La marge continentale sud-téthysienne en Oman : structure et volcanisme au Permien et au Trias

François Chauvet

▶ **To cite this version:**

François Chauvet. La marge continentale sud-téthysienne en Oman : structure et volcanisme au Permien et au Trias. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2007. Français. NNT : . tel-00202524

HAL Id: tel-00202524
https://theses.hal.science/tel-00202524

Submitted on 7 Jan 2008

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

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

Ecole doctorale « Terre Univers Environnement »

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines

Thèse de doctorat de l'université Joseph Fourier, Grenoble I

La marge continentale sud-téthysienne en Oman : structure et volcanisme au Permien et au Trias

François Chauvet

Thèse encadrée par Christophe Basile, Henriette Lapierre et Thierry Dumont,

soutenue le 25-10-2007, devant le jury composé de :

Georges Ceuleneer (rapporteur)
Gianreto Manatschal (rapporteur)
Nick Arndt (président)
René Maury (examinateur)
Philippe Agard (examinateur)
Christophe Basile (directeur de thèse)
Thierry Dumont (directeur de thèse)

Georges Ceuleneer (rapporteur de cette thèse) me disait il y a peu,
que « la beauté du monde naît du choc entre la nature et notre propre conscience ».

Alors qu'actuellement la recherche semble considérer une thèse comme une simple banque de données et que seules les publications concises et originales valent d'être lues, je suis sincèrement ravi de te proposer, cher lecteur, que nous prenions ensemble le temps de savourer les détails de chaque panorama, de chaque enchevêtrement minéral, de toutes ces courbes et de toutes ces lignes qui depuis la roche au diagramme chimique vont nous permettre d'aller non pas vers le « communicationnellement sexy », mais d'affronter ce qui m'est apparu parfois terriblement complexe.

Cet effort, je te le propose pour qu'enfin tu puisses critiquer, en conscience, ces quelques idées nouvelles, que tu y goûtes pourquoi pas une nouvelle forme de beauté, mais surtout, pour que nous fassions mieux, beaucoup mieux la prochaine fois.

Cette thèse fut soutenue devant Georges Ceuleneer, Nick Arndt, Philippe Agard, René Maury et en l'absence déplorée de Gianreto Manatschal qui s'en est excusé, ainsi que d'Henriette Lapierre (directrice de thèse) décédée en Janvier 2006.

Je remercie chacun d'entre vous pour l'intérêt que vous avez porté à cette thèse et je vous suis très reconnaissant d'avoir compris et soutenu l'approche pluridisciplinaire de notre travail. A chacun, merci pour ce débat éclairé et cette très belle journée.

Les résultats présentés dans cette thèse doivent tout à la perspicacité des trois naturalistes et pédagogues géniaux qui m'ont accompagné et encadré.

Henriette Lapierre
Christophe Basile
Thierry Dumont

Je remercie chaleureusement chacun d'entre vous.
Je vous suis tellement reconnaissant pour votre aide, votre patience,
et puis pour ces superbes mission de terrain.
Chaque jour travaillé à vos cotés fut un réel plaisir
et je sais que peu d'étudiant peuvent dire de même.

Henriette, tu sais à quel point j'ai aimé travailler sous ton aile, à quel point j'adorais nos prises de bec, ton whisky, tes cigares …. De nombreuses personnes m'ont plaint de t'avoir perdue en milieu de thèse et s'inquiétaient pour mon encadrement. J'aimerais avoir ton avis… mais j'ai l'impression qu'on ne s'en est pas si mal sorti…

Tu es de celle qui osait rencontrer les gens avec qui tu travaillais. Alors j'ai surtout envie de te dire aujourd'hui que c'est ta bouille qui m'a manqué, tes colères et ton énergie débordante. Mais puisqu'il faut recadrer cette thèse, alors disons leur que c'est toi qui est venue me chercher, que, comme tout étudiant que tu as eu, tu m'as porté et poussé bien plus loin que je ne l'escomptais.

Tu me manques, un immense merci Chef.

Je remercie de tout cœur René Maury, Delphine Bosch et Georges Mascle qui se sont toujours montrés disponibles. Vous m'avez énormément aidé à prendre du recul et à élargir mon champ de réflexion. Je compte bien continuer à vous embêter encore longtemps.

Je remercie vivement les personnes qui ont participé de près ou de loin aux différentes analyses effectuées, et en particulier Mireille Polvé, Pierre Brunet, Jo Cotten, Francine Keller, Sylvain Campillo, Francis Cœur, François Senebier, François Bussy, James Allibon, Philippe Monjoie, Patrick Monié.

Nos missions de terrain en Oman ont bénéficié de l'aide logistique et d'entrevues très enrichissantes avec François Béchennec du BRGM et Dr. Hilal Mohammed Sultan Al Azri du ministère du commerce et de l'industrie du sultanat d'Oman.

La liste est longue…

Je tiens à remercier l'ensemble du LGCA, Stéphane, Aloé et les nombreux grenoblois avec qui ces cinq années dans les alpes furent si bonnes.

Marionnette, Hugues et Manon vous qui êtes des amis de chaque instant et qui m'avez si souvent hébergés en cette fin de rédaction… plutôt que de vous remercier … je peux vous le dire maintenant, moi et ma thèse, on vous fout enfin la paix !

Annie, Anne et Bernard, Hélène et David, Christian et Anne, mes parents bien aimés, Jeannot, Marmotte, Matal, YenYen, Line et Cécile, vous vous êtes déplacés à la soutenance de cette thèse. C'était si bon de vous voir noyés dans ce parterre de géologues assoiffés. Alors je vous tire mon chapeau pour avoir traversé la France pour ces quelques jours. Vous tous et toi Julien, je vous remercie de tout cœur pour m'avoir constamment encouragé, et surtout pour la curiosité et l'envie de comprendre que vous avez toujours témoigné envers mes travaux. A moi de vous écouter et de profiter de vous à présent.

Je pense aussi très fort à mes voisins « crestins », Dam, Djoulia, Antoine, Tonton, Jeanne et Will… l'année fut trop courte pour tout goûter de ce bijou de nature qu'est la Drôme, pour tout écouter de nos disques Dam. Je ne sais pas si vous avez compris pourquoi je passais tant de temps le c.. sur ma chaise...

A très vite et merci pour cette année géniale passée à vos cotés.

Jue,

Tu es la seule à pouvoir compter les jours avec,
… et les autres.

Tu es la seule à pouvoir doser la solitude et les déceptions.

Tu m'as constamment aidé, compris, soutenu.

Je suis si fier d'être à ton bras,
si fier d'être en ton coeur.

Cette thèse t'est totalement dédiée,

ma force et mon soleil,

ma belle.

- Table des matières -

Introduction -

Cadre général de l'étude, objectifs et méthodes

1

Chapitre I -

Cadre géologique : L'Oman, un segment inversé de la marge sud-néotéthysienne

I.1. Cadre géographique et géodynamique actuel de la zone d'étude 9
I.1.1. Cadre géographique 9
I.1.2. Cadre géodynamique actuel 9

I.2. Cadre géologique régional 11
I.2.1. Introduction 11
I.2.2. Les unités tectono-stratigraphiques de la chaîne de montagne d'Oman 13
I.2.3. Objets et zones étudiés des montagnes d'Oman 16

I.3. Les séries anté-rift de la marge continentale arabe 18
1.3.1. Le socle cristallin 18
I.3.2. Le socle sédimentaire (autochtone A) 18
1.3.3. Les différentes phases de structuration du socle 19

I.4. Unités géologiques associées à l'histoire de la marge continentale Arabe 20
I.4.1. Dans l'autochtone 20
I.4.2. Dans l'allochtone : deux épisode de formation de la marge arabe ? 24

I.5. Les différents modèles de formation de la marge arabe et les problèmes associés 29

I.6. Les étapes de l'inversion de la marge arabe (Crétacé sup. - Tertiaire) 32
I.6.1. L'obduction au Crétacé et les événements tertiaires 33
I.6.2. Structures et métamorphisme dans l'autochtone 34

Chapitre II –
Le rifting Permien

II.1. Avant-propos 43

II.2. Relations stratigraphiques régionales 45

II.3. La plate-forme du Jabal Akhdar 49
II.3.1. Wadi Hajir 49
II.3.2. Wadi Mistal 53

II.4. La plate-forme Saiq dans la région W et NW du Saih Hatat : variations stratigraphiques et structures associées 61
II.4.1. Introduction et présentation de la stratigraphie 61
II.4.2. Jabal Muraywah 65
II.4.3. Le Wadi Aday 69
II.4.4. Synthèse sur les variations lithostratigraphiques et les structures tectoniques associées à la plate-forme NW du Saih Hatat 79
II.4.5. Le Wadi Mayh 81

II.5. La plate-forme Saiq dans la région NE du Saih Hatat : variations stratigraphiques et relations structurales entre la formation Saiq de la région NW du Saih Hatat et la succession sédimentaire et volcanique de l'unité de Hulw 87
II.5.1. Introduction 87
II.5.2. Des reconstitutions paléogéographiques controversées 88
II.5.3. La succession de Hulw 90
II.5.4. La déformation 93
II.5.4.1 - Déformation vers le NE 93
II.5.4.2. Déformations vers l'E et déformations tardives 111
II.5.5. Interprétations des relations stratigraphiques et des structures orogéniques 113
II.5.5.1 – Zone de cisaillement 114
II.5.5.2 – Evolution tectonique de la plate-forme du Saih Hatat et contraintes apportées par l'âge des assemblages métamorphiques 117
II.5.5.3. Implications sur les relations stratigraphiques entre les unités supérieure et inférieure. 118

II.6. Reconstitution de la plate-forme de la formation Saiq au Permien moyen 122
II.6.1. Informations apportées par le dépliage 122
II.6.2. Schéma paléogéographique et histoire de la séquence de dépôt au cours du rifting permien de la plate-forme Arabe. 125
II.6.2.2. Le Jabal Akhdar 125
II.6.2.2. La partie NW du Saih Hatat 125
II.6.2.3. La paléogéographie et l'histoire de la plate-forme riftée du Saih Hatat 128

II.7. Synthèse et conclusion : les nouvelles informations sur le rifting néotéthysien de la plate-forme arabe 130

Chapitre III -

Le magmatisme triasique

III.1. Introduction 135
III.1.1 Avant-propos 135
III.1.2. Contexte géologique général 136
III.1.3. Cibles géologiques et but de l'étude 136

III.2. Le groupe de Kawr et la formation de Misfah 139
III.2.1. Généralités 139
III.2.2. Observations et divisions stratigraphiques utilisées 141
III.2.3. Le magmatisme de base 144
III.2.4. Volcanisme synchrone du dépôt de l'unité 2 146
III.2.5. Volcanisme postérieur au dépôt de l'unité 2 164
III.2.6. Evénements magmatiques postérieurs à l'unité 3 176
III.2.6.1. Une intrusion massive - face sud de Misfah 176
III.2.6.2. Les intrusions de la face nord de Misfah 178
III.2.6.3. Sommet de la face nord de Misfah 185
III.2.7. Discussion et interprétation générale 187
III.2.7.1. Sur les interactions eau-magma-sédiment 187
III.2.7.2. Sur le démantèlement de la plate-forme 189
III.2.7.3. Sur l'âge du volcanisme 190
III.2.7.4. Sur les reconstitutions palinspatiques 192

III.3. Le groupe d'Umar et la formation de Sinni 193
III.3.1. Généralités 193
III.3.2. Présentation de la zone d'étude 194
III.3.3. Une section complète de la formation de Sinni 195
III.3.4. Synthèse et discussion sur les variations latérales de faciès 203

III.4. Relations entre la plate-forme de Misfah et le bassin d'Umar 205

Chapitre IV –

Géochimie du magmatisme triasique

IV.1. Introduction 209

IV.2. Présentation des variations pétrographiques des roches volcaniques échantillonnées 211
IV.2.1. Roches volcaniques associées à la formation Sinni 211
IV.2.2. Roches volcaniques associées à la plate-forme de Misfah 220
IV.2.3. Echantillons de la formation Sayfam 228

IV.3. Compositions en éléments majeurs et affinités magmatiques 230
IV.3.1. Le volcanisme de la formation Sinni 240
IV.3.2. Le volcanisme de la formation Misfah 248
IV.3.3. Le volcanisme de la formation Sayfam 255
IV.3.4. Synthèse 256

IV.4. Compositions en éléments en traces et affinité des roches volcaniques échantillonnées 257
IV.4.1. Formation Sinni 258
IV.4.2. Formation Misfah 264
IV.4.3. Formation Sayfam 270

IV.5. Variations de la composition géochimique des laves triasiques du bassin d'Hawasina 272

IV.6. Compositions isotopiques du Nd-Sr-Pb 278
IV.6.1. Avant propos : problèmes liés à l'altération et sélection des échantillons 278
IV.6.2. Résultats 284
IV.6.3. Variations des compositions isotopiques en fonction des éléments majeurs et des éléments en trace 291

IV.7. Variations géochimiques des échantillons les moins différenciés et estimation des conditions de genèse des magmas 294

IV.8. Discussions sur la pétrogenèse et la nature des sources impliquées dans l'épisode magmatique triasique du bassin d'Hawasina. 297

IV.8.1. Relations entre stratigraphie, profondeur de fusion, et composition de la source 297

IV.8.2. Nature des sources impliquées dans le magmatisme triasique 302

IV.9. Interprétation générale des signatures géochimiques des événements magmatiques permiens et triasiques et signification géodynamique à l'échelle de la marge arabe 316

IV.9.1. Nature et nombre de composants impliqués 316

IV.9.2. Significations géodynamiques 318

Chapitre V –

Synthèse générale, modèle de formation et d'évolution de la marge sud-néotéthysienne au Permien et au Trias

V.1. Introduction 323

V.2. Formation de la marge sud-néotéthysienne 324

V.2.1. Un premier épisode au Permien : l'enregistrement et les caractéristiques du rifting continental 324

V.2.2. La signature du magmatisme associé au rifting murghabien de la Néotéthys 327

V.2.3. Le volcanisme permien associé à la formation de la marge indienne 329

V.2.4. Significations géodynamiques du volcanisme associé à la formation de la marge sud-néotéthysienne au Permien et nature de la marge arabe 332

V.3. Evolution de la marge sud-téthysienne entre le Permien moyen et le Trias supérieur 337

V.3.1. L'épisode magmatique du Trias : localisations, paléoenvironnements 337

V.3.2. Signatures géochimiques du volcanisme triasique néotéthysien 338

V.3.3. le volcanisme triasique en Oman 339

V.3. Contexte paléogéographique et conclusion générale 342

Références

Annexes

- **Procédures analytiques**
- **Basile C. & Chauvet F. (soumis - GSA)**
- **Chauvet et al. (soumis - BSGF)**

Résumé

La formation de la chaîne de montagne d'Oman est associée à l'inversion tectonique de la marge continentale arabe qui bordait la partie sud de l'océan Néotéthys entre la fin du Paléozoïque et le Crétacé supérieur. Les unités sous-ophiolitiques des montagnes d'Oman sont étudiées dans le but de caractériser les différents stades de formation de ce segment de marge néotéthysien. L'étude se focalise sur les périodes d'activité volcanique du Permien et du Trias qui ont accompagné la formation de la marge arabe et dont les témoins sont retrouvés sur l'ensemble du domaine sud téthysien (Himalaya, Oman, Méditerranée orientale).

Une reconstitution syn-rift de la plate-forme continentale omanaise est proposée au Permien moyen sur la base de nouvelles observations structurales et stratigraphiques menées dans les massifs du Saih Hatat et du Jabal Akhdar. L'analyse structurale porte en particulier sur les structures extensives synsédimentaires permiennes, et sur la comparaison à l'échelle régionale des variations latérales de faciès et d'épaisseur (Formation Saiq, massifs du Jabal Akhdar et du Saih Hatat). Les structures extensives indiquent des directions d'étirement principalement orientées ENE-WSW. Une composante d'étirement NS est observée localement et associée à des mouvements de très faible ampleur. Le dépliage des séries déformées de la plate-forme indique que ces directions d'extensions correspondent aux directions principales des variations d'épaisseur et de faciès des séries permiennes. Ceci suggère qu'elles représentent les témoins inversés des structures majeures qui ont contrôlé la plate-forme arabe. Les structures observées sont contemporaines de l'épisode volcanique intraplaque du Murghabien, et correspondent à un épisode tectonique court (< 5 Ma).

Le volcanisme du Trias moyen-supérieur omanais met en place de faibles volumes de laves sur différentes parties de la marge continentale arabe. Il est contemporain d'une remobilisation de la marge, associée à des soulèvements locaux, et à des glissements gravitaires de la couverture sédimentaire. L'analyse géochimique montre qu'il s'agit d'un magmatisme intraplaque, qui a probablement subi une contamination crustale. Les compositions isotopiques (Nd, Pb) des laves triasiques sont comparables à celles des laves alcalines du Permien, suggérant une remobilisation du manteau hérité (principalement de l'épisode Permien) plutôt que l'intervention d'un nouveau point chaud.

Finalement, il est proposé un modèle polyphasé pour la formation et l'évolution de la marge continentale omanaise. La formation initiale correspondrait à une marge volcanique associée au point chaud Permien centré sur les trapps du Panjal. Les orientations des structures observées indiquent que ce segment de marge pourrait être situé à l'extrémité septentrionale de l'ouverture Inde-Madagascar/Arabie-Afrique. La remobilisation et le volcanisme triasique pourraient être générés par une réorganisation cinématique du domaine téthysien, lors du début de la collision des blocs cimmériens (Iran) avec la Laurasia.

Introduction

Cadre général de l'étude, objectifs et méthodes

A la fin du Paléozoïque, la Pangée est entourée du gigantesque océan Panthalassa. Un second océan, la Paléotéthys, sépare la partie E de la Pangée en deux grandes masses continentales que sont le Gondwana au S et la Laurasie au N (Fig. I.1, Stampfli & Borel, 2002).

Alors que la Paléotéthys disparaît progressivement sous les marges S de la Laurasie au cours du Paléozoïque et du Mésozoïque, un nouvel océan va participer à la fragmentation de la partie NE du Gondwana. Il s'agit de la Néotéthys (Fig. I.1). Il sépare une série de blocs continentaux (les blocs cimmériens) du Gondwana (Stampfli et al., 1991 ; Dercourt et al., 1993).

Au cours du Trias, l'expansion de la Néotéthys et la subduction concomitante du domaine paléotéthysien entraînent une dérive rapide des blocs cimmériens, qui rentrent en collision contre la Laurasie au Trias supérieur (Fig. I.1 ; Saidi et al., 1997). Les marges continentales qui bordent la partie nord de la Néotéthys sont alors des limites convergentes, évoluant en marges actives lorsque la subduction de la Néotéthys débute. A contrario, les marges continentales sud-néotéthysiennes évolueraient comme des marges divergentes passives (Stampfli et al., 1991 ; Dercourt et al., 1993).

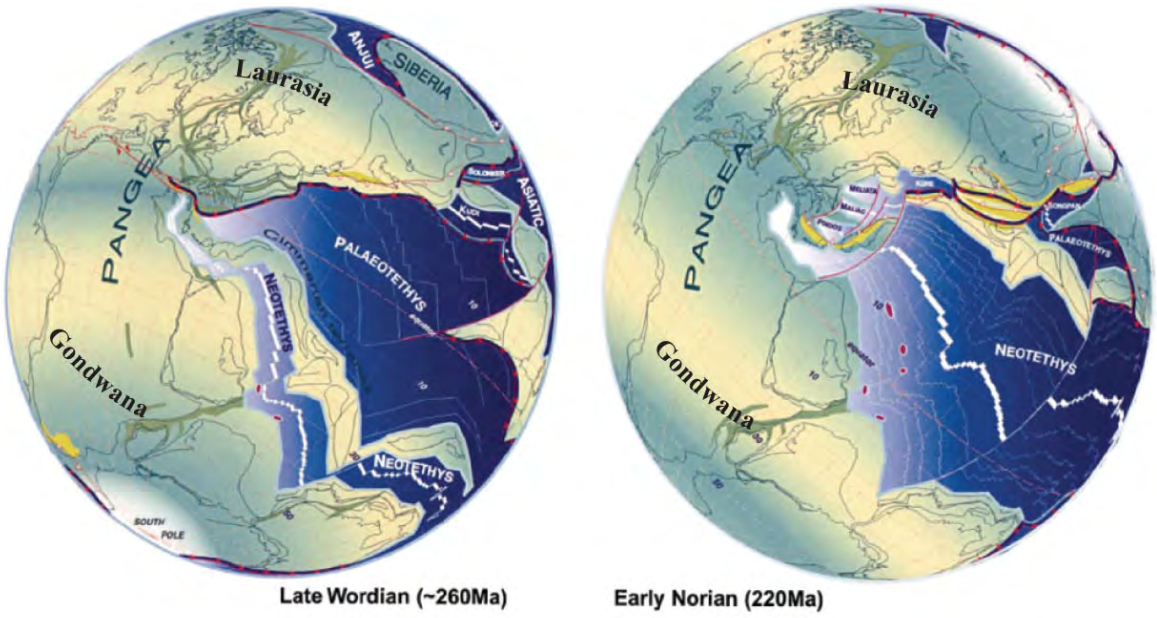


Fig. I.1 - Reconstitution paléogéographique du domaine téthysien entre la fin du Permien moyen (260Ma) et le Trias supérieur (220Ma) d'après Stampfli & Borel (2002).

La fermeture du domaine océanique néotéthysien entraîne l'incorporation de ces marges continentales sud-néotéthysiennes dans les chaînes de montagnes formées au cours du cycle orogénique alpin (Fig. I.2). Les segments déformés de cette marge ont été notamment décrits dans les chaînes de montagnes de l'Himalaya, de l'Oman, de l'Iran et de la Méditerranée orientale (Syrie, Chypre, Turquie).

D'un point de vue théorique, l'ouverture d'un océan débute par une phase d'étirement intracontinental. Ce stade d'étirement produit un rift puis, si l'étirement est suffisant, la déchirure continentale est atteinte et l'expansion océanique peut commencer. Les processus de rifting et d'océanisation ont des histoires généralement polyphasées qui aboutissent à la formation d'une marge continentale (zone de transition entre les lithosphères continentale et océanique).

Dans cette thèse, nous travaillons sur les témoins « inversés », c'est-à-dire déformés ultérieurement, de la marge sud-néotéthysienne, afin de remonter aux stades précoces de sa formation que sont le rifting et l'océanisation.

L'observation et l'analyse de la marge fossile sud-néotéthysienne sont susceptibles d'apporter de nombreuses informations sur l'histoire de l'ouverture de la Néotéthys, sur la nature de ses marges méridionales, et sur la dynamique mantellique et les processus tectoniques qui ont participé à la fragmentation de la Pangée.

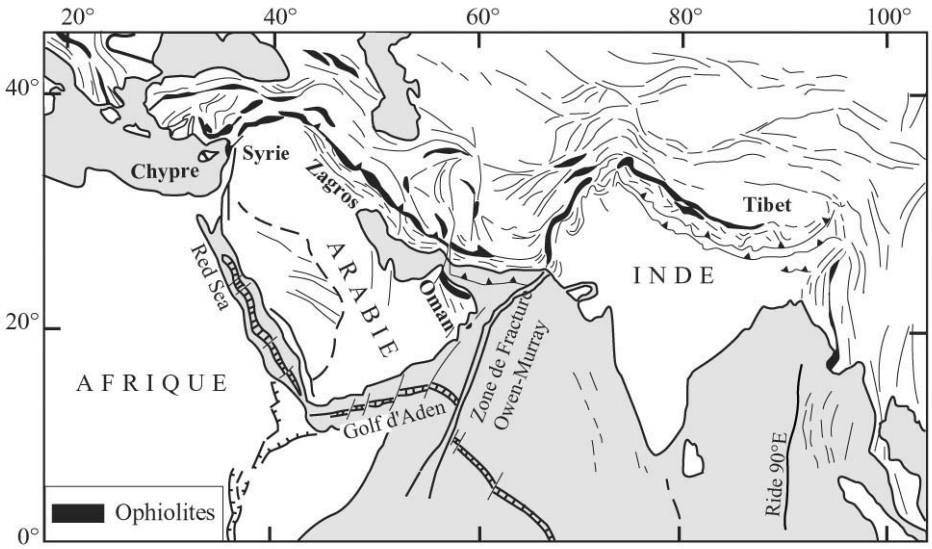


Fig. I.2 - Localisation des ophiolites omanaises sur la carte des sutures téthysiennes (d'après Coleman, 1981).

La formation de la marge continentale sud-néotéthysienne et l'ouverture de la Néotéthys sont associés à deux épisodes magmatiques majeurs. Le premier date du Permien. Il est principalement décrit dans les terrains de la marge sud-néotéthysienne de l'Himalaya et de l'Oman. Le second date du Trias moyen-supérieur et est retrouvé depuis l'Australie, en Himalaya, en Oman et jusqu'en Méditerranée orientale. Ce second épisode ainsi qu'une partie des laves permiennes sont associés à des unités tectoniques décollées de leur substratum initial (unités allochtones), dont les positions paléogéographiques (sur le continent ou sur l'océan) sont controversées.

Ces épisodes magmatiques ont souvent été considérés comme les témoins de l'accrétion océanique de la Néotéthys ou comme les traces d'édifices volcaniques édifiés sur la croûte océanique. Des travaux récents ont cependant montré que ce volcanisme possédait les caractéristiques géochimiques du magmatisme intraplaque et qu'il montrait localement les signatures chimiques d'une contamination par de la croûte continentale.

- Si ce volcanisme permien puis triasique est de nature intraplaque, quel peuvent être le contexte et la signification géodynamique de la mise en place de ce magmatisme de manière synchrone, sur de très grandes distances le long du domaine néotéthysien ?

- Quel rôle a ce volcanisme dans les processus accompagnant la formation de la marge sud-néotéthysienne et quelle place a-t-il dans l'histoire du rifting téthysien ?

- En fonction de leur positionnement paléogéographique et de leur volume, quel est le comportement de ces séquences volcaniques, lors de l'inversion tectonique de la marge et comment influencent-elles l'histoire de l'orogenèse ?

Pour répondre à ces questions et tenter de reconsidérer le rôle du volcanisme intraplaque dans la formation de la marge sud-néotéthysienne, nous nous pencherons sur l'étude des unités téthysiennes retrouvées dans les montagnes du Sultanat d'Oman (Fig. I.2). Dans cette chaîne de montagne, la collision continentale n'a pas encore eu lieu et les unités de la marge sud-néotéthysienne sont particulièrement bien préservées. De plus, le segment omanais de la marge étudiée offre l'occasion d'observer les deux événements magmatiques Permien et Trias qui y sont associés et ceci dans des paléoenvironnements variés.

Au cours de trois missions de terrain en Oman :

- nous avons étudié les relations entre le volcanisme permien et les séries riftées de la plate-forme de la marge continentale arabe ;

- nous avons observé les interactions entre le volcanisme intraplaque du Trias et les processus tectoniques et sédimentaires contemporains, afin de mieux contraindre la signification géodynamique locale de la reprise de l'activité magmatique au Trias ;

- nous avons échantillonné et analysé les séquences volcaniques triasiques afin de caractériser l'évolution des signatures géochimiques des magmas et de leurs sources au cours du temps et en fonction de leur environnement de mise en place.

Les résultats obtenus conduisent à proposer un modèle alternatif de formation et d'évolution de la marge continentale arabe, à partir de nouvelles contraintes portant sur les stades précoces du rifting permien et sur la localisation et les caractéristiques pétrogénétiques du magmatisme triasique.

Ces résultats sont le fruit d'une approche pluridisciplinaire, qui fut également menée sur les différents segments de la marge sud-téthysienne par toute une équipe de chercheurs. Le projet plus vaste concerna en particulier l'échantillonnage exhaustif des séquences volcaniques néotéthysiennes depuis l'Himalaya jusqu'en Méditerranée orientale. Les principaux participants étant H. Lapierre, G. Mascle, M. Tardy, R. Maury, D. Bosch, A. Demant, C. Basile.

Les données sur le segment omanais de la marge sud-néotéthysienne seront comparées aux résultats obtenus par cette équipe sur les séquences permiennes et triasiques de l'ensemble du domaine téthysien. Le but étant de caractériser la diversité des signatures géochimiques de ce volcanisme entre les différents témoins de la marge, au Trias supérieur (l'Oman, l'Himalaya, la Syrie, Chypre et la Turquie) et d'en comprendre la signification géodynamique globale.

I - Cadre géologique :

L'Oman, un segment inversé de la marge sud-néotéthysienne

I.1. Cadre géographique et géodynamique actuel de la zone d'étude

I.1.1. Cadre géographique

Le Sultanat d'Oman se situe au SE de la péninsule arabique (Fig. I.3). Il est bordé par les Emirats Arabes Unis au nord, l'Arabie Saoudite à l'ouest et le Yemen au sud-ouest. Le pays couvre 309 500 km^2 et est bordé par environ 2000 km de côtes qui font face au golfe d'Oman au N et à la Mer d'Arabie à l'E et au SE. Hormis les régions sud du pays qui reçoivent les moussons, le territoire est principalement situé en climat tropical sec, et couvert dans sa partie centrale par une vaste plaine désertique. L'étude se localise dans les montagnes d'Oman (Fig. I.4) qui longent les côtes NE du sultanat et s'étendent le long d'un arc d'environ 700 km de long et de 50 à 150 km de large, depuis la péninsule du Musandam au nord, jusqu'à la plaine de Batain au sud-est (Fig. I.4).

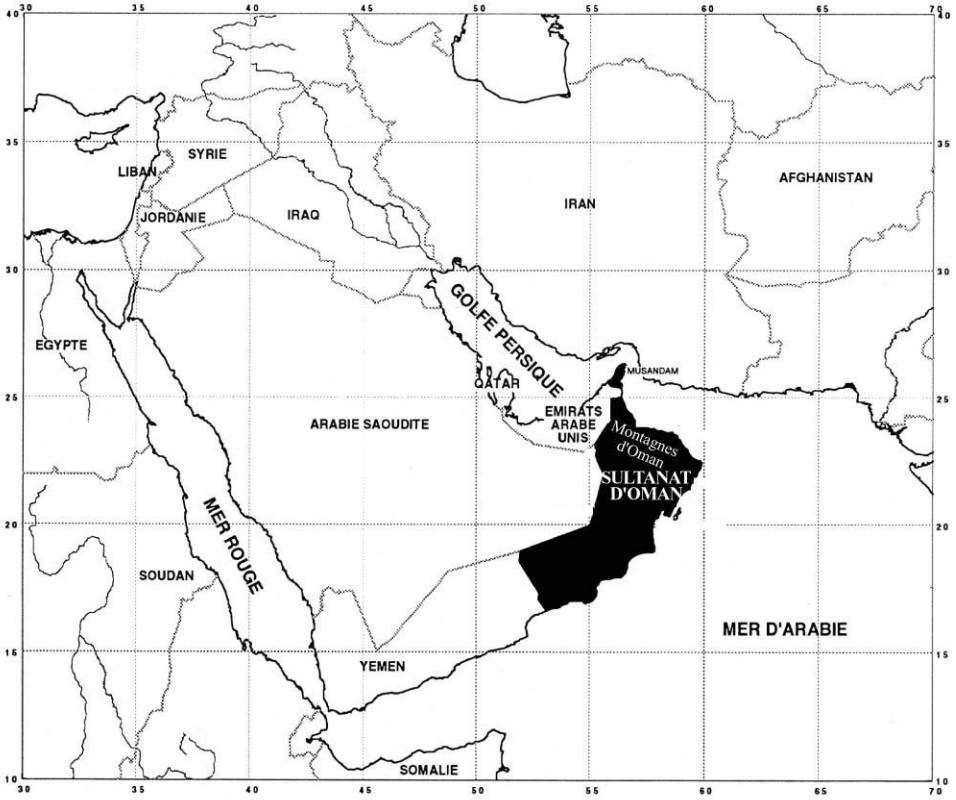


Fig. I.3 - Situation géographique du Sultanat d'Oman (d'après Pillevuit, 1993)

I.1.2. Cadre géodynamique actuel

La plaque Arabe s'est séparée de la lithosphère africaine au Miocène et se déplace actuellement vers le NNE par rapport à l'Eurasie (De Metz et al., 1990). Ce déplacement se traduit par des limites décrochantes le long des failles de la Mer Morte (NE) et de la zone de fracture d'Owen (SE), par des zones en divergence au sud avec l'ouverture du Golfe d'Aden et de la Mer Rouge, et par une zone de convergence au nord le long des régions du Zagros et du Makran (Figs. I.2-I.4). La plaque arabe est séparée des chaînes méridionales eurasiennes (Zagros et Makran) par un domaine océanique en subduction vers le NNE (Fig. I.4). Dans le Golfe d'Oman, la couverture sédimentaire océanique atteint 6 à 7 Km au dessus du décollement basal du prisme d'accrétion du Makran (Fig. I.4b).

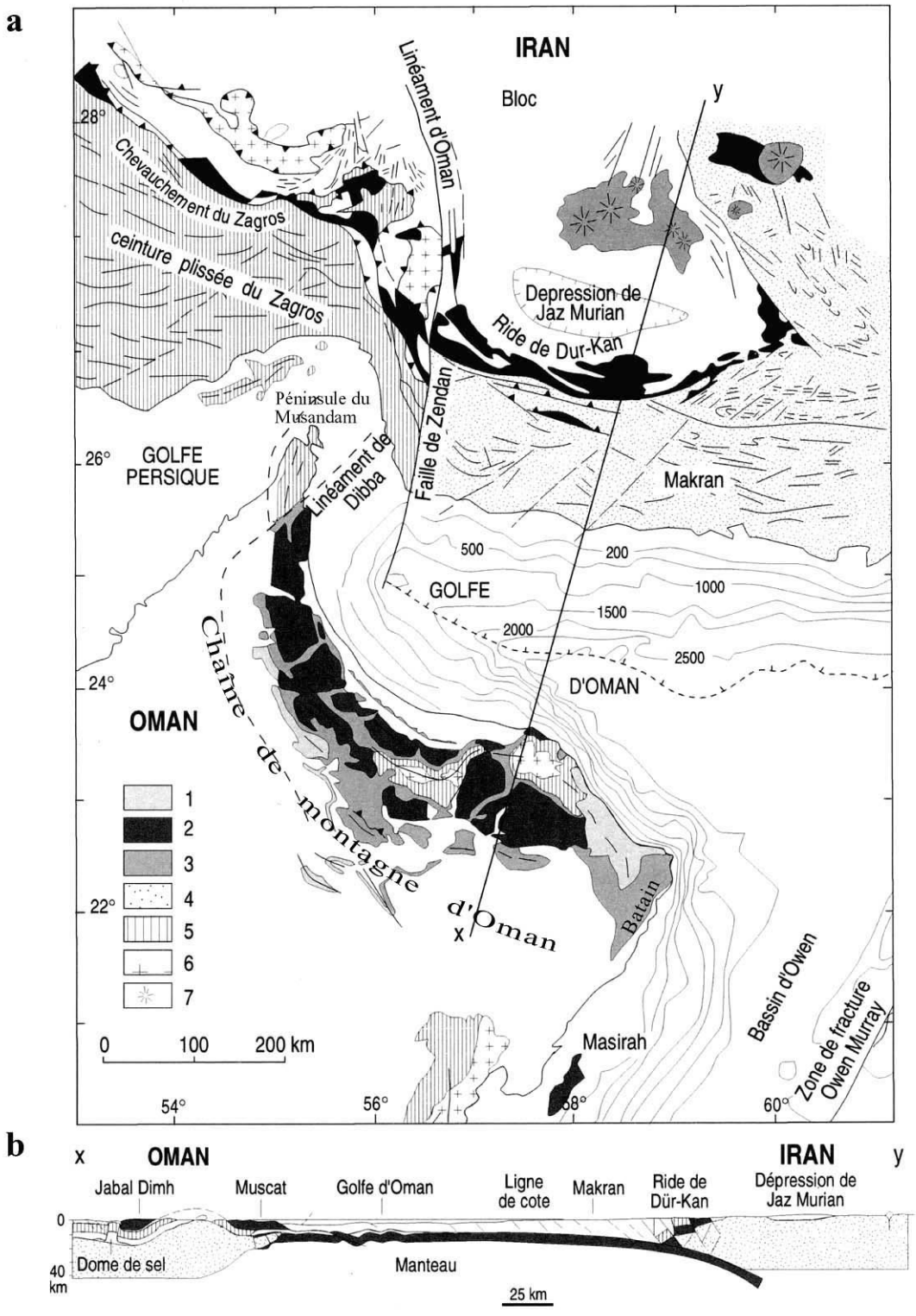


Fig. I.4 - (a) Cadre géologique et tectonique de l'Oman et du sud-est de l'Iran (d'après Coleman, 1981). Les profondeurs indiquées sont en mètres. **(b)** Coupe géologique interprétative de l'Oman à l'Iran à travers le golfe d'Oman (d'après Coleman, 1981). 1 : sédiments peu profonds (Maastrichtien-Tertiaire). 2 : ophiolites. 3 : sédiments de bassin (Permo-Crétacé). 4 : flyschs. 5 : plate-forme carbonatée. 6 : socle continental. 7 : volcanisme d'arc.

I.2. Cadre géologique régional

I.2.1. Introduction

La chaîne de montagne d'Oman appartient à la grande ceinture orogénique alpine. Celle-ci est associée à la fermeture du domaine océanique téthysien et à la destruction des marges continentales qui le bordaient. La chaîne centrale du Sultanat d'Oman se démarque au sein des chaînes alpines car l'orogenèse n'a pas atteint le stade de collision continentale (Fig. I.4b). Cette zone offre donc une occasion d'étudier les différentes unités de la marge sud-téthysienne qui y sont mieux préservées que dans les autres chaînes téthysiennes (Himalaya, Alpes).

De plus les montagnes d'Oman constituent une exception géologique car leur histoire est associée à l'obduction, sur la marge continentale arabe, d'une immense section de la lithosphère océanique téthysienne. Celle-ci forme actuellement la grande nappe ophiolitique dite du Semail, qui représente la plus grande partie des roches affleurant dans les montagnes d'Oman (Figs. I.5-I.6).

Les unités de la marge téthysienne qui nous intéressent sont donc situées sous cette nappe océanique :

- Il s'agit de séries sédimentaires écaillées et empilées sous la nappe du Semail. Ces séries forment le complexe de nappes tectoniques de Sumeini et d'Hawasina (Fig. I.6-I.5) qui sont principalement constituées de séquences sédimentaires, respectivement de pente et de bassin.

- Il s'agit également de séries sédimentaires autochtones qui affleurent dans deux massifs principaux que sont le Jabal Akhdar et le Saih Hatat (Fig. I.6). Ces massifs forment des fenêtres tectoniques, ouvertes sous l'ophiolite du Semail et les nappes sédimentaires allochtones, grâce aux phases de déformations qui ont suivi l'obduction de l'ophiolite, entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire. Les séquences autochtones sont notamment constituées par une puissante plate-forme carbonatée dans laquelle les principaux événements associés à la formation et à l'inversion de la marge sud-néotéthysienne ont été enregistrés.

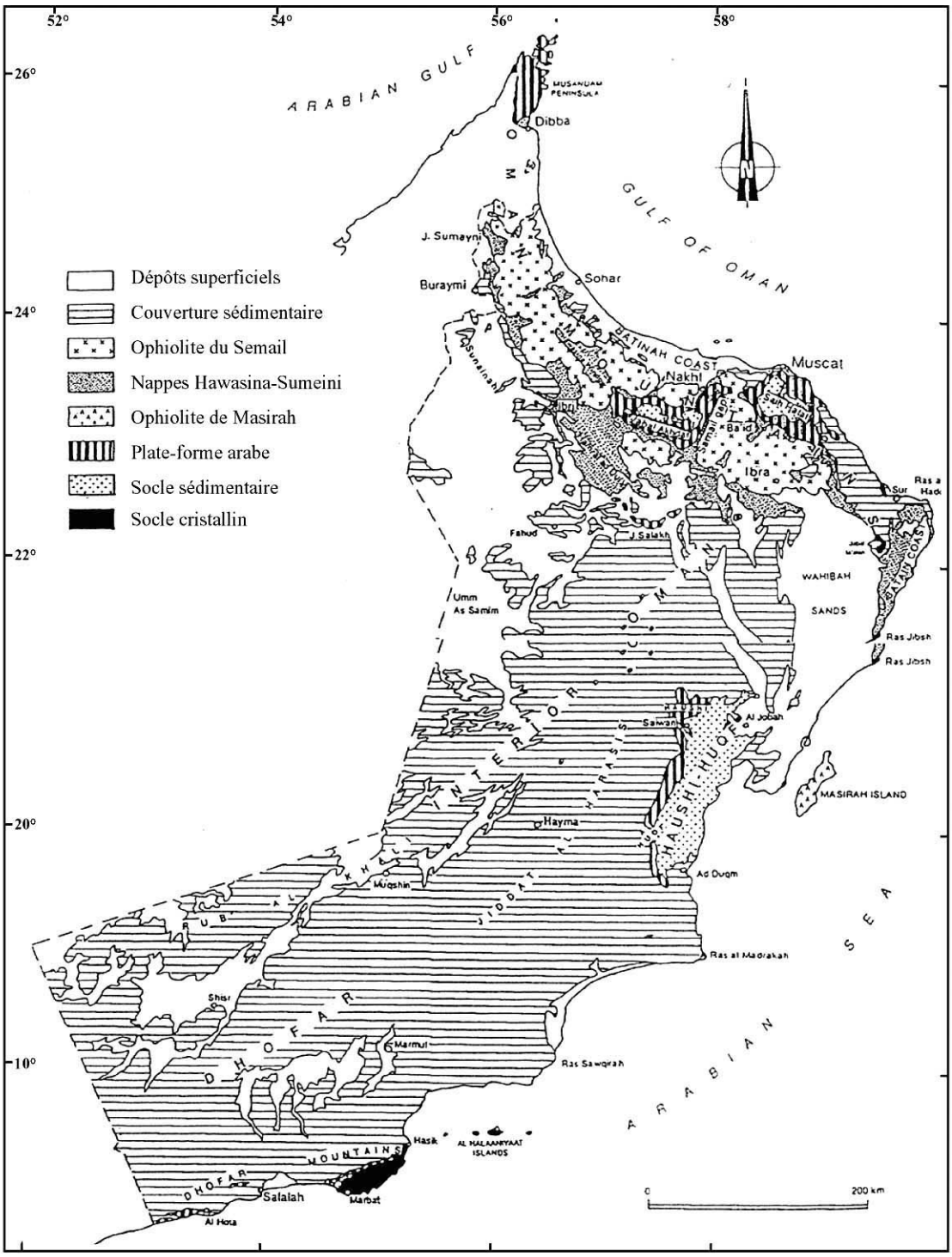


Fig. I.5 - Carte géologique générale du Sultanat d'Oman d'après Le Métour et al. (1995) avec les principales localités utilisées dans le texte.

I.2.2. Les unités tectono-stratigraphiques de la chaîne de montagne d'Oman

La chaîne de montagne d'Oman correspond donc à un empilement d'unités tectoniques allochtones d'origine distale (océanique) qui sont charriées sur des séries continentales proximales, formant l'autochtone plus ou mois déformé de la chaîne du sultanat d'Oman (Fig. I.6).

L'organisation tectonique de l'ensemble détermine la position paléogéographique des différentes unités précitées, avant l'inversion tectonique de la marge arabe au Crétacé supérieur. La compréhension de cette organisation structurale de la chaîne est donc indispensable pour contraindre la morphologie de la marge arabe et l'histoire de la formation de la marge sud-néotéthysienne.

Depuis les travaux de Glennie et al. (1973, 1974), les séries continentales de la plate-forme arabe sont considérées comme l'autochtone des montagnes d'Oman, alors que les unités d'Hawasina et de Sumeini sont définitivement reconnues comme des séries sédimentaires allochtones dont l'histoire tectonique tardive est associée à l'obduction de l'ophiolite du Semail. La chaîne de montagne d'Oman est divisée en 7 unités géologiques principales, qui ont été redéfinies dans les travaux de synthèse et de cartographie des géologues du BRGM (Beurrier, 1987 ; Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 et Béchennec, 1987). Il s'agit de la base vers le sommet dans l'édifice structural de la chaîne (Fig. I.6) :

- des unités autochtones qui rassemblent (Figs. I.5-I.6):
    1. un socle cristallin du Néoprotérozoïque ;
    2. un socle sédimentaire ou autochtone A, de la fin du Protérozoïque au Silurien-Dévonien ;
    3. la plate-forme continentale arabe ou Autochtone B, de la fin du Paléozoïque au Crétacé supérieur. Contrairement à la nomenclature proposée par les géologues du BRGM, des travaux récents tendent à montrer que l'histoire de la plate-forme arabe, qui est directement associée à l'histoire de l'ouverture de la Néotéthys, débuterait dès le Carbonifère supérieur (voir notamment Pillevuit, 1993 ; Angiolini et al., 2003a, 2003b ; Gray et al., 2005a). Nous considèrerons donc les séries de l'autochtone A comme limitées aux formations anté-Carbonifère supérieur.

- des unités allochtones, comprenant :
    4. les nappes de Sumeini et d'Hawasina qui rassemblent des séquences volcaniques et sédimentaires mises en place respectivement, sur la pente continentale et dans le bassin d'Hawasina, entre le Permien et le Santonien (Béchennec et al., 1990) ;
    5. l'ophiolite du Semail datée du Campanien (Tilton et al., 1981 ; Tippit et al., 1981).

- Les unités du néo-autochtone, comprenant :
    6. les dépôts sédimentaires post-nappes qui se déposent en discordance sur l'ensemble des unités allochtones et qui sont datés de la fin du Campanien au Miocène ;
    7. les dépôts superficiels du Quaternaire.

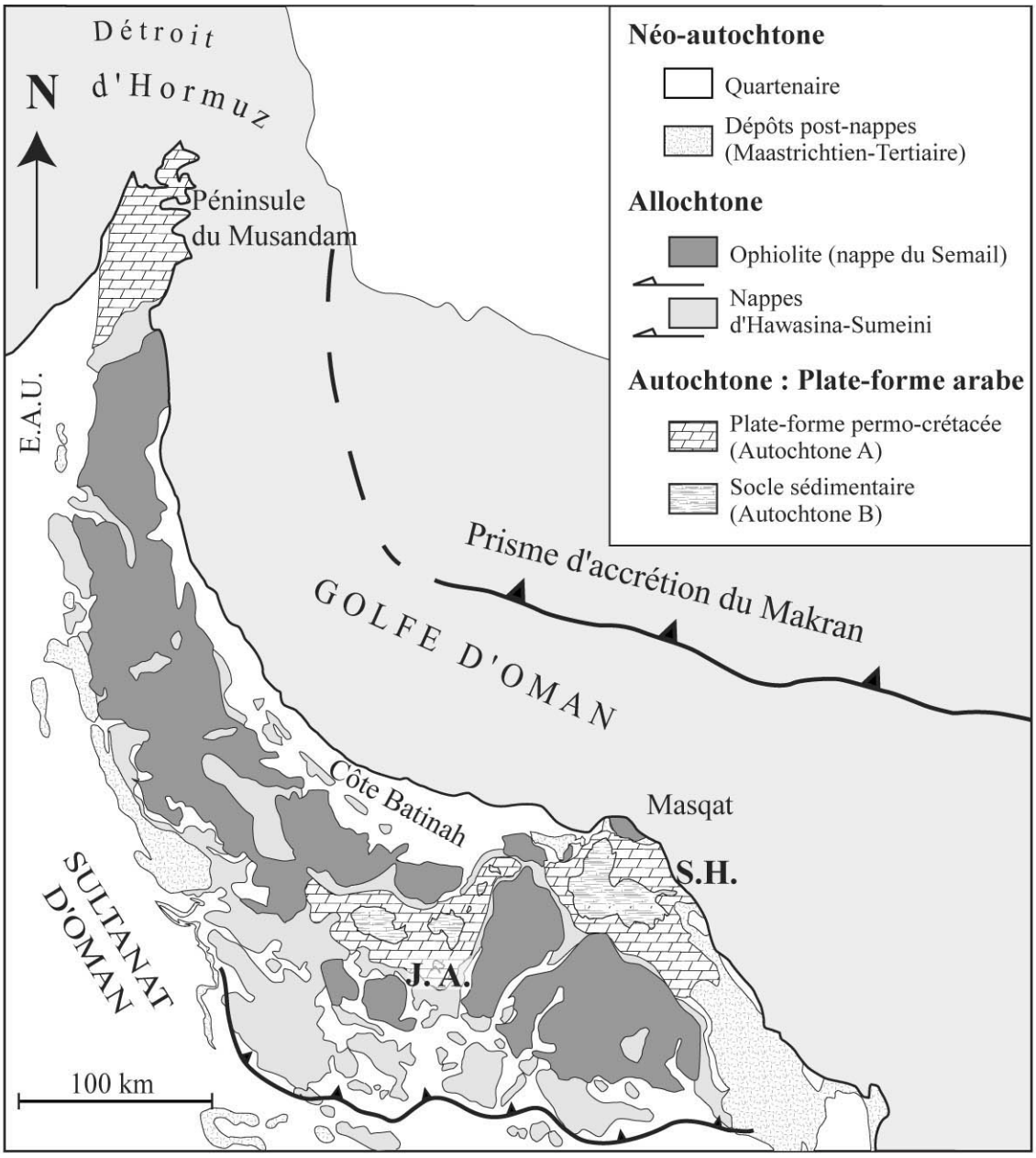


Fig. I.6 - Carte géologique simplifiée des montagnes d'Oman (d'après Glennie et al., 1974). La plate-forme arabe affleure dans les fenêtres tectoniques du Jabal Akhdar (J.A.) et du Saih Hatat (S.H.) qui forment des dômes profondément érodés sous les unités allochtones de l'Hawasina et du Semail. E.A.U : Emirats Arabes Unis.

Par rapport à l'histoire de la formation de la marge continentale arabe, ces différentes unités peuvent être présentées comme suit :

- Le socle cristallin ainsi que les séries sédimentaires de l'autochtone A forment les séries anté-rift (Protérozoïque à Paléozoïque) de la marge néotéthysienne (Fig. I.7).

- Les séries de l'autochtone B (Fig. I.7) et les nappes d'Hawasina-Sumeini correspondent aux séquences sédimentaires et volcaniques qui se sont mises en place pendant la formation et l'expansion de la Néotéthys entre la fin du Paléozoïque et le Crétacé supérieur.

La plate-forme carbonatée de l'autochtone B s'édifie sur le substratum profondément érodé et structuré de l'autochtone A, ce qui confère à ce dernier un caractère de socle.

Les séries sédimentaires de Sumeini sont classiquement considérées comme correspondant à la pente continentale de la marge arabe, qui séparait la plate-forme autochtone du bassin d'Hawasina (Glennie et al., 1974 ; Béchennec, 1987).

Dans la partie centrale des montagnes d'Oman, les successions sédimentaires les plus anciennes des nappes d'Hawasina-Sumeini sont contemporaines et datent du Permien moyen (Béchennec, 1987 ; De Wever et al., 1988, Blendinger et al., 1992 ; Pillevuit, 1993).

Cette période est également synchrone d'une activité magmatique dont les témoins sont retrouvés à la fois à la base des nappes d'Hawasina (Fm. Al Jil du Permien moyen, Béchennec, 1987) et sur la plate-forme arabe (Fm. Saiq du permien moyen, Fig. I.7., Le Métour, 1987).

Le Permien moyen correspond donc à une période clef de la construction de la marge continentale arabe à partir de laquelle les environnements de pente continentale et de bassin pélagique se sont individualisés et le resteront durant tout le Mésozoïque et le Crétacé inférieur.

Contrairement aux nappes de Sumeini dont le déplacement lors de l'inversion serait relativement limité, ce qui leur donne un caractère para-autochtone (Glennie et al., 1973, 1974), le déplacement subi par les nappes d'Hawasina ainsi que les dimensions de ce bassin font controverse (Cooper, 1987, 1988 ; Bernouilli & Weissert, 1987, 1990 ; Béchennec, 1987 ; Pillevuit, 1993).

La nature océanique ou continentale du substratum du bassin d'Hawasina est également discutée (Glennie et al., 1974 ; Béchennec, 1987 ; Searle & Graham, 1982 ; Robertson & Searle, 1990 ; Lapierre et al., 2004).

I.2.3. Objets et zones étudiés des montagnes d'Oman

Dans cette étude, toutes les traces de l'épisode du rifting néotéthysien sur la plaque continentale arabe sont recherchées. Dans ce but nous avons étudié les unités les plus anciennes de la plate-forme carbonatée arabe (autochtone B).

Nos investigations se sont concentrées dans la partie centrale de la chaîne, où la base de la plate-forme arabe et le socle sédimentaire de l'autochtone A affleurent au cœur des deux fenêtres tectoniques du Jabal Akhdar et du Saih Hatat (Fig. I.6). Les séries de l'autochtone y forment de grands plis régionaux ouverts, en forme de dôme, et dont l'intérieur est entièrement évidé par l'érosion. L'autochtone A affleure au cœur de ces grandes combes (Fig. I.6) et l'autochtone B forme de grandes falaises carbonatées, creusées par les wadi (oueds en Oman).

Ce type de relief et les qualités d'affleurement exceptionnelles qui caractérisent le sultanat d'Oman facilitent l'observation des relations entre le socle et la couverture sédimentaire, ainsi que la caractérisation à petite et à grande échelle des variations d'épaisseur, de faciès et des structures tectoniques synsédimentaires qui se sont développées pendant le rifting continental.

Ces objets ont été recherchés dans la formation permienne de Saiq (Glennie et al., 1974 ; Montenat et al., 1976, Rabu, 1987, Le Métour, 1987) qui, dans la partie NE de l'autochtone (Saih Hatat), est associée au magmatisme permien moyen également décrit dans les nappes d'Hawasina (Béchennec et al., 1988, 1990).

La formation Saiq représente la première succession sédimentaire qui se dépose en discordance sur le socle sédimentaire profondément érodé de l'autochtone A (Fig. I.7). La succession de base enregistre la transition entre une sédimentation continentale en milieu subaérien et l'installation progressive de la sédimentation carbonatée qui va perdurer durant toute l'histoire de la plate-forme arabe, entre le Mésozoïque et le Crétacé supérieur (Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987), menant à la construction de la « mégaséquence Hajar » (Glennie et al., 1974).

Un deuxième épisode volcanique n'est, cette fois, retrouvé que dans les unités allochtones du bassin d'Hawasina et est daté du Trias moyen-supérieur (Searle & Graham, 1982 ; Béchennec, 1987 ; De Wever et al., 1990, Pillevuit, 1993).

Les signatures géochimiques complètes (composition en éléments majeurs, traces et isotopes) des séquences volcaniques permiennes ayant déjà fait l'objet des deux publications récentes de Maury et al. (2003) et de Lapierre et al. (2004), cette étude est focalisée sur les séries volcaniques et sédimentaires du Trias moyen-supérieur des nappes d'Hawasina. Les sections étudiées ainsi que l'analyse géochimique de ces séries volcaniques triasiques font l'objet de la deuxième partie de cette thèse.

Ces formations du bassin triasique d'Hawasina ont été également étudiées dans la partie centrale des montagnes d'Oman, et en particulier dans les unités allochtones localisées sur les flancs N et S de l'extrémité W du Jabal Akhdar.

Les résultats obtenus seront comparés aux caractères géochimiques de l'épisode magmatique du Permien.

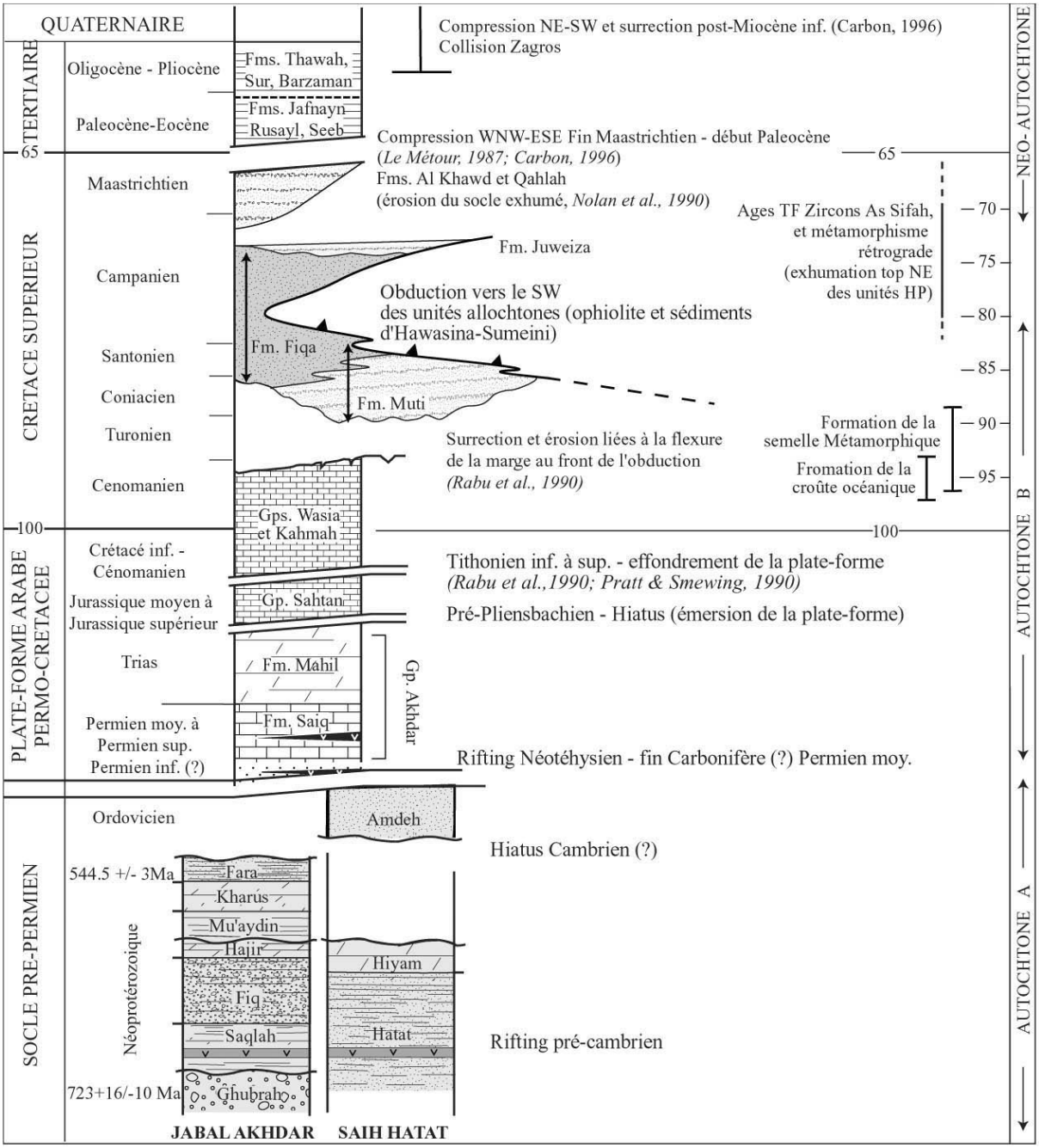


Fig. I.7 - Stratigraphie générale des séries autochtones et néo-autochtones de la partie centrale des montagnes d'Oman. Les données radiochronologiques concernent l'âge des formations Fara et Ghubrah (Brasier et al., 2000); l'âge de la croûte océanique de la nappe du Semail (U-Pb sur zircons, Tilton et al., 1981), la formation de la semelle métamorphique (Ar/Ar sur hornblende et muscovite, Hacker et al., 1996), l'exhumation des unités métamorphiques du Saih Hatat (El Shazly & Lamphere, 1992 ; Saddiqi et al., 1995, 2006 ; Miller et al., 1999 ; El Shazly et al., 2001). L'échelle stratigraphique et les âges correspondant en Ma, sont d'après the International Stratigraphic Chart (IUGS, 2004).

I.3. Les séries anté-rift de la marge continentale arabe

1.3.1. Le socle cristallin

Le socle cristallin n'affleure que dans les régions SE de l'Oman, le long d'un axe orienté NNE-SSW. Les affleurements principaux sont localisés dans la région du Jabal Ja'alan et de Sur (extrémité SE de la chaîne, Fig. I.5) et dans la zone du Dhofar (S du Sultanat d'Oman, Fig. I.5).

Le cristallin s'y compose de roches granitiques (datées entre 800 et 900 Ma, Glennie et al., 1974 ; Gass et al., 1990) de métasédiments et de métabasites affectés par un métamorphisme de faciès schiste vert et amphibolite (Gass et al., 1990), l'ensemble étant recoupé par plusieurs générations de dykes et de roches plutoniques (entre 825-730 Ma et jusqu'à 555 Ma, Béchennec et al., 1993).

Il s'agit d'un équivalent du socle arabo-nubien (socle exhumé sur les flancs du rift de la Mer Rouge) qui s'est formé par accrétion progressive de terrains, principalement d'affinité océanique, au cours de l'orogenèse panafricaine (Gass et al., 1990 ; Béchennec et al., 1993, Stern et al., 1994). Cette phase orogénique est largement reconnue entre le l'Afrique de l'E, le Yemen, et l'Arabie.

I.3.2. Le socle sédimentaire (autochtone A)

Le socle sédimentaire, d'âge Néoprotérozoïque au Silurien, affleure principalement au cœur des fenêtres tectoniques dômées du Jabal Akhdar et du Saih Hatat de la partie centrale des montagnes d'Oman (Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987), mais également dans la partie N de la chaîne ainsi que le long des zones soulevées de la partie SE de la chaîne (l'axe NNE-SSW de la région du Haushi-Huqf et du Dhofar, Fig. I.5).

Il consiste en une succession sédimentaire d'environ 2200m dans le Haushi-Huqf et à plus de 5000 m dans le Saih Hatat. Dans le Jabal Akhdar où la majorité des successions sont à l'affleurement (Rabu, 1987), la séquence protérozoïque débute par des séquences détritiques d'origine glaciaire (siltites et diamictites de Ghubrah et de Fiq), et par une succession volcano-sédimentaire interstratifiée (FIg. I.7). Cette dernière (Fm. Saqlah ; Le Guerroué et al., 2005) serait l'équivalent de l'épaisse succession volcanique, volcano-sédimentaire et détritique qui affleure dans la fenêtre du Saih Hatat (Fig. I.7, Le Métour, 1987). A travers toute la partie centrale, SE et S de l'Oman, ces dépôts principalement détritiques (diamictites, grauwackes, siltites) et volcaniques montrent d'importantes variations d'épaisseur qui sont classiquement reliées à un épisode de rifting infra-cambrien (Figs. 8a-b ; Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987 ; Le Guerroué et al., 2005).

Ces successions syn-rifts sont recouvertes par des séquences de dépôts principalement carbonatés, reconnus régionalement (dolomies à stromatolites des formations Hiyam du Saih Hatat et Hajir du Jabal Akhdar, Fig. I.7). Elles marquent la mise en place d'une plate-forme littorale stable. Dans le Jabal Akhdar, une nouvelle succession volcano-sédimentaire et terrigène (Fm. Fara, Rabu, 1987), synchrone d'une nouvelle instabilité tectonique, est estimée du Cambrien inférieur à moyen par Rabu (1987). Ces dépôts furent datés plus précisément à la limite Cambrien - Précambrien (544.5 +/- 3 Ma) par Brasier et al. (2000, Fig. I.7).

Une succession de dépôts siliciclastiques (quartzites et siltites du groupe de Haima) datés du Cambrien supérieur au Silurien repose en discordance sur les séries antérieures, dans le Saih Hatat, le Haushi-Huqf et dans la partie N de la chaîne (Glennie et al., 1974 ; Loveclock et al., 1981 ; Le Métour, 1987 ; Pillevuit, 1993). Ces dépôts sont également reconnus dans l'intérieur d'Oman (Hughes-Clarke, 1988 ; Le Métour et al., 1992). Dans le Saih Hatat (Lovelock et al., 1981), ils forment la séquence des quartzites et siltites ordoviciennes de Amdeh, de plus de 3000 m d'épaisseur, et qui se serait déposée sur une plate-forme épicontinentale subsidente (Le Métour, 1987).

1.3.3. Les différentes phases de structuration du socle

Une première phase de déformation syn-schisteuse et de métamorphisme de faciès amphibolite est caractérisée dans le socle cristallin Néoprotérozoïque comme dans l'ensemble du socle arabo-nubien (Gass et al., 1990). Elle est rattachée à la formation de la grande ceinture orogénique pan-africaine (Gass et al., 1990).

La discordance basale des successions siliciclastiques du groupe de Haima est interprétée comme reliée à une érosion continentale profonde, d'un socle déformé par les derniers mouvements également pan-africains, estimés du Cambrien inférieur (lacune du Cambrien, Fig. I.7, Le Métour, 1987 ; Béchennec et al., 1993).

Au cours des phases de distensions protérozoïques et cambriennes comme au cours du dépôt du groupe de Haima, les variations d'épaisseurs et de faciès caractérisent une profonde structuration du socle arabe. Les régions du Jabal Akhdar et du Haushi-Huqf apparaissent systématiquement comme des zones hautes, face aux séquences de comblement des régions subsidentes du Saih Hatat et du bassin de l'intérieur d'Oman (Gorin et al., 1982 ; Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987). Cette morphologie est classiquement représentée comme étant associée à des accidents crustaux de direction SSW-NNE (Gorin et al., 1982 ; Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Le Métour et al., 1992 ; Le Guerroué, 2005).

La discordance pré-permienne marquée par les dépôts de la formation Saiq est également une des morphostructures majeures de l'autochtone arabe. Dans le Jabal Akhdar, comme dans le Saih Hatat, cette discontinuité stratigraphique recoupe toutes les séries pré-cambriennes de l'autochtone A.

Des déformations hercyniennes ont été classiquement invoquées pour expliquer la troncature de structures développées dans le socle pré-permien (Glennie et al., 1974; Michard et al., 1982; Mann & Hanna, 1990). Cependant, après que Michard (1982) ait décrit un plissement syn-schisteux à faciès schiste vert dans les formations précambriennes du Saih Hatat, Le Métour (1987) et Rabu (1987) montrent que la tectonique pré-permienne se caractérise par un plissement de grande longueur d'onde qui ne mènerait au développement d'aucune schistosité. Seul Rabu (1987) met en évidence la présence dans le Jabal Akhdar d'une structuration anté-permienne caractérisée par des plis ouverts à plongement NE et dont les traces axiales seraient orientées N40-50.

Ainsi, selon Rabu (1987) et Le Métour (1987), la trace actuelle de la discordance de base de l'autochtone B représente donc la pénéplénation d'un socle pré-permien, ayant subi des phases de plissement de grande longueur d'onde, qui ne seraient associées qu'à des mouvements orogéniques de faible ampleur (Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1990).

Malgré le long hiatus stratigraphique, séparant les séries de l'autochtone A et de l'autochtone B, cette profonde érosion pourrait être reliée au soulèvement précoce de la plate-forme associé au rifting néotéthysien (notamment Al Belushi et al., 1996 ; Rabu, 1987).

I.4. Unités géologiques associées à l'histoire de la marge continentale arabe

Les successions stratigraphiques de l'autochtone B et des unités allochtones de la chaîne de montagne d'Oman témoignent que la partie nord-est de l'Arabie appartenait à une marge continentale passive bordée au nord et au nord-est par la Néotéthys.

Les environnements paléogéographiques principaux de cette marge se seraient individualisés dès fin du Paléozoïque (Béchennec, 1987 ; Blendinger et al., 1990 ; Stampfli et al., 1991 ; Pillevuit, 1993 ; Veevers & Tewari, 1995), avec une plate-forme peu profonde représentée par la mégaséquence carbonatée Hajar de l'autochtone B (Permo-Crétacé, Glennie et al., 1974), faisant face aux environnements de pente et de bassin pélagique, actuellement représentés par les unités sédimentaires allochtones de Sumeini et d'Hawasina.

Alors qu'aucun témoin de l'océan paléozoïque Néotéthys ne semble préservé (Maury et al., 2003, Lapierre et al., 2004), la formation et l'évolution de ses marges méridionales permettent de contraindre indirectement les premières étapes de la formation de cet océan. Le développement qui suit rappelle les grandes étapes de l'évolution de la marge arabe qui sont enregistrées dans les différentes unités des montagnes d'Oman.

I.4.1. Dans l'autochtone

I.4.1.1. Fin du Paléozoïque

A travers le Sultanat d'Oman, les successions finies paléozoïques du Carbonifère et du Permien reposent en discordance sur le socle arabe (Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Béchennec, 1987 ; Blendinger et al., 1990 ; Angiolini et al., 2003a, 2003b).

Dans la région centrale des montagnes d'Oman, les dépôts permiens de la formation Saiq reposent en discordance sur les différentes formations paléozoïques et précambriennes de l'autochtone A (Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987).

La formation Saiq débute par un membre détritique peu épais dans le Jabal Akhdar (0 à 30m), mais qui montrerait des variations d'épaisseur et de faciès très importantes au niveau du Saih Hatat (Le Métour, 1987). Les corrélations stratigraphiques régionales traduisent la mise en place de près de 500 m de dépôts détritiques et volcano-détritiques dans la partie NE du Saih Hatat (membre Sq1V, Fig. I.8, Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1986 ; Rabu et al., 1990).

Ces variations d'épaisseur sont interprétées associées à la formation d'un horst dans la partie SW du Saih Hatat (Jabal Tayin, Le Métour, 1987) et d'un grand demi graben ouvert vers le NE.

Le membre supérieur consiste en une puissante succession de carbonates de plate-forme, qui s'installe sur l'ensemble de la région centrale des montagnes d'Oman. La subsidence permet à près de 400 m de calcaire et de dolomie peu profonde de se déposer sur le domaine du Jabal Akhdar, entre le Murghabien et le Djulfien (Montenat et al., 1976 ; Rabu, 1987).

Dans cette région du Jabal Akhdar, la plate-forme évolue en domaine stable jusqu'au Permien supérieur (Rabu et al., 1990).

Dans le Saih Hatat, de fortes variations d'épaisseur et de faciès des carbonates de plate-forme sont observées et des produits volcaniques datés du Murghabien s'intercalent dans la partie médiane de la succession carbonatée, en formant une séquence volcanique hectométrique (Glennie et al., 1974 ; Le Métour et al., 1987 ; Rabu et al., 1990). Ce deuxième épisode magmatique permien est caractérisé par la mise en place de coulées basaltiques et trachyandésitiques d'affinité alcaline à tholéiitique (Le Métour, 1987 ; Béchennec et al., 1991 ; Maury et al., 2003).

Dans les régions S et SE de l'Oman, l'autochtone A est directement recouvert en discordance par des dépôts d'origine glaciaire, eux-mêmes recouverts en discordance angulaire par une succession post-glaciaire de nature silicilastique puis carbonatée (Fig. I.8). Ces séquences enregistrent une transition climatique entre les derniers épisodes de glaciation du Permien basal et le réchauffement progressif du climat au cours du permien inférieur (Fms. Al Khlata et Saiwan ; Fig. I.8 ; Béchennec et al., 1993 ; Angiolini et al., 1997 ; 2003b).

Dans la région du Haushi-Huqf (Fig. I.5), une seconde discordance angulaire est décrite au sommet de la succession de la base du Permien. Elle sépare la formation Saiwan et la formation Gharif (Fig. I.8, Kubergandien-Murghabien, Broutin et al., 1995). Cette dernière consiste en une succession détritique fluviatile à conglomérats terrigènes et argiles. La formation d'environ 50 m le long du Haushi-Huqf passe à près de 250 m vers l'W et le SW en formant une plaine alluviale dans l'intérieur d'Oman (Béchennec et al., 1993 ; Lees et al., 1990). Ces dépôts s'amincissent vers le N et vers l'E en présentant de nombreuses discontinuités internes. Celles-ci ont été interprétées associées au soulèvement actif d'un relief oriental (Lees et al., 1990) et septentrional (Blendinger et al., 1990).

Cette formation Gharif de la fin du Permien inférieur au Permien moyen est surmontée par une succession carbonatée équivalente à la formation Saiq. Il s'agit de la formation Khuff (Dubreuilh et al., 1992, Fig. I.8) où les carbonates du Permien moyen passent de 30 à 750 m d'épaisseur en s'épaississant vers le NW (Béchennec et al., 1993).

Les dépôts du Carbonifère et du Permien inférieur ne sont pas documentés dans le Jabal Akhdar qui est interprété comme une zone haute au Permien inférieur par rapport à l'intérieur d'Oman et au Haushi Huqf (Pillevuit, 1993 ; Baud et al., 2001 ; Al Belushi et al., 1996, Angiolini et al., 2003a). Cependant des modifications stratigraphiques importantes sont proposées pour l'âge du membre inférieur détritique de la formation Saiq du Saih Hatat. Des métatuffites du Saih Hatat ont été récemment datées de la fin du Carbonifère (298±3 Ma, âges U-Pb shrimp sur zircons, Gray et al., 2005a). Toujours dans le Saih Hatat, la base de la succession carbonatée de Saiq inclut une faune à brachiopode datée du Permien inférieur (Pillevuit, 1993). L'auteur en conclut que les dépôts volcano-détritiques de la base de la formation Saiq dateraient de la transgression artinskienne qu'il décrit sur une unité allochtone au N de l'Oman (Jabal Qamar, Fig. I.8).

Les traces d'une activité volcanique précoce ainsi que les discontinuités stratigraphiques antérieures datant du Permien inférieur conduisent plusieurs auteurs à considérer que les premiers stades du rifting néotéthysien datent de la fin du Carbonifère (Gray et al., 2005a) ou du Permien inférieur (Blendinger et al., 1990 ; Pillevuit, 1993 ; Al Belushi et al., 1996 ; Gray et al., 2005a ; Angiolini et al., 2003a, 2003b).

Bien que l'âge du volcanisme intraplaque du membre inférieur de la formation Saiq pose problème dans le Saih Hatat, le deuxième épisode volcanique du Permien moyen est classiquement considéré comme le principal témoin du rifting téthysien au Permien moyen (Baud et al., 2001 ; Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Béchennec et al., 1993).

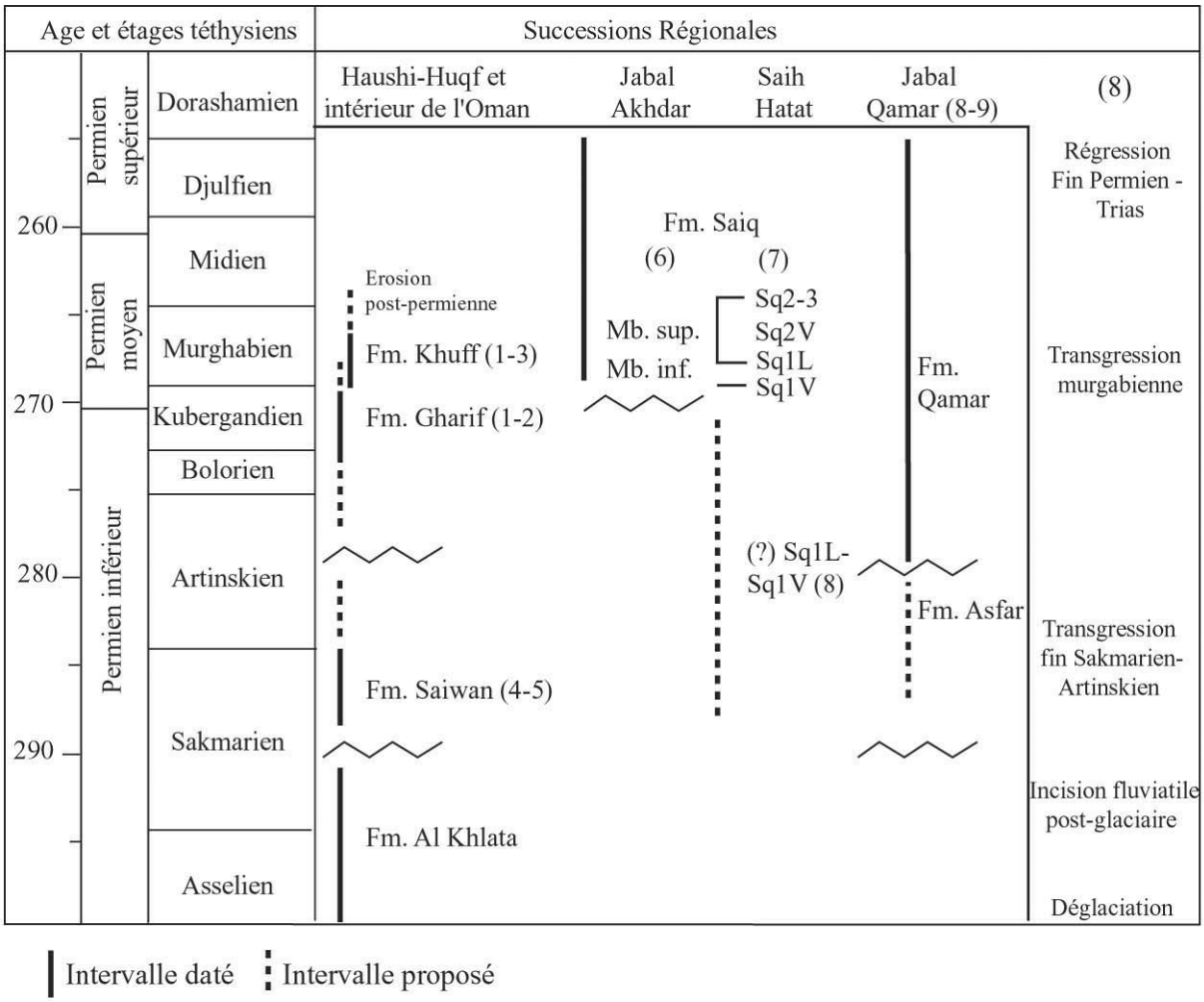


Fig. I.8 - Contraintes biostratigraphiques disponibles sur les successions permiennes des régions du Haushi-Huqf et de l'intérieur de l'Oman, et comparaison à celles des régions centrales des montagnes d'Oman (Jabal Akhdar et Saih Hatat). Les données compilées sont d'après (1) Broutin et al. (1995) ; (2) Berthelin et al. (2003) ; (3) Angiolini et al. (2003a) ; (4) Angiolini et al. (1997) ; (5) Angiolini et al. (2003b) ; (6) Rabu (1987) ; (7) Le Métour (1987) ; (8) Pillevuit (1993); (9) Baud et al. (2001). L'échelle stratigraphique de gauche est d'après the International Stratigraphic Chart (IUGS, 2004) et les étages téthysiens associés sont d'après Permophiles 36, (p2) modifié par Berthelin et al. (2003).

I.4.1.2. Le Trias

Sur l'ensemble du domaine autochtone, les successions permiennes montrent une tendance régressive généralisée qui va se poursuivre pendant le Trias, avec le dépôt des puissantes successions dolomitiques (500-800m, Fm. Mahil du Jabal Akhdar et Saih Hatat, Fig. I.7). Des épisodes d'émersions sont observés dans la région du Haushi Huqf à la fin Permien (Fm. Minjur) et dans le Jabal Akhdar et le Saih Hatat avec un hiatus perdurant entre le Trias terminal et le Pliensbachien (Fig. I.7., Béchennec et al., 1993).

I.4.1.3. Evolution de la marge du Jurassique au Cénomanien

Du Jurassique moyen au Jurassique supérieur, la mise en place diachrone des successions carbonatées du Groupe de Sahtan caractérise un nouveau stade transgressif dans l'édification de la plate-forme arabe (Glennie et al., 1974). Ce groupe est reconnu dans les partie centrales d'Oman (40 à 400m), dans le Hauhi Huqf et l'intérieur d'Oman (~500m). Sa base gréso-carbonatée bien identifiée dans le Saih Hatat et le Jabal Akhdar est discordante sur la formation triasique de Mahil (Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987). Entre ces deux domaines, la succession jurassique passe de quelques dizaines de mètres sur le domaine oriental (Saih Hatat) à plus de 400 m dans le domaine occidental (E du Jabal Akhdar). Dans la région N d'Oman, les dépôts équivalent du groupe Musandam atteignent une épaisseur kilométrique (Béchennec et al., 1993).

L'édification de cette grande plate-forme stable reliée à de hauts niveaux marins est interrompue entre le Tithonique supérieur et le Berriasien, par un épisode tectonique extensif associé à une profonde érosion du groupe de Sahtan (Fig. I.7). La subsidence consécutive provoque un retrait du coin de la plate-forme d'environ 200 km (Rabu et al., 1990, Pratt & Smewing, 1990, 1993).

Les dépôts discordants du groupe Crétacé inférieur de Kahmah forment une mégaséquence régressive (Rabu et al., 1990) qui comble progressivement la zone effondrée de la plate-forme jurassique. Les dépôts siliciclastiques du groupe Albien-Cénomanien de Wasia forment enfin une mégaséquence transgressive déposée après un arrêt de la sédimentation à la fin de l'Aptien. Elle débute par des dépôts de marne argileuse (Fm. Nahr Umr) qui passent progressivement à la construction des plates-formes peu profondes à Rudistes qui progradent vers l'E et le NE (Fm. Natih, Albien moyen – Cénomanien ; Glennie et al., 1974 ; Rabu, 1987 ; Pratt & Smewing, 1993).

Au début du Crétacé supérieur, la plate-forme arabe consiste en environ 3000m de dépôts principalement carbonatés qui seront progressivement érodés et déformés au cours de l'obduction de la nappe du Semail.

I.4.2. Dans l'allochtone : deux épisodes de formation de la marge arabe ?

I.4.2.1. Nomenclature stratigraphique

Les données biostratigraphiques, lithologiques et structurales apportées par Béchennec (1987), Béchennec et al. (1988, 1990) et De Wever et al. (1988, 1990) indiquent que dans les parties centrales de la chaîne où les successions allochtones sont les plus complètes, l'ordre d'empilement des unités du bassin d'Hawasina respecte au premier ordre, une succession paléogéographique.

La corrélation des unités tectono-lithostratigraphiques a mené à l'individualisation de groupes stratigraphiques distincts avec, depuis le continent vers l'océan (Fig. I.9) :

(1) les écailles volcano-sédimentaires du groupe Hamrat Duru, daté du Permien inférieur et moyen au Turonien supérieur-Santonien inférieur (Béchennec, 1987 ; De Wever et al., 1990). Celles-ci proviennent du bassin profond longeant la plate-forme arabe. Les successions sédimentaires montrent un système de dépôt de type fan avec des composantes turbiditiques carbonatées et siliciclastiques et des intermédiaires à forte productivité radiolaritique (Blechschmidt et al., 2004) ;

(2) L'unité tectono-lithostratigraphique du groupe Kawr consiste en une puissante plate-forme carbonatée isolée du continent (Ladinien-Carnien à Turonien moyen ; Pillevuit, 1993 ; Béchennec, 1987 ; ce travail).

(3) L'unité tectono-lithostratigraphique du groupe Umar comprend des successions pélagiques (Trias supérieur à Aptien supérieur) qui sont situées au sommet de la pile tectonique des nappes d'Hawasina.

Une quatrième unité tectono-lithostratigraphique, le groupe Al Aridh (Trias moyen-supérieur à Santonien) forme une bande relativement continue n'affleurant que le long du flanc sud des montagnes d'Oman. Ce groupe consiste en des dépôts de pente qui ont été positionnés en environnement distal (Bernouilli & Weissert, 1987 ; Béchennec, 1987 ; Béchennec et al., 1988 ; Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997), entre le bassin Hamrat Duru et les groupes de Kawr et d'Umar ; ou en position proximale (Blendinger, 1991 ; Béchennec et al., 1992 ; 1993).

Un passage latéral de faciès est observé entre les successions proximales du groupe Hamrat Duru et les formations triasiques et jurassiques du groupe Al Aridh. Dans ce contexte, l'unité d'Al Aridh est interprétée comme un équivalent latéral SE des faciès de la pente de Sumeini du NW de la marge arabe (Béchennec et al., en prép. ; Béchennec et al., 1992 ; 1993).

Les corrélations lithostratigraphiques des nappes d'Hawasina et de Sumeini caractérisent les principaux stades d'évolution du bassin longeant la plateforme arabe. Chacun de ces épisodes est associé à l'épanchement de nouvelles séquences volcaniques.

I.4.2.2. Au Permien

Des dépôts de pente sont clairement identifiés dans la partie NW des montagnes d'Oman (Jabal Sumeini) où des calcaires pélagiques surmontés par des slumps et des brèches intraformationnelles forment la base de la formation Maqam, datée Murghabien-Midien (Pillevuit, 1993).

Les sédiments les plus anciens du bassin d'Hawasina sont également datés du Murghabien (Béchennec, 1987 ; DeWever et al., 1988 ; Blendinger et al., 1992 ; Pillevuit, 1993). Ils reposent ou sont intercalés dans les coulées volcaniques alcalines et tholéiitiques qui forment la base de la formation Al Jil du bassin Hamrat Duru (Fig. I.9, Béchennec et al., 1991).

Les sédiments associés consistent en des dépôts de cherts à radiolaire et d'argilite (fenêtre d'Hawasina et région d'Al Ashkara), de calcaires pélagiques à céphalopodes (zone de Baid, Pillevuit, 1993 ; Blendinger et al., 1992), de calcaires condensés rouges de faciès Hallstatt (Rustaq, Pillevuit, 1993) et de brèches de calcaires blancs de plate-forme pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Béchennec et al., 1992). La succession se termine par des séquences turbiditiques à calcarénites fines et calcirudites et par des dépôts de calcaires en plaquettes et d'argilites, voire des bancs fins de grès (Béchennec et al., 1990 ; Béchennec et al., 1992 ; Baud et al., 2001).

Des mégabrèches de calcaires de plate-forme du Permien moyen et, localement, du Permien inférieur (Artinskien, dans le Wadi Wasit et la plaine de Batain ; Béchennec, 1987 ; Shackelton et al., 1990 ; Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997) sont souvent incorporées au sommet des séquences volcaniques et volcano-détritiques du Permien moyen (Béchennec, 1987 ; Pillevuit et al., 1997).

Ces resédimentations sont classiquement reliées au démantèlement de la plate-forme autochtone dans le bassin, mais également au démantèlement d'unités détachées de la plate-forme, qui sont actuellement retrouvées sous la forme de nappes allochtones (bloc de Baid, Jabal Qamar ; Béchennec, 1987 ; Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997). Le bloc de Baid par exemple est interprété comme un bloc basculé localisé en position relativement proximale dans le bassin (Pillevuit, 1993 ; Baud et al., 2001, Fig. I.9). Le Jabal Qamar au nord des montagnes d'Oman, comprend un soubassement paléozoïque (Fms. Rann et Ayim) à la base des carbonates permiens qui témoigne de la nature continentale du bloc basculé allochtone (Pillevuit, 1993).

Les successions de la pente continentale du groupe Sumeini et les successions pélagiques et volcaniques du bassin Hamrat Duru sont donc contemporaines de l'épisode de volcanisme enregistré sur la plate-forme arabe au Permien moyen (Béchennec, 1987 ; Béchennec et al., 1988).

Localisation Paléogéographique
Age
Pente continentale
Bassin d'Hawasina
Nord et Centre des montagnes
Gp. Sumeini
Sud et Centre des montagnes
Gp. Al Aridh
Plate-forme effondrée
Fm. Baid
Bassin proximal
Gp. Hamrat Duru
Plate-forme distale
Horst (Béchennec,1987)
Gp. Kawr
Bassin distal
Gp. Umar
Cénomanien à Coniacien
Fin Tithonien à Albien
Jurassique Moy. à Sup.
Jurassique Inf.
Trias
Permien Sup.
Permien Moy.
Permien Inf.
Fm. Qumayrah
Mégabrèche, calcirudite, calcarénite, argilite, chert
Fm. Huwar
Calcarénite, chert
Fm. Mayah
Calcarénite, calcirudite
Membres de la Fm. Maqam
(6) Calcarénite argilite, sable
(5) Chert, calcarénite, calcirudite
(3-4) argilite, siltite, calcirudite
(1-2) Calcarénite dolomitisée, calcarénite, calcilutite argileuse
Fm. Musallah
radiolarite, argilite, calcirudite
Fm. Buwaydah
Calcarénite massive
Fm. Sayfam
Chert, calcaire micritique, mégabrèches, volcanite
Faciès Hallstatt
Fm. Baid
Carbonate peu profond
Fm. Nayid
Calcarénite turbiditique, calcirudite, argilite, chert
Fm. Sid'r
Chert, calcaire micritique, calcarénite turbiditique
Fm. Guwayzah
Calcarénite oolitique turbiditique calcirudite
Fm. Wahrah
Radiolarite, argilite
Fm. Sabt
Radiolarite, argilite
Fm. Matbat
(mb2) Grès turbiditique argilite, chert, calcarénite
(mb1) Calcaire à bivalves pélagiques, calcarénite, argilite, radiolarite
Fm. Al Jil
Calcilutite, argilite, sables, calcarénite
Calcirudite, mégabrèche
Argilite, chert
Volcanite
Fm. Safil
Calcaire argileux, calcirudite
Fm. Nadan
Faciès Maiolica
Faciès Adnet
Fm. Misfah
Carbonate peu profond volcanite
Fm. Aqil
Radiolarite, chert, argilite, calcaire micritique
Mégabrèche, calcirudite
Fm. Sinni
Chert, argilite volcanites

Fig. I.9 - Lithostratigraphie générale des nappes de Sumeini et d'Hawasina d'après Béchennec et al. (1992) et redéfinition de la lithostratigraphie du Gp. Kawr et de la Fm. Baid par Pillevuit (1993).

I.4.2.3. Au Trias : un nouvel épisode de rifting ?

Pente continentale : Watts (1990) indique que les dépôts du Trias inférieur de la pente continentale de Sumeini, sont associés à des failles normales synsédimentaires. Il met en évidence l'apparition soudaine de mégabrèches et de turbidites calcaires au cours du Ladinien – Norien. Ces dernières sont traduites en terme de subsidence différentielle, localisée le long d'accidents tectoniques. La succession de pente constitue à la fin du Trias entre 700 et 900 m de sédiments (membre C de la Fm. Maqam, Watts, 1990).

Dans le bassin :

- Le bloc de Baid enregistre un brusque changement de faciès entre la fin du permien et le début du Trias, avec le dépôt au Trias, de calcaires rouges à céphalopodes de faciès Hallstat, puis Ammonitico-Rosso déposés en discordance au dessus des calcaires blancs de plate-forme du permien (Fms. Baid et Alwa, Fig. I.9, Pillevuit, 1993). L'auteur décrit des failles normales scellées et des dykes sédimentaires suggérant une tectonique active ou un effondrement du bloc.

- De nouvelles successions de mégabrèches calcaires sont retrouvées dans les nappes d'Hawasina (Béchennec, 1987 ; Pillevuit, 1993 ; Searle & Graham, 1982). Les blocs sont soit de faciès de plate-forme et datés du Permien ; soit correspondent à des calcaires pélagiques de faciès Hallstatt, du Trias moyen-supérieur (Béchennec, 1987 ; Pillevuit, 1993). Ces séries bréchiques s'intercalent entre l'Anisien et le Norien, dans les séries proximales du bassin Hamrat Duru (Fm. Matbat, Béchennec, 1987 ; Pillevuit et al., 1997). Les faciès de plate-forme des resédiments permiens sont représentés dans l'autochtone et à la base des exotiques de Baid et du Jabal Qamar (Pillevuit et al., 1997). Par contre, les resédiments de calcaires pélagiques triasiques ne peuvent provenir d'unités similaires au bloc de Baid (groupe Al Buda'ah de Pillevuit, 1993, Fig. I.9) qui serait localisé en pied de marge (Pillevuit et al., 1997 ; Béchennec et al., 1992 ; 1993).

Un nouvel épisode de volcanisme intraplaque (Béchennec et al., 1991 ; Maury dans Baud et al., 2001) est documenté dans différentes unités de la pile tectonique des nappes d'Hawasina. Il est décrit :

(1) dans les parties distales du bassin Hamrat Duru (Béchennec, 1987) où il s'interstratifie localement dans les successions de cherts datées du Ladinien-Norien, à la base de la formation Matbat (Béchennec, 1987, voir également Robertson et al., 1990) ;

(2) à la base des deux unités tectono-lithostratigraphiques sommitales de la pile tectonique allochtone (Fig. I.9). Il s'agit :

- de l'unité de Kawr où les séquences volcaniques de base sont surmontées par les carbonates de plate-forme peu profonde de la Fm. Misfah (~800m d'épaisseur, Lad.-Carn. à Rhétien, Pillevuit, 1993) ;

- de l'unité de bassin d'Umar où les coulées volcaniques sont retrouvées à la base de la formation pélagique de Sinni. Celle-ci présente des cherts et de calcaires pélagiques dépourvus de tout apport terrigène daté du Trias moyen-supérieur. Le sommet de la formation de Sinni reçoit également des brèches remaniées et des olistolites de calcaires blancs de plate-forme triasique.

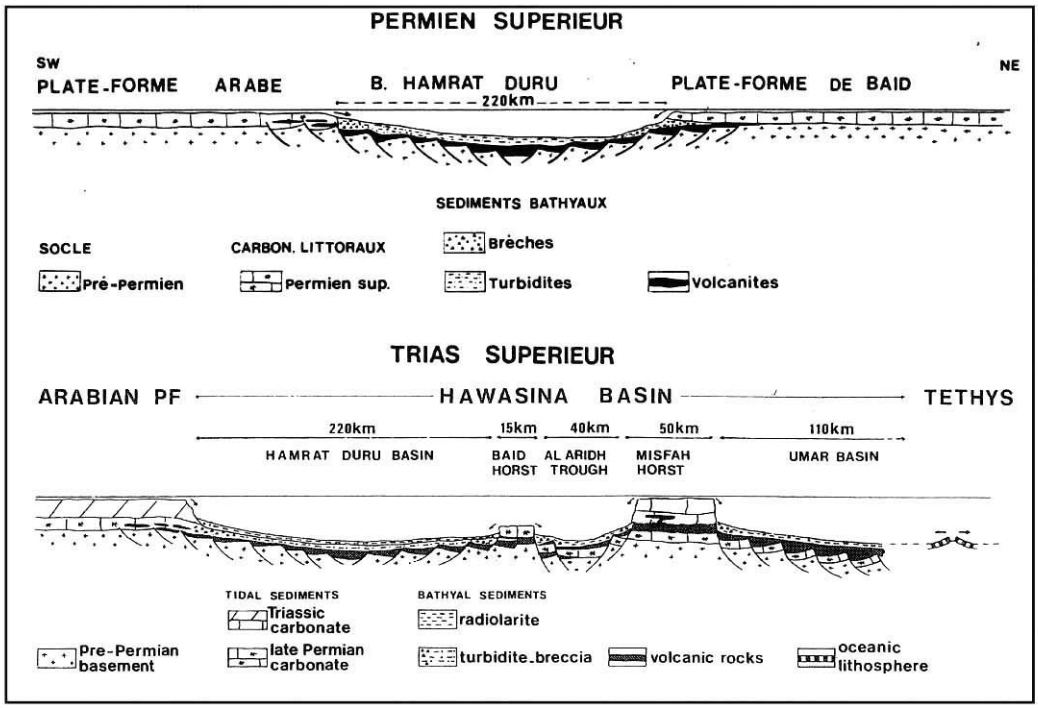
(3) Finalement ce volcanisme triasique se retrouve à la base de la formation Sayfam (Trias supérieur) du groupe tecono-lithostratigraphique d'Al Aridh (Béchennec, 1987) où les puissantes séquences volcaniques datées du Carnien sont recouvertes par des olistostromes et des blocs resédimentés de carbonates triasiques (section orientale du Jabal Buwaydah).

I.5. Les différents modèles de formation de la marge arabe et les problèmes associés

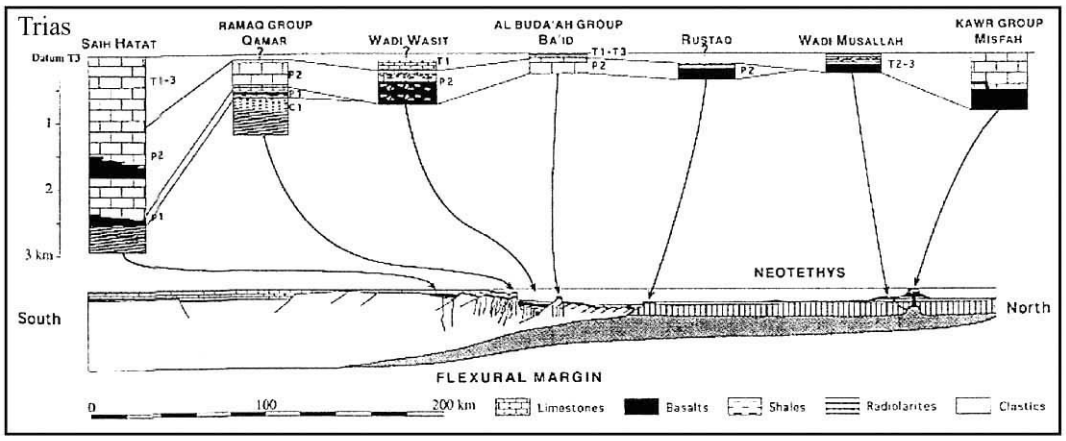
Depuis les travaux de Glennie et al. (1974), de nombreuses reconstitutions palinspatiques de la marge arabe représentent le bassin d'Hawasina comme reposant sur une croûte océanique (Fig. I.10, Glennie et al., 1973, 1974 ; Stampfli et al., 1991 ; Bernouilli & Weissert, 1987 ; Cooper, 1988, 1990 ; Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al. 1997 ; Blechschmidt et al., 2004). Ces auteurs considèrent généralement le volcanisme permien comme le témoin du début de l'accrétion océanique de la Néotéthys. Le volcanisme triasique correspond alors à des reliefs (îles ou plateaux) intra-océaniques.

Selon une deuxième interprétation, les épanchements volcaniques du Permien puis du Trias sont considérés comme associés au rifting continental (Lippard et al., 1986 ; Béchennec, 1987, Béchennec et al., 1988, 1990, 1991). La nouvelle phase de rifting entraînerait l'individualisation au Trias moyen-supérieur de nouvelles morphostructures distales avec le horst de Misfah, et le bassin pélagique d'Umar (Fig. I.10, Béchennec et al., 1988, 1990, 1991).

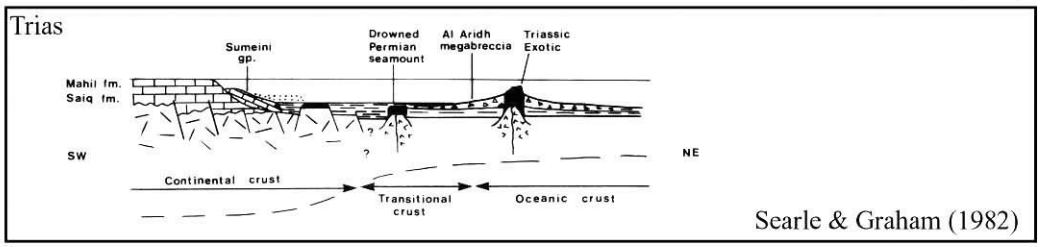
De manière générale, la marge continentale arabe est considérée comme une marge divergente maigre, avec du S au N une plate-forme, un talus et un bassin où se trouvent des hauts fonds interprétés en horsts ou sommets de blocs basculés. Cette partie de la marge sud-téthysienne constitue la zone où les éléments de la marge continentale sont les mieux préservés.



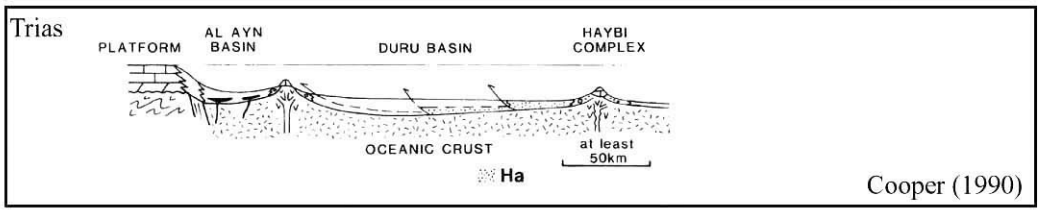
Béchennec et al. (1988, 1990)



Pillevuit et al. (1997)



Searle & Graham (1982)



Cooper (1990)

Fig. I.10 - Différentes reconstitutions palinspatiques de la marge arabe

Alors que l'ouverture du domaine océanique néotéthysien au Permien moyen semble faire actuellement consensus grâce aux données paléogéographiques récentes de Besse et al. (1998) et de Saidi et al. (1997), la morphologie et l'histoire de la formation de la marge sud-téthysienne en Oman semblent caractérisées par une évolution polyphasée dont les significations géodynamiques ne sont pas comprises.

Les reconstitutions de la marge omanaise sont principalement basées sur des corrélations lithostratigraphiques, qui sont généralement disposées dans des directions NS à NE-SW, imposant une vision cylindrique des structures et des unités paléogéographiques de la marge. Cependant, différents segments de rifts semblent agir de manière concomitante au Permien, et définissent la formation d'un point triple au NE de la plaque arabe (Stampfli et al., 1991 ; Ricou, 1994 ; Veevers & Tewari, 1995 ; Immenhauser et al., 1998, 2000 ; Pillevuit et al., 1997, Al Belushi et al., 1996)

De plus, contrairement aux autres chaînes de montagne telles que les Alpes, les structures de rifting de la marge arabe n'ont jamais été directement observées.

Nous notons également que le rôle du volcanisme omniprésent dans le bassin d'Hawasina et sur la plate-forme arabe ainsi que la dynamique mantellique associée sont rarement considérés dans ces modèles de formation de la marge. Les différentes reconstitutions furent proposées avant la réévaluation de l'influence du volcanisme intraplaque sur l'initiation et le développement des marges continentales divergentes et le développement des études sur les marges volcaniques.

Cette thèse se propose d'intégrer les différentes étapes de formation de la marge néotéthysienne au sein d'un nouveau modèle tectono-stratigraphique qui prendra en compte le rôle prépondérant du volcanisme aux différentes étapes de sa formation.

(1) Le premier objectif est d'apporter des informations structurales sur le rifting Permien de la plate-forme arabe. Les informations lithostratigraphiques témoignent de directions d'extensions variées et donc d'un dispositif géométrique complexe qu'il reste à accorder dans un modèle paléogéographique cohérent.

(2) Le deuxième objectif est de caractériser le rôle du volcanisme intraplaque dans la formation de cette marge, afin de mieux comprendre sa signification géodynamique à l'échelle de la Néotéthys. Nous proposons de caractériser en détail les compositions géochimiques et isotopiques du volcanisme lié à l'épisode triasique, ceci dans l'idée de poursuivre les travaux effectués par Maury et al. (2003) et Lapierre et al. (2004) qui ont étudié l'épisode volcanique permien.

I.6. Les étapes de l'inversion de la marge arabe (Crétacé sup. - Tertiaire)

L'histoire de la chaîne de montagne débute par la formation d'une chaîne d'obduction pendant le Crétacé supérieur et se poursuit lors des événements tectoniques néogènes qui sont classiquement associés aux mouvements Alpins s.s :

(1) Au cours du Crétacé supérieur, la marge passive arabe est progressivement inversée lors de l'obduction d'une section de lithosphère océanique téthysienne. Entre le Turonien et le Campanien, les sédiments de la marge continentale (bassin d'Hawasina et pente continentale de Sumeini ; Glennie et al., 1974) sont accrétés puis charriés sur le continent, au front d'un prisme d'accrétion développé par le chevauchement de la nappe ophiolitique du Semail (Glennie et al., 1973). A partir d'environ 80 Ma (Campanien, Fig. I.7) la formation de la chaîne d'obduction s'accompagne de l'exhumation des parties distales de la plate-forme continentale arabe qui ont été précédemment subduites jusqu'au domaine des éclogites. Les mécanismes d'exhumation des roches métamorphiques HP-BT (pour haute pression - basse température) et ses relations avec la tectonique d'obduction des unités allochtones restent très discutés.

(2) Dès la fin du Campanien, les successions post-nappes reçoivent déjà les produits de l'érosion des roches métamorphiques HP-BT du massif interne (Saih Hatat, Fig. I.5 ; Mann et al., 1990 ; Carbon, 1996 ; Nolan et al., 1990). Une phase compressive datée fin Maastrichtien – Paléocène s'accompagne d'un plissement de l'ensemble des unités de la chaîne (compression WNW-ESE Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Carbon, 1996).

(3) Après le dépôts des successions pluri-kilométriques du début du Tertiaire, les déformations alpines principalement post-Miocène inférieur (Searle, 1985 ; Boote et al., 1990 ; Hanna, 1990) entraînent le plissement des unités antérieures dans un régime compressif orienté NE-SW (Carbon, 1996). Le soulèvement de la chaîne d'Oman se poursuit actuellement.

I.6.1. L'obduction au Crétacé et les événements tertiaires

Le fragment de lithosphère océanique correspondant à la nappe ophiolitique du Semail se forme au cours du Cénomanien (Tilton et al., 1981 ; Tippit et al., 1981). La semelle métamorphique sous-ophiolitique de faciès amphibolite est datée par différents thermochronomètres (refroidissement entre le Cénomanien et le Turonien) qui indiquent que l'initiation du chevauchement intra-océanique est contemporain ou légèrement plus récent que la formation de la croûte océanique du Semail (Hacker et al., 1996).

Parallèlement, la marge continentale subit une surrection et une profonde érosion des séquences pré-turoniennes (Wasia-Aruma break de Glennie et al., 1974, Fig. I.7). Ces mouvements verticaux marqueraient la flexure de la plaque arabe lors de sa subduction vers le NE sous la nappe du Semail (Pearce et al., 1981 ; Rabu et al., 1990).

La subsidence de la marge permet aux séquences discordantes de se déposer dans le bassin formé à l'avant du chevauchement. Il s'agit des successions détritiques proximales, souvent mégabréchiques de la formation Muti (fin Turonien-début Santonien, Rabu et al., 1990) et des marnes distales de la formation Fiqa (fin Coniacien-fin Campanien, Warburton et al., 1990) qui enregistrent l'avancée progressive des nappes allochtones vers le SW (Fig. I.7).

A partir du Santonien-Campanien, le bassin d'Hawasina est progressivement inversé et les parties les plus internes du bassin de Muti sont chevauchées par les nappes allochtones (Béchennec, 1987 ; Rabu et al., 1990). Le Métour et al. (1995) considèrent que l'ophiolite ne rencontre pas la marge continentale arabe avant 85 Ma. La progression des nappes vers le SW perdure jusqu'aux premiers dépôts de la séquence flyschoïde de la formation Juweiza qui reçoit les produits de l'érosion de la nappe ophiolitique dès la fin Campanien (Glennie et al., 1974).

Le nouveau cycle sédimentaire néo-autochtone débute par les conglomérats détritiques de la formation Qahlah datée de la fin Campanien au début du Maastrichtien (Nolan et al., 1990). Elle se dépose en discordance autour des reliefs de la chaîne fini-crétacée. A la base, la formation détritique est dominée par les débris de nature ophiolitique et par les éléments des nappes d'Hawasina. En remontant dans la série, les débris carbonatés mésozoïques apparaissent et au sommet, Nolan et al. (1990) reconnaissent les débris des quartzites ordoviciennes du socle du Saih Hatat (Fm. Amdeh, le long du flanc occidental du Saih Hatat). Ces dépôts maastrichtiens témoignent donc de l'érosion progressive de l'anticlinal du Saih Hatat. Les sédiments peu profonds des formations post-nappes fin Paléocène à Eocène de Jafnayn et de Rusayl se déposent sur les terrains métamorphiques HP-BT du cœur du Saih Hatat (Nolan et al., 1990 ; Le Métour et al., 1992).

Les successions carbonatées peu profondes de la fin Maastrichtien au début du Miocène atteignent plusieurs kilomètres d'épaisseur le long de la côte de Batinah et dans le bassin de Sohar, dans la plaine de Batain (Le Métour et al., 1992 ; Carbon, 1996). Ils incluent une discordance érosive fin Maastrichtien-Paléocène, associée à un épisode compressif NE-SW (Carbon, 1996) et à un accroissement progressif du détritisme entre la fin Eocène et le début Miocène. Finalement la phase de déformation alpine s.s. va entraîner le développement des structures et morphologies actuelles des montagnes d'Oman, au cours d'une phase de compression post Miocène inférieur (Nolan et al., 1990, Hanna, 1990 ; Carbon, 1996).

I.6.2. Structures et métamorphisme dans l'autochtone

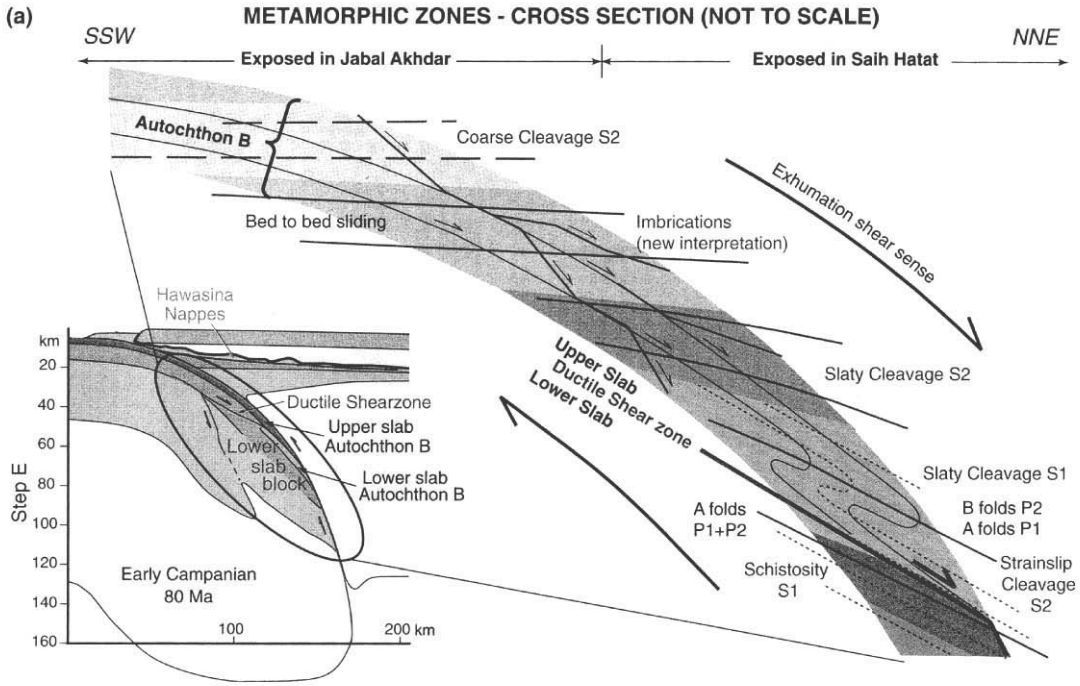
La découverte des assemblages métamorphiques de HP-BT dans les séries autochtones du Saih Hatat implique que cette partie de la marge a été subduite au cours du Crétacé (Michard et al., 1983 ; Lippard, 1983 ; Searle, 1985). Les faciès métamorphiques et l'intensité de la déformation augmentent du SW vers le NE entre le Jabal Akhdar et le NE du Saih Hatat où les roches atteignent le faciès schiste bleu et éclogite (Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Goffé et al., 1988 ; El-Shazly & Coleman, 1990 ; Searle et al.,1994, 2004).

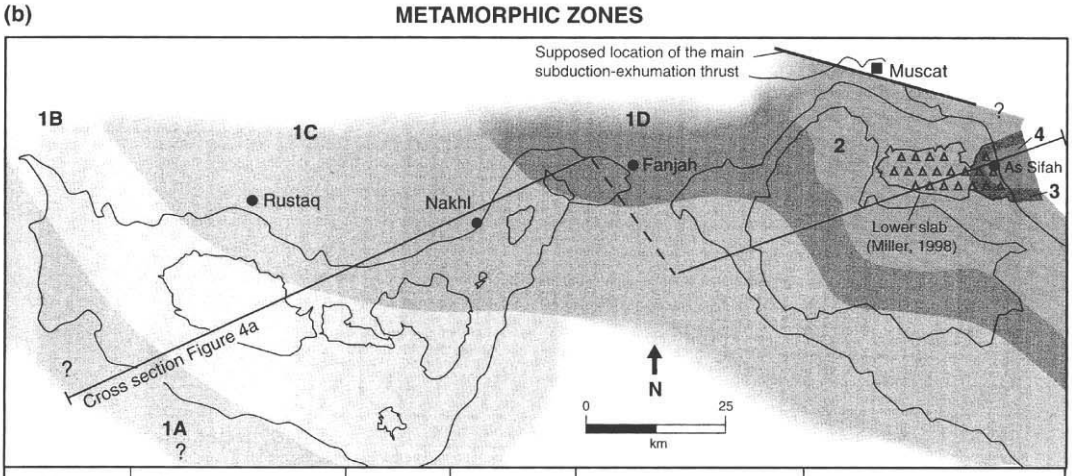
Le domaine SW de l'autochtone a enregistré le développement d'une seule fabrique tectonique alors que la moitié NE du Saih Hatat montre une déformation polyphasée et beaucoup plus intense. Le front d'apparition de la première schistosité, qui s'accompagne d'une recristallisation métamorphique (zone à pumpellyite, Le Métour, 1987), englobe l'extrémité NE du Jabal Akhdar et toute la moitié N du Saih Hatat (Fig. I.11b). Ce front de schistosité est décalé par l'accident longeant le Semail Gap. Rapidement vers le N et le NE, l'apparition d'une deuxième schistosité métamorphique définit l'entrée dans la zone interne de la chaîne (Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Le Métour et al., 1990 ; Fig. I.11b – zone 2, Breton et al., 2004).

Ces différentes schistosités se développent au cours d'une déformation vers le NE qui s'accompagne dans le domaine interne du déversement des séries autochtones le long d'un grand pli régional, couché vers le NE (Figs. I.11a, Bailey, 1981 ; Le Métour, 1987 ; Miller et al., 2002 ; Gray et al., 2005c ; Breton et al., 2004). Les roches les plus métamorphiques de la chaîne affleurent structuralement sous ce grand pli. Il s'agit des schistes bleus de la région de Hulw et des éclogites de la région d'As Sifah (Fig. I.11b).

Dans la zone interne du Saih Hatat, les deux phases de déformation développent de grandes charnières isoclinales et des plis en fourreau (Le Métour et al., 1990 ; Miller et al., 2002). Cette déformation non coaxiale se concentre le long de zones de cisaillement localisées au sommet de l'unité de Hulw, ainsi qu'entre l'unité de Hulw et l'unité d'As Sifah (Searle et al., 1994, 2004 ; Miller et al., 2002 ; Breton et al., 2004, Fig. I.11a).

Ces zones de cisaillement auraient permis un amincissement important de la pile métamorphique (Goffé et al., 1988 ; El Shazly & Coleman, 1990 ; Michard et al., 1994 ; Jolivet et al., 1998). Du fait de la complexité structurale de la région, l'empilement des différents domaines métamorphiques a donné lieu à des représentations cartographiques très variées des accidents délimitant ces domaines (voir Warren & Miller, 2007). Leur rôle dans l'amincissement observé de la pile métamorphique ainsi que la chronologie et la vergence des déformations qui leur sont associées ne font pas consensus (Le Métour et al., 1990 ; Michard et al., 1994 ; Mattauer & Ritz, 1996 ; Miller et al., 2002 ; Searle et al., 1994, 2004).





Zone		Metamorphic facies	Pressure	Temperature	Cleavage		Structures
EXTERNAL	1A	Upper Anchizone	2 to 4 kb	< 200°C	One cleavage	Coarse pressure-solution	Rare imbrications and B folds (axis ⊥ to stretching lineation)
	1B					Regular pressure-solution	
	1C	Deep Anchizone				Penetrative pressure-solution to slaty	Bedding slip, imbrications, B (axis ⊥ to stretching lineation), to A (axis // to stretching lineation) recumbent folds
	1D	Pumpellyite/lawsonite - albite - chlorite	4 to 7 kb	200 to 300°C		Composite, slaty to schistosity S1-2	
INTERNAL	2	Glaucophane blueschist	6 to 10 kb	250 to 435°C	Several cleavages	Strain-slip S2 Schistosity S1	Regional recumbent B folds P2, A folds P1, imbrications
	3	Glaucophane - almandine blueschist	6 to 15 kb	380 to 500°C			Large recumbent A folds P1 and P2 (axis // to stretching lineation)
	4	Glaucophane eclogite	15 to 20 kb	500 to 580°C			

Fig. I.11 - Evolution métamorphique et tectonique de l'autochtone entre le Jabal Akhdar (SW) et le Saih Hatat (NE) d'après Breton et al. (2004) qui utilise les travaux de Rabu (1987), Le Métour (1987), El Shazly & Coleman (1990), Le Métour et al. (1990, 1995), Rabu et al. (1993), Wendt et al. (1993), Miller (1998) et Miller et al. (1998, 1999, 2002).

Les isogrades actuels s'organisent avec un fort gradient métamorphique de type HP-BT, qui indique une augmentation des conditions P-T vers l'E (Fig. I.11, Lippard, 1983; Goffé et al., 1988; El-Shazly & Coleman, 1990; Le Métour, 1987). L'assemblage de plus haut grade de chaque unité métamorphique correspond :

- aux calcaires à carpholite et aux métabasites à lawsonite des unités structurales supérieures : 325-440°, 6-9.5 kbar (El-Shazly, 1995) ;
- aux méta-volcanites et micaschistes à glaucophane de la région de Hulw : faciès schiste bleu à 380-420°C , 7-8 kbar (Goffé et al., 1988) ;
- et aux boudins éclogitiques des méta-volcanites de la région de As Sifah (Goffé et al., 1988). Ces derniers affichent un pique des conditions P-T estimées entre 15-22 kbar et 500–580°C (Wendt et al., 1993 ; Searle et al., 1994) qui suggèreraient que la croûte continentale arabe ait atteint une profondeur de 60 à 80 km contrairement aux 40 km estimés par Le Métour et al. (1990).

L'interprétation des multiples analyses radiochronologiques effectuées sur les assemblages de plus haute pression fait encore aujourd'hui l'objet de vifs débats, ces âges s'étalant entre 130 et 76 Ma (Montigny et al., 1988 ; El Shazly & Lanphere, 1992 ; Searle et al., 1994 ; El Shazly et al., 2001 ; Miller et al., 1999 ; Gray et al., 2004a). Les différentes interprétations opposent les modèles selon lesquelles les roches du NE du Saih Hatat subissent un ou deux pics de métamorphisme et si ce dernier est associé ou non à la surcharge provoquée par la lithosphère océanique chevauchante de la nappe du Semail.

En revanche, Miller et al. (1999) datent les premières fabriques rétrogrades des unités de très haute pression d'As Sifah entre 82 et 79 Ma. Dans les unités moins métamorphiques, l'âge des recristallisations de micas blancs qui définissent la linéation d'étirement régionale développée au cours de la déformation vers le NE est daté entre 70 et 76 Ma (Fig. I.7, El Shazly & Lanphere, 1992 ; Miller et al., 1999).

Les principaux stades de l'exhumation des roches de HP sont donc bien associés à une déformation polyphasée à vergence NE qui débute dès 80 Ma (Campanien). Ces âges s'accordent avec les âges traces de fission (70 à 66 Ma) obtenus sur les zircons des unités métamorphiques du Saih Hatat (Saddiqui et al., 1995 ; 2006, voir Fig. I.7).

De nombreux modèles d'évolution tectono-métamorphique de la marge omanaise ont été proposés. Ils expriment parfaitement les principales controverses qui reposent sur la vergence de la subduction continentale et sur le processus associé à l'exhumation des roches métamorphiques (Figs. 17-19 ; Lippard et al., 1986 ; Goffé et al., 1988 ; Montigny et al., 1988; Le Métour et al., 1990 ; El Shazly & Lamphere, 1992 ; Michard et al., 1994 ; Chemenda et al., 1996 ; El Shazly et al., 2001, Searle et al., 1994, 2004 ; Grégory et al., 1998 ; Gray et al., 2004a-b, Gray & Gregory, 2004 ; Breton et al., 2004).

Le Métour et al. (1990) considèrent que le métamorphisme HP-BT et les déformations associées sont antérieurs au charriage des nappes allochtones sur la plate-forme. Une phase précoce à vergence NNE serait liée, selon ces auteurs, à l'amorce d'une subduction de la marge omanaise sous un panneau de lithosphère océanique. Les déformations syn-obduction seraient marquées par une déformation mylonitique vers le S à la base des nappes et par un écaillage obductif superficiel et la formation de rampes crustales dans l'autochtone.

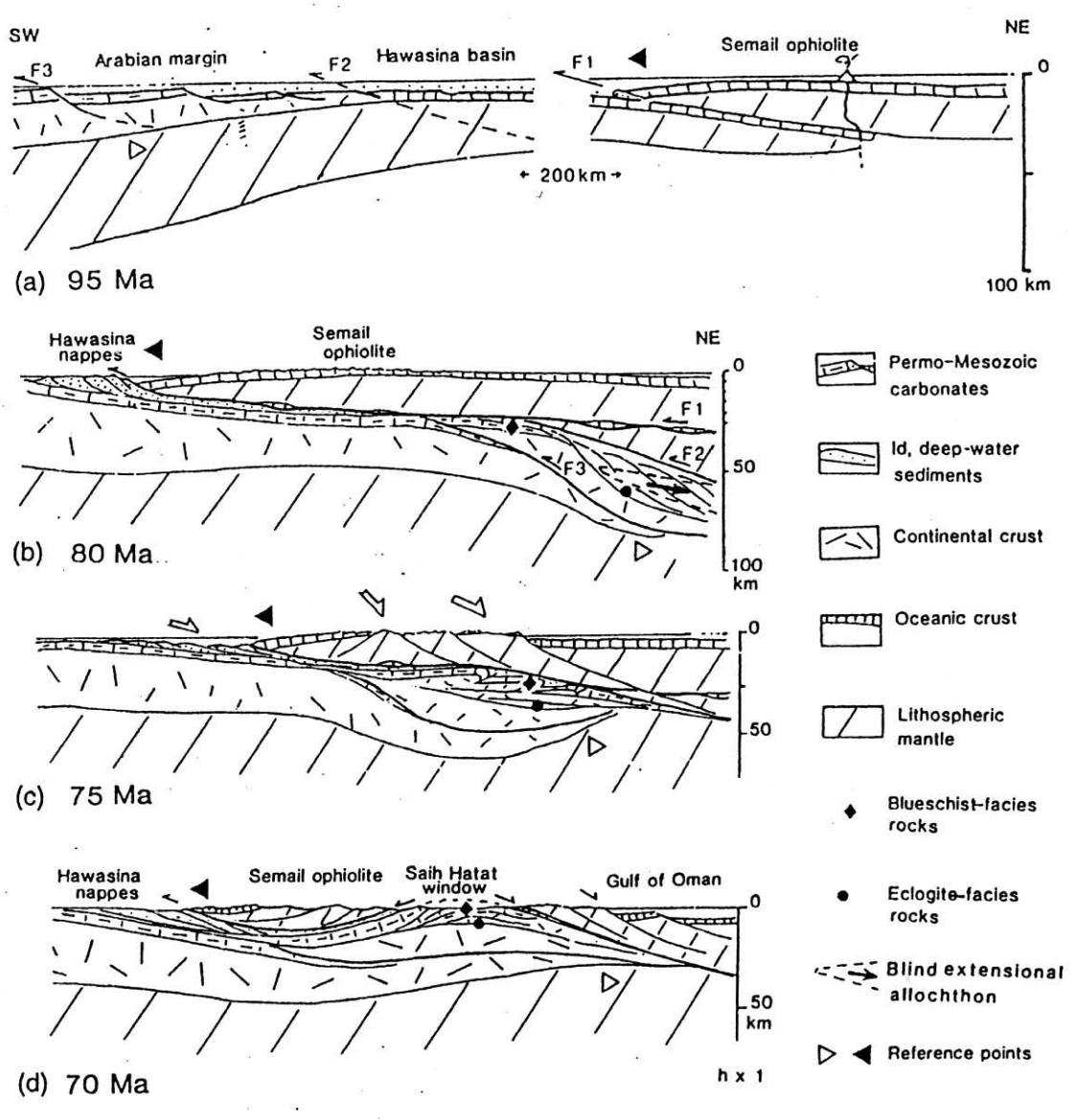


Fig. I.12 - Modèle d'évolution de la marge omanaise au cours de l'obduction et modèle de genèse et d'exhumation des roches de haute pression d'après Michard et al. (1994) : (a) détachement intraocéanique de l'ophiolite (Cénomanien) ; (b) obduction, subduction de la marge continentale, exhumation précoce des éclogites (début Campanien) ; (c) inversion extensive (collapse), juxtaposition des unités de faciès éclogite et schiste-bleu, exhumation de la pile HP-BT (fin Campanien) ; (d) rebond isostatique de la plaque inférieure et exhumation finale (début Maastrichtien).

Michard et al. (1994) introduisent une deuxième écaille océanique ainsi qu'une imbrication d'écaille crustale afin d'expliquer les 60 km d'enfouissement nécessaire au métamorphisme éclogitique des unités d'As Sifah (Fig. I.12). L'exhumation des roches de HP est permise par un mécanisme d'extension tardi-orogénique avec une remontée de la lithosphère continentale subduite par rebond isostatique (Fig. I.12). Dans ce contexte, les déformations initiales top S au cours de l'obduction sont reprises par des détachements ou failles normales ductiles, qui fonctionnent en cisaillement normal vers le N.

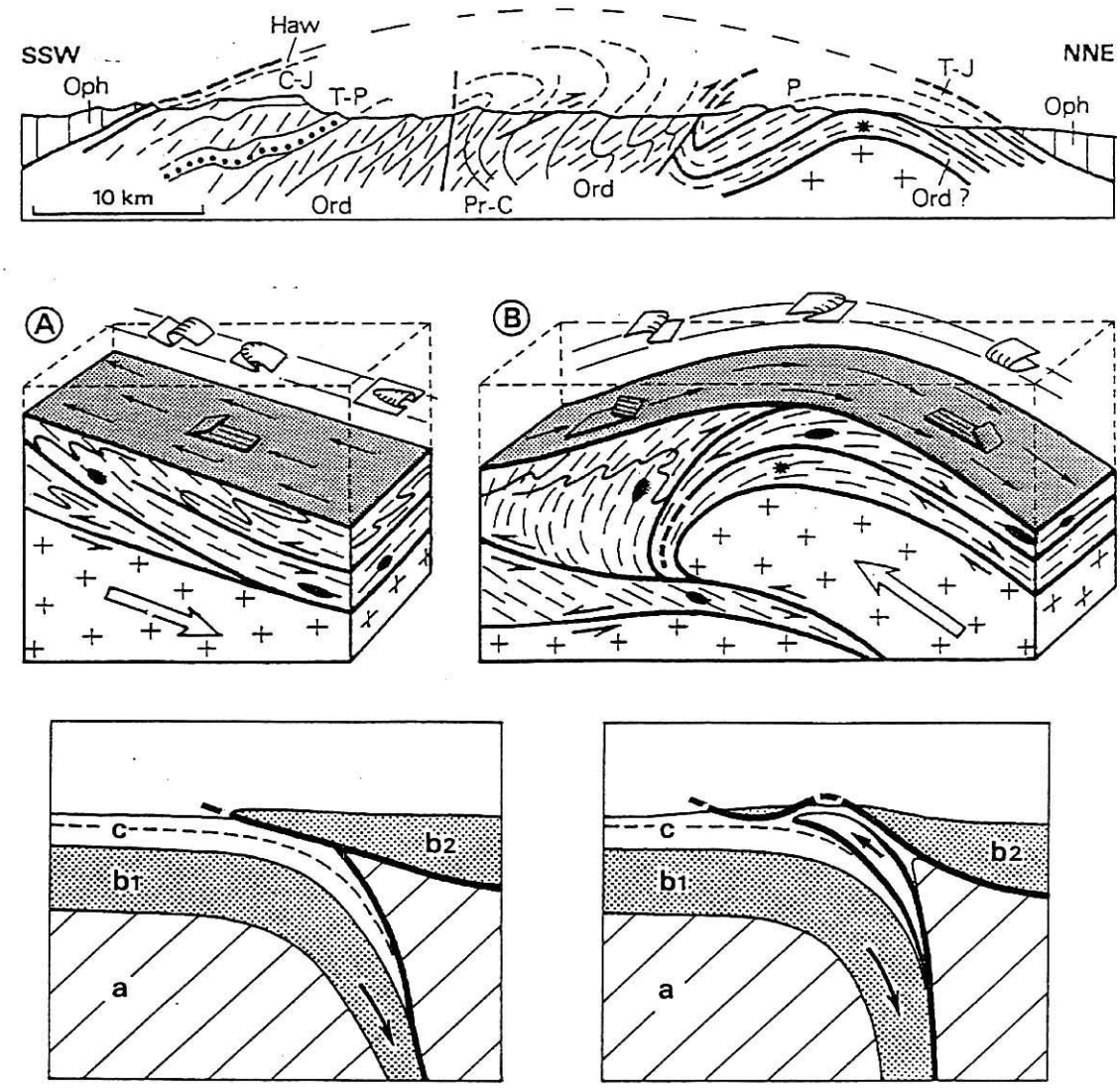


Fig. I.13 - Modèle d'évolution de la marge omanaise au cours de l'obduction d'après Mattauer & Ritz (1996), avec une coupe de la fenêtre du Saih Hatat et allure de la schistosité (étoile : éclogite, Oph : ophiolite) ; blocs diagrammes associés présentant en A, la déformation associée à la phase P1 et en B, à la phase P2 ; et schéma géodynamique simpifié du mécanisme d'exhumation des roches de Huates pression, inspiré des modèles de Chemenda et al. (1995). a- asthénosphère, b1- manteau lithosphérique continental, b2- manteau lithosphérique océanique, c- croûte continentale avec les pointillés qui représentent la limite entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire.

