée par l'apparition des premiers niveaux de quartzites blanches ou ocre de la Formation d'Asfar.

2.4.5 - AGE

La base de cette formation a livré une abondante faune de Productidae indiquant un âge Permien inférieur.

- *Marginifera* sp., *Jaresania* sp., *Linoproductus* sp., *Spiriferellina* sp., *Orthotichia* sp.
(Déterminations Juichi Yanagida).

2.4.6 - COUPE DÉTAILLÉE

Coupe N° 3

Cette section est composée de la base vers le sommet par:

- 1 mètre de basalte en coussins qui marque la transition avec la formation d'Ayim sous-jacente.
- 2 mètres de grès rouges à stratifications obliques.
- 3-7 mètres de calcaires noduleux gris avec une abondante faune à Productidae.
- 25 mètres de schistes rouges à bariolés, à passées latéritiques et pisolitiques.

2.4.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Les faciès de la base de cette formation, indiquent des milieux marins peu profonds, marqués par les carbonates gris à Productidae. La suite de la séquence indique une sédimentation continentale, démontrée par la présence de niveaux pisolitiques.

2.4.8 - CONCLUSIONS

La transgression se fait, au Permien inférieur, après une lacune qui comprend au moins tout le Carbonifère. Elle est marquée par une sédimentation marine peu profonde à aérienne. Le détritisme terrigène, toujours présent, indique des sources relativement proches. La reprise de la sédimentation marine, après la présumée lacune du Dévono-Carbonifère, marque un événement majeur, probablement causé par les premières cassures Néotéthysienne du socle arabe; ceci est confirmé par la présence réduite d'un volcanisme basaltique. Ce dernier est sans doute à mettre en relation avec le volcanisme non daté du Permien de l'autochtone du Saih Hatat (Le Métour, 1988).

2.5 - LA FORMATION DE QAMAR

2.5.1 - INTRODUCTION

Cette formation décrite par Robertson & al. (1990) est redéfinie dans ce travail.

2.5.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La coupe N° 1 (fig. 24) qui montre une base érosive particulièrement bien marquée sur la Formation d'Ayim, donne une bonne représentation du membre inférieur de la Formation de Qamar (coordonnées 55°53'50" E / 25°43'03" N).

La section N° 4 livre une faune artinskienne typique, elle sera retenue comme coupe de référence pour la partie inférieure du membre supérieur de la Formation de Qamar.

La coupe de référence de la partie supérieure du membre supérieur de la Formation de Qamar est située sur le Jebel Qamar Nord, car cette dernière a livré une abondante faune du Permien supérieur (fig. 26).

2.5.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Le membre inférieur de la Formation de Qamar

Ce membre est caractérisé par des niveaux de quartzites rouges massives, métriques, localement interstratifiés avec des niveaux de grès calcaires, gris à jaunes, à fusulines (*Staffella* sp.) (coupe 7, fig. 25). Ce membre, discordant sur les Formations d'Asfar et d'Ayim, ne dépasse pas 20 mètres d'épaisseur. Il a une base érosive bien marquée, et la discordance angulaire atteint 5-9° sur les formations sous-jacentes.

Le membre supérieur de la Formation de Qamar

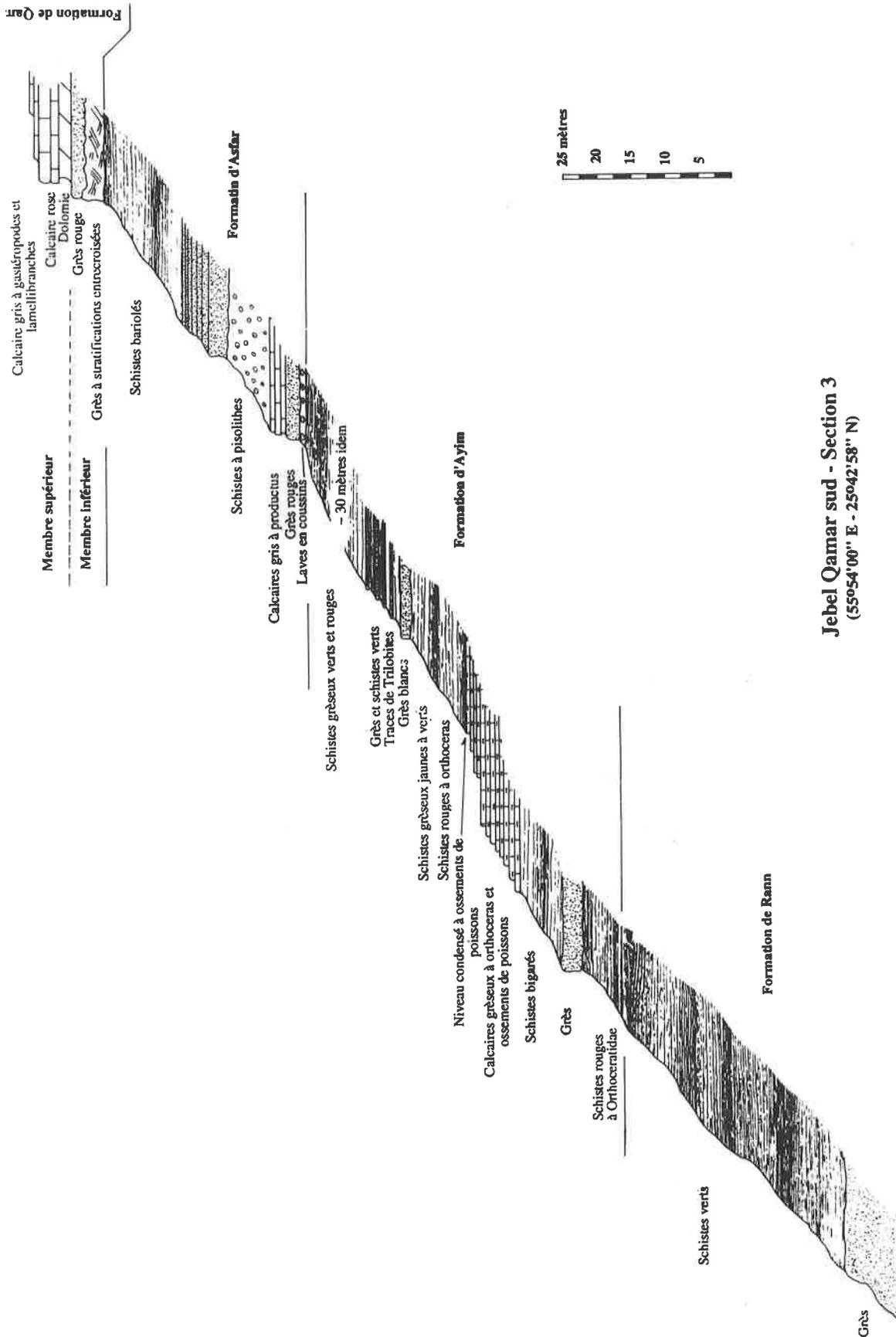
Ce membre est caractérisé par une succession de carbonates de plate-forme gris à fusulines, coraux, lamellibranches, algues et crinoïdes, donnant une image classique des carbonates de plate-forme permien. La partie inférieure de ce membre est souvent caractérisée par quelques niveaux de carbonates quartzitiques à fusulines. L'épaisseur de cette formation dépasse 100 mètres mais n'a pas pu être mesurée.

2.5.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure du membre inférieur a été définie dès l'apparition du premier banc de quartzite rouge ou blanche à base érosive sur les formations sous-jacentes.

La limite entre le membre inférieur et le membre supérieur est définie à la transition entre le dernier banc massif de quartzite rouge et les premiers niveaux de carbonates de plate-forme à fusulines. Ces derniers sont généralement gréseux sur quelques mètres, puis deviennent rapidement démunis de tout détritisme terrigène.

La limite supérieure de la formation n'a pas été observée.



Jebel Qamar sud - Section 3
(55°54'00" E - 25°42'58" N)

Figure 24: Coupe lithologique de la section 1 du Jebel Ramaq.

2.5.5 - AGE

La faune à foraminifères découverte dans les calcaires interstratifiés dans les quartzites n'est pas indicative, elle ne donne que la confirmation que l'on se trouve dans le Permien.

La base du membre supérieur a livré une faune à *Parafusulina* sp. (coupe N° 6) et *Rugosofusulina* sp. (coupe N° 4) indiquant un âge Artinskien (Dét. Catherine Jenny-Deshusses).

La partie supérieure du membre supérieur de la Formation de Qamar (Section Jebel Qamar nord) a livré une faune riche en foraminifères et algues du Permien supérieur, (vraisemblablement Dzhulfien).

2.5.6 - COUPES DÉTAILLÉES

section No 1

(coordonnées 55°53'50"E / 25°42'03"N)

Cette coupe (fig. 24) est constituée de bas en haut par:

- * Le membre inférieur de la Formation de Qamar:
 - un banc de quartzite massive d'environ 3 mètres d'épaisseur, reposant sur la Formation d'Ayim avec une surface érosive.
 - 50 centimètres de bancs de quartzites finement litées.
- * Le membre supérieur de la Formation de Qamar:
 - 3 mètres de calcaires à encrines, de type "packstone"- "grainstone", gris à noirs, montrant des structures chenalisées gréseuses à la base. La faune de ces niveaux plutôt caractéristique d'un âge Murgabien est constituée de *Boultonia?* sp., *Eotuberitina reitling*, *Staffella* sp. (Dét. A.P.)
 - 5 mètres de calcaires gréseux jaunes.
 - 4 mètres de calcaires gris à gros silex en bancs plus massifs.
 - 3 mètres de calcaires et marno-calcaires rosés à fusulines dolomitisées remaniées ("grains de riz").
 - *Staffella* sp., (Det. A.P.) bryozoaires, échinodermes, lamellibranches
- * Un chevauchement provoque une répétition de la série avec:
- * Le membre inférieur de la Formation de Qamar:
 - ~ 3 mètres de schistes gréseux de la Formation d'Ayim.
 - 7 mètres de quartzites ocre (membre inférieur de la Formation de Qamar).
- * Le membre supérieur de la Formation de Qamar:
 - 5 mètres de dolomites.
 - 2 mètres de calcaires dolomitisés gris à fusulines et foraminifères de l'Artinskien:
 - *Parafusulina* sp., *Lasiodiscus* sp., *Paleotextularia* sp., *Eotuberitina reitlingae*, ostracodes, bryozoaires (Det. A.P.)
 - épaisseur inconnue de dolomies:

section No 4

(coordonnées 55°54'08"E / 25°42'51"N)

Cette coupe (fig. 22) est constituée de bas en haut par:

* Le membre inférieur de la Formation de Qamar

- 3 mètres de quartzites blanches à roses, massives, reposant avec une base érosive sur la Formation d'Asfar.
- 2 mètres de grès quartzitiques jaunes, légèrement calcaires, en bancs de 5-10 centimètres.
- 2 mètres de quartzite massives blanches.
- 1.5 mètre de quartzite massive rouge à base de banc érosive.

* Le membre supérieur de la Formation de Qamar

- 20 centimètres de grès calcaire jaune grossier.
- 30 centimètres composés par un chenal de calcaire gréseux noir.
- 1 mètre de calcaire noir à fusulines et foraminifères de l'Artinskien.
 - *Rugosofusulina* sp., *Tubiphytes obscurus*, *Nodosaria* sp. (Det. A.P.).
- 4 mètres de calcaires dolomités gris.

section N° 7

(coordonnées 55°53'43"E / 25°42'48"N)

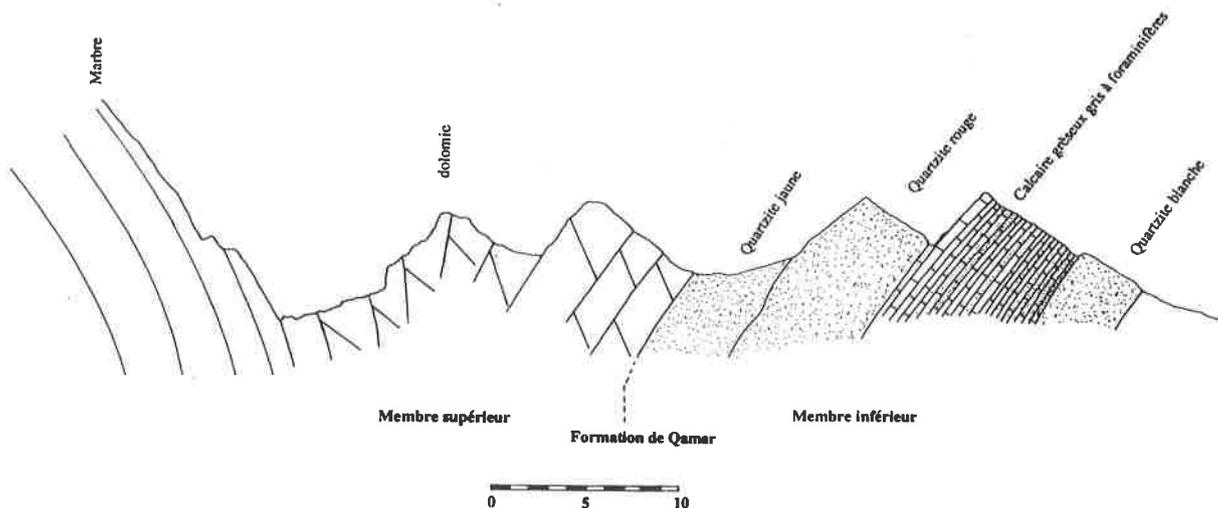


Figure 25: Coupe lithologique de la Section 7 du Jebel Ramaq.

* Des faciès similaires à ceux du membre inférieur de la Formation de Qamar (fig. 25) constitués de bas en haut par:

- 4 mètres de grès blancs légèrement calcaires .
- 7 mètres de calcarénites gréseuses grises à débris de foraminifères, bryozoaires, lamellibranches et échinodermes. L'association des foraminifères est classique des assemblages faunistiques du Murgabien-Midien.
 - *Staffella* sp., *Hemigordius* sp., *Deckerella* sp., *Climacammina* sp., *Glomospira* sp.?
(Déterminations Catherine Jenny-Deshusses).
- 5 mètres de quartzites rouges massives.

- 4 mètres de quartzites jaunes massives.

* Le membre supérieur de la Formation de Qamar

- ~ 40 mètres de dolomites.

- ~20 mètres de marbres.

section Jebel Qamar Nord

(coordonnées 55°54'08"E / 25°42'48"N)

Cette section d'environ 70 mètres d'épaisseur, constituée par une série de carbonates gris localement coralligène, contient une faune dzhulfienne (fig. 26).

2.5.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Les faciès et les faunes incluses dans cette formation indiquent des milieux de mers chaudes peu profondes littorales pour le membre inférieur, à infra-littorales pour le membre supérieur. Les grès du membre inférieur sont les témoins d'une transgression majeure à la base de la série permienne.

2.5.8 - CONCLUSIONS

Les données paléontologiques semblent indiquer la présence de deux ? transgressions sur cet exotique.

1 - une première datée de l'Artinskien, avec des carbonates de plate-forme reposant sur des quartzites basales (sections 1-6).

2 - une seconde, avec un assemblage de foraminifères qui indiquerait un âge Permien supérieur, probablement Murgabien? (section 1 & 7).

Bien que la Formation de Qamar ne soit visible que dans la région des Jebel Qamar, il est cependant possible de mettre en relation ces carbonates avec ceux du Jebel Hagab (Bih Dolomite), situés environ 50 kilomètres au nord du Jebel Ramaq, qui ont livré des faunes à *Parafusulina* et *Pseudoschwagerina*. Ces carbonates d'une épaisseur totale de 650 mètres, et dont le substratum n'est pas connu, sont surmontés par 260 mètres de Permien supérieur et par environ 1000 mètres de Trias en faciès de plate-forme (Hudson *et al.*, 1954 ; Hudson & Chatton, 1959 ; Hudson, 1960).

Il est également possible de mettre en relation ces carbonates avec ceux découverts dans la région du Huqf (partie centrale du Sultanat d'Oman) qui ont livré des faunes à brachiopodes et lamellibranches de l'Artinskien (Hudson *et al.*, 1954). Selon Béchenec (communication orale) ces carbonates Artinskien sont surmontés en discordance par des calcaires de plate-forme Murgabien. Cette observation permettrait d'accréditer l'hypothèse des deux transgressions sur le Jebel Qamar sud.

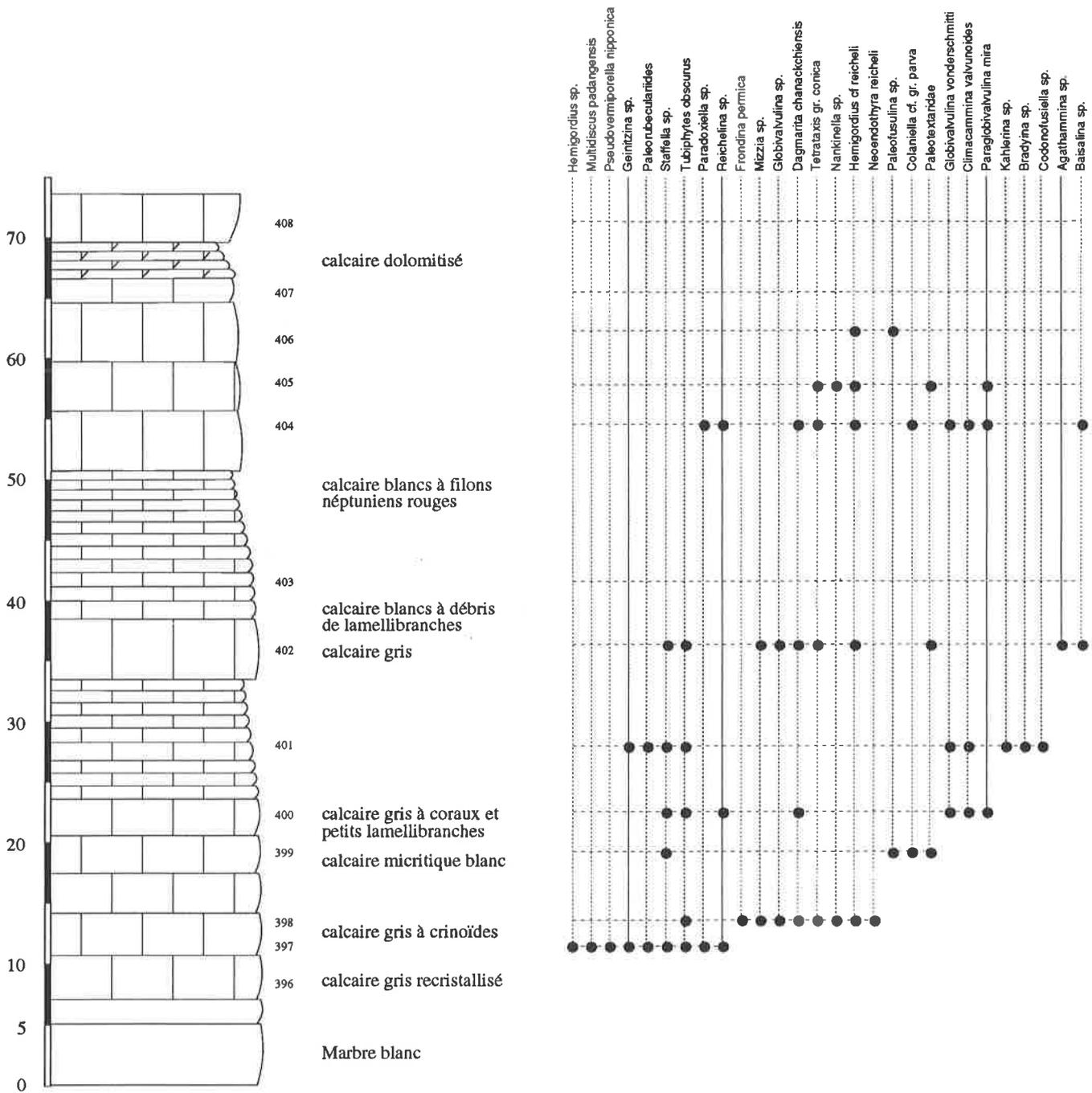


Figure 26: Coupe lithologique de la Formation de Qamar dans le Jebel Qamar Nord. (Détermination de la faune Catherine Jenny-Deshusses)

2.6 - CONCLUSIONS SUR LE GROUPE DE RAMAQ

Les formations observées sur cet exotique montrent les caractéristiques d'un socle Ordovicien à Dévonien? surmonté en discordance par des séries carbonatées du Permien inférieur et supérieur.

La discordance angulaire apparente observée entre la Formation de Rann et la Formation d'Ayim serait causée par une légère déformation, que l'on pourrait mettre en relation avec le rifting Paléotéthysien qui débutait au nord de l'Iran à la limite Ordovicien-Silurien (Stampfli, 1978 ; Stampfli *et al.*, 1991).

Au Permien inférieur, le socle, représenté par les Formations de Rann et d'Ayim, a été transgressé par la Formation d'Asfar avec une faible discordance angulaire apparente. Cet événement serait à mettre en relation avec les premiers stades, sans doute transsensifs, de l'ouverture Néotéthysienne.

A l'Artinskien, la transgression qui est très bien marquée par des quartzites basales, érosives sur les formations sous-jacentes. Elles sont surmontées par des carbonates de plate-forme, et peuvent être interprétées de deux manières en fonction de l'analyse faunistique que l'on donne pour la base de la Formation de Qamar.

- 1- On accepte l'hypothèse qu'il y a deux transgressions, une à l'Artinskien et une autre au Murgabien. Dans ce cas, la transgression Artinskienne pourrait être mise en relation avec un événement eustatique causé par la fonte des calottes glaciaires (Stampfli, communication orale), qui expliquerait également la transgression observée dans le Huqf. La transgression du Murgabien serait alors à mettre en relation avec la subsidence thermique des épaulements, causée par l'ouverture de la Néotéthys, et impliquerait une position relativement interne sur la marge flexurale. Le schéma lithologique serait identique à celui observé dans l'autochtone des montagnes d'Oman (Le Métour, 1988 ; Rabu, 1988), et impliquerait une position paléogéographique similaire aux affleurements de l'autochtone du Saih Hatat. La conséquence de l'acceptation de cette hypothèse devrait conduire à une révision de la nomenclature proposée pour la Formation de Qamar (qui est basée sur les observations de terrain et ne prend pas en compte les déterminations de foraminifères effectuées en laboratoire).
- 2- On considère que les datations indiquant un âge Murgabien ne sont pas convaincantes. Dans ce cas, seule la transgression Artinskienne subsiste, et est à relier directement à l'ouverture Néotéthysienne. Alors la position paléogéographique de cet exotique devait être relativement externe sur le bord de la marge flexurale.

Les carbonates de plate-forme du membre supérieur de la Formation de Qamar peuvent être comparés aux carbonates de même âge, observés non loin de là, dans le Jebel Hagil (Hudson *et al.*, 1954). Ces derniers montrent une série continue, en faciès de plate-forme, de l'Artinskien au Crétacé inférieur. Les courbes de subsidences calculées selon le modèle Hellinger & Sclatter (1983), et avec les données de Hudson (1954b) nous indiquent des taux d'extension crustale de 16% et sous-crustale de 25%, caractéristiques de marge flexurale (cf. chap. 9).

CHAPITRE 3 - LE GROUPE DE SUMEINI

3.1 - INTRODUCTION

Ce groupe défini pour la première fois par Glennie & al. (1974), fut par la suite largement décrit par Watts (Watts, 1985 ; Watts & Garrison, 1986 ; Searle *et al.*, 1990 ; Watts, 1990 ; Watts & Blome, 1990). Il affleure à la frontière entre les Emirats Arabes Unis et le Sultanat d'Oman, à l'est du village de Shuayb, dans le Jebel portant le même nom (figure 27-28).

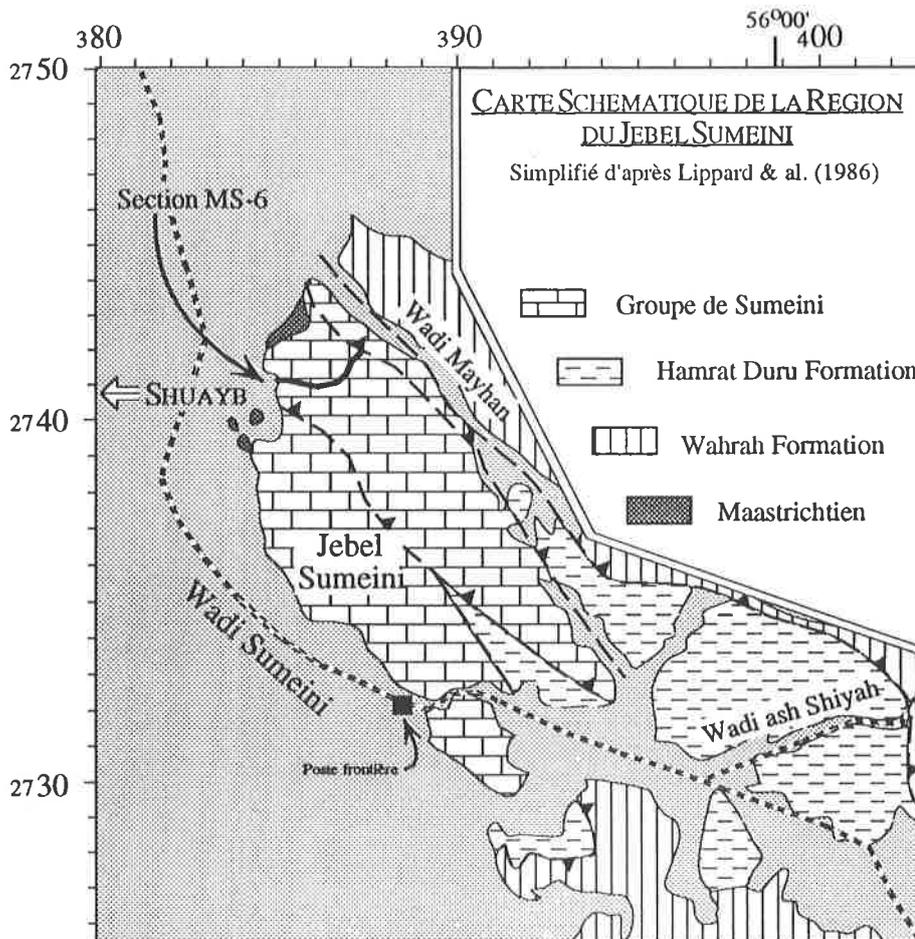


Figure 27 - Localisation de la section MS-6 décrite par Watts (1985) et étudiée dans ce travail.

Originellement ce groupe incluait les formations du Groupe de Ramaq nouvellement décrit (chap. 2). D'un point de vue formel, les successions lithologiques, ainsi que les contextes paléogéographiques, sont suffisamment différenciés pour ne pas les introduire dans le Groupe de Sumeini, comme l'avaient proposé Glennie *et al.* (1974).

Le Groupe de Sumeini repose tectoniquement sur les calcaires Eocène de l'autochtone, et est surmonté tectoniquement par les sédiments des nappes Hawasina (fig. 28). Les auteurs précédents (Glennie *et al.*, 1974 ; Glennie, 1977 ; Searle & Graham, 1982 ; Searle *et al.*, 1983 ; Watts, 1985 ; Watts & Garrison, 1986 ; Béchenneq *et al.*, 1989 ; Béchenneq *et al.*, 1990 ; Blendinger, 1990b ; Searle *et al.*, 1990 ; Watts, 1990 ; Watts & Blome, 1990) ont considéré le Groupe de Sumeini comme para-autochtone, de manière à impliquer un déplacement moindre que pour les nappes d'Hawasina et la nappe ophiolithique de Semail.

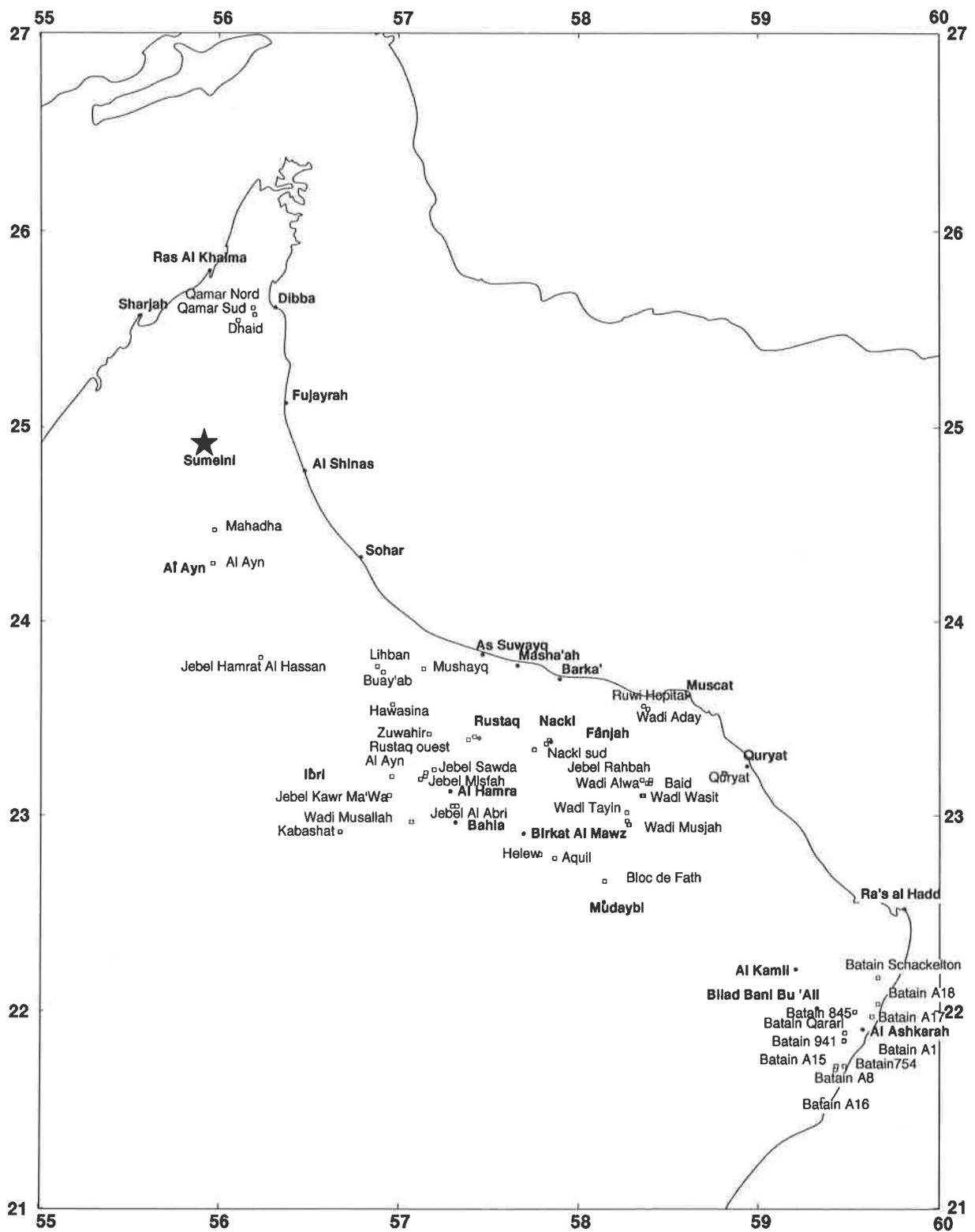


Figure 28 : Localisation des affleurements du Groupe de Sumeini étudiés dans ce travail.

La sismique apporte une confirmation de cette hypothèse en montrant, dans cette région, un déplacement de l'ordre de 5 km pour l'autochtone et de 30 km pour le Groupe de Sumeini (Dunne *et al.*, 1990).

D'un point de vue sédimentologique, les affleurements du Jebel Sumeini donnent une excellente vue d'ensemble d'un environnement de pente de plate-forme carbonatée. Ils sont représentés, de bas en haut, par deux formations décrites en détail par Watts (1985), et ayant une épaisseur totale de 2500 mètres.

1 - La Formation de Maqam (Watts, 1985)

"Membre A : Ce membre est composé principalement de calcaires micritiques et de spiculites de texture "packstone", finement à moyennement lités, et incluant de rares niveaux lenticulaires très fossilifères de roches à texture "packstone"- "grainstone". Les fossiles de ces niveaux sont représentés par des brachiopodes, coraux, bryozoaires, serpulides, crinoïdes. Les brachiopodes indiquent un âge Permien inférieur (éventuellement Carbonifère supérieur)".

"Membre B : Ce membre est composé par une épaisse série (365 mètres) de dolomites finement litées à massives, incluant de nombreux niveaux de calcirudites, et en particulier de brèches dans la base de la séquence. Une brèche dolomitique dans la partie inférieure de la série (section MS-6) a livré une faune silicifiée incluant coraux, bryozoaires et brachiopodes suggérant un âge Permien pour la partie inférieure du Membre B (si ce n'est pas pour tout le membre)".

"Membre C : Les lithologies dominantes de cette formation, épaisse de 455 mètres, sont composées par des calcaires plaquetés à interbancs marneux et argileux, et dans une proportion moindre, par des séquences calciclastiques (brèches, conglomérats et "grainstones" oolithiques) discontinues. L'âge de ce membre, en l'absence de toute faune indicative, est supposé Triasique ou éventuellement Permien."

"Membre D : Ce membre, d'environ 85 mètres d'épaisseur, est composé par une série de shales verts passant à des siltstones dans la partie supérieure de la séquence, où apparaissent de rares niveaux finement lités de grès quartzeux. Ces faciès forment des pentes recouvertes d'éboulis entre les membres C et E. Ce membre est daté Trias moyen à cause de l'âge Ladinien du membre E qui le surmonte."

"Membre E : Ce membre, d'environ 90 mètres d'épaisseur, montre des variations latérales de faciès importantes. La coupe type est composée par une épaisse série de radiolarites alors que dans les parties sud et est les faciès sont composés par une succession de calcirudites. L'âge de ces sédiments est Ladinien, daté par radiolaires et lamellibranches pélagiques."

"Membre F : Ce membre est composé essentiellement par des shales terrigènes et marnes, avec de rares interlits de grès quartzeux."

2 - La Formation de Mayhah

"Membre A: Ce membre d'une épaisseur totale de 400 mètres, est composé principalement par des calcaires micritiques finement stratifiés, par des "packstones" et "grainstones" à pelloïdes, et par des lentilles de calcirudites."

"Membre B : Ce membre est composé par une série de radiolarites rouges d'environ 30 mètres d'épaisseur, dont l'âge varie du Tithonique au Crétacé inférieur."

"Membre C : Ce membre est composé par une série de 190 mètres de mégabrèches, dont l'âge est infra-Cénomaniens."

"Membre D : Les lithologies de ce membre sont extrêmement variables, passant de calcaires finement stratifiés à des cherts rouges, des marnes ou encore des conglomérats. Dans la partie supérieure de la séquence, des "grainstones" ont livrés des foraminifères remaniés indiquant un âge Cénomaniens."

3.2 - LE MEMBRE A DE FORMATION DE MAQAM

3.2.1 - INTRODUCTION

Ce membre décrit en détail par Watts (1985) affleure uniquement dans la partie nord du Jebel Sumeini, à proximité du Wadi Maqam.

3.2.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La coupe de référence du membre A, décrite par Watts (1985) se situe à l'est du village de Shuayb, et à proximité de l'entrée du Wadi Maqam, à la base de la section MS-6 (cf. figure 28 & 29).

3.2.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

La base de ce membre est caractérisée par une série visible environ 500 mètres au sud de l'entrée du Wadi Maqam. Elle atteint 70-80 mètres d'épaisseur, et est composée de schistes noirs dolomités. Sur la coupe de référence, décrite par Watts (1985), la lithologie est caractérisée par une série de carbonates gris, à spicules et ostracodes, de textures "packstone", en bancs décimétriques, et à lamines planes parallèles et obliques. Ces niveaux carbonatés sont interstratifiés avec des bancs de marnes noduleuses plurimétriques, des niveaux d'argilites décimétriques et, plus rarement avec des chenaux de calcirudites dolomités remaniant principalement des bryozoaires et des échinodermes. La partie médiane de ce membre est composée par une alternance de bancs carbonatés gris décimétriques, de spiculites à texture "packstone" qui ont livrés quelques ammonoïdés et quelques trilobites (planche 7, fig. 1-7). Ils sont interstratifiés avec des niveaux argileux centimétriques à décimétriques. La partie supérieure de ce membre est caractérisée par une séquence d'environ 20 mètres d'épaisseur composée par une série de carbonates dolomités, et silicifiés au sommet et à la base des bancs. Ces niveaux sont localement slumpés.

3.2.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure de ce membre n'est pas connue, un chevauchement à la base de la série la met en contact avec une brèche à matrice oolithique appartenant à une autre unité tectonique.

La limite supérieure de ce membre est définie dès l'apparition des premières brèches de pente polygéniques à éléments dolomitiques du membre B de la Formation de Maqam.

3.2.5- AGE

La découverte de quelques ammonoïdés, trilobites et ostracodes dans la partie médiane de ce membre nous a permis de lui attribuer un âge Murgabien grâce à une faune abondante représentée par :

- trilobites (planche 3, fig. 6-7): *Néoproetus indicus*, Tesch, n. subsp. *Ditomopyginae* (Déterminations J.-F. Becq-Giraudon)
- ammonoïdés : *Stacheoceras* sp., *Adrianites* ? of *A. isomorphus*, *Aghathiceras* sp., cyclolobid ? , nautilicone, *Brachycycloceras* sp. (Déterminations W.W. Nassichuck)
- ostracodes : *Bairdia* sp., *Aurigerites* sp., *Healdianella* sp., *Acratia* sp. (Déterminations S. Crasquin Soleau)

3.2.6 - MILIEU DE DÉPÔT

Les faunes découvertes dans ces affleurements sont de très bon indicateurs de milieu, ainsi le genre *Néoproetus* est très bien connu au Carbonifère comme étant une faune de plate-forme. D'autre part les ammonioïdés relativement abondants dans ces faciès indiquent au moins une influence importante de mer ouverte. Et enfin les nombreux ostracodes découverts dans les niveaux carbonatés de ce membre indiqueraient des milieux profonds. La lithologie, caractérisée par des alternances de bancs calcaires et argileux, parfois slumpés dans la partie supérieure de la séquence indique également des milieux de dépôt relativement profonds.

En conclusion, nous pouvons proposer un milieu de plate-forme externe relativement profond pour la séquence basale de la Formation de Maqam.

3.3 - MEMBRE E DE LA FORMATION DE MAQAM

Dans cette partie du Jebel Sumeini, ce membre a une épaisseur d'environ 50 mètres, il est composé par des radiolarites vertes et des calcaires à Daonelles indiquant un âge Ladinien.

3.4 - MEMBRE F DE LA FORMATION DE MAQAM

Ce membre est également présent dans cette partie du Jebel Sumeini, il est composé par une série d'environ 100 mètres de calcaires gris à rares turbidites, de marnes, de calcaires à *Aulacoceras*, de calcaires jaunâtres et de niveaux bréchiques remaniant des blocs de calcaires récifaux et des blocs de calcaires jaunes rouges à *Heterastridium* et ammonioïdés. La faune de ces niveaux et en particulier les *Heterastridium* indiquent un âge Norien pour ces dépôts.

3.5 - CONCLUSIONS SUR LA FORMATION DE MAQAM

Cette formation est caractérisée par une série de plus de 1600 mètres d'épaisseur de sédiments de pente. Les dépôts débutent donc dès le Murgabien (au minimum) dans un environnement de plate-forme externe relativement profond qui va subsider durant tout le Permien terminal et le Trias comme en témoignent les faciès de pentes puis les faciès radiolaritiques du membre E de cette formation. Ce n'est que dans le Norien (âge minimum) que des résédiments récifaux vont être introduits dans ces environnements de pente, ils sont vraisemblablement les témoins de la période régressive enregistrée à la limite Trias Jurassique provoquant l'exondaison de la plate-forme arabe.

Les courbes de subsidence que nous avons tentés de faire sur des faciès dont la profondeur n'est pas facile à estimer, nous indiquent des taux d'extension crustale plus faibles que l'extension sous-crustale (chap. 9). Ce phénomène est caractéristique des marges flexurales, qui vont sous l'influence de la montée asymétrique de la lithosphère, avoir tendance à développer, dans un premier temps, une extension sous crustale importante.

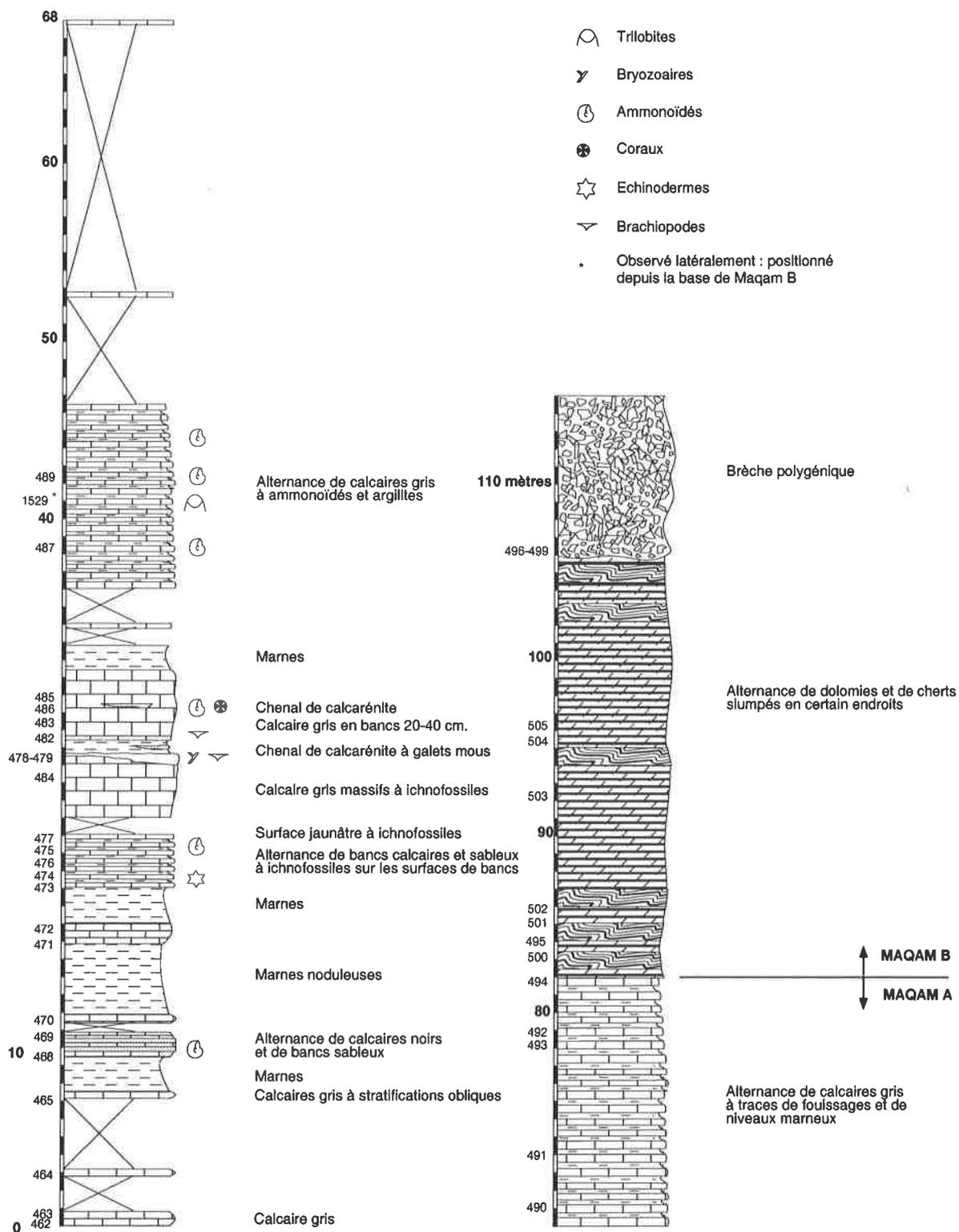


Figure 29 : Coupe lithologique de la Formation de Maqam.

CHAPITRE 4 - LE GROUPE D'AL BUDA'AH

4.1 - INTRODUCTION

Le Groupe d'Al Buda'ah défini dans ce travail, est inclus dans les "*Oman Exotics*" de Glennie *et al.* (1974) et dans le Groupe de Kawr de Béchenec (1988). Ce dernier avait été défini selon un critère tectonostratigraphique. Il était composé de quatre formations, représentées par des carbonates de plate-forme, chevauchées par et chevauchants, les unités pélagiques du bassin d'Hawasina:

- La Formation de Ba'id (également orthographié Baid) d'âge Permien supérieur
- La Formation de Misfah d'âge Triasique
- La Formation de Nadan d'âge Tithonique supérieur - Berriasien
- La Formation de Safil d'âge Cénomaniens inf. - Turonien moyen

Les recherches effectuées sur le terrain ont montré que la lithologie ainsi que la position structurale de la Formation de Ba'id différaient suffisamment des Formations de Misfah, Nadan et Safil, pour l'exclure du Groupe de Kawr, et créer le nouveau Groupe d'Al Buda'ah (tab. 2), tiré du nom du petit village se situant dans le Wadi Ta'yin, au sud-ouest des affleurements de Ba'id.

Ce nouveau groupe est typiquement représenté par une série de carbonates de plate-forme permien supérieur (Formation de Ba'id) surmontés de calcaires pélagiques rouges d'âge Triasique de faciès Hallstatt (Membre inférieur de la Formation d'Alwa), par des faciès Ammonitico-Rosso d'âge Triasique à Jurassique inférieur (Membre supérieur de la Formation d'Alwa) et enfin, par des calcaires pélagiques de type Calcari ad Aptici d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur (formation de Ta'yin).

Ce Travail		Béchenec (1988)		Glennie & al. (1974)
Groupe de Kawr	Fm de Safil	Groupe de Kawr	Fm de Safil	Fm de Nadan
	Fm de Nadan		Fm de Nadan	
	Fm de Fatah			
	Fm de Misfah		membre carbonaté supérieur	
	Fm de Subayb		Fm de Misfah	
	unité volcanique de Misfah		membre volcanique inférieur	
Groupe d'Al Buda'ah	fm de Ta'yin	Groupe de Kawr		"OMAN EXOTICS"
	membre supérieur			
	Fm d'Alwa			
	membre inférieur			
Fm de Ba'id		membre carbonaté supérieur		
		Fm de Ba'id	membre volcanique inférieur	

Tableau 2: Équivalences entre les Groupes d'Al Buda'ah et Kawr défini dans ce travail avec le Groupe de Kawr défini par Béchenec (1988) et les "Oman Exotics" de Glennie *et al.* (1974)

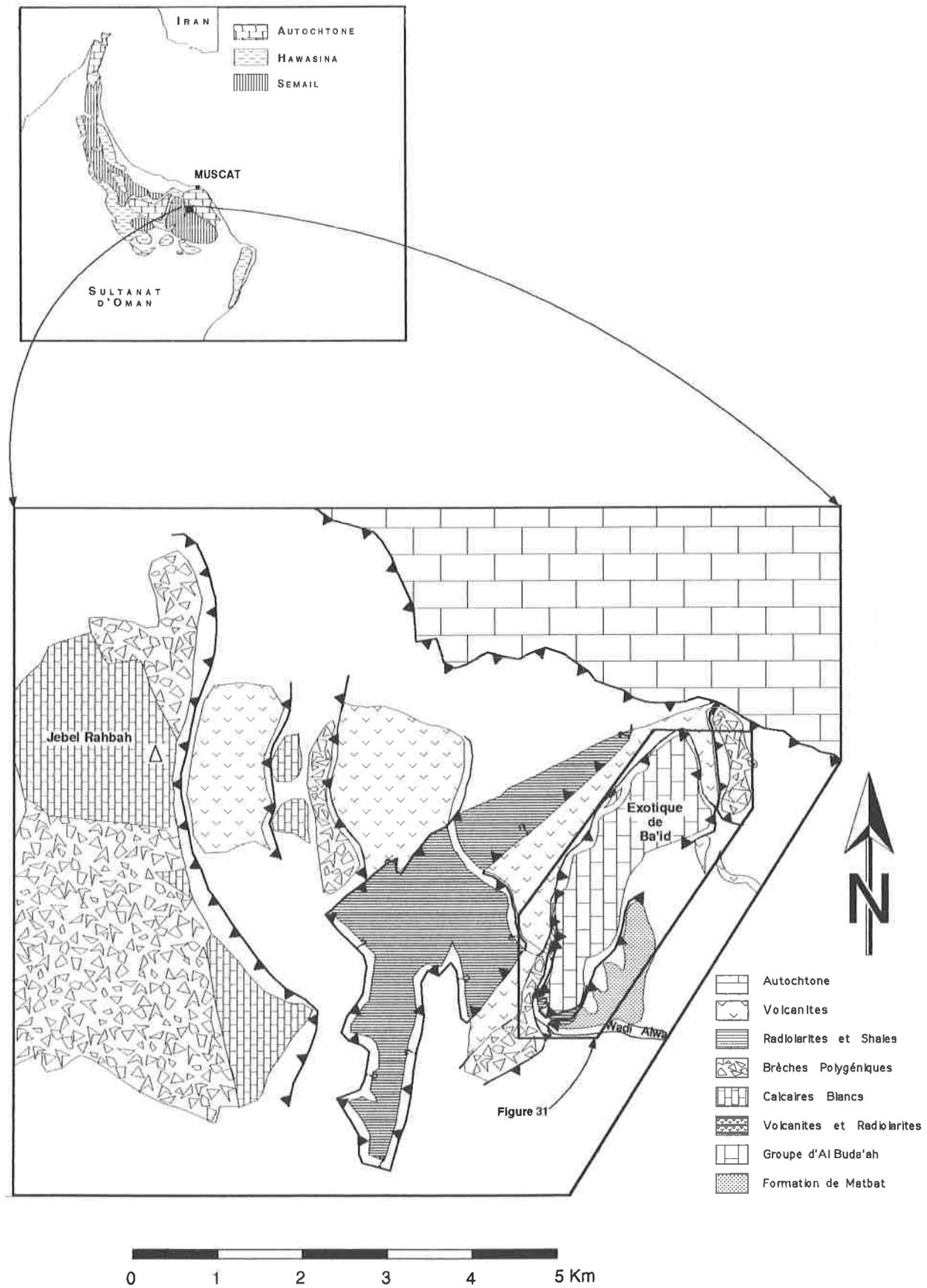


Figure 30: Localisation des affleurements du Groupe d'Al Buda'ah et carte géologique simplifiée de la région de l'exotique de Ba'id

LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS

Situés environ cinquante kilomètres au sud de Muscat (fig. 30) (Feuille Fanjah; Villey *et al.*, 1986), les affleurements du Groupe d'Al Buda'ah (Glennie *et al.*, 1974 ; Béchenec, 1988) ont été assimilés par ces auteurs à des exotiques reflétant un reste de plate-forme permienne au large de la marge sud Néotéthysienne, au-delà du bassin d'Hamrat Duru (fig. 3) ou à des exotiques reflétant des entités de types atolls par Glennie *et al.* (1974) et Bernoulli *et al.* (1987 & 1989). Ce groupe n'affleure que dans la partie septentrionale de la fenêtre tectonique de Ba'id où il a été défini.

La figure 30 donne une idée de l'extrême complexité de l'assemblage tectonique dans cette région qui est composé par un empilement d'unités stratigraphiques dont l'ordre n'est pas toujours aisé à comprendre.

Sous le Groupe d'Al Buda'ah la succession des unités est représentée de bas en haut par (fig. 30-31):

- 1 - Une série de volcanites de quelques centaines de mètres d'épaisseur, présentes dans les parties nord et nord-est de l'exotique, caractérisées par des tuffites et des volcanites massives.
- 2a - Au nord-ouest et au nord-est du Wadi Alwa les volcanites sont chevauchées par des radiolarites d'âge Aptien-Cénomanién (fig. 30).
 - Ech. 1675 - *Stichomitra communis* Squinabol, *Pseudodictyomitra cf. lodogaensis* Pessagno, *Sethocapsa cf. simplex* Taketani, *Mita* sp., *Xitus* sp. (Déterminations Spela Gorican)
- 2b - Dans le Wadi Alwa, au nord de l'exotique de Ba'id, et au sud des volcanites (1), un chevauchement les met en contact avec une série de brèches (Formation de Rahbah) d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Ces brèches sont composées de blocs décimétriques à plurimétriques de carbonates de plate-forme permien, de calcaires triasiques pélagiques en faciès Hallstatt, et de radiolarites d'âge indéterminées.
- 3 - Ces dernières (2b) sont également en contact tectonique avec l'unité sus-jacente, composée par une séquence d'environ 50 mètres de basaltes en coussins et tuffites associées à des radiolarites d'âge Berriasien à Barrémien.
 - Ech. 28 - *Mirifusus diana* (Karrer), *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Pseudodictyomitra puga* (Schaaf), *Hemicryptocapsa capita* Tan, *Sethocapsa uterculus* (Parona), (Déterminations Spela Gorican).
 - Ech. 987 - *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Parvincingula cf. usotanensis* Tumanda, *Cryptamphorella* sp. (Déterminations Spela Gorican)
- 4 - C'est sur cette série d'écaillés tectoniques discontinues que repose le Groupe d'Al Buda'ah.
- 5 - Le Groupe d'Al Buda'ah est à son tour chevauché par une série de turbidites calcaires et siliciclastiques typique de la Formation de Matbat (Villey *et al.*, 1986) qui repose, latéralement, directement sur les brèches du Jebel Rahbah.

4.2 - LA FORMATION DE BA'ID

4.2.1 - INTRODUCTION

La Formation de Ba'id (Bd) a originellement été décrite par Béchenec (1988) comme une série de carbonates de plate-forme d'âge Permien supérieur sédimentés en milieu infralittoral proximal à moyen ou médiolittoral. Elle comprenait également un membre inférieur (Bdv) constitué de basaltes et de basaltes en coussins. Sur la carte Fanjah 1/100 000 (Villey *et al.*, 1986c), cette dernière est également représentée par les séries de mégabrèches du Jebel Rahbah (chap 5.4.5).

Il est à noter que le contact stratigraphique entre les carbonates de plate-forme et les volcanites sous-jacentes, assimilées à l'unité de Ba'id, n'a jamais été observé, car il est toujours recouvert par une zone d'éboulis. Par contre la présence d'écaillés tectoniques entre les volcanites et les calcaires stratifiés à l'ouest de l'exotique démontre clairement l'allochtonie de Ba'id sur les volcanites (fig. 31). De plus les contacts entre les terrains volcaniques et sédimentaires sont habituellement progressifs. Les exemples fossiles comme l'exotique de Misfah et le Saih Hatat (chap. 1 & 7), et actuels comme l'atoll de Mururoa (Buigues *et al.*, 1992) montrent généralement des intercalations de sédiments dans les volcanites ou des niveaux volcano-sédimentaires dans les formations sédimentaires.

Il n'est par conséquent plus possible de conserver le membre inférieur de la Formation de Ba'id (Bdv), tel que défini par Béchenec (1988).

4.2.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Les affleurements de la Formation de Ba'id ne sont visibles que dans la fenêtre tectonique de Ba'id. Ils sont bien représentés sur la face nord de l'exotique. La section 1 (figure 31 et 32) est la plus épaisse; il est possible d'y observer une centaine de mètres de carbonates de plate-forme représentatifs des différents faciès de cette formation bien que partiellement dolomitisés dans la partie supérieure de la section.

4.2.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

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 "shallowing upward". L'épaisseur de cette série ne dépasse pas 100 m. Les corrélations d'un côté à l'autre de l'exotique sont difficiles, car une série de failles importantes sectionnent la montagne en compartiments (fig. 31). Les failles sont d'ailleurs très souvent marquées par des brèches remaniant les carbonates des différentes formations du Groupe d'Al Buda'ah; ce fait rend parfois difficile la distinction entre les brèches polygéniques de l'unité tectonique inférieure (Jebel Rahbah chap. 5.4.5) avec ces dernières, et peut dans certains cas créer des confusions (Blendinger, 1988). La figure 38 donne une idée de la géométrie d'un affleurement faiblement affecté par ce type de bréchification.

Les parties nord-ouest et sud-est de l'exotique sont affectées par une bréchification synsédimentaire et par une dolomitisation intense: quelques niveaux préservés de la diagenèse 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.

4.2.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure n'est pas connue, le chevauchement à la base de l'exotique nous empêche de reconnaître le substratum du Groupe d'Al Buda'ah.

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 sommet de la section 1 (fig. 31 & 32), le contact est particulièrement bien visible sur le "dip-slope" du sommet principal de l'exotique (planche 4, fig.1). Il est possible d'observer un contact particulièrement net entre les calcaires pélagiques rouges du membre inférieur de la Formation d'Alwa et les carbonates de plate-forme noirs, à fusulines, brachiopodes et rares ammonoidés de la Formation de Ba'id.

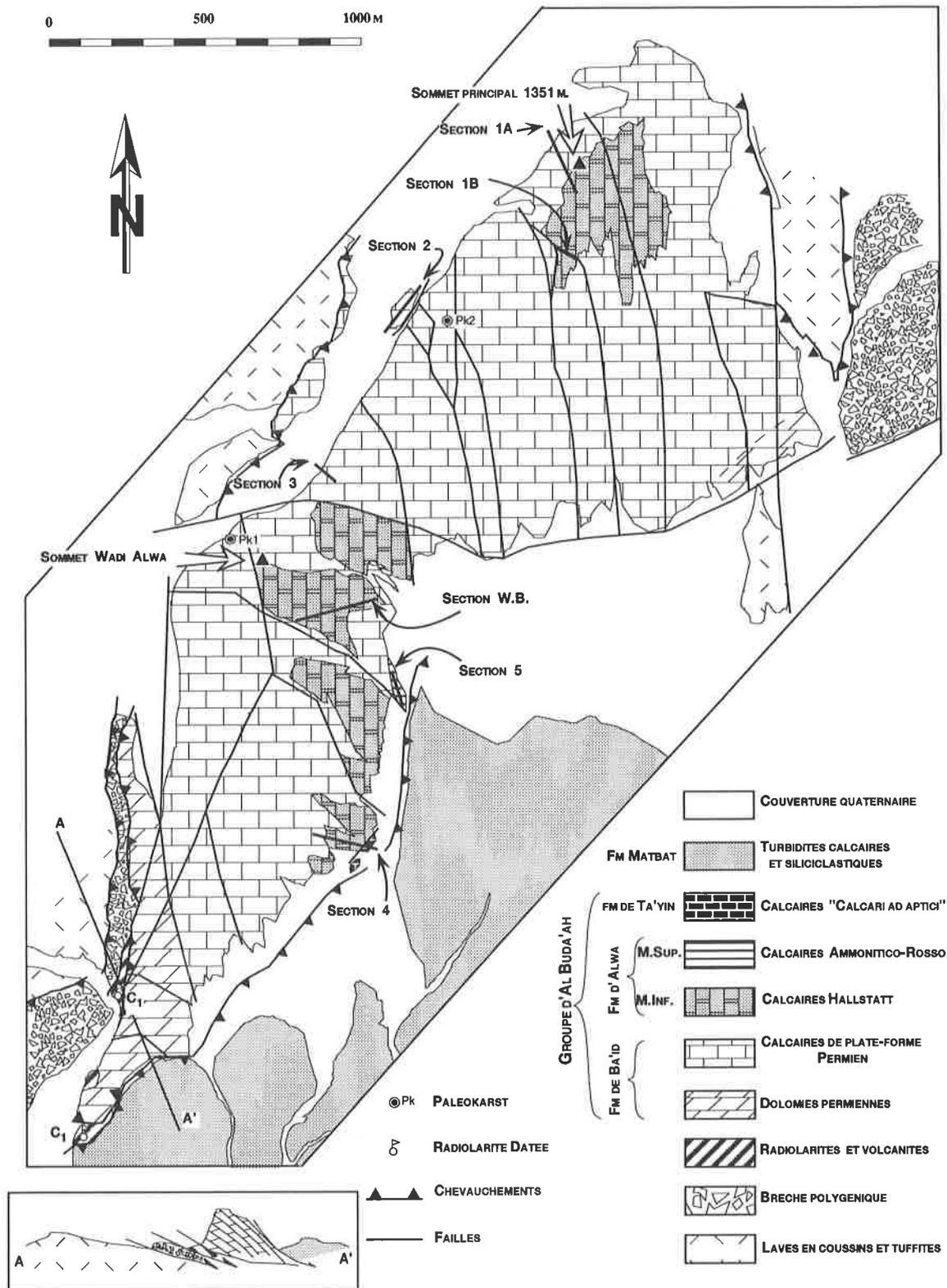


Figure 31 : Carte géologique de l'exotique de Ba'id.

4.2.5 - AGE

La microfaune abondante contenue dans les carbonates (cf. descriptions des coupes) nous permet d'attribuer un âge Murgabien à la partie inférieure de cette formation.

La présence de *Paraglobivalvulina* sp. et *Rectostipulina quadrata*, ainsi que l'absence de grandes fusulines dans la partie supérieure des coupes indiqueraient un âge Midien à Dzhulfien (Baghbani, 1992) pour les derniers niveaux de cette formation.

4.2.6 - COUPES DÉTAILLÉES

Section 1A

Cette coupe (fig. 31 & 32) située directement sous le sommet principal du flanc nord de l'exotique est constituée par une série de 100 mètres de calcaires noirs ou gris et de dolomies. Ils sont représentés par des dépôts cycliques à tendance "thinning upward" et à caractère régressif. De bas en haut les séquences montrent:

- 1 à 2 mètres de calcarénites grossières grises, à texture "grainstone", incluant des foraminifères, bivalves, coraux et oolithes.
- 20 à 50 centimètres de calcarénites noires plus fines, parfois granoclassées, à foraminifères, gastéropodes et débris de coraux, montrant une texture "grainstone" à "packstone" et parfois une forte bioturbation en sommet de banc.
- Banc de laminites alguaires dolomitisées noires de 10 à 20 centimètres d'épaisseur.
- Niveau carbonaté rouge de 1 à 15 centimètres d'épaisseur.

La biophase très abondante de ces niveaux indiquerait un âge Murgabien à Midien; elle est représentée par:

- *Langella* sp., *Pachyphloia* sp., *Geinitzina* sp., *Hemigordiopsis* sp., *Ichtyolaria* sp., *Nodosaria* sp., *Vermiporella* sp., *Hemigordius* sp., *Globivalvulina* sp., *Paleotextularia* sp., *Paraglobivalvulina* sp., *Dagmarita* sp., *Archaediscus* sp., *Bradyina* sp., *Mizzia* sp., *Reichelina* sp., *Nankinella* sp., *Minojapanella* sp., *Partisiana* sp., *Dunbarula* sp., *Staffella* sp., *Tetrataxis* sp., *Froncina* sp. (Dét. A.P.)

Les cinquante derniers mètres de la section sont passablement dolomitisés. Sur le sommet de l'exotique on peut voir, précédant directement les calcaires Hallstatt, quelques niveaux de calcaires gris à ammonoïdés inextractibles, gastéropodes et lamellibranches à texture "packstone" recristallisé; la biophase, qui indiquerait un âge Midien à Dzhulfien, est composée de :

- *Mizzia* sp. et *Staffella* sp. accompagnés de *Tetrataxis* gr. *planulata*, *Dagmarita* sp., *Paraglobivalvulina* sp., *Hemigordius* sp., (Dét. A.P.).

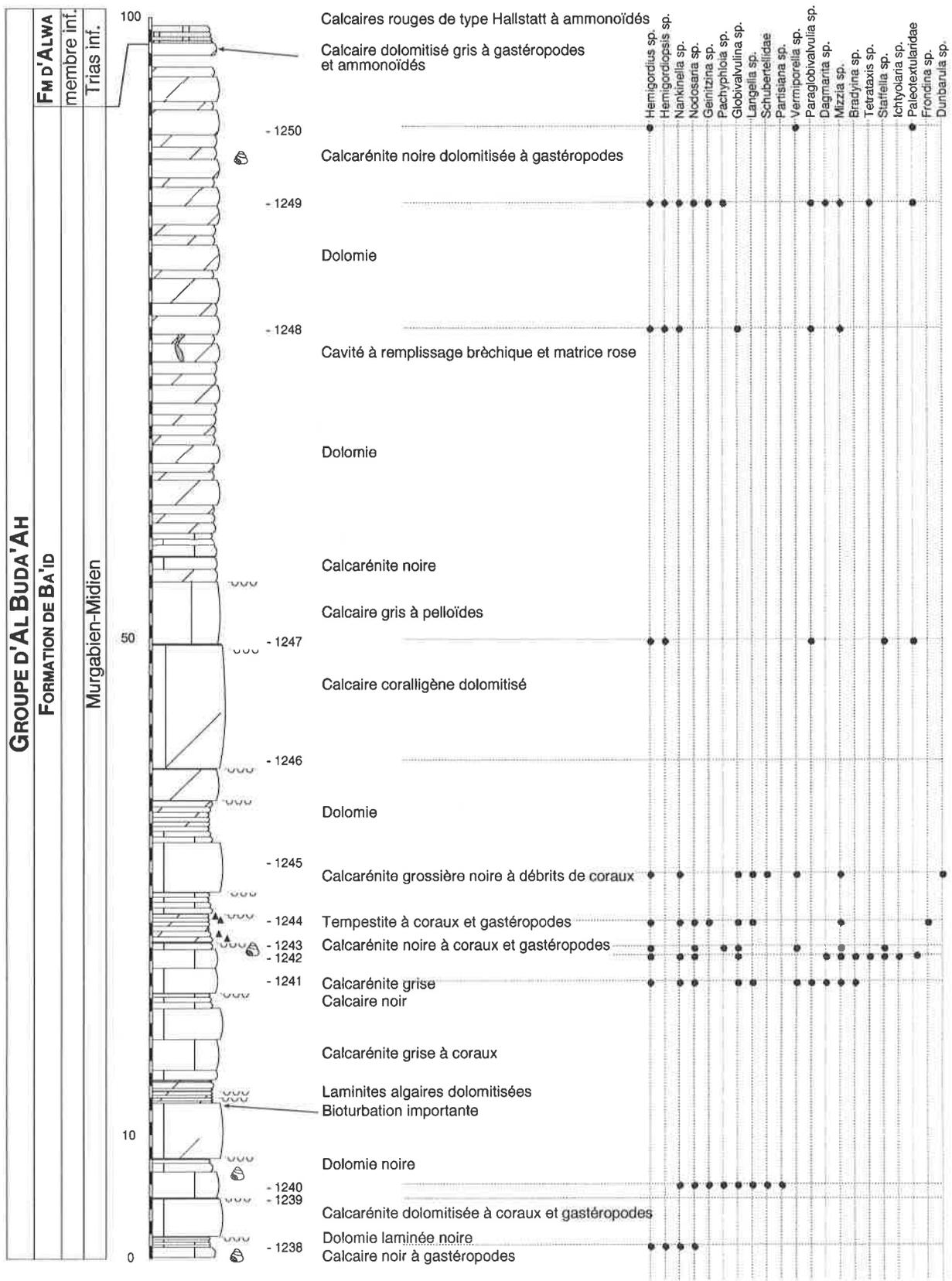


Figure 32 : Coupe lithologique de la Fromation de Ba'id : Section 1 (voir fig. 31 pour localisation).

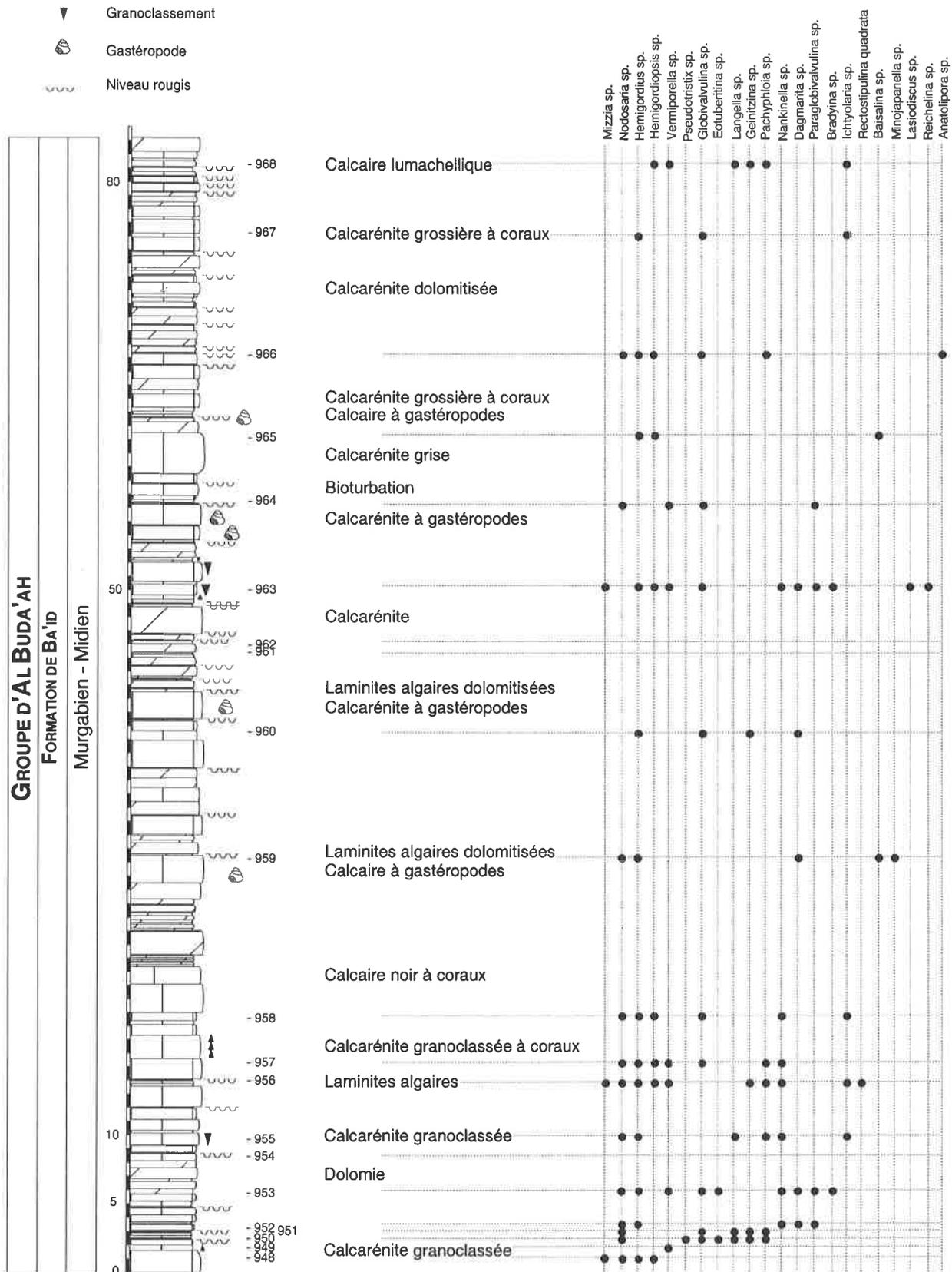


Figure 33 : Coupe lithologique de la Formation de Ba'id : Section 2 (voir fig. 31 pour localisation).

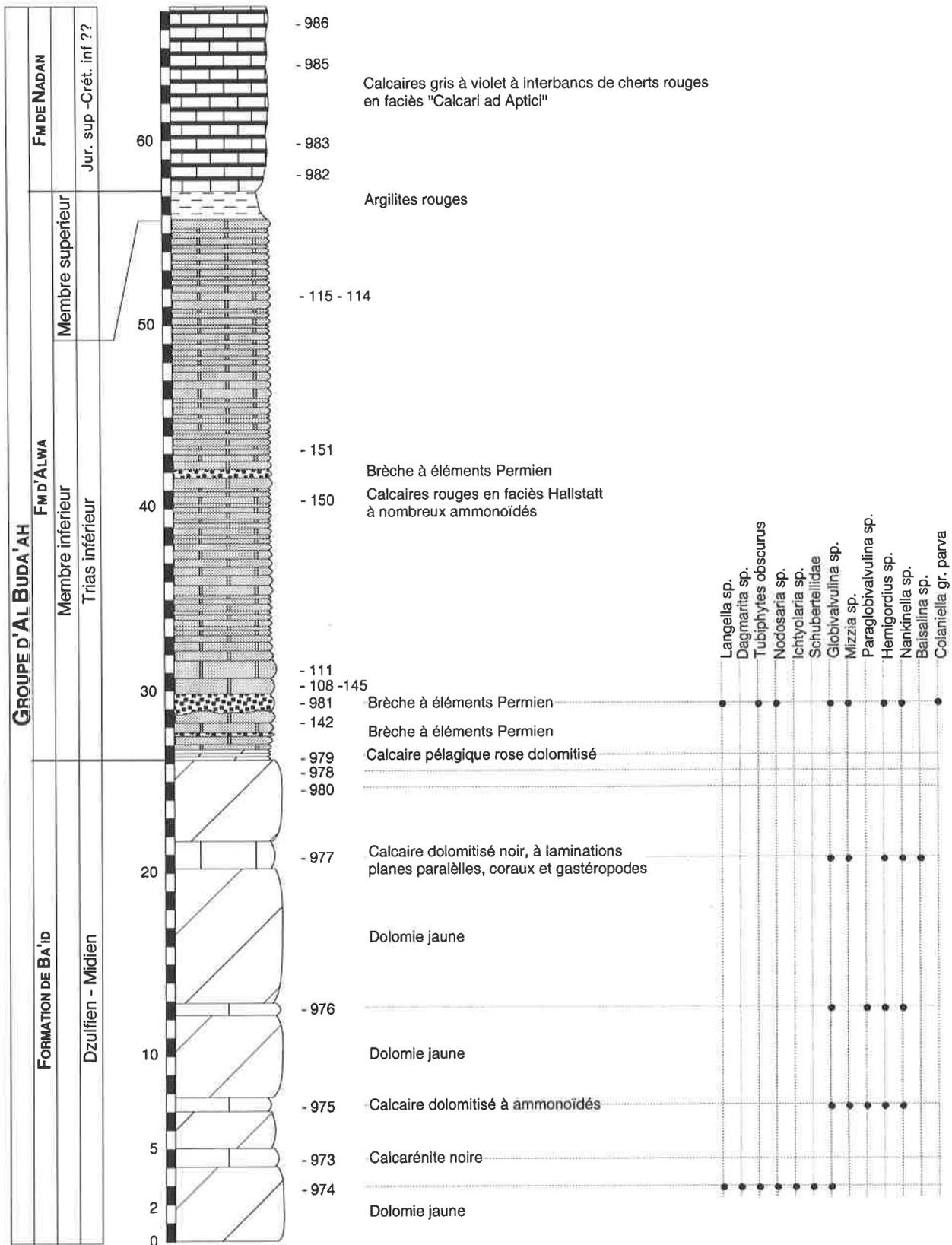


Figure 34 : Coupe lithologique du Groupe d'Al Buda'ah : Section 4 (voir fig 31 pour localisation)

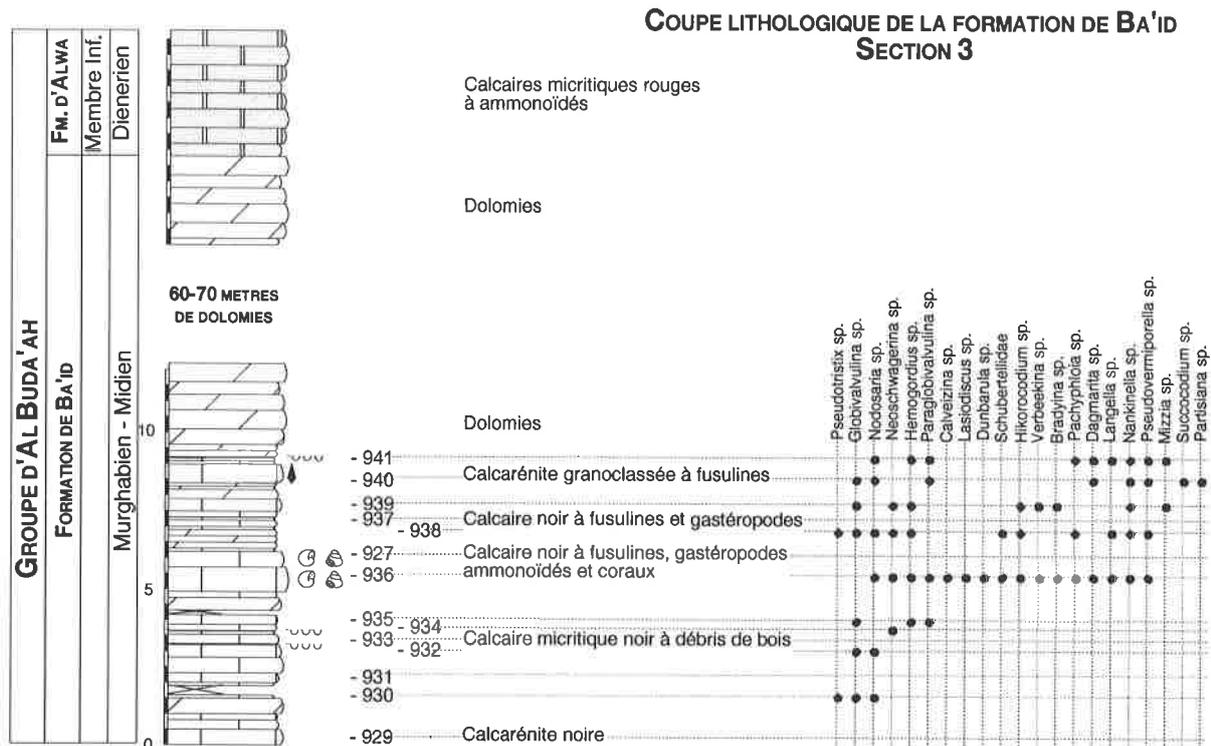


Figure 35: Coupe lithologique de la Formation de Ba'id : Section 3 (voir fig. 31 pour localisation).

Section 2

Située quelques centaines de mètres plus à l'ouest de la précédente, cette coupe (fig. 31 & 33), de 80 mètres d'épaisseur est déconnectée de l'exotique par une faille normale. Elle est composée d'une série monotone de calcaires gris et dolomies jaunâtres, déposés en cycles de 20 cm à 5 mètres d'épaisseur généralement "thinning upward" se terminant par des niveaux carbonatés rouges centimétriques à décimétriques. Ces niveaux marquent des épisodes émerifs ou sub-émersifs, ils peuvent "colorer" les calcaires sous-jacents sur une dizaine de centimètres d'épaisseur. Ils sont localement soulignés par la présence d'une intense bioturbation, ainsi que par la présence de ciments phréatiques dans les bancs situés directement en dessous. La biophase des calcaires gris est très abondante, elle indique un âge Murgabien supérieur à Dzhulfien, et est représentée par:

- *Langella* sp., *Pachyphloia* sp., *Geinitzina* sp., *Hemigordius* sp., *Ichtyolaria* sp., *Nodosaria* sp., *Vermiporella* sp., *Hemigordius* sp., *Globivalvulina* sp., *Paleotextularia* sp., *Paraglobivalvulina* sp., *Dagmaria chanakchiensis*, *Archaeodiscus* sp., *Bradyina* sp., *Mizzia* sp., *Reichelina* sp., *Lasiodiscus* sp., *Nankinella* sp., *Baisalina* sp., *Minojapanella* sp.?, *Partisiana* sp., (Dét. A.P.).

On peut également noter la présence abondante de gastéropodes et de débris de coraux.

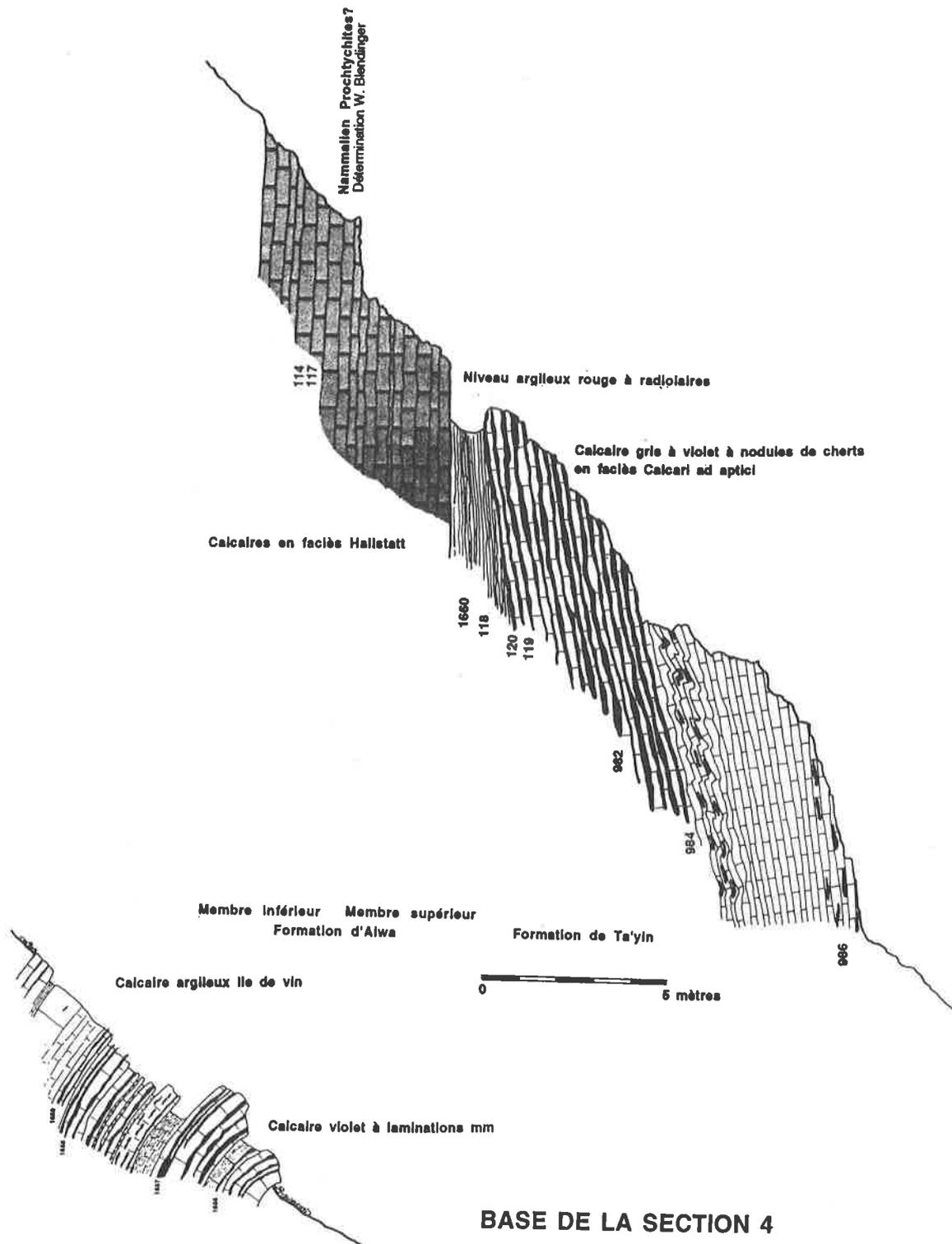


Figure 36: Lithologie de la formation de Ta'yin à la base de la Section 4 (voir fig. 31 pour localisation).