Mattauer & Ritz (1996) proposent un mécanisme d'exhumation inspiré des expériences analogiques de Chemenda et al. (1995, Fig. I .13). Selon ces auteurs, l'exhumation des roches métamorphiques subduite sous la lithosphère océanique se produit au cours de l'obduction, par remontée d'un panneau crustal sous l'effet d'un accroissement de sa flotabilité. La déformation observée dans le Saih Hatat est expliquée par un mécanisme de cisaillement vers le N, développé au toit du panneau crustal et associé au développement de grandes failles normales ductiles. Dans ce modèle, le cisaillement normal vers le N de la couverture sédimentaire autochtone est syn-orogénique (Fig. I.13).

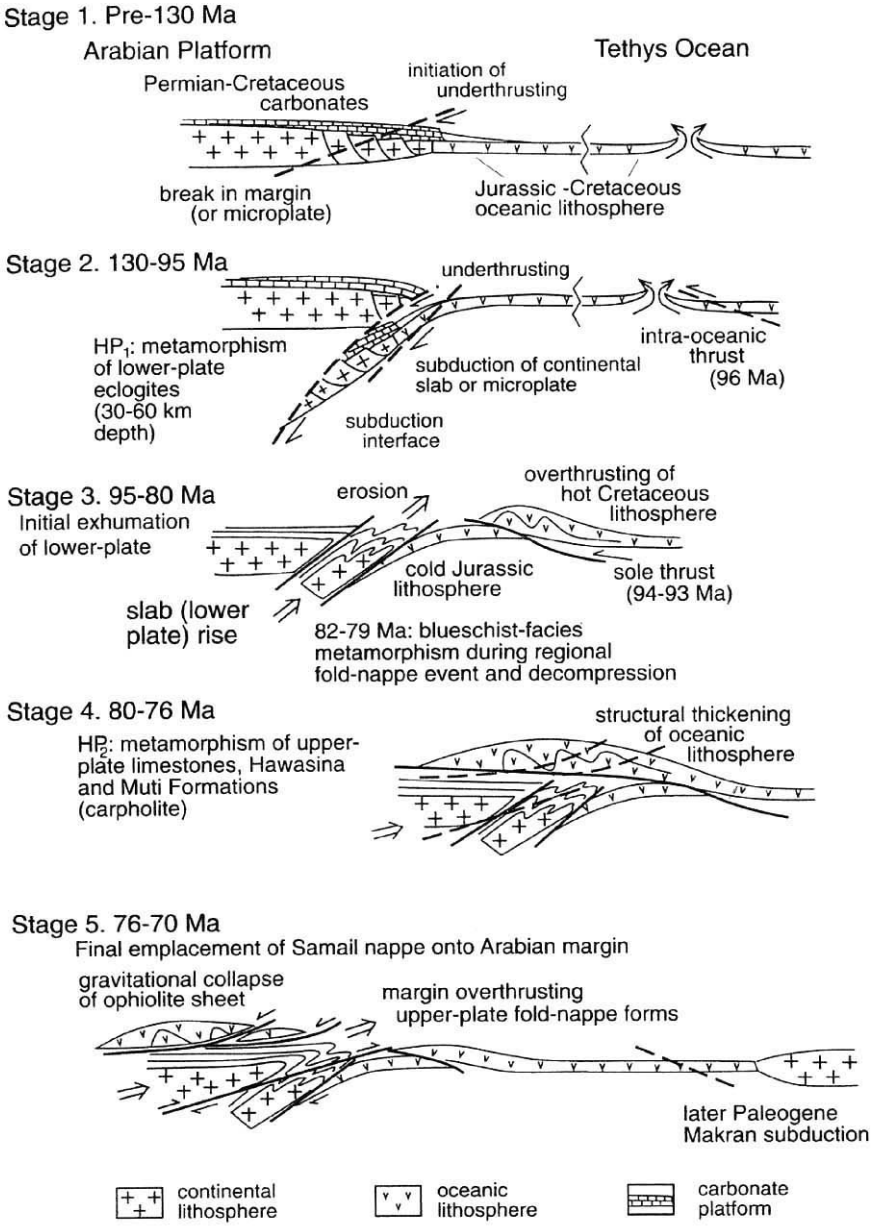


Fig. I.14 - Evolution de la marge continentale arabe au cours du Crétacé d'après Gregory et al. (1998) modifié par Gray et al. (2000), présentant : la fermeture initiale de l'océan par une subduction intra-continentale dirigé vers le continent ; subduction d'une partie de la marge à 35-50 Km de profondeur, remontée du slab HP par flotabilité et emplacement gravitaire probable de l'ophiolite sur la marge par le jeu de failles normales.

Principalement sur la base de la remise en cause des datations du métamorphisme HP-BT, Gregory et al. (1998) proposent que la déformation vers le NE synchrone de l'exhumation des roches métamorphiques HP se fasse dans un contexte de subduction intracontinentale à vergence S (Fig. I.14). Celle-ci se développerait au cours du Crétacé inférieur et donc bien avant le début de l'obduction de la nappe du Semail.

II – Le rifting Permien

II.1. Avant-propos

Les principales étapes du rifting téthysien et de la formation de la marge arabe sont classiquement reliées aux épisodes volcaniques du Permien moyen. Les traces de ce volcanisme sont retrouvées dans les unités allochtones du bassin d'Hawasina et dans les parties N et NE de la plate-forme autochtone du Saih Hatat (Fm. Saiq ; Le Métour, 1987 ; Béchennec, 1987 ; Rabu et al., 1990 ; Baud et al., 2001). Jusqu'à présent, aucune structure tectonique extensive n'a permis d'associer cet épisode magmatique à un stade d'amincissement crustal ni de caractériser le régime tectonique associé à la formation de la marge arabe.

Dans la région du Saih Hatat, les séries détritiques et calcaires de Saiq montrent pourtant de rapides variations latérales de faciès et d'épaisseur (Le Métour, 1987). Ces gradients paléogéographiques sont susceptibles d'apporter de nombreuses informations sur la géométrie des zones de comblement et d'enregistrer des déstabilisations voire des structures héritées d'une tectonique de rifting.

La restauration de la paléogéographie de la plate-forme du Saih Hatat et de la distribution des sédiments permiens dépend fortement de l'interprétation actuellement très débattue des structures orogéniques complexes qui caractérisent cette région (Searle et al., 1994, 2004 ; Gray et al., 2005c ; Searle et al., 2004 ; Warren & Miller, 2007). Ces controverses ont conduit à des modèles de corrélations stratigraphiques très différents entre les séries permiennes faiblement métamorphiques des parties N et NE du Saih Hatat et les séries métasédimentaires des unités de plus hautes pressions de Hulw et d'As Sifah où l'activité volcanique s'est largement développée (Fig. II.1).

Dans ce chapitre, nous apportons tout d'abord de nouvelles informations structurales dans le but de contraindre géométriquement les variations lithostratigraphiques régionales de la formation de Saiq. Des structures extensives héritées du rifting permien sont décrites dans les régions les moins déformées de la plate-forme du Jabal Akhdar et du Saih Hatat.

Une étude complémentaire est menée au sein des séries stratigraphiques permiennes affleurant dans les zones internes du Saih Hatat. Ces séries ont subi une histoire tectonique et métamorphique polyphasée et leur âge est actuellement discuté (Gray et al. 2005 ; Searle et al., 2004 ; Pillevuit, 1993 ; Le Métour, 1987). Cette deuxième partie a pour but de mieux comprendre l'organisation paléogéographique des variations d'épaisseur et de faciès de l'ensemble des unités stratigraphiques rattachées à la plate-forme permienne de Saiq.

La reconstitution de l'architecture paléogéographique de la plate-forme du Saih Hatat reposera donc sur la description des principales structures orogéniques du massif. Ce travail s'appuie notamment sur la réalisation d'une carte géologique détaillée de la zone NE du Saih Hatat et sur une série de coupes illustrant les relations entre les séries plus ou moins métamorphiques de Saiq.

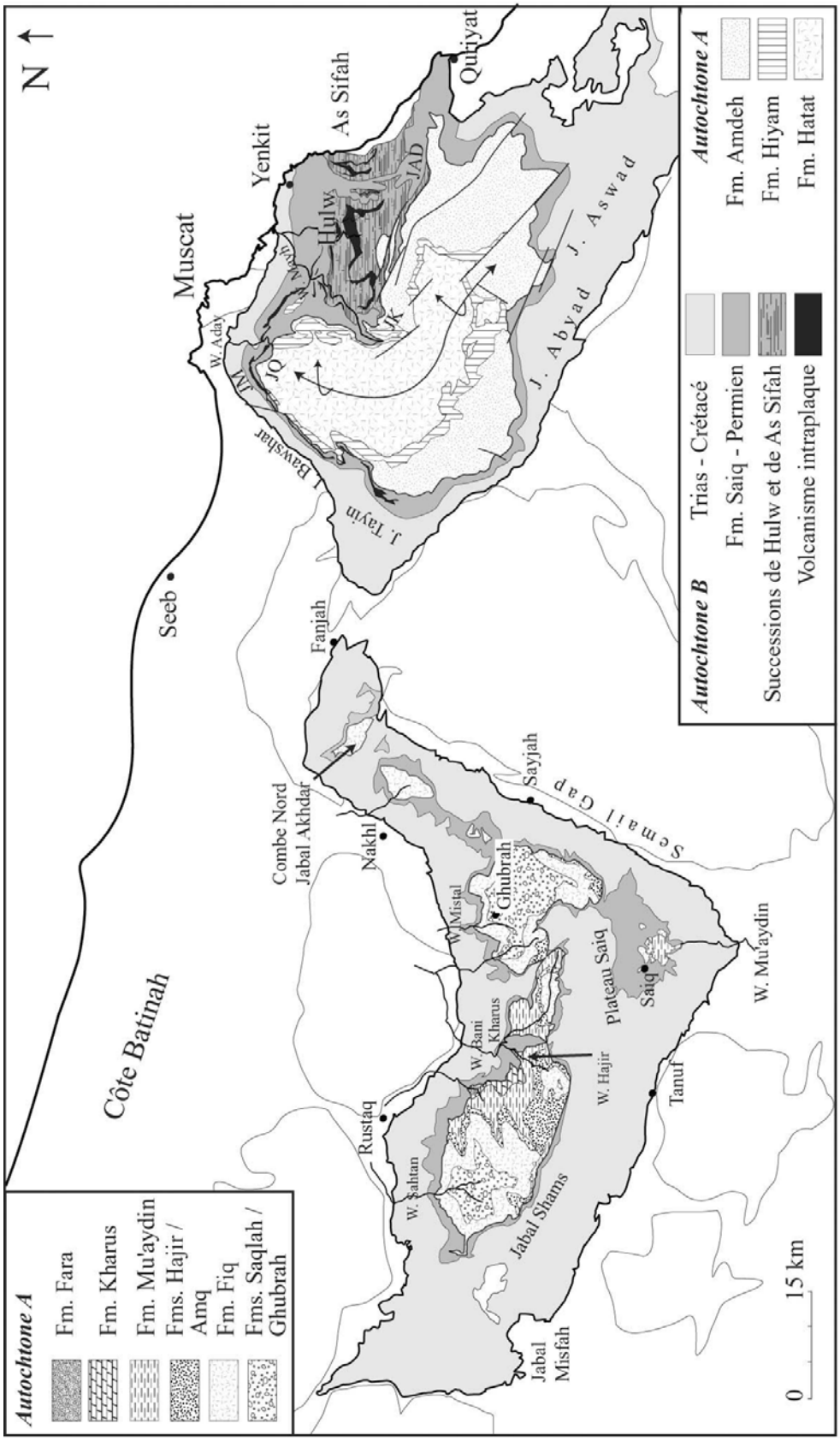


Fig. I.1 - Carte géologique simplifiée de la plate-forme arabe au niveau des massifs autochtones du Saih Hatat à l'est et du Jabal Akhdar à l'ouest, d'après Le Métour (1987) et Rabu (1987). Les unités infra-permiennes de l'autochone A affleurent au coeur des deux fenêtres tectoniques. Ces séries sédimentaires sont profondément érodées puis recouvertes par les dépôts permiens de la formation Saiq. Au niveau du Saih Hatat, un grand pli régional renverse les séries autochones vers le NE et l'ENE. La trace axiale de cet anticlinal est reportée. Les séries métasédimentaires de faciès schiste-bleu à éclogite de la région de Hulw et d'As Sifah affleurent sous ce grand pli. Dans le Saih Hatat : JA =Jabal Abu Da'ud ; JK=Jabal al Khufayqi ; JQ=Jabal Qirmadhil ; JM=Jabal Muraywah.

II.2. Relations stratigraphiques régionales

A l'intérieur des deux fenêtres tectoniques du Jabal Akhdar et du Saih Hatat, la séquence permo-crétacée de la plate-forme arabe (~ 3000 m d'épaisseur) recouvre les séries protérozoïques à ordoviciennes (voir Fig. I.7), par l'intermédiaire d'une discordance angulaire majeure (Glennie et al., 1974 ; Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1986 ; Fig. II.1).

Cette discordance recoupe les formations Mu'aydin, Kharus et Fara (~ 1000 m) dans la partie sud-ouest du Jabal Akhdar, et les formations plus anciennes de Ghubrah, Fiq et Saqlah, dans sa partie NE (Rabu, 1987 ; Fig. II.1). Dans le dôme du Saih Hatat, la discordance tronque, du sud vers le nord, les quartzites de la formation ordovicienne de Amdeh (2400 m), les dolomies à stromatolites de la formation Hiyam (500 m) et la formation protérozoïque de Hatat (Le Métour, 1987 ; Figs. II.1).

Au-dessus de cette discontinuité stratigraphique majeure qui marque les effets d'une érosion différentielle des séries de l'autochtone A, la méga-séquence de plate-forme de l'autochtone B débute par le dépôt de la formation permienne de Saiq (Glennie et al., 1974). Dans les domaines du Jabal Akhdar et du sud du Saih Hatat, les dépôts discordants de Saiq débutent par un membre inférieur détritique et discontinu (0-30m), recouvert par un membre supérieur carbonaté plurihectométrique (Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987 ; Fig. II.2).

Le membre inférieur consiste le plus souvent en des accumulations fluviatiles de conglomérats et de silts (Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987). Il inclut localement des niveaux de carbonates riches en détritus terrigènes (0 à 30m) qui reposent directement sur le socle pré-Permien ou sur les séries conglomératiques de base. Ce premier stade transgressif effacerait les derniers traits morphologiques d'un socle déjà pénéplainé (Rabu, 1987). Localement, des discordances angulaires et des surfaces condensées sont observées au sommet du membre inférieur (Rabu, 1987 ; Fig. II.2).

L'établissement de la sédimentation de plate-forme se généralise lors de la transgression de la mer à Fusulines. Cette seconde étape transgressive est datée du Murghabien à la base de la succession carbonatée du membre supérieur (Montenat et al., 1976 ; Rabu, 1987). La subsidence régionale permet le dépôt entre le Murghabien et le Djulfien de 400 à 600 m de carbonates peu profonds (Montenat et al., 1976). Cette épaisse succession débute par des calcaires noirs bioclastiques et des calcaires à polypiers, recouverts par des séquences monotones de carbonates de plate-forme à dominante dolomitique. L'ensemble est caractéristique d'un environnement de plate-forme interne (Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987). La succession montre une évolution verticale vers des environnements de plus en plus restreints, avec le dépôt de dolomies argileuses en plaquettes et de marnes évaporitiques au sommet de la formation (Rabu, 1987 ; Rabu et al., 1990 ; Baud et al., 2001).

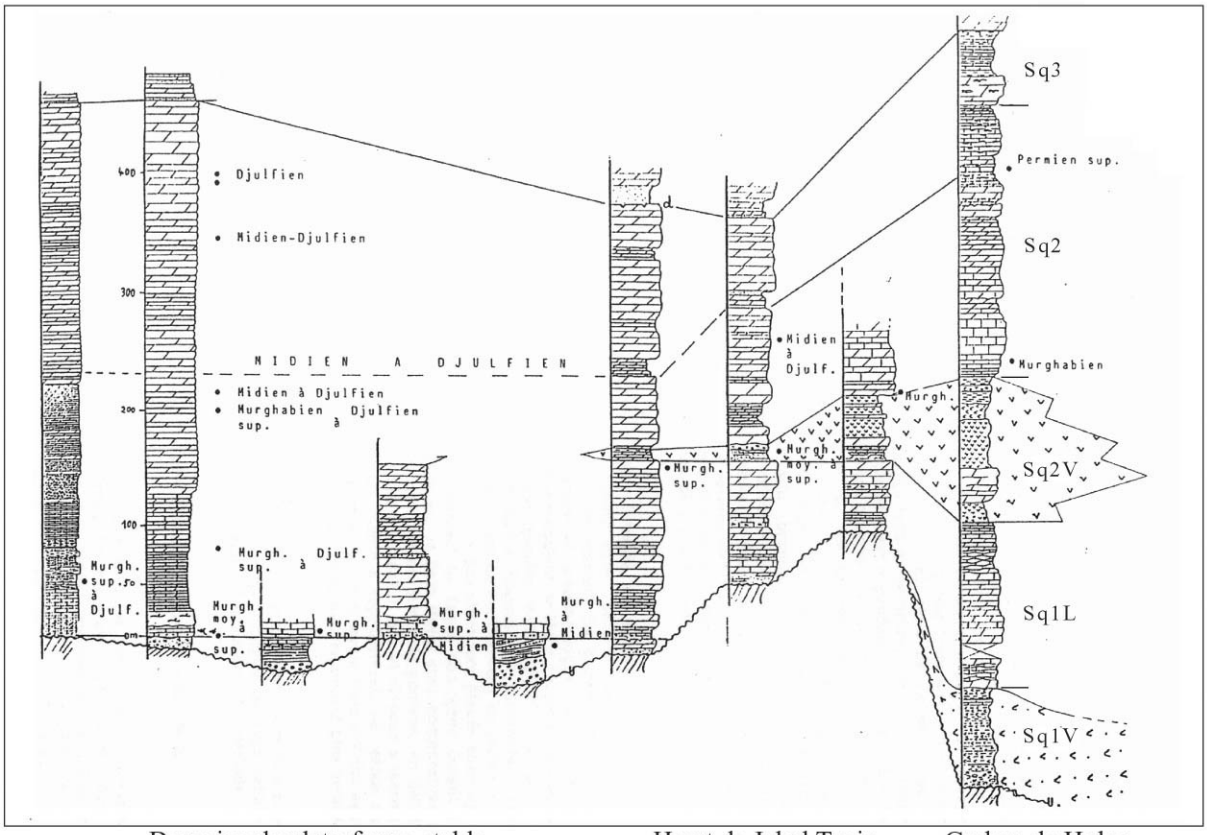


Fig. II.2 - Corrélations de la formation de Saiq d'Ouest en Est à travers les montagnes centrales d'Oman (Jabal Akhdar et Saih Hatat) d'après Rabu (1987) et Le Métour (1987). Les principales subdivisions lihtostratigraphiques du NE du Saih Hatat sont reportées (d'après Le Métour, 1987).

Dans les régions N et NE du Saih Hatat, la formation de Saiq montre des successions carbonatées de mer ouverte et inclut deux niveaux volcaniques distincts (Fig. II.2 ; Glennie et al. 1974 ; Le Métour, 1987).

Des tufs ryhodacitiques et des coulées volcaniques subordonnées sont documentés au sein du membre détritique de base (Sq1V, Fig. II.2 ; Le Métour, 1987 ; Pillevuit, 1993). Un second épisode volcanique (Sq2V) menant à la mise en place de coulées basaltiques et trachytiques, est interstratifié entre une succession inférieure de calcaires siliceux noirs et parfois noduleux (Sq1L) et une succession supérieure calcaro-dolomitique, datée du Murghabien au Djulfien sur toute la moitié N du Saih Hatat (Sq2-3, Fig. II.2, Le Métour, 1988). Le deuxième épisode volcanique est donc contemporain des épanchements volcaniques sous-marins (Murghabien, De Wever et al., 1988 ; 1990) retrouvés à la base des séries permiennes des nappes d'Hawasina (formation Al Jil, Béchennec et al., 1988, 1990, 1991). Ces volcanites d'affinité tholéiitique et alcaline sont typiques d'un magmatisme intraplaque de rift (Béchennec et al., 1991 ; Maury et al., 2003). Sur la plate-forme du Saih Hatat, les roches volcaniques présentent une composition bimodale caractérisée par le dépôt de tufs rhyolitiques, la mise en place d'intrusions massives et l'épanchement de coulées basaltiques (Le Métour, 1987).

Dans la partie NE du Saih Hatat, la formation Saiq est donc divisée en plusieurs membres (Fig. II.2) dont la cartographie illustre des rapides variations d'épaisseur et de faciès qui tranchent avec la monotonie des séquences du Jabal Akhdar (Rabu et al., 1990). Deux membres volcaniques Sq1V et Sq2V et 5 ensembles stratigraphiques carbonatés Sq1L, Sq2a, Sq2b, Sq3L et Sq3 sont introduits par Le Métour (1987) et Le Métour et al. (1986). Ces différentes successions s'individualisent cartographiquement à partir du Jabal Bawshar et du Jabal Muraywah (flanc NW du Saih Hatat, Fig. II.3). Elles s'étendent à toute la partie N et NE du Saih Hatat (Le Métour et al., 1986 ; Miller et al., 2002).

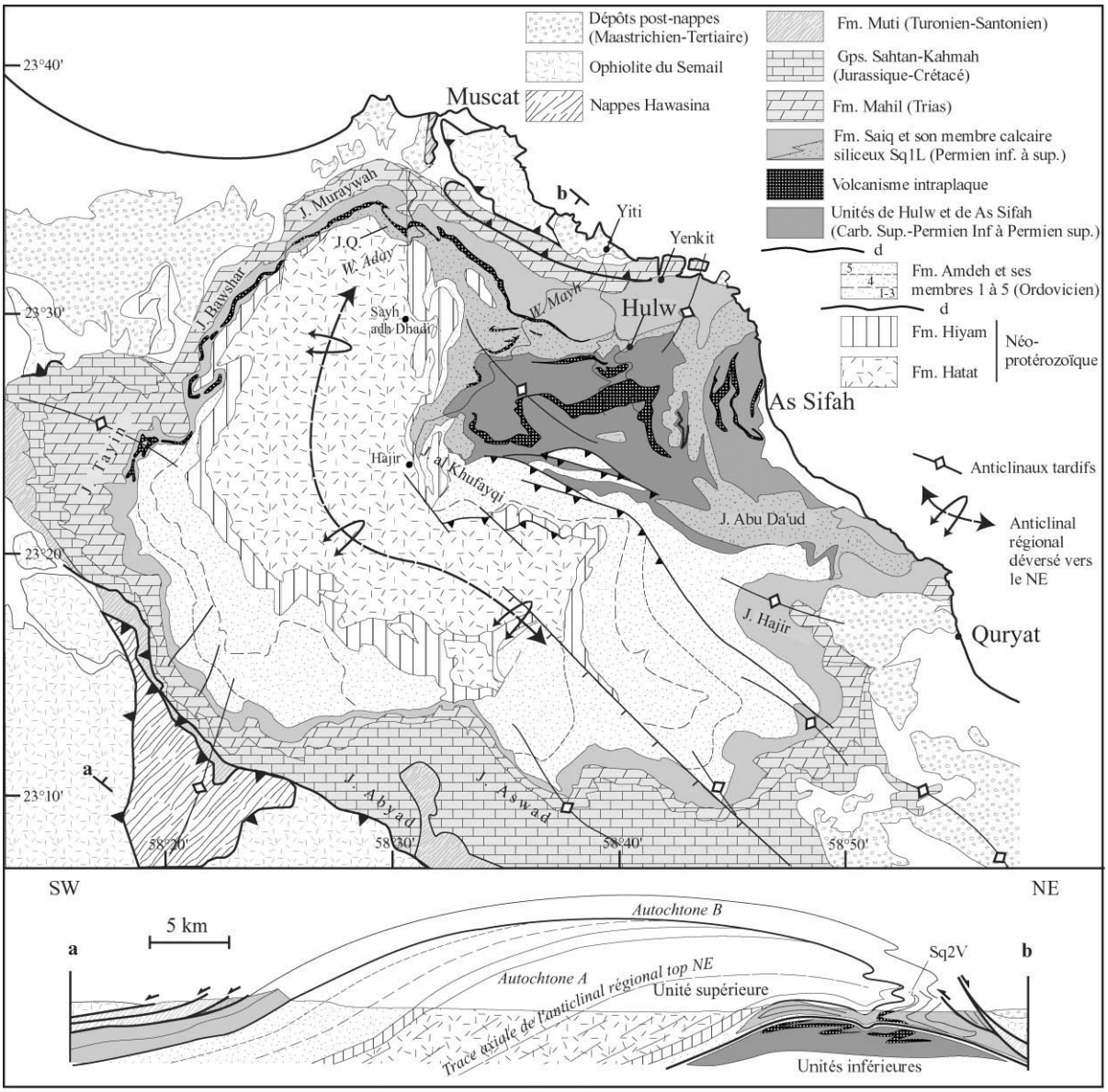


Fig. II.3 - Carte géologique du Saih Hatat modifiée d'après Le Métour et al. (1986 et 1992). Les principales structures du massif sont reportées ainsi que la répartition du membre carbonaté et siliceux Sq1L de Le Métour (1987) qui caractérise la Fm. Saiq du NE du Saih Hatat. La coupe associée illustre la morphologie générale du Saih Hatat entre les points a et b reportés sur la carte (modifiée d'après Warren et Miller, 2007). Notez la discordance majeure séparant les séries de l'autochtone A et de l'autochtone B, ainsi que l'interprétation des relations structurales existantes entre l'unité supérieure (séries autochtones A et B) et les unités inférieures de Hulw et de As Sifah (Warren et Miller, 2007).

Les travaux de Le Métour (1987), Rabu (1987) et Rabu et al. (1990) mettent en évidence l'existence d'une limite paléogéographique qui séparerait les séquences équivalentes du Jabal Akhdar et du sud du Saih Hatat, des successions calcaires de mer ouverte et des séquences volcaniques épaisses qui caractérisent la partie NE du Saih Hatat. Dans ce contexte, le Jabal Akhdar et le sud du Saih Hatat sont considérés comme appartenant à un domaine de plate-forme interne à subsidence faible, et le NE du Saih Hatat, comme un domaine instable de la plate-forme arabe (Fig. II.2). La limite paléogéographique serait notamment représentée par la succession condensée de Saiq qui est décrite dans le Jabal Tayin (Figs. II.2-II.3). Les variations latérales de faciès et d'épaisseur sont alors interprétées comme les témoins d'une activité tectonique développant des reliefs en horst et graben. Le Jabal Tayin représenterait un horst d'orientation sub-méridienne, bordant un demi-graben subsident au NE (Le Métour, 1987 ; Rabu et al., 1990 ; Fig. II.2).

Nous avons recherché les structures héritées de l'extension permienne afin de mieux contraindre ces modèles paléogéographiques et de mieux comprendre l'organisation des variations lithostratigraphiques largement étudiées par les auteurs précédents. Ces structures sont décrites dans les paragraphes suivants. Les mesures structurales y sont reportées sur des canevas de Schmidt en projection stéréographique sur hémisphère inférieure.

II.3. La plate-forme du Jabal Akhdar

Deux structures distensives scellées par les dépôts de base de la formation Saiq ont été observées le long du Wadi Hajir (sud du Wadi Bani Kharus) et le long du Wadi Mistal (Fig. II.1).

II.3.1. Wadi Hajir

Dans le Wadi Hajir (Fig. II.1), la formation Saiq repose sur les dolomies de la formation Kharus, par l'intermédiaire d'une discordance angulaire d'environs 30° (Fig. II.4a).

Le long du contact, les premiers dépôts de la formation Saiq consistent en un conglomérat à matrice silto-argileuse oxydée, de couleur rouge, qui tranche très nettement sur les dolomies ocres de Kharus (Figs. II.4b-II.5b). Le conglomérat inclut de nombreux fragments de quartzite et quelques blocs anguleux provenant des dolomies sous-jacentes. Il est recouvert de trois à quatre bancs de brèche dolomitique à stratification oblique et matrice détritique gréseuse (Figs. II.4a-b). Leur organisation interne et leur contact érosif basal suggèrent une dynamique de dépôt fluviatile. Ces brèches sont recouvertes par 50cm à 1m de microconglomérats gréseux en bancs décimétriques. Puis une séquence carbonatée se met en place par l'intermédiaire d'un banc dolomitique bréchifié et cimenté par une matrice silto-argileuse rouge. La succession sus-jacente correspond à une série plurimétrique de bancs dolomitiques lithoclastiques (calcirudite et calcarénite, Fig. II.5c) jaunâtres, qui est surmontée par la séquence hectométrique de calcaires sombres de plate-forme.

La succession détritique terrigène de la base de la séquence précédemment décrite montre de rapides variations d'épaisseurs. Latéralement, les carbonates lithoclastiques reposent directement sur les strates de la formation Kharus. Rabu (1987) et Lee (1990) décrivent des successions détritiques similaires dans cette partie du Jabal Akhdar. Ils précisent que ces dépôts seraient organisés en chenaux d'orientation moyenne N70 (Rabu, 1987). Le long du Wadi Hajir, les influx détritiques terrigènes ont fossilisé de profondes fissures, en formant des filons sédimentaires de plusieurs mètres de profondeur et bordés par des fractures (Fig. II.4).

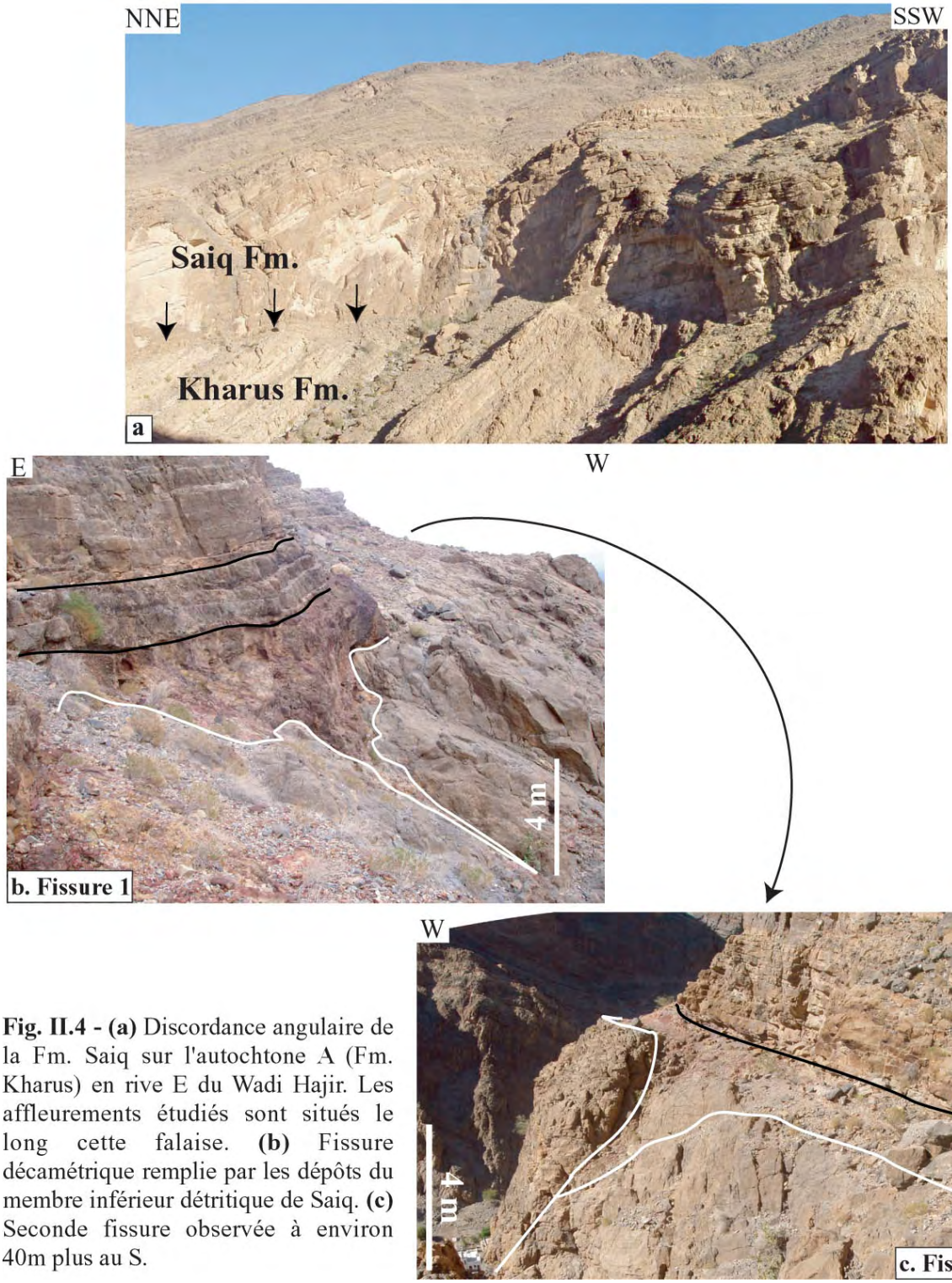


Fig. II.4 - (a) Discordance angulaire de la Fm. Saiq sur l'autochtone A (Fm. Kharus) en rive E du Wadi Hajir. Les affleurements étudiés sont situés le long cette falaise. **(b)** Fissure décamétrique remplie par les dépôts du membre inférieur détritique de Saiq. **(c)** Seconde fissure observée à environ 40m plus au S.

Elles atteignent un minimum de 6 à 8 m de profondeur (Figs. II.4b-c). Les épontes sont encroûtées. Les fissures ouvertes sont remplies par le matériel conglomératique rouge (fissure 1) ou par une brèche de pente caractérisant un effondrement local du substratum dolomitique de Kharus.

Cette brèche dolomitique très grossière est emballée dans une matrice terrigène (fissure 2, Figs. II.5a-d). La brèche de pente est scellée par les conglomérats quartzitiques rouges de la fissure 1 (Fig. II.5a).

Les fractures bordant les fissures définissent une première famille de plans orientés N160-130. Une deuxième famille de fracture scellée, orientée N20-30 contrôle également l'épaisseur des dépôts détritiques en formant des reliefs décimétriques (canevas 1 - Fig. II.5e). Les dépôts butent contre une troisième famille de plans orientés N100-110. Celle-ci correspond à l'orientation des bancs massifs de la dolomie de Kharus. Elle dérive donc des irrégularités topographiques d'un substratum constitué par des strates fortement redressées.

Dans la première fissure, les conglomérats rouges ne montrent pas de stratification ou de granoclassement. Ces dépôts ne présentent qu'un litage discret qui épouse la morphologie de la fissure (canevas 2 - Fig. II.5e). A l'intérieur de la deuxième fissure, la brèche de pente est elle-même recoupée par des filons sédimentaires dont l'orientation correspond à la faille bordant la fissure. Ces filons sont remplis par le conglomérat de base de la fissure 1.

Ces observations suggèrent que la formation de la brèche de pente et que le dépôt des conglomérats de base de la formation Saiq soient contemporains du même épisode tectonique. Les deux familles de fractures suggèrent une direction moyenne de mouvement selon un azimute N80.

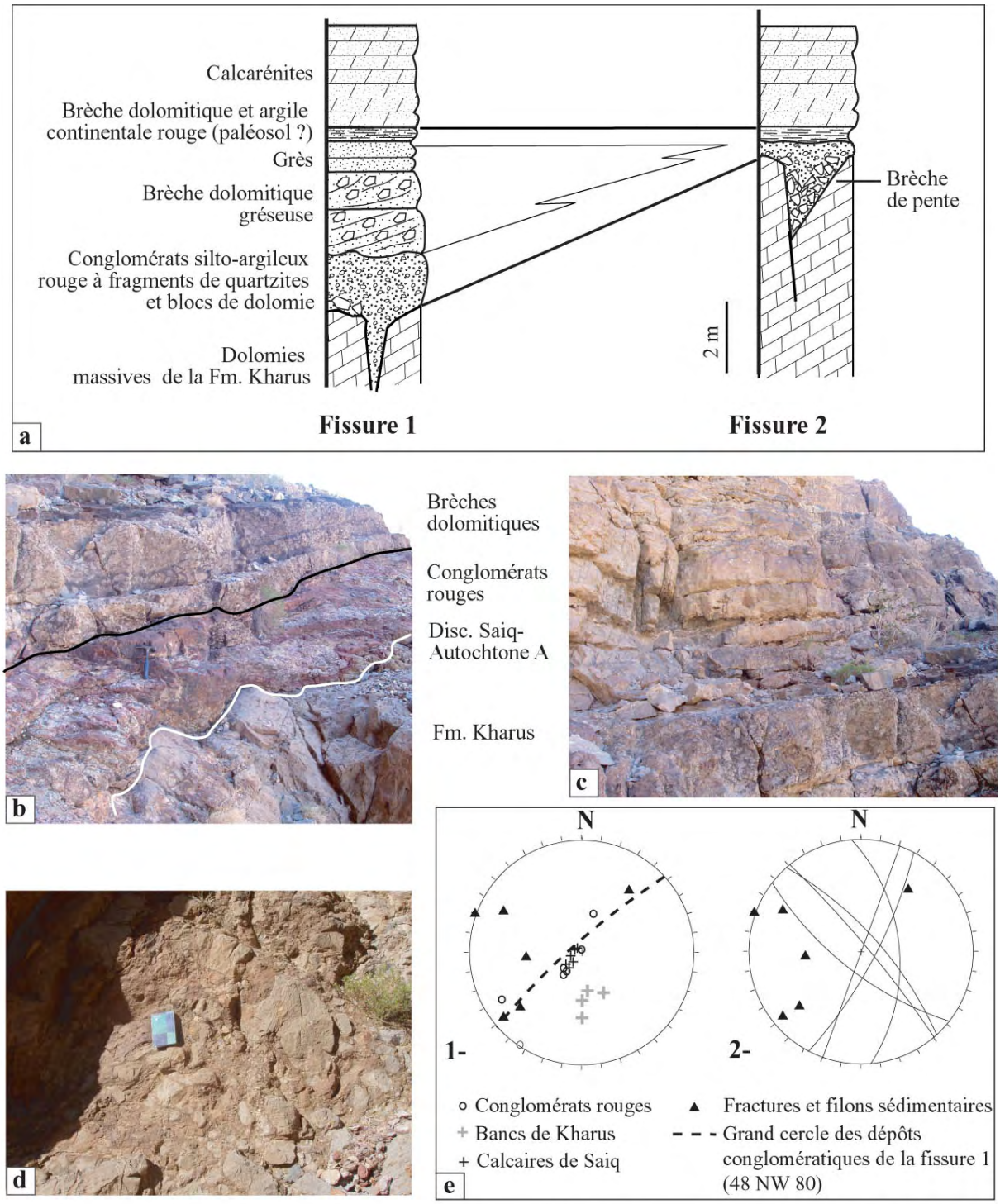


Fig. II.5 - (a) Colonne stratigraphique levée au dessus de chaque fissure. **(b)** Photos de la base de la succession discordante permienne. Les conglomérats rouges sont surmontés par des brèches dolomitiques à matrice grèseuse et stratifications obliques. Le marteau donne l'échelle. **(c)** Bancs de dolomie lithoclastique recouvrant les grès et brèches dolomitiques. **(d)** Brèche de pente à blocs dolomitiques stromatolitiques, comblant la fissure 2 (carnet, 11*17cm). **(e)** Canevas (1) des plans de stratification et (2) des plans de fractures bordant les fissures scellées.

II.3.2. Wadi Mistal

Une série de petits blocs basculés est préservée à la base de la formation Saiq du Wadi Mistal. Ils affleurent au NW du village de Ghubrah, au pied de la falaise SE du Jabal Haymir. La falaise étudiée (Fig. II.1, N23°16'41'' - E57°41'10'') fait une longueur de 300m et longe les rives d'un wadi tributaire de la gorge du wadi Mistal (Fig. II.6).

La formation Saiq y est exclusivement carbonatée et débute par 20 m de carbonates dolomitisés à patine ocre, nommés « membre A » (Fig. II.6). Le membre B sus-jacent débute par des calcaires marneux puis des marnes calcaires qui sont rapidement surmontées par la succession de calcaires et dolomies bioclastiques qui forment la falaise. La discordance de base sur l'autochtone A n'est pas clairement observée dans cette zone. Les sédiments pré-permiens affleurent partiellement sous la dolomie du membre A et sont la plupart du temps recouverts par les éboulis couvrant les flancs du wadi. Ils correspondent à une série de lits de micro-conglomérats quartzo-feldspathiques gris et de siltite finement litée, de couleur rouge et verte. Ces lithologies sont décrites dans les dépôts de la formation Fiq qui est omniprésente sur les flancs de la grande combe de Ghubrah (Fig. II.1, Rabu, 1987 ; Le Guerroué et al., 2005).

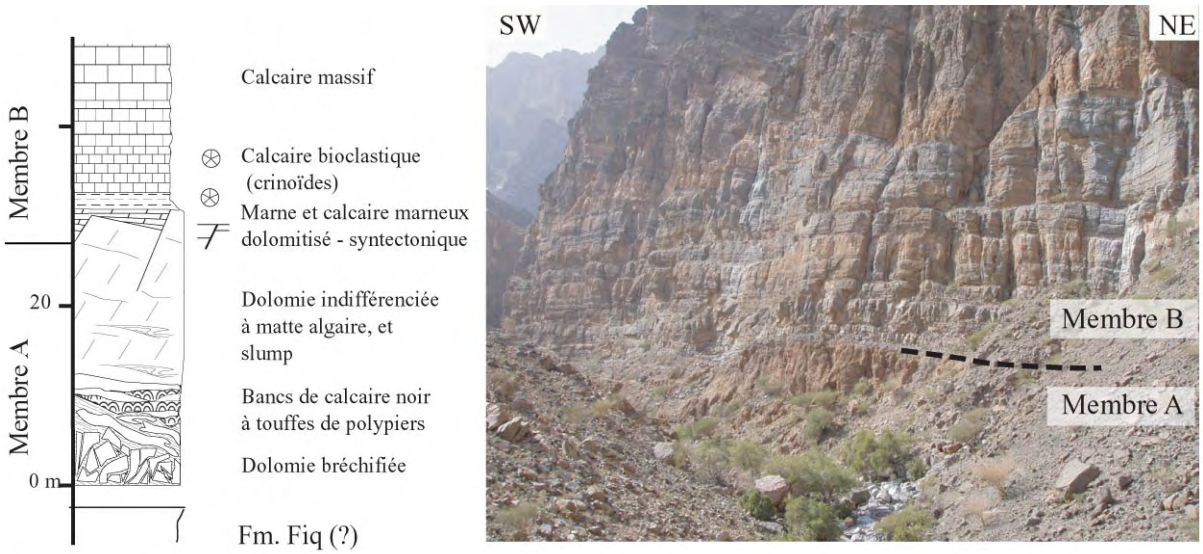


Fig. II.6 - Vue générale de la base de la Fm. Saiq et colonne stratigraphique associée. Le membre A apparaît en ocre à la base de la falaise

Les premiers mètres du membre A sont intensément bréchifiés avec des blocs anguleux de toutes tailles, intensément fracturés, et entourés d'une matrice monogénique correspondant à une cataclase (Figs. II.7a-c). A la base, la brèche est également cimentée par des recristallisations de calcite (Fig. II.7b). Vers le haut, la cataclase emballe des blocs de carbonates qui se sont déformés ductilement.

Le membre A comprend également une série de bancs décimétriques de calcaires gris à polypiers (Fig. II.7d), recouverts par 10 à 15 m de carbonates intensément dolomitisés, qui montrent localement des mattes algaires. Les niveaux riches en coraux et les dolomies sus-jacentes subissent une déstabilisation illustrée par des glissements synsédimentaires de bancs peu indurés associés à un début de bréchification (Figs. II.7e), ainsi que des slumps (Fig. II.7f). Ces figures de glissement montrent une direction de mouvement vers le N et le NNW (canevas 1 - Fig. II.11).

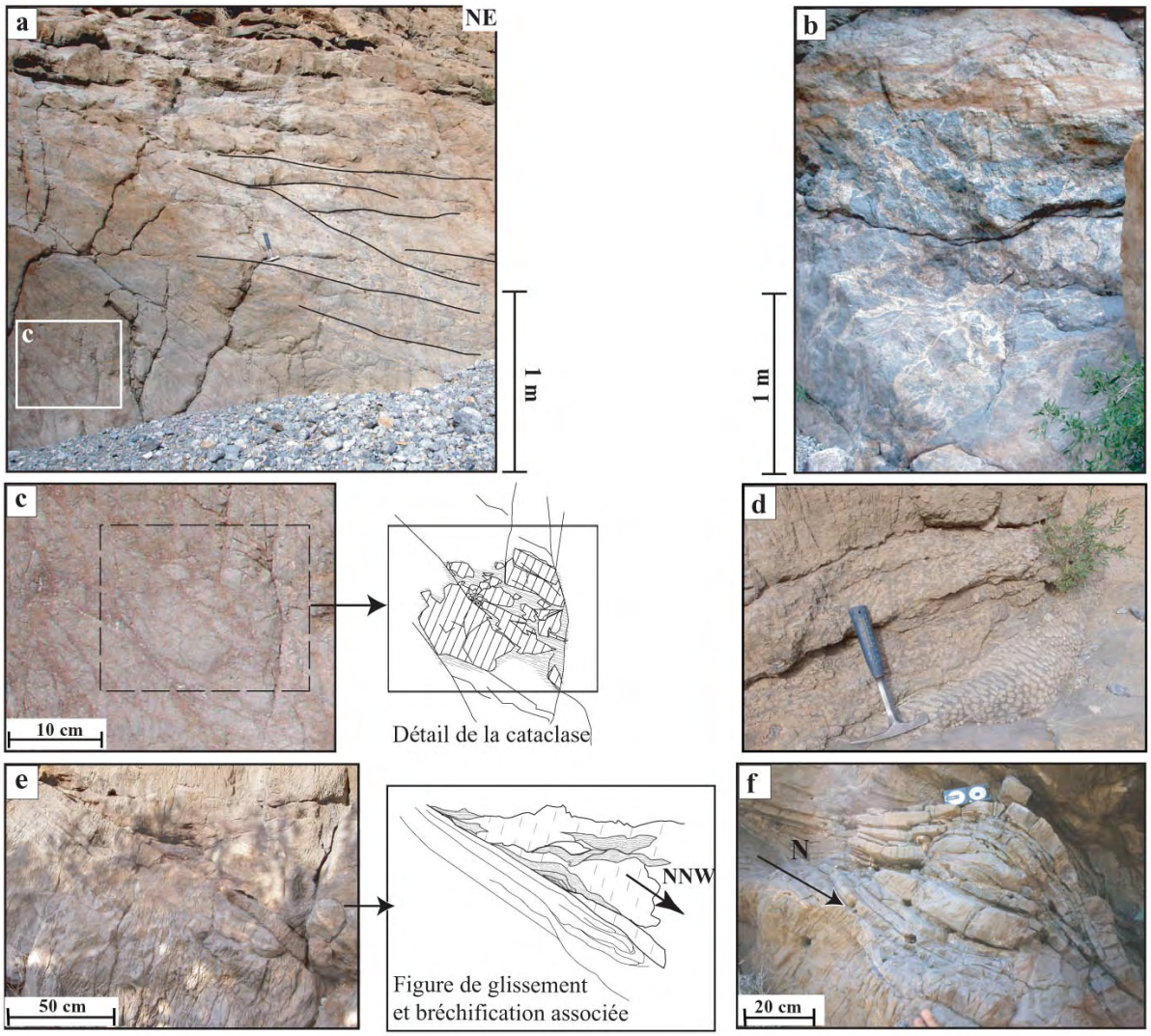


Fig. II.7 - Faciès et structures préservées dans le membre A. **(a) et (b)** Photos illustrant les variations de faciès de la brèche tectonique de base. **(a)** La brèche tectonique forme une cataclase et vers le haut les éléments de la brèche montrent un litage (surligné en noir). **(b)** A la base les blocs sont fracturés et cimentés par de la calcite et vers le haut, ils sont déformés et emballés dans une cataclase. **(c)** Détail de la cataclase. **(d)** Touffe de polypiers surmontée par des bancs de calcaires coralliens. **(d)** Figure de glissement ductile synchrone d'un basculement vers le NNW. **(e)** Slump qui indique un glissement vers le N (canevas 1 - Fig. II.11)

Le sommet du membre A correspond à une surface d'émersion (Figs. II.8a-b). Les nombreuses cavités de dissolution sont associées à un réseau de fractures orientées EW (canevas 2 et 3 - Fig. II.11). Les strates du membre B sont discordantes sur la surface érodée et fracturée du sommet du membre A. Elles montrent des augmentations d'épaisseur vers le N et le NNW (Fig. 8c-d-e). Ces variations d'épaisseurs sont contrôlées par des failles normales synsédimentaires qui découpent le sommet du membre A (Figs. II.9-II.10).

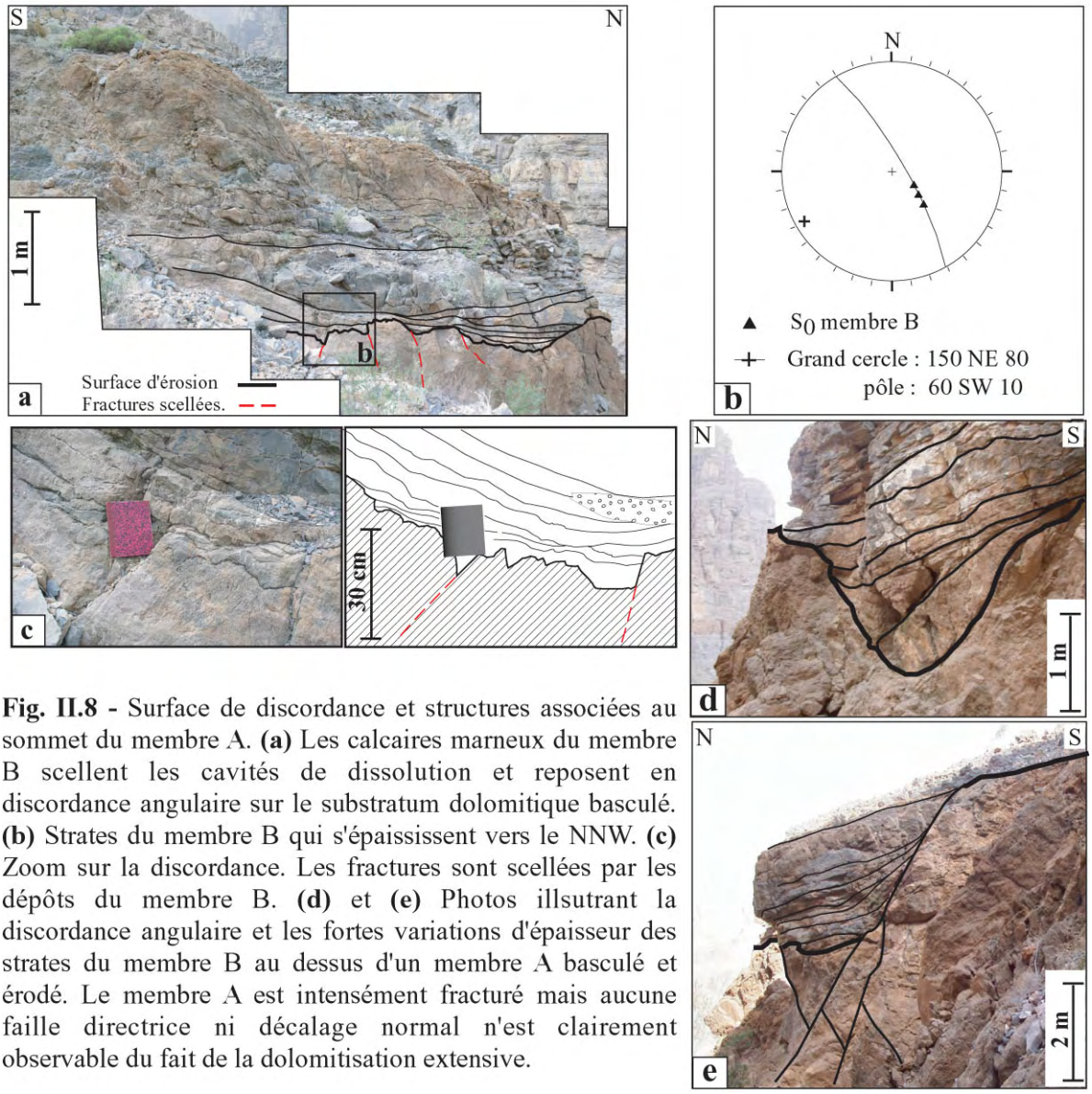


Fig. II.8 - Surface de discordance et structures associées au sommet du membre A. **(a)** Les calcaires marneux du membre B scellent les cavités de dissolution et reposent en discordance angulaire sur le substratum dolomitique basculé. **(b)** Strates du membre B qui s'épaississent vers le NNW. **(c)** Zoom sur la discordance. Les fractures sont scellées par les dépôts du membre B. **(d)** et **(e)** Photos illsutrant la discordance angulaire et les fortes variations d'épaisseur des strates du membre B au dessus d'un membre A basculé et érodé. Le membre A est intensément fracturé mais aucune faille directrice ni décalage normal n'est clairement observable du fait de la dolomitisation extensive.

Les dépôts syn-tectoniques montrent une disposition en éventail caractéristique (Fig. II.9). Les failles synsédimentaires associées provoquent un décalage apparent d'un maximum de 5 m. Elles sont scellées par une succession métrique de marnes calcaires en bancs fins, rapidement recouverts par les calcaires bioclastiques massifs, en bancs décimétriques à pluridécimétriques (Fig. II.6). Vers l'W, les éboulis masquent les relations entre les failles normales et les dépôts post-tectoniques (Fig. II.10). Néanmoins le décalage des failles normales est systématiquement amorti vers le haut. De nombreux exemples de fracturation extensive scellée de petite échelle sont observés au contact entre les membres A et B ou bien au cœur de la séquence calcaire syn-tectonique (Figs. II.10b-c). Les dépôts syn-tectoniques sont dolomitisés. Le front de dolomitisation correspond au toit des dernières strates de la séquence syn-tectonique (Figs. II.9-II.10c) et a tendance à se propager le long des failles normales (Fig. II.9).

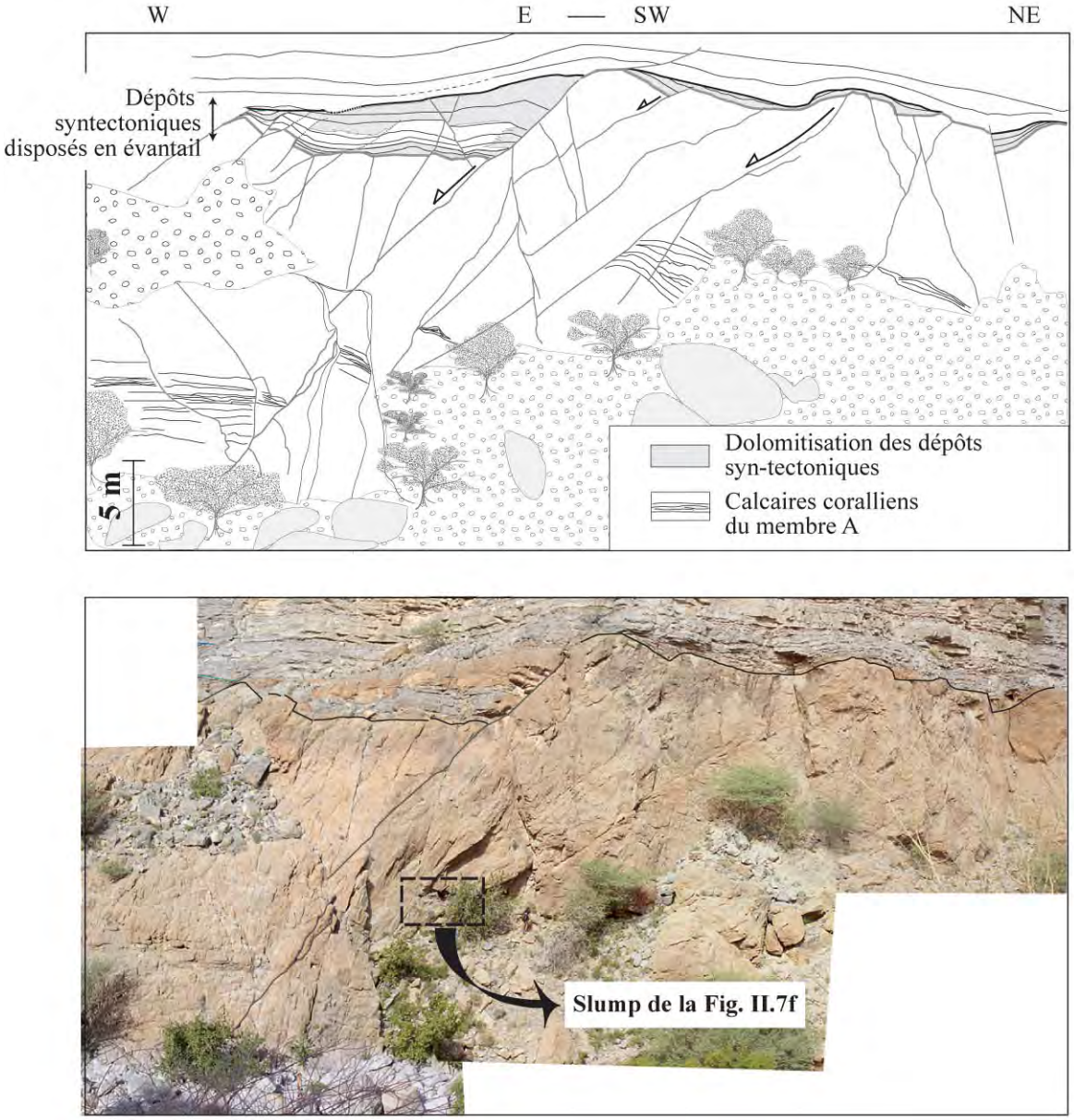


Fig. II.9 - Structure extensive synsédimentaire : Panorama interprété d'un bloc basculé (situé le plus au NE de la falaise). Les calcaires à polypiers fournissent un repère stratigraphique local des décalages tectoniques. Notez les variations d'épaisseur et la dolomitisation des dépôts syntectoniques du membre B.

La série de blocs basculés est préservée sous une zone de cisaillement associée à deux niveaux de glissement principaux qui sont parallèles à la stratification. Les figures de cisaillement associées à ce glissement banc sur banc sont observées dans les marnes post-tectoniques du bloc basculé de la Fig. II.9. Ces structures S/C tardives se développent également dans les strates massives, au-dessus des blocs basculés, mais ne perturbent pas les séries sédimentaires déposées le long des failles synsédimentaires. Le cisaillement de vergence NNW entraîne des déformations de faible ampleur. Un pli ouvert d'axe N70 est observé ainsi qu'un pli d'entraînement légèrement déversé vers le NNW et dont l'axe est orienté N76 (canevas 6 - Fig. II.11). Ces plis se forment au cours d'une déformation de direction similaire à celle indiquée par le cisaillement.

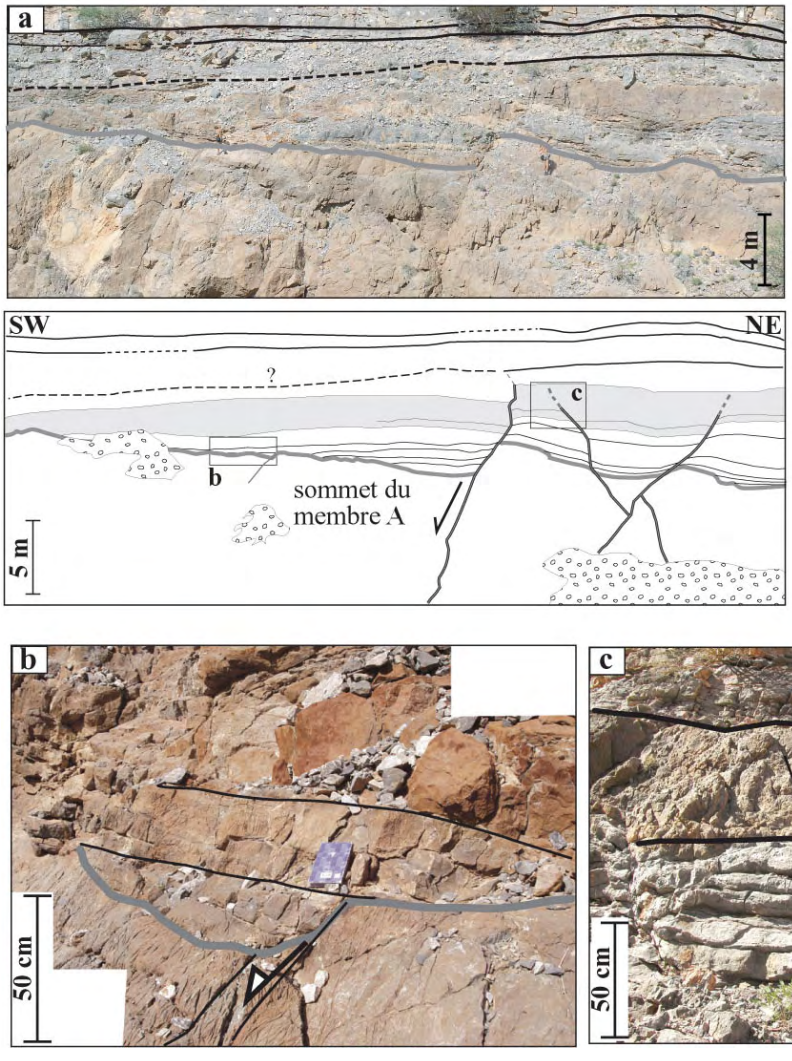


Fig. II.10 - Structures extensives synsédimentaires situées à quelques mètres à l'W du bloc basculé de la Fig. II.9.
(a) Panorama interprété et localisation des structures extensives de petite échelle.
(b) Faille normale scellée et discordance des strates du membre B.
(c) Faille synsédimentaire scellée dont le rejet s'amorti vers le haut. La dolomitisation se propage dans les strates syn-tectoniques.

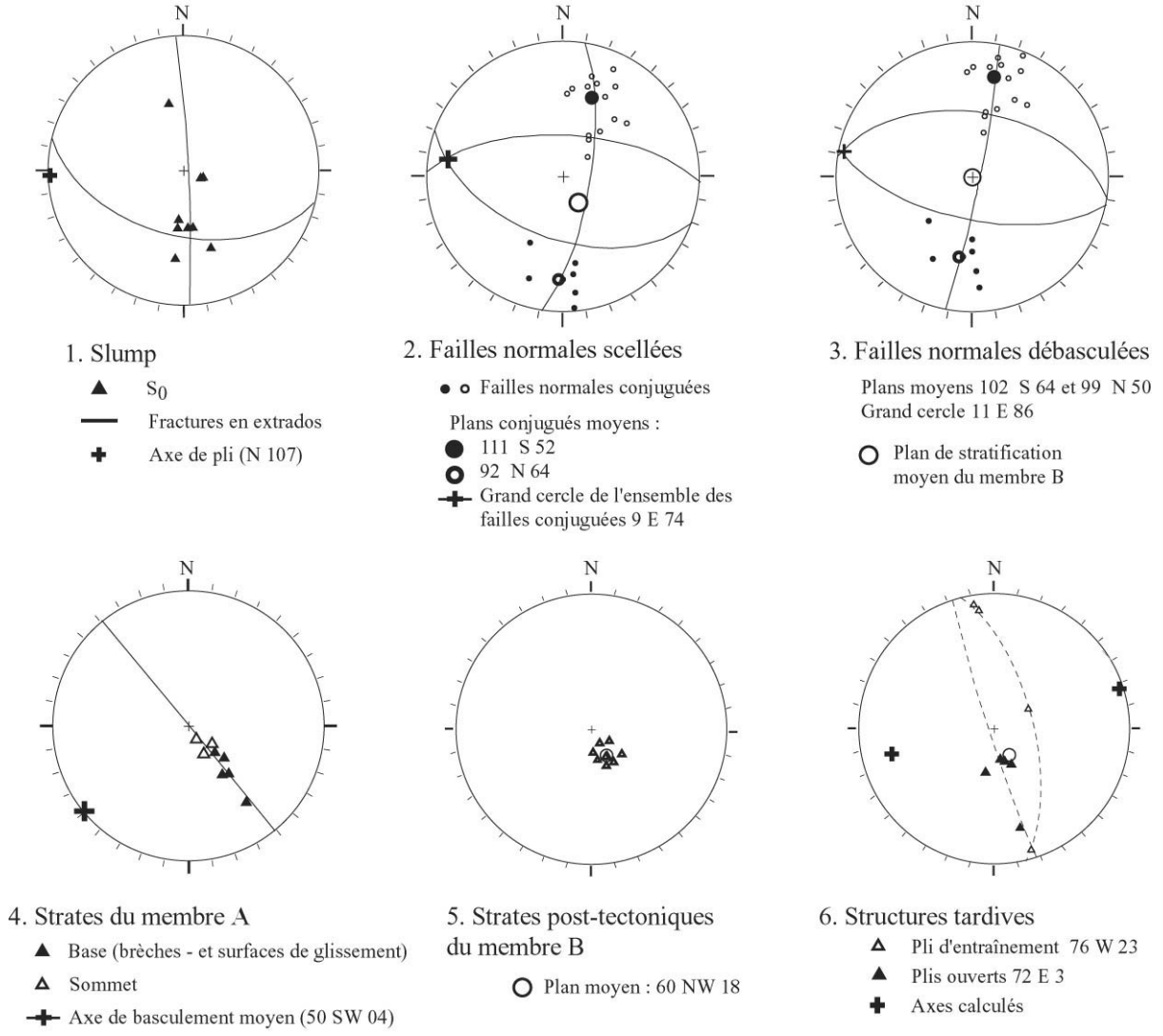


Fig. II.11 - Structures

La série de failles normales synsédimentaires est reportée sur le canevas 2 (Fig. II.11). Les failles majeures et les structures de plus grande échelle, présentées sur les figures II.7 à II.10, sont regroupées autour de deux directions conjuguées, orientées N90 et N110. Les failles majeures sont systématiquement inclinées vers le S.

L'orientation des plans de stratification du membre A indique un axe de basculement (N50) différent de la direction moyenne des failles synsédimentaires.

En revanche, la direction de basculement synsédimentaire est cohérente avec l'épaississement vers le N des strates discordantes du membre B (Figs. II.8d-II.9). Un basculement associé à une déformation synsédimentaire de vergence N est également mis en évidence par le slump observé dans le membre A (N177 ; canevas 1 Fig. II.11).

Le débasculement des strates de la succession post-tectonique (canevas 5-6 - Fig. II.11) autour de l'axe de plissement tardif (N70) entraîne une verticalisation du plan de mouvement moyen défini par le grand cercle des pôles de failles conjuguées (canevas 3 - Fig. II.11). L'axe de rotation semble adaptée à l'orientation locale de l'axe anticlinal du Jabal Akhdar (Rabu, 1987 ; Fig. I.1).

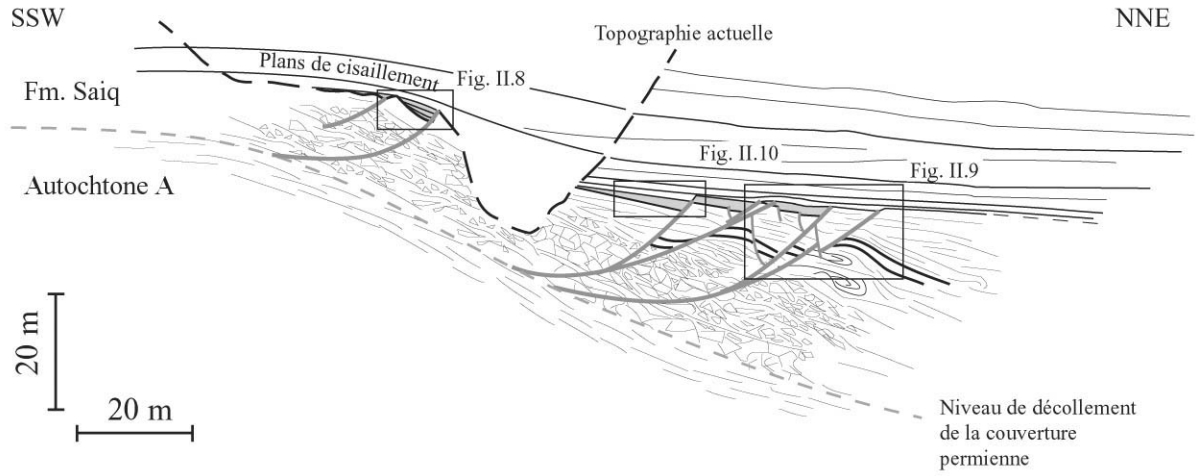


Fig. II.12 - Coupe interprétative du dispositif tectonique avec localisation des différents blocs basculés. Les principales failles normales synsédimentaires sont reportées. Notez le contraste du style de déformation exprimée au sein du membre A. Sur cette interprétation, la déformation ductile et les variations d'épaisseur de la partie supérieure du membre A accommode le glissement qui se localise sur les failles normales naissantes.

Discussion et interprétation :

Le long du Wadi Mistal, les premières successions carbonatées de la formation Saiq se déposent dans un contexte tectonique extensif. Les failles normales EW synsédimentaires accomodent un basculement vers le N des premiers dépôts (membre A) et contrôlent les variations d'épaisseur des strates syn-tectoniques du membre B.

La base de la première séquence carbonatée (membre A) est intensément bréchifiée et montre localement des structures de glissement. Ces déformations traduisent une évolution depuis un comportement cassant à la base (Fig. II.7b) vers une déformation ductile illustrée par des déstabilisations de bancs sédimentaires non consolidés (Figs. II.7c-f).

Ces déformations peuvent être diachrones, et dans ce cas, la fracturation cassante de la base du membre A serait associée à un événement tectonique tardif. A contrario, l'existence d'un gradient de déformation verticale peut suggérer que la série sédimentaire du membre A était en partie non consolidée lors de sa déformation.

Le slump observé au sommet de la brèche tectonique de base indique que cette série dolomitique a subi des resédimentations précoces probablement lors de la diagenèse. Puisqu'il se développe entre deux failles normales permiennes (Fig. II.9) et qu'il indique un mouvement cohérent (vers le N) avec leur plan de mouvement théorique, ce glissement est interprété comme associé au fonctionnement précoce des failles normales permiennes.

En revanche, il semble difficile d'associer la direction mesurée de basculement du membre A, au basculement provoqué par le jeu des failles normales. Ce dernier est d'axe N90 à N110 (Fig. II.11b) alors que les bancs dolomitiques du membre A montrent un baculement autour d'un axe N50 (Fig. II.11d). Cet axe semble mieux se corréler à la déformation tardive exprimée par cisaillement vers le NNW des couches « post-tectoniques ».

Les failles normales synsédimentaires majeures sont systématiquement pentées vers le S et montrent des pendages relativement faibles (canevas 2 et 3 - Fig. II.11). Cette disposition, ainsi que les directions d'épaississement de la succession syn-tectonique suggèrent que l'épisode de fracturation local est associé à un glissement de la plate-forme vers le N.

Sur la coupe générale du dispositif actuel (Fig. II.12.), les failles normales synsédimentaires sont considérées comme des failles listriques. Leur faible pendage est expliqué par le fonctionnement à faible profondeur d'un niveau de décollement localisant leur propagation. Ce dernier est interprété comme correspondant aux schistes détritiques de la formation Fiq (autochtone A). Ce modèle est proposé en considérant que la bréchification de la base du membre A est synchrone de l'épisode de glissement vers le N des séries permiennes, sur le niveau de décollement des schistes de la formation Fiq.

Cette interprétation permet d'associer l'ensemble des déformations observées dans le membre A à une déstabilisation progressive de la plate-forme permienne. Cette dernière conduirait à la propagation d'un réseau de fractures, au glissement synsédimentaire observé dans la partie médiane du membre A (slump), puis à la formation de la série de blocs basculés synsédimentaires permiens.

Si l'étirement vers le N de la plate-forme permienne provoque la formation d'une série de blocs basculés dans la zone étudiée, la bréchification de la base du membre A a également été observée à proximité des grands accidents tectoniques récents qui recoupent l'ensemble du Jabal Akhdar (toujours dans le Wadi Mistal). L'association entre la bréchification de la base de la formation Saiq et la tectonique extensive permienne reste donc hypothétique.

II.4. La plate-forme Saiq dans la région W et NW du Saih Hatat : variations stratigraphiques et structures associées

II.4.1. Introduction et présentation de la stratigraphie

Dans la partie NE du Saih Hatat, la formation Saiq est divisée en plusieurs membres et lithofaciès dont la cartographie illustre les rapides variations d'épaisseur et de faciès qui caractérisent une paléogéographie accidentée dans cette partie de la plate-forme arabe (Figs. II.2-II.3). Des structures tectoniques synsédimentaires ont été découvertes à différents niveaux de la pile sédimentaire de Saiq. Leur description suit la présentation générale des principaux membres stratigraphiques identifiés au travers de cette plate-forme permienne. Les colonnes stratigraphiques de la Fig. II.13 reflètent les principales variations latérales de faciès et d'épaisseur de la plate-forme, le long d'une transversale EW réalisée au travers de la région N du Saih Hatat. Le premier site se localise dans la région sud du Jabal Muraywah où la succession permienne est fortement réduite à la manière du « horst de Tayin » décrit plus au sud par Le Métour (1987 ; Fig. II.3). Les sites suivants correspondent au Wadi Aday, au Wadi Mayh puis au Wadi Hulw (Fig. II.13). La nomenclature stratigraphique utilisée repose essentiellement sur les subdivisions proposées par Le Métour (1987) et Le Métour et al. (1986). La carte détaillée de la zone correspond à la Fig. 14 (fin de chapitre).

➔ Sq1

Les dépôts de base de la formation Saiq consistent en une séquence inférieure principalement détritique et volcano-sédimentaire (Sq1V), recouverte par le premier membre carbonaté (Sq1L).

Le membre inférieur détritique **Sq1V** comprend des accumulations locales de conglomérats fluviatiles (Wadi Aday), de schistes détritiques à blocs, de grès et des successions de micaschistes quartzo-feldspathiques d'origine tuffacée (Le Métour, 1987). Les conglomérats de base et les horizons volcano-détritiques incluent de nombreuses intercalations de dolomie siliceuse rousse, également retrouvée en blocs. L'activité volcanique est documentée sous la forme de métatufs rhyolitiques (Le Métour, 1987 ; Pillevuit, 1993) et de coulées volcaniques subordonnées (Sayh Adh Dabi, Fig. II.14, Le Métour, 1987) qui apparaissent vers l'E, à partir des flancs du Jabal Qirmadhil et le long du Wadi Aday (Fig. II.14). Les dépôts volcano-sédimentaires forment actuellement un niveau pluridécamétrique de micaschistes verts et roses et de micaschistes quartzo-feldspathiques blancs retrouvés sous le substratum renversé des dolomies de Hiyam, entre le Wadi Aday et la partie sud du Wadi Mayh, ainsi que le long du Wadi Hulw.

La séquence la plus représentative du membre **Sq1L** consiste en une succession basale de dolomie rousse en bancs massifs, surmontée par une succession hectométrique de calcaire noir et de dolomie cristalline grise en gros bancs. Sur le Jabal Qirmadhil, et dans le Wadi Hulw, les carbonates noirs et massifs forment la partie médiane de ce membre, alors que la base et le sommet incluent des successions calcaro-dolomitiques en bancs fins et noduleux, à interbancs silto-carbonatés et blocs de dolomie boudinés.

Le membre Sq1L illustre l'établissement d'une sédimentation carbonatée de plate-forme lors d'une transgression qui place le domaine nord du Saih Hatat en environnement marin ouvert de plate-forme externe (Le Métour, 1987 ; Rabu et al., 1990). Les apports quartzo-argileux restent relativement constants au cours du dépôt de la succession carbonatée (Glennie et al., 1974 ; Le Métour, 1987 ; Rabu

et al., 1990). Les calcaires incluent de nombreux horizons bioclastiques à crinoïdes, coraux, bryozoaires, céphalopodes, gastéropodes et lamellibranches (Le Métour et al., 1992).

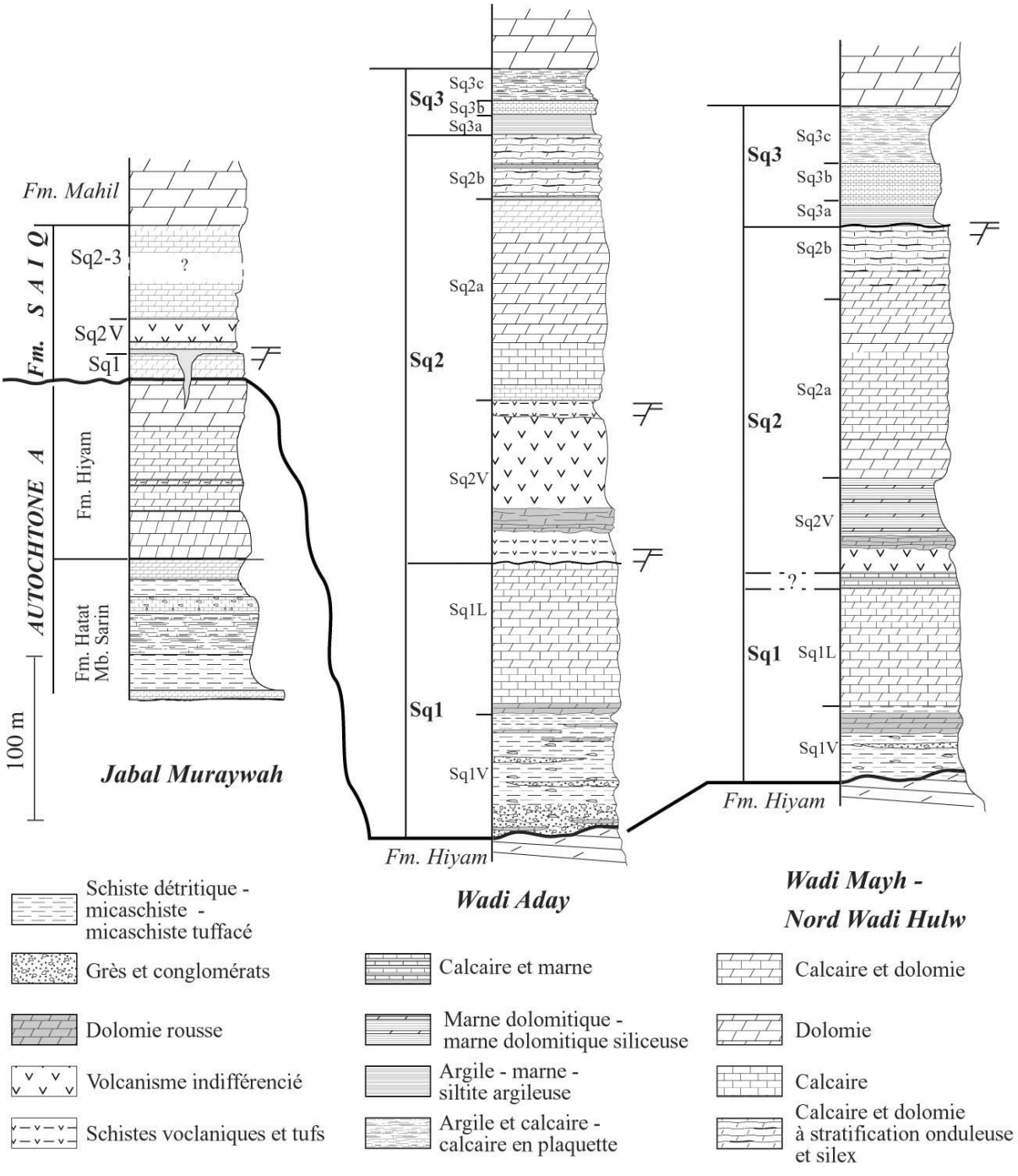


Fig. II.13 - Nomenclature stratigraphique apposée sur les principales colonnes stratigraphiques de la Fm. Saiq illustrant les variations latérales de faciès et d'épaisseur entre les flancs NW et NE de la fenêtre du Saih Hatat (lithologie détaillée dans le texte et sur les autres figures). Les principaux témoins de la tectonique extensive permienne sont reportés.

Cette succession est corrélée aux séquences carbonatées de domaine médio à infralittoral, datées du Permien moyen-supérieur et qui affleurent dans les régions S et SW du Saih Hatat (Jabal Abyad, Aqabat Amdah et Jabal Tayin ; Figs. II.2-II.3, Le Métour, 1987). Néanmoins, Pillevuit (1993) signale une faune à brachiopodes du Permien inférieur, à la base de la séquence Sq1 de la partie NE du Saih Hatat. Cet auteur en conclut que dans cette région, les premières successions carbonatées de Saiq dérivent en partie du stade transgressif permien inférieur, enregistré dans le groupe du Haushi (partie centrale des montagne d'Oman), de Qamar (région N) et dans les calcaires de Qarari (plaine de Batain, cf. Chap. I).

➔ Sq2

- Il débute par le membre volcanique régional **Sq2V**, daté Murghabien (Jabal Tayin, Le Métour, 1987), qui apparaît sous la forme d'une vire verdâtre et violacée intercalée dans la formation Saiq. Il comprend des dépôts volcano-sédimentaires à la base et des coulées ou intrusions magmatiques basiques et acides au sommet (Wadi Aday, Fig. II.13). Des niveaux discontinus de tufs et de brèches volcaniques terminent localement la séquence volcanique. Sq2V atteint près de 130 m d'épaisseur sur les pourtours NW et N du Saih Hatat, et se biseaute rapidement au sud du Jabal Tayin (Figs. II.2-II.3). Une succession de dolomies argileuses jaunes à brunes, associées à des carbonates impurs, des conglomérats gréseux ou des marnes siliceuses, est intercalée de manière discontinue dans le membre volcanique. Il s'agit d'un faisceau sédimentaire intermédiaire dans Sq2V qui est distingué sur la carte. Dans le Wadi Aday, cette succession intermédiaire est caractérisée par un horizon dolomitique jaune brun, massif, riche en coraux et en graviers d'origines volcaniques à la base. Ces dolomies montrent des birds eyes indiquant un milieu littoral soumis à des émersions temporaires (Le Métour, 1987). Dans les parties centrales du Saih Hatat (Wadi Mayh et Wadi Hulw), ces dolomies sont surmontées par une succession pluridécamétrique de marnes siliceuses, brunes et jaunes. Dans cette zone, ces dépôts calcaro-détritiques sont prédominants par rapport aux roches volcaniques, réduites à quelques mètres de schistes mafiques verdâtres dans cette zone (Fig. II.13).

- Le membre **Sq2a** correspond à la deuxième séquence carbonatée massive de la formation Saiq. Dans le Wadi Aday, elle débute par une succession pluridécamétrique de calcaires détritiques noirs à oolites et bioclastes, recouverte par une épaisse succession de dolomies beiges en gros bancs. Dans le Wadi Mayh, la séquence calcaire et détritique de base n'est pas reconnue, Sq2a débutant directement par des bancs massifs de dolomie beige, recouverts par une succession hectométrique de calcaire et dolomie noirs. La faune à Fusulines, autres foraminifères benthiques et Mégalodonts a fourni un âge Murghabien moyen-supérieur à Djulfien pour le membre Sq2a (Jabal Muraywah et Wadi Aday, Le Métour, 1987 ; Wadi Mayh, Le Métour et al., 1986).

Les 60 derniers mètres du membre Sq2 sont une succession de calcaires dolomitiques à patine grise et jaune, en bancs décimétriques et à niveaux de silex stratiformes (**Sq2b**). Dans le Wadi Aday, ces carbonates incluent deux horizons métriques à plurimétriques d'argile gréseuse jaune et lie de vin et de dolomies argileuses jaunes, riches en tests silicifiés de bryozoaires, brachiopodes, polypiers et lamellibranches (Le Métour, 1987). Les successions carbonatées à silex incluent de nombreux niveaux bioclastiques à crinoïdes.

Selon Le Métour (1987), la succession Sq2a correspond à une série de trois cycles transgression – régression qui mènent la plate-forme d'un milieu infralittoral pour les calcaires oolitiques de base, à un milieu médiolittoral au sommet de la séquence dolomitique. Les calcaires et dolomies à chailles de

la succession sommitale Sq2b témoignent d'une seconde période d'approfondissement du milieu de dépôt et d'une ouverture brutale vers un environnement de plate-forme externe (Rabu et al., 1990, Le Métour, 1987).

➔ Sq3

Ces dépôts qui terminent la formation Saiq consistent en trois horizons lithologiques bien distincts.

Sq3a correspond à une succession décamétrique de siltites et de marnes dolomitiques en plaquettes de couleurs rouges et jaunes. Cet horizon silteux se suit régulièrement sur toute la région cartographiée. Il marque un confinement de la plate-forme en domaine intertidal et indique une nette régression par rapport aux calcaires et dolomies sous-jacents (Le Métour, 1987).

Le sommet de la formation de Saiq consiste en une série de bancs fins de calcaires noirs en faciès mudstones et à interbancs marneux. La base est à dominante carbonatée (**Sq3b**) et représente localement une barre pluridécamétrique de calcaires noirs sans alternance, (Wadi Mayh), mais la composante argileuse prend rapidement le dessus (**Sq3c**, Fig. II.13). Ces argiles correspondraient à un milieu restreint évaporitique, qui reflèterait le confinement généralisé de la plate-forme au cours du Permien supérieur (Glennie et al., 1974 ; Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987). Les dolomies massives de la formation Mahil forment la majeure partie de cette séquence régressive permo-triasique (Glennie et al., 1974 ; Rabu et al., 1990).

Les membres Sq1L, Sq2a-2b et Sq3 ainsi que les volcanites Sq1V n'apparaissent qu'à partir des Jabal Muraywah et Qirmadhil au NW, et se suivent jusqu'aux régions orientales du Saih Hatat, près des villages de Yenkit et de Bandar Khayran.

Les variations de faciès et d'épaisseur qui s'observent entre les parties S, NW et NE du Saih Hatat ont été interprétées comme issues de horsts et grabens du Permien (Le Métour, 1987 ; Rabu et al., 1990). Nous avons recherché des preuves structurales de cette extension. Elles ont été découvertes à différents niveaux stratigraphiques de la formation Saiq. Ces structures héritées sont décrites, dans un ordre stratigraphique.

II.4.2. Jabal Muraywah

Le long de la terminaison sud du Jabal Muraywah, un amincissement brutal de la succession Sq1L est observé (Fig. II.14). Parallèlement, les strates dolomitiques de la formation Hiyam apparaissent en discordance sous la formation Saiq (Fig. II.14), alors que vers le nord, elles ne sont plus représentées.

Localement (N 23°22'40''- E 58°27'13''), une ancienne cavité karstique de 150 m de long sur environ 30 m de large recoupe l'ensemble de la séquence de Hiyam (Fig. II.15) jusqu'au membre Sarin de la formation Hatat (Fig. II.16).

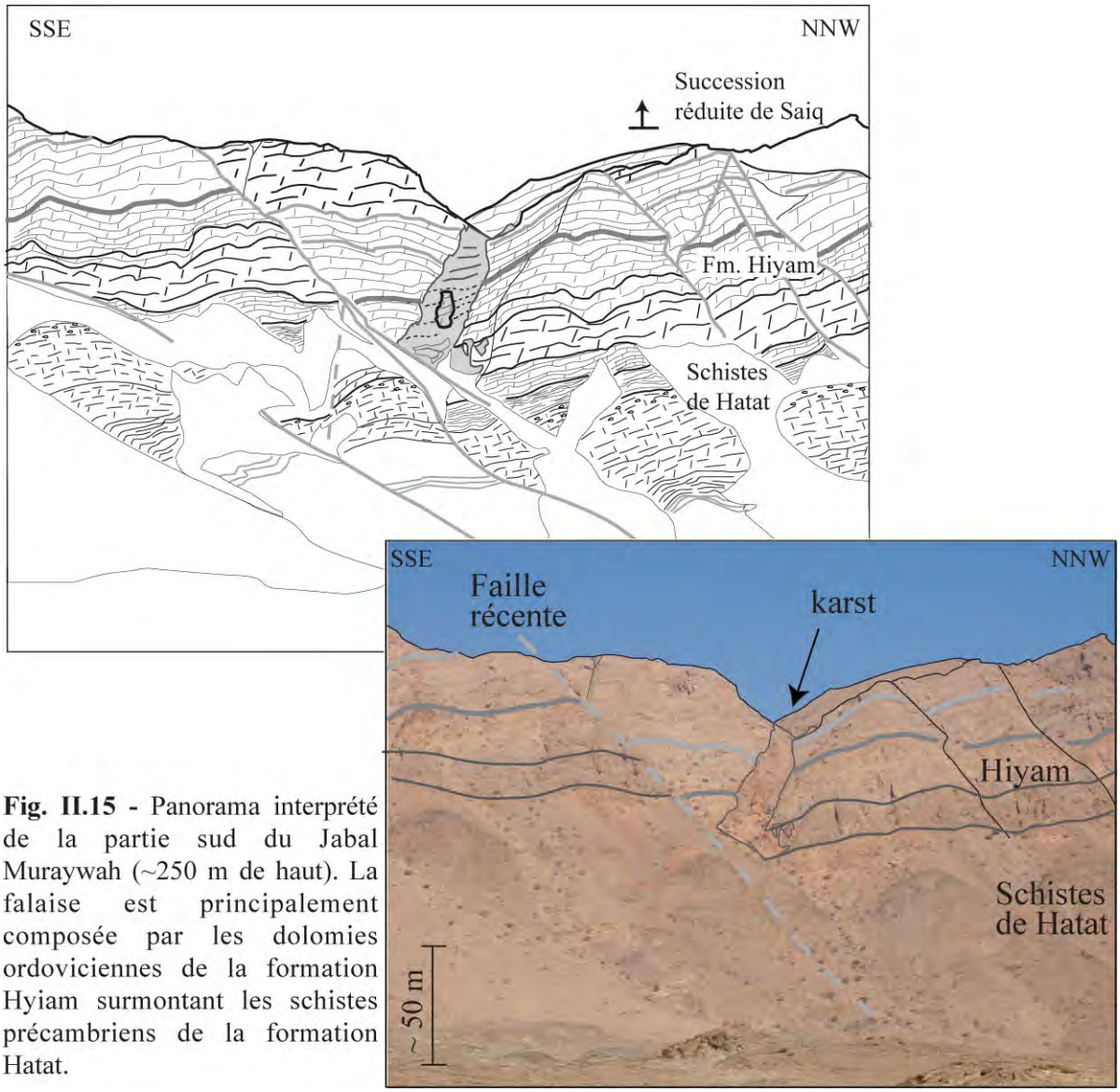


Fig. II.15 - Panorama interprété de la partie sud du Jabal Muraywah (~250 m de haut). La falaise est principalement composée par les dolomies ordoviciennes de la formation Hyiam surmontant les schistes précambriens de la formation Hatat.

La cavité karstique a été remplie d'argiles rougeâtres et de silts affectés par la schistosité régionale. La matrice inclut une grande proportion de fragments et blocs dolomitiques ainsi que des blocs de calcaires noirs à touffe de polypiers coloniaux. Le remplissage sommital consiste en quelques mètres d'argiles conglomératiques rouges à fragments de calcaires, qui s'interstratifient latérallement à la base de la formation Saiq (Fig. II.16). A ce niveau de la plate-forme la formation permienne est extrêmement réduite (Fig. II.16). Le remplissage karstique est recouvert par une série décamétrique de bancs de dolomie blanche, directement recouverte par le niveau volcanique du membre Sq2V. Vers le N, la succession Sq1L avec les successions de calcaire noir et de dolomie rousse réapparaît en s'épaississant très rapidement.

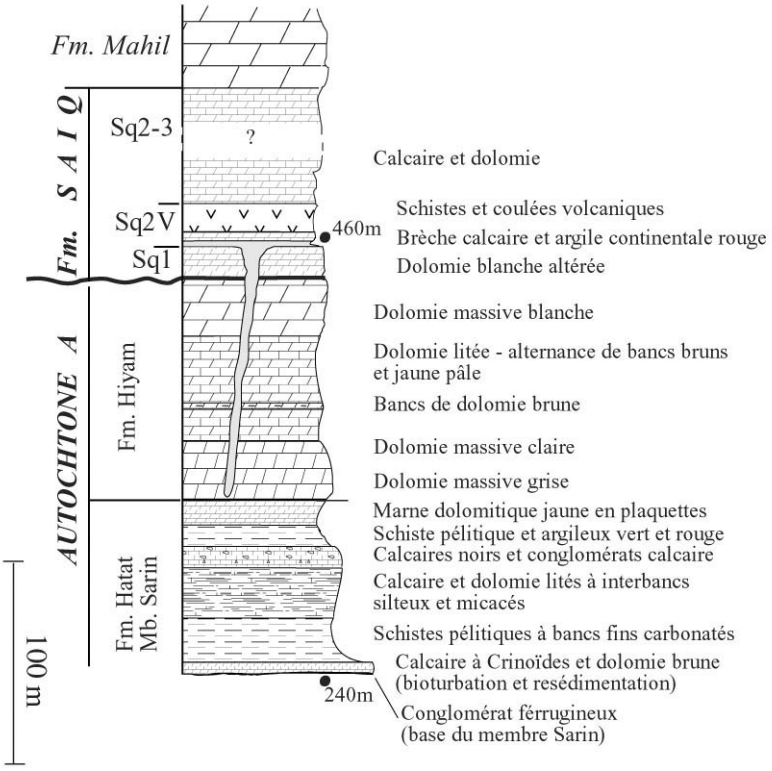


Fig. II.16 - Colonne stratigraphique avec la limite des formations de l'autochtone A d'après Le Métour (1987). Les altitudes GPS de la base du membre de Sarin et du sommet du karst sont reportées.

La formation de la cavité karstique est très clairement associée à un réseau de fractures ou à une faille normale. Le décalage des strates de la formation Hiyam des deux cotés du karst permet d'estimer un mouvement vertical apparent de 20 à 30 m.

Les épontes montrent une surface de contact encaissant/remplissage très irrégulière (épontes orientées entre N150 et N20, canevas 1 - Fig. II.17c), avec de nombreux blocs et panneaux effondrés. Des surfaces planes localement préservées (fractures et miroirs de failles) ont un azimut proche de N160, qui correspond par ailleurs à l'alignement général de la caviré karstique.

Les épontes ont été successivement dolomitisées puis encroûtées (Fig. II.17a). Le remplissage de la cavité est caractérisé par des alignements stratiformes à granulométrie très variable avec des horizons fins et des dépôts de brèches grossières (Fig. II.17b). Ceci suggère que le comblement a été progressif et qu'il s'est terminé lors de la transgression murghabienne puisque le karst est scellé par le membre Sq2V (Fig. II.16).

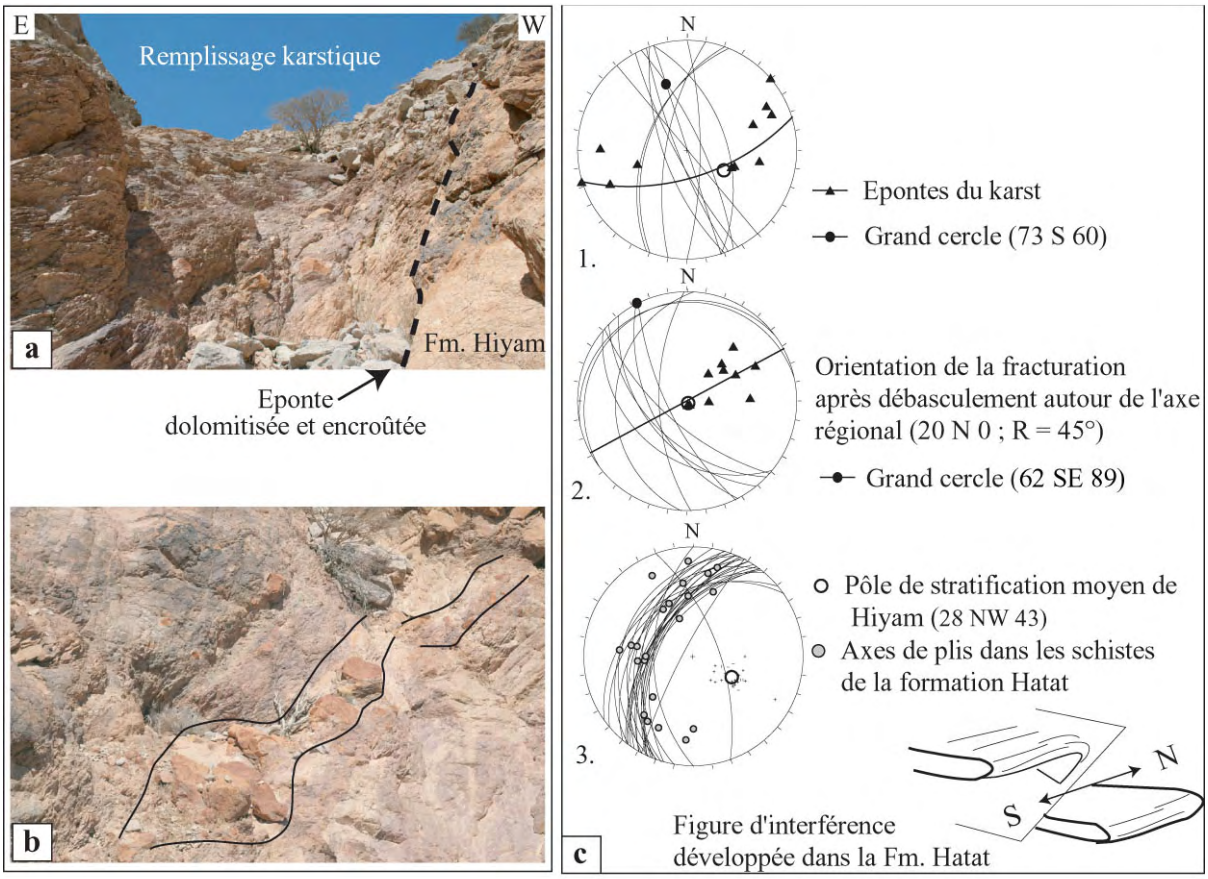


Fig. II.17 - Remplissage karstique et structures associées. **(a)** Notez la dolomitisation et l'encroûtement des épontes du Karst qui séparent les strates de Hiyam du remplissage détritique. **(b)** Un niveau stratiforme de blocs dolomitiques illustre le litage générale du remplissage détritique. **(c)** Structures associées, avec : 1. les épontes limitant la cavité karstique ; 2. les épontes après débasculement de la stratification autour de l'axe de bombement local N20 ; 3. les plans de stratifications de Hiyam et la déformation polyphasée qui se localise dans les alternances de schiste de la formation Hatat. Celle-ci est caractérisée par un plissement superficiel vers le N associé à des failles inverses et à une rotation des charnières précoces NS (charnières fermées).

Les déformations tardives sont principalement localisées sous la base des dolomies massives de Hiyam. Les strates dolomitiques de Hiyam et de Saiq sont disposées de manière monoclinale (canevas 3 - Fig. II.17c) autour d'un plan moyen orienté 28NW43.

La formation sous-jacente de Hatat montre plusieurs directions de plissement. Des charnières de plis pincés, orientées NS et déversées vers l'E tournent en formant des charnières plus ouvertes d'axes EW, eux-mêmes associées à des plans de chevauchement vers le N et d'échelle métrique (Fig. II.17c). Le basculement tardif du karst autour de l'axe de bombement régional qui caractérise cette partie NW

du Saih Hatat (N20 ; Le Métour et al., 1990 ; Searle et al., 2004 ; Gray et al., 2005c) entraîne une variation de 10° de l'azimut moyen des épontes du karst (N160 à N150, pendage WSW).

Discussion et interprétation :

La formation de la cavité karstique est donc clairement superposée à un réseau de fractures extensives ou à une faille normale.

Puisque la structure recoupe la base de la formation Saiq, que les argiles continentales s'interstratifient dans la succession permienne et que le niveau volcanique scelle la structure, cet épisode de fracturation et de karstification est considéré d'âge permien. L'extension qui a localisée la karstification et le régime tectonique associé sont susceptibles d'être à l'origine d'un soulèvement local qui permettrait d'expliquer l'érosion du substratum pré-permien ainsi que le caractère réduit de la formation Saiq par rapport aux successions observées juste au N et au S du Jabal Muraywah.

Le processus associé aux variations latérales d'épaisseur du membre Sq1L de part et d'autre de cette zone karstifiée n'a malheureusement pas été identifié. Il peut donc s'agir, soit de l'onlap de la plate-forme permienne sur un relief de socle émergé, soit de la preuve du soulèvement tectonique progressif d'un horst ou d'un demi horst, limité par des failles normales synsédimentaires.

La présence d'une zone de fracture et le fait que l'on retrouve dans le karst des calcaires noirs à coraux suggèrent que le relief est encore actif (soulevé) au début du dépôt de la formation Saiq.

II.4.3. Le Wadi Aday

Au nord du Jabal Muraywah, la formation Saiq et les séries de l'autochtone A sont renversées dans la charnière synclinale du Jabal Qirmadhil (Fig. II.18). Les gorges du Wadi Aday traversent cette charnière dont le flanc normal chevauche les dolomies de Hiyam ainsi que sa couverture permienne (Fig. II.19a).

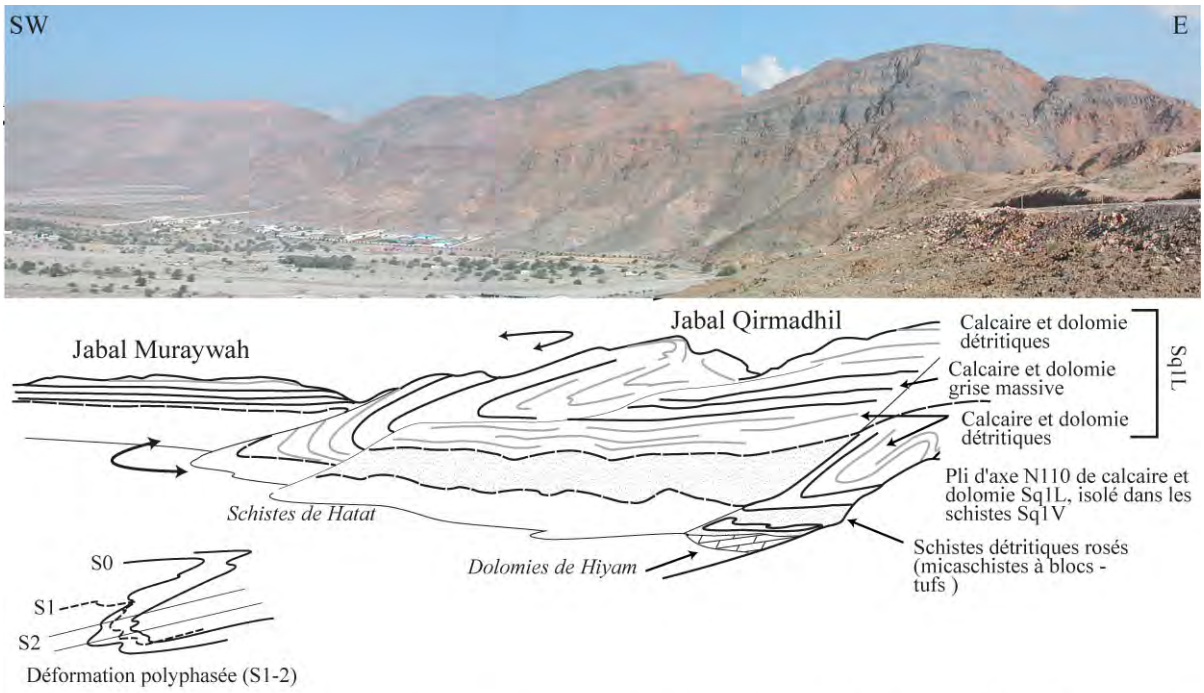


Fig. II.18 - Vue vers l'W du grand synclinal couché du Jabal Qirmadhil au NW du Saih Hatat, et du débouché des gorges du Wadi Aday. Le flanc normal de l'anticlinal régional forme le monoclinal déversé vers l'W des flancs du Jabal Muraywah (au second plan). La formation de ces grands plis déversés vers le NE replisse une première schistosité (voir le schéma, en bas à gauche, d'après Le Métour, 1987).

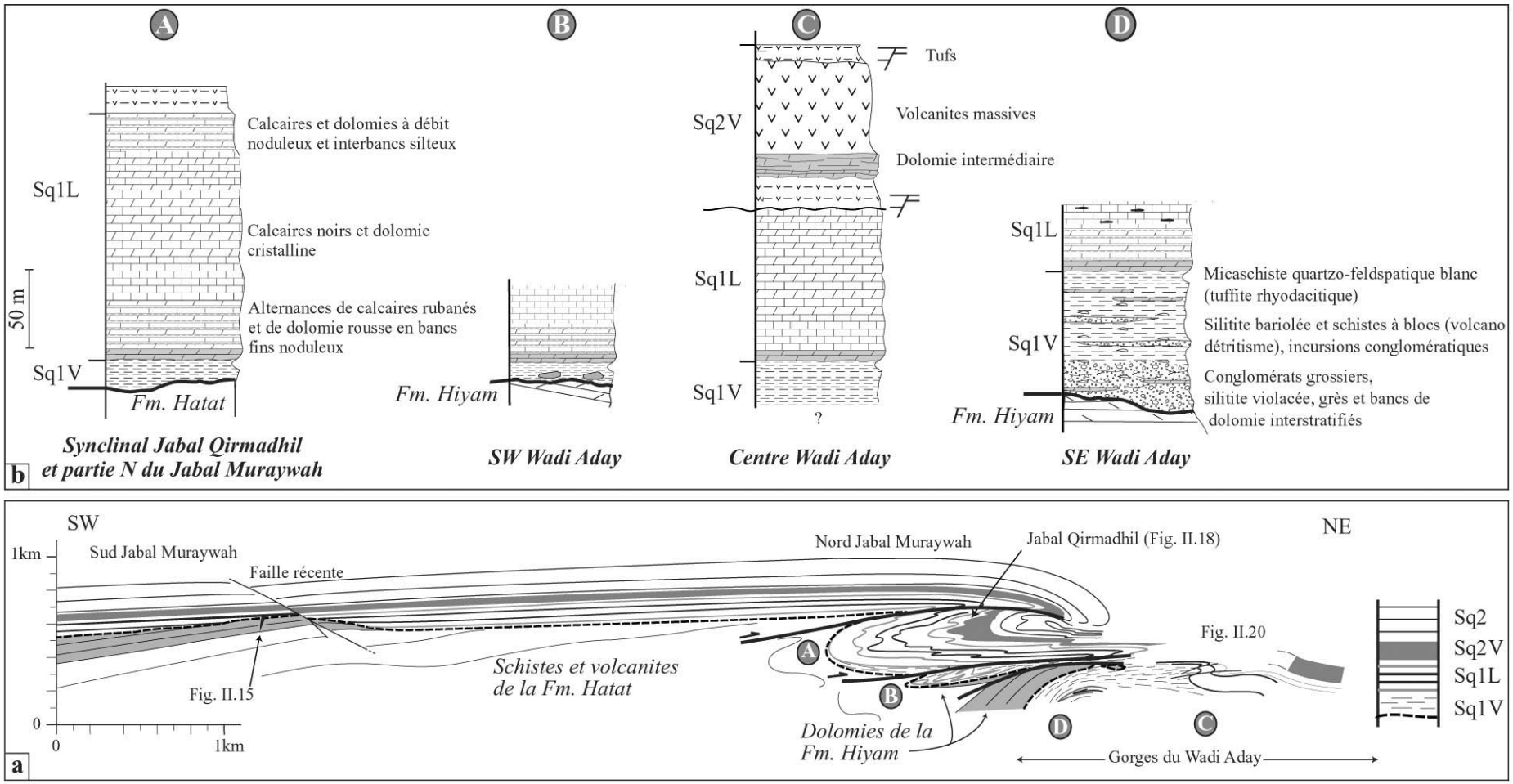


Fig. II.19 - (a) Coupe générale de la partie NW du Saih Hatat, incluant les deux structures extensives observées au sud du Jabal Muraywah et le long du Wadi Aday. Notez l'érosion différentielle des séries pré-permiennes illustrée par la trace de la discordance de base de la Fm. Saiq. Les séries du Jabal Muraywah sont projetées au dessus de la charnière synclinale du Jabal Qirmadhil en annulant le plissement ultérieur d'axe NNE-SSW. Le long de la section du Wadi Aday, les chevauchements vers l'E, le grand décrochement senestre ainsi que les failles récentes qui tronquent le flanc normal du synclinal du Jabal Qirmadhil ne sont pas représentées. **(b)** Variations lithologiques et d'épaisseurs des membres Sq1V et Sq1L après reconstitution palinspatique des ensembles structuraux de la coupe.

Le grand méandre de la partie centrale des gorges du Wadi Aday contourne une colline où le membre Sq1L repose stratigraphiquement sur des micaschistes quartzeux vert clair et rubanés (Fig. II.20b, localisation sur la Fig. II.14) qui, selon le Métour (1987), représentent le sommet de la succession volcano-sédimentaire Sq1V. La succession Sq1L d'environ 100m d'épaisseur débute ici par quelques mètres de bancs dolomitiques roux (Figs. II.20a-b), recouverts par des calcaires argileux noirs à bioclastes (bivalves et crinoïdes), en bancs épais (hémimétriques). La succession se termine par une séquence de bancs plus fins de calcaire dolomitique gris à coraux (dolomie cristalline selon Le Métour, 1987).

Le membre Sq2V sus-jacent inclut trois ensembles stratigraphiques distincts :

- La base correspond à une accumulation volcano-sédimentaire de schistes verts puis bleus gris, qui sont associés à des bancs discontinus de grès, de carbonates silteux et de pélites calcaires (Fig. II.20a).

- Des dolomies forment un niveau continu d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Elles débutent par des bancs de dolomie brune, dont la base est riche en graviers volcaniques oxydés. Au-dessus, la succession consiste en une suite de dolomie marmoréenne blanche, à nombreux polypiers (« dolomies intermédiaires » sur les Figs. II.20a-b-c).

- L'ensemble volcanique supérieur affleure de l'autre coté du wadi. Il s'agit de coulées volcaniques basaltiques à andésitiques avec des structures préservées de pillow lavas et de hyaloclastites (Le Métour, 1987). Un niveau discontinu de tuf est présent au sommet de la succession. Il est directement surmonté par l'épaisse séquence calcaro-dolomitique Sq2a (Fig. II.20a-c).

Sur la rive gauche du Wadi Aday (point a, Fig. II.14), les calcaires Sq1L dessinent un synclinal déversé vers l'ENE dont le flanc court est découpé par deux failles à faibles rejets (Figs. II.20a-c). Dans ce flanc court, une surface d'érosion tronque les bancs calcaires fortement redressés de la séquence Sq1L (Figs. II.20a-II.21). Cette surface est dolomitisée. La dolomitisation remplit des micro-karsts développés au sommet de la troncature des bancs calcaires (Fig. II.21). Cette surface dolomitisée est elle-même recouverte par les schistes volcaniques verts du membre Sq2V qui reposent donc en discordance angulaire sur les calcaires Sq1L (Fig. II.20a-II.21a). La surface dolomitisée est en discordance angulaire de 30 à 50° avec les strates sous-jacentes (Figs. II.20a-II.21). Au niveau de la charnière, la dolomie discordante s'interstratifie puis se perd au sein des schistes volcaniques (Fig. II.20a).

A l'E du pli, les dépôts volcaniques et sédimentaires augmentent légèrement d'épaisseur vers l'E. Ces variations sont très bien illustrées par les interbancs calcaires et pélitiques, qui se biseautent progressivement et disparaissent totalement avant la charnière (Fig. II.20a).

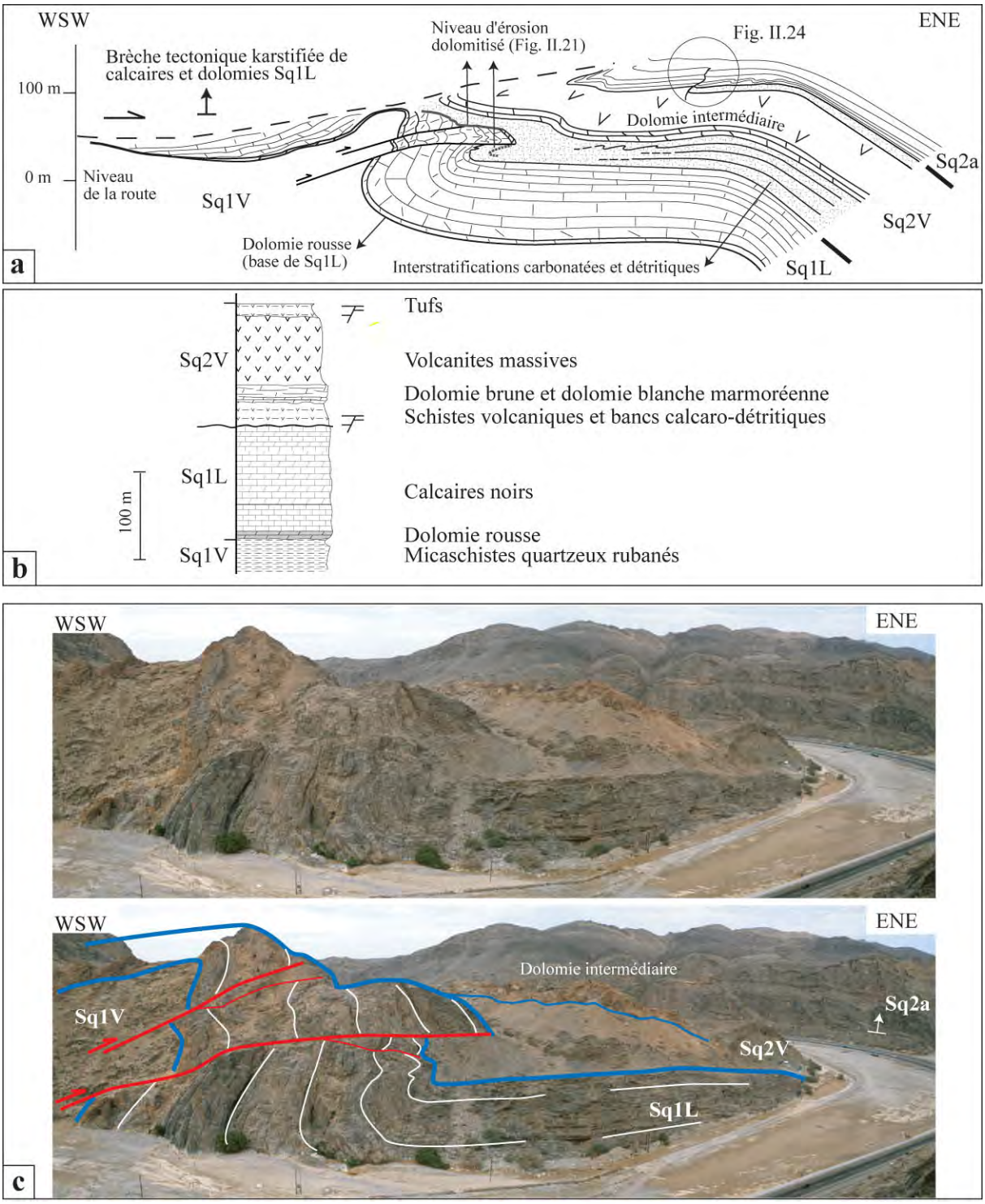


Fig. II.20 - (a) Coupe du méandre central du Wadi Aday (localisation sur Fig. II.14). Notez l'érosion progressive du membre Sq1L vers l'W. A l'extrémité W de la coupe, les dolomies basales du membre Sq1L sont surmontées par une brèche tectonique, altérée et karstifiée, correspondant à la base du flanc normal chevauchant du synclinal du Jabal Qirmadil (voir Fig. II.19). **(b)** Colonne stratigraphique locale de la base de la Fm. Saiq. **(c)** Vue en panoramique de la structure et interprétation. Se référer à la coupe pour l'échelle.

L'axe du pli principal dessiné par les calcaires Sq1L est orienté N165 (Fig. II.22 - canevas 1) et les failles qui recoupent la charnière sont orientées N140 et N170. Les schistes volcaniques ont cependant enregistré au moins deux étapes de déformation comme le montre l'existence de 2 schistosités.

La dernière présente un pendage vers l'W et imprime une linéation d'intersection orientée N0 à N30 sur les premiers plans de schistosité et de stratification (Fig. II.22 - canevas 2). Cette deuxième schistosité est compatible avec les structures de raccourcissement WSW-ENE illsutrées sur la coupe (Fig. II.20a). Elle est également associée à des plis d'entraînement déversés vers l'ENE, qui apparaissent progressivement vers le sommet de la succession volcano-sédimentaire (Fig. II.20a). Cette déformation est associée à une disharmonie et à des décollements de faible ampleur entre les schistes volcaniques et les dolomies massives sus-jacentes ainsi qu'entre les schistes et les bancs sédimentaires interstratifiés.

Un plissement précoce, de vergence N est mis en évidence au sommet du flanc normal des carbonates Sq1L (canevas 2 – Fig. II.22). Celui-ci peut être associé aux linéations d'intersection EW et aux premiers plans de schistosité développés dans les schistes. Finalement, les différents axes de plis et les fabriques associées semblent systématiquement basculés vers le N (Fig. II.22 - canevas 1 et 2).

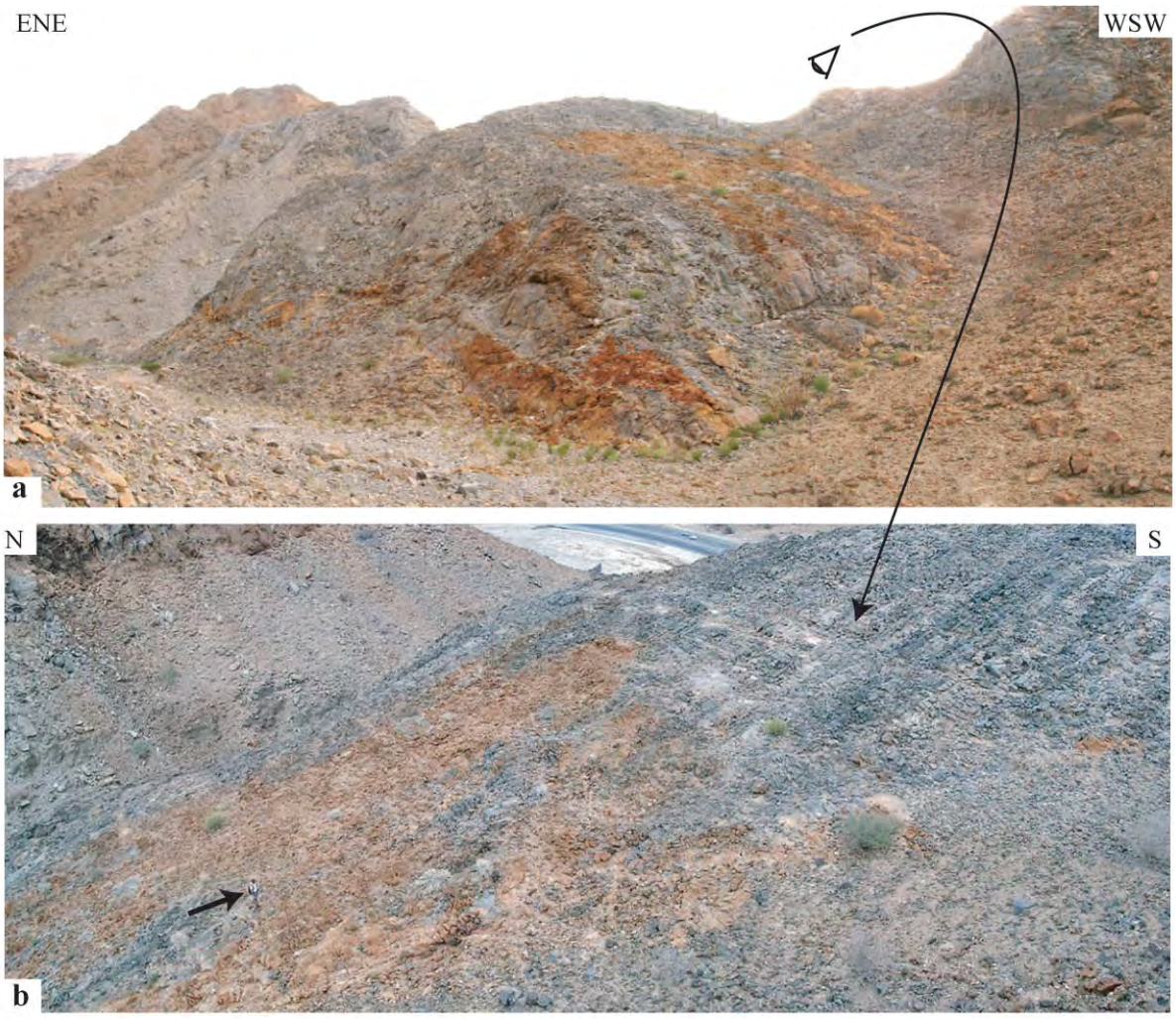


Fig. II.21 - (a) Vue vers le S du niveau d'érosion dolomitisé et plissé, qui tronque le flanc court du pli. Les schistes volcaniques affleurent à gauche et à droite de la photo, sous les éboulis. Ces derniers reposent en disordance sur les strates redressées et érodées du membre Sq1L. **(b)** Vue du dessus de la même surface de discordance dolomitisée. Les strates calcaires sous-jacentes forment les alignements visibles sur la partie droite de la photo. La silhouette indiquée par la flèche en bas à gauche donne l'échelle.

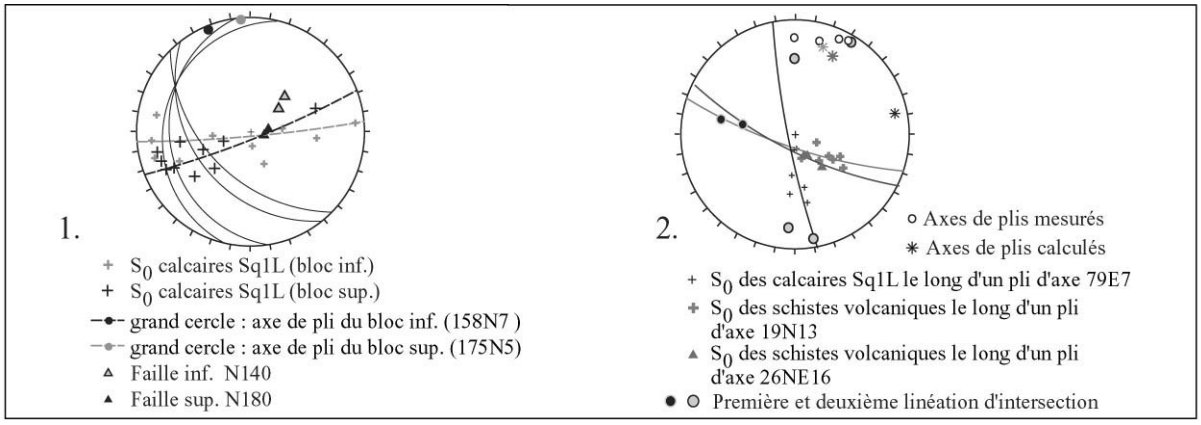


Fig. II.22 - Structures : 1- Plis de Sq1L et failles associées ; 2- Déformations polyphasées enregistrées dans les schistes volcaniques et leurs intercalations sédimentaires.

Discussion et interprétation :

Les calcaires Sq1L dessinent donc un pli d'entraînement de vergence ENE qui se développe sous le flanc normal décollé du grand synclinal du Jabal Qirmadhil (Fig. II.19a). L'axe du pli d'entraînement orienté N165 est très oblique aux structures de vergence NNE observées dans le secteur (axe de pli N110, Fig. II.18). Cette observation ainsi que la double schistosité développée dans les schistes volcaniques suggèrent que les séries sédimentaires de la région ont subi une phase de déformation de vergence E, qui serait postérieure au développement des grandes charnières régionales développées vers le NE (Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1990 ; Miller et al., 2002 ; Warren & Miller, 2007).

Sur l'affleurement étudié, la succession Sq1L subit une profonde érosion. La dolomitisation de la surface d'érosion montre que cet épisode est associé à une émersion. Le sommet du flanc court du pli d'entraînement est également caractérisé par une dolomitisation généralisée des strates calcaires préservées de l'érosion (Fig. II.20a).

La forte discordance angulaire (30 à 50°) entre les schistes volcaniques et les calcaires érodés ainsi qu'entre la surface de dolomitisation et les calcaires érodés implique un basculement important de la séquence Sq1L ; basculement qui aurait accompagné l'émersion des calcaires de plate-forme sur la crête d'un bloc basculé (Fig. II.20c). Le fait que la dolomie discordante s'interstratifie puis disparaisse latéralement dans les schistes volcaniques (vers l'E) et que le flanc normal inférieur des calcaires Sq1L ne semble pas avoir été érodé indique que les premiers dépôts volcano-sédimentaires du membre Sq2V se déposent avant la dolomitisation de la crête érodée du bloc basculé.

Ces observations suggèrent donc que le basculement des strates calcaires soit plus ou moins synchrone des premiers stades de l'activité volcanique murghabienne (membre Sq2V).

L'inversion de la crête de bloc est associée à un cisaillement à vergence E. Les deux failles apparemment inverses et à faible pendage, qui recoupent la charnière du pli, peuvent être interprétées comme d'anciennes failles normales basculées lors du cisaillement à vegence E. En effet, la faille inférieure, en particulier, sépare la séquence Sq1L en un compartiment non érodé à l'E et un compartiment fortement réduit et dolomitisé à l'W.

Nous proposons donc de déplier cette paléostructure permienne dans le plan de la coupe (WNW-ESE) en faisant abstraction de la phase de déformation précoce vers le N.

Cette opération ne change pas l'orientation des failles qui sont sub-parallèles au plan axial du pli (canevas 1 - Fig. II.22). En respectant les relations angulaires observées entre le plan de faille et les strates calcaires, le dépliage entraîne un basculement des plans de faille depuis un pendage W vers un pendage E (Fig. II.23).

Sur le dispositif tectonique reconstitué au Permien moyen (Fig. II.23), le fonctionnement des failles normales accompagne la formation d'un demi graben dont le compartiment oriental est rapidement recouvert par les premiers dépôts volcano-sédimentaires du membre Sq2V.

L'érosion du compartiment occidental traduit son soulèvement, éventuellement combiné avec un abaissement temporaire du niveau marin. Le basculement et la fracturation interne (non représentées) du compartiment calcaire basculé entre les deux failles normales sont probablement à l'origine des déformations et de la dolomitisation particulièrement développées dans ces strates (Fig. II.20c).

Nous notons l'absence de brèche de démantèlement le long du mur de faille. La fraction détritique intercalée dans les schistes volcaniques du membre Sq2V, à l'E, provient probablement de l'érosion progressive du compartiment soulevé, à l'W.

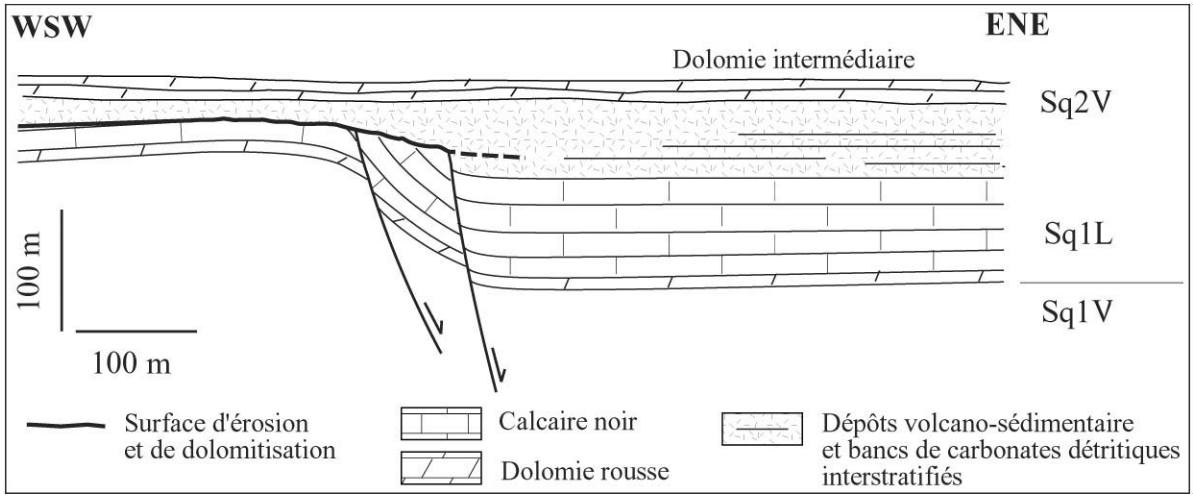


Fig. II.23 - Reconstitution à l'échelle du dispositif tectonique et sédimentaire après dépliage de la coupe de la Fig. II.20a

L'approfondissement vers l'E ne permet pas d'expliquer les variations d'épaisseur des bancs carbonatés et détritiques intercalés dans le membre Sq2V. L'augmentation d'épaisseur de quelques mètres vers l'E de ces dépôts sédimentaires suggère que la zone orientale du bloc basculé soit légèrement subsidente.

Le membre Sq1L du Wadi Aday est donc localement profondément érodé. Cette érosion est associée à un régime tectonique extensif et à un basculement le long de failles normales permiennes. L'épaisseur des carbonates Sq1L varie de 100 à 20 m, d'E en W (Fig. II.20a-II.23).

Le contact entre les membres Sq2V et Sq2a affleure le long de la rive N du grand méandre central du Wadi Aday (Fig. II.24). Un niveau de tuffites vertes d'environs 5 m d'épaisseur recouvre une coulée décamétrique sombre à pillow lavas. Ces tufs disparaissent latéralement contre une faille sub-verticale orientée N130-140 qui recoupe les coulées volcaniques et la falaise carbonatée sus-jacente (Fig. II.24). Cette structure a également été décrite par Pillevuit (1993).

Les calcaires Sq2a débutent ici par une succession décamétrique de bancs décimétriques dolomitiques et calcaires avec des interbancs marneux. Les compartiments SW et NE de la faille sont recouverts par le même banc carbonaté (Fig. II.24), indiquant que les variations d'épaisseurs des tufs sont scellées et que la structure associée correspond très certainement à une paléo-faille normale permienne. La structure a ultérieurement été reprise en compression et déformée.

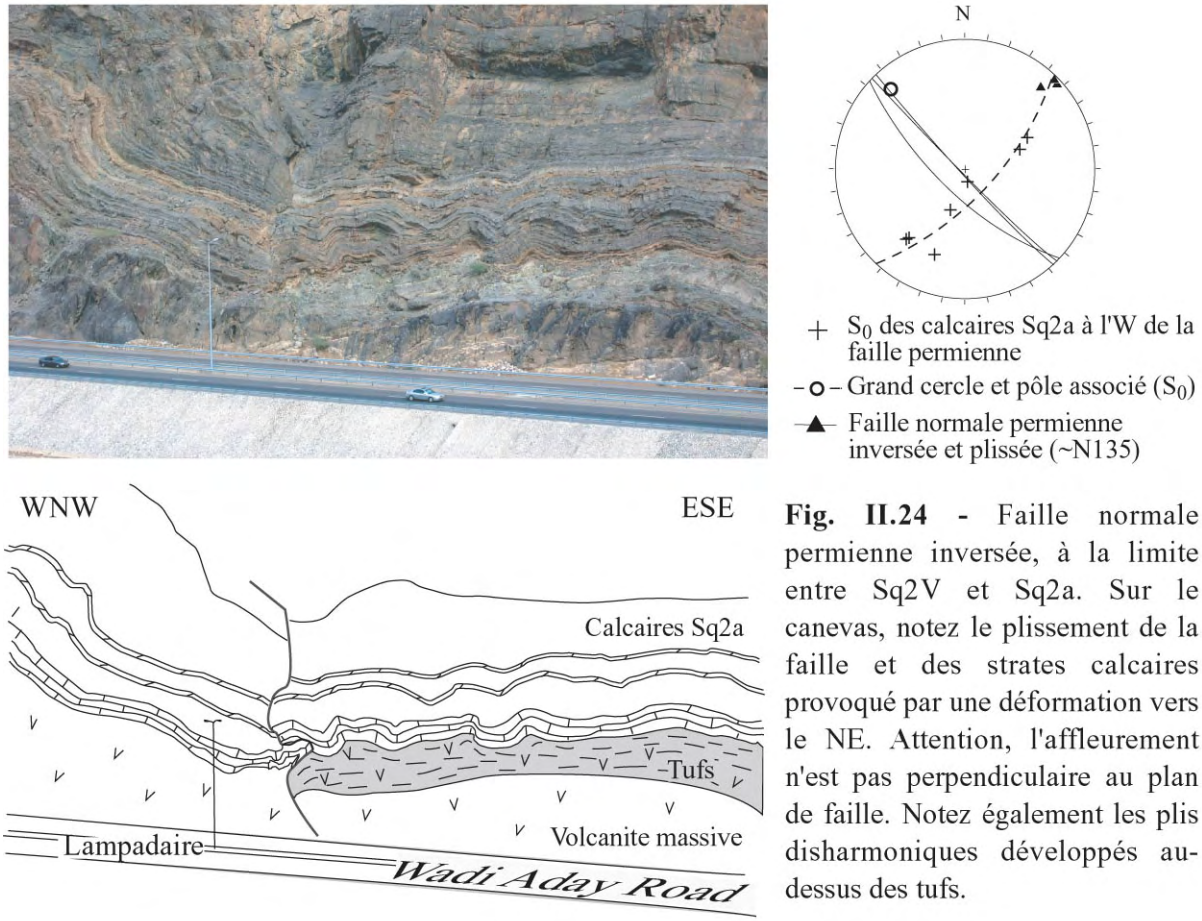


Fig. II.24 - Faille normale permienne inversée, à la limite entre Sq2V et Sq2a. Sur le canevas, notez le plissement de la faille et des strates calcaires provoqué par une déformation vers le NE. Attention, l'affleurement n'est pas perpendiculaire au plan de faille. Notez également les plis disharmoniques développés au-dessus des tufs.

La faille actuelle est plissée vers le NE autour d'un axe orienté N140 (canevas – Fig. II.24). Cette déformation entraîne une indentation des bancs carbonatés du compartiment W dans les tufs du compartiment E (Fig. II.24). L'ensemble est replissé au cours d'un mouvement cisaillant vers l'E qui entraîne le redoublement de la succession volcanique, en arrière de l'affleurement étudié (Fig. II.25a). Cette déformation est clairement associée à la formation d'un grand pli d'entraînement dans les calcaires Sq2a, à l'W de la paléo-faille normale (Fig. II.25). Cette déformation vers l'E entraîne également la formation d'une série de plis disharmoniques ouverts, orientés N150-N180, et qui se développent au-dessus des tufs (Fig. II.24-II.25b). L'ensemble des fabriques antérieures semble basculé vers le N.

La déformation de la paléofaille normale semble s'être déroulée, contrairement au bloc basculé sous-jacent (Fig. II.20), au cours de la première phase de déformation à vergence NE. Les plis associés à cette déformation montrent des axes sub-parallèles à la direction de la faille (canevas des Figs. II.24 et II.25) donc leur dépliage n'entraîne aucune modification de l'orientation de cette structure extensive permienne.

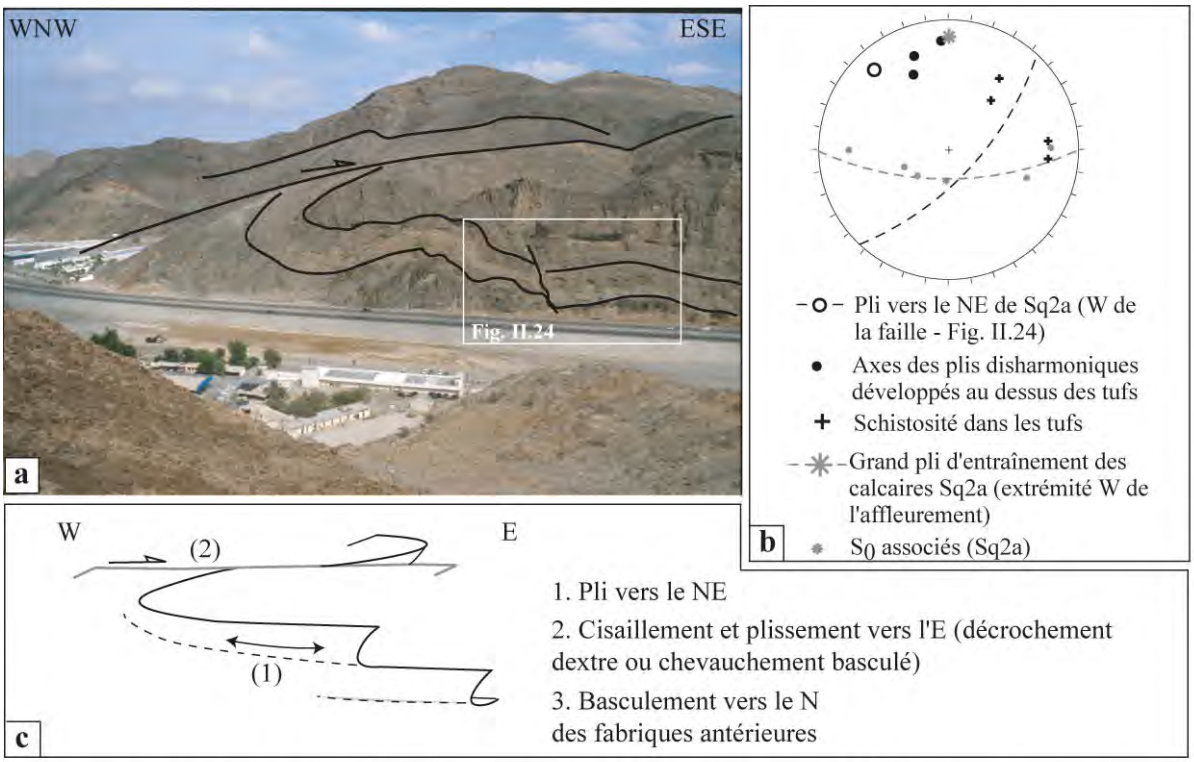


Fig. II.25 - Les étapes de la déformation de la faille permienne : **(a)** Panorama interprété avec localisation de l'affleurement précédent (Fig. II.24) et de la faille permienne. **(b)** Structures observées à l'W de la faille avec l'axe de pli vers le NE (canevas - Fig. II.24) qui tourne dans la direction de la seconde déformation vers l'E. Les plis développés au dessus des tufs et la schistosité enregistrée dans les tufs sont également reportés. **(c)** Schéma explicatif illustrant les principales structures d'inversion locales. Les calcaires Sq2a et la faille permienne sont plissés vers le NE. La déformation vers l'E entaîne le rebroussement des calcaires Sq2a sous une faille qui s'apparente à un chevauchement basculé vers le N.

II.4.4. Synthèse sur les variations lithostratigraphiques et les structures tectoniques associées à la plate-forme NW du Saih Hatat

Depuis le Jabal Muraywah, et vers le NE et l'ENE, les successions Sq1V et Sq1L montrent des variations d'épaisseur et de faciès. Sur le Jabal Muraywah, le membre Sq1V est absent et les dépôts équivalents au membre Sq1L sont réduits à quelques dizaines de mètres de dolomie (Fig. II.26). Au nord du Jabal Muraywah et le long du flanc normal du synclinal du Jabal Qirmadhil, le membre Sq1V consiste en une accumulation décamétrique à pluridécamétrique de micaschistes tuffacés et l'épaisseur du membre Sq1L est estimée entre 150 et 200 m (Fig. II.19). Le log stratigraphique levé par Le Métour (1987) inclut un membre basal et sommital caractérisé par des bancs de calcaires dolomitiques et argileux, à débit noduleux fréquent et à interbancs micacés et siliceux (Figs. II.18-II.19). Ces alternances calcaro-dolomitiques riches en influx détritiques terrigènes sont absentes de la succession Sq1L du bloc basculé du Wadi Aday, qui ne montre qu'environ 100 m de carbonates massifs (Fig. II.20). A l'entrée des gorges du Wadi Aday, les membres Sq1V et Sq1L sont fortement réduits et les dolomies de Hiyam réapparaissent sous la discordance de la formation Saiq. Le membre Sq1V consiste en quelques mètres de micaschistes tuffacés incluant des blocs métriques de dolomie de la formation érodée de Hiyam. Le membre Sq1V est également recouvert par une succession très déformée de carbonates Sq1L à interbancs détritiques (Figs. II.18-II.19). Ces derniers se pincent latéralement et le chevauchement du synclinal du Jabal Qirmadhil repose directement sur des micaschistes indifférenciés qui servent de niveau de décollement (Fig. II.18 et localité B de la Fig. II.19).

Les mêmes calcaires rubanés à interbancs détritiques terrigènes recouvrent l'épaisse accumulation (plus de 100m) conglomératique et tuffacée retrouvée vers l'ENE, sous les dolomies renversées de la formation de Hiyam (localité D de la Fig. II.19).

La corrélation de l'ensemble des colonnes stratigraphiques de la région NW du Saih Hatat est proposée sur la Fig. II.26, à partir du dépliage de la coupe générale (Fig. II.19). Alors que le sommet de la succession Sq1L subit une profonde érosion dans le secteur du Wadi Aday, les localités complémentaires de la région NW du Saih Hatat montrent des variations d'épaisseur et de faciès de la base de la formation Saiq (Sq1V et Sq1L) qui peuvent également être associées à des reliefs de socle préexistants (Fig. II.26). La répartition des séries détritiques terrigènes et volcano-sédimentaires du membre Sq1V indique une augmentation d'épaisseur progressive vers le NE et/ou l'ENE, avec l'apparition d'une puissante accumulation de conglomérats fluviatiles. Ces séries se biseautent au voisinage de la zone du Jabal Muraywah où nous avons précisément observé un important karst.

Dans ce contexte, la succession condensée de Saiq du Jabal Muraywah marque la présence d'un relief, dès le début de la mise en place des séries détritiques et volcano-sédimentaires Sq1V. Le remplissage détritique de la grande fissure scellée du Jabal Muraywah représente un témoin de l'érosion de ce relief. Il est probable que la structure extensive associée soit reliée à un épisode de rifting précoce, à la manière des fissures scellées du Wadi Hajir de la plate-forme du Jabal Akhdar.

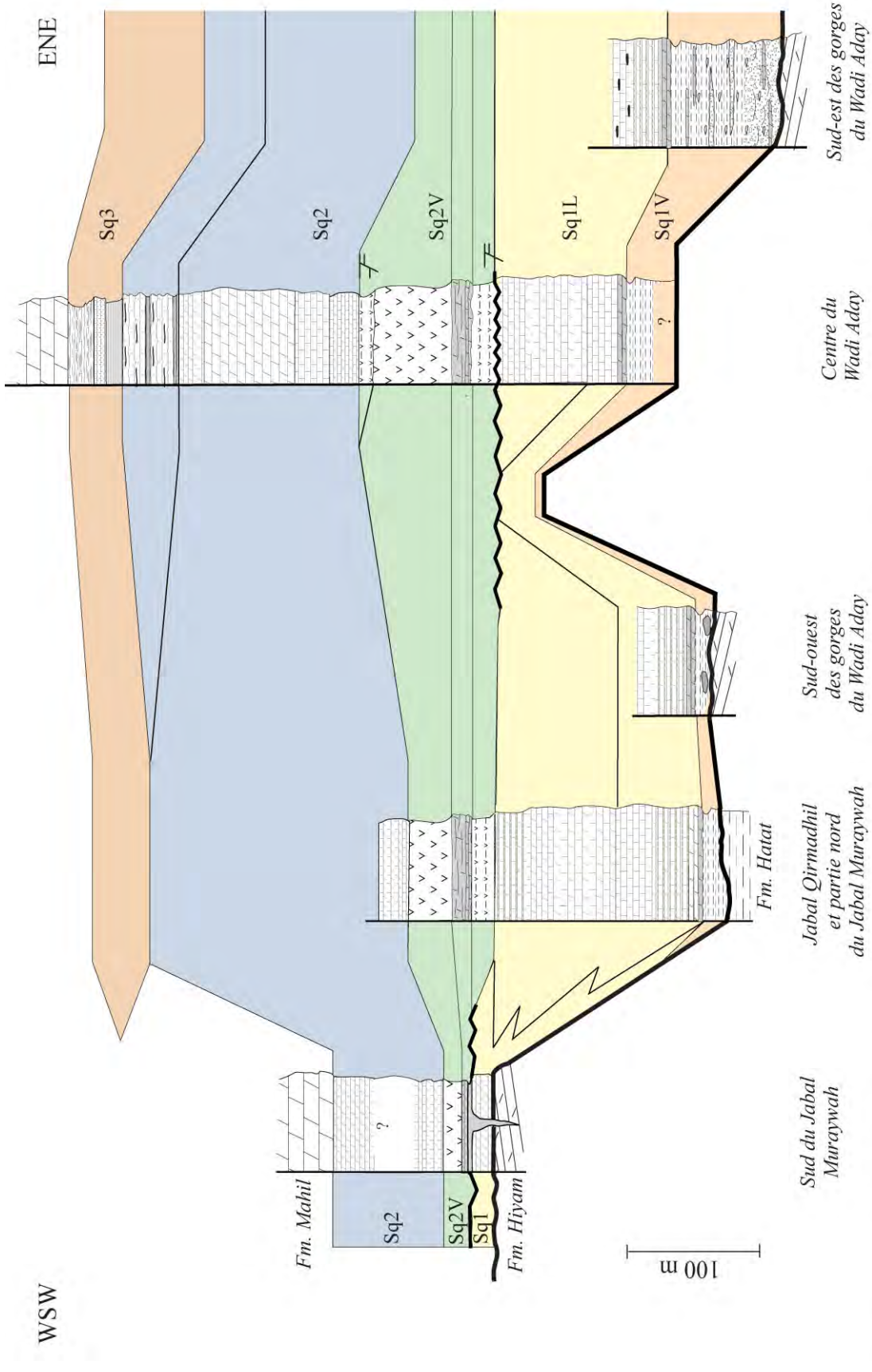


Fig. II.26 - Corrélation lithostratigraphiques et variations d'épaisseurs dans la formation Saiq de la région NW du Saih Hatat et après reconstitution palinspatique en fonction de la coupe de la Fig. II.19. Voir les figures II.17 et II.19 pour la légende des lithologies.

Au cours du dépôt de la succession Sq1L et du membre volcanique Sq2V, ce paléorelief a joué le rôle de limite paléogéographique entre le domaine de plate-forme dolomitique à l'WSW, et un domaine subsident à l'ENE, caractérisé par des dépôts de plate-forme externe (Le Métour, 1987) et des accumulations de conglomérats et de tuffites à sa base.

Au Wadi Aday, la base de la succession volcano-sédimentaire Sq2V et ses intercalations pélitiques (sables siliceux et carbonatés) sont associées à la formation et à l'érosion d'un bloc basculé de calcaires Sq1L. Le basculement tectonique conduit tout d'abord à l'érosion d'environ 60 à 70 m de carbonates Sq1L. La structure est scellée par les accumulations volcano-détritiques et les dolomies peu profondes de la base du membre Sq2V (Fig. II.20-II.23).

Cette structure héritée d'un épisode d'extension au Permien moyen montre une orientation similaire à celle qui localise la karstification du relief du Jabal Muraywah. Sur ce dernier, le substratum érodé et fracturé de la formation Hiyam et de la base de la formation Saiq est recouvert par une succession dolomitique décamétrique, elle-même recouverte par les volcanites Sq2V (Karst du Jabal Muraywah, Fig. II.26).

Ici, le membre volcanique Sq2V est moins épais qu'au cœur du Wadi Aday, où il atteint plus de 100 m d'épaisseur. Les argiles rouges qui marquent le sommet du karst sont interprétées comme un équivalent stratigraphique condensé de la base volcanique et détritique du membre Sq2V et du niveau dolomitisé sous-jacent qui correspond à la surface d'érosion du bloc basculé du Wadi Aday. Les dolomies jaune clair et altérées qui recouvrent ces argiles et qui scellent le karst sont corrélées aux dolomies intermédiaires du membre Sq2V du Wadi Aday (Fig. II.26).

La faille normale permienne du sommet du membre Sq2V indique que les instabilités tectoniques se poursuivent pendant l'activité volcanique (Wadi Aday). Comme le remarque Le Métour (1987) à l'échelle régionale, l'augmentation d'épaisseur du membre Sq2V entre le Jabal Tayin et le Wadi Aday (comme entre le Jabal Muraywah et le Wadi Aday) suggère que la subsidence de la zone riftée du Saih Hatat se poursuive au moins jusqu'au dépôt du membre carbonaté Sq2.

II.4.5. Le Wadi Mayh

Le sommet de la séquence Sq2 affleure dans la zone NW du Wadi Mayh et le long des rives sud du wadi tributaire orienté NW-SE (Fig. II.14). Celui-ci longe les grands plis régionaux d'axes NW-SE développés dans les successions Sq2 et Sq3 (Fig. II.27).

Sur la rive sud de ce tributaire, la succession sommitale du membre Sq2 débute par une séquence dolomitique massive à bancs métriques (sommet de Sq2a, voir log stratigraphique sur la Fig. II.27), puis passe à une série dolomitique gris clair, en bancs de 20 à 30 cm et interbancs condensés de marnes roses.

Les bancs sont souvent bioclastiques à débris de crinoïdes et de coraux. Ils montrent également des zones d'accumulation lithoclastiques de haute énergie (resédimentation de type tempestite). Le sommet de Sq2 correspond à une succession de 30m de calcaires gris noir à stratification onduleuse et bandeaux de silex (Sq2b, Fig. II.27). Cette séquence Sq2b est recouverte par 10 m de marnes et siltites dolomitiques et siliceuses de couleur rouge à la base, puis jaune (Sq3a, Fig. II.27).

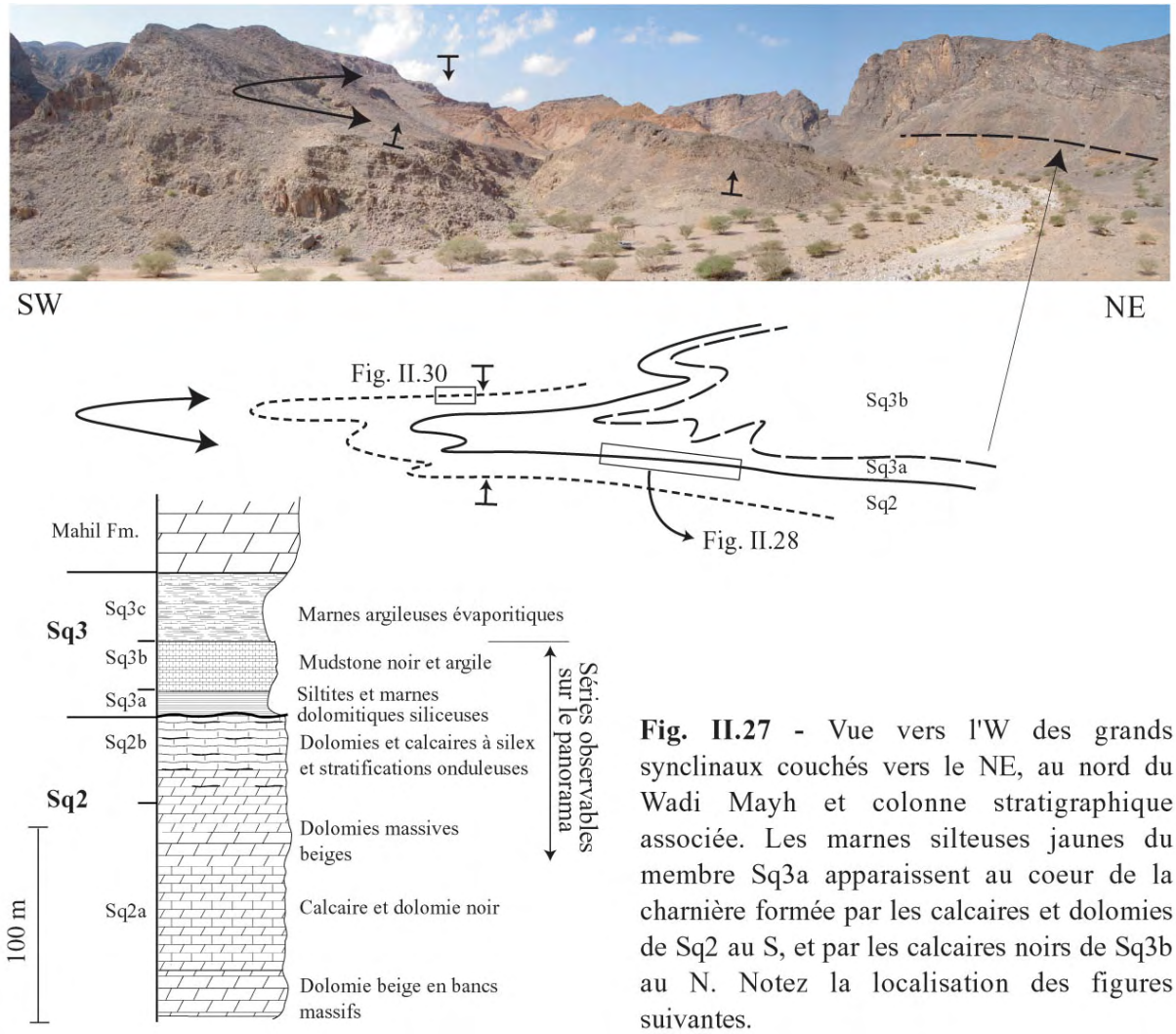


Fig. II.27 - Vue vers l'W des grands synclinaux couchés vers le NE, au nord du Wadi Mayh et colonne stratigraphique associée. Les marnes silteuses jaunes du membre Sq3a apparaissent au coeur de la charnière formée par les calcaires et dolomies de Sq2 au S, et par les calcaires noirs de Sq3b au N. Notez la localisation des figures suivantes.

Vers l'W, le sommet du membre Sq2b est recouvert par un encroûtement ferrugineux d'épaisseur centimétrique, incluant une faune remaniée à céphalopodes, brachiopodes, crinoïdes et coraux (Figs. II.28a-c).

Ce hardground scelle une surface d'érosion dolomitisée qui tronque les bancs carbonatés sous-jacents (Figs. II.28a-b). En dépit de la formation de plis ouverts d'axes NNE-SSW (Fig. II.29), le profil de la surface d'érosion illustre la présence d'une paléo-vallée.

Les flancs de cette paléo-vallée sont limités par des failles normales conjuguées orientées N10-N30 et qui sont également dolomitisées (Failles A et B Figs. II.28b-II.29). Ces failles et la zone dolomitisée entourant les plans de faille sont scellées par le hardground (Fig. II.28d).

Cette paléo-vallée correspond donc à un graben permien qui fut légèrement comprimé contre ces failles bordières conjuguées.

La dolomitisation discordante du compartiment W est équivalente à un banc dolomitique que l'on retrouve plissé sur la partie E de l'affleurement (Figs. II.28a-b). Ici une zone de brèche remplit une fracture sub-verticale orientée N20 (Faille C, Fig. II.28b-II.29).

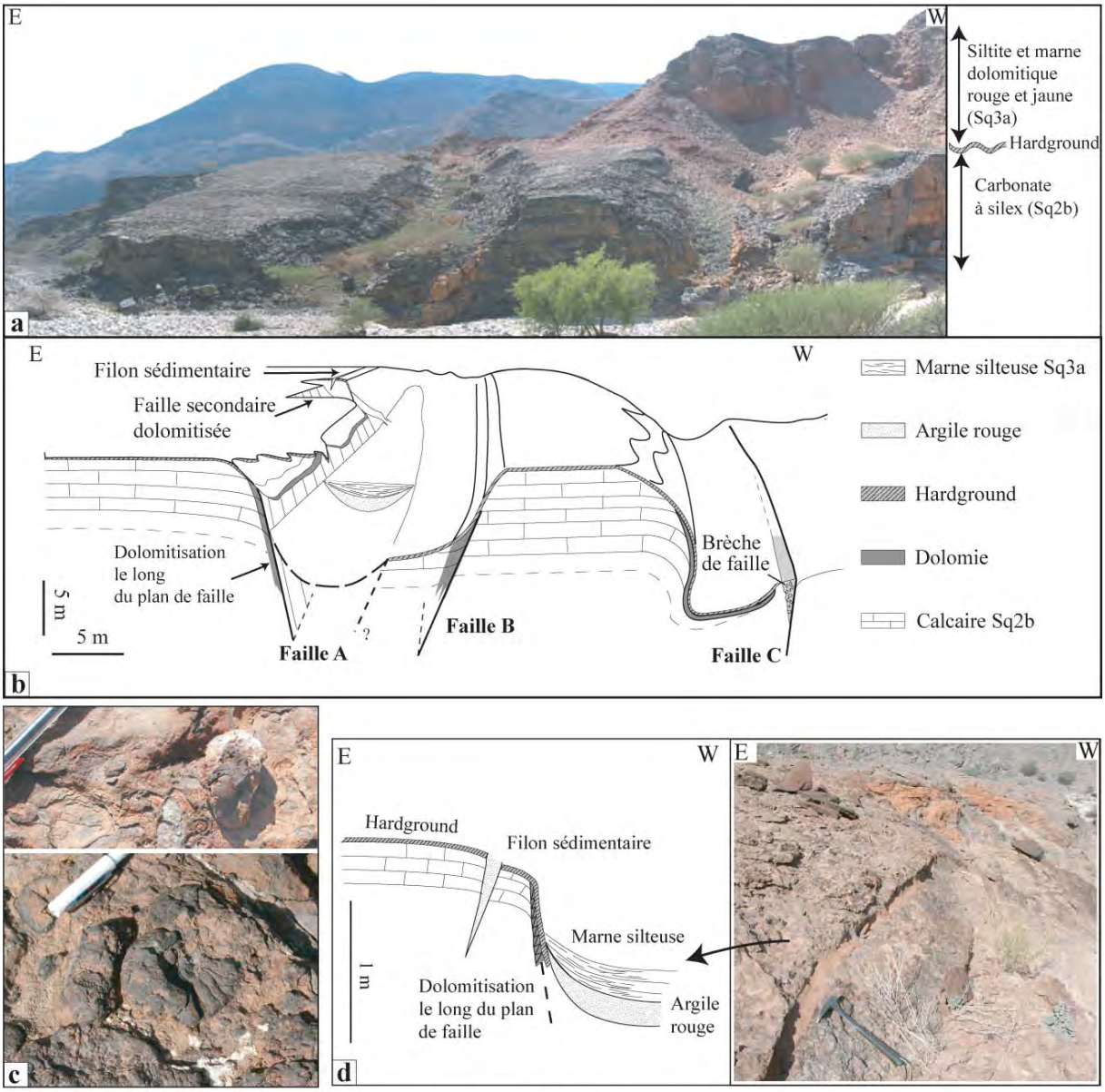


Fig. II.28 - (a) Panorama et **(b)** schéma explicatif de la structure en horst et graben observée au sommet du membre Sq2 (localisation sur Fig. II.14). Les failles normales sont scellées par un hardground et la succession Sq3a. Voir les canevas pour l'orientation des structures (Fig. II.29). **(c)** Détails de la faune associée au hardground avec un brachiopode (haut) et un céphalopode (bas). **(d)** Filon sédimentaire dont la localisation est reportée sur Fig. II.28b. La photo a été inversée pour placer la structure dans le sens de la Fig. II.28b. La fracture extensive recoupe le hardground et est remplie par une argile rouge. Voir le schéma explicatif. **(e)** Bancs calcaires recoupés par la faille dolomitisée A. Notez que le hardground recouvre le filon de dolomie et la faille associée.

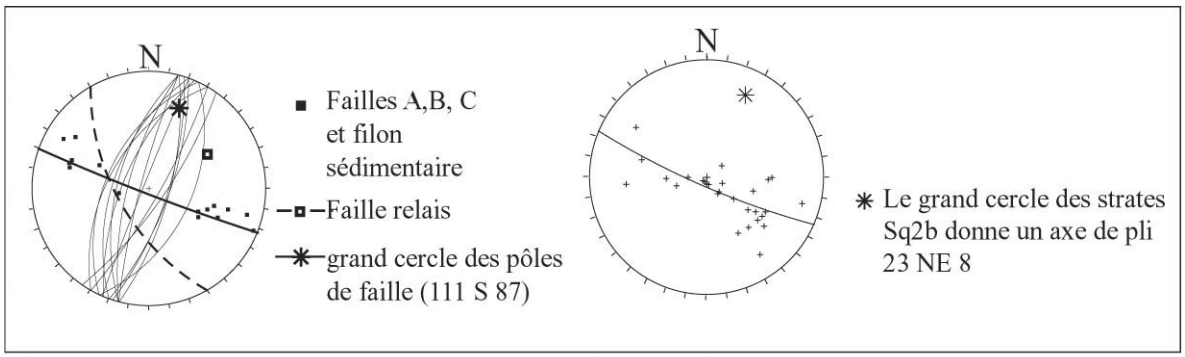


Fig. II.29 - Failles normales conjuguées délimitant la structure en horst et graben de la Fig. II.28 et mesures des stratifications des calcaires Sq2b

La faille A est décalée par une faille relais orientée N150, également dolomitisée (Fig. II.28b-II.29). Ce décalage horizontal suggère que la formation du graben soit associée à un régime transtensif.

A l'exception de cette faille oblique, les failles normales conjuguées A, B et C sont orientées NNE-SSW (Fig. II.29). Le grand cercle des pôles de ces failles définit un plan de mouvement moyen au 111 S 87.

L'épisode extensif relié à la formation de ce relief en horst et graben est suivi par l'érosion de la séquence légèrement basculée et par la dolomitisation de la surface d'érosion et des escarpements de faille. Les processus d'érosion et de dolomitisation caractérisent un environnement subaérien. Le hardground et la faune associée qui scellent la structure témoignent par contre d'un arrêt de la sédimentation dans des conditions de mer ouverte.

Un filon sédimentaire large d'environ 10 cm et parallèle à la faille normale A, recoupe le hardground (Fig. II.28d). Il est rempli par une argile rouge très fine. Celle-ci est également retrouvée au coeur de la paléo-vallée. Ces dépôts fins sont finalement recouverts par les siltites Sq3a qui vont sceller l'ensemble de la structure.

Le hardground ne fut jamais observé en dehors de cet affleurement. Il marque cependant une discontinuité stratigraphique majeure. Il est probable que ce phénomène de condensation soit limité au horst découvert dans cette partie du Saih Hatat.

Des variations d'épaisseurs sont observables le long du flanc inverse de Sq2 qui affleure dans la partie N du Wadi Mayh (Fig. II.27). Ici le sommet stratigraphique de Sq2 n'inclut qu'une dizaine de mètres des dolomies siliceuses Sq2b. La séquence sommitale des calcaires noirs à silex est absente. Une brèche marque alors le contact renversé entre les dolomies Sq2b et les siltites Sq3a (Fig. II.30). Il s'agit d'une autobréchification des bancs sédimentaires en place.

Cette bréchification pourrait être interprétée soit comme provoquée par le renversement de la série lors des déformations orogéniques soit comme un témoin des déstabilisations ayant cours lors de l'activité tectonique permienne.

La présence de bioclastes à l'intérieur même de la matrice de cette brèche ainsi que les figures de remplissage, illustrées par le litage concave dans les interstices de la brèche, suggèrent cependant que la matrice de la brèche soit permienne. Des faciès parfaitement similaires sont observés au cœur même de la succession Sq2b, au sud du village de Bandar Khayran (Fig. II.30).

Fig. II.30 - Brèches monogéniques du membre Sq2b. Les photos du haut correspondent au faciès altéré observé à la base du flanc inverse de Sq2, au nord du Wadi Mayh (voir localisation Fig. II.27). Les photos du bas correspondent à un faciès parfaitement similaire, découvert au coeur de la succession Sq2 de la région de Bandar Kharyan.

II.5. La plate-forme Saiq dans la région NE du Saih Hatat : variations stratigraphiques et relations structurales entre la formation Saiq de la région NW du Saih Hatat et la succession sédimentaire et volcanique de l'unité de Hulw

II.5.1. Introduction

Toute la région N et NE du Saih Hatat est affectée par une déformation ductile polyphasée et par un métamorphisme HP-BT qui reflète l'entrée en subduction de cette partie de la marge arabe (Lippard, 1983 ; Michard et al., 1984 ; Goffé et al., 1988). La structure principale du Saih Hatat correspond à un mégapli, couché vers le NE et l'ENE et qui engage l'ensemble de la formation Saiq et les séries de l'autochtone A (Fig. II.3 ; Bailey, 1981 ; Le Métour, 1990 ; Grégory et al., 1998 ; Gray et al., 2005c). Alors que le flanc normal de ce grand pli forme les flancs S et W du Saih Hatat, la partie nord-est du Saih Hatat est caractérisée par un renversement des séries sédimentaires autochtones. Les roches les plus métamorphiques des montagnes d'Oman (successions de Hulw et d'As Sifah) affleurent sous le flanc inférieur cisaillé de cette mégastructure (Fig. II.3).

Les deux unités métamorphiques de Hulw et d'As Sifah montrent des lithologies caractérisées par une épaisse succession détritique basale comprenant des schistes et micaschistes, des niveaux de grés et des méta-tufs. Cette séquence est recouverte par des volcanites massives et par une succession supérieure à micaschistes, dolomies et calcschistes.

Malgré la surface d'affleurement exceptionnelle du Saih Hatat, l'interprétation des relations stratigraphiques entre la formation Saiq et ces deux unités métamorphiques reste très controversée du fait des déformations polyphasées qu'elles ont subi. Les dépôts sédimentaires et volcaniques des unités de Hulw et d'As Sifah sont considérés soit comme des équivalents latéraux de la formation Saiq (Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1986, 1992), soit comme appartenant à des séries stratigraphiques plus anciennes (Gregory et al., 1998 ; Miller et al., 2002 ; Gray et al., 2005a). Cette corrélation représente pourtant un point crucial de l'interprétation de la paléogéographie et de l'histoire de la marge arabe.

Les relations stratigraphiques dépendent directement du dépliage de ces structures régionales complexes. Dans la suite de l'exposé, les séquences de la formation Saiq étudiées précédemment seront regroupées dans le terme d'unité structurale supérieure, par opposition aux successions de Hulw et d'As Sifah qui forment les unités structurales inférieures (Fig. II.3). Ces unités structurales de premier ordre sont séparées par des contacts tectoniques majeurs qui forment actuellement de grandes zones de cisaillement.

II.5.2. Des reconstitutions paléogéographiques controversées

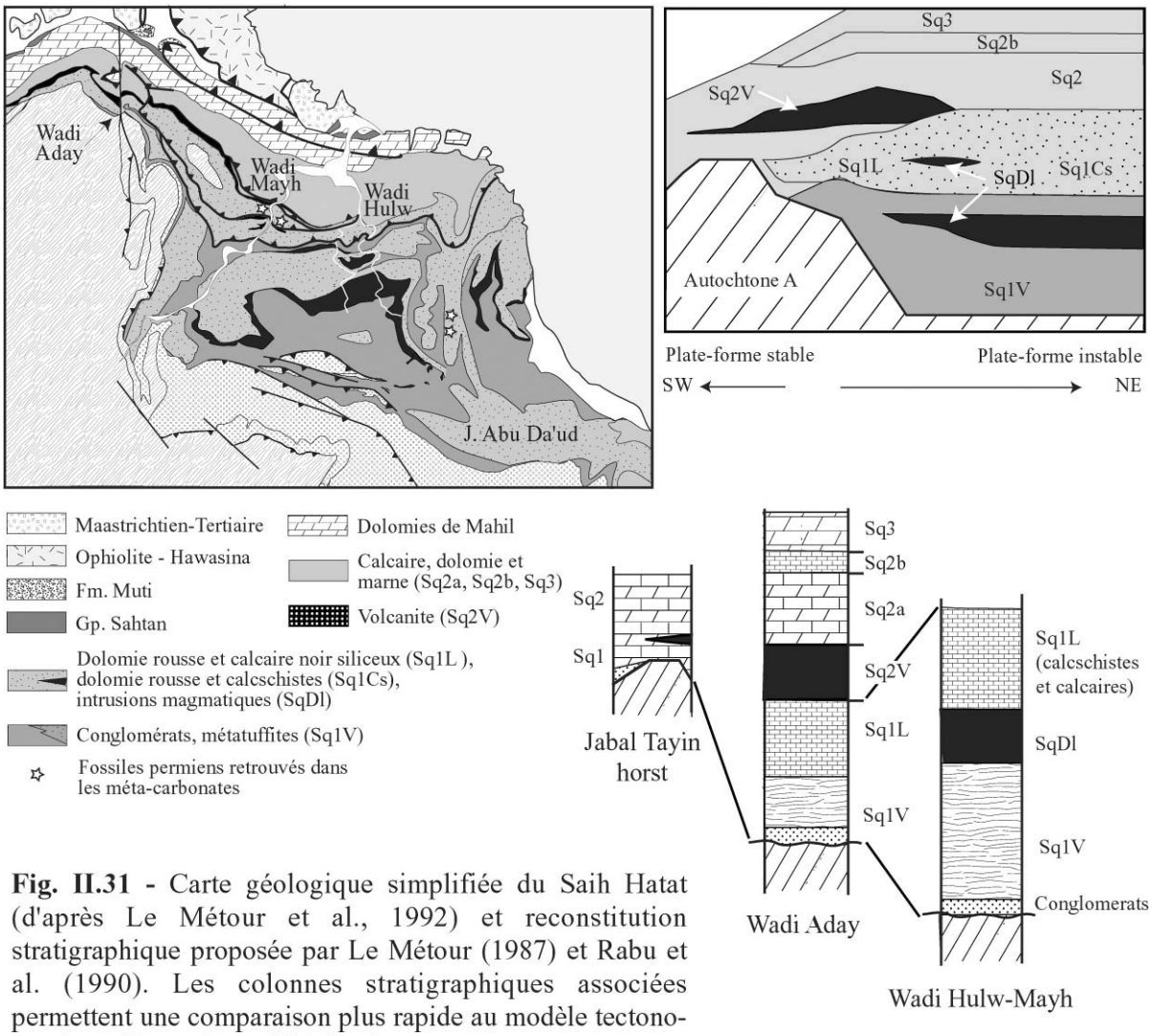


Fig. II.31 - Carte géologique simplifiée du Saih Hatat (d'après Le Métour et al., 1992) et reconstitution stratigraphique proposée par Le Métour (1987) et Rabu et al. (1990). Les colonnes stratigraphiques associées permettent une comparaison plus rapide au modèle tectono-stratigraphique alternatif de la Fig. II.32.

Les successions méta-sédimentaires de Hulw et d'As Sifah furent dans un premier temps attribuées aux séries de l'autochtones A (schistes de Hatat ou quartzites d'Amdeh : Glennie et al., 1974 ; Bailey, 1981 ; Hanna, 1990 et Mann & Hanna, 1990). Puis la découverte de fossiles permiens dans les calcaires et dolomies de la bordure E de l'unité de Hulw (Fig. II.31) ainsi que l'étude détaillée des faciès transgressifs de base de la formation Saiq conduirent l'équipe du BRGM à considérer ces successions principalement détritiques et volcano-sédimentaires comme des équivalents du membre inférieur Sq1V de la formation Saiq (Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1986 ; Rabu et al., 1990).

Cette réinterprétation implique l'existence de variations brutales d'épaisseurs et de faciès au sien de la formation Saiq. Ces variations furent attribuées à une tectonique extensive, associée au rifting téthysien et au développement d'une paléogéographie en horst et graben au sein même du Saih Hatat (Fig. II.31 ; Rabu et al., 1990). Dans ce contexte, le Jabal Akhdar et le sud du Saih Hatat sont considérés comme appartenant à un domaine de plate-forme interne à subsidence faible, et le NE du Saih Hatat, comme un domaine de plate-forme marginale instable. Les puissantes successions de nature siliciclastiques et volcaniques des régions de Hulw et d'As Sifah se seraient mises en place dans

un demi graben subsident alors que la succession condensée de Saiq du Jabal Tayin (W du Saih Hatat, Figs. II.2-II.3), se serait déposée sur un horst adjacent. L'érosion différentielle du socle pré-permien sous la plate-forme du Jabal Akhdar et du Saih Hatat est également évoquée comme une conséquence possible d'une phase précoce du rifting néotéthysien (Rabu et al., 1990, Fig. II.2).

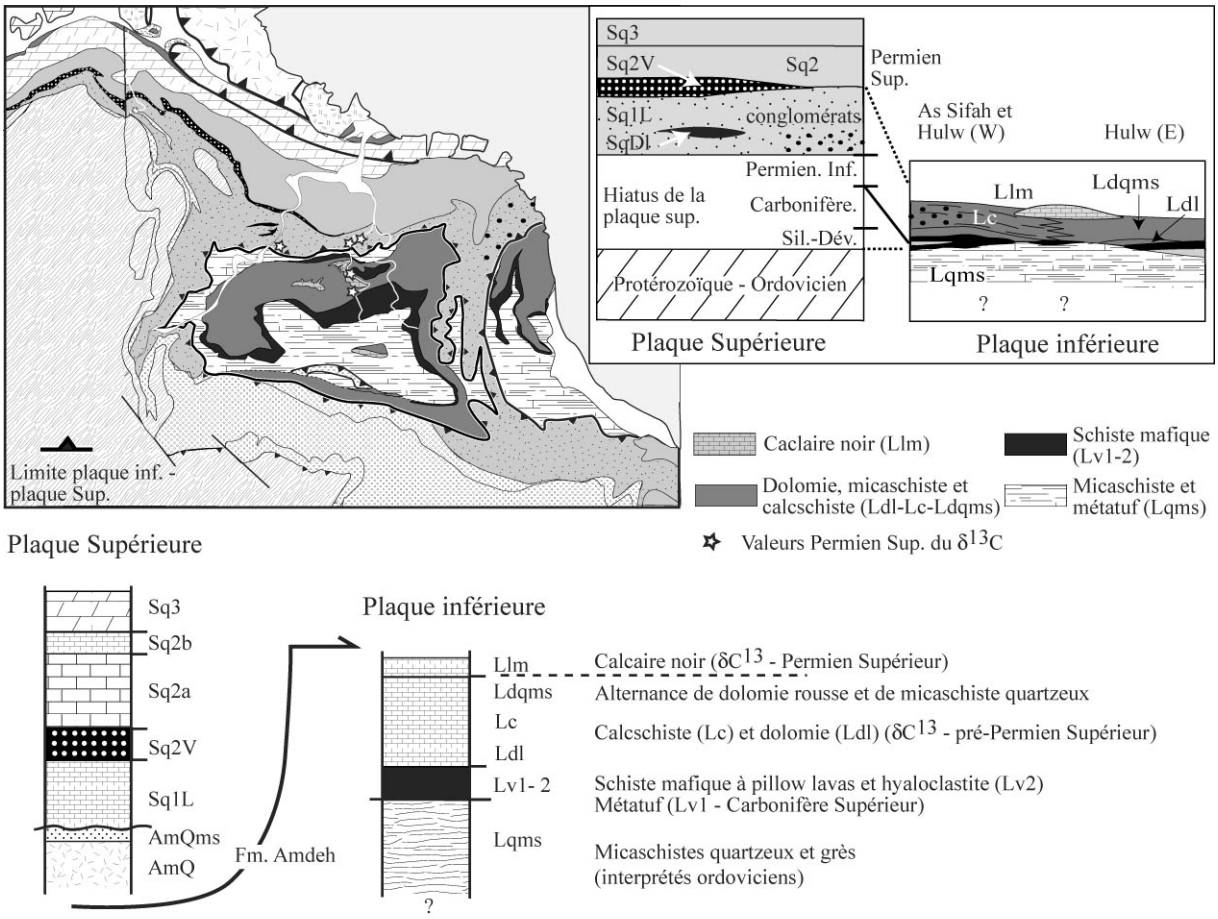


Fig. II.32 - Carte géologique simplifiée du Saih Hatat (d'après Miller et al., 2002; Gray et al., 2005, Warren et Miller, 2007) et reconstitution stratigraphique proposée par ces auteurs. Le schéma stratigraphique en haut droite est d'après Warren & Miller (2007).

Un modèle tectono-stratigraphique très différent est développé par Grégory et al. (1998) et Miller et al. (1998). Ces derniers proposent que les unités métamorphiques de Hulw et d'As Sifah correspondent à des fenêtres tectoniques et qu'elles soient séparées de l'unité structurale supérieure par un même contact tectonique majeur (Fig. II.32 ; « Upper plate - Lower plate discontinuity » de Miller et al., 2002). Ce contact initial aurait été sévèrement replissé au cours des déformations consécutives de vergence NE et E (Gregory et al., 1998 ; Miller et al., 2002 ; Warren & Miller, 2007). Le dispositif structural actuel correspondrait donc à l'imbrication complexe de deux ensembles structuraux (Fig. II.32). Leur contact tectonique isole les localités des carbonates à fossiles permiens découverts par Le Métour (1987) et Le Métour et al. (1986), des lithologies micaschisteuses des deux unités métamorphiques (Fig. II.32). Dans les travaux successifs de Miller et al. (2002), Gray et al. (2004b et 2005a), ces deux unités sont interprétées comme des successions sédimentaires antérieures

aux séquences de Saiq (Gray et al., 2005a). Ils interprètent notamment les unités conglomératiques et tuffacées, communes aux unités de Hulw et de Saiq (AmQms et Lqms de la Fig. II.32), comme correspondant au sommet de la formation de Amdeh (Ordovicien).

Ces attributions stratigraphiques sont basées sur une série d'analyse du $\delta^{13}C$ effectuées sur les méta-carbonates, ou calcschistes, de l'unité d'As Sifah (Fig. II.32). Ces analyses fournissent des valeurs $\delta^{13}C$ négatives qui sont interprétées, en dépit du faciès métamorphique atteint par ces roches, comme indiquant un âge Permien inférieur pour cette succession (Fig. II.32 ; Gray et al., 2005a). De plus des âges shrimp U-Pb ont été obtenus sur des zircons retrouvés au sein de schistes quartzo-feldspathiques à grenat, échantillonnés à l'intérieur d'un mégaboudin éclogitique de l'unité d'As Sifah (298±3 Ma ; Gray et al., 2005a ; métatufs Lv1 de la Fig. II.32). Cet âge indiquerait la présence de tufs carbonifères à la base de l'unité d'As Sifah. Par analogie, cet âge a été étendu aux tufs volcaniques décrits par Le Métour (1987) au sein de l'unité de Hulw (Sq1V de Le Métour, 1987, Fig. II.31 et Lv1, Fig. II.32). Cependant, une telle corrélation est en contradiction avec les valeurs majoritairement positives du $\delta^{13}C$, compatibles avec un âge Permien supérieur pour les méta-carbonates et calcschistes de l'unité de Hulw (Fig. II.32, Gray et al., 2005a).

Ces auteurs proposent finalement que les unités de Hulw et d'As Sifah puissent appartenir à des terrains ou « plaques » détachées de la marge arabe (« exotic plates », Gray et al., 2005a), dont le substratum serait d'origine continentale ou océanique (Gray & Gregory, 2003 ; Gray et al., 2004b, 2005a ; Warren & Miller, 2007).

II.5.3. La succession de Hulw

Alors que la nomenclature stratigraphique de l'unité supérieure reprenait largement celle proposée par l'équipe du BRGM, celle utilisée pour la succession de Hulw utilisera le préfixe Hw suivit des indicateurs lithologiques : L pour calcaire (limestone), D pour dolomie, Ms pour micaschiste, Q pour quartzeux et Cs pour calcschistes (Fig. II.33).

La succession lithologique de Hulw débute par une puissante accumulation de dépôts d'origine détritiques et volcano-sédimentaires (**Hw1**).

Hw1 débute par des niveaux de micaschistes quartzo-feldspathiques blancs, des niveaux de grés micacés et de micaschistes sombres ou bariolés à teinte vert à rose. Les micaschistes sont riches en cristaux d'albites, en phengites et lithoclastes. Ces schistes comprennent de nombreuses lentilles plurimétriques de dolomie rousse à exhudations de quartz et des niveaux volcaniques stratiformes mais discontinus, observés principalement au SE de l'unité de Hulw (Fig. II.14). Vers le haut, la succession micaschisteuse Hw1 montre des intercalations de métapélites à matrice carbonatée ou siliciclastiques ainsi que des bancs de calcaires noirs et de dolomie et des niveaux de grès et de grès micacés.

Les travaux de Le Métour (1987) montrent que ces dépôts sont principalement d'origine volcano-détritique et détritique terrigène. La succession dériverait d'accumulations sous-marines de dépôts volcano-sédimentaires avec des intercalations de tuffites chargées en matériel siliciclastiques et parfois en matériel carbonaté.

Ces successions sont observées en contact avec les quartzites d'Amdeh dans la région SE de l'unité de Hulw (Le Métour, 1987). Miller et al. (2002) considèrent la base de cette succession comme appartenant à un nouveau membre de la formation ordovicienne de Amdeh (AmQms, Fig. II.32).

Les métapélites et micaschistes Hw1 sont surmontées par un puissant membre magmatique intermédiaire (**HwV**) considéré d'origine intrusive par Le Métour (1987 ; intrusions cartographiées SqDl dans Le Métour et al., 1986 ; Fig. II.31). Il s'agit en fait de schistes mafiques et de méta-basaltes incluant des reliques de pillow lavas et des textures de hyaloclastites (Miller et al., 2002). Un niveau continu de métatufs y est également interstratifié (Fig. II.33).

Les unités sus-jacentes consistent en trois ensembles sédimentaires distincts. Il s'agit :

- à la base d'une succession sévèrement plissée de dolomie rousse qui se charge vers le haut en interbancs de micaschistes quartzeux (**HwDMs**) ;
- au dessus d'un horizon décamétrique de micaschistes quartzeux gris (**HwQMs**), dont le protolite serait également d'origine volcano-sédimentaire (Le Métour, 1987) ;
- et le sommet correspond aux méta-carbonates à phengite classiquement nommés calcschistes (**HwCs**). Il s'agit d'une succession extrêmement déformée dont la base est riche en niveaux dolomitiques jaunâtres essentiellement recouverts de méta-carbonates détritiques sombres. La composante détritique forme des interbancs micacés et siliceux qui permettent aux lits carbonatés d'épaisseur centimétriques à décimétriques de se déformer très facilement. Ils forment de multiples figures de microplis isoclinaux, de boudinages et de charnières de plis dissociées dans la matrice micacée et siliceuse. Ces calcschistes incluent des horizons plurimétriques de carbonates massifs et foliés. Ces derniers sont considérés du Permien supérieur par Gray et al. (2005a) et sont principalement observés au sommet de la séquence (Fig. II.33).
- Vers l'E l'horizon de micaschiste gris HwQMs est observé en contact stratigraphique sous la séquence massive de calcaires noirs et de dolomies jaunes (**HwDL**), datée du Permien supérieur (Le Métour, 1987 ; Fig. II.31). Le contact, parfois décollé, est en de nombreux endroits parfaitement préservé (entre les reliefs NS du Jabal Abu Da'ud et le Wadi Hulw, Fig. II.14). Ce contact se caractérise par un passage progressif de faciès depuis les micaschistes quartzeux vers des micaschistes et conglomérats à bancs fins de nature gréso-carbonatée. Les premières barres dolomitiques massives de la succession HwDL sont rousses et sont surmontées par des bancs de dolomie massive beige en alternance avec des successions décamétriques de calcaires argileux noirs et lités.

La préservation de ce contact suggère que la séquence carbonatée des reliefs NS du Jabal Abu Da'ud appartienne à l'unité tectono-métamorphique de Hulw comme le proposent Searle et al. (2004) sur des arguments métamorphiques. Nous interprétons les relations stratigraphiques préservées au-dessus de la séquence HwQMs comme indiquant une équivalence stratigraphique entre les calcschistes HwCs et les carbonates massifs HwDL (Fig. II.33, Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1986).

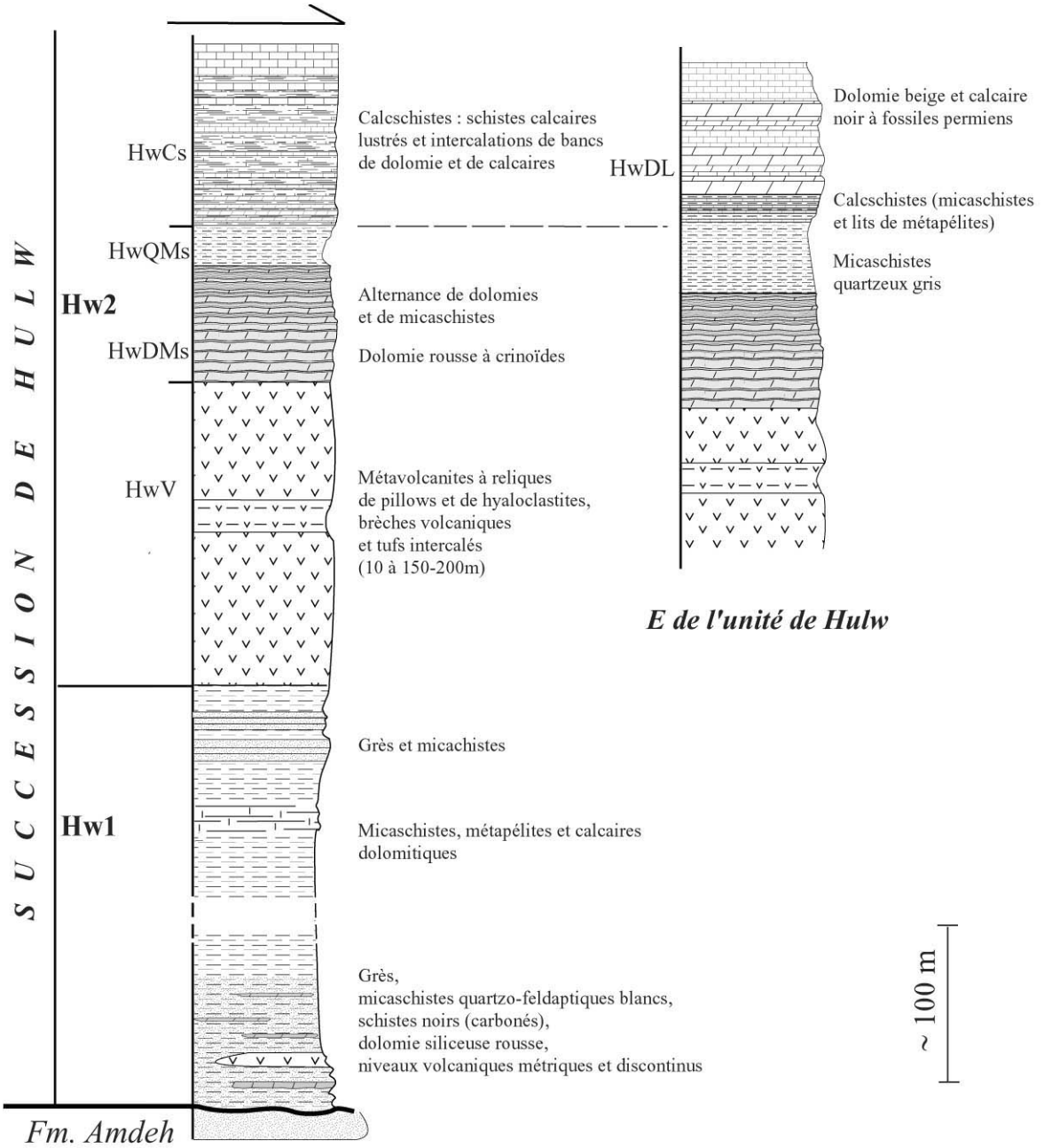


Fig. II.33 - La succession de Hulw dans la région centrale de l'unité de Hulw et sur sa bordure orientale. Les échelles sont approximatives en raison des déformations pénétratives.

II.5.4. La déformation

Comprendre l'architecture paléogéographique de la plate-forme et les relations stratigraphiques existantes entre chaque unité des zones internes du Saih Hatat, impliquent de prendre en compte les déformations subies par la pile sédimentaire.

II.5.4.1 - Déformation vers le NE

Dans la zone interne des montagnes d'Oman (parties N et NE du Saih Hatat, cf. chapitre 1) différentes schistosités se développent au cours d'une déformation intense, dirigée vers le NE (Le Métour, 1987 ; Gregory et al., 1998 ; Miller et al., 2002).

A - Au sommet de l'unité supérieure

Au sommet de l'unité supérieure, la déformation vers le NE est marquée par les grandes structures développées dans le Jabal Qirmadhil et le Jabal Muraywah, qui correspondent respectivement à des replis synclinaux et anticlinaux du grand anticlinal régional déversé le NE (Fig. II.18-II.19 ; Miller et al., 1998 ; Gregory et al., 1998 ; Miller et al., 2002 ; Searle et al., 2004 ; Gray et al., 2005c). Le Métour (1987) montre que la schistosité de plan axial de la charnière du Jabal Qirmadhil déforme une première schistosité (Fig. II.18-II.19, Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1990).

Au N de cette charnière comme au N du Wadi Mayh, la succession de Sahtan, l'épaisse séquence dolomitique de Mahil et le Permien supérieur de Saiq (Sq3c) sont redoublés (Fig. II.14). Ce dispositif est recoupé par de grandes failles normales à pendage N qui tronquent également les dépôts post-nappes tertiaires (Fig. II.14).

L'unité triasique chevauche les marnes Sq3c qui forment un niveau de décollement. Les marnes Sq3c en position normale sous les dolomies triasiques chevauchantes montrent des plis d'entraînement déversés vers le N et le NE (axes de plis orientés N90 à N140, Fig. II.34a).

La schistosité de plan axial de ces plis est cisaillée en jeu normal vers le N et le NE et porte une linéation minérale soulignée par des micas blancs et orientée ~N30 (Fig. II.34a). Juste sous le chevauchement des marnes Sq3c et des dolomies triasiques, les plis isoclinaux de vergence NE caractérisent une déformation plus intense avec du boudinage et le développement de charnières en fourreaux (Fig. II.34b). Les linéations d'intersections sont légèrement obliques par rapports aux linéations d'étirement, orientées N30 à N60 (Fig. II.34b).

Des microplis de vergence NE et des bandes de cisaillement en jeu normal déforment tardivement la schistosité principale très pénétrative (Fig. II.34b).

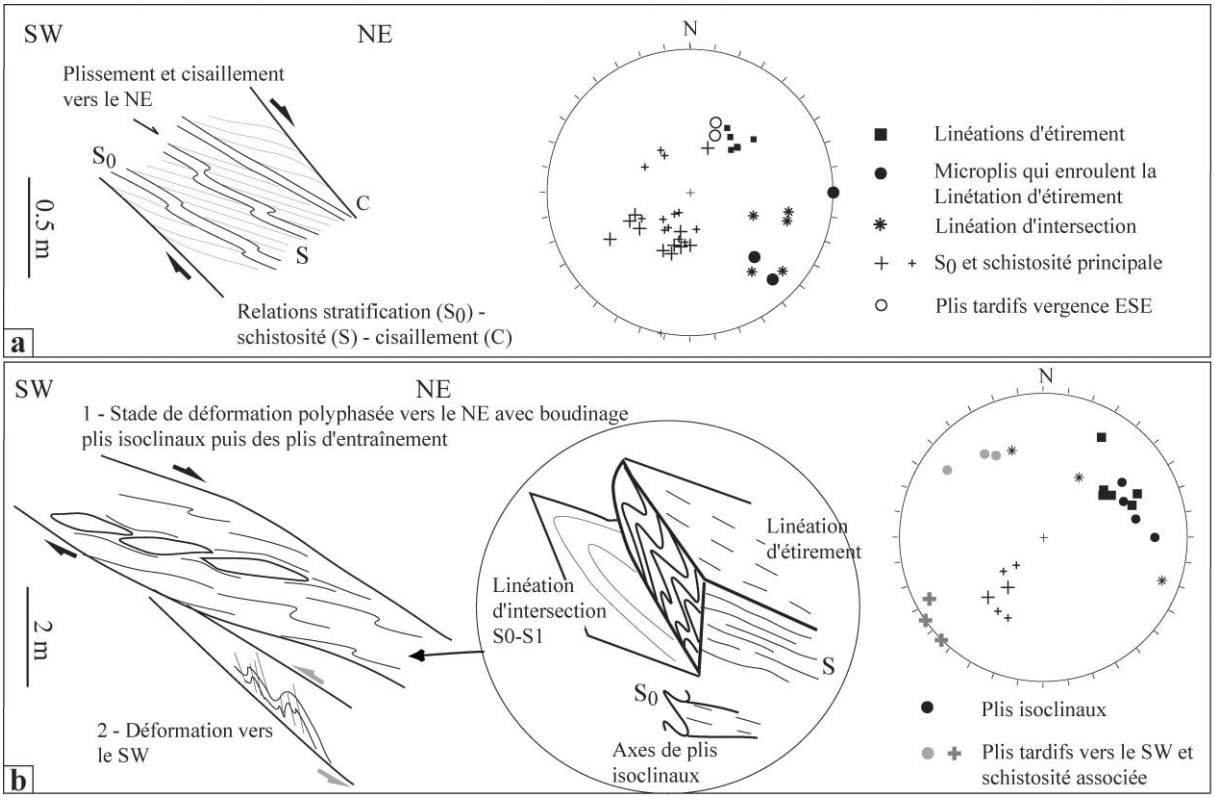


Fig. II.34 - Microstructures développées **(a)** dans les marnes Sq3c en contact normal avec l'unité triasique chevauchante et **(b)** dans les schistes détritiques situés juste sous le chevauchement. Dans les deux cas, les structures observées se développent lors d'une phase de plissement synschisteux vers le NE, associé à un cisaillement en jeu normal. Sous le chevauchement, cette déformation beaucoup plus intense est associée à du boudinage et à des charnières de plis isoclinales voire en fourreaux, qui sont transposées dans la direction de l'étirement (N30 à N60). Le cisaillement vers le NE est associé à des microplis d'entraînement plus superficiels. Deux déformations tardives ont été observées. La première consiste en des plis hémimétriques légèrement déversés vers l'ESE et qui déforment les fabriques antérieures (canevas a). La deuxième est marquée par un cisaillement vers le SW associé à des plis d'entraînement et à une schistosité de crénulation. Cette dernière se développe très localement et sur les plans de cisaillement antérieurs de vergence NE (canevas b).

B - A la base de l'unité supérieure

De part et d'autre du contact tectonique séparant les unités supérieure et inférieure, les séries sédimentaires subissent une intense déformation cisaillante (Le Métour et al., 1990 ; Mattauer & Ritz,1996 ; Miller et al., 2002 ; Searle et al., 1994 ; 2004).

- *Au sud du Wadi Mayh* **e**t à la base de l'unité supérieure, les calcaires et dolomies de base de la formation Saiq (Sq1L) forment une série de charnières isoclinales replissées et boudinées (Figs. II.35b-c). Les charnières de plis montrent une forte dispersion de leur orientation, mais la schistosité principale, sa linéation d'étirement et les indicateurs de cisaillement locaux se développent au cours d'une déformation ductile de vergence NE (Le Métour et al., 1990 ; Michard et al., 1984 ; 1994 ; Mattauer & Ritz, 1996 ; Miller et al., 2002 ; Searle et al., 1994 ; 2004).

Dans cette partie sud du Wadi Mayh, la succession Sq1L est en grande partie renversée sous les séries infra-permiennes (Fig. II.35a). Les strates renversées des formations de Hiyam et de Amdeh forment le flanc inverse du grand anticlinal régional déversé vers le NE, et dont la lèvre supérieure en position normale, correspond aux flancs NW et W du Saih Hatat (Figs. II.3-II.19).

La flèche de cet anticlinal est préservée le long du Wadi Aday (N du Jabal Muraywah, Fig. II.19) et sous la forme d'une klippe de dolomies de Hiyam, reposant sur les calcaires renversés Sq1L, au centre du Saih Hatat (Figs. II.3-II.14).

Dans la partie sud du Wadi Mayh, la schistosité principale et sa linéation d'étirement seraient associées à la formation de cet anticlinal régional. Celui-ci replisse les charnières isoclinales précoces et la foliation métamorphique associée (Le Métour et al., 1990 ; Miller et al., 1999, 2002 ; Searle et al., 2004 ; Breton et al., 2004).

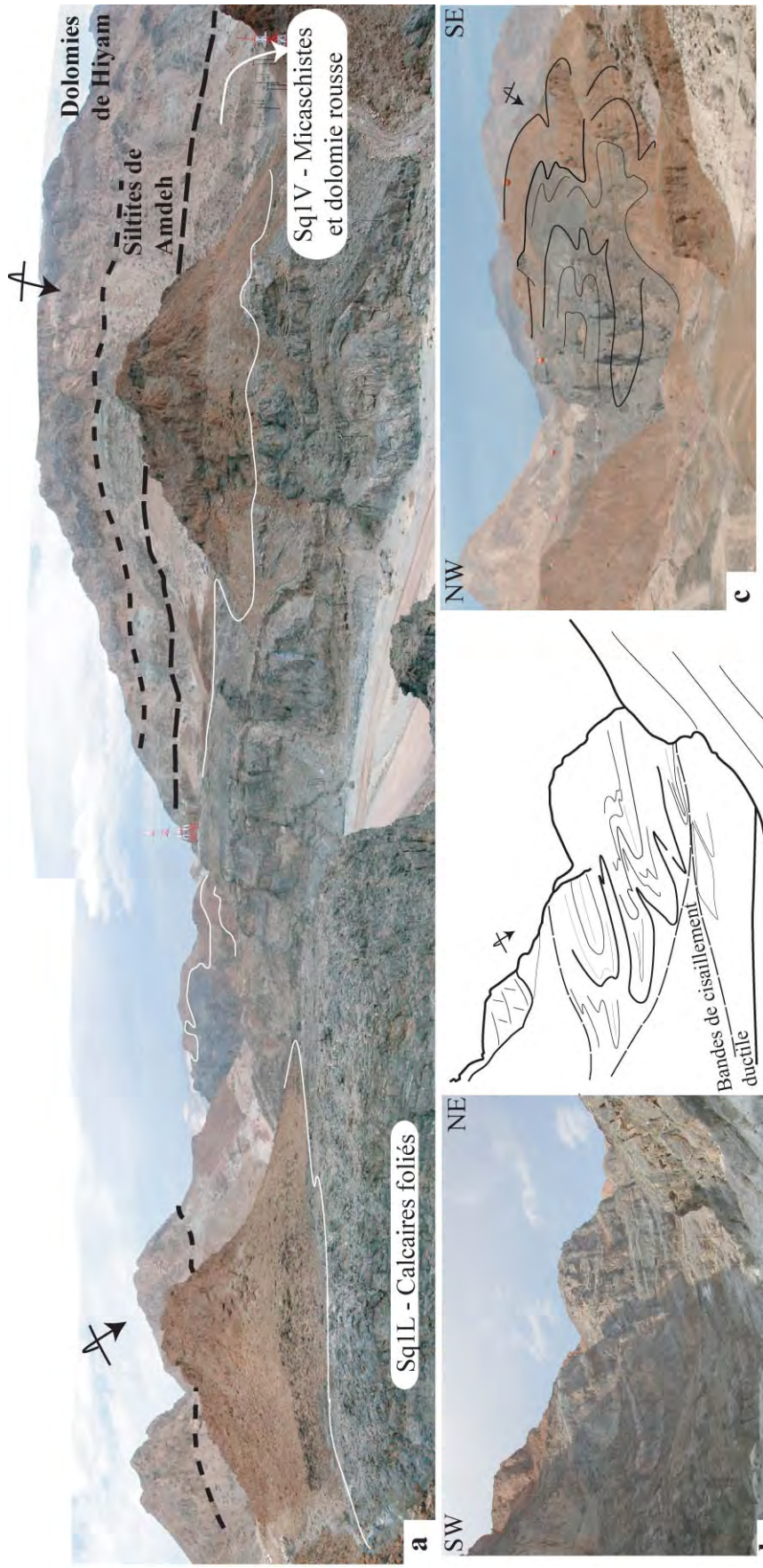


Fig. II.35 - (a) Vue vers le NE de la terminaison sud du Wadi Mayh. Les séries de l'autochone A sont renversées de part et d'autre des gorges du Wadi Mayh. Sous ce flanc inverse, les schistes détritiques tuffacés et les dolomies rousses forment la base de la formation Saiq. **(b), (c)** Illustrations de la déformation ductile précoce bien développée au sien des calcaires noirs Sq1L. Les charnières isoclinales sont sub-parallèles à l'orientation de la falaise du panorama (b). Elles sont replissées et s'alignent dans la direction de la linéation d'étirement, le long de bandes de cisaillement ductile.

- Dans la partie N du Wadi Mayh, les séries sédimentaires supérieures de Saiq (Sq2V-Sq2-Sq3) forment une série de grands plis plurikilométriques d'axes N120-140, dont les charnières s'étendent entre le Wadi Aday, le Wadi Mayh et les zones orientales des villages de Yenkit et de Bandar Khayran (Fig. II.14-II.27). Ces plis se forment entre la zone de décollement de l'unité supérieure, à la base, et les séquences carbonatées moins déformées et redoublées de la succession de Mahil et de Sahtan, situées au sommet de l'édifice structural (Trias et Jurassique, Fig. II.14).

Il s'agit de grands plis couchés vers le NE qui sont particulièrement bien dessinés dans les dolomies massives et calcaires dolomitiques du membre Sq2.

Trois de ces charnières traversent la partie N du Wadi Mayh (Fig. II.36). Leur tracé courbe indique qu'elles ont subi plusieurs phases de plissement (Fig. II.36). Ces plis ne développent qu'une schistosité de fracture mal exprimée au sein de la séquence carbonatée massive. Par contre, les siltites Sq3a et les métabasites Sq2V engagées dans ces plis montrent une schistosité pénétrative avec sa linéation minérale orientée SSW-NNE.

Contrairement aux coupes de ce secteur présentées dans la littérature (voir notamment les travaux de Searle et al., 2004 et de Miller et al., 2002), la coupe de la figure II.36e indique que les métabasites du membre Sq2V accompagnent les dolomies basales de Sq2a, jusqu'au niveau de décollement de l'unité supérieure. A ce niveau, les volcanites et les marnes siliceuses du membre Sq2V sont engagées dans une série de grandes charnières isoclinales aigües (Fig. II.36e).

Le long du Wadi Mayh, ce flanc inverse de Sq2V est représenté par une série de 2 à 3 faisceaux de schistes volcaniques, d'épaisseurs décamétriques pluridécamétriques, et continus à l'échelle plurihectométrique, dans lesquels les marnes et la dolomie rousse sont plissés et boudinés (Fig. II.37). Ces faisceaux de roches volcaniques et sédimentaires sont en quasi-continuités jusque dans la partie centre-sud du Wadi Mayh (voir le dernier pointement de Sq2V sur la Fig. II.14).

Cet alignement constitue en fait une suite de charnières étirées, boudinées et réorientées dans le sens de l'étirement. Ces charnières correspondent probablement à un stade de cisaillement ultime des grands plis en fourreaux qui sont observés dans les lithologies marneuses et les calcaires foliés sus-jacents, le long d'une section sub-perpendiculaire à la direction de la linéation d'étirement (Fig. II.38).

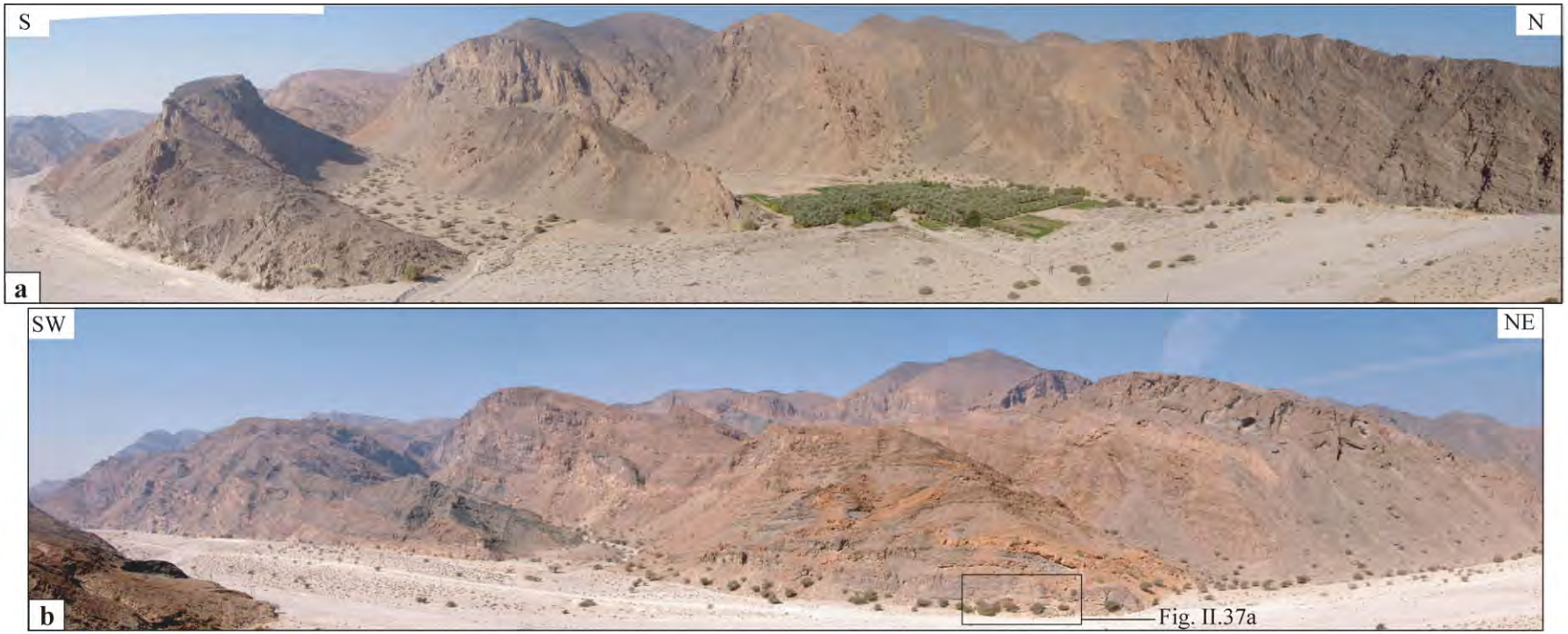


Fig. II.36 - (a) et **(b) :** Panormamas adjacents de la rive gauche de la partie nord du Wadi Mayh. Le panorama (b) est pris au sud du panorama (a). **(c)** Dessins interprétatifs des deux panoramas précédents. Le premier montre une série de chanières synclinales de Sq2 dans la partie N du Wadi Mayh. Les dolomies beiges de base du membre Sq2a ainsi que les schistes volcaniques du membre Sq2V dessinent trois charnières synclinales déversées vers le NE. La forme en croissant des charnières illustre que ces plis ont été replissés. Sur le panorama adjacent (vers le S), le flanc normal de la dernière charnière de Sq2 affleure sur la droite. Vers la gauche, les membres Sq2V et Sq1L forment un dispositif anticlinal en forme de triangle, couché vers le N (vignette schématique en bas à gauche du dessin correspondant). Les volcanites Sq2V du flanc normal supérieur sont visibles à l'arrière plan du panorama b. Un niveau de dolomie rousse souligne le contact entre ces schistes volcaniques et une séquence de marnes siliceuses et dolomitiques brunes et jaunes, qui apparaît latéralement sous les dolomies Sq2a. Cette dolomie forme une série de charnières isoclinales dans la tête anticlinale et se boudinent progressivement le long du flanc inverse étiré. Sur le coté gauche du panorama, les métavolcanites Sq2V et les marnes détritiques sont sévèrement étirées, le long de charnières isoclinales pincées et hectométriques. Ce niveau structural très étiré repose sur les schistes détritiques de l'unité inférieure (extrémité S du panorama). **(d)** Représentation schématique des unités lithostratigraphiques de Saiq identifiées sur cette partie nord du Wadi Mayh avec : les calcaires noirs foliés Sq1L; les métavolcanites, le niveau de dolomie jaune et les marnes sus-jacentes inclues dans le membre Sq2V; les dolomies massives beiges et grises Sq2; les siltites marneuses Sq3a; les calcaires noirs de type mudstone Sq3b. **(e)** Coupe générale de la partie N du Wadi Mayh incluant les panoramas (a) et (b). Vers le Sud, le trio volcanites-dolomies jaunes-marnes brunes du membre Sq2V est systématiquement observé sous les calcaires Sq1L. L'ensemble forme donc un flanc inverse étiré sur les schistes détritiques rouges.

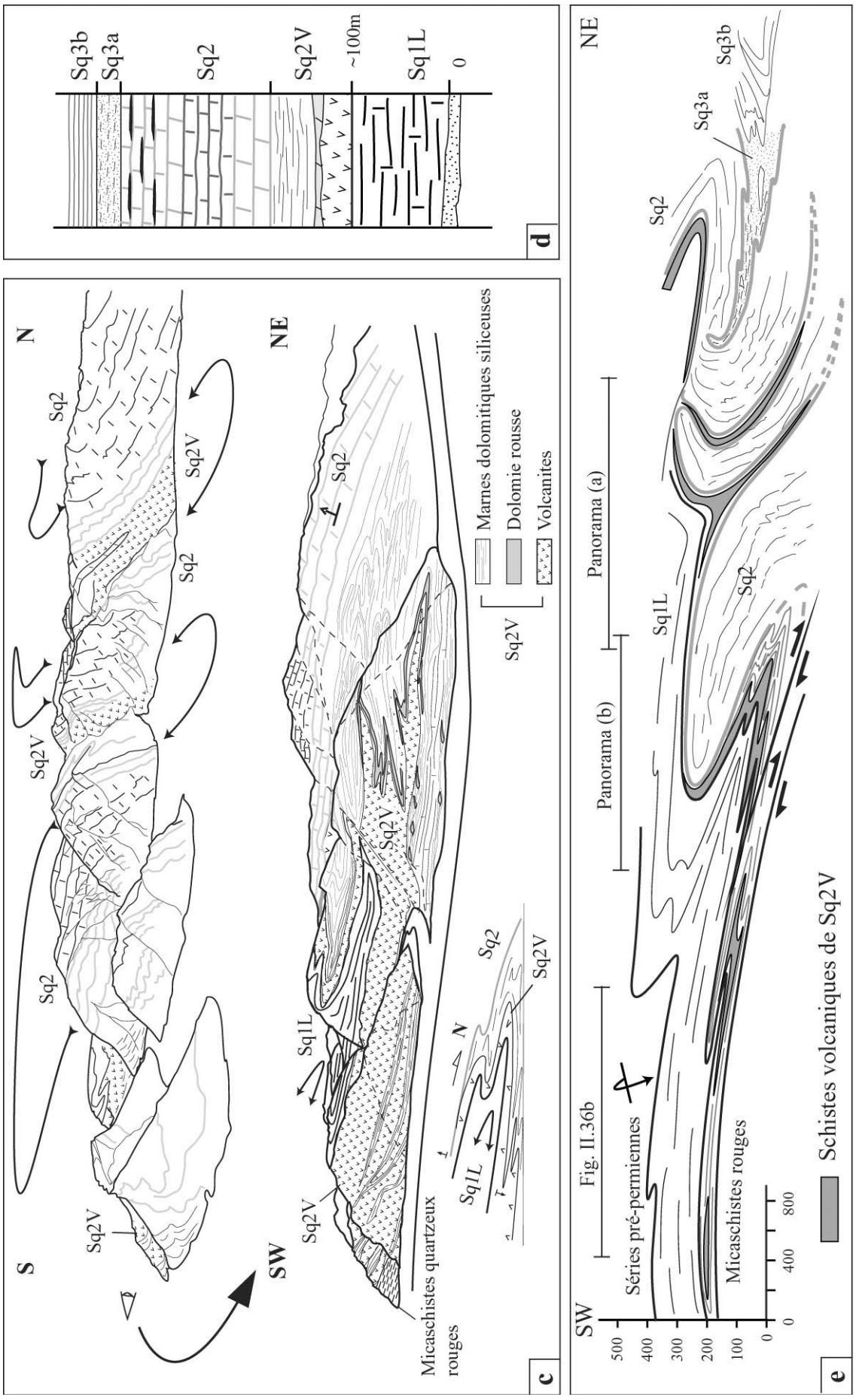
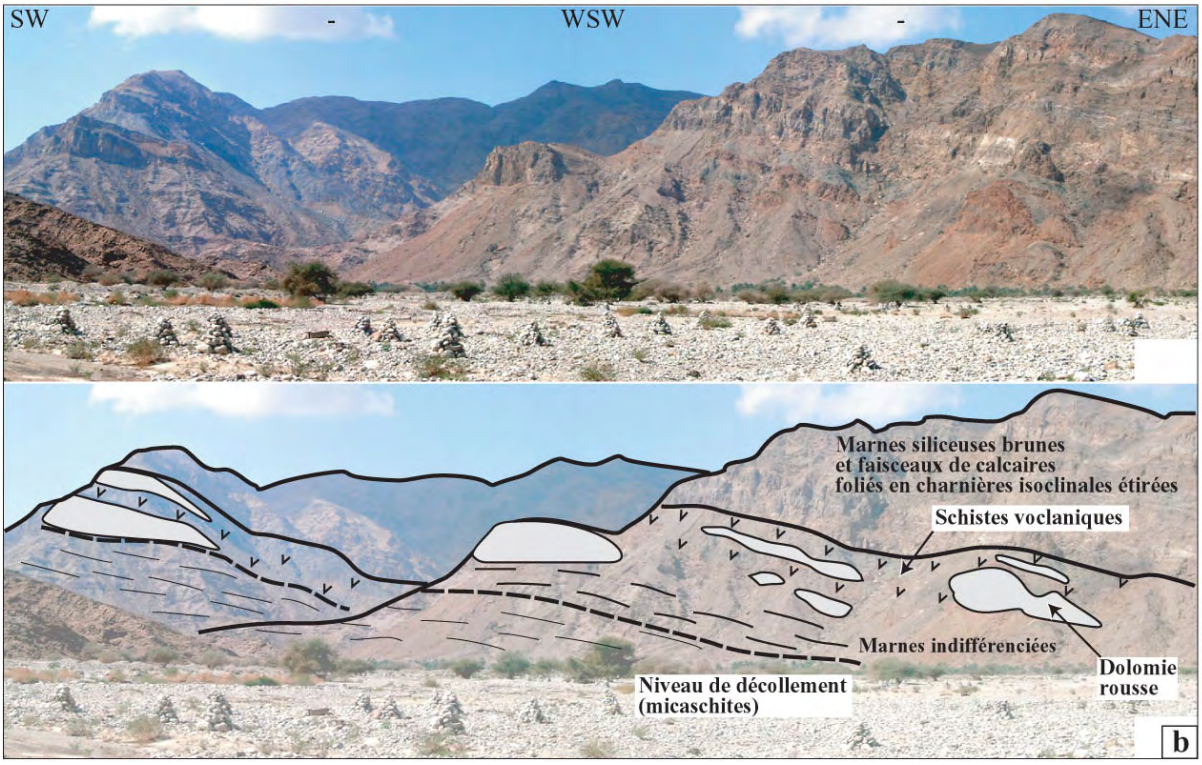

Sq3b
Sq3a
Sq2
Sq2V
~100m
Sq1L
0
d
S
N
Sq2
Sq2V
Sq2
Sq2V
Sq2
Sq2V
NE
Sq2
Sq2V
Sq1L
Sq2V
Marnes dolomitiques siliceuses
Dolomie rousse
Volcanites
Micaschistes quartzeux rouges
Sq2
Sq1L
N
Sq2
Sq2V
c
SW
Fig. II.36b
Séries pré-permiennes
Micaschistes rouges
500
400
300
200
100
0
0
400
800
Panorama (b)
Panorama (a)
NE
Sq2
Sq3a
Sq3b
Sq1L
Sq2
Schistes volcaniques de Sq2V
e

Fig. II.37 - Exemple de boudinage des dolomies rousses et à moindre mesure des séries marneuses et siliceuses le long du flanc inverse étiré du membre volcano-sédimentaire Sq2V. **(a)** Base du panorama de la Fig.II.36b et **(b)** grand méandre de la partie centre-sud du Wadi Mayh, localisé au sud des panoramas de la Fig. II.36. Notez la quasi-continuité du niveau volcanique de schistes mafiques verts, depuis le nord du Wadi Mayh jusqu'à l'extrémité S du panorama (b)).



La déformation des séries sédimentaires de Saiq (Fig. II.36e, II.38) à la base de l'unité supérieure est donc localisée au sommet d'une bande de micaschiste qui sert de niveau de décollement.

La succession de schistes apparaît sous la zone très déformée du sud du Wadi Mayh, longe le wadi jusque dans sa partie centrale (Fig. II.37-II.36b), puis tourne vers l'ENE en recoupant les deux bras du Wadi Hulw (Fig. II.14-II.38-II.39-II.40).

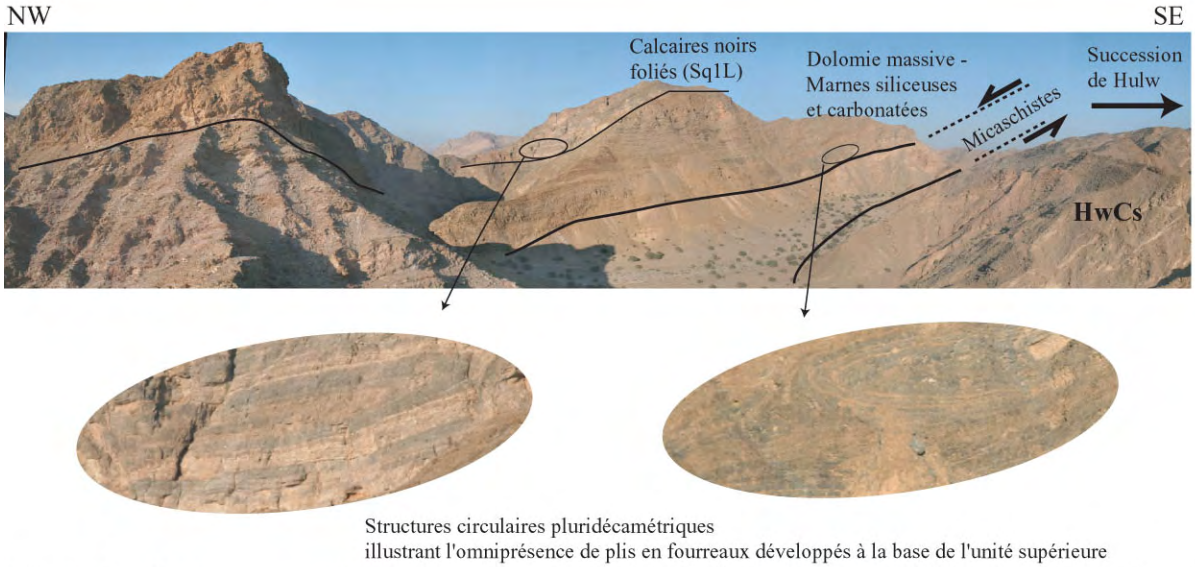


Fig. II.38 - Panorama pris depuis la partie centrale du Wadi Mayh et vers l'ENE (le bras occidental du Wadi Hulw est localisé au fond du panorama). Il illustre la continuation vers l'E du niveau de micaschistes (premier plan à gauche et sur le flanc gauche du wadi en deuxième plan) qui sépare les séries de l'unité supérieure et de l'unité inférieure (succession de Hulw). Cette bande de micaschistes représente un niveau de décollement qui localise la déformation ductile menant à la formation de charnières en fourreaux (illustrées sous le panorama), mais qui localise également une intense déformation cisaillante illustrée sur les figures suivantes.

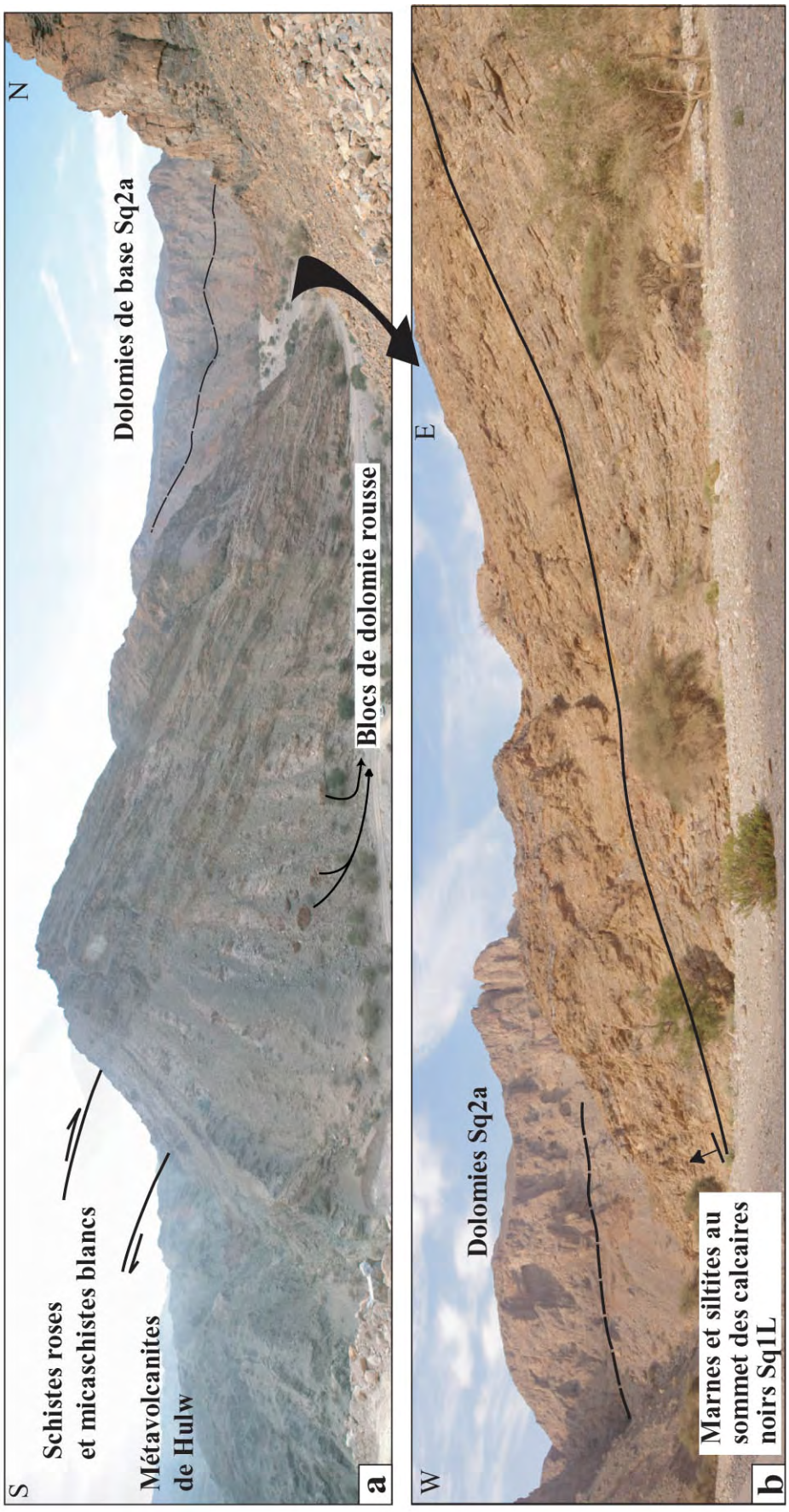
- *A travers les deux bras du Wadi Hulw* et au dessus de la bande de micaschiste, la déformation précoce est caractérisée par un cisaillement très intense des séries calcaires, marneuses et volcaniques de la première partie de la formation Saiq (Figs. II.39-II.40).

Les fabriques $S_{0\text{-}1}$ se développent au cours d'une déformation cisaillante vers le NE (Fig. II.39d) dont les traces sont préservées dans les lithologies les plus compétentes (Fig. II.39e).

Au contraire les marnes enregistrent le développement d'une deuxième schistosité à pendage NE qui se forme lors d'un plissement secondaire asymétrique et déversé vers le NE. Ces plis montrent des axes courbes qui ont tendance à se paralléliser à la linéation minérale (N25-N50, Fig. II.40f).

Dans ces lithologies peu compétentes, les fabriques $S_{0\text{-}1}$ portent également une linéation d'étirement et les nombreuses charnières en fourreaux d'échelle centimétriques sont fréquemment observées.

Les plans de cisaillements précoces de vergence NE (Fig. II.40e) et les deux plans de schistosité principaux (Fig. II.40d) subissent un cisaillement en jeu normal. Celui-ci s'opère sur des plans de cisaillement soustractifs qui sont visibles à l'échelle de l'affleurement (Figs. II.40a-c). Ces plans de mouvement sont nettement plus pentés que la schistosité (Fig. II.40f).


S
N
Schistes roses
et micaschistes blancs
Métavolcanites
de Hulw
Dolomies de base Sq2a
Blocs de dolomie rousse
a
W
E
Dolomies Sq2a
Marnes et siltites au
sommet des calcaires
noirs Sq1L
b

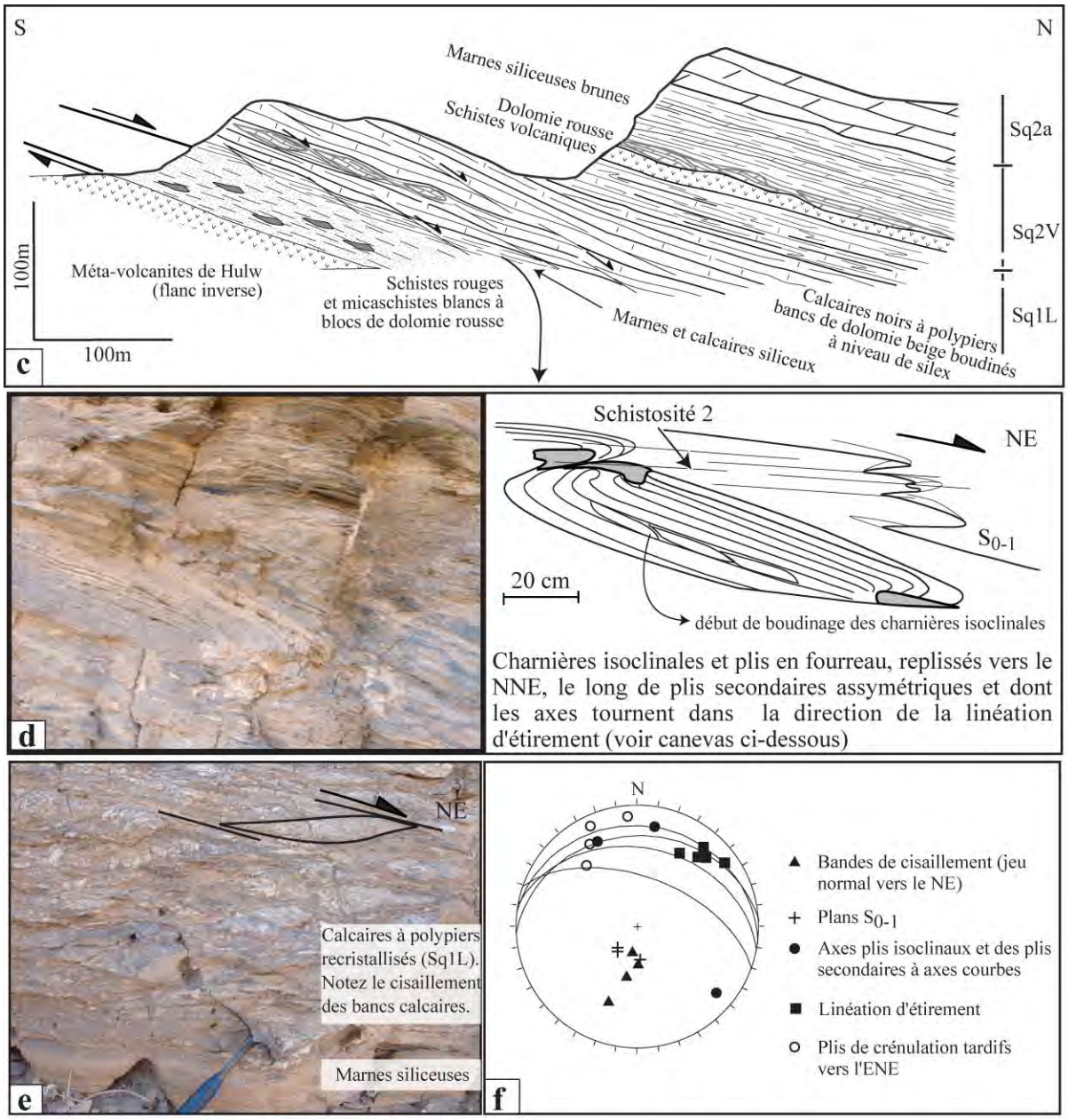


Fig. II.39 - Zone de cisaillement et structures associées à la base de l'unité supérieure : **(a)** Vue vers l'WSW de la section du Wadi Hulw (bras occidental). Notez le cisaillement intense en jeu normal qui se développe dans les calcaires Sq1L, juste au dessus du niveau de décollement (micaschistes). **(b)** Vue vers le NW du contact entre les dolomies de base Sq2a et les marnes siliceuses jaunes et brunes du membre Sq2V ainsi que de la succession marneuse et siliceuse qui surmonte les calcaires noirs du membre Sq1L **(c)** Coupe de la zone avec les unités lithologiques (unité supérieure et unité de Hulw) et les structures principales qui se développent au dessus du niveau de décollement. **(d)** Illustration de la déformation polyphasée de vergence NE et microstructures associées dans les calcaires et marnes, au dessus du décollement. **(e)** Faciès préservé de calcaires noirs à polypiers (Sq1L) intensément cisaillés vers le NE. **(f)** Structures locales : la déformation précoce est associée au développement de charnières de microplis en fourreaux et de charnières isoclinales. Les déformations ultérieures consistent en un plissement plus superficiel avec le développement de plis assymétriques déversés vers le NE, d'une schistosité de plan axial portant une linéation d'étirement NE-SW (direction similaire à la première linéation d'étirement portée par les plans S_{0-1}), de plans de cisaillement soustractifs de vergence NE et finalement d'une crénulation ultérieure, de vergence E.

Le long du second bras du Wadi Hulw (bras oriental) une charnière anticlinale déversée vers le NE et intensément étirée est préservée au dessus du niveau de décollement. Ce dernier atteint ici son niveau structural le plus élevé, en recoupant du S vers le N, les strates calcaires affiliées au membre Sq1L, le flanc inverse de l'anticlinal des marnes Sq2V puis les dolomies massives du membre Sq2a (Figs. II.40a-b). Les plans de cisaillement en jeu normal sont également observés sur cet affleurement.

L'intensité de la déformation vers le NE de la pile sédimentaire de l'unité supérieure augmente donc rapidement vers l'unité inférieure de Hulw. Ce gradient est caractérisé par les plis plurikilométriques du sommet de la pile structurale qui laissent place au développement des grandes charnières ductiles très étirées du Wadi Mayh (partie centrale et sud). Vers le NE, la déformation de la base de la pile sédimentaire devient essentiellement cisaillante avec le développement de charnières en fourreaux, de plis asymétriques et de plans de cisaillement soustractifs.

Deux principaux stades de déformations sont reconnus et sont contemporains d'un même sens de cisaillement vers le NNE ou le NE.

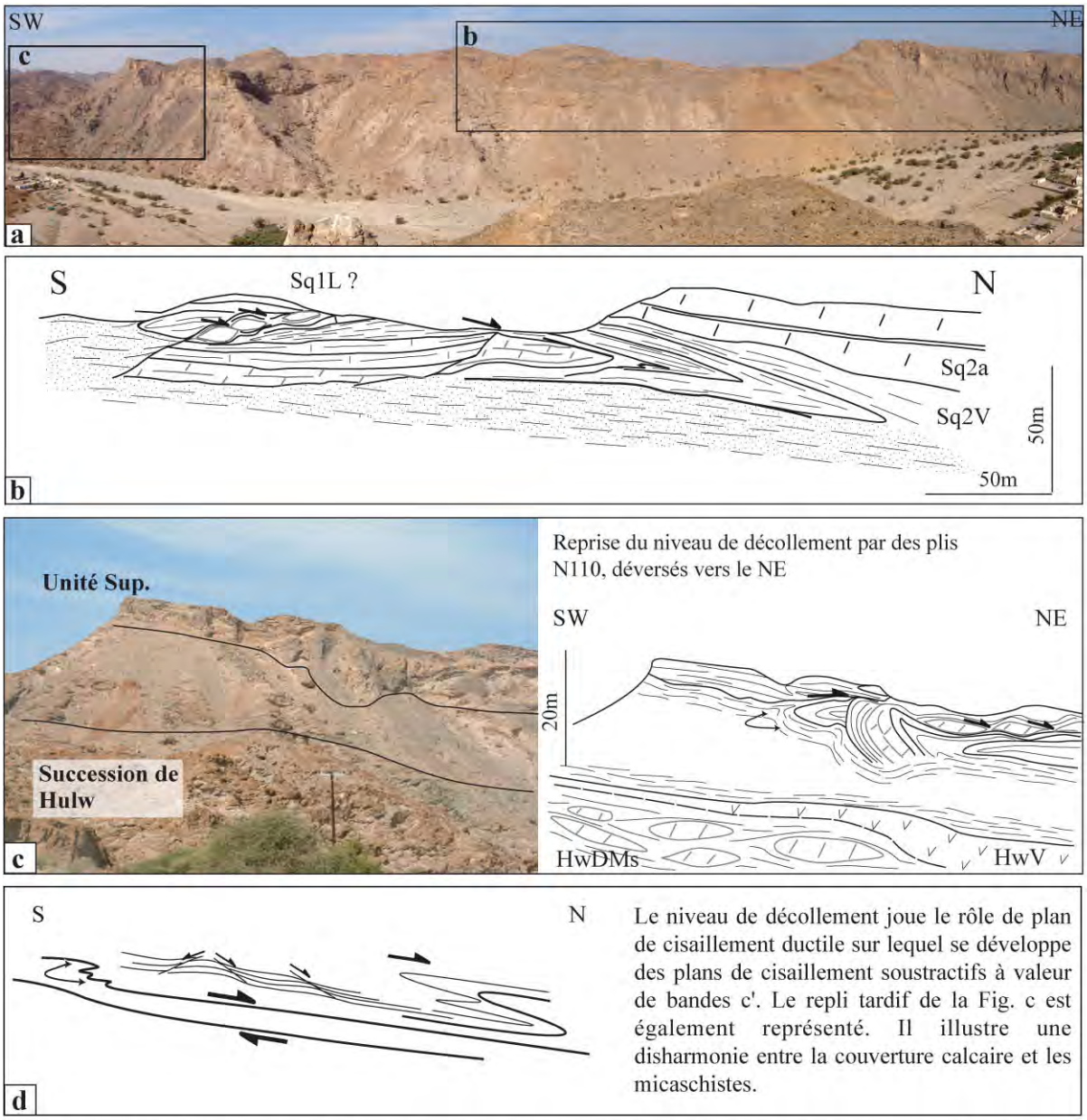


Fig. II.40 - (a) Vue vers l'W de la section du bras oriental du Wadi Hulw. Le niveau de décollement est ici bien exprimé avec les membre Sq1L-Sq2V-Sq2a qui sont progressivement mis en contact sur le même niveau de cisaillement (schistes roses). La tête anticlinale dessinée par les marnes du membre Sq2V illustre le sens du déplacement (vers le NE). Un boudinage des niveaux dolomitiques plus compétents et le développement de plans de cisaillement conjugués en jeu normal est également observé. **(b)** Le contact unité supérieure - micaschistes montre des replis d'axes N110 et de vergence N. **(c)** Schéma interprétatif illustrant les phases précoces de plissement vers le NE qui se développe au cours d'une déformation cisaillante localisée au dessus du niveau de décollement. La poursuite de l'étirement vers le NE entraine un boudinage des niveaux dolomitiques et le développement de failles normales ductiles. En considérant le niveau de décollement comme plan de cisaillement principal, ces failles ont valeur de bandes C' conjuguées.

C - Dans l'unité de inférieure (Unité de Hulw)

Dans l'unité inférieure, les séries de l'ensemble stratigraphique Hw2 de la succession de Hulw comprennent les métabasites, les dolomies, micaschistes et calcschistes. Elles forment un grand synclinal couché d'axe courbe (N60 à N90-N100) qui est associé à une schistosité dominante et à sa linéation d'étirement NNE-SSW (canevas 1 et 2 - Fig. II.41). Ce grand synclinal couché à cœur de calcschiste (HwCs) est replissé le long du dôme antiforme tardif d'axe NW-SE (~ N120) qui déforme également l'ensemble de la pile structurale dans la partie centrale du Wadi Mayh (Figs. II.3-II.14).

Les deux bras du Wadi Hulw (Fig. II.14) permettent d'effectuer une section continue au travers de la charnière NE de ce grand synclinal de Hulw (Figs. II.42-II.43), alors que sa charnière SW affleure sur la retombée nord du Jabal Al Khufayqi (Fig. II.44).

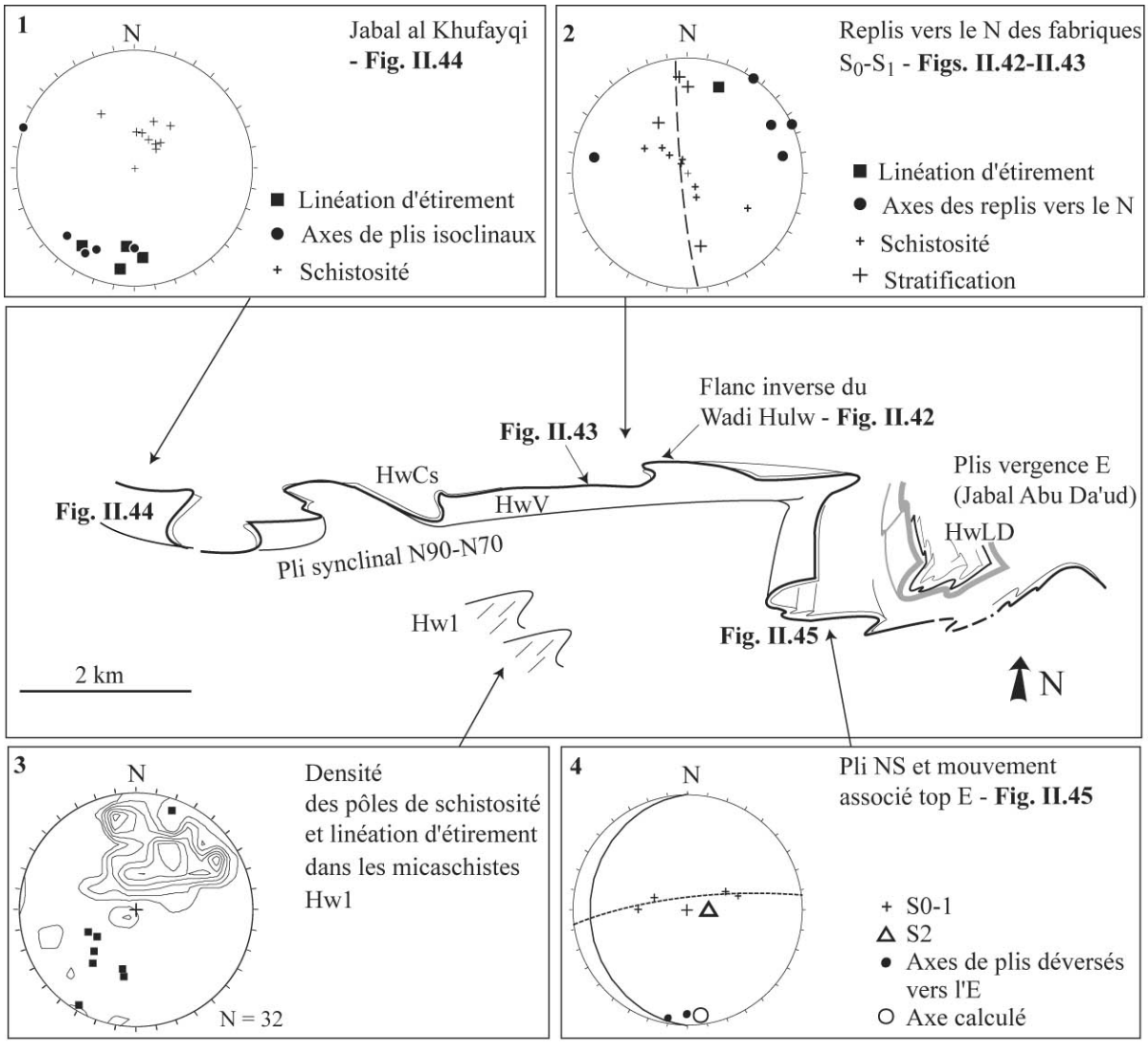


Fig. II.41 - Organisation structurale générale de l'unité de Hulw représentée à partir des principales charnières de plis des métavolcanites HwV, vues en perspective vers le N. Il s'agit d'une grande structure d'interférence dans laquelle les plis précoces associés aux phases de déformation vers le NE, sont replissés le long d'une charnière principale anticlinale déversée vers l'E. Les données structurales reportées sur les canevas proviennent des différents sites étudiés dont la localisation est également reportée sur le schéma.

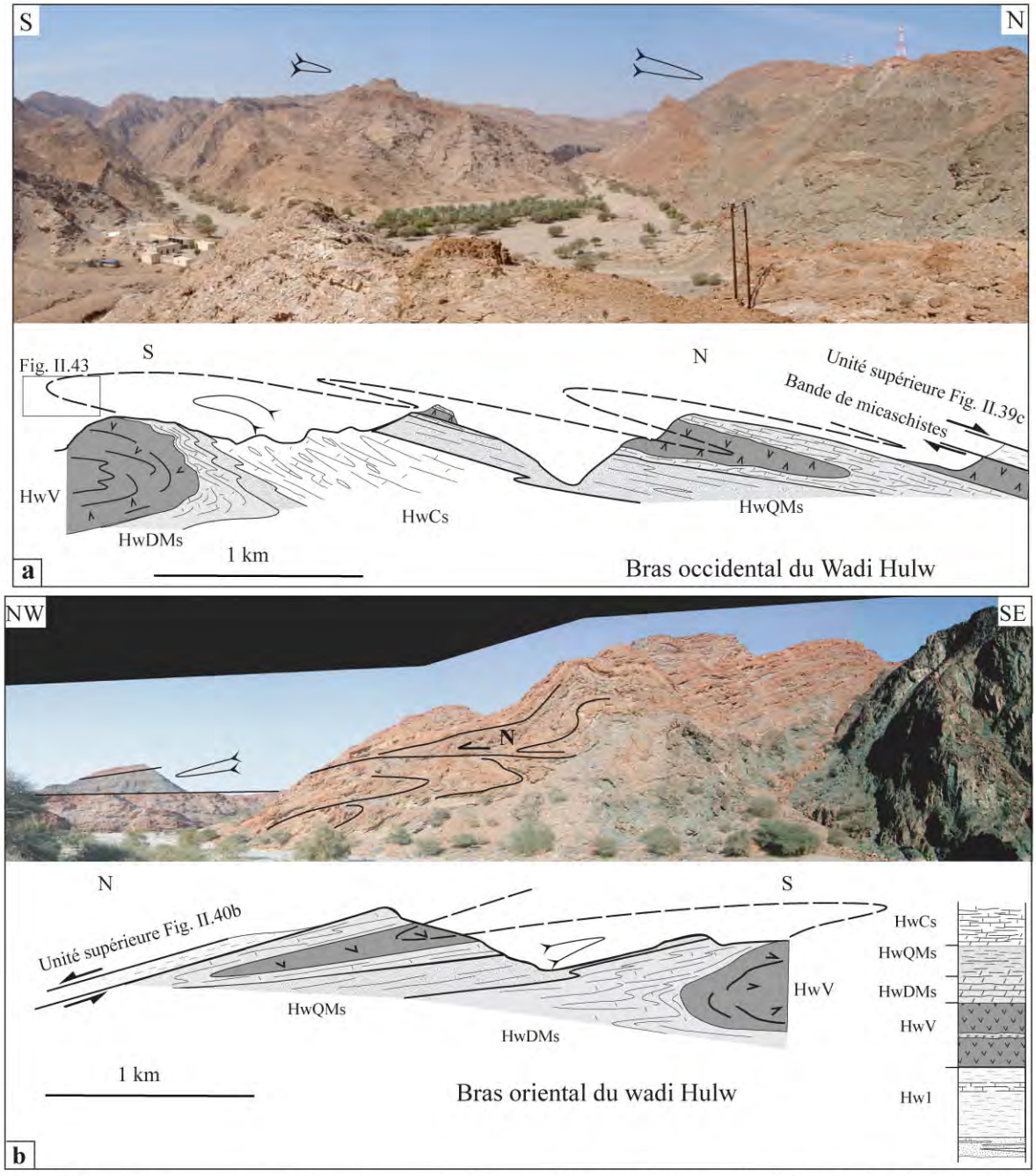


Fig. II.42 - Panoramas et schémas interprétatifs associés, des séries de l'unité de Hulw le long **(a)** du bras occidental et **(b)** du bras oriental du Wadi Hulw ; et au nord de la grande charnière de métavolcanite HwV (Fig. II.14-II.41). Cette dernière est représentée sur la gauche du schéma (a) et sur la droite du schéma (b). Vers le N, les ensembles stratigraphiques supérieurs aux métavolcanites (HwV) que sont les dolomies (HwDMs), les micaschistes (HwQMs) et les calcaschistes (HwCs, schéma (a)) se disposent au coeur de ce grand synclinal dont le plan axial est progressivement basculé vers le N (canevas 2 - Fig. II.41). Les métavolcanites et les dolomies dessinent une série de replis isoclinaux de flanc inverse, très étirés et cisaillés vers le N (voir panorama (b)). Cet étirement se localise sous les séries de l'unité supérieure et la bande de micaschiste (Voir les coupes des Figs. II.39c - II.40b pour une continuité ver le N). Notez également l'absence des calcschistes dans la charnière du schéma (b).

Au travers des deux bras du Wadi Hulw, les séries stratigraphiques de flanc inverse sont préservées sous la bande de micaschiste (Figs. II.42a-b ; Fig. II.14). Les séries supérieures de Hulw et en particulier le flanc inverse des métavolcanites HwV dessinent des grands plis de flanc inverse, couchés vers le N (Fig. II.42). Les dolomies HwDMs, moins compétentes, forment une cascade de replis qui sont intensément cisaillés et boudinés (Fig. II.42b-II.40c). Par rapport au cœur de la succession de Hulw où les micaschistes et métapélites Hw1 enregistrent une schistosité dominante systématiquement pentée vers le S (canevas 3 – Fig. II.41), la schistosité et sa linéation d'étirement passent d'un pendage sud à un pendage nord au travers de cette grande charnière synclinale (Figs. II.42-II.43 et canevas 2 – Fig. II.41).

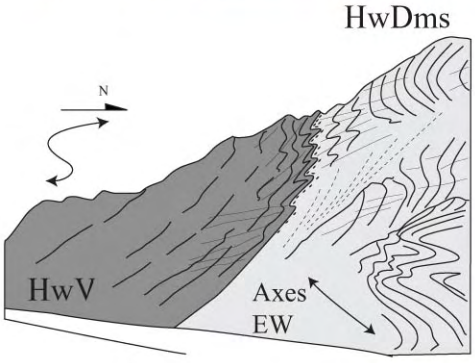


Fig. II.43 - Retournement vers le N des séries HwV et HwDMs de l'unité de Hulw au niveau de la lèvre supérieure du grand synclinal de métavolcanites. Notez également le basculement de la schistosité précoce qui passe dans ce secteur d'un pendage S à un pendage N (canevas 2 - Fig. II.41).

Sur la retombée nord du Jabal Al Khufayqi (extrémité SW de l'unité de Hulw), les métavolcanites HwV se renversent vers le NE, surmontées par les schistes détritiques de base Hw1, de la succession de Hulw.

Cette fermeture synclinale est surmontée par les calcaires, dolomies et micaschistes roses de l'unité supérieure (Sq1L et Sq1V, Fig. II.44). Ces séries de l'unité supérieure sont intensément déformées au dessus des schistes détritiques Hw1 qui se réduisent nettement du SW vers le NE (Fig. II.44a). De multiples replis isoclinaux et des charnières de plis en fourreaux sont largement développés dans ces schistes (Fig. II.44d-e). La schistosité pénétrative qui entoure les charnières isoclinales précoces est à pendage sud et porte une linéation d'étirement orientée N0 à N40 (canevas 4 - Fig. II.41). La schistosité est déformée le long de bandes de cisaillement sub-horizontales et à regard N. Cette déformation cisaillante participe à l'étirement vers le NE et à l'amincissement des séries du flanc inverse (Fig. II.44a). La schistosité est également replissée par des plis asymétriques, pluridécimétriques, d'axes N120-130 déversés vers le NE ; et d'axes N30 déversés vers l'E (Fig. II.44c).

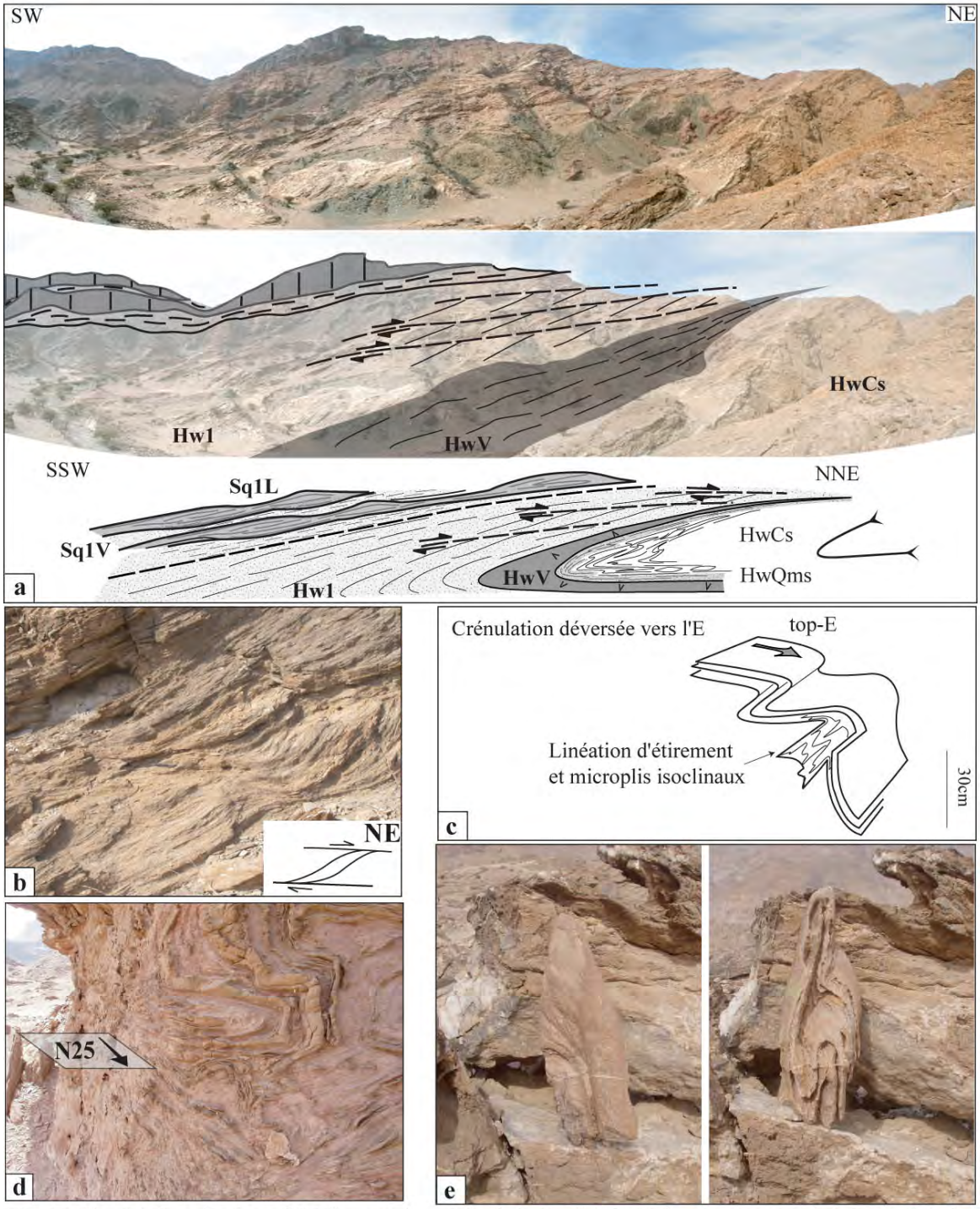


Fig. II.44 - (a) Terminaison SW du grand synclinal de l'unité de Hulw sur la retombée N du Jabal al Khufayqi. Sur la crête du jabal (SW) affleurent les calcaires noirs et dolomies Sq1L qui forment des charnières isoclinales hectométriques qui sont boudinées entre deux niveaux de micaschistes rosés Sq1V. Les schistes Hw1 de l'unité de Hulw servent de niveau de décollement pour l'unité supérieure. Vers la droite apparait le membre volcanique (schistes mafiques verts) qui entoure une fine bande de micaschistes HwQMs et l'épaisse succession de calcschistes (coeur du synclinal de Hulw). **(b)** De nombreuses bandes de cisaillement subhorizontales à légèrement basculées vers le N, entrainent un amincissement sévère de la pile sédimentaire vers le NE (jeu normal). Ce cisaillement reprend la schistosité principale qui porte la linéation d'étirement (N0 à N40, canevas 1 - Fig. II.41). **(c)** Des plis asymétriques témoignent également de mouvements tardifs dirigés vers l'E. Les figures **(d)** et **(e)** illustrent le style de la déformation précoce vers le NE avec **(d)** les micaschistes et bancs de grès carbonatés du membre Hw1 qui dessinent de mutliples replis isoclinaux, étirés dans le sens de la linéation d'étirement locale (N25) et **(e)** un exemple de plis en fourreaux développé dans des pélites grèseuses et micacées.