Section 3

Cette coupe (fig. 31 & 35) se situe à la base de la face nord de l'exotique environ 300 mètres au nord-est du sommet Wadi Alwa. Elle est composée, de bas en haut par :

- 3 mètres de calcaires noirs en bancs de 20 à 40 cm à texture "packstone"- "wackestone", comportant de rares grains de quartz et exceptionnellement de zircon (\varnothing 0.2 mm). L'étude des quartz au microscope électronique à balayage n'a pas permis de déterminer l'origine des grains détritiques (éolien ou marin). La biophase du Permien supérieur est composée de
 - *Archaeodiscus* sp., *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp., *Mizzia*, coraux, lamellibranches, (Dét. A.P.)
- 0.03 mètre niveau carbonaté rouge
- 0.4 mètre de calcaire micritique noir dolomitisé à texture "packstone"- "wackestone" en bancs de 10 cm.
- 0,01 mètre niveau carbonaté rouge
- 5 mètres de calcaire noir en bancs de 0.1 à 1 mètres à texture "grainstone" montrant parfois un granoclassement normal à "wackestone"- "packstone". La biophase Murgabien supérieur de ces niveaux, très riche, est représentée par :
 - *Hemigordius* sp., *Paraglobivalvulina* sp., *Globivalvulina* sp., *Calveizina* sp., *Pachyphloia* sp., *Nodosaria* sp., *Dagmarita chanakchiensis*, *Bradyina* sp., *Dunbarula* sp., *Minojapanella* sp., *Neoschwagerina* sp., *Lasiodiscus* sp.?, *Verbeekina* sp., *Langella* sp., *Pseudovermiporella* sp., *Pseudostritix* sp., *Nankinella* sp., *Paleotextularia* sp., *Hikorocodium* ?, *Mizzia* sp., (Dét. A.P.).

Il faut noter la présence de quelques gastéropodes et coraux, ainsi que de deux niveaux riches en ammonoïdés non extractibles.

- 0.01 mètre niveau rouge
- ~ 40-50 mètres de dolomies jaunâtres en bancs de 0.1 à 2 mètres

Section 4A

La limite entre les calcaires permien et les Hallstatt est généralement soulignée par une importante dolomitisation des couches, qui rend les déterminations d'âge et de faciès très aléatoires. Néanmoins dans la partie sud-ouest nous avons levé une coupe permettant d'observer les 30 derniers mètres des calcaires de plate-forme permien partiellement préservés de la dolomitisation (fig. 31 & 34). La biophase de ces niveaux est représentée par d'abondants foraminifères. La présence de *Paraglobivalvulina* sp. et *Rectostipulina quadrata*, ainsi que l'absence de grands foraminifères de type *Neoschwagerina* plaident pour un âge Dzhulfien:

- *Langella* sp., *Pachyphloia* sp., *Geinitzina* sp., *Hemigordiopsis* sp., *Ichtyolaria* sp., *Nodosaria* sp., *Vermiporella* sp., *Hemigordius* sp., *Globivalvulina* sp., *Paraglobivalvulina* sp., *Dagmarita chanakchiensis*, *Archaeodiscus* sp., *Bradyina* sp., *Mizzia* sp., *Reichelina* sp., *Lasiodiscus* sp., *Nankinella* sp., *Baisalina* sp., *Staffella* sp., *Froncina* sp., *Rectostipulina quadrata*, ainsi que des débris de coraux et gastéropodes. (Dét. A.P.)

Le passage entre les calcaires de plate-forme et les calcaires Hallstatt se fait dans une zone de dolomies jaune-rouge dont l'épaisseur varie de 2 à 5 mètres.

4.2.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Du point de vue des environnements, les carbonates montrent des séquences régressives avec des fins de cycles sub-émersives. Ils représentent des milieux de sédimentations infralittoraux plus ou moins proximaux. La présence exceptionnelle d'un niveau à ammonoïdés dans la section 3 indique la proximité de la mer ouverte.

Il faut également mentionner la présence de paléokarsts métriques au sein de la Formation de Ba'id (fig. 31). Ces derniers ont pu être observés en plusieurs endroits, quelques mètres, ou quelques dizaines de mètres sous les carbonates pélagiques de la Formation d'Alwa.

- Le premier (Pk1 fig. 2), est représenté par un volume métrique comblé à la base par un plancher stalagmitique, recouvert d'une microbrèche de calcaire microsparitique rosée remaniant des clastes de l'encaissant. La partie supérieure est composée d'un ciment calcitique à cristaux centimétriques.
- Le second (Pk2 fig. 2), est composé d'un volume métrique rempli par des niveaux finement stratifiés de calcaires micritiques argileux? rouges.

Aucune faune n'a été découverte dans ces remplissages, y compris après des attaques acides. L'âge de la karstification n'est par conséquent pas connu, mais il ne faut pas exclure la possibilité d'une émergence à la fin du Permien, que l'on pourrait mettre en relation avec la régression majeure qui marqua cette époque.

4.3 - LA FORMATION D'ALWA

4.3.1 - INTRODUCTION

Cette formation, que nous définissons ici, a pourtant déjà été reconnue par Béchenec (1988) qui décrit "des calcaires gris clairs à ammonoïdés", puis par Blendinger (1988) qui a reconnu des blocs de calcaires à céphalopodes, et enfin par Tozer & Calon (1990) qui décrivent des blocs de calcaire Hallstatt. Le caractère stratifié de cette formation fût néanmoins découvert en 1988 par *Baud et al.* (1988) lors d'une mission de reconnaissance à Oman. Elle a été récemment étudiée en détail par Blendinger.

Le caractère stratifié et la présence systématique de ce faciès sur le sommet de la formation de Ba'id nous conduisent naturellement à créer une nouvelle formation car ce type de faciès se différencie nettement des unités sus et sous-jacentes.

La Formation d'Alwa est caractérisée par deux membres, distincts d'un point de vue faciès.

- Le membre inférieur est représenté par une série de carbonates rouges à céphalopodes pouvant atteindre 40-50 mètres d'épaisseur. Les faciès de ce membre sont de type Hallstatt.
- Le membre supérieur est représenté par des carbonates pélagiques rouges, noduleux et plus argileux, à céphalopodes, typiques des faciès Ammonitico-Rosso.

4.3.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La coupe de référence du membre inférieur est située environ 300 mètres sous le sommet ouest de l'exotique de Ba'id (sommet Wadi Alwa, figure 31). Cette coupe (section W.B. figure 31) a été étudiée en détail par Blendinger (in prep.) et Krystyn *et al.* (in prep.).

La coupe de référence du membre supérieur est située à la base sud de l'exotique de Ba'id (section 5 fig. 31 & 36).

Les autres affleurements laissant apparaître des témoins de cette formation sont nombreux sur toute la longueur de la chaîne des montagnes d'Oman. Ils apparaissent néanmoins toujours sous forme de blocs décimétriques à décamétriques, détachés de leur substratum, dans des brèches polygéniques.

Cette formation s'apparente aux carbonates d'Aquil (chap. 8.4.5) où il est possible d'observer une épaisse séquence stratigraphique de calcaires en faciès Hallstatt d'âge Norien (Blendinger, 1991), sur des blocs de carbonates de plate-forme Carnien inférieur et supérieur, en faciès récifal de type Wetterstein, et inclus dans le Groupe d'Al Aridh.

4.3.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

La coupe de référence sur le sommet de "Wadi Alwa" (section W.B. fig. 31) est représentée par une séquence stratigraphique entrecoupée de failles, l'épaisseur totale atteint environ 55 mètres.

4.3.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

Dans la région de Ba'id, le passage stratigraphique avec la Formation de Ba'id se fait de manière très franche. La base de la formation est définie par le premier niveau de calcaire micritique rouge sur les faciès de carbonate de plate-forme, généralement dolomitisé de la Formation de Ba'id (planche 4, fig. 1). Aussi bien le membre inférieur que le membre supérieur peuvent reposer directement sur la Formation de Ba'id.

Le sommet de la formation est marqué, localement, par l'apparition de faciès argileux à ammonites, généralement rencontré dans des poches. La base sud de l'exotique, à proximité de la section 5 (fig. 31), montre un faciès de type Ammonitico-Rosso, à passées gréseuses en "onlap" sur les membres sous-jacents daté Hettangien-Sinémurien (Blendinger, in prep.).

Le sommet de la Formation d'Alwa est marqué par l'apparition des calcaires à interbanes siliceux de type Calcari ad Aptici de la formation de Ta'yin.

4.3.5 - AGE

Dans la région de Ba'id, la base de la formation a été datée Dienerien grâce à la présence de *Girolecamites* découverte environ 6 mètres au-dessus des premiers bancs de calcaires pélagiques (Blendinger, in prep.). Le sommet de la séquence a été daté Carnien-Norien avec l'association faunistique suivante (Blendinger, in prep.): *Sajecoras*, *Monophylites*, *Clionites* et *Daonella*

La faune d'ammonoidés du membre supérieur de la Formation d'Alwa indique des âges qui s'étendent du Carnien supérieur au Norien supérieur.

Les poches d'Ammonitico-Rosso, du membre supérieur, visibles localement au sommet de la Formation d'Alwa ont livré des faunes d'ammonites indiquant un âge Hettangien-Sinémurien (Léopold Krystyn)

4.3.6 - COUPES DÉTAILLÉES

Section W.B.

La coupe de référence a été étudiée en détail par Krystyn à l'aide des faunes d'ammonoidés et de conodontes. La section est composée de la base vers le sommet par :

- 23 mètres de calcaires rouges d'âge Dienerien.
- 11 mètres de calcaires rouges d'âge Smithien.
- une lacune sédimentaire du Spathien par condensation ou à cause d'une faille.
- 4 mètres de calcaires rouges d'âge Anisien.
- 11 mètres de calcaires rouges d'âge Ladinien.
- au minimum 3 mètres de calcaires rouges d'âge Carnien qui marquent la fin de la séquence continue.
- le Norien inférieur est représenté par 5-10 mètres de calcaires rouges bréchifiés.

Section 4

Cette coupe, d'environ 50 mètres d'épaisseur, décrite d'un point de vue sédimentologique et stratigraphique par Blendinger (in prep.) est la seule qui montre une séquence continue depuis la Formation de Ba'id à la formation de Ta'yin; elle est de surcroît riche en enregistrements sédimentaires tels que brèches, discordances angulaires (planche 4, fig. 2) et figures de sédimentation en tout genre. Localement, quelques décimètres ou quelques mètres au-dessus des premiers niveaux de Hallstatt, apparaissent des chenaux bréchiqes, décimétriques à métriques, remaniant des clastes de carbonate permien. Un de ces niveaux basal a livré, dans le ciment de la brèche, une *Colaniella gr. parva* "libre" classiquement attribuée au Midien supérieur-Dorashamien (Jenny-Deshusses & Baud, 1989). Un niveau de Hallstatt au-dessous de la brèche (Ech 142, fig. 34) ayant livré une faune de conodontes du Trias inférieur¹ permet d'exclure, au moins dans le cas de cet affleurement, l'existence de Hallstatt permien à Ba'id. Cette *Colaniella* (qui n'a jamais été observée dans la Formation de Ba'id) démontre que les sédiments permien n'étaient pas totalement indurés au Trias inférieur. Les brèches, en tant que marqueurs, permettent également de reconstituer la paléomorphologie (fig. 37) en blocs basculés limités par des failles normales à rejet métrique et à vergence sud-ouest.

La faune des conodontes (Déterminations Léopold Krystyn) est représentée par:

éch. 150 - Ellisonia sp. qui indique un âge Permien-Trias inférieur.

éch. 113, 114, 115, 145 - Neospathodus cf. waageni Sweet du Trias inférieur.

éch. 142, 151 - Neospathodus cf. discretus Müller du Trias inférieur.

éch 108, 111 - Neospathodus waageni Sweet du Smithien.

Dans la partie est de la section (fig 37) une poche d'ammonoidés du permien supérieur met en évidence la présence d'un contact tectonique, sans doute lié au chevauchement majeur observé en contre-bas de la section (fig. 31).

Section 5

Cette section d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, montre des faciès caractéristiques du membre supérieur de la Formation d'Alwa. Ils sont constitués de calcaires noduleux et argileux gris, roses ou violets, les quelques ammonoidés corrodés découvertes, indiquent des âges s'échelonnant du Carnien supérieur au Norien supérieur.

La partie sommitale de la section 5, datée Hettangien, a la particularité de contenir quelques petites lamines de résédiments quartzitiques reposant en "onlap" sur les Ammonitico-Rosso.

4.3.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Les faciès pélagiques de cette formation contrastent fortement avec les faciès sub-émersifs à émersifs de la formation sous-jacente, ils ne peuvent être expliqués qu'avec une élévation rapide du niveau marin, probablement accompagnée d'une subsidence du substratum (sans connotation génétique). La profondeur de sédimentation devait vraisemblablement être sous la zone photique, sans quoi, nous aurions assisté, à une reprise de la sédimentation carbonatée de plate-forme. La présence de niveaux bréchiqes remaniant des clastes de carbonates permien à la base de la section 4 montre que cette unité subissait les "contrecoups" d'un événement tectonique marqué par la présence de failles normales au sein des Hallstatt (fig. 37), ainsi que par la présence de fissures métriques remplies de calcaires Hallstatt dans certains blocs du Jebel Rahbah (Blendinger, 1988) .

Ce faciès indique un milieu bathyal, proche de la limite de compensation de l'aragonite. Il prouve que la subsidence commencée au Trias inférieur a continué jusqu'à cette époque. Le détritisme terrigène (Hettangien) observé sur les séries pélagiques, bien que minime, implique une source terrigène relativement proche.

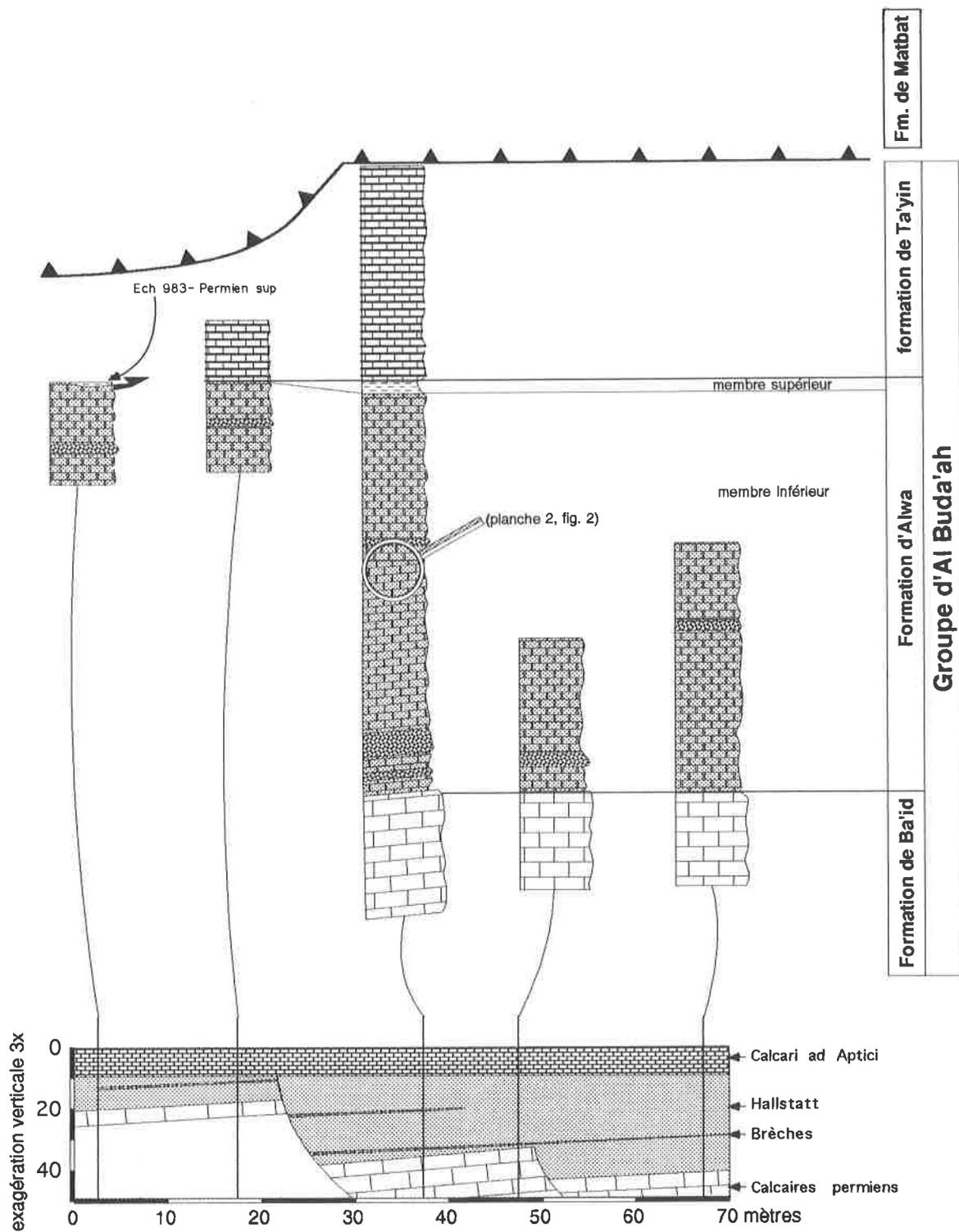


Figure 37 : Tentative de reconstruction de la morphologie du Groupe d'Al Buda'ah.

SE

NW

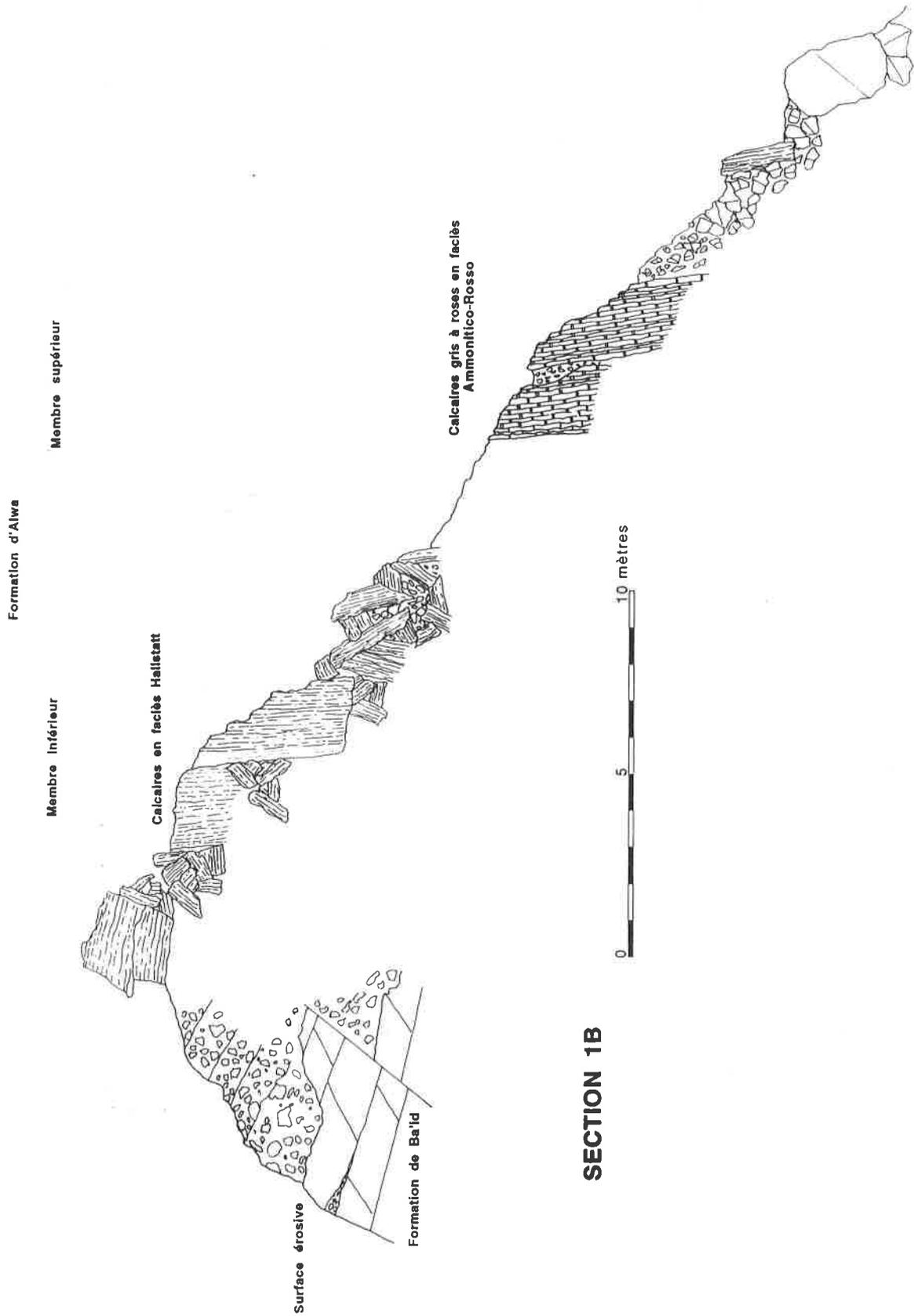


Figure 38: Morphologie des affleurements des Formation d'Alwa et de Ta'yin dans des zones faillées. Section 1B (voir fig. 31 pour localisation).

4.4- LA FORMATION DE TA'YIN

4.4.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS.

Cette nouvelle formation, décrite ici de manière informelle, n'est visible que dans la partie sud de l'exotique de Ba'id; elle a été reconnue en continuité avec la section 4 (fig. 31 & 36), malgré un petit chevauchement causé par l'accident tectonique majeur mettant en contact le Groupe d'Al Buda'ah avec les turbidites de la Formation de Matbat (fig. 31). Elle n'a jamais été décrite, bien que déjà reconnue (Stampfli *et al.*, 1991 ; Blendinger, in prep.).

Cette formation est identique à la Formation de Nadan décrite par Glennie (1974) puis par Béchenec (1988) sur l'exotique triasique de Kawr (feuille Rustaq; (Beurrier *et al.*, 1986b)).

4.4.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Sur l'exotique de Ba'id, cette formation est composée d'une séquence de calcaires lithographiques gris roses, en bancs réguliers de 5 à 20 centimètres, associés à des cherts rouges ocres, dont l'épaisseur maximum observable atteint 8-10 mètres à la base sud de l'exotique (section 4). Elle présente deux faciès de type "Calcari ad Aptici", où la séquence basale contient une proportion plus élevée en cherts que pour la partie supérieure.

4.4.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure est tronquée par un petit chevauchement qui la met en contact avec des argilites rouges à radiolaires.

La partie supérieure est inconnue.

4.4.4 - AGE

Quelques spécimens de radiolaires très mal préservés indiquent un âge probable Jurassique supérieur ou Crétacé inférieur.

4.4.5 - COUPE DÉTAILLÉE

Section 4C

(fig. 36 & 37).

- calcaires Hallstatt
- 0 à 1 mètre d'argilites rouges siliceuses à radiolaires inextractibles dans lesquelles passe un chevauchement mineur.
- 5 mètres de calcaires gris à violet, finement lités, à interbancs de cherts rouges.
- 3 mètres de calcaires gris en bancs de 3-5 cm à nodules de cherts.

Les bancs de cherts contiennent de nombreux fantômes de radiolaires mal préservés, exception faite de l'échantillon 985 qui a livré un spécimen de *P. amphitrepta* (Déterminations Spela Gorican)

4.4.6 - MILIEU DE DÉPÔT

Au Jurassique supérieur, la sédimentation devient partiellement siliceuse avec l'apparition des faciès Calcari ad Aptici; ils indiquent un milieu bathyal, proche de la limite de compensation de la calcite. La subsidence, commencée au Trias, continue donc jusqu'à cette époque.

4.5 - CONCLUSIONS SUR LE GROUPE D'AL BUDA'AH

En résumé il convient de distinguer clairement l'unité de Ba'id:

- caractérisée par une série de carbonate de plate-forme permien surmontée de calcaires pélagique du Trias (en faciès Hallstatt) et du Jurassique sup.- Crétacé inf. (en faciès Calcari ad Aptici),
- des mégabrèches observées sur le Jebel Rahbah (chap. 5.4.5).

L'histoire sédimentaire de cet exotique montre que la plate-forme carbonatée peu profonde, dont l'origine remonte au moins au Murgabien, a subi un ennoïement important et rapide entre le Permien sommital et le Trias inférieur, qui empêche la reprise d'une sédimentation carbonatée de plate-forme peu profonde.

Ainsi, le Dienerien est marqué par l'apparition d'une sédimentation pélagique carbonatée, caractérisée par des faciès Hallstatt. La sédimentation pélagique va se prolonger jusqu'au Norien, avec, dès le Carnien supérieur, une différenciation des milieux caractérisée par l'apparition locale de faciès Ammonitico-Rosso.

Cette différenciation est à mettre en relation avec une topographie marquée de l'exotique, où les faciès Ammonitico-Rosso se sédimentaient vraisemblablement dans des dépressions, par opposition aux calcaires Hallstatt qui se déposaient sur des hauts topographiques.

L'absence de progradation, de la plate-forme autochtone, sur ces sédiments depuis le Trias, implique une position paléogéographique relativement éloignée de la plate-forme, bien que vraisemblablement encore sur de la croûte continentale (fig. 120). En effet la position tectonique, dans un niveau structural inférieur de l'empilement des nappes Hawasina, suppose une position paléogéographique "proximale".

La bréchification observée dans les extrémités est et ouest de l'exotique, peut être comparée à celle qui affecte les exotiques du sud du Japon (par exemple l'exotique permien de Hakiyoshi; Sano & Kanmera, 1988). On peut y observer des méga-olistolithes de carbonates de plate forme ayant subi une bréchification aussi bien à l'échelle de la lame mince (bréchification sub en place) qu'à l'échelle de l'affleurement, avec notamment des surfaces de failles remarquablement bien définies aux bordures de chaque "bloc" (Sano & Kanmera, 1988). Cette bréchification de l'édifice carbonaté est attribuable à l'effondrement de ces derniers lors de leur passage sur la flexure de la croûte océanique au front de la subduction (Sano & Kanmera, 1988). La présence d'injections de sédiments argileux dans des zones fracturées de l'exotique de Hakiyoshi (Japon) laisse également supposer que la collision du "seamount" avec le prisme d'accrétion est également à l'origine d'une importante bréchification.

En considérant que Ba'id était paléogéographiquement en bordure de marge, comme semble montrer sa position tectonique au sein de l'assemblage des nappes Hawasina, nous supposons que la flexuration de la marge passive omanaise sous les ophiolites de Semail, lors de la phase précoce de l'obduction, ainsi que l'insertion d'un haut topographique (en l'occurrence Ba'id) dans le prisme, aura provoqué la bréchification que l'on observe actuellement.

Ces informations conduisent à interpréter l'unité de Ba'id comme la partie haute d'un bloc basculé sur la bordure nord de la marge sud Néotéthysienne, et non comme un atoll comme proposé par Glennie *et al.* (1974), Pillecuit *et al.* (1990), Baud *et al.* (1993) et Marcoux *et al.* (1993) (fig. 120).

CHAPITRE 5 - LES RESÉDIMENTS DE CARBONATES DE PLATE-FORME PERMIENS DANS LES NAPPES HAWASINA

5.1 - INTRODUCTION

Une des particularités des nappes d'Hawasina est de présenter de nombreux affleurements de résédiments permien 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, rarement accompagnés de blocs décimétriques à plurimétriques de calcaires en faciès Hallstatt. Ces brèches reposent sur des volcanites et / ou radiolarites.

Ces faciès clastiques ont été répertoriés sur toute la longueur de la chaîne des Montagnes d'Oman; la plupart de ces affleurements ont été cartographiés comme appartenant à l'unité de Ba'id ou à la Formation d'Al Jil par les cartographes du BRGM (Béchenec *et al.*, 1986 ; Beurrier *et al.*, 1986b ; Beurrier *et al.*, 1986a ; de Gramont *et al.*, 1986 ; Hutin *et al.*, 1986 ; Le Métour *et al.*, 1986a ; Le Métour *et al.*, 1986b ; Minoux & Janjou, 1986 ; Petrol-Development-Oman-&-Elf-Oman, 1986 ; Rabu *et al.*, 1986 ; Villey *et al.*, 1986a ; Villey *et al.*, 1986b ; Villey *et al.*, 1986c ; Le Métour *et al.*, 1991 ; Roger *et al.*, 1991)

Cependant, suite aux investigations qui ont été menées dans un certain nombre d'affleurements, il convient de différencier trois types de brèches selon leur âge de sédimentation

- 1 - les brèches à éléments permien resédimentés au Permien supérieur.
- 2 - les brèches à blocs permien resédimentés au Trias.
- 3 - les brèches à blocs permien resédimentés au Crétacé inférieur.

5.2 - LES RESÉDIMENTS D'ÉLÉMENTS PERMIENS AU PERMIEN SUPÉRIEUR, ET LES ROCHES ASSOCIÉES

5.2.1 - INTRODUCTION

Cartographié tantôt en Formation de Al Jil ou Formation de Ba'id (Béchenec *et al.*, 1986 ; Beurrier *et al.*, 1986b ; Beurrier *et al.*, 1986a ; de Gramont *et al.*, 1986 ; Hutin *et al.*, 1986 ; Le Métour *et al.*, 1986a ; Le Métour *et al.*, 1986b ; Minoux & Janjou, 1986 ; Petrol-Development-Oman-&-Elf-Oman, 1986 ; Rabu *et al.*, 1986 ; Villey *et al.*, 1986a ; Villey *et al.*, 1986b ; Villey *et al.*, 1986c ; Le Métour *et al.*, 1991 ; Roger *et al.*, 1991), tantôt inclus dans le "Batain Mélange" sous la dénomination de "Limestone Megabreccia" (Shackleton *et al.*, 1990), ces affleurements (fig. 39) sont plus caractérisés par leur contexte que par leurs faciès, qui ne se distinguent que peu des autres résédiments cités dans les chapitres qui suivent. Seule une datation de la matrice de la brèche (non réalisée actuellement), ou celle des sédiments qui lui sont associés, permet de reconnaître l'appartenance à l'une ou l'autre de ces unités.

5.2.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Ces affleurements sont principalement représentés dans la partie centrale de la chaîne des montagnes d'Oman, entre Nackl et Mudaybi. Les affleurements du Wadi Wasit présentant une excellente vision de la succession des faciès peuvent être retenus comme localité de référence.

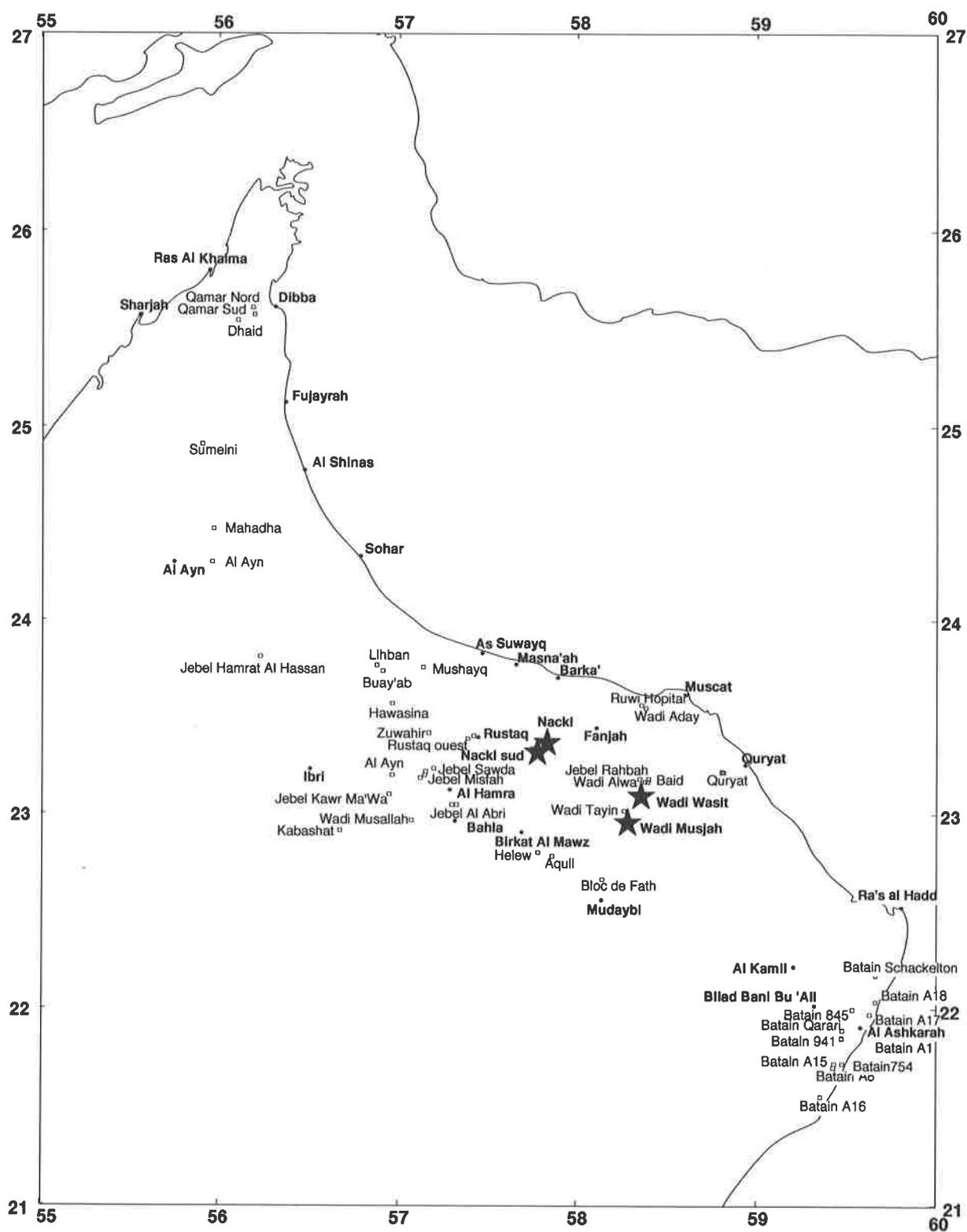


Figure 39 : Localisation des affleurements de brèches à éléments permienés résédimentés au Permien.

5.2.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Les affleurements ont tous la particularité de présenter des séries bréchiques à éléments exclusivement permien emballés dans des séries sédimentaires de bassin ou dans des séries volcano-sédimentaires qui se présentent sous forme de laves en coussins et tuffites. Les unités clastiques sont généralement cachettées par les dolomies ou des calcaires en plaquettes du Trias inférieur.

5.2.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure de ces séries volcano-sédimentaires n'est pas connue, elle correspond à des limites tectoniques.

La limite supérieure de ces faciès est caractérisée par l'apparition de calcaires dolomités en plaquettes ("Platy Limestone").

5.2.5 - AGE DU DÉPÔT

L'âge Permien supérieur (Murgabien-Dhzulfien) est indiqué par des faunes à ammonoïdés et foraminifères dans les séries sédimentaires associées à ces brèches.

5.2.6 - COUPES DÉTAILLÉES

Wadi Wasit

Dans la région de Ba'id (Feuille Fanja (Villey *et al.*, 1986c)), la coupe du Wadi Wasit se situe dans le Wadi du même nom, sur le bord de la route reliant le Wadi Ta'yin au Wadi Rahbah par une petite gorge escarpée dans laquelle coule un mince filet d'eau.

La région, et en particulier la localité du Wadi Wasit, a été décrite de nombreuses fois ce qui démontre l'importance de cet affleurement (Villey *et al.*, 1986c ; Blendinger, 1988 ; Baud *et al.*, 1990b ; Baud *et al.*, 1990a ; Blendinger, 1990a ; Blendinger & Flügel, 1990 ; Pillevuit *et al.*, 1990 ; Baud & Pillevuit, 1991 ; Pillevuit *et al.*, 1992 ; Weidlich *et al.*, 1993).

Cette localité se situe dans une fenêtre tectonique sous la nappe ophiolitique de Semail. Elle appartient à une écaille du bassin d'Hamrat Duru qui surmonte les brèches du Jebel Rahbah.

La coupe (fig. 40 & 41) de quelques centaines de mètres d'épaisseur est constituée de bas en haut par

- 80 mètres de basaltes en coussins, tuffites et brèches volcaniques comportant quelques rares bancs interstratifiés de cherts rouges montrant quelques fantômes de radiolaires (non extractibles).
- 30 mètres composés d'une alternance de brèches volcaniques granoclassées à radiolarites en interlits. Un chenal microbréchique nous a livré quelques ammonoïdés, bryozoaires et ostracodes du Murgabien.
- 35 mètres de pillows et tuffites.
- 45 mètres de calcaires rouges en plaquettes, de brèches volcaniques à éléments de calcaires de plate-forme resédimentés, ainsi que quelques niveaux de basaltes en coussins et radiolarites en interlits. Les blocs de carbonates de plate-forme nous ont livrés une microfaune très riche (planche 1), indiquant un âge probable Murgabien, comportant:
 - *Staffella* sp., *Neoendothyra* sp., *Marlingella* sp., *Climacammina* sp., *Reichelina* sp., *Nodosaria* sp., *Geinitzina* sp., *Eotuberitina reitlingi*, *Bradyina* sp., *Pachyphloia* sp., *Dagmarita chanakchiensis*, *Lasiodiscus* sp., *Boultonia* sp.?, *Pseudovermiporella nipp.*, *Tubiphytes obscurus.*, (Déterminations Catherine Jenny-Deshusses)

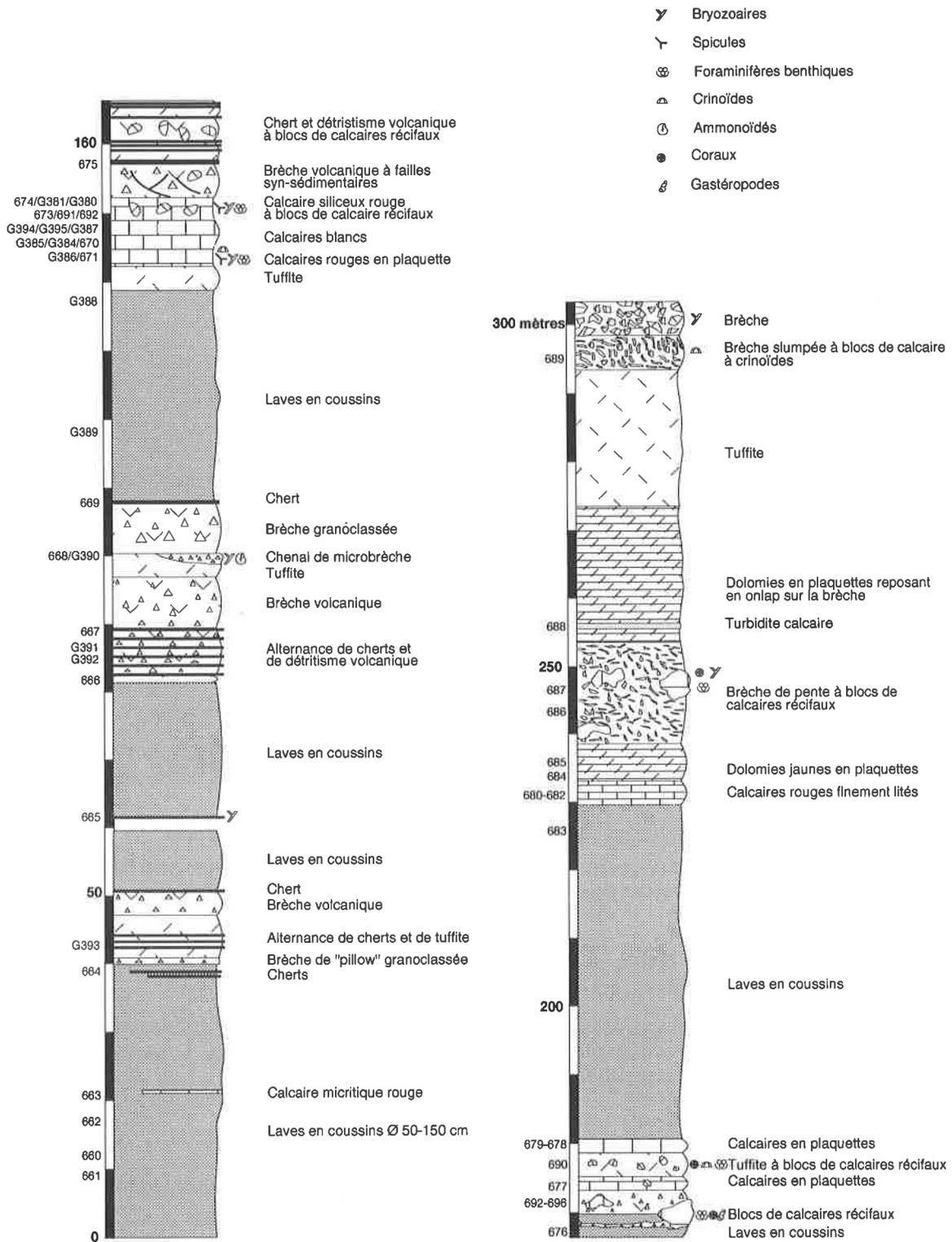


Figure 40 : Coupe lithologique du Wadi Wasit.

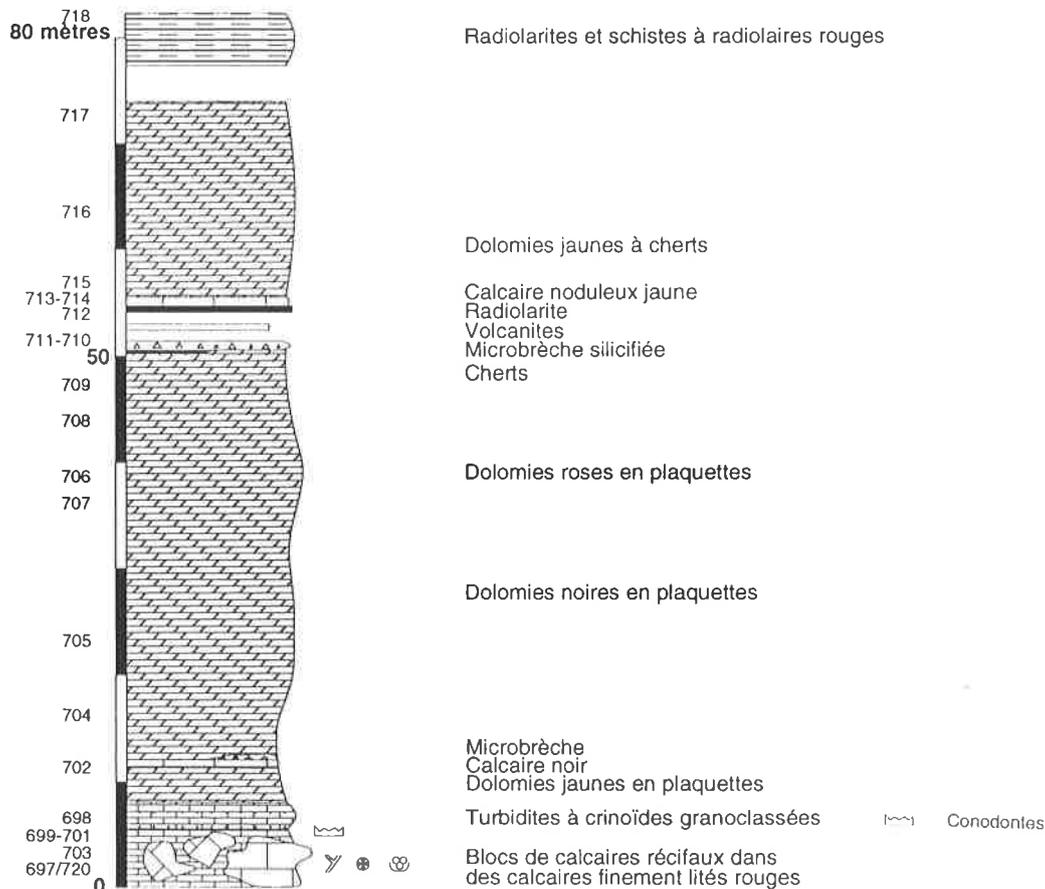


Figure 41: coupe lithologique du Wadi Wasit (partie supérieure)

- 50 mètres de pillows.
- 0.1 à 1 mètre de calcaire argileux rouge à ammonoïdés manganésifères du Permien supérieur (Murgabien) (Blendinger, 1988 ; Blendinger & Flügel, 1990 ; Baud & Pillevuit, 1991 ; Blendinger *et al.*, 1992).
- 15 mètres de calcaires rouges finement lités et calcaires en plaquettes jaunes.
- 15 mètres de brèches de pente à blocs de calcaires récifaux dont l'abondante faune de foraminifères nous indique un âge probable Murghuabien-Dzhulfien:

Globivalvulina sp., *Hemigordius sp.*, *Staffella sp.*, *Fronidina permica*, *Geinitzina sp.*, *Ichtyolaria latilimbata*, *Langella sp.*, *Dagmarita sp.*, *Tubiphytes obscurus.*, (Déterminations Catherine Jenny-Deshusses).

- 40 mètres de calcaires et dolomies en plaquettes (fig. 41) ayant livré à l'extrême base une faune de conodontes du Trias inférieur (Scythien, zone à *Kummeli*), (Déterminations Léopold Krystyn)

Géochimie

La chimie des roches volcaniques indique des compositions de basaltes à basaltes trachyandésitiques (fig. 42) dont l'origine intraplaque est attestée par les diagrammes TiO_2/Zr (fig.43) et V/Ti_{100} (fig. 44). Ces derniers sont également en accord avec les indications obtenues grâce au "spider" diagramme qui montre des enrichissements importants en éléments incompatibles Sr, K, Rb, Ba, Th, Nb, Ce, P, Zr et Hf ainsi que des valeurs normales ou appauvries pour les éléments Ti, Y, Cr et Ni (fig. 45A) caractéristiques de basaltes WPB (Pearce, 1982). La comparaison de ces valeurs normalisées avec les basaltes de plateau de la Mer Rouge (Coleman & Mc Guire, 1988) montrant un profil WPB (fig.45B), et les basaltes océaniques de la Mer Rouge (Altherr *et al.*, 1988) avec des profils caractéristiques de MORB (fig. 45C) laisserait supposer que l'origine du volcanisme du Wadi Wasit se situait encore sur

de la croûte continentale au Permien supérieur.

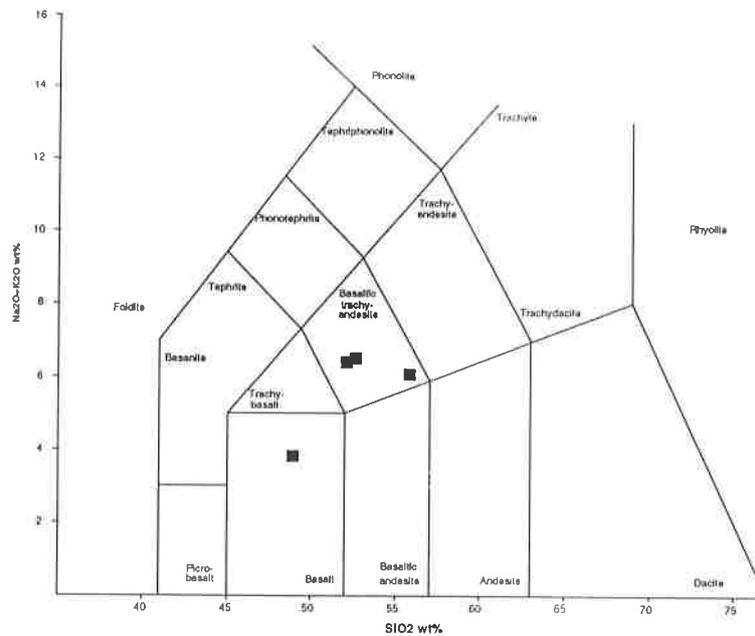


Figure 42: Diagramme TAS (Pearce & Cann, 1973) des roches volcaniques du Wadi Wasit.

Discussion

Cette coupe permet d'avoir une idée précise de l'environnement géodynamique du milieu au Permien supérieur. L'environnement sédimentaire, représenté par des brèches de pente ainsi que des calciturbidites remaniant des éléments de carbonate de plate-forme d'âge Permien supérieur permettent de conclure à une position paléogéographique proche de la marge omanaise (fig. 120). Les éléments des brèches ont été interprétés comme des résédiments provenant de l'exotique de Ba'id.

La géochimie effectuée dans les basaltes de cette coupe permet de conclure à un volcanisme de type intra-plaque caractérisé par des magmas relativement évolués (fig. 42). L'origine de ce volcanisme intra-plaque semble indiquer, par comparaison avec les séries ignées de la Mer Rouge (qui offre vraisemblablement une vision actualiste de ce qu'aurait pu être la Néotéthys au Permien supérieur), un contexte encore en rapport avec la croûte continentale: en effet la croûte océanique montre dès le début de l'océanisation des caractéristiques de MORB (Altherr *et al.*, 1988 ; Coleman & Mc Guire, 1988). Seule la présence de blocs de calcaires indiquant un âge Artinskien, reconnu par Weidlich *et al.* (1993), plus vieux que la plus vieille croûte océanique connue actuellement (d'âge Murgabien - Rustaq, chap. 6), permet de dire avec une relative certitude que les atolls permien présumés par certains auteurs (Glennie *et al.*, 1974 ; Pillevuit *et al.*, 1990 ; Baud & Pillevuit, 1991 ; Baud *et al.*, 1993 ; Marcoux *et al.*, 1993a ; Marcoux *et al.*, 1993b) ne sont en fait que des éléments de la marge omanaise.

Il est intéressant de noter la faible épaisseur de sédiments entre les niveaux de calcaires rouges à ammonioïdés du Murgabien et les calcaires en plaquettes de l'Induen (Scythien).

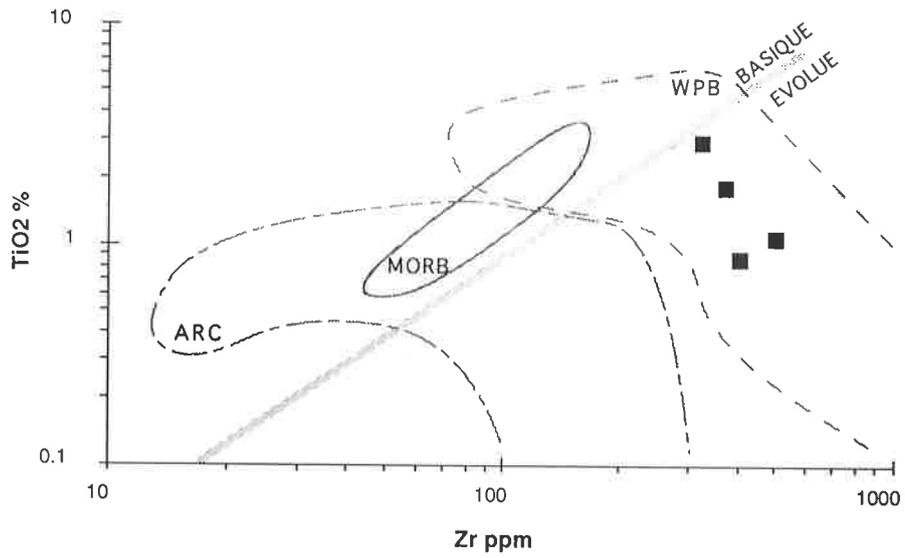


Figure 43: Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) indiquant une origine WPB pour les basaltes du Wadi Wasit.

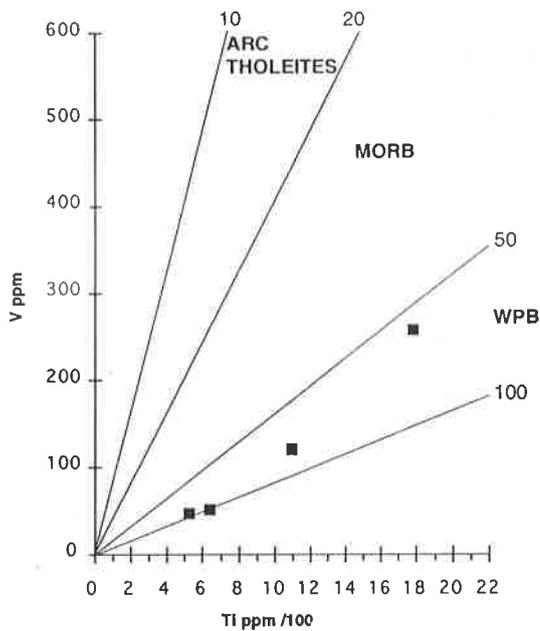


Figure 44: Rapport des éléments $V/Ti/100$ (Shervais, 1982) indiquant une origine WPB pour les basaltes permien du Wadi Wasit.

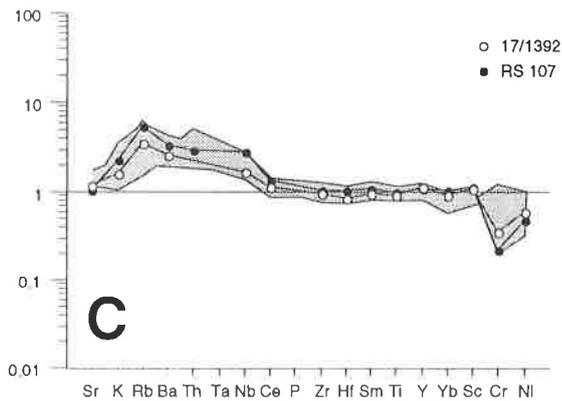
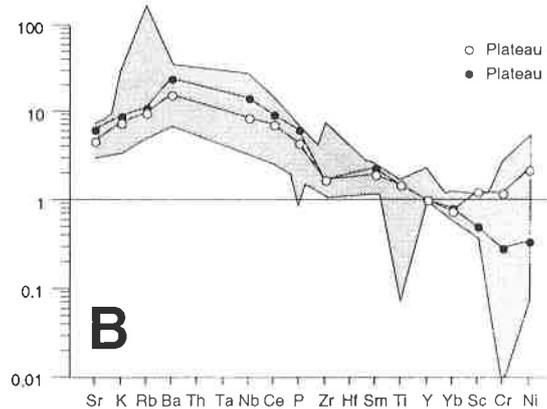
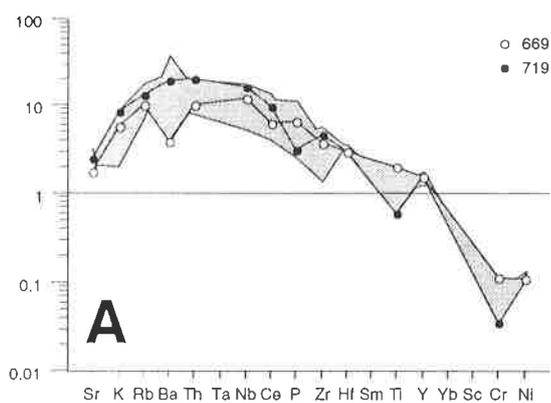


Figure 45: "spider" diagramme normalisé Rock / MORB (Pearce, 1982).

- A) roches volcaniques de l'affleurement du Wadi Wasit indiquant un contexte WPB.
- B) Basaltes de plateau de la Mer Rouge (Coleman & Mc Guire, 1988) montrant une morphologie caractéristique de WPB.
- C) Basaltes provenant de la croûte océanique de la Mer Rouge (Altherr *et al.*, 1988) montrant un profil caractéristique de MORB.

(Valeurs de normalisations : Sr=120 ppm ; K₂O=0.15 % ; Rb=2.0 ppm ; Ba=20 ppm ; Th=0.2 ppm ; Ta=0.18 ppm ; Nb=3.5 ppm ; Ce=10.0 ppm ; P₂O₅=0.12 % ; Zr=90 ppm ; Hf=2.4 ppm ; Sm=3.3 ppm ; TiO₂=1.5 % ; Y=30 ppm ; Yb=3.4 ppm ; Sc=40 ppm ; Cr=250 ppm ; Ni= 90 ppm)

Coupes du Wadi Musjah

Ces affleurements sont situés au bord de la route principale reliant Muscat à Ibra, au nord-est du village de Rawda (carte Samad (de Gramont *et al.*, 1986)). Ils sont facilement identifiables depuis la route principale en arrivant de Muscat, car se sont les premières collines calcaires blanches que l'on voit en sortant de l'ophiolite.

Les coupes décrites dans les paragraphes qui suivent se situent toutes dans une même unité tectonique qui affleure dans une fenêtre sous les ophiolites de Semail. Elles sont difficilement reproductibles d'un côté à l'autre de cet exotique décrit comme appartenant à l'unité de Baid (de Gramont *et al.*, 1986), mais représenté par des séries bréchiques.

Dans cette région, j'ai étudié cinq coupes que je vais décrire en détail en fonction de leur position géographique du Sud vers le Nord (fig. 46).

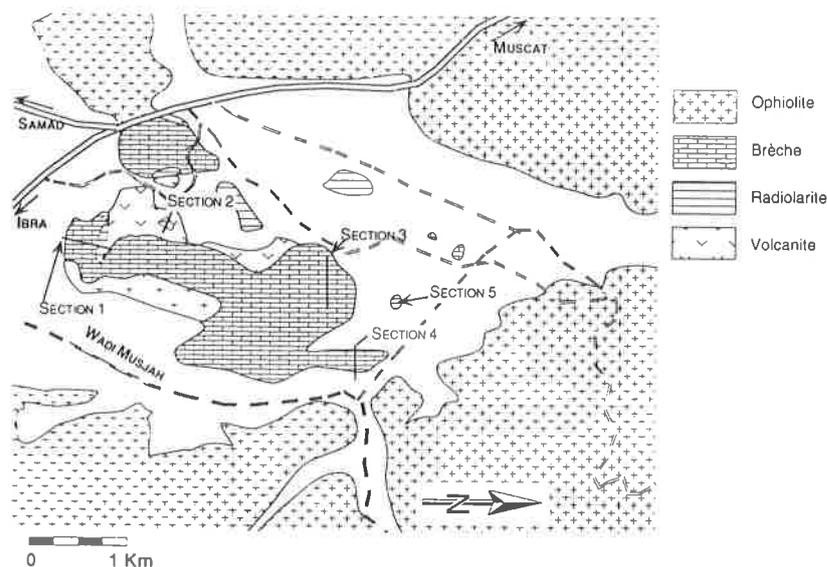


Figure 46: Position des affleurements du Wadi Musjah sur une carte géologique schématique

Wadi Musjah sud (Section 1)

Située sur le flanc sud de la colline cette coupe est très mal stratifiée, elle est composée d'une brèche à éléments pluri-décimétriques de carbonates de plate-forme blancs, de calcaires récifaux et de rares blocs de calcaires roses à crinoïdes. La base de cette section est couverte par les éboulis et son sommet est tronqué par une faille décrochante à rejet vertical important mettant à l'affleurement des radiolarites rouges du Callovien-Oxfordien.

- Ech 1215 - *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel & Sanfilippo), *Williriedellum* sp. A sensu Matsuoka, *Triactoma parablakei* (Yang & Wang), *Hsuum brevicostatum* (Ozoldova), *Stylocapsa tecta* Matsuoka, *Tricolocapsa conexa* Matsuoka, *Cinguloturris* sp. (Déterminations Spela Gorican)

Un petit surplomb au milieu de l'affleurement laisse apparaître une matrice, généralement absente ailleurs, composée de fines calciturbidites roses à crinoïdes montrant un granoclassement normal. Celle-ci est très semblable à celle qui a été observée à Nackl ou dans la section 3 de cet exotique.

Wadi Musjah sud-ouest (Section 2)

Les quarante mètres de cette coupe (fig. 47) sont situés sur le flanc sud-est de la colline, à mi-distance du sommet depuis une petite carrière située à la base de l'exotique. Il s'agit encore une fois d'une brèche à éléments décimétriques à plurimétriques provenant d'une plate-forme carbonatée, et montrant des faciès de type "floatstones", "bindstones" et "packstone". Les blocs sont emballés dans une matrice de turbidite grise à crinoïdes finement litée. Ils sont, dans la partie médiane de la coupe, sédimentés dans une séquence d'une dizaine de mètres à granoclassement inverse. Les blocs ont livrés des faunes très riches en coraux, bryozoaires, éponges encroûtantes, *Chaetidae*, foraminifères et crinoïdes à verticiles (planche 5, fig.2) témoins de la faible énergie du milieu de sédimentation originel au Murgabien.

- Ech. 1629-1631-1632 - *Minojapanella* sp., *Hemigordius* sp., *Nodosaria* sp., *Globivalvulina* sp., *Langella* sp., *Geinitzina* sp., *Pachyphloia* sp., *Deckerella* sp., *Calvezina* sp., *Dagmarita* sp., *Neoschwagerina* sp.?, *Tubiphytes obscurus*. , (Dét. A.P.)

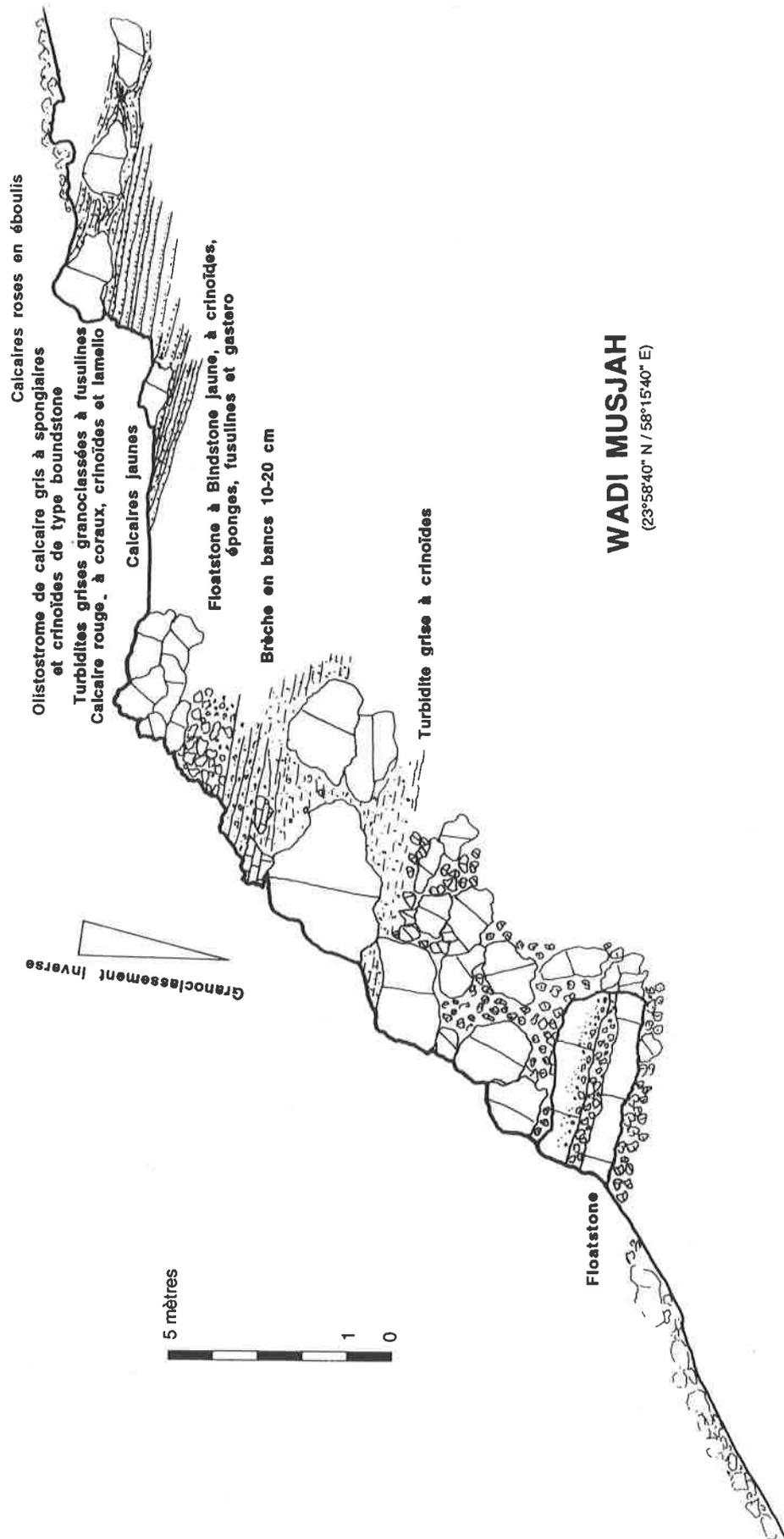


Figure 47: Coupe lithologique du Wadi Musjah - Section 2.

Dans la partie sommitale de la coupe, quelques niveaux stratifiés de turbidite grise à granoclassement normal cachent la série bréchiq ue inférieure et terminent ainsi une très belle séquence de "debris flow". Les abondants foraminifères, vraisemblablement partiellement remaniés, contenus dans ces niveaux indiquent des âges compris entre le Kubergandien et le Dzhulfien.

- Ech. 1626-1627-1628 - *Pseudovermiporella chanakchiensis*, *Hemigordiopsis* sp., *Yabeina* sp., *Lasiodiscus* sp., *Verbeekina* sp., *Deckerella* sp., *Neoschwagerina* sp., *Climacammina* sp., *Minojapanella* sp.?, *Nodosaria* sp., *Pachyphloia* sp., *Yangchiensia* sp., *Paradoxiella* sp., *Bradyina* sp., *Dagmarita* sp., *Sumatrina* sp., *Baisalina* sp., *Cancellina* sp., *Colaniella* sp.?, *Nankinella* sp., *Kahlerina* sp., *Tubiphytes obscurus*. (Dét. A.P.)

De plus quelques rares clastes de volcanites, grains de quartz, feldspath et zircon ont été observés dans les lames minces de ces turbidites; ils témoignent de la présence d'une source terrigène proche.

Wadi Musjah nord (Section 3)

Toujours sur le flanc Ouest de la colline, mais au Nord de cette dernière, nous avons levé une troisième coupe d'environ 60 mètres. Elle est également composée de brèches à éléments de carbonates de plate-forme. Cette section est vraisemblablement recoupée deux fois par des accidents tectoniques (faille ou chevauchement). La première écaille est composée de passées bréchiq ues polygéniques à éléments pluridécimétriques. Les éléments sont composés de calcaires oolithiques blancs, de calcaires récifaux à coraux et spongiaires et de dolomies. Entre deux passées bréchiq ues, un niveau de calcaire microsparitique à sparitique rouge finement lité, et érodé sur sa surface supérieure, nous montre la nature de la sédimentation normale pélagique, en l'absence des événements "catastrophiques" représentés par les brèches.

La seconde écaille est également composée de brèches polygéniques à éléments de carbonates de plate-forme décimétriques à métriques, ils sont représentés par 1) des calcaires récifaux gris à coraux et éponges : 2) des calcaires roses microsparitiques 3) des calcaires à coraux , éponges et fusulines noires vraisemblablement remaniées (*Neoschwagerina* sp.).

Enfin, la troisième et dernière écaille, laisse apparaître une série de passées bréchiq ues de carbonates de plate-forme à blocs décimétriques à pluridécimétriques. La base de cette écaille est constituée d'une brèche composée de

- 1) calcaire récifal blanc à coraux et éponges.
- 2) calcaire à fusulines noires.
- 3) calcaire micritique gris à petits foraminifères.
- 4) calcaire blanc à fusulines.

- *Neoschwagerina* sp., *Partisania* sp., *Hikorocodium*, *Hemigordius* sp., *Paleotextularia* sp., *Globivalvulina* sp., *Pachyphloia* sp., (Dét.A.P.)

- 5) un bloc unique de calcaire oolithique blanc ("grainstone") remaniant un élément de calcaire gris à fusulines remaniées (*Neoschwagerina* sp.).

Au-dessus de cette brèche, un mince niveau de carbonate microbréchiq ue rouge remaniant quelques petits éléments de calcaires gris fait office de ""limite de faciès"" avec la brèche supérieure qui est constituée à 100% de calcaire oolithique blanc sans foraminifères. La matrice est généralement absente, excepté dans quelques poches décimétriques où nous avons pu observer une matrice microsparitique rouge "typique" contenant parfois quelques fragments de crinoïdes (cf. section 1). Cette dernière brèche est surmontée par des niveaux bruns granoclassés et dolomités. Ils sont parfois microbréchiq ues et généralement composés d'oolithes.

Wadi Musjah nord-est (Section 4)

Située à l'extrême Nord de l'exotique, cette petite butte (fig. 48) permet de voir la relation entre une brèche et des calcaires bassiniaux. Les premiers niveaux de cette section sont composés de calcaires gris à foraminifères du Permien supérieur (*Hemigordius sp.*) en bancs de 10-30 cm. Ils sont surmontés par une brèche granoclassée de 6 mètres d'épaisseur avec un contact anormal, peut-être érosif, sur les bancs stratifiés inférieurs. Les éléments polygéniques sont entièrement dolomitisés et ne permettent plus aucune interprétation sur leurs origines. Au-dessus de cette brèche, une série d'une vingtaine de mètres montre des calcaires micritiques, légèrement dolomitisés, et stratifiés en bancs de 10-40 cm d'épaisseur dont certains sont slumpés. Il est également possible d'observer quelques niveaux granoclassés bréchiques, à clastes tabulaires et à base érosive, nous indiquant la présence de centres de chenaux turbiditiques (Scholle *et al.*, 1983) remaniant du matériel semi-lithifié (Mc Ilreath & James, 1984). Le faciès est très similaire à celui des calcaires en plaquette du Trias inférieur observés dans la région du Wadi Wasit.

Ces niveaux sont totalement azoïques en ce qui concerne la microfaune, mais lors de ma première visite sur cet affleurement, j'avais remarqué un niveau à ammonoïdés que je n'ai plus retrouvé, malgré d'intensives recherches.

Discussion

La section 4 est très intéressante, car elle nous montre la relation entre les brèches et les sédiments de bassin "normaux" qui appartiennent très vraisemblablement au Trias inférieur de la Formation d'Al Jil. Elle confirme également la datation des épisodes catastrophiques observés dans les autres coupes, notamment celle du sud-ouest qui a été datée du Permien supérieur.

Les faciès ainsi que les âges sont comparables à ceux observés au Wadi Wasit, bien que la présence de slumps dans le Trias inférieur n'ait pas été vue dans ce dernier affleurement.

En ce qui concerne le bloc de Hallstatt découvert sur la butte nord-est (section 5, fig. 46, chap. 5.4.5), rien n'atteste qu'il appartienne à la même unité tectonique que les autres affleurements. Il me paraît plus vraisemblable de le rattacher à une unité similaire à celle du Jebel Rahbah (chap. 5.4.5), qui comme dans le Wadi Wasit surmonte tectoniquement la Formation d'Al Jil.

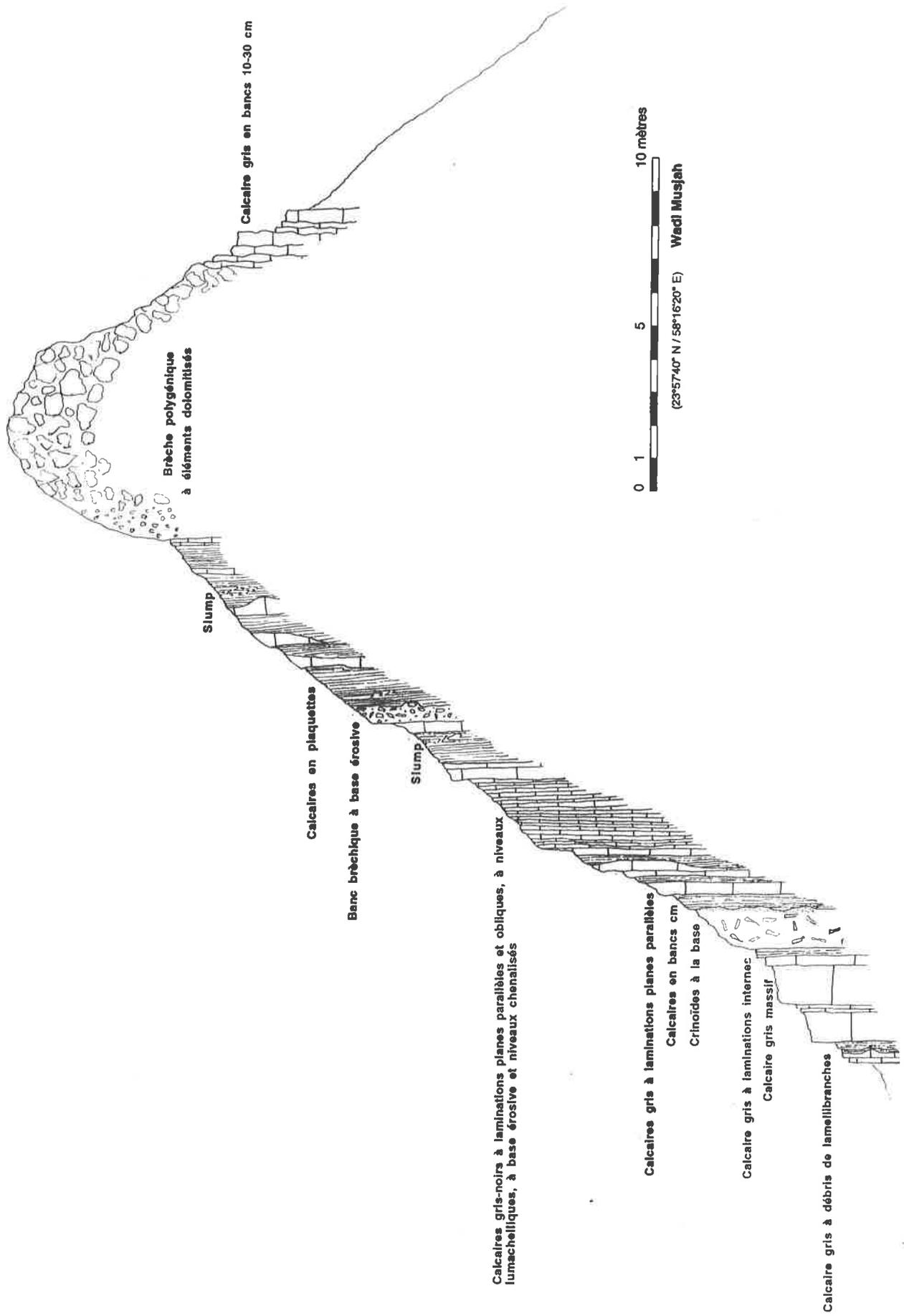


Figure 48: Coupe lithologique du Wadi Musjah - Section 4.

Nackl

Surplombant le village de Nackl, la colline cartographiée en Formation de Ba'id est en fait constituée par une série bréchique à éléments polygéniques de carbonates de plate-forme d'âge Permien supérieur surmontant tectoniquement la Formation de Sid'r du Groupe d'Hamrat Duru (Rabu *et al.*, 1986).

De la base vers le sommet la séquence stratigraphique est représentée par:

- 0-10 mètres de basaltes vacuolaires pincés entre l'écaille tectonique sous-jacente et la base de la brèche.
- ~20 mètres de brèche polygénique à éléments de carbonates de plate-forme en faciès récifaux dont les biophases Midien-Dzhulfien (planche 1) (Déterminations Catherine Jenny-Deshusses) sont représentées par:
 - *Climacammina* sp., *Baisalina* sp.
 - *Paraglobivalvulina mira*, *Hemigordius renzi*, *Globivalvulina orata*, *G. vonderschmitti*, *Rectostipulina quadrata*.
 - *Verbeekina* sp., *Hemigordius renzi*, *Climacammina aff. elegans*, *Pachyphloia gr. ovata*
 - *Agathammina* sp., *Chusenella* sp., *Kahlerina* sp., *Hemigordius gr. reicheli*, *Deckerella* sp., *Paleorubecularia* sp.
 - *Verbeekina* sp., *solenoparacées*, *dasycladacées*
 - *Shanita* sp., *Ammovertella* sp.
 - *Paraglobivalvulinoides* sp., *Hemigordiopsis* sp., *dasycladacées*

Localement des poches de calcaires micritiques feuilletés roses à petites passées turbiditiques à crinoïdes ont pu être observées au sein de la brèche (planche 4, fig. 3), elles représentent la matrice post dépôt des brèches (aucune microfaune découverte). Ces carbonates sont très similaires à ceux observés directement au-dessus de cette brèche. Ils représentent vraisemblablement la matrice de la brèche.

- 5-8 mètres de calcaires roses en bancs décimétriques, à crinoïdes (Ø 1-5 cm) qui viennent cacheter la brèche
- 10-20 mètres de calcaires roses à fusulines, crinoïdes et grains de quartz pouvant atteindre plus de 1 mm de diamètre. La biophase très riche en fusulines indique un âge Permien supérieur.
 - *Neoschwagerina* sp., *Khalerina* sp., *Sumatrina* sp.?, (Dét. A.P.)

Le quartz détritique que l'on retrouve abondamment dans la partie supérieure de la section indique la présence d'une source continentale proche. Ceci nous permet de confirmer une paléoposition de pied de marge qui pourrait expliquer une telle bréchification accompagnée de détritisme terrigène (fig. 120).

Nackl sud

(coordonnées 23°20'50" N / 57°44'40" E)

Situé une dizaine de kilomètres au sud du village de Nackl, cet affleurement montre une intéressante série d'olistolithes de carbonates de plate-forme permien inclus dans des laves en coussins et tuffites.

De bas en haut la séquence est représentée par :(fig. 49)

- 100 mètres de laves en coussins et tuffites à olistolithes de carbonates de plate forme permien représenté par:
 - Calcaires roses ou gris à fusulines et crinoïdes
 - *Verbeekina* sp., *Pachyphloia* sp., *Globivalvulina* sp., *Bradyina* sp., *Paleotextularia* sp., (Dét. A.P.)
 - *Paleotextularia* sp., *Staffella* sp., *Langella* sp., *Hemigordius* sp., *Pachyphloia* sp., *Globivalvulina* sp., (Dét. A.P.)
 - Calcaires roses à crinoïdes

- un niveau discontinu de calcaires micritiques rouges à ammonoïdés et conodontes du Permien supérieur associé à des niveaux de calcarénites roses slumpées (planche 4, fig. 6 & 7) remaniant des foraminifères du Permien supérieur. Cette lithologie rappelle indubitablement celle de Rustaq, bien qu'elle se soit sédimentée dans un environnement vraisemblablement plus énergétique.

Forams -*Globivalvulina* sp., *Pachyphloia* sp., *Hemigordius?* sp., *Nodosaria* sp., *Paleotextularia* sp., *Lasiodiscus* sp., *Bradyina* sp., *Tetrataxis* sp., *Cornuspira* sp. (Dét. A.P.)

conodontes Ech 1698-1699- en cours de détermination (Léopold Krystyn)

- Ce niveau interstratifié dans les volcanites est ensuite surmonté par des tuffites et des laves en coussins d'une quarantaine de mètres d'épaisseur.
- Une mince série radiolaritique biseauté, sous les grès jaunes de la Formation de Matbat, reflète la présence d'un contact tectonique.
- La série radiolaritique sous la Formation de Matbat ayant livré une faune de radiolaires indiquant un âge Lias

Géochimie

La composition chimique des laves en coussins récoltées dans cet affleurement indique que nous sommes en présence de basaltes et de trachybasaltes (fig. 50). L'origine géodynamique de ces derniers semble être liée à un environnement de type intra-plaque démontré par les diagrammes $Zr/Y/Zr$ (fig. 51), TiO_2/Zr (fig. 52) et $V/Ti/100$ (fig. 53). Ils sont d'ailleurs confirmés par le "spider" diagramme qui montre un profil enrichi en éléments incompatibles (K à Sm) et proche de la norme ou appauvri en éléments transitionnels (fig. 54).

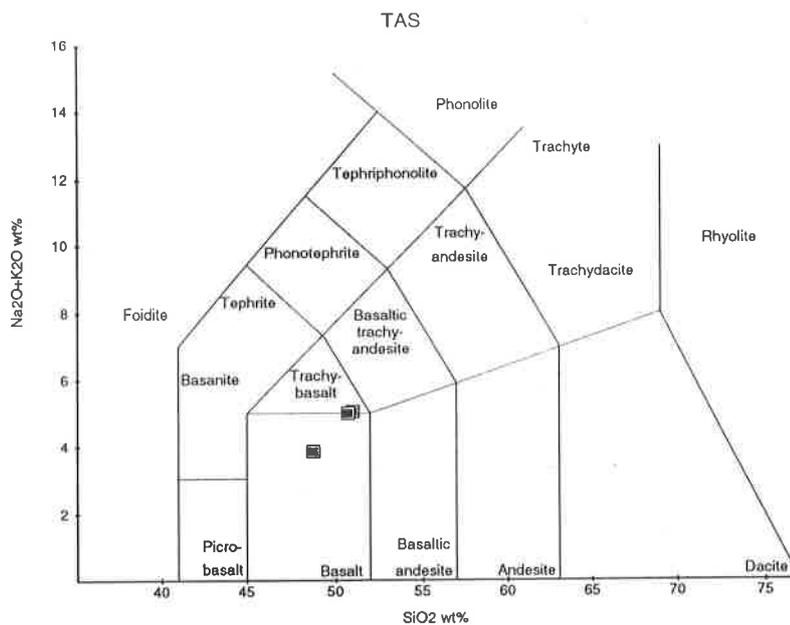


Figure 50: Diagramme TAS (Pearce & Cann, 1973) des roches volcaniques de "Nackl sud".

Nackl Sud

(23°02'50" N / 57°04'40" E)

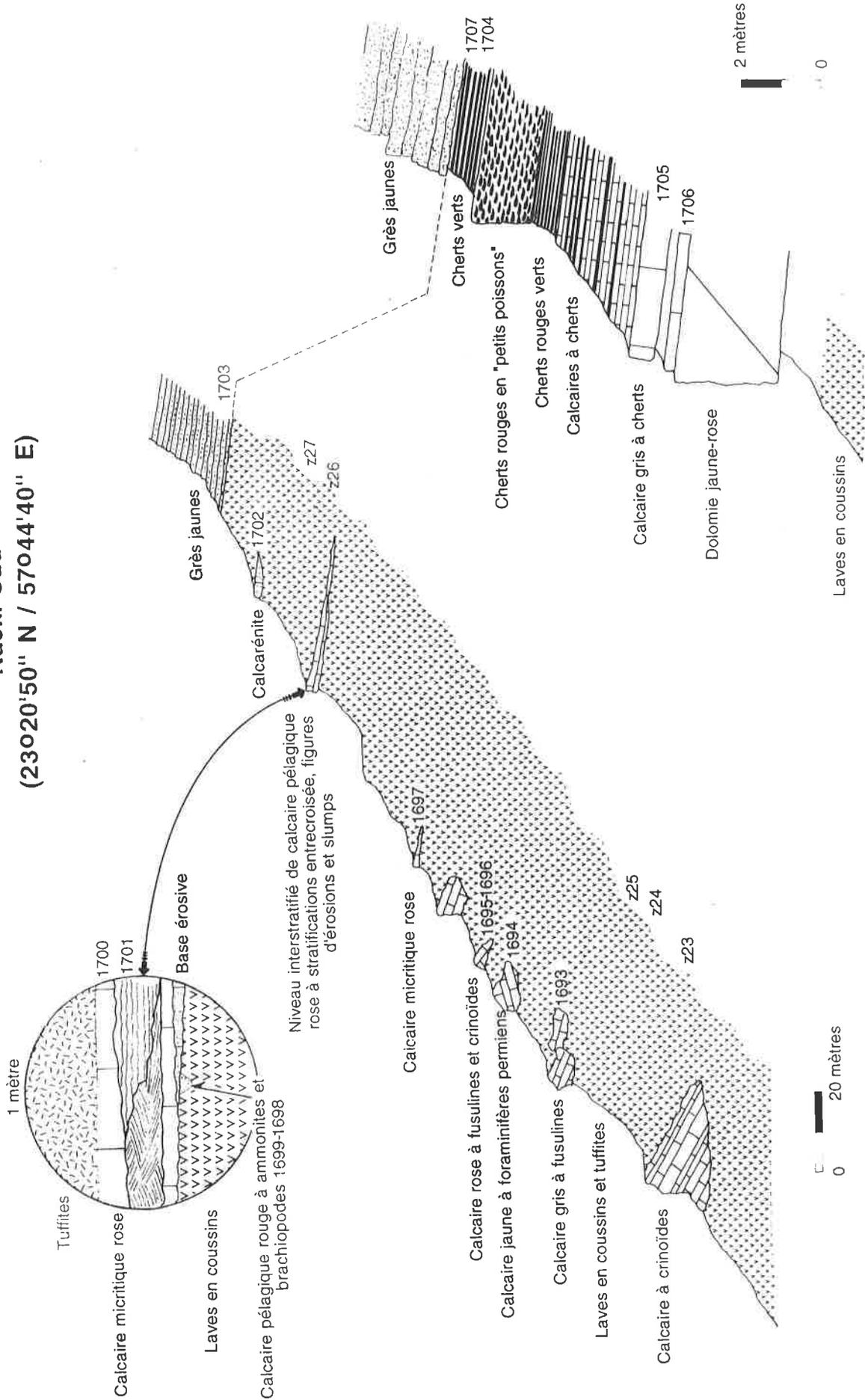


Figure 49: Coupe lithologique de "Nackl sud".

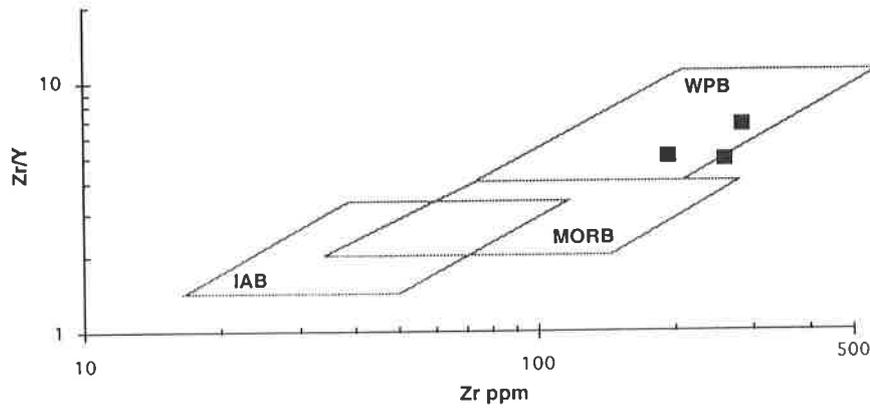


Figure 51: Rapport des éléments $Zr/Y/Zr$ (Pearce & Norry, 1979) indiquant une origine WPB pour les basaltes de "Nackl sud".

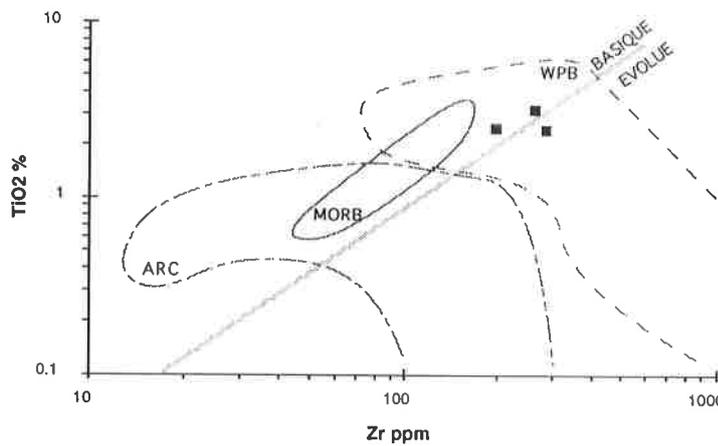


Figure 52: Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) indiquant une origine WPB pour les basaltes de "Nackl sud".

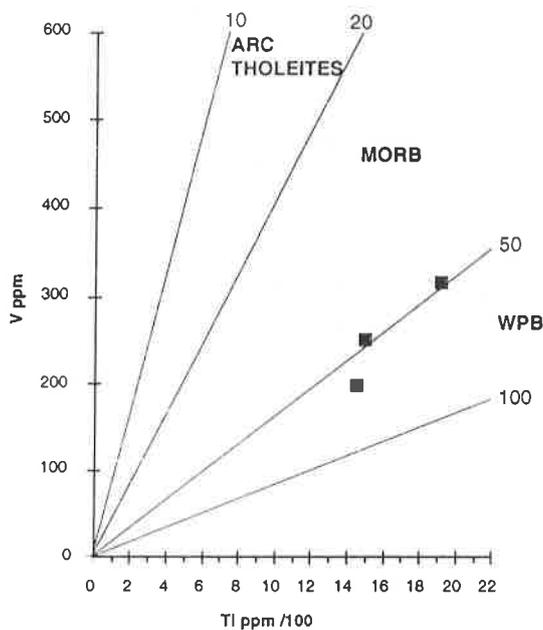


Figure 53: Rapport des éléments $V/Ti/100$ (Shervais, 1982) indiquant une origine WPB pour les basaltes permien de "Nackl sud".

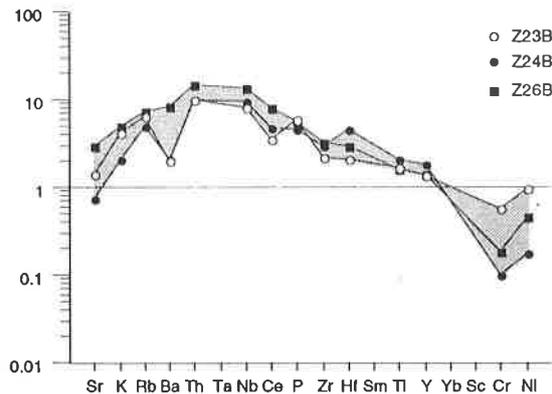


Figure 54: "spider" diagramme des roches volcaniques de "Nackl sud", normalisé aux MORB (Pearce, 1982) montrant un profil de type WPB (Valeurs de normalisation : Sr=120 ppm ; K₂O=0.15 % ; Rb=2.0 ppm ; Ba=20 ppm ; Th=0.2 ppm ; Ta=0.18 ppm ; Nb=3.5 ppm ; Ce=10.0 ppm ; P₂O₅=0.12 % ; Zr=90 ppm ; Hf=2.4 ppm ; Sm=3.3 ppm ; TiO₂=1.5 % ; Y=30 ppm ; Yb=3.4 ppm ; Sc=40 ppm ; Cr=250 ppm ; Ni= 90 ppm).

Localité A17 ("Batain Mélange")

Situé à 2 kilomètres au nord du village de Ra's Qumaylah, cet affleurement présente une brèche polygénique à éléments de Permien supérieur représentés par :

- Calcaires gris de type "grainstone" à *Hemigordius* sp., *Nodosaria* sp., *Paleotextularia* sp., *Tetrataxis* sp., *Pseudovidalina* sp., *Pseudovermiporella* sp., *Cribrogerina* sp., *Mizzia* sp. (Dét. A.P.)
- Calcaires gris de type "bindstone" à *Baisalina* sp., *Hemigordius* sp., *Climacammina* sp., *Tetrataxis* sp., *Nodosaria* sp., *Paleotextularia* sp., *Pseudovermiporella* sp., (Dét. A.P.)
- Calcaires de type "floatstone" à *Cribrogerina* sp., *Baisalina* sp., *Hemigordius* sp., *Tetrataxis conica*, *Pachyphloia* sp., *Dagmarita* sp., *Paleotextularia* sp., *Pseudovermiporella* sp., *Kahlerina* sp., *Mizzia* sp., *Schubertellidae*, (Dét. A.P.)

Cette brèche d'environ 8 mètres d'épaisseur surmonte des volcanites d'âge indéterminé, dans lesquelles il est possible de trouver quelques blocs de calcaires gris micritiques. Elle est cachetée par un horizon de calcaire rouge à crinoïdes, polypiers coloniaux et foraminifères indiquant un âge Permien supérieur.

- *Baisalina* sp., *Paleotextularia* sp., *Nodosaria* sp., *Hemigordius* sp., *Langella* sp., *Schubertellidae*, *Pseudovermiporella* sp., *Cribrogerina* sp., *Louissetita elegantissima*, (Dét. A.P.)

Latéralement cette brèche semble surmonter des carbonates rouges finement stratifiés, situés directement sur des volcanites représentées par des laves en coussins noires. Aucun élément de datation n'a pu être obtenu.

Il faut noter que ce type d'affleurement est très similaire aux affleurements observés à proximité du village de Nackl, aussi bien du point de vue des faciès que celui des âges des résédiments.

5.2.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Les sédiments de bassin du Permien montrent localement des brèches constituées d'éléments de carbonates de plate-forme resédimentés. Les coupes décrites ci-dessus permettent de conclure à une paléoposition proche de la marge arabe, notamment par la présence de détritisme terrigène dans les niveaux qui cachettent les brèches de Nackl et du Wadi Musjah. Ceci est confirmé par l'étude des faciès volcaniques de l'affleurement du Wadi Wasit, qui sont associés à ce type de sédiment, et qui ont permis de supposer un paléo-environnement en pied de marge, vraisemblablement encore sur croûte continentale, par comparaison avec le volcanisme en bordure de la Mer Rouge.

L'abondance de ces brèches durant le Permien terminal peut être mis en relation avec les mouvements tectoniques causés par l'ouverture de la Néotéthys, ou encore par les régressions majeures qui ont affectés cette période (Baud, communication orale). La présence d'une lacune de sédimentation dans le Permien terminal-Trias inférieur dans la coupe du Wadi Wasit laisserait envisager la possibilité d'une relation entre ces brèches et un phénomène eustatique.

5.3 - LES RESÉDIMENTS D'ÉLÉMENTS PERMIENS AU TRIAS, ET LES ROCHES ASSOCIÉES

5.3.1 - INTRODUCTION

Lors de nos investigations dans les sédiments des nappes Hawasina, nous avons pu observer des affleurements de brèches remaniant exclusivement des éléments de carbonates de plate-forme d'âge Permien (fig. 55), dont les faciès étaient tout à fait similaires à ceux des brèches sédimentées au Permien. Néanmoins, ponctuellement, quelques rares blocs de calcaires pélagiques rouges à ammonoïdés triasiques en faciès Hallstatt ont été recensés comme éléments de ces brèches. En l'absence de tels blocs, seules les datations effectuées dans la matrice de la brèche, ou dans les sédiments pélagiques qui lui sont associés, nous ont permis de distinguer ces affleurements de ceux décrits précédemment. Cette unité sédimentaire a été cartographiée soit en Formation d'Al Jil ou Formation de Ba'id (Béchenec *et al.*, 1986 ; Beurrier *et al.*, 1986b ; Beurrier *et al.*, 1986a ; de Gramont *et al.*, 1986 ; Hutin *et al.*, 1986 ; Le Métour *et al.*, 1986a ; Le Métour *et al.*, 1986b ; Minoux & Janjou, 1986 ; Petrol-Development-Oman-&-Elf-Oman, 1986 ; Rabu *et al.*, 1986 ; Villey *et al.*, 1986a ; Villey *et al.*, 1986b ; Villey *et al.*, 1986c ; Le Métour *et al.*, 1991 ; Roger *et al.*, 1991), soit incluse dans le "Batain Mélange" sous la dénomination de "Limestone Megabreccia" (Shackleton *et al.*, 1990) de la même manière que les brèches décrites plus haut (chap. 5.2).

5.3.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Cette série d'affleurements a été reconnue dans les parties centrale, et orientale de la chaîne des montagnes d'Oman. L'affleurement de "Rustaq ouest", plus facilement accessible que ceux situés dans le "Batain Mélange" peut être retenu comme coupe de référence pour cette unité.

5.3.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Ces séries bréchiques du Trias ne peuvent se distinguer des autres que grâce à

- 1) la présence rarissime de blocs de carbonates pélagiques rouges à ammonoïdés du Trias, inclus sous forme d'éléments dans la brèche, qui exclu une resédimentation permienne.
- et
- 2) une datation de la matrice ou des séries sédimentaires bassinales situées directement au-dessous ou au-dessus des brèches.

Il semble que ces dernières se soient sédimentées de manière générale dans des séries carbonatées et siliceuses détritiques à lamellibranches pélagiques.

5.3.4- LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure de cette unité est généralement soulignée par des séries carbonatées et siliceuses détritiques, pouvant être attribuées à la partie basale de la Formation de Matbat (Mb1).

La limite supérieure n'est pour l'heure pas connue.

5.3.5 - AGE DU DÉPÔT

L'âge de mise en place de ces brèches, indiqué par les sédiments sous-jacents, varie du Ladinien au Norien.

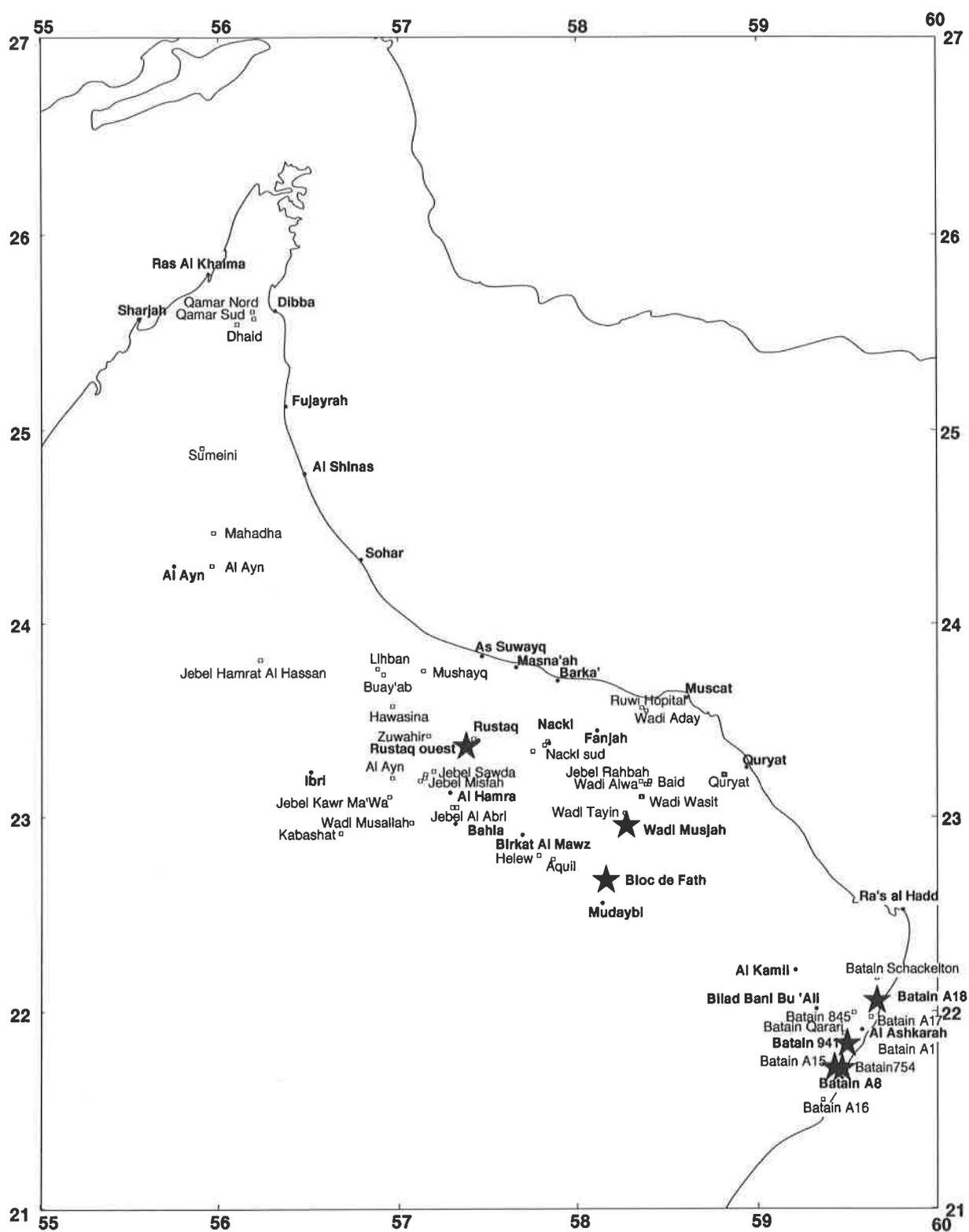


Figure 55 : Localisation des affleurements de brèches à éléments permien resédimentés au Trias.

5.3.6 - COUPES DÉTAILLÉES

Rustaq ouest

Situé à quelques kilomètres à l'ouest du village du Rustaq, cet affleurement est composé de la base vers le sommet par (fig.56):

- une série pélagique de calcarénites noires et de cherts ayant livré quelques *Halobia* sp. (Détermination Léopold Krystyn) indiquant un âge Carnien-Norien. (Ech 1382)
- une brèche à éléments décimétriques à pluridécamétriques de calcaires de plate-forme récifal et de calcaires en faciès Hallstatt. Les différents éléments constitutifs de cette brèche sont représentés par :
 - un bloc plurimétrique de calcaire pélagique rouge en faciès Hallstatt, à ammonoïdés du Ladinien supérieur.
 - un bloc plurimétrique de calcaire pélagique rouge en faciès Hallstatt, à ammonoïdés du Carnien inférieur.
 - des blocs décimétriques de calcaires blancs en faciès "packstone" et dont la faune est constituée en majorité de *Colaniella parva* associées à de rares *Reichelina* ? (Dét. A.P.) qui indiquent un âge compris entre le Midien et le Dorashamien.
 - des blocs décimétriques à métriques de calcaires de plate-forme blancs dont la faune représentée par
Tetrataxis planulata, *Hemigordius* sp., *Hemigordiopsis* sp., *Nankinella* sp., *Mizzia* sp., *Pseudovermiporella* sp. et *Climacammina* sp. indiquant un âge Permien supérieur., (Dét. A.P.)
 - un bloc décamétrique de calcaire micritique gris-noir, finement laminé et azoïque dont la lithologie rappelle les faciès permien de Sumeini.

La position tectonique de cet affleurement, se situant quelques centaines de mètres au-dessus de l'autochtone, nous laisse supposer une position proche de la marge omanaise avant l'obduction. Les éléments remaniés, similaires en tout point à ceux observés dans l'exotique de Ba'id, nous indiquent que l'origine de ces éléments est à rechercher sur un bloc basculé dans une position similaire à celle de l'exotique de Ba'id (Groupe d'Al Buda'ah).

Bloc de Fath

(Coordonnées : 58°08'00" E / 22°40'00" N)

Située au Nord de Fath (Feuille Samad) et cartographiée comme du Al Aridh (de Gramont *et al.*, 1986), une petite colline au bord de la route nous a dévoilé une coupe de Permien d'environ 30 mètres (fig. 57), composée de:

- ~20 mètres de calcaires gris à noir massifs ou microbrèchiques, de dolomie jaune à nodules noirs.
- ~10 mètres de calcaires gris à noir, de type "grainstone" riches en gastéropodes, brachiopodes et foraminifères du Murgabien supérieur.
 - *Dagmarita chanakchiensis*, *Froncina permica*, *Paraglobivalvulina mira*, *Globivalvulina* sp., *Hemigordius* sp., *Mizzia*, *Hemigordiopsis renzi*, *Nankinella* sp., *Pseudovermiporella* sp., *Pachyphloia* sp., *Rectostipulina quadrata*, (Dét. A.P.)

Dans la partie sud-ouest de cette colline, et à la base de cette dernière, un bloc de calcaire Hallstatt à ammonoïdés du Trias (Déterminations Léopold Krystyn) de 2 mètres d'épaisseur, situé entre deux bancs de microbrèches rouges à foraminifères remaniés du Permien supérieur, affleure quelques mètres au-dessus de calcarénites grises à noires.

- *Neoschwagerina* sp., *Mizzia*, *Pachyphloia* sp., *Pseudovermiporella* sp., *Baisalina* sp., *Kahlerina* sp., *Froncina* sp., *Hemigordius* sp., *Paraglobivalvulina* sp., (Dét. A.P.)

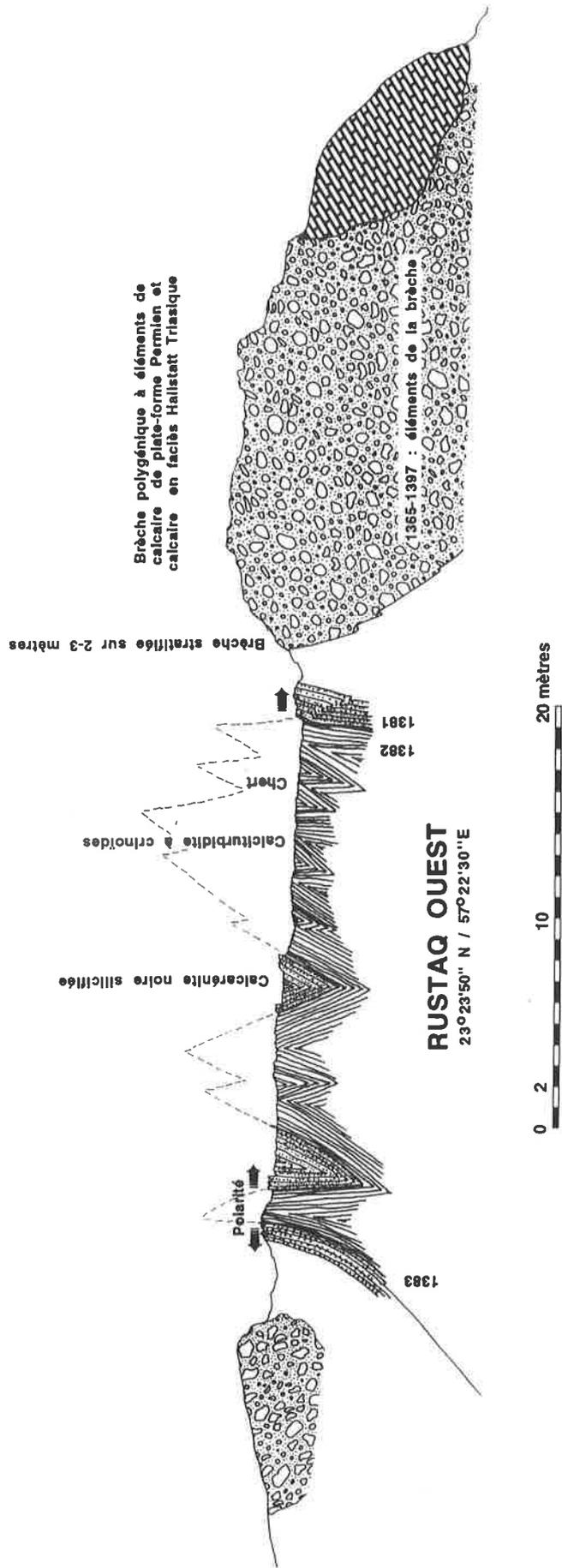


Figure 56: Coupe lithologique de l'affleurement de "Rustaq ouest".

La présence des calcaires Hallstatt et l'aspect chaotique de la base sud de la colline laisse supposer qu'il s'agit d'un olistolithe de carbonate de plate-forme permien accompagné de quelques blocs de Trias pélagique dans une matrice de calcarénites d'âge inconnu. Cependant, la succession lithologique qui affleure relativement mal, nous rappelle celle qui a été observée dans l'affleurement de "Rustaq ouest", et à défaut d'autre datation précise, nous pouvons donc attribuer un âge Trias supérieur à la bréchification.

Wadi Musjah butte nord-ouest (Section 5)

Quelques centaines de mètres à l'ouest de la section 4 (chap. 5.2.6), dominant de quelques mètres la plaine caillouteuse, une petite butte composée par un bloc de Hallstatt, nous a livré une section d'une dizaine de mètres composée de calcaires noduleux rouges et blanc-rosé, riches en ammonoïdés du Smithien supérieur et du Spathien (Selon les déterminations de Léopold Krystyn).

Région du "Batain Mélange"

Cette région étudiée en détail par Shackleton et al. (1990) a la particularité de mettre à l'affleurement une série importante de sédiments pélagiques, principalement d'origine radiolaritique, dans laquelle de nombreux blocs ou olistostromes de carbonates de plate-forme sont incorporés. L'apparent désordre lithologique, causé par le recouvrement important de cette région par des ergs ou des regs ont conduit certains auteurs (Shackleton *et al.*, 1990) à l'interpréter comme un mélange tectonique; ceci d'autant plus que les affleurements de cette région sont localement extrêmement plissés. La conséquence de ces deux facteurs réunis, pour le plus grand désespoir du géologue, est l'absence apparente de continuité des affleurements. Les faciès pélagiques et détritiques ont été comparés aux faciès des nappes d'Hawasina par Glennie *et al.* (1974) et Béchenec *et al.* (communication orale).

Le survol rapide de cette région m'a permis néanmoins de remarquer, tout comme Shackleton (1990), que les résédiments que l'on trouve incorporés sous forme de blocs ou d'olistostromes de taille diverse dans les séries pélagiques, sont de manière générale plus vieux que ceux découverts tout le long de la chaîne des montagnes d'Oman. En effet l'âge de ces blocs est attribué dans un grand nombre de cas à l'Artinskien à cause de la présence quasi exclusive de fusulines de type *Parafusulina* sp. (Dét. A.P.) découvertes dans un grand nombre d'affleurements.

Localité A10

Perdue au milieu d'une étendue de sable cette localité (planche 5, fig.4) difficile à localiser avec précision est pourtant extrêmement intéressante puisqu'elle permet d'observer une série de blocs de carbonates de plate-forme incorporés dans des sédiments pélagiques d'âge Anisien - Ladinien (fig. 58). La section partiellement recouverte de dunes de sable présente de la base vers le sommet:

- 2 mètres de radiolarites rouges ocres et calciturbidites gréseuses. Les radiolarites ont livré une faune Anisienne-Ladinienne caractérisée par:
 - Ech. 1726 - *Baumgartneria retrospina* Dumitrica, *Eptingium manfredi* Dumitrica, *Oertlispongia inaequispinosa* Dumitrica, Kozur & Mostler, *Peudostylosphaera coccostyla* (Rüst), *Triassocampe* sp., (Déterminations Spela Gorican)
- 0.1 mètre de grès blancs à base érosive
- 5-8 mètres recouverts de sable éolien
- 10 mètres de calcaires noirs à filaments, gréseux, interstratifiés avec des argiles, et passant vers le sommet de la séquence à des calciturbidites gréseuses grises à éléments volcaniques et à foraminifères Permien remaniés. Ces dernières devenant de plus en plus grossières vers le sommet.

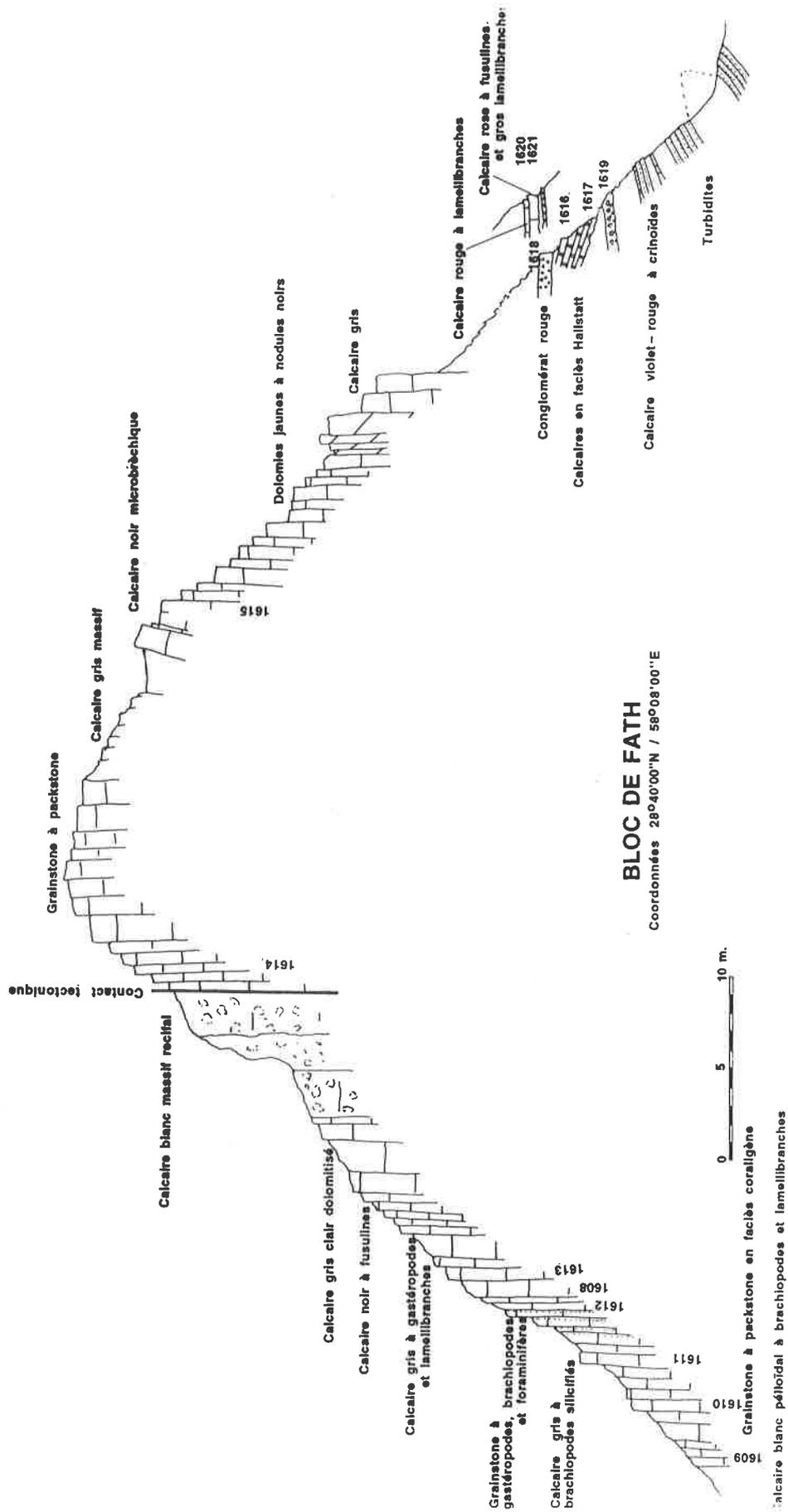


Figure 57: Coupe lithologique du Bloc de Fath.

- 20 mètres de blocs de carbonates de plate-forme composés par
 - 1) des faciès calcaires rose-rouge à éponges (planche 3, fig 5)
 - 2) des faciès calcaires roses à coraux en position de vie
 - 3) des faciès calcaires gris azoïques
 - 4) des faciès calcaires roses à brachiopodes et lamellibranches
 - 5) des faciès calcaires gris-rose ("fusulinite") à *Parafusulina* sp. (Détermination A.P.) (planche 4, fig. 5)

Les blocs décimétriques à décamétriques sont emballés dans une brèche à matrice rouge à éléments calcaires gris et noirs (calcaires à filaments).

Localité 941

Cette localité décrite par Shackleton (1990) montre une série de blocs métriques de carbonate de plate-forme, présentant des faciès différents et dont il n'est pas possible de distinguer clairement la matrice, seul un petit niveau de radiolarite rouge sous un de ces blocs a pu être observé.

Ces blocs sont représentés par:

- des faciès micritiques rouges à crinoïdes et coraux montrant un granoclassement des crinoïdes. Un niveau de calcarénite verte à glauconie cache le sommet de ce premier bloc.
- un faciès rougeâtre de "grainstone" à bryozoaires, échinodermes, crinoïdes, brachiopodes et fusulines remaniées de type *Parafusulina* sp. (Dét. A.P.).

L'âge de la matrice de la brèche est inconnue, mais la présence de calcarénites gréseuses et de radiolarites à proximité immédiate des blocs peut laisser supposer un âge Trias, identique à celui décrit précédemment.

Localité 753

Décrit par Shackleton (1990) cet affleurement montre une série de blocs de carbonates de plate-forme emballés dans une série de calcarénites gréseuses grises en bancs décimétriques, à fusulines remaniées qui surmontent stratigraphiquement des radiolarites rouges. La série sédimentaire est composée de la base vers le sommet par :

- ~10 mètres de radiolarites rouges ocres.
- 5-10 mètres de calcaires micritiques noirs à la base passant à des calcarénites grises gréseuses à fusulines remaniées. Des blocs décimétriques à métriques de carbonates de plate-forme rouges à coraux, crinoïdes et éponges (planche 5, fig.1) montrant des faciès identiques à ceux découverts à Timor (Marcoux, communication orale).
- une série de blocs métriques à décamétriques de carbonates de plate-forme inclus dans les calcarénites sous forme d'olistostrome, et représentés par :
 - 1) des faciès calcaires gris à fusulines, coraux, crinoïdes, brachiopodes et éponges.
 - 2) des faciès calcaires roses à coraux en position de vie.
 - 3) des faciès calcaires gris à brachiopodes d'âge Carbonifère supérieur-Permien inférieur.
 - *Linoproductus* sp., *Karavankina* sp., *Martinia* sp., *Juresania* sp., *Marginifera* sp., *Bilotina* sp., *Linoproductid* gen et sp. indet., (Déterminations Juichi Yanagida)
 - Bilotina* sp. est très proche de *Bilotina acantha* Watherhouse & Piyasin du Permien inférieur de Thaïlande du sud.
 - Marginifera* sp. est très proche de *Marginifera nesiotis* Grant du Permien inférieur de Thaïlande du sud.
 - Karavankina* sp. est très proche extérieurement de *Karavankina schellwieni* Ramovs du Permien moyen des "Trokofel Limestone" à Karawanken.

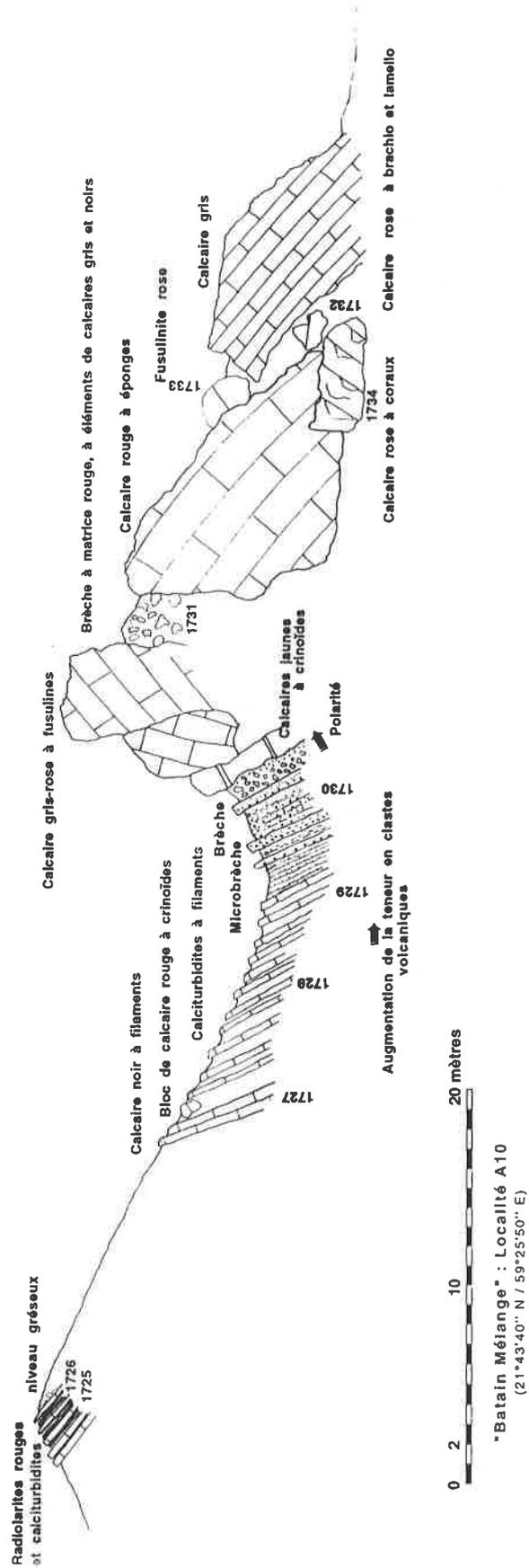


Figure 58: Coupe lithologique de la Localité A10 dans le "Batain Mélange".

4) des faciès calcaires gris à *Parafusulina* sp. (Dét. A.P.)

De la même manière que l'affleurement précédent, aucune datation de la matrice n'a été possible. Par conséquent seule l'analogie des faciès de la matrice avec l'affleurement "A10" nous permet de supposer un âge triasique pour la bréchification.

Localité A8

Située quelque centaines de mètres à l'ouest de la piste côtière reliant Al Ashkarah à Ras Jibsch, cette coupe, constituée d'une mégabrèche polygénique à éléments décimétriques à plurimétriques de faciès divers, elle est visible sous forme d'une petite colline isolée au milieu d'un erg. La matrice de la brèche n'est pas visible, et les blocs sont représentés par :

- a) des faciès de carbonates de plate-forme gris à onchoïdes.
- b) des faciès de calcaires oolithiques roses stratifiés en bancs de 10 cm.
- c) des faciès de type Hallstatt de carbonates rouges à ammonioïdes et lamellibranches pélagiques.
- d) des cherts ou basaltes pourris.

Dans la région du "Batain mélange", c'est l'unique affleurement avec les localités 574, 443 et 444 (Shackleton *et al.*, 1990) où des calcaires rouges à ammonioïdes, en faciès Hallstatt ont été décrits.

5.3.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Les données sédimentologiques des formations sous-jacentes aux brèches impliquent une relative proximité d'une source détritique terrigène, qui ne peut être à cette époque que la plate-forme arabe. La présence de rares blocs de Hallstatt permet de supposer que la source de ces carbonates resédimentés est vraisemblablement liée à une entité géologique dans une position paléogéographique comparable à celle du Groupe d'Al Buda'ah, c'est à dire un bloc basculé, en pied de marge (fig. 120). Ils excluent également une source provenant directement de la plate-forme arabe qui dans le Trias développe d'importantes séries dolomitiques (Formation de Mahil) (Le Métour, 1988 ; Rabu, 1988).

5.4 - LES RESÉDIMENTS D'ÉLÉMENTS PERMIENS AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR, ET LES ROCHES ASSOCIÉES

5.4.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Les affleurements (fig.59) de cette unité sont visibles dans toute la longueur de la chaîne des montagnes d'Oman, depuis la "Dibba Zone" au nord des Emirats Arabes Unis, au "Batain Mélange" à l'extrême est du Sultanat. La localité du "Wadi Hawasina", facile d'accès, présente une succession volcanique et sédimentaire classique permettant de la considérer comme coupe de référence.

5.4.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Comme je l'ai mentionné dans les chapitres précédents (chap. 5.2 & 5.3), l'analyse pétrographique des brèches ne permet pas de les différencier les unes des autres.

Ces affleurements sont caractérisés par des brèches à éléments exclusivement permien, pouvant contenir, dans le cas du Jebel Rahbah, de rares blocs de calcaires pélagiques à ammonioïdes triasiques. Ils sont de manière générale associés à des laves en coussins et des tuffites, de la même manière que les resédiments du Permien, et surmontés par des faciès bassiniaux carbonatés ou siliceux.

5.4.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure de ces brèches, lorsqu'elle est visible et stratigraphique, est généralement soulignée par des sédiments radiolaritiques surmontant directement des laves en coussins et tuffites.

La limite supérieure, reconnue que dans l'affleurement du Wadi Hawasina est composée par des shales, des calciturbidites et des radiolarites.

5.4.4 - AGE DU DÉPÔT

L'âge de la mise en place de ces resédiments, est datés Crétacé inférieur par les séries radiolaritiques sous-jacentes.

5.4.5 - COUPES DÉTAILLÉES

Wadi Hawasina

(Coordonnées : 56°57'10" E / 23°34'35" N)

Dans le Wadi Hawasina à quelques kilomètres en amont du village de Majzi un affleurement cartographié en Al Jil (carte Yanqul (Villey *et al.*, 1986a)) montre une série volcanique et sédimentaire composée de la base vers le sommet par (fig. 60):

- 10 mètres de laves en coussins à bordure hyaloclastique ayant des diamètres décimétriques à métriques.
- 20 mètres de tuffites vertes.
- 7 mètres de laves en coussins massives en niveaux métriques, interstratifiées avec des niveaux décimétriques de tuffites vertes.
- ~30 mètres de tuffites et basaltes en coussins de diamètre décimétrique. Localement des petites lentilles de turbidites grises à cherts, viennent s'interstratifier dans le sommet de la séquence volcanique.

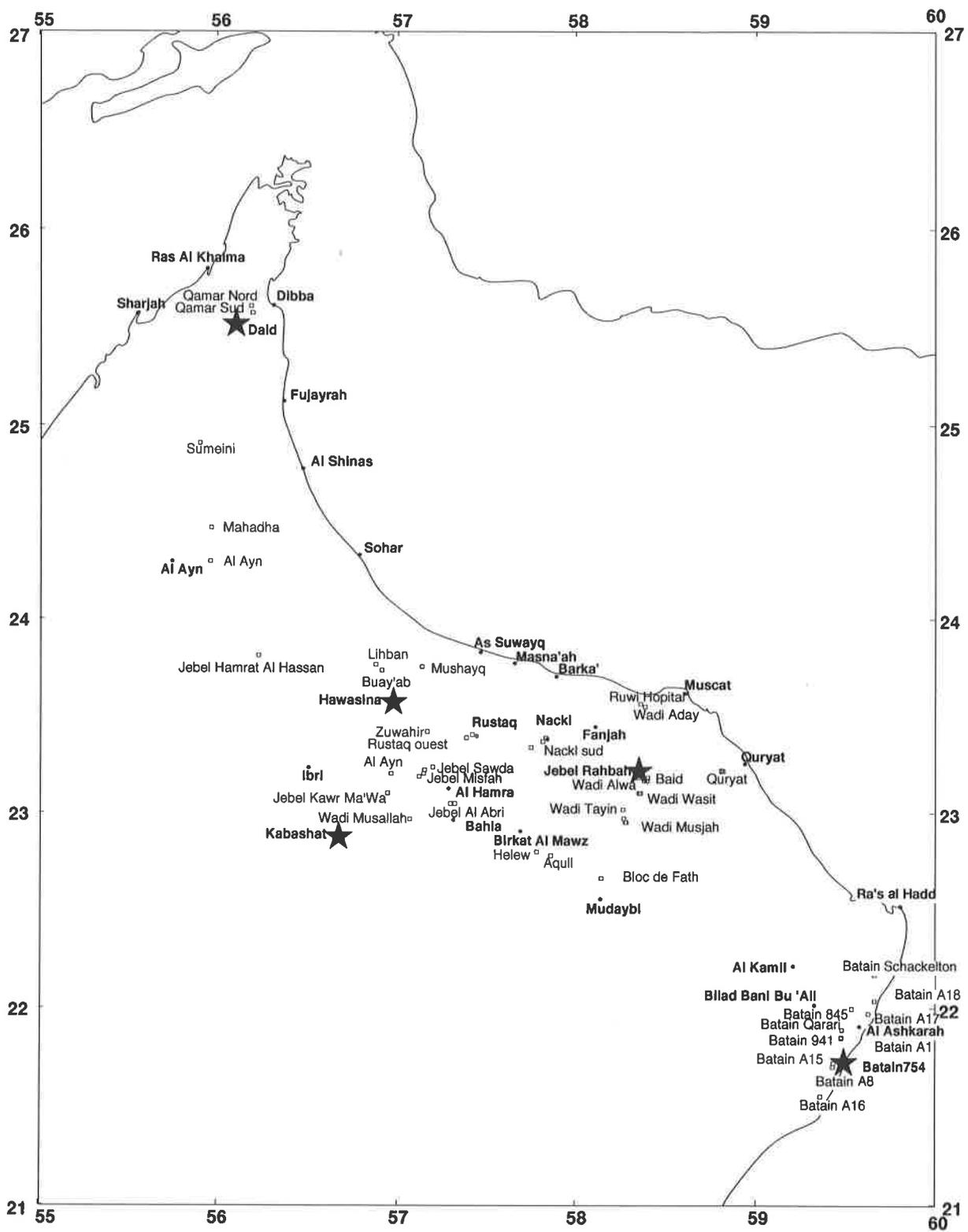


Figure 59 : Localisation des affleurements de brèches à éléments permienés résédimentés au Crétacé inférieur.

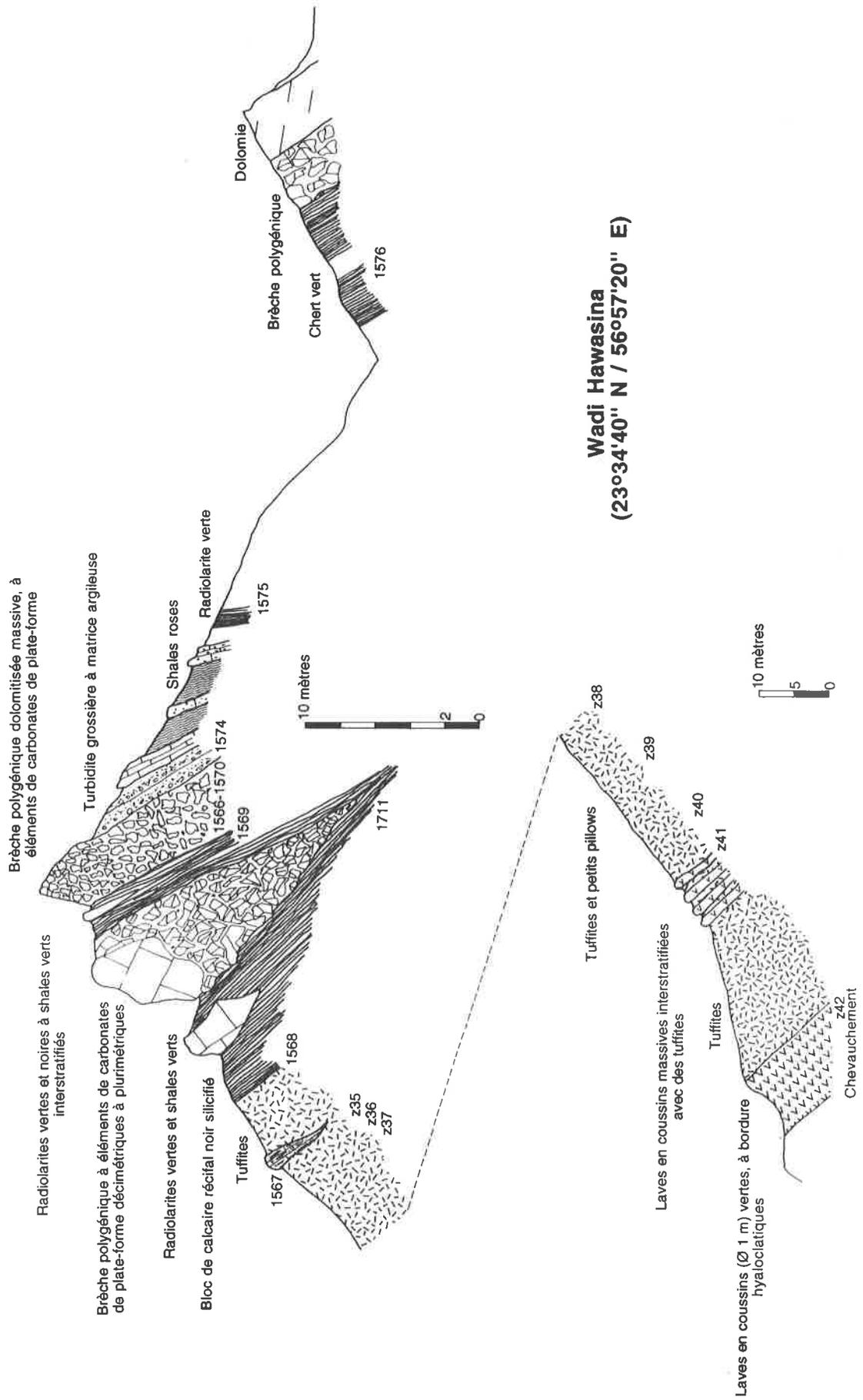


Figure 60: Coupe lithologique de l'affleurement du Wadi Hawasina.

- 5 mètres de radiolarites vertes et shales verts à blocs de calcaires récifaux montrant des coraux et des crinoïdes silicifiés. La faune des radiolaires indique un âge Albien-Cénomaniens.
 - Ech. 1568 - *Stichomitra communis* Squinabol, *Rhopalosyringium cf. majuroense* Schaaf, *Novixitus cf. weyli* Schmidt-Effing, *Crolanium* sp., (Déterminations Spela Gorican)
- ces radiolarites sont localement surmontées par des niveaux lenticulaires bréchiqes ne dépassant pas 5 mètres d'épaisseur. Les éléments de cette brèche sont représentés exclusivement de blocs d'âge Permien décimétriques à plurimétriques. Il s'agit de blocs de calcaires noirs récifaux à coraux, éponges et crinoïdes pour l'essentiel. De rares blocs de dolomies et de calcaires gris à fusulines associées avec des grands bivalves de type *Alachonchidae* (Termier *et al.*, 1973) ont également été observés (planche 4, fig.4). Les faunes de foraminifères indiquent toutes un âge Permien supérieur, probablement Murgabien. Elles sont composées de :
 - Ech. 1566 : "grainstone" à *Neoschwagerina* sp., *Globivalvulina* sp., *Paraglobivalvulina* sp., *Hemigordius* sp., *Dagmarita* sp., *Cancellina* sp., *Paleotextularia* sp., (Dét. A.P.).
 - Ech. 1572 : "floatstone" à *Hemigordiopsis* sp., *Nankinella* sp., *Mizzia* sp., *Hemigordius* sp., *Paleotextularia* sp., *Baisalina* sp., *Climacammina* sp., *Globivalvulina* sp., *Kahlerina* sp., *Neoschwagerina* sp., (Dét. A.P.).
 - Ech. 1572 : "packstone" à *Neoschwagerina* sp., *Verbeekina* sp., *Mizzia* sp., *Paleotextularia* sp., (Dét. A.P.).
- 2 mètres de radiolarites vertes à interbanco silteux et passées de calcarénites grises.
- 3 mètres de brèches dolomitisées à aspect massif, à éléments exclusivement Permien supérieur.
- 5 mètres de calciturbidites grossières à matrice argileuse.
- 4 mètres de shales roses et rares calciturbidites décimétriques.
- lacune de visibilité.
- 2 mètres de radiolarites vertes.

Géochimie

Les compositions chimiques des roches volcaniques varient de basaltes vers des comendites sur le diagramme "Winchester" (fig. 61). Les variations de composition correspondent au positionnement des échantillons de la base vers le sommet de l'affleurement, ceci nous permet de supposer que ces laves appartiennent à une même lignée cogénétique.

L'appartenance de cette série basaltique à un système fermé, probablement sans contamination crustale, et vraisemblablement contrôlé par des processus de "cristallisation fractionnée" est suggéré par le diagramme $\frac{(Nb, Ce, La)}{Zr}$ mettant en rapport des éléments incompatibles (Wilson, 1989) (fig. 62).

L'appartenance au groupe des basaltes WPB est confirmée par les diagrammes $\frac{TiO_2}{Zr}$ (fig. 63) et $\frac{V}{Ti/100}$ (fig. 64)

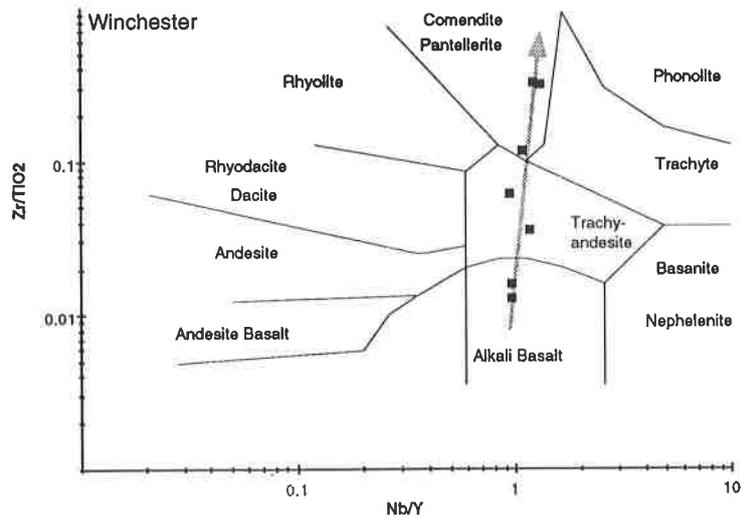


Figure 61: Diagramme "Winchester" de l'affleurement du Wadi Hawasina montrant une tendance évolutive (flèche) partant de basalt à la base de la section vers des comendites-pantellerites au sommet de la séquence volcanique.

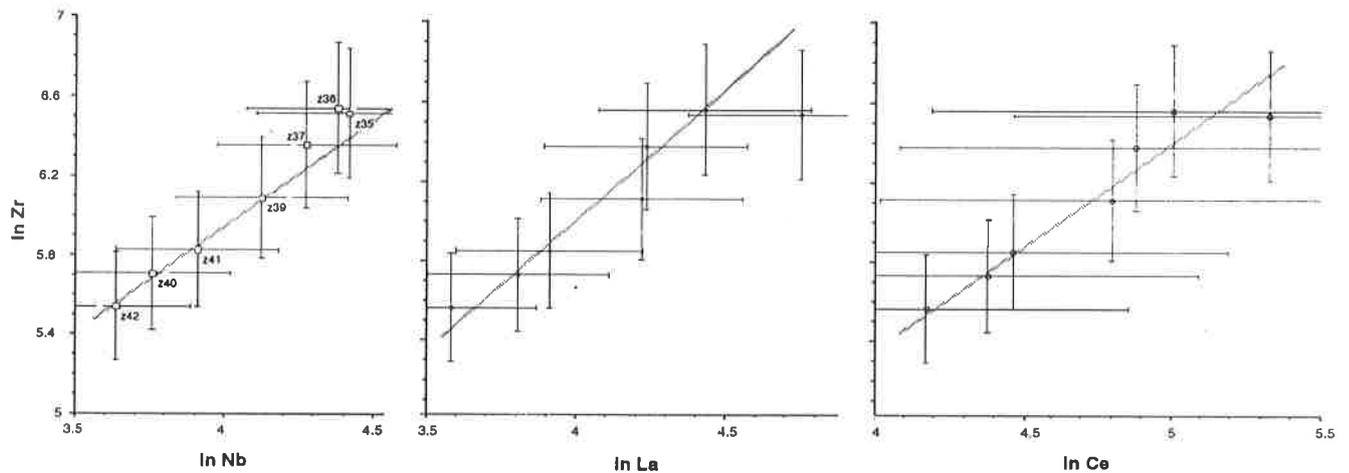


Figure 62: Rapport des éléments $(Nb, Ce, La)/Zr$ voir texte pour explications.

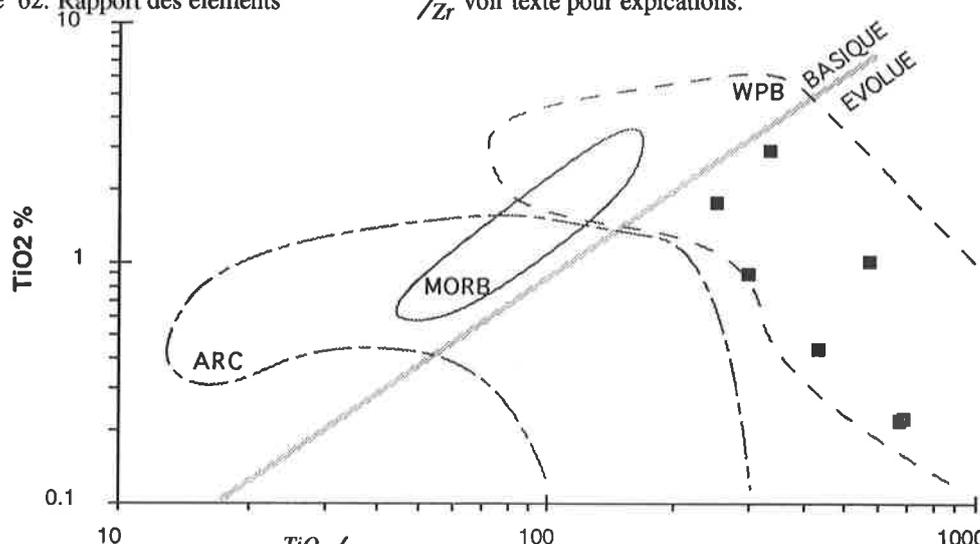


Figure 63: Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) indiquant une origine WPB pour les basaltes du "Wadi Hawasina".

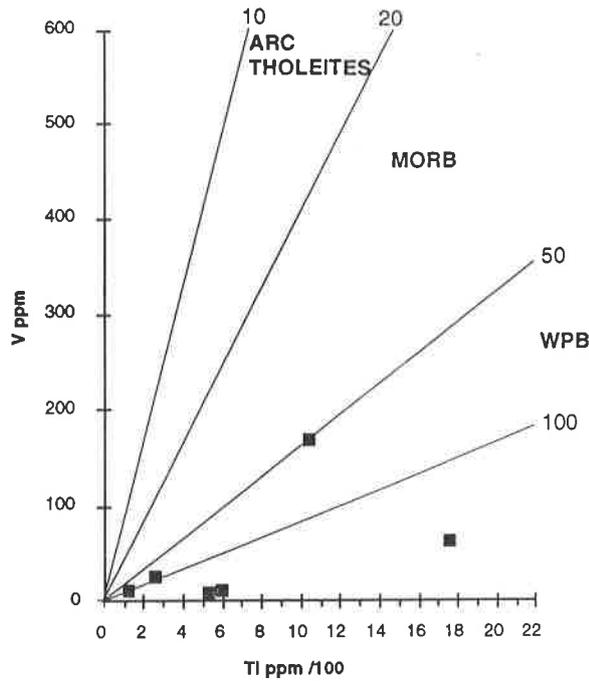


Figure 64: Rapport des éléments $V/Ti/100$ (Shervais, 1982) indiquant une origine WPB pour les basaltes du "Wadi Hawasina".

Le "spider" diagramme (fig. 65) indique également envisager une origine intra-plaque pour ces basaltes. Les anomalies positives en Ba, Th, Nb, Ce, P et Zr, accompagnées de valeurs unitaires ou négatives des éléments Hf, Sm, Ti, Yb, Sc, Cr et Ni sont caractéristiques de tels environnements (Pearce, 1982).

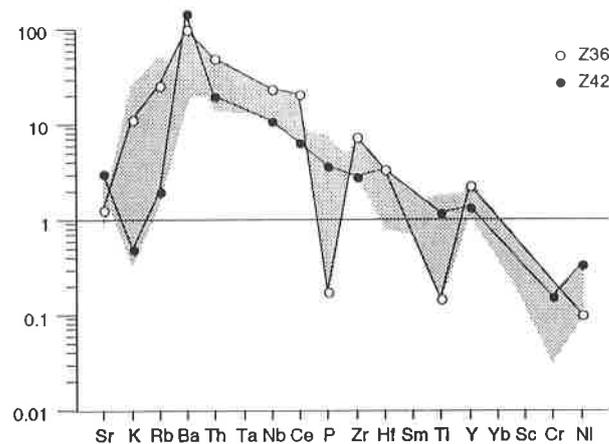


Figure 65: "spider" diagramme normalisé MORB d'après Pearce (1982), indiquant une origine intra-plaque des basaltes de l'affleurement du Wadi Hawasina. (Valeurs de normalisation : Sr=120 ppm ; $K_2O=0.15\%$; Rb=2.0 ppm ; Ba=20 ppm ; Th=0.2 ppm ; Ta=0.18 ppm ; Nb=3.5 ppm ; Ce=10.0 ppm ; $P_2O_5=0.12\%$; Zr=90 ppm ; Hf=2.4 ppm ; Sm=3.3 ppm ; $TiO_2=1.5\%$; Y=30 ppm ; Yb=3.4 ppm ; Sc=40 ppm ; Cr=250 ppm ; Ni= 90 ppm)

Daid

Situés à quelques kilomètres au sud du Jebel Qamar Nord, ces affleurements (fig. 66) se situent sur le bord de la route goudronnée partant de Daid vers Idhn. Ils sont composés par une série bréchique à éléments de carbonate (planche 5, fig.3) de plate-forme exclusivement permien dont les blocs sont représentés par :

- des calcaires gris de type "grainstone" à *Parafusulina* sp. et bryozoaires, (Dét. A.P.).
- des calcaires gris de type "grainstone" à *Nankinella* sp., *Hemigordius* sp., *Globivalvulina* sp., *Pachyphloia* sp., (Dét. A.P.).
- des calcaires gris de type "grainstone" à *Paleotextularia* sp., *Schubertellidae* et échinodermes.
- des quartz-arénites à *Polydiexodina* sp., (Dét. A.P.).

Ces brèches se situent une quarantaine de mètres au-dessus de radiolarites rouges et vertes datées Berriasien-Valanginien avec l'association faunistique suivante:

- Ech 1528 - *Parvicingula boesii* (Parona), *Sethocapsa kaminogoensis* Aita, *Hemicryptocapsa capita* Tan, *Acanthocircus dicranacanthoas* (Squinabol), *Emiluvia chica* Foreman, *Thanarla pulchra* (Squinabol), (Déterminations Spela Gorican).
- Ech 1527 - *Acanthocircus dicranacanthoas* (Squinabol), *Hemicryptocapsa capita* Tan, *Acaeniotyle umbilicata* (Rüst), *Pseudodictyomitra puga* (Schaaf), *Pseudodictyomitra depressa* Baumgartner, *Sethocapsa kaminogoensis* Aita, *Parvicingula boesii* (Parona), *Emiluvia chica* Foreman, *Archaeodictyomitra excellens* (Tan), *Sethocapsa uterculus* (Parona), (Déterminations Spela Gorican).

Ces radiolarites surmontent, à leur tour, une série de laves en coussins et tuffites à blocs et olistolithes de carbonates de plate-forme permien.

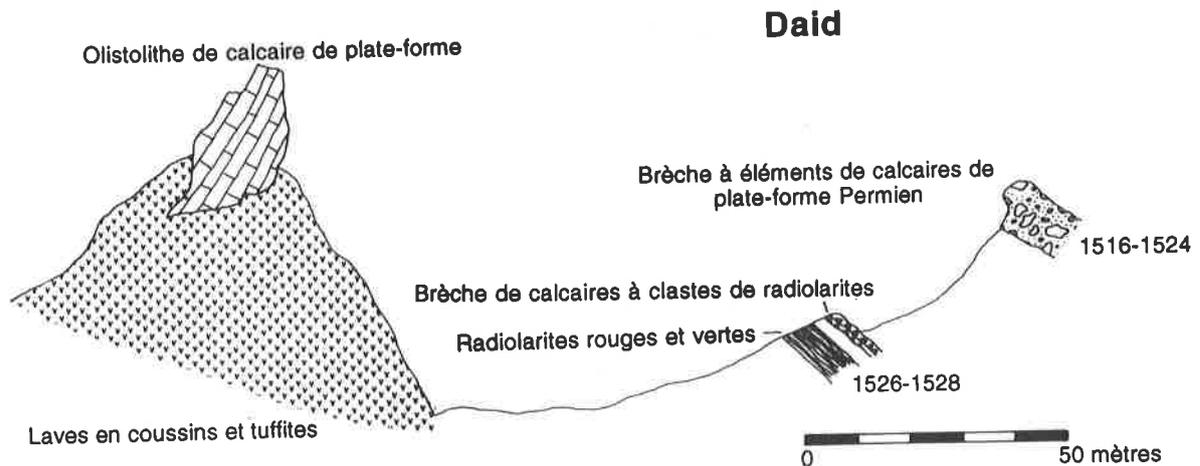


Figure 66: Coupe lithologique de Daid.

Localité 574 ("Batain Mélange")

Cet affleurement, situé à proximité du village de Ras Al Jifan, est composé par une mégabrèche de carbonates de plate-forme dont les faciès principaux sont :

- a) calcaires récifaux blancs recristallisés à échinodermes, coraux et foraminifères.
- b) calcaires rosés à lamellibranches.
- c) calcaires blancs à fusulines.
- ?) Les calcaires rouges à ammonoïdés décrits par Shackleton (1990) n'ont pas pu être retrouvés.

Cette mégabrèche surmonte une série de radiolarites rouges sombre, datée Valanginien-Barrémien, avec un contact recouvert d'un reg sur un mètre. La faune de ces radiolarites est représentée par :

- Ech. 1075 - *Sethocpsa kaminogoensis* Aita, *Archaeodictyomitra excellens* (Tan), *Holocryptocanium* sp., *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Hemicryptocapsa capita* Tan, *Acanthocircus dicranacanthos* (Squinabol), *Sethocapsa uterculus* (Parona), *Parvicingula usotanensis* Tumanda, (Déterminations Spela Gorican).

Environ 200 mètres au nord-ouest de cet affleurement, et au milieu de dunes de sable, des radiolarites rouges sombres à passées vertes ont livré une faune caractéristique du Trias supérieur. Il est clair qu'aucune corrélation directe ne peut être faite entre ces deux affleurements.

Jebel Rahbah

Ces affleurements situés entre ceux du Groupe d'Al Buda'ah et ceux du Wadi Wasit (chap. 5.2.6), ont été étudiés dans la région du Wadi Wasit par Blendinger (1988). La base E de cette montagne (fig. 30) nous a montré une série mégabréchique composée par:

- 1) des carbonates de plate-forme à fusulines et onchoïdes en bancs décimétriques à métriques indiquant un âge Murgabien-Dzhulfien dont la biophase est représentée par :
Ech. 1275 - *Hemigordius* sp., *Nankinella* sp., *Bradyina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Paleotextularia* sp. (Dét. A.P.)
Ech. 1269- *Verbeekina* sp., *Nankinella* sp., *Neoschwagerina* sp., *Paraglobivalvulina* sp., *Dagmarita* sp., *Nodosaria* sp., *Hemigordius* sp., *Froncina* sp., *Pachyphloia* sp., *Ichtiolaria* sp., *Pseudovermiporella* sp., *Hikorocodium*, *Anatolipora*, (Dét. A.P.)
- 2) des carbonates rouges à ammonoïdés en faciès Hallstatt d'âge indéterminé.
- 3) des dolomies jaunes en bancs métriques.
- 4) des calcaires micritiques noirs fétides en bancs décimétriques à métriques.
- 5) des laves en coussins.
- 6) des serpentinites.

Cet affleurement est composé par une série d'écaillés tectoniques délimitées par des chevauchements important mis en évidence par la présence de serpentinites et de laves en coussins au sein des plans de chevauchement.

Au sommet de cette série composée de blocs décimétriques à pluridécimétriques de carbonates resédimentés, nous avons pu observer un "hard-ground" décimétrique à lamellibranches semblant cacheter cette série détritique.

Au pied de la face sud-est de cet exotique, la relation entre les mégabrèches et les volcanites sous-jacentes est clairement tectonique, il ne peut en aucun cas s'agir de contact érosif comme proposé par Blendinger (1988).

5.4.6 - MILIEU DE DÉPÔT

Le milieu de dépôt de ces résédiments est identique à celui de ceux décrits précédemment. Il est vraisemblablement situé au pied de la marge omanaise, dans un environnement bassin al attesté par les radiolarites associées à ces sédiments. L'origine des blocs est sans doute en relation avec des formations situées dans un contexte similaire au Groupe d'Al Buda'ah, qui présentent des faciès similaires à ceux qui sont résédimentés dans ces "debris flow".

5.5 - CONCLUSIONS SUR LES RESÉDIMENTS PERMIENS

La première chose à noter est la similitude pétrographique des éléments remaniés entre les affleurements, qui permet de supposer une source commune. La série sédimentaire du Groupe d'Al Buda'ah est la seule source potentielle connue actuellement; elle sera donc considérée comme telle. Nous avons vu (Chap. 4 et 5) que le Groupe d'Al Buda'ah ne pouvait pas être considéré comme un atoll impliquant dès lors une position en pied de marge.

Les mises en place des brèches dans le bassin d'Hamrat Duru se sont effectuées durant trois périodes majeures (tableau 3)

La nature WPB des basaltes associés aux brèches à éléments de calcaires permien permet d'envisager un milieu de mise en place proche de la marge omanaise, vraisemblablement encore lié à de la croûte continentale. Une étude isotopique ou de terres rares permettrait de savoir si ce volcanisme contient des traces de contamination crustale, qui confirmerait (ou non) cette hypothèse. Le volcanisme n'ayant été observé que durant le Permien et le Crétacé, nous devons admettre une reprise de l'activité volcanique au Crétacé inférieur que nous pouvons relier à un changement de contraintes dans la croûte océanique causées par l'ouverture d'un back-arc dans la Néotéthys (chap. 10-11).

âge	arguments en faveur de la tectonique	arguments en faveur de l'eustatisme
Permien supérieur	Il correspond à la phase finale du rifting Néo-Tethysien et au début de son océanisation, des mouvements tectoniques majeurs ont vraisemblablement pu provoquer des changements drastiques dans la paléogéographie de la plate-forme (Stampfli <i>et al.</i> , 1991 ; Stampfli & Pillevuit, 1993)	La fin du Permien est affectée par des changements eustatiques importants (Haq <i>et al.</i> , 1987)
Trias supérieur	Il est caractérisé par un environnement tectonique stable sur la plate-forme omanaise, mais il est également affecté par des changements de configuration de la tectonique des plaques, principalement au nord de la Néotéthys (Stampfli <i>et al.</i> , 1991 ; Stampfli & Pillevuit, 1993)	Les phénomènes eustatiques ont vraisemblablement joué un rôle important, car cette période est affectée par des régressions importantes à la fin du Ladinien et du Carnien ainsi que par un "low stand" majeur à l'Hettangien (Haq <i>et al.</i> , 1987).
Crétacé inférieur	Il est caractérisé par une tectonique des plaques en plein réajustement, avec l'ouverture de l'océan indien et le début de la subduction intra-océanique Néo-Tethysienne (Stampfli <i>et al.</i> , 1991 ; Stampfli & Pillevuit, 1993)	Cette période est soumise à deux régressions majeures durant le Berriasien-Valanginien (Haq <i>et al.</i> , 1987)

Tableau 3 : Les résédiments d'éléments permien: relations avec des événements tectoniques et eustatiques.

CHAPITRE 6 - LES SÉDIMENTS PÉLAGIQUES PERMIENS EN FACIÈS HALLSTATT

6.1 - LA FORMATION DE RUSTAQ

Cette nouvelle formation informelle créée ici, a été décrite pour la première fois par Béchenec (1988) en qualité de Formation d'Al Jil 1. En janvier 1990, sur les indications de F. Béchenec, une campagne de paléomagnétisme dirigée par J. Besse nous permis de rééchantillonner cette coupe en détail. En février de cette même année W. Blendinger après avoir pris connaissance de l'existence de cet affleurement (fig. 67) entrepris un échantillonnage qui donna naissance à une publication (Blendinger *et al.*, 1992).

6.1.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La localité de référence, unique affleurement connu à l'heure actuelle, se situe quelques kilomètres à l'ouest du village de Rustaq. Cette formation peut néanmoins être corrélée avec les affleurements du Wadi Wasit et de Nackl sud qui montrent également quelques décimètres de faciès rouges à ammonioïdes et conodontes du permien supérieur (chap. 5.2.6).

6.1.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Cette formation est représentée par une série de carbonates pélagiques rouges à ammonioïdes manganésifères présentant un faciès caractéristique de type Hallstatt.

6.1.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure est marquée par une série de laves en coussins (Ø 20 cm à 1 mètre) à vacuoles millimétriques et par des tuffites vertes.

La limite supérieure est définie avec l'apparition de dolomies jaunes finement litées.

6.1.4 - AGE

La faune à ammonioïdes, trilobites et conodontes indique un âge Murgabien-Midien.

6.1.5- DESCRIPTION DÉTAILLÉE

La série (fig. 68) est représentée de la base vers le sommet par :

- ~50 mètres de laves en coussins à vacuoles millimétriques remplies de calcite associées à des tuffites vertes. Localement, et principalement dans les derniers mètres de la série volcanique, il est possible d'observer des méas remplis de calcaires rouges à conodontes ou des niveaux discontinus centimétriques de calcaire rouge-brique à conodontes interstratifiés dans la série.
- 20 à 120 centimètres de calcaires argileux rouges à ammonioïdes manganésifères, conodontes et trilobites.
- 1 mètre de dolomie massive jaune-rose.
- un niveau discontinu de calcaire argileux rouge en faciès Hallstatt azoïque.
- 1 mètre de dolomie massive jaune-rose.

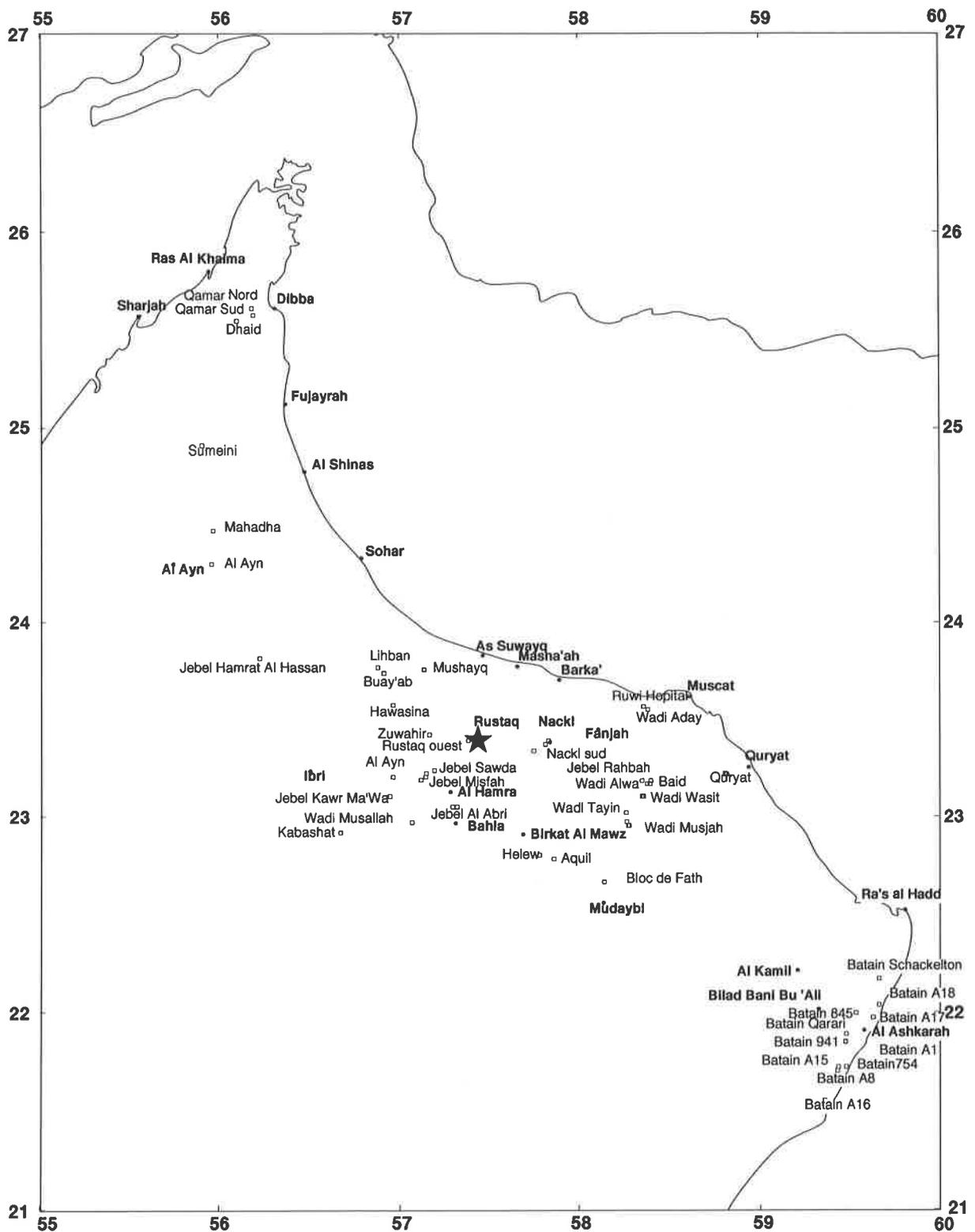


Figure 67 : Localisation des affleurements de sédiments pélagiques du Permien supérieur.

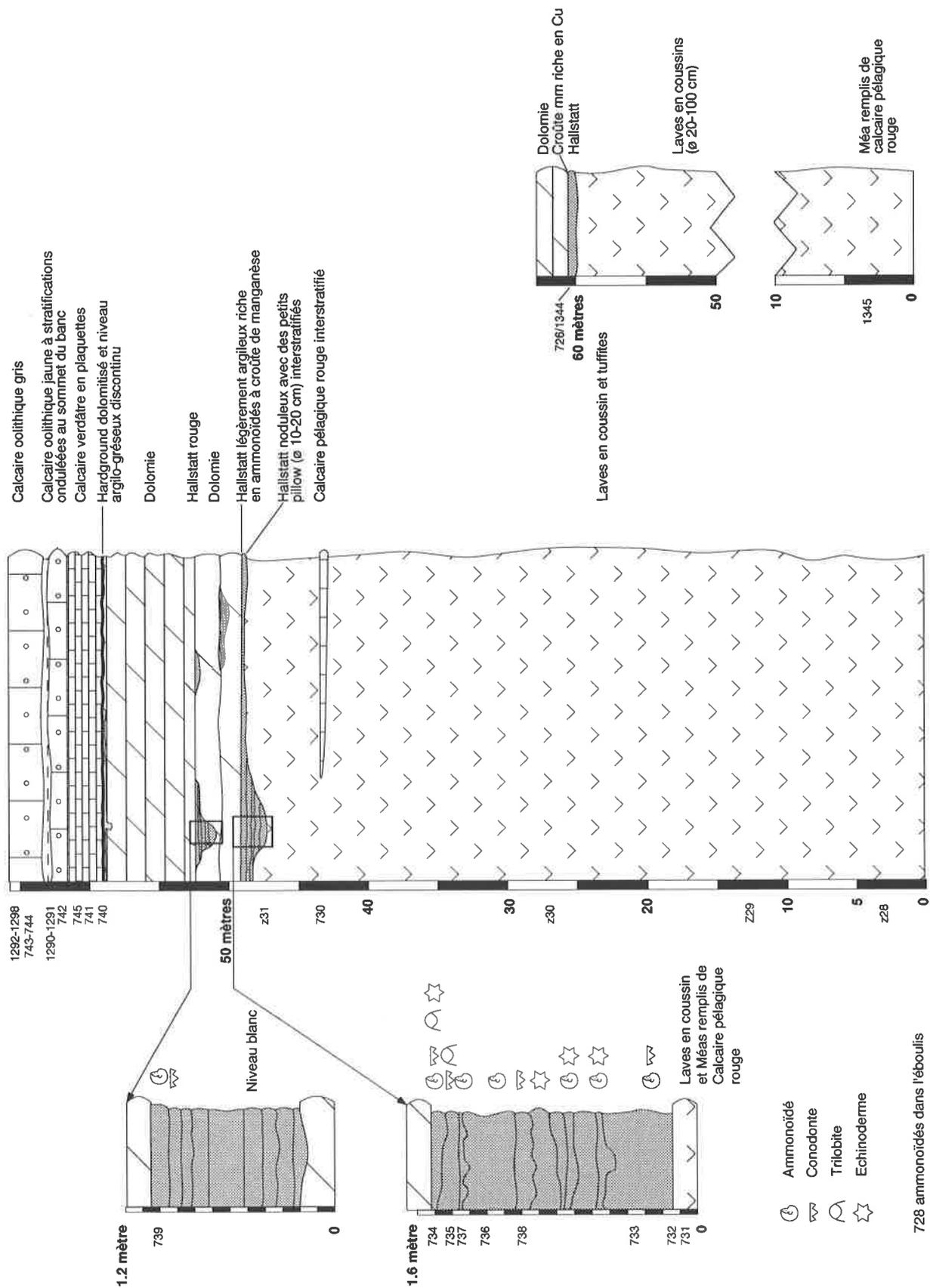


Figure 68 : Coupe lithologique de la formation de Rustaq.