D - Synthèse

La déformation à vergence NE des zones internes du Saih Hatat se caractérise par au moins deux phases de plissement. Une première déformation ductile, documentée dans les unités inférieures et observée à la base de l'unité supérieure est associée à une première schistosité développée exclusivement dans la zone interne du Saih Hatat. Celle-ci correspond probablement à la foliation métamorphique précoce des unités de Hulw et d'As Sifah (Le Métour et al., 1990 ; Miller et al., 2002 ; Miller et al., 1999 ; Breton et al., 2004 ; Searle et al., 2004).

Les charnières isoclinales associées sont replissées par les grands plis régionaux déversés vers le NE et l'ENE (Fig. II.35). Cette deuxième phase de plissement développe une série de grands plis de flèches plurikilométriques dans les unités inférieure et supérieure. A la base de l'unité supérieure, ces plis secondaires forment des charnières ductiles très étirées, qui tournent dans la direction de l'étirement en formant des plis en fourreaux d'allongement plurihectométrique (Figs. II.36e).

Ce gradient de déformation indique que la base de l'unité supérieure et le sommet de l'unité inférieure correspondent à une zone de cisaillement. Sur le terrain, elle se développe sur les flancs inférieurs et supérieurs d'une succession de micaschiste qui se retrouve systématiquement entre ces deux unités. Ce niveau de micaschiste peut donc être interprété comme une large bande de cisaillement qui localise la déformation entre les deux unités structurales étudiées.

Si ces micaschistes matérialisent le contact tectonique entre les deux unités étudiées, leur affiliation à telle ou telle série stratigraphique est capitale pour l'interprétation du dépliage et des corrélations stratigraphiques existantes entre les deux unités.

De telles zones de cisaillement sont reconnues à la fois entre l'unité supérieure et l'unité de Hulw (Fig. II.39-39) et entre l'unité de Hulw et l'unité d'As Sifah (Michard et al. 1994 ; Searle et al., 1994, 2004 ; Gregory et al., 1998 ; Miller et al., 2002 ; Breton et al., 2004).

II.5.4.2. Déformations vers l'E et déformations tardives

Le long de la bordure orientale du Saih Hatat, les séries de Hulw sont replissées le long de charnières synclinales et anticlinales NS et déversées vers l'E (Fig. II.41). Ce plissement est associé à une schistosité tardive à pendage W (canevas 4 – Fig. II.41), ainsi qu'à une déformation cisaillante vers l'E et à un boudinage des bancs de dolomie précédemment plissés (Fig. II.45). Cette phase de déformation EW participe à la formation des reliefs alignés en NS qui séparent les unités de Hulw et d'As Sifah (Figs. II.3-II.14-II.41). La morphologie générale de la fenêtre de Hulw dérive de l'interférence entre les plis synchrones du cisaillement de la pile sédimentaire vers le NE et cette charnière de pli NS (Fig. II.41). Vers l'E la schistosité tardive et les bandes de cisaillement associées s'aplatissent progressivement dans la zone sévèrement déformée séparant l'unité de Hulw et l'unité éclogitique d'As Sifah.

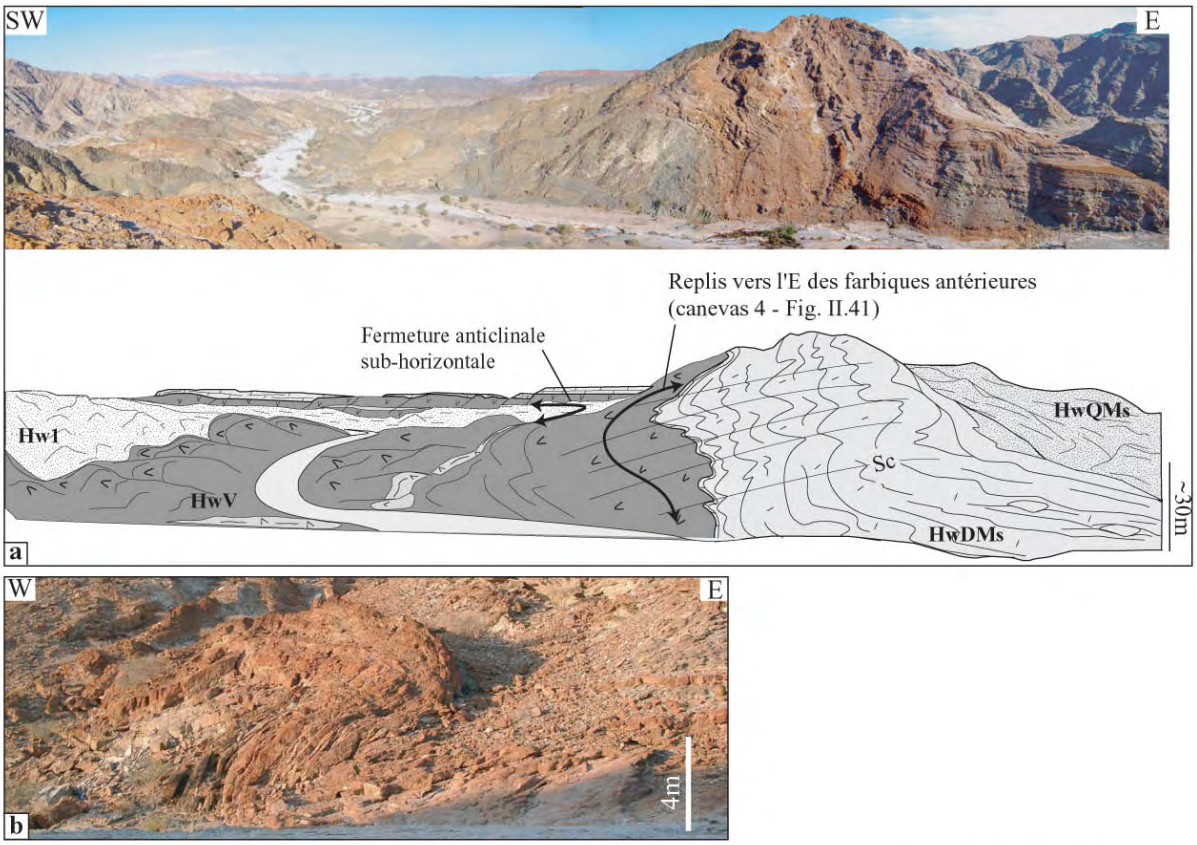


Fig. II.45 - (a) Panorama général de l'unité de Hulw vue vers le N et le NE. Au premier plan affleure la grande charnière synclinale d'axe NS qui borde le flanc oriental de l'unité de Hulw (Fig. II.41). Notez le pendage vers l'W de la schistosité notée Sc et le déversement vers l'E de la cascade de plis développée dans les dolomies rousses HwDMs. **(b)** Zoom sur un des nombeux plis asymétriques formés au cours de cette déformation vers l'E. Les différents membres stratigraphiques affleurent sur le panorama (a) avec de droite à gauche, les micaschistes HwQMs, les dolomies rousses HwDMs, les métavolcanites et leur niveau de brèche volcanique intercalée HwV et finallement les micaschistes de base Hw1. La charnière régionale de métavolcanites orientée WSW-ENE s'étend sur la crête volcanique et dolomitique de l'arrière plan. Vers l'E, les micaschistes HwQMs ne sont pas surmontés par les calcschistes HwCs qui disparaissent vers l'ENE, mais par une succession carbonatée massive de dolomite beige et de calcaires noirs (HwDL, Fig. II.33).

Une schistosité tardive associée à des charnières décimétriques déversées vers l'E est également retrouvée au cœur de la succession métapélitique de Hulw, ainsi qu'au sommet du flanc inverse de la grande charnière synclinale du Jabal Al Khufayqi (Fig. II.44c).

Dans l'unité supérieure, la déformation de vergence E provoque également les figures d'interférences cartographiques des régions de Bandar Khayran et de Yenkit (Figs. II.3-II.14). Ces replis ont été récemment décrits par Warren & Miller (2007).

Dans la partie NW du Saih Hatat (Wadi Aday), la charnière synclinale du Jabal Qirmadhil et le flanc normal à pendage W du Jabal Muraywah définissent une structure d'interférence similaire (Fig. II.3-II.14). Cette déformation EW est associée au développement de chevauchements NS qui recoupent les séries du Wadi Aday et à la formation des plis asymétriques orientés N150-N170 (Fig. II.20-II.25). Lors de la déformation précoce de cette région, les schistes Sq1V et les séries supérieures chevauchent vers le NE, les unités renversées sous la dolomie de Hiyam (Fig. II.19). Actuellement, le niveau de décollement est replissé le long d'axes NS.

Selon Le Métour (1987), Gray et al., (2005c) et Warren & Miller (2007), ces plis vers l'E participent à l'alignement NS de la combe NW du Saih Hatat et des flancs renversés de la formation de Hiyam dans la parte centrale du Saih Hatat (Fig. II.3-II.14).

II.5.5. Interprétations des relations stratigraphiques et des structures orogéniques

Le diagramme 3D (Fig. II.46) illustre les trois principales structures caractérisant l'architecture de ce massif interne de la chaîne.

- Des structures syn-schisteuses correspondant à deux phases principales de plissement sont contemporaines de l'exhumation des séries métamorphiques de la marge arabe. Cette exhumation s'opère au cours d'une intense déformation cisaillante orientée vers le NE (Miller et al., 2002 ; Miller et al., 1999).
- Une large bande de cisaillement matérialisée par un niveau de micaschiste localise la progression de l'étirement qui entraîne une individualisation structurale entre l'unité inférieure de Hulw et l'unité supérieure.
- Des structures tardives reprennent l'ensemble du dispositif, dont des plis d'axe NS déversés vers l'E, et deux axes de bombements tardifs orientés N120 et N30. Des failles normales recoupent également l'édifice des nappes allochtones.

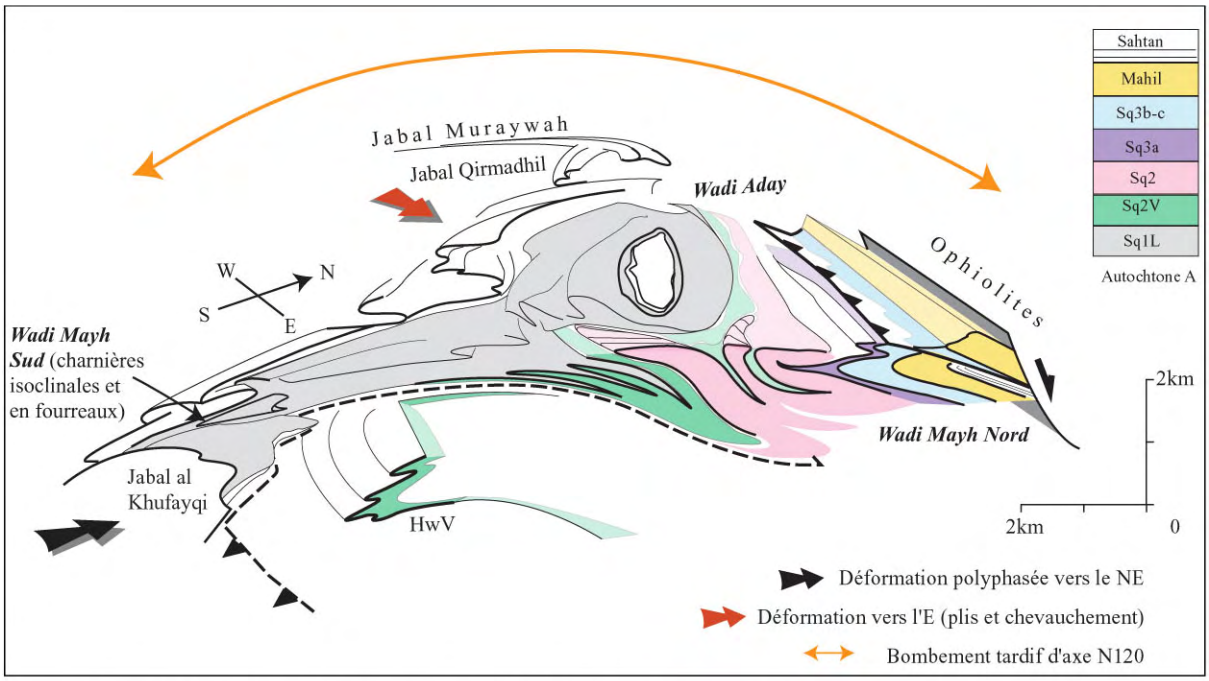


Fig. II.46 - Diagramme 3D (vue vers le NW) de la région N et NW du Saih Hatat. Le diagramme illustre les principales structures de l'unité supérieure, au dessus de la grande charnière synclinale de l'unité de Hulw (représentée par le niveau de métavolcanites HwV). La bande de cisaillement séparant les deux unités est représentée en pointillé. Les charnières de plis dessinées par les dolomies de Hiyam sont d'après Le Métour (1987). Les flèches de couleurs représentent les deux principales directions de mouvement associées aux différentes phases de déformation qui structurent le massif. Il s'agit tout d'abord d'un mouvement vers le NE représenté par une déformation polyphasée dont de grands plis déversés et des charnières de plis isoclinaux qui tournent dans le sens de l'étirement régional à proximité de la zone de décollement (parties sud et centrale du Wadi Mayh). Ces structures précoces sont localement reprises par des charnières de plis déversées vers l'E, puis par un bombement tardif (axe ~N120). Les couleurs vives représentent les sections en coupes et les couleurs pales représentent une vue en carte. Les structures du jabal Qirmadhil et du Jabal Muraywah correspondent aux limites Socle-Sq1 et Sq1-Sq2. L'échelle est indicative et correspond aux plans de coupe du Wadi Mayh.

II.5.5.1 – Zone de cisaillement

Les observations précédentes et les commentaires qui suivent sont illustrés par les coupes interprétatives de la Fig. II.48, qui englobent l'unité supérieure et l'unité inférieure de Hulw. Une carte géologique simplifiée leur est associée (Fig. II.47).

L'unité supérieure et l'unité de Hulw sont séparées par une bande continue d'environ 50 m de micaschistes quartzeux (Fig. II.14-II.47). Dans la partie centrale du Wadi Mayh, ces schistes forment une succession relativement homogène et de teinte rougeâtre et incluant une charge carbonatée représentée par des fines lamines dilacérées par le cisaillement (Fig. II.37). Ils sont localement recouverts par des alternances de micaschistes blancs, feldspathiques et quartzeux, et de niveaux de micaschistes verts et rosés qui incluent fréquemment des bancs ou blocs de dolomie rousse bioclastique et siliceuse. Ces schistes sont largement représentés dans les sections du Wadi Hulw (Fig. II.39-II.40) et dans la partie sud du Wadi Mayh où ils surplombent le niveau de schistes détritiques rougeâtres.

Ces schistes bariolés à dolomie rousse sont observés à la fois à la base de la succession Hw1 (Fig. II.33) et forment la succession typique du membre Sq1V, reconnue entre le Wadi Aday et le flanc inverse de l'extrémité sud du Wadi Mayh (Fig. II.35). Structuralement, cette bande de micaschiste trouve donc son origine dans l'extrême base de l'unité de Hulw (Hw1) et de l'unité supérieure (Sq1V).

En revanche, les micaschistes quartzeux de teinte rougeâtre sont clairement en continuité structurale et de lithologie similaire à ceux qui forment le flanc renversé de la charnière synclinale du Jabal Al Khufayqi (Fig. II.44).

Vers le N et toujours le long du Wadi Mayh, les volcanites HwV son très amincies mais marquent régulièrement le contact entre les calcschistes et les micaschistes Hw1 (Fig. II.14). Les ondulations EW et NS de ce contact entraînent localement leur incorporation au sein des calcschistes (Fig. II.14). Ainsi, entre la charnière du Jabal Al Khufayqi et la partie centrale du Wadi Mayh, le flanc inverse du grand synclinal de Hulw est fortement étiré et aminci, mais les principaux ensembles lithologiques et leurs relations stratigraphiques sont préservés.

Dans la partie sud du Wadi Mayh et le long des bras E et W du Wadi Hulw, ce sont donc les schistes bariolés et à dolomie rousse qui sont engagés dans la zone de cisaillement où l'étirement du sommet de l'unité inférieure et de la base de l'unité supérieure se localise.

Nous proposons que les flèches plurikilométriques des grands plis régionaux renversent la succession de la plate-forme omanaise sur cette large zone de cisaillement (Fig. II.48-II.49). Celle-ci correspond à un niveau stratigraphique qui, d'un point de vue structural et lithologique, peut être apparenté à la fois à la succession de micaschiste de la base de l'unité supérieure (Sq1V) et de la base de l'unité inférieure (base de la succession Hw1).

Ce niveau, de part sa situation à la base de la formation Saiq ou de ses équivalents dans l'unité inférieure, aurait localisé le décollement de la couverture permienne dans les stades précoces de la tectogenèse à vergence N à NE (Fig. II.49). La naissance de cette zone de cisaillement peut être associée à une localisation de la déformation dans ces lithologies peu compétentes, mais également à des hétérogénéités paléogéographiques qui auraient localisé le renversement des séries supérieures de Saiq.

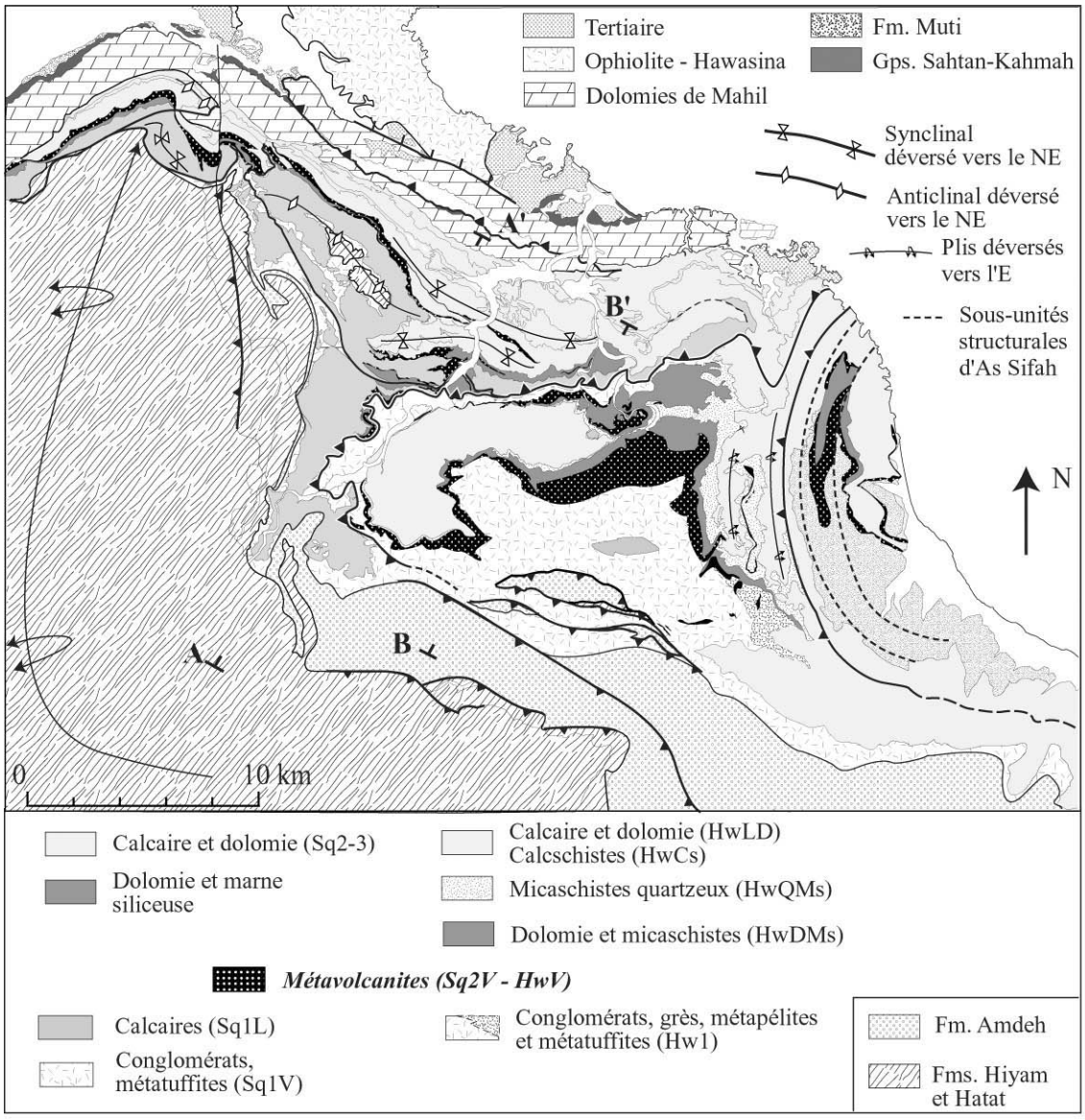


Fig. II.47 - Carte géologique simplifiée des zones internes du NE du Saih Hatat. La légende des lithologies reflète l'interprétation des relations stratigraphiques proposée sur la Fig. II.50.

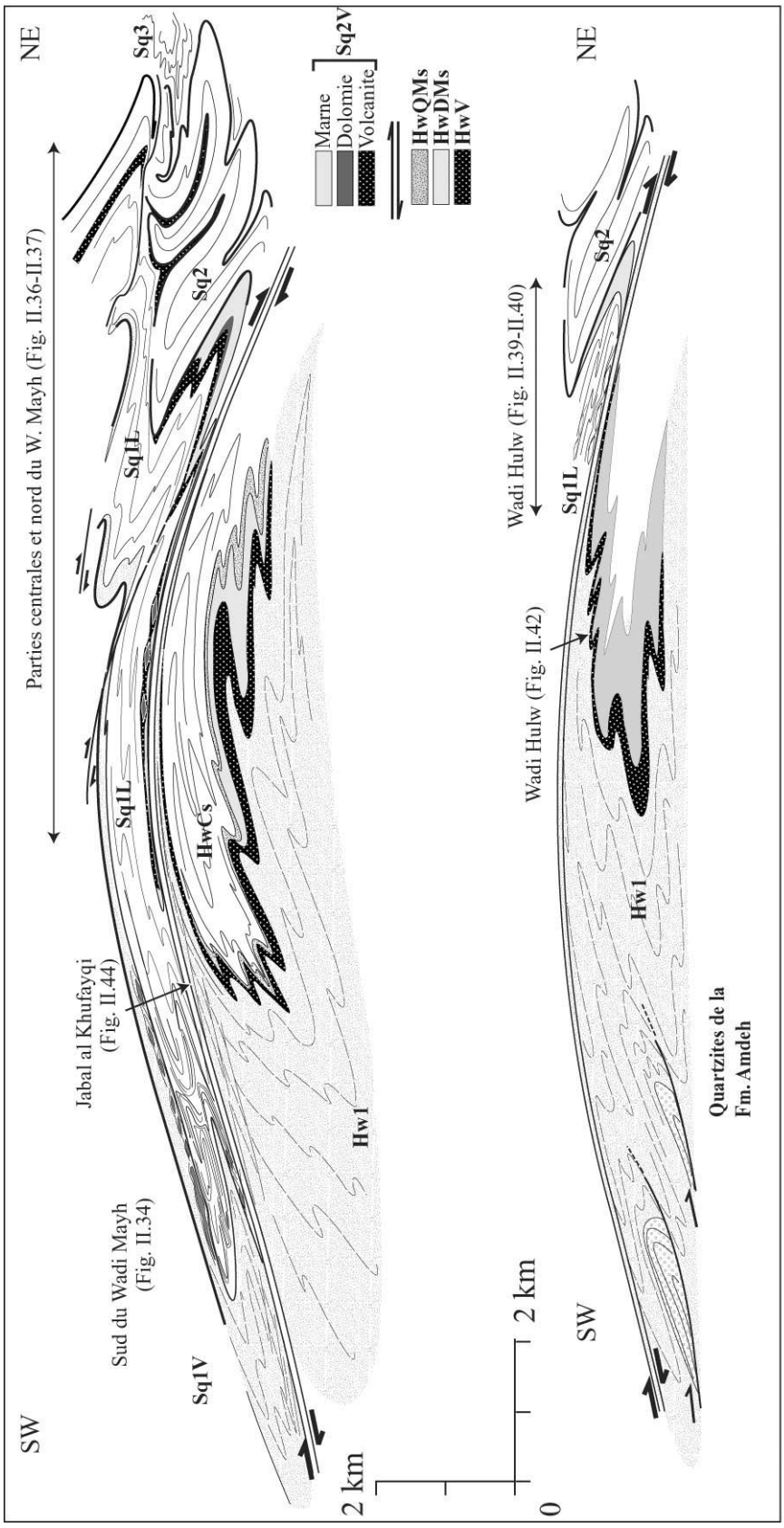


Fig. II.48 - Coupe interprétative illustrant les relations structurales entre l'unité supérieure et l'unité de Hulw. Les coupes sont construites à partir des sections AA' et BB' de la Fig. II.47.

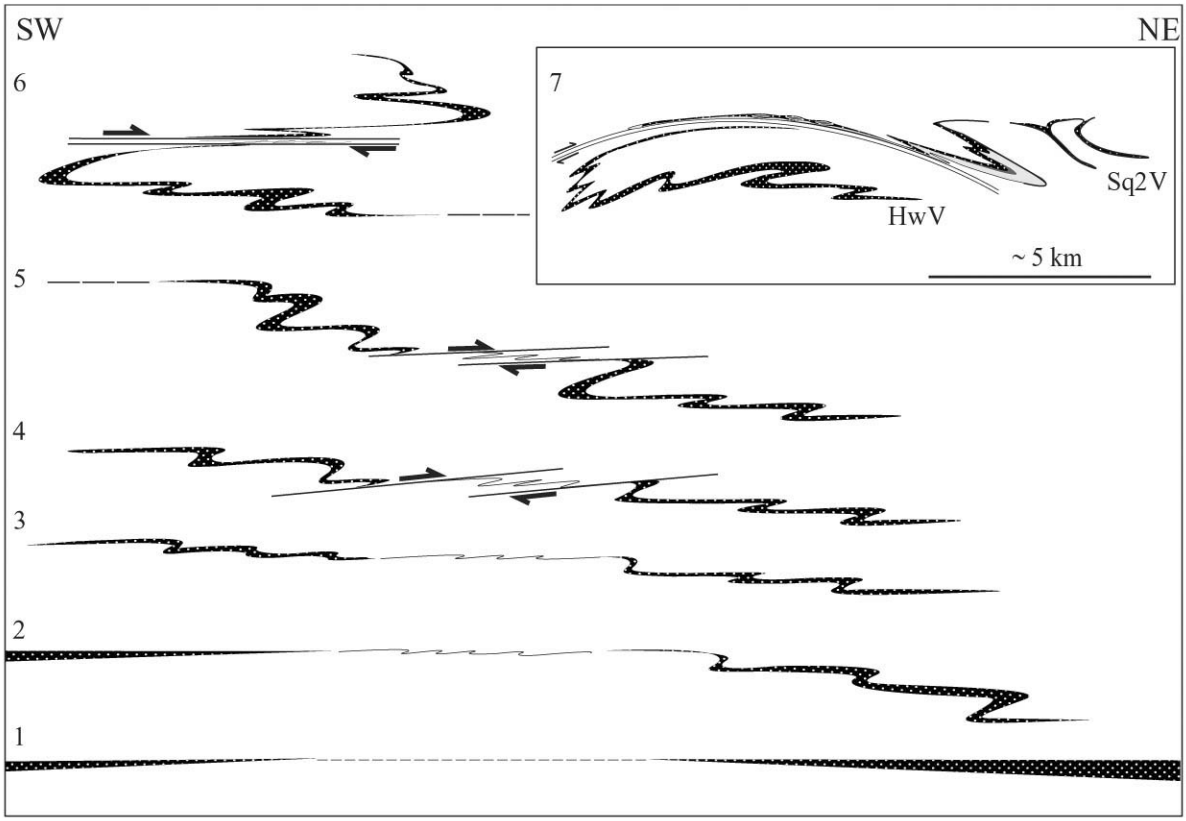


Fig. II.49 - Modèle tectonique simple illustrant l'évolution de la déformation de vergence NE et proposant un mode de formation et d'évolution de la zone de cisaillement séparant l'unité de Hulw au NE et l'unité supérieure au SW. La vignette 7 correspond à l'état actuel (Fig. II.48)

II.5.5.2 – Evolution tectonique de la plate-forme du Saih Hatat et contraintes apportées par l'âge des assemblages métamorphiques

Les déformations vers le NE sont reflétées par le développement de plis isoclinaux et en fourreau à la base de l'unité supérieure, et par le développement de grands plis secondaires dont les axes, WNW-ESE dans l'unité supérieure, s'alignent dans la direction de l'étirement à proximité de la zone de cisaillement.

Dans les deux unités étudiées, la schistosité principale est synchrone de la formation des grands plis renversés vers le NE, et elle transpose les foliations métamorphiques antérieures (Michard et al., 1984, 1994 ; Le Métour et al., 1990; Miller et al., 1998, 1999 ; Breton et al., 2004). L'âge des cristallisations de micas blancs qui définissent la linéation d'étirement dans l'unité supérieure est daté entre 70 et 76 Ma (El Shazly & Lanphere, 1992 ; Miller et al., 1999). Ces âges correspondent notamment aux fabriques développées juste au dessus de la zone de cisaillement séparant l'unité supérieure de l'unité de Hulw (Miller et al., 1999).

Ainsi, le fonctionnement de la zone de cisaillement entre le deux unités étudiées post-date les premières foliations métamorphiques qui sont également développées lors d'un cisaillement de vergence NE (Fig. II.49.2). La deuxième déformation ductile développe une schistosité régionale qui se forme dans le faciès schiste vert (Michard et al., 1984, 1994 ; Miller et al., 1999, 2002). Cette

déformation se concentre le long de la zone de cisaillement localisée entre l'unité supérieure et l'unité de Hulw (Searle et al., 1994, 2004 ; Miller et al., 2002 ; Breton et al., 2004).

L'ensemble de la zone interne se présente comme un dôme de foliation où les structures composites mais systématiquement à vergence NE, sont successivement pentées vers le S puis vers le N (Fig. II.48 et II.49-7).

La morphologie en croissant des grands plis de l'unité supérieure, le cisaillement en jeu normal le long de la zone de cisaillement et les replis asymétriques vers le NE de la zone de cisaillement (Fig. II.40c) suggèrent que la déformation vers le NE perdure après la mise en place des grands plis de l'unité supérieure.

La déformation ultérieure de vergence E développe des axes de plis sub-méridiens dans l'unité inférieure et participent à l'alignement NS des charnières régionales développées dans les dolomies de Hiyam. Elle est également responsable de l'inversion du bloc basculé du Wadi Aday (Fig. II.20) et de l'interférence entre la charnière synclinale du Jabal Qirmadhil et les flancs à regards NW du Jabal Muraywah (Fig. II.14).

L'ensemble de la pile structurale subit finalement un doming tardif le long d'axes N120 et N20-N30 qui implique également les séries post-nappes du Maastrichtien et du Tertiaire (Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Carbon, 1996 ; Searle et al., 2004)

II.5.5.3. Implications sur les relations stratigraphiques entre les unités supérieure et inférieure.

La lithologie des différents membres de la formation Saiq, leur positionnement dans l'édifice structural ainsi que les relations stratigraphiques généralement préservées de part et d'autre de la zone de cisaillement suggèrent l'existence de relations stratigraphiques différentes de celles proposées dans la littérature, entre l'unité de Hulw et l'unité supérieure (Fig. II.50).

- Tout d'abord les schistes détritiques de la base de l'unité de Hulw et de l'unité supérieure sont interprétés comme appartenant au même membre stratigraphique (Sq1V) car présentant des faciès sédimentaires similaires, comprenant des coulées volcaniques, des niveaux de micaschistes détritiques et tuffacés incluant dans les deux cas de nombreux niveaux de dolomie rousse. Cette corrélation est en accord avec les interprétations de Le Métour et al., (1986), Rabu et al. (1990) et Pillevuit (1993). Pillevuit (1993) décrit les mêmes faciès détritiques à microconglomérats rouges et bruns, micaschistes bariolés (jaunes verts et roses) et siltite violacée (tuffites), à la base de la formation Saiq (Sq1V) de la partie orientale du Saih Hatat (le long de la route menant de Mascat à Quryat). Cette équivalence stratigraphique de la base des deux unités structurales implique que l'ensemble de la succession de Hulw soit corrélable aux séries de Saiq de l'unité supérieure, contrairement au modèle proposé par Gregory et al. (1998) et Miller et al. (2002).

Alors que nous reconnaissons l'existence d'un contact tectonique majeur séparant ces deux unités au niveau du Wadi Mayh et du Wadi Hulw (Miller et al., 2002), le contact stratigraphique existant entre les séries carbonatées HwDL de l'E du Wadi Hulw, et l'horizon continu de micaschistes gris HwQMs (Fig. II.47) implique que ces carbonates fassent partie de l'unité structurale de Hulw comme le proposent Searle et al. (2004), sur des arguments métamorphiques. La limite structurale entre l'unité inférieure et l'unité supérieure n'isolerait donc pas complètement la succession de Hulw des séries de Saiq et des séries de l'autochtone A. Ces relations stratigraphiques sont clairement observées au SW de la succession de Hulw par Le Métour (1987) (contact formation Amdeh et

calcaires de Saiq sur le flanc sud du Jabal Abu Da'ud, Figs. II.14-II.47) et sont également reconnus par Miller et al. (2002). Dans ce contexte l'unité de Hulw ne peut pas correspondre à une fenêtre tectonique comme le propose Gregory et al. (1998) et Miller et al. (2002, Fig. II.32).

L'apparition des séries carbonatées massives de la succession HwDL au sommet des micaschistes HwQMs correspondrait donc à une variation latérale de faciès des calcschistes HwCs (Fig. II.50-II.47).

Latéralement, les carbonates HwDL ont été alternativement considérés comme des équivalents des calcaires Sq1L de la formation Saiq (Le Métour, 1987 ; Miller et al., 2002) ou comme des équivalents du membre supérieur Sq2 (Searle et al., 2004). Ces reconstitutions stratigraphiques très différentes reflètent les variations latérales de faciès très rapides qui sont observées entre les calcaires HwDL et les unités carbonatées fortement déformées que l'on retrouve dans la région de Bandar Khayran et de Yenkit (Fig. II.14). Elles remettent également en question le niveau stratigraphique occupé par les volcanites sous-jacentes HwV.

- Les volcanites HwV ont été différemment interprétées dans la littérature. D'abord considérées comme intrusives (SqDl, Fig. II.31, Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1986) ; Miller et al. (2002) démontrent qu'il s'agit de coulées de pillow lavas et de niveaux de hyaloclastites. Cependant, ces mêmes auteurs considèrent à la manière de Le Métour (1987) que les niveaux volcaniques de la partie centrale du Wadi Mayh, sont des intrusions recoupant les calcaires noirs Sq1L (membre SqDl, Miller et al., 2002 ; Fig. II.32).

Les différentes sections du Wadi Hulw et du Wadi Mayh (Fig. II.36e-II.39) montrent que les occurrences multiples de schistes volcaniques sont systématiquement observées entre des séries stratigraphiques très différentes. Ils sont systématiquement surmontés de bancs de dolomie rousse et de marnes dolomitiques et siliceuses. Ces volcanites sont engagées dans les grands plis des dolomies massives Sq2 (Fig. II.36e) dont le dernier était précédemment cartographié comme formé dans les calcaires Sq1L. Les volcanites se biseautent progressivement entre le Wadi Mayh et le Wadi Hulw. Elles ne sont plus du tout représentées le long du bras E du Wadi Hulw (Fig. II.40). Ces schistes volcaniques ne montrent donc aucun caractère intrusif et sont interprétés comme un niveau stratigraphique appartenant au membre Sq2V.

Structuralement, les séries marneuses, volcaniques et dolomitiques du membre Sq2V forment un grand flanc inverse étiré à la base de l'unité supérieure (Fig. II.36e-II.48). Un repli anticlinal de ce flanc inverse est préservé le long du Wadi Mayh (Fig. II.36b-e). Vers l'E, cette charnière renversée est progressivement tronquée par la bande de cisaillement. Celle-ci atteint le long du bras E du Wadi Hulw, son niveau stratigraphique le plus haut en longeant la base des dolomies massives Sq2a (Fig. II.40). Parallèlement, dans l'unité inférieure, les séries renversées du Wadi Hulw (HwV et HwDMs, Fig. II.42) sont mieux préservées par rapport au flanc inverse étiré du Wadi Mayh (comparer les deux coupes de la Figs. II.48). Il semble donc que le niveau structural engagé dans la zone de cisaillement soit de moins en moins profond, de l'W vers l'E (Fig. II.48).

Ces observations reportées sur la coupe générale de la région NE du Saih Hatat (Fig. II.48) montrent que les métabasites de l'unité inférieure (HwV) et de l'unité supérieure (Sq2V) sont disposées de manière parfaitement symétrique de part et d'autre de la zone de cisaillement (Fig. II.48). Le membre Sq2V de l'unité supérieure dessine un anticlinal dont le flanc inverse est étiré alors que les volcanites HwV dessinent un synclinal dont le flanc inverse est étiré. Ces volcanites forment un repère

volcanique continu dont la répartition cartographique dans l'unité inférieure (HwV) est parfaitement complémentaire de celle dans l'unité supérieure (Sq2V). Les volcanites Sq2V sont donc structuralement parfaitement corrélées aux volcanites HwV (Figs. II.48-II.49-II.50). Nous proposons que les deux niveaux volcaniques représentent un même niveau stratigraphique, contemporain du deuxième événement magmatique enregistré sur la plate-forme et daté du Murghabien (Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1986).

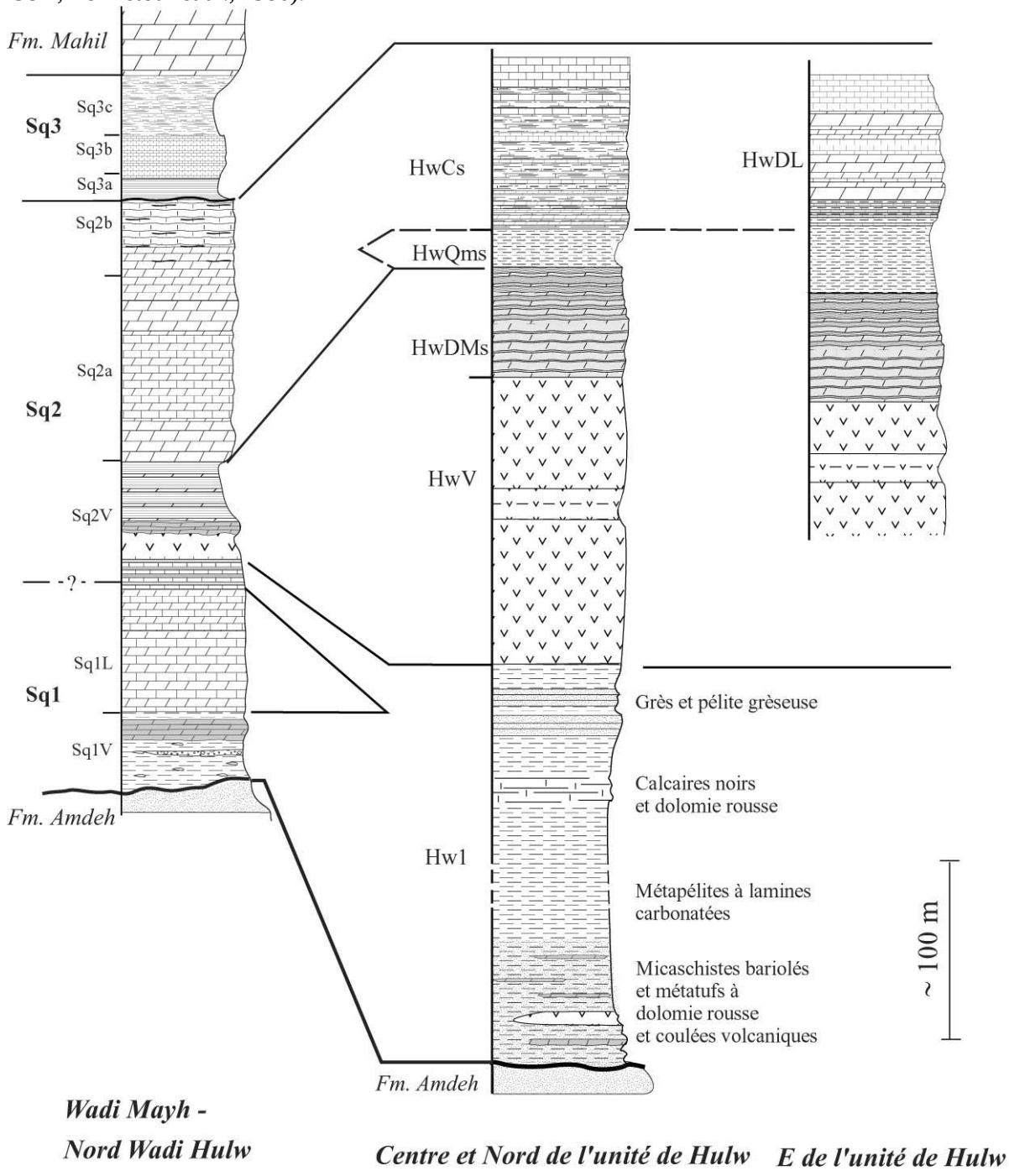


Fig. II.50 - Corrélation stratigraphique proposée entre les ensembles lithologiques de la formation Saiq de l'unité supérieure (dans la région du Wadi Mayh et du Wadi Hulw) et les lithologies de la succession de Hulw (dans les régions centrale et orientale de l'unité de Hulw). L'échelle des deux colonnes de l'unité de Hulw est approximative. Voir les Figs. II.31 et II.32 pour comparaison.

- Cette corrélation est également fortement suggérée par les similitudes lithologiques des sédiments déposés au dessus des deux niveaux volcaniques en question. Dans l'unité supérieure, le niveau volcanique est surmonté par des bancs de dolomies rousses puis par une succession de marnes dolomitiques et siliceuses. Cette succession sédimentaire est particulièrement proche de la séquence HwDMs de l'unité inférieure qui correspond, à la base, à des alternances de dolomie rousse, qui se chargent au sommet en interbancs détritiques (Fig. II.50). Cette succession est recouverte par le niveau de micaschistes HwQMs d'origine tuffacée (Le Métour, 1987). Ces dépôts volcano-sédimentaires pourraient représenter un équivalent des volcanites et tuffites de la partie NW du Saih Hatat, qui recouvrent également une succession dolomitique et détritique. Il semble important de noter que des polypiers ont été systématiquement observés dans les dolomies du membre Sq2V et du membre HwDMs.

- Dans la nouvelle corrélation stratigraphique proposée, le repère volcanique murghabien repose du SW vers le NE, sur les carbonates siliceux noirs Sq1L, puis sur les métapélites gréso-carbonatées de la partie supérieure du membre Hw1 (Fig. II.50). Une équivalence stratigraphique entre ces deux successions est également proposée :

Dans l'unité supérieure, le sommet du membre Sq1L montre des variations latérales de faciès qui témoignent d'une augmentation de la charge sédimentaire détritique et siliceuse vers l'E ou le NE aux dépends de la sédimentation carbonatée. Ces variations sont caractérisées par la mise en place de marnes calcaires et siliceuses ocres qui recouvrent les calcaires noirs foliés entre le Wadi Mayh et le bras occidental du Wadi Hulw (Figs. II.39-II.50). Ces variations latérales de faciès sont également mises en évidence dans la région de Bandar Khayran où Warren et Miller (2007) notent que le membre Sq1L correspond principalement à un conglomérat carbonaté et siliceux (Fig. II.32).

Dans l'unité inférieure, une succession de calcaires noirs et de dolomie rousse est inclut au cœur même de la succession Hw1 de l'unité de Hulw (Fig. II.50). Ces carbonates sont rattachés au membre Sq1L par Le Métour et al. (1986) et aux calcaires « Llm et Ldl » du Permien inférieur et supérieur par Gray et al. (2005a) et Miller et al. (2002 ; Figs. II.31-II.32).

Nous proposons que les dépôts gréso-carbonatés de la partie médiane de la succession Hw1 soient les témoins, soit des fortes variations latérales de faciès et d'épaisseur qui caractérisent le membre Sq1L soit de sont érosion avant le début du volcanisme murghabien.

- Finalement, les calcaires et dolomies Sq2a de la région étudiée sont datés Murghabien moyen à Djulfien par Le Métour (1987). Nous les corrélons aux calcschistes de Hulw (HwCs, Fig. II.50) et aux dolomies et calcaires noirs HwDL de l'unité de Hulw. Cette corrélation est cohérente avec les valeurs positives du $\delta^{13}C$ obtenues sur les calcschistes de Hulw et qui sont interprétées du Permien supérieur par Gray et al. (2005a, Fig. II.32).

Nous notons également que les sédiments à faunes du Murghabien moyen-supérieur au Djulfien qui sont prélevés dans les successions déformées du Wadi Mayh et du Wadi Hulw, sont considérés par le Métour et al., (1986, Fig. 30) comme associés au membre Sq1L. Il semble important de rappeler que les modifications cartographiques et stratigraphiques apportées dans l'unité supérieure, impliquent que ces localités fossilifères correspondent systématiquement aux dépôts qui surmontent les volcanites Sq2V et que nous considérons comme appartenant au cycle transgressif du membre Sq2.

II.6. Reconstitution de la plate-forme de la formation Saiq au Permien moyen

II.6.1. Informations apportées par le dépliage

La morphologie actuelle du Saih Hatat dérive de l'interférence de trois structures principales :

- les grands plis régionaux déversés vers le NNE ;
- les structures de raccourcissement vers l'E qui participent à la morphologie en L de la fenêtre du Saih Hatat ;
- et le doming général de la fenêtre autochtone.

Afin de mieux contraindre la morphologie de la plate-forme riftée au cours du Permien, un dépliage cartographique simple des structures de vergence NE et E est proposé (Fig. II.51). L'unité inférieure de Hulw et le flanc inverse étiré du Wadi Mayh sont déplacés selon les vecteurs correspondants aux flèches de plis associés aux déformations vers l'E puis vers le NE.

Le plissement vers l'E ne conduit pas à une déformation systématique de la pile structurale du Saih Hatat. La déformation semble se localiser au niveau des zones de décollement, comme le montrent les plis d'entraînement du Wadi Aday développés sous le niveau de décollement du synclinal du Jabal Qirmadhil, et la figure d'interférence des volcanites de la fenêtre de Hulw, qui se développe juste au-dessus de la zone de cisaillement séparant l'unité Hulw de l'unité As Sifah. Le partitionnement de la déformation le long des contacts tectoniques ainsi que son intensité qui augmente vers le bas de la pile tectonique, rendent la quantité de raccourcissement difficilement quantifiable. Le dépliage de la succession de plis NS du flanc oriental de l'unité de Hulw indique une quantité de raccourcissement d'échelle kilométrique. En considérant que ces plis reflètent le déversement vers l'E du flanc normal du grand synclinal de Hulw (Fig. II.41), le déplacement relatif de l'unité de Hulw par rapport à l'unité supérieure devient plurikilométrique. Ce dernier est arbitrairement estimé à 10 km.

Le déplacement résultant du dépliage du flanc inverse de l'unité supérieure au niveau de la zone de cisaillement et du flanc inverse HwV du synclinal de l'unité de Hulw est utilisé afin d'estimer la quantité de déplacement relatif minimum entre les deux unités structurales. Ce dépliage suggère un déplacement relatif d'environ 50 km. Cette estimation ne rend pas compte de l'étirement subi par la pile sédimentaire des deux unités.

L'unité de Hulw qui est arbitrairement découplée de son socle, est donc décalée de 10 km vers l'E puis de 50 km dans la direction de l'étirement régional estimé d'azimut moyen N30 (Gray et al., 2005c).

L'ensemble du flanc inverse de l'unité supérieure est matérialisé par un polygone simple sur la Fig. II.51. Ce dernier est basculé autour de l'axe du mégapli orienté N120 et déplacé de 20 km dans la direction de l'étirement N30 (Fig. II.51).

Ce déplacement rend compte du dépliage des multiples replis d'échelle kilométrique qui se forment au front de l'anticlinal régional. Ce déplacement rend donc également compte du dépliage des charnières du Jabal Muraywah et du Jabal Qirmadhil, qui, à elles seules, équivalent à un minimum de 15 km de raccourcissement. La reconstitution de la partie riftée de la plate-forme NW du Saih Hatat s'appuie sur ce dépliage vers l'ENE de la coupe de la Fig. II.19. Il permet de contraindre la distance minimum qui séparait la zone érodée du Jabal Muraywah du bloc basculé de la partie centrale du Wadi Aday (15 à 20 km).

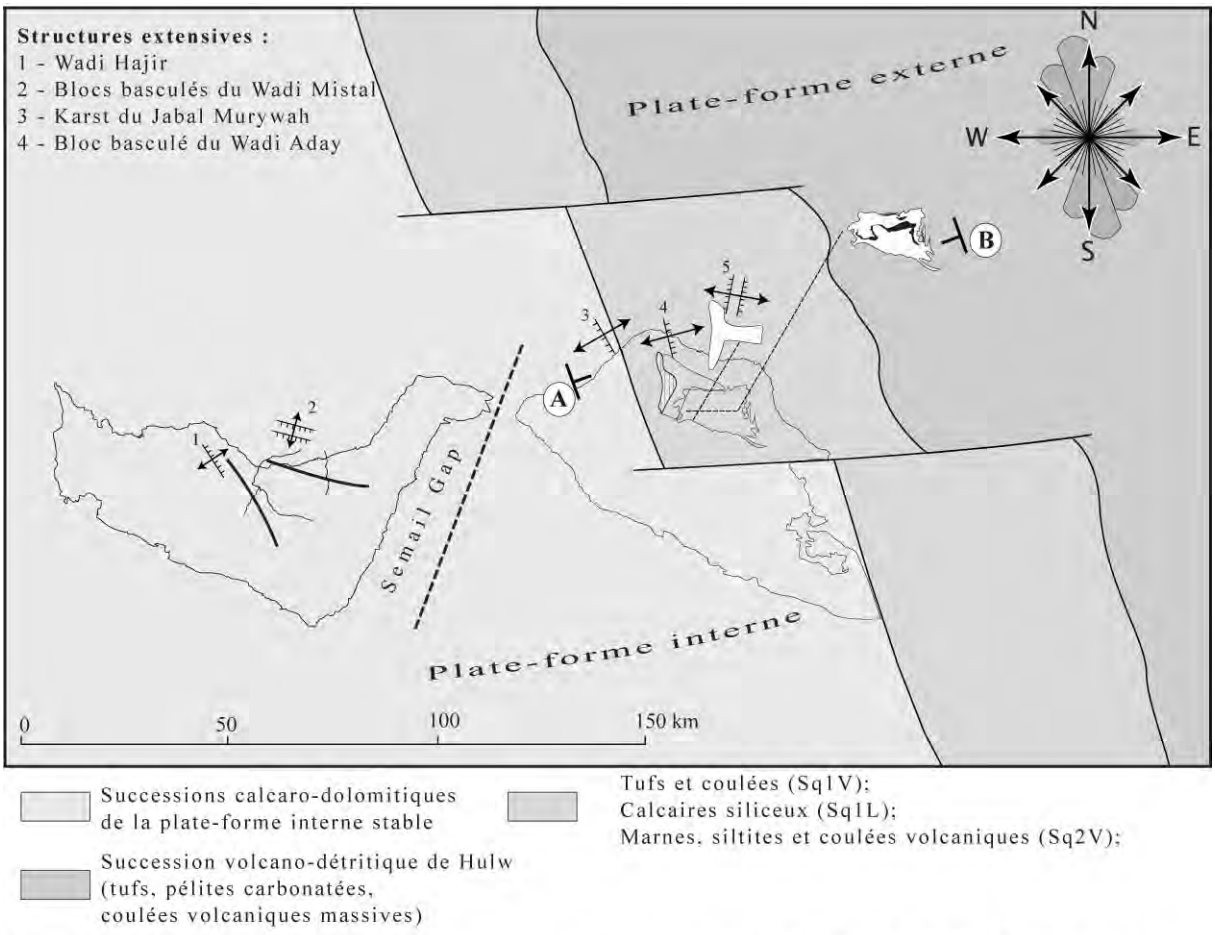


Fig. II.51 - Dépliage cartographique des unités structurales du NE du Saih Hatat et schéma paléogéographique simplifié de la plate-forme arabe riftée au Permien Moyen, après le dépôt des successions Sq1V et Sq1L. Les positions avant et après dépliage de l'unité de Hulw et du flanc inverse du Wadi Mayh sont utilisées pour tracer les principales limites paléogéographiques de la plate-forme. Le grand flanc inverse des calcaires noirs Sq1L est schématisé par un polygone simple. Ce dépliage et le déplacement vers le NE rend compte de la situation relative des séries du grand flanc inverse du Wadi Mayh qui se retrouvent en position distale par rapport au bloc basculé du Wadi Aday. La position actuelle des charnières NS de la Fm. de Hiyam au centre du Saih Hatat est également reportée comme repère. Les principales structures extensives permiennes sont reportées avec leur direction d'étirement représenté par des doubles flèches. Les directions des différentes structures tectoniques extensives sont également reportées sur un diagramme en rose.

Dans cette étude, les principales variations latérales de faciès et d'épaisseur des dépôts de la plate-forme permienne ont été étudiées le long d'une transversale ENE-WSW, réalisée au travers des flancs NW et N de la fenêtre du Saih Hatat. L'annulation des principales structures orogéniques du massif (Fig. II.51) illustre que cette transversale s'aligne, après dépliage, le long d'une direction WSW-ENE.

L'épisode de rifting permien produit des structures dont les témoins ont été observés depuis le Saih Hatat jusque dans la plate-forme du Jabal Akhdar. Ces structures héritées ont été systématiquement dépliées selon les directions des structures d'inversion locales. Dans le cas du karst du Jabal Muraywah, la déformation tardive se localise dans les schistes sous-jacents de la formation Hatat. Les dolomies massives de la formation Hiyam ont préservé la structure permienne des effets de l'inversion tectonique. L'ensemble a simplement été basculé vers l'W. Dans le cas des structures permiennes observées au centre du Wadi Aday, l'orientation initiale des failles normales permiennes semble avoir contrôlée la direction mais également l'étape de leur déformation. Le bloc basculé associé à des failles normales orientées NNW-SSE (Fig. II.20) est principalement déformé lors de la déformation vers l'E, alors que la faille normale sus-jacente (Fig. II.25) est plissée et inversée lors de la déformation antérieure, vers le NE.

La structure en horst et graben retrouvée au sommet du membre Sq2, n'a subi qu'une légère compression EW. Cette structure héritée est particulièrement bien préservée sur le flanc normal d'un des grands plis régionaux déversés vers le NE. Cette étape de l'inversion n'a pas été prise en compte. Néanmoins la direction de l'étirement régional (N30) étant sub-parallèle à la direction moyenne des failles normales permiennes, le déplacement de la série sédimentaire vers le NE est susceptible d'avoir provoqué une rotation peu significative des structures héritées.

La direction et le sens du mouvement associé à ces différentes structures extensives ainsi qu'à celles du Jabal Akhdar sont reportés sur la reconstitution cartographique (Fig. II.51). En faisant l'hypothèse que les séries sédimentaires et métamorphiques de la plate-forme arabe n'ont pas subi de rotation le long de failles de coulissement, l'orientation des structures étudiées reflète une variation significative des directions d'étirement lors de l'épisode de rifting au Permien. Les structures tectoniques préservées à la base de la plate-forme du Jabal Akhdar témoignent de direction d'étirement locale NS (Wadi Mistal) et WSW-ENE (Wadi Hajir), alors que dans le Saih Hatat, les failles normales héritées indiquent des directions d'extension EW à WSW-ENE.

Les quelques structures héritées du rifting permien sont trop peu nombreuses pour permettre d'interpréter les variations géographiques de leur orientation. En revanche, la vergence et l'intensité des mouvements verticaux et/ou horizontaux sont discutées.

II.6.2. Schéma paléogéographique et histoire de la séquence de dépôt au cours du rifting permien de la plate-forme Arabe.

II.6.2.1. Le Jabal Akhdar

Dans le Wadi Hajir, les structures tectoniques observées se développent dans l'autochtone A et sont scellées par les dépôts fluviatiles de la base de la formation Saiq. Les conditions d'affleurement, la nature dolomitique du substratum fracturé et le pendage très important de ses couches n'ont pas permis de contraindre le mouvement associé à la tectonique permienne. Les filons sédimentaires qui sont associés aux fissures du Wadi Hajir ne reflètent que des mouvements de très faible ampleur et la brèche dolomitique de pente peut être associée à la déstabilisation tectonique d'une pente préexistante.

En revanche, dans le Wadi Mistal, les basculements de blocs sont associés à une série de failles normales montrant des décalages verticaux de quelques mètres (2 à 5 m). Le pendage des failles normales ainsi que la déformation synsédimentaire subie par le substratum basculé témoignent d'un étirement ou d'un glissement local de la plate-forme vers le N.

En étudiant les variations régionales de faciès et d'épaisseur des dépôts terrigènes de la formation Saiq, Rabu (1987) met en évidence la présence de discontinuités liées à des émersions et à des basculements locaux qui donnent lieu à des discordances angulaires (Combe N Jabal Akhdar, voir Figs. II.1-II.3). Les structures tectoniques observées apportent un exemple concret expliquant ces phénomènes de basculement. Dans le cas des blocs basculés du Wadi Mistal, la tectonique synsédimentaire semble postérieure aux dépôts détritiques du membre inférieur régional. Elle est synchrone du dépôt des premières successions de calcaires à coraux et bioclastes qui sont typiques de la base du membre supérieur (Rabu, 1987). Alors que les blocs basculés du Wadi Mistal ainsi que les discordances angulaires observées par Rabu (1987) reflètent des épisodes de glissement ou d'étirement de la plate-forme au Permien moyen, aucune observation tectonique complémentaire ne permet de vérifier si ces déstabilisations perdurent au cours du dépôt de l'ensemble de la formation Saiq.

Dans ce contexte, les interprétations de Rabu (1987) et Rabu et al. (1990) qui considèrent la plate-forme du Jabal Akhdar comme un domaine sub-stable au Permien moyen sont soutenues.

II.6.2.2. La partie NW du Saih Hatat

Dans le Saih Hatat, les mouvements associés aux différentes structures tectoniques permiennes et leur présence à des niveaux stratigraphiques variés illustrent que le Saih Hatat subi un réel épisode d'extension crustale au Permien. Par rapport au Jabal Akhdar, les variations latérales d'épaisseur et de faciès associées à ces structures témoignent de mouvements tectoniques beaucoup plus importants que dans le Jabal Akhdar.

Les corrélations lithostratigraphiques, les différentes structures tectoniques héritées et le dépliage régional des structures orogéniques permettent de construire un modèle paléogéographique précis sur cet épisode de rifting.

Une reconstitution palinspatique (Fig. II.52a) est construite à partir des colonnes stratigraphiques et des corrélations proposées entre les régions NW et NE du Saih Hatat (Fig. II.52b). Après dépliage des structures d'inversion, ces différentes coupes de référence s'alignent le long d'une direction ~N70 qui est utilisée pour la reconstitution (section A-B, Fig. 50). Cette direction WSW-

ENE est également sub-perpendiculaire aux structures extensives du Jabal Muraywah et du Wadi Aday (Fig. II.51).

Dans la partie NW du Saih Hatat, les résultats obtenus à partir du dépliage des structures d'inversion (Fig. II.19), des corrélations lithostratigraphiques (Fig. II.26-II.52b) et des structures tectoniques héritées, démontrent clairement que les variations d'épaisseur et de faciès du membre Sq1 de la formation Saiq sont associées à une paléogéographie antérieure caractérisée par une zone haute à l'WSW et une zone basse à l'ENE (voir chap. II.4.4) ; mais également à une érosion significative de la plate-forme permienne, reliée à des basculements tectoniques datant du début de l'activité magmatique murghabienne.

A partir du Jabal Muraywah, les variations d'épaisseur des dépôts détritiques et volcano-détritiques du membre Sq1V marquent un approfondissement du milieu de dépôt ou une subsidence active vers l'ENE.

Les multiples épisodes de remplissage du karst du Jabal Muraywah suggèrent que la fracture tectonique qui localise la karstification se soit développée avant le dépôt de la formation Saiq. Puisque le karst recoupe également la couverture carbonatée permienne, la faille ou le réseau de fractures est interprété comme actif au cours du dépôt des membres Sq1V et Sq1L. Cette structure tectonique entraîne un affaissement vers le SW, alors que le domaine de la plate-forme situé au NE subside. Ces mouvements sont donc interprétés comme associés au fonctionnement d'une faille normale à pendage ENE (Fig. II.52a) qui longerait le relief du Jabal Muraywah, à la manière du horst du Jabal Tayin (Le Métour, 1987 ; Fig. II.2).

De plus, les variations de faciès et d'épaisseur de la base du membre Sq1L indiquent que la région du Wadi Aday, où les successions détritiques basales sont parmi les plus épaisses, subit un soulèvement, ou que les zones du Jabal Qirmadhil et du Nord du Jabal Muraywah (Fig. II.52a) subissent une subsidence. Les alternances de calcaires et de dolomies rubanées à interbancs siliceux et micacés qui se déposent entre le Jabal Muraywah et le sud du Wadi Aday, dérivent d'apports détritiques qui sont probablement associés à ces mouvements différentiels et à une érosion des successions Sq1V ou du substratum pré-permien. Ces successions détritiques et carbonatées sont également observées sous le flanc inverse des dolomies de Hiyam du Wadi Aday (localité D, Fig. II.19 ; localité E, Figs. II.26-II51b), suggérant que ces mouvements verticaux soient associés à un soulèvement tectonique de la partie centrale du Wadi Aday (Fig. II.52a).

Dans ce contexte, le bloc basculé du Wadi Aday est interprété comme dérivant d'un affaissement tectonique localisé sur la bordure orientale d'une zone précédemment soulevée (Fig. II.52a). L'étirement tectonique vers l'ENE est contemporain du début des éruptions volcaniques murghabiennes.

Une structure initiale de type horst est suggérée par l'organisation structurale actuelle des séries permiennes, de part et d'autre de la charnière anticlinale cisaillée des dolomies de Hiyam (Fig. II.19). Dans le cas du bloc basculé du Wadi Aday, l'inversion des failles normales dont le pendage est opposé à la vergence du cisaillement, entraîne la compression et le plissement des compartiments basculés et de leur failles bordières. A contrario, une faille à regard SW à WSW est susceptible de localiser les chevauchements et de favoriser le décollement des unités chevauchantes au cours des déformations vers le NE et vers l'E. Ce type de processus est fortement suggéré pour la genèse du chevauchement vers le NE de la charnière synclinale du Jabal Qirmadhil.

En effet, sous la charnière du Jabal Qirmadhil, la succession stratigraphique de Saiq est caractérisée par une épaisseur réduite de micaschistes Sq1V incluant des blocs de dolomies de la formation Hiyam (localité B, Fg. II.19 et localité c, Figs. II.26 et II.52a). La succession Sq1L semble également réduite, mais peut avoir été tronquée par le chevauchement. Cependant, latéralement, ces calcaires se pincent et le chevauchement repose directement sur les micaschistes tuffacés (Fig. II.19). Puisque cette succession se situe paléogéographiquement juste au SW du compartiment érodé du bloc basculé du Wadi Aday, ces micaschistes pourraient correspondre soit aux schistes volcaniques discordants du membre Sq2V, soit à la succession Sq1V. Dans les deux cas, cette unité est interprétée comme représentant la bordure occidentale de la zone soulevée et érodée du Wadi Aday. Cette unité est représentée comme isolée entre deux failles normales secondaires à pendage WSW (Fig. II.52a). Les blocs dolomitiques retrouvés dans la succession Sq1V proviendraient de l'érosion précoce de la zone soulevée du Wadi Aday et lors de l'inversion, ces failles normales auraient localisé le chevauchement du flanc normal du synclinal du Jabal Qirmadhil.

Dans cette région NW du Saih Hatat, le dispositif paléogéographique est donc interprété comme associé au fonctionnement de deux grands blocs basculés limités par des failles normales de pendage ENE et associés à des failles normales antithétiques, à faibles rejets (structure du jabal Muraywah, Fig. II.52a). Ces failles normales sont représentées comme des failles listriques localisées sur la partie soulevée du compartiment basculé. Ces failles ont pu s'initier par glissement de la puissante barre dolomitique de la formation Hiyam sur les schistes volcaniques de Hatat (failles listriques, Fig. II.52a).

Le fonctionnement des structures tectoniques extensives débute au niveau du Jabal Muraywah avant le dépôt de la succession Sq1V et au niveau du Wadi Aday, avant ou pendant le dépôt de la succession Sq1L. Les mouvements les plus importants sont postérieurs aux dépôts des calcaires Sq1L et pénécontemporains des premières éruptions volcaniques. Cet événement magmatique intraplaque correspondrait ici à la succession syn-rift. Le volcanisme qui s'épanche sur la plate-forme scelle également les structures tectoniques extensives et la succession condensée du Jabal Muraywah (Fig. II.52b).

II.6.2.3. La paléogéographie et l'histoire de la plate-forme riftée du Saih Hatat

Les variations latérales de faciès et d'épaisseur documentées par le dépliage des unités déformées de la région NE du Saih Hatat, ainsi que les nouvelles corrélations stratigraphiques proposées avec la succession de Hulw permettent de comparer ce modèle tectono-stratigraphique aux variations lithostratigraphiques observées à l'échelle de la plate-forme du Saih Hatat.

Les failles normales permiennes du bloc basculé et celles associées au sommet du membre Sq2V dans le Wadi Aday montrent des orientations relativement proches (N140 à N170). Elles illustrent que le régime tectonique extensif de l'épisode de rifting permien conduit à un étirement principalement dirigé vers l'ENE. Cette orientation des structures est cohérente avec les variations d'épaisseur et de faciès induites par les nouvelles corrélations stratigraphiques ainsi qu'avec le dépliage proposé entre l'unité de Hulw et l'unité supérieure.

La zone de cisaillement séparant l'unité structurale de Hulw de l'unité supérieure correspond au niveau stratigraphique Sq1V. La localisation du décollement de la couverture permienne dans les stades précoces de la tectogenèse à vergence N à NE (Fig. II.49) est une nouvelle fois interprétée comme associée à la présence de structures tectoniques héritées du rifting Permien. En effet, l'absence de volcanisme dans la zone de cisaillement implique que le niveau volcanique corrélé dans les deux unités soit discontinu. Ceci est illustré sur la reconstitution tectonique de la Fig. II.49 et est particulièrement bien reflété par l'amincissement progressif du niveau volcanique entre le Wadi Aday et le Wadi Hulw ainsi que par l'amincissement progressif des niveaux volcaniques HwV et dolomitiques HwDMs de l'unité de Hulw entre le Wadi Hulw et le synclinal du Jabal al Khufayqi.

La présence d'un horst permien séparant les successions de l'unité supérieure de l'unité de Hulw permet donc d'expliquer l'absence de volcanisme, mais également la localisation de la zone de décollement contre les failles normales associées.

Cette limité paléogéographique est interprétée à la manière du bloc basculé du Wadi Aday, comme s'étant formé après les dépôts de la succession Sq1V que l'on retrouve à l'identique, dans les deux unités structurales. Elle aurait conduit à l'individualisation d'un domaine subsident à l'ENE, dont le remplissage par des produits détritiques de nature carbonatée et siliceuse serait en équivalence stratigraphique du membre Sq1L (Figs. II.52a-b). Les variations d'épaisseur et de faciès suggèrent une nouvelle fois que l'étirement de la plate-forme arabe se soit localisé le long d'une grande faille normale de pendage ENE ou d'une série de blocs basculés, formés sur le flanc NE de la zone intermédiaire soulevée.

Il est probable que les successions marneuses et siliceuses retrouvées au sommet des calcaires Sq1L et du membre Sq2V du Wadi Mayh et du Wadi Hulw soient associées aux principaux stades de soulèvement et d'érosion des successions carbonatées sous-jacentes voire du substratum de l'autochtone A (Fig. II.52a). Il en est de même pour le sommet de l'unité Hw1 caractérisée par des bancs de grès et de pélites carbonatées, et de l'unité dolomitique HwDMs qui témoigne d'une tendance à l'émersion de la plate-forme, au cours de l'activité volcanique murghabienne.

L'interruption momentanée de l'activité volcanique permet le dépôt des dolomies intermédiaires du membre Sq2V et du membre HwDMs, en milieu subaérien. La succession carbonatée et détritique du membre Sq2V atteint près de 50 m dans les régions du Wadi Mayh et du nord du Wadi Hulw. Ces dépôts vont sceller le bloc basculé du Wadi Aday ainsi que la crête karstifiée du bloc basculé du Jabal Muraywah (Fig. II.52b).

L'activité volcanique reprend et conduit à la mise en place des coulées basaltiques et acides du Wadi Aday et des dépôts volcano-sédimentaires sommitaux. Ces derniers sont retrouvés sous la forme de tufs au sommet du membre Sq2V de l'unité de Hulw, du Wadi Aday ainsi que sur l'ensemble de la bordure W du Saih Hatat (Jabal Tayin). Les tuffites sommitales du Wadi Aday se déposent le long d'une nouvelle faille normale orientée N140. Cette faille souligne que l'épisode de rifting ou bien que la subsidence tectonique, perdure tout au long de l'activité volcanique. De plus, la « transgression » des dépôts d'origine volcanique sur les parties hautes de la plate-forme suggère que la subsidence tectonique concerne l'ensemble de la plate-forme du Saih Hatat.

Cette subsidence tectonique est interprétée comme responsable de la variation latérale de faciès entre le membre Sq2 et les calcschistes HwCs de l'unité de Hulw (Fig. II.52a). Les équivalents de la séquence Sq2 couvrent l'ensemble du domaine du Saih Hatat et du Jabal Akhdar (Fig. II.2 ; Le Métour et al., 1986, 1992 ; Rabu, 1987 ; Le Métour, 1987). Les carbonates massifs datés du Permien supérieur qui surmontent les calcschistes (Gray et al., 2005a) sont interprétés comme les témoins d'une progradation de la sédimentation carbonatée de Sq2 sur la succession de Hulw.

Les successions de calcaires et dolomies à silex Sq2b qui apparaissent depuis le Jabal Muraywah suggèrent que la subsidence tectonique se poursuive dans le domaine rifté du Saih Hatat. Les dernières déstabilisations conduisent à la formation du dispositif en horst et graben du nord du Wadi Mayh et aux resédimentations observées du membre Sq2b. Ces déstabilisations gravitaires seraient dues aux effets de la compaction différentielle des successions les plus épaisses.

L'érosion et la dolomitisation de la surface du horst suggèrent que la fin de cet épisode soit associée à un stade de bas niveau marin. Dans ce contexte, la formation du hardground qui scelle les failles normales et la surface d'érosion, est interprétée comme étant associée à un arrêt local de la sédimentation. Il serait dû à l'isolement géographique de la structure en raison de la topographie accidentée liée au fonctionnement des failles bordières

Les successions de marnes, de siltites et d'argiles du membre Sq3 scellent ces structures et se déposent au cours du stade régressif du Permien supérieur qui mène le Jabal Akhdar et le Saih Hatat en domaine peu profond voir évaporitique (Rabu et al., 1990 ; Le Métour, 1987).

II.7. Synthèse et conclusion : les nouvelles informations sur le rifting néotéthysien de la plate-forme arabe

Pour certains auteurs, le rifting néotéthysien débuterait dès la fin du Carbonifère, et conduirait à une océanisation précoce de la Néotéthys au Permien inférieur (Al Belushi et al., 1996 ; Gray et al., 2005a ; Angiolini et al., 2003a, 2003b).

Nos observations suggèrent cependant que la plate-forme arabe subit un réel épisode d'extension crustale au Permien moyen.

- Dans la région du Jabal Akhdar, l'expression de la tectonique contemporaine du dépôt de la formation Saiq semble exclusivement associée aux premières successions détritiques et carbonatées de la plate-forme. La tectonique synsédimentaire observée sur les deux sites étudiés témoigne de directions d'extension locales NS et WSW-ENE avec une composante d'étirement dirigée vers le N dans le cas du Wadi Mistal. Ces structures pourraient être rattachées à un même régime tectonique en transtension. Néanmoins, l'essentiel des mouvements tectoniques reliés à l'épisode de rifting permien dans le Jabal Akhdar semble accommodé par la subsidence de la plate-forme arabe au Murghabien (Rabu, 1987 ; Rabu et al., 1990).

- Dans la région du Saih Hatat, les variations d'épaisseur observées témoignent de l'existence d'une paléogéographie antérieure au dépôt de la succession Sq1L. Des mouvements de faible amplitude et une extension locale peuvent être associés à la formation de ces reliefs comme le suggère le karst du Jabal Muraywah.

Cependant, les variations d'épaisseur les plus importantes sont observées pour les successions sus-jacentes Sq1L-Hw1 et Sq2V-HwV. Le fait que les séries volcano-sédimentaires du membre Sq1V soient représentées dans la partie NW du Saih Hatat et dans l'unité de Hulw ainsi que l'homogénéité des faciès lithologiques rencontrés indique que cette succession précède la phase principale d'extension.

Le bloc basculé du Wadi Aday et les reconstitutions palinspatiques des variations d'épaisseur des coulées volcaniques et des séries sédimentaires associées, indiquent que la phase d'extension la plus significative date du début de l'activité volcanique au Murghabien. Cet épisode de rifting entraîne un affaissement général de la plate-forme vers l'ENE.

Les mouvements les plus importants provoquent l'individualisation de l'unité de Hulw et une érosion localisée des calcaires Sq1L. La localisation de l'érosion et les variations d'épaisseurs régionales peuvent être expliquées par le fonctionnement de blocs basculés d'échelle pluridécakilométrique (Fig. II.52a). Les structures tectoniques associées ont été localement préservées pendant l'inversion alors que celles de l'unité de Hulw qui ont subi une déformation beaucoup plus intense, sont susceptibles d'avoir localisé le renversement et le décollement des séries sédimentaires de l'unité supérieure.

Finalement, les calcaires et dolomies de la partie supérieure de la formation Saiq scellent les structures du Wadi Aday et du Jabal Muraywah. Cette succession peut donc être considérée comme la série sédimentaire post-rift de l'événement Murghabien.

Puisque le membre volcanique Sq2V comme la base de la succession Sq2 sont datés du Murghabien, l'épisode magmatique syn-rift et la transition syn-rift post-rift semble avoir été très rapide (étage du Murghabien < 5Ma).

- A l'échelle de la marge :

Les variations d'épaisseur et de faciès observées dans la région NE du Saih Hatat ne permettent pas de comparer l'unité de Hulw à une zone de transition paléogéographique entre la plate-forme arabe et le bassin d'Hawasina. De plus, les calcaires du Permien supérieur qui reposent au sommet des calcschistes (Gray et al. 2005a) indiquent que le domaine de Hulw est resté en environnement de plate-forme.

L'épisode tectonique et magmatique du Murghabien est contemporain de la mise en place des séquences volcaniques qui s'épanchent dans l'ensemble du bassin pélagique d'Hawasina (Béchennec, 1987 ; De Wever et al, 1988 ; Béchennec et al., 1988, 1990). Cet épisode est également associé à des resédimentations en masse de calcaires de plate-forme, datés du Permien inférieur et du Permien moyen (Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997 ; Blendinger et al., 1992, Béchennec, 1987).

Dans ce contexte, l'épisode d'extension mis en évidence sur la plate-forme du Saih Hatat et le volcanisme contemporain peuvent être considérés comme étant synchrones de la phase principale du rifting téthysien et d'une étape majeure de formation de la marge continentale arabe.

Les structures tectoniques héritées du rifting murghabien confirment la présence de reliefs tectoniques d'orientation sub-méridienne sur la plate-forme du Saih Hatat (Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Rabu et al., 1990 ; Fig. II.51). Les directions de basculement et les variations latérales d'épaisseur et de faciès indiquent que l'extension murghabienne s'accompagne d'un étirement crustal vers l'ENE. Cette composante d'étirement ENE-WSW est cependant difficile a réconcilier avec la dérive des blocs cimmériens vers le N qui débuterait dès le Permien moyen-supérieur (données paléomagnétiques sur le bloc iranien, Besse et al., 1998).

L'orientation des structures permiennes doit donc être comparée à la morphologie générale de la marge sud-néotéthysienne et à la cinématique des blocs continentaux concernés par le rifting téthysien, entre le Permien et le Trias.

Une étude approfondie du magmatisme triasique et des unités tectono-lithostratigraphiques associées fait l'objet des chapitres suivants. Elle permet d'apporter de nouvelles contraintes sur l'évolution de la marge arabe après l'épisode Murghabien.

Zones non-cartographiées

Maastrichtien-Tertiaire
séries post-nappes

Ophiolite du Semail et
nappes d'Hawasina

Crétacé - Schistes détritiques
(només schistes de Ruwi, Muti Fm. ?)

Gp. Sahtan - alternances de bancs jaunes et sombres
de calcaires avec des grès et conglomérats à la base

Fm. Mahil - Trias -
Dolomie massive jaune à blanche

Fromation Saiq (unité supérieure)

Sq3c Argiles et calcaires lités (faciès mudstone)

Sq3b Caclaires noirs lités

Sq3a Siltite carbonatée rouge à jaune

Sq2a Dolomie beige en bancs massifs et
succession sombre de calcaire et dolomie

Sq2V Dolomie rousse à jaune à la base,
marnes siliceuse dolomitique et calcaire

Sq2V Schistes volcaniques - tuffs acides, pillow lavas de
basaltes et d'andésite, hyaloclastite

Sq1L Dolomie rousse, calcaires dolomies noirs siliceux
et à coraux.

Sq1V Conglomerats - micaschistes tuffacés et quartzeux -
niveaux de dolomie rousse - coulée volcanique locale

Succession de l'unité de Hulw

HwCs Calcschistes, et bancs de
carbonates foliés

HwQMs Micaschistes quartzeux gris

HwDMs Dolomie rousse litée et micaschistes

HwV Schistes volcaniques avec des reliques de pillows,
de hyaloclastites et de brèches volcaniques

Hw1 Métapélites, grès et carbonates
à la base : micaschistes quartzeux blancs,
dolomie rousse niveaux volcaniques dispersés

Autochtone A

Fm. Amdeh

Fm. Hyiam

Fm. Hatat et son membre volcanic
(Jahult Mb. Le Métour, 1987)

Métavolcanites
d'As Sifah

Mascat / Muttrah

Al Qurm

Ruwi

J. Muraywah

J. Qirmadhil

Wadi Aday

II.20

II.28

Bandar Jissah

Yiti

Yenkjr

Wadi Mayh

Wadi Hulw

Bandar
Khayran

Al Amarat

Sayh
adh Dhabi

Hulw

Mayh

Wadi

As Sifah

Séries d'As Sifah
non différenciées

Hajir

J. Al Khufayqi

Jabal Abu Da'ud

N

0 8 km

Fig. II.14 - Carte géologique de la région NE du Saih Hatat. Carte provisioire non géoréférencée avec la localisation des figures présentées dans le texte.

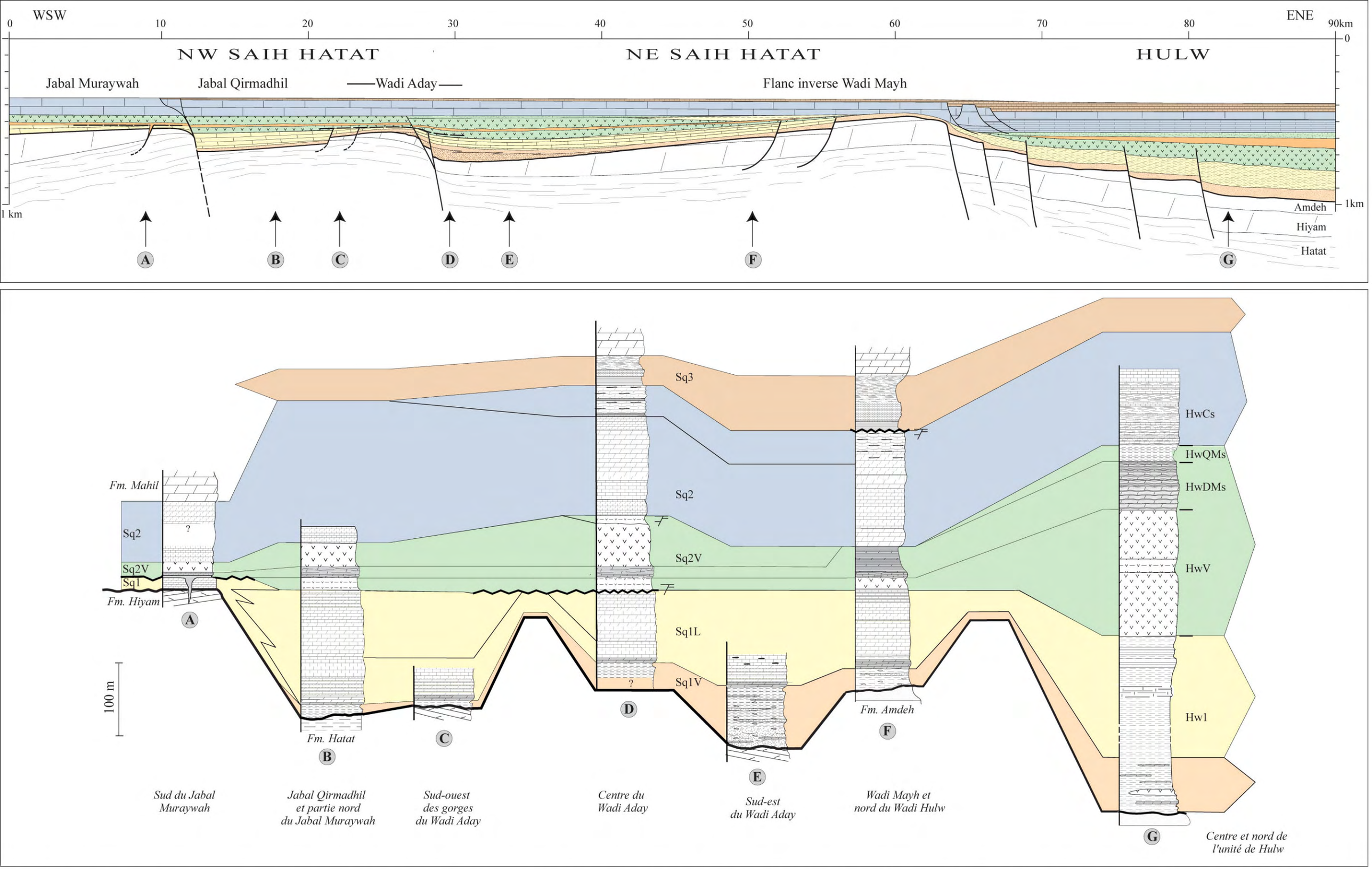


Fig. II.52 - (a) Reconstitution palinspatique au Permien supérieur de la plate-forme continentale du Saih Hatat, entre le Jabal Muraywah à l'WSW et l'unité de Hulw à l'ENE. La section est construite à partir du dépliage cartographique de la Fig. II.51, le long de la section AB d'azimut ~ N70. L'exagération verticale est d'environ x12. Se reporter aux colonnes stratigrahiques pour la légende couleur. **(b)** Corrélation lithostratigraphique générale de la formation Saiq à travers la région NE du Saih Hatat. Chaque colonne est localisée sur la reconstitution palinspatique. Les couleurs correspondent aux différents ensembles stratigraphiques de la formation Saiq (Sq1V, Sq1L, Sq2V, Sq2 et Sq3) et les corrèlent à leurs équivalents dans la succession de l'unité de Hulw.

III - Le magmatisme triasique

III.1. Introduction

III.1.1 Avant-propos

La fermeture d'un océan et la collision continentale peuvent entraîner la formation de complexes tectoniques, dans lesquels des unités géologiques issues d'environnements très divers sont associées.

Comme dans la plupart des chaînes de montagnes téthysiennes (de l'Himalaya aux chaînes méditerranéennes), la position paléogéographique des unités allochtones des montagnes d'Oman pose problème.

L'étude des séries volcano-sédimentaires des nappes d'Hawasina permet de caractériser l'évolution tectonique et magmatique des différentes unités de bassin, au cours de l'ouverture de la Néotéthys.

Cependant les séries volcano-sédimentaires des nappes d'Hawasina sont, soit considérées d'origine intra-océanique et auraient subi un déplacement important au cours de l'inversion (Glennie et al., 1974 ; Searle & Graham, 1982 ; Robertson & Searle, 1990 ; Pillevuit, 1993, Stampfli et al., 1991 ; Stampfli & Borel, 2003), soit considérées comme les témoins des environnements profonds de la marge continentale arabe (Béchennec, 1987 ; Béchennec et al., 1988, 1990, 1991).

Nous présentons dans ce deuxième chapitre de nouvelles observations menées dans les séries volcaniques distales du Trias moyen-supérieur des nappes d'Hawasina. Ces observations permettent de mieux contraindre leur environnement de mise en place et de caractériser les événements tectono-magmatiques associés à cette période clef de l'évolution du domaine néotéthysien.

III.1.2. Contexte géologique général

Après l'épisode de rifting du Permien moyen, la plate-forme continentale arabe est caractérisée par une sédimentation stable en domaine restreint et évaporitique tout au long du Trias (Le Métour, 1987 ; Rabu, 1987 ; Béchennec et al., 1993 ; Baud et al., 2001).

En revanche, au Trias moyen-supérieur, une subsidence rapide et des déstabilisations synsédimentaires se manifestent dans les environnements de la pente continentale (Watts, 1990 ; Pillevuit, 1993) ainsi que sur les zones hautes à sédimentation carbonatée du bassin d'Hawasina (bloc ou horst de Baid, Pillevuit, 1993 ; Béchennec, 1987 ; Baud et al., 2001).

De volumineuses mégabrèches de calcaires de plate-forme et de calcaires pélagiques se déposent dans les unités proximales du bassin d'Hawasina (Béchennec, 1987 ; Pillevuit, 1993, Pillevuit et al., 1997).

Des coulées volcaniques sont retrouvées dans des environnements variés du bassin d'Hawasina (Béchennec, 1987, Béchennec et al., 1988, 1990, 1991 ; Searle et Graham, 1982 ; Pillevuit, 1993). De la base vers le sommet dans l'édifice tectonique des nappes d'Hawasina, le volcanisme est retrouvé :

- associé aux dépôts pélagiques de la formation Matbat du groupe Hamrat Duru ;
- à la base de la succession de pente de la formation Sayfam du groupe Al Aridh ;
- à la base et au travers des calcaires récifaux et de plate-forme, de la formation Misfah du groupe de Kawr ;
- à la base et intercalé dans les sédiments pélagiques de la formation Sinni du groupe d'Umar.

III.1.3. Cibles géologiques et but de l'étude

Dans ce deuxième chapitre, les unités de Kawr et d'Umar de la partie sommitale de l'édifice tectonique des nappes d'Hawasina sont étudiées, de part et d'autre de la terminaison E de l'anticlinal du Jabal Akhdar, dans la partie centrale des montagnes d'Oman (régions d'Al Qurti et de la montagne de Misfah, Fig. III.1).

Dans cette zone, affleure les séries les plus complètes des formations de Sinni (groupe d'Umar) et de Misfah (groupe de Kawr). De plus, sur le flanc nord du Jabal Akhdar, la plate-forme calcaire de la formation Misfah est observée en contact stratigraphique avec les séries pélagiques de la formation Sinni (Béchennec et al., 1987 ; Beurrier et al., 1986).

Ces relations stratigraphiques permettent de détailler les interactions existantes entre deux paléoenvironnements distincts (bassin et plate-forme peu profonde), du point de vue de l'expression du magmatisme, de ses interactions avec la sédimentation et de l'expression de la tectonique, ceci au cours de l'épisode magmatique du Trias moyen-supérieur.

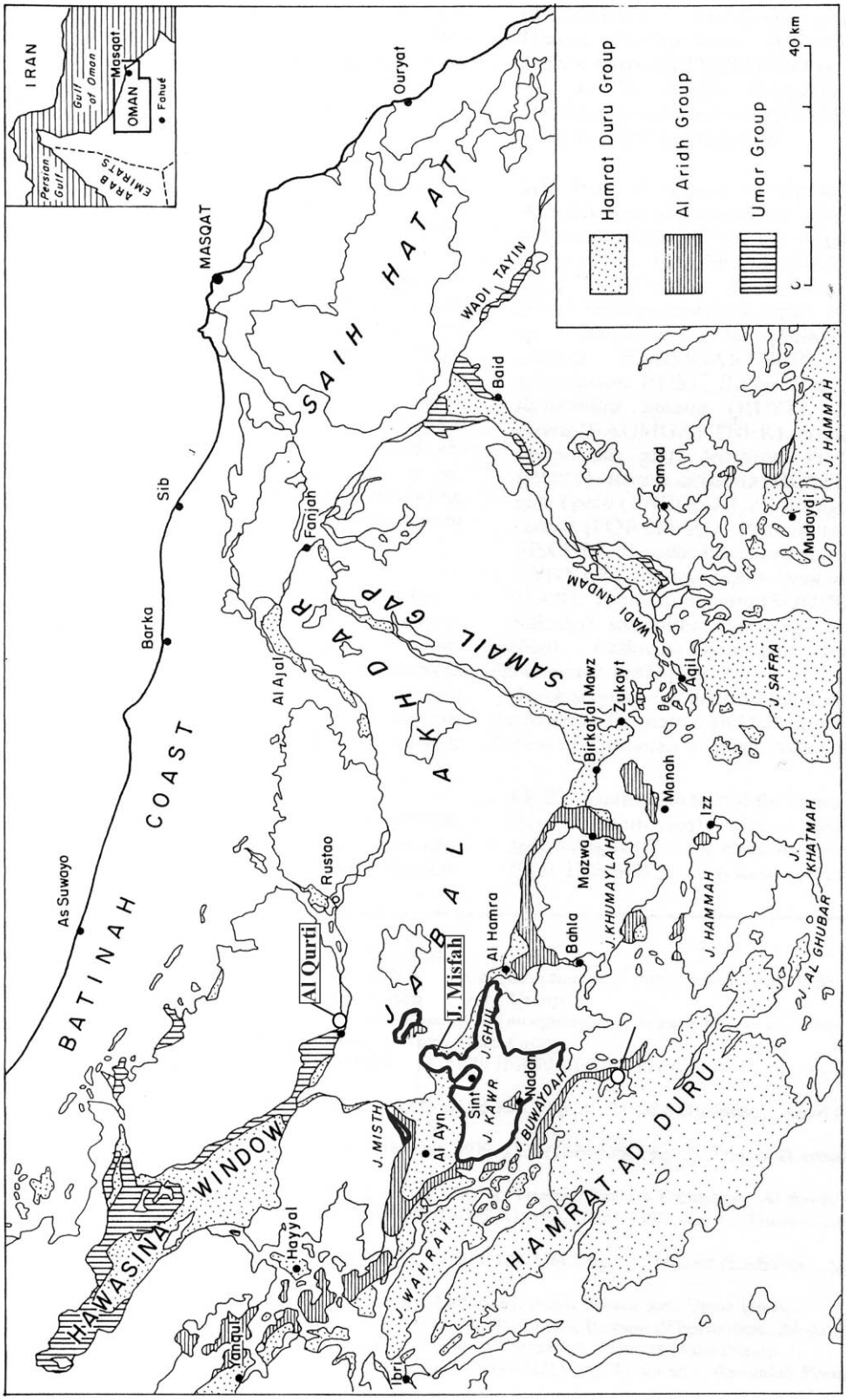


Fig. III.1 - Localisation de la zone d'étude des formations triasiques de Sinni et de Misfah des groupes d'Umar et de Kawr dans la partie centrale des montagnes d'Oman. La carte représente les principales zones d'affleurement des groupes tectono-lithostratigraphiques Hamrat Duru, Al Aridh et Umar d'après Béchennec (1987), modifié par De Wever et al. (1990). Le groupe de Kawr forme le massif calcaire et volcanique surligné d'un trait noir épais, et composé des Jabal Ghul, Jabal Kwar, Jabal Misfah et Jabal Misth.

Les nouvelles observations et les résultats obtenus sur la plate-forme de Misfah ont fait l'objet d'une publication récente (Basile & Chauvet, soumis, en annexe). Ce papier présente en détail une coupe de la face E de la montagne de Misfah ainsi que ses implications sur la paléogéographie de la marge arabe et sur les diverses interactions qui ont été mises en évidence, entre la sédimentation de la plate-forme et l'activité volcanique contemporaine. Les figures et le développement proposés dans ce chapitre reprennent largement ceux du papier précité. Ce chapitre présente également trois coupes complémentaires levées sur les flancs de la montagne de Misfah.

Des coulées volcaniques contemporaines (datées du Trias moyen supérieur) sont également retrouvées associées à la plupart des unités allochtones des sutures téthysiennes (depuis la méditerranée orientale, en Himalaya et en Australie, Honegger et al., 1982 ; Colchen et al., 1987 ; Veevers & Tewari, 1995 ; Al Ryami & Robertson, 2002 ; Maury et al., soumis).

Les nappes d'Hawasina en Oman sont donc des témoins, généralement mieux préservés, d'un épisode magmatique global dont la signification géodynamique reste male comprise.

Les séries volcaniques étudiées dans ce chapitre ont été systématiquement échantillonnées dans le but de mieux contraindre la signature géochimique de l'épisode magmatique du Trias en Oman et de le comparer aux résultats obtenus sur l'ensemble du domaine téthysien.

De l'interprétation de l'environnement paléogéographique de ces unités volcano-sédimentaires dépend directement la caractérisation de l'évolution géodynamique de la marge continentale ou du domaine océanique téthysien.

III.2. Le groupe de Kawr et la formation de Misfah

III.2.1. Généralités

Le groupe de Kawr affleure principalement sur la retombée SW de l'anticlinal du Jabal Akhdar en formant un massif calcaire comprenant le Jabal Ghul, le Jabal Kwar, le Jabal Misfah et le Jabal Misht (Fig. III.2). Il est également exposé sur le flanc N du Jabal Akhdar et le long du Jabal Hamrat al Hasan.

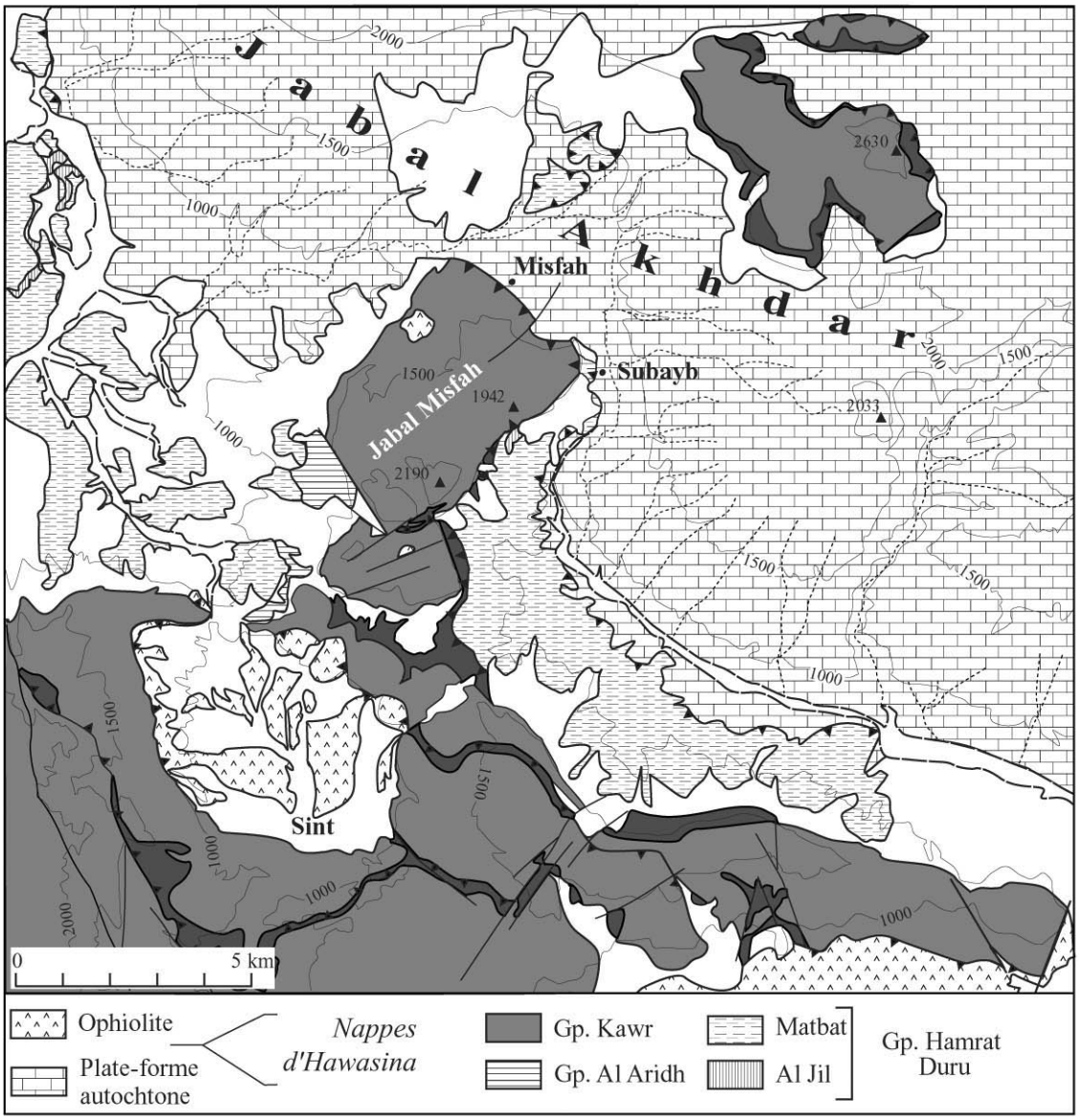


Fig. III.2 - Carte géologique simplifiée de la région du Jabal Misfah modifiée d'après Beurrier et al. (1986).

Daté du Trias Moyen-Supérieur au Crétacé, le groupe de Kawr est tout d'abord divisé en 4 formations par Béchennec (1987) puis en 6 formations par Pillevuit (1993). Il débute par des séquences volcaniques du Trias Moyen-Supérieur (Ladinien-Carnien, Béchennec, 1987 ; Pillevuit,

1993) qui chevauchent le groupe Hamrat Duru (formations Matbat et Al Jil) dans la région du Jabal Misfah, et plus généralement les formations du groupe Al Aridh (Fig. III.2, Beurrier et al. 1986).

Ces volcanites sont recouvertes d'une puissante série triasique de carbonates de plate-forme (près de 800 m d'épaisseur), divisée en une première formation de calcaires et marnes à stratifications onduleuses (formation Subayb, Pillevuit, 1993 ; Fig. III.3) et une seconde formation de calcaires massifs (formation Misfah, Pillevuit, 1993). La falaise carbonatée présente des intercalations volcano-sédimentaires, ainsi que des dykes et sills recoupant la partie basse de l'exotique (Béchennec, 1987 ; Pillevuit, 1993). Un « lac de lave » est également décrit dans le coin SE du Jabal Misfah.

Les formations de Subayb et de Misfah sont respectivement datées Ladinien-Carnien et Ladinien-Carnien à Rhétien dans la région de Misfah (Pillevuit, 1993). Krystyn (dans Baud et al., 2001) propose une révision de l'âge de la partie basse de l'exotique qui débuterait au Norien Moyen-Supérieur.

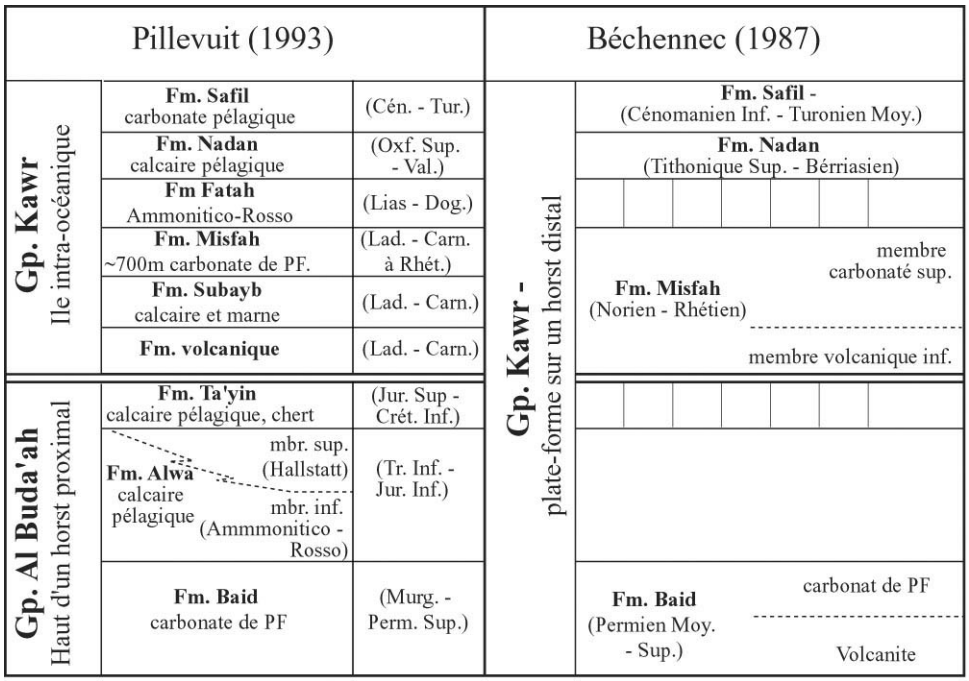


Fig. III.3 - Lithostratigraphie du groupe Al Buda'ah et du groupe de Kawr d'après Pillevuit (1993) et Béchennec (1987).

La plate-forme triasique est localement surmontée par les formations pélagiques de Fatah (Pillevuit, 1993), de Nadan et de Safil (Béchennec, 1987, Fig. III.3) qui forment des successions condensées datées du Jurassique au Crétacé. Ces dernières sont documentées sur le Jabal Kawr et le Jabal Hamrat al Hasan (Wadi Fatah, région de Dank). La formation condensée de Fatah (1 à 6m) se compose de calcaires à céphalopodes de faciès Ammonitico Rosso de la fin Toarcien au Bajocien (Baud et al., 2001). Ils surmontent en discordance les calcaires de Misfah par l'intermédiaire d'un hardground (Pillevuit, 1993). Le groupe de Kawr est localement chevauché par le groupe d'Umar, et par l'Ophiolite du Semail dont l'unité harzburgitique se retrouve au cœur de la dépression de Sint et formerait également une klippe au sommet du Jabal Misfah (Fig. III.2).

III.2.2. Observations et divisions stratigraphiques utilisées

Nos observations sont regroupées sur une colonne stratigraphique synthétique qui représente la partie inférieure de la puissante formation Misfah (~800m). Ces observations furent menées le long des flancs septentrional et oriental de la montagne de Misfah. Le log stratigraphique est divisé en trois unités distinctes que nous associons à la formation Misfah au sens de Béchennec (1987, Fig. III.4). Nous ne suivrons pas les divisions stratigraphiques introduites par Pillevuit (1993) qui reposent sur deux sections de référence qui apparaissent limitées vers le haut par des contacts tectoniques.

Les unités stratigraphiques définies ci-dessous reposent à la fois sur les variations lithologiques de la colonne sédimentaire de Misfah et sur la prise en compte de la chronologie des différents épisodes volcaniques qui ont pu être calés stratigraphiquement.

- L'unité inférieure débute par une séquence de coulées volcaniques principalement basaltique, épanchées sous forme de coulées massives et en pillow-lavas. Cette séquence effusive constitue le substrat des premiers dépôts calcaires de la plate-forme (Béchennec, 1987). La surface de décollement basale correspond à une zone de cisaillement, consistant en un mélange tectonique impliquant des laves en pillow et des sédiments pélagiques (bancs de cherts, d'argilites, de turbidites gréseuses et de calcaires siliceux bruns à filaments, Fm. Matbat selon Beurrier et al., 1986 ; Béchennec, 1987).

Au-dessus des coulées sous-marines, la section sédimentaire débute par quelques bancs décimétriques de sables et graviers d'origine volcanique, compris dans une matrice carbonatée. Ensuite, une première séquence carbonatée se développe avec, ~ 10 m de bancs décimétriques de calcaires marneux jaunes, ~ 40 m de calcaires marneux à stratification onduleuse, une vire de 2 m de marnes finement litées, et 15 m d'une succession de calcaires gris et massifs en bancs de 30 cm.

Les carbonates sommitaux de l'unité inférieure sont localement tronqués par une succession volcano-sédimentaire décamétrique, comprenant vers le haut : des tuffites, des brèches et coulées volcaniques sous-marines, des accumulations de billes de verre volcanique (pépérites).

- L'unité 2 se compose d'une suite de trois séquences carbonatées, séparées de niveaux fins, de nature principalement volcano-sédimentaire.

Les carbonates sont caractérisés par des bancs hémimétriques de calcaires noirs et gris et par des intercalations de niveaux dolomitiques blancs, à lamines stromatolitiques.

Les deux premiers niveaux volcano-sédimentaires encadrent la séquence calcaire intermédiaire, dont les bancs montrent localement une intense bréchification, ainsi que de nombreuses structures de glissement. Selon Pillevuit (1993), cette séquence intermédiaire s'est déposée à faible profondeur et principalement en environnement tidal.

Le sommet de l'unité 2 est fixé au-dessus d'un troisième niveau volcano-sédimentaire surmonté localement de quelques mètres de calcaires en plaquettes.

L'ensemble de cette unité 2 atteint approximativement 150 m d'épaisseur. Elle forme l'assise sombre de la falaise des calcaires blancs de Misfah. Les niveaux dolomitiques blancs représentent d'excellents marqueurs stratigraphiques au même titre que les dépôts volcano-sédimentaires. Ceux-ci affleurent le long de vires de couleurs rouges ou vertes qui parcourent l'ensemble de la falaise en montrant des variations d'épaisseur significatives.

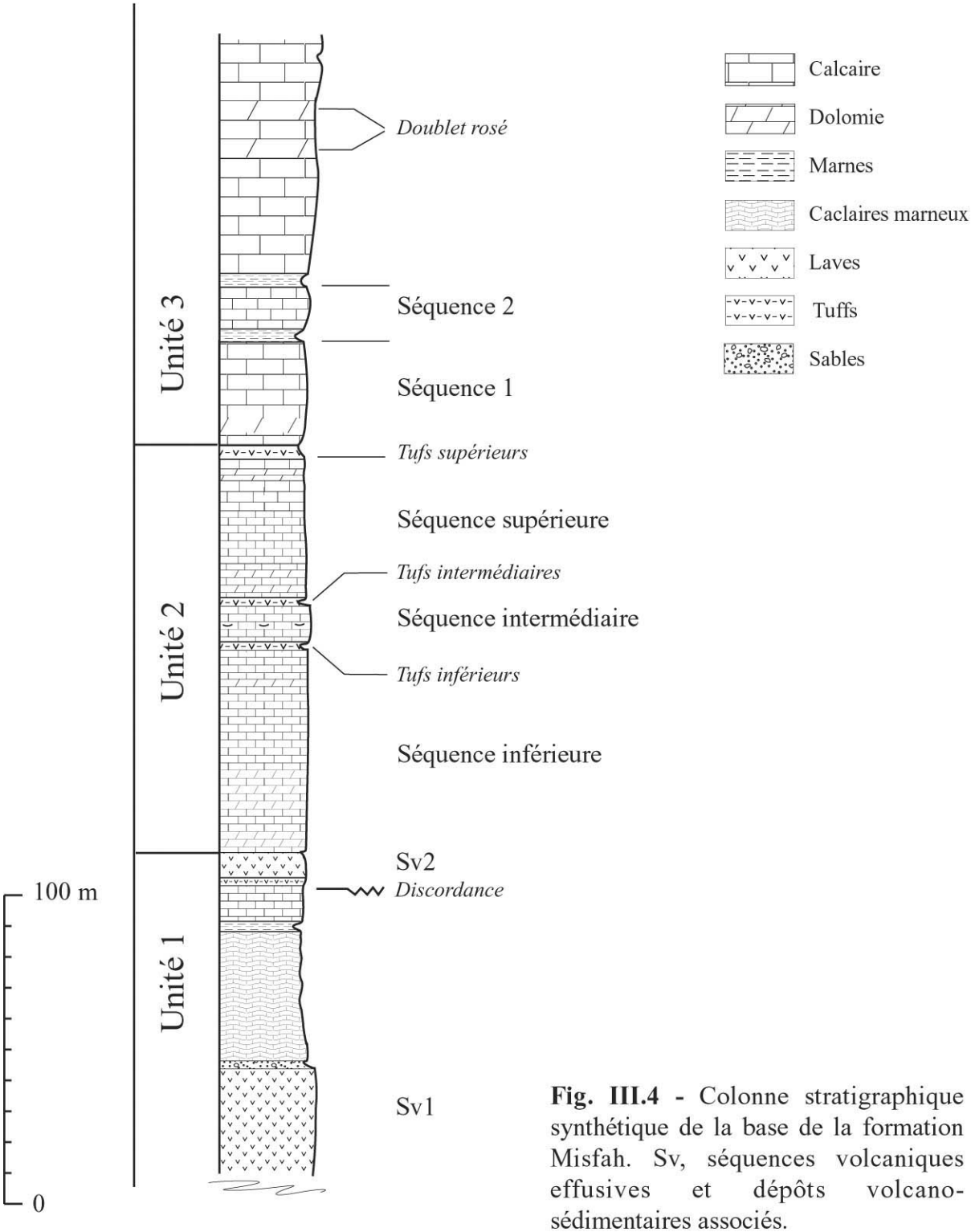


Fig. III.4 - Colonne stratigraphique synthétique de la base de la formation Misfah. Sv, séquences volcaniques effusives et dépôts volcano-sédimentaires associés.

- La troisième unité correspond à toute la partie supérieure de la falaise de Misfah. Elle se compose de calcaires massifs de plate-forme, à patine blanche ou gris clair en bancs plurimétriques. Cette succession plurihectométrique caractérise également les falaises des reliefs du Jabal Misth, Jabal Ghul et du Jabal Kawr. A Misfah, l'unité 3 débute par deux séquences respectivement de 30 et 20 m d'épaisseur, qui sont individualisées sur le log de la Fig. III.4. Elles sont séparées par deux vires plurimétriques de dépôts plus fins dont la première apparaît également de couleurs rouge et verte. Au-dessus, la falaise est difficilement accessible. Elle apparaît très homogène en panorama. Un doublet de bancs calcaires rosés et continus sur l'ensemble de la falaise E du Jabal Misfah a pu servir de repère stratigraphique.

L'activité magmatique associée à la formation Misfah se caractérise par des coulées volcaniques basales (Unité 1), mais également par une série d'intrusions de morphologies et d'âges variés. Le développement qui suit présente, dans un ordre stratigraphique, cette succession d'événements volcaniques et/ou intrusifs enregistrés le long de la montagne de Misfah.

III.2.3. Le magmatisme de base

Deux séquences volcaniques ont été individualisées sous les calcaires massifs de l'unité 2.

- La séquence basale (Sv1, Fig. III.4) est échantillonnée le long d'une coupe levée sur la partie orientale de la face N de Misfah (Fig. III.5). Cette séquence est constituée d'une suite de coulées plurimétriques massives ou à pillow lavas. Il s'agit de basaltes microlitiques ou porphyriques (à clinopyroxènes). Des termes volcaniques différentiés, à phénocristaux de plagioclase, ont également été échantillonnés au sommet de la séquence volcanique, ainsi que dans un bloc éboulé, situé au sommet de la séquence (Om04-63).

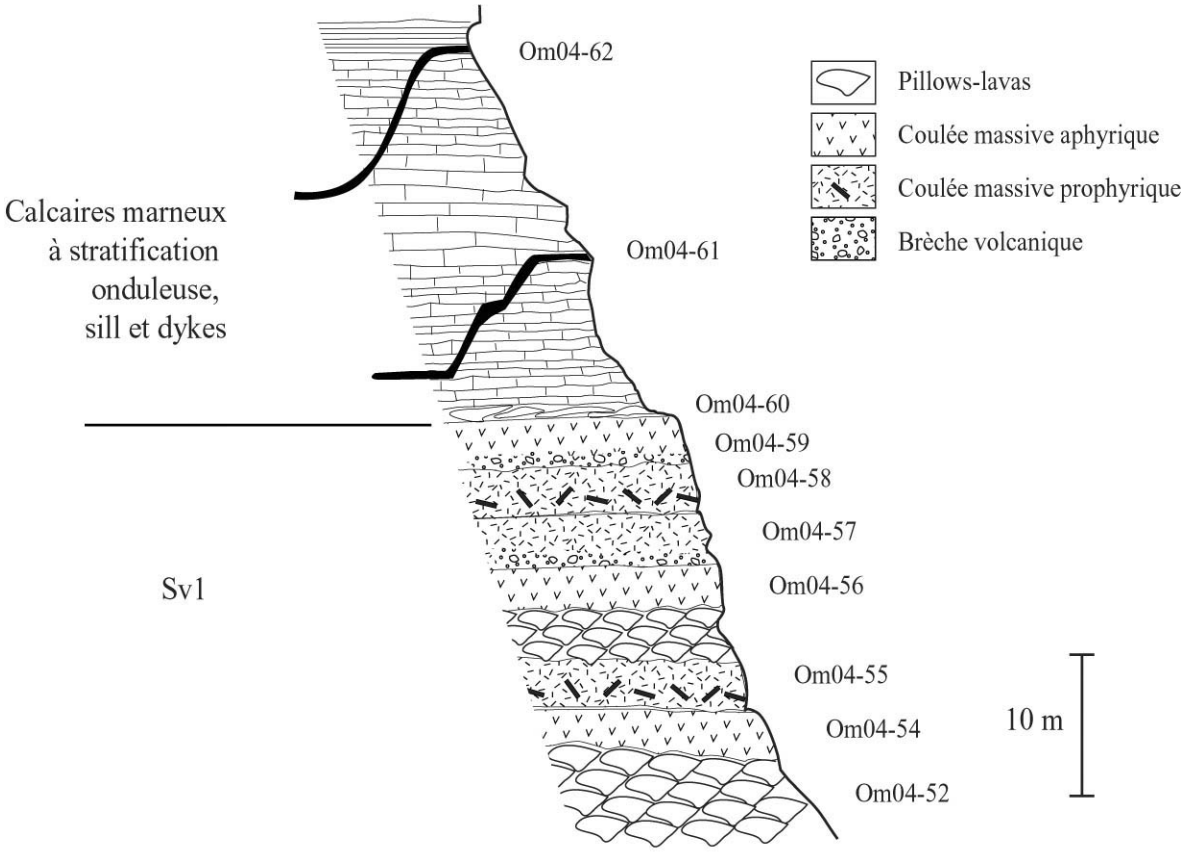


Fig. III.5 - Colonne lithologique et localisation des échantillons de la séquence volcanique basale Sv1 de l'unité 1 (face nord de Misfah)

- Le deuxième épisode volcanique (Sv2) est caractérisé par le dépôt de tufs, surmontés par des coulées volcaniques. Cet ensemble repose en discordance sur le sommet des calcaires de l'unité 1 (Fig. III.6). Cette séquence est observée à l'extrémité N de la face E. La surface de discordance est découpée par des petites failles normales dont les rejets décimétriques sont scellés par des dépôts volcano-sédimentaires (Fig. III.6b). Ceux-ci comprennent des blocs et graviers de calcaires et de volcanites. En lame mince (Om05-25a), ces pyroclastites s'apparentent à des tufs : la matrice inclut d'abondantes échardes de verres volcaniques altérées et cimentées par de la sparite (Fig. III.6c). Cette matrice emballe de nombreux lapillis plurimillimétriques, dont le cœur se compose de verre volcanique palagonitisé ou bien de lave cristallisée. Le cœur est entouré d'une enveloppe cryptocristalline qui inclut des échardes de verre.

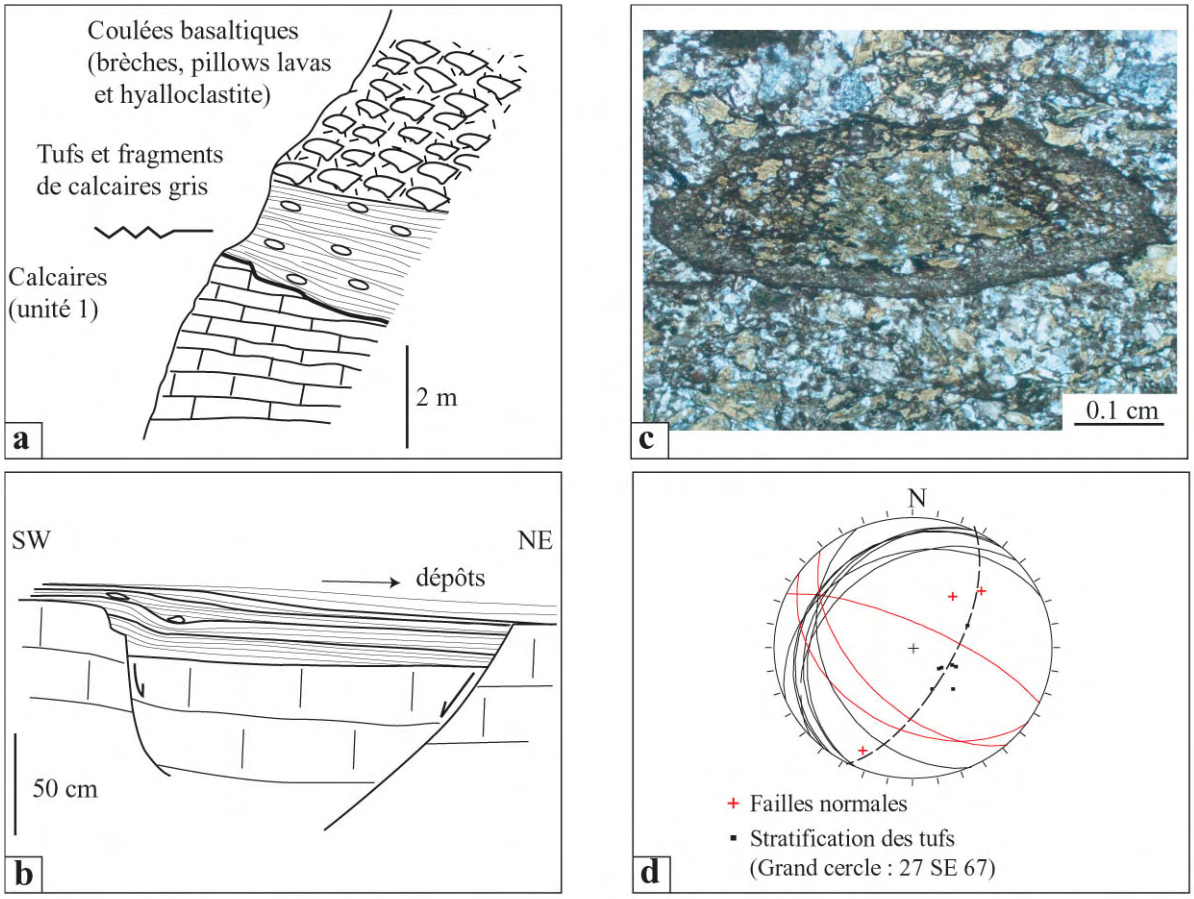


Fig. III.6 - (a) Log stratigraphique partiel du sommet de l'unité 1 levé à l'extrémité N de la face E de la montagne de Misfah. **(b)** Exemple de structures extensives scellées au contact entre les calcaires érodés et les tufs sus-jacents. Notez la progradation vers le NE des dépôts tuffacés. **(c)** Lame mince du tuf exposant une matrice calcitique remplie d'échardes de verre palagonitisé (teinte jaunâtre) et un lapilli armé. Le coeur du lapilli est du verre volcanique vésiculaire présentant des contours corrodés et oxydés. **(d)** Structures associées.

Ces tufs sont surmontés de coulées volcaniques plurimétriques, bréchiques ou en pillow-lavas emballés dans une hyaloclastite sombre. Les coulées volcaniques sont à nouveau surmontées d'une séquence volcano-sédimentaire d'environ 15 m d'épaisseur. Celle-ci comprend de nombreux fragments et blocs métriques de calcaire gris.

Au sommet des calcaires de base, les failles normales scellées par les tufs s'orientent autour de l'azimut N130 (Fig. III.6d). Le litage oblique des dépôts pyroclastiques sus-jacents indiquent une direction de transport vers le NE.

Les dépôts volcano-sédimentaires de l'unité 1 témoignent d'une activité volcanique explosive. Celle-ci peut avoir entraîné la déstabilisation et l'érosion des calcaires préexistants.

Vers le sud, les sédiments pyroclastiques et les laves de la séquence Sv2 ne sont plus visibles. Les marnes et calcaires de l'unité 1 sont directement recouverts par les calcaires massifs de l'unité 2. Ce contact est régulièrement parcouru par des sills basaltiques plurimétriques. Dans les deux parties suivantes, nous montrons que ces sills sont associés à des événements volcaniques sub-contemporains du dépôt des séquences sédimentaires sus-jacentes.

III.2.4. Volcanisme synchrone du dépôt de l'unité 2

Fig. III.7 - Panorama interprété du site de "l'explosion A". CMS : chambre magmatique supérieure, CMI : chambre magmatique inférieure. Sur le log stratigraphique, S. inf, S. int. et S. sup correspondent aux séquences calcaires inférieure, intermédiaire et supérieure de l'unité 2, séparées par les vires de dépôt volcano-sédimentaire (tufs inférieurs et tufs intermédiaires).

La première éruption volcanique décrite est associée au dépôt de la vire volcano-sédimentaire intermédiaire (tufs intermédiaires, Figs. III.7-III.8).

Au centre du dispositif illustré sur la Fig. III.7, les calcaires des séquences inférieure et intermédiaire de l'unité 1 sont totalement érodés.

De chaque coté de cette zone nommée « centre éruptif » (Fig. III.8a), les tufs et calcaires inférieurs sont érodés sur une zone d'environ 300 m de large. Le profil de la surface d'érosion est asymétrique, indiquant que l'érosion est plus importante sur le flanc NE du centre éruptif que sur son flanc SW (Fig. III.8a). Sur ce dernier, la base de la séquence inférieure est recoupée par une faille normale orientée N130 (canevas - Fig. III.8b).

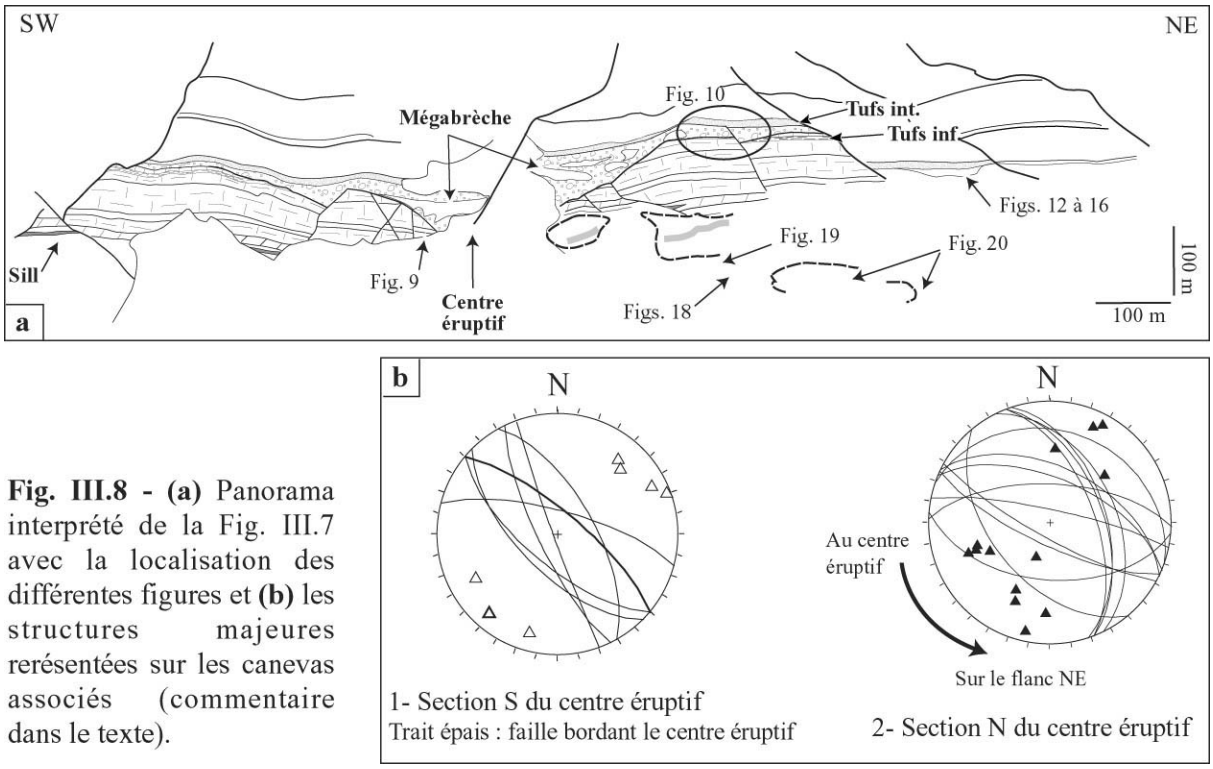


Fig. III.8 - (a) Panorama interprété de la Fig. III.7 avec la localisation des différentes figures et **(b)** les structures majeures rerésentées sur les canevas associés (commentaire dans le texte).

Les calcaires resédimentés forment une mégabrèche au-dessus de la surface d'érosion (Fig. III.8a). De part et d'autre du centre éruptif, cette mégabrèche contient des blocs métriques à décamétriques, compris dans une brèche intraformationnelle à blocs anguleux de calcaires et mélangés avec une matrice grise à ocre également carbonatée.

Au niveau du centre éruptif, la mégabrèche repose sur un mélange de sédiments et de laves altérées (Fig. III.9). Les blocs et bancs glissés de la mégabrèche indiquent que les sédiments étaient indurés lors de l'éruption (Figs. III.9-III.10).

Hormis quelques débris volcaniques en graviers isolés, aucun matériel volcanique (coulée ou dépôts volcano-détritiques) n'est observé ni dans le volume de la mégabrèche, ni le long de la surface d'érosion.