- 20 cm à 1 mètre de calcaire noduleux rouge à ammonoïdés et conodontes.
- La faune de ces niveaux est représentée par (cf. figure pour localisation des échantillons).
- ammonoïdés indiquant un âge Wordien, (Déterminations W.W. Nassichuk).

éch. 733 - *nautilicone*, *Aricoceras* sp., *Neocrimites* sp., *Hyattoceras* sp., *Agathiceras* sp., *A. suessi*, *Stacheoceras* sp., *bactritid*, *Waagenoceras* sp., *W. nikitini*, *Altudoceras* sp., *A. n.* sp., *Parapronorites* sp., *P. beyrichi*, *Tavrocera* sp., *Eumedlicottia verneuili*, *Virgaloceras noduliferum*, *Sosiocrimites n. sp.*, *Tauroceras* sp., *Daraelites* sp., *Neoaricoceras ? sp.*, *Hyattoceras* sp., *Martoceras darae*, *Thomceras ? sp.*, *Neogeoceras canavarii*, *Bitauioceras* sp., *cycloceratid (?Brachycycloceras)*.

éch 734 - *Epadrianites involutus*

éch 735 - *Altudoceras ? sp.*, *Conchidium ?*, *Propinacoceras* sp., *Platyceras ? sp.*, *Epadrianites ? sp.*, *Tauroceras* sp., *Stacheoceras* sp.

éch 736 - *Medlicottia ? sp.*,

éch 737 - *Stacheoceras* sp.

- trilobites indiquant un âge Murgabien. (planche 7, fig. 8-9), (Déterminations J.-F. Becq-Giraudon).

éch 734 et 735 - *Timoraspis breviceps* (Gheyselinck, 1937)

- conodontes indiquant un âge "Permien moyen", (Déterminations Léopold Krystyn).

-éch 726, 728, 730, 731, 733, 738, 739 - *Gondolella siciliensis*

- 7 mètres de dolomies jaunes finement stratifiées.
- un niveau centimétrique argilo-gréseux discontinu surmonté par une surface durcie dolomitisée.
- 2 mètres composés à la base par une alternance de calcaires gréseux et argilites passant à des calcaires verts en plaquettes.
- 3 mètres de calcaires oolithiques massifs.
- une série calcaro-gréseuse typique de la Formation de Matbat.

6.1.6 - GÉOCHIMIE

Les analyses géochimiques effectuées sur trois échantillons prélevés dans des laves en coussins, ont indiqué que nous avons à faire à des compositions basaltiques (fig. 69)

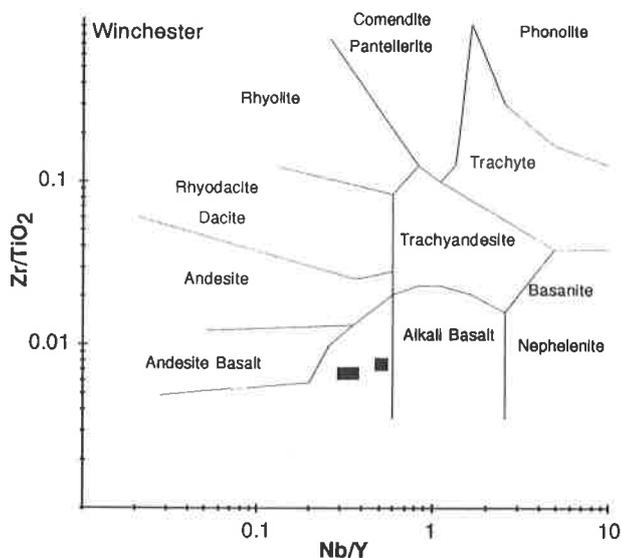


Figure 69: Diagramme Winchester des laves de l'affleurement de Rustaq.

Les diagrammes $Zr/Y/Zr$ (fig. 70), TiO_2/Zr (fig. 71) et V/Ti_{100} (fig. 72) indiquent une origine de type MORB pour ces basaltes, également confirmée par le "spider" diagramme (fig. 73A) qui montre des valeurs très légèrement en dessus de la norme pour le Sr, Rb, Ba, Th, Nb, Ce et P, ainsi que des valeurs normatives pour les éléments allant du Zr au Ni. La similitude entre ce dernier diagramme et celui effectué avec des basaltes océaniques de la Mer Rouge (fig. 73B) (Altherr *et al.*, 1988) est tout à fait frappante.

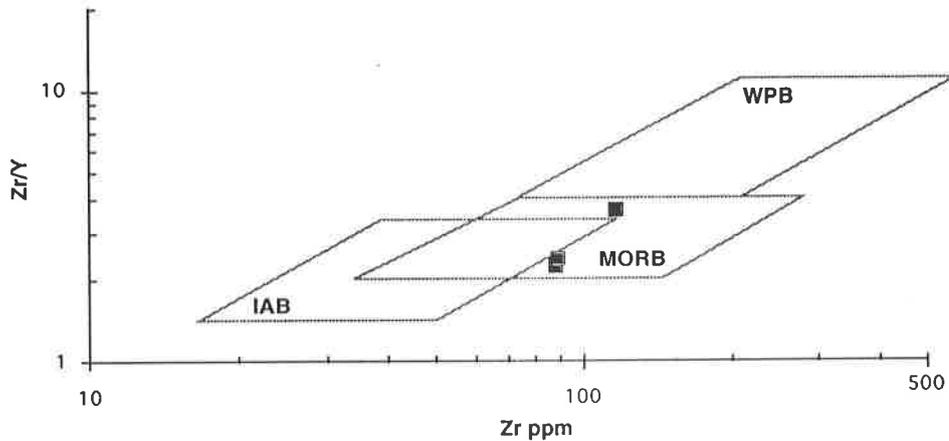


Figure 70: Rapport des éléments $Zr/Y/Zr$ (Pearce & Norry, 1979) indiquant une origine MORB pour les basaltes de "Rustaq".

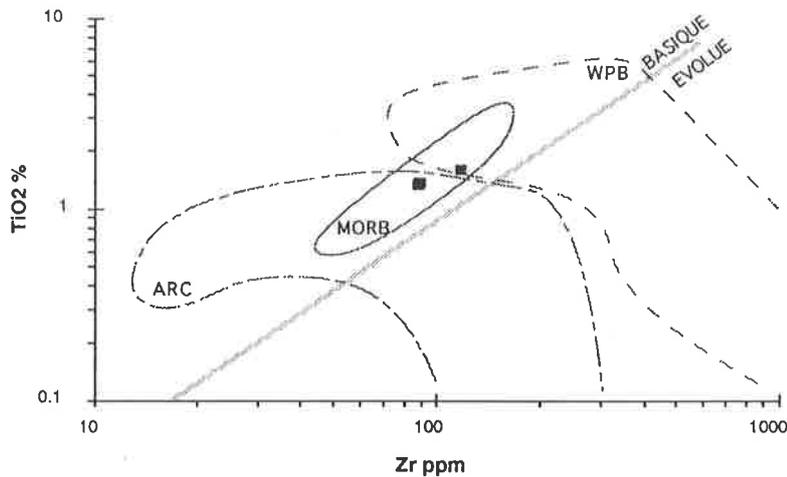


Figure 71: Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) indiquant une origine MORB pour les basaltes de "Rustaq".

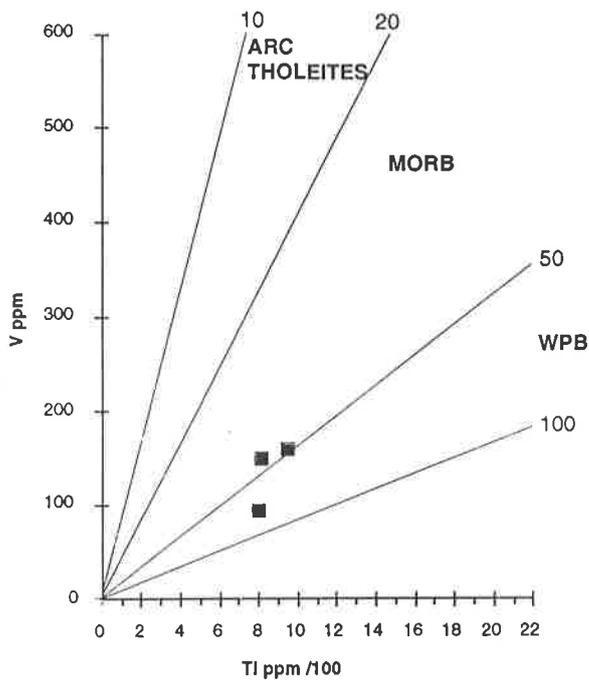


Figure 72: Rapport des éléments $V/Ti/100$ (Shervais, 1982) indiquant une origine MORB à WPB pour les basaltes de "Rustaq".

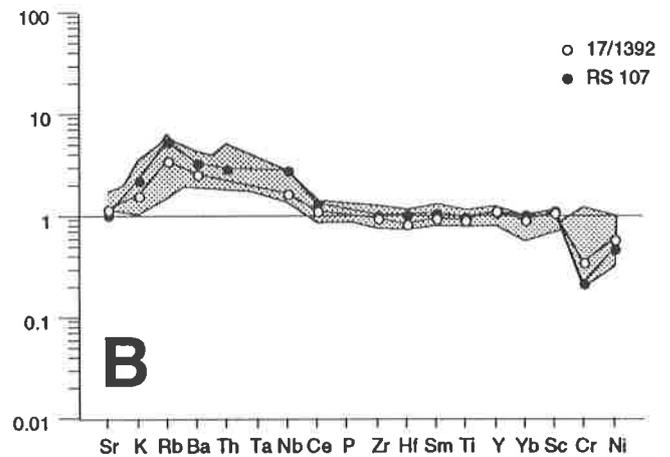
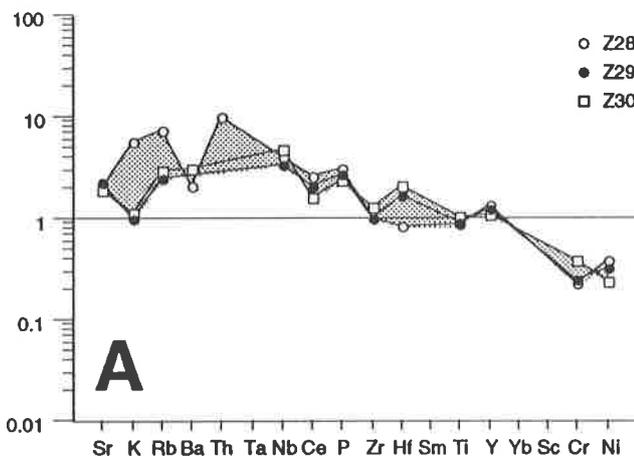


Figure 73 A) "spider" diagramme pour les roches volcaniques de l'affleurement de Rustaq caractéristique d'un environnement MORB.

B) "spider" diagramme des basaltes de croûte océanique de la Mer Rouge (Altherr *et al.*, 1988).
(Valeurs de normalisations : Sr=120 ppm ; $K_2O=0.15\%$; Rb=2.0 ppm ; Ba=20 ppm ; Th=0.2 ppm ; Ta=0.18 ppm ; Nb=3.5 ppm ; Ce=10.0 ppm ; $P_2O_5=0.12\%$; Zr=90 ppm ; Hf=2.4 ppm ; Sm=3.3 ppm ; $TiO_2=1.5\%$; Y=30 ppm ; Yb=3.4 ppm ; Sc=40 ppm ; Cr=250 ppm ; Ni= 90 ppm)

6.1.7 - MILIEU DE DÉPÔT

La comparaison des basaltes océaniques de la Mer Rouge avec les basaltes de Rustaq permet de supposer un milieu de dépôt des séries sédimentaires pélagiques sus-jacentes sur croûte océanique. Ces volcanites, ainsi que les sédiments associés se distinguent très nettement de la série volcano-sédimentaire du même âge observée au Wadi Wasit. La comparaison de ces deux affleurements avec la marge de la Mer Rouge permet de conclure à un milieu relativement distal pour cet affleurement.

6.1.8 - CONCLUSIONS SUR LA FORMATION DE RUSTAQ

Selon Becq-Giraudon (communication orale), la faune à trilobites donne de bonnes indications paléoenvironnementale. Le locus typicus de l'holotype de *Timoraspis breviceps* se situant à Timor, nous pouvons conclure que les affleurements d'Oman se situaient sur la même marge que ceux de Timor. Ce genre est également connu en Sicile avec des espèces différentes. Il faut de surcroit souligner que cette espèce a été recoltée dans des faciès bassiniaux vraisemblablement plus profonds que les faciès de Sumeini (chap. 3) laissant supposer la possibilité d'une différenciation de ces espèces avec la profondeur, identique à celle connue dans le Carbonifère.

CHAPITRE 7 - LE GROUPE DE KAWR

7.1 - INTRODUCTION

Originellement ce groupe appartenait au "Oman Exotics" (Glennie *et al.*, 1974), il fut redéfini par Béchenec (1988) avec les quatre formations suivantes:

- la Formation de Misfah d'âge Norien Rhétien.
- la Formation de Nadan d'âge Tithonique supérieur Berriasien.
- la Formation de Safil d'âge Cénomaniens inf-Turonien moyen.
- la Formation de Ba'id d'âge Permien supérieur.

Pour les mêmes raisons que celles décrites au chapitre 4, il m'a semblé nécessaire de redéfinir le Groupe de Kawr.

Le Groupe de Kawr, redéfini dans ce travail, est composé, de bas en haut, par les formations suivantes.

- l'unité volcanique de Misfah composée par une série d'environ 100 mètres d'épaisseur, de basaltes massifs, de basaltes en coussins et de tuffites.
- la Formation de Subayb composée par une série calcaro-marneuse noire pouvant atteindre 150 mètres d'épaisseur, et dont l'âge est Ladinien-Carnien.
- la Formation de Misfah composée par une série massive de carbonates de plate-forme gris, dépassant 700 mètres d'épaisseur et d'âge Ladinien-Carnien à Rhétien.
- la Formation de Fatah représentée par des faciès Ammonitico-Rosso d'âge Dogger supérieur.
- la Formation de Nadan représentée par des faciès de type Calcari ad Aptici d'âge Oxfordien supérieur à Tithonique.
- la Formation de Safil composée par une série de carbonates pélagiques d'âge Cénomaniens inférieur à Turonien moyen.

Ce Travail		Béchenec (1988)		Glennie & al. (1974)	
Groupe de Kawr	Fm de Safil	Groupe de Kawr	Fm de Safil	Fm de Nadan "OMAN EXOTICS"	
	Fm de Nadan		Fm de Nadan		
	Fm de Fatah				
	Fm de Misfah		membre carbonaté supérieur		
	Fm de Subayb		Fm de Misfah		
	unité volcanique de Misfah		membre volcanique inférieur		
Groupe d'Al Buda'ah	fm de Ta'yin	Groupe de Kawr			
	Fm d'Alwa				
	Fm de Ba'id		membre carbonaté supérieur		
			Fm de Ba'id	membre volcanique inférieur	

Tableau 4 : Équivalences entre les Groupes d'Al Buda'ah et Kawr définis dans ce travail avec le Groupe de Kawr défini par Béchenec (1988) et les "Oman Exotics" de Glennie & al. (1974)

Le Groupe de Kawr affleure largement sur le flanc sud du Jebel Akhdar, dans les Jebel Kawr, Misfah, Misht et Ghul (Feuille Rustaq (Beurrier & al., 1986), Bahla (Béchenec *et al.*, 1986) et Ibri (Minoux & Janjou, 1986) ainsi qu'au nord du Wadi Fatah sur le Jebel Hamrat al Asan (feuille Dank; Le Métour & al., 1991)).

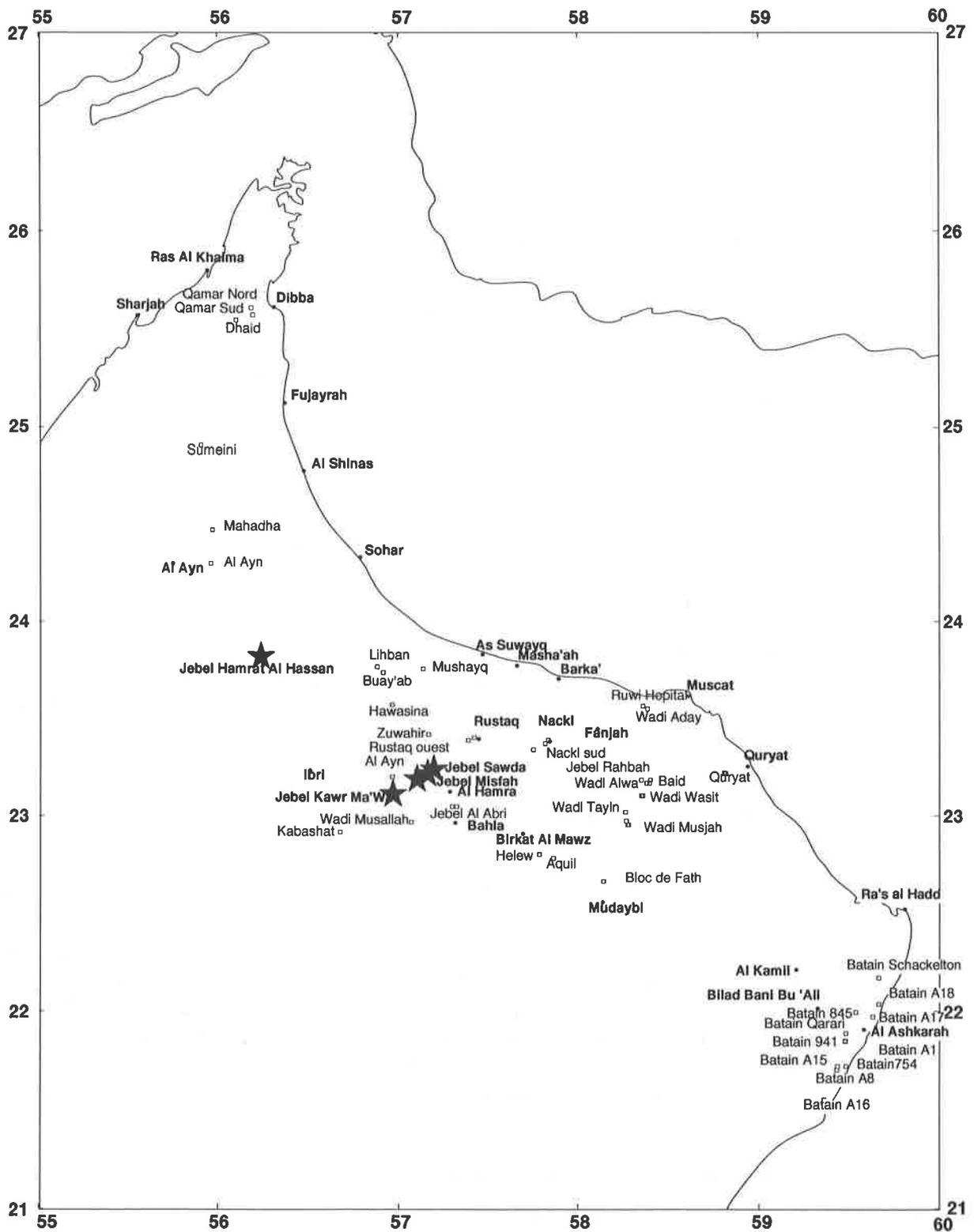


Figure 74 : Localisation des affleurements du Groupe de Kawr étudiés dans ce travail.

Les faciès des formations appartenant au Groupe de Kawr, et presque exclusivement les faciès de la Formation de Misfah, apparaissent souvent sous forme de blocs ou d'olistolithes remaniés dans d'autres groupes des nappes Hawasina, principalement dans les Groupes d'Al Aridh et d'Umar (chap. 8).

Le Groupe de Kawr chevauche généralement le Groupe d'Al Aridh, comme dans la fenêtre de Nadan, ou le Groupe d'Hamrat Duru, comme dans le Jebel Misfah. Il est lui même chevauché, très localement, sur le flanc sud du Jebel Kawr, par le Groupe de Umar et plus généralement par les harzburgites de la nappe de Semail, tel que sur le flanc occidental du Jebel Misht (Béchenec, 1988).

7.2 - L'UNITÉ VOLCANIQUE DE MISFAH

7.2.1 - INTRODUCTION

La Formation de Misfah, décrite par Béchenec (1988), est représentée par:

- un membre volcanique inférieur (Mfv), composé de basaltes en coussins, de volcanites massives, de tuffites et de volcano-sédimentaire dont l'épaisseur peut atteindre 100 mètres.
- un membre sédimentaire supérieur (Mf), composé d'une épaisse série de carbonate de plate-forme du Trias supérieur, qui peut atteindre jusqu'à 800 mètres d'épaisseur.

Ces deux faciès étant facilement différentiable, il m'a paru opportun de créer une unité supplémentaire composée par la série volcanique se trouvant sous les carbonates de plate-forme, d'autant plus que ces derniers ont été divisés en deux formations distinctes (tableau 4).

7.2.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Les affleurements de cette formation sont très bien développés sous le Jebel Misfah, en particulier sur le flanc est de cette montagne (fig. 76). Ils sont également bien visibles dans le Jebel Ghul et au coeur du Jebel Kawr (Béchenec, 1988). Les affleurements les plus faciles d'accès, et montrant la plus grande variabilité de faciès se situent sur le flanc est du Jebel Misfah que nous allons définir comme localité de référence.

7.2.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Cette formation est composée d'une série de basaltes massifs, de hyaloclastites et de tuffites pouvant atteindre quatre-vingt mètres d'épaisseur sur le flanc oriental de l'exotique de Misfah. Localement des niveaux carbonatés peuvent venir s'interstratifier dans les dépôts volcaniques, il s'agit généralement de niveaux métriques ayant une extension latérale relativement restreinte. Elle est également bien représentée sur le flanc sud de cette même montagne sous la forme d'un appareil volcanique au sein des carbonates de la Formation de Subayb. Les faciès présents dans cette dernière localité sont principalement constitués de volcano-sédimentaires, mais on y rencontre également des basaltes en coussins et des laves massives à xénolithes d'encaissant. La base des formations carbonatées de cet exotique est également recoupée par de nombreux dykes et sills de basaltes massifs en relations étroites avec cette unité.

7.2.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure est inconnue, car le groupe de Misfah est toujours chevauchant sur les unités du bassin d'Hawasina.

La limite supérieure est par contre bien marquée, notamment à la base orientale de cet exotique (fig. 76), où l'on peut voir une transition entre les faciès volcaniques et les faciès calcaro-marneux de la Formation de Subayb. Cette limite est fixée dès l'apparition des premiers bancs carbonatés stratifiés, et sitôt que ceux-ci sont prédominant sur les dépôts volcaniques ou volcano-sédimentaires.

Jebel Misfah - Section Nord

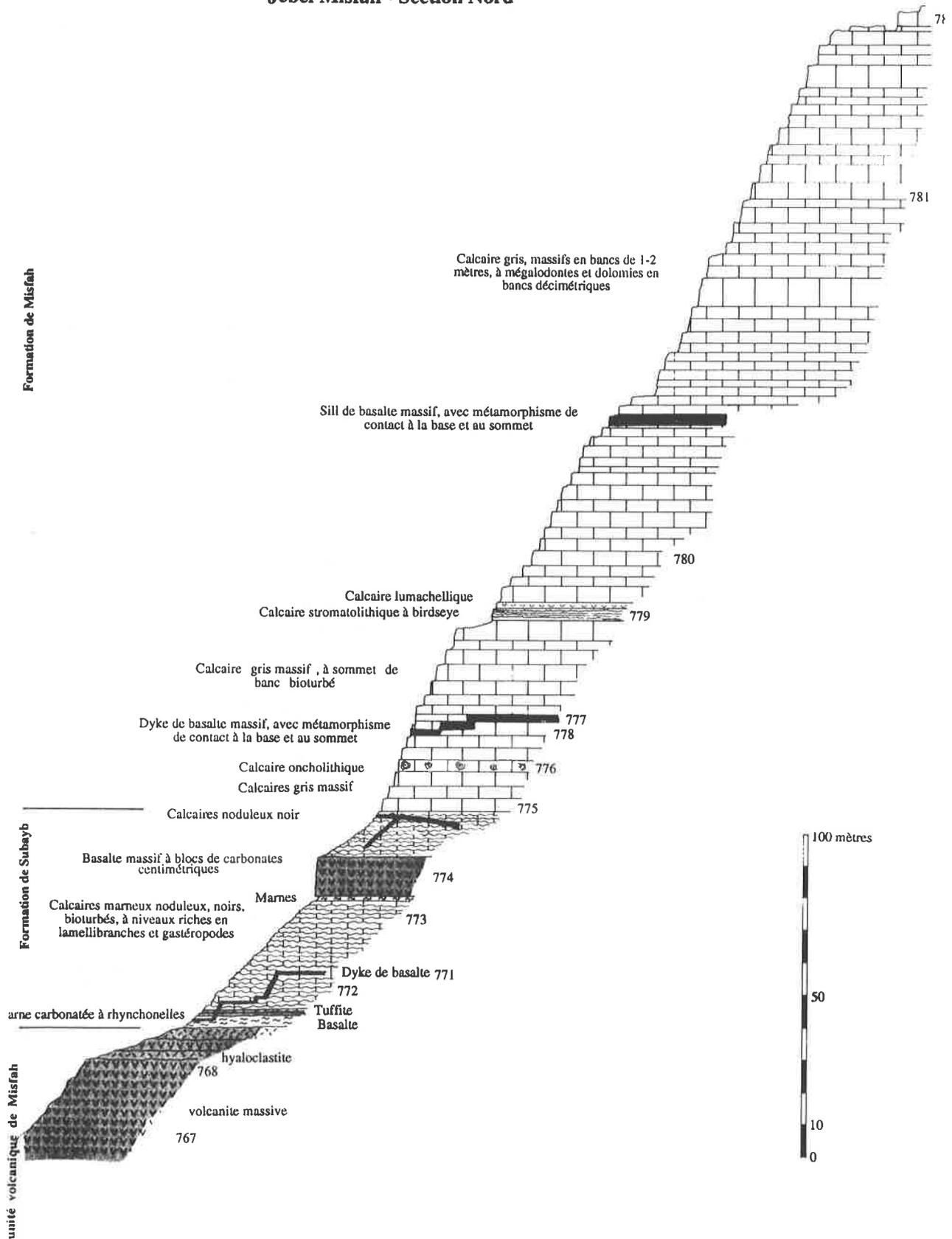


Figure 75: Coupe lithologique de la face Nord du Jebel Misfah.

7.2.5 - AGE

Cette formation est attribuée au Ladinien-Carnien, sur la base de foraminifères benthiques découverts dans des niveaux de calcaire noduleux noir, interstratifiés dans les volcanites.

7.2.6 - COUPES DÉTAILLÉES

Jebel Misfah Section nord

(coordonnées : 57° 08' 35" E / 23° 13' 35" N)

Cette coupe (fig. 75) est composée d'une série d'environ 40 mètres de laves basaltiques massives entrecoupées dans la partie supérieure par quelques niveaux plurimétriques de hyaloclastites vertes. Les hyaloclastites sommitales sont directement surmontées par les premiers niveaux de marnes calcaires à Rhynchonelles de la Formation de Subayb, cette dernière est localement entrecoupée, par de petits niveaux de tuffites, et plus généralement, par des dykes et des sills basaltiques discordant avec la stratification. Les niveaux de volcanites que l'on observe dans la Formation de Misfah sont, de manière générale, concordant avec la stratification. Sur la seule voie praticable pour atteindre le sommet de l'exotique, nous avons pu observer un sill de basalte sous-saturé (basanite) plurimétrique à ~100 mètres au-dessus des premiers niveaux carbonatés de la Formation de Misfah (éch. 777-fig. 75 & planche 2-fig. 6).

Jebel Misfah Section Est

(coordonnées : 23° 12' 30" N / 57° 08' 00" E)

Cette section (fig. 76) se situe sur le flanc oriental de l'exotique de Misfah; la base de la série volcanique chevauche des radiolarites vertes, d'âge Carnien, de la Formation d'Al Jil (Béchenec, 1988). Elle est constituée d'une cinquantaine de mètres de basaltes sombres massifs, de tuffites et de volcano-sédimentaire. Le contact avec les sédiments de la Formation de Misfah se fait assez abruptement avec un niveau microbréchique carbonaté décimétrique, remaniant quelques clastes de tuffites sous-jacentes. Comme dans la section précédente, nous avons pu observer des intercalations de tuffites, de volcano-sédimentaire et de basaltes en coussins dans la Formation de Subayb. Les sills de basalte massif sont également présents, sous forme de filons plurimétriques, jusqu'à 100 mètres au-dessus de la base des formations sédimentaires. La composition chimique de ces roches indique qu'il s'agit de basaltes, de basaltes picritiques et de trachy-andésites basaltiques pour l'essentiel (fig 77).

Elle montre une variation, de la base vers le sommet de la séquence, depuis des basaltes vers des trachy-andésites basaltiques. Les filons et les volcanites stratifiées dans la séquence sédimentaire sont caractéristiques de foïdites, de micro-basaltes et de basaltes. A la base de cette séquence volcanique, au contact avec les radiolarites de la nappe sous-jacente, un niveau bréchique, remaniant des blocs de volcanites, a donné pour les éléments remaniés, des compositions chimiques basanitiques.

En se déplaçant latéralement, une centaine de mètres vers le sud, les faciès volcaniques montrent quelques niveaux interstratifiés de calcaires noduleux noirs qui ont livrés quelques foraminifères indiquant un âge Ladinien-Carnien.

- *Turriplomina mesotriasica?*, *Involutina* sp., *Involutina comesozoica*, *Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser, 1957), *Aulotortus praegashei* (Koen-Zaninetti, 1968), (Déterminations Louisette Zaninetti & Rossana Martini).

La présence de *Turriplomina* serait un indicateur de mer ouverte.

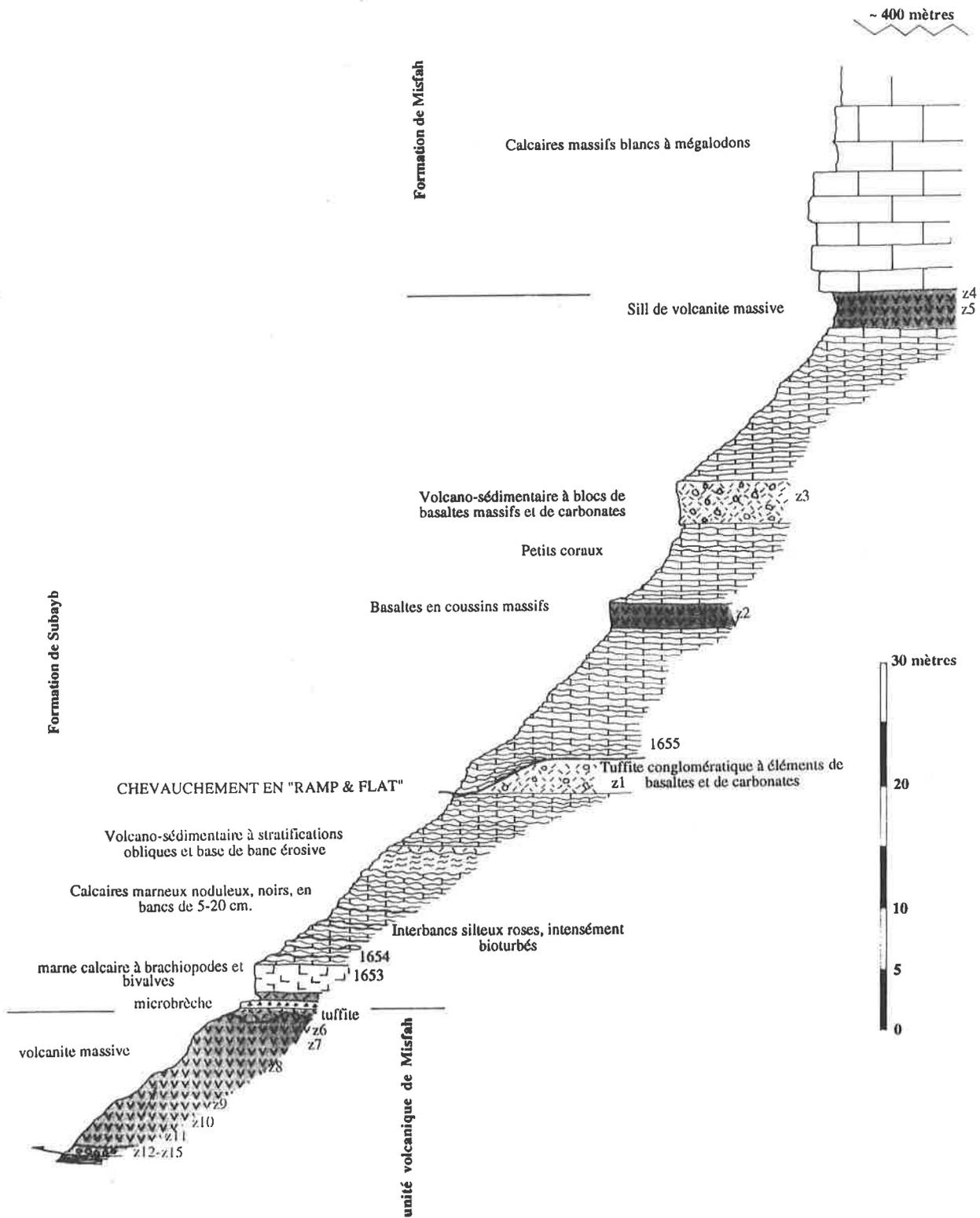


Figure 76 : Coupe lithologique de la face Est du Jebel Misfah.

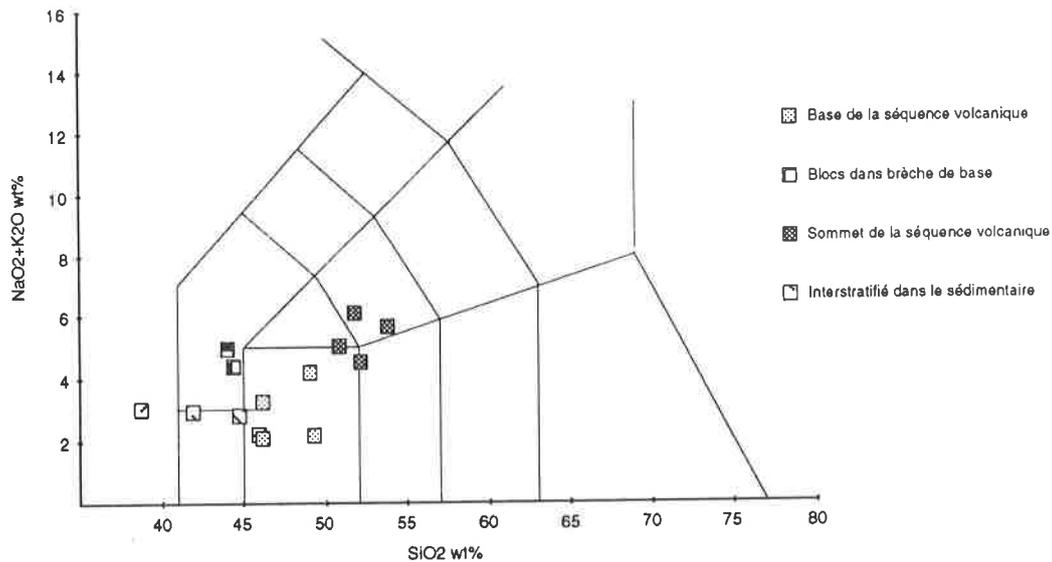


Figure 77 : Diagramme TAS (Total Alkali / Silica) (Le Bas *et al.*, 1986) des roches volcaniques de la section orientale du Jebel Misfah.

Jebel Misfah Section Sud

(57°06'50" E / 23°11'25" N)

Cette section, de plus de 150 mètres d'extension verticale montre une série volcanique, principalement composée de volcano-sédimentaire, de basaltes en coussins et de laves massives à xénolithes. Elle a la particularité de se trouver à l'intérieur de la série sédimentaire de la Formation de Subayb, et a été décrite par Béchenec (1988) comme "un appareil volcanique". L'agencement des faciès volcaniques (fig. 79) est assez complexe, il semble que la tectonique obductive ait quelque peu perturbé la géométrie originelle.

La composition chimique des roches composant cet appareil volcanique, de la base vers le sommet de la séquence, indique une variation depuis des roches basaltiques vers des basanites et des foïdites.

7.2.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Bien que la bathymétrie des séquences volcaniques ne soit pas aisée à interpréter, il semble que l'on ait à faire à des faciès marins peu profonds, à sub-aériens. Les volcanites du "faciès C" de l'appareil volcanique, avec leur "débit en colonnades" (Béchenec, 1988), indiqueraient des faciès franchement aériens. Des niveaux de carbonates à foraminifères, interstratifiés dans des tuffites nous démontrent, localement, la faible profondeur des dépôts.

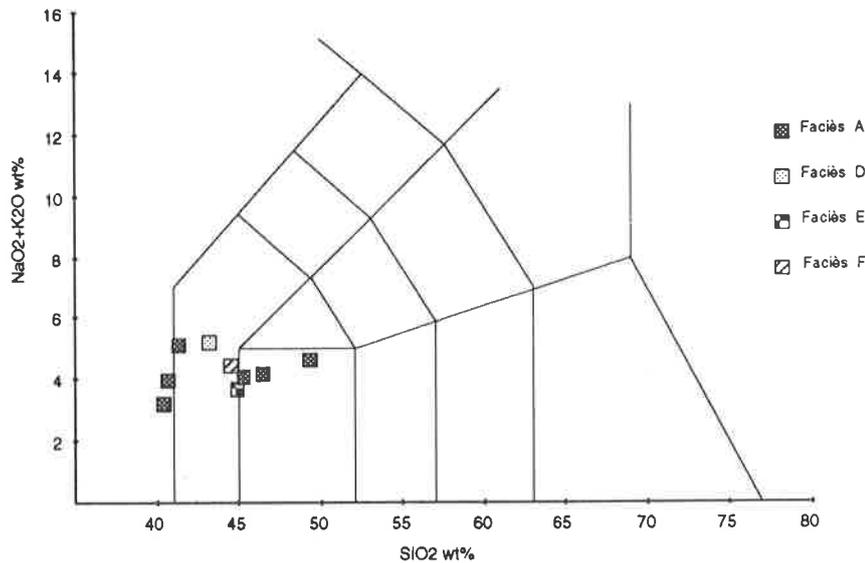


Figure 78 : Diagramme TAS (Total Alkali / Silica) (Le Bas *et al.*, 1986) des roches volcaniques de la section sud du Jebel Misfah.

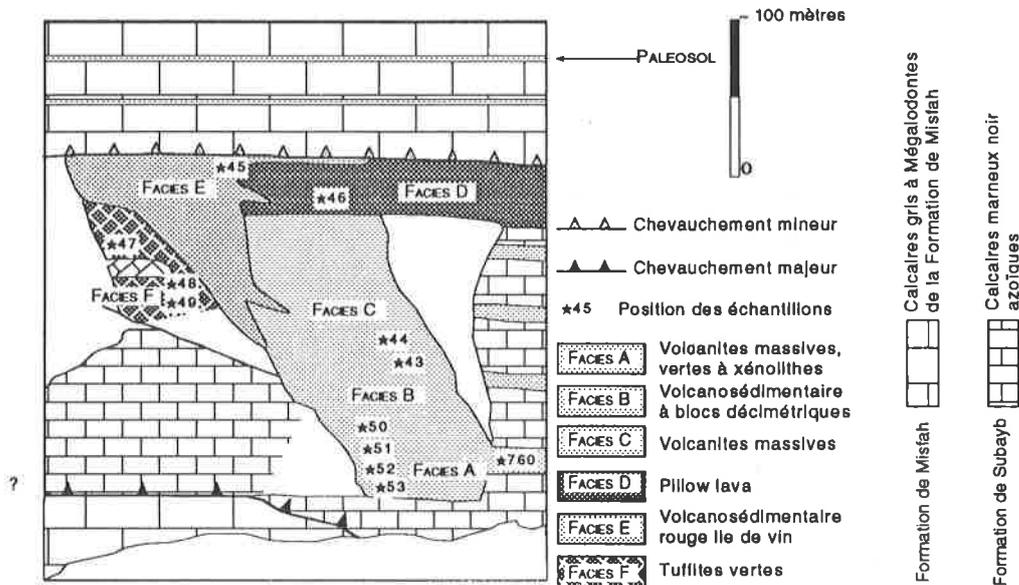


Figure 79 : Vue schématique de l'ensemble des faciès volcaniques situés sur la face sud de l'exotique de Misfah, et caractéristique d'un édifice volcanique sub-aérien.

- faciès A : roches volcaniques vertes, massives et mouchetées de minéraux blanchâtres en gerbe. A noter la présence de xénolithes de calcaires et de roches basiques. C'est le même faciès qui compose la majeure partie des sills intrusifs dans la séquence basale de la Formation de Misfah.
- faciès B : série de volcanites massives et de volcano-sédimentaire à éléments de basaltes massifs et de clastes remaniés de l'encaissant, dont certains proviennent de calcaires i.loféritiques; Les éléments sont bien arrondis, de taille centimétrique à pluridécimétrique.
- faciès C : volcanites massives, "parfois périclites, à débits en colonnades" (Béchenec, 1988)
- faciès D : série de laves en coussins à bordures hyaloclastiques
- faciès E : série volcano-sédimentaire rouge lie-de-vin, bien litée, à clastes centimétriques de carbonates et de basaltes.
- faciès F : une série de tuffites vertes, à nombreux éléments de carbonates remaniés, accompagnées de turbidites volcano-sédimentaires interstratifiées. Un bloc de carbonate à livré une faune à - *Prearukusia* sp. (espèces nomina nuda) *Aulotortus praegashei* (Koen-Zaninetti 1968), *Aulotortus communis* (Kristan, 1957), (Déterminations Louissette Zaninetti & Rossana Martini). Ce dernier foraminifère pose un problème, car il est généralement indicateur du Norien, mais associé ici avec des foraminifères Ladino-Carnien.

7.2.8 - GÉOCHIMIE

Dans les nappes d'Hawasina les volcanites de l'exotique de Misfah sont particulières, puisqu'elles sont remarquablement bien représentées, en particulier à la base du Jebel Misfah. Une trentaine d'échantillons ont été prélevés dans deux localités au sud et à l'est de cet exotique.

D'un point de vue géochimique, le diagramme Na₂O+K₂O % versus SiO₂ % montre que la majorité des échantillons tombe dans le champ des basaltes alcalins. Les deux affleurements ne se distinguent pas outre mesure, de même que les dykes, qui représentent évidemment un stade tardif de l'épisode volcanique (par rapport aux volcanites stratifiées sous le sédimentaire intrudé).

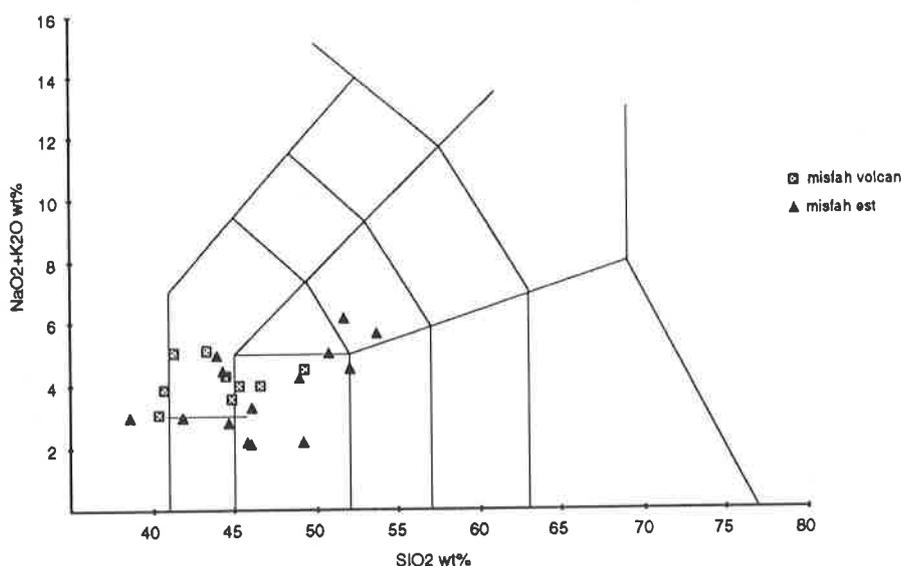


Figure 80 : Diagramme TAS (Total Alkali / Silica) (Le Bas *et al.*, 1986) des roches volcaniques de l'exotique de Misfah.

Les bonnes corrélations entre Al₂O₃, MgO, CaO, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, TiO₂ et P₂O₅ en fonction de SiO₂ (fig. 81) indiquent que les laves appartiennent vraisemblablement à une même lignée cogénétique. Ceci semble d'ailleurs être confirmé par le diagramme $\frac{(Nb, Ce, La)}{Zr}$ (fig. 82) qui montre également de bonnes droites de régression.

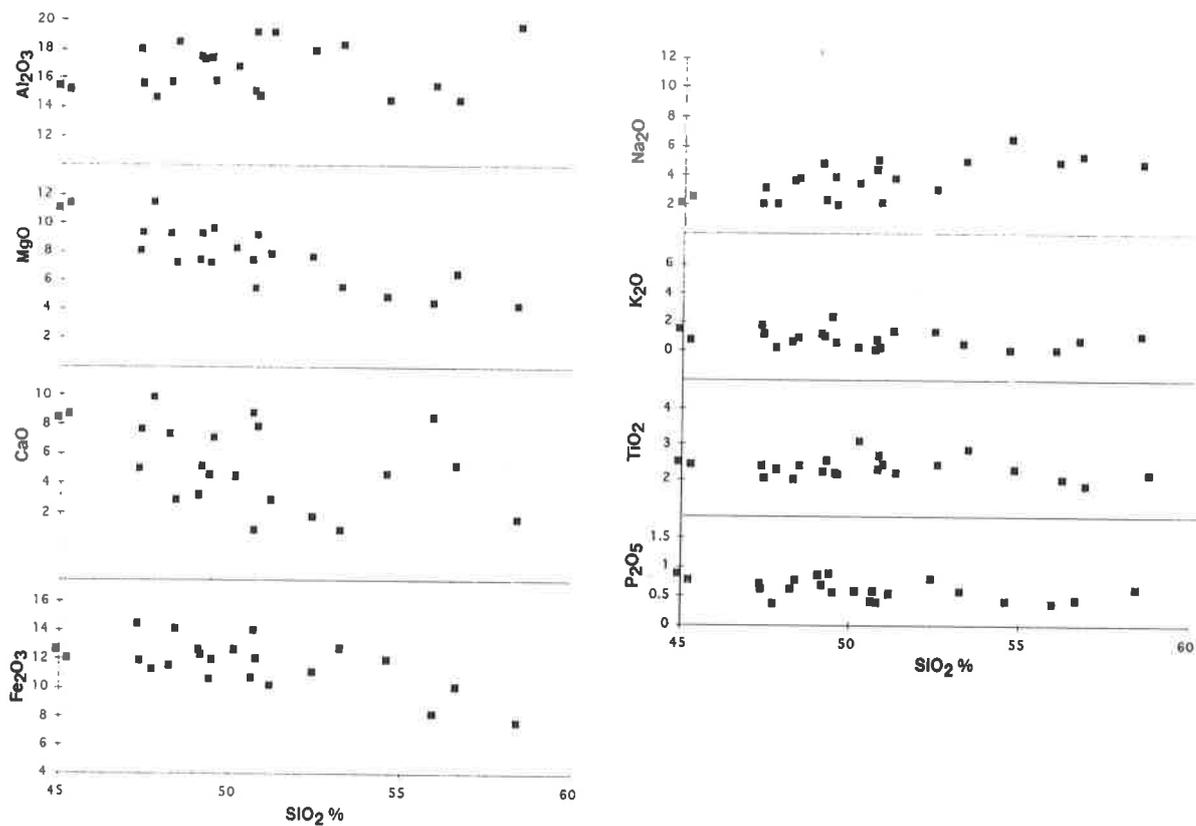


Figure 81 : Variation des teneurs des éléments majeurs en fonction de SiO₂, voir texte pour explications.

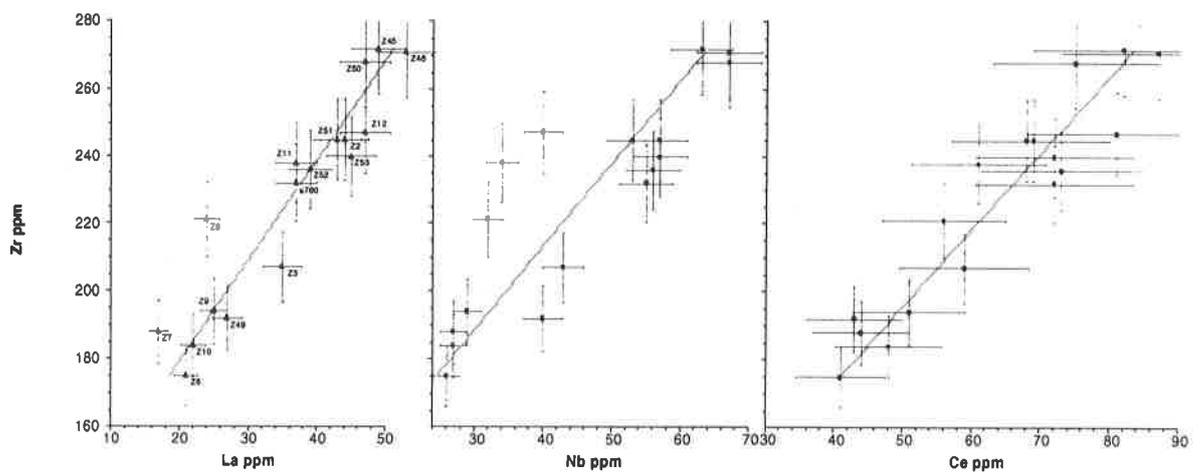


Figure 82: Rapport des éléments $(Nb, Ce, La)/Zr$

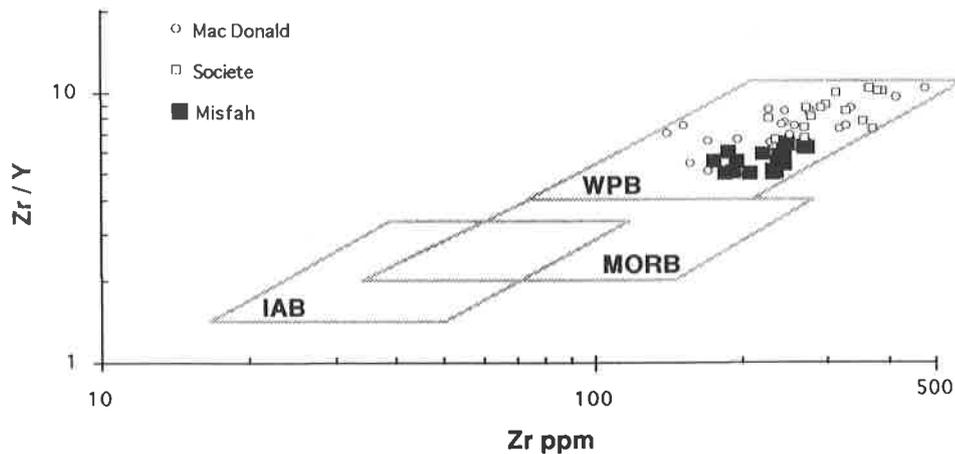


Figure 83 : Diagramme discriminant (Alabaster *et al.*, 1982) $Zr/Y/Zr$ montrant l'affinité intra-plaque des volcanites du Groupe de Kawr (valeurs comparatives avec les îles océaniques de Hawaï (Casadevall & Dzurisin, 1987), du Mac Donald et de la Société (Hekinian *et al.*, 1991)).

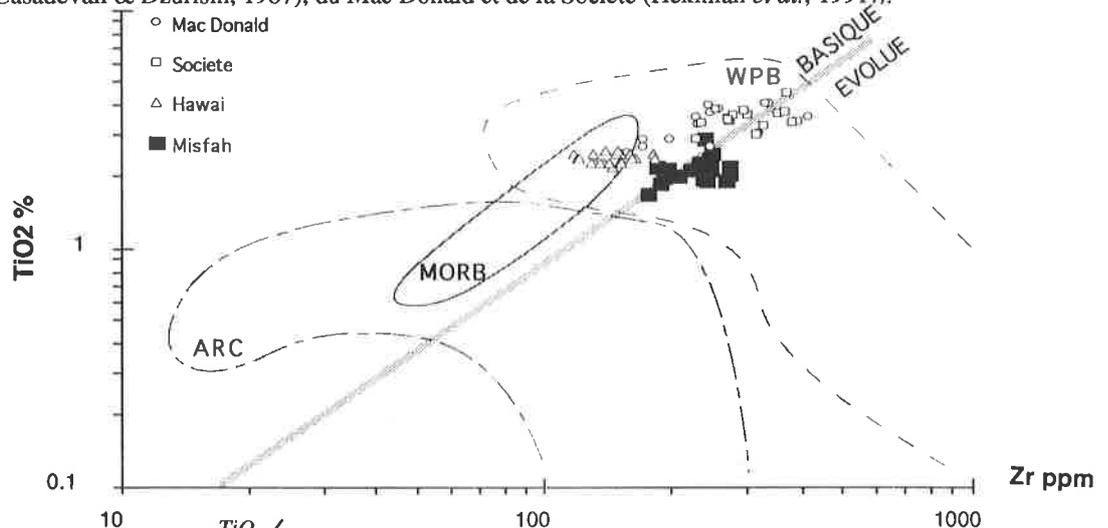


Figure 84 : Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) indiquant une origine intra-plaque pour les roches volcaniques de l'exotique de Misfah (valeurs comparatives avec les îles océaniques du Mac Donald et de la Société (Hekinian *et al.*, 1991)).

En ce qui concerne l'environnement géodynamique, les diagrammes $Zr/Y/Zr$ (fig. 83), TiO_2/Zr (fig. 84) et V/Ti_{100} (fig. 85) démontrent tous une origine intra-plaque pour les basaltes de Misfah. La comparaison de ces rapports avec ceux des îles océaniques actuelles de Hawaï (Casadevall & Dzurisin, 1987), du Mac Donald et de la Société (Hekinian *et al.*, 1991) montre des analogies avec ceux de notre exotique.

Selon Wilson (1989), la distinction entre les MORB (Mid Oceanic Ridge Basalt), OIT (Oceanic Island Tholeiite) et OIAB (Oceanic Island Arc Basalt) est possible à la vue des concentrations en ions Ba, Sr, Rb, Zr, Nb et du K; ces éléments étant en teneur variable selon l'environnement géodynamique. La figure 86 confirme l'origine OIT des basaltes provenant de l'exotique de Misfah, et l'origine intraplaque qui avait été déduite des diagrammes précédents

De la même manière, les "spider" diagrammes (fig 87) nous donnent une idée du contexte géodynamique, en comparant les teneurs en éléments traces des roches avec un standard MORB.

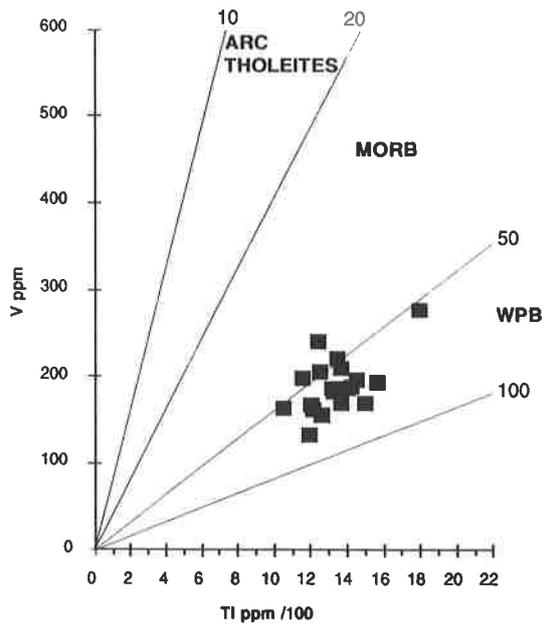
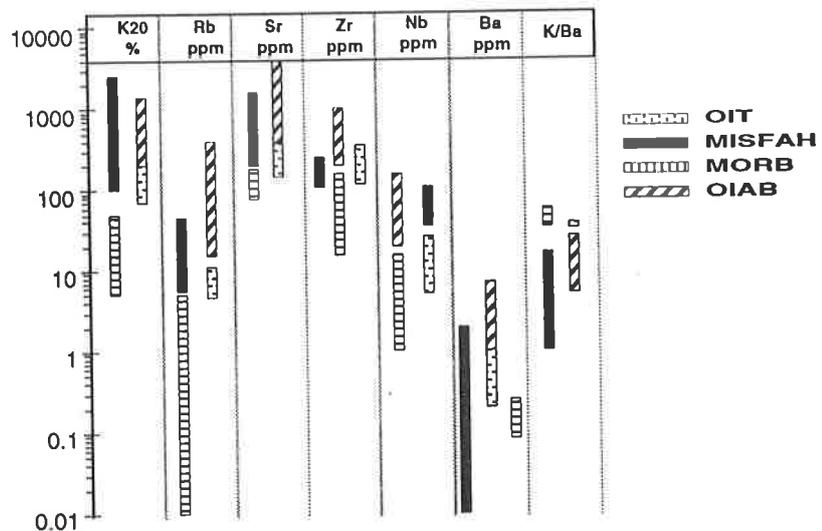


Figure 85 : Rapport des éléments $V/Ti/100$ (Shervais, 1982) indiquant une origine Intraplaque pour les échantillons prélevés sur l'exotique de Misfah.

Figure 86 : Comparaison des teneurs en ppm de K, Rb, Sr, Zr, Nb et Ba, des basaltes de l'exotique de Misfah, avec des basaltes d'origine géodynamique variée (Wilson, 1989).



En effet les cations larges (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta, et Ti) se comportent de manière incompatible, et sont préférentiellement concentrés dans les OIB relativement aux MORB. Les fortes anomalies positives des éléments à cations larges que l'on peut observer avec des teneurs en Y, Yb, Sc, Cr et Ni proche de celles des MORB, tendent de nouveau à démontrer le caractère intraplaque de ces roches volcaniques.

De même le rapport Zr/Nb est caractéristiquement bas dans les îles océaniques (<10) par rapport aux N-Type MORB ($>>30$) (Wilson, 1989) (fig. 88).

En conclusion, il faut donc retenir que les roches de cette formation sont représentatives d'un contexte géodynamique de type intraplaque. La comparaison de ces laves avec celles d'îles océaniques actuelles nous permet de conclure, avec une relative certitude, que l'exotique de Misfah est la représentation fossile d'un tel édifice (les données sédimentologiques viennent conforter cette hypothèse- chap. 7.3/7.7). Nous pouvons également observer que les analyses de Misfah se rapprochent plus des atolls associés à des transformantes (Mc Donald et Société) que des atolls du type Hawaï.

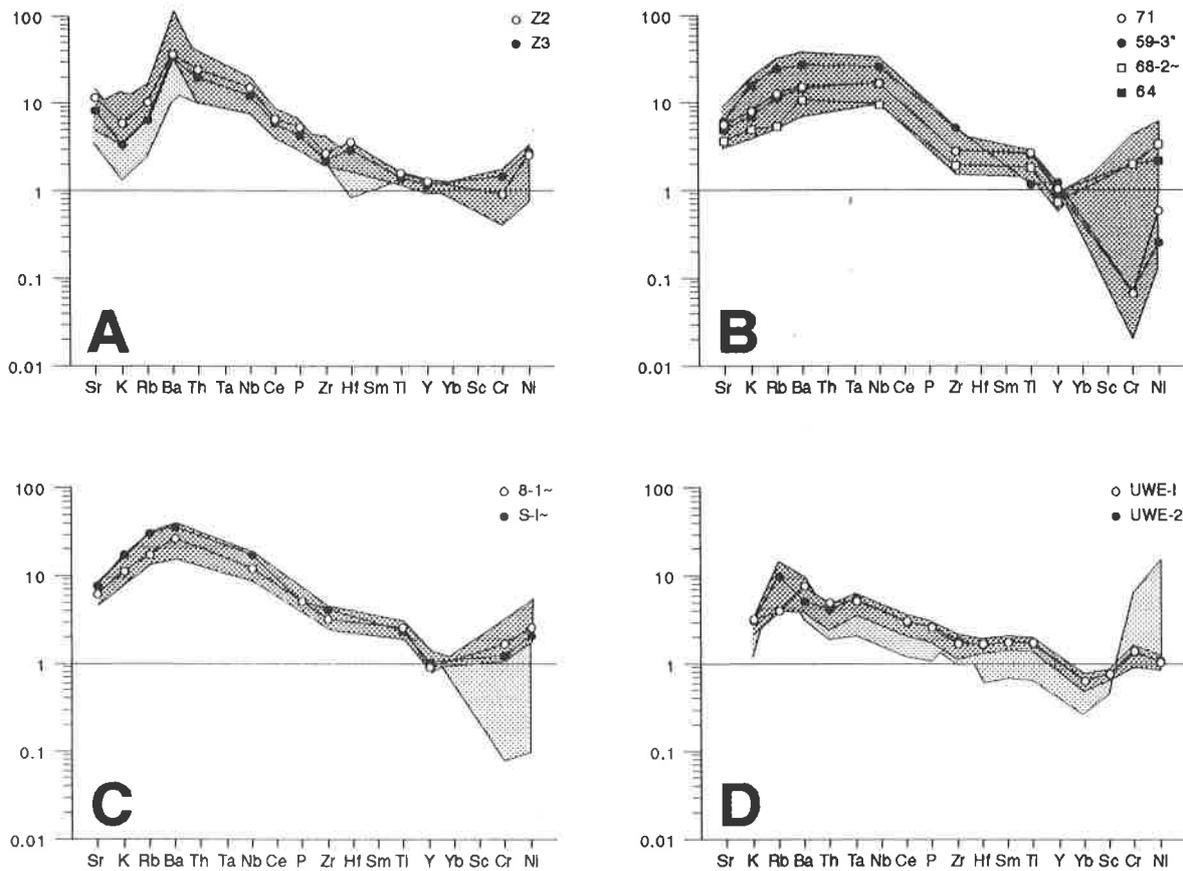


Figure 87: "spider" diagramme (normalisé Rock / MORB d'après Pearce, 1980)

A) unité volcanique de Misfah montrant une affinité intra-plaque caractérisée par des valeurs fortement positives pour les éléments incompatibles, et des valeurs proches de la norme MORB pour les éléments de transition et les terres rares.

B) Seamount de la Societé (Hekinian *et al.*, 1991) montrant un profil similaire à celui de l'exotique de Misfah

C) Seamount de Macdonald (Hekinian *et al.*, 1991) montrant un profil similaire à celui de l'exotique de Misfah

D) Seamount de Hawaï (Casadevall & Dzurisin, 1987) montrant un profil intraplaque caractérisé par des valeurs en éléments incompatibles plus faible que les trois exemples précédents.

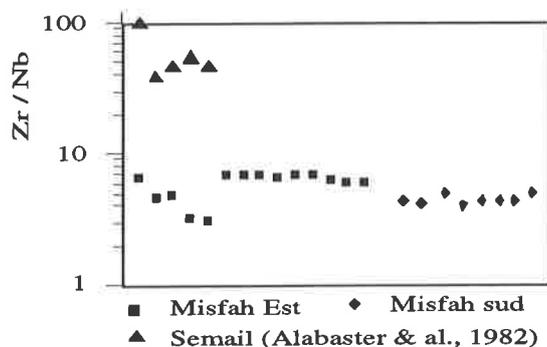


Figure 88: Rapport des éléments Zr / Nb (Wilson, 1989) des roches volcaniques provenant de Misfah en comparaison avec des analyses de l'ophiolite de Semail (Données Alabaster *et al.* 1982)

7.3 - LA FORMATION DE SUBAYB

7.3.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La Formation de Subayb affleure aux mêmes localités que la formation des volcanites de Misfah. La localité de référence se situe sur le flanc oriental du Jebel Misfah (coordonnées 57°08'00" E / 23°12'30" N), au sud-est du petit village de Subayb.

7.3.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Cette nouvelle formation, dont les faciès se distinguent très nettement de ceux de la Formation de Misfah, est caractérisée par une alternance de bancs marno-calcaires finement lités, noirs ou jaunes, dont l'épaisseur peut atteindre 80-100 mètres, et exceptionnellement 150 mètres dans le Jebel Sawda.

7.3.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure, décrite au chapitre 7.2.3, est définie à la transition entre les faciès volcaniques et carbonatés.

La limite supérieure est définie par l'apparition des premiers bancs massifs, métriques, des calcaires gris de la Formation de Misfah. Le contact entre ces deux formations est généralement franc.

7.3.4 - AGE

Cette formation, datée par foraminifères (Béchenec, communication orale & 1988), était attribuée au Norien. La présence de gastéropodes à enroulement hélicoïdal, pluridécimétriques, à l'extrême base de cette formation, ainsi que la présence de petits mégalodontes centimétriques nous laissent supposer un âge plus ancien. Ce sont les foraminifères découverts dans cette formation (étudié par Louissette Zaninetti et Rossana Martini) qui nous permettent maintenant de lui donner un âge Ladinien-Carnien.

7.3.5 - COUPES DÉTAILLÉES

section nord du Jebel Misfah

(coordonnées : 57° 08' 35" E / 23° 13' 35" N)

Cette section (fig. 75) est caractérisée par une série carbonatée d'environ 80 mètres d'épaisseur; elle est composée de la base vers le sommet par :

- un contact avec le dernier niveau de l'unité volcanique de Misfah, représenté par 3 mètres de hyaloclastites.
- 3 mètres de marnes calcaires noires, à Rhynchonelles, finement stratifiées et noduleuses.
- 1 mètre de basalte massif.
- 1 mètre de tuffites vertes.
- 37 mètres de marnes et calcaires marneux noirs, finement stratifiés et noduleux. Certains niveaux sont riches en Rhynchonelles, d'autres montrent des niveaux rougis associés avec une intense bioturbation traduisant une tendance à l'émersion. Cette série est recoupée localement par des dykes décimétriques de basalte massif.
- 1 mètre de marnes noires.
- 14 mètres de basaltes massifs, d'origine filonienne ?, à blocs de calcaires centimétriques.
- 18 mètres de calcaires noduleux noirs recoupés par des dykes métriques de basalte massif.

Le passage à la Formation de Misfah se fait avec un contact franc entre les calcaires marneux et les carbonates gris massifs de la formation qui la surmonte.

section est du Jebel Misfah

(coordonnées : 23° 12' 30" N / 57° 08' 00" E)

Cette section (fig. 76) ne présente que la Formation de Subayb, la Formation de Misfah formant une paroi verticale, de plusieurs centaines de mètres, est inaccessible pour le commun des géologues.

L'affleurement fait suite aux volcanites de la formation sous-jacente, il est constitué de la base vers le sommet par :

- 10 centimètres de microbrèche carbonatée remaniant quelques clastes de tuffites de l'unité volcanique de Misfah.
- 50 centimètres de marnes interstratifiées dans des tuffites vertes.
- 2 mètres de marnes calcaires jaunes, à brachiopodes et bivalves partiellement en position de vie, partiellement remaniés.
- 16 mètres de marnes jaunes-brunes et de calcaires marneux bioturbés à interbancs silteux rouges, traduisant une tendance à l'émersion. La séquence est stratifiée en bancs centimétriques à décimétriques noduleux.
- 40 centimètres de volcano-sédimentaire à petits galets remaniés et à stratifications obliques, la base de ce banc est érosive.
- 6 mètres de marnes jaune brun noduleuses en banc décimétriques
- 2 mètres de tuffites conglomératiques à blocs arrondis de carbonates et basaltes remaniés.
- un chevauchement en rampes et paliers (ramps and flats) recoupe cette séquence à cet endroit. Le point important à noter est l'orientation du déplacement vers le nord de cet accident tectonique, qui va dans le sens opposé à ceux des nappes d'Hawasina.
- ~ 40 mètres de calcaires marneux et marnes jaunes, entrecoupés par deux niveaux de basaltes en coussins. Les carbonates, à texture "packstone", se présentent sous forme de niveaux centimétriques à décimétriques noduleux. La microfaune, parfois abondante indique un âge Ladinien-Carnien, elle est représentée par :
 - *Aulotortus praegashei* (Koehn-Zaninetti, 1968), *Trocholina* sp. , *Nubecularia* sp. , *Gsollbergella spiroloculiformis* (Oravezne-Scheffer) ainsi que des échinodermes, (Déterminations Louise Zaninetti & Rossana Martini).
- la séquence basale se termine par un sill de basanite de 3 mètres d'épaisseur avec un métamorphisme de contact centimétrique dans les carbonates sous et sus-jacent à ce filon.
- directement au-dessus de ce sill, la Formation de Misfah débute par des carbonates gris, massifs, en bancs plurimétriques.

Latéralement, environ 300 mètres vers le sud, le passage entre l'unité volcanique de Misfah et la Formation de Subayb, présente une petite variation de faciès, puisqu'il est composé par :

- ~ 10 mètres de tuffites.
- 3 mètres de calcaires noduleux noirs.
- 8 mètres de tuffites.
- 3 mètres de calcaires marneux, noduleux, noirs à jaunes, à gastéropodes décimétriques à enroulement hélicoïdal, à lamellibranches et débris de végétaux. Ces niveaux marquent la base de la Formation de Subayb.
- 6 mètres de calcaires noduleux noirs bioturbés.
- 3 mètres de tuffites.
- 6 mètres de dolomies jaunes.

- ~ 30 à 50 mètres de calcaires marneux noirs à lamellibranches et petits mégalodontes centimétriques, de calcaires noirs bioturbés, de calcaires stromatolithiques.
- la série continue avec les calcaires gris, massifs, de la Formation de Misfah qui forment une falaise verticale de 400 à 500 mètres de hauteur. Environ 20 mètres au-dessus de ce contact, il est possible d'observer trois niveaux rouges métriques à plurimétriques, distants entre eux d'une dizaine de mètres et intercalés dans les carbonates gris (chap. 7.4.6)

Jebel Misfah Section Sud

(57°06'50" E / 23°11'25" N)

Cette section est représentée par une série de calcaires noirs et jaunes noduleux avec une faune Ladinien-Carnien représentée par:

- *Aulotortus planidiscoides* (Oberhauser, 1964), *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser, 1957), *Lamelliconus procera?*, (Déterminations Louise Zanine & Rossana Martini).

section du Jebel Sawda

(57° 11' 15" E / 23° 14' 20 N)

Cette section est décrite au chapitre 7.4.6. Il est intéressant de noter l'épaisseur très importante de la formation à cet endroit.

7.3.6 - MILIEU DE DÉPÔT

Les séries sédimentaires de cette formation indiquent des milieux de dépôts peu profonds intertidaux à supratidaux, infralittoraux à littoraux.

7.4 - LA FORMATION DE MISFAH

7.4.1 - INTRODUCTION

La Formation de Misfah tel que décrite par Béchenec (1988) a été "amputée" de la séquence basale qui forme la nouvelle Formation de Subayb.

7.4.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La Formation de Misfah forme l'ossature des exotiques de Misfah, Kawr, Sawda, Misht, Ghul et Hamrat al Asan. La localité de référence a été définie par Béchenec (1988) sur le flanc oriental du Jebel Misfah (57° 07' 10" N / 23° 11' 30" E), néanmoins vu l'impossibilité de faire une coupe dans la paroi verticale qui forme le stratotype, je propose de définir la localité de référence au nord de ce même exotique (coordonnées : 57° 08' 35" E / 23° 13' 35" N), là où les formations des volcanites de Misfah, de Subayb et de Misfah sont bien développées. Seule la partie supérieure de la Formation de Misfah est absente.

7.4.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Elle est représentée par une épaisse série de carbonates de plate-forme gris, massifs, stratifiés en bancs métriques. Les séquences régressives de calcaires à mégalodontes et calcaires stromatolithiques sont caractéristiques. L'épaisseur de cette formation, estimée sur la base des cartes géologiques (Beurrier *et al.*, 1986b ; Minoux & Janjou, 1986), atteint 700-800 mètres

7.4.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure est définie par la disparition des faciès marno-calcaires de la Formation de Subayb et par le début d'une sédimentation carbonatée pure; le litage devient également plus massif et la transition se fait de manière très abrupte.

La limite supérieure est définie par l'apparition des calcaires de type Ammonitico-Rosso de la Formation de Fatah; elle est généralement soulignée par une surface condensée manganésifère, localement discordante sur la Formation de Misfah.

7.4.5 - AGE

La partie inférieure (~50 premiers mètres) de cette formation est caractérisée par des foraminifères indiquant un âge Ladino-Carnien.

La partie supérieure de cette formation est caractérisé par une abondance de mégalo-dontes de grande taille et de petits foraminifères indiquant un âge Norien-Rhétien.

7.4.6 - COUPES DÉTAILLÉES

section nord du Jebel Misfah

(coordonnées : 57° 08' 35" E / 23° 13' 35" N)

Cette coupe (fig. 75) mesure environ 250-300 mètres. Elle est composée de bas en haut par :

- 14 mètres de calcaire gris en banc métriques à plurimétriques, composé par des "packstone" à pelloïdes et rares foraminifères.
- 4 mètres de calcaires à oncholites centimétriques dans une matrice de type "packstone" à crinoïdes, gastéropodes et foraminifères.
- 50 mètres de calcaires massifs en bancs métriques à plurimétriques type "packstone" à petits foraminifères *Aulotortus praegashei* et *Dioslominidae*, (Déterminations Louisette Zaninetti & Rossana Martini) indiquant un âge Ladino-Carnien.
- 4 mètre de calcaires stromatolithique à "birdseye".
- 1 mètres de calcaire gris lumachellique.
- ~ 200 mètres de calcaires massifs gris en bancs métriques à plurimétriques, à texture "grainstone" et "packstone", à petits foraminifères du Norien, entrecoupés localement par des niveaux rougis et par des niveaux stromatolithiques, traduisant une tendance à l'émersion.

Le toit de l'exotique montre localement quelques poches, remplies de microsparite rougeâtre, interprétées comme des paléokarsts d'âge indéterminé.

section est du Jebel Misfah

(coordonnées : 23° 12' 30" N / 57° 08' 00" E)

A la base de la paroi dans cette même région, des blocs décamétriques, tombés des falaises supérieures permettent d'étudier un des trois niveaux rouges observés dans les falaises qui surmontent la Formation de Subayb (chap. 7.3.5). Il est constitué de bas en haut par :

- 3 mètres des calcaires gris massifs, métriques.
- 0.1 mètre composé par un niveau stromatolithique.
- 0.9 mètre de calcaires marneux détritiques roses à jaunes, à débits en plaquettes et à stratifications obliques, remaniant des galets de basaltes.

- 0.3 mètre de calcaires marneux rouges à jaunes, conglomératiques à microconglomératiques, présentant une base érosive sur les niveaux sous jacents. Les éléments centimétriques à décimétriques remaniés ont une double origine carbonatée et basaltique.
- 0.9 mètre de calcaires marneux détritiques rouges, à débit en plaquettes et à stratifications obliques, interprétés comme des paléosols.
- 3 mètres de calcaires marneux dolomitisés bruns-jaunes à noirs, très bioturbés, en bancs décimétriques.

section du Jebel Sawda

(coordonnées : 57° 11' 15" E / 23° 14' 20 N)

Situé sur l'anticlinal de l'autochtone du Jebel Akhdar, cet exotique repose tectoniquement sur une série de radiolarites rouges du Groupe d'Al Aridh ou d'Hamrat Duru qui chevauche la Formation de Muti.

L'unité volcanique de Misfah est également présente dans cette localité, mais elle n'est pas en contact stratigraphique avec les carbonates qui la surmontent. Elle est représentée par une série d'environ 100-120 mètres de basaltes en coussins massifs et de tuffites parfois bréchiques.

La face sud de cet exotique, où nous avons levé la coupe, est relativement tectonisée. Elle montre une série d'écailles de carbonates de plate-forme d'environ 400 mètres d'épaisseur, qui sont constitués de bas en haut par:

Écaille I

- 80 mètres de calcaires recristallisés, gris, massifs, en bancs plurimétriques, appartenant à la Formation de Misfah. Ils sont représentés par des calcaires à onchoïdes, des calcarénites, des calcaires à laminites alguaires et des calcaires micritiques gris. Au sommet de cette écaille, nous avons pu observer un dyke de basalte métrique, à xénolithes de carbonates recristallisés.
- 2 mètres représentés par une vire d'éboulis indiquant le passage à une autre écaille tectonique.

Écaille II

- 150 mètres de calcaires et calcaires marneux noduleux gris à noirs, en bancs décimétriques appartenant à la Formation de Subayb. Ces carbonates sont intensément bioturbés, ils contiennent localement des "birdseyes", des stromatolithes et des niveaux silteux rouges traduisant un milieu de dépôt intertidal à supratidal. La partie inférieure de la série, est traversée par un niveau concordant de basalte massif.
- ~ 100-150 mètres de calcaires gris à noirs, stratifiés en bancs décimétriques à métriques, et montrant des séquences régressives d'environ 3 mètres d'épaisseur avec un litage "thinning upward". Cette série carbonatée est à rattacher à la Formation de Misfah. Les bases de séquences sont représentées par des calcaires noirs à mégalodontes pouvant atteindre des tailles dépassant 30 cm. Le sommet de ces séquences régressives est, quant à lui, représenté par des bancs centimétriques à décimétriques, de calcaires noirs très bioturbés, de dolomies à "birdseyes", de laminites alguaires, de tempestites et de calcaires loféritiques. Ils démontrent des environnements très peu profonds vraisemblablement intertidaux à supratidaux.
- une zone d'éboulis de quelques mètres fait place à une nouvelle écaille ? représentée par des carbonates gris à mégalodontes, massifs, stratifiés en bancs plurimétriques.

Jebel Hamrat al Asan

La totalité des carbonates observés dans la partie orientale de cet exotique (fig. 89) appartient à la Formation de Misfah. Ils sont représentés par :

- ~ 100-200 mètres de calcaires gris montrant une alternance de bancs dolomitiques à laminites algaïres et de calcaires à mégalo-dontes.
- ~ 200 mètres de carbonates gris, déposés en séquences "thinning upward" de 5 à 7 mètres d'épaisseur composées de la base vers le sommet par:
- 5 à 6 mètres de carbonates gris, de type "packstone" à "grainstone", stratifiés en bancs de 1 à 3 mètres d'épaisseur. Les bancs sommitaux contiennent de manière générale une abondante faune à mégalo-dontes décimétriques.
- 1 à 2 mètres de calcaires gris et dolomies jaunes, stratifiés en bancs de 5 à 70 centimètres, montrant localement des sommets de bancs silteux rouges traduisant une tendance émergitive.

7.4.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Les séries sédimentaires de cette formation indiquent des milieux de dépôts peu profonds intertidaux à supratidaux, infralittoraux à littoraux. Il semble que, dans les régions des Jebels Sawda, Misfah et Ghul, l'on observe un enrichissement en stromatolithes dans les carbonates, lorsque l'on se déplace du nord vers le sud.

Ces séquences carbonatées sont très proches des faciès de type Hauptdolomite ou Dachstein, elles montrent également, et localement, des faciès de type loféritiques sub-émersifs.

7.5 - LA FORMATION DE FATAH

7.5.1 - INTRODUCTION

Les différences de faciès notables avec la Formation de Nadan, ainsi que l'ubiquité de ceux-ci sur les carbonates de Misfah, m'ont conduit à créer une nouvelle formation. Bien que l'épaisseur des ces faciès soit très réduite, il est néanmoins possible de les cartographier relativement aisément, grâce à leur position topographique, quasi systématiquement, sur des "dip-slope".

7.5.2 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La Formation de Fatah n'affleure qu'en de rares endroits sur les exotiques triasiques, elle a été reconnue sur l'exotique de Kawr (feuille 'Ibrî, (Minoux & Janjou, 1986)) et sur l'exotique de Jebel Hamrat al Asan (feuille Dank, (Le Métour *et al.*, 1991)). La localité de référence se situe sur l'exotique de Jebel Hamrat al Asan (coordonnées: 56°13'40" E / 23°49'00" N).

7.5.3 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Les faciès sont composés d'une série de calcaires de type Ammonitico-Rosso ne dépassant généralement pas le mètre, mais qui peuvent localement atteindre 6 mètres d'épaisseur. Ils se présentent sous forme d'une alternance de bancs carbonatés gris ou roses et de surfaces de condensation, dans lesquelles il est possible de reconnaître quelques ammonites corrodées, généralement inextractibles.