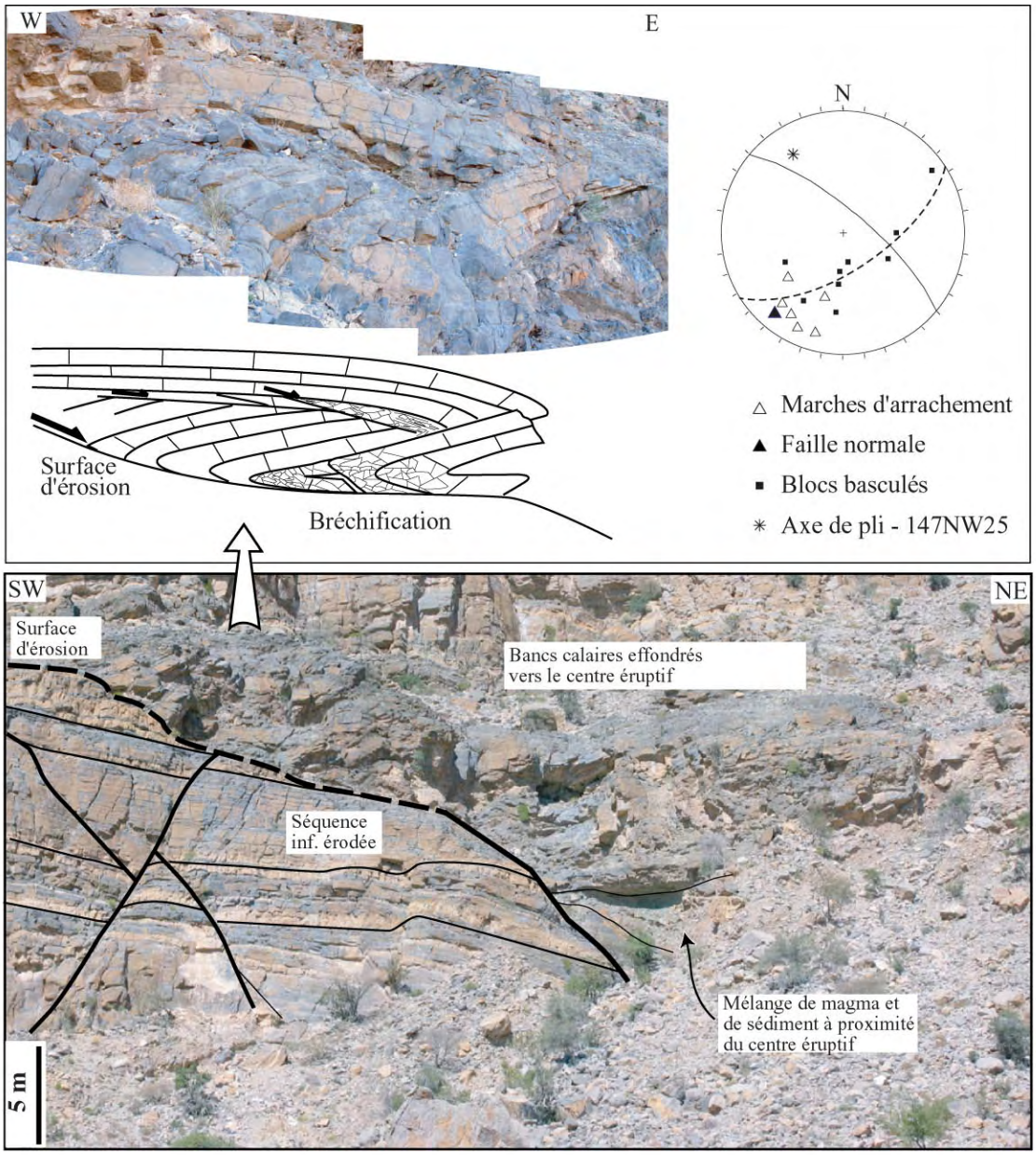


Fig. III.9 - Vues du flanc SW du centre éruptif. La photo du haut (même site) montre la déformation des bancs calcaires au-dessus de la surface d'érosion. Les bancs calcaires qui glissent vers le centre éruptif se plissent vers le NE. La surface d'érosion montre des marches d'arrachement orientées N100-110, puis N130-140 le long de la faille NE qui recoupe la séquence inférieure. Le schéma illustre le processus de bréchification des bancs calcaires indurés; processus qui accomode une partie de la déformation et qui se localise dans les charnières de plis. Les espaces disponibles dans le volume de calcaire effondré, sont remplis par une brèche calcaire à matrice de boue carbonatée et par de la lave altérée.

Au sein même de la mégabrèche ou dans les calcaires intermédiaires qui subissent une bréchification in situ, les plans de glissements et les axes de basculement synsédimentaires sont orientés entre les azimuts N110 et N180 :

- Au centre éruptif, des pans entiers de la séquence calcaire sont plissés et bréchifiés (Fig. III.9). Une brèche volcanique très altérée contient de nombreux fragments et blocs de calcaires. Le long de la faille N130 qui longe le flanc SW du centre éruptif (Fig. III.8b), les axes de plis des calcaires effondrés, sont orientés N140 à 150 (Fig. III.9). Ces plis sont grossièrement cylindriques et présentent des plans axiaux sub-horizontaux.

- Sur le flanc NE du centre éruptif, la mégabrèche est recoupée par une faille normale N110, scellée par les tufs intermédiaires (Fig. III.10c). Les plans de glissement de la brèche indiquent un basculement d'axe N112 (Fig. III.10 - canevas 1). Les marches d'arrachement à la base de cette brèche sont orientées NS à N160 (Fig. III.10 – canevas 1).

- Les mouvements dans la mégabrèche sont associés localement à des basculements de blocs, qui peuvent se localiser entre des plans de mouvement verticaux NS, le long desquels le glissement est sub-parallèle (orienté NNE-SSW, Fig. III.10b – canevas 2).

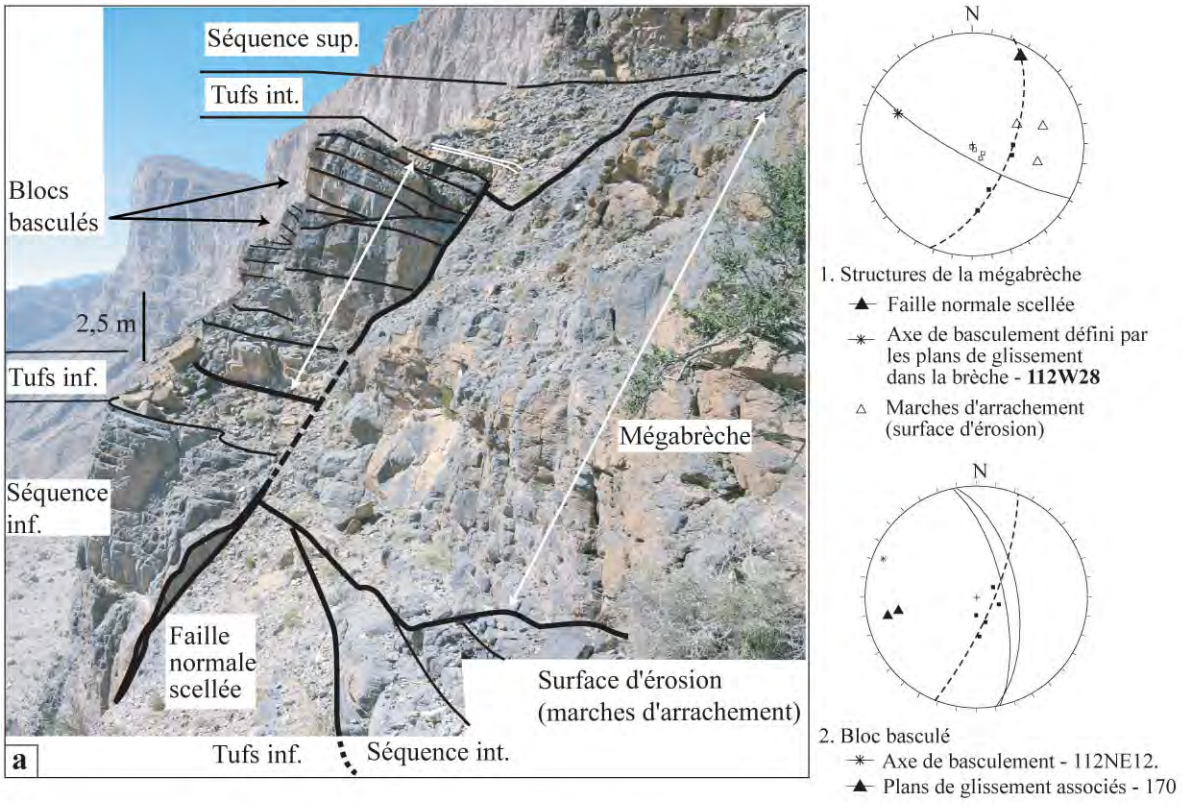


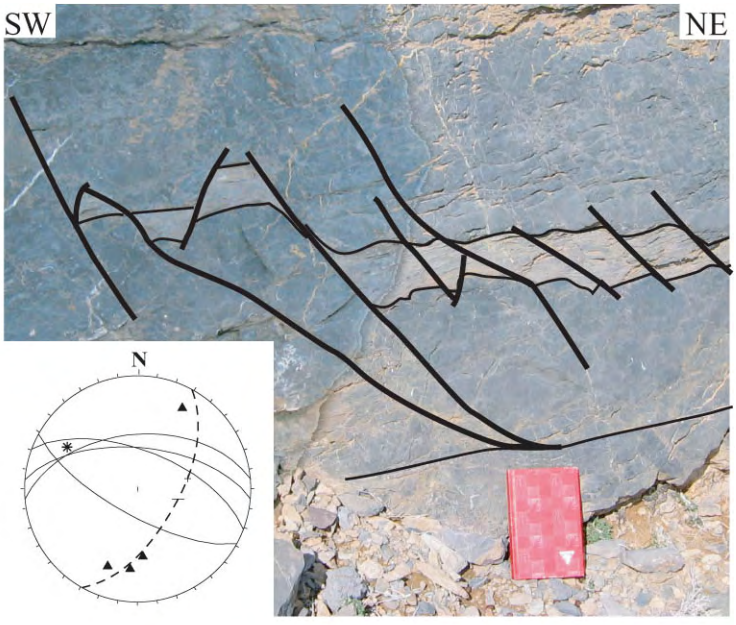
Fig. III.10 - (a) Vue vers le SW de la mégabrèche, depuis le flanc NE du centre érutpif. L'échelle est indicative dûe aux effets de perspective. Notez la présence de blocs basculés en arrière plan. **(b)** La mégabrèche montre des bancs bréchifiés qui, en coupe, s'organisent en blocs basculés. Ceux-ci indiquent un mouvement également orienté NNE-SSW (stéréo 2). Ils peuvent être associés à des plans de glissement sub-verticaux NS (voir sétéro 2). **(c)** Vue en coupe du même affleurement que le panorama (a). Les calcaires sont recoupés par la surface d'érosion qui, de part et d'autre de la faille, érode complètement la série des calcaires intermédiaires. Cette surface est surmontée d'une brèche consolidée à blocs et fragments de calcaires qui glissent vers le SSW (voir stéréo 1). Les marches de la surface d'arrachement s'orientent dans une direction très oblique au glissement (N160 à 180, stéréo 1).

Malgré cette variation des directions affichées par les plans de mouvement, toutes les structures observées indiquent que la resédimentation se fait systématiquement vers le centre éruptif. Une seule structure synsédimentaire observée dans la séquence intermédiaire et à environ 2 km au NE, expose un sens de glissement opposé (Fig. III.11).

La mégabrèche, ses blocs basculés et les structures de glissement associées sont scellés par le dépôt des tufs intermédiaires (Figs. III.8a-III.10). Stratigraphiquement, la mégabrèche est donc en continuité latérale avec la séquence des calcaires intermédiaires.

Au voisinage du centre éruptif, les tufs intermédiaires s'épaississent jusqu'à atteindre environ 15 m. Ils se composent alors de quelques mètres de calcaires en plaquettes recouverts par des intercalations de tufs fins et de bancs de brèche massive à blocs et graviers de calcaires et de basaltes, pris dans une matrice calcaire. Finalement, une nouvelle succession de calcaires en plaquettes se dépose sur quelques mètres.

La séquence supérieure de l'unité 2 ne montre aucune variation latérale de faciès ou d'épaisseur. Les bancs calcaires intercalés dans les dépôts de la vire intermédiaire sont, quant à eux, déformés le long de failles listriques synsédimentaires. Ces structures indiquent une direction d'extension NNE-SSW et un glissement dirigé vers le centre éruptif. (Fig. III.12).



Légende des stéréos (Figs. 3.10-3.11)

- Stratification
- Failles normales
- Filon sédimentaire

Fig. III.11 - Glissement syn-diagénétique dans les calcaires de la séquence intermédiaire. Le basculement des plans de stratification correspond exactement à l'intersection des failles conjuguées. Le glissement est orienté vers le NNE.

Fig. III.12 - Déformation syn-sédimentaire dans les calcaires en plaquette de la vire intermédiaire. Les failles listriques et le roll-over (axe 130W25) des dépôts calcaires indiquent une direction de glissement similaire vers le SSW et donc vers le centre éruptif.

Latéralement, la mégabrèche disparaît progressivement et les tufs intermédiaires s'amincissent pour atteindre seulement quelques mètres (Fig. III.13a).

Les premiers décimètres de la vire intermédiaire comprennent alors de nombreuses coquilles provenant d'un banc sous-jacent de lumachelle (Figs. III.13b-c). Ces coquilles d'organismes sont mélangées à des fragments de calcaires compris également dans une matrice calcaire.

Au-dessus, Les dépôts tuffacés n'incluent qu'une faible proportion d'éléments volcaniques (Figs. III.13a-d).

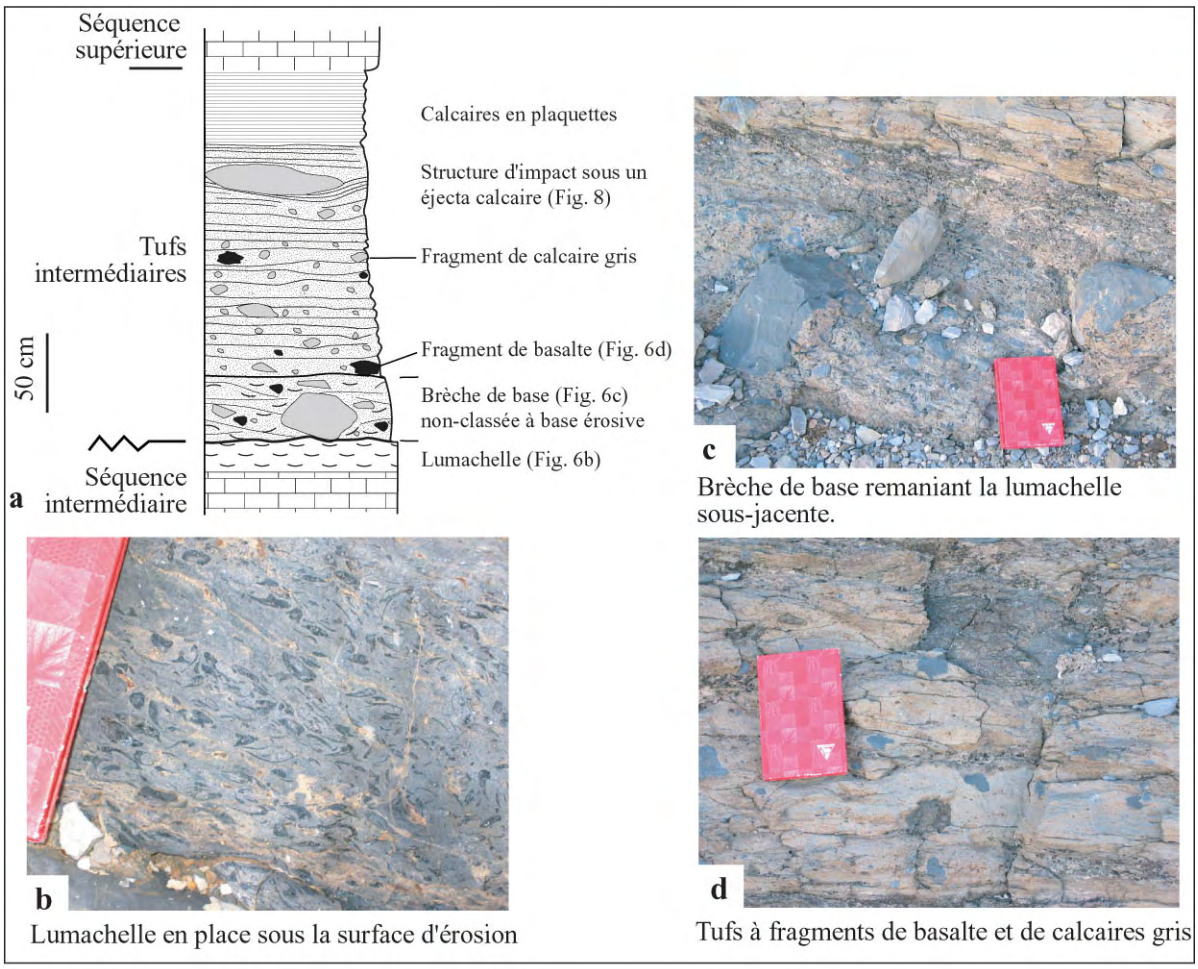


Fig. III.13 - (a) Stratigraphie des tufs intermédiaires levée à 600m au NE du centre éruptif. **(b)**, **(c)** et **(d)** Photographies des faciès lithologiques associés. Le carnet de terrain montre l'échelle

A l'échelle microscopique, il s'agit d'échardes de verre palagonitisées et dispersées de manière homogène dans une matrice calcaire (Figs. III.14a-d).

Ces téphras sont accompagnés de lapillis allongés et armés (Fig. III.14a), de grains de spinelle également armés ou bien isolés dans la matrice.

Le cœur des lapillis est alternativement composé de fragments de calcaires micritiques (Fig. III.14a), de verre volcanique (plus ou moins vésiculaire et palagonitisé) ou de lave cristallisée et altérée.

Les contours du coeur des lapillis sont corrodés et bordés par une fine couche d'oxydes (Fig. III.14b).

Autour de ces coeurs volcaniques ou calcaires, l'armature consiste en une enveloppe de matériel cryptocristallin présentant une structure concentrique et incluant de nombreuses échardes de verres palagonitisés (Fig. III.14c).

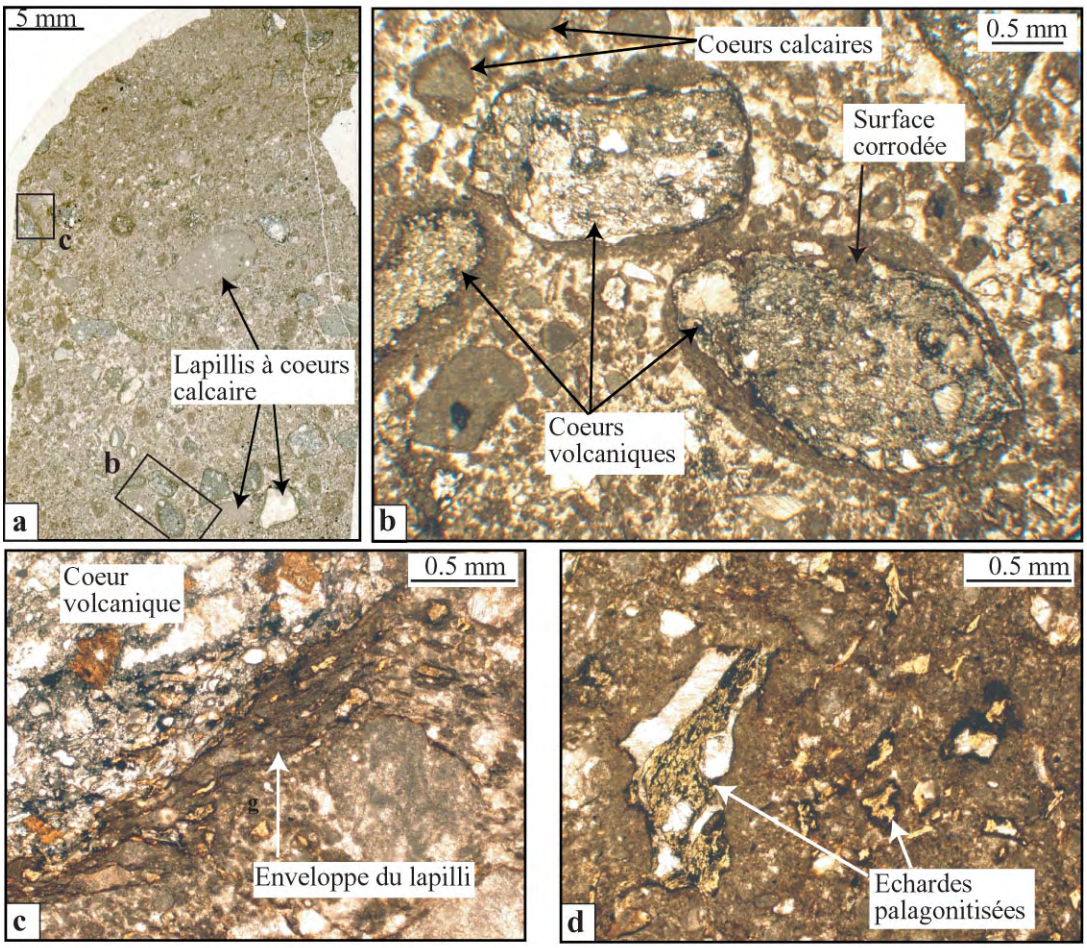


Fig. III.14 - Tufs intermédiaires en lame mince. **(a)** Lame mince scannée qui illustre la présence de lapillis à coeurs volcanique et calcaire. **(b)** Lapillis armés à coeurs volcaniques. Noter la corrosion de la bordure des fragments volcaniques. **(c)** Armature des lapillis. L'enveloppe se compose d'une matrice cryptocristalline incluant des échardes de verre volcanique palagonitisées qui soulignent une structure concentrique. **(d)** Echardes de verres palagonitisées et oxydées dans la matrice du tuf.

Les niveaux finement laminés du tuf incluent également des blocs de calcaire de taille décimétrique à métrique (Fig. III.13a). Des structures d'impact y sont associées (Fig. III.13a-III.15). L'asymétrie de ces structures indique que ces blocs proviennent du centre éruptif. Ces téphras se déposent donc après le dépôt des tufs sous-jacents. Des litages obliques sont également observés au sein de ces tufs. Ils indiquent un déplacement de vergence similaire aux structures d'impact, dans une direction N10 depuis le centre éruptif (Fig. III.16).

Fig. III.15 - Structure d'impact provoquée par la chute d'un bloc de calcaire éjecté depuis le centre éruptif. (les blocs de calcaires blancs sont des éboulis provenant de la falaise sus-jacente.

Fig. III.16 - Photo et indications structurales associées illustrant les stratifications obliques dans les tufs intermédiaires qui indiquent une progradation des dépôts vers le NNE. (grand cercle des plans de stratification : 100 W 0)

- ***Les failles***

Pendant l'événement magmatique, des failles normales se propagent dans les calcaires sous-jacents. Vers le N, les mouvements importants sont localisés sur des failles normales pentées N, alors que vers le SW, ces failles ont un regard S (canevas 1 – Fig. III.8b). Les failles les plus proches du centre éruptif ne décalent pas la surface d'érosion (Figs. III.8-III.10) alors que les plus éloignées sont scellées par les tufs intermédiaires (Fig. III.8-III.10). Toutes ces failles définissent un horst centré sur le centre éruptif.

Sur chaque flanc du centre éruptif, des failles conjuguées orientées N155 forment une même famille de plan (canevas 1 et 2 - Fig. III.8b, voir également les failles conjuguées de la Fig. III.9). En dehors de cette famille, les failles normales changent significativement d'orientation, depuis des directions N160 au SW du centre éruptif, vers des directions N110 au NE (canevas - Fig. III.8b).

Ce changement de direction des failles ne semble pas influencer la direction d'étirement indiquée par la rotation des blocs qui ne varie pas significativement.

- ***Les réservoirs magmatiques associés***

Juste sous le centre éruptif, les éboulis masquent les structures profondes. Les affleurements ne sont retrouvés que vers le N, sous la séquence inférieure. Ici une poche de magma remplace la succession des calcaires à stratification onduleuse de l'unité 1 (Fig. III.17b). Le toit de cette poche érode progressivement ces sédiments, en définissant une pente qui remonte dans la direction du centre

éruptif (Fig. III.7). Dans ce réservoir magmatique, des blocs et des bancs des calcaires sus-jacents et encaissants sont mélangés avec le magma (Fig. III.17). Les bancs de calcaires peuvent dépasser 40 m de large et sont plissés selon des axes N150. Les calcaires recouvrant la poche de magma tombent littéralement à l'intérieur du volume magmatique. Localement, un sill plurimétrique en biseau accommode la rotation causée par la chute des bancs (Fig. III.7). Des dykes orientés N 130 dans les calcaires encaissants illustrent la manière dont ces calcaires furent remplacés par le stock de magma. Durant un événement plus récent, un dyke orienté N 120 (jumping-sill de la Fig. III.17a) et des veines de calcites orientées NS traversent le réservoir magmatique.

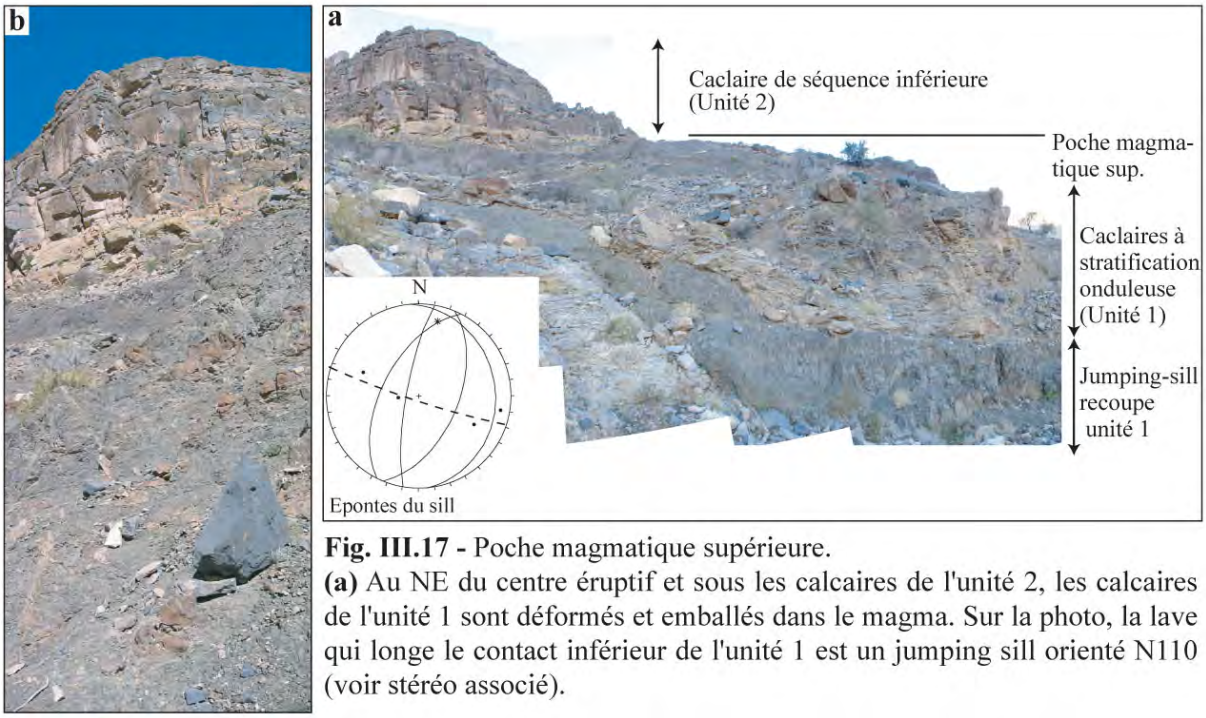


Fig. III.17 - Poche magmatique supérieure.
(a) Au NE du centre éruptif et sous les calcaires de l'unité 2, les calcaires de l'unité 1 sont déformés et emballés dans le magma. Sur la photo, la lave qui longe le contact inférieur de l'unité 1 est un jumping sill orienté N110 (voir stéréo associé).
(b) Vers le centre éruptif, (SW) les calcaires de l'unité 1 sont totalement remplacés par le réservoir magmatique. La lave est massive et présente des structures de refroidissement en boules. La lave inclut des blocs de calcaire qui apparaissent en ocre sur la photo.

A l'exception d'une altération croissante vers la surface de la poche magmatique, les basaltes sont relativement frais. Cette altération témoigne probablement de la présence d'eau au moment de l'événement magmatique. Aucune trace de réservoir magmatique n'est retrouvée au sud du centre éruptif où les calcaires et marnes de l'unité 1 sont en place. Seul un sill basaltique longe la base des calcaires inférieurs (Fig. III.7). Ce sill est décalé par les failles normales qui sont scellées par les tufs supérieurs.

Sous la poche de magma, quelques dizaines de mètres d'une séquence pélagique attribuable à la formation Matbat ou au sommet de la formation Al Jil, incluent des calcaires pélagiques silicifiés associés à des schistes sombres (Figs. III.18a-b) et à des bancs gréseux. Ces sédiments sont déformés au cours de deux déformations successives : la première consiste en un cisaillement normal vers le NE (N50) associé à des microplis déversés vers le N (Figs. III.17a-b-d) et à des charnières de plis isoclinales témoignant d'une déformation de type ductile. La seconde est caractérisée par des charnières de plis ouverts, orientés NS, et caractérisant un cisaillement vers l'E (dans une direction N80-N110, Figs. III.17a-d).

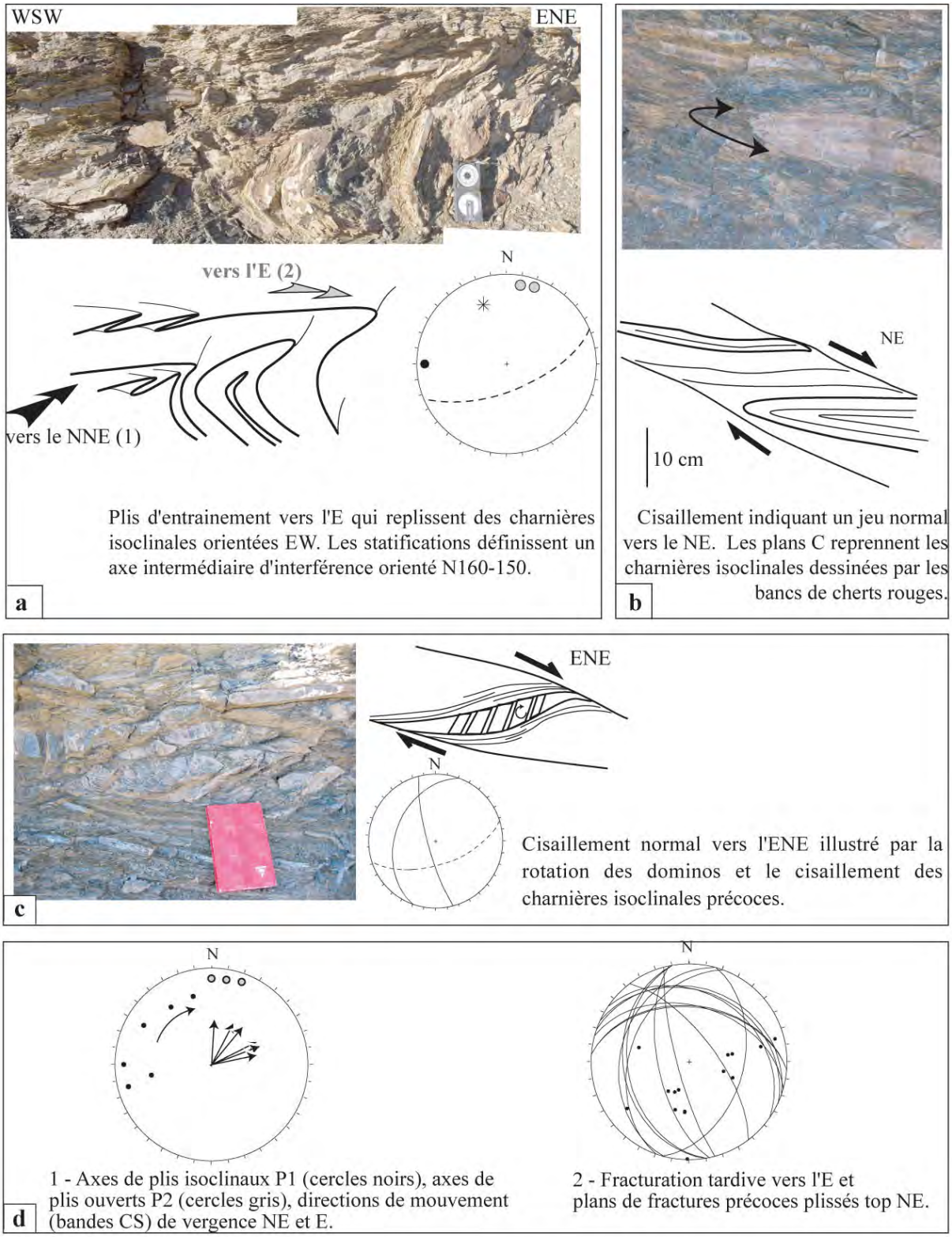


Fig. III.18 - Sédiments pélagiques retrouvés entre les réservoirs magmatiques inférieure et supérieur, structures associées. La déformation ductile précoce (a - b) de vergence N0 à N50 (d) est reprise par une défomation cisaillante en domaine superficiel (a - plis d'entrainements ouverts, c et d - fracturation vers E)

Il est important de noter qu'aucune zone de décollement ni de cisaillement n'existe entre la succession sédimentaire déformée de la formation Matbat et la poche magmatique supérieure. Il s'agit en fait d'une zone de mélange ductile de magma et de sédiments, dont les faciès sont identiques à ceux de la formation Matbat (Fig. III.19).

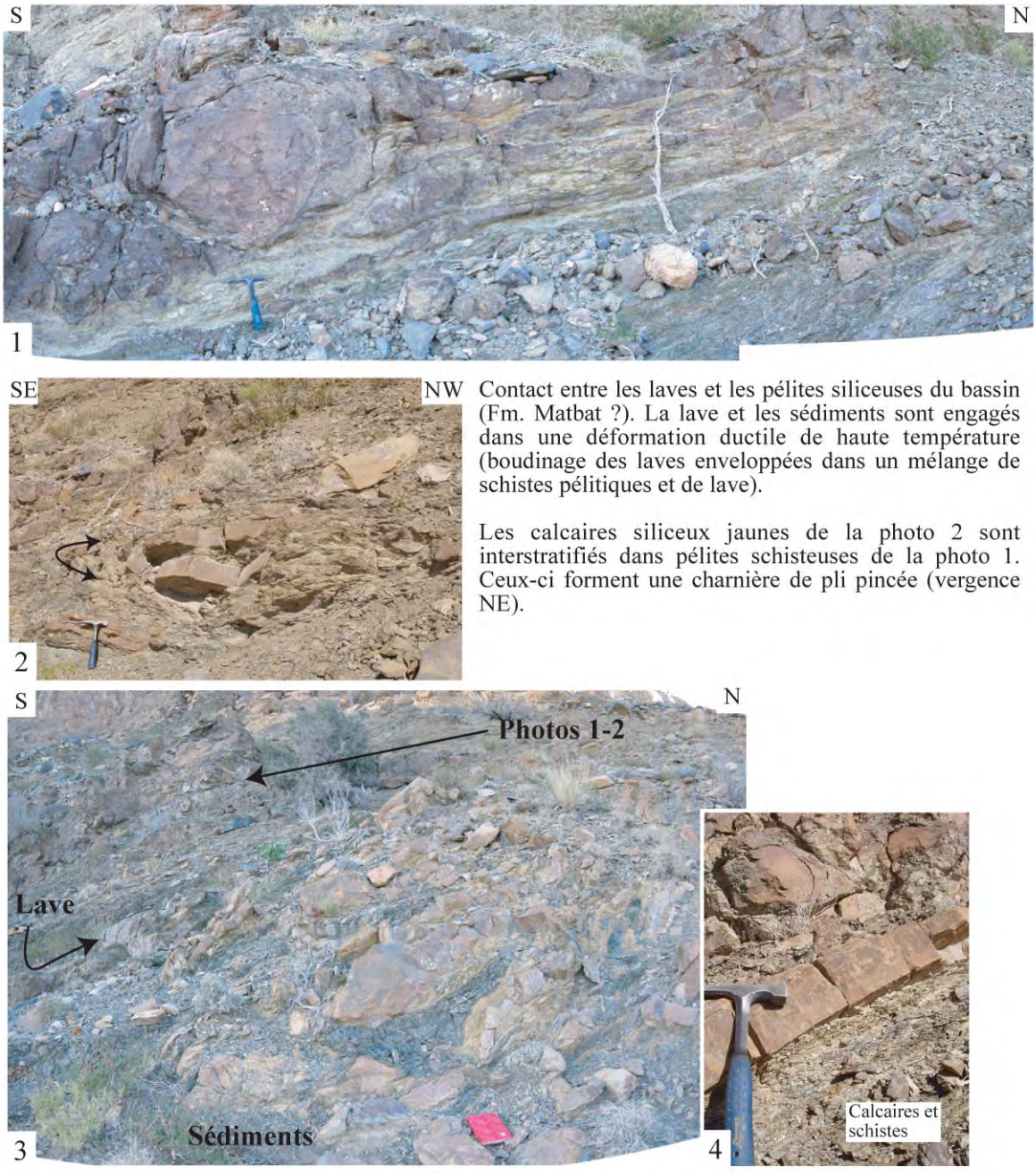
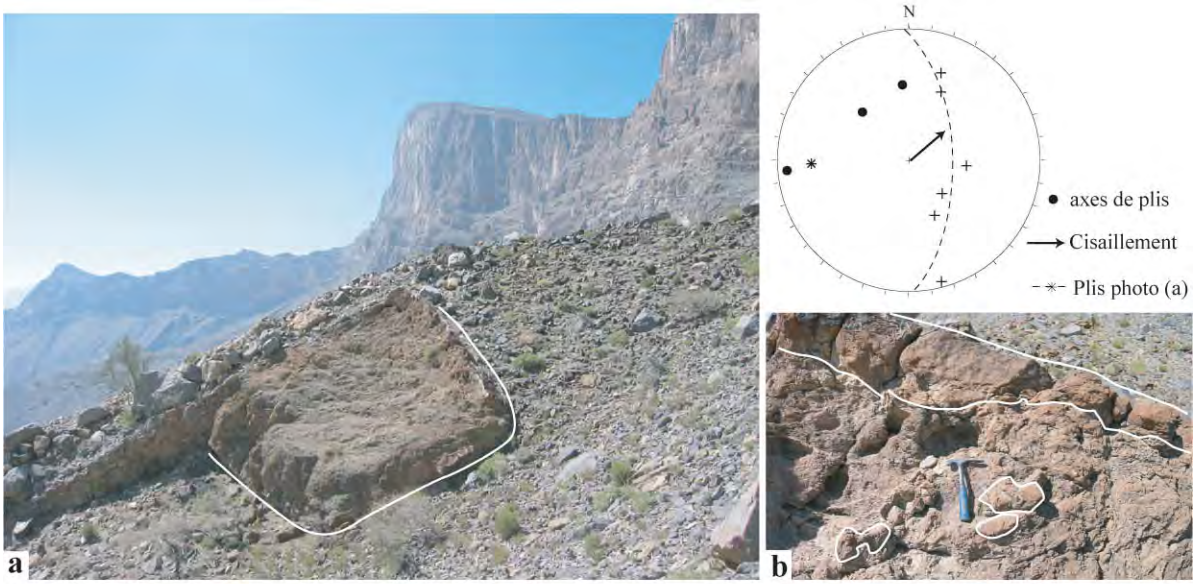


Fig. III.19 - Zone de mélange entre des laves et des sédiments pélagiques, située entre la poche de magma supérieure et la séquence sédimentaire déformée (Fig. III.18). Aucun niveau de décollement n'est observé.

Sous les sédiments pélagiques déformés (Fig. III.18), les mêmes faciès sédimentaires sont inclus dans une seconde poche de magma. Il s'agit de bancs et blocs de calcaires jaunâtres ou de bancs massifs de calcaires sombres totalement injectés de lave (Figs. III.20a-c). Des bancs de cherts rouges (radiolarites) furent également observés sous la forme de xénolites (Fig. III.20b). Comme dans la poche magmatique supérieure, les bancs sédimentaires sont plissés selon des axes orientés N140 à N80 (canevas Fig. III.19) et les bandes de cisaillement indiquent un mouvement orienté N50.

Les blocs sédimentaires et les bancs sont sévèrement métamorphisés au sein de cette poche inférieure, contrairement aux sédiments inclus dans la poche magmatique supérieur.



(a) Lit sédimentaire (calcaire ocre et silicifié) plissé dans la poche magmatique inférieure (vue vers le SW). **(b)** Base du banc de calcaire avec les fragments de ce même banc qui sont inclus dans le volume magmatique. Le grand pli cylindrique dessiné par le banc calcaire donne un axe orienté EW (voir canevas). Vers sud, d'autres sédiments sont retrouvés dans la poche magmatique inférieure (c - d). Les structures reportées sur le canevas correspondent aux déformations observées dans cette zone.

Fragments de cherts (radiolarite) dans une matrice volcanique cisaillée vers le NE (voir canevas)

Bancs de calcaires noirs injectés de magma. Le calcaire est complètement transformé avec notamment de grands cristaux de phlogopite très abondants.

Fig. III.20 - Poche magmatique inférieure, sédiments et structures associées.

➔ Interprétations

Les observations précédentes ont été replacées sur une coupe interprétative de la structure éruptive, en annulant le décalage des failles tardives et en rééquilibrant la section au moment du dépôt de la base des calcaires supérieurs de l'unité 2 (Fig. III.21).

Les sédiments pélagiques sont localisés entre deux réservoirs magmatiques principaux qui incluent à la fois des sédiments de plate-forme et de bassin.

Ce schéma illustre donc que l'épisode éruptif s'accompagne de l'intrusion de magmas dans les successions pélagiques du bassin d'Hawasina et provoque également une remobilisation de la plate-forme sus-jacente.

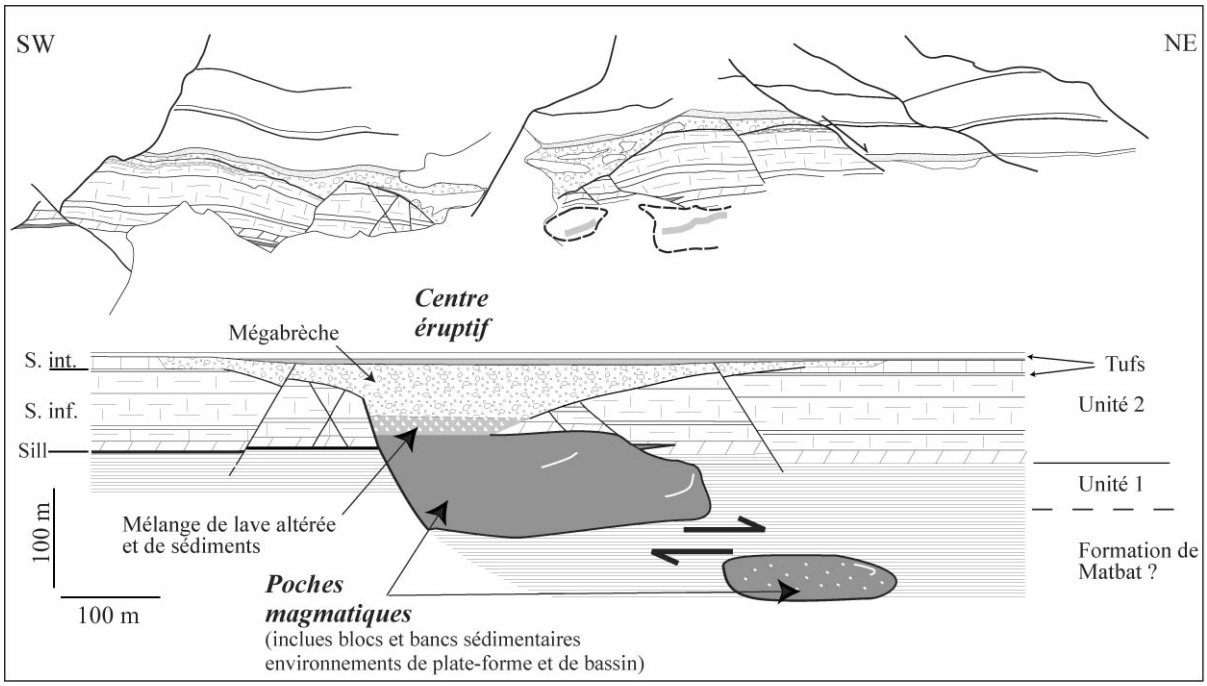


Fig. III.21 - Panorama interprété et coupe interprétative qui représente une section du centre éruptif, reconstruite au moment du dépôt des calcaires de la séquence supérieure de l'unité 2.

➢ ***Les structures***

En carte, les poches magmatiques inférieure et supérieure, ainsi que le centre éruptif, sont alignés dans une direction WNW-ESE, parallèlement aux failles principales bordant le centre éruptif (Fig. III.22). Cette disposition ne correspond pas à celle d'une structure circulaire de type cratère. L'alignement entre les failles normales majeures, les réservoirs magmatiques et les plans de cisaillement ductiles (de la succession sédimentaire retrouvée entre les deux réservoirs magmatiques) suggèrent que les processus tectoniques et magmatiques furent associés dans un régime tectonique extensif NE-SW. Dans ce contexte, le magma remonterait à la surface non pas le long d'un conduit de type pipe (non observé), mais plus probablement le long d'une fissure orientée WNW-ESE.

Ce qui apparaît comme un centre éruptif le long de la falaise du Jabal Misfah correspondrait alors à la section d'une ligne ou d'une fissure éruptive.

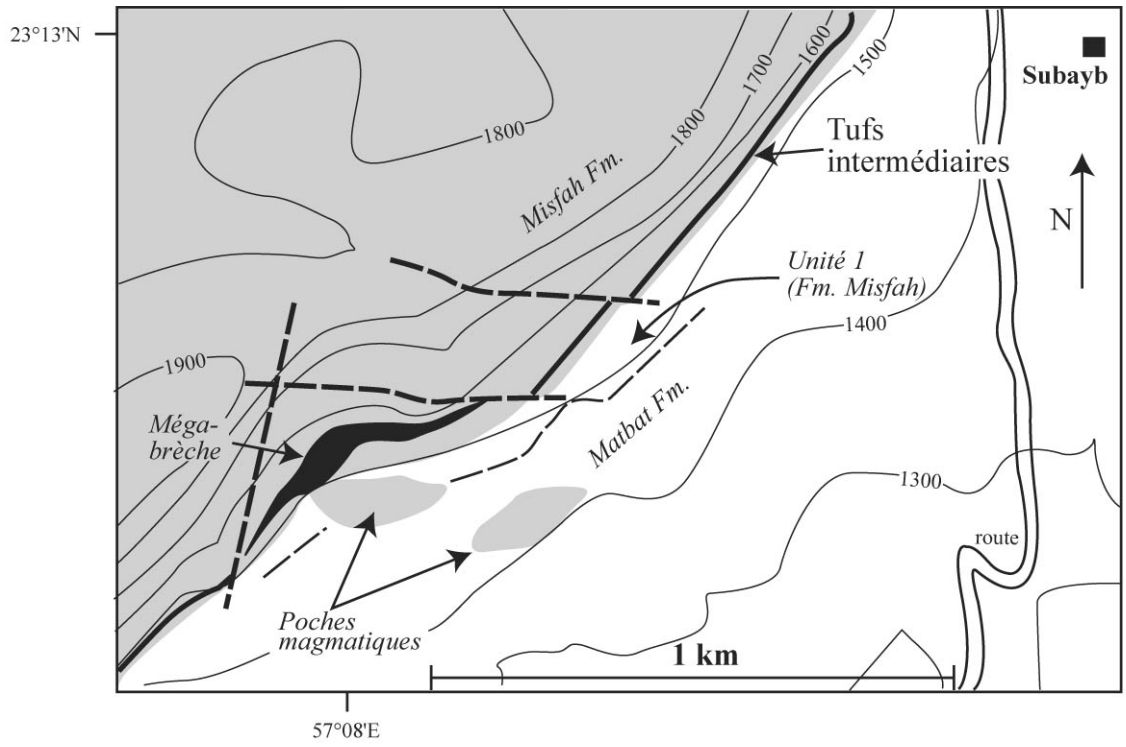


Fig. III.22 - Carte géologique schématique de la zone étudiée. La topographie (mètres) est d'après Beurrier et al. (1986). Les failles récentes sont indiquées par des pointillés épais et les limites non observées entre les Fm. Matbat et Misfah sont représentées en pointillés fins. Notez l'alignement entre la bordure SW du centre éruptif et les deux poches magmatiques le long d'une direction ~ N120.

De part et d'autre du centre éruptif, de légers changements de directions de faille sont observés, entre un azimut moyen N160 dans la partie SW et un azimut N110 dans la partie NE (canevas - Fig. III.8b). De plus des failles normales orientées EW sont localement associées à des failles normales ou à des plans de glissement orientés NS. Aucun indice de chronologie n'ayant été clairement observé, il est probable que les structures N110 et NS soient conjuguées. Ceci définit un régime tectonique transtensif pour lequel la direction d'échappement correspondrait à un azimut moyen N55 (mouvement top-NE).

Par contre, cette hypothèse ne permet pas d'expliquer le changement progressif de la direction des failles. Les variations de direction et le régime transtensif peuvent être expliqués par un déplacement homogène le long d'une structure arquée. Dans la partie centrale de cette structure, le déplacement est perpendiculaire à la structure et est accommodé par des failles normales conjuguées (orientées N110, Fig. III.31). Sur les bords, le déplacement devient oblique à la structure et peut être partitionné entre un régime divergent perpendiculaire, et un régime décrochant, parallèle à la structure générale. Cette interprétation suggère que la ligne éruptive soit courbe, de plusieurs km de long, et formée dans un déplacement général vers le NE (Fig. III.31).

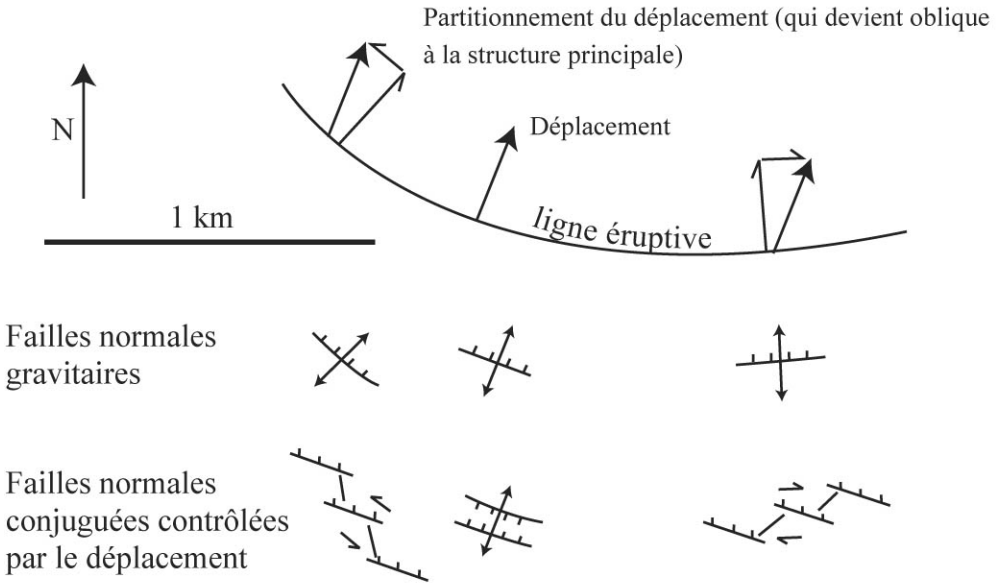


Fig. III.23 - Vue cartographique hypothétique de la ligne éruptive où le changement de la direction des failles est interprété comme étant causé par un partitionnement du déplacement le long d'une structure arquée (ligne éruptive). Le changement de direction des failles peut alors être associé à une tectonique gravitaire où l'orientation des failles est contrôlée par la topographie locale de la structure principale, ou associée à un régime transtensif, avec des failles normales conjuguées N110 et des failles conjuguées décrochantes sub-méridiennes.

De nombreuses observations indiquent une asymétrie dans la déformation : les calcaires inférieurs sont plus érodés et les failles normales plus nombreuses au nord qu'au sud de la ligne éruptive (Fig. III.21) ; les principales failles normales pendent vers le NE, le pendage de la zone de cisaillement indique également un déplacement en jeu normal vers le NE (Fig. III.21). Ceci suggère que la plate-forme carbonatée soit restée stable au SW de la ligne éruptive, alors que sa partie NE glissait sur le magma intrusif et sur une zone de cisaillement (Fig. III.21).

Ces mouvements suggèrent également la proximité de la bordure de la plate-forme. Celle-ci fournirait un bord libre permettant le glissement de la plate-forme vers le NE.

➢ ***Evolution au cours de l'explosion***

Il est possible de reconstruire en détail l'histoire de l'éruption (Fig. III.24) :

1 – le magma remonte à la base de la séquence inférieure, probablement le long d'une faille normale de croissance qui permet l'intrusion de sills sub-horizontaux, au travers des calcaires inférieurs. Bien qu'il n'y ait pas d'évidence directe, il est supposé que les deux poches magmatiques s'installèrent en même temps le long de la fissure éruptive.

2 – L'augmentation en taille de l'intrusion magmatique peut avoir permis le glissement des carbonates sus-jacents sur un proto-réservoir magmatique, permettant à l'eau de mer de rentrer au contact du magma. Une explosion hydromagmatique entraîna la remobilisation des calcaires sus-jacents. Les bancs tuffacés classés et finement lités, les structures de progradation (litage oblique), et les structures d'impacts suggèrent que l'éruption ait eut lieu en domaine sub-aérien. De plus, la brèche de base de la vire intermédiaire (Fig. III.13a) pourrait correspondre aux dépôts d'une déferlante basale. Celle-ci provoquerait la resédimentation et l'érosion in situ des calcaires lumachelliques sous-jacents aux tufs intermédiaires.

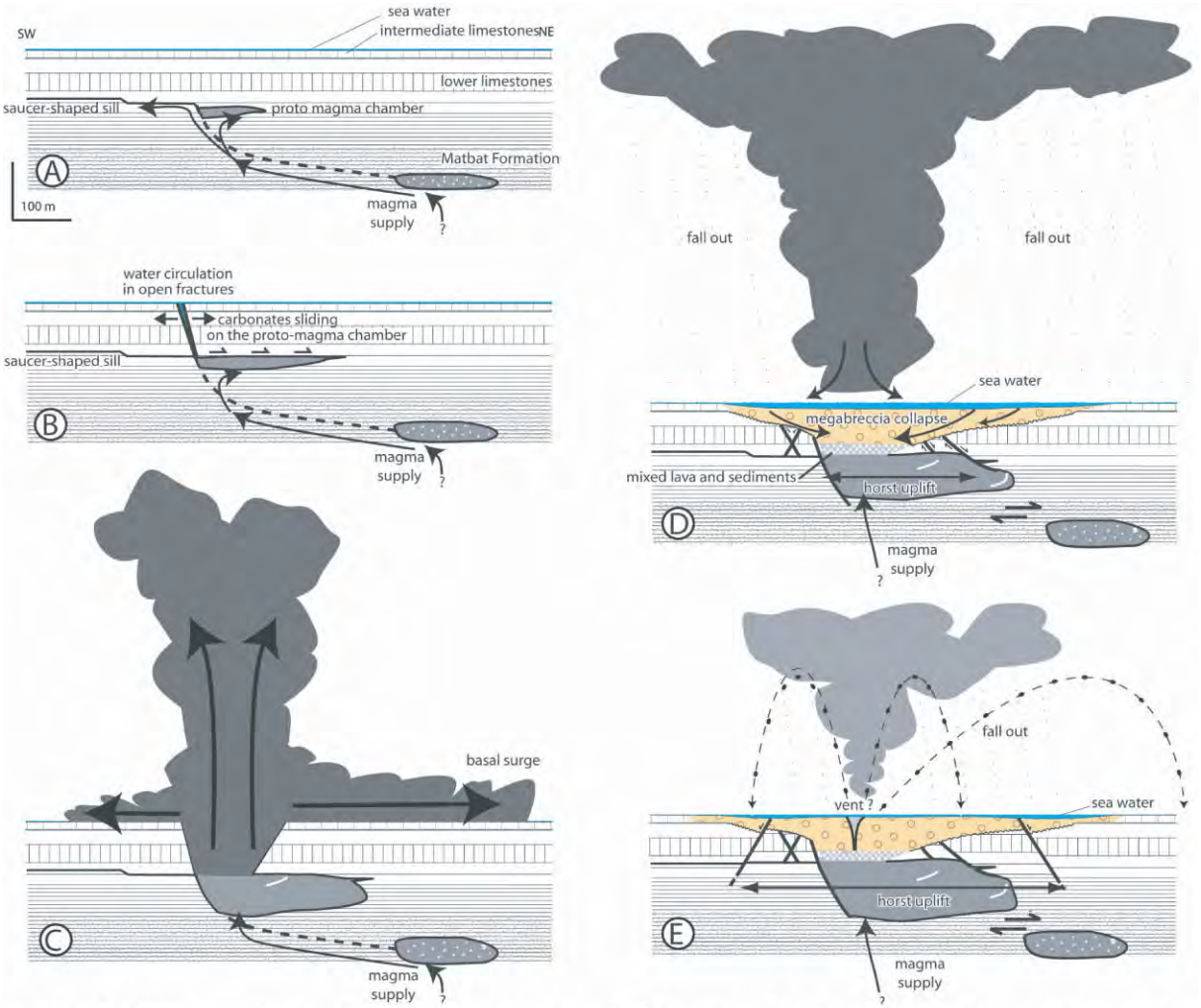


Fig. III.24 - Reconstitution des étapes successives de l'éruption d'après Basile & Chauvet (annexe). L'étape E correspond à la Fig. III.21. Les lignes pointillées et les points d'interrogations reflètent des structures induites non observées.

3 – Cette explosion peut avoir produit une fosse le long de la ligne éruptive conduisant à un effondrement des calcaires vers le centre éruptif. La mégabrèche se serait alors mise en place. Les bancs les plus indurés glissent et sont mélangés à une matrice de boue calcaire. Ces mouvements auraient également provoqué les bréchifications in situ observées au sein des séquences calcaires plus éloignées. La mégabrèche recoupe les calcaires de la séquence intermédiaire, les tufs inférieurs, la partie supérieure des calcaires inférieurs, ainsi que les premières failles normales de la ligne éruptive.

4 – Les failles normales les plus éloignées du centre éruptif décalent le bas de la brèche, mais sont scellées par les tufs. Elles définissent un large horst formé au cours de la stabilisation de la mégabrèche. La faille normale la plus au sud recoupe le sill de base indiquant que cette stabilisation fut assez longue pour permettre le refroidissement et la solidification de ce sill. Ainsi, l'élargissement du horst (par rapport au centre éruptif) peut être compris comme résultant de l'inflation du volume magmatique dans la poche supérieure, probablement due à une ascension rapide de magma, compensant le défaut de charge produite par l'explosion. La poche magmatique remplace clairement une grande quantité des calcaires hôtes. Ceux-ci tombèrent dans le magma, sous la forme de blocs ou de bancs déformés.

5 – Après la stabilisation de la mégabrèche, des explosions phréatiques mineures permettent d'alimenter les tufs en éjectas. Ceci indique que le magma rencontre à plusieurs reprises l'eau de mer, après le dépôt du volume principal de la mégabrèche. Les produits de l'explosion sont alors principalement carbonatés et ne comprennent qu'une faible proportion de matériel magmatique. Les éruptions produisent un mélange de boue carbonatée, de sédiments bréchifiés, de magma et de vapeur. La corrosion et l'oxydation des échardes de verres et du cœur des lapillis suggèrent que la pulvérisation de magma se soit produite dans un environnement oxydant, probablement dû à la présence de vapeur. Ces échardes corrodées et les autres objets projetés comme les spinelles ou les fragments sédimentaires sont alors rapidement enveloppés par une gangue de boue calcaire chaude (Fig. III.14), dans le nuage de l'explosion.

Pendant toute cette étape, la plate-forme glisse sur un magma encore fluide. L'absence de métamorphisme dans les blocs de calcaire qui chutent dans la poche magmatique supérieure suggère cependant que le magma le plus proche de la surface se soit refroidit et solidifié alors que la plate-forme continuait à glisser vers le NE, sur les sédiments sous-jacents de la formation Matbat, et sur la poche magmatique inférieure (plus chaude que la poche inférieure).

6 – Une fois les déplacements terminés, la sédimentation carbonatée reprend et scelle l'ensemble des structures. Dans le même temps, la ligne éruptive semble s'approfondir de quelques mètres pour permettre le dépôt des calcaires en plaquettes. La compaction différentielle augmente localement et maintient une subsidence le long de la ligne éruptive. Elle explique les déformations gravitaires qui caractérisent le dépôt de ces calcaires (Fig. III.12). La séquence carbonatée supérieure se dépose sans présenter de variations latérales notables de faciès ou d'épaisseur. Les déformations et manifestations magmatiques postérieures sont cependant indiquées par le recoupement de la poche magmatique supérieure par des veines de calcites orientées NS.

III.2.5. Volcanisme postérieur au dépôt de l'unité 2

Un deuxième événement d'origine magmatique entraîna cette fois l'érosion locale de la quasi-totalité de l'unité 2. Cet événement est associé au dépôt de la vire volcano-sédimentaire supérieure. Les dépôts associés recouvrent une surface d'érosion qui tronque les calcaires sous-jacents sur près de 120 m d'épaisseur et sur une largeur d'environ 1 km (Fig. III.25). Le profil de la surface d'érosion présente une morphologie relativement symétrique.

Cette partie de la falaise de Misfah comprend une forte densité de sills. Ces derniers s'épaississent vers le centre éruptif et se biseautent rapidement sur les cotés. Le plus important d'entre eux longe le contact entre les unités 1 et 2 (Fig. III.26a). Il atteint une épaisseur de plus de 30 m sous le centre éruptif (Fig. III.25).

Les dépôts de la vire supérieure montrent d'importantes variations d'épaisseur (2 à 25 m, Figs. III.26a-b) contrôlées par des failles normales synsédimentaires orientées N90 à N130 (canevas 1 - Fig. III.25 et Fig. III.26a).

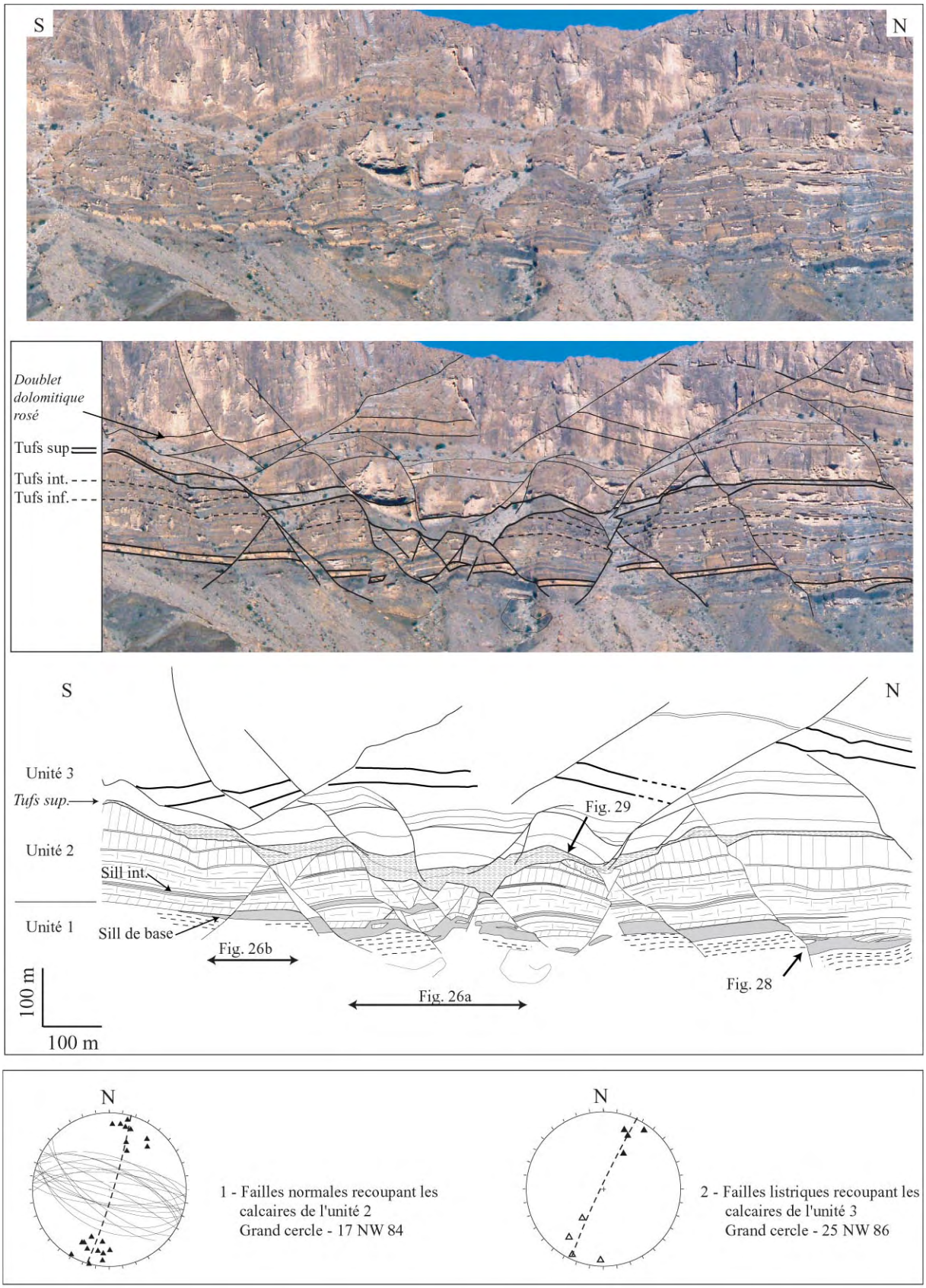


Fig. III.25 - Panorama interprété, schéma avec localisation des figures et structures associées au deuxième événement volcanique.

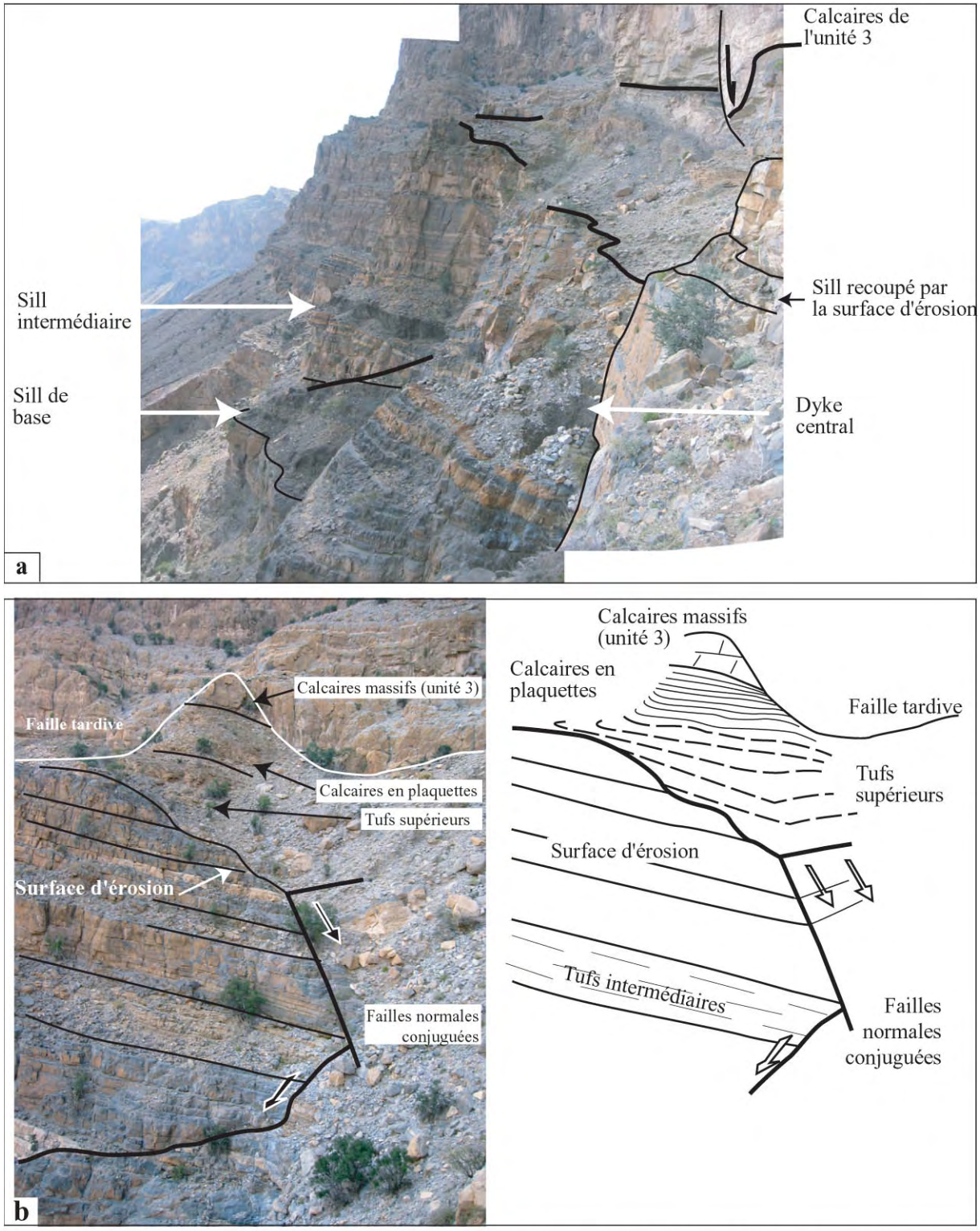


Fig. III.26 - (a) Cratère central vu vers le S. Les repères stratigraphiques (lignes noires épaisses) correspondent à la surface d'érosion et aux calcaires massifs de l'unite 3. Notez les fortes variations d'épaisseur entre ces deux repères. Les principaux sills recoupant la falaise sont reportés ainsi qu'un sill sommital recoupé par la surface d'érosion. Notez également le plan de glissement qui s'amortit dans le sill de base. **(b)** Partie méridionale du cratère. La surface d'érosion recoupe la séquence supérieure de l'unité 2 et est scellée par les tufs supérieurs. La faille normale EW décale de quelques mètres les dépôts tuffacés.

Le centre éruptif est principalement rempli par un matériel pyroclastique fin et verdâtre. Il inclut de nombreux blocs et fragments dispersés provenant des séquences calcaires érodées. Des successions métriques à décimétriques de brèches et de microbrèche calcaire s'intercalent à différents niveaux de l'accumulation pyroclastique (Fig. III.27). Au sommet de la succession, des bancs décimétriques de marnes grises finement bréchiques (sables à graviers calcaires et volcaniques) et de calcaires en plaquettes sont également interstratifiés.

Les tufs sont finalement recouverts par une succession plurimétrique et homogène de calcaires en plaquettes (Fig. III.25d). Ces derniers sont surmontés en concordance apparente par les calcaires massifs de l'unité 3 (Séquence 1, Fig. III.25). A l'échelle du panorama, les premières séquences des calcaires de l'unité 3 ne montrent aucune variation latérale de faciès ni d'épaisseur. Néanmoins, cette première barre calcaire est intensément découpée et basculée le long d'une série de failles normales listriques à rejet décamétrique (Fig. III.25).

Fig. III.27d - Calcaires en plaquettes surmontant les dépôts volcano-sédimentaires. Notez la légère déformation cisaillante vers le S à la base des calcaires en plaquettes.

Fig. III.27c - Dépôts volcano-sédimentaires grossiers à fragments de calcaire et de lave. Des bancs de calcaires en plaquettes sont interstratifiés. (carnet : 11*17cm)

Fig. III.27b - Alignement stratiforme de blocs de calcaires intercalés dans les dépôts volcano-sédimentaires. Les tufs se déposent contre une faille normale orientée N105

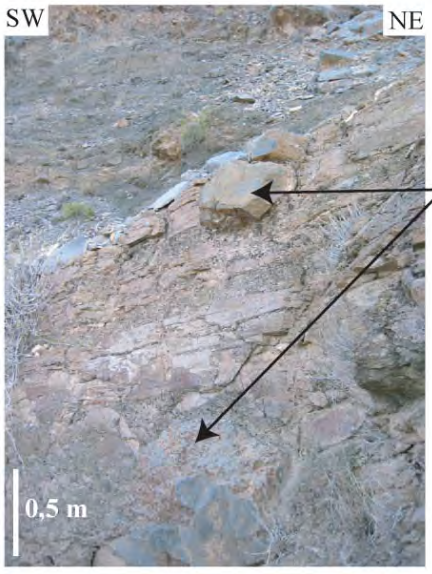


Fig. III.27a - Alternance de brèches calcaires et de dépôts volcano-sédimentaires à matrice calcaire. Notez l'accumulation (~25 m) des tufs verdâtres sus-jacents.

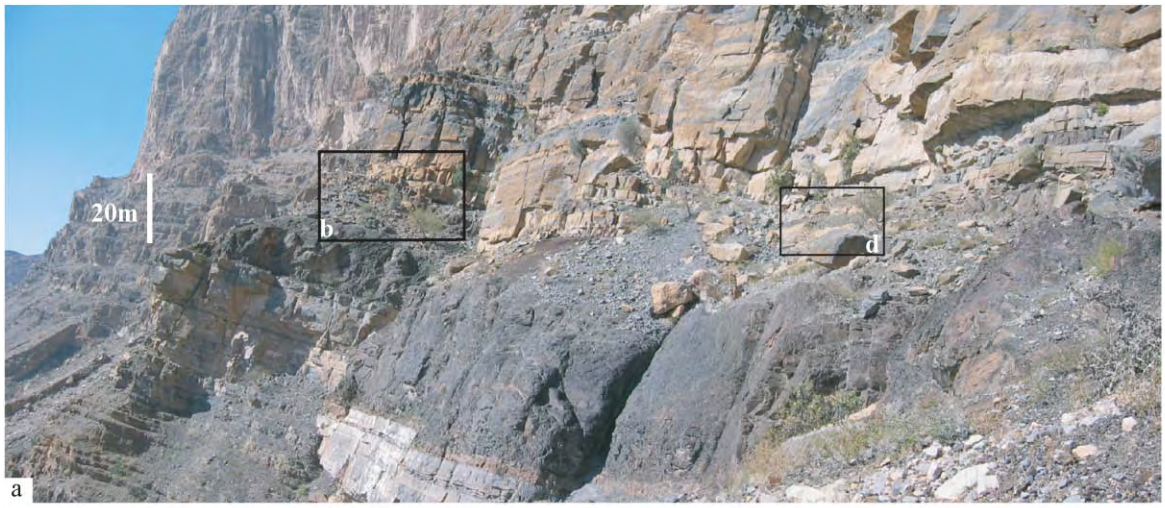
Vers le Haut

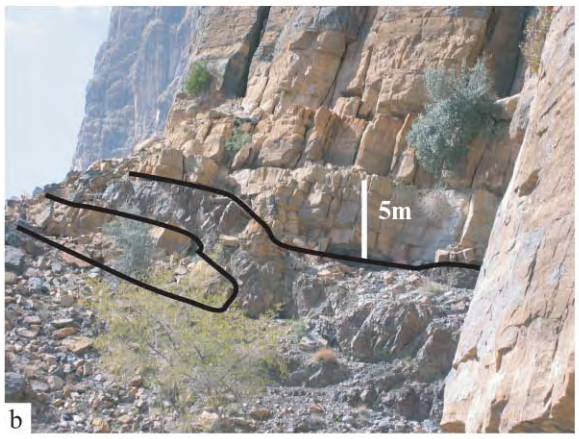
- ***Les intrusions :***

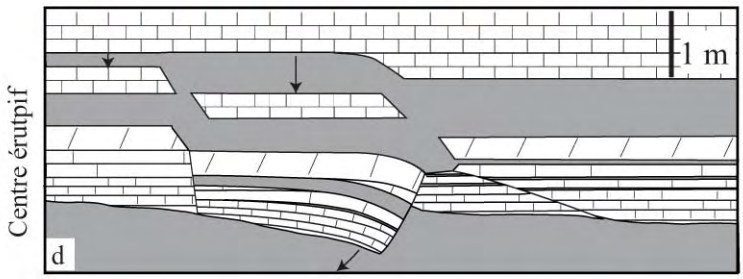
Les calcaires de l'unité 2 sont parcourus par trois sills principaux qui diminuent en épaisseur du bas vers le haut de la pile sédimentaire. Plusieurs sills moins épais sont également associés aux intrusions principales et ne sont pas représentés sur le panorama (Fig. III.25). Le sill le plus haut stratigraphiquement est recoupé par la surface d'érosion (Fig. III.26a). Une seule intrusion est retrouvée au contact de la surface d'érosion. Il s'agit d'un dyke qui remonte le long d'une faille normale (à regard S) scellée par les dépôts volcano-sédimentaires. A son point de contact avec la surface d'érosion, il s'épaissit en formant une poche de basalte plurimétrique qui inclut des xénolites de roche grenue.

Le toit du grand sill de base érode progressivement les bancs carbonatés blancs de base de l'unité 2 (Figs. III.25-III.28). En plusieurs points de la falaise, des bancs entiers sont retrouvés à l'intérieur du volume magmatique de ce sill ou sont découpés par les intrusions secondaires qui lui sont connectées. Ces connexions se font par l'intermédiaire de jumping-sills (Fig. III.28b) et de plan de glissements (Figs. III.26a-III.28d) le long desquels la rotation des bancs calcaires permet au magma de s'injecter plus haut dans la série. Les épontes des jumping-sills et les plans de glissement sont orientés WNW-ESE à EW (canevas - Fig. III.28).

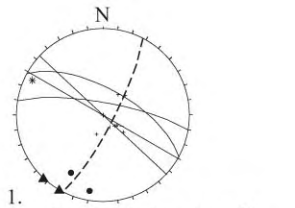
Ces intrusions multiples illustrent le processus d'érosion progressive de la base de l'unité 2, isolant des bancs calcaires observés à l'intérieur du volume magmatique (Fig. III.28).



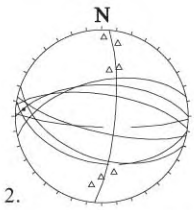




(d) - Chutes de bancs calcaires dans un sill et le long d'épontes et de plans de glissements ENE-WSW (canevas 1). Le magma s'injecte dans les joints de stratification. Sur ce chéma, le sill du haut est une intrusion métrique, connectée au sill de base.



▲ Epontes du jumping sill
● Plans de glissement
⁎ Axe de basculement des strates calcaires (118NW10)



⁎ Plan de mouvement moyen des failles normales (5 E 78)

Stéréo 1 : Basculement des strates le long des plans de glissement associés. Epontes du sills supérieur également reportées.

Stéréo 2 : Failles normales associées à un suite de blocs basculés amortis dans un sill secondaire (observé plus au N).

Fig. III.28 - (a) Vue vers le SW du grand sill de base (~25m d'épaisseur). Ce dernier est décalé par une faille nomale ENE-WSW. Le glissement des calcaires sur l'important volume de magma permet la mise en place de sills secondaires. Ces processus sont illustrés par **(b)** un jumping-sill ; **(c)** un banc de calcaire isolé dans le volume d'un sill secondaire ; **(d)** la déformation des calcaires sus-jacents le long de plans de glissements.

➢ ***Les failles***

Les intrusions sont décalées par la majorité des failles normales qui découpent la falaise, hormis par celles qui se concentrent autour du centre éruptif (Fig. III.25). Dans cette zone, une série de failles à rejet plurimétrique s'amortit dans les intrusifs sous-jacents (Figs. III.25-3.26a). A l'image du dyke qui recoupe le centre éruptif, les intrusions de l'ensemble de la section ont probablement été guidées par ces fractures syn-magmatiques. Ces failles centrales sont scellées par les dépôts volcano-sédimentaires alors que les autres failles normales recoupant l'unité 2 s'amortissent dans la succession des calcaires en plaquettes.

Plusieurs observations indiquent que les nombreuses failles normales, qui découpent à la fois l'unité 2 et la vire supérieure, se sont initiées pendant le dépôt de la vire supérieure :

– Le sommet du bloc N du centre éruptif montre des structures de glissement et d'autobréchification, sur une épaisseur d'environ 15 m (Fig. III.39). L'ensemble est scellé par une épaisseur réduite de projections pyroclastiques. Les plans de glissements de la mégabrèche sommitale indiquent un mouvement vers le NE (Fig. III.39). Ceci indique que le basculement contre la faille adjacente à pendage S s'est produit pendant l'éruption.

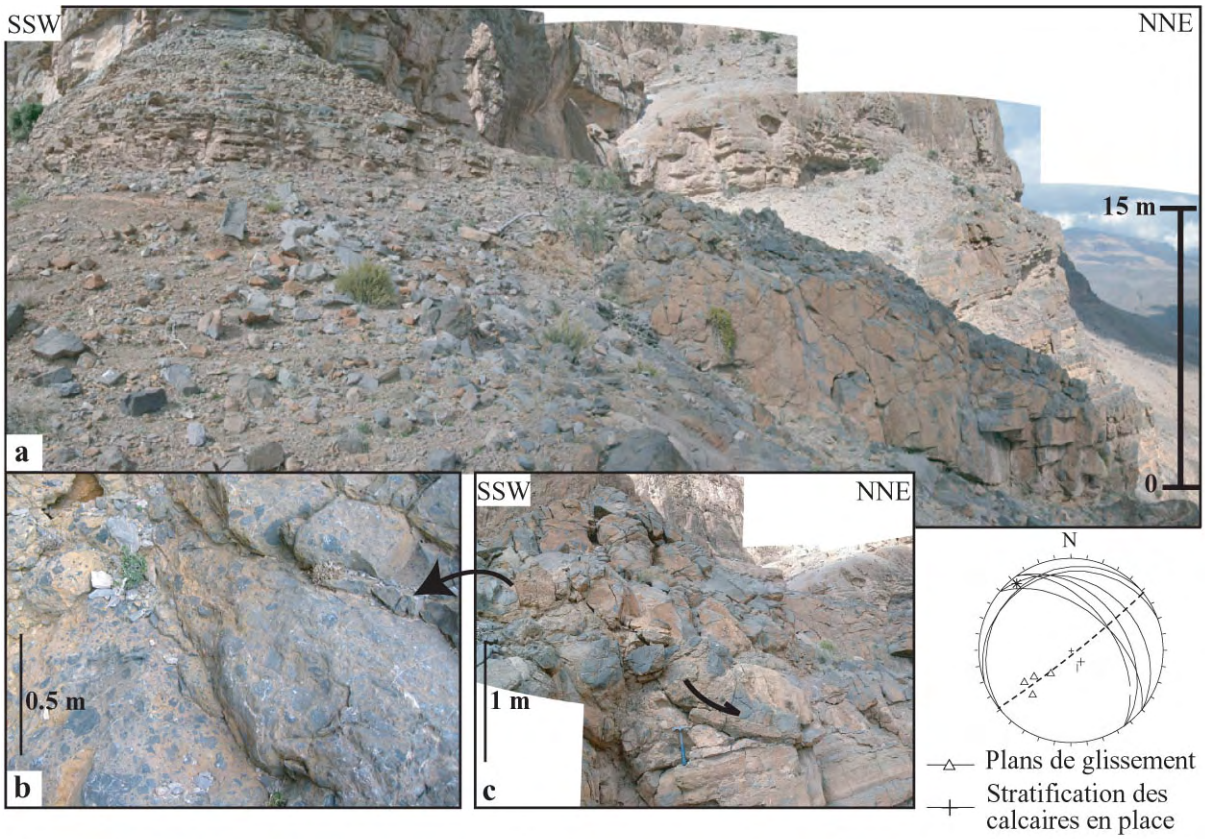


Fig. III.29 - Bréchification in situ des calcaires de l'unité 2, sur l'épaulement E du centre éruptif (voir Fig. III.25 pour localisation). **(a)** La mégabrèche est scellée par les dépôts tuffacés (premier plan à l'E) surmontés par les calcaires en plaquette (deuxième plan à l'E). **(b)** Les calcaires en place se bréchifient et **(c)** glissent le long de plan de glissement indiquant un mouvement vers le NE (grand cercle 51 SE 87 du canevas).

– La faille normale N100 qui longe le bloc sud du centre éruptif, est également synchrone des dépôts volcano-sédimentaires. Le décalage qu'elle provoque est en partie accommodé par les dépôts volcano-sédimentaires verdâtres qui s'accumulent contre le mur de faille. Sur le compartiment S, les éboulis masquent une grande partie des structures, mais la séquence des calcaires en plaquettes sus-jacents indique que les dépôts volcano-sédimentaires y sont réduits à seulement quelques mètres (Fig. III.25a).

Ces deux failles normales décalent les dépôts volcano-sédimentaires et les sills sous-jacents, indiquant qu'elles ont rejouées tardivement. Toutes les failles extensives majeures qui découpent cette première partie de la falaise sont très bien ordonnées. Elles se disposent autour de l'azimut moyen N110 (canevas 1 - Fig. III.25). Ces directions sont équivalentes aux orientations des marches d'arrachement mesurées le long de la surface d'érosion (N130 à N80)

- ***Les mouvements postérieurs***

Un gros bloc de calcaire plurimétrique est tombé le long de la faille normale N 100 qui longe le bloc sud du centre éruptif. Ce bloc est déformé et scellé par les dépôts volcano-sédimentaires. Ce même bloc est recoupé par un miroir de faille hérité de la structure adjacente (le mur de faille s'est éboulé, Fig. III.30). Ceci indique que les mouvements ont perduré après le fonctionnement de la faille normale et ceci avant la fin de l'activité volcanique.

Latéralement, les calcaires en plaquette disparaissent rapidement alors que l'épaisseur des dépôts volcano-sédimentaires ne varie pas significativement. Ces variations d'épaisseur reflètent les effets de la compaction différentielle des successions épaisses du centre éruptif.

Les failles listriques qui décalent toute la falaise supérieure ne tronquent pas les calcaires de l'unité 2. Elles s'enracinent dans les calcaires en plaquettes. Ceux-là même servent de niveau de décollement en permettant la rotation des blocs basculés de l'unité 3. Les fines lamines de ces calcaires en plaquettes montrent des figures de déformations synsédimentaires probablement précoces. Mais à l'échelle de la séquence, la succession entière est également déformée et plissée (Fig. III.31). Les plis décimétriques à plurimétriques sont déversés dans la direction de mouvement des failles listriques sus-jacentes. Certains plis d'échelle décimétrique se développent sur des plans de glissements indiquant un cisaillement en jeu normal également dirigé vers le centre éruptif (Fig. III.31c). Les failles normales listriques ont un azimut moyen N115 et le grand cercle des pôles de failles est sub-vertical (canevas 2 - Fig. III.35).

Fig. III.30 - Ecroulement du plan de faille N 100 de la bordure S du centre éruptif. Les tufs recouvrent le mur de faille effondré.

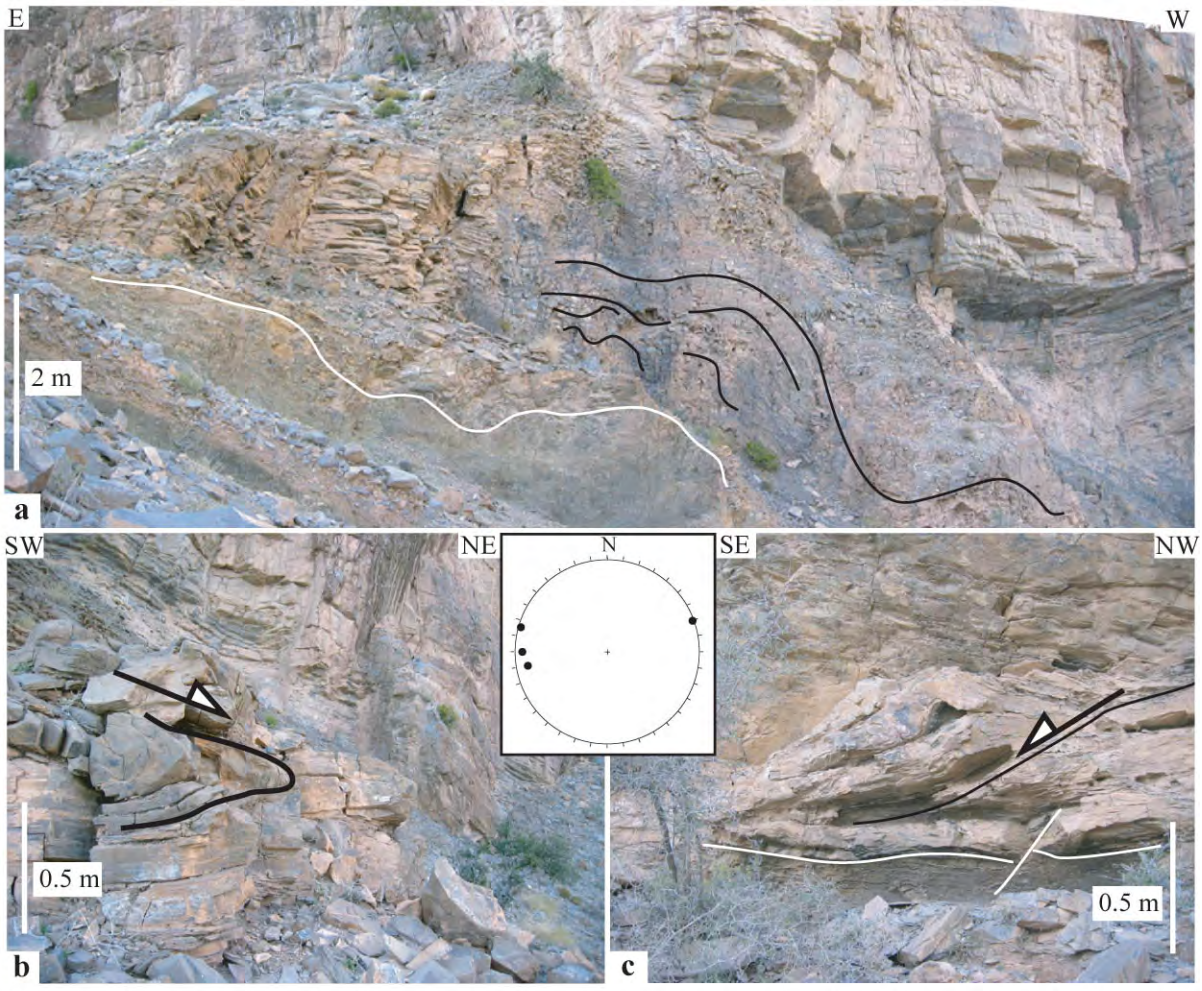


Fig. III.31 - Structures développées dans les calcaires en plaquette. Les photos (a) et (b) illustrent les plis de vergence N développés sous les failles listriques du flanc méridional du centre éruptif alors que le pli d'entrainement de vergence S et le plan de cisaillement associé de la photo **(c)** représentent la déformation observée sous les failles listriques du flanc nord. Les traits blancs des photos **(a)** et **(c)** soulignent le contact entre les tufs et les calcaires en plaquettes. Le canevas associé représente les axes de plis mesurés des ces calcaires en plaquettes

➢ ***Interprétations***

- Processus liés à la formation du centre éruptif :

Sur cette section de la falaise de Misfah, une explosion d'origine volcanique provoque la resédimentation des séquences intermédiaires et supérieures de l'unité 2. La surface d'érosion associée recoupe une partie des sills qui se mettent en place avant l'explosion. Les intrusions sont contemporaines du développement de failles normales orientées WNW-ESE, localisées dans la partie centrale du centre éruptif. Elles provoquent, de manière générale, un glissement limité des calcaires sus-jacents.

Les failles peuvent avoir accommodé les mouvements verticaux provoqués par la remontée du magma. Aucun réservoir magmatique équivalent à l'événement décrit précédemment n'a pu être observé. Le fait que les intrusions se biseautent rapidement de part et d'autre du centre éruptif suggère que tous ces sills proviennent du centre du dispositif.

Les sills tronqués par la surface d'arrachement indiquent que le magma est remonté à un haut niveau dans la série sédimentaire.

Le processus même de l'explosion peut être approché par une série d'observations :

- Aucune coulée volcanique n'est associée à l'événement explosif. Il semble une nouvelle fois s'agir d'une explosion hydromagmatique, accompagnée par l'éruption d'une plus grande quantité de produits pyroclastiques (contrairement à l'événement précédemment décrits).

- Cette explosion n'a pas provoqué la formation d'une fosse. Seule la partie supérieure de la plate-forme préexistante est remobilisée lors de l'explosion.

- Les dépôts volcano-sédimentaires sont largement dominants par rapport à la charge détritique calcaire. La bréchification in situ du sommet de l'unité 2 (au nord du centre éruptif) indique cependant que les sédiments en place étaient pour l'ensemble déjà indurés.

Il est probable que la remontée de magma mis en place relativement haut dans la séquence ait permis au contact entre la nappe et le magma, ou provoqué une fracturation des calcaires sus-jacents, permettant l'infiltration d'eau de mer et la formation d'un nuage pyroclastique.

La présence de brèche calcaire à différents niveaux de la succession volcano-sédimentaire indique que le remplissage du centre éruptif est associé à une première explosion, probablement de plus grande importance, suivie de projections pyroclastiques ultérieures.

La répétition des événements éruptifs permet d'expliquer le niveau atteint par la surface d'érosion qui descend sous l'intrusion la plus haute.

Au cours de ces éruptions successives, les failles normales synsédimentaires provoquent l'effondrement progressif du centre éruptif au cœur d'un graben central et recoupent le cortège de sill qui a donc intrudé la plate-forme précocement.

La diminution progressive de la taille des intrusions vers le haut de la série suggère une mise en place diachrone au travers de la pile sédimentaire.

La pression lithostatique bloquerait la remontée du magma, localisant les intrusions au niveau des interfaces lithologiques où le contraste rhéologique est le plus important (sill de base localisé entre

les unités 1 et 2). Latéralement, les sills sont rapidement bloqués probablement par effet de refroidissement. Ce phénomène a pour effet d'augmenter la force de poussée verticale qui devient supérieure à la charge lithostatique et provoque la rupture de la couverture sédimentaire. Le magma peut remonter à un niveau supérieur et ainsi de suite.

La diminution d'épaisseur progressive des intrusions vers le haut serait donc associée à la diminution progressive de la charge lithostatique qui faciliterait la remontée du magma vers la surface, provoquant l'explosion pyroclastique.

Ce scénario semble bien reflété par la symétrie du centre éruptif. Dans l'événement précédent, la remontée du magma est permise par la décharge lithostatique provoquée par le glissement de la plate-forme sur un réservoir magmatique en sub-surface.

Dans ce deuxième cas, l'absence de bord libre empêche le glissement de la plate-forme, et la déformation des calcaires environnants semble accommoder les mouvements verticaux provoqués par la remontée du magma.

Au cours de la première phase, le magma intrude progressivement la plate-forme et entraîne la formation d'un nuage pyroclastique, une fois remonté en contact avec la nappe.

Les éruptions successives ultérieures permettent d'expliquer les mouvements polyphasés des failles normales et le recoupement des intrusions précoces.

- Processus liés à l'évolution du cratère :

Latéralement, les calcaires en plaquette disparaissent rapidement alors que l'épaisseur des dépôts volcano-sédimentaires ne varie pas significativement. Cette disposition ainsi que les figures de glissement synsédimentaire observées dans les bancs des calcaires en plaquettes peuvent être provoquées par compaction différentielle de la séquence pyroclastique.

Ensuite, les calcaires de l'unité 3 se déposent sans montrer de variations d'épaisseurs ni de faciès. Une deuxième phase de mouvement est indiquée à la fois par la présence des failles listriques qui tronquent les 2 premières séquences de l'unité 3, et par les variations d'épaisseurs des séquences calcaires sus-jacentes (voir le doublet dolomitique rosé Fig. III.25).

La courbure des failles listriques est systématiquement dirigée vers le centre du cratère. Le mouvement de ces failles est accommodé par la déformation et le fluage probable des calcaires en plaquette sur toute la partie centrale du centre éruptif. Latéralement, ces calcaires ne montrent aucune déformation. Les failles listriques peuvent servir de failles de croissance lors du dépôt de la succession calcaire supérieure. Les mouvements verticaux associés sont essentiellement localisés sur le graben de l'éruption. Ceci est indiqué par la vergence des failles listriques ainsi que par l'absence de variations d'épaisseur notables sur le reste de la falaise de Misfah.

Ainsi, le processus lié à ces mouvements tardifs semble associé à un phénomène local et non à une extension généralisée de la plate-forme.

Nous proposons que les différents épisodes de fonctionnement des failles normales bordières du centre éruptif ainsi que le fonctionnement des failles listriques de direction similaire soient principalement associés aux périodes de remplissage (1ère phase) et de vidange successive d'un réservoir magmatique sous-jacent.

III.2.6. Evénements magmatiques postérieurs à l'unité 3

III.2.6.1. Une intrusion massive - face sud de Misfah

A l'extrémité sud de la falaise E de Misfah, une intrusion massive remplace la succession calcaire de l'unité 2 (Fig. III.32). Béchennec (1987) puis Pillevuit (1993) décrivent ce volume magmatique comme représentant un appareil volcanique complexe incluant un « lac de lave » à son sommet. La mise en place de ce corps magmatique entraîna cependant un effondrement de la falaise calcaire sus-jacente.

Le sommet de l'intrusion sert en effet de niveau de décollement sur lequel vient s'enraciner une faille normale qui découpe toute la partie supérieure (Unité 3) des calcaires de Misfah (Fig. III.32). Les séquences de l'unité 3 se plissent le long de la faille listrique, en formant un roll-over d'axe N150 (voir canevas Fig. III.20), qui indique un déplacement du sommet de la plate-forme vers le SW. Le mur de faille est lui-même encroûté par le magma intrusif.

Une schistosité pentée vers le SW apparaît au cœur d'une vire de dépôts fins rougeâtres, qui surmonte la première séquence de l'unité 3. Cette schistosité enregistre la déformation provoquée par le glissement « banc sur banc » des séquences massives, le long de la faille listrique. Ce glissement provoque un cisaillement vers le NE de ces dépôts incompétents (Canevas - Fig. III.32).

L'intrusion correspond dans sa partie centrale à un conduit bréchique (« pipe », Béchennec, 1987) contenant de nombreux blocs de carbonates, de laves et de cumulas à olivine et clinopyroxène (des nodules de péridotites sont décrits par Béchennec, 1987).

Latéralement, l'unité 2 est parcourue de sills massifs qui semblent connectés à l'intrusion. Le sill basal atteint une épaisseur pluridécamétrique à l'approche de l'intrusion. Ce dernier renferme également de nombreux xénolites de roche grenue altérée. En lame mince, ces xénolites montrent une minéralogie complètement transformée et dominée par de grandes plages rectangulaires et jointives de serpentine, qui alternent avec des niveaux riches en phénocristaux de clinopyroxènes automorphes et d'oxydes xénormorphes. Les minéraux hydratés de zéolites et de calcite sont également présents. Cette texture semble dériver d'une roche cumulative présentant un litage minéralogique.

Vers le sommet de l'intrusion, les volcanites massives sont très vacuolaires et montrent un débit en boule. Ces structures ont été décrites comme des pillow lavas. Ces laves ne montrent cependant ni cortex vacuolaire, ni pédoncule, ni bordure figée. Il ne s'agit pas de coulées tubulaires successives. Les vacuoles sont réparties de manière homogène. Ces structures en boules ainsi que la texture très vacuolaire se forment probablement en présence d'eau.

Vers le sud, l'intrusion massive et le sill basal entourent un pan entier de l'unité 2 (Fig. III.32). Sous le sill de base, la base de l'unité 2 est recoupée par des dykes qui sont reliés au sill sus-jacent (Fig. III.32c). Ces dykes sont orientés N110 à NS.

Nous avons échantillonné un sill sous le niveau de l'intrusion massive (recoupant les calcaires marneux de l'unité 1, Om-58) et les sills adjacents à l'intrusion massive (Om-61, et Om-62) ainsi que le cœur même de l'intrusion (Om-65). De plus, deux échantillons ont été prélevés dans les séquences effusives basales (Sv1) de l'unité 1 (Om04-66 et Om-66). Il s'agit d'un pillow vacuolaire basaltique (Om-66) et d'une coulée à texture trachytique (Om04-66).

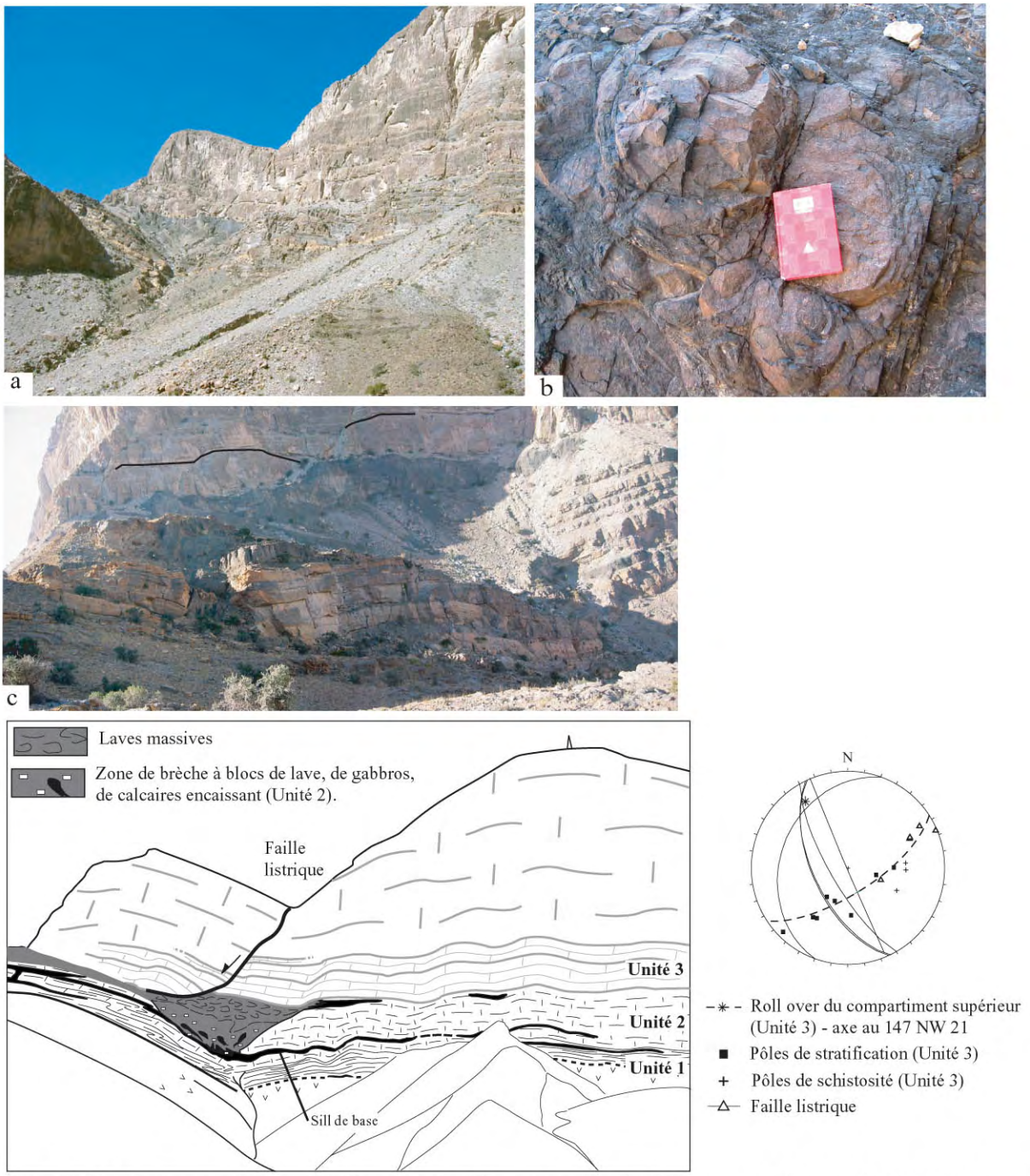


Fig. III.32 - Panorama interprété illustrant le glissement vers le SW des calcaires de l'Unité 3, le long d'une faille listrique qui s'enracine au sommet d'une intrusion massive. Les informations structurales relatives à la déformation sont reportées sur le canevas. **(a)** Vue vers le SW de l'intrusion avec les séries du bassin d'Hamrat Duru au premier plan. **(b)** Figures de refroidissement des laves du sommet de l'intrusion. La texture très vacuolaire et la morphologie en boule imitent la structure d'un pillow lava. Notez cependant que les vacuoles sont réparties de manière homogène qu'il n'y a ni cortex vacuolaire, ni bordure figée, ni pédoncule observés. **(c)** Vue vers le NW du sommet et de la base de l'intrusion. Notez en premier plan le démantèlement des calcaires de l'unité 2, traversés par des dykes et des sills. Au second plan, les marqueurs stratigraphiques correspondent au sommet de la première séquence de l'unité 3 qui glisse sur l'intusif.

III.2.6.2. Les intrusions de la face nord de Misfah

➢ ***Observations***

Un cortège d'intrusions recoupe l'ensemble de la formation Misfah sur la face N de la montagne étudiée (Fig. III.33). Un décrochement dextre orienté N100-110 découpe le versant N en formant un grand escarpement (Fig. III.34). Cet accident majeur recoupe une série de failles décrochantes légèrement obliques, orientées N120 à 150 (Fig. III.34). Ce dispositif transtensif est responsable d'un décalage vertical important entre un compartiment S où affleurent les séquences massives de l'unité 3, et un compartiment N où affleurent les successions sédimentaires plus anciennes des unités 1 et 2 (Figs III.33-III.34).

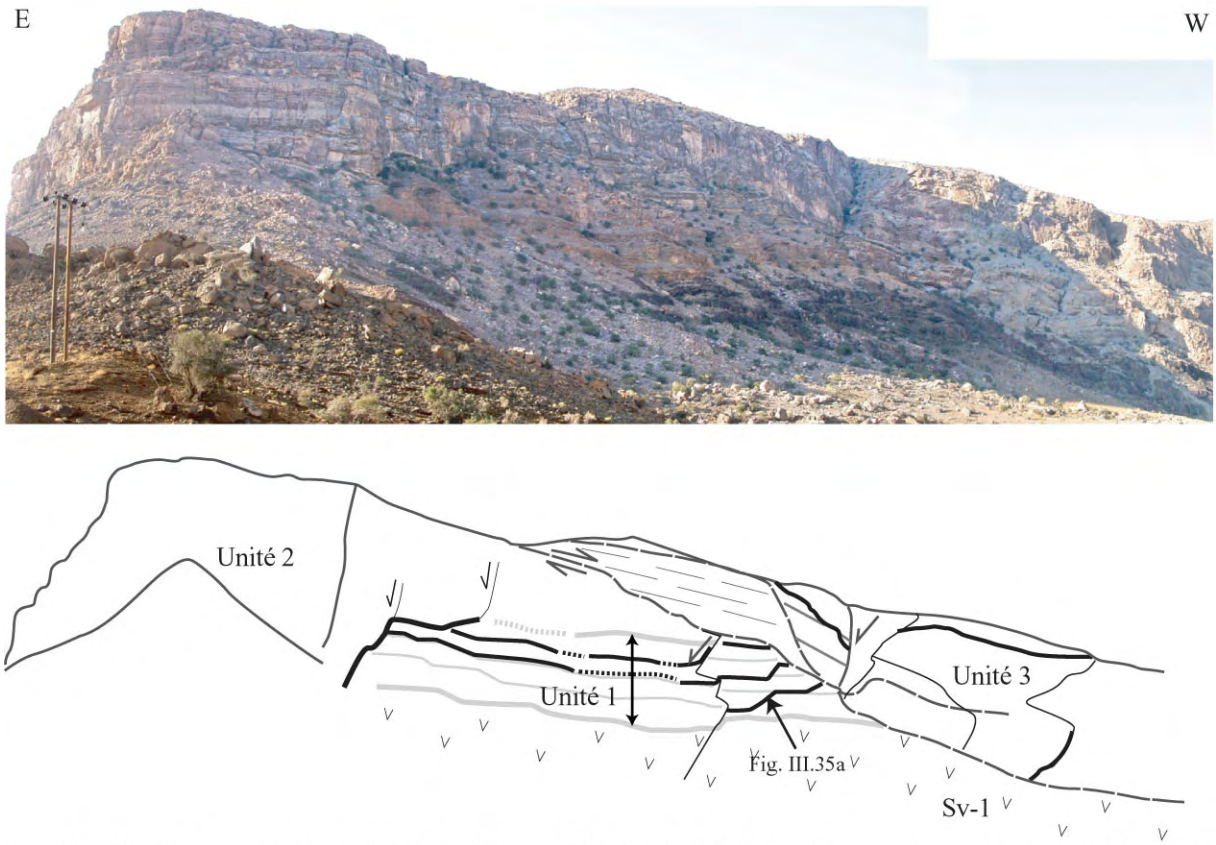


Fig. III.33 - Panorama interprété de la face N de Misfah. Les intrusions sont représentées par un trait noir surépaissit et le grand décrochement qui forme falaise, par un trait en tiretés.

Sur le compartiment N, la série des calcaires à stratification onduleuse de l'unité 1 est traversée par des sills basaltiques métriques qui passent latéralement à des dykes (Fig. III.35a). Ces dykes recoupent la séquence sédimentaire sur plusieurs dizaines de mètres avant de s'intercaler entre deux nouvelles strates en formant à grande échelle des figures de type jumping sill (Fig. III.33). Un de ces jumping-sills que Pillevuit (1993) décrit comme une basanite, recoupe également les calcaires massifs de l'unité 3 du compartiment S (Fig. III.35b).

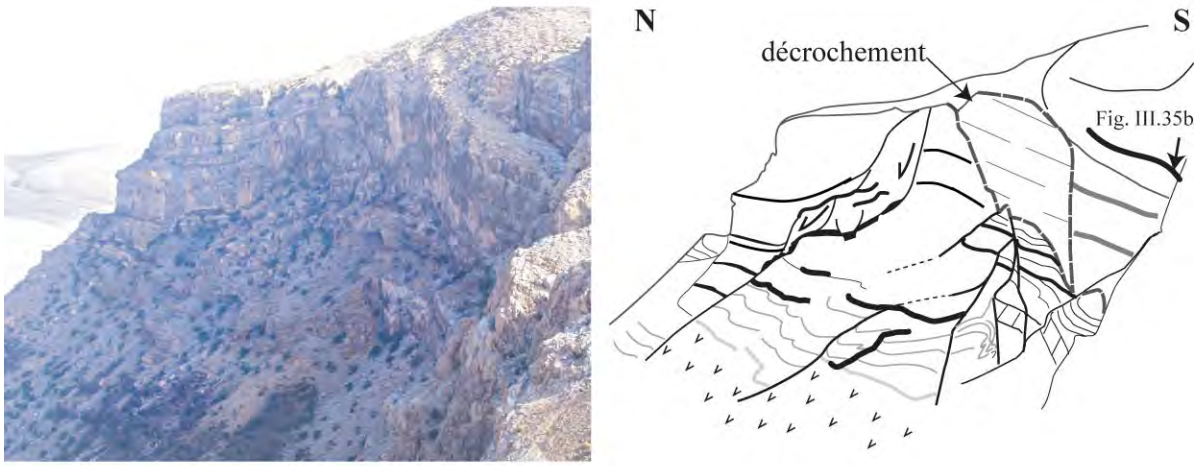


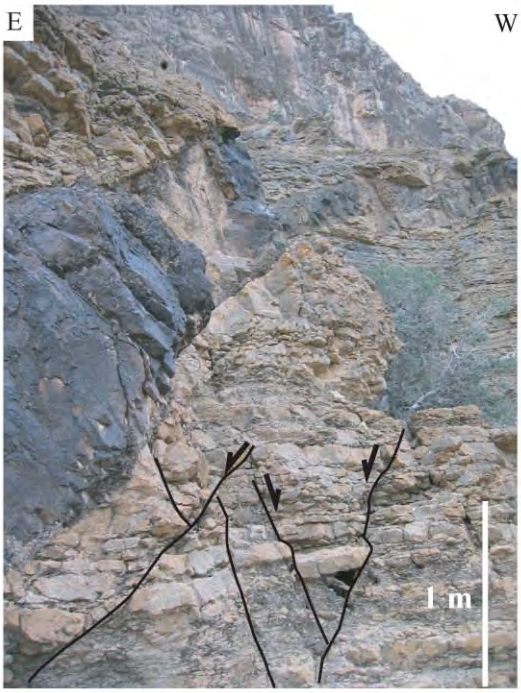
Fig. III.34 - Vue de la face N de Misfah (vers l'E), parallèlement au décrochement EW. Le schéma de droite illustre notamment la déformation des séries stratigraphiques des unités 1 à 3, le long de failles sub-verticales orientées N120 à N150. Vers l'E ces failles se branchent sur le grand décrochement. Les chevrons des blocs basculés illustrent la composante normale de ces failles qui provoquent un mouvement général du bloc sud vers le SW.

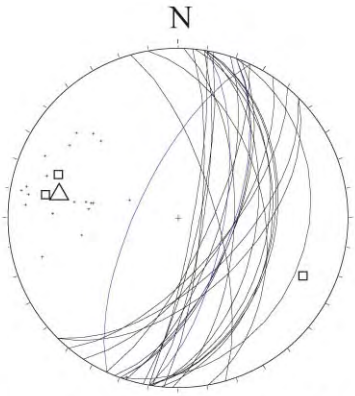
La mesure systématique de l'éponte de ces dykes et jumping-sills met en évidence que ces intrusions sont contemporaines d'une extension WNW-ESE (canevas – Fig. III.35). Celle-ci s'accompagne du développement d'une famille de fractures extensives conjuguées, orientées N10-20, et caractérisées par des déplacements mineurs (Fig. III.35a). Il est important de noter qu'en plusieurs endroits, le jumping sill qui recoupe les calcaires de l'unité 3 emprunte une autre famille de faille normale orientée N110.

Les différentes intrusions contemporaines de l'étirement WNW-ESE viennent se plaquer contre le dispositif décrochant (Figs. III.34-III.36a). A ce niveau, les sills s'épaississent et le magma inclut des fragments de calcaires blancs (Fig. III.36a). Localement, la lave montre des structures de refroidissement en boules, suggérant la présence d'eau lors de l'intrusion.

Cette zone se caractérise par une succession de blocs basculés et plissés, contre les failles décrochantes orientées N120 à N150 (Fig. III.34-III.36c). Les strates calcaires des unités 1 et 3 sont en contact. Le long de cette zone faillée, les escarpements de failles sont souvent encroûtés par un enduit de basalte (Fig. III.36e). Entre ces failles, les blocs basculés sont intimement associés à de la lave (Fig. III.36) qui est retrouvée :

- sous forme d'injections dans les joints de stratification des séries marneuses litées ;
- le long des zones de faille, emballant alors les fragments et blocs de calcaires érodés ;
- sous forme de dykes secondaires qui entourent des blocs basculés et plissés (Fig. III.36d).





Mesures des épontes des dykes recoupant les calcaires de l'unité 1 (points) et l'unité 3 en (carré) - plan moyen (triangle - 12E60)

Fig. III.35a - Dyke basaltique et fractures extensives conjuguées NS, recoupant les calcaires et marnes de l'unité 1.

Fig III.35b - Jumping-sill (om 05 22) qui recoupe les calcaires massifs de l'unité 3. La silhouette donne l'échelle de l'épaisseure du sill (~2m). Ce sill est également synchrone d'une extension NS. La photo associée illustre les fragments du mur de faille emballés dans le magma

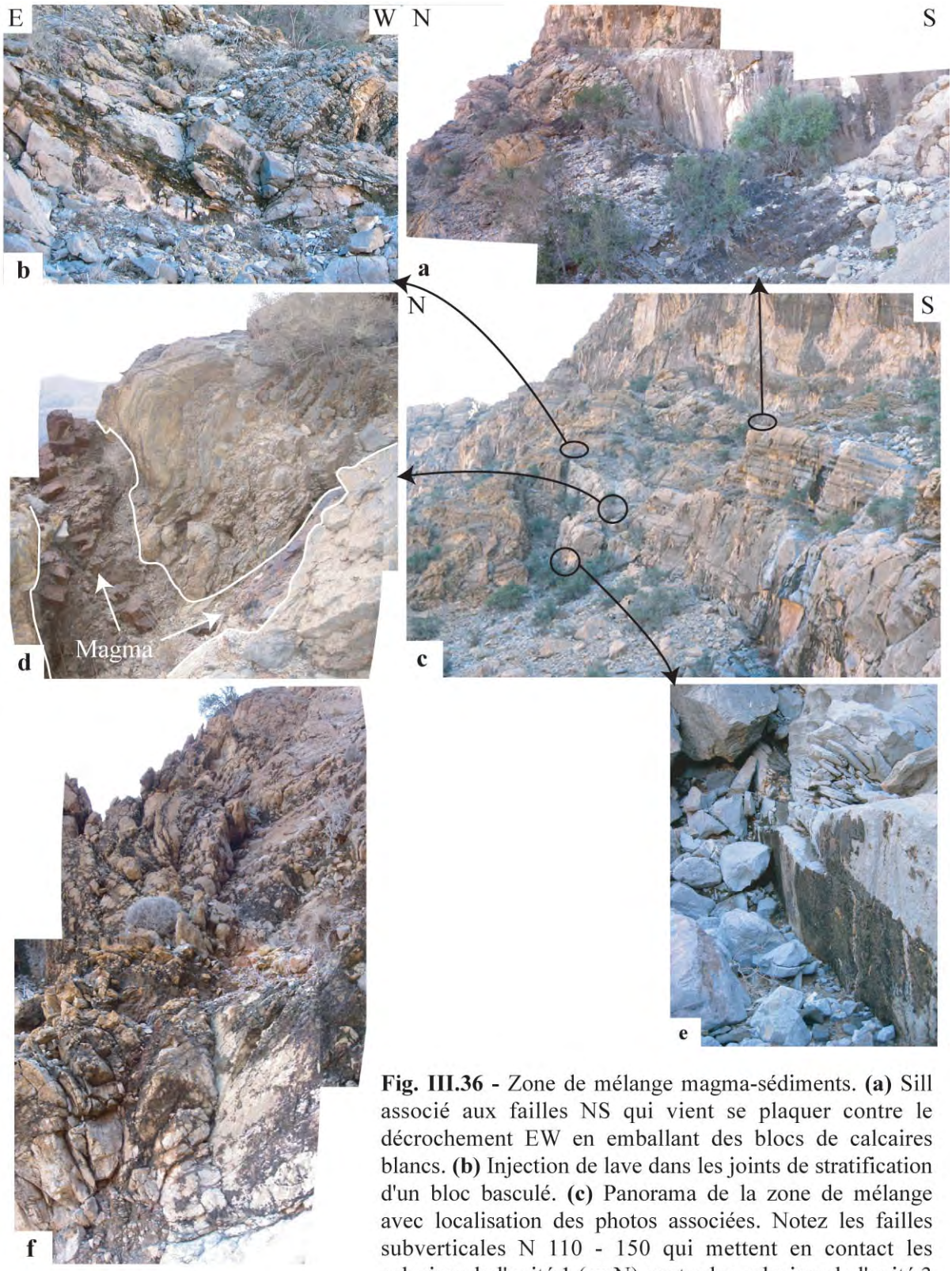


Fig. III.36 - Zone de mélange magma-sédiments. **(a)** Sill associé aux failles NS qui vient se plaquer contre le décrochement EW en emballant des blocs de calcaires blancs. **(b)** Injection de lave dans les joints de stratification d'un bloc basculé. **(c)** Panorama de la zone de mélange avec localisation des photos associées. Notez les failles subverticales N 110 - 150 qui mettent en contact les calcaires de l'unité 1 (au N) contre les calcaires de l'unité 3 (au S).
(d) Bloc basculé de calcaire entouré par un même dyke qui emprunte deux directions de fractures différentes (NS et N120). **(e)** Enduit de basalte sur un plan de faille N 140. **(f)** Injections équantes de basalte, dans une zone faillée (N115).

Ces observations indiquent que ces failles ont probablement joué pendant l'épisode intrusif. Il est important de noter que cette connexion entre les intrusions NS et les intrusions ENE-WSW n'est observée que dans cette zone intensément fracturée. Il s'agit de la zone de recoupement du dispositif décrochant par une faille normale N20 à regard E (Fig. III.34, canevas 4 – Fig. III.37).

Sur le flanc E de la face N de Misfah, les calcaires de l'unité 1 sont recoupés à leur sommet par un jumping sill plurimétrique, sur lequel les calcaires de l'unité 2 glissent vers le NE (Fig. III.33-III.34). Deux autres sills en escalier recoupent les calcaires supérieurs. Les épontes de ces trois jumpings sills sont similairement orientées N120 (canevas 2 - Fig. III.37). Ces trois sills servent de niveau de décollement ductile qui amorti le rejet d'une importante densité de failles normales syn-magmatiques, également orientées N120. Les intrusions et les failles associées sont recoupées par une famille de failles postérieures, orientées N10 à N170 (canevas 4 - Fig. III.37).

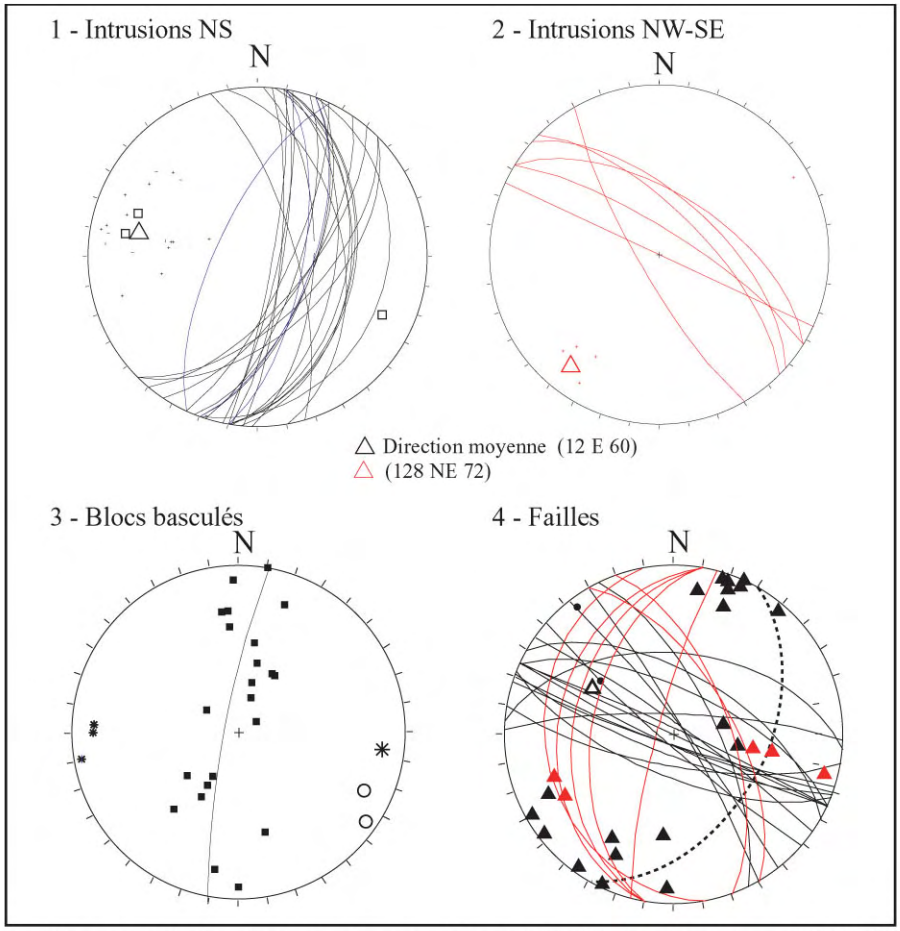


Fig. III.37 - Canevas **(1)** des épontes des intrusions NS **(2)** des intrusions NW-SE **(3)** des blocs basculés de la zone faillée avec : les axes mesurés (cercles vides) et calculés (étoiles, N80 à N100). L'axe de basculement moyen est représenté par la grande étoile. **(4)** Canevas des principales familles de failles associées aux intrusions, avec la grande faille normale N20 (pointillée) et les failles normales et décrochantes N100 à N150, incluant le grand décrochement orienté N115. Les failles normales tardives (rouge) recoupent toutes les intrusions.

➢ ***Interprétations***

Les affleurements EW de la face N de Misfah indiquent qu'une famille de dyke intrude la plate-forme au cours de glissements mineurs vers l'E au N et vers l'W au S (Fig. III.38). Les sections NS de ce même versant mettent en évidence l'existence d'intrusions synchrones d'un effondrement du sommet de la plate-forme le long de décrochements orientés N110-150. Finalement, les épontes N20 et N110 du jumping-sill qui recoupe les calcaires de l'unité 3 (Fig. III.35b) illustrent que ces deux directions de fractures principales ont pu être conjuguées.

Ces directions de fracturations syn-magmatiques sont reliées par une zone de mélange qui implique un volume significatif de magma. Les intrusions associées aux deux directions de fractures principales se connectent en entourant et en injectant des blocs basculés et déformés de niveaux stratigraphiques très différents (Fig. III.36).

L'événement magmatique est donc synchrone d'un effondrement en masse de l'ensemble de la plate-forme. Cet effondrement se localise principalement le long de structures coulissantes orientées NW-SE (stéréo 4 - Fig. III.35). Les décalages horizontaux s'accompagnent de mouvements verticaux dont le rejet apparent est d'ordre plurihectométrique. Une deuxième direction de fracture syn-magmatique se développe de part et d'autre des décrochements dans une direction ~N10 à N20 (Fig. III.36).

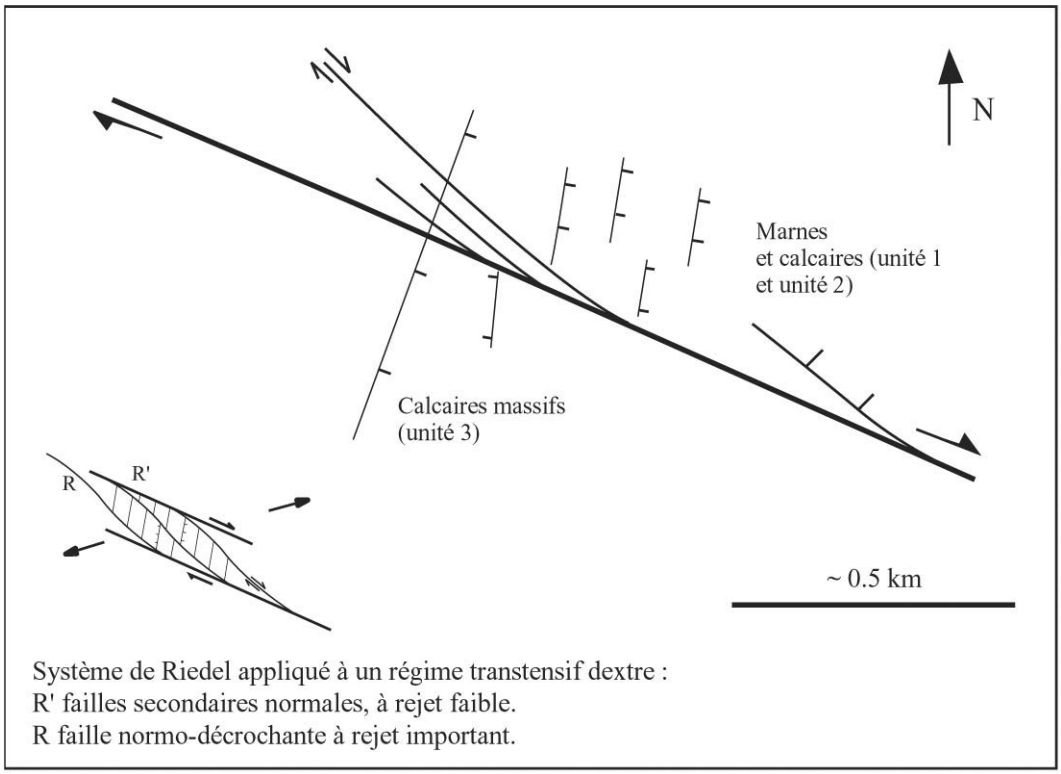


Fig. III.38 - Carte structurale schématique du versant N de la montagne de Misfah. Les principales directions de fracturations syn-magmatiques sont représentées comme appartenant à un même dispositif tectonique en transtension. Ce dernier aurait entraîné le développement de deux familles de failles conjuguées (pouvant correspondre à un dispositif de Riedel).

Ces réseaux sub-contemporains de fractures caractérisent un dispositif tectonique transtensif. Les relations angulaires entre les différentes directions de fracturation sont cohérentes avec un dispositif de type Riedel, avec :

- un décrochement majeur orienté N110,
- des failles transtensives en échelon faisant un angle de 15-20 ° (azimut N130) avec la structure principale,
- des failles normales à rejet mineur, faisant un angle de 75 ° (azimut N15) avec la structure principale (voir Fig. III.38).

Les glissements observés sont dirigés vers le NE au N et vers le SW au S de la structure décrochante. A l'extrême E de la section étudiée, les calcaires massifs de l'unité 2 glissent sur des sills en escalier et le long de failles normales orientées N120 (Figs. III.34-III.38).

Les mouvements verticaux localisés le long des accidents NW-SE témoignent une nouvelle fois que cet épisode de démantèlement de la plate-forme est associé à une remontée de magma. Les calcaires de l'unité 3 se retrouvent sous le niveau stratigraphique des calcaires de l'unité 1, indiquant un décalage vertical d'au moins 200 m au moment de l'intrusion magmatique.

Au cours des événements volcaniques précédemment décrits, les structures tectoniques qui recoupent les calcaires de Misfah sont initiées par une activité magmatique explosive, puis intrusive.

Dans ce contexte, le dispositif tectonique complexe observé sur la face N de Misfah peut être mieux compris en considérant qu'un réservoir magmatique ou un intrusif suffisamment volumineux initie le glissement et la fracturation de la plate-forme de Misfah. Les diverses directions de mouvement observées sur la face N de Misfah reflèteraient alors des déplacements d'origine gravitaire.

Les directions de fracturation multiples guident la propagation des intrusions, qui, dans les zones de déformation intense principalement associées aux zones de jonction ou de recoupement des failles, vont s'injecter rapidement autour des blocs fracturés et dans les joints de stratification, en formant le mélange de magma et de sédiment observé (Fig. III.36).

Ces injections de laves ont très certainement amplifiés les déplacements le long des grandes structures tectoniques, en favorisant le découplage mécanique des épontes de ces structures.

Aucun réservoir magmatique n'est observable à la base de la zone de démantèlement de la face N. D'un point de vue chronologique, il est possible que les mouvements observés se soient initiés lors de la mise en place de l'intrusion massive de la face sud (Fig. III.32) qui elle aussi provoque le glissement des calcaires de l'unité 3.

Par contre, ces mouvements s'opèrent sur une faille listrique alors que le long de la face N, les structures syn-magmatiques recoupent toute l'épaisseur de la plate-forme indiquant que les déplacements n'ont certainement pas la même importance.

III.2.6.3. Sommet de la face nord de Misfah

Certains des dykes étudiés précédemment atteignent le sommet de la montagne de Misfah. De plus, vers l'W, les calcaires blancs massifs de la face nord sont surmontés par une nouvelle succession de calcaires marneux gris, en bancs décimétriques et à stratification onduleuse (Fig. III.39). Ils évoluent rapidement vers une succession pluridécamétrique de calcaires gris et dolomie blanche en bancs de 20 à 50 cm.

Les calcaires marneux sont recoupés par une série de failles normales qui s'amortissent le long d'intrusions magmatiques synchrones de la fracturation (Fig. III.40).

Fig. III.39 - Vue vers l'E depuis le plateau qui surplombe la face N de la montagne de Misfah. Au deuxième plan, le versant N de Misfah expose : la séquence volcanique Sv1 (extrême gauche), le grand escarpement sub-vertical qui longe le décrochement N115 mettant en contact les calcaires massifs blancs au S (unité 3), avec les marnes et calcaires (unités 1-2) au N. Au premier plan, les calcaires blancs sont recouverts d'une succession marno-calcaire en petits bancs puis calcaro-dolomitique en bancs massifs.

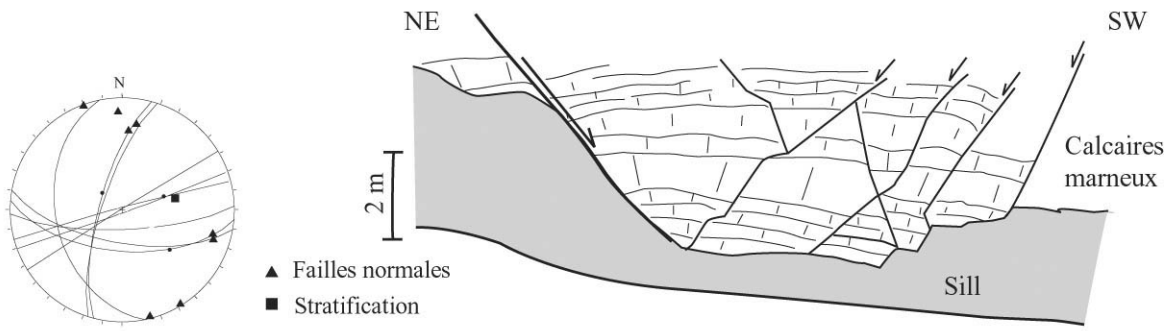


Fig. III.40 - Série de failles normales conjuguées d'orientations NS et EW qui s'amortissent dans un même sill (stéréo associé)

Au dessus des calcaires marneux, une coulée de lave à pillow lavas s'intercale (Fig. III.41).

Finalement l'ensemble de la succession est recoupée par de nombreuses failles normales synsédimentaires qui sont associées à des variations d'épaisseurs significatives des bancs calcaires (Fig. III.42).

Fig. III.41 - Pillows lavas dans une coulée intercalée dans la succession sommitale de la montagne de Misfah.

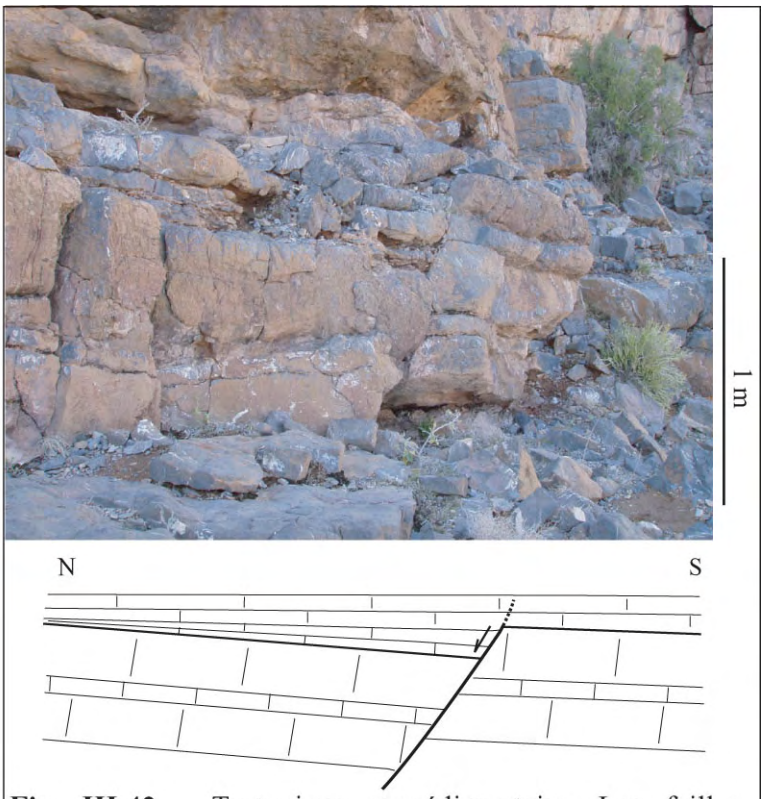


Fig. III.42 - Tectonique synsédimentaire. Les failles normales de direction EW s'amortissent vers le haut.

Ainsi les témoins de l'activité magmatique sont observés depuis la base jusqu'au sommet de la montagne de Misfah. Les intrusions observées ici entraînent une nouvelle fois une déstabilisation des sédiments préexistants le long de structures extensives synsédimentaires et conjuguées, EW et NS.

Ces intrusions et la coulée volcanique indiquent que l'activité volcanique et les déstabilisations tectoniques se pérennisent tout au long du dépôt des calcaires de la plate-forme de la montagne de Misfah.

III.2.7. Discussion et interprétation générale

Le taux de sédimentation de la plateforme de Misfah fut suffisamment élevé pour permettre d'isoler chaque événement magmatique triasique au sein d'une nouvelle séquence calcaire. Ces événements correspondent à, du bas vers le haut :

- une séquence volcanique basale (Sv-1);
- une deuxième séquence volcanique et volcano-sédimentaire (Sv-2) ;
- le dépôt des tufs inférieurs qui suggère l'existence d'une explosion volcanique précoce dont le centre éruptif n'a pas été trouvé ;
- un épisode hydromagmatique scellé par les tufs intermédiaires (Unité 2) ;
- un épisode hydromagmatique ultérieur scellé par les tufs supérieurs (Unité 2) ;
- une série d'événements intrusifs consécutifs au dépôt de l'unité 3, mais non calés stratigraphiquement.

Finalement, la présence de coulées volcaniques au sommet des calcaires massifs qui fome la falaise principale de la montagne de Misfah suggère que la construction de l'ensemble de la plate-forme s'est déroulée pendant la période d'activité magmatique triasique.

III.2.7.1. Sur les interactions eau-magma-sédiment

Les explosions hydromagmatiques et les différents épisodes d'intrusions sont associés à des déstabilisations en masse de sédiments plus ou moins indurés. Le type de mise en place (intrusif ou effusif) des volumes magmatiques associé à chaque événement, la morphologie des cortèges d'intrusions et les phénomènes de resédimentation de la couverture sédimentaire sus-jacente semblent interdépendants.

- ***Episode hydromagmatique associé au dépôt des tufs intermédiaires ou « événement A »***

Dans le cas de la première explosion volcanique décrite (deuxième événement explosif), aucune coulée de lave n'est épanchée et les dépôts volcano-sédimentaires associés ne montrent qu'une faible proportion de produits volcaniques. Lors de cet événement, un volume important de magma est pourtant remonté à proximité de la surface, mais n'atteint pas le niveau de la mer. L'éruption semble avoir été purement phréatique conduisant au dépôt d'une mégabrèche. Ni diatrèmes ni cônes d'accumulation de téphras ne témoignent d'une remobilisation majeure de la zone éruptive. Ceci semble lié à la mégabrèche qui glissa vers la ligne éruptive après l'éruption initiale. Celle-ci créa un bouchon sédimentaire suffisamment hermétique, pour isoler le magma de l'eau de mer. Les projections retrouvées au sommet des tufs indiquent néanmoins que des interactions entre le magma et l'eau contenue dans la mégabrèche provoquèrent quelques éruptions phréatiques mineures. Il est probable que ces projections soient associées à des évents secondaires, de tailles limitées, et n'affleurant pas le long de la section étudiée.

Le style de l'éruption n'apparaît pas seulement contrôlé par les interactions eau-magma mais également par la rhéologie des roches encaissantes. Contrairement aux sédiments non consolidés qui s'effondrent et se mélangent avec le magma (boue calcaire : matrice de la mégabrèche), des bancs de calcaires consolidés glissent vers le centre dans la fosse. Ces olistolites contrôlent à la fois la

géométrie et l'évolution des intrusions liées à l'éruption. En effet, ils empêchent la remontée du magma à la surface et restreignent le contact entre l'eau et le magma.

Ainsi, la remontée du magma semble moins contrôlée par le processus même de l'explosion que par les mouvements gravitaires qui sont associés à la déstabilisation de la couverture sédimentaire. L'explosion hydromagmatique initiale remobilise le couvercle sédimentaire local. Ceci induit une chute de pression qui permet l'ascension d'un volume significatif de magma et sa mise en place à la base de l'unité 2. Ce magma représente un niveau de décollement pour les calcaires sus-jacents qui glissent vers le NE. Le glissement augmente la décharge lithostatique le long de la ligne éruptive, ce qui permet une inflation du volume magmatique à la base de la ligne éruptive (Fig. III.24). L'instabilité tectonique induite favorise en retour la remontée de magma.

En contrepartie, l'éruption n'induit que des changements très limités sur la sédimentation. Hormis un arrêt probable de la productivité carbonatée, l'éruption provoque le dépôt de calcaires en plaquettes qui apparaît principalement associé à la compaction progressive de la mégabrèche.

En conclusion, la sédimentation carbonatée ne fut pas spécialement perturbée par le volcanisme mais influence le style de l'éruption et contrôle partiellement la mise en place des intrusions. En retour, le magmatisme contrôle la déformation des roches encaissantes.

- ***Episode hydromagmatique associé au dépôt des tufs supérieurs ou « événement B »***

Lors de cette éruption, l'épaisseur de la plate-forme carbonatée est beaucoup plus importante (~150m) que lors de l'événement précédent. La remontée de magma ne provoque pas la resédimentation de la totalité de la série sédimentaire.

La charge lithostatique des sédiments préexistants contrôle l'expression exclusivement intrusive du magmatisme. La colonne sédimentaire et ses propriétés rhéologiques contrôlent également la morphologie du cortège de sill et la chronologie de sa mise en place. En effet la rupture progressive des calcaires vers le haut et la diminution de la colonne de roche sus-jacente s'accompagnent d'une diminution de l'épaisseur des sills successifs (voir discussion dans le chapitre correspondant).

Ceci reste vrai jusqu'au moment où le magma rencontre la nappe phréatique, à un haut niveau stratigraphique, ce qui déclenche l'explosion. Il n'y a pas de glissement généralisé de la couverture sédimentaire sur un niveau de décollement ni formation d'une fosse éruptive. Le centre éruptif garde ainsi un profil symétrique.

La formation du graben ou de la caldeira centrale est associée à des effondrements polyphasés, probablement associés à une succession d'événements éruptifs secondaires.

- ***Evénements postérieurs***

Une période de quiescence relative permet la sédimentation d'une barre plurihectométrique de calcaires blancs de plate-forme (Unité 3). Celle-ci scelle le graben subsident formé au cours de l'épisode volcanique associé au dépôt des tufs supérieurs.

Puis une nouvelle période d'activité magmatique se caractérise par la mise en place d'une intrusion massive (section sud de Misfah) au dessus de laquelle le sommet de la plate-forme glisse vers le SW. Une nouvelle fois, la couverture des carbonates de plate-forme semble contrôler l'expression du magmatisme. Il prend la forme d'une intrusion massive qui remplace les calcaires de l'unité 2.

Sur le flanc N de la montagne de Misfah, un événement pouvant être contemporain va localiser la formation de grandes structures de coulissement. Contrairement au cas précédent, les structures recoupent toute l'épaisseur de la formation Misfah. Un cortège de dykes et de sills est mis en place le long de ces grandes structures décrochantes et le long de failles normales obliques associées.

III.2.7.2. Sur le démantèlement de la plate-forme

Au cours de l'événement A, la proximité de la bordure de la plate-forme permet un glissement de faible ampleur de celle-ci, lors de la remontée d'un volume de magma qui intrude les séries pélagiques sous-jacentes. Ce glissement favorise en retour l'ascension du magma ce qui déclenche l'explosion hydromagmatique. Le dispositif résultant localise la resédimentation des calcaires érodés le long d'une fosse tectonique et donc à l'intérieur même de la plate-forme.

Lors des événements ultérieurs, l'épaisseur de la plate-forme provoque une mise en place essentiellement intrusive du magma.

- Au cours de l'événement B, l'explosion hydromagmatique provoque une pulvérisation du couvercle calcaire encore peu épais et l'accumulation de matériel pyroclastique dans un graben central.
- Lorsque la couverture sédimentaire est beaucoup plus épaisse et qu'elle atteint plusieurs centaines de mètres, les intrusions massives semblent bloquées à la base des calcaires massifs de l'unité 3. Dans ce contexte, la succession calcaire sus-jacente ne permet pas l'explosion. C'est alors le sommet de la plate-forme qui glisse le long de structures tectoniques d'orientations et de types variés :
- Des failles listriques, provoquent la formation de roll-over et le déplacement limité du sommet de la plate-forme.
- Des grandes failles sub-verticales recoupent l'ensemble de la plate-forme et vont permettre des déplacements verticaux plurihectométriques et des déplacements horizontaux probablement beaucoup plus importants, favorisés par l'infiltration de magma et par le découplage mécanique qui en résulte.

Ces déplacements provoquent le démantèlement en masse de la plate-forme de Misfah, dans le bassin adjacent.

Lors du premier épisode éruptif, la plate-forme glisse vers le N et le NNE. Au cours de la mise en place de l'intrusion massive de la face S, le sommet de la plate-forme glisse vers le SW. Finalement le long de la face N, le système tectonique global et la structure tectonique principale indiquent que le déplacement significatif de la plate-forme est orienté dans une direction EW à ESE-WNW (Fig. III.37-III.38).

Ces directions de déplacement quasi-perpendiculaires sont probablement favorisées par la proximité des bordures paléogéographiques de la plate-forme de Kawr. Celles-ci seraient actuellement orientées EW et NS. Cette topographie est interprétée comme ayant contrôlée les directions de démantèlement de la plate-forme au cours des remontées magmatiques successives à la base de la succession carbonatée.

III.2.7.3. Sur l'âge du volcanisme

- ***Echantillonnage***

Les intrusions magmatiques renferment localement des minéralisations pegmatitiques de biotite. Les échantillons Om05-32 et Om05-23 proviennent respectivement des intrusions associées à l'éruption pyroclastique de l'événement B et du cœur du jumping sill recoupant les calcaires de l'unité 3, sur la face N de Misfah (Fig. II.35b). Ils incluent des cristaux de biotites qui ont été datés par méthode Ar-Ar. Toutes les manipulations et mesures ont été réalisées par Patrick Monié, responsable de la ligne Ar-Ar à l'institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de l'université de Montpellier 2.

- ***Procédures***

La datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ est appliquée sur des monograins de biotite, dont l'extraction est effectuée avec une loupe binoculaire, après broyage, et nettoyage (éthanol et eau distillée). Les grains sont emballés dans une feuille d'aluminium et irradiés pendant 40 heures au réacteur nucléaire McMaster (Canada) avec le standard hornblende MMHb daté à 520±1.7 Ma (Samson & Alexander, 1987). Après irradiation, les grains sont placés dans le système d'extraction et chauffés pendant 48 heures à 200°C.

Le chauffage par pallier successif est effectué en utilisant un laser CO_2 opérant en mode continu, par incrément régulier de puissance.

Le dispositif analytique consiste en : (1) un laser CO_2 50 W ; (2) un obturateur du faisceau pour sélectionner le temps d'exposition qui correspond typiquement à 30 secondes par pallier ; (3) des lentilles divergentes et convergentes pour définir le diamètre du faisceau qui correspond typiquement à deux fois la taille du grain ; (4) une ligne d'extraction et de purification des gaz ; (5) un spectromètre de masse MAP 215-50.

Chaque analyse implique 5 minutes pour chauffer et purifier les gaz et 8 minutes d'acquisition pour une série de 12 mesures des masses 40 à 36. Les blancs mesurés toutes les 3 analyses fournissent des valeurs de $2*10^{-12}$ cc de ^{40}Ar et $3*10^{-14}$ cc de ^{36}Ar. Pour chaque analyse, les corrections isotopiques classiques sont appliquées en tenant compte, des blancs, de la discrimination de masse, de la décroissance radioactive de ^{37}Ar et ^{39}Ar et des interférences de masse induites par l'irradiation. L'erreur affichée correspond à une déviation de 1 sigma et est calculée selon la méthode de McDougall et Harrison (1988).

- ***Résultats***

Les spectres d'âges obtenus comprennent 15 paliers pour l'échantillon Om05-32 et 9 paliers pour l'échantillon Om05-23.

Les très bons spectres obtenus sur les deux populations de biotites fournissent un âge plateau respectivement à 231.4 ± 2.8 Ma et 230.0 ± 2.5 Ma pour la cristallisation de la biotite, dans les dykes Om05-32 et Om05-23.

OM05-32	40Ar/39Ar	38Ar/39Ar	37Ar/39Ar	36Ar/39Ar (10 E-3)	%39Ar dégazé	%40Ar*	40Ar*/39Ar(K	Age (Ma)	+- 1s.d.
1	12.316	0.073	0.00000	14.414	0.56	65.25	8.04	124.15	9.90
2	16.326	0.047	0.00000	9.813	3.16	82.12	13.41	202.57	2.73
3	18.086	0.048	0.00000	18.184	5.16	70.18	12.69	192.34	3.76
4	15.936	0.046	0.00216	1.143	15.65	97.76	15.58	233.35	1.37
5	15.906	0.044	0.01443	3.714	19.55	92.98	14.79	222.24	1.83
6	15.875	0.044	0.00000	1.398	27.27	97.27	15.44	231.43	1.04
7	15.833	0.047	0.00621	0.544	34.35	98.86	15.65	234.40	1.01
8	15.302	0.050	0.00000	0.000	36.41	99.87	15.28	229.18	1.37
9	15.841	0.045	0.00000	0.264	50.11	99.38	15.74	235.67	0.65
10	15.672	0.045	0.00505	0.000	55.32	99.87	15.65	234.39	1.13
11	15.479	0.043	0.01089	0.041	62.00	99.80	15.45	231.52	1.07
12	15.590	0.044	0.00375	0.517	71.52	98.89	15.42	231.10	1.15
13	15.604	0.043	0.00000	0.348	83.88	99.21	15.48	231.99	1.01
14	15.517	0.044	0.00000	0.390	92.85	99.13	15.38	230.59	1.21
15	16.500	0.043	0.00057	1.621	100.00	96.98	16.00	239.28	1.22
						Age total : 230.7 +/- 2.2			

OM05-23	40Ar/39Ar	38Ar/39Ar	37Ar/39Ar	36Ar/39Ar (10 E-3)	%39Ar dégazé	%40Ar*	40Ar*/39Ar(K)	Age (Ma)	+- 1s.d.
1	9.072	0.032	0.00519	9.775	16.65	67.95	6.16	96.0	1.5
2	14.531	0.030	0.00000	3.581	28.54	92.58	13.45	203.2	1.0
3	16.074	0.030	0.00000	2.726	52.07	94.86	15.25	228.7	0.8
4	16.370	0.029	0.00185	3.941	63.34	92.77	15.19	227.8	1.1
5	16.514	0.029	0.00092	3.645	82.12	93.36	15.42	231.1	0.9
6	16.923	0.030	0.00954	4.632	86.74	91.80	15.53	232.7	2.0
7	16.373	0.028	0.02418	2.791	93.32	94.85	15.53	232.7	1.7
8	15.870	0.026	0.05215	0.000	95.25	99.87	15.85	237.2	1.4
9	15.946	0.027	0.02214	1.030	100.00	97.97	15.62	234.0	1.6
						Age total : 205.6 +/- 2.0			

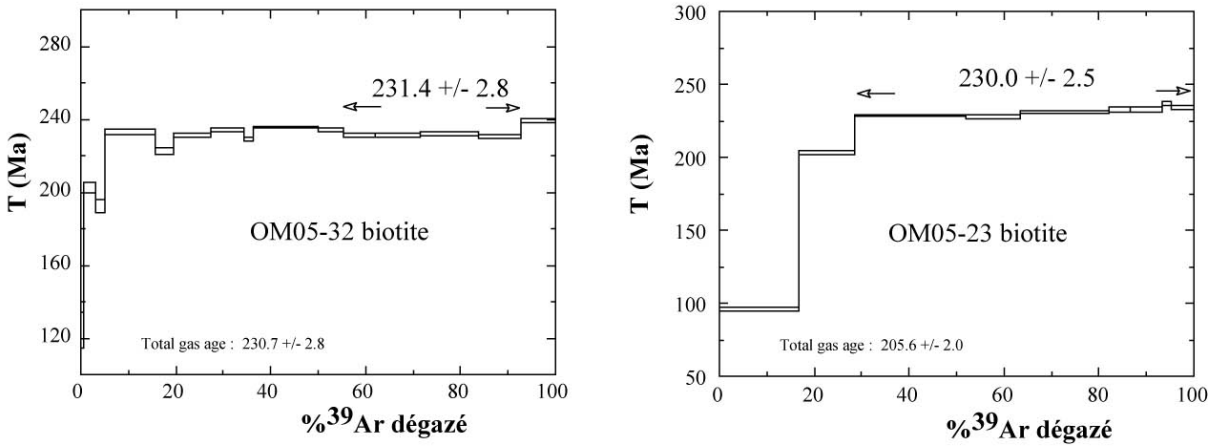


Fig. III.43 - Spectres d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ vs $\%^{39}Ar$ dégazé pour les intrusifs de la Fm. Misfah et tableaux de mesure et de calcul des âges apparents.

➢ ***Interprétation***

Les deux âges apparents sont identiques à l'erreur de mesure près. Ces âges placent les deux épisodes intrusifs à la fin du Ladinien et au début du Carnien et autrement dit à la limite Trias moyen - Trias supérieur (228 ± 2 Ma in International Stratigraphic Chart, IUGS).

Au cours d'un laps de temps qui a pu être de l'ordre du million d'année, toute la falaise calcaire de l'unité 3 de la montagne de Misfah se construit.

Ces résultats sont tout à fait cohérents avec les données biostratigraphiques de Pillevuit (1993) qui donne un age Ladinien - Carnien pour les volcanites et calcaires de l'unité 1 (formation Subayb, Pillevuit, 1993) et un age Ladinien/Carnien - Rhétien pour les calcaires massifs de la plate-forme.

L'age $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 230 Ma obtenu pour une intrusion recoupant le sommet de la formation Misfah indique que la majorité de la succession carbonatée de la plate-forme de Misfah est formée dès le début du Carnien.

III.2.7.4. Sur les reconstitutions palinspatiques

Jusqu'à présent, la nature du socle des exotiques de la plate-forme triasique était inconnue du fait du décollement du groupe de Kawr de son socle, en raison de son écaillage sous l'ophiolite du Semail.

La présence de sédiments attribuables à la formation Matbat ou au sommet de la Fm. Al Jil, en contact et à l'intérieur même des réservoirs magmatiques qui alimentent le magmatisme de la plate-forme, indique que le groupe de Kawr se développe au-dessus des sédiments pélagiques déposés dans les parties distales du bassin d'Hawasina.

La nature sédimentaire du socle de la plate-forme exotique implique qu'il n'y a jamais eu de pile volcanique importante, antérieurement à la construction de la plate-forme carbonatée. La plate-forme triasique de Misfah ne se construit donc pas sur un édifice volcanique intra-océanique.

Ceci implique également qu'elle ne se construit pas non plus sur la crête d'un horst hérité du rifting Permien (Béchennec, 1987 ; Béchennec et al., 1988) mais sur une partie soulevée du bassin d'Hawasina.

Ces résultats très importants indiquent également que le bassin d'Hawasina correspond bien aux parties profondes de la marge continentale arabe et non à un bassin développé sur croûte océanique (Searle & Graham, 1982 ; Stampfli et al., 1991 ; Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997). L'inversion de ce dernier lors de l'obduction de l'ophiolite du Semail aurait donc décollé les unités de Kawr au niveau du contact entre les sédiments pélagiques sous-jacents et la base des successions volcaniques et des poches magmatiques.

Ni l'orientation de la zone soulevée ni le mécanisme à l'origine du soulèvement ne peuvent être contraints à ce niveau de la discussion. Néanmoins, ces mouvements verticaux indiquent qu'une réactivation de la marge omanaise a bien eu lieu au Trias moyen - supérieur. Cette réactivation est en partie associée à une activité volcanique que l'on retrouve dans l'unité paléogéographique adjacente à la plate-forme de Misfah, à savoir à la base du groupe d'Umar, mais également dans les unités proximales du bassin que sont les groupes Hamrat Duru et Al Aridh (Béchennec et al., 1992 ; Béchennec et al., soumis ; Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997).

III.3. Le groupe d'Umar et la formation de Sinni

III.3.1 Généralités

Le groupe d'Umar est systématiquement retrouvé sous la nappe ophiolitique du Semail et donc au sommet de la pile des nappes d'Hawasina (Beurrier et al., 1986 ; Béchennec, 1987). Ce groupe comprend la formation Sinni et la formation sus-jacente d'Aqil (Béchennec, 1987).

Au même titre que pour le groupe de Kawr, la base de la formation Sinni correspond à un contact tectonique : son soubassement est inconnu.

La succession triasique est divisée en trois lithofaciès nommés UmV_1 à UmV_3. Le premier membre comprend une succession hectométrique de pillow lavas basaltiques à matrice hyaloclastitique. Le second membre est plus intensément tectonisé et caractérisé par des pillow lavas andésitiques violacés associés à des brèches volcaniques interstratifiées avec des argilites, des cherts à radiolaires et des mégabrèches de calcaires de plate-forme récifale. Ces derniers sont datés Carnien-Norien dans la région étudiée et Ladinien dans la partie orientale de la chaîne (Béchennec, 1987). Le troisième membre correspond aux volcanites qui intrudent la pile volcano-sédimentaire précédente (dacite, andésite et trachyte sodique, Béchennec, 1987 ; Beurrier et al., 1986).

La formation de Sinni est localement surmontée par les calcaires à Mégalodonts de la formation Misfah et plus généralement par la formation Aqil (Béchennec, 1987). Dans la région étudiée, cette dernière correspond soit à des cherts à radiolaires (datés Carnien-Norien, De Wever et al., 1990) à interbancs de calcaires micritiques pélagiques (à Halobie) et de brèches à fragments de cherts, de calcaires pélagiques et de calcaires récifaux ; soit à une plus forte proportion de calcaires pélagiques siliceux interstratifiés avec des argilites, des cherts, des bancs de calcaires lithoclastiques et des brèches à fragments volcaniques. Cette unité est localement intrudée par des sills de roches granophyriques et des plugs de trachytes sodiques.

Un troisième faciès est constitué essentiellement d'olistolites de calcaire récifal d'âge Carnien-Norien (Béchennec, 1987). Des cherts à radiolaires ont fourni des âges du Norien au Jurassique et Crétacé inf. dans les successions pélagiques supérieures de la formation Aqil.

III.3.2. Présentation de la zone d'étude

La séquence volcanique de la formation Sinni est échantillonnée le long d'une coupe levée dans la région du village d'Al Qurti à environ 25 Km à l'ouest de la ville de Rustaq (Fig. III.44). Dans cette zone, les nappes d'Hawasina affleurent le long d'une bande orientée NW-SE, ouverte entre un large massif ophiolitique au N et la retombée septentrionale de l'anticlinal du Jabal Akhdar affleurant au S (Fig. III.1). Les unités du bassin d'Umar reposent tectoniquement sur les sédiments du bassin d'Hamrat Duru ou directement sur la plate-forme autochtone (Fig. III.44). Dans cette partie des montagnes d'Oman, la formation Misfah du Groupe de Kawr est observée en contact avec les unités du bassin d'Umar (Fig. III.44)

Les laves triasiques échantillonnées proviennent d'une coupe levée au SSE du village d'Al Qurti, le long d'une colline d'environ 400 m de dénivelée (point B de la Fig. III.44).

Un premier affleurement (point A, Fig. III.44) permet d'observer les unités tectoniques basales appartenant au groupe d'Umar. L'affleurement décrit affleure en rive droite du wadi du village de Rijlah, sous le niveau des hautes terrasses alluviales de la région. Il représente l'assise de la colline échantillonnée (point B).

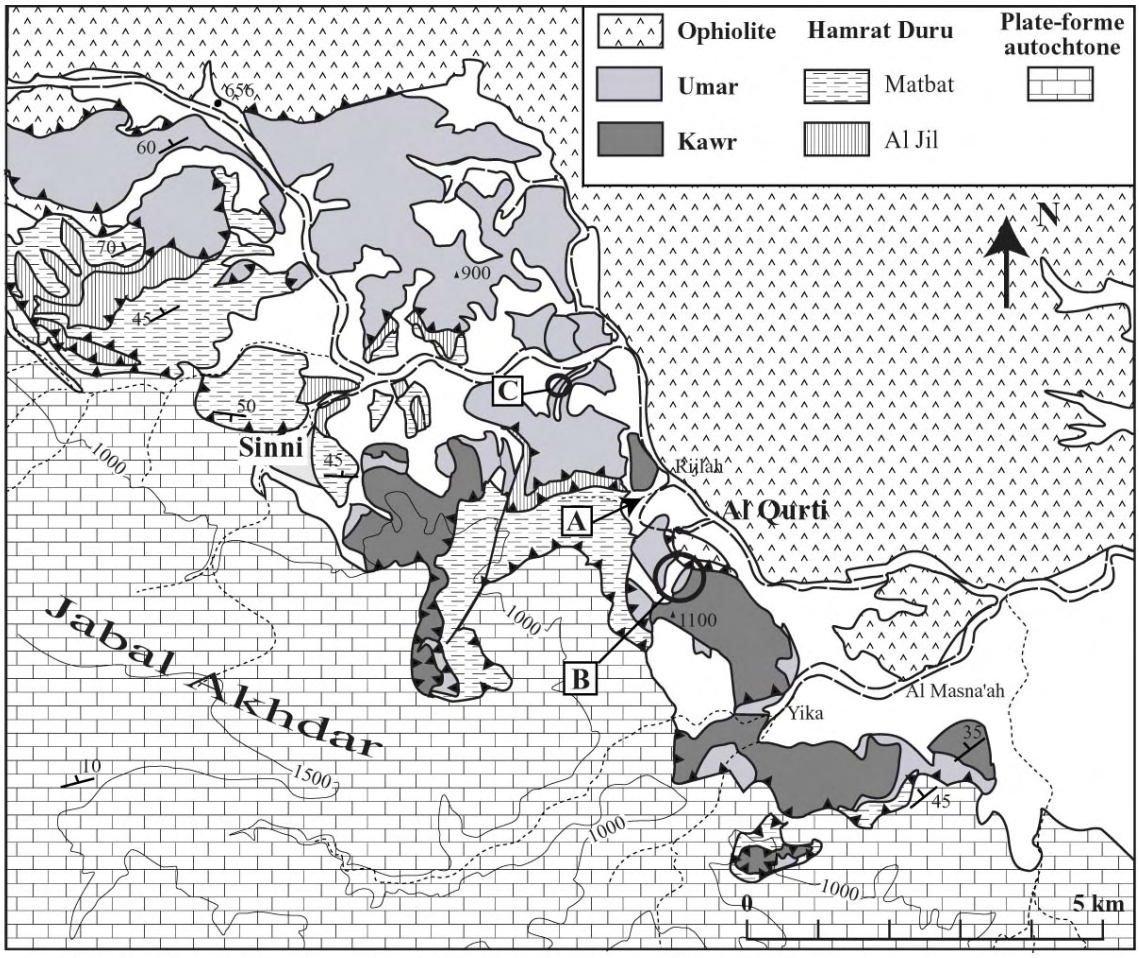


Fig. III.44 - Carte géologique simplifiée de la région de Sinni (W de Rustaq) d'après Beurrier et al. (1986), avec la localisation des coupes d'échantillonnage d'Al Qurti (B) et de la route menant à Sinni (C).

Au point A, l'affleurement débute par un empilement d'un dizaine de mètres de pillow lavas hémimétriques, principalement aphyriques et vacuolaires. Des poches de calcaire blanc remplissent les espaces entre les coussins. La séquence volcanique montre une polarité normale à pendage globalement E. Elle est recouverte d'une succession de cherts et argilites, rouges et vertes, qui évolue rapidement en schistes à blocs. Il s'agit d'une brèche polygénique à matrice pélitique dont les blocs et fragments (graviers) se composent : de laves, de calcaires blancs ou bruns à filaments et de nombreux bancs dilacérés de cherts rouges. La schistosité pénétrative de cet ensemble volcano-sédimentaire est associée à une tectonique cisaillante. Les relations S-C indiquent un cisaillement général vers l'W-SW.

Le nombre et la taille des éléments calcaires de la brèche augmentent très nettement vers le haut de la coupe, aux dépens des fragments d'origine volcanique. Ces schistes à blocs sont finalement recouverts par une brèche de blocs de calcaire blanc métriques et encroûtés, accompagnés de fragments plus petits de laves, de cherts et de calcaires blancs. Ces derniers sont dispersés dans une matrice pélitique.

Au dessus de la terrasse alluviale, les affleurements du bord de la route menant au prochain affleurement (point B, Fig. III.44) exposent une série de coulées volcaniques en pillow lavas sombres et à hyaloclastites. Ces volcanites se suivent jusqu'au versant NNW de la colline sus-jacente où l'échantillonnage est effectué : la formation de Sinni y affleure sur environ 300 m de hauteur (Fig. III.45). Ici les qualités d'affleurement permettent d'observer de rapides variations latérales d'épaisseurs des coulées volcaniques et séries sédimentaires de la formation Sinni.

La coupe présentée ci-dessous est divisée en 4 unités tectoniques et lithologiques. Elles sont séparées par des niveaux sédimentaires particulièrement déformés interprétés comme des niveaux de décollement.

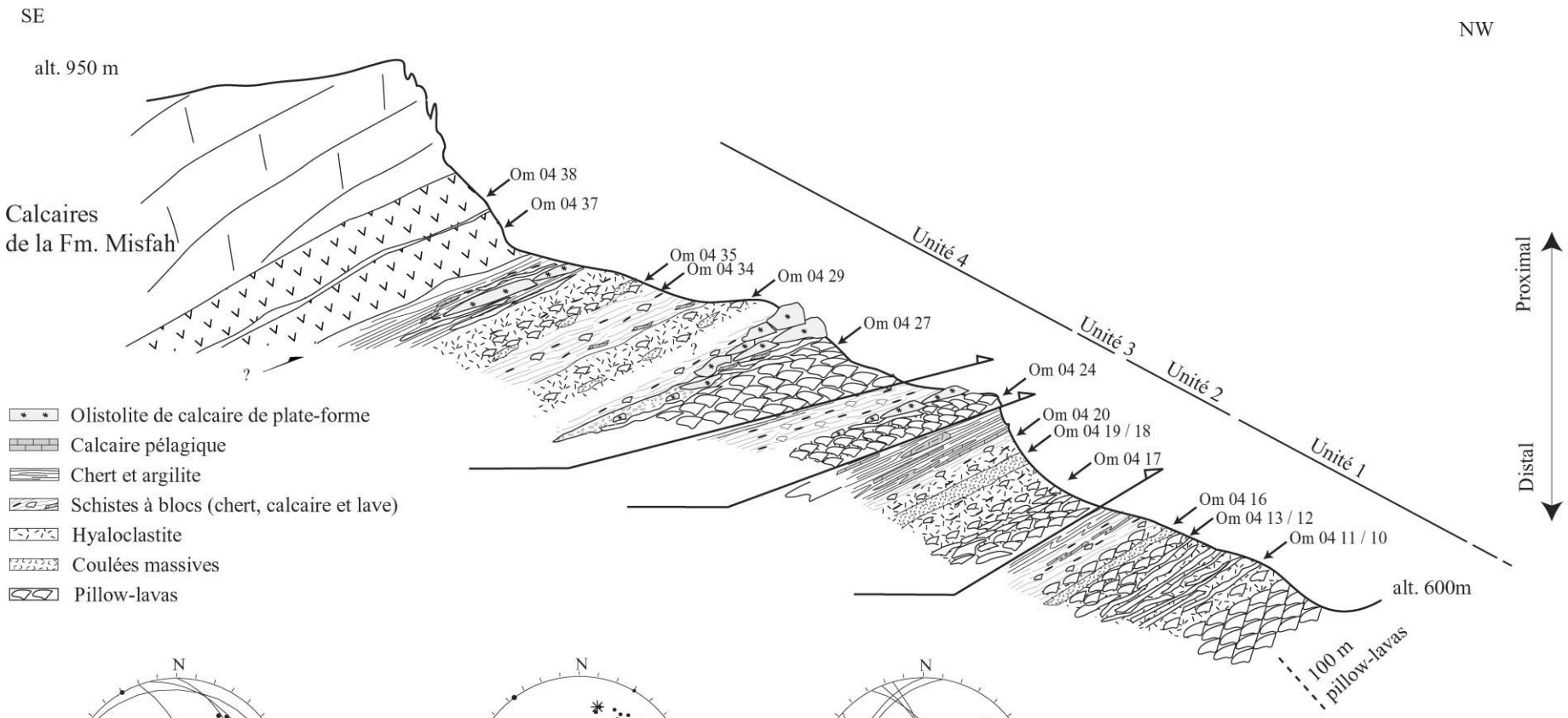
III.3.3. Une section complète de la formation de Sinni

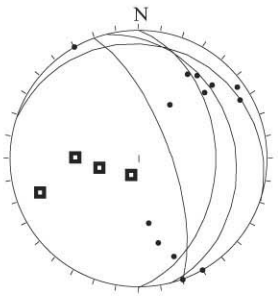
- ***Unité 1 (Fig. III.45)***

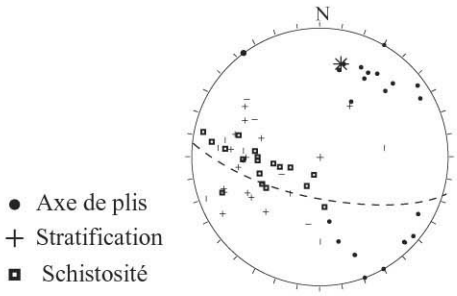
La section étudiée débute par des coulées basaltiques volumineuses à pillow lavas et hyaloclastites. Les pillow lavas sont souvent tubulaires ou en coussins et de tailles pluridécimétriques, le plus souvent très vésiculaires, et de couleurs sombres à verts (échantillons Om04-10 à -13). Ils peuvent être jointifs ou emballés dans une matrice de hyaloclastite fine, atteignant localement des épaisseurs plurimétriques (Fig. III.46b). Un niveau massif et discontinu (coulée ou intrusions ?) s'intercale au sommet de la séquence de pillows (Om04-16).

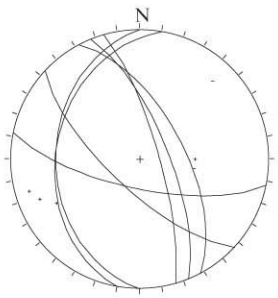
Cette séquence exclusivement volcanique est recouverte d'une épaisse succession de schistes détritiques verdâtres, à pillow lavas et blocs de volcanites présentant une morphologie de pillows. Ils sont accompagnés de fragments ou de blocs métriques de cherts rouges et de calcaires blancs sparitiques ou de calcaires bruns à filament.

Un niveau métrique et stratiforme de bancs de calcaires siliceux bruns s'intercale dans ces schistes. Les bancs sont décimétriques, discontinus et plissés le long de charnières isoclinales dont la schistosité de plan axial est déversé vers le NE. Hormis ce niveau sédimentaire pélagique, la séquence est principalement détritique (Fig. III.45).









1 - Détail de la déformation polyphasée dans les niveaux de cherts (Unité 1). Les plis vers le SW d'axes N150-160 replissent des charnières isoclinales orientées NE-SW

2 - La dispersion de la schistosité sur l'ensemble de la coupe définie un grand cercle dont le pôle est orienté N11 (étoile)

3 - Plans de glissements scellés

Fig. III.45 - Coupe schématique représentant les variations lithologiques de la formation Sinni au travers de différentes unités tectonostratigraphiques. La dernière inclut une partie de la formation Trias Supérieur de Misfah. Less projections stéréographiques illustrent les principales fabriques de plis et paléostructures associées à cette coupe.

Au dessus s'observe une succession métrique de cherts rouges en bancs pluricentimétriques, sévèrement plissés, le long de charnières fermées et replissées (Canevas 1 - Fig. III.45, Fig. III.46c). Les charnières courbes des plis fermés (orientées N20 à 50) sont replissées par des plis déversés vers le SW et d'axes N130-160. La schistosité de plan axial des charnières secondaires est très pénétrative. Elle pend vers l'E et le NE, indiquant un mouvement général vers le SW.

Sur le canevas 2 (Fig. III.45), la dispersion de la deuxième schistosité définit un troisième axe de pli orienté N10.

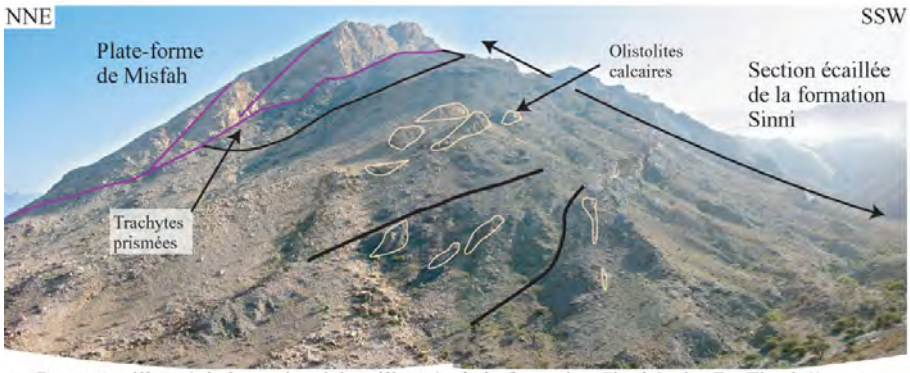
- ***Unité 2***

Une nouvelle coulée volcanique surmonte le faisceau intensément plissé de cherts. Il s'agit d'une succession décamétrique à pluridécamétrique, de pillow-lavas trachy-andésitiques peu vacuolaires (Om04-17). Vers le haut, une succession plurimétrique de hyaloclastite fine emballe des pillow lavas, entiers ou bréchifiés. Les hyaloclastites sont surmontées de coulées massives, plurimétriques, qui s'épaississent vers l'Ouest. Elles montrent des bordures figées (Om04-18) et un coeur porphyrique riche en plagioclases centimétriques (Om04-19). Ces coulées sont surmontées de quelques mètres de hyaloclastite (Fig. III.46d) à blocs décimétriques de pillows et de laves évoluées de teinte vert clair (rhyolite, trachy-andésites).

Vers le haut, ces hyaloclastites passent progressivement à quelques mètres de schistes pélitiques à blocs volcaniques, puis à une séquence sédimentaire franche. Celle-ci débute par quelques mètres d'argilite verte qui se charge en niveaux siliceux centimétriques, vers le haut. Ils sont surmontés par une épaisse série où alternent des niveaux d'argilites et de cherts, intimement associés à des bancs de calcaires siliceux blancs gris, à patine rousse ou brune. Ces bancs calcaires sont décimétriques à puridécimétriques, finement laminés et à stratification onduleuse (Fig. III.46e). Ils renferment également des niveaux siliceux bruns qui affleurent en relief. Cette séquence typiquement bathyale se termine par une épaisse série de cherts rouges à bancs centimétriques coiffés de schistes pélitiques à blocs.

Latéralement les argilites et cherts rouges incluent des blocs allochtones de calcaire pélagique blanc à niveaux siliceux (Fig. III.46f), mais également des blocs de calcaire de plate-forme associés à des fragments de volcanites et de cherts. Le sommet de cette séquence bathyal enregistre donc des épisodes de resédimentation.

Vers le NE, la succession sédimentaire est plissée. Les niveaux stratiformes de calcaires pélagiques réapparaissent en flanc inverse, au sommet des cherts rouges. Les cherts renferment au coeur de plis des fragments de volcanites et de calcaires pélagiques. Cette zone plissée est directement surmontée par une nouvelle séquence de pillows (Fig. III.45). Vers le S, cette séquence volcanique tronque progressivement la succession sédimentaire sous-jacente. Le contact de base est donc interprété comme un décollement.



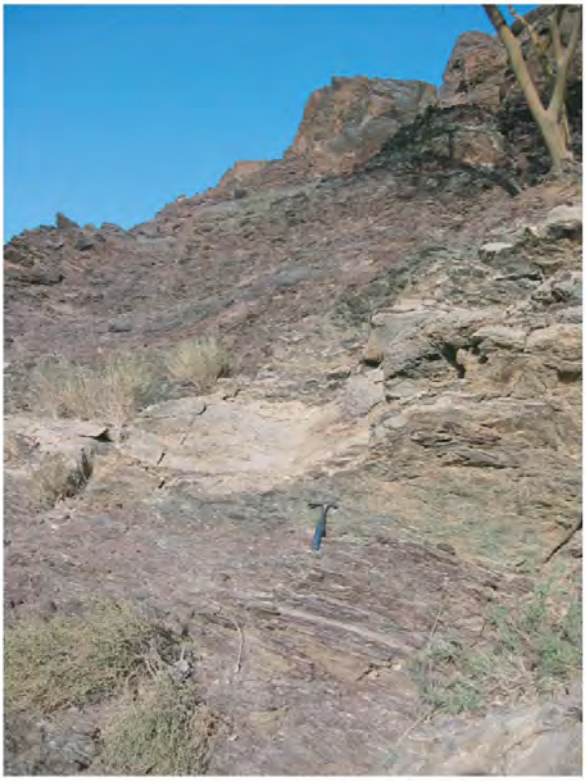
a - Panorama illustré de la section échantillonnée de la formation Sinni (point B - Fig. 3.1)

b - Pillows lavas tubulaires et hyaloclastite à la base de l'unité 1 (Om 04 10 à 12)

c - Faisceau plissé de cherts rouges (au moins deux phases de plissement, stéréo 1 - Fig. 3.4). Le carnet donne l'échelle.

d - Niveau de hyaloclastite verte à fragments de pillows et de laves andésitiques à trachytiques. Le marteau donne l'échelle.

e - Succession de calcaire pélagique à bandeaux siliceux noirs.



f - Blocs plurimétrique de calcaire pélagique emballé dans des successions d'argilites et de cherts.

Fig. III.46 - Illustrations des principaux faciès sédimentaires et volcaniques de la coupe de la Fig. III.45.

➢ ***Unités 3-4***

Au dessus de ce niveau de décollement, deux séquences volcaniques de pillow-lavas sombres à noirs et de faciès pétrographique identique (Om04-24 et 27) sont coiffées par des mégabrèches composées en majorité d'olistolites de calcaires blancs de plate-forme. Les olistolites sont parfois encroûtés par de la lave. Dans l'unité 3, les olistolites calcaires sont littéralement emballés dans les coulées sous-jacentes (Fig. III.47). Une pellicule microbrèchique sépare localement les blocs allochtones des laves sous-jacentes. Celle-ci se compose une nouvelle fois d'un mélange à fragments de cherts rouges de volcanites et de pélite siliceuse verte. Les pillows semblent écrasés sous les olistolites.

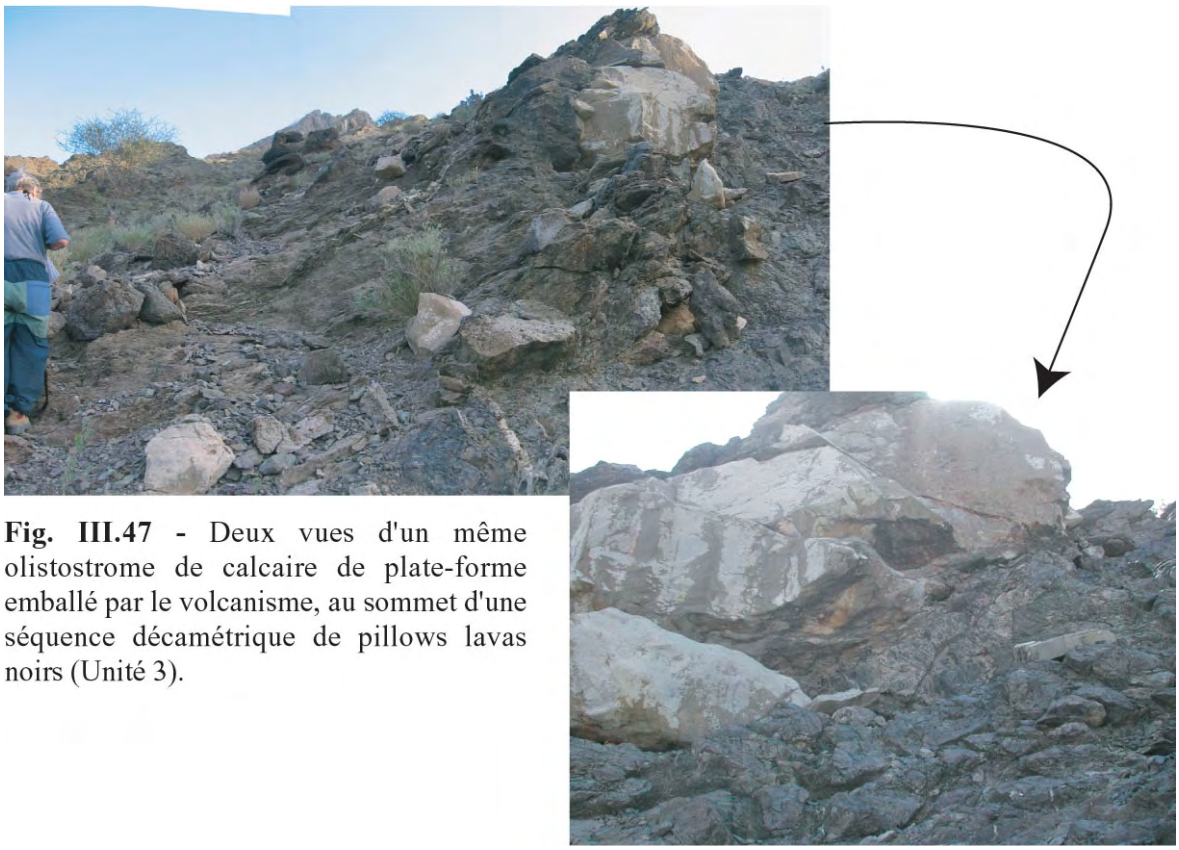


Fig. III.47 - Deux vues d'un même olistostrome de calcaire de plate-forme emballé par le volcanisme, au sommet d'une séquence décamétrique de pillows lavas noirs (Unité 3).

Vers le bas et latéralement, les olistostromes passent à des coulées de débris calcaires et de cherts, le plus souvent emballés dans de la lave (Figs. III.48-III.49).

Parallèlement, les coulées volcaniques sous-jacentes se démantèlent le long de la paléopente. Les figures de démantèlement ne sont pas bréchiques. Les pillows tubulaires se segmentent et les fragments de coulée encore fluide sont roulés.

A l'échelle du versant, ces deux unités se biseautent vers le SSW. Elles sont séparées par un niveau de schiste pélitique à blocs incluant des passées fines de hyaloclastite.

Les mégabrèches de calcaires blancs, les coulées de débris ainsi que les figures de démantèlement de coulées caractérisent un environnement de pente qui actuellement est à regard NE.

Des plans de glissements scellés ont été observés à différents niveaux de la coupe. Ils illustrent une direction de mouvement dans le sens de la paléopente (canevas 3 – Fig. III.43). Il est probable que ces structures soient associées à des mouvements de glissements de la pile volcano-sédimentaire dans la direction de la pente principale (mouvement contrôlé par gravité) plutôt qu'à l'expression d'une tectonique extensive.

Fig. III.48 - Brèche de calcaires blancs à matrice volcanique, observée au dessus et au front de l'olistolite de la Fig. III.47.

Fig. III.49 - Chute de bloc de calcaire de plate-forme emballé dans la même coulée volcanique que celle de la Fig. III.47.

Le haut de la coupe souffre de l'absence d'une continuité stratigraphique satisfaisante. Les affleurements disponibles ont toutefois fourni des échantillons de laves évoluées à acides, prélevés au sein de successions principalement volcano-détritiques qui rappellent le sommet de l'unité 2. Elles se composent de hyaloclastites grossières associées à des blocs et fragments volcaniques massifs ou en pillows peu vacuolaires. Les volcanites sont majoritairement de nature andésitique ou rhyolitique et montrent une teinte verte à rouge. Ces fragments présentent régulièrement un faciès répétitif caractérisé par des phénocristaux de plagioclase.

Des niveaux interstratifiés de schistes à blocs incluent des fragments de bancs de calcaires pélagiques et de cherts. Un niveau de mégabrèche à blocs de calcaire de plate-forme termine cette succession volcano-détritique. Ici, la brèche est sévèrement dilacérée par la tectonique. Elle apparaît comme un mélange d'olistolites de calcaire de plate-forme, de volcanites rouge et verte, le tout étant emballé dans des cherts rouges.

Cette mégabrèche est directement surmontée par deux niveaux de trachyte prismé et d'épaisseurs pluridécamétriques (Fig. III.50).

Ils sont à leur tour recouverts par les bancs massifs de calcaire de plate-forme de la formation Misfah. Ces calcaires renferment de nombreuses coquilles de bivalve (Fig. III.51) et des polypiers. Ces carbonates de plate-forme sont parfaitement similaires à ceux observés dans les olistolites des unités inférieures de la formation Sinni.

Fig. III.50 - Trachytes prismés d'épaisseur pluridécamétrique recouverts par les calcaires de Misfah à l'arrière plan.

Fig. III.51 - Calcaires à bivalve de la Fm. Misfah, retrouvé en contact sur le trachyte de la Fig. III.50

III.3.4. Synthèse et discussion sur les variations latérales de faciès

A travers la coupe d'Al Qurti, trois niveaux de décollement semblent participer à la répétition d'un schéma stratigraphique comparable mais évolutif. Dans chaque unité, celui-ci est caractérisé par des coulées volcaniques en pillow lavas à la base, surmontées par des successions volcano-détritiques puis des successions pélagiques.

Entre les unités 1, 2 et 3, ces successions sédimentaires ont localisé la déformation et sont susceptibles d'avoir servi de niveau de décollement pour la coulée volcanique sus-jacente (Fig. III.45).

Ces niveaux de décollement correspondent préférentiellement au sommet des successions de cherts rouges sévèrement plissées au cours d'au moins deux phases de déformation synschisteuse. Il semble néanmoins difficile de considérer ces unités comme des écailles tectoniques réellement individualisées puisque aucune zone de cisaillement n'a été observée.

Les deux premiers niveaux de décollement sont surmontés d'une séquence volcanique à pillow lavas sombres et peu vacuolaires, dont les caractères pétrographiques et les compositions géochimiques sont très similaires (Om04-17, -24 et -27, chapitre IV). Il s'agit de coulées volcaniques de nature trachyandésitique, qui emballent des olistolites de carbonate de plate-forme dans les unités 3 et 4, alors qu'elles sont directement surmontées par des hyaloclastites et des brèches volcano-détritiques dans l'unité sous-jacente (unité 2).

La nomenclature stratigraphique proposée par Béchennec (1987) pour le groupe d'Umar semble tout a fait adaptée aux variations verticales observées au sein de cette coupe de la région d'Al Qurti. Dans cette zone, la formation Sinni est en effet caractérisée par une séquence volcanique hectométrique à pillow lavas basaltiques et hyaloclastite (Unité 1 - UmV_1), surmontée par un membre volcanique et sédimentaire (UmV_2) subissant plus particulièrement les effets de la tectonique obductive. Les unités 2, 3 et 4 peuvent correspondre à la répétition de ce membre stratigraphique UmV_2 (Béchennec, 1987).

L'épaisseur des coulées augmente entre chaque unité et vers le haut. Le volume et la taille des blocs calcaires remobilisés augmentent également significativement vers le haut (Fig. III.45). De plus, les figures de démantèlement des coulées à pillow lavas ainsi que le passage latéral entre les olistolites massifs et les coulées de débris de calcaires blancs témoignent que les unités 2, 3 et 4 se sont déposées le long d'une paléopente.

Le sommet de l'unité 4 représente la bordure de la plate-forme carbonatée de Misfah qui prograde vers le bassin (Fig. III.44a). Les trachytes sous-jacents se biseautent latéralement. Selon Béchennec (1987) et Beurrier et al., (1986), ces faciès différenciés sont systématiquement associés au troisième membre de la formation Sinni et correspondent classiquement à des intrusions. Dans la zone étudiée, ces deux trachytes prismés peuvent être à l'origine des éboulements en masse des calcaires préexistants et à l'origine des olistostromes retrouvés, de plus en plus réduits, au sommet des unités 2 et 3.

Alors que les dépôts volcano-détritiques sont rapidement tronqués au sommet de l'unité 3, les successions préservées au sein des unités 2 et 4 sont similaires (Fig. III.50). Dans ces dernières, les volcanites de base et les olistolites (unité 4) sont surmontées par des coulées de débris et des brèches d'origine volcano-détritique et sédimentaire, associées à des termes volcaniques différenciés à acides.

Dans ce schéma, l'unité 2, plus distale, reçoit les débris variés issus du démantèlement des unités plus proximales. Dans les trois unités (unités 2, 3 et 4) il s'agit d'un mélange de sédiments d'origine pélagique (cherts, argilite et débris de calcaires pélagiques), de fragment de carbonates de plate-forme et de volcanites différenciées. Ces dépôts sont finalement recouverts dans les unités 2 et 4 par une succession bathyale dominée par le dépôt de cherts. Elles-mêmes reçoivent de nouveau des olistolites de calcaires de plate-forme accompagnés de fragments de volcanites, de cherts et de calcaires pélagiques (sommet des unité 2 et 4).

En conclusion, la coupe du groupe d'Umar dans la région d'Al Qurti est donc interprétée comme correspondant à un empilement tectonique d'unités volcaniques et sédimentaires, dont les caractères lithologiques répétitifs et évolutifs illustrent l'existence de variations paléogéographiques à l'échelle de la coupe.

Celles-ci sont caractérisées par des variations très rapides de faciès et d'épaisseur des successions sédimentaires et volcaniques qui se déposent le long d'une paléopente. Les successions volcano-sédimentaires sont rattachées au deuxième membre stratigraphique de la formation Sinni (UmV_2) ; alors que la base de la coupe (unité 1) dominée par les coulées basaltiques et hyaloclastites est rattachée au premier membre stratigraphique UmV_1 (Béchennec, 1987).

Le sommet de la dernière unité représente la bordure de la plate-forme de Misfah qui prograde vers le bassin. Comme le montre l'étude de la montagne de Misfah, la plate-forme subit des épisodes de démantèlement, provoqués par des intrusions de magmas qui favorisent les effondrements gravitaires lorsqu'elles se situent en bordure de plate-forme.

L'intrusion du trachyte sous la bordure de la plate-forme de Misfah peut être à l'origine de la chute des blocs calcaires observés dans les unités sous-jacentes de la coupe d'Al Qurti.

De même, l'origine des encroûtements volcaniques observés dans les olistolites de la coupe comme dans la plupart des affleurements de la formation Sinni (observations non présentées dans ce travail) doit probablement être reliée aux multiples intrusions magmatiques qui recoupent et provoquent l'effondrement de la plate-forme du Trias moyen-supérieur.

III.4. Relations entre la plate-forme de Misfah et le bassin d'Umar

La coupe d'Al Qurti permet d'illustrer la proximité paléogéographique des unités d'Umar et de Kawr. Dans ces deux unités, les sections étudiées témoignent de la mise en place, dès le Ladinien, de coulées volcaniques massives et en pillow lavas. Ces coulées s'épanchent sur les faciès pélagiques des zones distales du bassin d'Hawasina. Cette base volcanique est alternativement surmontée de successions pélagiques comme dans le cas de la formation Sinni, ou bien de calcaires et marnes peu profondes dans le cas de la formation Misfah.

A Misfah, les successions de calcaires marneux de base sont localement entièrement remplacées par de puissantes séquences volcano-sédimentaires et des coulées basaltiques.

Quand la plateforme atteint quelques dizaines de mètres d'épaisseurs (<100m), ce sont des réservoirs magmatiques qui intrudent les séries pélagiques et marno-calcaires de la base de la plate-forme. A ce stade de la construction de la plate-forme, la remontée du magma n'est associée qu'a des mouvements de faibles ampleurs de la couverture sédimentaire et à des explosions hydromagmatiques locales (événement A).

Les faciès des olistolites reconnus dans la formation de Sinni (ce travail, Béchennec, 1987 ; Pillevuit, 1993) sont très généralement similaires aux calcaires blancs et massifs de la partie supérieure de la falaise de Misfah.

Ces resédimentations illustrent l'importance des déstabilisations que subit la plate-forme, lors de la mise en place des intrusions observées à Misfah. Ces dernières ont provoqués des déplacements très importants de pans entiers de la plate-forme. Par exemple les structures de coulissement observées sur la face N de Misfah s'accompagnent de mouvements verticaux de plus de 200m.

Le volcanisme qui s'exprime sous une forme intrusive au niveau de Misfah, donne lieu à des épanchements de lave dans le bassin d'Umar. A Al Qurti, les coulées s'épanchent le long d'une pente sur laquelle les calcaires de Misfah se démantèlent en formant des olistolites et des coulées de débris qui glissent et s'intercalent dans les coulées volcaniques.

La progradation de la plate-forme sur le bassin d'Umar suggère que la zone paléogéographique étudiée du bassin d'Umar subit également les effets du soulèvement de ce domaine distal du bassin d'Hawasina. Dans ce contexte, les variations de faciès entre ces deux environnements paléogéographiques ne semblent pas associées à une réelle individualisation topographique mais bien à un doming progressif des extrémités de la marge continentale arabe.

Les mouvements verticaux du Trias moyen-supérieur sont contemporains d'une élévation du niveau marin global (Haq et al., 1987) qui débute au Ladinien et ne s'inverse qu'au Rhétien. Les fluctuations sédimentologiques sont donc clairement d'origine tectonique et non eustatique.

En conclusion, l'individualisation du domaine paléogéographique de la plate-forme de Misfah se serait opérée au cours d'une phase de soulèvement de la marge continentale arabe, associée à un renouveau du volcanisme intraplaque.

A l'échelle de la marge, cette période du Trias moyen-supérieur correspond à une période de subsidence de la pente continentale (Watts, 1990) et d'ennoiement progressif du bloc de Baid (Pillevuit, 1993).

L'évolution des domaines marginaux semble donc contrastée avec celle des environnements proximaux.

La plate-forme de Misfah subit des déstabilisations syn-magmatiques jusqu'au sommet de la succession de plate-forme de la montagne de Misfah (qui ne correspond pas au sommet stratigraphique de la formation). Les déstabilisations décrites semblent essentiellement associées à des mouvements d'origine gravitaire, initiés par les interactions entre le magmatisme et la présence d'une plate-forme carbonatée qui se construit et se démantèle de façon concomitante.

Le long hiatus sédimentaire daté du Trias supérieur au Dogger (Pillevuit, 1993) témoigne d'un ennoiement de la plate-forme à la fin de l'épisode volcanique. Cet arrêt de sédimentation peut être associé à l'arrêt de l'activité magmatique et à la subsidence associée. Celle-ci est fortement suggérée du fait du bas niveau marin qui caractérise la période de la fin du Trias et du Jurassique inférieur (Haq et al., 1987).

IV - Géochimie du magmatisme triasique

IV.1. Introduction

Dans ce chapitre, les compositions minéralogiques, géochimiques et isotopiques (Nd-Sr-Pb) des échantillons récoltés dans les différentes séries volcaniques triasiques du bassin d'Hawasina sont étudiées. Le but est de caractériser la composition du volcanisme échantillonné dans les formations précédemment décrites de Sinni et de Misfah (chapitre III), mais également dans la formation Sayfam du groupe Al Aridh (voir chapitre I). Les caractères pétrographiques et géochimiques de ces laves sont comparés à leurs compositions isotopiques afin de discuter la nature potentielle des sources impliquées dans ce magmatisme et de mieux contraindre leurs conditions de genèse.

Les échantillons analysés proviennent donc des deux coupes des Fms. Sinni et Misfah détaillées dans le chapitre précédent. Cette étude a également profité d'une série d'échantillons récoltés par R. Maury, F. Béchennec et J. Cotten, au sein de deux sites supplémentaires pour la Fm. Sinni (villages de Sinni et d'Aqil) et de deux sites d'échantillonnage de la formation Sayfam du groupe d'Al Aridh (le long des flancs SW et NW du Jabal Buwaydah). Nous avons également échantillonné des roches volcaniques à proximité de la région du village de Sayjah où affleure un pointement de la formation de Sinni (Fig. IV.1). Ces échantillonnages complémentaires permettent d'augmenter significativement la représentativité des analyses géochimiques et isotopiques du magmatisme associé aux groupes Umar, Kawr et Al Aridh de la partie centrale des montagnes d'Oman (Fig. IV.1).

Les sites d'échantillonnage de la montagne de Misfah et du village d'Al Qurti servent de coupe de référence. Les roches qui y sont prélevées sont précédées de l'indexe « Om04- » et « Om05- ». Les coupes complémentaires que nous n'avons pas réalisées font l'objet d'une présentation succincte. Ces échantillons sont devancés des seules lettres « Om- ». Ces roches ayant déjà fait l'objet de broyage et d'analyses géochimiques partielles, une sélection a posteriori fut réalisée sur la base de la quantité de roche disponible pour les analyses chimiques et dans le but de refléter au mieux les variations de faciès pétrographiques mises en évidence sur le terrain.

L'analyse des faciès pétrographiques du volcanisme étudié est suivie de la présentation des résultats obtenus sur la composition en éléments majeurs, en éléments en traces et en isotopes du Nd, Sr et du Pb. La composition en éléments majeurs des clinopyroxènes de cinq basaltes porphyriques a également été conduite à l'Institut de Minéralogie et Géochimie de Lausanne. Il s'agit d'une analyse microsonde réalisée avec l'expertise de James Allibon, sur une microsonde Cameca SX50 (conditions de mesures : tension de 15 kV, courrant du faisceau de 15 nA).

Cette étude géochimique et isotopique du volcanisme triasique omanais poursuit celle menée sur l'épisode magmatique permien, qui a fait l'objet des publications récentes de R. Maury et collaborateurs (2003) et de H. Lapierre et collaborateurs (2004). Ces résultats participent d'un projet d'étude systématique des séries volcaniques associées à l'ouverture de la Néotéthys et à la formation de ses marges continentales.

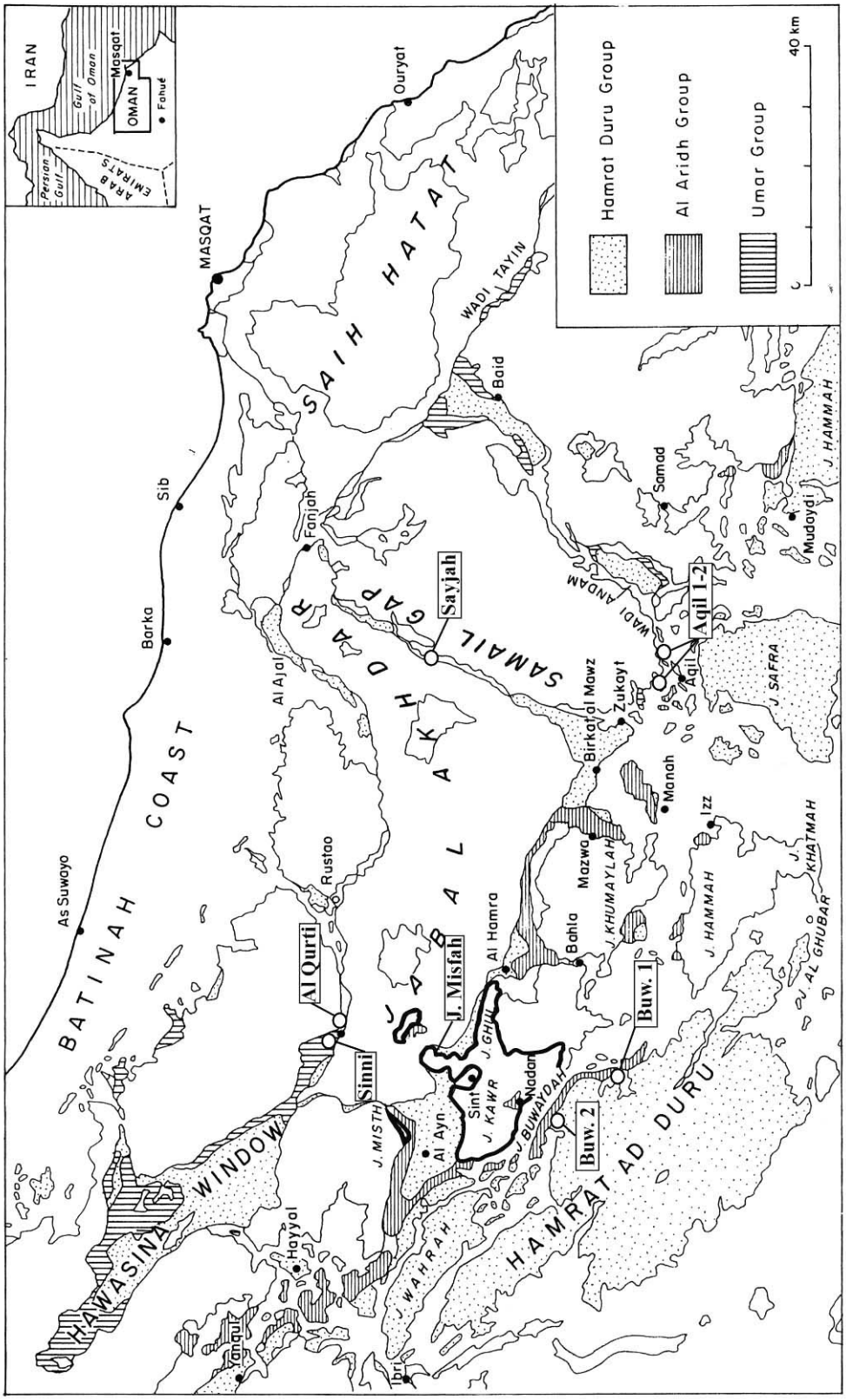


Fig. IV.1 - Carte de localisation des coupes d'échantillonnage du volcanisme triasique (centre des montagnes d'Oman) avec les principales zones d'affleurement des groupes tectono-lithostratigraphiques Hamrat Duru, Al Aridh et Umar d'après Béchennec (1987), modifié par De Wever et al. (1990). Le groupe de Kawr forme le massif calcaire surligné d'un trait noir épais, et composé des Jabal Ghul, Jabal Kwar, Jabal Misfah et Jabal Misth. Buw. : Jabal Buwaydah.

IV.2. Présentation des variations pétrographiques des roches volcaniques échantillonnées

IV.2.1. Roches volcaniques associées à la formation Sinni

IV.2.1.1. Echantillons de la coupe d'Al Qurti

Les variations de la composition minéralogique des laves de la coupe d'Al Qurti reflètent l'évolution des faciès volcaniques observés depuis la base de la Fm. Sinni (Unité 1) et au travers des successions sus-jacentes d'origine principalement volcano-détritique (Unités 2-3-4). La situation stratigraphique des échantillons est présentée en Fig. III.45.

- Les coulées de pillow lavas de la base de la coupe d'Al Qurti (Unité 1) sont constituées de basaltes vacuolaires, à phénocristaux de clinopyroxènes (Om04-10 à -12, Figs. IV.2a-b). Ces phénocristaux sont de formes arrondies ou automorphes et à inclusions d'oxydes de Fe-Ti. Les analyses microsonde indiquent qu'il s'agit pour les échantillons Om04-10 et Om04-12 de clinopyroxènes titanifères de type augite à augite diopsidique (Om04-10 : Wo_{42-46}, En_{40-47}, Fs_{10-14} et Om04-12 : Wo_{37-46}, En_{40-52}, Fs_{9-14}, Fig. IV.2c). Les rares olivines sont inframillimétriques et totalement altérées. Les vacuoles, très nombreuses, sont principalement remplies de calcite et plus rarement de phyllites (smectite-pumpellyite ou chlorite). Les oxydes isolés sont rares et xénomorphes.

Au sommet de cette séquence de pillows basaltiques, une coulée différenciée montre de rares lattes de plagioclase associées à du sphène (Om04-13). Cette partie de la séquence volcanique de Sinni inclut également une micro-dolérite basaltique dont la texture est intersertale. Outre les microlites de plagioclase, la mésostase comprend des microcristaux de clinopyroxènes zonés (cœurs incolores et bordures violacées, Fig. IV.2d) et des oxydes de Fe-Ti aciculaires (Om04-16). La très faible proportion de verre dans cette roche suggère une mise en place intrusive (Fig. IV.2d).

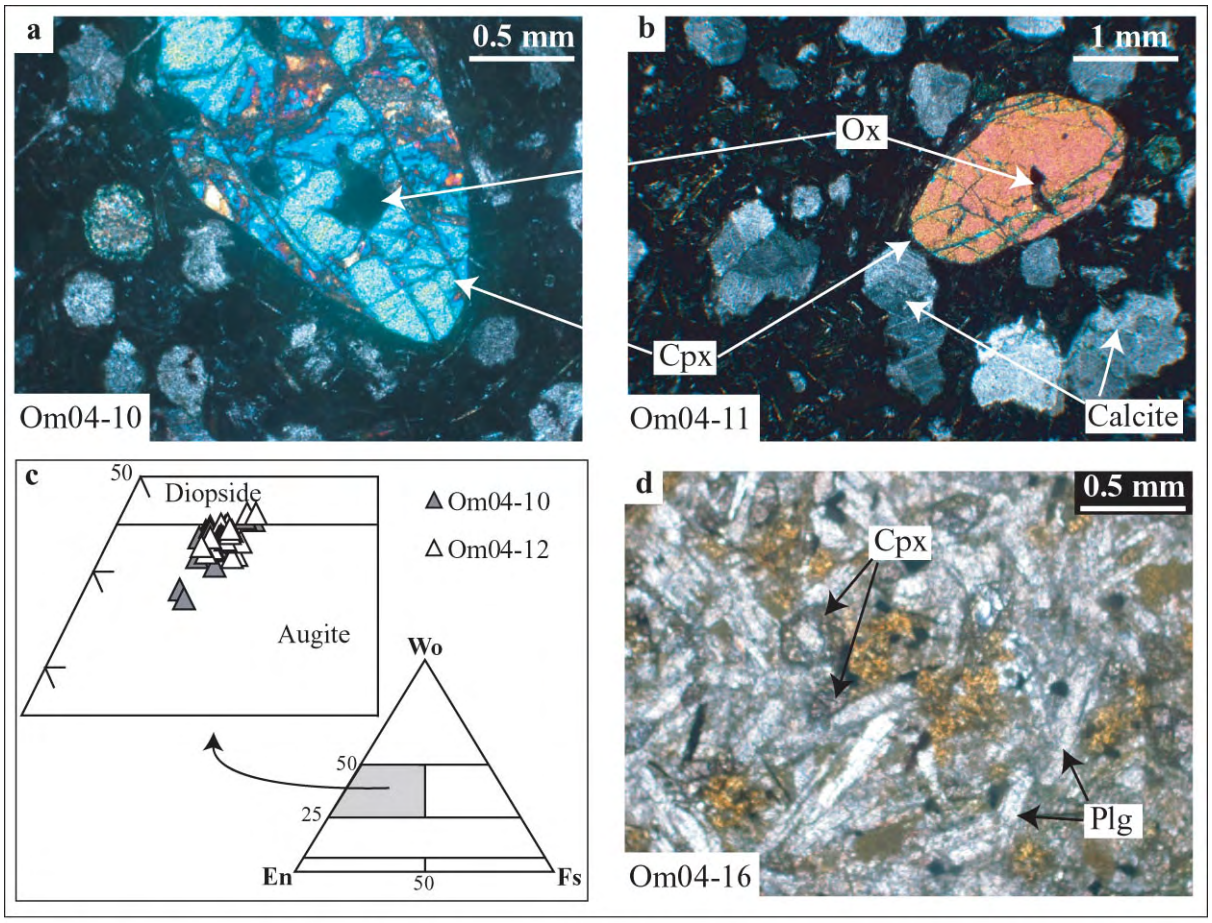


Fig. IV.2 - (a) et **(b)** Basaltes vacuolaires à clinopyroxènes et oxydes en inclusion (lumière polarisée). **(c)** Composition des clinopyroxènes des basaltes Om04-10 et -12 reportées dans le diagramme de Morimoto et al., (1988). **(d)** Basalte doléritique à plagioclase et clinopyroxènes zonés (incolores à violacés)

- La base des unités 2, 3 et 4 débute par des coulées à pillow lavas métriques (Om04-17, -24 et -27) et présentant des faciès pétrographiques très similaires. Ils ont une texture microlitique peu vacuolaire (Fig. IV.3a), dont les figures de trempe sont caractérisées par une croissance en gerbe ou en sphérules des microlites de plagioclase. Ces microlites très abondants constituent le fond de la roche, suggérant qu'il s'agisse de termes andésitiques ou trachyandésitiques. L'échantillon Om04-17 inclut quelques phénocristaux de plagioclases sodiques déstabilisés (Fig. IV.3a). Certaines parties de la lame mince montrent une texture fluidale probablement acquise au cours de l'écoulement de cette lave le long de la paléopente décrite précédemment. Ces laves diffèrent des basaltes de l'unité 1 par l'absence de phénocristaux de silicates ferromagnésiens.

- Les coulées massives échantillonnées dans l'unité 2 sont riches en phénocristaux de plagioclase (Om04-18 et -19, Figs. IV.3b-c). Ces laves comportent de nombreux cristaux aciculaires et millimétriques d'oxydes de Fe-Ti et des microcristaux de clinopyroxènes, particulièrement nombreux dans l'échantillon Om04-18 (Fig. IV.3b).

- Dans les successions volcano-détritiques du sommet de l'unité 2 et des unités 3 et 4, les laves échantillonnées correspondent à des fragments de coulées massives et à des blocs de pillow lavas, emballés dans des hyaloclastites grossières et des schistes détritiques. Ces laves différenciées présentent systématiquement une mésostase cryptocristalline (Om04-20, -29, -34 et -35) qui rend les déterminations minéralogiques très difficiles (Fig. IV.3d). Des cristaux de plagioclase fracturés voir bréchifiés sont localement préservés dans Om04-34 (Fig. IV.4a), et sont accompagnés de microcristaux de quartz (Om04-34 et -35). La mésostase présente des fractures, et des figures de bréchification soulignées par des minéralisations secondaires d'argiles et d'oxydes opaques (Fig. IV.4a).

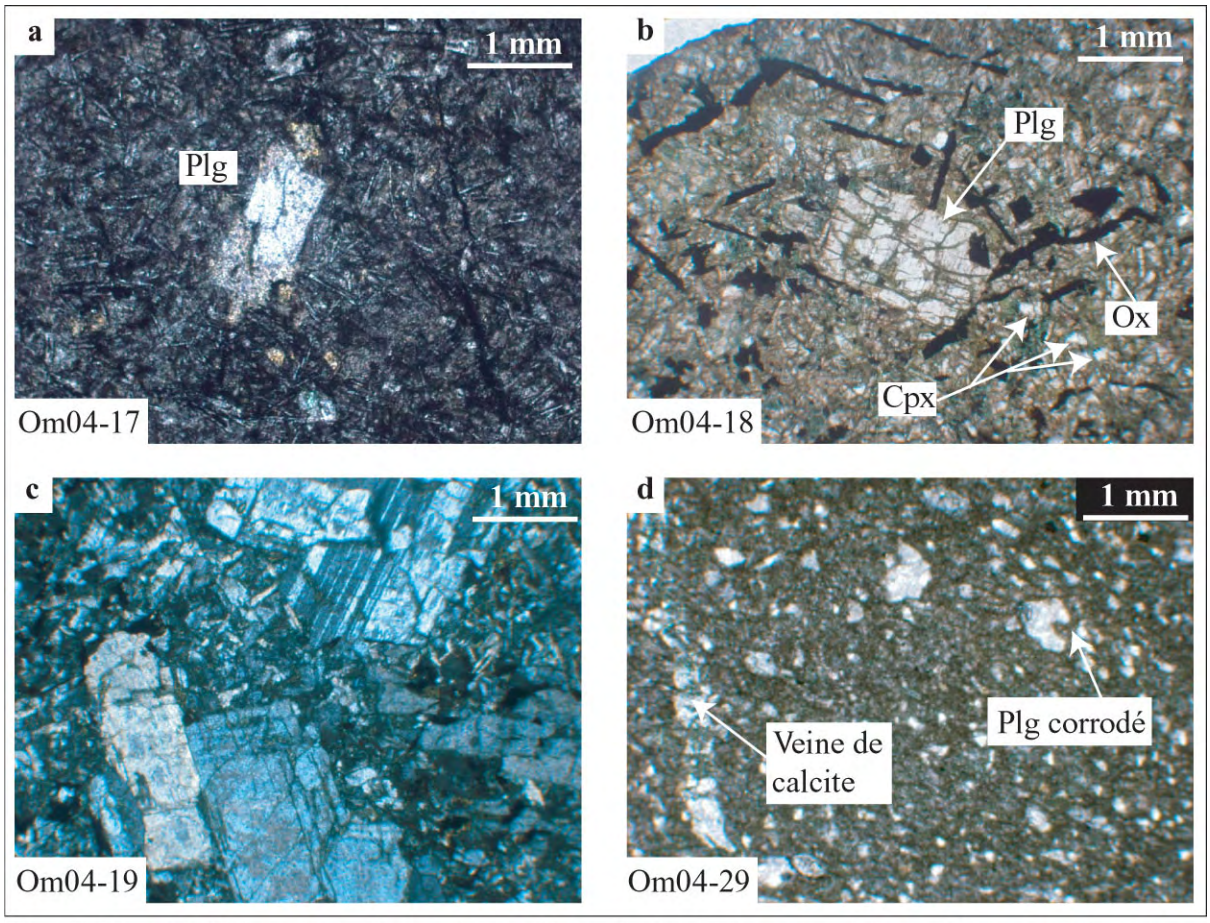


Fig. IV.3 - (a) Pillow lava de trachy-andésite à plagioclase en phénocristaux et microlites. **(b)** Coulée massive de basalte à plagioclase, oxydes aciculaires et microcristaux de clinopyroxènes. **(c)** Coulée massive à phénocristaux de plagioclase (lumière polarisée). **(d)** Coulée massive à mésostase cryptocristalline riche en cristaux de feldspaths (andésite).

Finalement les deux trachytes successifs du sommet de l'unité 4 ont une texture fluidale typique (Om04-37 et -38). Leur minéralogie parfaitement identique se compose de phénocristaux d'albite baignant dans une mésostase remplie de microlites de plagioclase et d'oxydes de Fe-Ti en prismes automorphes (Fig. IV.4b). Les deux échantillons présentent des biotites très altérées qui donnent à ces laves un caractère de kératophyre (Fig. IV.4c).

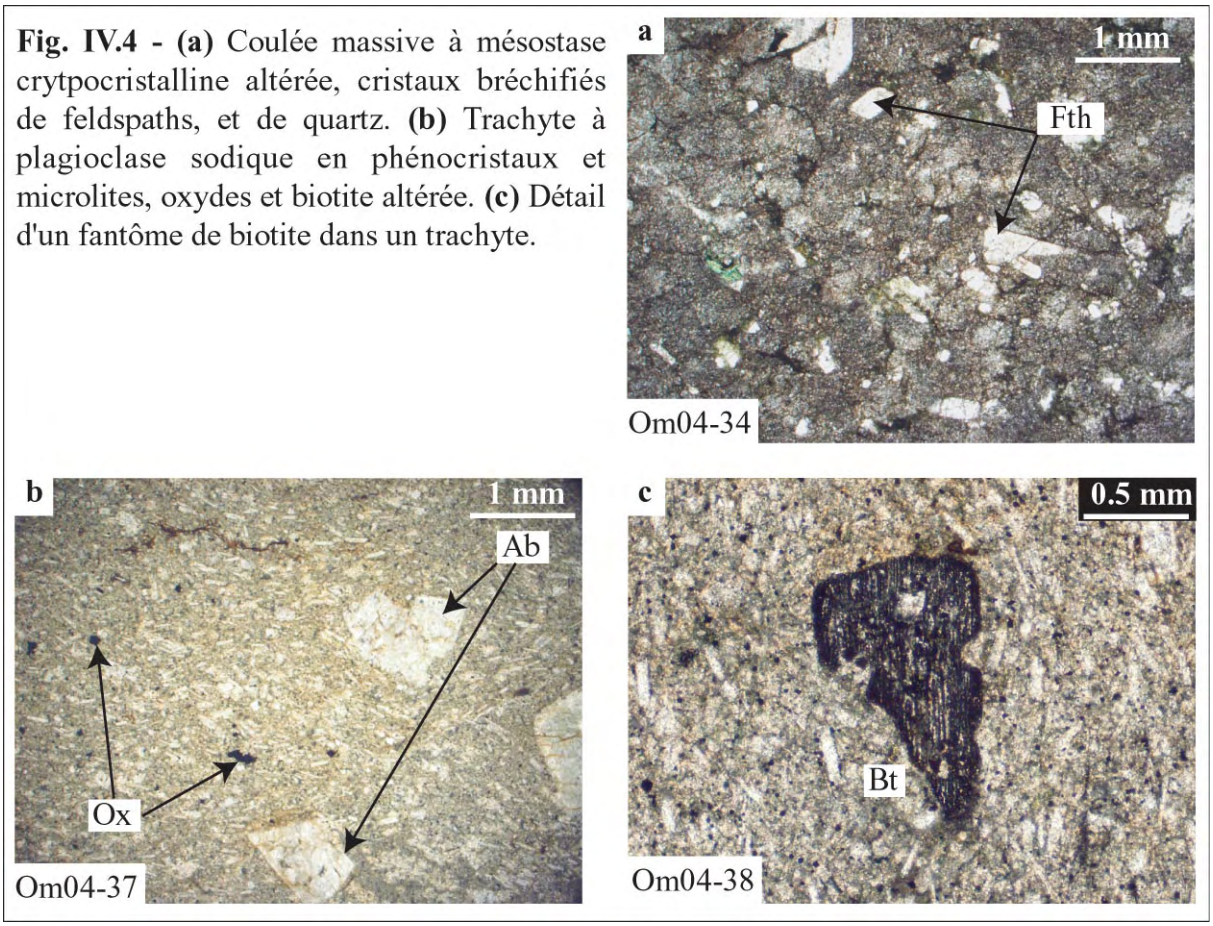


Fig. IV.4 - (a) Coulée massive à mésostase crytpocristalline altérée, cristaux bréchifiés de feldspaths, et de quartz. **(b)** Trachyte à plagioclase sodique en phénocristaux et microlites, oxydes et biotite altérée. **(c)** Détail d'un fantôme de biotite dans un trachyte.

IV.2.1.2. Echantillonnage complémentaire dans la région de Sinni

Les séquences volcaniques de la Fm. Sinni ont également été échantillonnées sur le bord de la route séparant les villages Al Qurti et Sinni (23°25'4N, 57°09'2E). Il s'agit ici d'une succession de coulées en pillow lavas verts et sombres avec des successions de calcaires pélagiques et des cherts rouges interstratifiés dans ces coulées. La continuité stratigraphique n'étant pas assurée, aucune évolution magmatique ne peut être mise en évidence. Les sept échantillons sélectionnés proviennent principalement de bordures de pillow lavas montrant alternativement :

- une texture microlitique (plagioclase) très vacuolaire, où les vacuoles sont remplies par de la calcite et des zéolites (Om-99, Fig. IV.5a) ;

- des textures microlitiques à rares olivines altérées baignant dans une mésostase trempée où abondent des baguettes de clinopyroxènes violacés et des microlites de plagioclase sub-ophitiques, disposées en gerbe (Om-100, -101, -106 ; Fig. IV.5b) ;

- des textures microlitiques, légèrement porphyriques dominées par les cristaux de plagioclases (Om-29, -97). L'échantillon Om-97 présente quelques baguettes de clinopyroxène violacé qui cristallisent tardivement (Fig. IV.5c).

- Un sill doléritique est également échantillonné au sommet de la séquence (Om-107).

Les coulées à pillow sont donc de nature principalement basaltique à trachyandésitique. Deux échantillons montrent des séquences de cristallisation opposées, avec Om-101 où les microlites de plagioclases cristallisent tardivement (Ol➔Cpx➔Plg, Fig. IV.5b) et Om-97 où se sont les clinopyroxènes qui cristallisent tardivement (Ol➔Plg➔Cpx➔Ox, Fig. IV.5c).

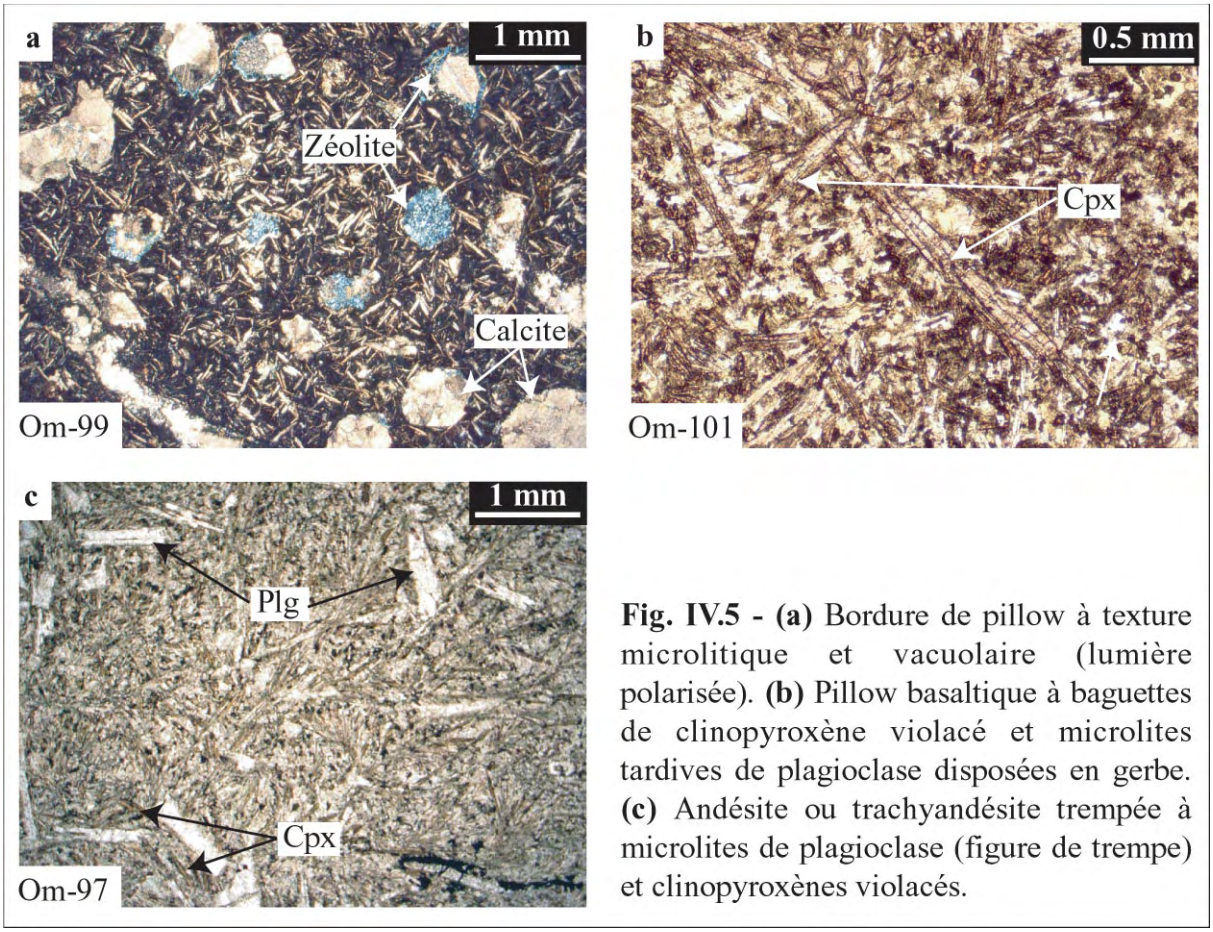


Fig. IV.5 - (a) Bordure de pillow à texture microlitique et vacuolaire (lumière polarisée). **(b)** Pillow basaltique à baguettes de clinopyroxène violacé et microlites tardives de plagioclase disposées en gerbe. **(c)** Andésite ou trachyandésite trempée à microlites de plagioclase (figure de trempe) et clinopyroxènes violacés.

IV.2.1.3. Echantillonnage complémentaire dans la région de Sayjah

Il s'agit d'un des pointements de l'unité d'Umar qui affleure le long du Semail Gap, et qui est accolé au flanc E du Jabal Akhdar (Fig. IV.1.). A Sayjah (23°11,377'N, 57°51,968'E) la puissante séquence volcanique basale n'affleure pas. On y retrouve une série détritique à fragments de pillow lavas (Fig. IV.6) qui rappelle les séquences de resédimentation du sommet des différentes unités de la coupe d'Al Qurti.

- Une succession basale de cherts rouges montre des plis déversés vers le SW. Les variations de pendage de la schistosité (toujours vers le NE) ainsi que les rotations des axes de plis reflètent une déformation polyphasée avec un cisaillement tardif à vergence SW.
- Ces cherts sont recouverts d'une succession également plissée de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaires bruns, siliceux, à interbancs de marnes siliceuses brunes d'aspect feuilleté. Les bancs calcaires sont discontinus.
- Ils sont recouverts de pillow lavas silicifiés puis d'une mégabrèche complexe renfermant de nombreux niveaux discontinus de cherts, de calcaires bruns bréchifiés identiques aux calcaires de base, ainsi que des pillow lavas hémimétriques très vacuolaires. Ces derniers sont le plus souvent entiers et relativement bien préservés de la déformation pénétrative.
- Le tout est une nouvelle fois coiffé par des blocs plurimétriques qui cette fois correspondent à des brèches polygéniques, dominées par des blocs de calcaires blancs de plate-forme (Fig. IV.6b). Ces blocs de brèche reposent sur un horizon bréchique à fragment de calcaires noirs, de pillow lavas et de cherts rouges. La brèche de calcaire de plate-forme inclut également des blocs de laves et de calcaires noirs. Les éléments de la brèche sont jointifs et montrent une granodécroissance vers le bas. Les éléments sont soudés par stylolitisation. Des fractures ouvertes recoupent cette brèche consolidée. Elles sont encroûtées par de la lave et remplies par du matériel sédimentaire détritique et des fragments de volcanites.

Une brèche encroûtée de graviers de calcaire blanc et de cherts cimente un banc de calcaire brun, lui-même isolé dans le mélange de la mégabrèche. Cette section dans la Fm. Sinni dérive donc très certainement de la déstabilisation d'une succession de pente. Cette coupe reflète également que les resédimentations sont une nouvelle fois associées à une activité volcanique. Les pillows sont retrouvés au cœur même de la brèche de calcaire blanc ainsi que dans le volume de la mégabrèche. Il est probable que l'ensemble de la mégabrèche soit associé à une effusion volcanique entraînant la déstabilisation de dépôts précédemment mis en place le long de la pente du bassin d'Umar.

Quatre pillow lavas parmi les mieux préservés de la déformation ont été échantillonnés (Om04-40, -42, -43, -51). Leur faciès pétrographique est très homogène. Il s'agit de coulées trempées, très vésiculaires mais dont la mésostase est très cristallisée. La mésostase est dominée par le plagioclase qui s'exprime en microlites et en lattes inframillimétriques qui se disposent en gerbes, en sphérules ou selon une disposition intersertale (Fig. IV.7). Om04-51 inclut des phénocristaux de plagioclases albitisés ou totalement remplacés par de la calcite et des argiles. De manière générale, les quatre échantillons ont souffert des processus d'altération secondaire illustrés par les nombreux filonnets d'oxydes qui traversent la mésostase et par les vacuoles qui sont remplies principalement par de la calcite et plus rarement par des argiles.

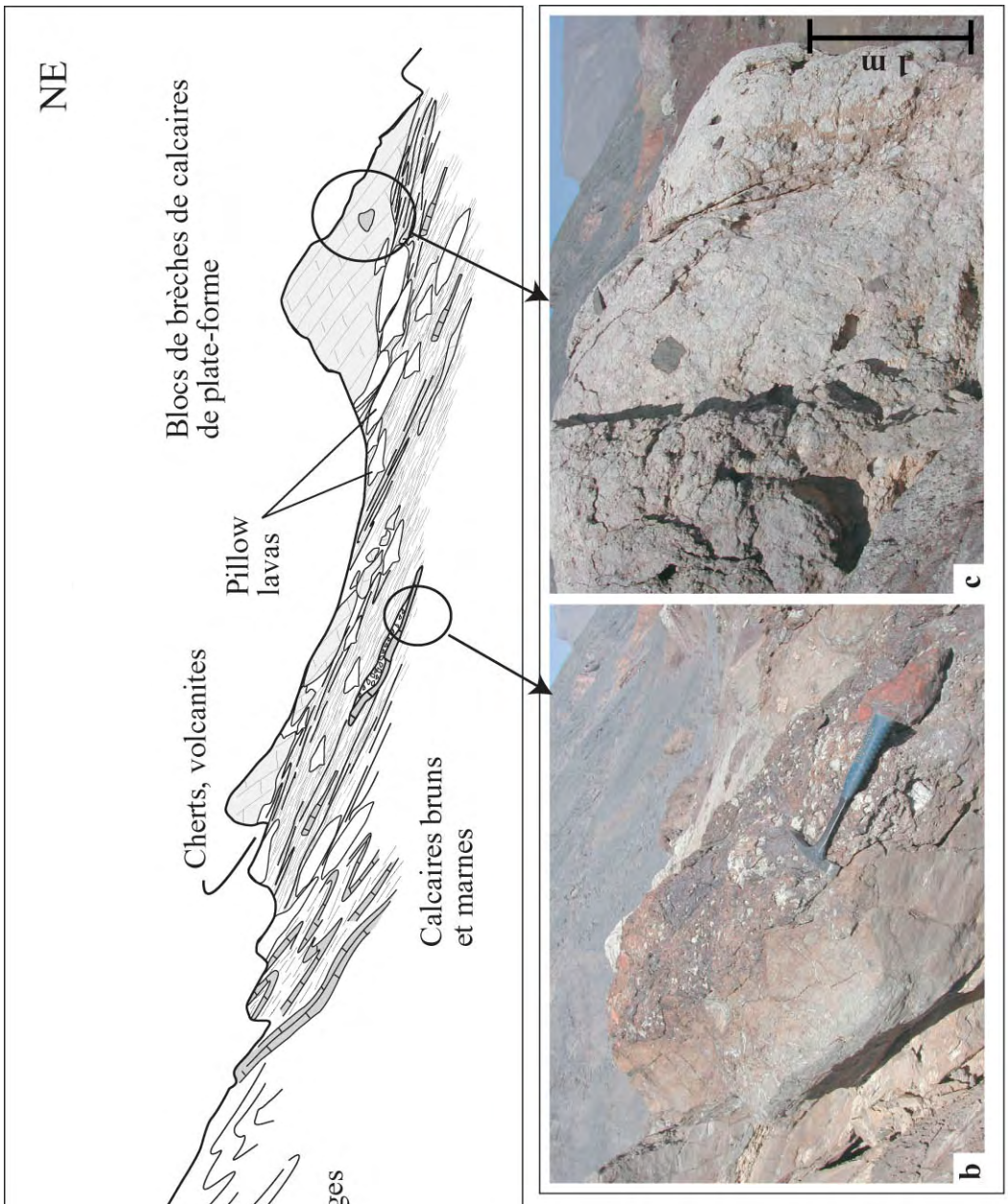


Fig. IV.6 - (a) Coupe du pointement de la Fm. de Sinni au sud de Sayjah (localisation sur la Fig. IV.1). **(b)** Brèche encroutée de calcaire blanc et de chert recouvrant un banc de calcaire brun lui-même emballé dans la mégabrèche. **(c)** Olistolite d'une brèche ploygénique dominée par des fragments de calcaires blancs et incluant des fragments de calcaires noirs et de volcanite.

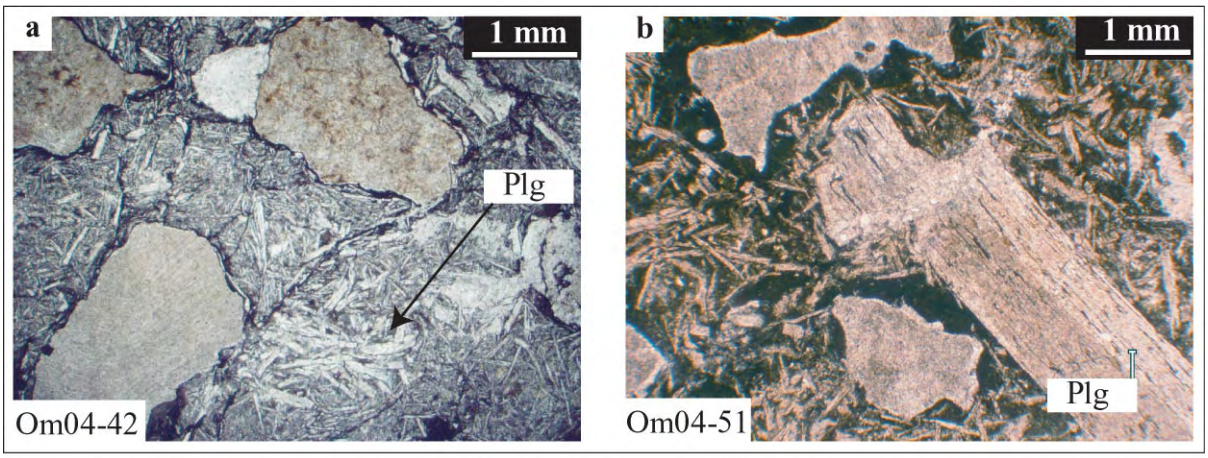


Fig. IV.7 - (a) Pillow andésitique à lattes de plagioclase albitisé et à grosses vacuoles remplies de smectite ou de calcite. **(b)** Pillow de faciès similaire avec un porphyre déformé de plagioclase albitisé.

IV.2.1.4. Echantillonnage complémentaire dans la région d'Aqil

Le quatrième site d'échantillonnage se situe dans la région d'Aqil, dans la partie orientale de la chaîne. Il s'agit également de pointements isolés, de coulées en pillows et de hyaloclastites, coiffées alternativement d'olistolites de calcaires de plate-forme, ou de calcaires pélagiques ayant fourni, dans cette zone, des fossiles du Norien (comm. pers. R. Maury et F. Béchennec). Les 4 sites échantillonnés exposent des pillows vacuolaires et microlitiques (Om-45 : 22°47'8N 57°48'4E ; Om-52 : 22°47'2N 57°51'3E), ou microlitique porphyrique à mésostase légèrement intersertale (Om-42 : 22°47'5N 57°48'2E ; Om-48 et Om-49 : 22°47'9N 57°48'4E). Dans le basalte Om-42, les phénocristaux de plagioclase et d'olivine sont accompagnés de microlites de feldspaths, mais également de microcristaux de clinopyroxènes trapus et ophitiques. Ceux-ci suggèrent une séquence de cristallisation Ol ➔Pl➔CPx➔Ox (Fig. IV.8). Une séquence identique est observée dans un basalte porphyrique à phénocristaux de plagioclase et microlites de clinopyroxènes, accompagnés d'oxydes interstitiels (Om 48).

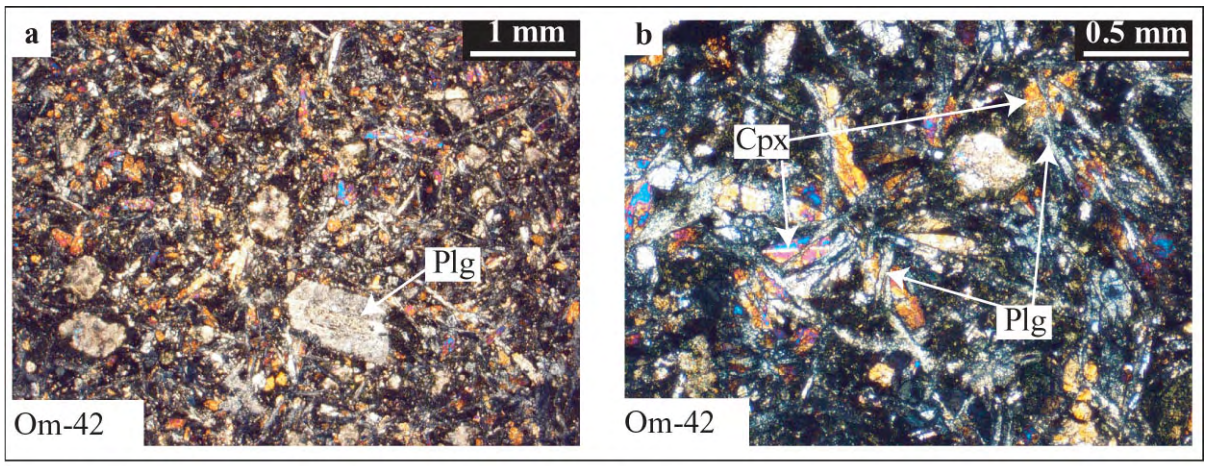


Fig. IV.8 - (a) Pillow basaltique à plagioclase altéré et mésostase remplie de microcristaux de plagioclase, clinopyroxène et oxydes de Fe-Ti. **(b)** Zoom sur les microcristaux de clinopyroxènes sub-ophitiques qui cristallisent autour des microlites de plagioclase (même roche que la Fig. IV.8a).

IV.2.1.5. Synthèse

La coupe de la formation Sinni sur le site d'Al Qurti est caractérisée par une évolution des termes magmatiques de base qui sont dominés par des basaltes porphyriques à gros clinopyroxènes augitiques et de rares olivines, vers des termes intermédiaires à acides dans les niveaux supérieurs de la formation. Ces faciès intermédiaires débutent par des coulées à pillow de nature trachyandésitique, caractérisées par une texture microlitique, parfois sphérulitique, à plagioclase seul (Om04-17 et -24 et -27). Les coulées massives sont rares et montrent une composition minéralogique basaltique (Om04-18) à andésitique (Om04-19). Finalement le sommet de la coupe est caractérisé par des hyaloclastites et brèches volcano-détritiques associées à des laves évoluées de composition andésitique à rhyolitique (Om04-29, -34 et -35). Les deux coulées sommitales prismées marquent la mise en place tardive de trachytes sodiques (Om04-37 et -38).

Cette organisation stratigraphique ne peut être appliquée aux autres sites d'échantillonnage. Dans ces derniers, les roches sélectionnées montrent cependant des caractères pétrographiques variés. Les coulées à pillow lavas montrent des minéralogies de basalte mais également de termes différenciés où les lattes de plagioclases remplissent le fond de la roche.

Dans les basaltes de la base de la coupe d'Al Qurti et le basalte Om-101 de Sinni, les critères de chronologie suggèrent que le clinopyroxène et les oxydes de Fe-Ti cristallisent avant le plagioclase. A contrario, l'échantillon Om-97 de la coupe de Sinni et les échantillons Om-42 et Om-48 de la région d'Aqil montrent des relations inverses où les clinopyroxènes et les oxydes ne sont présents que dans la mésostase, où ils cristallisent après le plagioclase. Ils se présentent alors en prismes ophitiques ou en petits cristaux xénomorphes remplissant les interstices.

IV.2.2. Roches volcaniques associées à la plate-forme de Misfah

24 échantillons volcaniques de la formation Misfah ont été analysés. Cet échantillonnage reflète les différentes phases d'activité volcanique et intrusive qui accompagnent l'édification puis la déstabilisation de la plate-forme.

- 9 échantillons proviennent de la séquence effusive basale de la face N (Fig. III.5).
- 3 échantillons proviennent également de la séquence volcanique de base de la plate-forme, mais prélevés, le long de la face E.
- 1 échantillon provient d'une intrusion associée à la première explosion hydromagmatique.
- 1 échantillon provient d'une intrusion associée à la deuxième explosion hydromagmatique.
- 5 échantillons sont prélevés aux alentours et dans l'intrusion massive du sud de Misfah : 2 proviennent du cœur même de l'intrusion et les trois autres, des sills inférieur, intermédiaire et supérieur qui recoupent les calcaires des unités 1 et 2.
- 5 échantillons proviennent des jumping-sills de la face N.

IV.2.2.1. Séquence volcanique de base

Cette séquence volcanique basale fut échantillonnée de manière exhaustive le long de la face N de la montagne de Misfah (Fig. III.5). Les pillow lavas et bordures de coulées massives sont caractérisés par une texture microlitique alors que le cœur des coulées massives est très porphyrique.

Les faciès porphyriques incluent jusqu'à 30 à 40% de phénocristaux automorphes de clinopyroxène de taille millimétrique à centimétrique, donnant à ces roches un caractère d'ankaramite (Fig. IV.9a). Les clinopyroxènes montrent de fréquentes inclusions d'olivine altérée et d'oxydes de Fe-Ti en prismes automorphes (Fig. IV.9b).

Les phénocristaux d'olivine sont également représentés par des prismes hexagonaux, fracturés, rubéfiés et systématiquement remplacés par de la chlorite de la calcite et plus rarement par de la serpentine (Fig. IV.9e).

Les lattes de plagioclases sont peu abondantes, xénomorphes et le plus souvent albitisées. Localement, les plagioclases forment des amas glomérophyriques qui cristallisent autour des cristaux automorphes d'olivine ou de clinopyroxène. Des inclusions de clinopyroxènes sont également observées dans le plagioclase (Fig. IV.9d).

Les oxydes sont fréquents, en prisme inframillimétriques et en microcristaux dans une mésostase souvent aphyrique. Dans les trois basaltes porphyriques les mieux préservés (Om04-55, -57 et -58), les clinopyroxènes peuvent présenter des bordures violacées mais sont plus généralement incolores. Leur composition en éléments majeurs indique qu'il s'agit d'augites diopsidiques (Fig. IV.10) dont les compositions au sein de chaque échantillon sont très homogènes.

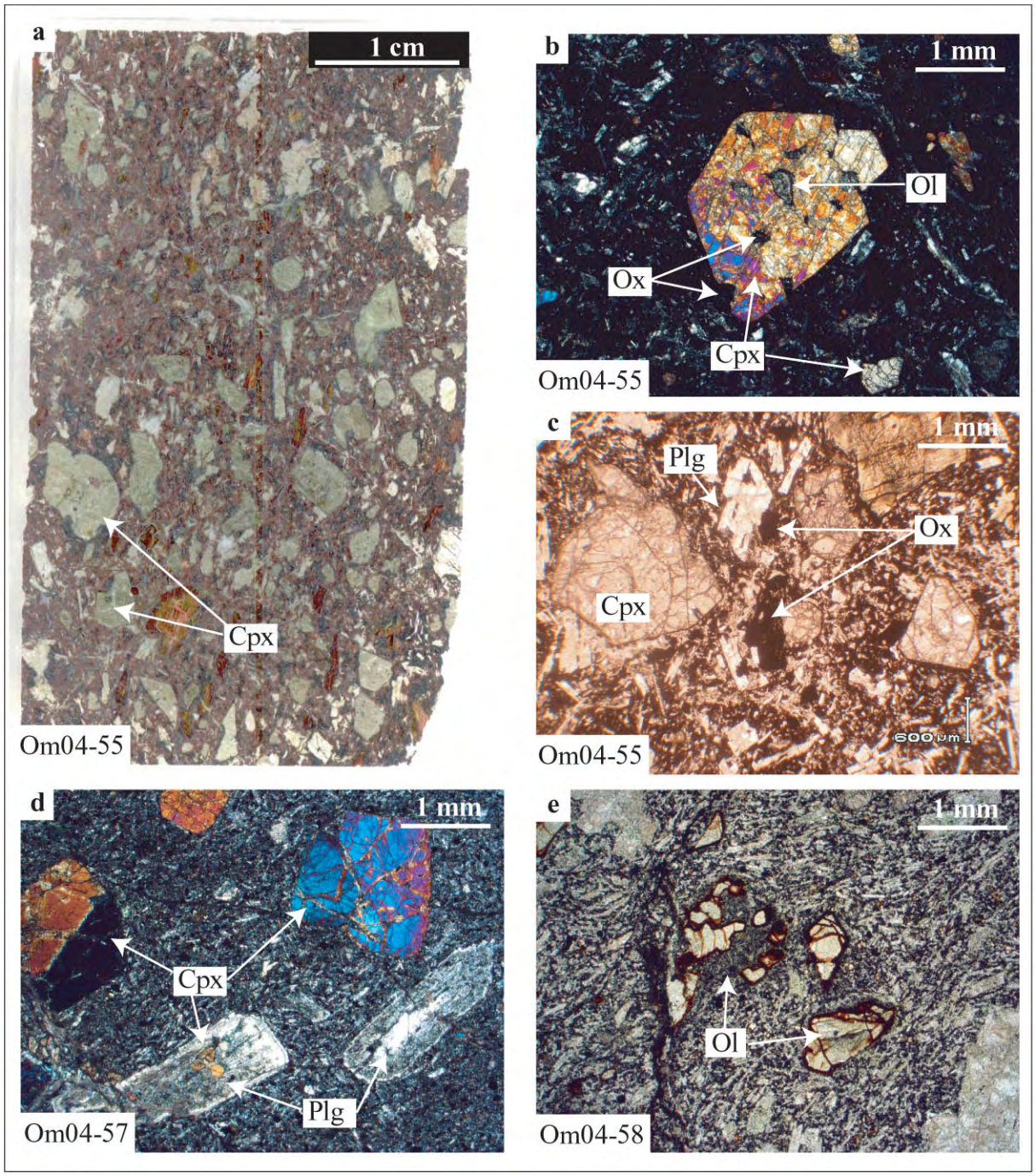


Fig. IV.9 - (a) Vue en lame mince scannée de la proportion de clinopyroxène (cristaux verts) dans les basaltes porphyriques de la séquence volcanique de base de la Fm. Misfah. **(b)** Vue en lumière polarisée d'un clinopyroxène de la même coulée. Le clinopyroxène renferme des inclusions de cristaux altérés d'olivine et d'oxydes de Fe-Ti. **(c)** Texture générale de la même roche avec les phénocristaux de clinopyroxènes qui sont accompagnés d'oxydes de Fe-Ti automorphes et de lattes de plagioclase sub-automorphes. **(d)** Basalte porphyrique similaire avec inclusions de clinopyroxènes dans des lattes altérées de plagioclase. **(e)** Exemple de fantôme d'olivine dans une coulée identique aux précédentes, où le minéral magmatique est remplacé par de la chlorite et de la calcite.

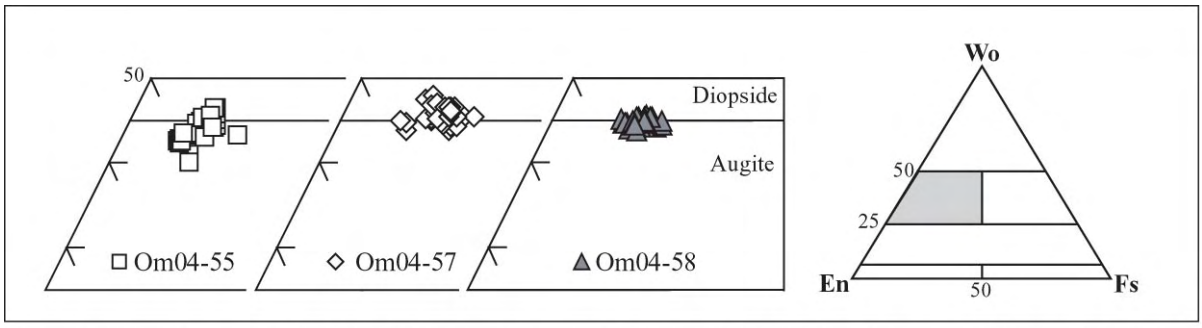


Fig. IV.10 - Composition des clinopyroxènes des basaltes prophyriques de la base de la Fm. Misfah (Om04-55, -57 et -58) reportée dans le diagramme de Morimoto et al. (1988).

Dans cette séquence volcanique basale, les échantillons présentant des faciès non porphyriques correspondent à :

- un basalte microlitique légèrement fluidale récupéré en base de coulée. Les microlites de plagioclases sont associés à des cristaux inframillimétriques de clinopyroxène et d'olivine altérée (Om04-59, Fig. IV.11b).

- une lave évoluée dont la mésostase, très altérée, comporte d'abondants microlites de plagioclase, lui donnant un caractère trachyandésitique (Om04-56, Fig. IV.11a).

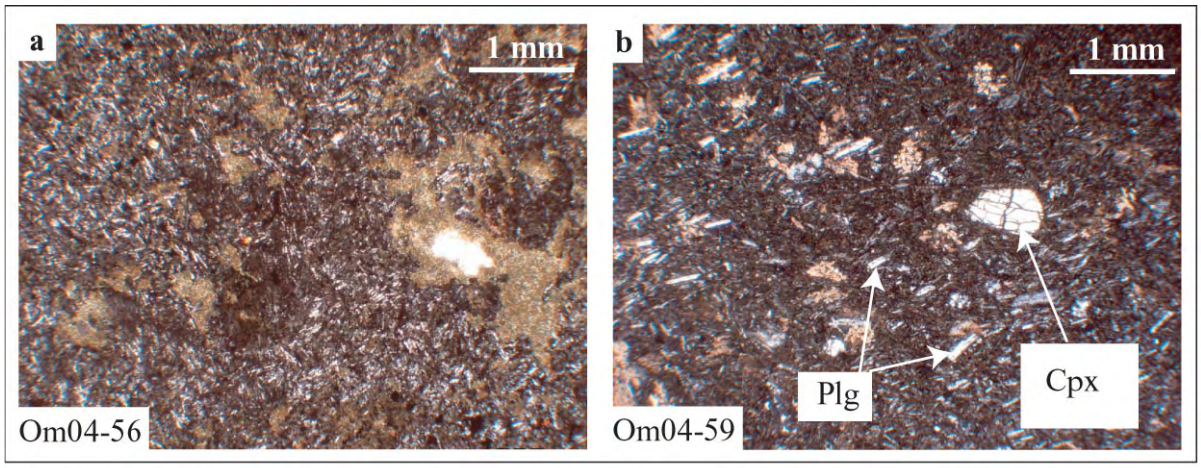


Fig. IV.11 - (a) Coulée massive microlitique à microlites de plagioclase et incluant de grandes plages altérées à cristaux de calcite et argiles. **(b)** Texture microlitique en bordure de coulée basaltique, à clinopyroxène et microlites de plagioclase en texture fluidale.

Les premières et les dernières coulées de la séquence volcanique (Om04-52, -54, -60) sont particulièrement altérées. Il s'agit pour les premières de faciès totalement aphyriques où la mésostase est traversée de filonnets d'oxydes et de calcite. Elles incluent également des plages de chlorite de calcites et de phyllites et les vacuoles, peu nombreuses, sont remplies de calcite et de zéolites. Les pillows échantillonnés au sommet présentent une texture porphyrique à phénocristaux de plagioclase seuls (Om04-60).

Quatre échantillons supplémentaires ont été prélevés dans les séquences volcaniques de la base de la montagne de Misfah :

- Une lave très porphyrique de type hawaïte a été échantillonnée en éboulis, au sommet de la séquence volcanique de base de la face N de Misfah (Om04-63, Fig., 4.12a).

- Une lave prélevée le long de la face E de Misfah présente une mésostase à texture trachytique, composée de microlites de plagioclase et d'oxydes (Om207, Fig. IV.12c).

- Deux autres coulées volcaniques sont échantillonnées sous l'intrusion massive étudiée dans le chap. III.2.6 (extrémité S de la face E). Il s'agit d'un basalte en pillows (Om-66) et d'un trachyandésite à rares lattes de plagioclase baignant dans une mésostase microlitique et fluidale, remplie de microlites feldspathiques et d'oxydes (Om04-66, Fig. IV.12b).

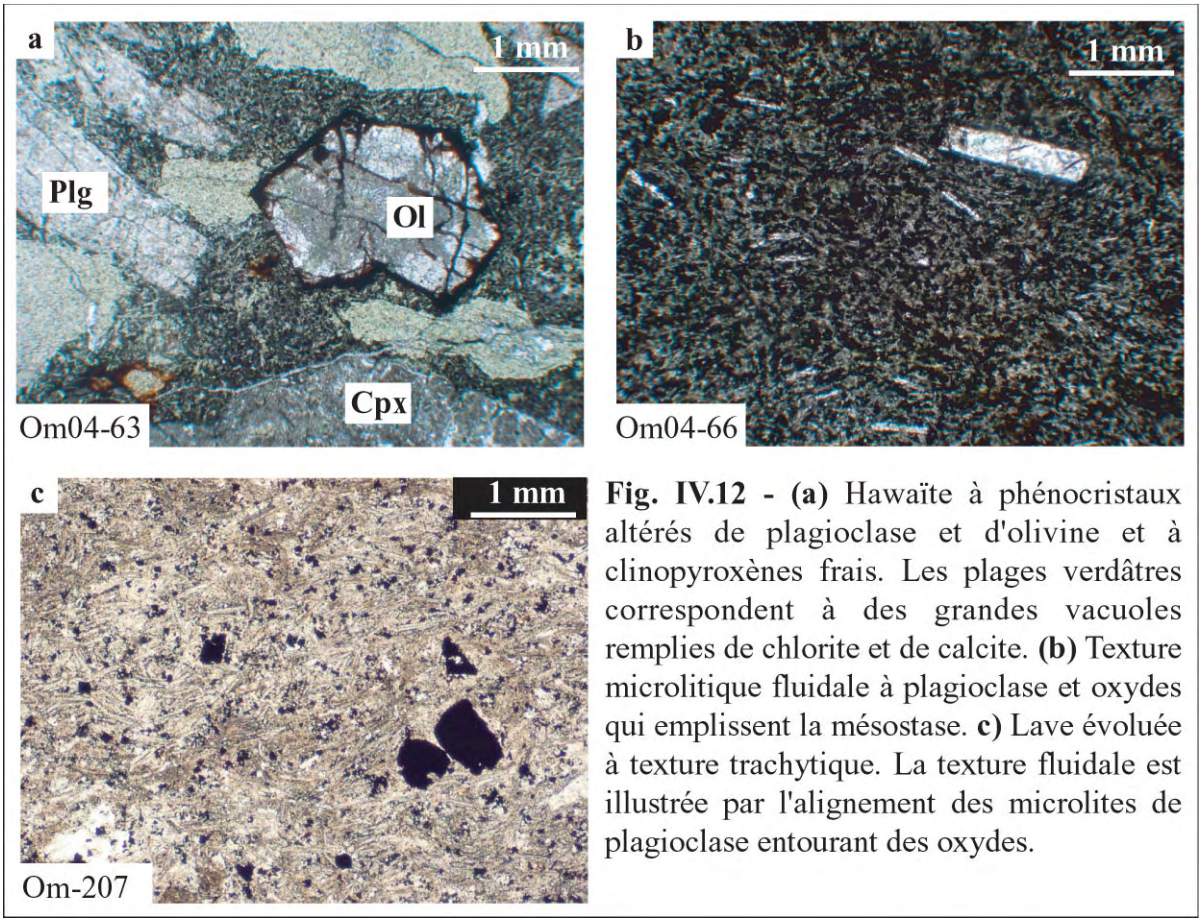


Fig. IV.12 - (a) Hawaïte à phénocristaux altérés de plagioclase et d'olivine et à clinopyroxènes frais. Les plages verdâtres correspondent à des grandes vacuoles remplies de chlorite et de calcite. **(b)** Texture microlitique fluidale à plagioclase et oxydes qui emplissent la mésostase. **c)** Lave évoluée à texture trachytique. La texture fluidale est illustrée par l'alignement des microlites de plagioclase entourant des oxydes.

Les séquences volcaniques mises en place à la base de Misfah sont donc très largement dominées par les coulées basaltiques, présentant des textures aphyriques ou porphyriques et à cristaux automorphes de clinopyroxènes, d'olivine et d'oxydes de Fe-Ti. Les oxydes sont présents à la fois dans la mésostase et sous la forme d'inclusions dans les clinopyroxènes. Le plagioclase cristallise tardivement soit en phénocristaux xénomorphes à inclusions d'olivines et de clinopyroxènes, soit en microlites dans la mésostase. Des faciès évolués sont retrouvés au cœur (Om04-56) et au sommet (Om04-60) de la séquence volcanique basale et le long de la face E. Il s'agit de trachyandésites voire de trachytes (Om04-56, Om-207, Om04-66).

Les coulées basaltiques porphyriques permettent d'observer une séquence de cristallisation Ol➔Ox➔Cpx➔Plg, qui est caractéristique de l'ordre de cristallisation des basaltes alcalins.

IV.2.2.2. Les intrusions de la plate-forme de Misfah

Les sills contemporains des deux explosions hydromagmatiques (échantillon Om05-31 et Om05-32) montrent une minéralogie semblable, de nature basaltique et à texture microlitique. Ils incluent des lattes de plagioclase et des microcristaux de clinopyroxènes violacés et pléochroïques, en baguettes allongées ou en microcristaux trapus (Fig. IV.13). Des spinelles chromifères ont été observés dans ces deux intrusions. Le fond de la roche est totalement remplacée par de la zéolite et de la calcite. L'échantillon Om05-32 inclut localement des cristaux pegmatitiques de biotite qui suggèrent l'existence de déséquilibres chimiques locaux dans cette intrusion particulièrement basique (SiO_2<45%). Ce déséquilibre peut intervenir lors d'échanges chimiques entre le magma et l'encaissant notamment par l'apport d'eau voire de K qui sont nécessaires à la formation du mica.