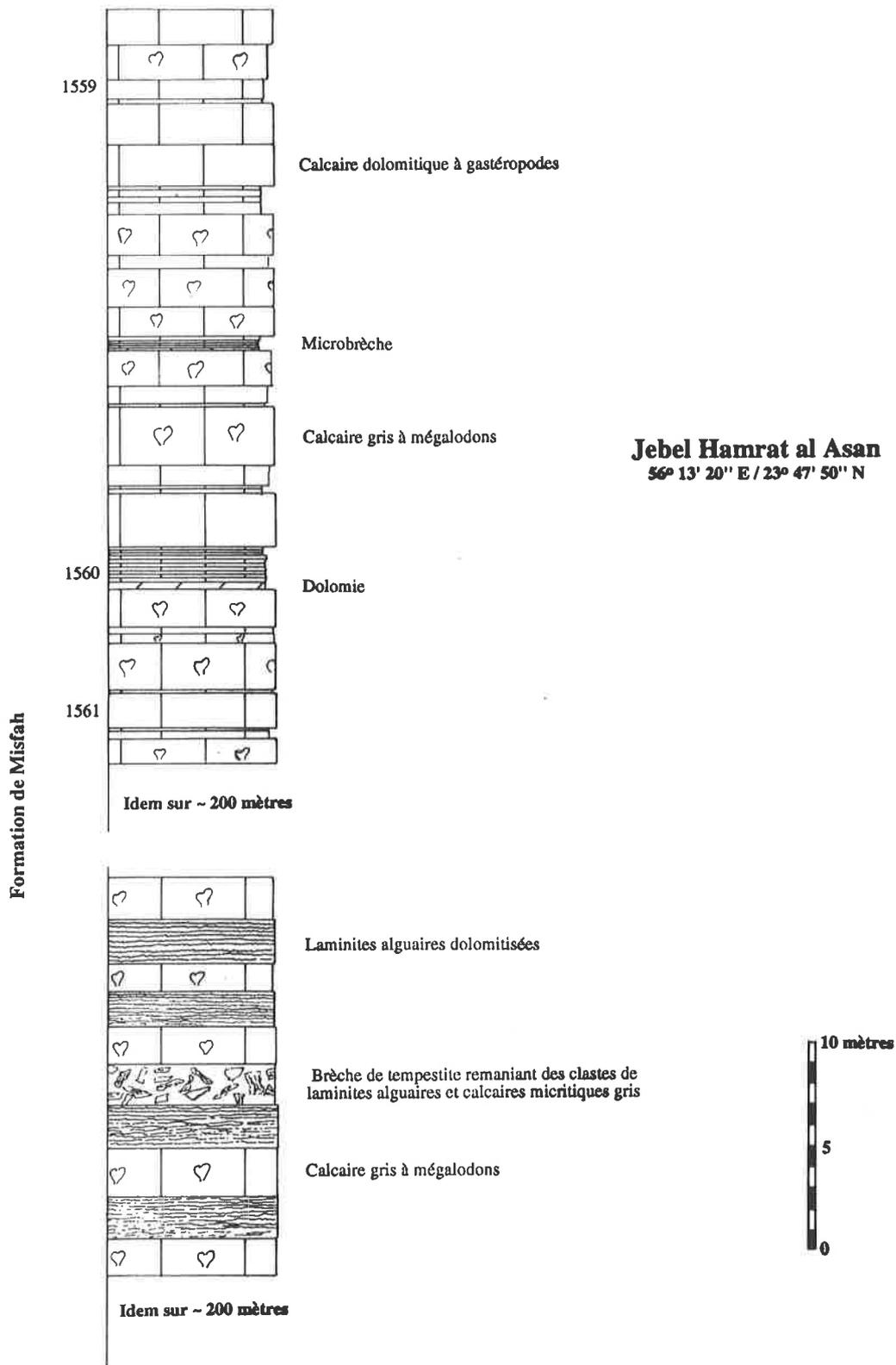


Figure 89: Coupe lithologique de la Formation de Misfah sur le Jebel Hamrat al Asan.

7.5.4 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure est généralement soulignée par une surface durcie manganésifère, à ammonites et bélemnites. Cette limite présente localement des caractères érosifs sur la surface sommitale de la Formation de Misfah sous-jacente.

La limite supérieure, avec la Formation de Nadan, a été définie par l'apparition des premiers niveaux carbonatés à nodules ou lits discontinus de cherts.

7.5.5- AGE

Quelques ammonites, découvertes sur le Jebel Hamrat al Asan et sur celui de Kawr, indiquent un âge Dogger supérieur (Baud *et al.*, 1990b).

7.5.6 - COUPES DÉTAILLÉES

exotique de Kawr, section de Al Alà

Située quelques dizaines de mètres derrière l'école du village d'Al Alà, cette coupe a déjà été décrite par Béchenec (1988) qui la considère comme appartenant entièrement à la Formation de Nadan. Or le premier mètre de la section est constitué d'un hard-ground à bélemnites et dents de poissons, à base érosive, ainsi que de calcaires gris à roses sans cherts qu'il faut attribuer à la Formation de Fatah; le passage à la Formation de Nadan s'effectue avec un niveau carbonaté à base érosive.

exotique de Kawr, section de Ma'Wa

(coordonnées 56°56'30"E / 23°06'40"N)

Située au-dessus des trois maisons du village de Ma'Wa, cette section (fig. 90) affleure particulièrement bien sur une vire en "dip-slope" située environ 80 mètres au-dessus de la plaine. Une petite escalade facile permet de rejoindre sans problème la localité.

L'affleurement proprement dit montre de la base vers le sommet :

- 5 centimètres de calcaires manganésifères, à ammonites et bélemnites non extractibles, sur un contact présentant une surface karstifiée avec la Formation de Misfah. Les poches de calcaires rouges qui ont pu être observées à l'intérieur de cette formation montrent une croûte manganésifère sur les surfaces basales de ces karsts démontrant ainsi que la karstification était antérieure à l'épisode de sédimentation condensée.
- 20 centimètres de calcaires micritiques rouge ocre à nombreuses ammonites et bélemnites
- 35 centimètres de calcaires rosés présentant une accumulation d'ammonites en sommet de banc
- 3 mètres composés d'une alternance de calcaires rouges à roses et de calcaires blancs, stratifiés en bancs d'environ 5 centimètres d'épaisseur. Ces faciès sont directement surmontés par la Formation de Nadan.

Jebel Hamrat al Asan

Cette formation est remarquablement bien représentée sur cet exotique, elle affleure largement à la base du "dip-slope" qui constitue la face nord de ce dernier. Les épaisseurs ne dépassent généralement pas le mètre, mais peuvent localement atteindre 6 mètres. La série (fig. 90) est composée de la base vers le sommet par :

- un niveau manganésifère à sédimentation condensée, centimétrique, à ammonites.
- deux niveaux de 10 centimètres de calcaires gris surmontés par un niveau centimétrique de calcaire rose à ammonites manganésifères.
- 1 à 6 mètres de calcaires noduleux roses en bancs de 2-7 centimètres d'épaisseur, avec de rares ammonites.
- localement 20 centimètres marquant la transition avec la Formation de Nadan, composés d'un hard-ground à ammonites surmonté de calcaires en plaquettes.

Les Ammonitico-Rosso reposent, localement, en "onlap" sur les calcaires stratifiés de la Formation de Misfah, ou encore dans des dépressions formées par des petits blocs basculés à rejet métrique. Ils sont les témoins d'un événement tectonique antérieur, ou synchrone, à la subsidence de la plate-forme carbonatée composant le substratum de cette formation.

7.5.7 - MILIEU DE DÉPÔT

Le milieu de formation de ces carbonates devait sans doute être très proche de la limite de dissolution de l'aragonite, comme en témoignent les coquilles d'ammonites qui sont partiellement dissoutes sur leurs parties supérieures.

La partie supérieure de cette formation ne contient, de manière générale, plus d'ammonites, elle témoigne du passage sous la limite de compensation de l'aragonite, et implique un approfondissement relatif constant du milieu.

7.6- LA FORMATION DE NADAN

7.6.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La Formation de Nadan a été décrite succinctement par Glennie (1974), puis définie par Béchenec (1988), sur les exotiques de Kawr et Ghul, elle est également présente sur le Jebel Hamrat al Asan (Le Métour *et al.*, 1991).

7.6.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

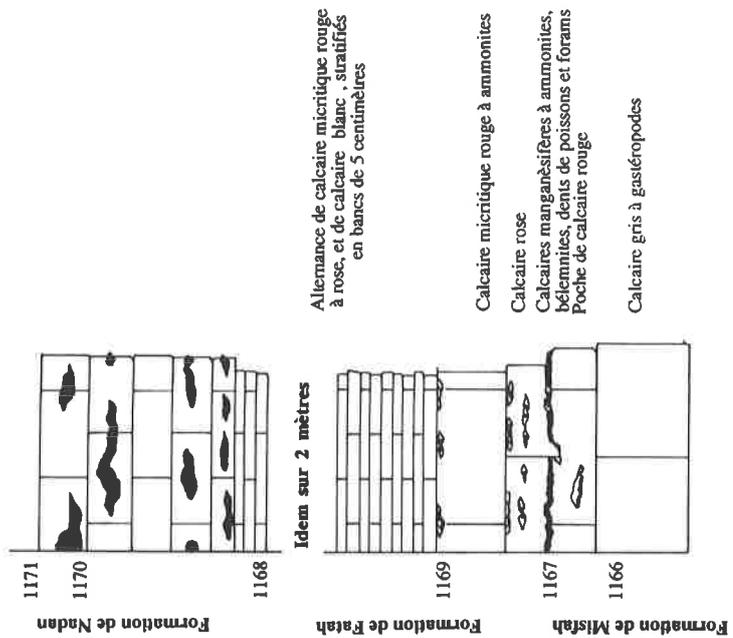
Cette formation, dont la puissance n'excède pas 50 mètres, est caractérisée par une série carbonatée composée de "calcaires micritiques gris clair, ou blancs, d'aspect porcelané, en bancs réguliers de 5-20 centimètres (faciès Calcari ad Aptici), dont la faune est composée de radiolaires et aptychus. Ils sont "associés à des cherts bruns en nodules ou en lits discontinus de 3- 8 centimètres de puissance. Parfois ces bancs de calcaires porcelanés sont affectés par des slumps qui aboutissent localement à la formation de brèches synsédimentaires, avec remaniement sub autochtone de morceaux de banc de porcelanites blanches et de cherts (Béchenec, 1988).

7.6.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

Suite à ce travail, la limite inférieure de cette formation a été modifiée par rapport à Béchenec (1988). En effet la base de la formation a été définie dès la première apparition des bancs carbonatés blancs associés à des nodules ou des lits discontinus de chert.

La limite supérieure est marquée par un "hard-ground" à encroûtement ferrugineux marquant la base de la Formation de Safil (Béchenec, 1988).

Jebel Kawr - Ma'Wa
56° 56' 30" E / 23° 06' 40" N



Jebel Hamrat al Asan
56° 13' 20" E / 23° 49' 00" N

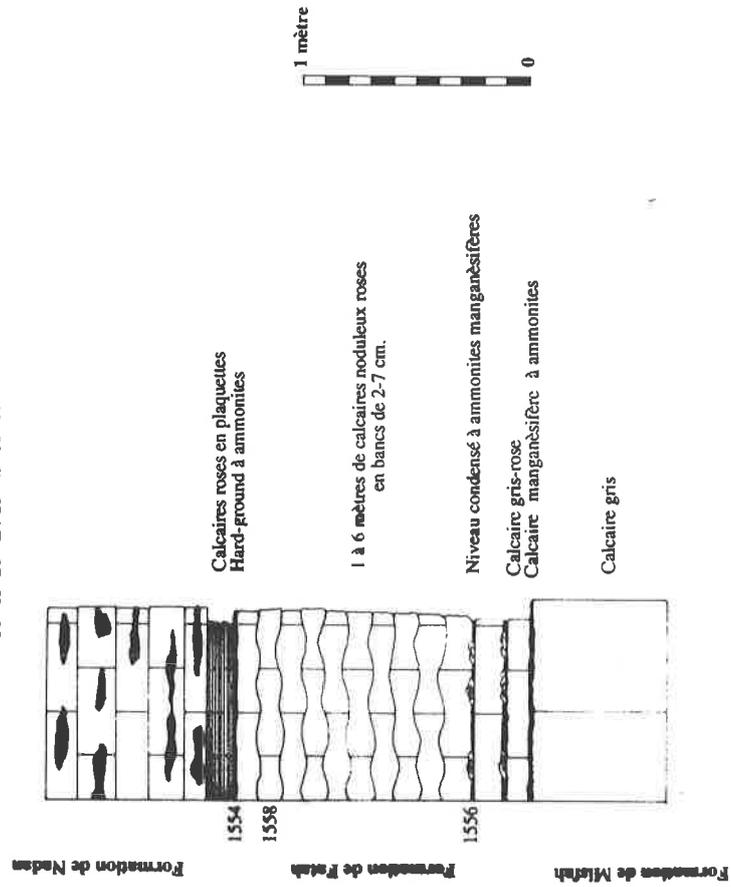


Figure 90: Coupe lithologique des Formations de Nadan et Fatah sur les Jebels Kawr et Hamrat al Asan.

7.6.4 - AGE

La formation a été datée, par des radiolaires, Oxfordien supérieur à Tithonique dans le Jebel Hamrat al Asan.

- Ech. GS 358' - *Emiluvia orea* Baumgartner, *Triactoma blakei* (Pessagno), *Mirifusus diana* (Karrer), (Déterminations Spela Gorican).
- Ech. GS 360 - *Triactoma* cf. *echiodes* Foreman, *Podocapsa amphitreptera* Foreman, *Ristola* cf. *altissima altissima* (Rust), *Acanthocircus* aff. *subolongus* (Yao), *Mirifusus diana* minor Baumgartner, *Saitoum dercourti* Widz & De Wever, (Déterminations Spela Gorican).

7.6.5 - MILIEU DE DÉPÔT

Les faciès de la Formation de Nadan sont caractéristiques de milieux de sédimentation bathyaux. La présence d'aptychus et de radiolaires indique que le passage de la limite de compensation de l'aragonite a été franchi, sans pour autant avoir dépassé la limite de compensation de la calcite. L'approfondissement, marqué par l'apparition de ces faciès sur la plate-forme de Misfah, est un phénomène généralisé qui s'observe également sur la plate-forme autochtone, avec la présence des faciès de type Calcarci ad Aptici (fort similaires à ceux de la Formation de Nadan) de la Formation d'Awabi (Le Métour, 1988 ; Rabu, 1988), sur l'exotique de Ba'id avec la formation de Ta'yin, ainsi que dans le bassin d'Hamrat Duru qui montre le passage d'une sédimentation turbiditique carbonatée (Formation de Guweiza) à une sédimentation pélagique siliceuse (Formation de Sid'r) (Béchenec, 1988).

7.7 - LA FORMATION DE SAFIL

7.7.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

La Formation de Safil a été décrite par Béchenec (1988) sur l'exotique de Kawr, au nord de la fenêtre de Nadan. En l'absence de nouvelles observations sur cette formation, nous reprenons les descriptions de cet auteur.

7.7.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Cette formation, d'environ 50 mètres de puissance, "débuté par un mince niveau pluricentimétrique de brèche à ciment carbonaté gris, remaniant des clastes de chert brun. Puis elle est essentiellement constituée de calcaires micritiques jaune-ocre, plus ou moins argileux, formant un ensemble homogène finement laminé à débit en petites plaquettes irrégulières; au sein de cet ensemble apparaissent aussi quelques passées décimétriques brun sombre, de calcaires siliceux, en banc de 1 à 5 cm." (Béchenec, 1988)

7.7.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure est soulignée par une surface rougie sur le toit de la Formation de Nadan, traduisant un hiatus de sédimentation (Béchenec, 1988).

La limite supérieure est inconnue.

7.7.4 - AGE

La base de la formation a été datée du Cénomanién inférieur / Cénomanién moyen sur la base de foraminifères planctoniques (Béchenec, 1988). Une dizaine de mètres au-dessus du contact et jusqu'au sommet visible de la formation, ces carbonates présentent une biophase du Turonien moyen (Béchenec, 1988).

7.7.5 - MILIEU DE DÉPÔT

Les carbonates de cette formation sont caractéristiques d'un milieu bathyal, ils témoignent d'un milieu de sédimentation au-dessus de la limite de compensation de la calcite. La présence d'argiles dans les sédiments nous indique la proximité d'une source terrigène; c'est le premier indice d'apports terrigènes, sur la plate-forme de Misfah, depuis le Trias.

7.8 - CONCLUSIONS SUR LE GROUPE DE KAWR

Pour démontrer les similitudes et différences entre ces deux entités géologiques je vais emprunter de larges extraits de l'article de Danièle Buigues (1992) sur l'atoll de Mururoa.

La comparaison de l'exotique de Misfah avec les "seamounts" actuels semble tout à fait probante (Tab. 5). Nous pouvons donc conclure avec une certitude relative que cet exotique est une relique de hauts fond volcanique de type atoll ^{et/ou} guyots. Afin de mieux cerner les environnements de dépôts des séries pélagiques qui cachettent l'épaisse succession de carbonates de plate-forme triasique, nous avons calculé le taux de subsidence théorique d'une île océanique, formée sur une ride médio-océanique, dont le sommet se trouve à une profondeur de zéro mètre (profondeur de dépôt des premiers sédiments observés sur l'exotique). Ce taux de subsidence correspondant à une loi mathématique simple de type exponentielle négative ($3200 - 3200 * e^{-1/62.8}$) (Royden *et al.*, 1980), il a été facile, en connaissant l'âge des séries pélagiques, de connaître la profondeur théorique de sédimentation (cf. fig. 91 et tab. 6).

L'évolution du groupe de Misfah correspond à un édifice volcanique, positionné sur une croûte océanique Permien supérieur à Trias moyen-supérieur, qui subit une subsidence thermique suivant une courbe exponentielle négative typique de rides médio-océaniques. Les sédiments qui résultent de ce phénomène vont montrer une augmentation de la profondeur de dépôt au cours de l'histoire de l'exotique. Depuis le Ladino-Carnien, époque de la formation du seamount, et jusqu'au Trias terminal une plate-forme carbonatée peu profonde va se développer en comblant l'espace disponible. Ce phénomène va subitement cesser à la fin du Trias, la plate-forme ayant vraisemblablement subi une émergence suivie d'une transgression rapide et importante, ne pourra plus se développer. Ce phénomène est enregistré sur de nombreuses plates-formes téthysiennes, où la fin du Trias est marquée par un arrêt de la sédimentation carbonatée peu profonde, et par le début d'une sédimentation pélagique de type Ammonitico-Rosso. Dès cette époque, la sédimentation va montrer des tendances à un approfondissement généralisé; les faciès vont passer sous la limite de compensation de l'aragonite au Jurassique supérieur, puis vraisemblablement s'approcher de la limite de compensation de la calcite au Crétacé inférieur.

COMPARAISONS ENTRE L'ATOLL DE MURUROA ET L'EXOTIQUE DE MISFAH	
atoll de Mururoa (Buigues <i>et al.</i> , 1992)	exotique de Misfah
- L'atoll de Mururoa dont l'orientation générale est parallèle à la zone de fracture des Australes mesure 28 km de long sur 10 km de large et représente une partie émergée d'une structure longue de 130 km et large de 30 km.	- Les exotiques de Misfah, Ghul, Kawr, Misht et Sawda s'étendent sur une zone discontinue de 40 km de long et 40 km de large
-D'un point de vue lithologique cet atoll est constitué de 6 unités distinctes reconnues par des campagnes de forages	- D'un point de vue lithologique l'exotique de Misfah est constitué de 6 formations distinctes qui n'ont pas un rapport direct avec les unités décrites sur Mururoa.
A) Les formations volcaniques sous-marines de types effusif montrant tous les stades de bréchifications depuis des coulées épaisses de laves massives peu bréchifiées à des coulées entièrement autobréchifiées et de type explosif représenté par des hyalotufs fréquemment argilitisés. Ces produits peuvent contenir des débris carbonatés pélagiques et récifaux.	A') Des faciès similaires ont été observés dans l'unité volcanique de Misfah. Notamment dans la coupe orientale de l'exotique de Misfah.
B) Les formations de transitions volcanisme sous-marin / volcanisme aérien. Elles sont souvent absentes ou sont représentées par des niveaux de quelques mètres d'épaisseurs composés de poudingues à galets volcaniques de nature pétrogénétique variée, de taille centimétrique à décimétrique et à matrice argileuse, ou encore par des niveaux de hyalotufs à fragmentation poussée caractéristiques d'un volcanisme de type Sursteyen.	B') Ces faciès ont été observés dans l'appareil volcanique de la partie sud de l'exotique de Misfah (Béchenec, communication orale).
C) Les formations volcaniques aériennes composées de laves massives compactes ou vacuolaires de nature pétrogénétique variant depuis des basaltes à des hawaïtes, des mugéarites, des benmoréites et jusqu'à des trachytes comenditiques (Bardintzeff <i>et al.</i> , 1986 ; Wagner <i>et al.</i> , 1988 ; Maury <i>et al.</i> , 1992).	C') Des laves massives basaltiques ou hawaïtiques ont été observées dans l'unité volcanique de Misfah. Les termes plus évolués n'ont pas été répertoriés pour le moment.
D) Les formations intrusives recoupent les formations volcaniques sous-marines mais aussi aériennes. Elles sont caractérisées par des dykes dont l'épaisseur moyenne est inférieure au mètre, des sills et des crypto-dômes de trachytes alcalins, trachyte comenditique ou benmoréites et trachytes.	D') Intrusifs non reconnus, mais des dykes de basaltes, picro-basaltes et foidites, dont l'épaisseur dépasse parfois le mètre, ont largement été observés dans les Formations de Subayb et de Misfah

Tableau 5 : Comparaison entre l'atoll de Mururoa et l'exotique de Misfah.

E) Les formations de transition qui assurent le passage entre le substratum volcanique et la couverture carbonatée, elles ont une épaisseur variable de 0 à 100 m. Elles sont composées de séquences comprenant à la base des poudingues argileux à galets volcaniques (basaltes à trachytes) millimétriques à pluridécimétriques, puis des niveaux argileux et enfin des carbonates sous forme de calcaires cendreaux, de poudingues carbonatés ou de niveaux coralliens construits.	E') Ces faciès sont caractéristiques de la Formation de Subayb.
F) Les formations carbonatées représentées par tous les types de faciès qui caractérisent le milieu récifal ainsi qu'un faciès dolomitique rouge à brun pouvant atteindre 300 mètres d'épaisseur et dont la couleur est causée par la présence du fer oxydé provenant de lessivage des pointements volcaniques encore émergés à proximité. Cette séquence carbonatée est fréquemment interrompue par des discontinuités avec parfois des encroûtements pédogénétiques témoins des émergences.	F') Ces faciès récifaux, ainsi que des paléosols ont été décrits dans la Formation de Misfah. Des faciès dolomitiques brun-noir ont également été observés dans la partie sud de l'exotique de Misfah, à proximité de l'appareil volcanique décrit par Béchenec (1988).
G) Sur la base des données du Sylvania Guyot (Schlanger <i>et al.</i> , 1987), des formations pélagiques carbonatées surmontent les calcaires récifaux et témoignent d'une subsidence thermique du seamount.	G') Les faciès pélagiques des Formations de Fatah, Nadan et Safil sont d'excellents exemples de ce type de formation.
- L'ensemble des données récoltées a permis de calculer des taux d'accumulation récifale verticale de l'ordre de 0.01 à 0.1 mm/an (10-100 m/Ma.) (Guille <i>et al.</i> , 1992).	- Pour la Formation de Misfah le taux de sédimentation (décompacté) est de l'ordre de 75 m/Ma.

Tableau 5 suite: Comparaison entre l'atoll de Mururoa et l'exotique de Misfah.

pour le sommet des formations, les profondeurs de sédimentation supposées sont:		
	Âge de la croûte 0 Ma	Âge de la croûte 20 Ma
Formation de Subayb : faciès de plate-forme	~ 0 mètres (observé)	~ 0 mètres (observé)
Formation de Misfah : faciès de plate-forme	~ 0 mètres (observé)	~ 0 mètres (observé)
Formation de Fatah : faciès Ammonitico-Rosso	~ 1310 mètres (calculé)	~ 933 mètres (calculé)
Formation de Nadan : faciès Calcarì ad Aptici	~ 1770 mètres (calculé)	~ 1280 mètres (calculé)
Formation de Safil : faciès carbonaté pélagique	~ 2170 mètres (calculé)	~ 1580 mètres (calculé)

Tableau 6 : Profondeur de sédimentation calculée des Formations du Groupe de Kawr.

Les profondeurs indiquées sous "âge de la croûte 0 Ma" (tableau 6), correspondent à des maxima étant donné que les atolls ne se forment pas tous sur des rides médio-océaniques; la majorité d'entre eux sont actuellement observés sur des croûtes océaniques plus vieilles que leur âge et vont par conséquent avoir une vitesse de subsidence plus faible: c'est ce qui a été indiqué dans la colonne "âge de la croûte

20 Ma", où il a été considéré que dans le cas de Misfah, le "seamount" Carnien, c'est formé sur une croûte océanique Permien supérieur-Trias inférieur. Nous pouvons remarquer que, dans ce cas, les profondeurs calculées pour les sommets des formations pélagiques sont environ 30% inférieures aux profondeurs maximales. Il faut noter que dans ces calculs il n'est pas tenu compte de la subsidence causée par le refroidissement différentiel de la chambre magmatique de l'appareil volcanique, ni de l'isostasie provoquée par le poids de l'édifice volcano-sédimentaire.

Les profondeurs calculées sont en accord avec les interprétations généralement acceptées pour ces milieux de sédimentation.

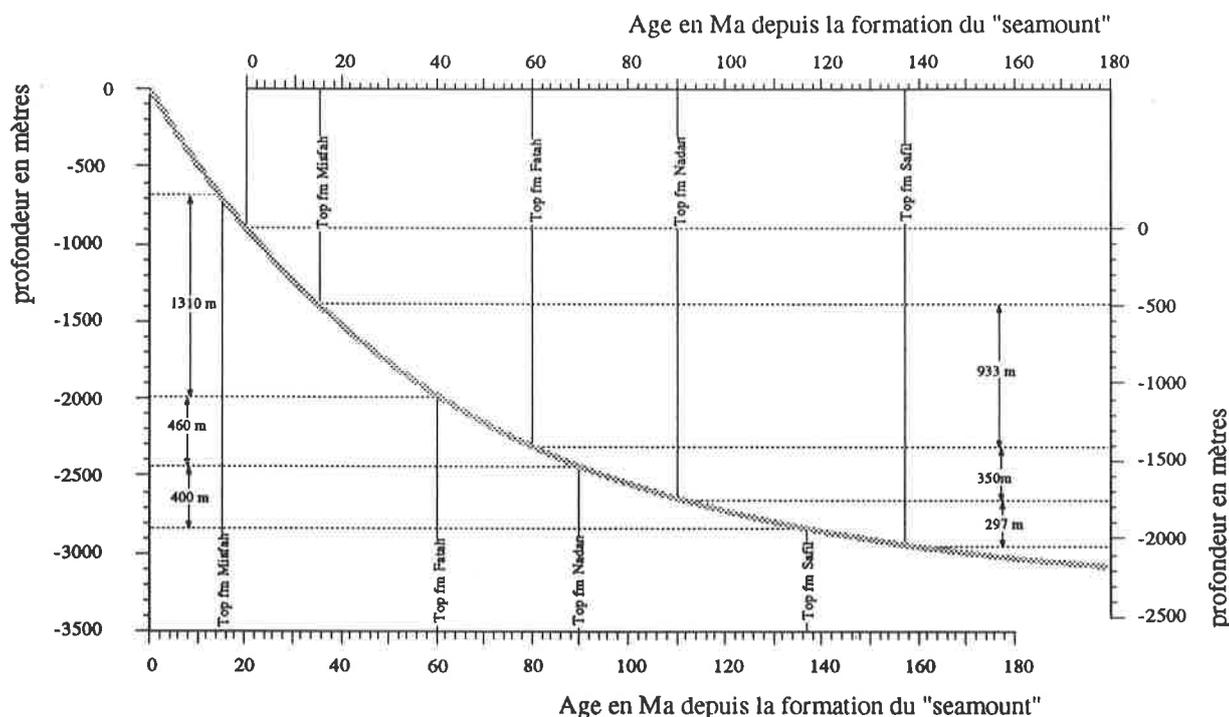


Figure 91 : Calcul de la profondeur de dépôt des formations pélagiques du groupe de Misfah sur la base d'une courbe de subsidence théorique pour une ride médio-océanique (Royden *et al.*, 1980).

- en trait tillé : courbe de subsidence théorique d'une ride médio-océanique selon le modèle de Royden (1980).
- l'échelle verticale de gauche correspond à la subsidence d'un "seamount" formé sur une ride médio-océanique de même âge que l'édifice volcanique qui le compose.
- l'échelle verticale de droite correspond à la subsidence d'un "seamount" formé sur une croûte océanique 20 Ma plus vieille que l'édifice volcanique qui le compose.
- les âges en Ma, des formations du groupe de Misfah, comptés depuis la création du "seamount", sont reportés sur les axes des ordonnées.
- les taux de subsidence calculés pour la Formation de Misfah ne tiennent pas compte de l'isostasie; raison pour laquelle les valeurs sont plus faible que l'épaisseur de la formation. En ajoutant l'isostasie aux valeurs mesurées on obtient par calcul 800 mètres de subsidence pour un seamount formé sur une croûte de même âge et 700 mètres de subsidence pour une croûte 20 Ma plus vieille; ces valeurs correspondent alors aux épaisseurs estimées de la Formation de Misfah.

CHAPITRE 8 -LES RESÉDIMENTS DE CARBONATES DE PLATE-FORME TRIASIQUES DANS LES NAPPES HAWASINA

8.1 - INTRODUCTION

De la même manière que les carbonates de plate-forme permien (chap. 6), le Trias de plate-forme est également resédimenté sous forme de brèches ou d'olistostromes dans les nappes Hawasina. Ces resédiments ont été reconnus par Glennie *et al* (1974) sous les termes de "Oman Melange" et "Oman Exotics". Les travaux plus récents de Béchenec (1988) ont redéfini ces séries bréchiques en les incluant dans le Groupe d'Al Aridh regroupant notamment les Formations de Buwaydah (Ar₂) d'âge Lias supérieur-Dogger inférieur à Valanginien, d'Al Ghafat (Ar₃) d'âge probable Valanginien, de Mussalah (Ar₄) d'âge Valanginien-Hauterivien à Turonien-Sénonien "les ensembles cartographiques Ar₁₋₃, Ar₂₋₃, Ar₂₋₄" qui comportent tous des niveaux de brèches ou mégabrèches. Chacune de ces Formations est représentative de l'âge de sédimentation des blocs ou olistolithes de carbonates de plate-forme. La majorité de ces affleurements ne présente d'ailleurs que des resédiments triasiques ou jurassiques.

Les quelques affleurements de resédiments triasiques que nous avons étudié ont livré des âges sensiblement différents de ceux proposés par Béchenec (1988). Tout comme lui, nous avons reconnu trois groupes.

- 1- un groupe de blocs essentiellement triasiques resédimentés au Trias supérieur
- 2- un groupe de blocs essentiellement triasiques resédimentés au Lias
- 3- un groupe de blocs essentiellement triasiques resédimentés au Jurassique supérieur -Crétacé inférieur.

Exactement comme pour les brèches à éléments permien, les faciès ne sont pas toujours représentatifs de l'âge de dépôt. Il convient donc d'être extrêmement prudent pour introduire un affleurement dans l'une ou l'autre de ces formations, particulièrement lorsque les brèches ne sont pas liées à des formations facilement reconnaissables.

8.2 - LES RESÉDIMENTS D'ÉLÉMENTS TRIASIQUES AU TRIAS, ET LES ROCHES ASSOCIÉES

8.2.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Basé sur l'étude d'un affleurement, cette unité cartographiée en Ar₃ (Minoux & Janjou, 1986) est visible le long de la route reliant Bahla à Ibr`i, au sud du Jebel Kawr.

8.2.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Cette unité est représentée par une série volcanique surmontée de radiolarites rouges à blocs et olistolithes de carbonates de plate-forme triasiques. Ils sont particulièrement bien représentés dans cette partie de la chaîne omanaise où ils forment un magnifique olistostrome que l'on peut suivre sur plusieurs kilomètres parallèlement à la route goudronnée.

8.2.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

A leur limite inférieure les brèches surmontent des radiolarites rouges.

La limite supérieure est marquée par des radiolarites et cherts rouges à Halobies.

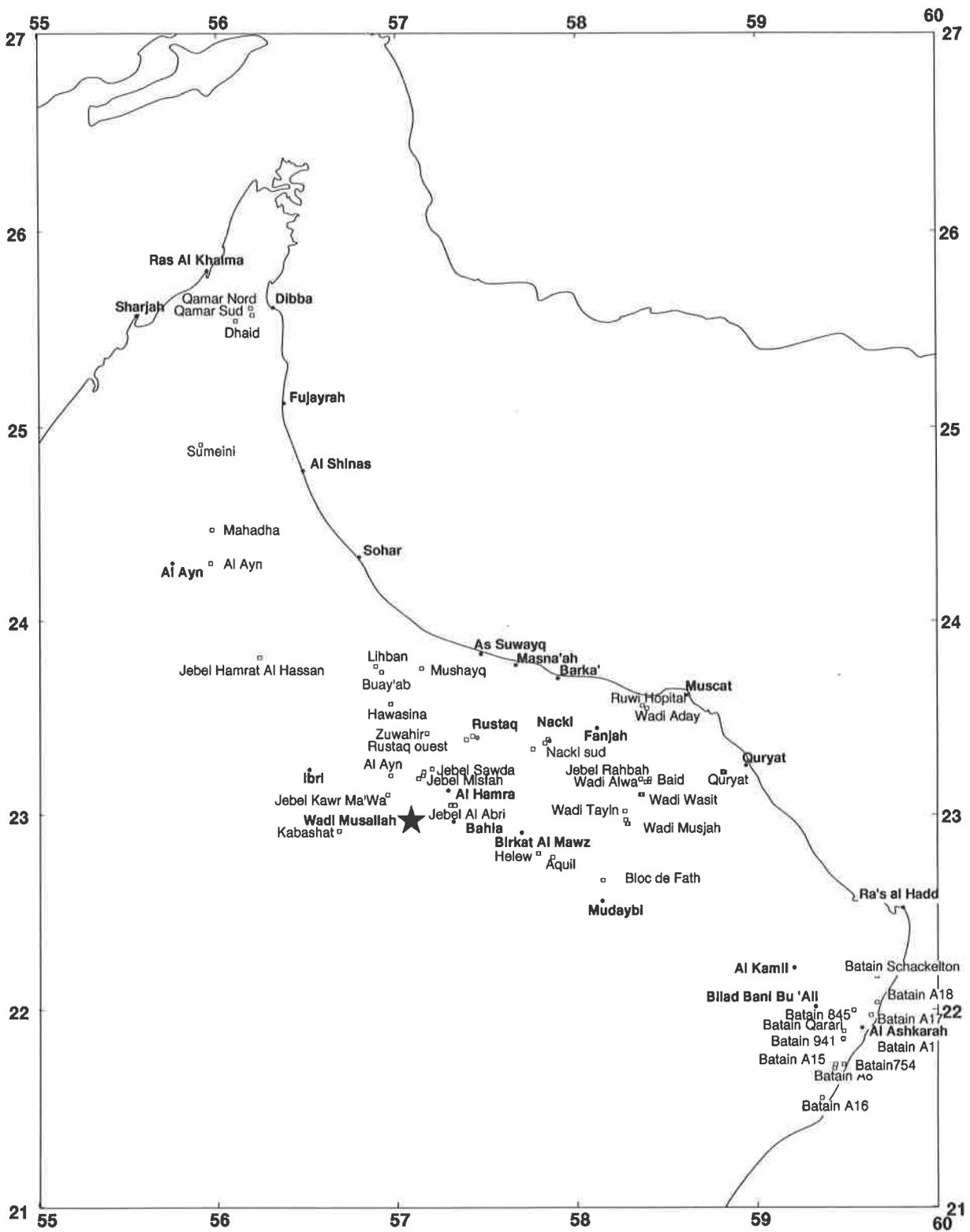


Figure 92 : Localisation des affleurements de brèches à éléments de Trias resédimentés au Trias.

8.2.4 - AGE DU DÉPÔT

L'âge de la bréchification, indiqué par les radiolarites sous-jacentes aux brèches et par les cherts à Halobies qui les surmontent, est Carnien-Norien.

8.2.5 - COUPE DÉTAILLÉE

Wadi Musallah

(Coordonnées : 23°34'40" N / 56°57'20" E)

Cet affleurement, situé quelques kilomètres à l'ouest de Bahla, est représenté de bas en haut (fig. 93) par:

- ~40 mètres de laves en coussins et tuffites.
- 2 mètres de radiolarites rouges briques argileuses en bancs de 1-5 centimètres indiquant un âge Carnien.
Ech. 1184 - *Pseudostylosphaera hellenica* (De Wever), *Capnuchosphaera triassica* De Wever, *Capnuchosphaera theloides* De Wever, *Muelleritortis* cf. *cochleata* (Nakaseko & Nishimura), (Déterminations Spela Gorican).
- 3 mètres de calcaires siliceux beiges à filaments en bancs de 2-5 centimètres, associés à des turbidites silicifiées grises à violettes.
- 3 mètres de lacune, correspondant vraisemblablement à une série identique aux bancs sous-jacents.
- ~20 mètres composé par un olistostrome de blocs plurimétriques de carbonates de plateforme récifaux blancs à onchoïdes, gastéropodes, coraux et algues.
- 2 mètres de radiolarites rouge-ocre à blocs de calcaires à crinoïdes et calcaires récifaux.
- 4 mètres de couverture quaternaire.
- 9 mètres de calcarénites roses pourries passant à des brèches granoclassées roses à blocs centimétriques à décimétriques de carbonates du Trias et blocs de radiolarites rouges.
- 9 mètres composés par une alternance de calcaires noirs et roses à filaments et de chert rouges et blancs à lamellibranches pélagiques de type *Halobia*?
- 2 mètres d'argilites rouges à passées turbiditiques en bancs centimétriques à échinodermes.
- 5 mètres de radiolarites rouge-brique en bancs de 1-7 centimètres à croûte manganésifère avec des radiolaires du Rhétien terminal.
-Ech. 1197 - *Globolaxtorum tozeri* Carter, *Mesosaturnalis acuminatus* Carter, *Livarella densiporata* Kozur & Mostler, *L. validus* Yoshida, *L. gifuensis* Yoshida, *L. longus* Yoshida, *Eucrytid* gen. et sp. indet., *Kozurastrum sandspitense* (Blome), *Mesosaturnalis denticulatus* Carter, *Paleosaturnalis vigrassi* Blome, *Ferresium* sp., *Paratriassostrum* sp., *Plafkerium* sp., *Sarla?* sp., (Déterminations Elisabeth S. Carter. Dans Carter (1993))
- ~40 mètres de calciturbidites gréseuses grises en bancs de 10-20 centimètres typiques de la Formation de Matbat.
- 20 mètres et plus de calcaires oolithiques gris typiques de la Formation de Guweiza.

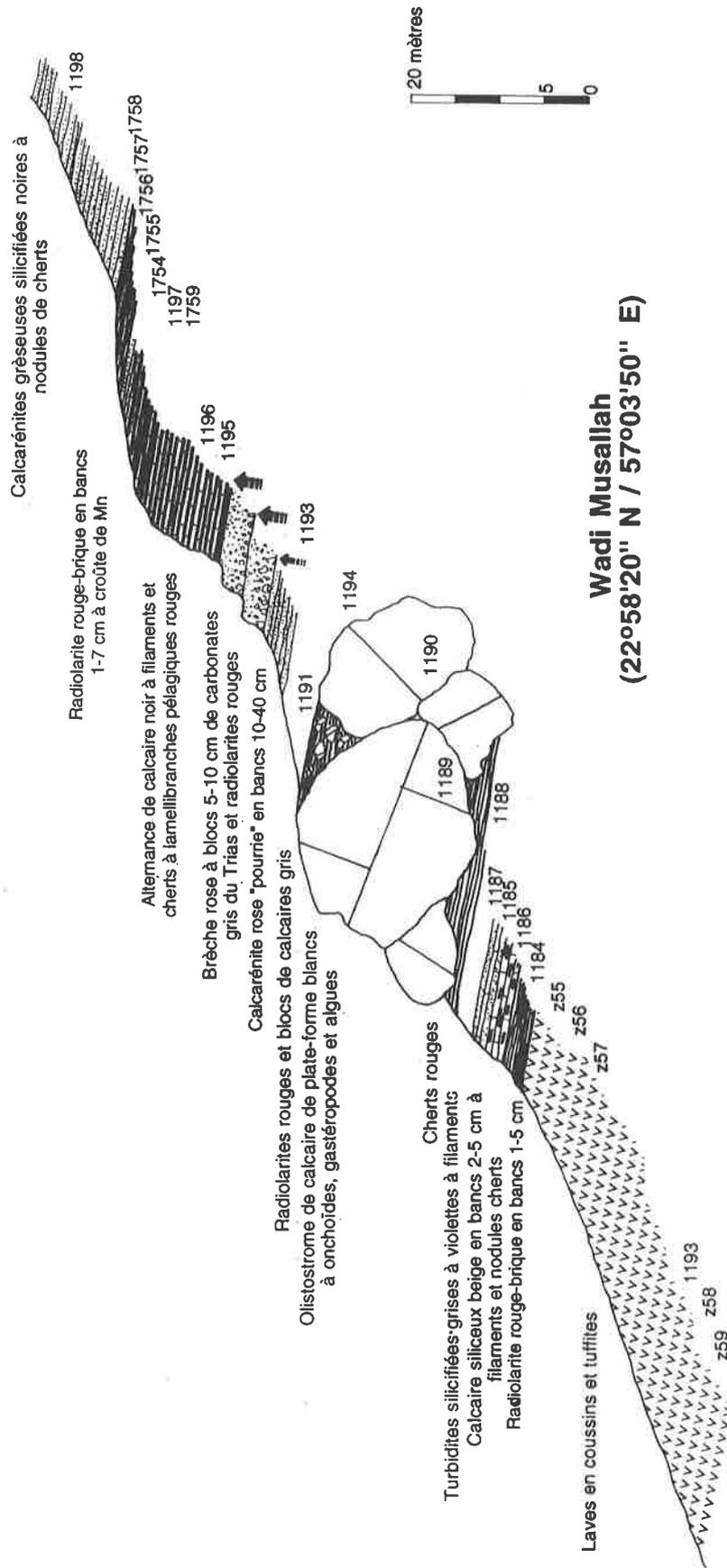


Figure 93: Coupe lithologique de l'affleurement du Wadi Musallah.

Géochimie

Le volcanisme sous-jacent à la série sédimentaire est composé d'une série de tuffite verte à laves en coussins mesurant une quarantaine de mètres d'épaisseur. Les compositions géochimiques de ces laves sont incluses dans le champ des basaltes trachyandésitiques et des trachyandésites (Fig. 94)

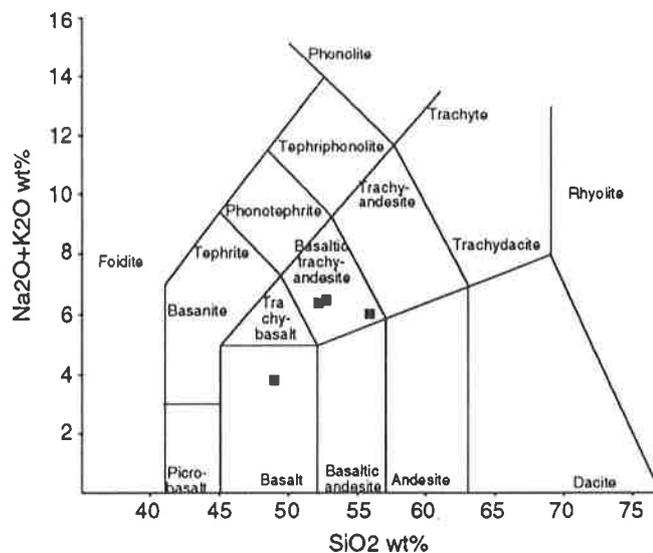


Figure 94: Diagramme TAS des roches volcaniques du Wadi Musallah.

L'appartenance au groupe des basaltes intraplaques est confirmée par les diagrammes $Zr/Y/Zr$ (fig. 95), TiO_2/Zr (fig. 96) et V/Ti_{100} (fig. 97)

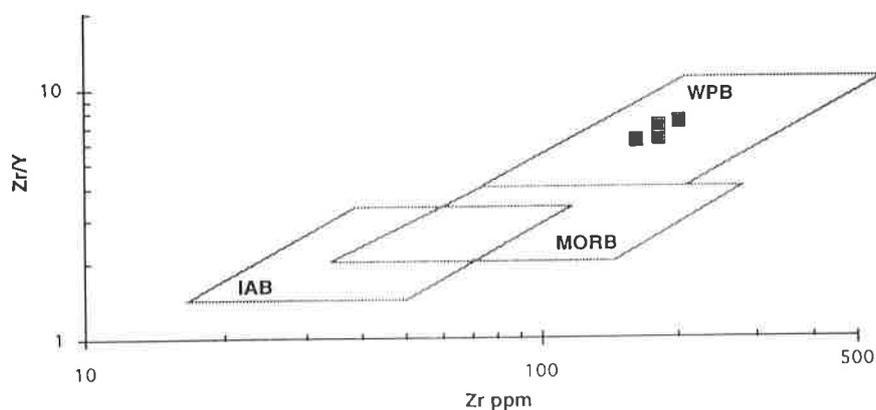


Figure :95 Rapport des éléments $Zr/Y/Zr$ (Pearce & Norry, 1979) indiquant une origine WPB pour les basaltes de "Mussalah".

Le "spider" diagramme (fig. 98) semblerait indiquer des MORB enrichis ou des basaltes intra-plaque.

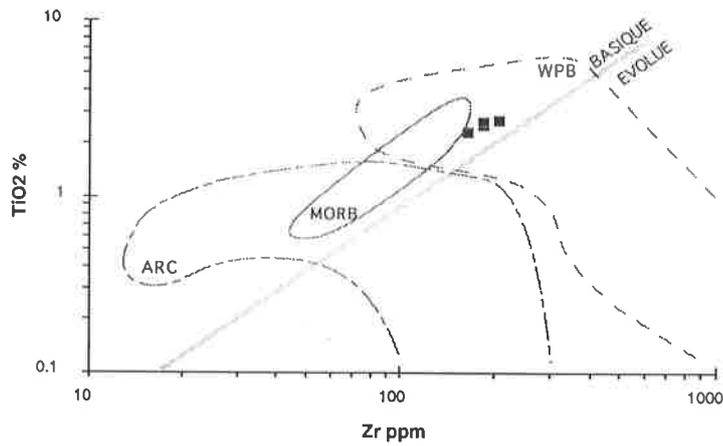


Figure 96: Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) indiquant une origine WPB pour les basaltes de "Mussalah".

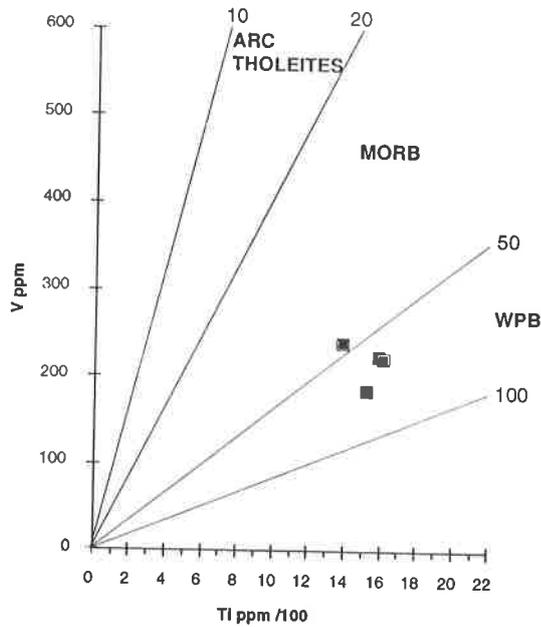


Figure 97: Rapport des éléments $V/\text{Ti}/100$ (Shervais, 1982) indiquant une origine WPB pour les basaltes de "Mussalah".

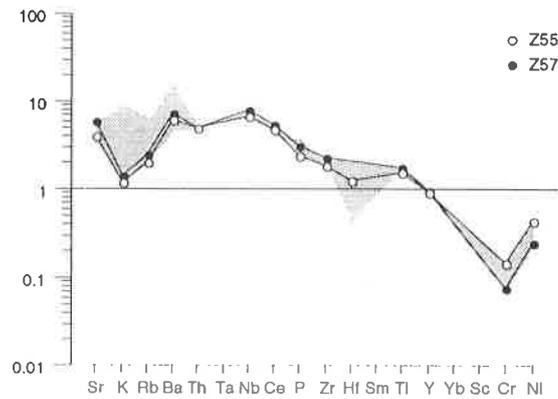


Figure 98: "spider" diagramme normalisé MORB d'après Pearce (1982), caractéristiques de MORB-enrichis ou de basaltes intra-plaque.

8.2.6 - MILIEU DE DÉPÔT

Le contexte sédimentologique de cette série, à l'écart de tout détritisme terrigène avant le Jurassique tel que celui observé dans les brèches triasiques à éléments permien du bassin d'Hamrat Duru (chap. 5.3), implique sans doute une position paléogéographique distale, sans doute proche de la plate-forme de Misfah (Groupe de Kawr) qui serait, dès lors, la seule source possible du matériel carbonaté. (fig. 120) Cet affleurement apporte également un argument en faveur d'un âge Carnien pour la formation de l'île océanique de Misfah tel que proposé dans ce travail (chap. 7.3.4).

8.3 - LES RESÉDIMENTS D'ÉLÉMENTS TRIASIQUES AU LIAS, ET LES ROCHES ASSOCIÉES

8.3.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

L'affleurement remaniant des carbonates de plate-forme d'âge triasique dans des sédiments pélagiques liasiques a été observé dans la partie centrale des montagnes d'Oman, entre le Jebel Misfah et le village de A'Quil (fig. 99).

8.3.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Ces résédiments sont constitués uniquement de blocs de carbonates de plate-forme d'âge triasiques.

8.3.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure des brèches est soulignée par des radiolarites rouges et des carbonates pélagiques finement lités surmontant des laves en coussins et tuffites.

La limite supérieure n'est pas connue.

8.3.4 - AGE DU DÉPÔT

Les radiolarites sous-jacentes aux brèches indiquent un âge probable Lias(?).

8.3.5 - COUPE DÉTAILLÉE

Heliw

Cette section située environ 3 kilomètres à l'ouest de Heliw, cartographiée comme appartenant au Groupe d'Al Aridh (Hutin *et al.*, 1986) est composée de bas en haut par :

- 60-80 mètres de laves en coussins et tuffites.
- 8-12 mètres de calcaires gris micritiques à filaments et nodules de cherts noirs, en bancs de 2-30 cm.
- 5 mètres de radiolarites rouges en bancs centimétriques à décimétriques.
- 1 mètre de calcaire gris-rose à nodules de chert.
- 3 mètres de radiolarites rouges.
- 3 mètres de calcaires rose et blanc à filaments et nodules de chert.
- 1 mètre de radiolarites rouges ayant livré une faune très mal préservée qui pourrait indiquer un âge Lias (Communication Spela Gorican).
- 5-10 mètres de brèches à éléments décimétriques à plurimétriques de carbonates de plate-forme vraisemblablement d'âge triasique, et représentés par :
 - calcaires récifaux blancs.
 - calcaires roses à crinoïdes.
 - calcaires blancs recristallisés à brachiopodes silicifiés.

Géochimie

Le volcanisme sous jacent à la série sédimentaire est composé d'une série de tuffite verte à laves en coussins avec des compositions géochimiques tombant dans le champs des basaltes (Fig. 100)

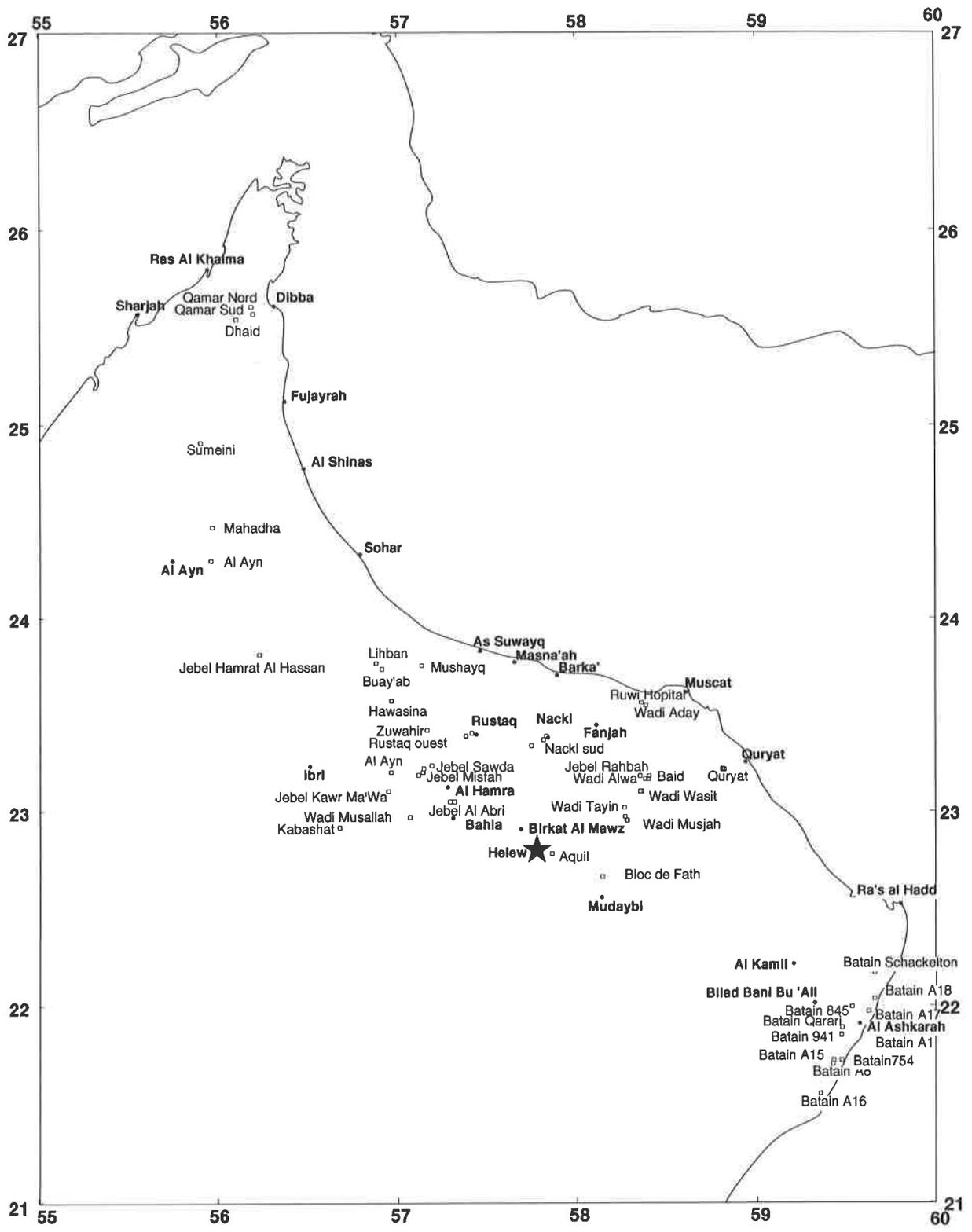


Figure 99 : Localisation des affleurements de brèches à éléments de Trias resédimentés au Lias.

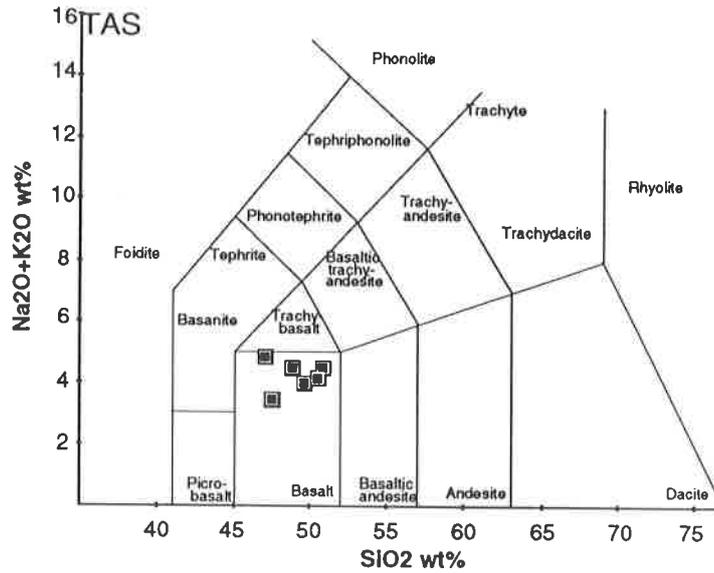


Figure 100: Diagramme TAS des roches volcaniques de l'affleurement de Heliw.

Les diagrammes TiO_2/Zr (fig. 101) et V/Ti_{100} (fig. 102) indiquent que ces basaltes ont une composition caractéristique de MORB, alors que le diagramme $Zr/Y/Zr$ (fig. 103) montrerait plutôt une tendance de basalte intra-plaque. L'ambiguïté peut être levée en analysant le "spider" diagramme (fig. 104) qui montre des enrichissements en K, Rb, Ba, Th et Nb et des valeurs proches de l'unité pour le Ce, P, Zr, Ti, Y, Cr et Ni. Cette morphologie est caractéristique de MORB enrichis (Pearce, 1982).

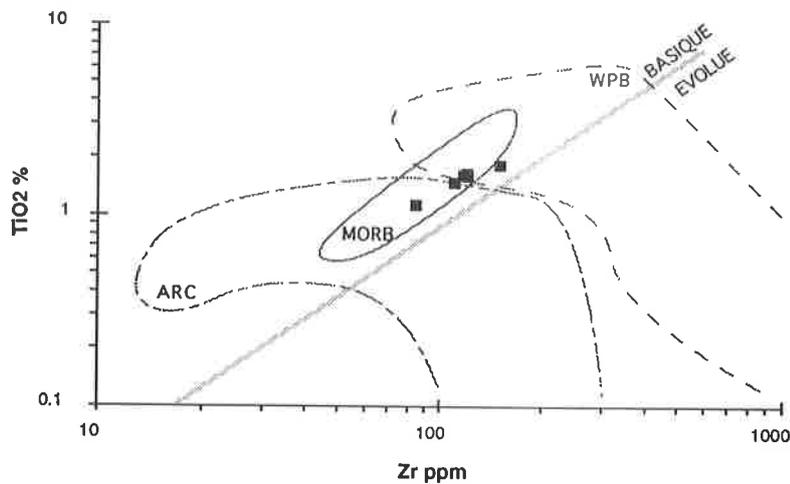


Figure 101: Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) indiquant une composition de type MORB pour les basaltes de "Heliw".

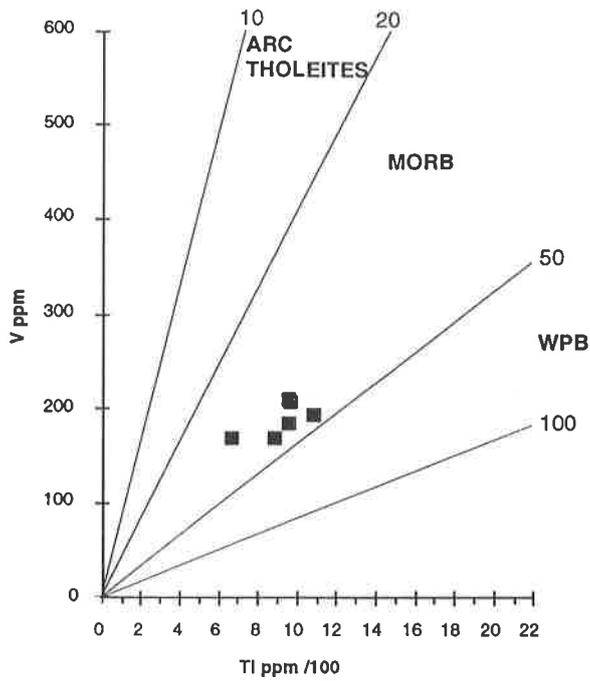


Figure 102: Rapport des éléments $V/Ti/100$ (Shervais, 1982) indiquant une composition de type MORB pour les basaltes de "Heliw".

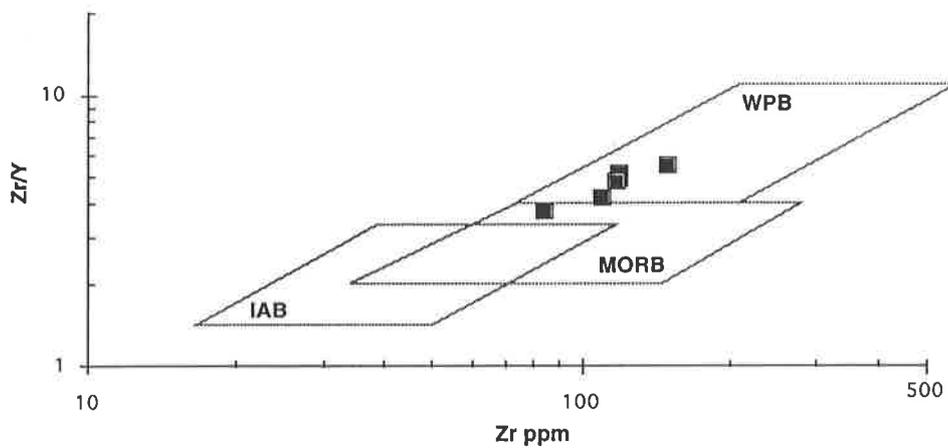


Figure 103: Rapport des éléments $Zr/Y/Zr$ (Pearce & Norry, 1979) indiquant une composition de type WPB pour les basaltes de "Heliw".

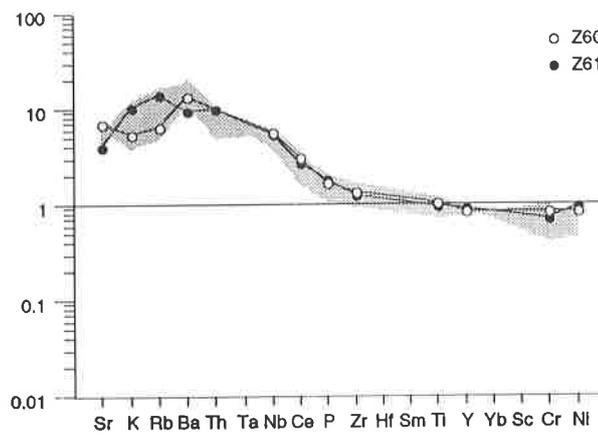


Figure 104: "spider" diagramme normalisé MORB d'après Pearce (1982), montrant un profil de MORB enrichis.

8.4 - LES RESÉDIMENTS D'ÉLÉMENTS TRIASIQUES AU JURASSIQUE SUPÉRIEUR-CRÉTACÉ INFÉRIEUR, ET LES ROCHES ASSOCIÉES

8.4.1 - LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE ET AUTRES AFFLEUREMENTS

Les résédiments Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ont été observés dans les parties centrale et occidentale de la chaîne de montagnes d'Oman, entre les villages de Mushayq et A'Quil. L'affleurement de Aquil, de par sa situation géographique facile d'accès, peut être retenu comme localité de référence.

8.4.2 - DESCRIPTION GÉNÉRALE

Les brèches crétacées se différencient parfois des brèches triasiques par la présence de blocs de calcaires en faciès Hallstatt ou Ammonitico-Rosso. Elles sont de manière générale liées à un volcanisme et à des sédiments radiolaritiques qui ont permis de les dater.

8.4.3 - LIMITES INFÉRIEURE ET SUPÉRIEURE

La limite inférieure est généralement soulignée par des radiolarites, des laves en coussins et des tuffites.

La limite supérieure n'est pas connue.

8.4.4 - AGE DU DÉPÔT

L'âge de la bréchification est compris entre le Tithonique et le Crétacé inférieur (sur la base des radiolarites sous-jacentes).

8.4.5 - COUPES DÉTAILLÉES

Brèche au sud-ouest de Mahadha

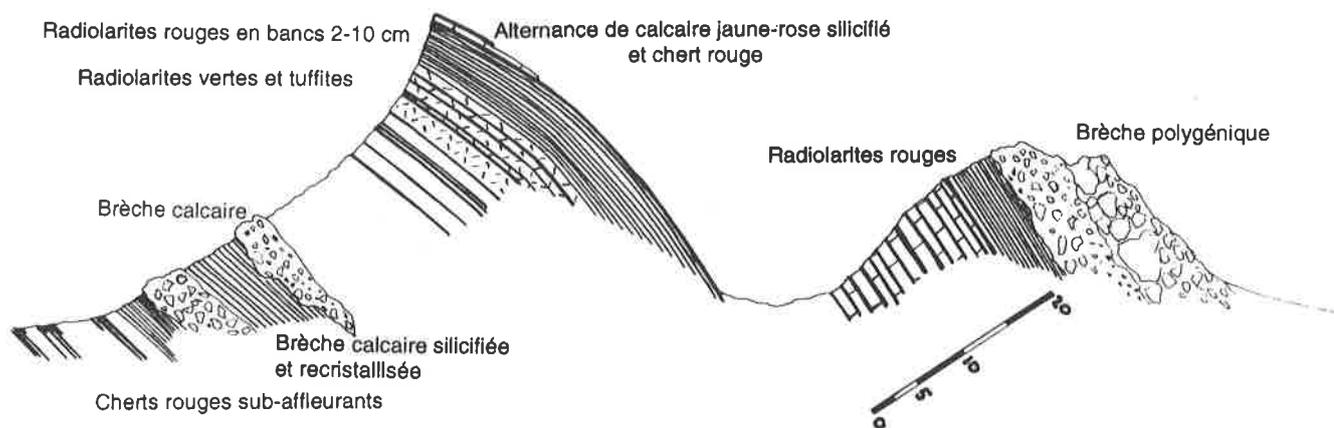


Figure 105: Coupe lithologique de l'exotique de Mahadha.

La coupe suivante (fig. 105), située au nord de l'exotique triasique de Mahadha, montre une intéressante série de radiolarites, volcanites et brèches de carbonates de plate-forme.

- 15 mètres de radiolarites rouges sub-affleurantes.
- 2 mètres de cherts verts.
- 4 mètres de calcaires blancs bréchiques, recristallisés et silicifiés.
- 5 mètres de radiolarites rouges en bancs de 2-10 cm.
- 3 mètres de brèches carbonatées recristallisées en chenal.
- 10 mètres de tuffites vertes .
- 10 mètres composés d'une alternance de niveaux tuffitiques et de radiolarites vertes.
- 5 mètres de radiolarites ocres.
- 15 mètres de calcaires roses à jaunes dolomitisés à interbancs de cherts rouges.
- accident tectonique, ϕ .
- 4 mètres de radiolarites rouges du Crétacé inférieur, (Déterminations Spela Gorican).
- 10 mètres de brèches polygéniques, à olistolithes plurimétriques comportant
 - des calcaires à mégalodontes .
 - des calcaires blancs azoïques à ciments "type Halif".
 - des calcaires roses à coraux.
 - des calcaires loféritiques.
 - des brèches polygéniques.
 - des radiolarites rouges.
 - des blocs de Hallstatt (ou Ammonitico-Rosso ???) à céphalopodes.

La nature polygénique des éléments de la brèche donne une vision complète des faciès connus en séquences sur les exotiques triasiques du Groupe de Kawr.

Bloc de 'Aquil

Décrit par Blendinger (1991), cet affleurement situé à quelques dizaines de mètres du village de 'Aquil (Al Aquil, Al Aquil ou A'Quil) a été cartographié par Glennie *et al.* (1974) en Formation de Heliw, et en Formation de Misfah (sensu Béchenec, 1988) par Hutin *et al.* (1986).

Les affleurements qui constituent un ensemble d'environ 600 mètres de long sur 100 mètres de large au bord de la route reliant Izki à Mudaybi (fig. 107) sont formés par une série mégabréchique constituée de:

- blocs de calcaires récifaux en faciès Wetterstein d'âge Carnien inférieur (Age selon Léopold Krystyn sur la base de conodontes (publication in prep.)), surmontés par des calcaires crinoïdaux rouges d'âge Carnien supérieur et par des faciès pélagiques rouges de type Hallstatt d'âge Norien.
- blocs de calcaires récifaux de type Dachstein d'âge Norien (Léopold Krystyn) qui constituent la majorité des éléments de la brèche.
- blocs de calcaires gris à paléokarst remplis d'Ammonitico-Rosso à ammonites d'âge Hettangien (Blendinger, 1991).

A l'extrémité ouest de l'affleurement, au-dessus du cimetière du village de 'Aquil, une série de brèches et de calcarénites blanches à roses, à blocs de carbonates de plate-forme triasiques blancs, repose sur des laves en coussins et tuffites (fig. 108). Elle est vraisemblablement en contact tectonique, au nord, avec des radiolarites argileuses rouges ayant livré une faune indiquant un âge Crétacé inférieur. Il est à noter au sein de ces radiolarites, un niveau détritique ayant livré quelques blocs décimétriques de calcaires blancs du Trias, laissant supposer une relation entre ces dernières et les brèches qui leurs sont adjacentes.

Une esquisse tectonique de la partie occidentale de la colline nous a permis de mettre en relation cet affleurement avec les mégabréches observées plus à l'est. En effet, une série de failles verticales découpent cette localité en compartiments à pendage distinct. Elles ont pour origine un décrochement senestre important provoquant une rotation des pendages (fig. 107).

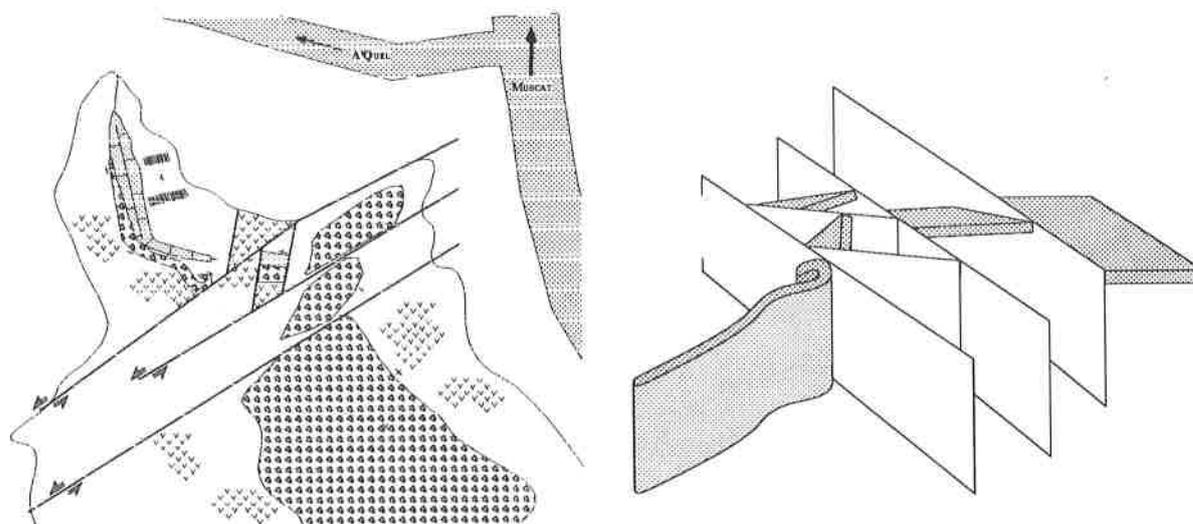


Figure 107: Carte géologique simplifiée de la partie occidentale du bloc de 'Aqil et interprétation structurale.

Géochimie

La géochimie des laves indique des compositions de type trachydacite et rhyolite (fig. 109)

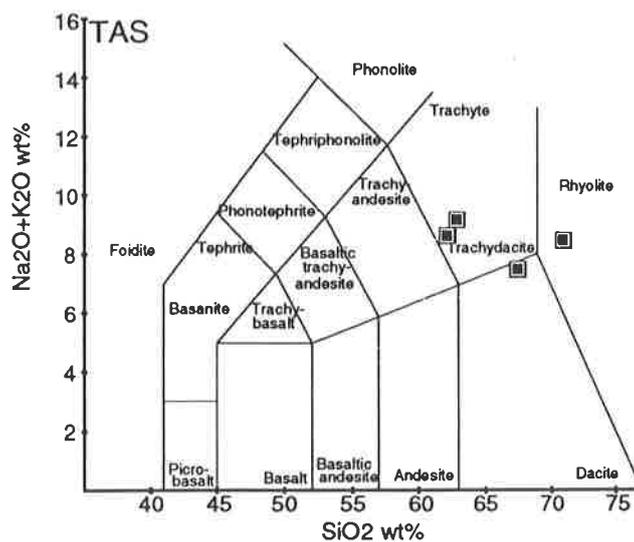


Figure 109: Diagramme TAS des roches volcaniques de 'Aqil.

L'origine intra-plaque de ces magmas est indiquée par les diagrammes TiO_2/Zr (fig. 110) et V/Ti_{100} (fig. 111).

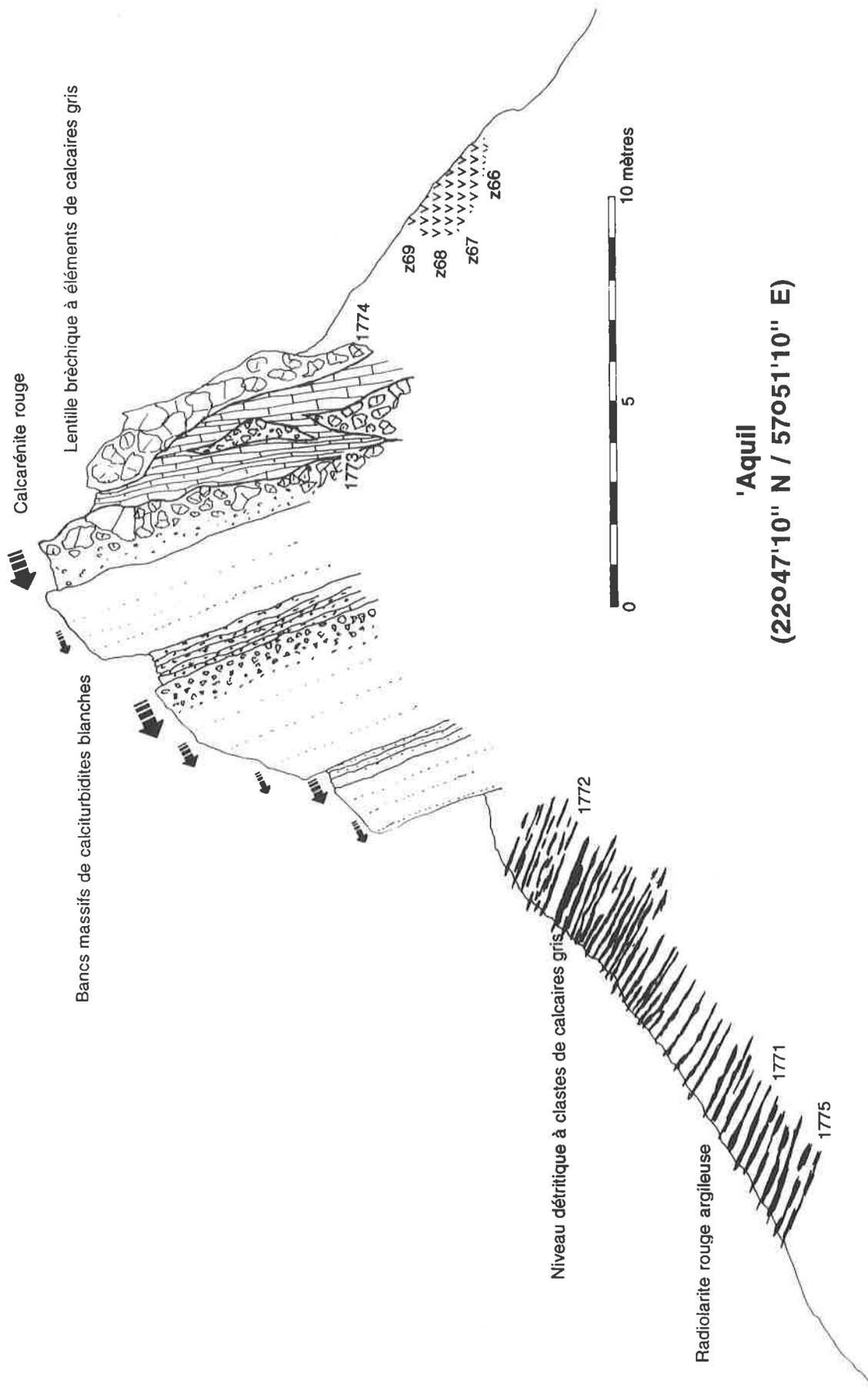


Figure 108: Coupe lithologique de la partie occidentale de la butte de 'Aqil.

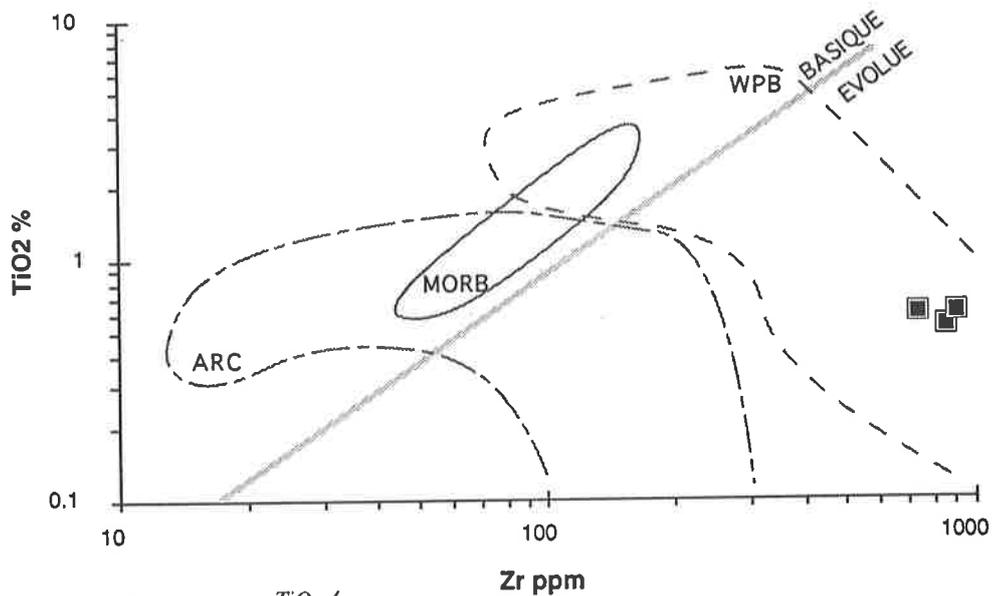


Figure 110: Rapport des éléments TiO_2/Zr (Pearce, 1984) indiquant une origine WPB pour les basaltes de

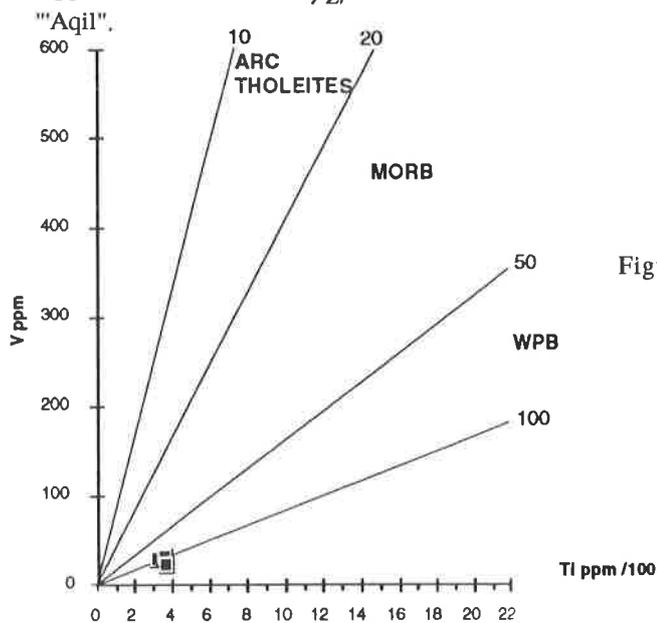


Figure 111: Rapport des éléments $V/Ti/100$ (Shervais, 1982) indiquant une origine WPB pour les basaltes de "Aqil".

Cette origine intra-plaque est également confirmée par le "spider" diagramme (fig. 112) qui montre des valeurs positives pour le Ba, Th, Nb, Zr, Hf et Y.

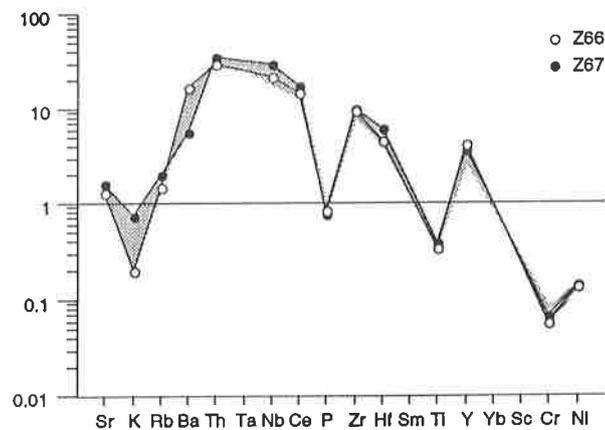


Figure 112: "spider" diagramme normalisé MORB (Pearce, 1982) pour les roches de l'affleurement de Aqil caractéristique d'un environnement intra-plaque.

Mushayq

Mushayq
(23°45'40" N / 57°07'50" E)

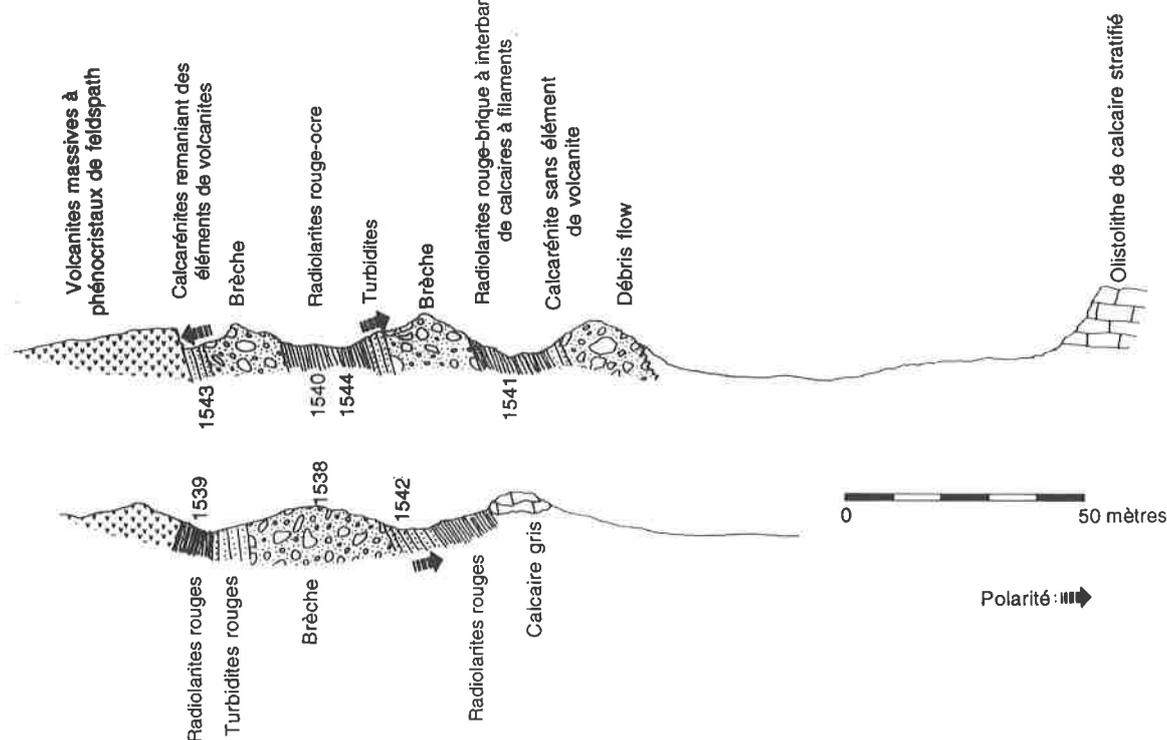


Figure 113: Coupe lithologique de Mushayq.

Située quelques kilomètres au sud de Mushayq, cette localité (fig. 113) nous permet d'observer des séries de brèches à éléments triasiques resédimentés dans des radiolarites d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inf.. Du sud au nord l'affleurement présente une série d'écaillés tectoniques répétant la séquence stratigraphique:

1^{ère} écaille

- une série pluridécamétrique de volcanites massives à phénocristaux de feldspath.

2^{ème} écaille

- 5 mètres de calcarénites remaniant des clastes de volcanites.
- 15 mètres de brèches polygéniques à éléments décimétriques à pluridécimétriques de carbonates de plate-forme en faciès récifaux du Trias.

3^{ème} écaille

- 10 mètres de radiolarites rouge-rouille ayant livré une faune de radiolaires indiquant un âge Tithonique -Crétacé inférieur (Déterminations Spela Gorican).
- 7 mètres de calciturbidites rouges
- 20 mètres de brèches polygéniques
- 8 mètres de calciturbidites

4^{ème} écaille

identique à la dernière

Hamâdiyûn

Cet affleurement situé quelques kilomètres au nord du village de Hamâdiyûn, est caractérisé par une série bréchique à blocs de carbonates de plate-forme blancs en faciès récifaux du Trias et de carbonates rouges en faciès Hallstatt. Cette unité repose sur des volcanites d'âge inconnu.

La base d'un des blocs de calcaire rouge en faciès Hallstatt a livré une faune à ammonoïdés et *Heterastridium* indiquant un âge Norien supérieur-Rhéthien (Communication Léopold Krystyn). Ces faciès sont surmontés stratigraphiquement par des calcaires micritiques rouges à ammonites et bélemnites dont la microfaune indique un âge Lias sup-Dogger:

- *Protoglobigerina* sp., *Nodosaridae*, *Lenticuline*, *Globochaete alpina*, filaments, microgastéropodes, spicules oursins et crinoïdes, (Déterminations Philippe Favre)

Ces faciès peuvent être mis en relation avec les faciès de la Formation de Fatah que l'on retrouve sur les exotiques de Kawr et du Jebel Hamrat al Asan. Dans ce cas, néanmoins, l'âge de cette Formation semble descendre dans le Trias supérieur. L'âge de sédimentation de cette brèche peut être attribuée au Crétacé inférieur par comparaison de faciès avec le bloc de Aquil.

Jebel Al Qarab est

Située au bord de la piste passant à l'est du Jebel Al Qarab et reliant Bahla à Al Hamra, cette coupe de quelques mètres est composée de la base vers le sommet par:

- 2 mètres de calcaires pélagiques rouges à radiolaires en bancs de 3-10 centimètres et cherts rouges interstratifiés.
- 3 mètres de brèches à blocs métriques, passant latéralement à des blocs pluri-décamétriques, de calcaires de plate-forme blancs recristallisés.
- 4 mètres de calcaires gris rose en bancs de 5-10 centimètres interstratifiés avec des cherts rouges en bancs de 1-3 centimètres.
- 7 mètres de radiolarites rouge-ocre en bancs de 2-5 centimètres ayant livré une faune du Crétacé "moyen" (Albien-Cénomaniens) représentée par :
Ech. 1136 - *Stichomitra communis* Squinabol, *Rhopalosyringium majuroense* Schaaf, *Xitus* sp. (Déterminations Spela Gorican).

Jebel Al Qarab sud

Dans la région du Jebel Al Qarab, à quelques kilomètres du village de Al Hamra, au sud de la route le reliant à Bahla, une section d'environ 80 mètres d'épaisseur permet d'observer, de bas en haut, la séquence suivante.

- Quelques mètres de tuffites sub-affleurantes dans la partie inférieure de la colline.
- 10 mètres de radiolarites vertes ayant livré une faune caractéristique du Lias (Dét. Spela Gorican).
- 13 mètres de dolomies finement stratifiées à interbancs de cherts rouges.
- 10 mètres de radiolarites vertes.
- 8 mètres de dolomies jaunes.
- 7 mètres de radiolarites rouges et vertes ayant livré une faune du Trias (Dét. Spela Gorican).
- 5 mètres de dolomies.
- 2 mètres de radiolarites rouges et vertes.
- 8 mètres de calcaires noduleux roses et clastes de volcanites.
- 20 mètres de volcanites associées à des cherts sub-affleurants.
- 15 mètres de brèches de calcaires récifaux du Trias.

Jebel Al Qarab sud
(23°03'10" N / 57°17'30" E)

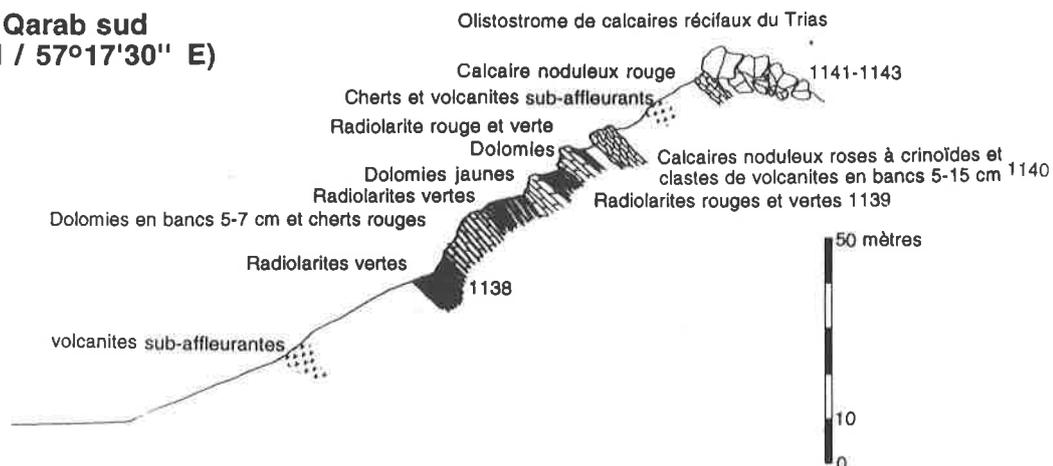


Figure 114: Coupe lithologique du Jebel Al Qarab sud.

Il est à noter que, en l'absence de datation avec les radiolaires, il aurait été impossible de mettre en évidence la présence d'un chevauchement interne dans cette série stratifiée. Par analogie de faciès avec la coupe du Jebel Al Qarab est, levée un kilomètre au nord-est de celle-ci, qui montre également une série de blocs triasiques surmontant des calcaires pélagiques rouges, nous pouvons lui attribuer un âge Crétacé inférieur.

8.4.6 - MILIEU DE DÉPÔT

Ces brèches Jurassique supérieur-Crétacé inférieur se sont sédimentées dans un milieu bathyal à abyssal caractérisé par l'abondance de radiolarites. Les blocs de carbonates de plate-forme proviennent vraisemblablement des exotiques du Groupe de Kawr qui présentent des faciès identiques. L'absence de détritisme terrigène ou de carbonates de plate-forme Jurassique ou Crétacé dans ces brèches est également un argument en faveur d'une origine exotique de ces sédiments. Ceci est compatible avec la position tectonique relativement élevée au sein de l'assemblage des nappes Hawasina, qui suppose une origine paléogéographique éloignée de la marge arabe (fig. 120).

8.5 - CONCLUSIONS SUR LES RESÉDIMENTS TRIASIQUES

L'observation des faciès resédimentés a permis de montrer que la source des brèches était vraisemblablement en relation avec les édifices carbonatés du Groupe de Kawr .

Les blocs provenant des exotiques semblent s'être resédimentés durant trois périodes représentatives de changements tectoniques globaux ^{et/ou} d'événements eustatiques importants. La nature des blocs resédimentés sous forme d'olistostromes ou de "debris flow" permet de supposer une relative proximité de la source, les "débris flow" des îles Hawaï ont été reconnus à des distances dépassant 230 km (Moore *et al.*, 1989).

Le volcanisme associé avec les resédiments du Lias et du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur laisse supposer

- 1- une reprise de l'activité volcanique durant ces périodes
- 2- une activité volcanique continue liée à une source de type "Hot spot" lié à des transformantes tel que celle observée pour les îles de la Société et du Mc Donald

CHAPITRE 9 : CALCULS DE SUBSIDENCE

9.1 - INTRODUCTION

Ce chapitre à été réalisé en collaboration avec Philippe Favre qui a bien voulu m'initier aux méthodes de calculs de subsidences. (Les calculs de subsidence ont été fait grâce à un programme informatique élaborés à l'institut de géologie et de paléontologie de l'Université de Lausanne par P. Favre.)

Les courbes de subsidence calculées dans le cadre de cette étude permettent de représenter

1- L'histoire d'enfouissement d'un niveau repère en fonction du temps, corrigée des effets de la compaction et de la bathymétrie; cette courbe dite de *Subsidence totale*, représente la somme de tous les mouvements verticaux à un temps donné.

2- L'histoire tectonique du soubassement, calculée en supprimant, de la courbe précédente, l'effet dû à la charge des sédiments et de l'eau. Cette procédure de délestage permet des interprétations quant aux mécanismes contrôlant la subsidence.

9.2 - PROCÉDURE DE CALCUL ET DE MODÉLISATION DE LA SUBSIDENCE

9.2.1 - INTRODUCTION

La procédure de calcul suit le cheminement suivant:

- Décompaction.
- Corrections bathymétriques.
- Délestage.
- Modélisation.

9.2.2 - LA DÉCOMPACTION.

Les calculs de décompaction admettent que la porosité des sédiments évolue en fonction de l'enfouissement selon la formule suivante:

$$\Phi = \Phi_0 e^{-C Z}$$

Où la porosité Φ , à la profondeur Z considérée, dépend de la porosité initiale à la surface Φ_0 et d'un coefficient de compaction C qui varie en fonction de la lithologie (tableau 7).

LITHOLOGIE	Φ_0 [%]	C [Km-1]	Densité des grains [g/cm3]	Références
SANDSTONE	49	0.27	2650	(Sawyer <i>et al.</i> , 1982)
SILTSTONE	56	0.39	2685	(Sclater & Christie, 1980)
SHALE	63	0,51	2720	(Sclater & Christie, 1980)
CALCAIRE	45	0,54	2710	(Schmoker & Halley, 1982 ; Heidlauf <i>et al.</i> , 1986)
DOLOMIE	31	0,22	2800	(Sclater & Christie, 1980)

Tableau 7: Porosités initiales, coefficients de compactions et densités des grains pour des lithologies "classiques".

Le calcul de décompaction utilise une procédure automatique de calcul itératif proposée notamment par Allen et Allen (1990) (fig. 115).

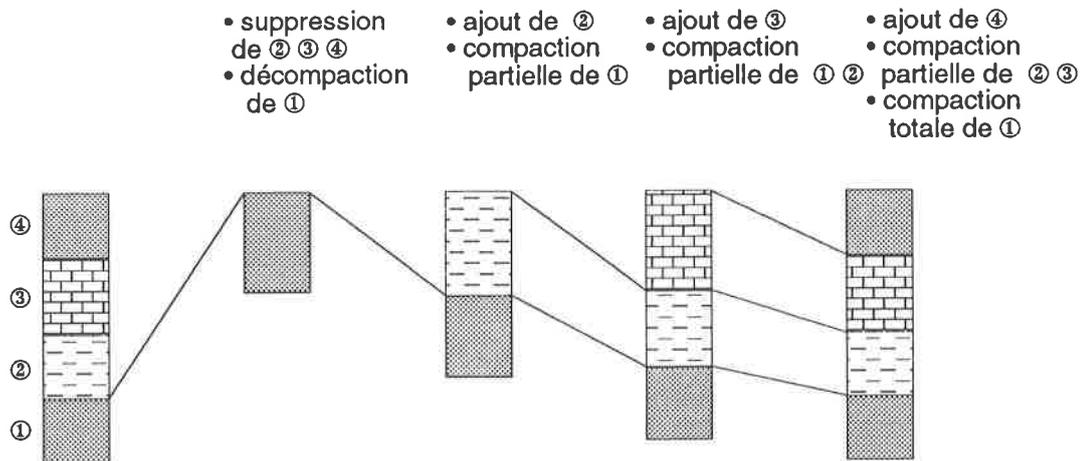


Figure 115: Principe général de la décompaction proposé par Allen & Allen, 1990 (Tiré de Loup, 1992).

9.2.3 - LES CORRECTIONS BATHYMÉTRIQUES

Les corrections bathymétriques s'appuient sur des interprétations sédimentologiques. Dans les cas où les bathymétries sont imprécises (milieu pélagiques), une approche itérative a été calculée de manière à proposer des profondeurs d'eau moyennes, conformes non seulement aux données sédimentologiques, mais aussi à la courbe de subsidence théorique la plus proche. Cette approche n'a été appliquée que durant les périodes de subsidence passive et uniquement pour des milieux pélagiques (Sumeini).

9.2.4 - LES CORRECTIONS EUSTATIQUES

Le programme permet d'introduire des corrections de variations eustatiques à long terme de Haq *et al.* (1987) débutant au Permien sommital. Les variations eustatiques à court terme introduisent des changements brusques pouvant être des artefacts liés à des erreurs de datation. De plus les corrections eustatiques ont des répercussions importantes sur les amplitudes de subsidence tectonique. Elles représentent en effet des excès ou des déficits de masse dont il faut tenir compte.

Mais au Paléozoïque l'échelle des variations eustatiques reste incertaine, et il nous a donc paru très aléatoire de l'introduire dans ces corrections.

9.2.5 - LE DÉLESTAGE

Les courbes de subsidence totales obtenues avec les corrections effectuées ci-dessus correspondent à la somme de deux composantes:

- 1- l'enfouissement propre du soubassement lié aux mécanismes de formation du bassin.
- 2- l'accélération de ce mouvement par la surcharge sédimentaire et de l'eau.

Les effets de cette accélération doivent être par conséquent éliminés afin de pouvoir remonter aux mécanismes initiateurs du bassin. Nous avons utilisé le modèle à une dimension d'Airy pour les calculs de délestage (ou calcul de la subsidence tectonique). L'évolution de la charge affectant le bassin est estimée en tenant compte de l'évolution de la tranche d'eau et de la porosité de chaque unité lithologique au cours du temps, en admettant que les pores sont remplies d'eau marine.

L'objectif de la modélisation est non seulement de quantifier le taux d'amincissement de la lithosphère mais surtout de déterminer si les subsidences calculées correspondent à une marge de type flexurale

ou d'une marge à blocs. Il est donc nécessaire de quantifier séparément les taux d'amincissement de la croûte et du manteau lithosphérique. En effet le rapport entre ces derniers devrait théoriquement s'inverser d'une marge à l'autre (Wernicke, 1985).

Il est aussi nécessaire de trouver une procédure de calcul indépendante du modèle de cisaillement simple de manière à rester le moins subjectif possible. Enfin nous devons utiliser le modèle d'équilibre isostasique d'Airy puisque c'est celui que nous avons utilisé lors du délestage.

Les écarts fréquents entre les taux d'étirement crustaux (facteur β) [calculés à partir des méthodes de surface d'une part (Le Pichon & Sibuet, 1981) ou la méthode basée sur la différence entre les tailles cumulées des blocs et celle de la marge], et les taux d'amincissement crustaux observable par la sismique réfraction, confirment l'hétérogénéité du comportement de la croûte durant l'extension nous ont amené à ne tenir compte que des taux d'amincissement moyen (facteur γ), facteurs déterminant dans l'évolution thermique d'une marge.

Nous avons utilisé le modèle d'extension à deux couches de Hellinger et Sclater (1983) dont les principes sont les suivants:

La croûte continentale amincie durant la période de rifting garde ensuite son épaisseur acquise à la fin de l'extension. Au contraire la lithosphère mantellique amincie va tendre vers un nouvel équilibre thermique. Au temps $T = \infty$ la profondeur de la surface de la lithosphère dépend essentiellement du taux d'amincissement de la croûte selon la formule suivante:

$$S_{\infty} \cong \frac{t_c (d_m - d_c) [1 - \alpha T_m t_c / 2a] \gamma_c}{d_m (1 - \alpha T_m)}$$

où

t_c = épaisseur de la croûte à $T=0$ Ma : 31.5 Km.

d_m = densité du manteau à $T=0^{\circ}\text{C}$: 3330 Kg / m³.

d_c = densité de la croûte à $T=0^{\circ}\text{C}$: 2800 Kg / m³.

T_m = température à la base de la lithosphère : 1333 $^{\circ}\text{C}$.

α = coefficient de dilatation thermique : $3.28 \cdot 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$.

γ_c = taux d'amincissement crustal en pour cent.

a = épaisseur en équilibre thermique de la lithosphère : 125 Km. (Hellinger et Sclater, 1983)

Durant et à la fin du rifting, le soulèvement thermique du sommet de la lithosphère est fonction des taux d'amincissement crustal et lithosphérique selon la formule suivante:

$$S_i = \left\{ \left[(d_m - d_c) t_c (1 - \alpha T_m t_c / 2a) - \alpha d_m T_m t_m / 2 \right] \gamma_c - \left[\alpha d_m T_m (a - t_c) / 2 \right] \gamma_l \right\} / d_m (1 - \alpha T_m)$$

Où:

γ_l = taux d'amincissement de la lithosphère

Après la période d'extension la lithosphère se rééquilibre par isostasie au cours de son refroidissement, c'est-à-dire par augmentation progressive de sa densité et par épaissement de sa partie mantellique selon la formule suivante

$$e(t) \equiv \frac{2 a \alpha d T}{d} \sum_{k=0}^{\infty} \frac{C_{2k+1}}{2k+1} \exp\left[-\frac{(2k+1)^2 t}{62,8}\right]$$

où

$$C_{2k+1} = \frac{2k+2}{2k+1 \Pi^2} \left[((1/(1-\gamma_c) - (1/(1-\gamma_{sc}))) \sin\left(\frac{(2k+1)\Pi t_c}{a(1-\gamma_c)}\right) + (1/(1-\gamma_{sc})) \sin\left(\frac{(2k+1)\Pi}{62,8}\right) \right]$$

La subsidence thermique au temps t est finalement obtenue par:

$$S_t = e(t_0) - e(t)$$

Pendant la période de rifting nous avons admis un taux d'amincissement constant de la croûte et de la lithosphère.

La modélisation de la subsidence consiste à rechercher la courbe théorique de subsidence post-rift dont la moyenne des valeurs absolues des écarts avec la courbe tectonique est la plus faible. Les calculs ont été effectués avec une précision de ± 1 pour cent d'amincissement crustal.

9.3 - DISCUSSION DES RÉSULTATS

La caractérisation de la marge omanaise sera discutée avec des calculs de subsidences effectués sur quatre coupes situées dans les unités autochtones et para-autochtone des montagnes d'Oman. Les données nécessaires ont été reprise de la littérature; il s'agit des affleurements.

- de la plate-forme autochtone du Saih-Hatat (Le Métour, 1988).
- de la plate forme autochtone du Jebel Akhdar (Rabu, 1988).
- de la marge para-autochtone du Jebel Sumeini (Watts & Garrison, 1986 ; Watts, 1990).
- de la plate-forme para-autochtone du Jebel Hagil (Hudson *et al.*, 1954 ; Hudson *et al.*, 1954)

Les positions paléogéographiques des différents affleurements ont été discutées avec le modèle de Wernicke (1985) (fig.116) qui subdivise une zone de rifting en cinq parties selon les taux d'extention crustaux et sous crustaux.

L'absence de séries synrifts dans la majeure partie des affleurements, causée vraisemblablement par une érosion de ces dernières lors du soulèvement thermique des épaulements, nous à obligé à utiliser une valeur minimale (fonction de l'épaisseur des séries synrifts de l'affleurement du Jebel Hagil) pour les affleurements du Jebel Akhdar (fig 117) et de Sumeini (fig 118). La conséquence d'une sous estimation des épaisseurs des séries synrifts a pour conséquence une sous estimation du taux d'amincissement crustal; de même le fait de ne pas prendre en considération la possibilité d'une érosion partielle du socle amène une sous estimation du taux d'amincissement lithosphérique. Par conséquent, les valeurs proposées sont des valeurs minimales.

Un autre problème est apparu avec les séries pélagiques à radiolaires situées en dehors des zones de resédimentation détritiques, elles ne sont en effet pas forcément représentatives de faciès très profonds.

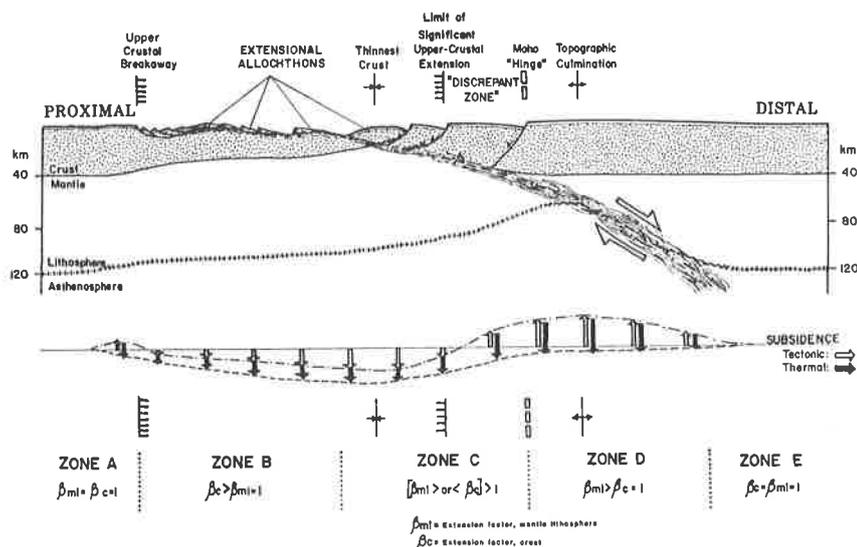


Figure 116: Modèle d'extension par cisaillement simple de la lithosphère (Wernicke, 1985). Le cisaillement oblique fait le relais entre des zones soumises à une extension crustale (Zone B) et des domaines où la lithosphère sous-crustale est seule atténuée (extension sous crustale, Zone D). Le partitionnement des composantes initiale/tectonique et thermique de la subsidence varie le long du transect.

Les taux d'extension calculés pour le Saih Hatat, le Jebel Hagil et le Jebel Akhdar (fig. 117) montrent une anomalie pour les valeurs du Saih Hatat. En effet, les valeurs γ sont plus faibles dans le Saih Hatat que dans les autres affleurements, indiquant une paléoposition plus proximale pour une localité que l'on sait plus distale par sa position géographique actuelle et par des données sédimentologiques (Le Métour, 1988). Cette anomalie est sans doute à mettre en relation avec le métamorphisme haute pression observé dans cette région. Ce dernier ayant pour conséquence une sous estimation des valeurs causée par une déformation non quantifiable.

L'accumulation des valeurs d'amincissement sous-crustal systématiquement plus élevées que les valeurs d'amincissement crustal, permet de conclure que la marge omanaise était sans doute une marge flexurale. Nous pouvons également observer que depuis le Permien supérieur la marge omanaise n'a pas subi d'événement tectonique important comme le relate les courbes de subsidence calculées qui sont semblables avec les courbes de subsidence théoriques. Ce fait semble également être confirmé pour des régions plus internes dans le bassin de Fahud (Beydoun, 1993).

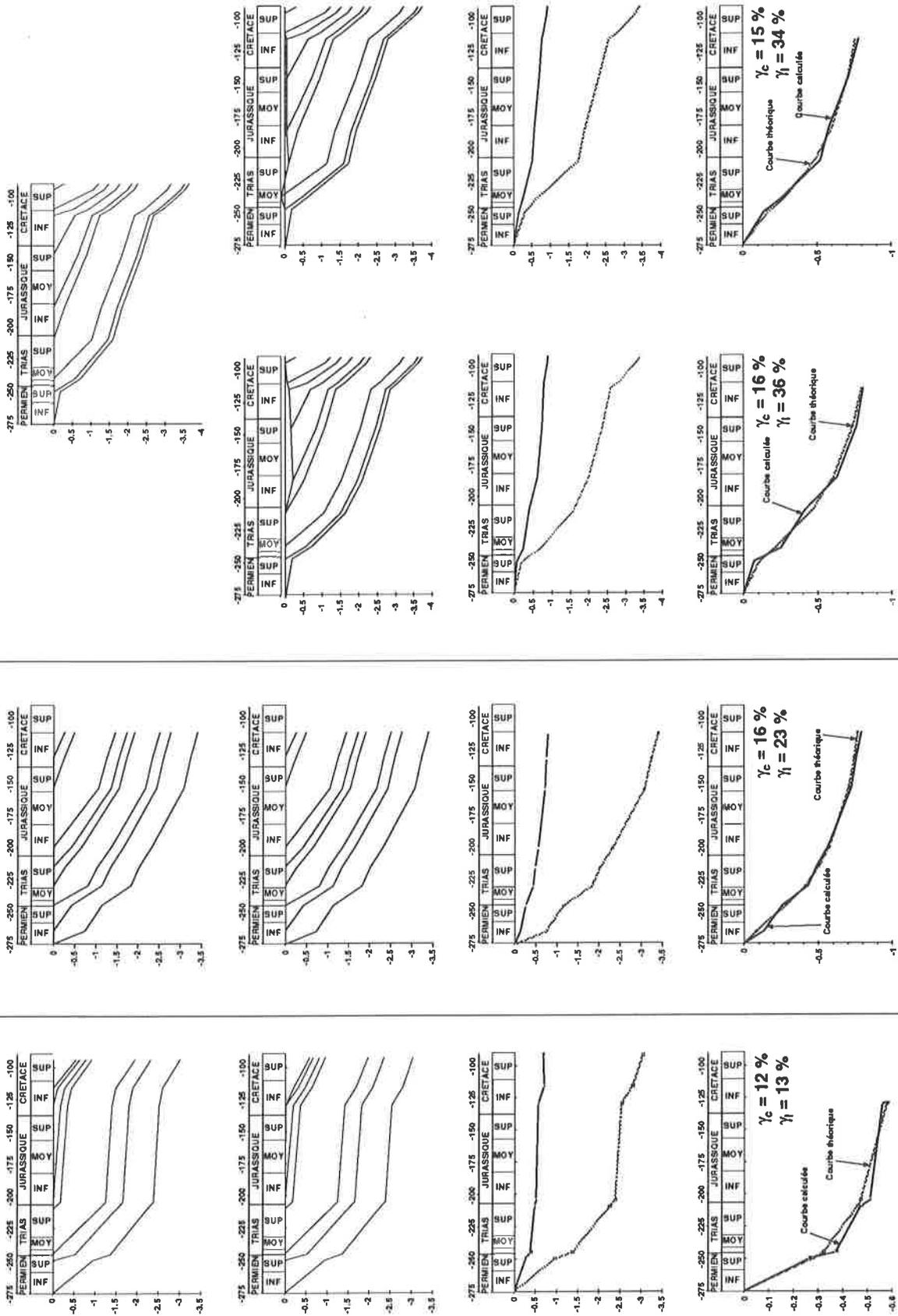
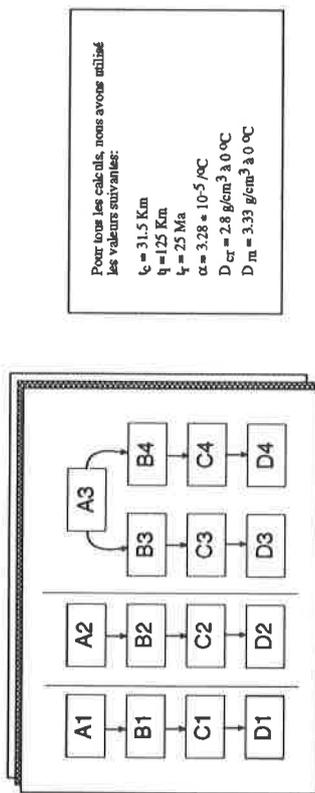


Figure 117 : Courbes de subsidences du Saih Hatat et du Jebel Hagil et du Jebel Akhdar.



A1) Décompaction sans corrections bathymétriques ni eustatiques:
 Diagramme original mettant en rapport les épaisseurs décompactées et les âges des unités du Saih Hatat.

A2) Décompaction sans corrections bathymétriques ni eustatiques:
 Diagramme original mettant en rapport les épaisseurs décompactées et les âges des unités du Jebel Hagil.

B1) Subsidence totale avec corrections bathymétriques:
 Diagramme mettant en relation l'épaisseur des unités corrigées avec une bathymétrie estimée et l'âge de ces dernières.

B2) Subsidence totale avec corrections bathymétriques:
 Diagramme mettant en relation l'épaisseur des unités corrigées avec une bathymétrie estimée et l'âge de ces dernières.

C1) Subsidence totale et subsidence après délestage:
 Diagramme montrant la relation entre la courbe de subsidence totale calculée pour une bathymétrie moyenne et la courbe délestée.

C2) Subsidence totale et subsidence après délestage:
 Diagramme montrant la relation entre la courbe de subsidence totale calculée pour une bathymétrie moyenne et la courbe délestée.

D1) Subsidence totale avec modélisation bathymétrique:
 Modélisation de la subsidence selon le modèle Hellinger et Sclater.

D2) Subsidence totale avec modélisation bathymétrique:
 Modélisation de la subsidence selon le modèle Hellinger et Sclater.

A3) Décompaction sans corrections bathymétriques ni eustatiques:

Diagramme original mettant en rapport les épaisseurs décompactées et les âges des unités du Saih Hatat.

B3) Subsidence totale avec corrections bathymétriques:
 Diagramme mettant en relation l'épaisseur des unités corrigées avec une bathymétrie minimale à la fin du rifting et l'âge de ces dernières.

B4) Subsidence totale avec corrections bathymétriques:
 Diagramme mettant en relation l'épaisseur des unités corrigées avec une bathymétrie maximale à la fin du rifting et l'âge de ces dernières.

C3) Subsidence totale et subsidence après délestage:

Diagramme montrant la relation entre la courbe de subsidence totale calculée pour une bathymétrie minimale et la courbe délestée.

C4) Subsidence totale et subsidence après délestage:
 Idem C3 pour une bathymétrie maximale.

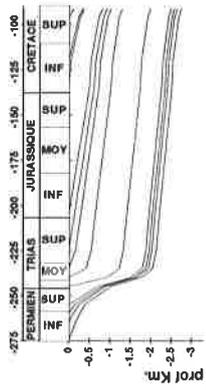
D3) Subsidence totale avec modélisation bathymétrique:
 Modélisation de la subsidence selon le modèle Hellinger et Sclater. Pour des données bathymétriques minimales.

D4) Subsidence totale avec modélisation bathymétrique:
 Modélisation de la subsidence selon le modèle Hellinger et Sclater. Pour des données bathymétriques maximales.

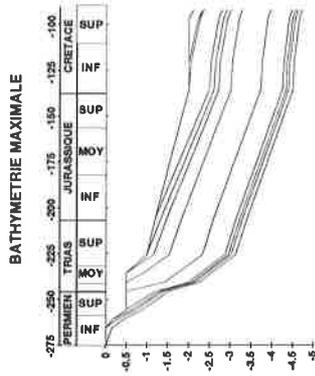
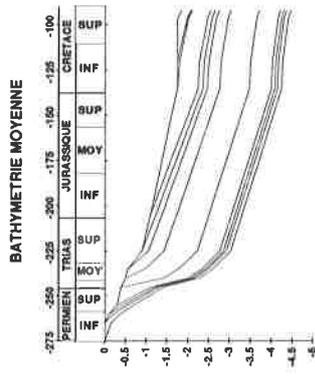
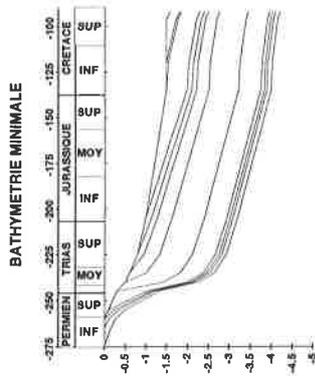
- Les valeurs d'amincissement crustal étant inférieures aux taux d'amincissement lithosphérique, nous pouvons proposer une paléoposition s'inscrivant dans la Zone C du modèle proposé par Wernicke (1985) (fig. 116). Cette Zone est caractéristique d'une marge flexurale. Les valeurs d'amincissement lithosphérique étant relativement faibles, nous pouvons proposer une position relativement proximale des affleurements sur la marge.

COURBES DE SUBSIDENCES DES AFFLEUREMENTS DU JEBEL AKHDAR, DU SAIH HATAT ET DU JEBEL HAGIL

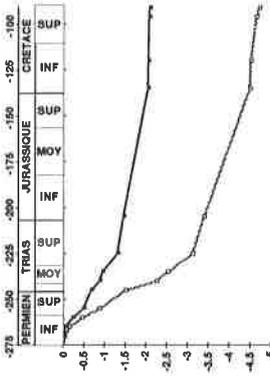
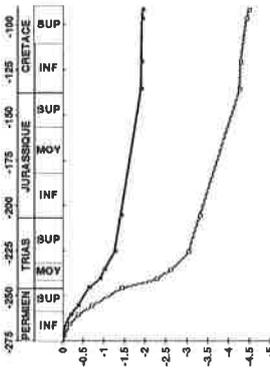
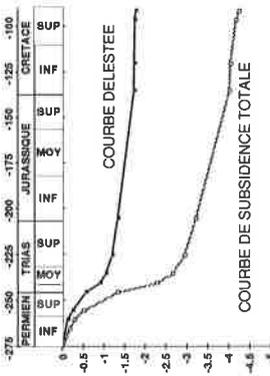
Figure 117 suite : Courbes de subsidences du Saih Hatat et du Jebel Hagil et du Jebel Akhdar.



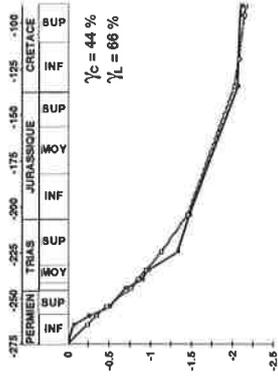
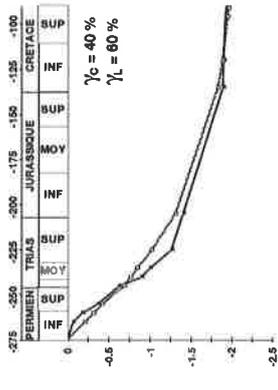
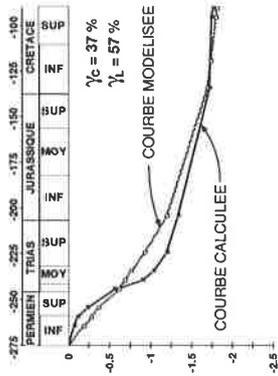
DECOMPACTION sans corrections bathymétriques ni eustatiques



SUBSIDENCE TOTALE avec corrections bathymétriques



SUBSIDENCE TOTALE ET SUBSIDENCE APRES DELESTAGE



MODELISATION DE LA SUBSIDENCE selon Hellinger et Scialer

Figure 118 : Courbes de subsidence du Jebel Sumeini.

COURBES DE SUBSIDENCES DES AFFLEUREMENTS DE SUMEINI

A) Décompaction sans correction bathymétriques ni eustatiques :
Diagramme original prenant en compte uniquement les données d'épaisseur et d'âge des unités.

B1) Subsidence totale avec corrections bathymétriques :
Diagramme mettant en relation l'épaisseur des unités corrigées avec une bathymétrie minimale et l'âge de ces dernières.

B2) Subsidence totale avec corrections bathymétriques :
Diagramme mettant en relation l'épaisseur des unités corrigées avec une bathymétrie maximale et l'âge de ces dernières.

B3) Subsidence totale avec corrections bathymétriques :
Diagramme mettant en relation l'épaisseur des unités corrigées avec une bathymétrie moyenne, résultant des diagrammes B1 et B2, et l'âge de ces dernières.

C1) Subsidence totale et subsidence après déléstage :
Diagramme montrant la relation entre la courbe de subsidence totale calculée pour une bathymétrie minimale et la courbe déléstée.

C2) Subsidence totale et subsidence après déléstage :
Idem que C1 pour la bathymétrie maximale.

C3) Subsidence totale et subsidence après déléstage :
Idem que C1 pour la bathymétrie moyenne.

D1) Modélisation de la subsidence selon Hellingger et Sclater :
Pour des données bathymétriques minimales.

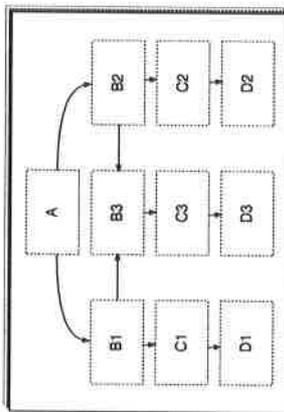
D2) Modélisation de la subsidence selon Hellingger et Sclater :
Pour des données bathymétriques maximales.

D3) Modélisation de la subsidence selon Hellingger et Sclater :
Pour des données bathymétriques moyennes.

B4) Subsidence totale avec modélisation de la bathymétrie :
Idem que B1 avec une bathymétrie corrigée en fonction du modèle D3 de manière à approcher au mieux la courbe modélisée.

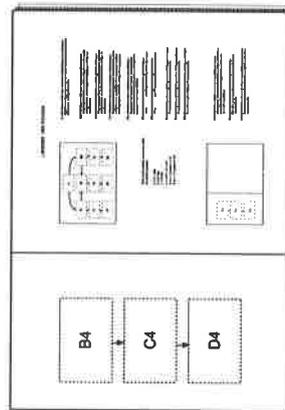
C4) Subsidence totale et subsidence après déléstage :
Calculée pour une bathymétrie corrigée en fonction du modèle D3.

D4) Modélisation de la subsidence selon Hellingger et Sclater :
Pour des données bathymétriques corrigées en fonction du modèle D3.

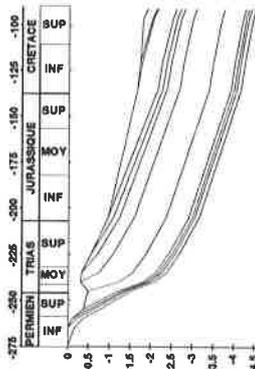


Pour tous les calculs, nous avons utilisé les valeurs suivantes:

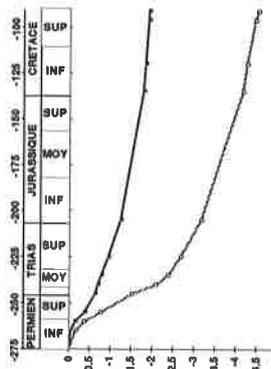
- $t_e = 31,5 \text{ Km}$
- $\eta = 125 \text{ Km}$
- $t_r = 30 \text{ Ma}$
- $\alpha = 3,28 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}$
- $D_{cr} = 2,8 \text{ g/cm}^3 \text{ à } 0 \text{ } ^\circ\text{C}$
- $D_m = 3,33 \text{ g/cm}^3 \text{ à } 0 \text{ } ^\circ\text{C}$



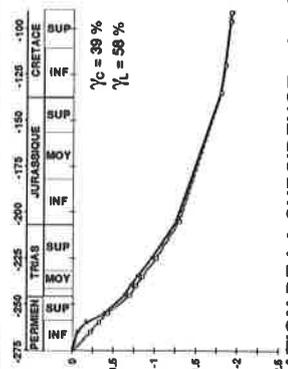
Les valeurs d'amincissement crustal et lithosphérique ne varient que faiblement (~ 10 %) en fonction des variations bathymétriques. Les taux d'amincissement crustaux sont toujours inférieurs aux taux d'amincissement lithosphériques, impliquant une position sur une marge flexurale des affleurements de Sumeini.



SUBSIDENCE TOTALE avec modélisation bathymétrique



SUBSIDENCE TOTALE ET SUBSIDENCE APRES DELESTAGE



MODELISATION DE LA SUBSIDENCE selon Hellingger et Sclater

Figure 118 suite : Courbes de subsidence du Jebel Sumeini.

CHAPITRE 10 - SYNTHÈSE RÉGIONALE

10.1 - LA MARGE OMANAISE

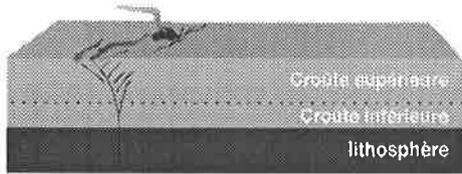
La somme des observations effectuées jusqu'à ce jour à Oman et dans les pays voisins, associée aux nouvelles observations et datations, nous permettent de comparer l'évolution géodynamique de la marge omanaise, à la fin du Paléozoïque, avec le modèle de rifting (fig. 119) proposé par Favre *et al.* (1991), Stampfli *et al.* (1991) & Favre & Stampfli (1992).

Modèle de rifting en cisaillement simple (Favre <i>et al.</i> , 1991 ; Stampfli <i>et al.</i> , 1991 ; Favre & Stampfli, 1992)	Observations de terrain
<p>Phase 1 - Cette première phase du rifting (fig. A) débute par le développement de bassins en échelons résultant d'une phase de transtension, associée à un volcanisme bimodal dans la partie centrale du rift. Ces bassins sont caractérisés par des structures en fleurs négatives localement associées à des mouvements transpressifs. Les fractures majeures sont souvent situées sur des zones de discontinuité crustale d'origine orogénique, sur une croûte continentale généralement sur-épaissie.</p> <p>Le stade suivant (fig. B) est caractérisé par la formation d'une fracture continue ("initial break-away") sur la bordure du rift provoquant la création de blocs tiltés orientés en direction de la "marge inférieure". Le volcanisme situé principalement dans la zone interne du rift va se déplacer sur la "marge supérieure" et développer d'importants épanchements de basalte.</p>	<p>1- La Formation d'Amdeh, d'âge Cambrien-Ordovicien, représentée par des roches volcaniques, des conglomérats et des siltstones a été interprétée comme des dépôts relatant la fin d'un événement orogénique Pan-Africain.</p> <p>2- La Formation de Saiq d'âge Permien inférieur à supérieur présente un important volcanisme bimodal dont les épaisseurs sont localement contrôlées par des failles normales.</p> <p>3- Dans le Saih Hatat, il est possible d'observer des failles normales, d'âge Permien, orientées vers le bassin, et réactivées en chevauchement à vergence sud lors de l'obduction crétacée.</p>
<p>Phase 2 - La deuxième phase du rifting débute très rapidement après "l'initial break-away", elle est caractérisée par une remontée asténosphérique (fig. C) provoquant un soulèvement thermique des épaulements (fig. D) et leur érosion.</p> <p>Ce n'est que lors de l'océanisation (fig. E) qui suit cet événement que la subsidence thermique de la marge va débiter, provoquant la transgression des épaulements par les premiers sédiments post rift.</p> <p>La subsidence thermique de la marge provoque alors une phase de sédimentation maigre ("starvation phase") dans les parties distales de cette dernière.</p>	<p>1- Les épaulements du rift, dans la région du Jebel Akhdar, montrent une transgression datée Permien supérieur. Elle prend place sur un socle protérozoïque vraisemblablement plissé au Cambrien supérieur et surmonté en discordance angulaire par des formations ordoviciennes vraisemblablement érodées entre le Permien inférieur et le Permien supérieur. Dès le Permien supérieur une longue phase de subsidence thermique contrôle l'histoire sédimentaire de la plateforme.</p> <p>Le Trias est marqué à Ba'id par l'installation d'une sédimentation pélagique caractéristique de la phase de sédimentation maigre.</p>

Tableau 7 : comparaison entre le modèle de rifting en cisaillement simple et les observations de terrain.

Ces observations, en accord avec les calculs de subsidence (chap. 9), nous permettent donc de conclure que l'autochtone des montagnes d'Oman est représentatif d'une marge passive de type flexurale.

Volcanisme synrift

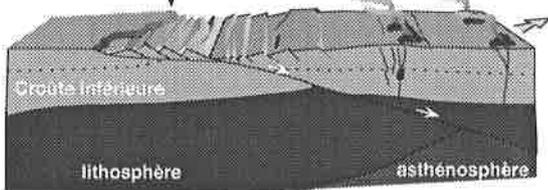


A

STADE DE TRANSTENTION

"INITIAL BREAK-AWAY"

Basaltes de
Plateau

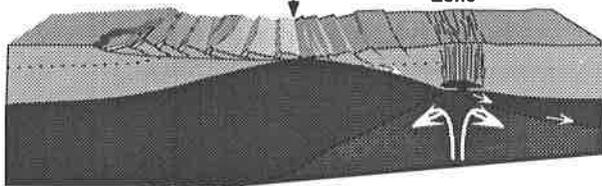


B

INITIATION DU CISAILLEMENT SIMPLE

"FINAL
BREAK-AWAY"

"Dike in
Dike
Zone"



C

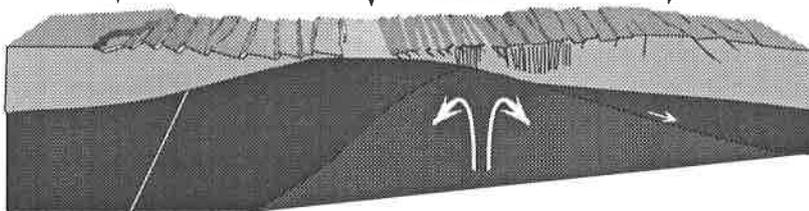
REMONTEE ASTHENOSPHERIQUE

EPAULEMENT DE LA
PLAQUE INFERIEURE

DENUDEATION DU
MANTEAU SUPERIEUR

EPAULEMENT DE LA
PLAQUE SUPERIEURE

"Layered Gabbro" dans
la zone flexurale



D

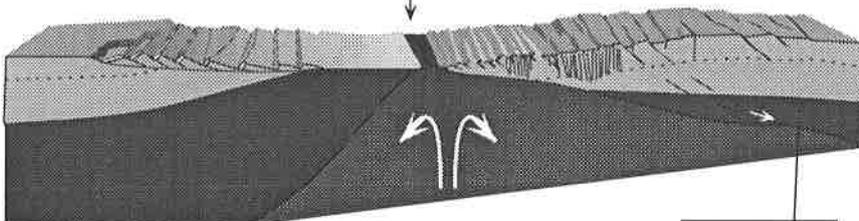
SOULEVEMENT DES EPAULEMENTS

Désactivation du
Détachement

MARGE A BLOCS

Ride
Médlo-Océanique

MARGE FLEXURALE



E

OCEANISATION

Désactivation du
Détachement

Figure 119 : Evolution géodynamique du rifting, basée sur un modèle de type Mer Rouge (modifié d'après Stampfli *et al.*, 1991).

10.2 - A PROPOS DE HAWASINA

La quasi totalité du volcanisme des nappes d'Hawasina que nous avons analysé tombe dans le champ des basaltes intra-plaque. Ce fait est sans doute lié à un échantillonnage centré sur des affleurements associés à des brèches de carbonates de plate-forme. Mais il a également été observé par Béchenec (1988) sur des affleurements que nous pouvons supposer comme représentatifs des nappes d'Hawasina. Le caractère intraplaque n'est pas surprenant puisque en plus des îles volcaniques, il existe d'autres hauts topographiques dans les océans, qui sont les plateaux océaniques. Ces derniers peuvent avoir une origine intraplaque et sont de manière générale élevés de 1000 mètres environ par rapport aux fonds environnants; ils ont des surfaces dépassant les milliers de km². La majorité d'entre eux se situent dans des contextes tectoniques de type points-triples, zones de fractures, hot spots et zones de subduction. Ces types de plateaux représentent actuellement 10 % de la surface des océans (Batiza, 1982).

Il est par conséquent facilement concevable de les observer préférentiellement dans des prismes d'accrétion au dépend de zones topographiquement plus basses. Il semblerait donc que les séries volcano-sédimentaires des nappes d'Hawasina ne soient pas représentatives de l'océan Néotéthysien, mais qu'elles représentent plutôt des zones topographiquement sur-élevées de ce dernier. Une étude géochimique des laves du bassin Hawasina plus poussée (terres rares + isotopes) permettrait peut être d'apporter une confirmation de cette hypothèse.

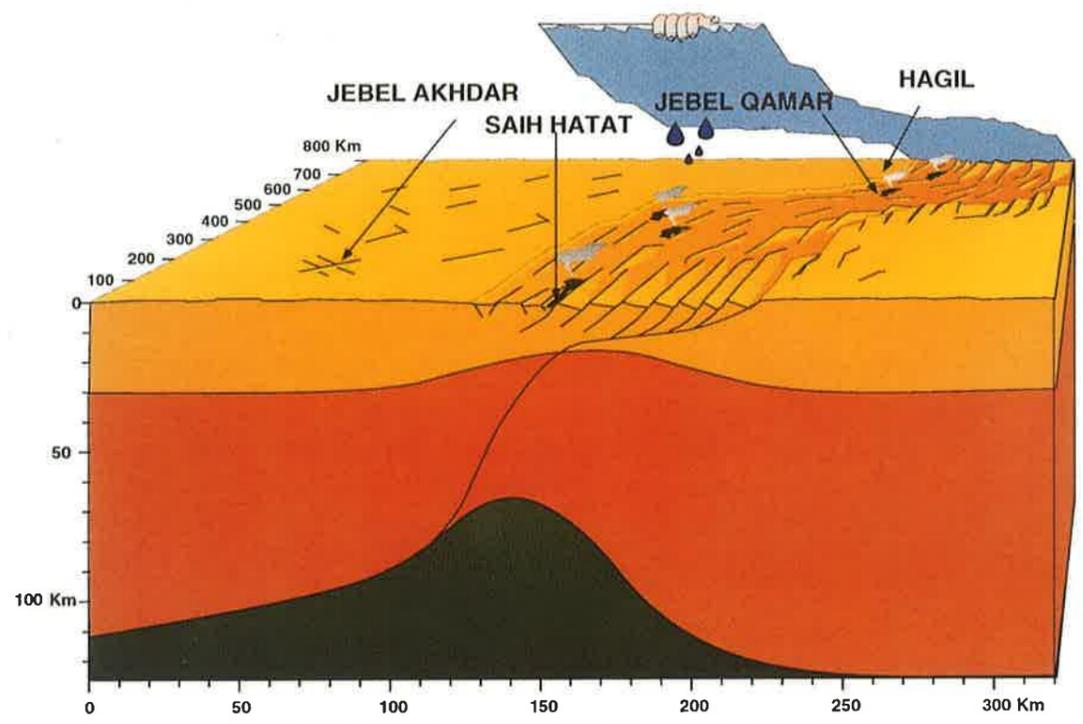
Suite à ceci, et particulièrement à l'étude du Groupe de Kawr, je pense qu'il convient de nuancer les subdivisions du bassin d'Hawasina tel que proposées par Béchenec (1988). Les bassins Hamrat Duru, Al Aridh et Umar n'ont plus le sens de "bassin délimité par des hauts topographiques", puisque nous supposons que l'ouverture Néotéthysienne est Permien supérieur, et que la formation de la croûte océanique est de même âge. De plus, les courbes de subsidence, aussi bien que les données de terrain ne permettent pas de mettre en évidence un second rifting triasique qui aurait dû former les bassins de Al Aridh et de Umar à partir d'un "radeau" de croûte continentale (Ba'id et Misfah, fig.3B) (Béchenec, 1988). Je propose donc l'abandon des termes Bassins de Hamrat Duru, Al Aridh et de Umar, car, si cette nomenclature correspond bien à des variations de faciès observables dans les différentes nappes, ces faciès restent néanmoins dans le même et unique bassin d'Hawasina. Ces derniers faciès pourraient être, suite à ce qui a été dit plus haut, représentatifs de portions atypiques de croûte océanique topographiquement surélevées (plateaux océaniques volcaniques). De plus, les schémas paléogéographiques proposés par Béchenec (1988) indiquent une extension de la croûte continentale de l'ordre de 500 km (200 km pour le bassin Hamrat Duru). Ces valeurs semblent beaucoup trop élevées pour correspondre à une réalité, en effet des valeurs de 100 à 200 km sont communément observées comme ordre de grandeur d'une marge continentale (Favre & Stampfli, 1992).

Figure 120 : Reconstitution paléogéographique de la marge omanaise et du bassin d'Hawasina au Permien inférieur, Permien supérieur et Trias supérieur.

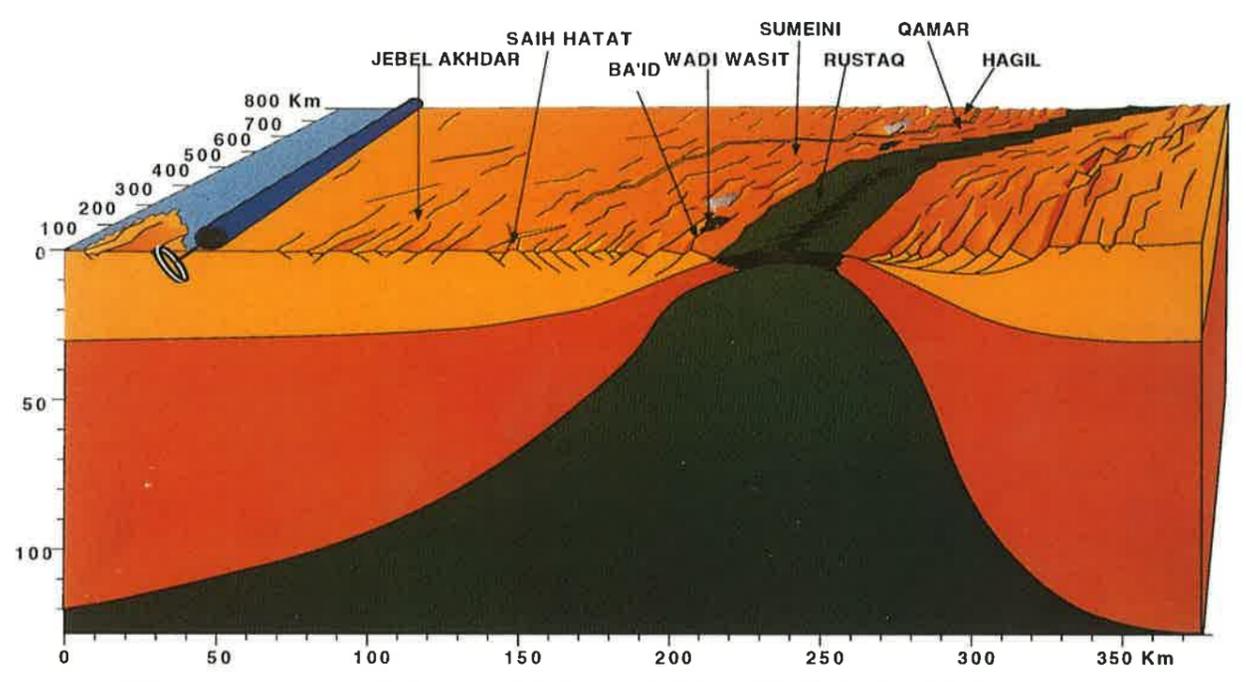
A - Les sédiments carbonatés marins des Jebel Qamar, Jebel Hagil et du Saih Hatat, localement associés à du volcanisme (Saih Hatat et Jebel Qamar) permettent de supposer que cette époque est caractéristique de la phase de transension. L'absence de sédiments Permien inférieur dans le Jebel Akhdar n'exclut pas leur dépôt, car il n'est pas impossible qu'ils aient été érodés durant le Permien "moyen-supérieur" au cours du soulèvement thermique des épaulements.

B - Les sédiments permien supérieurs décrits dans ce travail sont maintenant bien connus, nous pouvons proposer un contexte de marge passive que les calculs de subsidence ont corroboré. Cette époque est caractérisée par le début de l'enregistrement de la subsidence de la plate-forme dans l'autochtone d'Oman. La position paléogéographique de l'exotique de Ba'id, en pied de marge sur un bloc basculé, permettrait d'expliquer le faible détritisme terrigène par la morphologie propre de ce dernier, et la présence parfois abondante du quartz remanié dans les résédiments de carbonates permien symbolisés par le Wadi Wasit. Le volcanisme de ce dernier affleurement semblait nous confirmer cette hypothèse. Enfin nous avons pu mettre en évidence que durant cette période, de la croûte océanique devait se former à Rustaq.

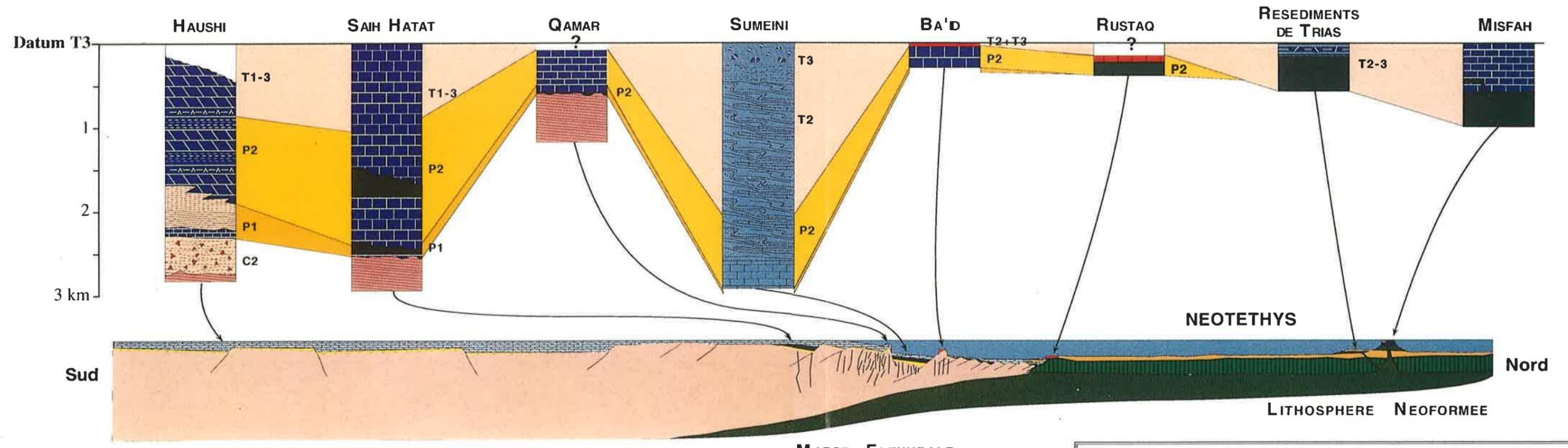
C - coupe synthétique de la marge omanaise au Trias supérieur .



A PERMIEN INFERIEUR (ARTINSKIEN)



B PERMIEN SUPERIEUR (MURGABIEN)



C TRIAS SUPERIEUR

LEGENDE DES COUPES STRATIGRAPHIQUES

10.3 - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE ARABE.

10.3.1 - LE PERMIEN INFÉRIEUR, TÉMOIN DU RIFTING DE LA NÉO-TÉTHYS

L'histoire de l'ouverture Néotéthysienne débute au Permien inférieur avec le dépôt des premiers sédiments synrift du Permien inférieur dans l'autochtone des montagnes du Saih Hatat (chap. 1.2) et sur l'exotique du Jebel Qamar (chap. 2.4). Dans ces deux localités, ces dépôts sont associés à un volcanisme de type intra-plaque intrudant un socle Cambro-Ordovicien. La présence d'un socle Cambro-Ordovicien dans l'exotique du Jebel Qamar implique une position paléogéographique liée à de la croûte continentale, nous considérons donc cet exotique comme représentatif d'un bloc basculé de la marge omanaise (La marge flexurale présente aussi des blocs basculés, mais d'ampleur moindre (~100-1000 mètres) que la marge à blocs (~2000 à 7000 mètres) (Favre *et al.*, 1991 ; Stampfli *et al.*, 1991 ; Favre & Stampfli, 1992)).

10.3.2 - LE PERMIEN SUPÉRIEUR, TÉMOIN DE L'OUVERTURE DE LA NÉO-TÉTHYS

Le Permien supérieur est marqué par la formation de la première croûte océanique enregistrée dans l'affleurement de Rustaq (chap. 6); elle est liée à l'ouverture de la Néotéthys.

A cette même époque, l'autochtone est marqué par un ennoisement des épaulements du rift (Jebel Akhdar), souligné par le dépôt de séries carbonatées coralligènes discordantes sur un socle protérozoïque, vraisemblablement plissé lors d'un épisode tardif de l'orogénèse Pan-Africaine (chap. 11.3).

Les séries para-autochtones de Sumeini sont marquées par le dépôt de sédiments pélagiques du Permien supérieur surmontés par des brèches de pentes et des niveaux slumpés témoignant d'un environnement de type talus continental.

La présence de Permien supérieur est également reconnue dans l'exotique de Ba'id (chap. 4), où les carbonates de plate-forme du Permien supérieur sont surmontés stratigraphiquement par des calcaires pélagiques rouges du Trias inférieur à supérieur. La position tectonique de l'exotique de Ba'id, très basse dans l'empilement tectonique des nappes d'Hawasina, ainsi que la présence de blocs de calcaires de plate-forme d'âge Permien inférieur dans les resédiments Permien supérieur du Wadi Wasit (chap. 5.2.6), interprété comme resédiments de l'exotique de Ba'id, permettent de conclure à une paléoposition de l'exotique de Ba'id sur croûte continentale, vraisemblablement sur un bloc basculé de la marge omanaise (fig. 120). Les blocs de carbonates de plate-forme du Permien supérieur, resédimentés au Permien supérieur dans des séries volcaniques et volcano-sédimentaires indiquant un contexte de mise en place intra-plaque, permettraient de supporter l'hypothèse d'une mise en place du volcanisme au travers d'une croûte continentale (chap. 5). Les brèches du Permien supérieur peuvent être reliées aux mouvements tectoniques causés par l'océanisation de la Néotéthys.

A l'heure actuelle, la marge flexurale de la Mer Rouge est affectée par des failles de grande amplitude (Bohannon, 1986), témoignant de mouvements tectoniques importants sur la marge, même après le début de l'océanisation.

10.3.3 - LE TRIAS SUPÉRIEUR (CARNIEN), TÉMOIN D'UN ÉVÉNEMENT TECTONIQUE LIÉ À LA COLLISION DES BLOCS IRANIENS AVEC L'EURASIE.

Le Trias supérieur est principalement caractérisé par la formation d'une plate-forme carbonatée (chap. 7) située dans une position tectonique élevée dans l'assemblage des nappes d'Hawasina (exotique). Cette position nous permet de lui assigner une origine paléogéographique distale. Les études géochimiques effectuées (chap. 7.2) sur les basaltes associés à cette plate-forme, ainsi que les analyses sédimentologiques nous permettent de conclure à une position paléogéographique de type atoll pour cet exotique (chap. 7.8).

Dans le bassin, cette époque est caractérisée par des brèches de carbonates de plate-formes triasiques resédimentées sous forme d'olistolithes dans des séries radiolaritiques du Carnien (chap. 8.2). Les éléments des brèches interprétés comme resédiments du Groupe de Kawr confirment les âges Carnien obtenus à la base de la séquence sédimentaire de la plate-forme de Misfah (chap. 7.3). Les signatures

géochimiques des laves associées aux résédiments de carbonates de plate-forme triasiques, indiquant des basaltes intra-plaques (chap. 8.2), permettent de conclure à une origine paléogéographique de type plateau océanique, vraisemblablement en bordure des atolls du Groupe de Kawr.

Le pied de marge est aussi affecté par une phase d'instabilité enregistrée dans des brèches (chap. 5.3) à éléments de calcaire de plate-forme d'âge Permien supérieur et inférieur et de calcaires pélagiques rouges à ammonoïdés d'âge triasique (faciès Hallstatt). La présence de calcaires en faciès Hallstatt confirme la provenance de ces blocs d'édifices similaires à l'exotique de Ba'id. En effet l'exotique de Ba'id est le seul endroit connu actuellement où des faciès Hallstatt sont associés à des calcaires de plate-forme du Permien supérieur.

Le Trias supérieur (Carnien) est donc affecté par une phase tectonique pouvant être mise en relation avec un événement tectonique majeur, causé par la collision des blocs iraniens avec l'Eurasie et par la subduction de la Néotéthys sous ces derniers (chap. 11.7). Les nouvelles contraintes ainsi créées dans la croûte océanique pourraient être à l'origine de la formation de transformantes majeures dans l'océan Néotéthysien sur lesquelles des atolls de type Misfah pourraient prendre naissance. Ces contraintes seraient également à l'origine de la formation des brèches de pied de marge observées en différents endroits (chap. 5.3).

10.3.4 - LA LIMITE TRIAS-JURASSIQUE, TÉMOIN D'UN ÉVÈNEMENT 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 que nous pouvons relier à 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. Au même moment la sédimentation pélagique carbonatée de l'exotique de Ba'id cesse, aux dépens d'une sédimentation argileuse rouge à radiolaires. Cet arrêt de sédimentation carbonatée peut être mis en relation avec l'arrêt de production de "péri-platform ooze" provenant de la plate-forme arabe.

L'exotique de Misfah subit également une émergence à la fin du Trias soulignée localement par une karstification observée dans la partie supérieure des calcaires Norien (chap. 7.5). La sédimentation carbonatée ne va reprendre que dans le Lias supérieur, après une période de "non-déposition" soulignée par des surfaces durcies manganésifères.

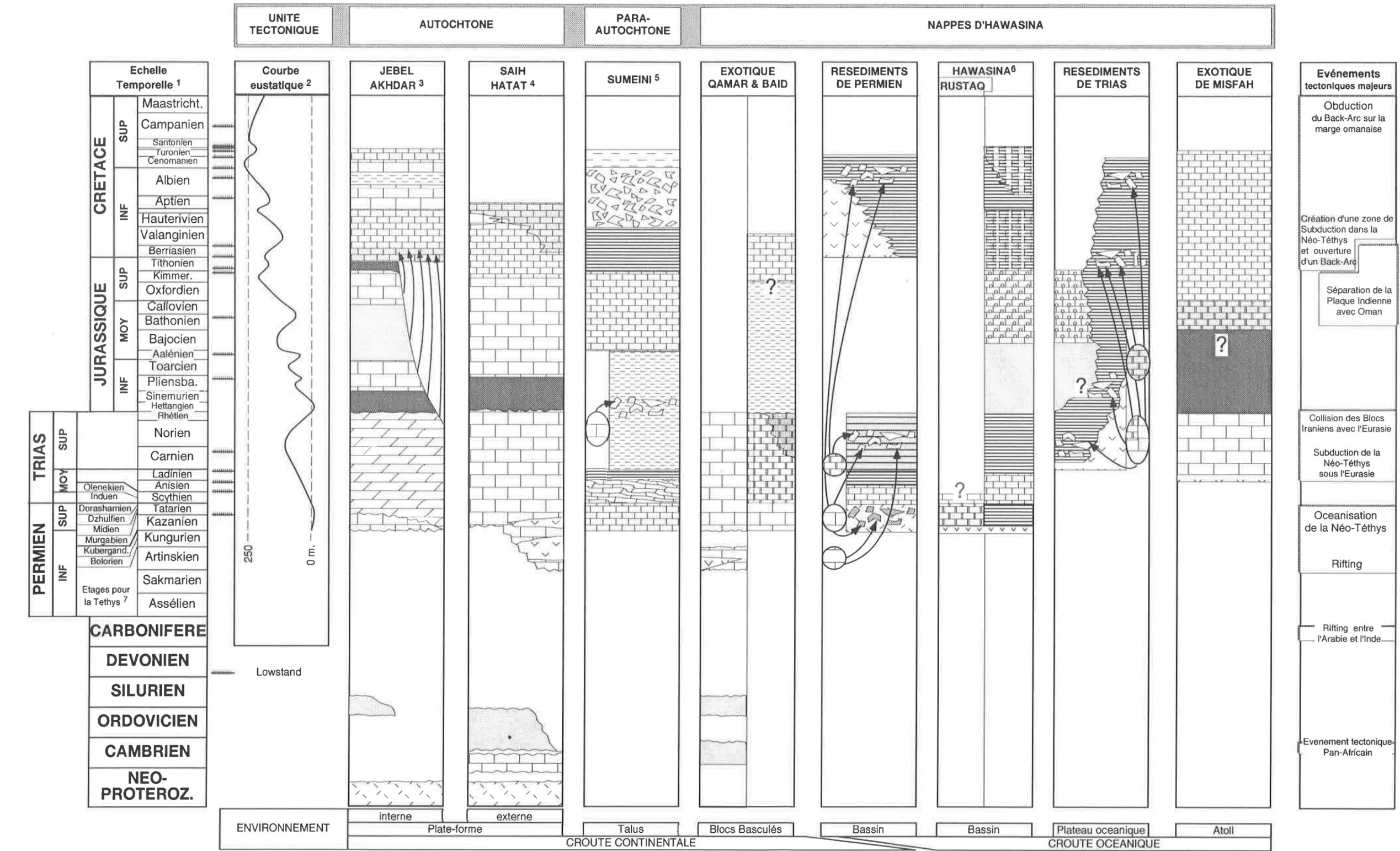
10.3.5 - LA LIMITE JURASSIQUE-CRÉTACÉ, TÉMOIN D'UN ÉVÈNEMENT TECTONIQUE LIÉ À LA CRÉATION D'UNE ZONE DE SUBDUCTION DANS LA NÉO-TÉTHYS.

La limite Jurassique-Crétacé est soulignée par un arrêt de sédimentation sur la plate-forme du Jebel Akhdar précédant un ennoiement de cette dernière. La présence de résédiments aussi vieux que le Trias supérieur, dans les niveaux de calcaires pélagiques (témoignant de cet approfondissement) sont les indicateurs de mouvements tectoniques. Par ailleurs, l'autochtone du Saih Hatat et le para-autochtone de Sumeini sont également marqués par un approfondissement du milieu.

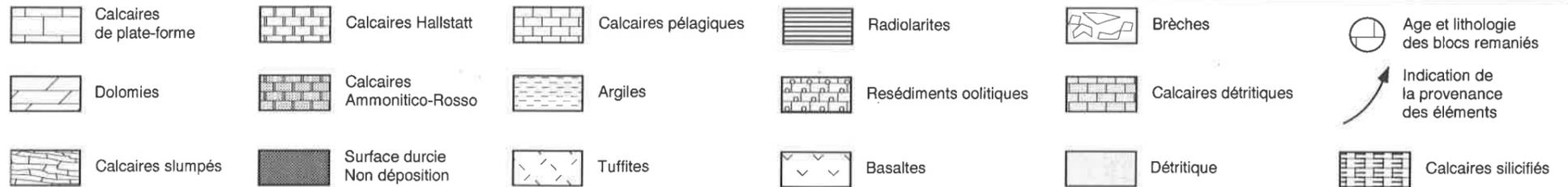
Ces approfondissements ainsi que les mouvements tectoniques pourraient être interprétés comme résultant d'une inversion et / ou d'une flexuration de la marge, liée à la création d'une zone de subduction dans la Néotéthys. Cette flexuration pourrait être à l'origine d'une reprise du volcanisme intra-plaque en pied de marge (chap.5.4).

Des brèches à éléments de calcaires de plate-forme triasiques et de calcaires pélagiques du Trias et Jurassique sont également observées dans les parties "externes" du bassin (chap. 8.4), elles témoignent de mouvements tectoniques durant cette période.

Figure 121 : Tableau synthétique de corrélation des formations des montagnes d'Oman (voir le chapitre 10.3 pour les explications).



- 1) Echelle temporelle Odin & Odin, 1990
- 2) Courbe Eustatique de 1^{er} ordre Haq & al., 1987
- 3) Jebel Akhdar Rabu, 1987
- 4) Saih Hatat observations personnelles et Le Métour, 1987
- 5) Sumeini observations personnelles et Watts, 1985
- 6) Hawasina synthétique simplifié Béchenec, 1987
- 7) Echelle temporelle tethysienne Ross & al. (1992)



1" Dans mon activité professionnelle, j'ai toujours été attiré par les plus hauts niveaux d'abstraction et de spéculation théorique, car c'est uniquement en progressant dans ces domaines que l'interprétation en général peut se rapprocher de la réalité. Garder les yeux fixés sur le sol, tel est le moyen le plus sûr de se forger une vision inintéressante et partielle."

Nigel Barley (1992): Un anthropologue en déroute, Editions Payot

¹ NDLR : Autodérision

CHAPITRE 11 - PALEOGEOGRAPHIE

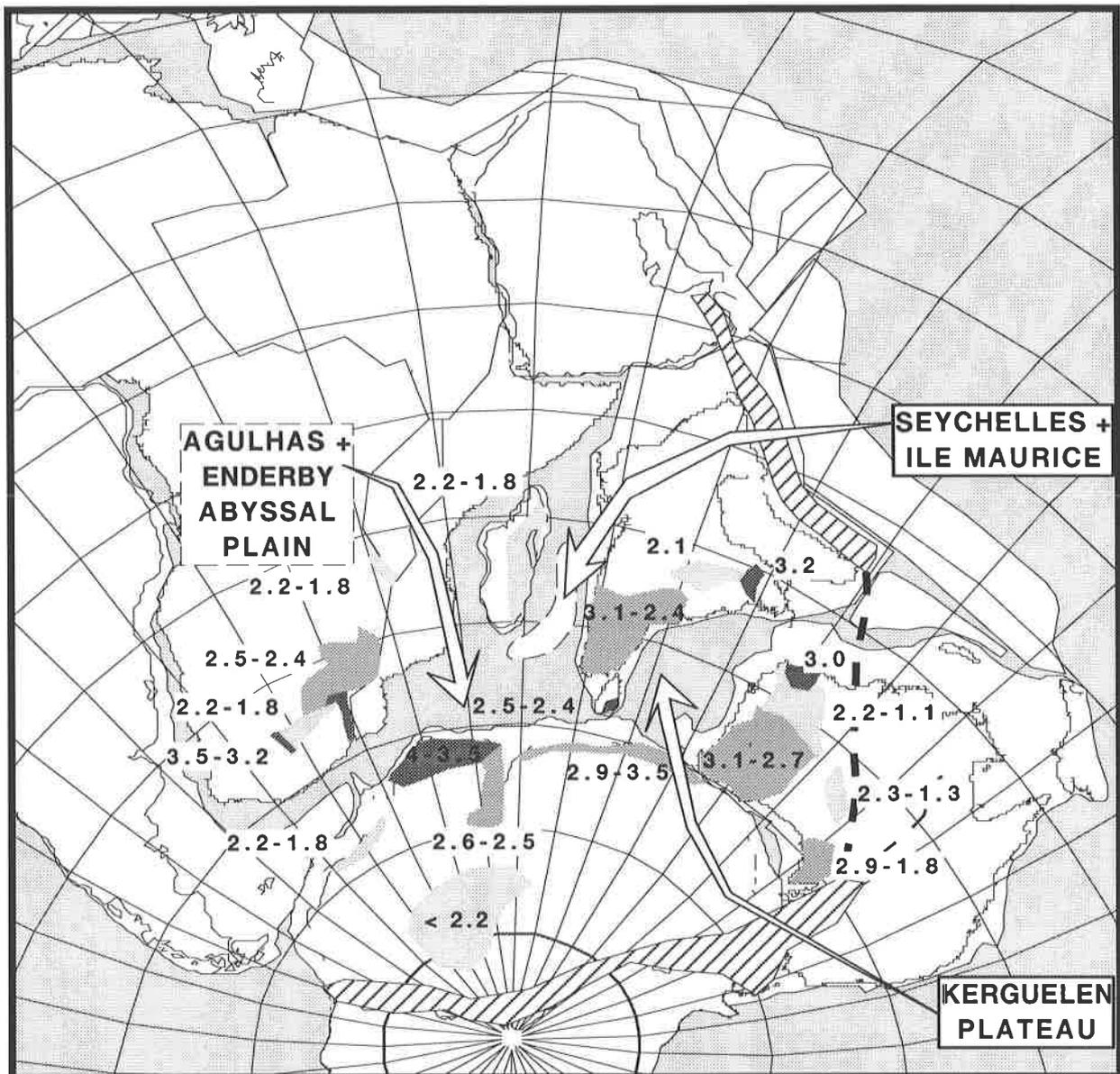
11.1 - A PROPOS DES RECONSTRUCTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Les reconstructions paléogéographiques qui suivent ont été réalisées en collaboration avec G.M. Stampfli dans la même optique que celles publiées dans Stampfli *et al.* (1991) et Stampfli & Pillevuit (1993). Elles ont pour but de situer le "problème omanais" dans un contexte global. Le modèle que nous proposons ici a déjà largement été discuté dans les papiers sus-mentionnés, nous essayons, dans le cadre de la tectonique des plaques, de rester le plus proche possible des modèles actualistes.

(Besairie, 1930 ; Hayes & Ringis, 1973 ; Choubert *et al.*, 1976 ; Veevers & McElhinny, 1976 ; Blaise *et al.*, 1977 ; Dubreil & Vachard, 1979 ; Vachard, 1980 ; Berberian & Berberian, 1981 ; Berberian & King, 1981 ; Michard, 1982 ; Veevers, 1982 ; Berberian, 1983 ; Davoudzadeh & Schmidt, 1984 ; Lensch *et al.*, 1984 ; Sengör, 1984b ; Sengör, 1984a ; Sengör & Hsu, 1984 ; Sengör *et al.*, 1984 ; Soffel & H.G., 1984 ; Chumakov, 1985 ; Sengör, 1985 ; Zonenshain *et al.*, 1985 ; Bohannon, 1986 ; Chatterjee & Hotton III, 1986 ; Hirsch, 1986 ; Yeates *et al.*, 1986 ; Ebinger *et al.*, 1987 ; Hempton, 1987 ; Sengör, 1987 ; Barber, 1988 ; Bradshaw *et al.*, 1988 ; Husseini, 1988 ; Veevers, 1988 ; Ziegler, 1988a ; Ziegler, 1988b ; Iranpanah, 1989 ; Papritz & Rey, 1989 ; Husseini, 1990 ; Metcalfe, 1990 ; Ricou *et al.*, 1990 ; Ricou *et al.*, 1990 ; Sengör, 1990 ; Ziegler, 1990 ; Beydoun, 1991 ; Bradshaw, 1991 ; Grantham & Hunter, 1991 ; Husseini, 1991 ; Kristofferson & Hinz, 1991 ; Lawver *et al.*, 1991 ; Marsh, 1991 ; Metcalfe, 1991 ; Minlne & Millar, 1991 ; Röhl *et al.*, 1991 ; Stampfli *et al.*, 1991 ; Storey, 1991 ; Chen *et al.*, 1992 ; Dickins *et al.*, 1992 ; Metcalfe, 1992 ; Yang, 1992 ; Ziegler, 1992b ; Ziegler, 1992a ; Bassoulet *et al.*, 1993a ; Bassoulet *et al.*, 1993b ; Baud *et al.*, 1993 ; Beydoun, 1993 ; Butterlin *et al.*, 1993 ; Camoin *et al.*, 1993 ; Cecca *et al.*, 1993 ; Cloos, 1993 ; Fourcade *et al.*, 1993 ; Marcoux *et al.*, 1993a ; Marcoux *et al.*, 1993b ; Stampfli & Pillevuit, 1993 ; Vannay & Spring, 1993 ; Vannay, 1993 ; Vannay & Spring, 1993 ; Yang & Besse, 1993 ; Dickins *et al.*, in prep.)

Figure 122:

Le fit Afrique-Inde-Antarctique-Australie est quelque peu différent des fits proposés jusqu'à maintenant. Nous proposons ici un modèle qui intègre au mieux les données géologiques ainsi que celles du paléomagnétisme des fonds océaniques (Royer *et al.*, 1989), et dans lequel les superpositions de continents sont minimalisées. Les espaces observés peuvent être plus faciles à expliquer que des superpositions importantes de croûtes continentales. Les plateaux d'Enderby, de Agulhas et des Kerguelens sur lesquels nous n'avons que très peu de données pourraient permettre de remplir ces "zones vides".



1.1-2.2

2.4-3.1

3.0-4.0

Ages des cratons compilés d'après Le Fort & al. (1986),
 et de l' Atlas géologique du Monde de L'UNESCO
 (Choubert & Faure-Muret, 1976)



Événement tectono-magmatique Cambro-Ordovicien
 modifié d'après Le Fort & al. (1986)

11.2 - LE SOCLE ARABE AU PROTEROZOÏQUE SUPÉRIEUR-CAMBRIEN INFÉRIEUR

A Oman, les roches protérozoïques sont connues principalement par des forages pétroliers dans les parties centrale et méridionale du pays, mais elles affleurent localement dans le Jebel Akhdar, dans le Saih Hatat et dans le Huqf.

L'étude des affleurements protérozoïques du Saih Hatat (Le Métour, 1988) et du Jebel Akhdar (Rabu, 1988) ont conduit ces auteurs à proposer un partage du craton Omanais en trois domaines.

- 1- Un domaine médian qui regroupe le Saih Hatat et le bassin salifère Sud-Oman-Ghaba.
- 2-3- Deux domaines latéraux formés par le Jebel Akhdar à l'ouest et le Haushi-Huqf à l'est.