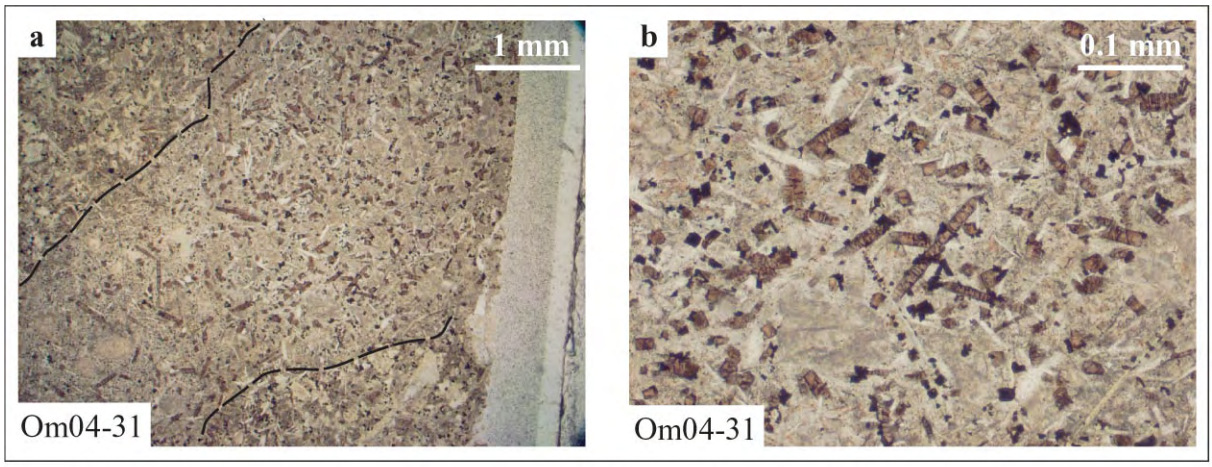


Fig. IV.13 - (a) Basalte intrusif synchrone de la première explosion volcanique. A l'échelle de la lame mince, la lave présente des textures hétérogènes dont l'organisation illustre la mise en place de veines dont les épontes sont surlignées en pointillées. **(b)** Détail de la même roche; Les clinopyroxènes sont teintés et pléochroïques. Ils sont accompagnés d'oxydes de Fe-Ti prismatiques et de microlites de plagioclase. Le fond de la roche est totalement remplacée par de la calcite et de la zéolite.

Au sud de la montagne de Misfah, l'intrusion massive inclut de nombreux blocs de calcaires et xénolites de laves et de gabbros. Un seul échantillon provenant du cœur de l'intrusion a été conservé pour analyse (Om-65). Ce dernier, comme les autres échantillons plus altérés, a une composition minéralogique de basalte à phénocristaux de clinopyroxènes et de plagioclases, et inclut de rares olivines serpentinisées. Les autres laves analysées proviennent des sills adjacents (Om-58, -61 et -62). Ceux-ci présentent également une minéralogie de basaltes avec des olivines altérées et des lattes de plagioclase comprises dans une mésostase microlitique intersertale et légèrement fluidale.

Finalement, les jumping-sills de la face N de Misfah qui sont rattachés à un événement identique au précédent présentent des faciès pétrographiques variés :

- Les deux sills recoupant les calcaires et marnes de l'unité 1 sont identiques (om04-61 et Om04-62, Fig. III.35a). Ils présentent une texture intersertale à microlites de plagioclase. Les oxydes sont abondants et quelques spinelles chromifères inframillimétriques sont observés dans la mésostase. Ces intrusions incluent quelques vacuoles remplies de zéolite.

- Ces sills se connectent vers une même poche de magma qui affleure contre les accidents tectoniques contemporains d'orientations EW et NS (Fig. III.36). Dans cette zone, le magma intrusif présente des structures de refroidissement en boule et inclut de nombreux blocs de calcaires blancs. L'échantillon Om05-21 provenant de cette zone de mélange montre une texture intersertale à lattes de plagioclase millimétriques ou bien localement, des figures de trempe avec des cristaux disposés en gerbe. La lave comprend également des vacuoles remplies de calcite et de zéolites. Cette lave semble parfaitement identique aux intrusions précédentes mais apparaît mieux cristallisée. Les oxydes sont également abondants dans la mésostase qui cette fois est entièrement remplacée par des zéolites et de la calcite.

- La quatrième intrusion échantillonnée correspond au jumping sill de direction NS qui traverse les calcaires massifs du sommet de la formation de Misfah (Om05-22 et Om 05-23, Fig. III.35b). Les lames minces montrent une texture microlitique dominée par les microlattes de plagioclase et incluant des microcristaux de clinopyroxènes titanifères dans une mésostase entièrement recristallisée. Elles comportent des vacuoles remplies de calcite autour desquelles le plagioclase cristallise en lattes inframillimétriques disposées parfois de manière radiaire (Fig. IV.14e). Ces textures variées suggèrent la présence d'une forte hétérogénéité de composition à l'échelle de la lame. Localement, l'intrusion montre des cristaux porphyriques de biotite (Om05-23) qui reflètent une nouvelle fois le rôle des interactions entre l'intrusion et l'encaissant calcaire.

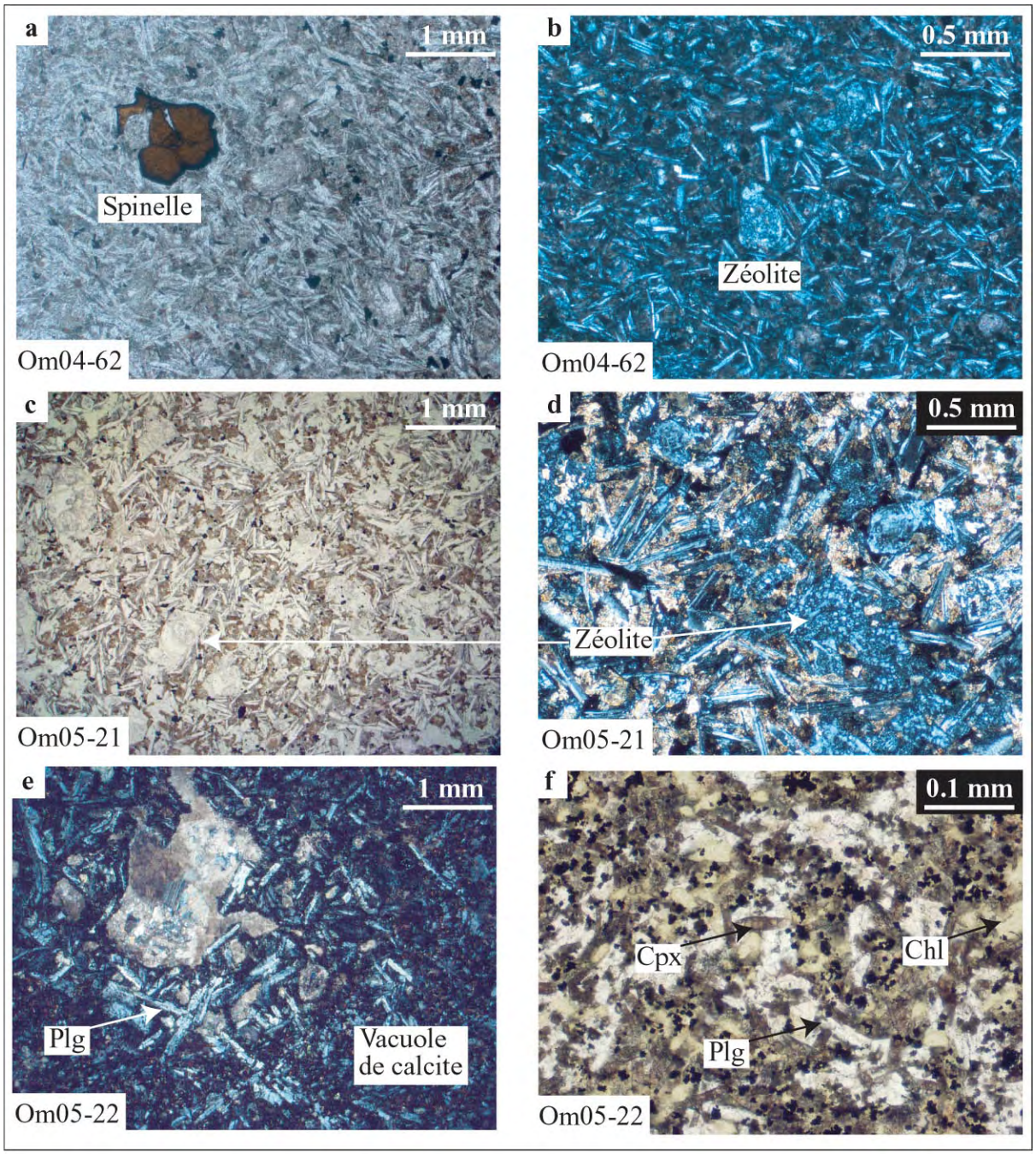


Fig. IV.14 - (a) et **(b)** Jumping-sill basaltique de la face N constitué d'une mésostase intersertale de microlattes de plagioclase et d'oxydes. L'intrusion inclut des grains isolés de spinelles chromifère et des vacuoles remplies de zéolites. **(c)** et **(d)** Poche de magma à minéralogie similaire au sill précédent. Le plagioclase est ici mieux cristallisé et le fond de la roche est complètement remplacé par de la calcite et de la zéolite. **(e)** et **(f)** Textures variées observées au coeur d'une même lame mince provenant d'une intrusion échantillonnée au coeur des calcaires massifs de la face N de Misfah. La photo de gauche illustre la présence d'agglomérats de lattes de plagioclase associés aux vacuoles. La photo de droite illustre la présence de prismes de clinopyroxènes teintés et pléochroïques dans le fond de la roche qui est remplacé par de la chlorite (zones vertes), des zéolites et de la calcite.

IV.2.2.3. Synthèse

Les échantillons provenant des intrusions magmatiques qui recoupent l'ensemble de la plate-forme sont systématiquement des basaltes qui présentent des textures intersertales parfois légèrement fluidales. Les sills et jumping-sills peuvent atteindre des épaisseurs pluridécamétriques. Ils marquent la pérennisation ou bien le renouveau d'un magmatisme basique par rapport aux coulées volcaniques de la base de la plate-forme. Les laves échantillonnées dans les différents intrusifs incluent de fréquentes olivines totalement serpentinisées, des plagioclases en microlites et en lattes inframillimétriques, des clinopyroxènes violacés en baguettes allongées ou en petits prismes trapus, ainsi que des oxydes de Fe-Ti très abondants. Ces laves présentent des textures très hétérogènes à l'échelle de la lame mince. Elles peuvent inclure des amas de microlites de plagioclase ou des veines de liquides magmatiques secondaires (Fig. IV.13a). Certains échantillons incluent également des phases accessoires probablement héritées comme des phénocristaux de spinelles chromifères automorphes (Om04-62, Om04-61).

Les plus gros volumes intrusifs mis en place à la base de la plate-forme (chambres magmatiques), ou bien le long d'intrusions pluridécamétriques renferment de nombreux xénolites de roches grenues (troctolite dominante à Ol+CPx+Ox±Sp). Les intrusions renferment également des fragments de l'encaissant calcaire. Ceux-ci sont emballés le long des épontes des jumping sill ou bien dans les zones de fracturations syn-magmatiques (Face N). A part au sein des chambres magmatiques inférieures, ces xénolites de calcaires ne montrent aucun métamorphisme de contact ni d'injections de lave. Cependant, certains sills renferment des cristaux pegmatitiques de micas suggérant un apport en eau voire en K depuis le sédiment encaissant. Cet apport en eau est également témoigné par la transformation systématique de la mésostase des liquides intrusifs en un assemblage, probablement précoce, de zéolites et de calcite.

IV.2.3. Echantillons de la formation Sayfam

La succession volcanique de base de l'unité tectono-stratigraphique d'Al Aridh correspond à la base de la formation triasique de Sayfam (Carnien-Norien). L'échantillonnage de ce volcanisme est effectué sur les flancs NW et SW du Jabal Buwaydah (Fig. IV.1). Le Jabal Buwaydah se situe juste au SW du massif calcaire formé par le groupe de Kawr et au NE de l'Hamrat Duru Range.

Le premier site d'échantillonnage (22°53'6N 57°05'7E) consiste en une succession volcanique d'environ 40 m de hauteur. Cette succession débute par des sills et coulées massives, intercalées avec des séquences volcaniques à pillow lavas. Il s'agit principalement de basaltes trempés (plagioclase et clinopyroxènes en microlites) et de coulées porphyriques superbement conservées et également de nature basaltique. Une coulée trachyandésitique à phénocristaux de plagioclase termine la succession volcanique.

Le deuxième site d'échantillonnage (23°00'8N 57°00'0E) consiste en une succession volcanique épaisse d'environ 120 à 150 m, coiffée de coulées de débris à olistolites de calcaires de plate-forme triasiques. Au dessus, des cherts et calcaires pélagiques ont été datés Carnien-Norien (comm. pers. F. Béchennec). Cette formation du Trias Sup. est surmontée par des turbidites carbonatées du Jurassique.

La succession débute par des hyaloclastites à blocs et fragments polygéniques et arrondis, qui comprennent des basaltes et basaltes évolués à clinopyroxènes. Ces hyaloclastites grossières forment une succession pluridécamétrique, surmontée par des faciès de plus faible profondeur caractérisés par des coulées plus ou moins bréchifiées de pillow lavas basaltiques. Cet ensemble est surmonté par des coulées et brèches de pillows basaltiques et de trachyandésites à amphibole.

2 échantillons du premier site (Om-56 et Om-57) et 5 échantillons du deuxième site (Om-67, -69, -75, -78 et -80) ont été retenus pour analyse sur roche totale.

Les basaltes du premier site incluent des faciès très bien préservés de basaltes porphyriques à olivine serpentinisée, clinopyroxènes frais et oxydes de Fe-Ti. Le verre est quasiment absent. La mésostase est composée d'oxydes, de plagioclase, de clinopyroxène et d'olivine. Les phénocristaux de clinopyroxènes montrent des inclusions d'oxydes, d'apatites, de plages serpentinisées correspondant probablement à d'anciennes olivines. Le plagioclase souvent xénomorphe présente quant à lui des inclusions de pyroxènes. De nouveau nous retrouvons une séquence de cristallisation typique des basaltes alcalins. Les faciès différenciés de nature trachyandésitique et trachytique sont limités au sommet de la séquence.

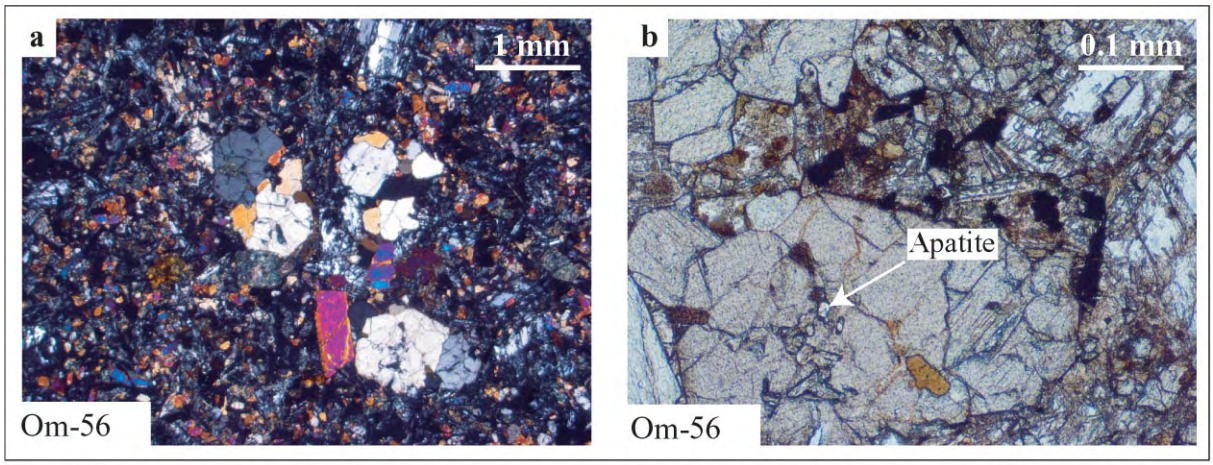


Fig. IV.14 - Le même basalte très bien préservé de l'altération. **(a)** Vu en lumière polarisée des phénocristaux de clinopyroxène baignant dans une mésostase très cristallisée remplie de microlite de clinopyroxènes, d'oxydes de Fe-Ti et de plagioclase. **(b)** Détail des inclusions d'apatites dans un phénocristal de clinopyroxène vu en lumière naturelle

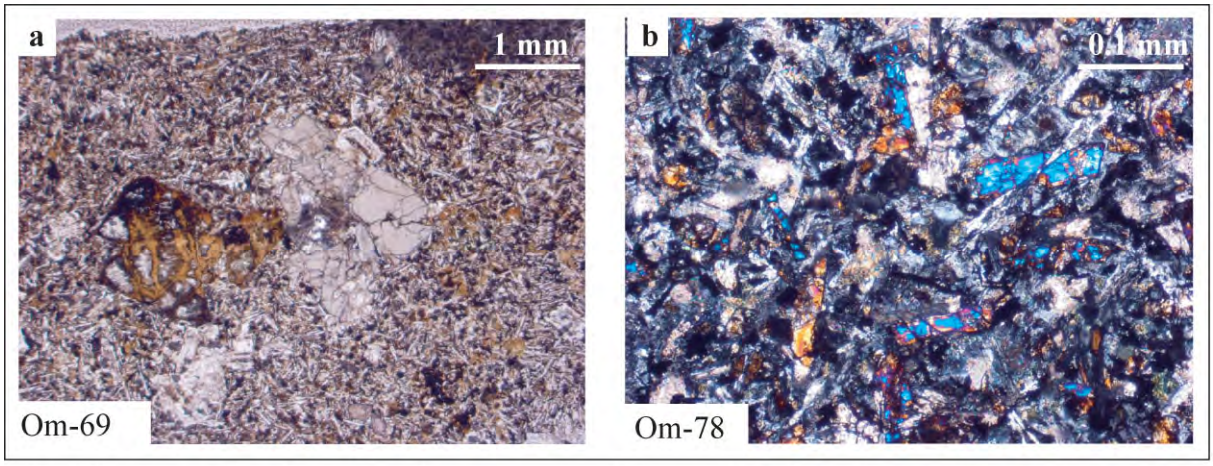


Fig. IV.16 - (a) Basalte porphyrique avec un clinopyroxène (à droite) et une ancienne olivine totalement altérée (à gauche). **(b)** Zoom sur la mésostase très cristallisée d'un basalte à microlitique à clinopyroxène, plagioclase et oxydes de Fe-Ti

Les basaltes du deuxième site montrent des faciès microlitiques (Fig. IV.16b) ou porphyriques et à clinopyroxènes, plagioclase et olivine serpentinisée (Fig. IV.16a). Ces cristaux peuvent se développer en amas glomérophyriques associés à des oxydes automorphes de Fe-Ti. Les faciès intermédiaires sont riches en phénocristaux de plagioclase et d'olivine baignant dans une mésostase très riche en microcristaux de clinopyroxènes, plagioclase et oxydes aciculaires.

IV.3. Compositions en éléments majeurs et affinités magmatiques

Les compositions en éléments majeurs ont été mesurées par ICP AES à l'université de Bretagne occidentale de Brest, par J. Cotten, en suivant les procédures de Cotten et al. (1995).

➔ 15 laves de la coupe d'Al Qurti ont été sélectionnées dans le but de constituer la série d'analyse la plus représentative des variations pétrographiques observées sur le terrain. Sur les autres sites d'échantillonnage de la formation Sinni, ce sont les faciès basaltiques et trachyandésitiques les mieux préservés qui ont été sélectionnés pour analyse. 4 échantillons proviennent de Sayjah, 7 échantillons de la région de Sinni, et 5 de la région d'Aqil (Tableau I). Toutes ces laves montrent une perte au feu qui varie entre 12 et 2 % (Tableau I). Les valeurs les plus fortes correspondent aux pillow lavas vacuolaires des coupes d'Al Qurti et de Sayjah qui montrent une perte au feu comprise entre 9 et 12 %. Mais la perte au feu est en moyenne plus faible pour le reste des échantillons et ne varie que de 6 à 2 %.

➔ A Misfah, les 10 échantillons analysés dans les séquences volcaniques inférieures ont une perte au feu relativement faible, comprise entre 2 et 5,5%, à l'exception de deux échantillons qui montrent une perte au feu de 7.5% (Om-207) et de 9.1% (Om04-63). Les différentes intrusions présentent une perte au feu également très élevée et qui atteint 4 à 10%.

➔ Finalement, les 7 échantillons sélectionnés dans le groupe Al Aridh ont des valeurs de perte au feu qui varient de 2 à 8%.

Ces valeurs élevées de la perte au feu sont le témoin du taux d'altération des roches analysées. Les cristallisations secondaires de calcites, de zéolites ou de phyllites qui ont déjà été mises en évidences en sont un témoin direct. Il apparaît donc indispensable de tenter de caractériser et d'identifier les modifications chimiques provoquées par ses phénomènes post-magmatiques avant d'effectuer une classification des volcanites étudiées. Toutes les concentrations en éléments majeurs ont été recalculées en base anhydre et ses valeurs recalculées sont utilisées dans la suite.

Tableaux I - Compositions en éléments majeurs et en éléments traces, respectivement en poids % et en ppm, pour les échantillons des laves triasiques du bassin d'Hawasina. Les éléments majeurs et les éléments en traces reportés en italique ont été mesurés par ICP AES, alors que les éléments en trace mesurés par ICP MS sont reportés dans les colonnes de droite. Les compositions en éléments majeurs des colonnes de droite sont recalculées à sec.

	Formation Sinni - Coupe d'Al Qurti															
	Om04-10		**Om04-11**		**Om04-12**		**Om04-13**		**Om04-16**		**Om04-17**		**Om04-18**		**Om04-19**	
SiO2 %	41.7	47.0	40.0	44.9	41.4	46.9	49.4	54.6	49.3	52.4	55.2	57.1	42.5	47.8	49.0	51.6
TiO2	1.74	1.96	1.75	1.96	1.77	2.01	1.42	1.57	1.89	2.01	1.74	1.80	2.9	3.26	2.93	3.09
Al2O3	12.9	14.5	12.1	13.6	12.5	14.2	13.5	14.9	16.1	17.0	15.5	16.0	12.2	13.7	17.9	18.9
Fe2O3	7.48	8.43	8.8	9.88	5.83	6.61	5.26	5.81	8.6	9.14	10.6	10.92	12.5	14.01	10.2	10.72
MnO	0.10	0.11	0.12	0.13	0.11	0.12	0.1	0.11	0.15	0.16	0.08	0.08	0.21	0.24	0.11	0.12
MgO	3.33	3.75	4.15	4.66	3.32	3.76	3	3.31	6.92	7.35	2.82	2.92	3.57	4.02	3.23	3.40
CaO	15.60	17.58	17	19.08	17.8	20.18	11.3	12.48	5.45	5.79	2.1	2.17	10.7	12.06	4.14	4.36
Na2O	5.10	5.75	4.41	4.95	4.42	5.01	5.8	6.41	4.1	4.36	7.2	7.45	3.3	3.71	6.04	6.36
K2O	0.51	0.57	0.38	0.43	0.61	0.69	0.31	0.34	1.16	1.23	0.43	0.44	0.44	0.50	0.94	0.99
P2O5	0.30	0.34	0.4	0.45	0.44	0.50	0.45	0.50	0.52	0.55	1.01	1.05	0.57	0.64	0.45	0.47
LOI	11.29		10.8		11.5		9.15		5.3		2.46		10.9		4.54	
Total	100.1		99.93		99.73		99.66		99.44		99.09		99.78		99.46	
Sc (ppm)	*20*		*20*		*20*		*11*		*19*		*16*		*23*		*23*	
V	*220*		*220*		*220*		*142*		*190*		*120*		*220*		*245*	
Ni	*107*		*107*		*215*		*45*		*105*		*120*		*14*		*22*	
Co	*33*	26	*34*	32	*42*	41	*18*	18	*31*	31	*43*	28	*26*	28	*24*	24
Cr	*200*		*200*		*275*		*64*		*161*		*220*		*4*		*28*	
Cs		0.16		0.17		0.10		0.09		0.61		0.40		0.32		0.23
Rb	*8.2*	8.6	*6.3*	6.2	*6.2*	6.7	*3.8*	4.3	*14.3*	15.2	*10.2*	8.6	*6.7*	7.1	*12.9*	13.8
Ba	*210*	249	*212*	198	*270*	270	*2320*	2293	*720*	701	*83*	76	*93*	91	*125*	118
Th	*2.10*	3.28	*2.25*	3.10	*2.85*	3.64	*4.25*	6.40	*3.9*	5.84	*3.65*	4.99	*2*	3.74	*1.35*	3.00
U		1.24		0.78		2.80		1.34		1.27		0.90		0.90		0.75
Nb	*24.5*	26.49	*24*	25.59	*27.5*	30.90	*41.5*	47.52	*42*	46.68	*42.5*	40.82	*40.5*	46.17	*31*	35.53
Ta		1.59		1.51		1.77		2.75		2.65		2.64		2.59		2.06
Pb		2.82		2.63		5.25		3.33		4.33		4.12		2.90		0.99
Sr	*354*	354	*369*	364	*328*	340	*335*	353	*297*	315	*168*	138	*249*	261	*328*	347
Zr	*160*	209	*160*	200	*186*	219	*212*	302	*222*	295	*175*	194	*110*	253	*68*	216
Hf		4.68		4.43		4.98		5.94		6.05		4.90		5.64		4.70
Y	*14.3*	17.79	*15*	18.09	*15.5*	19.15	*15*	20.17	*19.5*	24.43	*34.5*	39.55	*33*	42.28	*27.5*	34.61
La	*29*	30.85	*30*	30.01	*32*	34.46	*42*	46.54	*44*	47.10	*36*	35.96	*33*	33.46	*33*	32.17
Ce	*60*	64.54	*59*	59.51	*62*	68.75	*78*	84.53	*82*	89.88	*56*	58.22	*68*	71.60	*60*	60.79
Pr		7.38		6.95		7.99		9.03		10.14		8.11		9.15		7.34
Nd	*27*	27.99	*27*	26.90	*28*	29.58	*29.5*	31.97	*35*	37.16	*33*	32.40	*37*	38.31	*30.5*	29.81
Sm	*5.2*	5.28	*5.4*	4.96	*5.2*	5.53	*5.2*	5.52	*6.1*	6.65	*7.2*	6.95	*8.5*	8.75	*6.8*	7.07
Eu	*1.5*	1.51	*1.55*	1.49	*1.63*	1.70	*1.48*	1.63	*1.87*	2.00	*2.04*	2.04	*2.9*	2.98	*2.29*	2.27
Gd	*4.4*	4.39	*4.3*	4.22	*4.25*	4.60	*3.9*	4.65	*5.1*	5.40	*6.4*	6.64	*7.9*	8.25	*6.4*	6.52
Tb		0.64		0.61		0.67		0.66		0.79		1.03		1.31		1.08
Dy	*2.9*	3.37	*3*	3.23	*2.9*	3.50	*2.7*	3.48	*3.4*	4.23	*5.35*	6.03	*6.3*	7.19	*5.35*	5.99
Ho		0.63		0.61		0.66		0.67		0.80		1.25		1.35		1.16
Er	*1.2*	1.62	*1.4*	1.58	*1.3*	1.69	*1.2*	1.82	*1.5*	2.13	*2.8*	3.64	*2.5*	3.55	*2.3*	2.98
Yb	*1*	1.31	*1.05*	1.25	*1.14*	1.32	*1.04*	1.52	*1.27*	1.75	*1.95*	2.99	*2.05*	2.78	*1.68*	2.39
Lu		0.18		0.18		0.20		0.23		0.27		0.44		0.40		0.35
(La/Yb)N		16.89		17.25		18.70		21.97		19.32		8.62		8.65		9.66
(La/Gd)N		6.10		6.17		6.49		8.67		7.56		4.70		3.52		4.28
(La/Sm)N		3.77		3.90		4.02		5.44		4.57		3.34		2.47		2.94
(Sm/Yb)N		4.48		4.42		4.65		4.04		4.22		2.58		3.50		3.29
Eu/Eu*		0.96		1.00		1.03		0.99		1.02		0.92		1.07		1.02
La/Nb		1.16		1.17		1.12		0.98		1.01		0.88		0.72		0.91

	Formation Sinni - Coupe d'Al Qurti													
	Om04-24		Om04-27		Om04-29		Om04-34		Om04-35		Om04-37		Om04-38	
SiO2 %	53.0	56.5	54.4	56.7	54.6	59.6	72.2	74.9	63.0	66.8	58.8	61.1	58.8	61.0
TiO2	1.66	1.77	1.67	1.74	1.46	1.59	0.28	0.29	0.51	0.54	0.86	0.89	0.82	0.85
Al2O3	14.9	15.9	15.0	15.6	12.8	13.9	10.0	10.3	12.1	12.9	17.5	18.2	17.0	17.6
Fe2O3	7.85	8.38	10.1	10.54	11.25	12.27	7.65	7.94	5.72	6.07	5.28	5.48	5.62	5.83
MnO	0.1	0.11	0.1	0.10	0.13	0.14	0.08	0.08	0.27	0.29	0.21	0.22	0.24	0.25
MgO	3.2	3.41	2.94	3.07	3.9	4.25	1.24	1.29	0.78	0.83	0.75	0.78	0.67	0.69
CaO	5.51	5.88	3.45	3.60	4.9	5.34	1.02	1.06	5.17	5.48	2.88	2.99	3	3.11
Na2O	6.25	6.67	6.85	7.15	0.32	0.35	2.7	2.80	5	5.30	7.9	8.20	6.65	6.90
K2O	0.6	0.64	0.37	0.39	1.76	1.92	1.17	1.21	1.47	1.56	1.7	1.77	3.24	3.36
P2O5	0.66	0.70	1.03	1.08	0.61	0.67	0.07	0.07	0.21	0.22	0.42	0.44	0.4	0.41
LOI	5.44		3.59		7.54		2.85		5.15		2.89		3	
Total	99.17		99.39		99.22		99.21		99.42		99.19		99.44	
Sc (ppm)	*20*		*15*		*13*		*nd*		*1*		*4*		*4*	7
V	*99*		*119*		*33*		*4*		*7*		*10*		*9*	10
Ni	*205*		*114*		*4*		*5*		*5*		*3*		*3*	3
Co	*36*	29	*43*	27	*16*	17	*2*	3	*3*	3	*2*	3	*2*	3
Cr	*162*		*196*		*2*		*4*		*4*		*3*		*3*	
Cs		0.40		0.42		0.24		0.38		0.46		0.25		0.29
Rb	*12.0*	11.1	*8.1*	7.2	*29.0*	29.7	*29.0*	30.5	*17.2*	18.0	*24.0*	25.8	*30.0*	34.8
Ba	*82*	84	*110*	106	*205*	195	*168*	156	*430*	418	*450*	435	*855*	801
Th	*2.8*	4.12	*3.2*	4.75	*4.2*	6.58	*19.1*	25.93	*11.8*	16.06	*8.1*	9.33	*9.20*	10.06
U		0.87		0.83		1.65		1.43		2.69		2.48		2.81
Nb	*34.5*	36.51	*39.5*	39.32	*56*	64.31	*163*	184.27	*113*	136.66	*74*	87.13	*76.00*	86.81
Ta		2.28		2.59		3.54		11.77		7.88		5.02		4.79
Pb		3.28		3.76		3.11		3.93		5.29		7.98		4.98
Sr	*288*	271	*177*	146	*72*	74	*35*	35	*190*	200	*245*	262	*285*	297
Zr	*100*	190	*115*	179	*215*	437	*880*	1185	*455*	783	*455*	516	*484*	523
Hf		4.34		4.68		9.37		27.54		17.12		10.20		10.45
Y	*22.5*	28.96	*32.5*	38.21	*37*	55.27	*114*	154.03	*48.5*	75.70	*35*	39.53	*34.50*	37.66
La	*33*	31.75	*37*	35.50	*46*	44.46	*175*	171.21	*110*	110.67	*83*	81.68	*83.00*	81.68
Ce	*63*	63.08	*58*	58.29	*95*	95.92	*360*	331.38	*230*	221.24	*155*	154.28	*152*	152.24
Pr		7.26		8.18		11.83		40.43		25.31		17.01		16.75
Nd	*28.5*	28.33	*32*	32.53	*48*	47.37	*148*	146.78	*92*	93.56	*59*	59.24	*61.00*	58.61
Sm	*5.8*	5.99	*7*	6.84	*10.2*	10.37	*27*	27.99	*16.5*	17.76	*10.2*	10.10	*10.50*	10.11
Eu	*1.82*	1.82	*2.11*	1.96	*2.51*	2.61	*1.82*	1.54	*2.04*	2.08	*3.05*	3.01	*2.89*	2.92
Gd	*5.8*	5.79	*6.7*	6.55	*9*	10.01	*22*	23.04	*13*	14.49	*8*	7.89	*7.90*	7.71
Tb		0.93		1.00		1.63		3.86		2.31		1.19		1.19
Dy	*4.4*	5.34	*5.1*	5.91	*7*	9.09	*20.5*	23.68	*10*	12.77	*6.5*	6.51	*6.40*	6.49
Ho		1.04		1.22		1.79		4.98		2.46		1.25		1.24
Er	*1.8*	2.86	*2.4*	3.50	*2.9*	4.82	*11*	14.93	*4.1*	6.63	*3.15*	3.48	*3.20*	3.31
Yb	*1.34*	2.29	*1.72*	2.94	*2.38*	4.09	*10.5*	14.04	*3.82*	5.88	*3.07*	3.09	*2.95*	3.10
Lu		0.33		0.44		0.61		2.02		0.83		0.48		0.47
(La/Yb)N		9.95		8.65		7.80		8.74		13.49		18.95		18.87
(La/Gd)N		4.75		4.70		3.85		6.44		6.62		8.98		9.19
(La/Sm)N		3.42		3.35		2.77		3.95		4.02		5.22		5.22
(Sm/Yb)N		2.91		2.58		2.82		2.21		3.36		3.63		3.62
Eu/Eu*		0.94		0.89		0.78		0.19		0.40		1.03		1.01
La/Nb		0.87		0.90		0.69		0.93		0.81		0.94		0.94

	Formation Sinni - Coupe de Sinni													
	Om-29		Om-97		Om-99		Om-100		Om-101		Om-106		Om-107	
SiO_2 %	47.5	50.0	52.4	54.6	50.7	54.1	49.0	51.6	49.8	52.0	46.5	49.7	54.2	56.4
TiO_2	2.24	2.36	1.55	1.61	1.55	1.65	2.00	2.11	2.05	2.14	1.99	2.13	1.80	1.87
Al_2O_3	13.7	14.4	15.7	16.3	14.4	15.4	14.6	15.4	14.6	15.2	13.9	14.8	14.1	14.6
Fe_2O_3	11.27	11.87	7.92	8.25	6.60	7.04	8.10	8.53	9.20	9.61	8.24	8.81	5.52	5.75
MnO	0.17	0.18	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.08	0.08
MgO	3.81	4.01	5.55	5.78	4.18	4.46	6.05	6.37	6.90	7.21	5.03	5.38	3.45	3.59
CaO	10.00	10.54	6.16	6.41	9.60	10.25	9.20	9.69	7.53	7.87	12.00	12.83	10.05	10.47
Na_2O	5.15	5.43	6.05	6.30	5.65	6.03	4.65	4.90	4.28	4.47	5.08	5.43	5.85	6.09
K_2O	0.83	0.87	0.34	0.35	0.46	0.49	0.75	0.79	0.75	0.78	0.21	0.22	0.60	0.62
P_2O_5	0.25	0.26	0.25	0.26	0.42	0.45	0.52	0.55	0.51	0.53	0.50	0.53	0.46	0.48
LOI	5.18		3.75		6.58		5.12		3.99		6.15		4.08	
Total	100.10		99.78		100.27		100.11		99.69		99.68		100.09	
Sc (ppm)	*36*	41	*21*	34	*15*	18	*22*		*22*	33	*22*	28	*20*	
V	*288*	344	*152*	193	*160*	198	*230*		*235*	283	*235*	235	*208*	
Ni	*42*	46	*95*	113	*114*	124	*180*		*161*	185	*195*	187	*148*	
Co	*42*	47	*32*	39	*28*	32	*36*		*39*	46	*41*	41	*28*	
Cr	*57*		*205*		*180*		*360*		*355*		*400*		*292*	
Cs		0.25		0.21		0.28				0.37		0.18		
Rb	*10.9*	12.1	*5.3*	7.4	*5.7*	5.5	*11.2*		*5.3*	6.7	*2.7*	2.7	*7.7*	
Ba	*127*	155	*125*	159	*431*	524	*174*		*800*	943	*197*	218	*282*	
Th	*1.80*	2.29	*2.60*	3.58	*3.65*	4.60	*3.80*		*4.25*	6.01	*3.85*	4.58	*3.70*	
U		0.71		0.72		1.23				1.37		1.17		
Nb	*20.00*	26.82	*22.70*	32.25	*30.00*	41.43	*35.00*		*39.00*	51.82	*36.00*	41.03	*33.00*	
Ta		1.52		1.78		2.33				2.84		2.29		
Pb		1.90		2.90		3.50				2.39		2.80		
Sr	*445*	495	*470*	618	*297*	331	*570*		*358*	463	*355*	384	*379*	
Zr	*158*	198	*105*	158	*200*	268	*210*		*245*	346	*215*	273	*212*	
Hf		4.49		3.41		5.62				7.20		5.92		
Y	*26.50*	33.22	*15.00*	21.58	*15.30*	19.82	*19.00*		*20.00*	27.59	*19.00*	21.94	*18.00*	
La	*17.00*	21.01	*21.00*	25.85	*37.00*	41.84	*43.00*		*43.00*	52.69	*43.00*	46.74	*36.00*	
Ce	*37.00*	46.73	*39.00*	50.27	*67.00*	81.99	*81.00*		*84.00*	105.22	*79.00*	88.64	*69.00*	
Pr		5.99		5.76		9.33				12.17		9.97		
Nd	*22.00*	26.21	*19.00*	22.61	*31.00*	34.76	*37.50*		*39.00*	45.45	*36.00*	37.49	*33.00*	
Sm	*5.30*	6.50	*3.80*	4.99	*5.25*	6.60	*6.90*		*6.90*	8.62	*6.65*	7.20	*6.00*	
Eu	*1.80*	2.18	*1.29*	1.61	*1.58*	1.88	*1.94*		*1.98*	2.56	*1.89*	2.10	*1.66*	
Gd	*5.50*	6.50	*4.00*	4.44	*4.40*	5.29	*5.65*		*5.70*	6.81	*5.50*	5.71	*5.25*	
Tb		1.03		0.69		0.74				0.96		0.80		
Dy	*4.80*	6.02	*3.00*	3.87	*2.95*	3.90	*3.90*		*4.00*	5.15	*3.80*	4.32	*3.60*	
Ho		1.19		0.77		0.74				0.94		0.80		
Er	*2.50*	3.09	*1.20*	1.94	*1.45*	1.90	*1.75*		*1.80*	2.32	*1.75*	1.94	*1.55*	
Yb	*2.13*	2.55	*1.08*	1.53	*1.15*	1.45	*1.40*		*1.45*	1.91	*1.39*	1.58	*1.32*	
Lu		0.40		0.24		0.22				0.28		0.23		
(La/Yb)N		5.91		12.12		20.70	*22.03*			19.79		21.22	*19.56*	
(La/Gd)N		2.80		5.05		6.86	*6.60*			6.71		7.10	*5.95*	
(La/Sm)N		2.09		3.34		4.09	*4.02*			3.95		4.19	*3.87*	
(Sm/Yb)N		2.83		3.62		5.06	*5.48*			5.01		5.06	*5.05*	
Eu/Eu*		1.03		1.05		0.97	*0.95*			1.02		1.00	*0.90*	
La/Nb		0.78		0.80		1.01	*1.23*			1.02		1.14	*1.09*	

	Formation Sinni - Coupe de Sayjah								Formation Sinni - Coupe d'Aqil					
	Om04-40		Om04-42		Om04-43		Om04-51		Om-42		Om-45		Om-48	
SiO_2 %	44.3	50.3	43.5	50.4	48.1	53.4	47.2	51.8	47.9	49.7	47.9	51.0	50.8	52.6
TiO_2	1.07	1.22	1.65	1.91	1.34	1.49	1.71	1.88	1.74	1.81	1.98	2.11	2.56	2.65
Al_2O_3	13.3	15.1	13.8	15.9	11.8	13.1	12.5	13.7	14.7	15.2	14.7	15.7	15.0	15.5
Fe_2O_3	6.75	7.68	3.32	3.84	10.85	12.05	9.9	10.86	9.20	9.54	6.48	6.91	9.45	9.78
MnO	0.09	0.10	0.12	0.14	0.74	0.82	0.12	0.13	0.16	0.17	0.12	0.13	0.15	0.16
MgO	0.9	1.02	0.81	0.94	9.98	11.09	2.11	2.31	5.15	5.34	4.26	4.54	3.23	3.34
CaO	14.8	16.83	15.8	18.29	5.08	5.64	12.25	13.43	13.90	14.41	12.36	13.17	7.30	7.56
Na_2O	5.24	5.96	5.75	6.66	1.8	2.00	5	5.48	3.27	3.39	5.14	5.48	4.53	4.69
K_2O	1.23	1.40	1.18	1.37	0.04	0.04	0.08	0.09	0.24	0.25	0.53	0.56	2.94	3.04
P_2O_5	0.31	0.35	0.51	0.59	0.29	0.32	0.32	0.35	0.18	0.19	0.32	0.34	0.65	0.67
LOI	12.09		13.31		9.3		8.83		3.99		6.22		3.56	
Total	100.03		99.70		99.32		100.02		100.43		100.05		100.17	
Sc (ppm)	*22*		*31*		*21*		*30*		*34*	50	*31*	46	*27*	
V	*93*		*168*		*166*		*315*		*218*	287	*214*	271	*245*	
Ni	*56*		*24*		*208*		*11*		*76*	94	*34*	40	*34*	
Co	*21*	18	*10*	9	*52*	54	*24*		*46*	57	*41*	50	*37*	
Cr	*190*		*16*		*240*		*14*		*224*		*94*		*20*	
Cs		1.74		1.03		0.99				0.14		0.40		
Rb	*29.0*	27.0	*28.5*	27.1	*1.0*	0.4	*2.0*		*3.5*	4.6	*7.3*	9.9	*48.0*	
Ba	*95*	93	*1650*	1687	*91*	90	*145*		*27*	35	*78*	104	*31*	
Th	*0.65*	0.92	*2.3*	2.74	*1.65*	1.80	*2.25*		*1.65*	1.87	*2.70*	3.19	*6.55*	
U		0.46		1.02		0.53				0.45		0.73		
Nb	*6.5*	6.85	*23.5*	25.03	*19*	21.87	*20.5*		*15.80*	22.41	*27.50*	38.64	*55.00*	
Ta		0.47		1.54		1.17				1.19		2.10		
Pb		2.14		3.50		4.20				1.57		2.89		
Sr	*260*	244	*277*	261	*105*	108	*143*		*116*	158	*825*	1051	*640*	
Zr	*86*	93	*140*	148	*74*	80	*115*		*104*	135	*172*	221	*335*	
Hf		2.15		3.44		1.91				3.02		4.71		
Y	*14.5*	15.28	*24.2*	24.46	*16*	17.81	*29.5*		*18.00*	25.28	*24.00*	32.42	*32.00*	
La	*9.8*	9.65	*17*	16.89	*17*	16.83	*18.7*		*15.00*	18.37	*24.00*	30.95	*nd*	
Ce	*20*	19.97	*33*	33.24	*33*	34.24	*38*		*29.50*	39.80	*50.00*	64.75	*94.00*	
Pr		2.65		3.95		4.00				4.90		7.93		
Nd	*10.5*	11.33	*15*	15.44	*15.5*	15.68	*19.5*		*17.50*	20.70	*26.00*	31.58	*44.00*	
Sm	*2.5*	2.61	*3.1*	3.33	*3.3*	3.40	*4.7*		*4.00*	4.90	*5.30*	7.07	*7.80*	
Eu	*0.95*	0.93	*1*	0.97	*0.94*	0.87	*1.56*		*1.35*	1.64	*1.75*	2.21	*2.40*	
Gd	*2.5*	2.55	*3.45*	3.60	*2.75*	3.19	*4.9*		*4.30*	4.50	*5.65*	6.44	*7.50*	
Tb		0.44		0.60		0.50				0.76		1.02		
Dy	*2.4*	2.61	*3.5*	3.89	*2.7*	2.96	*5.1*		*3.65*	4.33	*4.60*	5.89	*5.90*	
Ho		0.55		0.86		0.58				0.85		1.16		
Er	*1.35*	1.57	*2.3*	2.60	*1.4*	1.54	*2.7*		*1.80*	2.23	*2.30*	2.86	*2.90*	
Yb	*1.2*	1.37	*2.3*	2.51	*1.1*	1.26	*2.65*		*1.55*	1.83	*2.01*	2.52	*2.63*	
Lu		0.20		0.40		0.18				0.29		0.38		
(La/Yb)N		5.05		4.82		9.58	*5.06*			7.20		8.81		
(La/Gd)N		3.28		4.07		4.57	*3.31*			3.54		4.17		
(La/Sm)N		2.39		3.28		3.19	*2.57*			2.42		2.83		
(Sm/Yb)N		2.11		1.47		3.00	*1.97*			2.98		3.12	*3.30*	
Eu/Eu*		1.11		0.86		0.81	*0.99*			1.07		1.00	*0.96*	
La/Nb		1.41		0.67		0.77	*0.91*			0.82		0.80		

Formation Sinni - Coupe d'Aqil					Formation Misfah - Coulées volcaniques à la base de la plate-forme									
	Om-49		Om-52		Om04-52		Om04-54		Om04-55		Om04-56		Om04-57	
SiO_2 %	50.9	54.0	47.8	50.4	50.8	52.7	49.8	51.8	51.2	53.1	50.1	51.6	46.4	48.6
TiO_2	2.38	2.53	1.32	1.39	2.18	2.26	2.27	2.36	1.75	1.81	3.11	3.21	2.53	2.65
Al_2O_3	14.5	15.3	13.9	14.6	17.7	18.3	17.7	18.3	14.3	14.8	14.9	15.3	14.4	15.0
Fe_2O_3	7.42	7.87	11.85	12.50	9.90	10.27	10.10	10.50	11.50	11.93	12.80	13.19	8.94	9.37
MnO	0.06	0.06	0.11	0.12	0.18	0.19	0.24	0.25	0.21	0.22	0.16	0.16	0.18	0.19
MgO	1.35	1.43	6.07	6.40	3.90	4.04	5.00	5.20	6.60	6.85	2.64	2.72	8.24	8.63
CaO	6.65	7.06	7.30	7.70	5.60	5.81	4.65	4.83	5.80	6.02	7.20	7.42	11.25	11.79
Na_2O	2.60	2.76	2.45	2.58	5.70	5.91	5.82	6.05	4.20	4.36	5.45	5.62	2.70	2.83
K_2O	7.80	8.28	3.88	4.09	0.12	0.12	0.23	0.24	0.54	0.56	0.04	0.04	0.35	0.37
P_2O_5	0.64	0.68	0.17	0.18	0.39	0.40	0.45	0.47	0.34	0.35	0.68	0.70	0.50	0.52
LOI	5.20		5.13		3.14		3.07		3.17		2.64		4.47	
Total	99.45		99.93		96.42		96.21		99.59		97.03		99.91	
Sc (ppm)	*22*	31	*36*	52	*19*	25	*20*		*27*	34	*22*	25	*29*	36
V	*188*	219	*210*	272	*180*	182	*220*		*174*	173	*215*	201	*242*	235
Ni	*21*	23	*68*	82	*28*	27	*34*		*200*	191	*16*	15	*173*	164
Co	*32*	34	*37*	44	*26*	25	*29*		*45*	44	*32*	30	*44*	44
Cr	*12*		*315*		*29*		*35*		*454*		*5*		*385*	
Cs		0.62		0.15		0.03				0.17		0.01		0.06
Rb	*61.5*	71.7	*37.5*	49.2	*1.7*	1.8	*2.4*		*10.0*	10.1	*1.0*	0.3	*3.1*	2.8
Ba	*726*	932	*460*	573	*114*	108	*190*		*238*	235	*80*	77	*395*	393
Th	*6.50*	7.58	*1.50*	1.66	*3.05*	3.43	*3.2*		*2.1*	2.39	*4.55*	5.37	*2.60*	3.40
U		5.68		0.78		0.74				0.62		0.79		0.78
Nb	*50.00*	66.36	*15.00*	20.37	*29*	32.17	*29*		*19.8*	21.92	*43*	48.45	*29.00*	33.19
Ta		3.95		1.07		1.88				1.26		3.01		2.01
Pb		3.93		2.89		2.39				2.05		3.30		2.44
Sr	*226*	287	*213*	288	*748*	807	*661*		*477*	492	*305*	311	*498*	504
Zr	*308*	377	*104*	131	*216*	255	*210*		*140*	164	*300*	343	*167*	232
Hf		7.51		2.78		5.55				3.55		7.17		5.04
Y	*31.00*	38.82	*17.50*	23.03	*27.5*	30.99	*28*		*17.6*	20.03	*33*	37.05	*21.40*	25.36
La	*46.00*	57.31	*12.00*	15.10	*30*	29.53	*31*		*23.5*	22.79	*46*	44.99	*32.50*	32.84
Ce	*89.00*	111.00	*23.50*	31.37	*60*	61.79	*64*		*47.5*	47.95	*93*	93.63	*66.00*	70.31
Pr		12.83		3.77		7.53				5.79		11.18		8.21
Nd	*42.00*	48.14	*12.80*	15.72	*31*	30.37	*32*		*25*	23.39	*46*	44.63	*34.00*	32.60
Sm	*7.45*	9.50	*3.00*	3.64	*6.8*	6.60	*7*		*5.2*	4.87	*9.2*	9.19	*6.60*	6.51
Eu	*2.22*	2.86	*1.00*	1.23	*2.23*	2.23	*2.24*		*1.66*	1.65	*2.94*	2.82	*1.95*	2.06
Gd	*7.00*	8.12	*3.50*	3.60	*6.05*	6.02	*6.3*		*4.4*	4.38	*8.1*	7.83	*5.30*	5.54
Tb		1.25		0.57		0.94				0.66		1.19		0.83
Dy	*5.70*	7.07	*2.75*	3.39	*5.1*	5.28	*5.15*		*3.4*	3.61	*6.2*	6.39	*4.20*	4.56
Ho		1.40		0.70		1.02				0.66		1.20		0.85
Er	*2.85*	3.64	*1.60*	1.88	*2.4*	2.67	*2.5*		*1.5*	1.78	*2.9*	3.06	*1.90*	2.16
Yb	*2.57*	3.04	*1.35*	1.63	*2.1*	2.25	*2.15*		*1.26*	1.34	*2.32*	2.44	*1.52*	1.71
Lu		0.46		0.24		0.33				0.20		0.35		0.24
(La/Yb)N		13.52		6.64		9.43	*10.34*			12.16		13.23		13.77
(La/Gd)N		6.12		3.64		4.25	*4.27*			4.51		4.98		5.14
(La/Sm)N		3.89		2.68		2.89	*2.86*			3.02		3.16		3.26
(Sm/Yb)N		3.47		2.48		3.27	*3.62*			4.02		4.19		4.23
Eu/Eu*		1.00		1.04		1.08	*1.03*			1.09		1.02		1.05
La/Nb		0.86		0.74		0.92	*1.07*			1.04		0.93		0.99

Formation Misfah - Coulées volcaniques à la base de la plate-forme										
	Om04-58		**Om04-59**		**Om04-63**		**Om04-66**		**Om-207**	
SiO_2 %	45.5	47.5	48.9	51.9	41.2	45.6	48.6	51.4	50.4	54.7
TiO_2	2.90	3.02	2.51	2.67	2.37	2.63	3.32	3.51	2.96	3.21
Al_2O_3	15.1	15.7	16.4	17.4	14.8	16.3	14.6	15.4	15.0	16.3
Fe_2O_3	12.20	12.72	8.72	9.27	11.65	12.91	12.70	13.42	8.25	8.96
MnO	0.18	0.19	0.12	0.13	0.18	0.20	0.24	0.25	0.17	0.18
MgO	8.64	9.01	7.82	8.31	5.91	6.55	5.23	5.53	3.56	3.87
CaO	7.70	8.03	5.50	5.84	9.00	9.97	5.20	5.50	6.68	7.25
Na_2O	2.99	3.12	3.40	3.61	4.25	4.71	3.96	4.19	3.90	4.23
K_2O	0.28	0.29	0.33	0.35	0.40	0.44	0.13	0.14	0.57	0.62
P_2O_5	0.40	0.42	0.46	0.49	0.56	0.62	0.68	0.72	0.61	0.66
LOI	3.82		5.27		9.12		4.70		7.48	
Total	99.71		99.38		99.39		99.31		99.58	
Sc (ppm)	*28*	35	*20*		*23*	27	*22*	30	*20*	30
V	*300*	304	*175*		*230*	220	*270*	274	*192*	258
Ni	*127*	127	*84*		*138*	127	*10*	10	*4*	5
Co	*48*	48	*37*		*56*	54	*37*	35	*30*	36
Cr	*235*		*118*		*170*		*2*		*2*	
Cs		0.09				0.80		0.04		0.78
Rb	*3.1*	2.5	*2.6*		*9.0*	9.2	*2.5*	1.4	*10.3*	11.5
Ba	*205*	208	*186*		*120*	112	*130*	128	*480*	602
Th	*2.05*	2.64	*2.75*		*3.6*	4.11	*4.15*	5.21	*4.00*	4.89
U		0.60				0.65		1.13		1.52
Nb	*25*	27.77	*28*		*38.5*	40.38	*44.5*	49.09	*47.00*	65.76
Ta		1.64				2.38		2.85		3.48
Pb		2.14				3.26		23.61		2.71
Sr	*431*	427	*460*		*440*	455	*885*	933	*273*	348
Zr	*161*	220	*197*		*205*	222	*235*	328	*320*	462
Hf		4.79				4.91		7.08		9.46
Y	*21*	24.38	*24*		*24.8*	26.57	*31*	36.08	*33.50*	44.83
La	*26*	25.83	*27.5*		*39.5*	38.59	*45*	43.53	*44.00*	53.94
Ce	*54*	56.35	*62*		*75*	76.93	*92*	92.77	*96.00*	117.16
Pr		7.01				9.04		11.09		14.50
Nd	*29*	27.95	*34.5*		*36*	35.37	*47*	44.36	*49.50*	59.15
Sm	*6*	5.90	*7.45*		*7.3*	7.04	*9.5*	9.21	*10.00*	12.43
Eu	*1.91*	1.99	*2.28*		*2.47*	2.43	*2.9*	2.86	*2.94*	3.65
Gd	*5*	5.32	*6.45*		*5.9*	5.88	*8*	7.92	*9.10*	10.45
Tb		0.80				0.89		1.17		1.53
Dy	*4.1*	4.46	*4.75*		*4.8*	4.86	*6.1*	6.54	*6.75*	8.42
Ho		0.82				0.90		1.18		1.49
Er	*1.7*	2.14	*2.1*		*2.1*	2.36	*2.6*	3.02	*2.70*	3.67
Yb	*1.48*	1.69	*1.63*		*1.82*	1.86	*2.15*	2.46	*2.25*	2.84
Lu		0.24				0.27		0.36		0.39
(La/Yb)N		10.98	*12.10*			14.91		12.70		13.62
(La/Gd)N		4.21	*3.70*			5.69		4.77		4.48
(La/Sm)N		2.83	*2.38*			3.54		3.05		2.80
(Sm/Yb)N		3.88	*5.08*			4.22		4.16		4.86
Eu/Eu*		1.09	*1.01*			1.15		1.02		0.98
La/Nb		0.93	*0.98*			0.96		0.89		0.82

	Formation Misfah - Intrusions													
	Om-58		Om-61		Om-62		Om-65		Om-66		Om04-61		Om04-62	
SiO_2 %	44.2	48.0	45.3	48.9	41.3	45.4	44.5	46.9	50.2	53.3	44.5	48.0	41.9	46.8
TiO_2	1.72	1.87	1.98	2.14	2.09	2.30	1.97	2.08	3.38	3.59	2.00	2.16	1.81	2.02
Al_2O_3	14.9	16.2	15.7	16.9	15.8	17.3	15.7	16.5	14.2	15.1	15.5	16.7	14.6	16.3
Fe_2O_3	11.05	12.01	10.52	11.36	13.40	14.74	10.15	10.69	10.62	11.27	10.15	10.94	9.10	10.17
MnO	0.12	0.13	0.12	0.13	0.09	0.10	0.12	0.13	0.19	0.20	0.13	0.14	0.16	0.18
MgO	8.05	8.75	6.45	6.97	5.85	6.43	7.57	7.97	7.26	7.70	7.80	8.41	6.10	6.82
CaO	8.55	9.29	8.15	8.80	7.95	8.74	9.13	9.62	3.40	3.61	8.70	9.38	12.20	13.63
Na_2O	2.45	2.66	1.95	2.11	3.16	3.48	1.97	2.08	4.29	4.55	2.60	2.80	2.32	2.59
K_2O	0.63	0.68	1.83	1.98	0.77	0.85	3.07	3.23	0.10	0.11	0.87	0.94	0.74	0.83
P_2O_5	0.37	0.40	0.64	0.69	0.62	0.68	0.75	0.79	0.60	0.64	0.58	0.63	0.56	0.63
LOI	7.45		6.37		8.58		4.67		5.63		6.68		10.10	
Total	99.49		98.96		99.51		99.60		99.87		99.46		99.59	
Sc (ppm)	*26*	10	*17*		*19*		*16*	11	*21*		*20*	27	*19*	24
V	*215*	257	*144*		*155*		*130*	147	*260*		*174*	177	*160*	170
Ni	*207*	235	*137*		*190*		*75*	83	*28*		*188*	193	*206*	206
Co	*52*	59	*36*		*37*		*34*	37	*33*		*41*	41	*38*	38
Cr	*300*		*188*		*252*		*92*		*11*		*220*		*240*	
Cs		0.18						0.74				0.49		0.30
Rb	*10.5*	11.5	*45.0*		*16.2*		*59.0*	46.6	*1.6*		*17.2*	19.2	*14.8*	17.3
Ba	*200*	235	*860*		*410*		*1515*	1701	*122*		*580*	566	*480*	467
Th	*2.90*	1.10	*6.65*		*5.45*		*8.50*	7.07	*3.00*		*5.35*	6.05	*5.05*	5.78
U		0.70						2.32				1.20		1.25
Nb	*29.00*	38.26	*59.00*		*56.00*		*71.00*	88.87	*50.00*		*47*	53.47	*45*	50.41
Ta		1.96						4.78				2.88		2.68
Pb		2.88						4.53				3.28		2.63
Sr	*405*	500	*1010*		*592*		*970*	979	*354*		*950*	1013	*1610*	1743
Zr	*127*	174	*260*		*205*		*278*	332	*242*		*206*	239	*200*	224
Hf		3.56						6.53				4.84		4.51
Y	*21.50*	20.47	*27.50*		*25.00*		*29.50*	30.84	*26.00*		*25*	28.36	*23.8*	26.96
La	*22.00*	24.28	*46.00*		*44.00*		*56.00*	60.47	*41.00*		*37*	36.86	*36*	34.57
Ce	*44.50*	51.87	*85.00*		*80.00*		*98.00*	111.47	*87.00*		*68*	69.88	*67*	65.61
Pr		5.81						11.97				7.87		7.47
Nd	*21.50*	23.71	*39.00*		*37.50*		*43.00*	45.10	*47.00*		*32*	30.70	*30*	28.83
Sm	*4.80*	5.28	*7.60*		*7.20*		*8.00*	8.84	*8.90*		*6.5*	6.08	*6.2*	5.74
Eu	*1.53*	1.60	*2.39*		*2.45*		*2.47*	2.71	*2.62*		*2.06*	2.05	*1.95*	1.90
Gd	*4.40*	4.83	*6.50*		*6.10*		*7.20*	7.46	*7.30*		*5.6*	5.57	*5.3*	5.20
Tb		0.77						1.10				0.84		0.80
Dy	*3.90*	4.41	*5.10*		*4.55*		*5.50*	6.18	*5.35*		*4.7*	4.81	*4.55*	4.43
Ho		0.89						1.16				0.91		0.84
Er	*2.00*	2.31	*2.60*		*2.40*		*2.80*	2.97	*2.50*		*2.3*	2.41	*2*	2.26
Yb	*1.74*	1.94	*2.22*		*1.90*		*2.44*	2.65	*1.92*		*9*	2.07	*1.85*	1.95
Lu		0.30						0.40				0.30		0.28
(La/Yb)N		8.98	*14.86*		*16.61*			16.37	*15.32*			12.77		12.69
(La/Gd)N		4.36	*6.14*		*6.25*			7.03	*4.87*			5.74		5.77
(La/Sm)N		2.97	*3.91*		*3.95*			4.42	*2.97*			3.91		3.89
(Sm/Yb)N		3.02	*3.80*		*4.21*			3.71	*5.15*			3.26		3.26
Eu/Eu*		0.97	*1.04*		*1.13*			1.02	*0.99*			1.08		1.06
La/Nb		0.63	*0.78*		*0.79*			0.68	*0.82*			0.69		0.69

	Formation Misfah - Intrusions											
	Om-05 21		Om-05 22		Om-05 23		Om-05 30		Om-05 31		Om-05 32	
SiO_2 %	43.5	48.2	44.5	47.5	40.3	42.4	39.0	44.2	41.3	45.8	41.8	45.7
TiO_2	1.90	2.10	3.21	3.42	3.05	3.21	1.89	2.14	1.86	2.07	2.19	2.40
Al_2O_3	14.3	15.8	14.4	15.4	12.1	12.7	15.0	17.0	13.0	14.4	15.1	16.5
Fe_2O_3	10.80	11.96	9.70	10.35	15.05	15.84	11.35	12.87	9.80	10.89	10.90	11.92
MnO	0.10	0.11	0.17	0.18	0.24	0.25	0.07	0.08	0.16	0.18	0.11	0.12
MgO	9.40	10.41	5.10	5.44	9.50	10.00	11.70	13.26	10.00	11.11	8.55	9.35
CaO	7.80	8.64	9.75	10.40	9.00	9.47	6.20	7.03	10.30	11.45	8.45	9.24
Na_2O	1.40	1.55	3.48	3.71	1.32	1.39	2.40	2.72	1.98	2.20	2.96	3.24
K_2O	0.66	0.73	2.35	2.51	2.95	3.10	0.24	0.27	1.07	1.19	0.62	0.68
P_2O_5	0.46	0.51	1.10	1.17	1.50	1.58	0.37	0.42	0.55	0.61	0.75	0.82
LOI	9.73		5.96		4.51		11.75		9.59		8.39	
Total	100.00		99.72		99.52		99.96		99.56		99.82	
Sc (ppm)	*24*		*16*		*16*	18	*30*		*18*		*18*	26
V	*200*		*175*		*180*	167	*245*		*155*		*160*	168
Ni	*260*		*94*		*145*	128	*300*		*435*		*196*	190
Co	*50*		*45*		*42*	39	*53*		*46*		*39*	40
Cr	*400*		*58*		*155*		*530*		*405*		*152*	
Cs						0.98						1.16
Rb	*13.7*		*38.5*		*46.0*	43.1	*3.8*		*24.0*		*9.0*	8.5
Ba	*405*		*666*		*1300*	1243	*650*		*1050*		*1000*	1003
Th	*3.8*		*9.25*		*12.5*	16.54	*2.95*		*5.45*		*7.6*	9.70
U						3.24						2.00
Nb	*39*		*100*		*144*	157.63	*31.5*		*52*		*72*	81.89
Ta						9.10						4.45
Pb						10.10						2.29
Sr	*700*		*1185*		*1295*	1237	*295*		*1320*		*1065*	1113
Zr	*135*		*370*		*520*	630	*115*		*172*		*206*	289
Hf						13.60						5.88
Y	*21.5*		*35*		*43*	49.01	*20.5*		*25*		*29*	36.14
La	*32*		*87*		*120*	119.00	*25*		*39.5*		*54*	53.89
Ce	*58*		*169*		*230*	233.93	*47*		*70.5*		*96*	99.59
Pr						27.34						11.07
Nd	*28*		*75*		*105*	102.62	*24*		*33*		*42*	41.88
Sm	*5.9*		*13.8*		*18.5*	18.23	*5.35*		*6.4*		*8.2*	8.23
Eu	*1.9*		*4*		*5.25*	5.26	*1.82*		*2.1*		*2.5*	2.51
Gd	*5*		*10.5*		*13*	13.83	*4.8*		*5.5*		*6.7*	7.13
Tb						1.93						1.10
Dy	*4.2*		*7.1*		*8.8*	9.70	*3.8*		*4.45*		*5.4*	6.11
Ho						1.68						1.14
Er	*1.8*		*3*		*3.4*	4.17	*1.8*		*2.15*		*2.6*	3.23
Yb	*1.62*		*2.4*		*2.86*	3.27	*1.58*		*2.15*		*2.28*	2.70
Lu						0.46						0.41
(La/Yb)N	*14.17*		*26.00*			26.14			*13.18*			14.34
(La/Gd)N	*5.55*		*7.18*			7.46			*6.23*			6.56
(La/Sm)N	*3.50*		*4.07*			4.21			*3.98*			4.23
(Sm/Yb)N	*4.05*		*6.39*			6.20			*3.31*			3.39
Eu/Eu*	*1.07*		*1.02*			1.01			*1.08*			1.00
La/Nb	*0.82*		*0.87*			0.75			*0.76*			0.66

	Formation Sayfam - flancs SW et NW du Jabal Buwaydah													
	Om-56		Om-57		Om-67		Om-69		Om-75		Om-78		Om-80	
SiO_2 %	46.0	49.1	47.4	51.7	52.6	54.4	48.3	49.9	48.9	50.0	45.9	49.8	47.5	50.5
TiO_2	1.87	2.00	2.30	2.51	2.26	2.34	3.05	3.16	2.86	2.93	2.34	2.54	2.08	2.21
Al_2O_3	16.6	17.7	16.6	18.1	15.6	16.1	15.9	16.4	16.1	16.5	15.0	16.2	15.5	16.4
Fe_2O_3	9.05	9.67	6.65	7.26	9.40	9.72	10.55	10.91	10.94	11.20	6.78	7.35	9.46	10.06
MnO	0.10	0.11	0.15	0.16	0.08	0.08	0.30	0.31	0.12	0.12	0.16	0.17	0.12	0.13
MgO	6.28	6.71	4.43	4.84	2.40	2.48	4.08	4.22	3.39	3.47	4.00	4.34	6.88	7.32
CaO	8.19	8.75	6.25	6.82	5.70	5.89	8.15	8.43	8.90	9.11	10.80	11.71	6.30	6.70
Na_2O	4.90	5.23	2.02	2.21	4.84	5.00	3.85	3.98	4.01	4.10	5.40	5.85	4.95	5.26
K_2O	0.43	0.46	5.48	5.98	3.16	3.27	1.90	1.97	1.98	2.03	1.59	1.72	0.97	1.03
P_2O_5	0.26	0.28	0.36	0.39	0.67	0.69	0.68	0.70	0.52	0.53	0.31	0.34	0.30	0.32
LOI	5.95		8.02		3.01		2.70		2.16		7.65		5.14	
Total	99.58		99.61		99.72		99.36		99.88		99.88		99.16	
Sc (ppm)	*24*	27	*22*	32	*17*		*22*	35	*21*		*25*	40	*24*	
V	*194*	253	*220*	260	*196*		*244*	330	*269*		*210*	273	*200*	
Ni	*67*	82	*32*	35	*40*		*34*	41	*38*		*37*	47	*60*	
Co	*35*	43	*25*	28	*22*		*27*	36	*29*		*39*	49	*34*	
Cr	*89*		*78*		*57*		*34*		*11*		*57*		*70*	
Cs		0.40		0.13				0.35				0.27		
Rb	*4.6*	3.7	*27.5*	31.6	*57.0*		*37.8*	51.9	*33.0*		*17.3*	22.1	*6.7*	
Ba	*257*	336	*675*	840	*975*		*660*	830	*575*		*296*	395	*430*	
Th	*2.00*	2.21	*2.25*	2.48	*5.35*		*5.05*	5.95	*3.80*		*2.70*	2.92	*2.40*	
U		0.57		2.17				1.22				1.55		
Nb	*18.80*	26.80	*23.30*	31.64	*51.00*		*49.00*	71.02	*39.00*		*23.50*	34.01	*22.00*	
Ta		1.50		1.78				3.89				1.86		
Pb		5.26		2.56				2.38				1.36		
Sr	*870*	1008	*345*	421	*490*		*765*	991	*732*		*465*	605	*950*	
Zr	*130*	183	*188*	234	*232*		*300*	394	*262*		*174*	224	*155*	
Hf		3.96		5.21				8.10				4.80		
Y	*16.40*	21.44	*18.80*	23.25	*24.50*		*30.50*	40.51	*29.00*		*19.50*	25.32	*18.60*	
La	*20.00*	25.55	*24.50*	30.65	*46.00*		*48.00*	61.49	*38.50*		*24.00*	31.20	*22.50*	
Ce	*41.00*	54.28	*51.00*	65.18	*83.00*		*92.00*	119.83	*77.00*		*50.00*	65.71	*49.00*	
Pr		6.64		8.13				14.10				8.16		
Nd	*22.00*	26.66	*29.00*	33.83	*39.00*		*46.50*	55.98	*41.00*		*28.00*	32.51	*27.00*	
Sm	*4.45*	5.93	*5.50*	6.95	*7.00*		*9.00*	11.44	*8.00*		*5.50*	7.06	*5.40*	
Eu	*1.56*	1.93	*1.86*	2.26	*2.26*		*2.75*	3.38	*2.50*		*1.82*	2.24	*1.76*	
Gd	*4.10*	4.99	*5.20*	5.86	*6.00*		*7.70*	9.64	*7.00*		*4.85*	5.88	*4.75*	
Tb		0.72		0.85				1.39				0.86		
Dy	*3.25*	4.01	*3.75*	4.51	*4.60*		*5.80*	7.53	*5.40*		*3.75*	4.79	*3.55*	
Ho		0.77		0.85				1.40				0.88		
Er	*1.50*	1.90	*1.70*	2.08	*2.20*		*2.70*	3.52	*2.50*		*1.70*	2.25	*1.60*	
Yb	*1.32*	1.53	*1.45*	1.74	*1.84*		*2.25*	2.81	*2.21*		*1.51*	1.87	*1.37*	
Lu		0.23		0.24				0.41				0.26		
(La/Yb)N		11.98		12.64	*17.93*			15.70	*12.50*			11.97	*11.78*	
(La/Gd)N		4.44		4.54	*6.65*			5.53	*4.77*			4.60	*4.11*	
(La/Sm)N		2.78		2.85	*4.24*			3.47	*3.11*			2.85	*2.69*	
(Sm/Yb)N		4.31		4.44	*4.23*			4.52	*4.02*			4.19	*4.38*	
Eu/Eu*		1.08		1.08	*1.07*			0.98	*1.02*			1.06	*1.06*	
La/Nb		0.95		0.97	*0.90*			0.87	*0.99*			0.92	*1.02*	

IV.3.1. Le volcanisme de la formation Sinni

Sur les 15 échantillons prélevés dans la coupe d'Al Qurti, 6 d'entre eux présentent des compositions basiques (45%<SiO_2<53%). Les autres volcanites échantillonnées montrent des compositions intermédiaires (53%<SiO_2<60%) et acides (60%<SiO_2<75%) qui reflètent les variations pétrographiques mises en évidence précédemment. Les échantillons basiques montrent des compositions en MgO de basaltes et de basaltes évolués (3,4%<MgO<7,4%). Il s'agit des basaltes porphyriques à clinopyroxène Om04-10 à -12 et de la dolérite basaltique Om04-16 (MgO=7,4%), prélevés à la base de la formation Sinni, mais également des deux coulées massives Om04-18 et 19, échantillonnées au cœur du membre volcano-sédimentaire de l'unité 2.

Les échantillons des coupes complémentaires montrent exclusivement des teneurs basiques et intermédiaires avec 50%<SiO_2<57% et 1%<MgO<11%. Les échantillons du site de Sayjah et du site d'Aqil montrent de fortes variations des teneurs en MgO (11 à 1% et de 6 à 1,4%). Dans le cas des pillows de Sayjah, ces variations ne se corrèlent pas à une évolution significative des teneurs en SiO_2. De plus, la teneur la plus élevée en MgO (Om04-43, MgO=11%) se corrèle à la concentration la plus élevée en SiO_2 (SiO_2=53,4%). Ces variations ne sont reflétées par aucune modification pétrographique particulière puisque ces pillow lavas ont une composition minéralogique très similaire et caractéristique de laves évoluées. Ces observations pourraient être expliquées par de fortes modifications des concentrations initiales en MgO. Cependant les teneurs élevées en Ni (208ppm) et en Cr (240ppm) de Om04 43 confirment que la composition de cet échantillon est proche de celle de magmas primitifs.

Tous les échantillons de composition basique (SiO_2<53%) sont caractérisés par des teneurs relativement élevées à très élevées en TiO_2, avec 1,8%<TiO_2<3,26% (Tableau I, Fig. IV.17b), a l'exception de deux échantillons présentant des concentrations de 1,2 et 1,4% (respectivement Om04-40 de Sayjah et Om-52 d'Aqil). Les laves de compositions intermédiaires à acides des coupes de Sinni et d'Al Qurti reflètent une baisse progressive des teneurs en TiO_2 (Fig. IV.17b) et en Fe_2O_3 (Fig. IV.17c) au cours de la différenciation magmatique. Cette évolution est probablement associée aux cristallisations précoces des oxydes de Fe-Ti et à moindre mesure, des clinopyroxènes. Toutes ces laves sont finalement caractérisées par des teneurs élevées en P_2O_5 généralement supérieures à 0,2%.

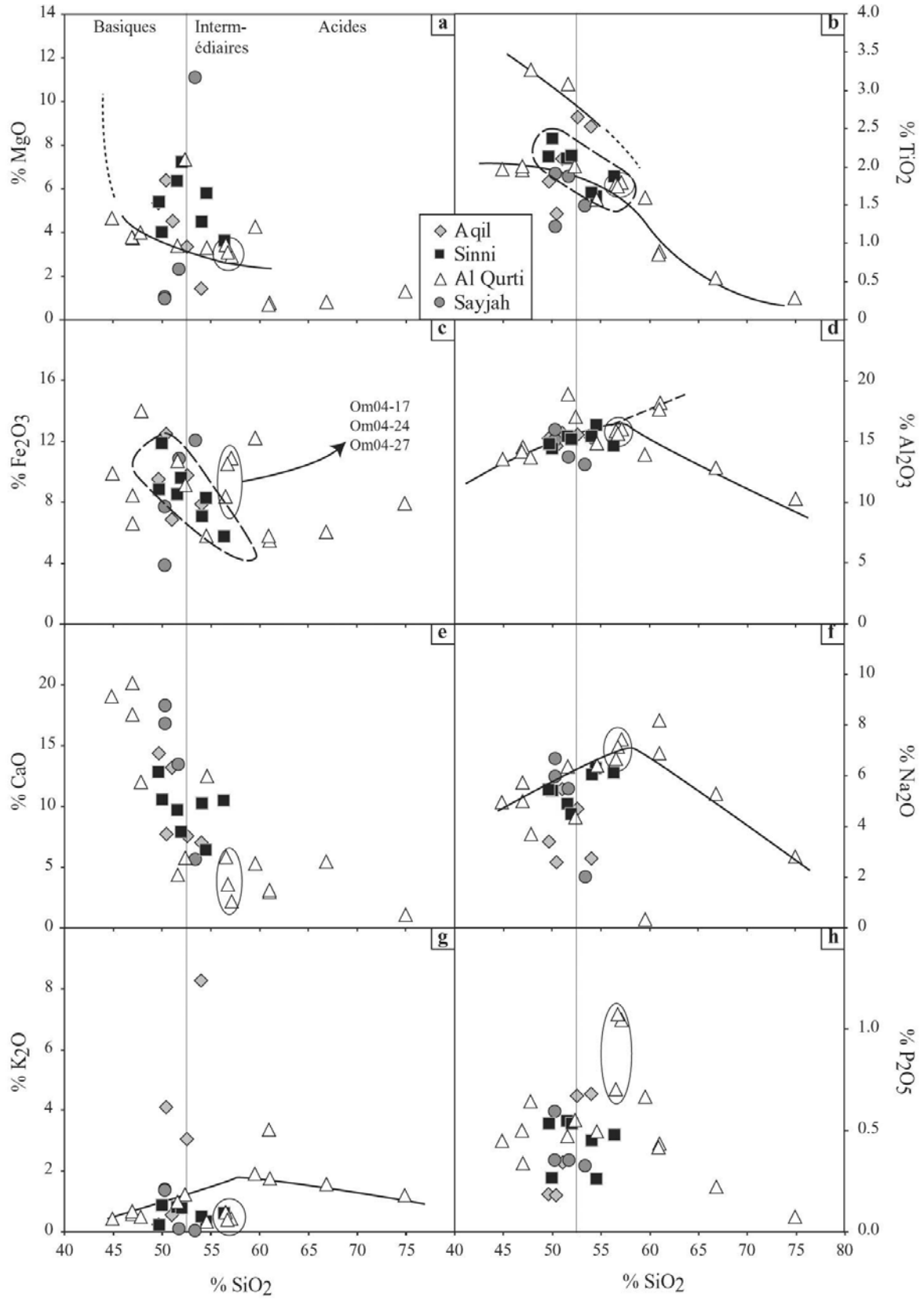


Fig. IV.17 - Variations des teneurs en **(a)** MgO (%), **(b)** TiO_2 (%), **(c)** Fe_2O_3 (%), **(d)** Al_2O_3 (%), **(e)** CaO (%), **(f)** Na_2O (%), **(g)** K_2O (%) et **(h)** P_2O_5 (%), en fonction de la variation des teneurs en SiO_2 (%), pour les volcanites de la formation Sinni. Les évolutions de composition soulignées par un trait sont tracées à partir des échantillons d'Al Qurti. Le cercle reporté dans tous les diagrammes correspond aux échantillons Om04-17, -24 et -27 de la même coupe. Les tendances affichées par les échantillons de la coupe de Sinni sont également soulignées dans les diagrammes de variations TiO_2 et Fe_2O_3 vs SiO_2.

Aucune évolution magmatique n'est clairement mise en évidence par les diagrammes binaires de la Fig. IV.17. Qu'il s'agisse du MgO, du TiO_2 ou du Fe_2O_3, les variations des concentrations de ces éléments pour une même teneur en SiO_2 suggèrent que les laves échantillonnées dans la formation de Sinni dérivent de liquides magmatiques non cogénétiques voire d'affinités magmatiques différentes.

Les variations de concentration en Al_2O_3 en fonction de SiO_2 des différentes laves échantillonnées montrent a contrario une évolution typique reliée au fractionnement de l'aluminium par le plagioclase au cours de la différenciation magmatique (Fig. IV.17d). Cette évolution n'est qu'en partie reflétée par les variations de concentration en Na_2O et K_2O qui montrent également de fortes dispersions, notamment pour les échantillons les moins différenciés de chaque site. Ces deux éléments devraient suivre une tendance similaire à celle affichée par Al_2O_3 à la manière des laves d'Al Qurti (Fig. IV.17e-f). De ce point de vue, la dispersion des teneurs en Na_2O, K_2O, et à moindre mesure en MgO et en Fe_2O_3, par rapport à l'évolution des teneurs en SiO_2 peuvent provenir des perturbations chimiques subies par ces roches lors des processus post-magmatiques.

A titre d'exemple, les échantillons d'Aqil montrent des concentrations très variées en Na_2O pour une concentration donnée en SiO_2. Ces mêmes échantillons montrent des concentrations extrêmement élevées en K_2O avec des valeurs de 3 à 8% pour les échantillons Om-48, Om-49 et Om-52. Les quatre basaltes du site de Sinni (Om-29, -100, -101 et -106) s'alignent très clairement le long de la tendance définie dans le champ de variation Al_2O_3 vs SiO_2 (Fig. IV.17d). Dans le champ de corrélation Na_2O vs SiO_2, les deux échantillons les plus riches en SiO_2 (Om-100 et -101) sont caractérisés par les concentrations plus faibles en Na_2O. Cette corrélation est une nouvelle fois différente de l'évolution attendue lors d'un processus de différenciation magmatique.

Le comportement erratique de Na_2O et K_2O en fonction des variations de SiO_2 caractérise le comportement mobile de ces éléments lors des processus d'altération. Ces modifications de la composition chimique primitive peuvent correspondre à de l'hydrothermalisme, au métamorphisme, à l'altération météorique. La présence très fréquente de zéolites et la serpentinisation des olivines au sein de certains basaltes, reflète en particulier l'effet des transformations hydrothermales précoces.

De même, le diagramme de corrélation CaO vs SiO_2 illustre l'existence de variations très importantes des teneurs en CaO pour une concentration donnée en SiO_2 (Fig. IV.17e). Cet élément, au même titre que le Na et le K, est reconnu comme particulièrement mobile lors des processus d'altération et de métamorphisme. Un très bon indicateur de l'altération subie par les laves triasiques étudiées est présenté sur le diagramme de la Fig. IV.18. Ce dernier montre que la concentration en CaO est corrélée à la valeur de la perte au feu des échantillons analysés. Cette corrélation indique très clairement que les concentrations mesurées en CaO ne reflètent pas la composition du liquide magmatique initiale, mais sont proportionnelles à la quantité de calcite secondaire remplissant les vacuoles et les fissures des roches analysées. De fait, les vacuoles sont présentes en grande quantité dans les pillow lavas basaltiques de la coupe d'Al Qurti et sont particulièrement volumineuses dans les pillow lavas du site de Sayjah. Ces deux séries d'échantillons correspondent justement aux pourcentages les plus élevés en CaO et montrent les valeurs les plus élevées de la perte au feu.

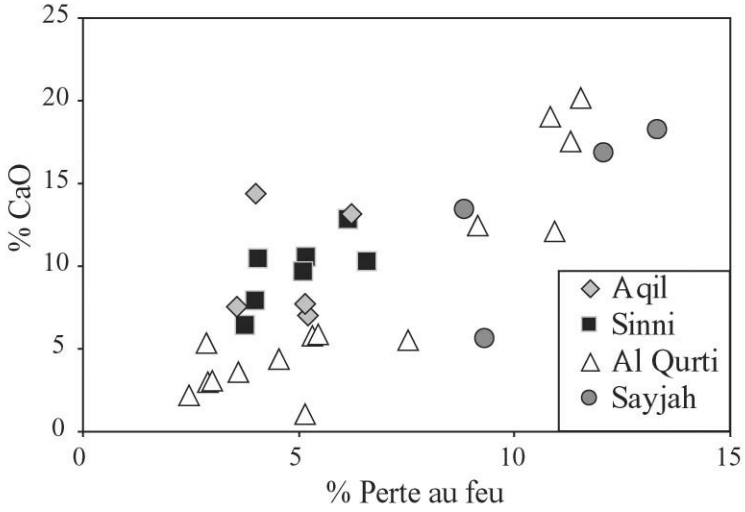


Fig. IV.18 - Diagramme de corrélation %CaO vs %Perte au feu

Le développement précédent illustre la difficulté d'analyser les compositions en éléments majeurs des laves anciennes. Il est en effet difficile de discerner dans les diagrammes binaires des éléments majeurs (Fig. IV.17), les effets associés à la mobilité de certains éléments majeurs lors des processus secondaires, des effets liés aux variations géochimiques initiales des différentes séquences volcaniques étudiées. Dans ce contexte, il est intéressant d'utiliser un indice de différenciation autre que SiO_2, afin de contrôler la mobilité des éléments majeurs les plus discriminants.

Le Zr est reconnu particulièrement immobile lors des processus d'altération et de métamorphisme de bas degré (Gibson et al., 1982). De plus, son comportement incompatible lors de la genèse et de la différenciation des liquides magmatiques basiques en fait un bon indice de différenciation. Les variations des teneurs en Zr sont donc reportées en fonction de SiO_2, TiO_2 et P_2O_5 et en fonction de quelques éléments traces, afin de contrôler la mobilité de ces éléments lors des processus secondaires.

Reportée en fonction du Zr, la concentration des éléments à gros rayons ioniques comme les alcalins (Ca, Ba, Sr) et alcalino-terreux (Na, K, Rb, Cs) montre de fortes dispersions (Figs. IV.19e-f). Ces éléments lithophiles ou LILE (Large Ion Lithophile Elements) sont reconnus comme étant particulièrement sensibles aux processus post-magmatiques liés à l'altération ou au métamorphisme. Au contraire, les concentrations des éléments en traces à forte charge ionique ou HFSE (High Field Strenght Elements comme le Nb, Fig. IV.19d) et de l'ensemble des terres rares se corrèlent particulièrement bien aux variations des teneurs en Zr.

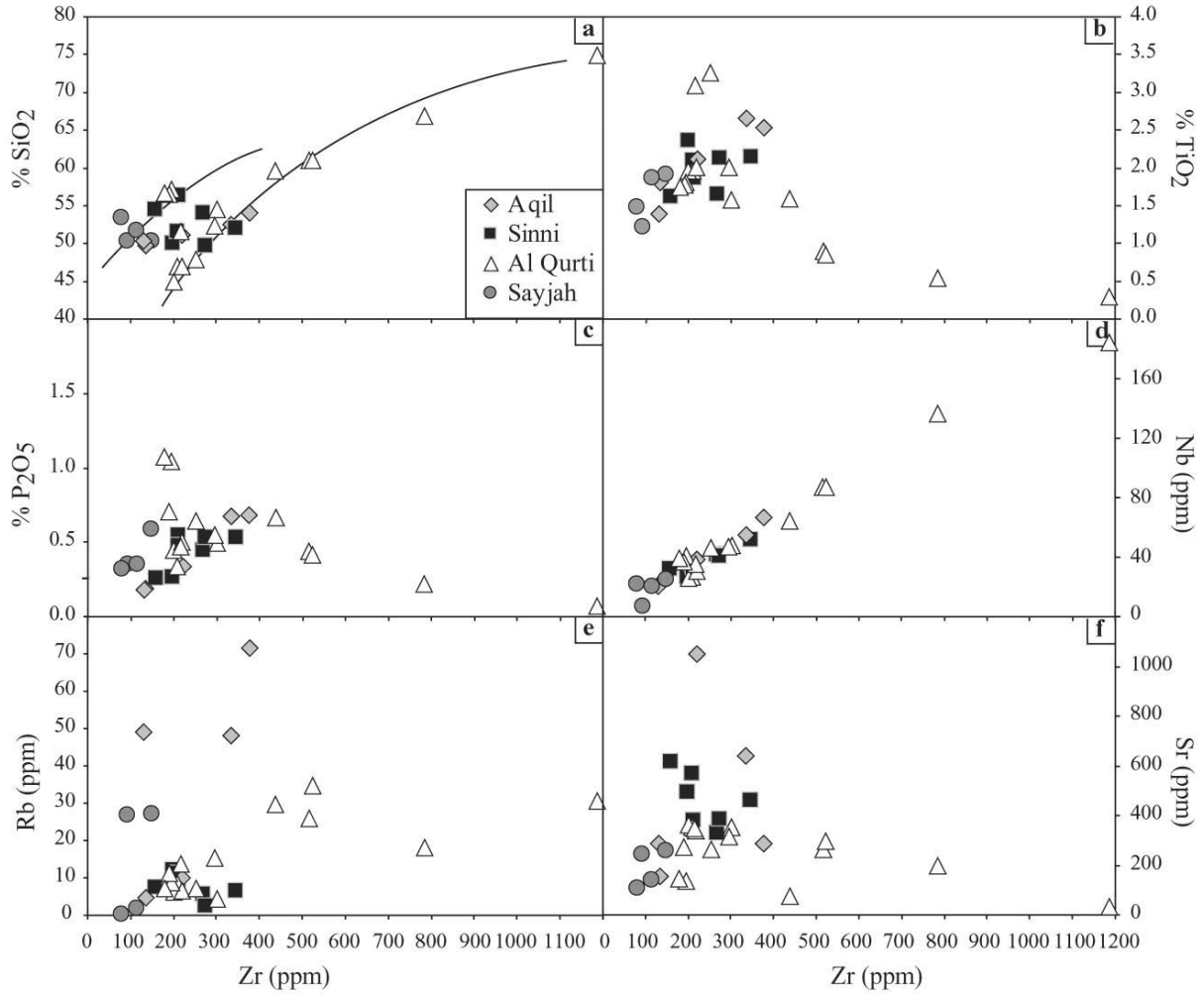


Fig. IV.19 - Variations des teneurs en **(a)** SiO_2 (%), **(b)** TiO_2 (%), **(c)** P_2O_5 (%), **(d)** Nb (ppm), **(e)** Rb (ppm) et **(f)** Sr (ppm), en fonction de la variation des teneurs en Zr (ppm), pour les volcanites de la formation Sinni.

Le large spectre de variation des concentrations en SiO_2, TiO_2 et P_2O_5 des échantillons d'Al Qurti est relativement bien corrélé aux variations des teneurs en Zr (Figs. IV.19a-b) qui montrent, de plus, des concentrations généralement élevées avec Zr>150ppm.

Bien que les différents éléments majeurs se corrèlent mieux aux variations de Zr qu'aux variations de SiO_2, le champ de variation des termes basiques et intermédiaires présente à nouveau des dispersions significatives des teneurs des éléments majeurs pour une concentration donnée en Zr dans les diagrammes des Figs IV.19a-b-c. Ces dispersions démontrent, comme les diagrammes binaires de la Fig. IV.17, qu'il n'existe pas d'évolution magmatique simple permettant de relier la composition des différentes laves échantillonnées dans le bassin d'Umar, et ceci à l'échelle de chaque coupe d'échantillonnage.

Par exemple, à Al Qurti, les pillows basaltiques de base (Om04-10 à -12 : SiO_2~46% et $200<Zr_{ppm}<218$) montrent des concentrations en Zr similaires aux trachyandésites des unités 2, 3 et 4 (Om04-17, -24 et -27 : SiO_2 ~57% et $179<Zr_{ppm}<194$). De même, les échantillons Om04-18 et -19 sont caractérisés par une concentration beaucoup plus élevée en Ti par rapport aux basaltes de base, Om04-10 à -12. Cette augmentation des concentrations de TiO_2 ne se corrèle pas à une augmentation significative des concentrations en Zr (Fig. IV.19b).

Cette absence de corrélation entre les échantillons les moins évolués est également mise en évidence sur les diagrammes de variations MgO et TiO_2 vs SiO_2 (Fig. IV.17a-b). Ces dispersions montrent par exemple que les trachyandésites Om04-17, -24 et -27 ne proviennent pas de la différenciation des basaltes Om04-10 à -12 de la base de la coupe.

Une partie des laves prélevées dans les coupes d'Aqil (Om-40 et Om-42) et de Sayjah (Om04-40, -43 et -51) montrent des compositions de basaltes à concentrations intermédiaires en TiO_2 et Zr avec $1,2\%<TiO_2<1,9\%$ et $80<Zr_{ppm}<140$. Les champs de compositions de ces laves ne se distinguent pas suffisamment des autres échantillons pour définir un groupe géochimique particulier du point de vue des éléments majeurs. Il est néanmoins important de noter que certaines de ces laves présentent une séquence de cristallisation typique des tholéiites (Om 42 et 48). Leurs compositions intermédiaires en Ti, P et Zr reflète la présence de magmas primaires nettement moins enrichis en éléments incompatibles et d'affinité magmatique probablement différente.

En dépit du comportement erratique des éléments majeurs alcalins lors des processus d'altération post-magmatiques, la composition des échantillons de la formation Sinni est reportée dans un diagramme TAS (MacDonald & Katsura, 1964). Dans ce dernier, la grande majorité des volcanites échantillonnées tombe dans le champ des laves alcalines, caractérisées par de fortes valeurs Na_2O+K_2O (Fig. IV.20).

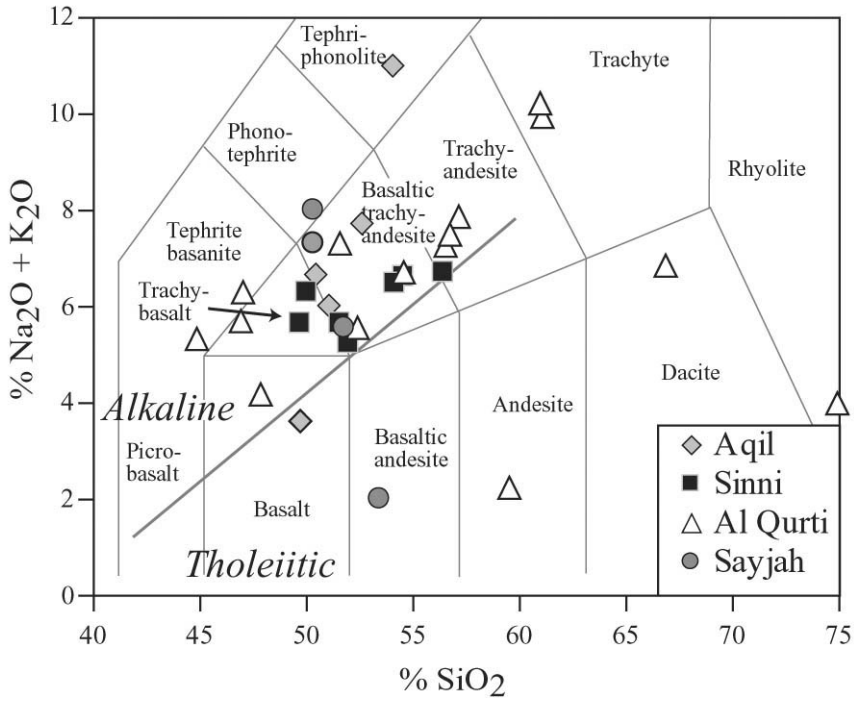


Fig. IV.20 - Diagramme de MacDonald & Katsura (1964) pour les échantillons de la Fm. Sinni.

Les pillow lavas des coupes de Sayjah et d'Aqil montrent en particulier de fortes variations des valeurs Na_2O+K_2O pour des teneurs similaires en SiO_2. Les échantillons de Sayjah par exemple s'alignent le long d'une tendance quasiment verticale sur ce diagramme. Ces échantillons présentent cependant des caractères pétrographiques tout à fait similaires. Ce comportement anormal reflète une nouvelle fois les effets des modifications post-magmatiques de la concentration en K et Na mise en évidence précédemment. En revanche, le basalte Om-42 du site d'Aqil présente la valeur la plus faible de Na_2O+K_2O, ce qui lui donne un caractère tholéiitique (Fig. IV.20). Cet échantillon montre des caractères pétrographiques primaires, particulièrement bien conservés et ses teneurs en K_2O ne sont pas aussi élevées que celles affichées par les autres laves d'Aqil. La composition faiblement alcaline de la roche totale semble également refléter la séquence de cristallisation tholéiitique de ce basalte (voir Fig. IV.8).

Les échantillons des coupes d'Al Qurti et de Sinni se répartissent, pour la plupart, le long du champ discriminant des séries alcalines. Les compositions en SiO_2 et les teneurs en Na_2O et K_2O illustrent la présence de termes basanitiques, de basaltes alcalins, de trachyandésites et de trachytes. Il est intéressant de noter que les trois pillow lavas échantillonnés au sein des unités 2, 3 et 4 de la coupe de Al Qurti, montrent une composition très homogène de nature trachyandésitique (Om04-17, -24 et -27). Ces mêmes échantillons ont été systématiquement individualisés sur les diagrammes binaires de la Fig. IV.17 afin d'illustrer la similitude de leur composition en éléments majeurs. Ceci permet de renforcer, comme nous l'avions proposé au chapitre précédent, que ces échantillons provenant d'écailles tectoniques superposées appartiennent bien à une même séquence volcanique.

En plus des deux trachytes sodiques échantillonnées au sommet de la formation Sinni (Om04-37 et -38), les faciès différenciés des unités volcano-sédimentaires de la coupe d'Al Qurti tombent respectivement dans les champs des andésites (Om04-29), dacites (Om04-35) et rhyolites (Om04-34) des séries tholéiitiques. Sur les diagrammes de variations Al_2O_3 et Na_2O vs SiO_2 (Fig. IV.17d-f), les corrélations affichées par la majorité des échantillons de la coupe d'Al Qurti suggèrent que la composition extrêmement faible en Na_2O de l'échantillon Om04-29 dérive d'une modification post-magmatique de la composition de la roche totale. Ceci impliquerait que la valeur Na_2O+K_2O de cet échantillon soit sous-estimée.

La grande majorité des basaltes épanchés dans le bassin d'Umar montre donc des compositions riches en éléments incompatibles tel que Ti et Zr ainsi qu'en P_2O_5. Ces caractéristiques, la baisse des concentrations en TiO_2 au cours de la différenciation des termes basiques et intermédiaires, et les valeurs élevées de Na_2O+K_2O, suggèrent que la grande majorité des laves échantillonnées dans le bassin d'Umar dérivent de liquides magmatiques d'affinité alcaline.

Au vue des recristallisations secondaires et des pertes au feu élevées des échantillons triasiques, la détermination des affinités magmatiques reposera donc sur les concentrations en éléments traces dont les compositions ne risquent pas, ou peu, d'avoir été modifiées par des processus post-magmatiques. C'est le cas des éléments incompatibles Zr, Ti, Y et Nb qui sont reconnus dans l'ensemble comme immobiles lors des processus d'altération et de métamorphisme de bas degré (Gibson et al., 1982). Ils permettent une caractérisation de l'ensemble des volcanites analysées à partir du diagramme discriminant de Winchester et Floyd (1977).

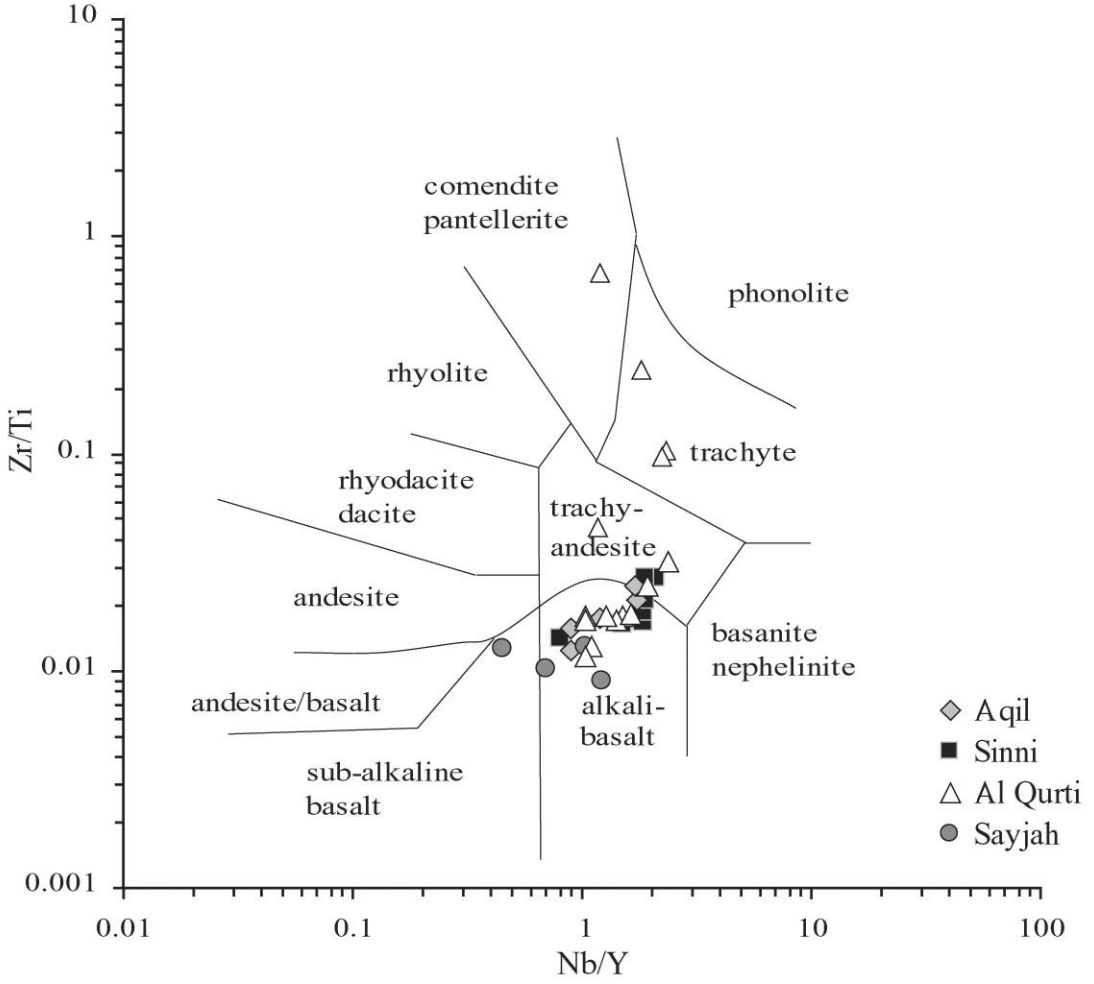


Fig. IV.21. Diagramme Zr/Ti vs Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) pour les échantillons de la formation Sinni.

Sur celui-ci, la grande majorité des échantillons de la formation de Sinni tombe dans le champ des basaltes alcalins. Les échantillons Om04-40, -43 et -51 et Om-42 et -48 des coupes de Sayjah et d'Aqil mais également le basalte Om-29 de la coupe de Sinni se distinguent par des rapports Nb/Y<1 avec Om04-40 qui tombe dans le champ des basaltes sub-alcalins.

Le rapport Zr/Ti est particulièrement sensible au taux de différenciation des roches analysées, principalement du fait de l'enrichissement progressif de Zr au cours de la différenciation magmatique. Ce rapport reflète relativement bien les variations de composition en SiO_2 en illustrant la présence de termes très différenciés au sommet de la coupe d'Al Qurti. Contrairement au diagramme de la Fig. IV.20, ces laves montrent des rapport Nb/Y>1 indiquant qu'il s'agit de termes différenciés de liquides alcalins et non tholéiitiques. Ils présentent des rapports Zr/Ti de trachyandésites (Om04-29), trachytes (Om 04-35, -37 et -38) et de comendites (Om04-34).

Par contre les trachyandésites Om 04-17, -24 et -27, caractérisés par des concentrations élevées en SiO_2 (~57%, Tableau I), ont un rapport Zr/Ti similaires aux basaltes alcalins de base (Om04-10 à 12). Comme observé précédemment, les concentrations similaires en Zr de ces deux groupes de laves indiquent qu'elles ne dérivent pas de la différenciation d'un même liquide magmatique.

Les rapports Nb/Y varient significativement entre ces deux groupes d'échantillons, comme au sein de chaque coupe étudiée. L'enrichissement relatif de l'élément incompatible Nb par rapport à l'Y, moins incompatible, peut caractériser une diminution du taux de fusion partielle, mais également l'implication de sources de compositions différentes.

Le diagramme discriminant Zr/Ti vs Nb/Y illustre donc que l'ensemble du volcanisme du bassin d'Umar semble dériver de liquides magmatiques d'affinité alcaline à transitionnelle. Les variations des compositions en éléments majeurs en fonction du Zr et de SiO_2 reflètent, à la manière des variations du rapport Nb/Y, des différences dans le taux de fusion partielle ou de la composition de la source, plutôt qu'une simple évolution par cristallisation fractionnée.

IV.3.2. Le volcanisme de la formation Misfah

Sur les 11 échantillons prélevés dans les séquences volcaniques de base de la plate-forme, 8 présentent des concentrations basaltiques caractérisées par 5%<MgO<9% et 45,6%<SiO_2<53,3% et les 3 autres montrent des compositions de basaltes évolués avec 2,7%<MgO<4% et 51,6%<SiO_2<54,7% (Fig. IV.22a, Tableau I). Ces termes différenciés correspondent à l'échantillon Om04-52 qui présente une texture aphyrique, à l'échantillon Om04-56 qui présente une texture microlitique à plagioclase seul (Fig. IV.11a) et à l'échantillon Om-207 qui présente une texture trachytique (Fig. IV.12c). Les coulées basaltiques de Misfah montrent de fortes à très fortes teneurs en TiO_2 (1,8%<TiO_2<3,6%) et en P_20_5 (P_2O_5>0,4%).

Les intrusions magmatiques qui recoupent la formation de Misfah montrent des concentrations de liquides relativement primaires avec 42,4%<SiO_2<49% et 5%<MgO<11%. Ces dykes et sills présentent une gamme de composition en TiO_2 similaire aux coulées volcaniques de base avec 1,8%<TiO_2<3,6% (Fig. IV.22b). Ils présentent également des teneurs élevées en P_20_5 (>0,4%) avec l'échantillon sous-saturé en SiO_2 (basanite, Om05-23) qui se démarque par une concentration très élevée en P_20_5 (1,6%).

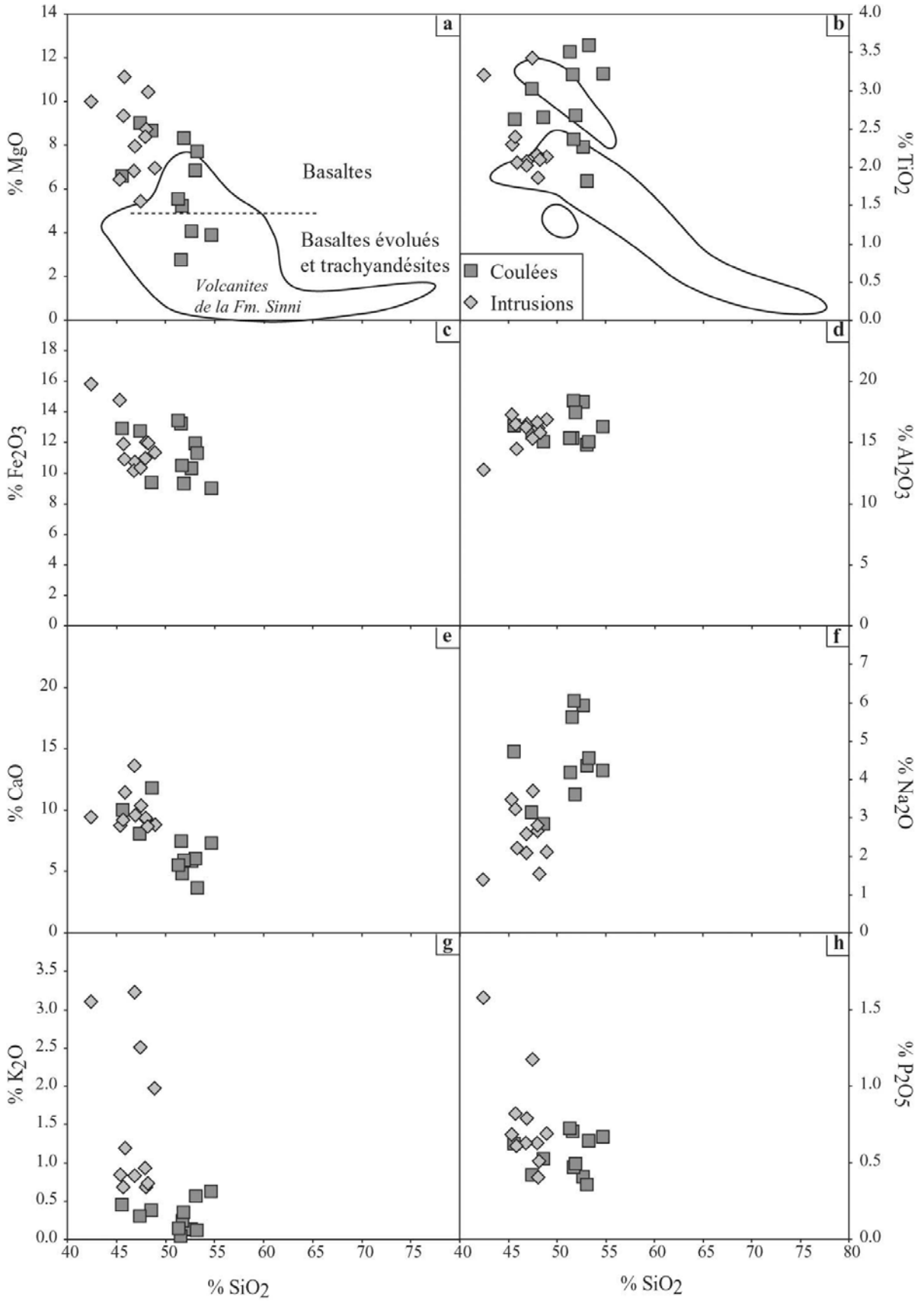


Fig. IV.22 - Variations des teneurs en **(a)** MgO (%), **(b)** TiO_2 (%), **(c)** Fe_2O_3 (%), **(d)** Al_2O_3 (%), **(e)** CaO (%), **(f)** Na_2O (%), **(g)** K_2O (%) et **(h)** P_2O_5 (%), en fonction de la variation des teneurs en SiO2 (%), pour les volcanites de la formation Misfah.

De même que pour les volcanites échantillonnées dans la formation Sinni, aucune corrélation satisfaisante n'est obtenue dans les diagrammes de variation MgO, TiO_2 et P_2O_5 vs SiO_2 (Figs. IV.22a-b-h). Dans le diagramme de variation SiO_2 en fonction de Zr, une partie des échantillons provenant des coulées volcaniques de Misfah s'aligne le long d'une corrélation subhorizontale (Fig. IV.23a). Ce type de tendance est également affiché par les intrusions basaltiques de Misfah. Dans les deux cas, les teneurs en Zr montrent des variations très importantes (de près de 200 ppm) pour une concentration quasiment identique en SiO_2. A contrario, les teneurs en MgO, TiO_2 et surtout P_2O_5 semblent mieux se corréler aux variations des teneurs en Zr qu'aux variations des teneurs en SiO_2.

Dans ce contexte, les tendances affichées par les échantillons de Misfah dans les diagrammes de corrélation MgO, TiO_2 et P_2O_5 vs Zr ne documentent probablement pas une évolution par cristallisation fractionnée. La présence de liquides primaires de compositions différentes est également suggérée par l'absence de corrélation entre MgO et SiO_2, TiO_2 et SiO_2 et P_2O_5 et SiO_2 (Figs. IV.22a-b-h).

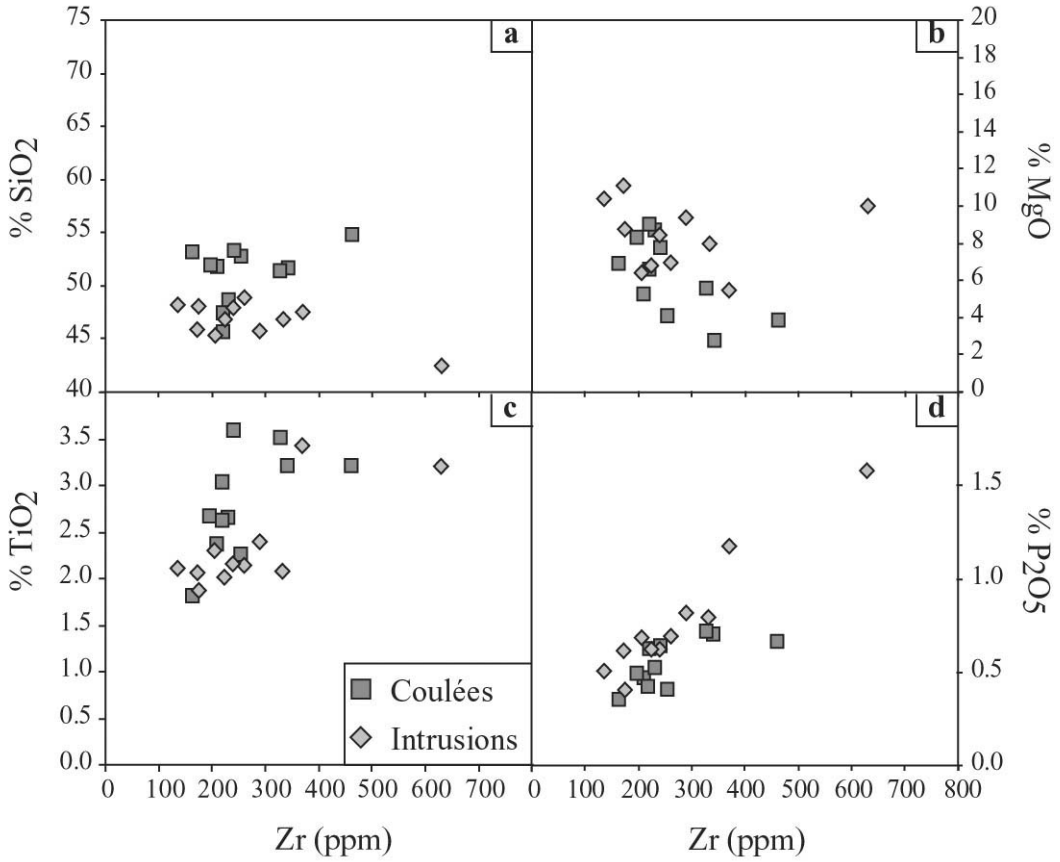


Fig. IV.23 - Variations des teneurs en **(a)** SiO_2 (%), **(b)** MgO (%), **(c)** TiO_2 (%), **(d)** P_2O_5 (%) en fonction de la variation des teneurs en Zr (ppm), pour les volcanites de la formation Misfah.

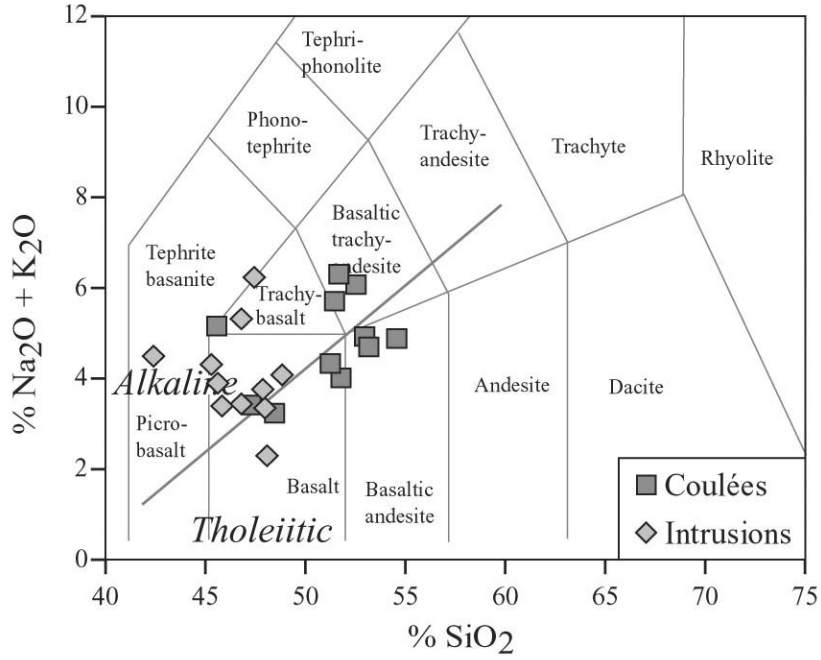


Fig. IV.24 - Diagramme de MacDonald & Katsura (1964) pour les échantillons de la Fm. Misfah.

Dans le diagramme Na_2O+K_20 vs SiO_2 (Fig. IV.24), les échantillons de la base de Misfah (coulées) se placent de part et d'autre de la corrélation linéaire qui sépare le champ des séries alcalines et tholéiitiques (MacDonald & Katsura, 1964). Toutes les intrusions analysées tombent dans le champ des basaltes alcalins et des basanites (Om05-23) à l'exception de l'échantillon Om05-21 qui montre la valeur la plus faible de Na_2O+K_2O.

Sur ce diagramme, les échantillons de la formation de Misfah montrent des dispersions significatives des teneurs en alcalins pour une concentration donnée en SiO_2. Les valeurs de Na_2O+K_2O de ces laves ne sont contrôlées que par les variations de Na_2O. En effet, les concentrations de ces laves en K_2O sont quasiment nulles (Fig. IV.22g) et les variations verticales exposées sur le diagramme Na_2O+K_2O vs SiO_2 sont identiques à celles observées sur le diagramme Na_2O vs SiO_2 de la Fig. IV.22f.

Si les variations de teneurs en Na_2O étaient liées à la composition initiale des magmas étudiés, elles devraient, au même titre que le P_2O_5, se corréler aux variations des teneurs en Zr. La figure 4.25a illustre, au contraire, la forte dispersion affichée par les concentrations de Na_2O en fonction de Zr. Cette dispersion, au même titre que celle exposée dans le diagramme de la Fig. IV.24, reflète donc la mobilité du Na lors des événements post-magmatiques. Cette modification de la composition initiale en alcalins des volcanites de Misfah est également plausible au regard de la déstabilisation généralisée des plagioclases dans les laves étudiées. La corrélation négative affichée par les mêmes échantillons dans les diagrammes K_2O vs SiO_2 et K_2O vs Zr suggère également que le potassium ait été mobilisé de façon intense.

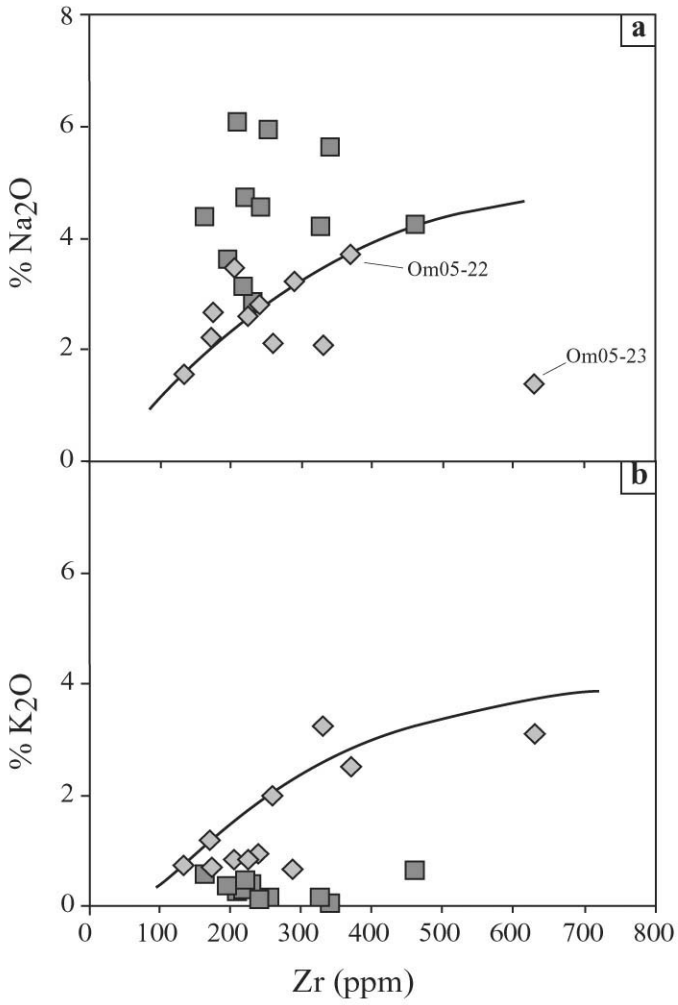


Fig. IV.25 - Variations des teneurs en **(a)** Na_2O (%) et **(b)** K_2O (%), en fonction de la variation des teneurs en Zr (ppm), pour les volcanites de Misfah.

Par contre les teneurs en Na_2O et K_2O des intrusions de Misfah se corrèlent mieux aux variations des teneurs en Zr (Fig. IV.25a) par rapport aux coulées de base. Leurs concentrations en K_2O sont systématiquement plus élevées que celles des basaltes de base. Les échantillons Om-58 et -60 de l'intrusion massive de la face S, et les deux jumping sills Om05-22 et -23 de la face N montrent des teneurs particulièrement élevées avec $2\% < K_2O < 3{,}2\%$.

La chute des teneurs en Na entre Om05-22 et -23 illustre néanmoins la mobilité de cet élément au cours de la recristallisation de la mésostase en un assemblage de calcite et de zéolite.

La composition des laves de la base de la plate-forme a subi de fortes modifications des teneurs en alcalins alors que celle des magmas intrusifs semble avoir été mieux préservée. Dans les coulées volcaniques de la base de Misfah, ces modifications sont caractérisées par un découplage des teneurs en K_2O et Na_2O, avec un lessivage de K_2O et une perturbation a priori erratique du Na. Il est intéressant de noter qu'en lame mince ce sont les intrusions qui présentent les traces d'une altération généralisée de leur mésostase qui est totalement transformée en zéolites et calcite. Ces mêmes échantillons présentent également des valeurs de perte au feu significativement plus élevées que celles des échantillons provenant de la base de Misfah. Ces derniers montrent par contre les traces d'un métamorphisme de bas degré avec la cristallisation de chlorite. Il semble donc que les transformations hydrothermales subies par les intrusions magmatiques de Misfah (zéolitisation extensive) n'aient pas entraîné une ouverture du système chimique de la roche totale. Il est probable que la plate-forme ait

plus ou moins préservé ces intrusions des processus d'altération subis par les séquences volcaniques basales. Ces dernières seraient plus probablement altérées au cours de la déformation liée à l'obduction qui est reflétée par la présence de différentes de zones de cisaillement et la cristallisation de chlorite.

Une nouvelle fois, les teneurs en éléments majeurs ne peuvent donc être utilisées pour définir l'affinité des laves étudiées. Sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977), les teneurs élevées en Ti et Zr de l'ensemble des échantillons de Misfah ainsi que l'enrichissement relatif du Nb par rapport à l'Y, confirment néanmoins que toutes ces laves dérivent de liquides d'affinité alcaline. Les échantillons des séquences volcaniques effusives tombent majoritairement dans le champ des basaltes alcalins. L'échantillon Om04-66, qui présente une texture microlitique légèrement fluidale à plagioclases sodiques, se place dans le champ des trachyandésites. Le rapport Nb/Y varie significativement pour un rapport Zr/Ti donné, suggérant, comme pour les laves de la formation Sinni, une diminution du taux de fusion partielle ou l'implication de sources de compositions différentes.

Les intrusions se répartissent le long d'une corrélation de pente positive entre les rapports Nb/Y et Zr/Ti. Les valeurs les plus élevées du rapport Zr/Ti (>0,02) correspondent aux deux jumping sills de la face N (Om05-22 et -23). Leurs compositions de liquide primaire en SiO_2 (42,4 et 47,5 %) et MgO (10 et 5,4%) sont associées à des concentrations extrêmement élevées en Zr (630 et 370 ppm) et en TiO_2 (3,2 et 3,4%). Ces deux échantillons (respectivement Om05-22 et -23) ne présentent donc en aucun cas les caractères géochimiques de trachyandésite, ni ne montrent les caractères pétrologiques associés.

Les volcanites échantillonnées à la base de la formation de Misfah montrent une composition en MgO et SiO_2 qui reflète la mise en place de coulées principalement basaltiques. Ce volcanisme basaltique perdure tout au long de la sédimentation de la plate-forme de Misfah. Les liquides magmatiques qui intrudent la plate-forme présentent également des composition relativement primaires avec des teneurs en SiO_2 qui sont généralement moins élevées et des concentrations en MgO similaires aux coulées volcaniques de base. Malgré les recristallisations secondaires de calcite, de zéolite et de chlorite, et le comportement mobile des éléments majeurs alcalins lors de ces modifications secondaires, l'ensemble de ce volcanisme présente des teneurs élevées en Na_2O+K_2O ainsi que de fortes à très fortes concentrations en éléments incompatibles Zr (192 à 342ppm), Ti ($1,8\%<TiO_2<3,6\%$) et P ($P_2O_5>0,5\%$). Ces caractères sont typiques des liquides magmatiques d'affinité alcaline. Les caractères pétrographiques des coulées porphyriques observés précédemment illustrent le fait que le clinopyroxène et les oxydes de Fe-Ti cristallisent avant le plagioclase. Ces caractères sont également typiques des séries alcalines.

L'absence de corrélation entre SiO_2 et Zr, ainsi qu'entre SiO_2 et les différents éléments majeurs et les variations significatives du rapport Nb/Y, suggèrent que les liquides analysés dérivent de magmas primaires de compositions différentes.

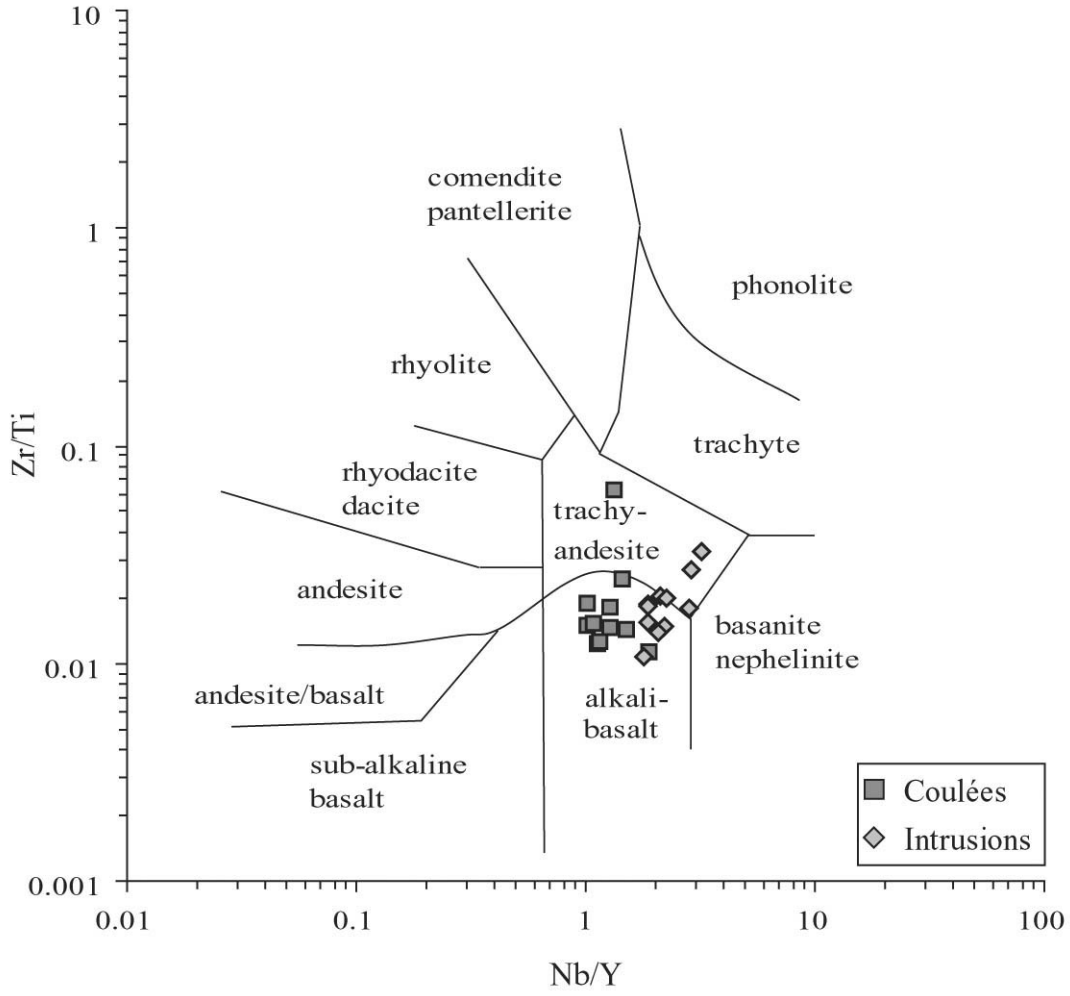


Fig. IV.26 - Diagramme Zr/Ti vs Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) pour les échantillons de la formation Misfah.