Les études tectoniques menées par Rabu (1988) ont permis de mettre en évidence trois cycles de déformations principaux dans l'autochtone, dont un cycle, d'âge post Cambrien inférieur et Anté-Permien, qui ne se reconnaît que dans l'autochtone A.

Cette phase de déformation est caractérisée par:

- une phase de déformation à plis droits légèrement déversés vers le NNW, à axes NE-SW.
- un gradient de déformation décroissant du NW vers le SE.
- une tectonique de blocs, postérieure à la formation des plis régionaux, orientée NW-SE.

Dans le Saih Hatat, le cycle sédimentaire d'âge Protérozoïque-Cambrien inférieur, est associé à un important volcanisme basaltique à tholéitique, qui caractérise un domaine en extension proche d'une océanisation (Le Métour, 1988). De même, en Iran, des épisodes volcaniques acides et alcalins font suite aux déformations précambriennes, ils se sont sans doute développés en même temps que le rifting qui forme le bassin salifère d'Ormuz (Berberian & King, 1981).

A cette même période, le socle arabe est affecté par une série de failles senestres extensives le long d'un axe NW-SE (Najd fault system). Cet épisode tectonique (600-540 Ma) s'accompagne d'une extension d'axe NW-SE en Égypte du nord et dans la péninsule du Sinaï (Husseini, 1988). C'est cette phase qui aurait pu être à l'origine de la formation des grabens salifères de la péninsule arabe, des Salt Range (fig. 123) (Husseini, 1988) et de Tabas en Iran. Elle a également été reconnue au sud de l'Éthiopie, ou des plis à grande amplitudes d'axes NE-SW, associés à des intrusions de gabbros datés radiométriquement à 650 Ma, sont repris par des plis isoclinaux verticalisés à axes N-S, d'âge Barasolian (580 Ma). Ces plis sont eux-mêmes associés à des structures en fleurs tardives reflétant vraisemblablement la fin de l'événement tectonique (Tolessa *et al.*, 1991).

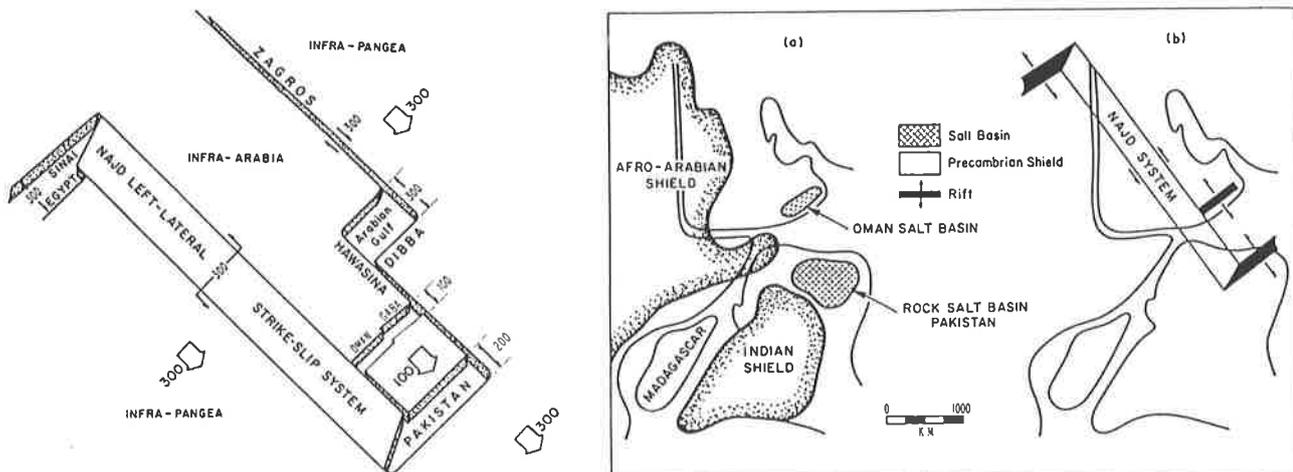


Figure 123: Modèle tectonique expliquant la géométrie de l'Infracambrien d'après Husseini (1988). L'extension des rift et graben ainsi que le déplacement des plaques est notée en kilomètres.

11.3 - LE CAMBRO-ORDOVICIEN

Le membre basal de la Formation d'Amdeh repose par l'intermédiaire d'une faible discordance à la fois de ravinement et angulaire sur la surface érodée des dolomies de Hiyam. Cette surface érodée supporte une quinzaine de mètres de "siltstone" micacé violacé accompagnés notamment par des chenaux conglomératiques à galets granoclassés de quartz, quartzite, siltstone, dolomie et roche volcanique microlitique.

Le sommet de la Formation d'Amdeh est également composé partiellement de brèches et conglomérats remaniant notamment des galets de quartz, quartzite, microgranite et ou rhyolite, galets phosphatés noirs, et blocs anguleux de quartzite massifs. L'âge de cette série sédimentaire pourrait représenter un intervalle s'échelonnant du Cambrien supérieur-Ordovicien basal (Tremadoc) à Caradoc.

Ces séries sédimentaires ont été comparées avec la Formation de Mahwis dans le "Sud Oman" (Hughes Clarke, 1988), elle-même équivalent latéral de la Formation d'Andam d'âge Cambrien terminal à Ordovicien inférieur. Cette Formation de Mahwis a livré des horizons conglomératiques avec divers types de roches ignées, métamorphiques, dolomitiques et siliceuses (Hughes Clarke, 1988).

Cette Formation de Mahwis pourrait être reliée à la "Thaple fanglomerates" qui repose avec une forte inconformité sur les "Kurgikh turbidites" de la région de Spiti en Himalaya, qui suggérerait un soulèvement d'une chaîne de montagne, et une érosion de séquences sédimentaires déformées. Cet événement orogénique Pan Africain peut être daté Cambrien supérieur Ordovicien inférieur" (Garzanti *et al.*, 1986)

En Arabie Saoudite la "Saq Sandstone" d'âge Cambrien moyen à supérieur? et la "Qasim Formation" d'âge Ordovicien, comparée à la Formation de Rann, reposent en discordance angulaire sur le socle précambrien. Ces dépôts marquent la fin de l'orogénèse Pan-Africaine en Arabie. Ces Formations sont érodées par les dépôts glaciaires de l'Ordovicien terminal (Vaslet, 1990).

Dans la région de Helمند, en Afghanistan, le Protérozoïque est surmonté en discordance angulaire par du Cambrien représentant les dépôts initiaux d'une longue période subsidente (Boulin, 1988).

Dès lors, et comme les dépôts de "Paléozoïque ancien indifférentié", découverts en forte discordance angulaire sur les formations protérozoïques du Jebel Akhdar, ont été rapprochés à la Formation de Rann (Montenat *et al.*, 1976), nous pouvons supposer que la discordance angulaire observée entre le Permien et le Protérozoïque est due à une substitution de couverture, le Permien ayant érodé le Paléozoïque ancien. Cette discordance n'est donc pas causée par une orogénèse hercynienne, mais bien par un épisode tardif de l'orogénèse Pan-Africaine.

11.4 - LE CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR - PERMIEN INFÉRIEUR

Figure 124:

Les premiers sédiments observés en Oman surmontant le Paléozoïque ancien sont les tillites de la Formation de Al Khjata (Carbonifère sup.- Permien inf.), définis comme incluant tous les dépôts glaciaires reposant localement en discontinuité angulaire sur les groupes clastiques cambriens à dévoniens moyen de Haima et Misfar et sur les carbonates précambriens à cambriens.

Les tillites carbonifères sup. ont été également observées dans les régions du :

Bas Himalaya (Kinnaur), Bas Spiti, Kashmir, Chamba, Nepal, Salt Range, Timor, Afghanistan (Hazarajat) (Termier & Termier, 1977).

L'origine des glaciations à Oman pourrait être mise en relation avec un soulèvement thermique consécutif d'une ouverture avortée? entre l'Inde et l'Arabie. Ce rifting est notamment mis en évidence par la sismique qui montre un tilting vers l'ouest des couches anté-carbonifères. Il est également mis en évidence indirectement par la découverte de faune marine à ammonioïdes du Permien supérieur à Madagascar (Besairie, 1936).

Ces tillites sont surmontées dans le Huqf par des carbonates de plate-forme du Permien inférieur (Artinskien), également connus dans le Jebel Ramaq (Hudson *et al.*, 1954), dans le Jebel Hagab (Hudson *et al.*, 1954) et enfin dans le Saih Hatat (ce travail). Ils sont généralement peu épais et surmontés transgressivement par du Permien supérieur (Murgabien) dans le Jebel Ramaq, le Huqf et dans le Saih Hatat. Ces faciès carbonatés à brachiopodes, généralement accompagnés de détritisme terrigène indiquent des milieux de plate-forme peu profonde, et sont sans doute les seuls restes des sédiments de la période synrift, témoins de la période transtensive.

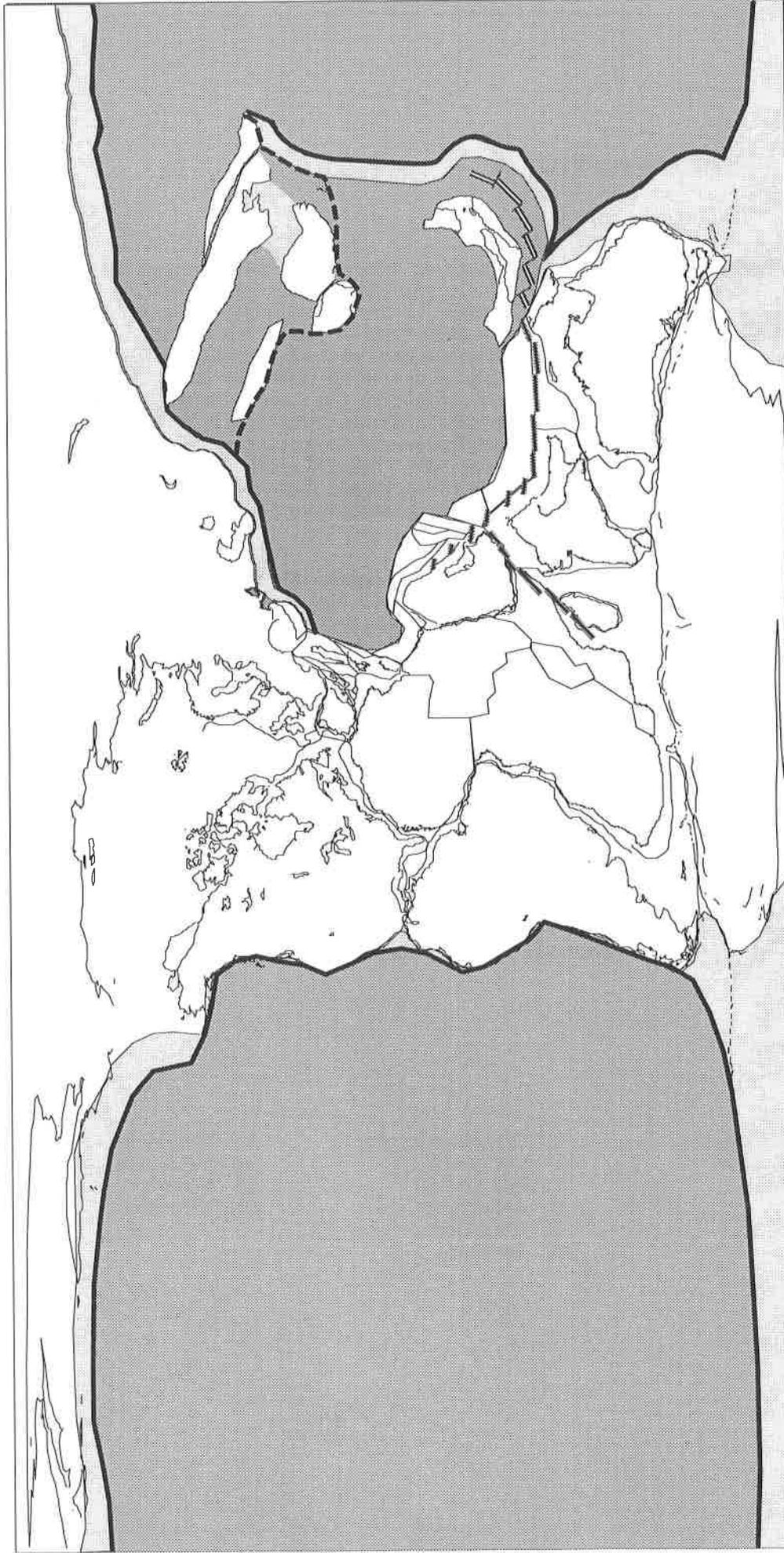
Le volcanisme syn-rift

En Oman la présence, dans le Saih Hatat et dans le Jebel Qamar, de roches volcaniques permettent d'interpréter ces affleurements comme représentatifs de la période syn-rift.

En Inde (Ladakh-Zaskar), des épisodes de sédimentation conglomératique précédant un important volcanisme basaltique durant le Permien inférieur, sont interprétés comme étant associés à la période syn-rift de l'ouverture de la Néo-Tethys (Vannay, 1993).

Sur la bordure Sud de Sanandaj-Sirjan, une quantité importante de laves intermédiaires à basiques (Basiques, diabase, intermédiaires) du Permien inf. démontrent une extension à cette époque (Berberian & Berberian, 1981).

280 Ma. SAKMARIEN



-  CROUTE OCEANIQUE
-  CROUTE CONTINENTALE
-  ZONE D'ACCRETION ET DE COLLISION
-  RIFT INTRACONTINENTAUX
-  RIDE MEDIO OCEANIQUE
-  RIFT INTRACONTINENTAUX
-  ZONE DE SUBDUCTION

11.5 - LE PERMIEN SUPÉRIEUR

Figure 125 :

Bien connu dans la fenêtres autochtones du Jebel Akhdar, les carbonates du Permien supérieur transgressent des formations aussi vieilles que le Protérozoïque sur lesquelles ils reposent généralement. Ce Permien supérieur marque le début d'une longue période subsidente de la plate-forme en Oman. C'est exactement à cet âge que la plus vieille croûte océanique connue en Oman apparaît (Rustaq); en même temps, le bassin reçoit des séries de brèches de carbonates de plate-forme aussi vieux que du Permien inférieur (Artinskien). Ces données impliquent dès lors un soulèvement des épaulements entre le Permien inférieur et le Permien supérieur, au moment où l'océanisation est observée. En accord avec les données sur le rifting de Stampfli et Favre (Favre *et al.*, 1991 ; Stampfli *et al.*, 1991), 20 à 40 Ma. sont nécessaires depuis le début du rifting jusqu'à l'océanisation; les informations obtenues à Oman concordent donc parfaitement avec le modèle proposé par ces derniers.

Dans le Bloc de Kaboul, du Permien "moyen" à fusulines repose en discordance angulaire sur un socle constitué de gneiss daté 550 Ma. Les sédiments permien sont constitués à la base par une brèche de base puis par une alternance de pélites et calcaires sur 200m., puis par une série de calcaire de plate-forme de 200 mètres d'épaisseur allant jusqu'au Permien sup. La base du Trias, soulignée par un épisode subtidal, est constituée par quelques mètres de calcaires à coquilles surmontés par des calcaires à ammonoïdés (faune idem que les Salt Ranges et Pakistan) (Ishii *et al.*, 1971) caractéristiques de la "starvation phase" accompagnant la subsidence thermique de l'épaulement.

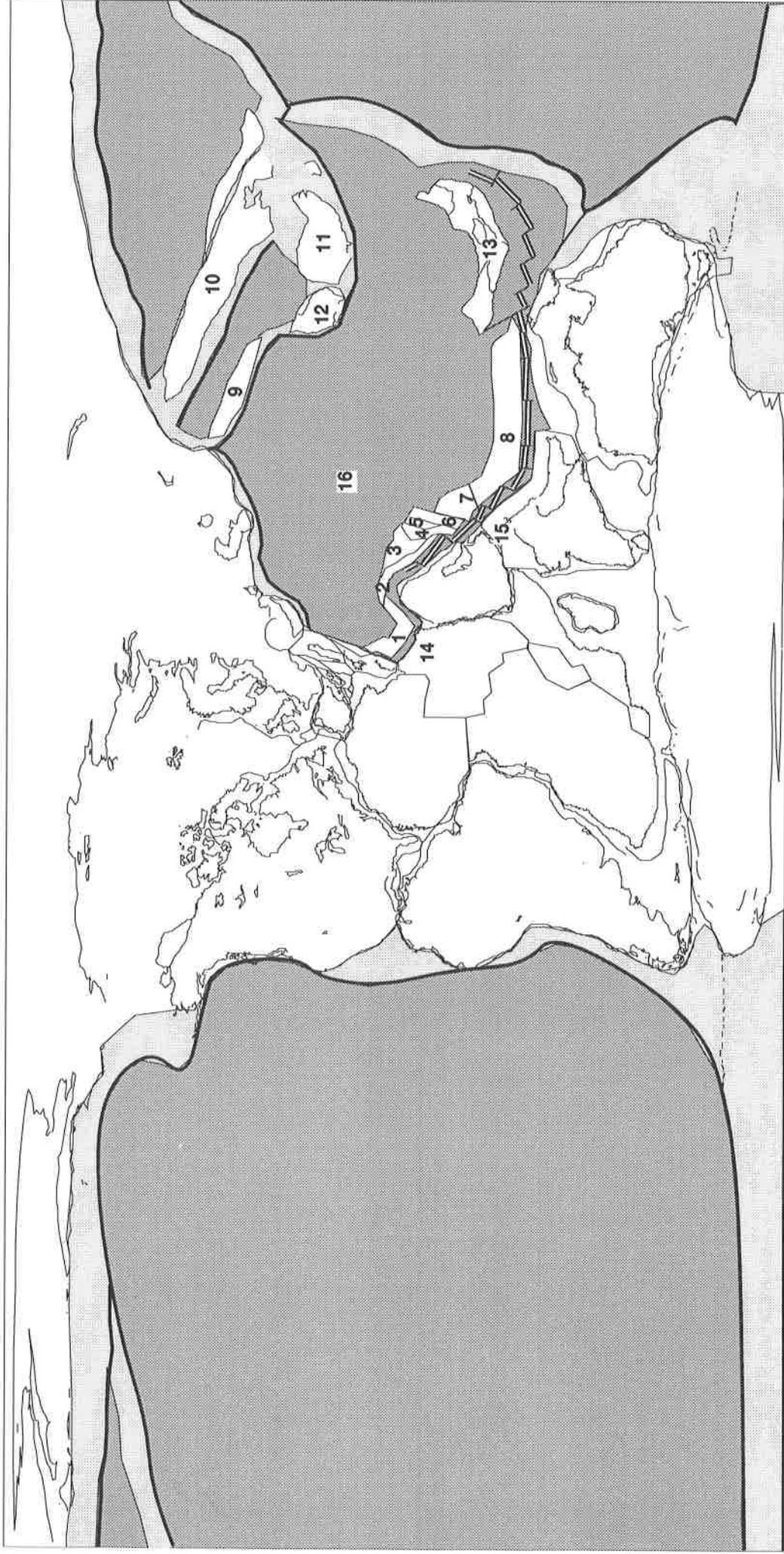
En Inde (Zanskar-Ladakh), la subsidence thermique de la marge a lieu dès le début du Permien supérieur (Vannay, 1993). Selon cet auteur l'océanisation est contemporaine du volcanisme basaltique (Panjal Traps - Partie supérieure du Permien inférieur), selon Vannay elle serait donc légèrement plus vieille qu'en Oman.

Cette période marque donc l'expansion océanique de la Néotethys, peut-être engendrée depuis l'Est, et s'étendant jusqu'à la Méditerranée Orientale (Le Nindre *et al.*, 1990).

Légende :

- | | | |
|---------------------|-------------------------|-----------------------------|
| 1- Turco pélagonien | 7 - Afghanistan Central | 13 - Thaï-Malaisie |
| 2- Sanandaj-Sirjan | 8 - Sud Tibet sl. | 14 - Méditerranée Orientale |
| 3- Elbourz | 9 - Nord Tibet sl. | 15 - Néotethys |
| 4 - Yazd | 10 - Chine Nord | 16- Paléotethys |
| 5- Tabas | 11 - Chine Sud | |
| 6- Lut | 12 - Indochine | |

250 Ma. PERMIEN SUPERIEUR



11.6 - LE TRIAS MOYEN

Figure 126 :

Le Trias inférieur et moyen en Oman est caractérisé par une sédimentation carbonatée dolomitique sur la plate-forme omanaise résultant de la subsidence thermique de l'épaulement du rift., on passe donc à un stade de jeune marge passive.

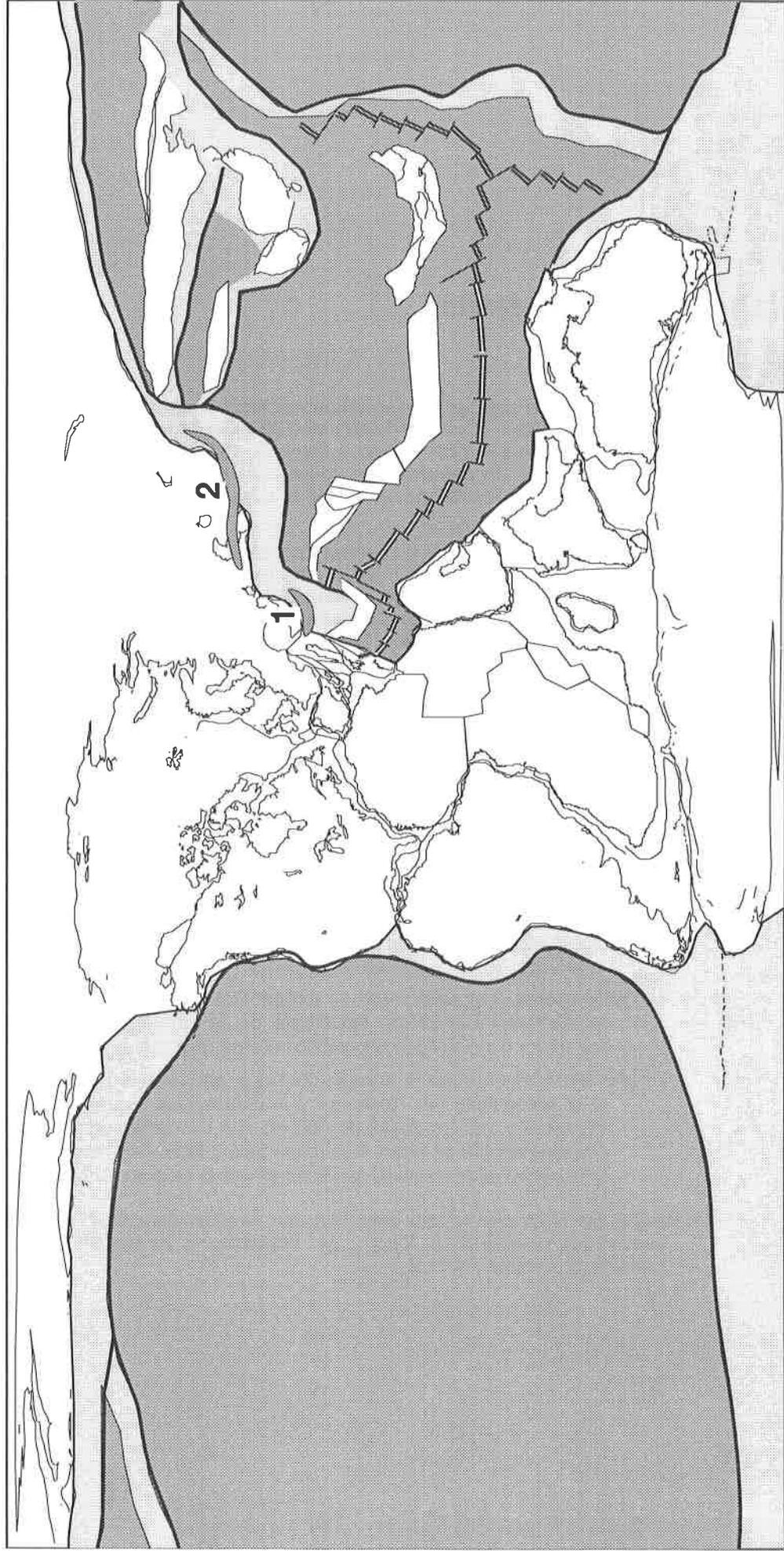
En Himalaya, ce n'est qu'à partir de la base du Trias qu'une plate-forme carbonatée s'installe sur la marge passive subsidente (Vannay, 1993), faisant suite à une sédimentation terrigène.

Légende:

1- Vardar-Méliata

2 - Mangyshlak

235 Ma. TRIAS MOYEN



11.7 - LE TRIAS SUPÉRIEUR

Figure 127:

Le Trias supérieur est marqué par l'accrétion des blocs cimmériens iraniens (Sanandaj-Sirjan, Lut, Tabas, Yazd et Elbourz) avec l'Eurasie (Stampfli, 1978 ; Berberian & King, 1981 ; Sengör, 1984 ; Baud & Stampfli, 1989) et la formation d'une zone de subduction sous ces derniers mise en évidence par un volcanisme andésitique et par une phase de métamorphisme dans la zone de Sanandaj-Sirjan (Berberian & King, 1981).

L'accrétion des blocs iraniens avec l'Eurasie aura comme conséquence la création d'une zone de subduction de la Néo-Tethys sous ces derniers. Les nouvelles contraintes ainsi créées dans la Néo-Tethys pourraient être à l'origine de formation de failles transformantes majeures, sur lesquelles les îles océaniques du Groupe de Kawr auraient pu prendre naissance.

Actuellement nous n'avons aucun argument de terrain pour supposer qu'une nouvelle ride médio-océanique ne se crée en pied de marge entre l'Anisien et le Norien (Marcoux *et al.*, 1993b). Les courbes de subsidence ne montrent aucun argument en faveur de cette hypothèse, et la rhéologie de la lithosphère voudrait que si il y avait fracturation, elle se fasse sur le continent, ou près d'une ride médio-océanique.

Il est possible de citer quelques arguments physiques pour s'en convaincre.

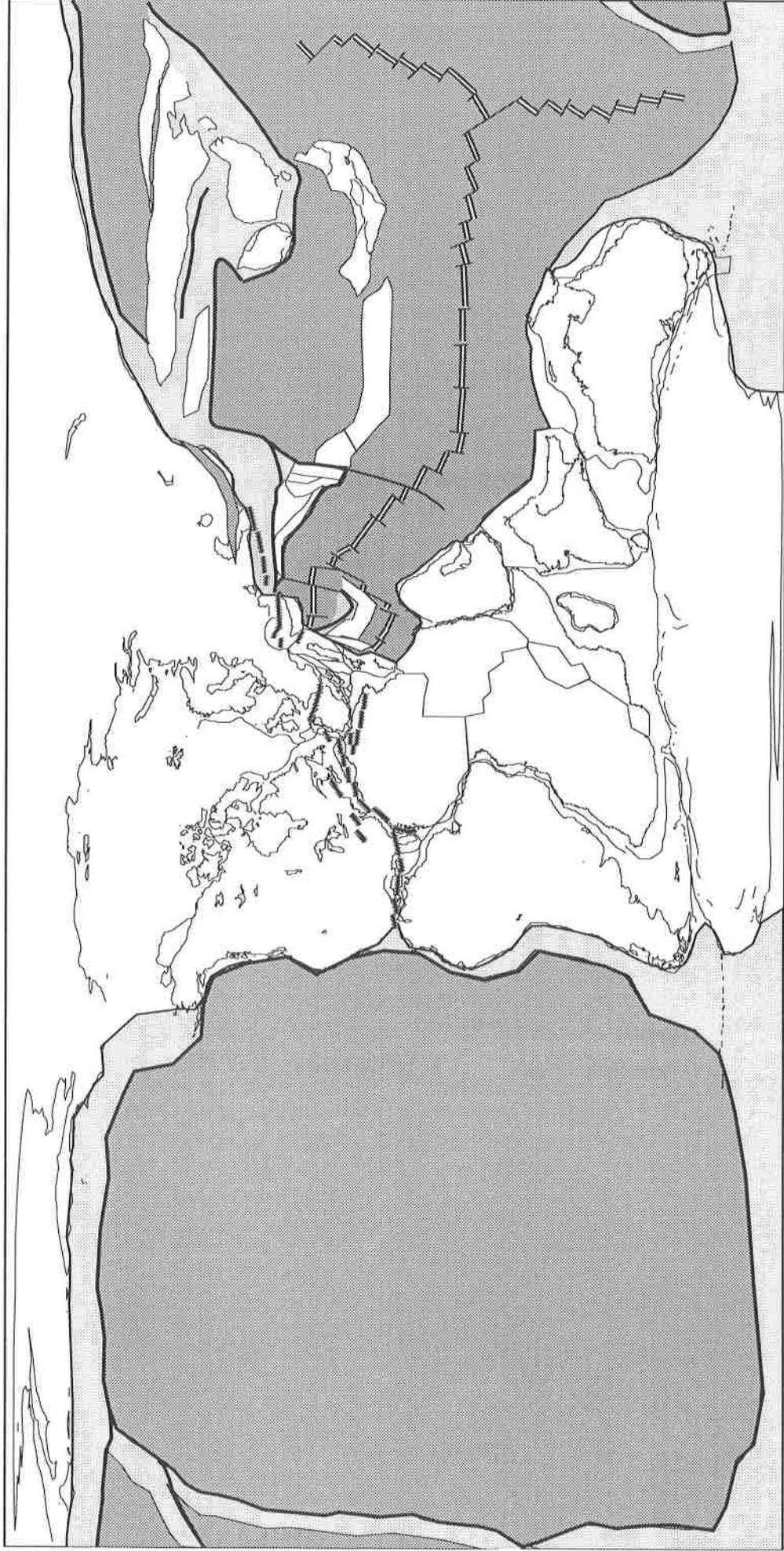
La naissance d'une ride médio-océanique, et par conséquent, d'un flux géothermique élevé, causé par une asthénosphère à faible profondeur, induit une dilatation thermique de la lithosphère qui a pour conséquence de mettre la lithosphère océanique en compression (Turcotte & Schubert, 1982).

Ces phénomènes compressifs vont de surcroît être augmentés par des phénomènes isostasiques qui créent également de la compression dans la croûte océanique au-delà de la ride médio océanique (Allen & Allen, 1990).

De plus les vieilles croûtes océaniques ont des propriétés rhéologiques particulières avec notamment une résistance à la déformation et à la fracturation plus importante que les zones de ride ou que les continents. Si il y avait eu fracturation elle se serait sans doute faite à l'intérieur du continent tel que nous avons pu le constater au Permien avec la création de la Néotethys.

La collision des blocs cimmériens avec l'Eurasie va provoquer une réorganisation des contraintes au sein de la Pangée qui commence à se fracturer à ce moment (Atlantique Central, Alpes sl.)

220 Ma. Trias Supérieur



11.8 - LE JURASSIQUE INFÉRIEUR-MOYEN

Figure 128:

Cette période est principalement marquée par l'accrétion des blocs cimmériens afghans et sud-tibétains avec l'Eurasie (Bassoullet *et al.*, 1993a), et par le début de la subduction de la ride Néo-Téthysienne sous l'Iran. En Iran, des datations K-Ar ont livrés des âges de 170 ± 8 My dans la région de Neyriz (Zagros) et 170 ± 5 My dans la région de Minab (Adib, 1978), ils impliquent donc une incorporation d'ophiolites au nord de la Main Central Thrust déjà au Jurassique moyen, mais plus vraisemblablement déjà au Trias (Haynes & Reynolds, 1980), suite à la subduction de la croûte océanique de la Néo-Téthys sous la marge continentale des blocs iraniens (Haynes & Reynolds, 1980). La présence d'intrusions granitiques datées 165 ± 8 My dans la région de Aikaran (Central Iran, Yazd bloc) (Berberian & Berberian, 1981) et de granites intrusifs datés 165-170 Ma. en rapport avec un événement tectonique ayant causé des disconformités régionales au sud de l'Elbourz (Lensch & Schmidt, 1984) restent d'excellents arguments en faveur de l'initiation d'une marge active de type cordillère à cette époque (Braud, 1989).

Il faut également noter que le rifting de l'Atlantique central est déjà bien avancé (Favre & Stampfli, 1992). L'ouverture de cet océan va provoquer un mouvement de rotation horaire de l'Eurasie qui va tendre à fermer la Néotéthys.

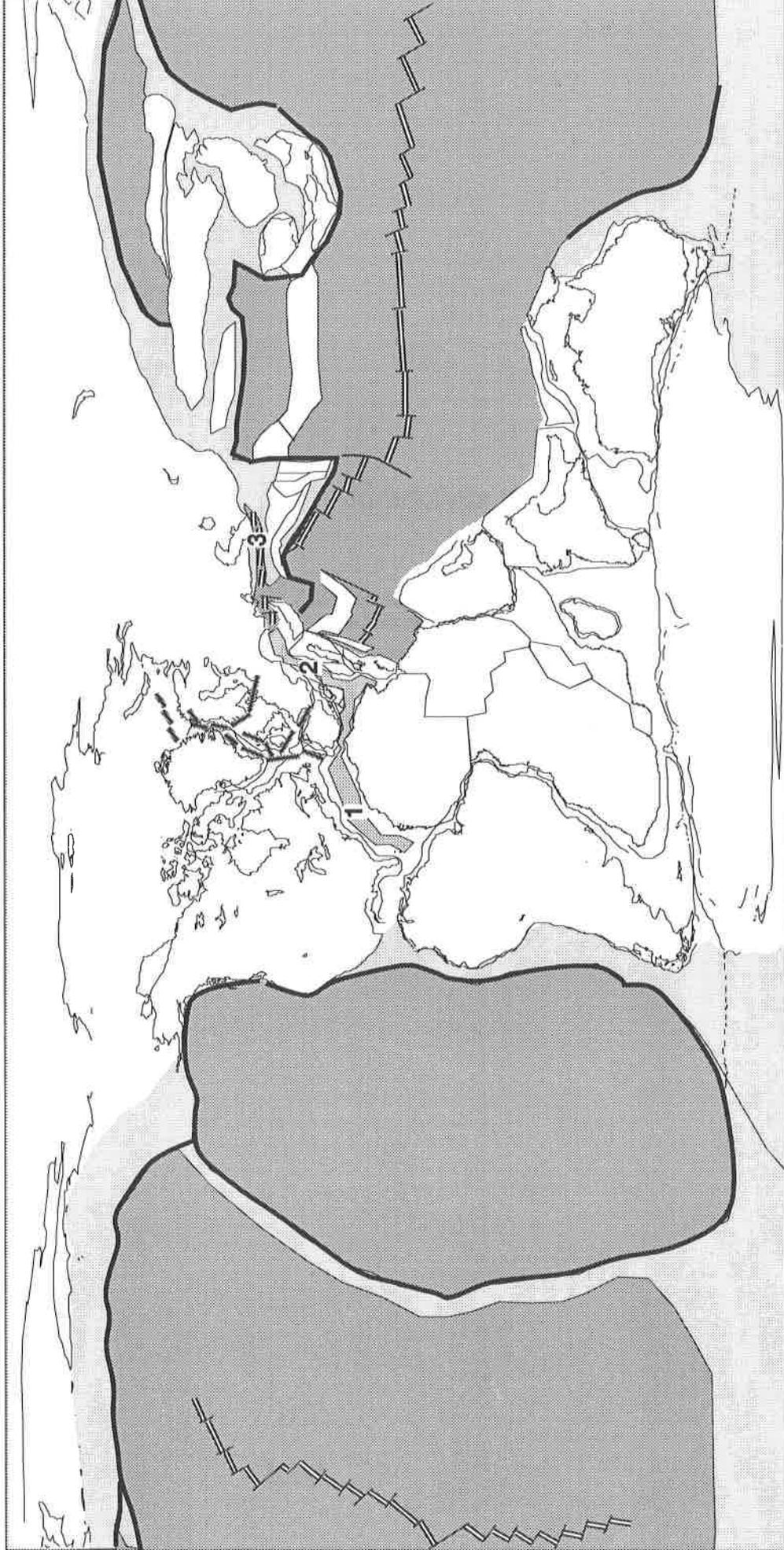
Légende:

1- Atlantique Central

2- Tethys Alpine

3- Kura-Sud Caspien

180 Ma. DOGGER INFERIEUR



11.9 - LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Figure 129:

L'espace néotéthysien continue à se retrécir,, entraînant déjà des obductions locales comme celle du Vardar (Dercourt *et al.*, 1985).

Le Jurassique supérieur est marqué par la création d'une zone de subduction intra-océanique au sein de la Néotéthys. Associé à cette subduction, nous pouvons supposer la création d'un prisme d'accrétion, au front de cette zone de subduction, qui formera les futures nappes d'Hawasina.

La cassure entre les blocs Inde-Australie-Antarctique et Arabie-Afrique-Amérique du Sud débute avec la création de rifts intracontinentaux entre ces continents. Au même moment, entre l'Inde et l'Australie, une cassure intracontinentale marque l'initiation de la future ride médio-océanique-sud de l'océan Indien.

145 Ma. KIMMERIDGIEN



11.10 - LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Figure 130:

Cette époque est marquée par l'ouverture de l'océan "Sud Indien" entre l'Australie-Antartique et l'Inde-Afrique-Amérique et l'avortement de l'espace océanique somalien (entre la Somalie et Madagascar). L'ouverture de l'Atlantique Central provoque toujours le mouvement de rotation horaire de l'Eurasie ayant pour conséquence la réduction de l'espace océanique Néo-Tethysien au sud de la subduction intra-océanique au large de la péninsule arabique. Au nord de cette zone de subduction, la formation d'un back-arc intra-océanique représentant la future nappe ophiolitique de Semail prend naissance.

Légende:

1- Valaisan 2 - Tethys Alpine 3- Ionian 4- Tasmanie 5- Shyok

118 Ma. HAUTERIVIEN



11.11 - LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Figure 131:

L'Inde et les Seychelles se séparent définitivement de l'Arabie, de l'Afrique et de Madagascar, L'Atlantique Sud s'est ouvert et l'espace Néo-Téthysien au sud de la subduction au large de la péninsule arabique a complètement disparu. La conséquence de ce phénomène est l'obduction de l'ophiolite du "back-arc", sur la marge omanaise emportant avec elle le prisme d'accrétion de la zone de subduction précitée. Cette obduction s'étant à toute la périphérie de la plaque arabe (Croissant ophiolitique, Ricou 1971). En Méditerranée Orientale l'obduction resterait intraocéanique (Chypre).

93 Ma. CENOMANIEN

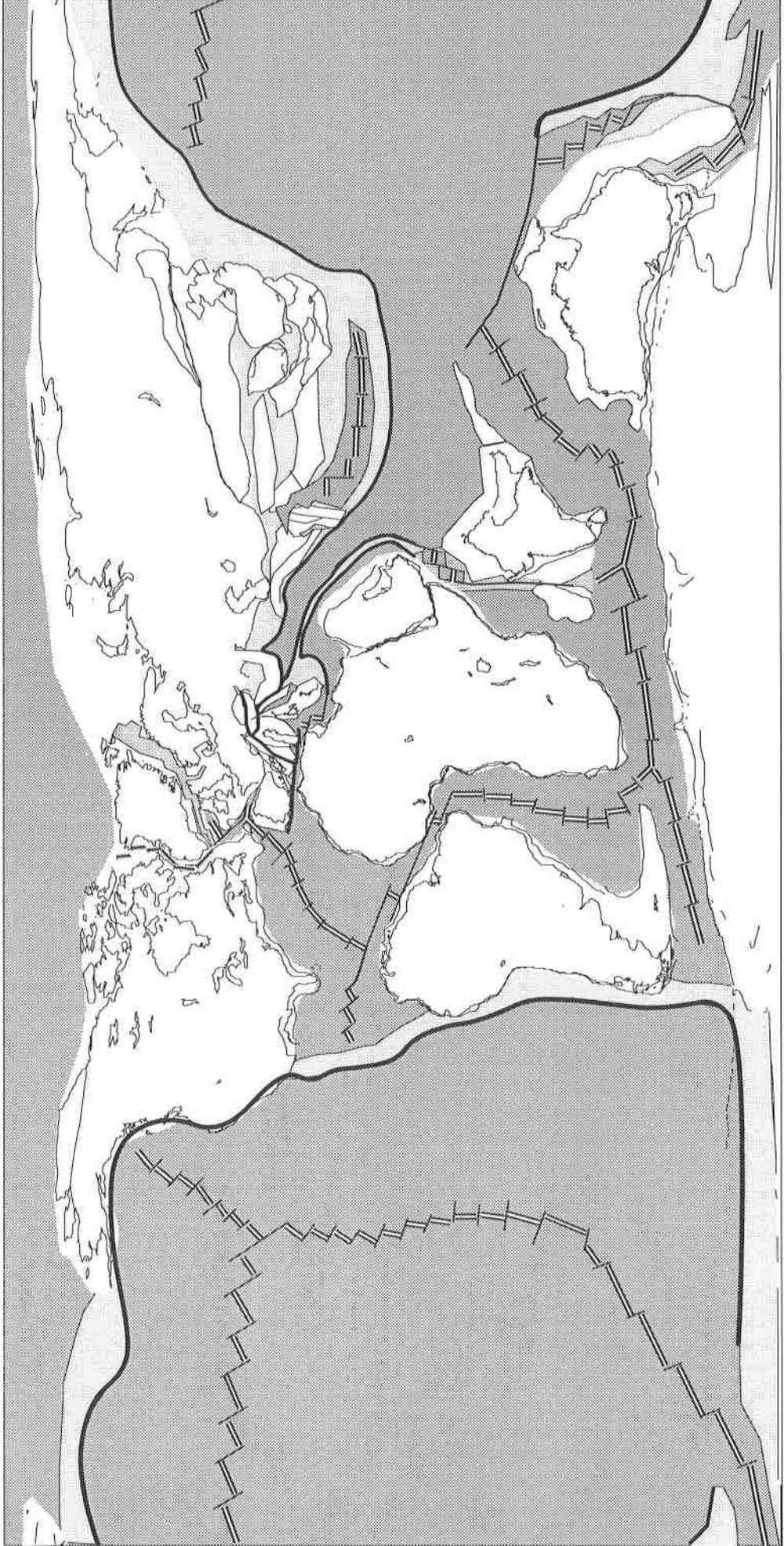


PLANCHE 1

Foraminifères permians des affleurements du Wadi-Wasit, de Nackl et du Jebel Qamar.

(Déterminations C. Jenny-Deshusses)

- Fig 1 : *Tetrataxis* sp. (échantillon 618, Nackl).
- Fig 2 : *Globivalvulina* sp. (échantillon 677, Wadi Wasit).
- Fig 3 : *Reichelina* sp. (échantillon 622, Nackl).
- Fig 4 : *Lasiodiscus* sp. (échantillon 693, Wadi Wasit).
- Fig 5 : *Lasiodiscus* sp. (échantillon 679, Wadi Wasit).
- Fig 6 : *Colaniella* gr. *parva*. (échantillon 399, Qamar nord).
- Fig 7 : *Minojapanella* sp. (échantillon 677, Wadi Wasit).
- Fig 8 : *Pachyphloia* sp. (échantillon 619, Nackl).
- Fig 9 : *Dagmarita chanakchiensis* (échantillon 622, Nackl).
- Fig 10 : *Khalerina* sp. (échantillon 690, Wadi Wasit).
- Fig 11 : *Pseudofusulina* sp. (échantillon 693, Wadi Wasit).



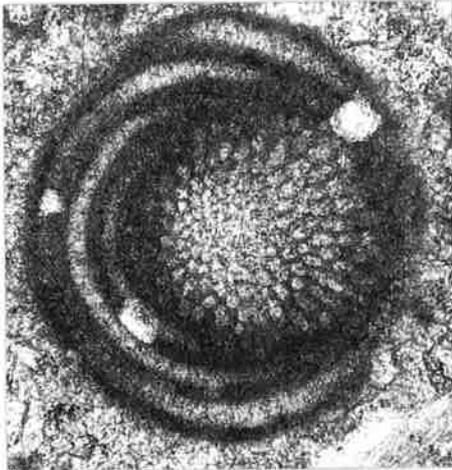
1



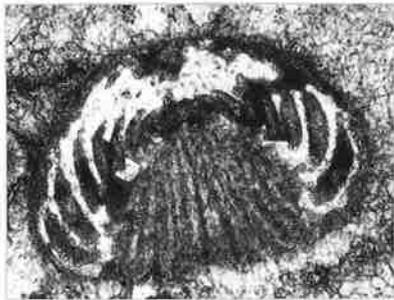
2



3



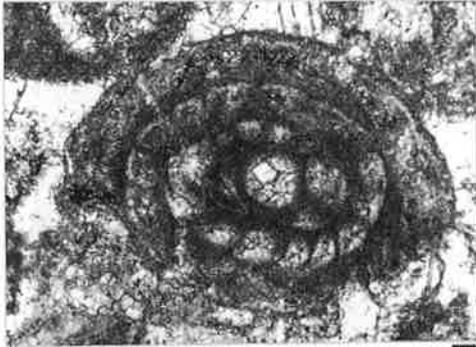
4



5



6



7



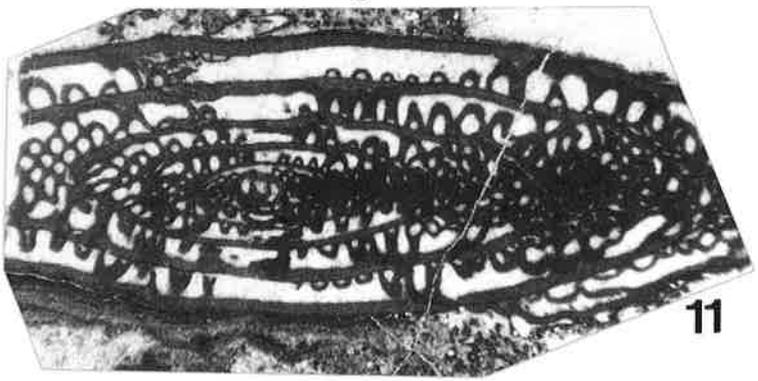
8



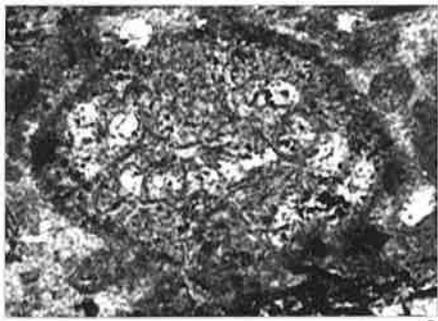
9



10



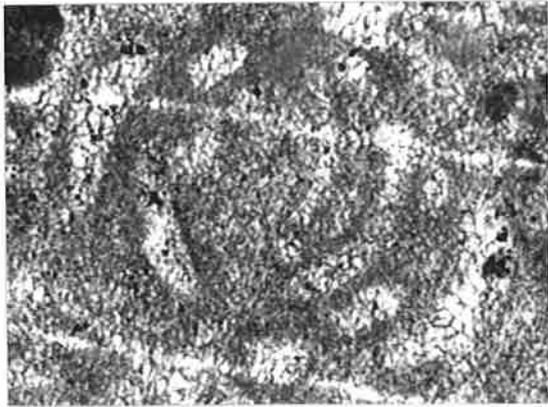
11



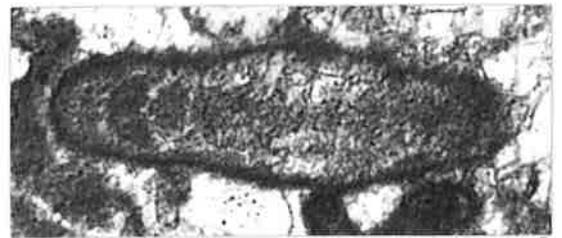
1



2



3



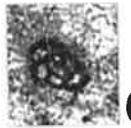
4



5



6



6



9



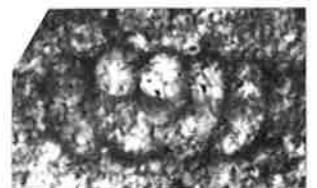
7



8



10



11

PLANCHE 2

Foraminifères triasiques de l'exotique de Misfah

(Déterminations L.Zaninetti & R. Martini)

Fig 1 : *Praerakusia* sp. (espèce non publiée) (échantillon 1751, provenant d'un bloc de carbonate dans le "faciès f" de la section sud du Jebel Misfah)

Fig 2 : *Aulotortus communis* (Kristan, 1957) (échantillon 1751)

Fig 3 : *Aulotortus praegashei* (Koehn-Zaninetti, 1968) (échantillon 645, provenant d'un niveau carbonaté interstratifié dans l'unité volcanique de Misfah)

Fig 4 : *Aulotortus planidiscoïdes* (Oberhauser, 1964) (échantillon 750, provenant de la Formation de Subayb, à proximité de la section sud du Jebel Misfah)

Fig 5 : *Gsollbergella spiroloculiformis* (Orarezne et Scheffer) (échantillon 773, provenant de la section nord du Jebel Misfah)

Fig 6 : *Gsollbergella* sp.? (échantillon 773)

Fig 7-8 : *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser, 1957) (échantillon 750)

Fig 9 : *Lamelliconus multispirus* (Oberhauser, 1957) (échantillon 753, provenant de la Formation de Subayb, à proximité de la section sud du Jebel Misfah)

Fig 10 : *Triadodiscus comesozoicus* (Oberhauser, 1957) (échantillon 645)

Fig 11 : *Turriplomina* sp. (échantillon 645)

PLANCHE 3

Groupe d'Akhdar

Fig. 1- Calcaires construits à cavités de la Formation de Saiq coupe de "Quryat 1"

Fig. 2- Dolomie rousse à brachiopodes (Formation de Saiq, coupe de Quryat 1)

Groupe de Ramaq

Fig. 3- Jebel Qamar Sud, section 5 (Jebel Ramaq) surface durcie à Orthoceratidae et ossements de poissons marquant la base de la Formation d'Ayim sur les quartzites blanches de la Formation de Rann

Fig. 4- Schistes verts à *Cruziana* dans la partie supérieure de la Formation de Rann (Section 3)

Fig. 5- Schistes rouges à Orthoceratidae de la Formation d'Ayim (section 3)

Groupe de Sumeini

Fig. 6-7- trilobites du membre A de la Formation de Maqam (diamètre de la pièce 2.8 cm). Voir planche 6.



PLANCHE 4

Groupe d'Al Buda'ah

Fig. 1- Limite entre les calcaires dolomités gris-jaune de la Formation de Ba'id et les calcaires roses à ammonioïdés de la Formation d'Alwa (section 1 A-B)

Fig. 2- Calcaires en faciès Hallstatt de la Formation d'Alwa. Les calcaires roses à ammonioïdés (partie supérieure de la photo) reposent en discordance angulaire sur les calcaires micritiques rouges observables au niveau du marteau.

Les resédiments de carbonates de plate-forme permien dans les nappes Hawasina

Fig. 3- Calcaires micritiques roses feuilletés dans les brèches à éléments permien de Nackl témoins de la sédimentation pélagique après le dépôt des brèches durant le Permien supérieur (noter la similitude de faciès avec les photographies 6 & 7).

Fig. 4- Faciès à *Alachonchidae* du Permien supérieur dans un bloc resédimenté au Crétacé (Albien-Cénomaniens) dans le Wadi Hawasina

Fig. 5- "Fusulinite": faciès rouge à fusulines (*Parafusulina* sp.) du Permien inférieur dans un bloc resédimenté au Ladinien dans le "Batain Mélange" (Localité A10).

Fig. 6-7- Sédimentation pélagique à ammonioïdés et conodontes du Permien supérieur dans une série volcanique de laves en coussins et tuffites (Nackl sud).

6: à la verticale du sac de montagne et sous les sédiments stratifiés, il est possible d'observer un bloc de carbonate de plate-forme gris du Permien supérieur dans les laves en coussins.

7 :à la droite du marteau, nous pouvons voir une poche de calcaires pélagiques rouges entre des "pillows". Sur la gauche de l'image, un pli synsédimentaire (slump?) des niveaux de base rouges provoque un chevauchement des calcaires gris finement stratifiés qui les surmontent. Les calcaires gris en gros bancs cachent la série sédimentaire.





PLANCHE 5

Les resédiments de carbonates de plate-forme permien dans les nappes Hawasina

Fig. 1- Faciès rouge à crinoïdes, coraux et éponges ("Batain Mélange", localité 753)

Fig. 2- Crinoïdes à verticille indiquant une faible énergie de dépôt pour ce faciès dans un bloc resédimenté au Permien supérieur dans le Wadi Musjah (section 2).

Fig. 3- Brèches à blocs permien dans les Emirats Arabe Unis (Daid)

Fig. 4- Brèche à blocs pluri-métriques de carbonates de plate-forme rouges du Permien inférieur dans le "Batain Mélange" (localité A10)

Fig. 5- Faciès à éponges dans un bloc permien de la localité A10

Le Groupe de Kawr

Fig. 6- Sill plurimétrique de basalte (éch 777) dans les calcaires gris de la Formation de Misfah (Jebel Misfah, section nord).

Fig. 7- Limite de faciès entre la Formation de Misfah (calcaires gris à Mégalodontes) et la Formation de Fatah (calcaires noduleux gris à ammonites) sur le Jebel Hamrat al Asan

PLANCHE 6

ammonoïdés Wordian de l'affleurement de Rustaq

(Détermination W.W. Nassichuck)

Fig. 1: *Stacheoceras* sp., x1.5 (éch 1612)

Fig. 2: Nombreux ammonoïdés avec, *Propinacoceras beycheri*, *Paraceltites* sp. et *Aghaticeras* sp., x1.5 (éch 1628)

Fig. 3-4: *Propinacoceras beycheri* Gemmellaro, 1887, x2 (éch 1609-1610)

Fig. 5 : *Waagenoceras* cf. *W. mojsisovicsi* Gemmellaro, 1887, x2 (éch 1611)

Fig. 6 : *Sicanites schopeni* Gemmellaro, 1887, x1.5 (éch.1597)

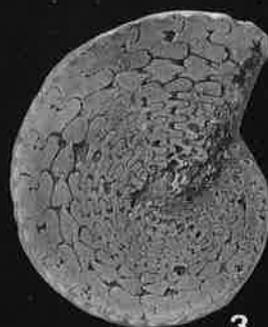
Fig. 7-9 : Cyclolobid, gen. n., x1 (éch. 1616, 1617, 1618)



1



2



3



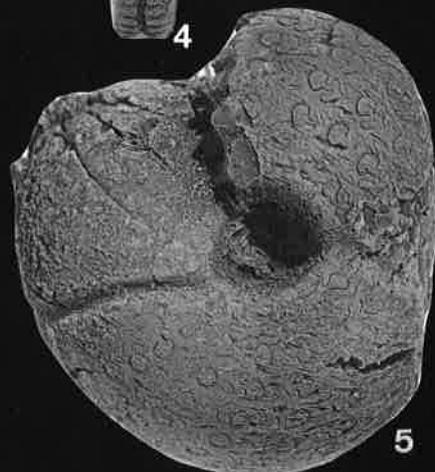
9



8



4



5



7



6



1



2



3



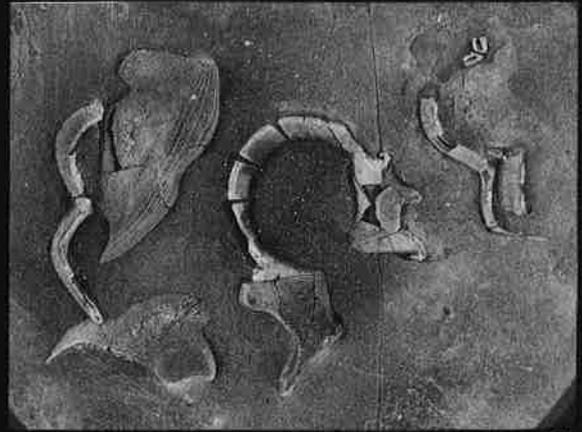
4



5



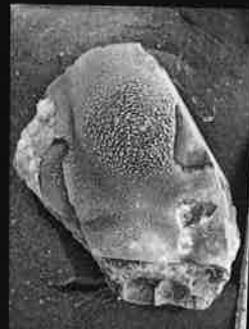
6



7



8



9

PLANCHE 7

trilobites du Permien supérieur des affleurements de Sumeini et de Rustaq

(Détermination J.-F. Becq-Giraudon)

(MGL = numéro musée de géologie de Lausanne)

Sumeini

Figure 1 : *Neoproetus indicus* n. subspecies (Ech. 1529) (MGL 61170)

Figure 2 : Dytomopiginae indet. (*Iranispidion* ?) x2 (Ech 1529 bis) (MGL 61171)

Figure 3 : *Neoproetus indicus* n. subspecies x1.4 (Ech. 1529) (MGL 61170)

Figure 4 : Pygidium de *Neoproetus indicus* n. subspecies x1.3 (Ech. 1529) (MGL 61170)

Figure 5 : *Neoproetus indicus* x1.8 (Ech. 1529) (MGL 61169)

Figure 6 : *Iranispidion* sp. x2 (Ech 1529 bis) (MGL 61171)

Figure 7 : *Neoproetus indicus* n. subspecies x1.8 (Ech. 1529) (MGL 61171)

Les faunes des planches 2 & 6 prises sur le même échantillon, sont attribuées à cf. *Iranispidion*. Cette diagnose se base sur la présence de nodules sur la côte pleurale du pygidium de la figure 6. Néanmoins, cette détermination est provisoire et demande d'autres récoltes.

Rustaq

Figure 8 : Céphalon fragmentaire attribué à *Timoraspis* cf. *breviceps* et pygidium *Timoraspis breviceps* x2.1 (Ech. 734/5) (MGL 61174)

Figure 9 : Cranidium de *Timoraspis* cf. *breviceps* x3 (Ech. 735/9) (MGL 61173)

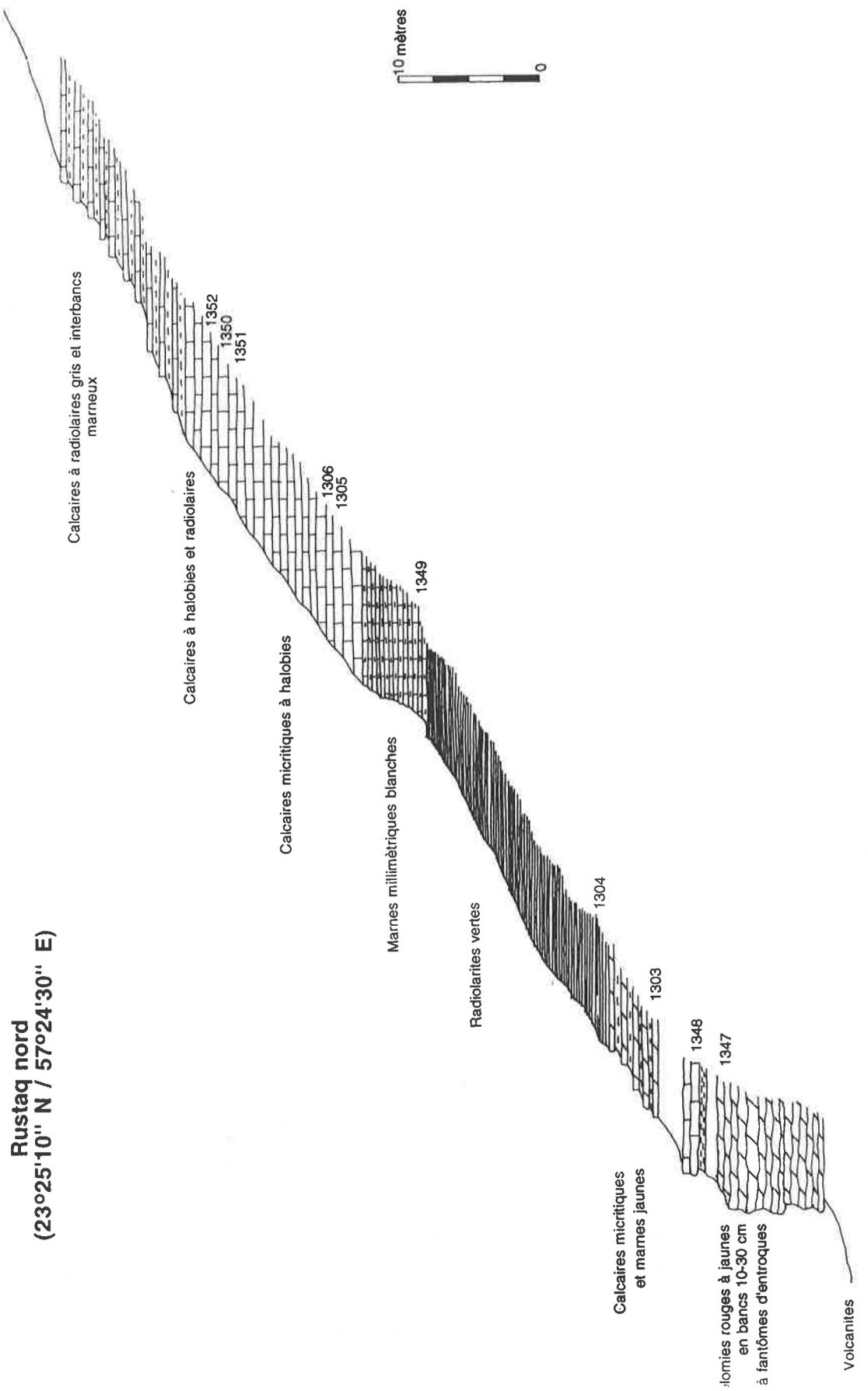
ANNEXES

LOCALITE	Longitude	Latitude
Al Ayn	23°12'28"	56°57'30"
Aquil	22°47'10"	57°51'10"
Baid base Sud	23°10'30"	58°23'30"
Baid sous sommet principal 07.03.91	23°11'00"	58°23'50"
Batain 753	21°43'40"	59°21'20"
Batain 845	22°00'00"	59°31'40"
Batain 941	21°51'20"	59°28'00"
Batain A1	21°51'00"	59°28'00"
Batain A15	21°43'40"	59°25'50"
Batain A16	21°33'00"	59°21'00"
Batain A17	21°58'50"	59°37'30"
Batain A18	22°02'50"	59°39'30"
Batain A8	21°42'20"	59°25'20"
Batain Qarari	21°53'40"	59°28'20"
Batain Schackelton	22°10'40"	59°39'20"
Batain754	21°43'30"	59°28'20"
Bloc A'Quel	22°47'10"	57°51'10"
Bloc de Fath	22°40'00"	58°08'00"
Bloc Hallstatt de Hamadiyun		
bord rte Buraimi(19 km)		
EAU Rte goudronnée Idhn & Al Ghail		
EAU Sud Ouest de Mahadah		
exotique de Helew		
habl hadid	22°48'20"	57°43'30"
Hagil		
Hamâdiyûn	22°48'40"	57°48'50"
Hamrat Duru range 1	22°55'05"	56°40'10"
Hamrat Duru range 10	22°40'40"	56°48'40"
Hamrat Duru range 11	22°47'10"	56°51'50"
Hamrat Duru range 3	22°44'00"	56°47'25"
Hamrat Duru range 4	22°48'70"	56°54'40"
Hamrat Duru range 5	22°48'60"	56°54'40"
Hamrat Duru range 6	22°37'70"	56°55'20"
Hamrat Duru range 7	22°48'40"	56°40'40"
Hamrat Duru range 8	22°50'30"	56°49'20"
Hamrat Duru range 9	22°40'30"	56°49'00"
Hamrat Duru range2	22°46'40"	56°46'25"
Helew	23°48'30"	57°46'40"
Jebel Al Abri (Al Hamrat)	23°03'10"	57°18'50"
Jebel Al Abri sud(Al Hamrat)	23°03'10"	57°17'20"

ANNEXE 1 : COORDONNEES DES AFFLEUREMENTS

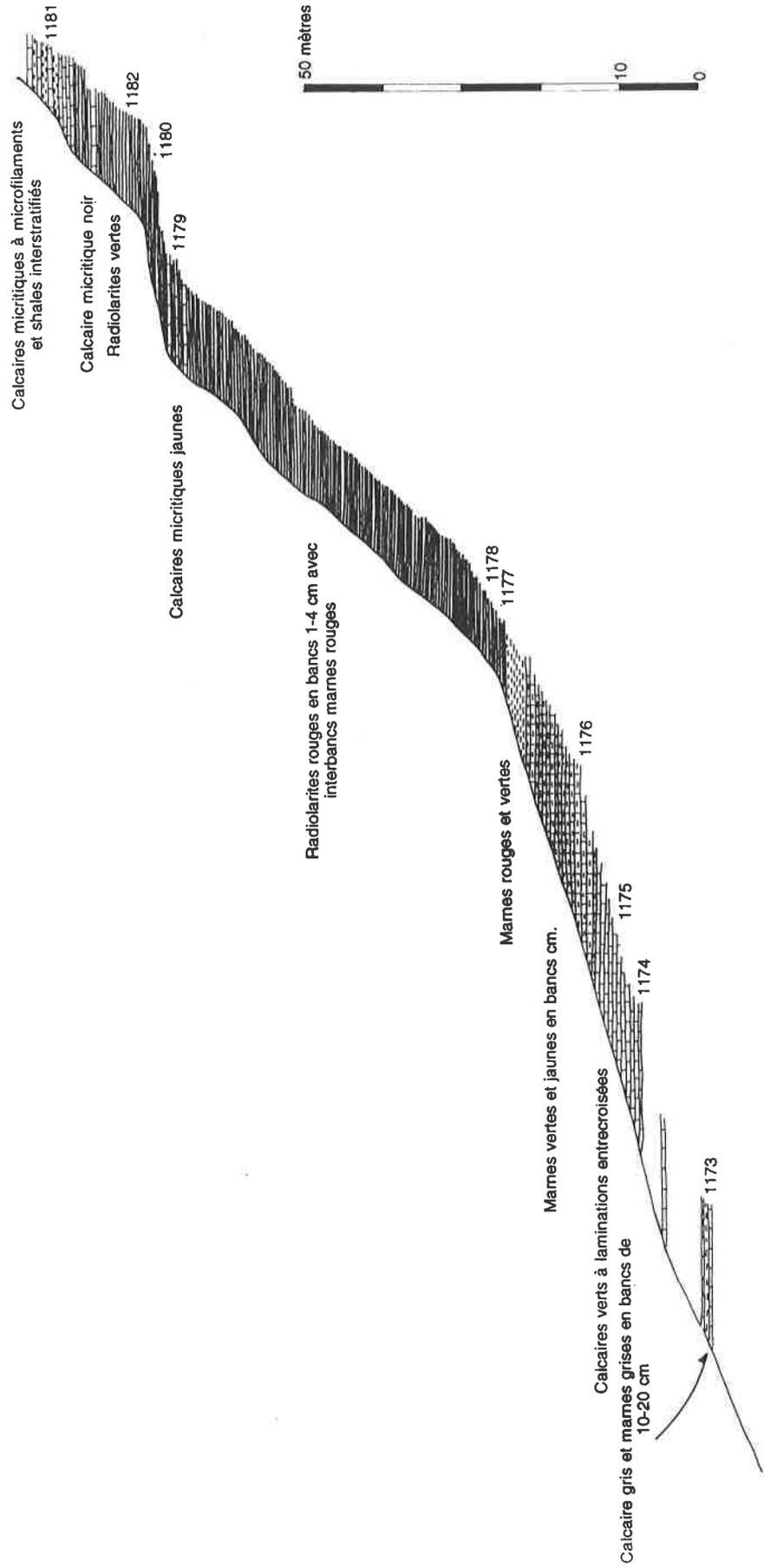
Jebel Hamrat Al Assan	23°49'00"	56°13'20"
Jebel Kawr Ma'Wa	23°06'40"	56°56'30"
Jebel Misfah Est	23°12'30"	57°08'00"
Jebel Misfah Nord	23°13'35"	57°08'35"
Jebel Misfah Sud	23°11'25"	57°06'50"
Jebel Rahbah	23°11'00"	58°20'50"
Jebel Sawda	23°14'20"	57°11'15"
Jurassique d'Ar Ruay's		
Kabashat	22°55'05"	56°40'10"
Lihban	23°46'20"	56°52'30"
Mushayq	23°45'40"	57°07'50"
Nackl	23°22'40"	57°48'50"
Nackl village	23°23'50"	57°49'50"
Nackl sud	23°20'50"	57°44'40"
Quamar Nord (coupe 1.1.90)		
Quamar Sud coupe 1	25°43'03"	55°53'50"
Quamar Sud coupe 2	25°42'55"	55°53'52"
Quamar Sud coupe 3	25°42'58"	55°54'00"
Quamar Sud coupe 4	25°42'51"	55°54'08"
Quamar Sud coupe 5	25°42'49"	55°54'14"
Quamar Sud coupe 6	25°42'48"	55°54'23"
Quryat 2	23°13'50"	58°48'10"
Quryat 3	23°13'10"	58°48'00"
Rustaq	23°24'40"	57°24'30"
Rustaq ouest	23°23'50"	57°22'30"
Ruwi Hopital	23°33'20"	58°31'50"
Wadi Aday	23°33'10"	58°22'50"
Wadi Al Hulw "granite"		
Wadi Alwa	23°10'20"	58°22'30"
Wadi Ghail		
wadi Ghul		
Wadi Hawasina Al Jil 1	23°34'40"	56°57'20"
Wadi Hawasina Buay'ab Al Jil1	23°44'30"	56°54'20"
Wadi Musallah	22°58'20"	57°03'50"
Wadi Musjah butte Nord-Est	23°57'40"	58°16'20"
Wadi Musjah coupe Nord	23°57'30"	58°16'10"
Wadi Musjah coupe sud	23°58'40"	58°15'40"
Wadi Tayin 1 (2.12.89)	23°01'20"	58°15'25"
Wadi Tayin 2 (1.12.89)		
Wadi Tayin Ajma (3.12.89)		
Wadi Wasit	23°06'40"	58°21'00"
Wadi Wasit sup.	23°06'20"	58°20'50"
Zuwahir	23°25'20"	57°09'30"

ANNEXE 2 : COORDONNEES DES AFFLEUREMENTS

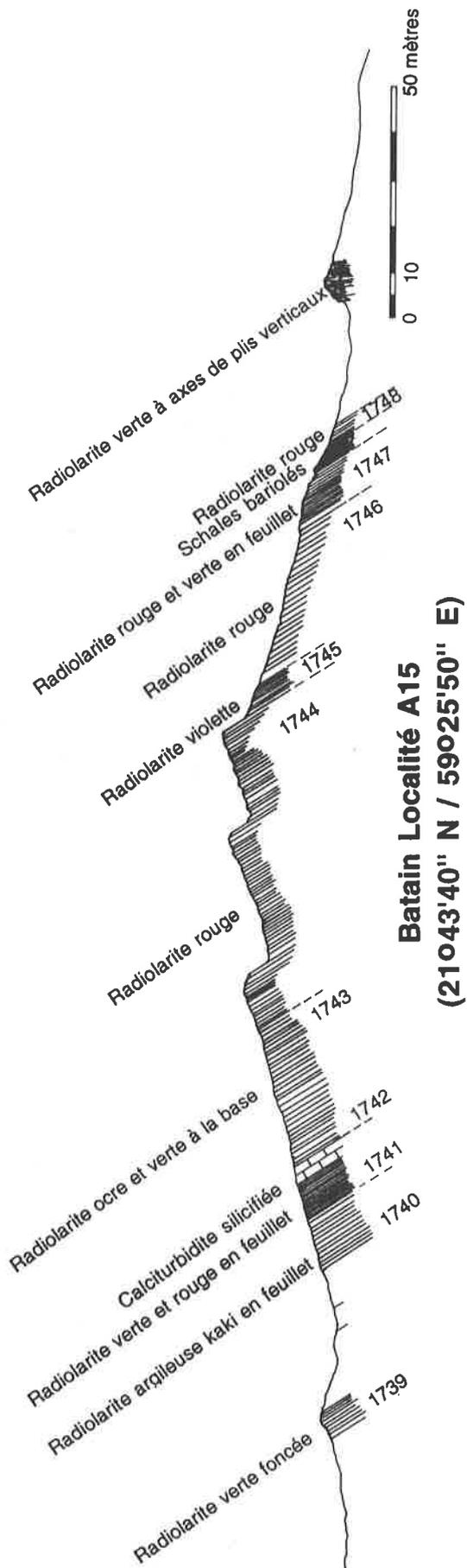


* ANNEXE 3: COUPE LITHOLOGIQUE DE RUSTAQ NORD

Al Ayn
(23°12'28" N / 56°57'30" E)



* ANNEXE 4 : COUPE LITHOLOGIQUE DE AL AYN



* ANNEXE 5 : COUPE LITHOLOGIQUE DE LA LOCALITE A15 DANS LE "BATAIN MELANGE"

* ANNEXE 7 : ANALYSES GEOCHIMIQUES

Localité Echantillon Chapitre	Gamme d'étalonnage	Seuil de détection moyen (ppm)	Incertitude moyenne % relatifs	Wadi Aday chapitre 1.2.7																
				Z21	Z81	Z77	Z19	Z80	Z72	Z18	Z16	Z17	Z20	Z76	Z25	Z23				
SiO2	38-76%		0.7	39.93	44.96	45.23	45.51	45.65	49.82	50.16	50.16	50.24	50.28	50.43	50.90	56.60				
TiO2	0-4%		2	2.07	2.95	3.24	2.23	3.09	1.45	2.68	2.65	2.72	2.88	3.20	1.36	0.92				
Al2O3	10-30%		1	13.35	14.70	14.14	14.05	15.13	15.46	16.47	16.24	16.64	17.37	15.58	20.69	18.28				
Fe2O3	0-14%		2	11.36	13.44	16.38	9.25	14.14	7.19	16.27	16.71	15.67	11.28	14.46	10.46	9.05				
MnO	0-1%		4	0.20	0.18	0.15	0.20	0.20	0.11	0.05	0.05	0.05	0.13	0.10	0.02	0.06				
MgO	0-16%		2	2.27	3.82	2.12	1.09	5.56	3.41	1.85	1.83	1.86	1.64	1.95	1.08	1.65				
CaO	0-14%		2	14.13	11.26	6.56	11.39	8.80	16.83	2.30	2.30	2.47	4.28	3.45	0.81	1.44				
Na2O	0-9%		3	4.46	2.15	3.97	5.12	2.32	3.05	0.02	0.00	0.00	3.55	4.71	1.63	3.76				
K2O	0-15%		1	0.73	1.16	1.66	1.80	0.16	0.56	6.51	6.36	6.48	4.09	2.32	8.56	5.39				
P2O5	0-1%		4	2.26	0.54	0.46	0.50	0.57	0.23	0.07	0.09	0.15	0.63	0.87	0.02	0.22				
H2O				1.45	2.36	1.91	1.02	3.62	1.15	2.75	2.76	2.66	1.97	2.10	3.16	2.30				
CO2				6.96	1.24	2.88	7.33	0.14	0.09	0.18	0.18	0.25	0.95	0.24	0.13	0.29				
total				99.17	98.76	98.70	99.49	99.38	99.35	99.31	99.36	99.19	99.05	99.41	98.82	99.96				
Nb	0-300 ppm	5	7	36	34	31	41	35	104	40	40	38	49	55	88	66				
Zr	0-1300 ppm	2	5	229	186	190	242	191	909	242	237	236	312	330	668	571				
Y	0-140 ppm	1	4	48	23	45	38	30	91	30	31	32	45	47	79	79				
Sr	0-1300 ppm	1	1.5	1095	788	246	845	700	88	186	179	144	317	152	25	295				
U	0-650 ppm	2	7	13	2	1	3	2	34	2	4	2	2	2	2	1				
Rb	0-400 ppm	1	3	16	24	32	35	7	180	95	92	95	78	42	125	82				
Th	0-400 ppm	1	6	5	5	3	6	3	58	6	6	5	7	7	24	14				
Pb	0-140 ppm	2	10	27	0	30	16	0	51	38	37	36	19	23	18	16				
Ga	0-100 ppm	1	5	21	9	24	19	14	50	34	30	32	31	28	43	33				
Zn	0-250 ppm	3	5	99	83	256	108	100	155	156	142	150	143	461	77	126				
Cu	0-140 ppm	4	10	43	15	30	44	52	25	15	18	24	18	30	0	24				
Ni	0-300 ppm	2	7	21	44	40	15	51	18	44	41	42	18	22	15	25				
Co	0-100 ppm	2	9	45	49	60	32	54	23	51	47	44	39	51	29	30				
Cr	0-400 ppm	3	7	26	91	79	20	93	15	120	119	141	27	24	28	23				
V	0-400 ppm	3	6	122	233	195	140	250	0	128	136	126	198	187	103	52				
Ce	0-200 ppm	6	16	65	54	67	64	51	148	56	53	58	74	92	118	134				
Nd	0-100 ppm	3	11	46	32	43	37	38	73	29	27	29	48	55	60	72				
Ba	0-2000 ppm	3	6	155	503	750	383	178	1178	747	859	752	644	690	775	558				
La	0-150 ppm	4	8	32	23	32	31	26	64	14	10	18	35	50	44	67				
S	0-500 ppm	10	17	119	60	211	149	639	278	228	658	886	91	275	815	116				
Hf	0-50 ppm	2	6	9	0	9	6	0	22	11	10	11	7	9	12	11				

Localité Echantillon Chapitre	Wadi Aday										Wadi Al Hulw										Amdesh										Doléfrites									
	chapitre 1.2.7										chapitre 1.2.7										chapitre 1.2.7										chapitre 1.2.7									
	Z24	Z26	Z78	Z79	Z70	Z71	Z75	Z73	Z94	Z82	Z94	Z82	Z83	Z89	Z91	Z90	Z92	Z93	Z88	Z84	Z85	Z89	Z91	Z90	Z92	Z93	Z88	Z84	Z85	Z89	Z91	Z90	Z92	Z93	Z88	Z84	Z85			
SiO2	57.14	59.69	65.75	66.97	68.61	68.65	69.63	70.00	42.18	79.80	74.38	43.01	43.69	43.82	44.26	45.20	45.67	45.72	46.31			43.01	43.69	43.82	44.26	45.20	45.67	45.72	46.31											
TiO2	1.18	1.28	0.72	0.68	0.43	0.44	0.42	0.43	1.11	0.28	0.80	1.21	1.23	1.11	1.24	1.30	1.26	1.25	1.29			1.21	1.23	1.11	1.24	1.30	1.26	1.25	1.29											
Al2O3	16.03	16.92	14.39	13.52	14.47	14.43	14.17	14.19	13.72	7.34	10.18	14.76	15.01	15.46	15.65	15.47	15.74	16.12	15.92			14.76	15.01	15.46	15.65	15.47	15.74	16.12	15.92											
Fe2O3	11.30	6.98	6.44	7.43	4.81	5.11	4.78	4.56	13.02	3.52	10.08	10.64	10.26	10.71	10.68	10.78	10.93	11.18	10.71			10.64	10.26	10.71	10.68	10.78	10.93	11.18	10.71											
MnO	0.01	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.14	0.08	0.00	0.14	0.13	0.15	0.15	0.16	0.17	0.16	0.17			0.14	0.13	0.15	0.15	0.16	0.17	0.16	0.17											
MgO	1.03	1.21	0.39	0.14	0.30	0.24	0.04	0.22	5.41	0.89	0.23	7.67	7.40	8.50	8.08	7.41	8.00	7.93	7.76			7.67	7.40	8.50	8.08	7.41	8.00	7.93	7.76											
CaO	0.78	1.15	2.46	1.54	0.26	0.21	0.16	0.20	9.35	3.19	0.09	8.12	7.96	6.74	9.10	11.08	12.16	11.04	11.20			8.12	7.96	6.74	9.10	11.08	12.16	11.04	11.20											
Na2O	2.86	0.00	4.78	5.31	2.61	2.90	3.49	3.87	2.94	0.70	0.42	1.94	1.75	2.90	1.36	1.53	1.72	2.39	2.38			1.94	1.75	2.90	1.36	1.53	1.72	2.39	2.38											
K2O	6.70	8.06	2.36	2.12	5.89	5.54	5.85	4.89	0.00	0.09	1.63	0.74	0.95	0.34	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00			0.74	0.95	0.34	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00											
P2O5	0.02	0.01	0.18	0.19	0.05	0.04	0.05	0.05	0.08	0.04	0.03	0.07	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07	0.07	0.08			0.07	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07	0.07	0.08											
H2O	2.57	2.77	1.19	0.71	1.15	1.15	0.71	1.02	3.30	1.45	1.52	4.25	4.19	4.47	5.12	4.70	3.91	3.54	3.61			4.25	4.19	4.47	5.12	4.70	3.91	3.54	3.61											
CO2	0.26	1.06	0.08	0.23	0.20	0.07	0.16	0.13	7.74	2.77	0.16	5.89	5.86	5.32	3.53	2.12	0.35	0.30	0.22			5.89	5.86	5.32	3.53	2.12	0.35	0.30	0.22											
total	99.88	99.14	98.78	98.87	98.81	98.80	99.48	99.58	98.99	100.15	99.52	98.44	98.51	99.59	99.24	99.88	99.98	99.70	99.65			98.44	98.51	99.59	99.24	99.88	99.98	99.70	99.65											
Nb	67	71	62	60	70	71	69	69	10	11	15	6	8	7	7	9	8	8	9			6	8	7	7	9	8	8	9											
Zr	479	510	554	537	655	662	647	648	69	133	479	84	90	82	84	93	86	82	91			84	90	82	84	93	86	82	91											
Y	72	53	63	60	66	62	69	70	23	11	27	25	28	23	26	30	28	26	29			25	28	23	26	30	28	26	29											
Sr	49	454	398	293	56	49	98	43	311	103	57	682	779	376	261	202	109	520	300			682	779	376	261	202	109	520	300											
U	1	4	4	6	5	4	4	4	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1			0	0	0	0	0	0	0	1											
Rb	106	139	61	57	157	146	135	127	3	7	52	51	67	25	3	4	3	3	3			51	67	25	3	4	3	3	3											
Th	15	16	15	16	18	18	18	18	0	3	12	0	0	0	0	0	0	1	1			0	0	0	0	0	0	1	1											
Pb	20	7	9	8	9	5	5	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0	0	0	0	0	0											
Ga	35	34	27	26	32	32	29	31	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0	0	0	0	0	0											
Zn	63	47	136	105	96	125	72	126	151	56	0	57	56	55	61	60	57	56	57			57	56	55	61	60	57	56	57											
Cu	14	0	12	18	0	0	12	0	92	12	17	139	120	112	115	120	122	127	124			139	120	112	115	120	122	127	124											
Ni	15	9	8	9	11	10	10	11	56	8	20	87	92	139	96	92	108	110	101			87	92	139	96	92	108	110	101											
Co	30	24	23	23	20	20	24	21	53	26	30	49	49	50	49	57	52	61	52			49	49	50	49	57	52	61	52											
Cr	28	21	9	9	8	8	0	8	143	14	82	327	289	312	320	383	278	269	295			327	289	312	320	383	278	269	295											
V	97	82	21	17	22	26	25	23	339	31	155	282	272	280	302	276	253	279	245			282	272	280	302	276	253	279	245											
Ce	93	69	133	129	140	111	138	133	13	40	82	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0	0	0	0	0	0											
Nd	55	35	80	70	72	58	76	77	10	20	43	7	10	11	11	12	10	6	11			7	10	11	11	12	10	6	11											
Ba	675	807	434	339	725	745	1554	871	25	58	562	397	211	73	25	58	41	29	43			397	211	73	25	58	41	29	43											
La	47	26	71	62	64	51	69	74	4	21	38	4	0	0	0	0	0	0	0			4	0	0	0	0	0	0	0											
S	679	96	946	402	90	92	832	536	61	0	1052	296	121	62	98	294	111	0	969			296	121	62	98	294	111	0	969											
Hf	11	8	7	4	10	10	8	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0			0	0	0	0	0	0	0	0											

* ANNEXE 8 : ANALYSES GEOCHIMIQUES

* ANNEXE 9 : ANALYSES GEOCHIMIQUES

Localité Echantillon Chapitre	Dolérites		JEBEL QAMAR					Wadi Hawasina					Nackl Sud				WADI WASIT			
	Z86	Z87	1491B	1491A	1.2.7 & 2.4.6	Z42	Z41	Z39	Z37	Z40	Z36	Z35	Z26B	Z23B	Z24B	669	719	676	712	
	chapitre 1.2.7		chapitre 5.4.5					chapitre 5.2.6				chapitre 5.2.6								
SiO2	46.37	46.37	42.82	43.23		47.29	50.13	52.42	61.77	64.41	71.44	73.50	45.62	45.82	47.36	43.48	45.00	47.13	52.87	
TiO2	1.18	1.23	2.42	2.39		1.60	2.66	0.38	0.95	0.85	0.21	0.22	2.26	2.24	2.96	2.65	0.76	0.96	1.73	
Al2O3	15.92	15.73	14.11	14.08		12.77	13.28	10.24	14.46	11.56	12.00	12.07	16.68	14.53	14.01	13.21	12.22	13.20	14.64	
Fe2O3	10.44	10.79	10.53	10.90		11.41	5.00	5.16	7.45	5.18	1.83	3.95	11.80	10.15	15.19	13.37	6.25	9.14	12.62	
MnO	0.17	0.17	0.10	0.11		0.10	0.14	0.25	0.06	0.06	0.07	0.04	0.15	0.13	0.13	0.15	0.18	0.22	0.03	
MgO	8.05	8.13	5.95	5.85		1.63	0.38	2.11	2.52	0.32	0.50	1.54	9.60	2.65	2.62	1.92	1.08	1.05	1.32	
CaO	11.25	10.42	8.85	8.28		10.05	11.35	12.63	2.20	6.15	3.06	1.02	3.09	9.34	5.43	10.28	15.27	11.71	4.68	
Na2O	2.32	2.70	3.23	3.51		6.22	6.74	3.94	1.34	6.05	5.75	2.98	2.94	3.96	4.42	2.73	4.52	4.72	5.56	
K2O	0.00	0.00	0.47	0.39		0.07	0.05	0.05	3.88	0.08	1.68	2.32	0.69	0.57	4.29	0.76	1.10	1.20	0.28	
P2O5	0.08	0.08	0.47	0.47		0.41	0.87	0.08	0.30	0.31	0.02	0.02	0.65	0.64	0.50	0.69	0.32	0.52	1.32	
H2O	3.79	3.44	3.13	2.89		0.73	0.61	1.40	2.93	0.46	0.95	1.77	5.68	2.63	2.55	2.80	0.96	1.22	1.74	
CO2	0.05	0.39	7.21	7.34		6.60	8.02	10.56	1.50	4.15	2.53	1.03	0.11	6.96	3.85	7.52	12.11	8.94	2.40	
total	99.62	99.45	99.29	99.44		98.88	99.23	99.22	99.36	99.58	100.04	100.46	99.27	99.62	99.31	99.56	99.77	100.01	99.19	
Nb	8	8	47	45		38	50	62	72	43	83	80	47	28	34	41	57	62	52	
Zr	92	93	190	195		254	338	440	575	300	673	690	286	196	261	326	410	501	376	
Y	30	29	21	21		40	52	58	77	37	69	61	43	40	54	47	47	48	53	
Sr	245	100	457	407		367	286	281	136	254	158	100	360	169	88	211	300	265	255	
U	0	0	0	0		1	0	0	0	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	
Rb	4	3	16	12		4	3	4	107	4	53	69	15	13	10	20	26	35	14	
Th	0	0	3	3		4	4	7	9	3	10	11	3	2	2	2	4	4	3	
Pb	0	0	0	0		16	2	0	8	0	0	0	12	12	24	0	0	0	0	
Ga	0	0	14	12		15	17	0	33	15	19	26	27	22	28	19	11	16	15	
Zn	58	58	165	101		87	111	43	110	85	35	107	126	127	147	179	77	82	156	
Cu	129	118	41	40		36	15	11	0	15	15	56	43	26	32	0	0	14	0	
Ni	104	103	192	182		31	15	0	10	10	9	9	42	87	16	10	0	12	12	
Co	52	51	56	53		33	29	20	24	26	17	20	54	53	50	52	21	32	41	
Cr	305	271	243	241		38	11	0	14	11	0	8	45	141	25	29	9	13	19	
V	243	244	235	233		144	169	9	26	64	10	11	198	250	315	257	46	49	120	
Ce	0	0	78	73		66	88	122	132	81	207	150	82	36	48	63	94	133	117	
Nd	6	8	43	43		29	51	63	76	39	97	74	57	35	39	51	62	70	84	
Ba	32	41	130	74		3011	409	829	579	1107	1991	340	168	40	42	76	382	478	783	
La	0	0	42	41		36	50	68	69	45	116	84	45	23	26	28	54	72	58	
Sr	320	469	177	234		391	180	218	848	178	216	153	61	98	74	107	356	197	201	
Hf	0	0	0	0		8	3	0	9	2	8	9	7	5	11	7	7	8	7	

Localité Echantillon Chapitre	JEBEL MISFAH chapitre 7.2.8										Wadi Musallah chapitre 8.2.5				
	Z3	Z11	Z9	Z53	Z10	768	Z1	Z8	Z7	Z6	Z58	Z55	Z56	Z57	
SiO2	45.82	46.07	46.08	46.47	49.04	49.18	50.74	51.64	52.01	53.73	42.67	50.08	50.43	51.86	
TiO2	1.97	2.84	2.18	1.93	2.21	2.34	1.87	2.16	1.85	1.73	2.37	2.17	2.34	2.53	
Al2O3	14.59	15.43	14.16	15.14	14.58	14.31	17.03	13.69	14.38	13.70	14.30	15.07	15.19	15.43	
Fe2O3	11.02	11.56	10.86	11.08	10.32	11.61	6.59	11.26	7.57	9.55	8.50	10.33	6.05	7.94	
MnO	0.12	0.25	0.19	0.15	0.13	0.15	0.03	0.12	0.09	0.13	0.13	0.10	0.11	0.16	
MgO	8.89	7.55	11.09	8.92	7.17	8.89	3.67	4.57	4.11	6.11	3.79	5.78	3.11	3.17	
CaO	8.87	6.82	9.68	7.35	8.79	7.79	7.34	6.97	10.68	6.91	12.01	4.72	8.10	6.27	
Na2O	1.76	3.17	1.95	3.47	4.24	2.04	4.18	6.12	4.54	5.06	4.23	5.74	6.78	6.98	
K2O	0.47	0.18	0.20	0.61	0.01	0.21	0.88	0.03	0.02	0.64	1.29	0.17	0.22	0.20	
P2O5	0.50	0.52	0.35	0.60	0.38	0.36	0.54	0.38	0.33	0.41	0.39	0.27	0.34	0.35	
H2O	3.20	3.27	3.23	3.14	2.68	2.84	2.52	0.76	2.08	1.74	2.43	3.84	1.74	1.89	
CO2	1.83	2.13	0.11	0.22	0.22	0.15	4.69	2.05	2.20	1.54	6.74	1.19	4.53	2.60	
total	99.04	99.79	100.08	99.08	99.77	99.87	100.08	99.75	99.86	101.25	98.85	99.46	98.94	99.38	
Nb	43	34	29	57	27	27	59	32	27	26	25	24	24	28	
Zr	207	238	194	240	184	228	380	221	188	175	182	162	183	204	
Y	36	35	30	35	32	34	37	32	27	27	30	27	27	29	
Sr	1009	405	413	849	1087	544	1740	348	344	391	589	476	421	707	
U	1	1	0	3	2	1	4	1	0	0	3	0	1	2	
Rb	13	5	5	18	4	5	14	4	3	14	13	4	4	5	
Th	4	2	2	5	3	4	6	2	1	3	1	1	0	1	
Pb	17	13	15	11	14	19	4	17	9	11	8	5	0	2	
Ga	22	24	22	18	21	25	22	19	22	16	19	18	17	18	
Zn	91	109	102	89	93	99	216	92	63	80	96	86	84	96	
Cu	65	35	107	50	73	48	47	164	240	44	22	52	71	21	
Ni	258	72	162	212	130	300	74	212	181	185	22	39	26	22	
Co	62	50	61	53	52	62	32	55	48	95	44	48	39	45	
Cr	366	150	394	276	259	442	118	326	266	340	22	37	17	19	
V	206	276	222	167	210	205	153	183	198	164	223	238	184	223	
Ce	59	61	51	72	48	47	79	56	44	41	40	47	49	55	
Nd	34	43	32	42	35	36	45	40	31	28	34	30	32	37	
Ba	683	261	267	981	165	212	615	122	87	275	327	123	93	147	
La	35	37	25	45	22	25	40	24	17	21	20	22	26	28	
S	94	71	79	79	84	75	307	100	92	80	331	60	825	128	
Hf	7	6	6	5	6	8	7	8	4	4	1	3	0	0	

* ANNEXE 11 : ANALYSES GEOCHIMIQUES

Localité Echantillon Chapitre	Hewlé						'Aquil				Zuwaihir		
	Z61	Z64	Z63	Z65	Z62	Z60	Z67	Z68	Z69	Z66	Z33	Z32	Z34
	chapitre 7.2.5						chapitre 7.3.5				non discuté		
SiO2	42.94	44.05	45.93	47.12	47.83	48.28	60.93	61.92	64.30	66.50	38.21	40.58	43.17
TiO2	1.34	1.03	1.49	1.72	1.50	1.52	0.56	0.57	0.40	0.50	2.91	2.62	2.71
Al2O3	16.48	16.72	17.40	18.93	18.56	18.23	15.97	16.47	13.36	14.07	15.02	13.76	12.19
Fe2O3	8.65	8.06	8.36	9.13	6.56	6.94	10.39	7.96	4.47	8.52	14.22	12.80	11.13
MnO	0.22	0.13	0.16	0.13	0.19	0.18	0.13	0.44	0.01	0.10	0.06	0.07	0.07
MgO	4.29	4.76	4.56	5.46	6.20	6.05	0.11	0.65	0.18	0.06	10.57	9.65	8.87
CaO	12.82	14.90	11.83	8.70	9.91	9.43	1.50	1.53	0.21	1.51	6.00	6.95	8.59
Na2O	3.00	2.10	2.48	2.75	3.41	3.50	8.41	9.04	3.15	7.37	0.00	0.00	0.00
K2O	1.46	1.17	1.76	1.03	0.55	0.76	0.11	0.04	4.56	0.03	1.41	1.53	1.45
P2O5	0.20	0.12	0.18	0.24	0.17	0.19	0.09	0.12	0.04	0.10	1.57	1.37	1.52
H2O	3.57	2.35	2.97	3.87	3.30	3.20	0.73	0.59	0.95	0.42	6.09	5.73	4.99
CO2	3.76	3.52	2.17	0.37	1.02	0.85	0.32	0.51	7.57	0.36	3.11	4.10	5.24
tota	98.73	98.91	99.29	99.45	99.20	99.13	99.25	99.84	99.20	99.54	99.17	99.16	99.93
Nb	19	14	21	22	20	20	105	63	9	76	159	144	132
Zr	110	85	118	150	120	120	904	730	78	849	468	430	422
Y	27	23	25	28	24	25	110	90	76	124	42	38	40
Sr	492	609	687	847	837	833	196	148	234	153	314	360	352
U	0	1	1	2	2	2	0	0	0	0	5	4	5
Rb	28	29	33	17	10	13	4	3	0	3	31	32	32
Th	2	0	2	2	1	0	7	8	0	6	20	18	17
Pb	7	5	5	4	0	1	5	0	0	0	22	16	19
Ga	16	14	18	18	15	15	30	34	0	28	35	29	27
Zn	77	56	69	63	69	75	136	172	114	79	195	151	147
Cu	31	64	24	49	58	63	0	0	0	0	53	48	56
Ni	86	54	47	41	75	77	13	13	19	12	28	24	24
Co	42	41	40	41	41	43	35	29	29	31	55	50	49
Cr	179	245	191	106	194	206	17	21	56	14	26	24	27
V	168	169	185	192	208	206	33	25	144	32	289	271	267
Ce	27	17	34	32	35	31	176	134	48	145	224	216	169
Nd	21	17	16	14	19	26	118	93	37	93	122	116	95
Ba	193	274	381	446	230	276	112	203	65	337	255	284	185
La	17	7	17	16	13	15	90	73	35	72	141	130	108
S	123	136	121	72	80	81	666	880	139	818	88	96	104
Hf	0	0	0	0	0	0	15	10	0	11	11	9	8

* ANNEXE 12 : ANALYSES GEOCHIMIQUES

SUMEINI A

épaisseur de la formation en km.	prof. du toit de la form. en km	coefficient de compaction	porosité de surface / coeff. de compaction	bathymétrie en km	densité des grains	âge de la formation (Ma).
.1	2.95	.54	.83	0	2710	265
.06	2.89	.53	1.019	0	2715	260
.08	2.81	.54	.963	.1	2712	255
.5	2.31	.54	.833	.3	2710	245
.65	1.66	.53	1.019	.5	2715	240
.25	1.41	.51	1.235	.6	2720	235
.09	1.32	.51	1.235	.8	2700	225
.1	1.22	.54	.833	1	2710	205
.4	.82	.54	.833	1.5	2710	135
.03	.79	.51	1.235	1.5	2700	120
.19	.6	.54	.833	1.5	2710	96
.1	.5	.54	.833	1.5	2710	91

SUMEINI B

épaisseur de la formation en km.	prof. du toit de la form. en km	coefficient de compaction	porosité de surface / coeff. de compaction	bathymétrie en km	densité des grains	âge de la formation (Ma).
.5	2.95	.54	.83	0	2710	265
.06	2.89	.53	1.019	.2	2715	260
.08	2.81	.54	.963	.5	2712	255
.5	2.31	.54	.833	.5	2710	245
.65	1.66	.53	1.019	.5	2715	240
.25	1.41	.51	1.235	.5	2720	235
.09	1.32	.51	1.235	1	2700	225
.1	1.22	.54	.833	1.2	2710	205
.4	.82	.54	.833	2	2710	135
.03	.79	.51	1.235	2	2700	120
.19	.6	.54	.833	2	2710	96
.1	.5	.54	.833	2	2710	91

SUMEINI C

épaisseur de la formation en km.	prof. du toit de la form. en km	coefficient de compaction	porosité de surface / coeff. de compaction	bathymétrie en km	densité des grains	âge de la formation (Ma).
.5	2.95	.54	.83	0	2710	265
.06	2.89	.53	1.019	.1	2715	260
.08	2.81	.54	.963	.3	2712	255
.5	2.31	.54	.833	.4	2710	245
.65	1.66	.53	1.019	.5	2715	240
.25	1.41	.51	1.235	.55	2720	235
.09	1.32	.51	1.235	.9	2700	225
.1	1.22	.54	.833	1.1	2710	205
.4	.82	.54	.833	1.75	2710	135
.03	.79	.51	1.235	1.75	2700	120
.19	.6	.54	.833	1.75	2710	96
.1	.5	.54	.833	1.75	2710	91

SUMEINI D

épaisseur de la formation en km.	prof. du toit de la form. en km	coefficient de compaction	porosité de surface / coeff. de compaction	bathymétrie en km	densité des grains	âge de la formation (Ma).
.5	2.95	.54	.83	0	2710	265
.06	2.89	.53	1.019	.1	2715	260
.08	2.81	.54	.963	.37	2712	255
.5	2.31	.54	.833	.49	2710	245
.65	1.66	.53	1.019	.31	2715	240
.25	1.41	.51	1.235	.33	2720	235
.09	1.32	.51	1.235	.55	2700	225
.1	1.22	.54	.833	.96	2710	205
.4	.82	.54	.833	1.66	2710	135
.03	.79	.51	1.235	1.73	2700	120
.19	.6	.54	.833	1.79	2710	96
.1	.5	.54	.833	1.79	2710	91

JEBEL AKHDAR 1

épaisseur de la formation en km.	prof. du toit de la form. en km	coefficient de compaction	porosité de surface / coeff. de compaction	bathymétrie en km	densité des grains	âge de la formation (Ma).
.105	15.382	.54	.83	0	2710	245
.35	15.032	.54	.83	0	2720	235
.75	14.282	.22	1.41	0	2720	210
.127	14.155	.4	1.5	.2	2680	185
.24	13.915	.54	1.41	.15	2700	145
.2	13.715	.54	1.41	.1	2710	115
.185	13.53	.54	1.41	.05	2710	110
.43	13.1	.52	1.5	0	2690	95
.1	13	.54	1.4	0	2710	90

JEBEL AKHDAR 2

épaisseur de la formation en km.	prof. du toit de la form. en km	coefficient de compaction	porosité de surface / coeff. de compaction	bathymétrie en km	densité des grains	âge de la formation (Ma).
.105	15.382	.54	.83	0	2710	245
.35	15.032	.54	.83	-.1	2720	235
.75	14.282	.22	1.41	.1	2720	210
.127	14.155	.4	1.5	.05	2680	185
.24	13.915	.54	1.41	.05	2700	145
.2	13.715	.54	1.41	.05	2710	115
.185	13.53	.54	1.41	0	2710	110
.43	13.1	.52	1.5	0	2690	95
.1	13	.54	1.4	0	2710	90

SAIH HATAT

épaisseur de la formation en km.	prof. du toit de la form. en km	coefficient de compaction	porosité de surface / coeff. de compaction	bathymétrie en km	densité des grains	âge de la formation (Ma).
.612	14.982	.54	.83	.2	2710	250
.325	14.657	.54	.83	0	2710	245
.8	13.857	.22	1.409	0	2800	210
.1	13.757	.54	.83	0	2710	205
.1	13.657	.54	.83	.02	2710	130
.06	13.597	.54	.83	.2	2710	116
.367	13.23	.54	.83	0	2710	92

HAGIL

épaisseur de la formation en km.	prof. du toit de la form. en km	coefficient de compaction	porosité de surface / coeff. de compaction	bathymétrie en km	densité des grains	âge de la formation (Ma).
.63	2.79	.22	1.409	0	2800	265
.26	2.53	.53	1.019	0	2715	245
.6	1.93	.54	.833	0	2710	230
.18	1.75	.53	1.019	0	2715	215
.28	1.47	.54	1.019	0	2715	200
.96	.51	.54	.833	0	2710	154
.24	.27	.54	.833	0	2710	130
.27	0	.54	.833	0	2710	110

BIBLIOGRAPHIE

- Adib, D. (1978): *Geology of the metamorphic complex at the South Western margin of the Central-Eastern Iranian microplate (Neyriz Area)* - Neue Jb. geol. Paläont. Abh., 156 , pp. 393-409.
- Alabaster, T., Pearce, J.A. & Malpas, J. (1982): *The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman Ophiolite complex*. - In pp. 168-183.
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (Ed.). (1990): *Basin Analysis: principles and applications* - Blackwell Scientific Publications Oxford:
- Altherr, R., Henjes-Kunst, F., Puchelt, H. & Baumann, A. (1988): *Volcanic activity in the Red Sea axial trough - evidence for a large mantle diapir?* - Tectonophysics, 150 , pp. 121-133.
- Baghbani, D. (1992): *Generalized columnar section of the Permian System in Abadeh region showing lithostratigraphic and biostratigraphic units* - communication personnelle
- Barber, P.M. (1988): *The Exmouth Plateau Deep Water Frontier : A case story*. - In Purcell, P.G. & Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia*, pp. 173-187. Perth:
- Bardintzeff, J.M., Demange, J. & Gachon, A. (1986): *Petrology of the volcanic bedrock of Mururoa (Tuamotu archipelago, French Polynesia)*. - J. Volcanol. Geotherm. Res, 28 , pp. 55-83.
- Bassoulet, J.-P., Elmi, S., poisson, A., Ricou, L.E., Cecca, F., Bellion, Y., Guiraud, R. & Baudin, F. (1993a): *Mid Toarcian (184-182 Ma)*. - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (Eds.), *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes*, pp. 35-54. Paris: Gaultier-Villards.
- Bassoulet, J.P., Elmi, S., poisson, A., Cecca, F., Bellion, Y., Guiraud, R. & Baudin, F. (1993b): *Middle Toarcien (184-182 Ma)*. - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (Eds.), *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes*, pp. 63-84. Paris: Gaultier-Villards.
- Batiza, R. (1982): *Abundances, distribution and sizes of volcanoes in the Pacific Ocean and implications for the origin of non-hotspot volcanoes*. - Earth and Planet. Sci. Lett., 60 , pp. 195-206.
- 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*, pp. 9-21. Paris: Gaultier-Villards.
- Baud, A., Marcoux, J. & Stampfli, G. (1990a): *Evolution of the Oman margin, from rifting to passive margin stage (Permian to early Mesozoic)*. - In Symposium on ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere., Volume des résumés, Muscat: Ministry of petroleum and minerals, Muscat, Oman.
- Baud, A., Marcoux, J. & Stampfli, G. (1990b): *L'enregistrement sédimentaire fourni par les exotiques d'Oman du Permien au Jurassique*. - In France, S.g.d. (Ed.), *Tethys, 12-13 décembre 1989, Programme et résumés*, pp. 32. Paris:
- Baud, A. & Pillecuit, A. (1991): *Distribution des faciès carbonates sur la marge S de la Permo-Tethys: le modèle de la marge omanaise*. - In 6ème réunion thématique de l'AGP, volume des résumés, Paris, juin 1991:
- Baud, A., Septfontaine, M., Stampfli, G. & Marcoux, J. (1988): *observation de niveaux stratifiés de calcaires hallstatt et d'Ammonitico-Rosso sur l'exotique de Ba'id* - communication personnelle
- Baud, A. & Stampfli, G. (1989): *Tectonogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: the volcano-sedimentary Triassic of Aghdarban (Kopet-Dagh, North-East Iran). Tectonic evolution of the Tethyan region*. - In Sengör, A.M.C. (Eds.), *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, pp. 265-275. Kluwer Academic Publishers.
- Béchenec, F. (1988): *Géologie des nappes d'Hawasina dans les parties orientales et centrales des montagnes d'Oman* - . Orleans, France: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Béchenec, F., Beurrier, M., Hutin, G. & Rabu, D. (1986): *Geological map of Bahla, sheet NF 40-7A, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- Béchenec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Beurrier, M., Bourbillon-Jeudy-de-Grissac, C., De Wever, P., Tegye, M. & Villey, M. (1989): *Geologie d'une chaîne issue de la Tethys: Les montagnes d'Oman*. - Bull. Soc. géol. France, Vol. 2 , pp. 231-240.
- 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.), pp. 213-224.

- Béchenec, F., Tegye, M., Le Métour, J., Lemièrre, B., Lescuyer, J.L., Rabu, D. & Milési, 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 al, T.P.& (Eds.), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, pp. 593-611. Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman.
- Berberian, F. & Berberian, M. (1981): *Tectono-plutonic episodes in Iran*. - In Gupta, H.K. & Delany, F.M. (Eds.), *Zagros, Hindu Kush, Himalaya, geodynamic evolution*, pp. 5-32. Washington, D.C.: Geodynamics Series.
- Berberian, M. (1983): *The Southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust*. - *Canad. J. Earth Sci.*, 287, pp. 177-196.
- Berberian, M. & King, G.C.P. (1981): *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*. - *Canad. J. Earth Sci.*, 18, pp. 210-265.
- Bernoulli, D. & Weissert, H. (1987): *The Upper Hawasina Nappes in the Central Oman Mountains: Stratigraphy, palinspastics and sequence of nappes emplacements*. - *Geodinamica Acta*, 1 / 1, pp. 47-58.
- Bernoulli, D., Weissert, H. & Blome, C.D. (1989): *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*, pp. 189-202. London: Geol. Soc. spec. Publ. Bernoulli, D., Weissert, H. & Blome, C.D. (1989): *Evolution of the Triassic Hawasina basin*. - *Spec. Publ. Geol. Soc. London*
- Besairie, H. (1930): *Recherches géologiques à Madagascar*. - *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, 60, pp. .
- Besairie, H. (1936): *Recherches géologiques à Madagascar*. - , 21, pp. 1-76.
- Beurrier, M., Béchenec, F., Rabu, D. & Hutin, G. (1986a): *Geological map of As Suwayq, sheet NF 40-3A, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- Beurrier, M., Béchenec, F., Rabu, D. & Hutin, G. (1986b): *Geological map of Rustaq. Sheet NF 40-3A. Scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals. BRGM, Orleans, France.
- Beydoun, Z.R. (1991): *Arabian plate hydrocarbon geology and potential - a plate tectonic approach*. - *Studies in Geology - AAPG*. vol. 33.
- Beydoun, Z.R. (1993): *Evolution of the Northern Arabian Plate Margin and Shelf Hydrocarbon Habitat and conceptual future potential*. - *Rev. Inst. franç. Pétrole*, 48 (4), pp. 311-345.
- Bienvenu, P., Bougault, H., Joron, J.L., Treuil, M. & Dmitriev, L. (1990): *MORB alteration : Rare-earth element / non-rare-earth hygromagmaphile element fractionation*. - *Chem. Geol.*, 82, pp. 1-14.
- Blaise, J., Bordet, P., Montenat, C., Desparmet, R. & Marin, P. (1977): *Recherches géologiques dans les Montagnes Centrales d'Afghanistan (Hazarajat et sa bordure orientale)*. - *Mem. h. ser. Soc. géol. France*, 8, pp. 117-143.
- 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*, 19, pp. 1-32.
- Blendinger, W. (1990a): *The Earliest deep water sediment of the Oman continental margin: the Permian of Ba'id Area*. - In *Symposium on Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere (January 7-18, 1990)*, Guide Book, pp. 1-13. Muscat:
- Blendinger, W., Van Liet, A. & Hugues Clarke, M.W. (1990b): *Uplifting, rifting and continental margin development during the Late Paleozoic in Northern Oman*. - In Robertson, A., Searle, M. & Ries, A. (Eds.), *In The Geology and Tectonics of the Oman Region*, pp. 27-37. Geol. Soc. spec. Publ.
- Blendinger, W. (1994): *Upper Triassic (Norian) cephalopod limestones of the Hallstatt-type, Oman*. - *Sedimentology*, 38, pp. 223-242.
- Blendinger, W. (in prep.): *The Wadi Alwa seamount (Permian-Jurassic), Hawasina nappes, Oman*.
- Blendinger, W. & Flügel, H.W. (1990): *Permische Stokkorallen aus dem Hawasina-Becken, Oman*. - *Facies*, 22, pp. 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*. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93, pp. 13-20.
- Bohannon, R.G. (1986): *Tectonic configuration of the western arabian continental margin, Southern Red Sea*. - *Tectonics*, 5 / 4, pp. 477-499.

- Bradshaw, J.D. (1991): *Cretaceous dispersion of Gondwana: continental and oceanic spreading in south-west Pacific-Antarctic sector*. - In Thomson, M.R.A. Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.), Geological evolution of Antarctica, pp. 581-585. Cambridge University Press.
- Bradshaw, M.T., Yeates, A.N., Beynon, R., M., Brakel, A.T., Lanford, R.P., Totterdell, J.M. & Yeung, M. (1988): *Palaeogeographic Evolution of the North West Shelf region*. - In Purcell, P.G. & Purcell, R.R. (Eds.), The North West Shelf Australia, pp. 29-54. Perth:
- Braud, J. (1989) : *La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan iranien): reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structurale*. - Thèse d'Etat, Université d'Orsay 1987 - Mém. géodiffusion, 5.
- Buigues, D., Gachon, A. & Guille, G. (1992): *L'atoll de Mururoa (Polynésie française) I.- Structure et évolution géologique*. - Bull. Soc. géol. France, 163 (5), pp. 645-657.
- Butterlin, J., Vrielynck, B., Bignot, G., Clermonte, J., Colchen, M., Dercourt, J., Guiraud, R., poisson, A. & Ricou, L.E. (1993): *Lutetian (46-40 Ma)*. - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (Eds.), Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes, pp. 197-210. Paris: Gaultier-Villards.
- Camoin, G., Bellion, Y., Dercours, J., Guiraud, R., Lucas, J., poisson, A., Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (1993): *Late Maastrichtian (69.5-68 Ma)*. - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (Eds.), Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes, pp. 179-198. Paris: Gaultier-Villards.
- Casadevall, T.J. & Dzurisin, D. (1987): *Stratigraphy and petrology of the Uwekahuna Bluff section, Kilauea Caldera*. - In Decker, R.W. Wright, T.L. & Stauffer, H. (Eds.), Volcanism in Hawaii, pp. 351-375. Washington: US Geological Survey Professional Paper.
- Cecca, F., Azema, J., Fourcade, E., Baudin, F., Guiraud, R., Ricou, L.E. & De Wever, P. (1993): *Early Kimmeridgian (146-144 Ma)*. - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (Eds.), Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes, pp. 97-112. Paris: Gaultier-Villards.
- Chatterjee, S. & Hotton III, N. (1986): *The Paleoposition of India*. - J. Southeast Asian Earth Sc., 1 (3), pp. 145-189.
- Chen, Y., Cogné, J.-P. & Courtillot, V. (1992): *New Cretaceous paléomagnetic poles from the Tarim Basin, Northern China*. - Earth and Planet. Sci. Lett., 114 , pp. 17-38.
- Choubert, G., Faure-Muret, A. & Chanteux, P. (1976): *Atlas géologique du monde- Geological World Atlas*. - Unesco & Commission for the Geological Map of the World. Organisation des Nations Unies pour l'éducation, Paris.
- Chumakov, N.M. (1985): *Glacial events of the past and their geological significance*. - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 51 , pp. 319-346.
- Clark, G.C., Davies, R.G., Hamzepour, B., Jones, C.R., Ghorashi, M., Hamdi, B. & Navai, N. (1975): *Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi Quadrangle Map*. - Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran.
- Cloos, M. (1993): *Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts*. - Geol. Soc. America Bull., 105 , pp. 715-737.
- Coleman, R.G. & Mc Guire, A.V. (1988): *Magma systems related to the Red Sea opening*. - Tectonophysics, 150 , pp. 77-100.
- Davoudzadeh, M. & Schmidt, K. (1984): *A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran*. - , 168-2/3 , pp. 182-207.
- de Gramont, X., Le Metour, J. & Villey, M. (1986): *Geological map of Samad, Sheet NF 40-7C, Scale 1/100 000*. - Ministry of petroleum and minerals, directorate general of minerals. BRGM, Orléans, France.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.C. & Al., &. (1985): *Présentation des 9 cartes paléogéographiques au 1 / 20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel*. - , 8, T I, No 5 , pp. 637-652.
- Dickins, J.M., Choi, D.R. & Yeates, A.N. (1992): *Past Distribution of Oceans and Continents*. - In Chatterjee, S. & Hotton, N. (Eds.), New concepts in global tectonics, pp. 193-198. Lubbock: Texas Tech University Press.
- Dickins, J.M., Shah, S.C., Archböld, N.W., Yugan, J., Dingyu, L. & Benpei, L. (in prep.): *Some climatic and tectonic implications of the Permian marine faunas of peninsular India, Himalayas and Tibet*. - In Gondwana,
- Dubreil, M. & Vachard, D. (1979): *Le Paléozoïque au Sud-Ouest des Montagnes Centrales d'Afghanistan*. - In France, S.G. (Ed.), 7 e réunion annuelle des sciences de la terre, , pp. 166. Paris:
- 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, pp. 375-386. London: Geol. Soc. Sp. Pub.

- Ebinger, C.J., Rosendahl, B.R. & Reynolds, D.J. (1987): *Tectonic model of the Malawi rift, Africa*. - Tectonophysics, 141 , pp. 249-252.
- Favre, P., Stampfli, G. & Wildi, W. (1991): *Jurassic sedimentary record and tectonic evolution of the northwestern corner of Africa*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. , 87 , pp. 53-73.
- Favre, P. & Stampfli, G.M. (1992): *From rifting to passive margin: the example of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys*. - Tectonophysics, 215 , pp. 69-97.
- Fourcade, E., Azema, J., Cecca, F., Dercours, J., Guiraud, R., Sandelescu, M., Ricou, L.E., Vrilynck, B., Cottreau, N. & Petzold, M. (1993): *Late Tithonian (138-135 Ma)*. - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrilynck, B. (Eds.), Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes, pp. 97-112. Paris: Gaultier-Villard.
- Gaetani, M., Garzanti, E. & Tintori, A. (1990): *Permo-Carboniferous stratigraphy in SE Zaskar and NW Lahul (NW Himalaya, India)*. - Eclogae geol. Helv., 83 / 1 , pp. 143-161.
- Garzanti, E., Casnadi, R. & Jadoul, F. (1986): *Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the Northwestern Himalaya*. - Sediment. Geol., 48 , pp. 237-265.
- Glennie, K.W. (1977): *Outline of the geology of Oman*. - Mem. h. ser. Soc. géol. France, 8 , pp. 25-31.
- 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*. - Verhandelingen van het Koninklijk Nederlandsgeologisch Mijnbouwkundig Genootschap, 2 volumes.
- Grantham, G.H. & Hunter, D.R. (1991): *The timing and nature of faulting and jointing adjacent to the Pencksökket, western Dronning Maud Land, Antarctica*. - In Thomson, M.R.A. Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.), Geological evolution of Antarctica, pp. 47-51. Cambridge University Press.
- Guille, G., Maury, R.C., Buigues, D., Bellon, H., Gachon, A. & Caroff, M. (1992): *L'atoll de Mururoa (Polynésie française) III.- Conclusion Générales*. - Bull. Soc. géol. France, 163 (5), pp. 681-685.
- Hanna, S.S. (1990): *The alpine deformation of the Central Oman Mountain*. - In A.H.F. Robertson, M.P.S.&A.C.R. (Eds.), The geology and tectonics of the Oman Region, pp. 341-359. Geological Society London.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P. (1987): *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. - Science, 235 , pp. 1156-1167.
- Hayes, D.E. & Ringis, J. (1973): *Seafloor spreading in the tasman Sea*. - Nature, 243 , pp. 454-458.
- Haynes, S.J. & Reynolds, P.H. (1980): *Early development of Tethys and jurassic ophiolite displacement*. - Nature, 283 , pp. 561-563.
- Heidlauf, D.T., Hsui, A.T. & Klein, G. (1986): *Tectonic subsidence analysis of the Illinois Basin*. - J. Geol, 94 (6§), pp. 779-794.
- Hekinian, R., Bideau, D., Stoffers, P., Cheminee, J.-L., Muhe, R., Puteanus, D. & Binard, N. (1991): *Submarine intraplate volcanism in the South Pacific: Geological setting and petrology of the Society and Austral Regions*. - J. geophys. Res., 96 (B2), pp. 2109-2138.
- Hellinger, S.J. & Sclater, J.G. (1983): *Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins*. - J. geophys. Res., 88 , pp. 8251-8270.
- Hempton, M.R. (1987): *Constraints on arabian plate motion and extensional history of the Red Sea*. - Tectonics, 6 / 6 , pp. 687-705.
- Hirsch, F. (1986): *The Gondwanian Triassic and Jurassic Tethys shelf: Sephardic and Ethiopian faunal realms*. - In int. Symp. on Shallow Tethys 2, , pp. 215-232. Wagga Wagga:
- Honegger, K., Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Thöni, M. & Trommsdorff, V. (1982): *Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (The Indus-Tsangpo suture zone)*. - Earth and Planet. Sci. Lett., 60 , pp. 253-292.
- Hudson, R.G.S. (1960): *The Permian and Trias of the Oman Peninsula, Arabia*. - Geol. Mag., XXVII, No 4 , pp. 299-308.
- Hudson, R.G.S., Browne, R.V. & Chatton, M. (1954): *The structure and stratigraphy of the Jebel Qamar area, Oman*. - Proc. Geol. Soc. London, 1513 , pp. c-cvii.
- Hudson, R.G.S. & Chatton, M. (1959): *The Musandam limestone (Jurassic to lower cretaceous) of Oman, Arabia*. - Notes Mém. Moyen-Orient, Tome VII , pp. 69-93.
- Hudson, R.G.S., McGugan, A. & Morton, D.M. (1954): *The structure of the Hagab area, Trucial Oman*. - Proc. Geol. Soc. London, 110 (2) (438), pp. 121-152.

- Hudson, R.G.S. & Sudbury, M. (1959): *Permian Brachiopoda from South-East Arabia*. - Notes Mém. Moyen-Orient, VII , pp. 19-55.
- Hughes Clarke, M.W. (1988): *Stratigraphy and rocks unit nomenclature in the oil-producing area of interior Oman*. - J. Petrol. Geol., 11 (1), pp. 5-60.
- Husseini, M.I. (1988): *The Arabian Infracambrian extensional system*. - Tectonophysics, 148 , pp. 93-103.
- Husseini, M.I. (1990): *The Cambro-Ordovician Arabian and adjoining plates : a glacio-eustatic model*. - J. Petrol. Geol., 13 (3), pp. 267-288.
- Husseini, M.I. (1991): *Tectonic and depositional Model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian*. - American Assoc. Petr. Geol. Bull., 75 (1), pp. 108-120.
- Hutin, G., Béchenec, F., Beurrier, M. & Rabu, D. (1986): *Geological map of Birkat Al Mawz, sheet NF 40-7B, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- Iranpanah, A. (1989): *Tectonic analysis of the Cimmerian continents between Arabia, India and Turan plates*. - Bull. Soc. Belge Géol., 98-1 , pp. 57-61.
- Ishii, K.-I., Fischer, J. & Bando, Y. (1971): *Notes on the Permian-Triassic boundary in the Eastern Afghanistan*. - J. Geosci. Osaka City University, 14 , pp. 1-18.
- Jenny-Deshusses, C. & Baud, A. (1989): *Colaniella, foraminifère index du Permien tardif tethysien: propositions pour une taxonomie simplifiée, répartition géographique et environnements*. - Eclogae geol. Helv., 82 / 3 , pp. 869-901.
- Kristofferson, Y. & Hinz, K. (1991): *Crustal Development: Weddell Sea-Ross Sea Region. Evolution of the Gondwana plate boundary in the Weddell Sea area*. - In Thomson, M.R.A. Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.), Geological evolution of Antarctica, pp. 225-230. Cambridge University Press.
- Lawver, L.A., Royer, J.-Y., Sandwell, D.T. & Scotese, C.R. (1991): *Crustal development: Gondwana break-up. Evolution of the Antarctic continental margin*. - In Thomson, M.R.A. Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.), Geological evolution of Antarctica, pp. 533-539. Cambridge University Press.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, R. (1986): *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. - J. Petrol., 27 (3), pp. 745-750.
- Le Métour, J. (1988): *Géologie de l'Autochtone des Montagnes d'Oman : la fenêtre du Saih Hatat*. - Doc. BRGM Orléans, 129 , pp. 1-430.
- Le Métour, J., Béchenec, F., Beurrier, M., Janjou, D., Roger, J. & Wyns, R. (1991): *Geological map of Dank - Sheet NF40-2B . Scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals. BRGM, Orléans-France.
- Le Métour, J., Béchenec, F. & Rabu, D. (1990): *Composite extensional margins of the Arabian platform*. - In Symposium on Ophiolite genesis and evolution of oceanic lithosphere, Guide-Book, excursion A., pp. 69. Muscat, January 7-18:
- Le Métour, J., de Gramond, X., Villey, M. & Beurrier, M. (1986a): *Geological map of Masqat, sheet NF 40-4D, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- Le Métour, J., Villey, M. & de Gramond, X. (1986b): *Geological map of Quryat, sheet NF 40-4D, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- Le Nindre, Y.-M., Manivit, J. & Vaslet, D. (1990): *Géodynamique et paléogéographie de la plate-forme arabe du Permien au Jurassique* - (Editions du BRGM). Orléans: Documents du BRGM no 192.
- Le Pichon, X. & Sibuet, J.-C. (1981): *Passive margins: a model of formation*. - J. geophys. Res., 86 , pp. 3708-3720.
- Lees, G.M. (1928): *The geology and tectonics of Oman and part of southeastern Arabia*. - The Quarterly Journal of the Geological Society, LXXXIV (part 4), pp. 585-670.
- Lensch, G. & Schmidt, K. (1984): *Plate tectonics, Orogeny, and mineralisation in the Iranian Fold Belts, Results and Conclusions*. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 168 (2/3), pp. 558-568.
- Lensch, G., Schmidt, K. & Davoudzadeh, M. (1984): *Introduction to the geology of Iran*. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 168 (2/3), pp. 155-164.
- Lethiers, F. & Crasquin-Soleau, S. (1988): *Comment extraire les microfossiles à test des roches calcaires dures*. - Rev. Micropaléont., 31 / 1 , pp. 56-61.

- Lippard, S.J., Shelton, A.W. & Gass, I.G. (1986): *The Ophiolite of Northern Oman* - Blackwell Scientific Publication, London: Geological Society, Memoir Number 11
- Loup, B. (1992): *Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias : contrôle par subsidence thermique et variation du niveau marin*. - Thèse de Doctorat, Université de Genève.
- Marcoux, J., Baud, A., Ricou, L.E., Gaetani, M., Krystyn, L., Bellion, Y., Guiraud, R., Besse, J., Gallet, Y., Jaillard, E., Moreau, C. & Theveniaul, H. (1993a): *Late Norian (212-234 Ma)*. - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (Eds.), Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes, pp. 21-34. Paris: Gaultier-Villards.
- Marcoux, J., Baud, A., Ricou, L.E., Gaetani, M., Krystyn, L., Bellion, Y., Guiraud, R., Moreau, C., Besse, J., Gallet, Y., Jaillard, E. & Theveniaul, H. (1993b): *Late Anisien (237-234 Ma)*. - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (Eds.), Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes, pp. 21-34. Paris: Gaultier-Villards.
- Marsh, P.D. (1991): *Major fracture trends near the western margin of East Antarctica*. - In Thomson, M.R.A. Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.), Geological evolution of Antarctica, pp. 113-116. Cambridge University Press.
- Maury, R.C., Caroff, M., Sylvie, A., Guille, G., Joron, J.-L., Gachon, A., Rocaboy, A. & Leterrier, J. (1992): *L'atoll de Mururoa (Polynésie française) II.- La série magmatique*. - Bull. Soc. géol. France, 163 (5), pp. 659-679.
- Mc Ilreath, I. & James, N.P. (1984): *Carbonate slopes*. - In Walker, R.G. (Eds.), Facies models, second edition, pp. 245-257. Ontario: Geoscience Canada, Reprint Series 1.
- Metcalfe, I. (1990): *Allochthonous terrane processes in southeast Asia*. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 331 , pp. 625-640.
- Metcalfe, I. (1991): *Late Palaeozoic and Mesozoic palaeogeography of southeast Asia*. - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 87 , pp. 211-221.
- Metcalfe, I. (1992): *Ordovician to Permian evolution of Southeast Asian terranes : NW Australian Gondwana connections*. - In Webby, B.D. & Laurie, J.R. (Eds.), Global perspectives on Ordovician geology, pp. 293-305. Sydney: A.A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- Michard, A. (1982): *Contribution à l'étude de la marge nord du Gondwana: une chaîne plissée paléozoïque, vraisemblablement hercynienne en Oman*. - C.R. Acad. Sci. Paris, 295 , pp. 1031-1036.
- Minlne, A.J. & Millar, I.L. (1991): *Crustal Development: the pacific margin. Mid palaeozoic basement in eastern Graham Land and its relation to the Pacific margin of Gondwana*. - In Thomson, M.R.A. Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.), Geological evolution of Antarctica, pp. 335-340. Cambridge University Press.
- Minoux, L. & Janjou, D. (1986): *Geological map of 'Ibr i, sheet NF 40-2F, scale 1/100 000* . - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- 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)*. - Ann. Soc. géol. Nord, XCVI / 3 , pp. 239-258.
- Moore, J.G., Clargue, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normak, W.R. & Torresan, M.E. (1989): *Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge*. - J. geophys. Res., 94 (B12), pp. 465-484.
- Morton, D.M. (1959): *The geology of Oman*. - In 5th World Petroleum Cong. Proc., sec. 1, pp. 277-294. New York:
- 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. of Geol. & Mineral., XLII (1), pp. 1-106.
- Papritz, K. & Rey, R. (1989): *Evidence for the occurrence of permian Panjal-Trap Basalts in the Lesser-and Higher-Himalayas of Western Syntaxis Area, NE Pakistan*. - Eclogae geol. Helv., 82 (2), pp. 603-627.
- Pearce, J.A. (1982): *Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*. - In Thorpe, R.S. (Eds.), Andesites, pp. 525-548. John Wiley & Sons.
- Pearce, J.A. (1984): *A "users guide" to basalt discrimination diagrams*. - , rapport non publié , pp. 1-37.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. (1973): *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. - Earth and Planet. Sci. Lett., 19 , pp. 290-300.
- Pearce, J.A. & Norry, M.J. (1979): *Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks*. - Contrib. Mineral. Petrol., 69 , pp. 33-47.

- Petrol-Development-Oman-&-Elf-Oman (1986): *Geological map of the Haushi-Huqf area, scale 1/250.000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals. BRGM,
- Pillevuit, A., Stampfli, G., Baud, A. & Marcoux, J. (1990): *Initiation de l'ouverture Tethysienne en Oman*. - In Paleomap & G.S. Tethys, Programme et résumés, . 11, 12 et 13 décembre à Paris:
- Pillevuit, A., Stampfli, G.M., Baud, A. & Marcoux, J. (1992): *Late Permian opening of the Neotethys in Oman*. - *Géochronique*, 42 , pp. 85.
- Powers, R.W. (1968): *Lexique stratigraphique international : Saudi Arabia -* . Paris: CNRS. III, Asie, fasc. 10, b1
- Powers, R.W., Ramirez, L.F., Redmond, C.D. & Elberg, E.L. (1966): *Geology of the Arabian peninsula : Sedimentary geology of Saudi Arabia*. - U.S.G.S. Prof. Paper, 560 (D), pp. 1-147.
- 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*. - Doc. BRGM Orléans, 130 , pp. 1-582.
- Rabu, D., Béchenec, F., Beurrier, M. & Hutin, G. (1986): *Geological map of Nakhl, sheet NF 40-3E, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- Reinhardt, B.M. (1969): *On the Genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline*. - Schweiz. Min. Petr. Mitteilung., 49 (1), pp. 1-30.
- Ricou, L.-E., Besse, J., Marcoux, J. & Patriat, P. (1990): *Une reconstruction du Gondwana révisée à partir de données pluridisciplinaires*. - , 311/2 , pp. 463-469.
- Ricou, L.E. (1971): *Le croissant ophiolitique péri-arabe: une ceinture de nappes mises en place au crétacé supérieur*. - Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 13-4 , pp. 327-349.
- Ricou, L.E., Besse, J., Marcoux, J. & Patriat, P. (1990): *Un fit Gondwanien révisé sur données pluridisciplinaires*. - C.R. Acad. Sci. Paris, 311 / Série II , pp. 463-469.
- Robertson, A.H.F., Blome, C.D., Cooper, D.W.J., Kemp, A.E.S. & Searle, P. (1990a): *Evolution of the Arabian continental margin in the Dibba Zone, Northern Oman Mountains*. - In Robertson, A.H.F. Searle, M.P. & Ries, A.C. (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, pp. 251-284. Geological Soc. Spec. Publ.
- Robertson, A.H.F., Searle, M.P. & Ries, A.C. (Ed.). (1990b): *The Geology and Tectonics of the Oman Region* - . London: Geological Society special publication, vol 49.
- Roger, J., Béchenec, F., Janjou, D., Le Métour, J., Wyns, R. & Beurrier, M. (1991): *Geological map of Ja'alan, sheet NF 40-8E, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- Röhl, U., Dumon, T., Von Rad, U., Martini, R. & Zaninetti, L. (1991): *Upper Triassic Carbonates off Northern Australia (Wombat Plateau, ODP Leg 122)*. - , 25 , pp.211-252 .
- Royden, L., Sclater, J.G. & Von Herzen, R.P. (1980): *Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons*. - American Assoc. Petr. Geol. Bull., 64 (2), pp. 173-187.
- Royer, J.-Y., Sclater, J.G. & Sandwell, D.T. (1989): *A Preliminary tectonic chart of the Indian Ocean*. - , 98 , pp. 7-24.
- Sano, H. & Kanmera, K. (1988): *Paleogeographic reconstruction of accreted oceanic rocks, Akiyoshi, southwest japan*. - *Geology* , 16 , pp. 600-603.
- Sawyer, D.S., Toksöz, M.N., Sclater, J.G. & Swift, B.A. (1982): *Thermal evolution of the Baltimor Canyon trough and Georges Bank basin*. - In Watkins, J.S. & Drake, C.L. (Eds.), *Studies in continental margin geology*, pp. 743-764. mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol.: vol.34.
- Schlanger, S.O., Campbell, J.F. & Jackson, M.W. (1987): *Post-Eocene subsidence of the Marchall Island recorded by drowned atolls on Harrie and Sylvania Guyots*. - In Keating, b., H. Fryer, P. Batiza, R. & Boehler, G.W. (Eds.), *Seamounts, Islands, and Atolls*, pp. 165-174. Washington D.C.: American Geophysical Union.
- Schmoker, J.W. & Halley, R.B. (1982): *Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for South Florida*. - American Assoc. Petr. Geol. Bull., 66 (12), pp. 2561-2570.
- Scholle, P.A., Bedout, D.G. & Moore, C.H. (Ed.). (1983): *Carbonate depositional environments* - .AAPG Memoir, vol 33

- Sclater, J.G. & Christie, P.A.F. (1980): *Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin.* - J. geophys. Res., 87 (B7), pp. 3711-3739.
- Searle, M.P., Cooper, J.W. & Watts, K.F. (1990): *Structure of the Jabal Sumeini - Jabal Ghawil area, Northern Oman.* - In Robertson, A.M. & A., R. (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman region*, pp. 361-374. Geol. Soc. spec. Publ.
- Searle, M.P. & Graham, G.M. (1982): *"Oman Exotics" - Oceanic carbonate build-ups associated with the early stages of continental rifting.* - Geology, 10, pp. 23-49.
- Searle, M.P., James, N.P., Calon, I.J. & Smewing, J.D. (1983): *Sedimentological and structural evolution of the Arabian continental margin in the Musandan mountains and Dibba zone, United Arab Emirates.* - Geol. Soc. America Bull., 94, pp. 1381-1400.
- Sengör, A.M.C. (1984a): *The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia.* - , Geol. Soc. Amer. special paper, 195.
- Sengör, A.M.C. (1984b): *Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey : implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey.* - Tectonics, 3/7, pp. 693-707.
- Sengör, A.M.C. (1985): *East Asian tectonic collage.* - Nature, 318, pp. 16-17.
- Sengör, A.M.C. (1987): *Tectonic of the Tethysides : Orogenic collage development in a collisional setting.* - Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 15, pp. 213-244.
- Sengör, A.M.C. (1990): *A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications on Oman.* - In Robertson, A.H.F. & Searle, M.P. (Eds.), *The geology and tectonics of the Oman region.*, Geol. Soc. sp. publ.
- Sengör, A.M.C. & Hsu, K.J. (1984): *The Cimmerides of Eastern Asia : history of the Eastern end of Paleo-Tethys.* - Mém. Soc. Géol. de France, 147, pp. 139-167.
- Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y. & Sungurlu, O. (1984): *Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys.* - , 17, pp. 77-112.
- Shackleton, R.M., Ries, A.C., Bird, P.R. & Filbrandt, J.B. (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*, pp. 673-693. Geological Society London.
- Shervais, J.W. (1982): *Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas.* - Earth and Planet. Sci. Lett., 59, pp. 101-118.
- Soffel, H.C. & H.G., F. (1984): *Polar Wander Path of the Central-East-Iran Microplate including new results.* - Neue Jahrbuch Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 168 (2/3), pp. 165-172.
- Stampfli, G. (1978): *Etude géologique generale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus (Iran NE).* - Université de Genève, section des sciences de la terre.
- Stampfli, G., Marcoux, J. & Baud, A. (1991): *Tethyan margins in space and time.* - Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 87, pp. 373-409.
- Stampfli, G. & Pillecuit, A. (1993): *An Alternative Permo-Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm.* - In Dercourt, J. Ricou, L.E. & Vrielynck, B. (Eds.), *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental maps, explanatory notes*, pp. 55-62. Paris: Gaultier-Villards.
- Stampfli, G.M., Pillecuit, A., Marcoux, J. & Baud, A. (1991): *Tethys margins in space and time.* - In European Union of Geosciences EUG VI, *Terra Abstracts 3*, pp. 322. Strasbourg, avril 1991:
- Steineke, M., Bramkamp, R.A. & Sander, N.J. (1958): *Stratigraphic relation of Arabian Jurassic oil.* - In A.A.P.G. (Ed.), *Symposium*, , pp. 1294-1329. Tulsa, U.S.A.:
- Storey, B.C. (1991): *The crustal blocks of West Antarctica within Gondwana: reconstruction and break-up model.* - In Thomson, M.R.A. Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.), *Geological evolution of Antarctica*, pp. 587-592. Cambridge University Press.
- Termier, H. & Termier, G. (1977): *Position entre Gondwana et Téthys des provinces afghanes au Carbonifère et au Permien. Essai biogéographique.* - Mem. h. ser. Soc. géol. France, 8, pp. 309-324.
- Termier, H., Termier, G. & De Lapparent, A.F. (1973): *Grands bivalves récifaux du Permien supérieur de l'Afghanistan central.* - Ann. Soc. géol. Nord, XCIII (1), pp. 75-80.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dicjkin, A.P. & Hendry, G.L. (1983): *Continental flood basalts... Arachnids rule OK?* - In Hanksowouth, C.J. & Narry, M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantel xenoliths*, pp. 272. Shiva Publ. Ltd.
- Tolessa, S., Bonavia, F.F., Solomon, M., Haile-Meskel, A. & Teferra, E. (1991): *Structural pattern of Pan-African rocks around Moyale, Southern Ethiopia.* - Precamb. Res., 52, pp. 179-186.

- Tozer, E.T. & Calon, L. (1990): *Triassic ammonoids from Jabal Sefra and Wadi Alwa, Oman, and their significance*. - Spec. Publ. Geol. Soc. London, 24 , pp. 121-132.
- Tschopp, R.H. (1967): *The general geology of Oman*. - In Seventh World Petroleum Congress, 2, pp. 231-242. Mexico:
- Turcotte, D.L. & Schubert, G. (1982): *Geodynamics : Application of continuum mechanics to geological problems* - .Wiley, New York:
- Vachard, D. (1980): *Tethys et Gondwana au Paléozoïque Supérieur les données Afghanes*. - Doc. Trav. IGAL, Paris, 2, , pp. 1-463.
- Vannay, J.-C. & Spring, L. (1993): *Geochemistry of the continental basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul-Spiti and SE Zaskar*. - Eclogae geol. Helv., , pp. 237-249.
- Vannay, J.C. (1993): *Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW Himalaya, Inde): paléogéographie et tectonique*. - Thèse de doctorat, Lausanne.
- Vannay, J.C. & Spring, L. (1993): *Geochemistry of the continental basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul-Spiti and S-E Zaskar, northern India*. - In Treloar, P.J. & Searle, M.P. (Eds.), *Himalayan Tectonics*, pp. 237-249. Geological Society Special Publication.
- Vaslet, D. (1990): *Le Paléozoïque (Anté-Permien supérieur) d'Arabie Saoudite* - (Editions du BRGM ed.). Orléans: Documents du BRGM no 191.
- Veevers, J.J. (1982): *Australian rifted margin*. - , Geodynamics series 6 ; pp. 72-89.
- Veevers, J.J. (1988): *Morphotectonics of Australia's Northwestern Margin - A Review*. - In Purcell, P.G. & Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia*, pp. 19-27. Perth:
- Veevers, J.J. & McElhinny, M.W. (1976): *The separation of Australia from other continents*. - Earth Sci. Rev., 12 , pp. 139-159.
- Villey, M., Béchenec, F., Beurrier, M., Le Métour, J. & Rabu, D. (1986a): *Geological map of Yanqul, sheet NF 40-2C, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate of Minerals. Orléans, France.
- Villey, M., De Gramont, X. & Le Metour, J. (1986b): *Geological map of Sib, Sheet NF 40-3C, scale 1/100 000*. - Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals. BRGM, Orléans, France.
- Villey, M., Le Metour, J. & De Gramont, X. (1986c): *Geological map of Fanjah, Sheet NF 40-3F, scale 1/100 000*. - Ministry of petroleum and minerals, directorate general of minerals. BRGM, Orléans, France.
- Vrielynck, B. (1986): *conodontes du Trias Périméditerranéen. Systématique, stratigraphie* - . Document des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon.
- Wagner, C., Guille, G., Coquillat, J.L. & Velde, D. (1988): *Zr-rich clinopyroxenes comenditic trachyte from Mururoa (French Polynesia)*. - Bull. Min., 111 , pp. 523-534.
- Watson, E.B. (1979): *Apatite saturation in basic to intermediate magmas*. - Geophysical Research Letters, 6 , pp. 407-419.
- Watson, E.B. (1980): *Apatite phosphorus in mantel source region : an experimental study of apatite/melt equilibria at pressures to 25 Kbar*. - Earth and Planet. Sci. Lett., 51 , pp. 322-335.
- Watson, E.B. (1982): *Basalt contamination by continental crust: some experiments and models*. - Contrib. Mineral. Petrol., 80 , pp. 73-87.
- 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, 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. Searle, M. & Ries, A. (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, pp. 139-159. Geological Society Special Publication.
- 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*, 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*. - Sediment. Geol., 48 , pp. 107-168.

- 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*, 28 , pp. 115-144.
- Wernicke, B. (1985): *Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere*. - *Canad. J. Earth Sci.*, 22 , pp. 108-125.
- Wilson, H.H. (1969): *Late Cretaceous Eugeosynclinal sedimentation, gravity tectonics, and ophiolite emplacement in Oman Mountains, Southeast Arabia*. - *American Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 53 (3), pp. 626-671.
- Wilson, M. (1989): *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach* - . Huwin Hyman Ltd.
- Yang, Z. (1992): *Contraintes paléomagnétiques sur l'histoire géodynamique de l'Asie du sud-est*. - Thèse de Doctorat, Université de Paris VII, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Yang, Z. & Besse, J. (1993): *Paleomagnetic study of Permian and Mesozoic sedimentary rocks from Northern Thailand supports the extrusion model for Indochina*. - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 117 , pp. 525-552.
- Yeates, A.N., Bradshaw, M.T., Dickins, J.M., Bradel, A.T., Exon, N.F., Langford, R.P., Mulholland, S.M., Totterdel, J.M. & Yeung, M. (1986): *The Westralian Superbasin: An Australian link with Tethys*. - In Mc Kenzie, K.G. (Ed.), *International Symposium on Shallow Tethys*, , pp. 199-213. Wagga Wagga: Riviera Murray Institut of Higher Education.
- Ziegler, P.A. (1988a): *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys*. - , memoir 43. .
- Ziegler, P.A. (1988b): *Post-Hercynian plate reorganisation in the Tethys and Arctic - North Atlantic domains*. - In Manspeizer, W. (Eds.), *Triassic-Jurassic rifting*, pp. 711-755. *Developments in Geotectonics*, Elsevier.
- Ziegler, P.A. (1990): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. - , 2nd Ed. , pp. 239.
- Ziegler, P.A. (1992a): *Geodynamics of rifting and implications for hydrocarbon habitat*. - , submitted.
- Ziegler, P.A. (1992b): *Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting*. - , submitted.
- Zonenshain, L.P., Savostin, L.A., Sedov, A.P. & Volokitina, L.P. (1985): *Paleogeodynamics world base maps and paleobathymetry for the last 70 Ma.:an explanatory note*. - *Tectonophysics*, 116 , pp. 189-207.

INDEX

- Afghanistan 191, 192, 194, 240
- ammonite 68, 136, 138, 139, 159, 164, 212
- ammonoïdé 2, 4, 52, 53, 58, 60, 66, 67, 68, 69, 76, 78, 79, 85, 88, 93, 95, 97, 101, 102, 109, 111, 114, 164, 183, 192, 194, 210, 214
- aptychus 139
- Arabie 37, 38, 191, 202
- atoll 2, 3, 8, 73, 110, 142, 143, 182
- Australie 188, 202
- Bih Dolomite 46
- brachiopode 4, 23, 33, 46, 51, 58, 95, 99, 132, 153, 192, 208
- conodonte 4, 14, 68, 69, 78, 88, 111, 114, 210, 244
- exotique 2, 8, 23, 24, 31, 38, 46, 48, 56, 57, 58, 60, 64, 66, 67, 68, 72, 73, 79, 81, 82, 85, 95, 109, 120, 122, 126, 128, 129, 130, 133, 134, 135, 136, 138, 139, 141, 142, 143, 144, 159, 164, 165, 180, 182, 183, 216, 236, 251
- faciès
- Ammonitico-Rosso 2, 3, 55, 67, 68, 69, 73, 118, 134, 136, 139, 142, 144, 157, 159, 236
 - Calcari ad Aptici 2, 3, 55, 68, 72, 73, 118, 139, 141, 144
 - Dachstein 136, 159
 - Hallstatt 2, 3, 55, 57, 60, 66, 67, 69, 72, 73, 74, 85, 93, 95, 97, 101, 109, 111, 157, 159, 164, 183, 210, 237
 - Hauptdolomite 136
 - loféritique 125, 135, 136, 159
 - Platy Limestone 76
 - tillite 192
 - Wetterstein 67, 159
- Formation d'Amdeh 19, 23, 37, 176, 191
- Formation d'Andam 191
- Formation d'Awabi 141
- Formation de Al Khlata 192
- Formation de Hiyam 191
- Formation de Mahwis 191
- Formation de Muti 135
- Formation de Rustaq 111, 117
- Formation de Sarah 37
- Groupe d'Akhdar 16, 208
- Formation de Mahil 16, 18, 101
 - Formation de Saïq 16, 18, 19, 23, 24, 27, 29, 176, 208
- Groupe d'Al Aridh 67, 120, 135, 146, 153, 178
- Formation d'Al Ghafat 146
 - Formation de Mussalah 146
 - Formation de Buwaydah 146
- Groupe d'Al Buda'ah 55, 57, 58, 72, 95, 101, 109, 110, 210
- Formation d'Alwa 55, 58, 67, 68, 69, 210
 - Formation de Ba'id 55, 57, 58, 67, 68, 69, 74, 87, 93, 118, 210
 - formation de Ta'yin 55, 68, 69, 141
- Groupe d'Hamrat Duru 57, 76, 87, 110, 120, 135, 141, 152, 178
- Formation d'Al Jil 74, 85, 93, 111, 122
 - Formation de Guweiza 141, 148
 - Formation de Matbat 57, 72, 88, 93, 114, 148
 - Formation de Sid'r 87, 141
- Groupe de Kawr 55, 118, 120, 128, 142, 152, 159, 165, 178, 182, 183, 198, 212
- Formation de Fatah 118, 134, 136, 138, 144, 164, 212
 - Formation de Misfah 55, 118, 120, 122, 125, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 138, 139, 144, 145, 159, 212
 - Formation de Nadan 55, 72, 118, 136, 138, 139, 141, 144
 - Formation de Safil 55, 118, 139, 141, 144
 - Formation de Subayb 118, 120, 122, 124, 131, 132, 133, 134, 135, 144, 216
 - unité volcanique de Misfah 118, 120, 130, 131, 132, 135, 143, 216
- Groupe de Ramaq 19, 24, 25, 29, 33, 49, 208
- Asfar sandstone 33
 - Formation d'Asfar 24, 25, 31, 33, 38, 41, 42, 45, 48
 - Formation d'Ayim 33, 37, 38, 40, 41, 42, 44, 48, 208
 - Formation d'Ummaili 33
 - Formation de Qamar 23, 33, 42, 44, 45, 46, 48
 - Formation de Rann 33, 35, 37, 38, 40, 48, 191, 192, 208
 - Qamar limestone 33
 - Rann grits and shales 33
 - Shamali limestone 33
 - Ummaili dolomite 33
- Groupe de Sumeini 33, 49, 51, 208
- Formation de Maqam 51, 52, 53, 208
 - Formation de Mayhah 51
- Groupe de Umar 120, 178
- Halobie 95, 146, 148
- Hawasina 2, 3, 8, 12, 14, 28, 49, 55, 73, 74, 93, 97, 102, 106, 107, 120, 126, 132, 146, 165, 178, 182, 202, 210, 212, 220, 222, 236, 237, 251

- Heterastridium 53, 164
Himalaya 191, 192, 196, 237, 239, 244
Iran 38, 190, 200, 236, 237, 238, 240, 243
Jebel Akhdar 2, 6, 16, 18, 19, 118, 135, 170, 171, 176, 180, 182, 183, 190, 192, 194
Jebel Al Qarab 164, 165
Jebel Ghul 120, 133, 136, 139, 143
Jebel Hagab 46, 192
Jebel Hagil 48, 170, 171, 180
Jebel Hamrat al Asan 118, 133, 136, 137, 138, 139, 141, 164, 212
Jebel Kawr 72, 118, 120, 133, 138, 139, 141, 143, 146, 164
Jebel Misfah 58, 120, 122, 124, 125, 126, 131, 132, 133, 134, 142, 143, 153, 212, 216
Jebel Misht 120, 133, 143
Jebel Qamar 19, 24, 31, 33, 35, 38, 41, 42, 44, 46, 47, 108, 180, 182, 192, 208, 239
Jebel Rahbah 57, 58, 69, 73, 76, 85, 102, 109
Jebel Ramaq 2, 3, 23, 25, 29, 33, 36, 46, 192, 208
Jebel Sawda 131, 133, 135, 136, 143
Jebel Sumeini 2, 51, 52, 53, 170, 183
karst 67, 134, 138, 159, 183
Kurgiah turbidites 191
localité
 Al Ashkarah 101
 Al Hamra 164
 Aquil 28, 67, 157, 159, 162, 164
 Bahla 6, 118, 146, 148, 164, 236
 Daid 108, 212
 Fath 95
 Heliw 153, 155, 156, 159
 Ibr`i 146
 Idhn 33, 108
 Izki 6, 159
 Mahadha 157, 159
 Minab 200
 Mudaybi 74, 159
 Muscat 5, 6, 19, 57, 81, 236, 237, 240
 Mushayq 157, 163
 Nackl 74, 82, 87, 90, 91, 92, 111, 210
 Ras Al Hadd 6
 Ras Al Jifan 109
 Ras Jibsch 101
 Rustaq 2, 3, 72, 79, 88, 93, 95, 97, 111, 115, 116, 118, 180, 182, 194, 214, 218, 237, 251
 Shuayb 49, 52
 Subayb 131, 133, 143
 mélange de Kub 33
 Mer Rouge 31, 78, 79, 81, 92, 115, 116, 183
 Néotéthys 79, 110, 182, 183, 200, 202
 olistostrome 8, 97, 99, 146, 148, 165
 Oman Exotics 55, 118, 146, 242
 Oman Melange 146
 Orthoceratidae 33, 37, 38, 40, 208
 ostracode 4, 14, 16, 18, 33, 44, 52, 53, 76
 poisson 236, 238
 Productidae 33, 38, 41
 radiolaire 4, 14, 51, 53, 57, 72, 76, 82, 88, 97, 105, 108, 109, 122, 139, 141, 148, 159, 163, 164, 165, 170, 183
 Saih Hatat 2, 3, 16, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 29, 32, 37, 41, 48, 58, 171, 176, 180, 182, 183, 190, 192, 240
 Saq Sandstone 37, 191
 Semal 2, 3, 8, 12, 14, 24, 35, 49, 73, 76, 81, 120, 130, 204, 242
 Thaple fanglomerates 191
 trilobite 2, 3, 4, 23, 37, 38, 40, 52, 111, 114, 117, 208, 218, 251
 végétaux 19, 132
 Wadi Alwa 57, 66, 67, 68
 Wadi Maqam 52
 Wadi Musjah 81, 82, 84, 85, 92, 97, 212
 Wadi Rahbah 76
 Wadi Ta'yin 55, 76
 Wadi Wasit 74, 76, 78, 80, 81, 84, 85, 92, 109, 111, 116, 180, 182

LISTE DES FIGURES

- Figure 1 : Situation géographique du Sultanat d'Oman dans le Golfe Persique 7.
Figure 2A : Evolution de l'eugéosynclinal omanais. Tiré de Wilson (1969). 9
Figure 2B : Evolution géodynamique de l'ouverture néotéthysienne en Oman, selon Glennie et al. (1974) solution alternative. 9

- Figure 3A : Evolution géodynamique de l'ouverture néotéthysienne en Oman, selon Glennie et al. (1974). 10
Figure 3B : Reconstitutions palinspastiques du Bassin Hawasina 11
Figure 4 : Carte géologique simplifiée des Montagnes d'Oman 13

- Figure 5 : Localisation des affleurements de la Formation de Saiq étudiés dans ce travail. 17
- Figure 6 : Coupe lithologique de la Formation de Saiq 20
- Figure 7 : Coupe lithologique de la Formation de Saiq 21
- Figure 8 : Coupe lithologique de la Formation de Saiq 22
- Figure 9 : Diagramme Winchester (Le Bas et al., 1986) des roches volcaniques de l'autochtone du Saih Hatat 24
- Figure 10 : Diagramme $\frac{Mn/Zr}{Nb/Zr}$ 25
- Figure 11 : Rapport de MgO et Al₂O₃ en fonction de SiO₂ des roches volcaniques de l'unités de Saiq 2 26
- Figure 12 : Rapport des éléments Rb, Ce, Nb, La en fonction de Zr des roches volcaniques des unités de Saiq 2 26
- Figure 13 : Rapport des éléments $\frac{Zr/Y}{Zr}$ 27
- Figure 14 : Rapport des éléments $\frac{TiO_2}{Zr}$ 28
- Figure 15 : Rapport des éléments $\frac{V}{Ti/100}$ 28
- Figure 16 : Le Ti et le P dans les affleurements de Saiq 2 30
- Figure 17 : "Spider" diagrammes normalisés Rock / MORB 31
- Figure 18 : Corrélation SW-NE des dépôts de la Formation de Saiq 32
- Figure 19 : Affleurement à ~5 kilomètres au sud de Ruwi 32
- Figure 20 : Localisation des affleurements du Groupe de Ramaq 34
- Figure 21 : Carte géologique schématique de la partie orientale du Jebel Ramaq 35
- Figure 22 : Coupes lithologiques du Groupe de Ramaq 36
- Figure 23 : Coupe lithologique de la section 3 du Jebel Ramaq 39
- Figure 24 : Coupe lithologique de la section 1 du Jebel Ramaq 43
- Figure 25 : Coupe lithologique de la Section 7 du Jebel Ramaq 45
- Figure 26 : Coupe lithologique de la Formation de Qamar 47
- Figure 28 : Localisation des affleurements du Groupe de Sumeini 50
- Figure 29 : Coupe lithologique de la Formation de Maqam 54
- Figure 30 : Localisation des affleurements du Groupe d'Al Buda'ah 56
- Figure 31 : Carte géologique de l'exotique 59
- Figure 32 : Coupe lithologique de la Formation de Ba'id 61
- Figure 33 : Coupe lithologique de la Groupe d'Al Buda'ah : Formation de Ba'id 62
- Figure 34 : Coupe lithologique du Groupe d'Al Buda'ah 63
- Figure 35 : Coupe lithologique de la Formation de Ba'id 64
- Figure 36 : Lithologie de la formation de Ta'yin 65
- Figure 37 : Tentative de reconstruction de la morphologie du Groupe d'Al Buda'ah 70
- Figure 38 : Morphologie des affleurements de la Formation d'Alwa 71
- Figure 39 : Localisation des affleurements de brèches à éléments permienés résédimentés au Permien. 75
- Figure 40 : Coupe lithologique du Wadi Wasit 77
- Figure 41 : coupe lithologique du Wadi Wasit 78
- Figure 42 : Diagramme TAS (Pearce & Cann, 1973) des roches volcaniques du Wadi Wasit 79
- Figure 43 : Rapport des éléments $\frac{TiO_2}{Zr}$ (Pearce, 1984) 80
- Figure 44 : Rapport des éléments $\frac{V}{Ti/100}$ 80
- Figure 45 : "spider" diagramme normalisé Rock / MORB 81
- Figure 46 : Position des affleurements du Wadi Musjah 82
- Figure 47 : Coupe lithologique du Wadi Musjah 83
- Figure 48 : Coupe lithologique du Wadi Musjah 86
- Figure 49 : Coupe lithologique de "Nackl 89
- Figure 50 : Diagramme TAS (Pearce & Cann, 1973) des roches volcaniques de "Nackl 88
- Figure 51 : Rapport des éléments $\frac{Zr/Y}{Zr}$ 90
- Figure 52 : Rapport des éléments $\frac{TiO_2}{Zr}$ 90
- Figure 53 : Rapport des éléments $\frac{V}{Ti/100}$ 90
- Figure 55 : Localisation des affleurements de brèches à éléments permienés résédimentés au Trias. 94
- Figure 56 : Coupe lithologique de l'affleurement de "Rustaq 96
- Figure 57 : Coupe lithologique du Bloc de Fath 98
- Figure 58 : Coupe lithologique de la Localité A10 dans le "Batain Mélange". 100

- Figure 59 : Localisation des affleurements de brèches à éléments permienés résédimentés au Crétacé inférieur. 103
- Figure 60 : Coupe lithologique de l'affleurement du Wadi Hawasina 104
- Figure 61 : Diagramme "Winchester" de l'affleurement du Wadi Hawasina 106
- Figure 62 : Rapport des éléments $(Nb, Ce, La)/Zr$ 106
- Figure 63 : Rapport des éléments TiO_2/Zr 106
- Figure 64 : Rapport des éléments $V/Ti/100$ 107
- Figure 65 : "spider" diagramme normalisé MORB 107
- Figure 66 : Coupe lithologique de Daid 108
- Figure 67 : Localisation des affleurements de résédiments pélagiques du Permien supérieur. 112
- Figure 68 : Coupe lithologique de la formation de Rustaq 113
- Figure 69 : Diagramme Winchester des laves de l'affleurement de Rustaq 114
- Figure 70 : Rapport des éléments $Zr/Y/Zr$ 115
- Figure 71 : Rapport des éléments TiO_2/Zr 115
- Figure 72 : Rapport des éléments $V/Ti/100$ 116
- Figure 73 : "spider" diagramme pour les roches volcaniques de l'affleurement de Rustaq 116
- Figure 74 : Localisation des affleurements du Groupe de Kawr 119
- Figure 75 : Coupe lithologique de la face Nord du Jebel Misfah 121
- Figure 76 : Coupe lithologique de la face Est du Jebel Misfah 123
- Figure 77 : Diagramme TAS (Total Alkali / Silica) (Le Bas et al., 1986) des roches volcaniques de la section orientale du Jebel Misfah 124
- Figure 78 : Diagramme TAS (Total Alkali / Silica) 125
- Figure 79 : Vue schématique de l'ensemble des faciès volcaniques situés sur la face sud de l'exotique 125
- Figure 80 : Diagramme TAS (Total Alkali / Silica) (Le Bas et al., 1986) des roches volcaniques de l'exotique 126
- Figure 81 : Variation des teneurs des éléments majeurs en fonction de SiO₂, 127
- Figure 82 : Rapport des éléments $(Nb, Ce, La)/Zr$ 127
- Figure 83 : Diagramme discriminant (Alabaster et al., 1982) $Zr/Y/Zr$ 128
- Figure 84 : Rapport des éléments TiO_2/Zr 128
- Figure 85 : Rapport des éléments $V/Ti/100$ 129
- Figure 86 : Comparaison des teneurs en ppm de K, Rb, Sr, Zr, Nb et Ba, des basaltes de l'exotique 129
- Figure 87 : "spider" diagramme 130
- Figure 88 : Rapport des éléments Zr / Nb 130
- Figure 89 : Coupe lithologique de la Formation de Misfah 137
- Figure 90 : Coupe lithologique des Formations de Nadan et Fatah sur les Jebels Kawr et Hamrat al Asan. 140
- Figure 91 : Calcul de la profondeur de dépôt des formations pélagiques du groupe de Misfah sur la base d'une courbe de subsidence théorique pour une ride médio-océanique (Royden et al., 1980). 145
- Figure 92 : Position des affleurements de brèches à éléments de trias résédimentés au Trias. 147
- Figure 93 : Coupe lithologique de l'affleurement du Wadi Musallah. 149
- Figure 94 : Diagramme TAS des roches volcaniques du Wadi Musallah. 150
- Figure 95 : Rapport des éléments $Zr/Y/Zr$ 150
- Figure 96 : Rapport des éléments TiO_2/Zr 151
- Figure 97 : Rapport des éléments $V/Ti/100$ 151
- Figure 98 : "spider" diagramme normalisé MORB 151
- Figure 99 : Localisation des affleurements de brèches à éléments de trias résédimentés au Lias. 154
- Figure 100 : Diagramme TAS des roches volcaniques de l'affleurement de Heliw 155
- Figure 101 : Rapport des éléments TiO_2/Zr 155
- Figure 102 : Rapport des éléments $V/Ti/100$ 156
- Figure 103 : Rapport des éléments $Zr/Y/Zr$ 156
- Figure 104 : "spider" diagramme normalisé MORB 156

- Figure 105 : Coupe lithologique de l'exotique 157
- Figure 106 : Localisation des affleurements de brèches à éléments de trias resédimentés entre le Tithonique et le Crétacé inférieur. 158
- Figure 107 : Carte géologique simplifiée de la partie occidentale du bloc de 'Aqil et interprétation structurale. 160
- Figure 108 : Coupe lithologique de la partie occidentale de la butte de 'Aqil. 161
- Figure 109 : Diagramme TAS des roches volcaniques de 'Aqil. 160
- Figure 110 : Rapport des éléments $\frac{TiO_2}{Zr}$ 162
- Figure 111 : Rapport des éléments $\frac{V}{Ti/100}$ 162
- Figure 112 : "spider" diagramme normalisé MORB 162
- Figure 113 : Coupe lithologique de Mushayq 163
- Figure 114 : Coupe lithologique du Jebel Al Qarab 165
- Figure 115 : Principe général de la décompaction proposé par Allen & Allen, 1990 (Tiré de Loup, 1992). 168
- Figure 116 : Modèle d'extension par cisaillement simple de la lithosphère 171
- Figure 119 : Evolution géodynamique du rifting, basée sur un modèle de type Mer Rouge 177
- Figure 120 : Reconstitution paléogéographique de la marge omanaise et du bassin d'Hawasina au Permien inférieur, Permien supérieur et Trias supérieur. 180
- Figure 121 : Tableau synthétique de corrélation des formations des montagnes d'Oman 184
- Figure 122 : 188
- Figure 123 : Modèle tectonique expliquant la géométrie de l'infracambrien d'après Husseini (1988) 191
- Figure 124 : Fit Permien inférieur, 192
- Figure 125 : Fit Permien supérieur, 194
- Figure 126 : Fit Trias moyen, 196
- Figure 127 : Fit Trias supérieur, 198
- Figure 128 : Fit Dogger inférieur, 200
- Figure 129 : Fit Kimmeridgien, 202
- Figure 130 : Fit Crétacé inférieur, 204
- Figure 131 : Fit Crétacé supérieur, 206

LISTE DES TABLEAUX

- Tableau 1 : Tableau de corrélation des lithofaciès de la Formation de Saiq 16
- Tableau 2 : Équivalences entre les Groupes d'Al Buda'ah et Kawr défini dans ce travail avec le Groupe de Kawr 55
- Tableau 3 : Les resédiments d'éléments permien, relations avec des événements tectoniques et eustatiques. 110
- Tableau 4 : Équivalences entre les Groupes d'Al Buda'ah et Kawr définis dans ce travail avec le Groupe de Kawr 118
- Tableau 5 : Comparaison entre l'atoll de Mururoa et l'exotique de Misfah. 143
- Tableau 6 : Profondeur de sédimentation calculée des Formations du Groupe de Kawr. 144
- Tableau 7 : comparaison entre le modèle de rifting en cisaillement simple et les observations de terrain 176

LISTE DES PLANCHES

- Planche 1 : Foraminifères permien des affleurements du Wadi Wasit et de Nackl, 206
- Planche 2 : Foraminifères triasiques de l'exotique de Misfah, 209
- Planche 3 : Groupe d'Akhdar / Groupe de Ramaq / Groupe de Sumeini, 210
- Planche 4 : Groupe d'Al Buda'ah / Les resédiments de carbonates de plate-forme permien dans les nappes Hawasina, 212
- Planche 5 : Les resédiments de carbonates de plate-forme permien dans les nappes Hawasina / Le Groupe de Kawr, 215
- Planche 6 : Ammonoïdés Wordian de l'affleurement de Rustaq, 216
- Planche 7 Trilobites du Permien supérieur des affleurements de Sumeini et de Rustaq, 219