IV.3.3. Le volcanisme de la formation Sayfam

Les 7 échantillons sélectionnés montrent des teneurs en SiO_2 comprises entre 49 et 55%, et en MgO comprises entre 2,5 et 7,3% (Tableau I). De nouveau, toutes ces laves présentent des concentrations élevées en TiO_2 ($2\%<TiO_2<3,2\%$) et en P_2O_5 ($0,28\%<P_2O_5<0,7\%$), associées à des fortes concentrations en zirconium (155 à 393 ppm).

Les concentrations élevées en Na_2O ($2,2\%<Na_2O<5,8\%$) et K_2O ($0,5\%<K_2O<6\%$), malgré leur comportement erratique par rapport aux concentrations en SiO_2, suggèrent que toutes ces laves appartiennent à une série alcaline (Fig. IV.27a-b). Cette affinité est également compatibles avec leur position dans le diagramme discriminant de Winchester et Floyd (1977) où les échantillons du groupe d'Al Aridh se placent tous dans le champ des basaltes alcalins (Fig. IV.27c).

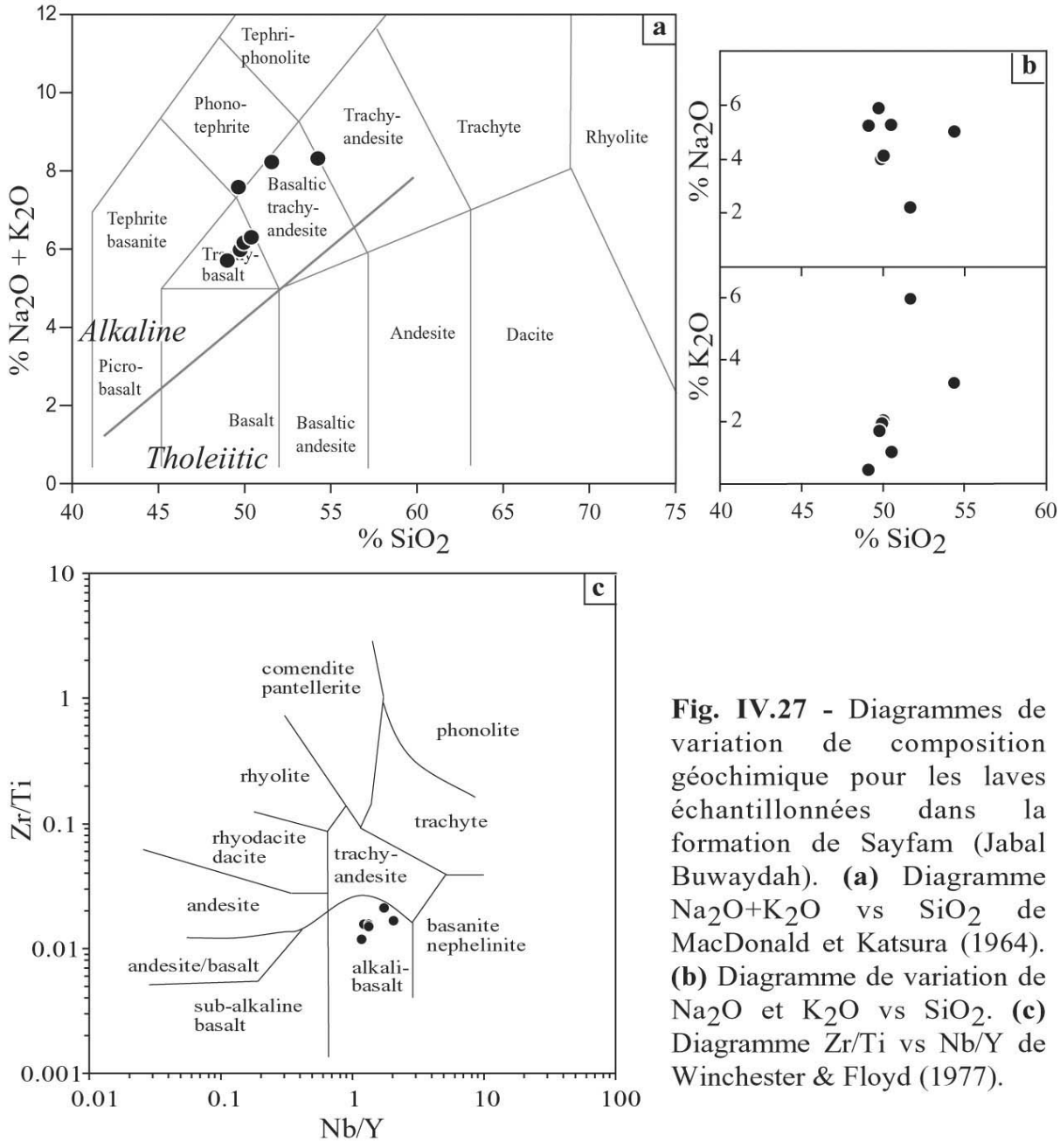


Fig. IV.27 - Diagrammes de variation de composition géochimique pour les laves échantillonnées dans la formation de Sayfam (Jabal Buwaydah). **(a)** Diagramme Na_2O+K_2O vs SiO_2 de MacDonald et Katsura (1964). **(b)** Diagramme de variation de Na_2O et K_2O vs SiO_2. **(c)** Diagramme Zr/Ti vs Nb/Y de Winchester & Floyd (1977).

IV.3.4. Synthèse

Les roches volcaniques échantillonnées dans la formation de Sinni présentent un large spectre de composition en MgO et SiO_2 qui indique la présence de termes basaltiques à trachytiques. La coupe d'Al Qurti permet de mettre en évidence que les termes basaltiques sont principalement retrouvés à la base de la formation de Sinni ainsi qu'à la base du membre supérieur. Les termes évolués à acides semblent en effet particulièrement associés aux successions volcano-détritiques et sédimentaires qui caractérisent le sommet de la formation. Les teneurs en MgO des échantillons les moins évolués ne dépassent pas 8%. L'absence de liquide de composition plus mafique est à rapprocher de la composition minéralogique des échantillons basaltiques qui sont largement dominés par le clinopyroxène. Ces faciès sont totalement ou partiellement dépourvus de cristaux d'olivine.

L'évolution des faciès volcaniques n'est pas retrouvée au travers de la formation de Misfah. Les volcanites échantillonnées à la base de la formation de Misfah montrent une composition en MgO et SiO_2 qui reflète la mise en place de coulées principalement basaltiques. Les liquides magmatiques qui intrudent la plate-forme présentent également des compositions relativement primaires avec des teneurs en SiO_2 qui sont généralement moins élevées et des concentrations en MgO similaires aux coulées volcaniques de base. Cette baisse des concentrations en SiO_2 doit être prise avec précaution compte tenu de l'altération subie par l'ensemble de ces laves. Le volcanisme basique perdure donc tout au long de la sédimentation de la plate-forme de Misfah.

Malgré les recristallisations secondaires de calcite, de zéolites et de chlorite, et le comportement relativement mobile des éléments majeurs alcalins lors de ces modifications secondaires, l'ensemble du volcanisme triasique est caractérisé par des teneurs systématiquement élevées en Na_2O+K_2O. Il présente également des concentrations élevées à très élevées en éléments incompatibles Zr (>150ppm), Ti (>1,5%) et P (>0,5%). Ces caractères sont typiques des liquides magmatiques d'affinité alcaline, issus de taux de fusion partielle relativement faibles. Les coulées porphyriques échantillonnées à Sinni, Al Qurti, Misfah et Buwaydah ont montré à plusieurs reprises que les oxydes de Fe-Ti et les clinopyroxènes ont tendance à cristalliser avant le feldspath plagioclase. Lorsque le clinopyroxène est inclus dans la mésostase, ce dernier présente souvent un fort pléochroïsme et une teinte rose à violacée, caractéristique de ses hautes teneurs en Ti. Ces caractères sont également classiquement observés dans les séries alcalines.

Finalement, certains échantillons basaltiques du groupe d'Umar montrent des concentrations intermédiaires en Ti (TiO_2<1.8%) et Zr (<150ppm) et en Na_2O et K_2O. Ces teneurs reflètent la présence de magma d'affinité transitionnelle. Ces compositions n'ont pas été retrouvées dans les unités de Misfah ni d'Al Aridh. Béchennec (1987) remarque que les basaltes d'affinité sub-alcaline de la formation de Sinni sont majoritairement associés au membre supérieur de cette formation (Umv2). A ce stade de la présentation des résultats géochimiques, il semble en effet que les coulées magmatiques associées aux successions volcano-sédimentaires de la partie supérieure de la formation de Sinni soient caractérisées par des concentrations intermédiaires en éléments incompatibles, comme le montrent les faibles valeurs des rapports Zr/Ti et Nb/Y des échantillons des unités 2, 3 et 4 de la coupe de Al Qurti, mais également des coupes de Sayjah et d'Aqil.

IV.4. Compositions en éléments en traces et affinité des roches volcaniques échantillonnées

Les compositions en éléments en traces des roches magmatiques échantillonnées renvoient aux analyses effectuées soit sur l'ICP-MS du LGCA de Grenoble, soit sur l'ICP AES de Brest. Les analyses effectuées sur ICP-MS furent en partie conduites dans le but de calibrer les quantités de poudre de roche nécessaires à la séparation isotopique du Pb. Ces analyses isotopiques, bien que représentatives au sein de chaque coupe, n'ont pas été conduites sur l'ensemble des échantillons (Tableau I). Dans le chapitre qui suit, les compositions en éléments en traces sont en partie représentées sous la forme de spectres normalisés où seules les analyses ICP-MS sont reportées. Les concentrations des terres rares (La ➔ Lu) sont normalisées aux valeurs chondritiques de Sun & McDonough (1989) et les spectres multi-élémentaires permettent de représenter les concentrations en éléments en traces, normalisées aux valeurs théoriques du manteau primitif (Sun & McDonough, 1989).

Dans le chapitre IV.3, l'analyse de la variation des compositions en éléments majeurs des échantillons de la formation de Sinni a permis d'illustrer la forte mobilité des éléments majeurs, mais également des éléments en traces de la famille des LILE. Reportés contre les variations de Zr, ces éléments (Na, K, Rb, Cs, Ca, Ba, Sr, Figs. IV.19e-f) montrent en effet une forte dispersion, alors que les éléments de type HFSE comme le Nb (Fig. IV.19d), ainsi que toutes les terres rares montrent de très bonnes corrélations. Le comportement mobile des éléments tels que le Rb et le Ba lors des processus d'altération et de métamorphisme se traduit également sur les spectres multi-élémentaires des échantillons des formations de Sinni (Figs. IV.28-4.31), de Misfah (Fig. IV.32) et de Sayfam (Fig. IV.35). Sur ces derniers, les valeurs de normalisation de ces éléments sont extrêmement variables et provoquent de fortes anomalies. Afin de simplifier la lecture de ces spectres étendus, les teneurs en Cs et en K ne sont pas représentées.

IV.4.1. Formation Sinni

Les spectres de terres rares normalisées aux chondrites et les spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Sun & McDonough, 1989), montrent que toutes les laves échantillonnées dans la formation de Sinni sont enrichies en éléments en traces les plus incompatibles par rapport aux éléments les moins incompatibles.

IV.4.1.1. Les laves de la coupe d'Al Qurti

Les spectres de terres rares des basaltes, basaltes évolués (Om04-10, -11, -12 et -16) et trachyandésites (Om04-13) de la base de la coupe (Unité 1, Fig. IV.28a) sont homogènes et fortement enrichis en éléments les plus incompatibles avec des valeurs normalisées du La (La_N) de 126 à 198 fois les valeurs chondritiques. Leurs spectres multi-élémentaires sont également très homogènes. Ils présentent un appauvrissement significatif en terres rares lourdes et en Y, des anomalies négatives en P, Pb et Sr ainsi qu'un appauvrissement significatif en Nb-Ta et Th par rapport au La ($0,98<La/Nb<1,17$; $0,9<La/Th_N<1,2$).

Les spectres de terres rares des basaltes (Om04-18 et -19) et trachyandésites (Om04-17, -24 et -27) des unités 2, 3 et 4 (Fig. IV.28b) sont caractérisés par des valeurs en La similaires à celles des basaltes de base ($134<La_N<151$). Leurs spectres multi-élémentaires sont très homogènes.

Ils se différencient par la présence d'anomalies négatives en Ti pour les trachyandésites Om04-17, -24 et -27. Ces laves relativement évoluées montrent des concentrations en terres rares et autres éléments incompatibles plus faibles que les basaltes Om04-18 et -19. Par rapport aux basaltes de base, ces cinq échantillons présentent des concentrations plus fortes en terres rares lourdes et en Y, et un enrichissement en Nb-Ta par rapport au La ($0,72<La/Nb<0,9$).

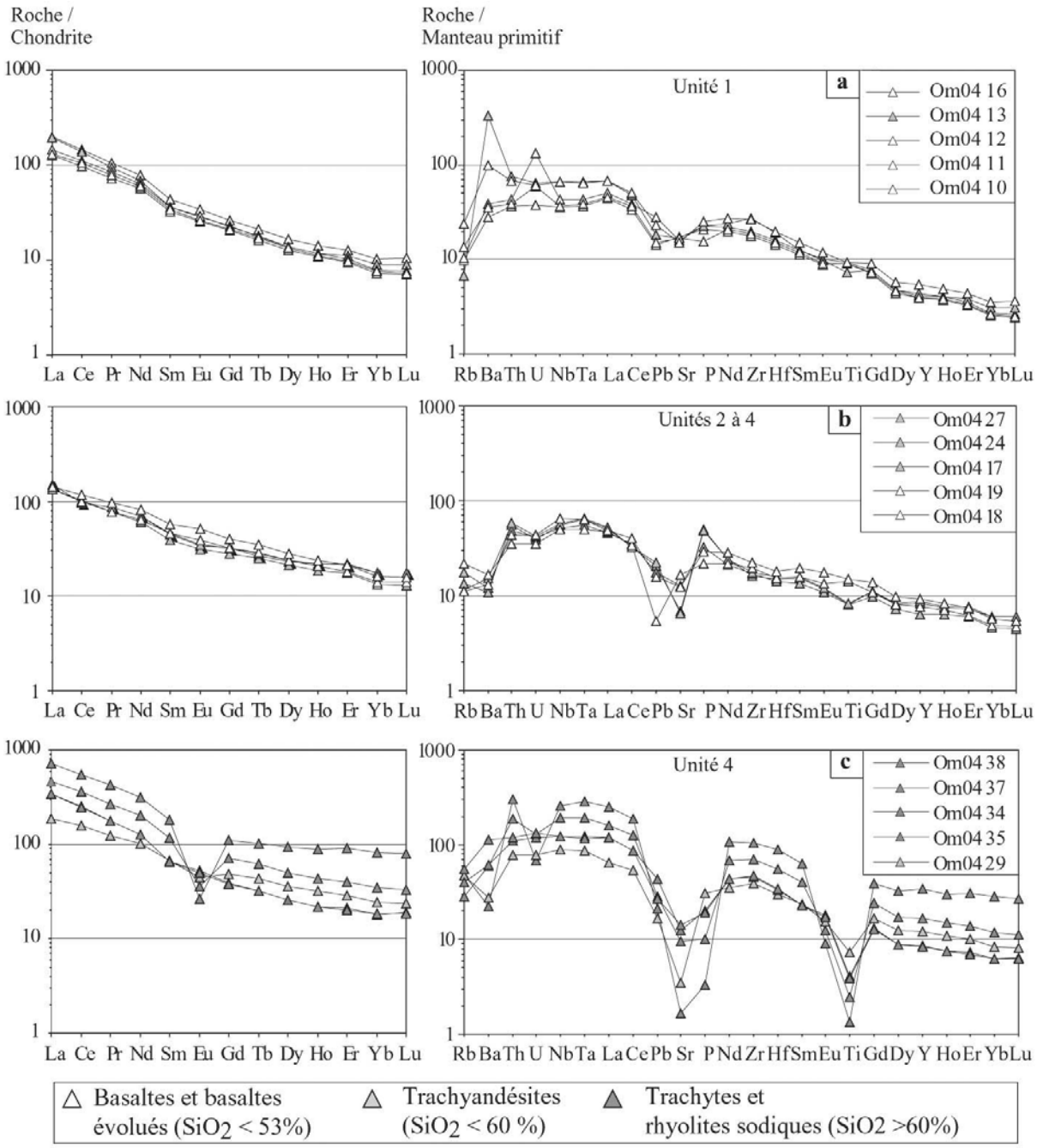


Fig. IV.28 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif pour les échantillons de la coupe d'Al Qurti. **(a)** Spectres des laves de l'unité 1. **(b)** Spectres des basaltes et trachyandésites des unités 2 à 4. **(c)** Spectres des trachyandésites, trachytes et rhyolites sodiques de l'unité 4.

Finalement, les termes franchement différenciés du sommet de la coupe sont également caractérisés par des compositions enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Fig. IV.28c). Les spectres de terres rares des échantillons Om04-29, -34 et -35 (Fig. IV.28c) présentent des anomalies négatives en Eu beaucoup plus prononcées que pour les trachyandésites Om04-17, -24 et -27. Les diagrammes binaires Al_2O_3 et Eu/Eu* vs SiO_2 (Fig. IV.29) illustrent que l'étendue de l'anomalie négative en Eu et le fractionnement de Al_2O_3 sont corrélés aux taux de différenciation des liquides magmatiques échantillonnés. Le Sr se distingue des tendances précédentes

par un comportement plus erratique, interprété comme associé à sa mobilité lors de l'hydrothermalisme et du métamorphisme subis par ces laves (Fig. IV.29c). Le comportement de Al_2O_3 au cours de la différenciation magmatique caractérise le fractionnement du plagioclase (à ~ 16%). Celui-ci est donc interprété comme provoquant également les anomalies en Eu et participe probablement au fractionnement du Sr. Les anomalies en Eu ne sont pas observées pour les trachytes Om04-37 et -38, dans lesquels le plagioclase est très abondant et l'aluminium non fractionné (Fig. IV.29a).

Les spectres multi-élémentaires de ces laves différenciées montrent également des anomalies négatives en Pb, ainsi qu'en Sr, P et Ti (Fig. IV.28c). Alors que les anomalies en Sr peuvent être rattachées à la cristallisation du plagioclase, les anomalies négatives en P sont classiquement attribuées à la cristallisation d'apatites et celles en Ti, à la cristallisation antérieure des oxydes de Fe-Ti et des clinopyroxènes. Ces derniers ont été observés au sein des termes moins différenciés de la base de la coupe (Om 04 10 à 19).

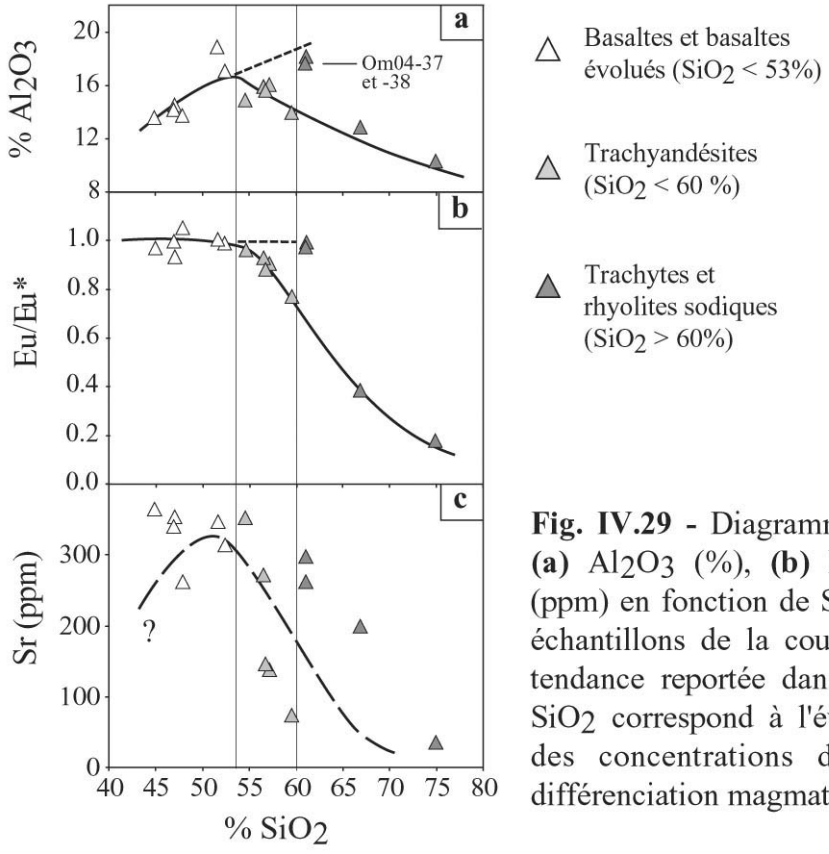


Fig. IV.29 - Diagrammes de corrélation **(a)** Al_2O_3 (%), **(b)** Eu/Eu* et **(c)** Sr (ppm) en fonction de SiO_2 (%), pour les échantillons de la coupe d'Al Qurti. La tendance reportée dans le champ Sr vs SiO_2 correspond à l'évolution théorique des concentrations de Sr lors d'une différenciation magmatique.

La composition en éléments en traces incompatibles des différents échantillons de la coupe d'Al Qurti varie en fonction de leurs emplacements dans la pile tectono-stratigraphique (Fig. IV.28). Les variations du rapport La/Yb_N qui caractérise la pente des spectres de terres rares sont reportées en fonction des teneurs en La (Fig. IV.30a) et en fonction de la situation stratigraphique de l'échantillon analysé (Fig. IV.30b) afin d'illustrer ces différences.

Ces diagrammes montrent que les basaltes et trachyandésites de l'unité de base (Om04-10 à -16) dérivent de coulées magmatiques caractérisées par des rapports La/Yb_N significativement plus élevés ($16,9<La/Yb_N<22$) que ceux des basaltes alcalins et trachyandésites des unités 2, 3 et 4 (Om04-17 à -27 ; $8,62<La/Yb_N<9,95$). Les laves franchement différenciées qui caractérisent le sommet de la formation triasique de la coupe d'Al Qurti, montrent des rapports La/Yb_N qui varient entre 7.8 et 18.9 (Fig. IV.29b). La trachyandésite Om04-29 tombe dans les gammes de valeurs de La et La/Yb_N des basaltes et trachyandésites des unités 2 à 4, alors que les trachytes Om04-37 et -38 ont un rapport La/Yb_N (18,9), similaire à ceux des basaltes alcalins de la base de la coupe (Fig. IV.30b).

Les variations significatives du rapport La/Yb_N entre les termes différenciés du sommet de la coupe d'Al Qurti suggèrent que ces laves proviennent de la différenciation de magmas probablement très différents. Il en est de même entre les basaltes de la base et les basaltes et trachyandésites des unités 2 à 4, entre lesquels, les variations du rapport La/Yb_N sont associées, non pas à une évolution des teneurs en terres rares légères (Fig. IV.30a), mais à une augmentation des concentrations en terres rares lourdes (Figs. IV.28a-b).

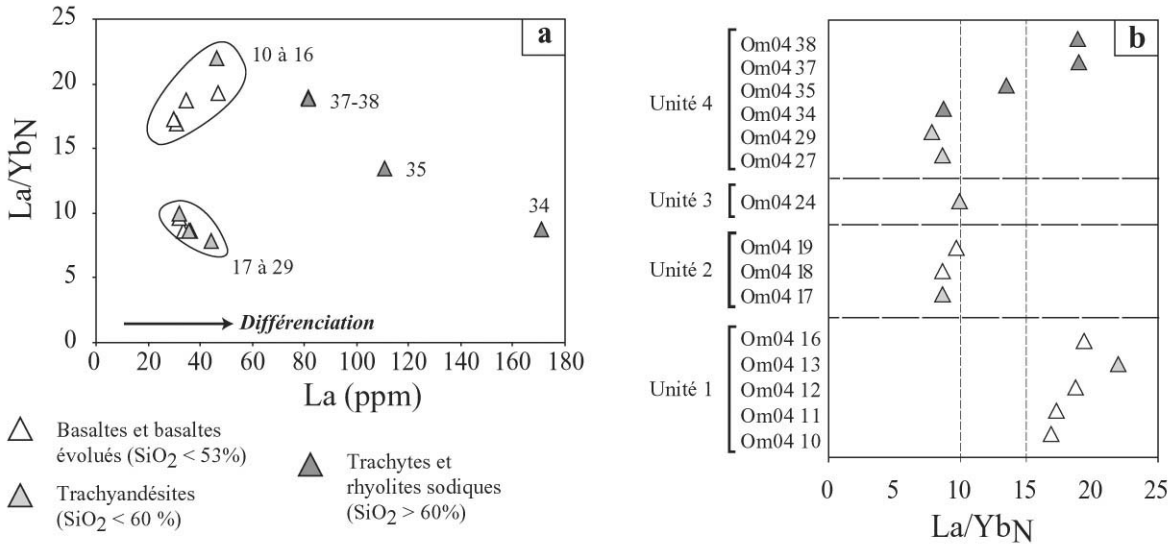


Fig. IV.30 - Diagrammes de variations du rapport La/Yb_N des échantillons de la coupe d'Al Qurti, en fonction : (a) des concentrations en La (ppm) et (b) de l'emplacement de l'échantillon étudié dans la pile tectono-stratigraphique de la coupe d'Al Qurti.

IV.4.1.2. Les laves des coupes complémentaires

La plupart des basaltes alcalins (Om-100, -101 et 106) et trachyandésites (Om-107) de la coupe de Sinni montre des spectres de terres rares et multi-élémentaires similaires aux basaltes alcalins les plus enrichis de la coupe d'Al Qurti. Ils sont caractérisés par des rapports La/Yb_N (19,5 à 22) et des concentrations en La (150 à 222 fois les chondrites) similaires. Le basalte Om-29 (individualisé sur la Fig. IV.31a) et le trachyandésite Om-97 de cette coupe sont plus appauvris en La (La_N = 89 et 109) et ont un rapport La/Yb_N également plus faible (5,9 et 12,2 respectivement). Om 97 montre un appauvrissement en Yb similaire aux basaltes enrichis alors que Om 29 possède la teneur la plus élevée en Yb. Ce basalte est donc caractérisé par un faible taux d'appauvrissement en terres rares lourdes (Sm/Yb_N = 2,8).

Comme pour les basaltes de la base de la coupe d'Al Qurti, les spectres multi-élémentaires des laves très enrichies en terres rares légères sont caractérisées par des anomalies négatives en Nb-Ta (1,01<La/Nb<1,23), alors que les échantillons Om-29 et -97 en sont dépourvues.

De même que l'échantillon Om04-29 de la coupe de Sinni, les laves de compositions basaltiques et trachyandésitiques des coupes d'Aqil et de Sayjah, présentent des spectres multi-élémentaires et de terres rares nettement moins enrichis en éléments fortement incompatibles que dans les coupes d'Al Qurti et de Sinni (Figs. IV.31b-c).

Il s'agit notamment de l'échantillon Om04-40 de Sayjah qui présente les teneurs en La les plus faibles de l'ensemble des laves triasiques analysées, avec La_N = 40. Cette concentration se corrèle à un faible taux d'enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes avec La/Sm_N = 2,39 et un faible taux d'appauvrissement en terres rares lourdes (Sm/Yb_N = 2,11). Les spectres multi-élémentaires et de terres rares de cet échantillon caractérisent cependant un enrichissement régulier depuis les éléments traces les moins incompatibles vers les éléments les plus incompatibles. Le basalte Om04-43 (Sayjah) montre un spectre similaire, avec un appauvrissement plus prononcé en terres rares lourdes (Sm/Yb_N = 3), pour des teneurs en La et un taux d'enrichissement en terres rares légères (La/Sm_N = 3,19) significativement plus élevé que Om04-40.

En revanche, l'échantillon Om04-42 présente un spectre multi-élémentaire et de terres rares atypiques avec des concentrations (Fig. IV.31c) ainsi qu'un taux d'enrichissement en terres rares légères (La/Sm_N = 3,28) quasiment identiques à Om04-43, mais un spectre quasiment plat au niveau des terres rares lourdes (Sm/Yb_N = 1,47).

Ainsi, dans la coupe de Sayjah, les variations significatives du rapport $(La/Yb)_N$ (4,8 à 9,6) sont en grande partie associées à des variations du taux d'appauvrissement en terres rares lourdes. Cette coupe reflète également l'épanchement dans le bassin d'Umar de liquides magmatiques caractérisés par des enrichissements relativement faibles en éléments très incompatibles (Th, Nb, et La) par rapport aux basaltes enrichis des coupes de Sinni et d'Al Qurti.

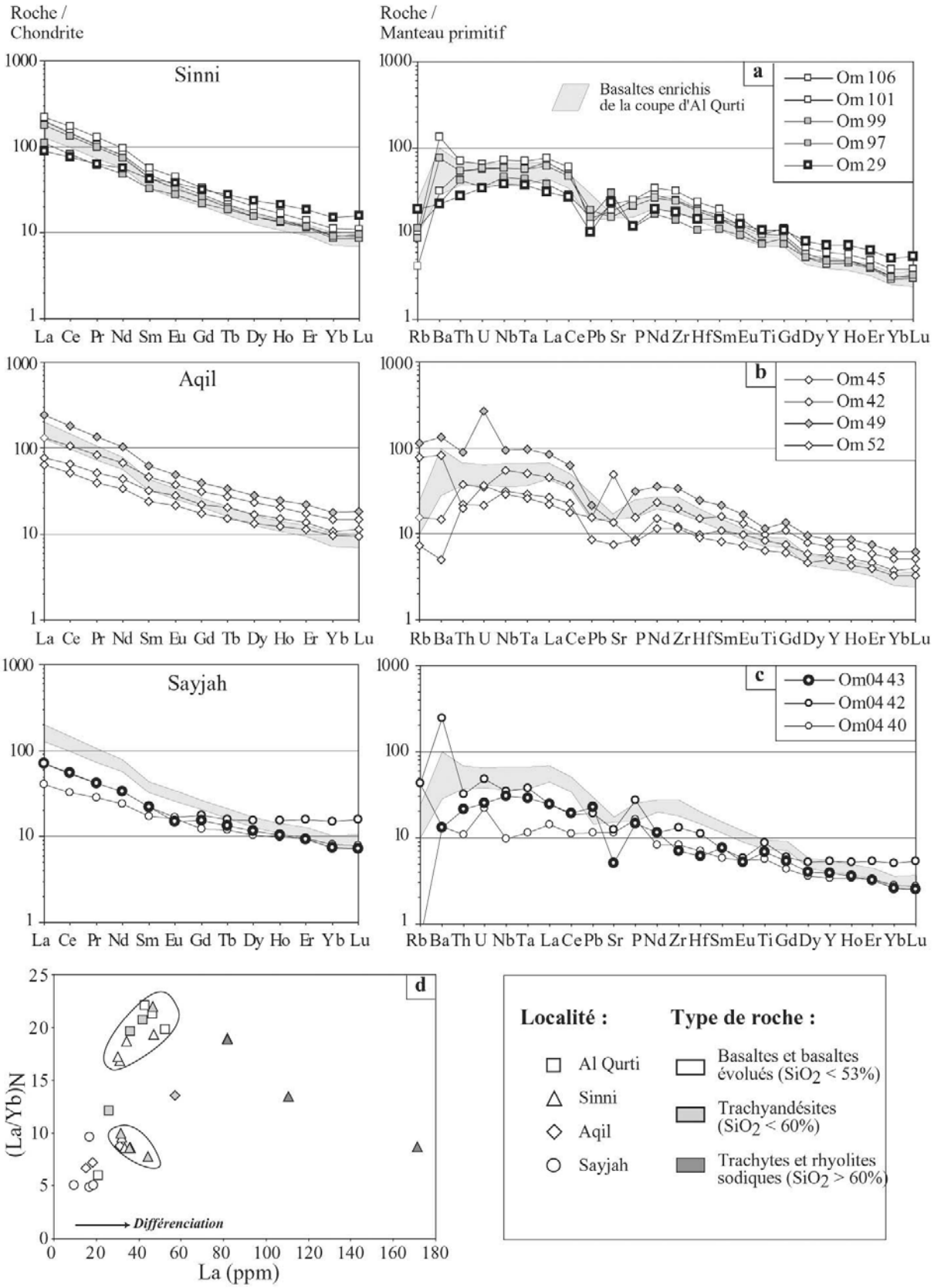


Fig. IV.31 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif pour les laves de la Fm. Sinni, échantillonnées dans les localités : **(a)** de Sinni, **(b)** d'Aqil et **(c)** de Sayjah. **(d)** Diagramme de variation du rapport $(La/Yb)_N$ en fonction des concentrations en La (ppm) des échantillons de la Fm. Sinni. Les champs de composition reportés sur ce diagramme correspondent à ceux définis pour les échantillons d'Al Qurti (voir Fig. IV.30a)

Les pillow lavas Om-42 et -52 du site d'Aqil présentent également de faibles rapports La/Yb_N compris entre 4,8 et 7,2, pour des faibles concentrations en La avec $64<La_N<78$. Contrairement à l'échantillon Om04-42 de Sayjah, les spectres des basaltes d'Aqil (Fig. IV.31b) sont régulièrement enrichis depuis les terres rares lourdes vers les terres rares légères. Les spectres de terres rares de Om-45 et -49 sont caractérisés par un taux de fractionnement plus élevé que Om-40 et -42. Cette augmentation des concentrations en terres rares semble refléter leurs compositions plus évoluées en SiO_2 et MgO. Cependant, l'augmentation des concentrations des terres rares entre Om-40 et -42, et Om-45 et -49 s'accompagne d'une augmentation significative du rapport La/Yb_N (Fig. IV.31d) indiquant que ce fractionnement en éléments traces ne dérive pas seulement d'une différenciation magmatique.

Alors que toutes les laves d'Aqil et de Sayjah présentent un enrichissement en Nb par rapport au La, l'échantillon Om04-40 présente une nette anomalie négative en Nb-Ta, caractérisée par un rapport La/Nb = 1,4.

IV.4.2. Formation Misfah

Les laves échantillonnées sur les flancs du Jabal Misfah sont également caractérisées par un enrichissement systématique des éléments en traces les plus incompatibles par rapport aux moins incompatibles.

IV.4.2.1. Les séquences volcaniques à la base de Misfah

Au sein des séquences volcaniques basales, les compositions normalisées aux valeurs chondritiques du La varient de 96 à 228. Les spectres de terres rares sont très homogènes et ne présentent aucune anomalie en Eu. Les laves les plus différenciées Om-207 et Om04-56, caractérisées par des teneurs en $MgO<4\%$ et en SiO_2 de 51,6% et 54,7%, présentent les enrichissements les plus importants en La avec $184<La_N<228$. Les rapports La/Yb_N de l'ensemble des coulées volcaniques échantillonnées varient significativement de 9 à 15.

Les spectres multi-élémentaires sont très homogènes. Ils sont caractérisés par des anomalies négatives en Pb et en Sr sauf pour l'échantillon Om04-66 qui présente des anomalies positives pour ces deux éléments, ainsi qu'une anomalie négative en Ti. De plus, l'échantillon Om04-52 montre une anomalie positive en Sr. Cette dernière est probablement reliée à l'altération importante de ce basalte aphyrique et vacuolaire dont la mésostase est intensément recristallisée.

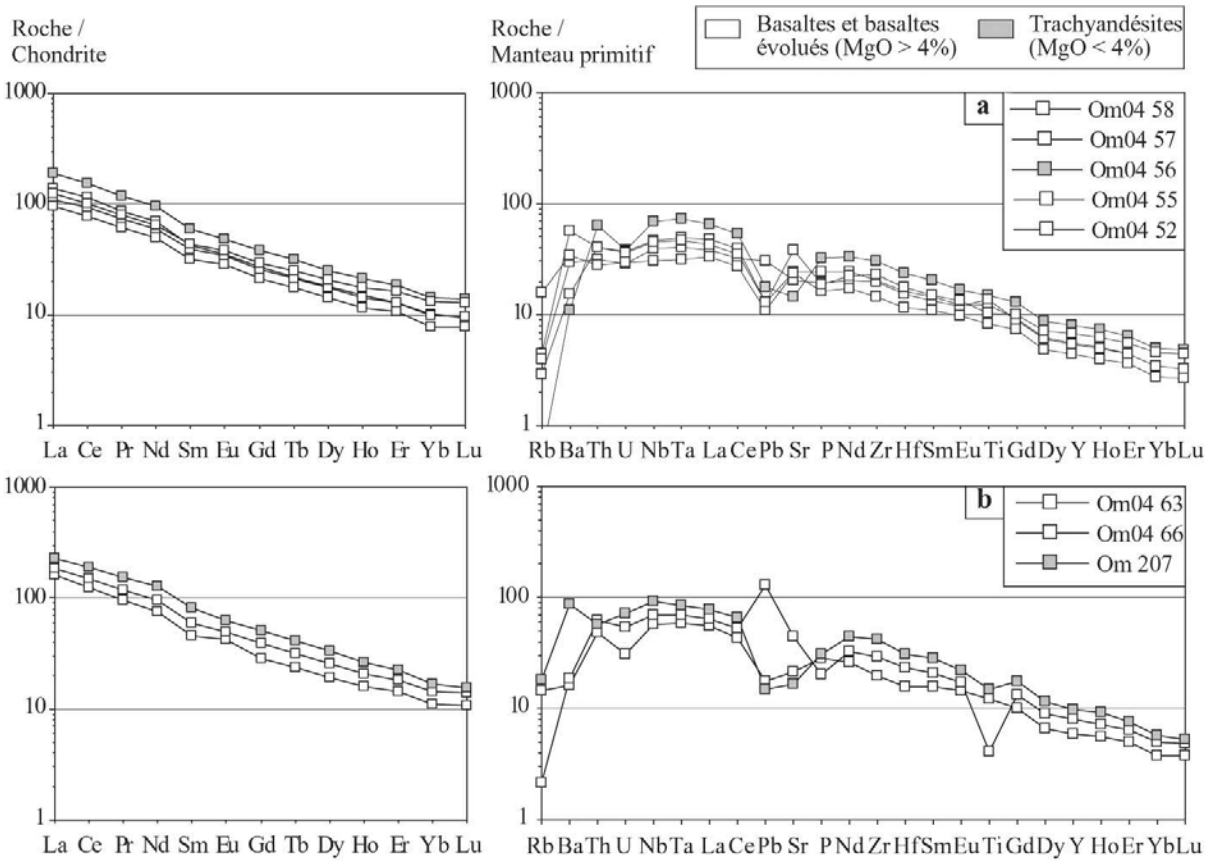


Fig. IV.32 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif pour les laves échantillonnées à la base de la Fm. Misfah **(a)** Spectres des échantillons de la séquence volcanique de la face N. **(b)** Spectres des autres échantillons prélevés à la base de la plate-forme.

Le rapport La/Nb varie entre 0,92 et 1,07 pour les échantillons de la face N et de 0,82 à 0,89 pour les échantillons de la face S (Om-207, Om-66 et Om04-66). Ces valeurs indiquent que ces laves présentent des variations significatives du Nb, mais qui ne tendent pas vers l'appauvrissement caractérisant les basaltes les plus enrichis en éléments incompatibles de la formation de Sinni.

Alors que les teneurs en La sont similaires à celles des basaltes très enrichis de la formation de Sinni, l'appauvrissement en terres rares lourdes est moins prononcé. Les rapports La/Yb_N varient de 9 à 15 et les valeurs de Sm/Yb_N varient également de 3,3 à 5,2. Les variations des teneurs en La des échantillons de composition basaltique sont relativement bien corrélées aux variations de ces deux rapports. Ces tendances suggèrent, comme pour le bassin d'Umar, que les différences de compositions entre les coulées de composition relativement primitives de Misfah ne sont pas associées à des processus de différenciation.

IV.4.2.2. Les intrusions de la plate-forme

Par rapport aux échantillons des coulées volcaniques de la base de la plate-forme de Misfah, les variations de composition en éléments en traces des différentes intrusions échantillonnées au travers de la plate-forme sont beaucoup significatives (Fig. IV.33). Elles présentent en commun des spectres de terres rares et des spectres multi-élémentaires caractérisés par un fort taux d'enrichissement en éléments en traces les plus incompatibles (Fig. IV.33).

Les spectres de terres rares sont caractérisés par des rapports La/Yb_N qui varient de 9 à 26 pour des teneurs en La qui varient de 102 à 502 fois les valeurs chondritiques.

Les spectres multi-élémentaires illustrent que ces laves sont significativement plus enrichies en Nb-Ta que les coulées volcaniques de base ($0,87<La/Nb<0,63$).

Sur les deux échantillons (Om05-31 et -32) associés respectivement à la première et à la deuxième explosion hydromagmatique, seul Om05-32 est analysé à l'ICP-MS (Fig. IV.33a). Ces deux intrusions présentent des concentrations en éléments en traces incompatibles relativement similaires, caractérisées par des compositions en La de 34 et 54 ppm et des rapports La/Yb_N de 13,2 et 14,3 (Fig. IV.34).

L'évènement magmatique suivant correspond à la mise en place de l'intrusion massive de la face Sud de Misfah. Le cœur de l'intrusion (Om 65), ainsi que les deux sills qui lui sont connectés (Om-61 et -62), sont caractérisés par des rapports La/Yb_N compris entre 14.4 et 16.9 pour des teneurs en La de 186 à 255 fois les valeurs chondritiques. Le dernier échantillon (Om-58) est prélevé dans le sill basaltique qui recoupe les calcaires et marnes de l'unité 1 et qui se trouve donc sous l'intrusion principale. Celui-ci montre un spectre de terres rares moins enrichi en terres rares légères avec une concentration en La de 102 fois les valeurs chondritiques, et un rapport La/Yb_N de 9. Ce basalte dérive d'un liquide magmatique apparemment très différent des laves directement connectées à l'important volume magmatique de l'intrusion principale. Cet échantillon pourrait donc être associé à un épisode intrusif antérieur. Alternativement, en considérant que ces magmas se soient mis en place lors du même événement tectono-magmatique, les variations de composition en éléments en traces refléteraient une forte hétérogénéité de composition des liquides émis de manière pénécontemporaine.

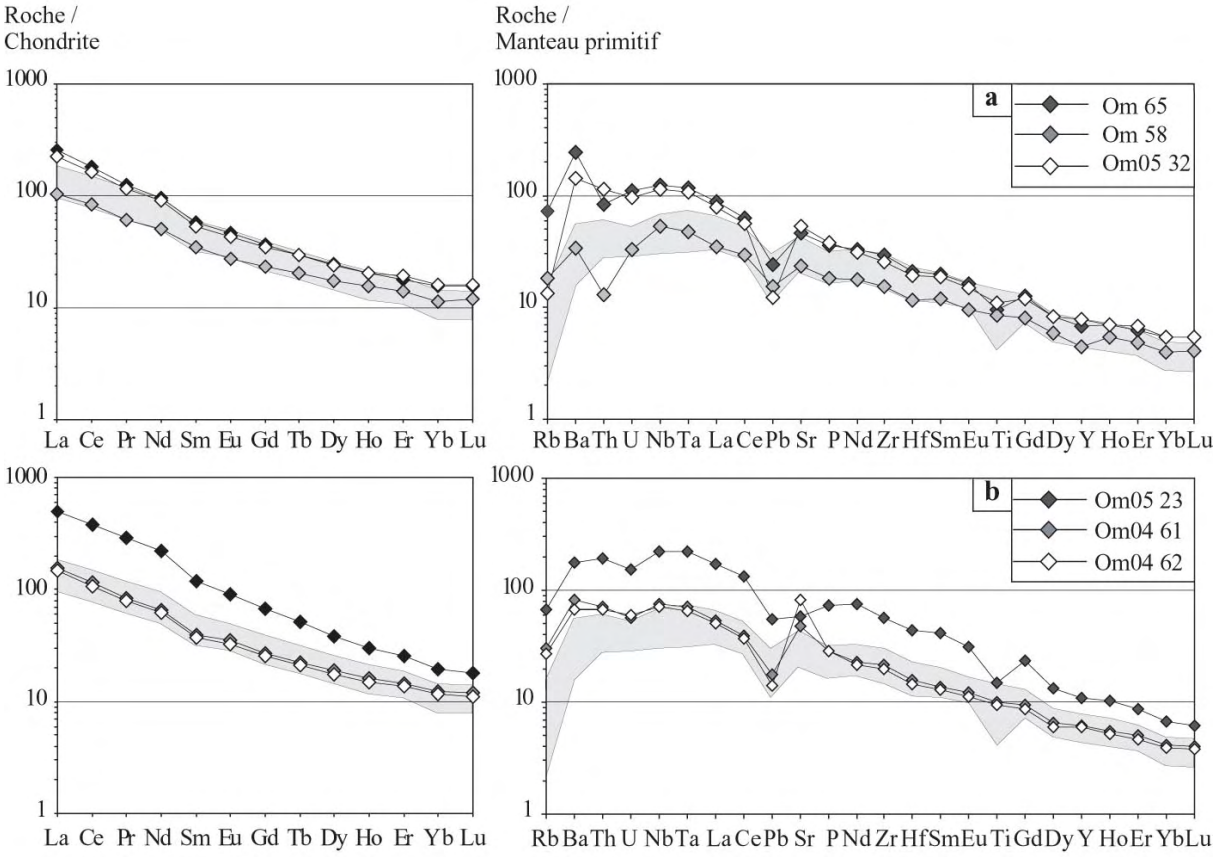


Fig. IV.33 - Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif, pour les intrusions échantillonnées dans la Fm. Misfah. **(a)** Spectres des intrusifs de la face E. **(b)** Spectres des intrusifs de la face N.

Les spectres de terres rares des intrusions de la face N sont caractérisés par des taux d'enrichissement très variés en éléments incompatibles. Les spectres de terres rares et les spectres multi-élémentaires des sills recoupant les marnes et calcaires de l'unité 1 (Om04-61 et -62) sont presque confondus. Ils sont caractérisés par des valeurs similaires de La/Yb_N (~12.7) et des teneurs en La de 156 et 146 fois les valeurs chondritiques. L'échantillon Om05-21 associé au même événement magmatique montre des teneurs similaires avec La_N = 135 et La/Yb_N = 14,7. En revanche, les deux sills recoupant les calcaires massifs de l'unité 3 montrent des concentrations extrêmement élevées en La (La_N = 367 et 502 respectivement pour Om05-22 et Om05-23) et des rapports similaires en La/Yb_N (~26). Sur le terrain, ces deux échantillons ont pourtant été prélevés dans le même sill.

A l'échelle de la plate-forme, les différents épisodes volcaniques montrent donc un large spectre de composition en terres rares légères et autres éléments en traces très incompatibles pour des concentrations en MgO et en SiO_2 caractéristiques de liquides généralement peu différenciés. Sur le digramme La/Yb_N vs La (Fig. IV.34), les coulées volcaniques de la base de la plate-forme et les intrusions qui la recoupent se dispersent dans le un champ de variation qui illustre que l'augmentation des teneurs en La se corrèle à une importante augmentation de la pente des spectres de terres rares. Une telle évolution des rapports La/Yb_N suggère que les différentes laves échantillonnées ne sont pas cogénétiques. Ces différences de composition caractérisent cependant des cortèges de sills qui ont été observés associés à un même événement tectono-magmatique (cas des sills de la face N). Elles rendent également compte de l'hétérogénéité de composition des liquides magmatiques échantillonnés au sein d'un même sill (Om05-22 et Om05-23).

On n'observe pas d'évolution temporelle de la composition des liquides émis dans la plate-forme de Misfah. Par exemple, les trois sills échantillonnés dans les calcaires et marnes de la face N, ainsi que les sills associés aux explosions hydromagmatiques de la face E de Misfah sont confondus dans le champ de composition défini par les coulées basaltiques de la base de la plate-forme (Fig. IV.33 et IV.34).

Les deux sills les plus tardifs (Om05-22 et -23) sont, par contre, caractérisés par les concentrations les plus élevées en éléments en traces incompatibles et par les rapports La/Yb_N également les plus élevés.

L'hétérogénéité de la composition des intrusifs de Misfah peut paraître singulière puisque l'étude détaillée des affleurements de Misfah a démontré que ces liquides s'étaient mis en place au cours d'événements tectono-magmatiques contemporains. Dans le diagramme de corrélation Cr (ppm) vs Zr (ppm) (Fig. IV.35), ces intrusions s'alignent le long d'une droite de mélange, alors que les coulées basales montrent une corrélation sub-verticale qui est interprétée comme reflétant le fractionnement progressif du Cr, lors de la cristallisation du clinopyroxène. Le mélange implique des liquides basaltiques relativement primaires ($5,4\% < MgO < 11,1\%$ et $SiO_2 < 50\%$). Ces derniers sont caractérisés par des rapports de terres rares La/Yb_N compris entre 9 (Om-58) et 26 (Om05-22). Dans le cas d'un mélange binaire, les deux pôles de la droite de régression, représentés par ces deux échantillons, caractérisent des liquides issus de taux de fusion partielle différents ou de sources de compositions différentes. La basanite Om05-23 et les deux basaltes Om05-21 et -31 également issus de liquides primaires ne semblent pas dériver du même mélange.

Ces résultats sont très importants car ils illustrent que les magmas intrusifs bien que caractérisés par des taux d'enrichissement variés en éléments en traces incompatibles (Fig. IV.34), ont proviennent d'un même réservoir au sein duquel le mélange a pu s'opérer. Cette hypothèse permettrait de confirmer les observations de terrains qui suggèrent que la mise en place des intrusions de Misfah se produise le long de structures tectoniques développées en réponse à la remontée d'un même ensemble magmatique.

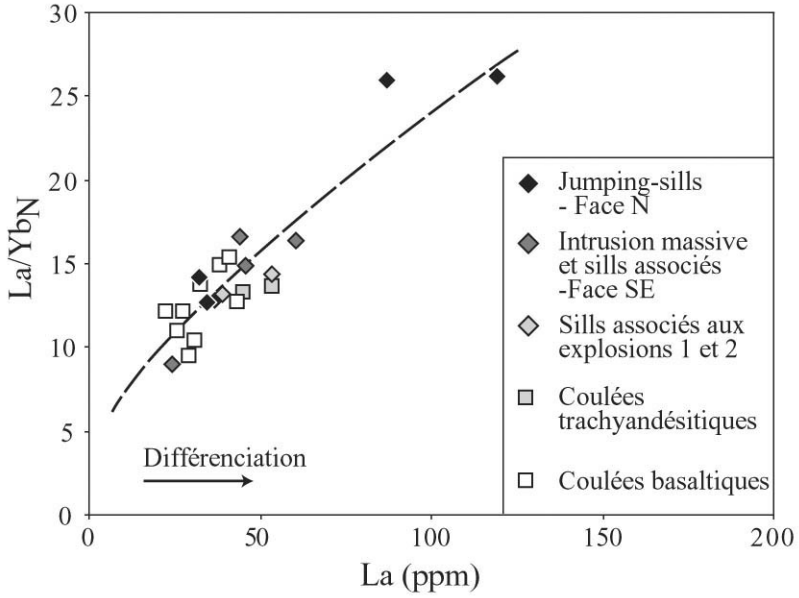


Fig. IV.34 - Diagramme de corrélation du rapport La/Yb_N vs La (ppm) pour l'ensemble des échantillons associé à la Fm. Misfah. Voir les commentaires dans le texte.

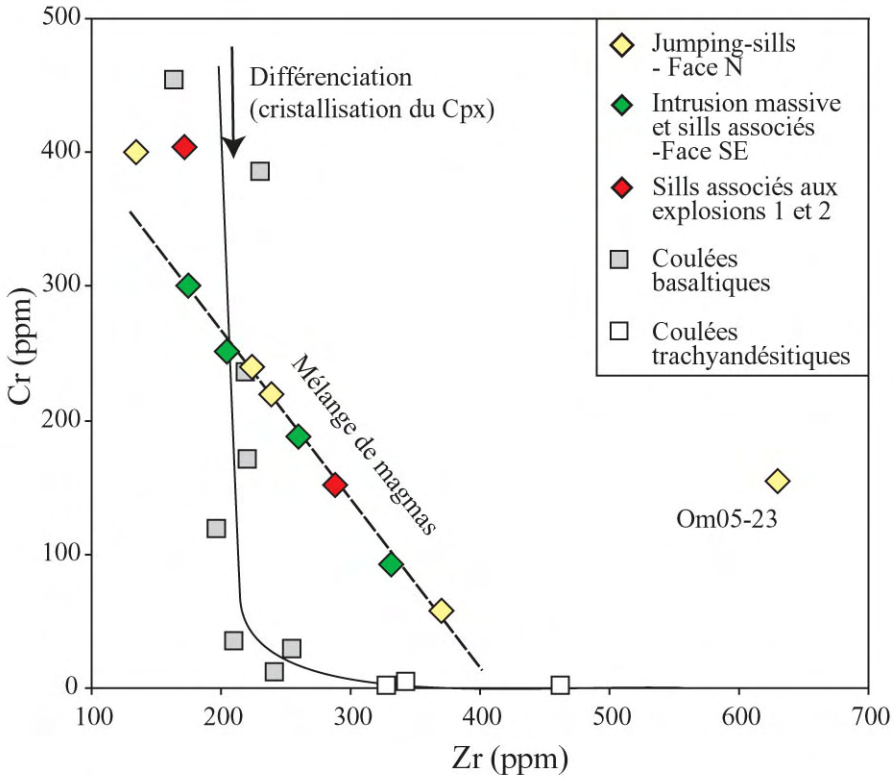


Fig. IV.35 - Diagramme Cr (ppm) vs Zr (ppm) pour les coulées volcaniques et les intrusions de Misfah.

IV.4.3. Formation Sayfam

Quatre des sept échantillons prélevés dans la formation Sayfam ont été analysés par ICP-MS. Il s'agit des basaltes Om-56 et Om-57 du site d'échantillonnage localisé au SW du Jabal Buwaydah et des basaltes Om-69 et Om-78, prélevés dans la partie NW du Jabal Buwaydah.

Les spectres de terres rares et multi-élémentaires de ces quatre échantillons sont très homogènes. Ils montrent un enrichissement important en terres rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes et en Y (Fig. IV.36).

Les basaltes alcalins du premier site ont des compositions en éléments en traces très similaires avec un taux d'enrichissement La/Yb_N identique (12 et 12.6, Fig. IV.36c).

Les spectres de terres rares des échantillons du deuxième site (Om-69 et -78) montrent des spectres similaires, mais à des taux de fractionnement différents. Les rapports La/Yb_N varie de 12 à 15,7 pour des teneurs en La respectivement de 132 et 259 fois les valeurs chondritiques. Ces deux échantillons montrent pourtant des concentrations en éléments majeurs très homogènes. Seules les teneurs en TiO_2 qui augmentent de 2,34 (Om-78) à 3,05% (Om-69), documentent un enrichissement relatif en éléments incompatibles pour le basalte le plus enrichi en terres rares.

Les spectres multi-élémentaires de ces quatre basaltes sont appauvris en terres rares lourdes et en Y. Ils présentent des anomalies négatives en P et en Pb, ainsi que des anomalies erratiques en U. Les échantillons Om-57 et -78 présentent en particulier de fortes anomalies positives en U, suggérant une modification importante des concentrations magmatiques initiales.

Ces spectres multi-élémentaires sont caractérisés par un enrichissement régulier depuis le La jusqu'au Nb.

Alors que les spectres de terres rares sont relativement similaires entre les quatre échantillons analysés à l'ICP-MS, les rapports La/Yb_N des trois autres laves échantillonnées (Om-67, -75 et -80) reflètent la présence de liquides basaltiques beaucoup plus enrichis en terres rares légères. Les compositions en terres rares de l'ensemble des échantillons du groupe d'Al Aridh montrent une nouvelle fois, des variations significatives du rapport La/Yb_N (11,8 à 18, Fig. IV.36c).

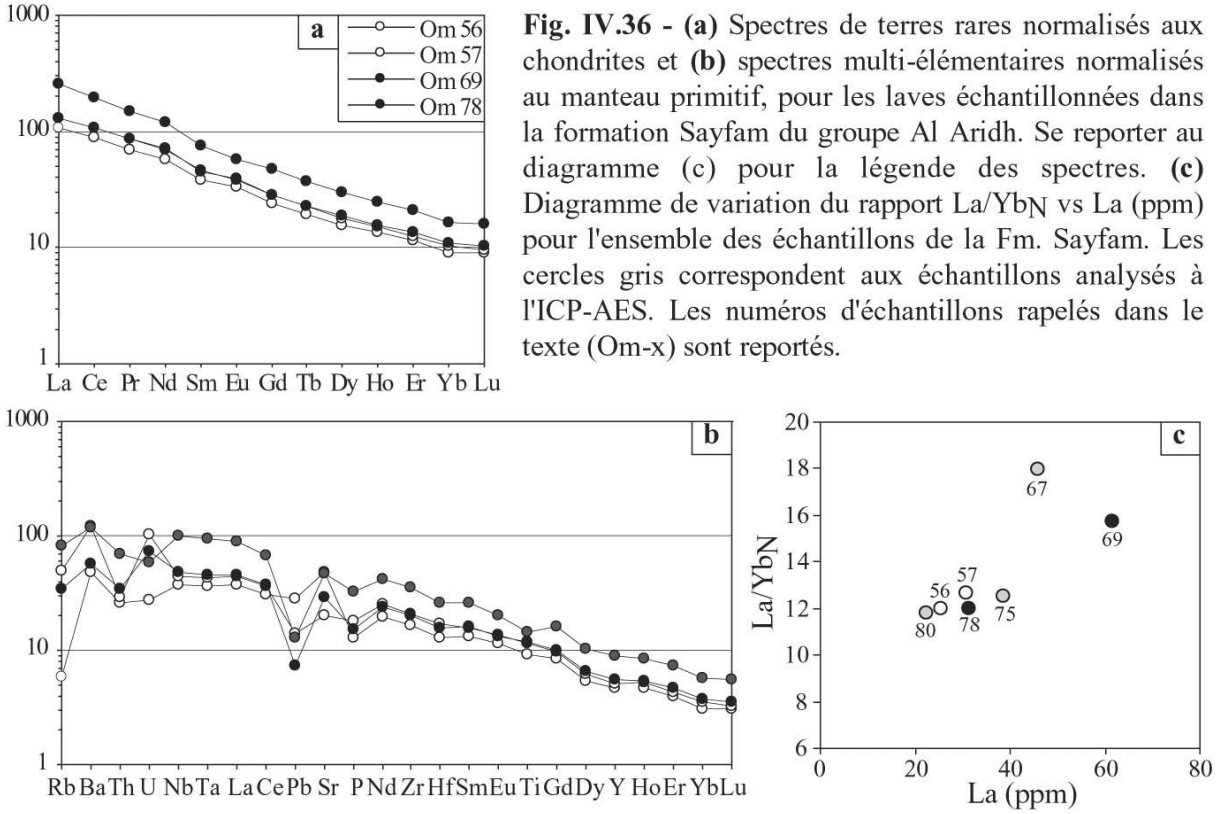


Fig. IV.36 - (a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et **(b)** spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif, pour les laves échantillonnées dans la formation Sayfam du groupe Al Aridh. Se reporter au diagramme (c) pour la légende des spectres. **(c)** Diagramme de variation du rapport La/Yb_N vs La (ppm) pour l'ensemble des échantillons de la Fm. Sayfam. Les cercles gris correspondent aux échantillons analysés à l'ICP-AES. Les numéros d'échantillons rapelés dans le texte (Om-x) sont reportés.

IV.5. Variations de la composition géochimique des laves triasiques du bassin d'Hawasina

Les laves triasiques épanchées sur la marge arabe au Trias Moyen-Supérieur sont caractérisées par des teneurs élevées en Na_2O+K_2O qui témoignent que ce magmatisme est en grande majorité dominé par des laves d'affinité alcaline. Alors que les concentrations en Na et K ont été modifiées lors des processus d'altération et de métamorphisme de bas degré, les teneurs élevées en Ti des échantillons de composition basaltique (TiO_2>1,8% à l'exception de Om-52, Om04-40 et -43 du bassin d'Umar, Fig. IV.37a), leurs concentrations également élevées en P_2O_5 et plus généralement, l'enrichissement systématique en éléments en traces incompatibles par rapport aux éléments en traces moins incompatibles (Fig. IV.37b-c) sont classiquement documentés dans le magmatisme intraplaque d'affinité alcaline (Wilson, 1989 ; Sun & McDonough, 1989 ; Willbold & Stracke, 2006).

Sur le diagramme de Winchester et Floyd (1977, Fig. IV.37b), ces basaltes montrent des rapports Nb/Y qui témoignent, au même titre que les variations des teneurs en TiO_2 ou en alcalins (Na et K), de la présence de basaltes d'affinité sub-alcaline à alcaline.

La corrélation des rapports Nb/Y et Zr/Y est utilisée par Fitton et al. (1997) pour illustrer l'existence d'un champ de composition discriminant les laves portant la signature du panache islandais, des laves de type N-MORB qui en sont dépourvues (Fig. IV.37c). Sur ce diagramme sont reportés les champs de composition des picrites, des tholéiites et des laves alcalines à sub-alcalines échantillonnées dans la zone néo-volcanique de l'île par Kokfelt et al. (2006). Les rapports d'éléments en traces des basaltes triasiques d'Oman sont systématiquement plus élevés que ceux des tholéiites intraplaques ou de rift influencées par le panache islandais, ou par le manteau supérieur appauvri (type N-MORB). Ces rapports élevés illustrent une nouvelle fois l'affinité majoritairement alcaline du magmatisme étudié.

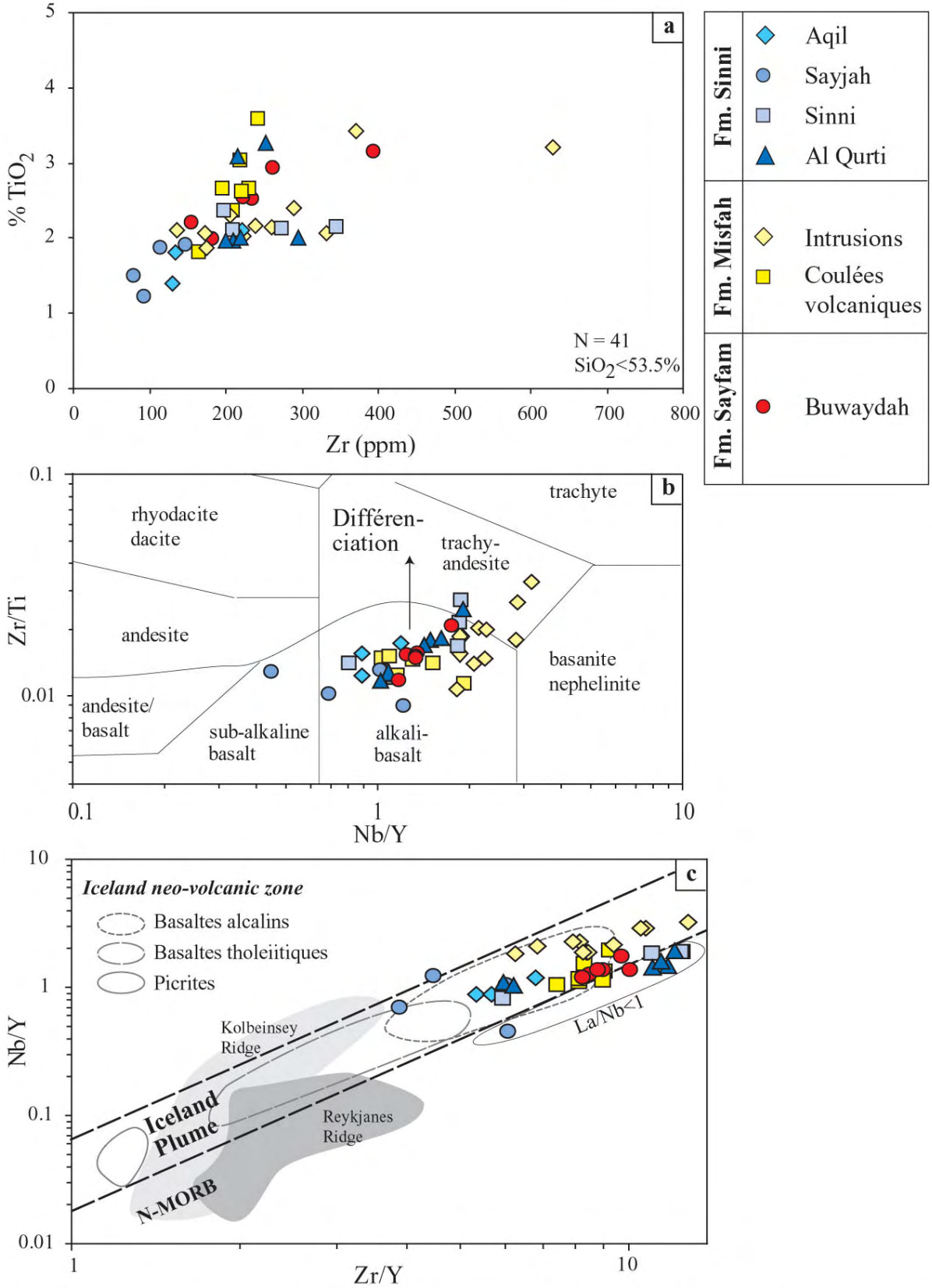


Fig. IV.37 - Diagrammes **(a)** TiO_2 (%) vs Zr (ppm), **(b)** Zr/Ti vs Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) et **(c)** Nb/Y vs Zr/Y (Fitton et al., 1997) où sont reportés les échantillons de compositions basaltiques des formations triasiques du bassin d'Hawasina. Les champs reportés sur le diagramme (c) sont d'après Kokfelt et al. (2006).

Comparée aux basaltes des îles intra-océaniques de Sun & McDonough (1989), la majorité des basaltes et basaltes évolués des formations de Misfah, de Sinni et de Sayfam, montre un enrichissement similaire en LREE, ainsi qu'un appauvrissement similaire en HREE et en Y (Fig. IV.38). Les variations les plus notables sont illustrées sur la Fig. IV.38c, où un basalte alcalin de la formation de Sinni est comparé aux laves sub-alcalines des coupes de Sinni (Om-29) et de Sayjah (Om04-40). Ces trois spectres se différencient tout d'abord en fonction du taux d'enrichissement en éléments les plus incompatibles (Om-106 et Om04-40), mais également par le taux d'appauvrissement en HREE et en Y (Om-106 et Om-29). Ces variations sont particulièrement bien illustrées par la diminution du rapport Sm/Yb_N entre les deux échantillons Om-106 et Om-29 (Fig. IV.38c). Les intrusions de Misfah, caractérisées par des spectres multi-élémentaires parmi les plus enrichis en éléments incompatibles, montrent également des concentrations plus fortes en HREE et en Y par rapport aux coulées volcaniques basales (Fig. IV.38a).

Les spectres multi-élémentaires des laves alcalines des formations de Sinni, de Misfah et de Sayfam sont également caractérisés par un appauvrissement relatif en Nb, Ta ainsi qu'en Rb par rapport aux OIB de Sun & McDonough (1989, Figs. IV.37a-b). Les basaltes alcalins les plus enrichis de la formation de Sinni (Fig. IV.37b), mais également l'échantillon Om04-40 caractérisé par la concentration la plus faibles en LREE (Fig. IV.37c), présentent des anomalies négatives en Nb. Celles-ci provoquent une diminution significative du rapport Nb/Y des laves du bassin d'Umar, et leur déviation par rapport au champ de corrélation des basaltes d'Islande (Fig. IV.36c). A contrario, la majorité des intrusions de Misfah montre un enrichissement systématique en Nb (Fig. IV.38a-4.37c) qui les rapproche de la composition typique des basaltes des îles océaniques (Fig. IV.38a).

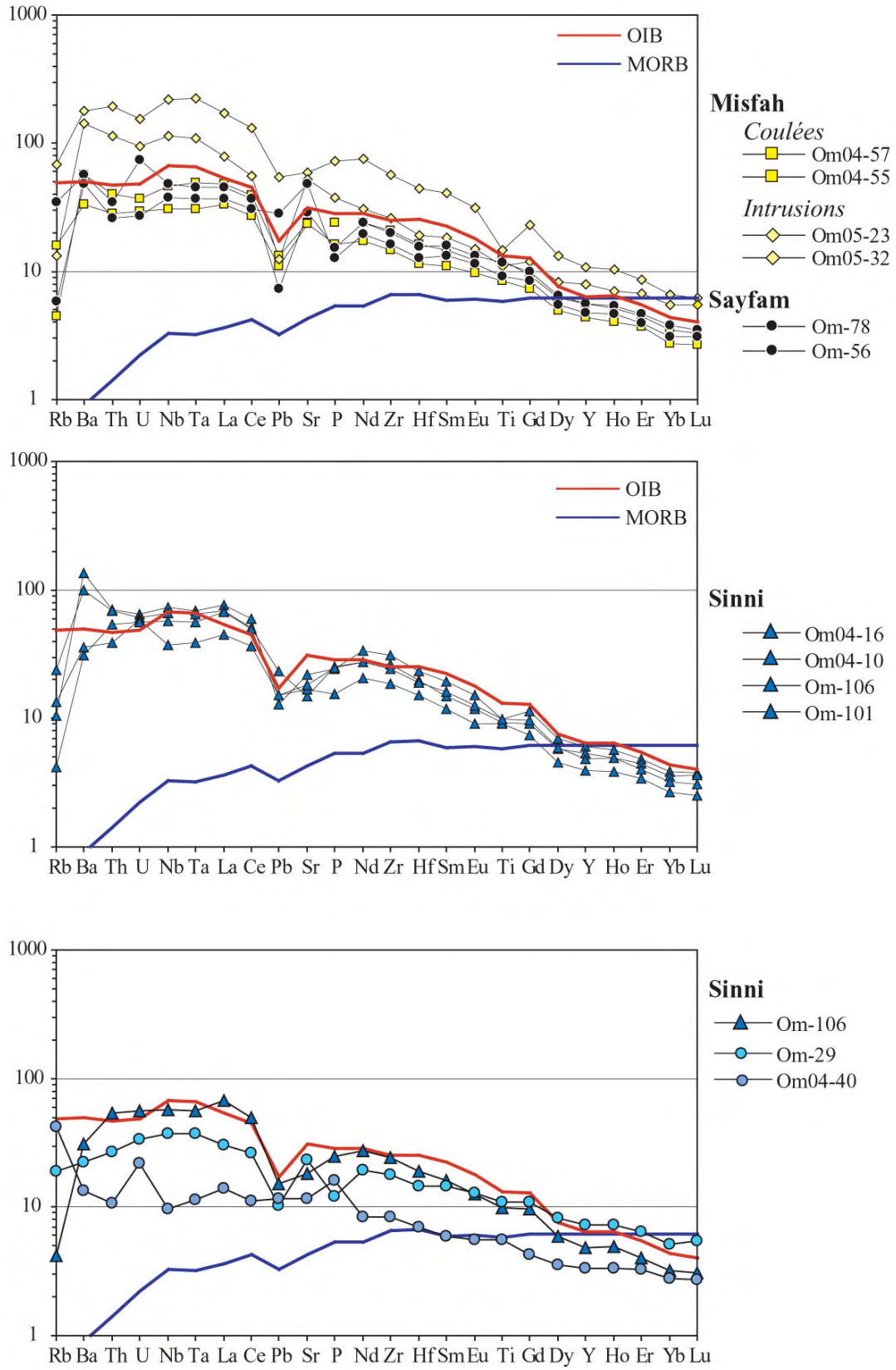


Fig. IV.38 - Spectres multi-élémentaires d'une sélection de basaltes et de basaltes évolués des différentes formations volcaniques du bassin d'Hawasina et comparaison avec la composition des OIB et N-MORB de Sun & McDonough (1989).

Malgré l'absence de liquides basaltiques réellement appauvris en éléments incompatibles, les laves triasiques du bassin d'Hawasina montrent donc des signatures géochimiques variées. Ces variations sont particulièrement bien exprimées par les rapports Nb/Y et Zr/Y (Figs. IV.37b-c). De plus, les corrélations constatées entre le La et les rapports La/Yb_N et Sm/Yb_N (Figs. IV.39a-bc) des échantillons de composition basaltique, indiquent que les variations de composition en terres rares ne dérivent pas d'un processus de fractionnement lié à la différenciation des magmas, mais reflètent en premier lieu les variations des conditions de genèse des liquides parentaux.

Dans ce contexte, les variations de concentrations en éléments traces sont susceptibles de fournir des informations sur l'hétérogénéité des sources de ces magmas et/ou sur leurs conditions de genèse (profondeur et taux de fusion partielle).

Pour exemple, alors que les concentrations élevées en Nb sont caractéristiques des basaltes des îles intra-océaniques (OIB, Sun & McDonough, 1989 ; Willbold & Stracke, 2006 ; Figs. IV.38a-b), les anomalies négatives en Nb (et Ta) sont classiquement documentées dans les basaltes continentaux, où elles reflètent les interactions ayant lieu entre les liquides primaires et la lithosphère continentale (Gibson et al., 1995 ; Pik et al., 1998 ; Arndt & Christensen, 1992 ; Lassiter & DePaolo, 1997).

L'appauvrissement en HREE et en Y des basaltes alcalins enrichis de Misfah, Sinni et Sayfam est caractérisé par des rapport Sm/Yb_N généralement supérieurs à 4 (Fig. IV.39b). Ces valeurs sont également caractéristiques des données compilées sur les OIB qui montrent des rapports Sm/Yb_N moyens ($4,79 \pm 0,56$) indiquant qu'ils proviennent généralement de la fusion partielle d'une péridotite à grenat (Willbold & Stracke, 2006). A contrario, les teneurs élevées en HREE et en Y de l'échantillon Om-29 suggèrent que ce basalte dérive d'un magma généré à plus faible profondeur. Les échantillons Om-106 et Om04-40 qui présentent des fortes variations de concentration en LREE pour une même concentration en Y illustrent que les magmas étudiés dérivent probablement de taux de fusion partielle très différents d'une même source, ou bien d'une variation significative de la composition géochimique de cette source.

Les analyses de la composition isotopique en Nd, Sr et Pb des laves étudiées vont permettre de mieux contraindre les signatures géochimiques associées aux hétérogénéités des sources, et donc celles associées aux variations du taux de fusion partielle.

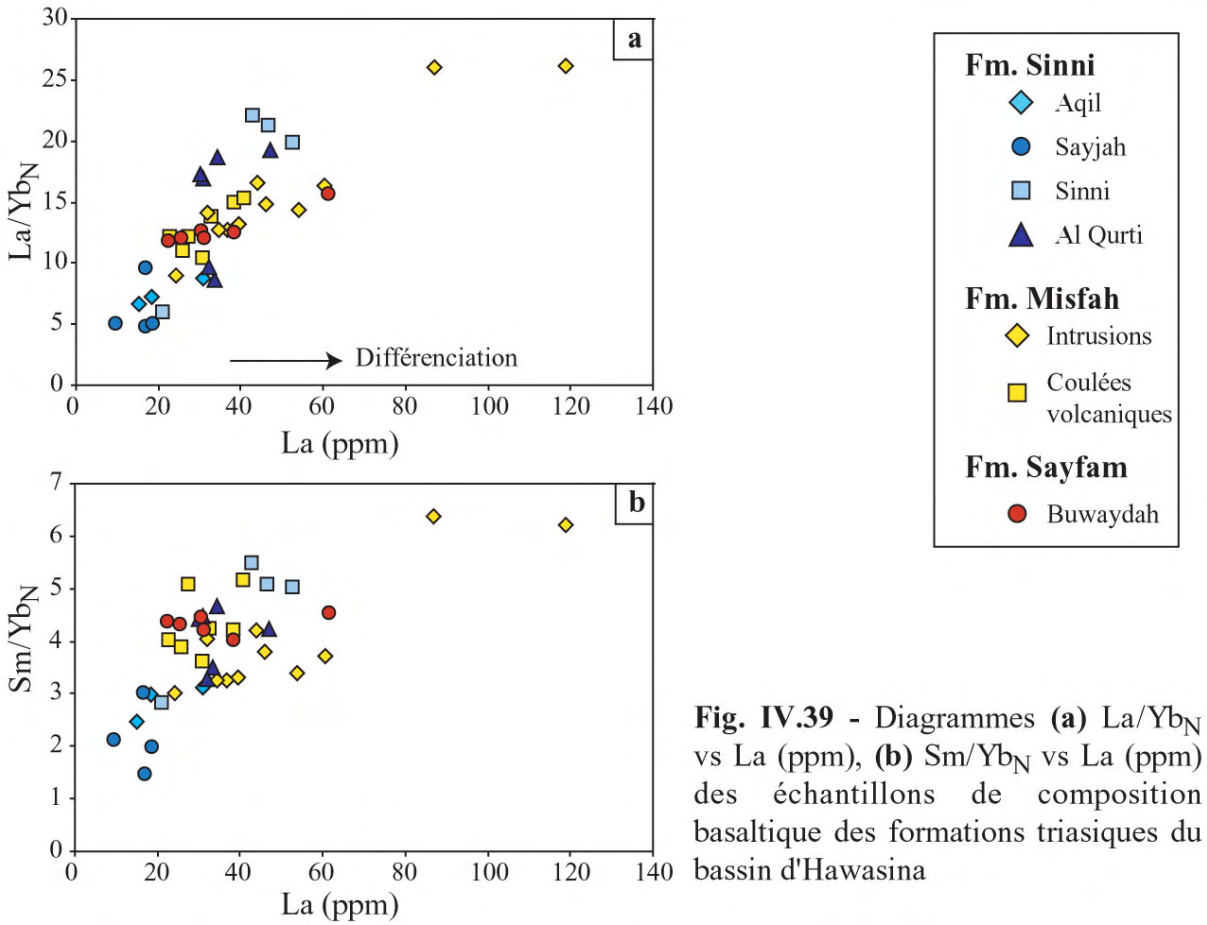


Fig. IV.39 - Diagrammes **(a)** La/Yb_N vs La (ppm), **(b)** Sm/Yb_N vs La (ppm) des échantillons de composition basaltique des formations triasiques du bassin d'Hawasina

IV.6. Compositions isotopiques du Nd-Sr-Pb

IV.6.1. Avant propos : problèmes liés à l'altération et sélection des échantillons

Les rapports isotopiques mesurés du Nd, du Sr et du Pb des laves triasiques résultent des effets de la décroissance radioactive, qui est fonction de leur âge de mise en place et de la concentration initiale de la roche en éléments radioactifs (Rb, Sm et U-Th). Celle-ci varie notamment en fonction du taux de différenciation de la lave analysée. Les rapports isotopiques sont donc en partie corrigés de cette désintégration radioactive en fonction de la concentration en élément père de chaque échantillon. L'âge utilisé pour la correction correspond à 230 Ma (Ladinien-Carnien), soit l'âge moyen des dykes de Misfah, mesurés par la méthode Ar-Ar et qui sont compatibles aux contraintes biostratigraphiques apportées par Pillevuit (1993) sur l'âge de la formation Misfah, ainsi que par De Wever et al. (1990) sur l'âge Carnien des sédiments surmontant les épanchements volcaniques des formations de Sinni et de Sayfam.

Le principal problème lié à l'étude isotopique des laves anciennes réside dans les modifications de la composition chimique initiale de ces roches au cours du métamorphisme, de l'hydrothermalisme ou de l'altération météorique.

Ces processus ont provoqué des recristallisations secondaires qui sont susceptibles de modifier le bilan chimique et isotopique initial de la roche totale. Dans ce contexte, le lessivage acide effectué sur les poudres de roches en amont de la séparation isotopique (voir procédures analytiques en annexe) est indispensable et permet de limiter ces effets. Les processus secondaires peuvent également provoquer une modification significative de la concentration de certains éléments en traces reconnus comme particulièrement mobiles. Il s'agit notamment des LILE, dont les variations de concentration mises en évidence précédemment sont le signe d'une ouverture du système chimique initial de la roche.

Afin de tester le comportement des éléments en traces associés aux différents systèmes isotopiques utilisés, les teneurs en Sm, Nd, U et Pb sont reportées en fonction du Th (Fig. IV. 40). Le La est également reporté en fonction du Th. Dans ce dernier diagramme, les échantillons analysés se répartissent le long d'une droite de régression très bien corrélée (Fig. IV.40a). Celle-ci reflète le comportement immobile du Th lors des processus post-magmatiques. De même, les très bonnes corrélations obtenues pour le Nd et le Sm en fonction des variations du Th reflètent l'immobilité de ces éléments en traces au cours du métamorphisme de bas degré et de l'altération subis par ces roches volcaniques.

La sélection pour les analyses isotopiques du Pb a été faite dans le but de refléter au mieux les variations pétrographiques et géochimiques observées, mais également sur la base des analyses isotopiques du Nd. Les échantillons les plus altérés ont été écartés. Néanmoins, les échantillons sélectionnés peuvent présenter de légères anomalies en Pb et/ou en U sur les spectres multi-élémentaires. Sur les diagrammes de variation Pb vs Th et U vs Th (Figs. IV.40a-b), les échantillons sélectionnés pour les analyses isotopiques du Pb montrent effectivement une plus grande dispersion que pour le Nd et le Sm. Les variations de composition les plus significatives sont particulièrement documentées par les anomalies positives en U et Pb des spectres multi-élémentaires des pillow lavas Om-49 et -52 de la coupe d'Aqil, Om04-40 et -43 de Sayjah et Om04-12 d'Al Qurti. Ces anomalies, ainsi que les rapports Th/Pb<5 et Th/U<2,5, reflètent une modification probable des concentrations

magmatiques initiales de ces roches. Ces compositions peuvent cependant caractériser des processus de contamination. Ces quelques roches ont tout de même été analysées.

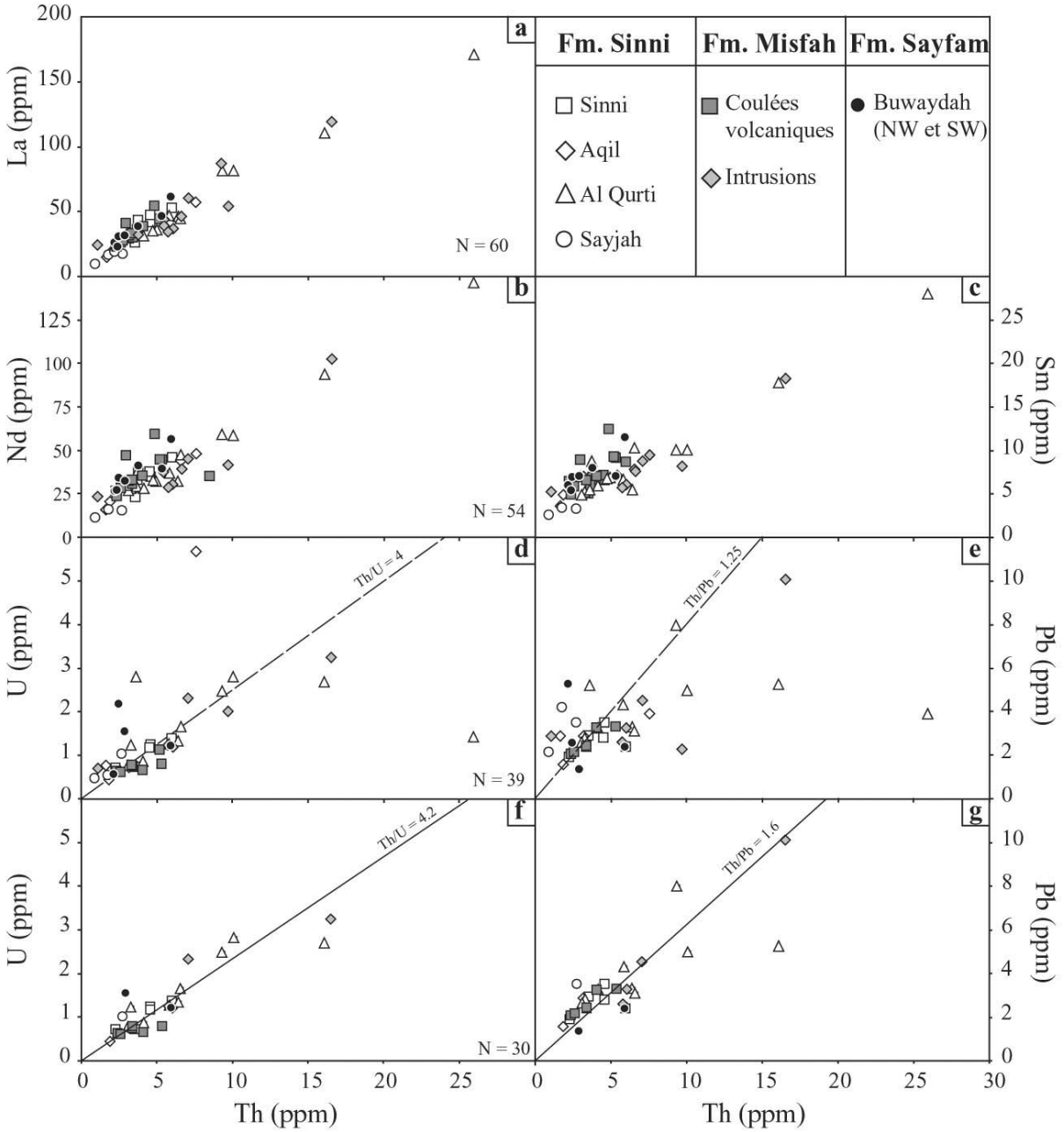


Fig. IV.40 - Diagrammes de corrélations **(a)** Th (ppm) vs La (ppm), **(b)** Th (ppm) vs Nd (ppm), **(c)** Th (ppm) vs Sm (ppm), **(d)** et **(f)** Th (ppm) vs U (ppm), **(e)** et **(g)** Th (ppm) vs Pb (ppm). Sur les 60 compositions géochimiques analysées, les isotopes du Nd ont été mesurés sur les 54 échantillons des diagrammes (b) et (c) et sur les 39 échantillons des diagrammes (d) et (e). Les corrélations reportées sur ces deux derniers diagrammes correspondent à des rapports Th/U et Th/Pb équivalents aux valeurs moyennes des OIB de Sun & McDonough (1989). Les diagrammes (f) et (g) illustrent les teneurs en U, Pb et Th des échantillons dont la composition en Pb et en U montre de faibles variations par rapport au Th. Sur ces deux diagrammes, les échantillons s'alignent le long de droites de régression caractérisées par un coefficient de corrélation $R^2 = 0.79$ et $R^2 = 0.76$.

Les diagrammes (f) et (g) de la Fig. IV.40 illustrent que la plupart des échantillons analysés montrent des rapports Th/Pb et Th/U relativement proches des valeurs typiques des OIB (respectivement 1,25 et 3,92, rapports reportés sur les diagrammes de la Figs. IV.40d-e, Sun & McDonough, 1989). Ces laves peuvent donc être considérées comme n'ayant subi qu'une modification limitée de leurs teneurs en U, Th et Pb. Dans ces mêmes champs de variations, les laves les plus différenciées de la coupe d'Al Qurti marquent une évolution cohérente avec celle attendue au cours de la différenciation magmatique. Les coulées les plus acides Om04-34 et Om04-35 se distinguent des compositions affichées par les trachytes Om04-37 et -38 avec un fractionnement significatif des rapports Th/Pb et Th/U. Sur les spectres multi-élémentaires, cette évolution se traduit par une anomalie négative en Pb et U qui s'accroît en fonction du taux de différenciation de ces quatre échantillons (Fig. IV.28c). Ce fractionnement différentiel entre les coulées acides et les trachytes Om04-37 et -38 est également documenté par les variations de concentrations en Eu, Sr et de Al_2O_3 (Fig. IV.29). La rhyolite Om04-34 est cependant caractérisée par une mésostase particulièrement altérée et la chute importante des teneurs en Pb et en U de cet échantillon (Th = 26 ppm, Fig. IV.40d) est susceptible d'être associée à un processus de lessivage.

Les analyses isotopiques du Sr ont été systématiquement associées à celles du Nd, à l'exception des échantillons de la face N de la montagne de Misfah (Tableau II). Les perturbations post-magmatiques mises en évidences par les fortes valeurs de la perte au feu, par les variations de concentration en éléments majeurs alcalins (Na, K, Ca) et en éléments traces de type LILE (Cs, Ba, Rb, Sr) rendent l'interprétation de ces rapports isotopiques particulièrement délicate. De plus, le lessivage systématique des échantillons analysés n'a pas été suivi par une analyse des lessivats. Ceci empêche toute caractérisation de la composition élémentaire et isotopique des phases secondaires dissoutes, et de définir leur contribution dans le bilan isotopique de la roche.

Les diagrammes de corrélation de Rb et Sr vs Zr illustrent l'importance de ces perturbations et des modifications qu'ont subi les rapports initiaux Rb/Sr (Fig. IV.41). Les échantillons d'Al Qurti qui dérivent de liquides plus ou moins différenciés ont montré une évolution cohérente des teneurs en Al_2O_3 et Eu en fonction de SiO_2, ce qui reflète la cristallisation du plagioclase. Les dispersions des teneurs en Sr par rapport à cette tendance illustrent les modifications post-magmatiques importantes qu'a subi cet élément (Fig. IV.29). Les tendances illustrées par les échantillons de la coupe d'Al Qurti et les échantillons de Sinni dans le digramme Rb vs Zr sont très similaires à celles obtenues sur le diagramme K_2O vs Zr (Fig. IV.17f). Elles montrent une déviation de la composition de ces laves vers des teneurs très faibles en K et en Rb, ce qui est contraire à l'évolution attendue au cours d'une variation du taux de fusion ou d'une différenciation magmatique. De plus, une partie des échantillons de la coupe de Sinni montre une dispersion des teneurs en Sr vers des concentrations beaucoup plus élevées que celles des basaltes et trachyandésites d'Al Qurti. Les échantillons des séquences volcaniques de Misfah et l'échantillon Om04-43 de la coupe de Sayjah montrent des perturbations similaires avec une forte remobilisation de leurs teneurs en Rb et en K_2O (Fig. IV.41).

Les modifications post-magmatiques de tous ces échantillons semblent donc, en particulier, associées à une remobilisation du Rb. L'échantillon Om-45 d'Aqil est au contraire caractérisé par un pic de concentration en Sr (1050 ppm), très bien défini sur le spectre multi-élémentaire correspondant (Fig. IV.31b). Cette accumulation du Sr et plus généralement le lessivage du Rb suggèrent que les rapports Rb/Sr aient été sous-estimés pour une majorité des échantillons analysés.

Certains échantillons présentent, au contraire, des perturbations secondaires qui caractérisent une augmentation anormale du rapport Rb/Sr. Les échantillons Om04-29 et Om04-34 d'Al Qurti présentent sur le diagramme Sr vs Zr (Fig. IV.41a) les teneurs les plus faibles en Sr. Ces concentrations sont susceptibles de provoquer une surestimation du rapport Rb/Sr qui devrait avoir pour conséquence une chute importante du rapport isotopique actuel.

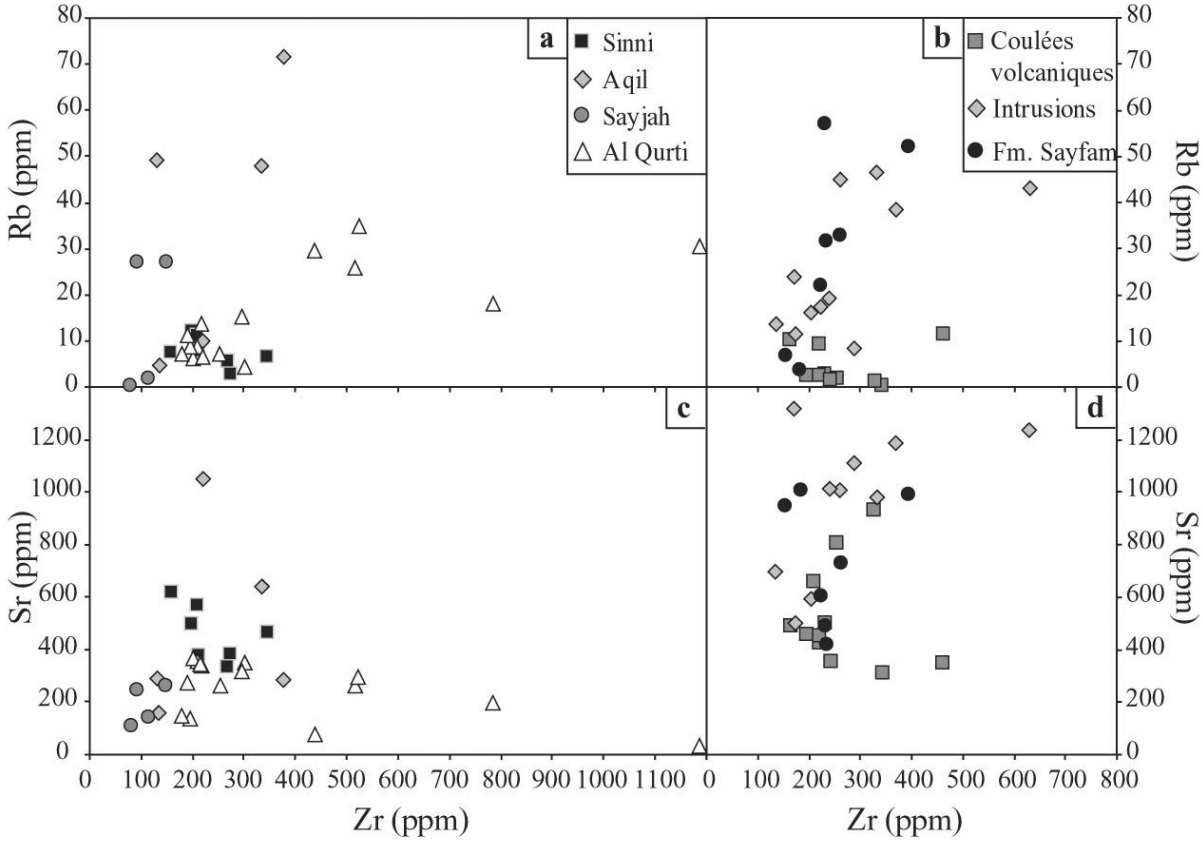


Fig. IV.41 - Diagrammes Rb (ppm) vs Zr (ppm) et Sr (ppm) vs Zr (ppm) pour, **(a)** et **(c)** les échantillons de la Fm. Sinni, et **(b)** et **(c)** les échantillons des Fms. Misfah et Sayfam.

Tableau IIb - Compositions isotopiques en Nd, Sr et Pb des échantillons des séquences volcaniques triasiques du bassin d'Hawasina (incertitude de la mesure : 2σ)

	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd_i$	εNd_i	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$	εSr_i		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb_i$	$^{207}Pb/^{204}Pb_i$	$^{208}Pb/^{204}Pb_i$
Al Qurti									**Al Qurti**						
Om 04 10	0.512294 ± 8	0.114	0.51212	**-4.29**	0.706350 ± 8	0.070	0.70612	**26.86**	Om 04 10	17.4943 ± 4	15.3298 ± 4	37.8082 ± 12	16.52	15.28	36.96
Om 04 11	0.512282 ± 15	0.112	0.51211	**-4.45**	0.705829 ± 10	0.049	0.70567	**20.42**	Om 04 11	17.5206 ± 5	15.3451 ± 6	37.9099 ± 15	16.86	15.31	37.05
Om 04 11dup.	*0.512317 ± 8*	*0.112*	*0.51215*	*-3.76*	*0.705823 ± 9*	*0.049*	*0.70566*	*20.33*							
Om 04 12	0.512329 ± 8	0.113	0.51216	**-3.58**	0.705782 ± 8	0.057	0.70560	**19.41**	Om 04 12	18.0601 ± 5	15.3981 ± 7	37.9644 ± 17	16.86	15.34	37.45
Om 04 13	0.512437 ± 9	0.104	0.51228	**-1.21**	0.705783 ± 9	0.035	0.70567	**20.42**	Om 04 13	17.7923 ± 8	15.3738 ± 8	38.4578 ± 24	16.89	15.33	37.04
Om 04 16	0.512392 ± 34	0.108	0.51223	**-2.20**	0.705658 ± 10	0.140	0.70520	**13.79**	Om 04 16	17.7423 ± 6	15.3805 ± 5	38.3722 ± 14	17.08	15.35	37.38
Om 04 17	0.512644 ± 6	0.130	0.51245	**2.08**	0.705984 ± 15	0.180	0.70539	**16.55**							
Om 04 18	0.512734 ± 8	0.138	0.51253	**3.59**	0.706109 ± 9	0.079	0.70585	**23.02**							
Om 04 19	0.512739 ± 5	0.143	0.51252	**3.54**	0.706026 ± 7	0.115	0.70565	**20.16**							
Om 04 24	0.512732 ± 8	0.128	0.51254	**3.86**	0.705798 ± 9	0.118	0.70541	**16.78**	Om 04 24	18.8267 ± 7	15.5678 ± 7	39.1755 ± 22	18.21	15.54	38.23
Om 04 27	0.512651 ± 6	0.127	0.51246	**2.30**	0.705781 ± 9	0.143	0.70531	**15.37**							
Om 04 29	0.512726 ± 5	0.132	0.51253	**3.61**	0.714452 ± 80	1.157	0.71067	**91.42**	Om 04 29	19.0324 ± 6	15.5617 ± 5	39.2381 ± 15	17.80	15.50	37.63
Om 04 34	0.512692 ± 8	0.115	0.51252	**3.45**	0.710884 ± 17	2.532	0.70260	**-23.11**	Om 04 34	18.7785 ± 15	15.5614 ± 13	41.0226 ± 38	17.91	15.52	35.91
Om 04 35	0.512679 ± 6	0.115	0.51251	**3.21**	0.705373 ± 11	0.261	0.70452	**4.12**	Om 04 35	18.8748 ± 7	15.5437 ± 12	39.6130 ± 18	17.69	15.48	37.30
Om 04 37	0.512668 ± 9	0.103	0.51251	**3.34**	0.705143 ± 9	0.285	0.70421	**-0.27**	Om 04 37	18.7146 ± 6	15.5079 ± 6	38.9815 ± 16	18.00	15.47	38.10
Om 04 37dup.	*0.512644 ± 8*	*0.103*	*0.51249*	*2.87*	*0.705041 ± 8*	*0.285*	*0.70411*	*-1.72*							
Om 04-38	0.512726 ± 4	0.104	0.51257	**4.44**					Om 04-38	19.0516 ± 9	15.5368 ± 7	39.2490 ± 29	17.74	15.47	37.71
Sinni									**Sinni**						
Om 29	0.512733 ± 9	0.150	0.51251	**3.23**	0.705893 ±11	0.071	0.70566	**20.33**	Om 29	19.6348 ± 13	15.6148 ± 33	39.6663 ± 33	18.76	15.57	38.74
Om 97	0.512560 ± 10	0.133	0.51236	**0.34**	0.705813 ±10	0.035	0.70570	**20.88**	Om 97	18.4306 ± 11	15.4878 ± 35	39.0129 ± 35	17.86	15.46	38.09
Om 99	0.512380 ± 10	0.115	0.51221	**-2.63**	0.705075 ± 9	0.048	0.70492	**9.76**	Om 99	17.7599 ± 11	15.3899 ± 43	38.2116 ± 43	16.97	15.35	37.25
Om 100	0.512406 ± 10	0.111	0.51224	**-2.02**	0.704855 ± 9	0.057	0.70467	**6.24**							
Om 101	0.512395 ± 8	0.115	0.51222	**-2.33**	0.704941 ± 10	0.042	0.70481	**8.17**	Om 101	17.6334 ± 7	15.3730 ± 22	38.2907 ± 22	16.35	15.31	36.45
Om 106	0.512368 ± 7	0.116	0.51219	**-2.90**	0.705077 ± 13	0.020	0.70501	**11.11**	Om 106	17.9091 ± 6	15.4220 ± 20	38.5366 ± 20	16.97	15.37	37.33
Om 107	0.512397 ± 8	0.110	0.51223	**-2.15**	0.705216 ± 9	0.059	0.70502	**11.28**							
Aqil									**Aqil**						
Om 42	0.512705 ± 10	0.143	0.51249	**2.88**	0.705062 ± 10	0.085	0.70478	**7.88**	Om 42	19.5056 ± 38	15.5908 ± 83	40.0108 ± 83	18.83	15.56	39.09
Om 45	0.512737 ± 12	0.135	0.51253	**3.73**	0.705484 ± 9	0.027	0.70539	**16.54**	Om 45	19.4132 ± 5	15.6080 ± 16	39.6322 ± 16	18.82	15.58	38.78
Om 48	0.512621 ± 11	0.107	0.51246	**2.30**	0.706405 ± 10	0.217	0.70570	**20.81**							
Om 49	0.512630 ± 12	0.119	0.51245	**2.12**	0.707693 ± 9	0.724	0.70533	**15.57**	Om 49	22.9014 ± 41	15.7637 ± 73	40.5965 ± 73	19.31	15.58	39.03
Om 52	0.512693 ± 13	0.140	0.51248	**2.74**	0.707421 ± 10	0.494	0.70581	**22.39**	Om 52	19.1322 ± 11	15.5731 ± 25	38.9681 ± 25	18.51	15.54	38.53

	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd_i$	εNd_i	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr_i$	εSr_i		$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb_i$	$^{207}Pb/^{204}Pb_i$	$^{208}Pb/^{204}Pb_i$
Sayjah									**Sayjah**						
Om 04 40	0.512578 ± 9	0.139	0.51237	**0.52**	0.705911 ± 8	0.320	0.70486	**9.01**	Om 04 40	18.7916 ± 8	15.5522 ± 11	38.5080 ± 31	18.30	15.53	38.19
Om 04 42	0.512671 ± 9	0.130	0.51247	**2.59**	0.707861 ± 9	0.301	0.70688	**37.58**	Om 04 42	18.9639 ± 6	15.6414 ± 7	39.0166 ± 25	18.29	15.61	38.42
Om 04 43	0.512665 ± 9	0.131	0.51247	**2.45**	0.707502 ± 10	0.011	0.70746	**45.94**	Om 04 43	18.8248 ± 7	15.6553 ± 7	38.9572 ± 19	18.53	15.64	38.63
Misfah - coulées									**Misfah - coulées**						
Om 04-52	0.512740 ± 3	0.131	0.51254	**3.92**					Om 04 52	18.4416 ± 16	15.5010 ± 5	38.6140 ± 6	17.73	15.46	37.54
Om 04-55	0.512621 ± 4	0.126	0.51243	**1.75**					Om 04-55	18.5782 ± 8	15.5096 ± 9	38.9022 ± 17	17.88	15.47	38.03
Om 04 56	0.512652 ± 4	0.125	0.51246	**2.40**					Om 04 56	18.3903 ± 18	15.5036 ± 5	38.7267 ± 6	17.85	15.48	37.51
Om 04-57	0.512569 ± 2	0.121	0.51239	**0.88**					Om 04-57	18.3430 ± 7	15.4823 ± 11	38.7372 ± 22	17.62	15.45	37.70
Om 04-58	0.512609 ± 4	0.128	0.51242	**1.46**					*Om 04 57 dup.*	*18.1401 ± 2*	*15.4707 ± 6*	*38.4452 ± 5*			
Om 04 63	0.512558 ± 6	0.120	0.51238	**0.67**					Om 04-58	18.0598 ± 9	15.4213 ± 7	38.4593 ± 20	17.42	15.39	37.55
Om 04 63 dup.	*0.512568 ± 4*	*0.120*	*0.51239*	*0.88*					*Om 04 58 dup.*	*18.0597 ± 11*	*15.4220 ± 11*	*38.4589 ± 28*			
Om 04 66	0.512629 ± 3	0.125	0.51244	**1.92**					Om 04 63	18.1177 ± 15	15.4658 ± 5	38.4996 ± 6	17.66	15.44	37.56
Om 207	0.512649 ± 7	0.127	0.51246	**2.26**	0.705890 ± 8	0.096	0.70558	**19.14**	*Om 04 63 dup.*	*18.1186 ± 16*	*15.4666 ± 5*	*38.5041 ± 5*			
Om 66	0.512725 ± 12	0.114	0.51255	**4.11**	0.705329 ± 10	0.013	0.70529	**15.01**							
Misfah - intrusions									**Misfah - intrusions**						
Om 58	0.512721 ± 15	0.135	0.51252	**3.44**	0.705719 ± 9	0.066	0.70550	**18.07**	Om 58	18.1451 ± 7	15.4832 ± 17	38.3142 ± 17	17.60	15.46	38.03
Om 61	0.512705 ± 9	0.118	0.51253	**3.63**	0.706176 ± 11	0.129	0.70575	**21.65**							
Om 62	0.512743 ± 10	0.116	0.51257	**4.42**	0.705396 ± 9	0.079	0.70514	**12.89**							
Om 65	0.512696 ± 10	0.119	0.51252	**3.43**	0.704916 ± 7	0.138	0.70447	**3.35**	Om 65	18.8151 ± 6	15.4988 ± 15	39.2059 ± 15	17.63	15.44	38.03
Om 04 61	0.512698 ± 6	0.120	0.51252	**3.43**					Om 04 61	18.0065 ± 14	15.4503 ± 5	38.1773 ± 04	17.18	15.41	36.82
Om 04 62	0.512742 ± 7	0.120	0.51256	**4.27**					Om 04 62	18.0312 ± 16	15.4503 ± 6	38.1788 ± 07	16.96	15.40	36.56
Om 05 23	0.512776 ± 3	0.107	0.51261	**5.32**					Om 05 23	19.0003 ± 11	15.5746 ± 3	39.4324 ± 04	18.25	15.54	38.19
Om 05 32	0.512678 ± 5	0.119	0.51250	**3.06**					Om 05 32	19.2816 ± 16	15.5398 ± 5	40.0011 ± 06	17.23	15.43	36.74
Om 05 32 dup.	*0.512731 ± 5*	*0.119*	*0.51255*	*4.10*											
Buwaydah (Fm. Sayfam)									**Buwaydah (Fm. Sayfam)**						
Om 57	0.512659 ± 15	0.124	0.51247	**2.54**	0.705756 ± 8	0.217	0.70505	**11.59**	Om 57	19.7132 ± 9	15.5563 ± 20	38.4000 ± 20	17.75	15.46	37.67
Om 56	0.512689 ± 10	0.134	0.51249	**2.82**	0.704646 ± 8	0.011	0.70461	**5.42**	Om 56	18.4473 ± 7	15.5283 ± 18	38.5951 ± 28	18.20	15.52	38.28
Om 56 dup.	*0.512703 ± 11*	*0.134*	*0.51250*	*3.10*	*0.704644 ± 9*	*0.011*	*0.70461*	*5.39*							
Om 67	0.512597 ± 12	0.109	0.51243	**1.79**	0.706025 ± 9	0.337	0.70492	**9.86**							
Om 69	0.512589 ± 10	0.124	0.51240	**1.19**	0.704967 ± 12	0.152	0.70447	**3.43**	Om 69	18.1816 ± 7	15.4554 ± 23	38.4655 ± 23	17.02	15.40	36.61
Om 75	0.512645 ± 12	0.118	0.51247	**2.45**	0.705351 ± 12	0.130	0.70492	**9.87**							
Om 78	0.512701 ± 9	0.131	0.51250	**3.15**	0.704543 ± 9	0.105	0.70420	**-0.45**	Om 78	20.4541 ± 10	15.6349 ± 38	39.3558 ± 38	17.76	15.50	37.69
Om 80	0.512685 ± 8	0.121	0.51250	**3.14**	0.704845 ± 9	0.020	0.70478	**7.79**							

IV.6.2. Résultats

IV.6.2.1. Système Sm-Nd

Les valeurs εNd_i de l'ensemble des 54 échantillons analysés varient entre +5,32 et -4,45, illustrant l'hétérogénéité significative de la composition isotopique du magmatisme intraplaque de la marge arabe au Trias (Tableau II). Les 44 échantillons caractérisés par des εNd_i positifs sont retrouvés au sein de chacune des unités allochtones étudiées, alors que les 10 échantillons les moins radiogéniques, caractérisés par des $\varepsilon Nd_i<0$, sont exclusivement associés aux séquences volcaniques de la formation de Sinni (coupes d'Al Qurti et de Sinni).

- Au même titre que les compositions en éléments majeurs et en éléments traces, la composition isotopique du Nd des échantillons de la coupe d'Al Qurti évolue en fonction de leur emplacement stratigraphique. Les basaltes, basaltes évolués et trachyandésites de la base de la coupe (unité 1) sont caractérisés par des εNd_i systématiquement négatifs ($-4,5<\varepsilon Nd_i<-1,2$; Om04-10 à -16), alors que les échantillons des unités sus-jacentes montrent des valeurs significativement plus élevées, avec $2,1<\varepsilon Nd_i<4,4$ (Om04-17 à -38).

- A l'exception des échantillons Om-29 et -97 caractérisés par des εNd_i de 3,23 et 0,34, les échantillons de la coupe de Sinni présentent des compositions isotopiques en Nd très homogènes et similaires aux volcanites de la base d'Al Qurti, avec $-2<\varepsilon Nd_i<-2,9$.

- Les pillow lavas des coupes d'Aqil et de Sayjah sont systématiquement caractérisés par des compositions relativement radiogéniques en Nd, avec des valeurs $2<\varepsilon Nd_i<3,7$, à l'exception d'Om04-40 qui se démarque par un εNd_i proche de 0 (0,52).

Les volcanites de la base de Misfah présentent des valeurs εNd_i plus hétérogènes ($0,67<\varepsilon Nd_i<4,11$) et en moyenne plus faibles que les intrusions traversant la plate-forme et dont la composition isotopique en Nd apparaît au contraire très homogène ($3,06<\varepsilon Nd_i<5,32$).

Finalement, les six échantillons de la formation de Sayfam montrent des valeurs εNd_i ($1,2<\varepsilon Nd_i<3,2$) qui se confondent avec les laves de Misfah et les coulées moyennement enrichies en LREE du bassin d'Umar.

IV.6.2.2. Système Sm-Nd et Rb-Sr

Dans le champ de variation $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ vs $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ (Fig. IV.42b), la composition isotopique des échantillons analysés définie deux types de variations :

- Le premier correspond à une importante variation des rapports $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ sans modification significative de la composition isotopique en Nd. Cette tendance est principalement caractérisée par une déviation depuis le champ de corrélation mantellique (« mantle array », Fig. IV.42b) vers des compositions isotopiques généralement plus radiogéniques en Sr.
- La seconde tendance est principalement illustrée par les échantillons dont la composition isotopique en Sr et Nd se place dans le mantle array. Elle correspond à une diminution corrélée des rapports $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ et $^{143}Nd/^{144}Nd_i$. Cette évolution est particulièrement significative pour les laves des coupes d'Al Qurti et de Sinni, dont l'εNd_i est négatif, mais semble également caractériser les laves dont les compositions isotopiques en Nd sont plus radiogéniques.

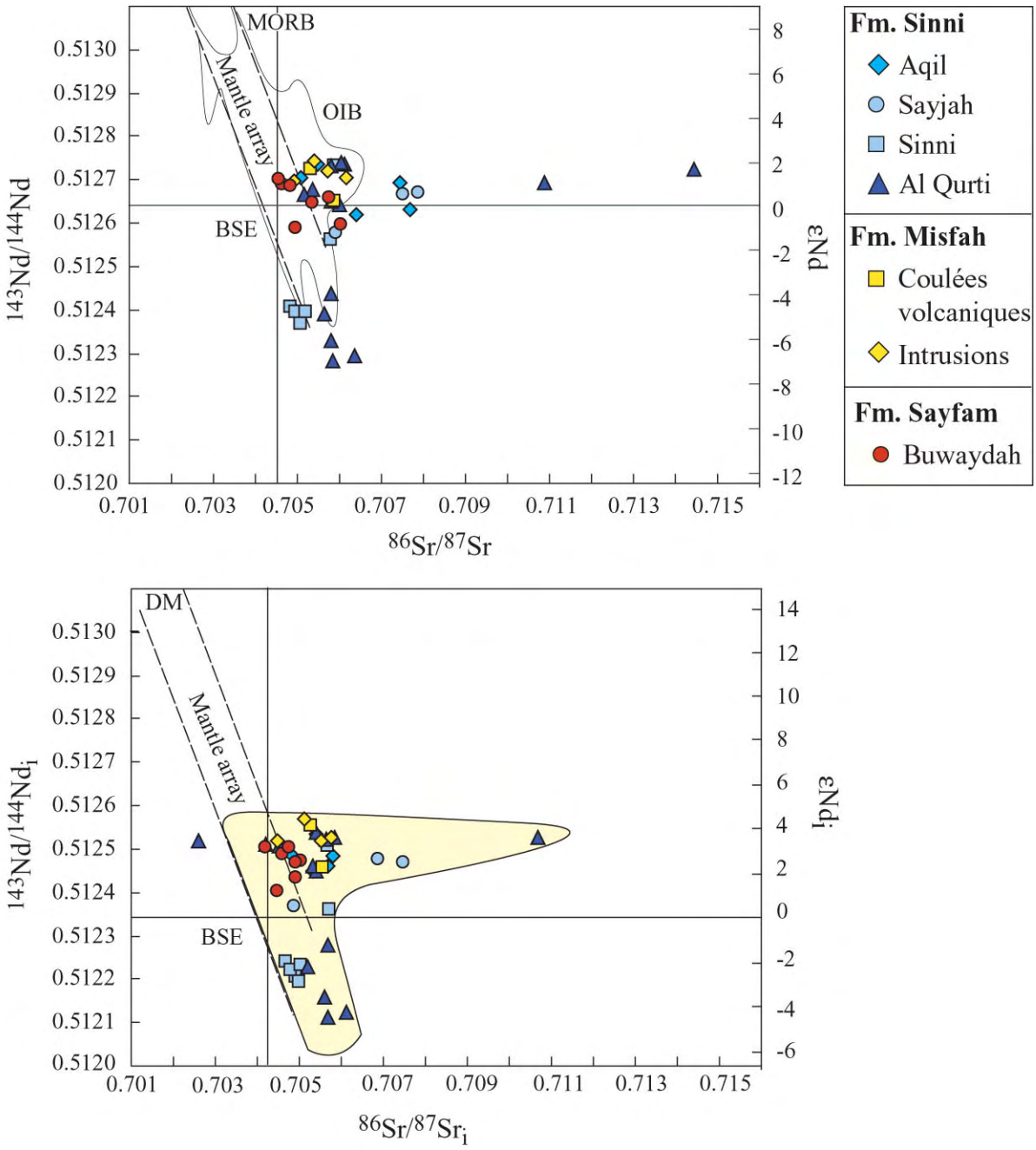


Fig. IV.42 - Compositions isotopiques du Nd et du Sr des laves triasiques des nappes d'Hawasina. **(a)** Variation des rapports isotopiques actuels avec le champ de composition des OIB et des MORB, qui définissent le champ de corrélation mantellique ("mantle array") d'après Zindler & Hart (1986). **(b)** Variation des rapports isotopiques après correction à l'âge (t = 230Ma). Sur ce diagramme, le mantle array est décalé en fonction des concentrations de référence que sont la BSE ("bulk silicate earth") et le DM ("depleted mantle").

Les déviations depuis le mantle array vers des rapports isotopiques élevés en Sr caractérisent la participation d'un composant enrichi en Rb par rapport aux sources habituellement échantillonnées par les OIB et les MORB (Zindler & Hart, 1986, Fig. IV.42a). L'enrichissement affiché par les rapports isotopiques élevés du Sr nécessite une évolution isotopique suffisamment longue, qui est typique des matériaux d'origine continentale (croûte continentale supérieur, sédiments terrigènes recyclés, Zindler & Hart, 1986 ; Weaver, 1991). Une contamination par ce genre de matériel devrait s'accompagner d'une déviation vers des valeurs négatives de l'εNd_i, ce qui n'est pas illustré par les échantillons analysés. Les hauts rapports du Sr ne reflètent donc pas l'hétérogénéité des sources des magmas échantillonnés mais plus certainement les modifications post-magmatiques qu'ont subi ces laves.

Comme nous l'avons présenté plus haut, le fractionnement des rapports Rb/Sr provoqué par les processus d'altération et de métamorphisme introduit une erreur dans le calcul des rapports isotopiques initiaux. Ces perturbations sont généralement illustrées par une remobilisation du Rb qui aura tendance à provoquer une correction insuffisante du rapport isotopique mesuré, du fait d'une sous-estimation du rapport Rb/Sr initial. Ces effets qui caractérisent la majorité des laves analysées peuvent expliquer que les rapports isotopiques corrigés et non corrigés de la majorité des échantillons d'Al Qurti, de Sinni et de Misfah restent à droite de la corrélation mantellique (Figs. 42a-b). La comparaison des valeurs corrigées et non corrigées de l'échantillon Om04-34 illustre un phénomène inverse. Cet échantillon est en effet caractérisé par des teneurs extrêmement faibles en Sr et par le rapport $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ le plus faible (0,7026), qui tombe à gauche du mantle array. Cette valeur est interprétée comme issue d'une surestimation du rapport Rb/Sr de la roche, qui entraîne une correction trop importante du rapport isotopique mesuré.

Les rapports $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ des trois échantillons Om04-29, -42 et -43 se distinguent du champ de composition de autres laves triasiques par des valeurs plus élevées ($0,707<^{86}Sr/^{87}Sr_i<0,710$, Tableau II). Comme observée précédemment, la concentration extrêmement basse en Rb (< 1ppm) de l'échantillon Om04-43 suggère que son rapport initial très élevé dérive d'une correction insuffisante du rapport mesuré. Ce processus ne peut être appliqué aux échantillons Om04-29 et -42 pour lesquels les modifications des teneurs en Sr et en Rb illustrent, au contraire, une augmentation du rapport Rb/Sr magmatique, ce qui devrait entraîner une correction trop importante du rapport isotopique mesuré. La composition isotopique de ces deux laves dérive probablement de la participation d'une phase très radiogénique en Sr que le lessivage n'aurait pas éliminée. Les phases hydrothermales et métamorphiques comme les zéolites, la calcite et la chlorite sont susceptibles de contribuer à une augmentation significative des rapports $^{86}Sr/^{87}Sr$ dans les échantillons les plus altérés, pour lesquels la procédure de leaching ne serait pas adaptée. Le taux de recristallisation de la mésostase des pillow lavas de Sayjah, ainsi que leur perte au feu parmi les plus élevées (de 9 à 13 %), mettent en évidence que les altérations post-magmatiques ont été particulièrement poussées dans ces laves. Leurs valeurs $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ comprises entre 0,706 et 0,708 illustrent probablement une déviation vers la signature isotopique de l'eau de mer (~0,709 ; Rollinson, 1993). Cette contamination post-magmatique par l'eau de mer est également fortement suggérée pour les échantillons des intrusions de Misfah qui ont pu également interagir avec, voire digérer une partie de l'encaissant calcaire. Cette interprétation repose

également sur les anomalies positives en Sr de leurs spectres multi-élémentaires qui peuvent également traduire une contamination par un sédiment carbonaté.

Ainsi, qu'il s'agisse d'une correction insuffisante du rapport isotopique mesuré, ou d'un lessivage insuffisant des poudres de roches analysées, les valeurs $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ des laves triasiques analysées correspondent probablement à des valeurs maximales.

IV.6.2.3. Système U-Th-Pb

Dans les diagrammes de corrélation Pb-Pb (Fig. IV.43a-b), les échantillons analysés s'alignent le long d'un champ de variation quasiment linéaire, de pente positive et sub-parallèle à la NHRL (Zindler & Hart, 1986).

Les laves du bassin d'Umar montrent les variations les plus importantes des rapports Pb-Pb avec :

- $16,35<^{206}Pb/^{204}Pb_i<19,31$,
- $15,28<^{207}Pb/^{204}Pb_i<15,64$,
- $35,91<^{208}Pb/^{204}Pb_i<39,09$.

Les laves différenciées du sommet de la formation de Sinni (Om04-29, -34, -35, -37 et -38) sont caractérisées par des compositions isotopiques similaires en $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ (17,7 à 18) et $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ (15,47 à 15,52). Cependant, la rhyolite Om04-34 se distingue par un rapport $^{208}Pb/^{204}Pb_i$ extrêmement faible (35,91). Cette valeur est interprétée comme issue de la modification post-magmatique des teneurs en U et en Pb, qui est particulièrement bien illustrée par ses rapports Th/U (18,1) et Th/Pb (6) beaucoup plus élevés que pour les autres échantillons (Fig. IV.40d-e). En dehors de cette rhyolite, les échantillons de la formation de Sinni forment deux groupes de compositions distinctes basées principalement sur un saut de composition en $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ (Figs. IV.43a-b). A la manière des rapports isotopiques du Nd, ces groupes de composition correspondent aux deux ensembles stratigraphiques principaux de la succession de Sinni. Les séquences volcaniques de la coupe d'Al Qurti montrent donc une évolution très claire de leur composition isotopique en fonction de leur emplacement stratigraphique. Les coulées alcalines de la base de la coupe forment un premier groupe qui tombe largement à gauche du géochrone terrestre et qui est donc caractérisé par des rapports particulièrement peu radiogéniques en $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{207}Pb/^{204}Pb$ (Fig. IV.43a). Ce groupe inclut le trachyandésite Om-99 et les basaltes Om-101 et -106 de la coupe de Sinni. Tous les autres échantillons du bassin d'Umar s'étendent le long d'un champ de composition relativement hétérogène, qui tombe dans les champs actuels des OIB et des MORB indiens et atlantiques. Les échantillons Om04-42 et -43 de Sayjah montrent des valeurs relativement élevées en $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ (~ 15,6) par rapport aux autres laves de la formation Sinni.

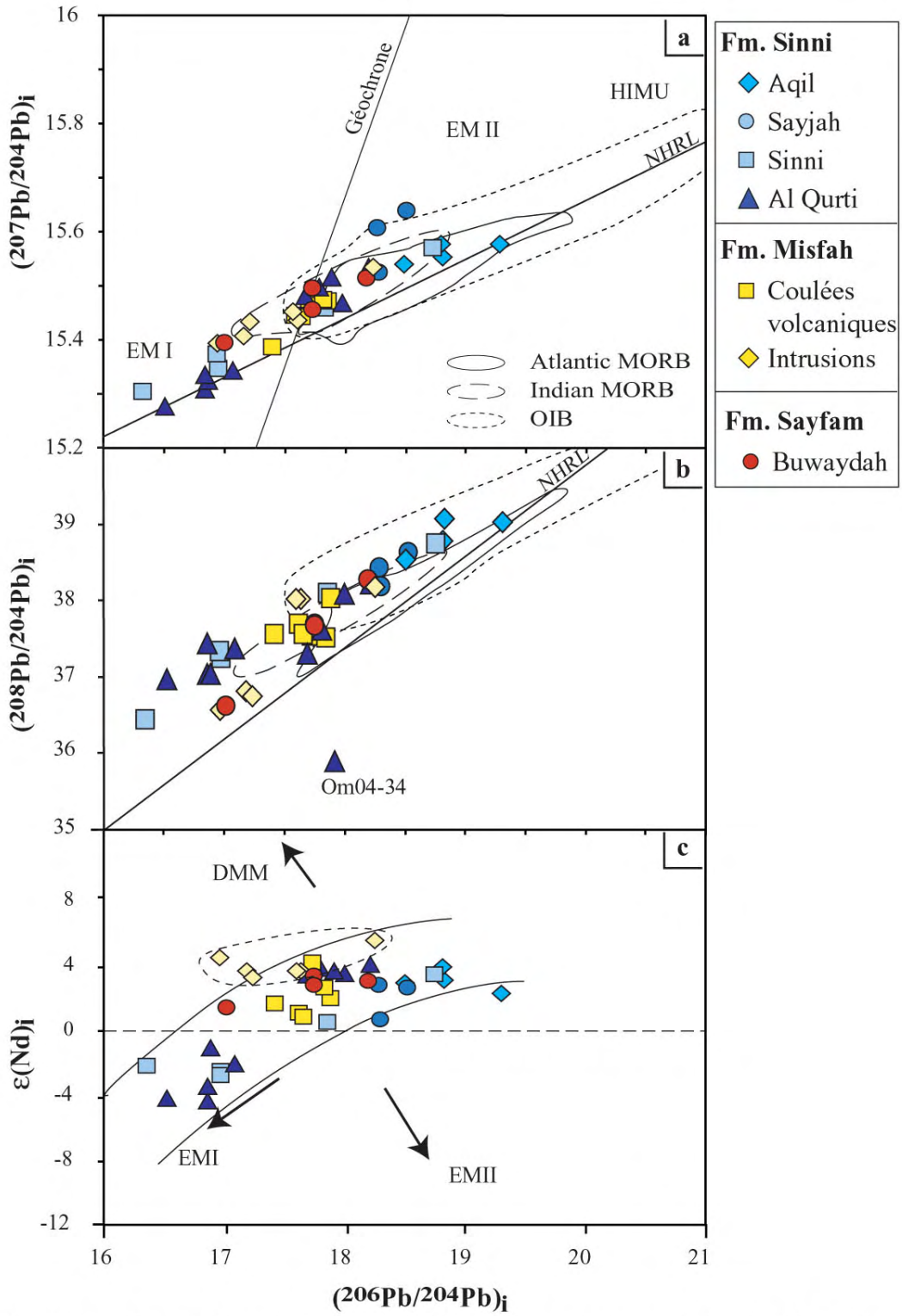


Fig. IV.43 - Compositions isotopiques en Pb des laves triasiques du bassin d'Hawasina avec : **(a)** $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb_i$, **(b)** $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ et **(c)** εNd_i vs $^{206}Pb/^{204}Pb_i$. Les champs de composition des MORB correspondent aux compositions isotopiques pré-compilées des basaltes tholeiitiques échantillonnés à l'axe d'accrétion, sur la base de donnée PETDB (Petrological Database of the ocean floor). Le champ de composition des basaltes des îles océaniques (OIB, oceanic island basalts), des composantes mantelliques HIMU (pour high μ), EM-I et EM-II (enriched mantle I et II) et la NHRL (northern hemisphere reference line) sont d'après Zindler & Hart (1986).

Les échantillons du groupe de Kawr et les basaltes du groupe d'Al Aridh ont une gamme de composition également très étendue, mais significativement plus restreinte que celle affichée par les laves du bassin d'Umar avec :

- $16,96<{}^{206}Pb/{}^{204}Pb_i<18,26$,
- $-15,39<{}^{207}Pb/{}^{204}Pb_i<15,54$,
- $36,56<{}^{208}Pb/{}^{204}Pb_i<38,28$.

Ce champ de variation correspond aux compositions très différentes des intrusions de Misfah, alors que les laves de la base de la plate-forme montrent des variations relativement restreintes. Les laves des formations de Misfah et de Sayfam ont tendance à montrer des rapports isotopiques intermédiaires entre les deux groupes définis par les échantillons de la formation Sinni.

Dans les diagrammes de corrélation isotopiques du Pb (Figs. IV.43a-b), les échantillons caractérisés par des rapports Th/U et Th/Pb les plus éloignés de la corrélation illustrée sur les Figs. IV.40f-g se placent généralement à l'intérieur du champ de variation défini par les échantillons montrant des rapports de type mantellique. La rhyolite Om04-34, avec ses teneurs particulièrement faibles en U et Pb, illustre le fait que les modifications post-magmatiques des autres échantillons ne semblent pas avoir provoqué de modifications importantes de leur composition isotopique. La composition isotopique en Pb de l'échantillon Om04-34 ne sera évidemment pas incluse dans la discussion.

Le volcanisme triasique échantillonné présente donc des compositions isotopiques hétérogènes, caractérisées par des variations très importantes des rapports isotopiques du Pb et du Nd. Ces données requièrent la participation de composantes isotopiques très différentes.

Dans le diagramme de corrélation εNd_i vs ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb_i$, les échantillons analysés se répartissent dans un champ de composition très étendu (Fig. IV.43c). Malgré la présence d'un saut de composition en ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd_i$, la majorité des échantillons se répartissent le long d'une corrélation grossière de pente positive (Fig. IV.43c). Celle-ci souligne l'intervention d'un minimum de deux composantes isotopiques dans l'épisode magmatique étudié. Les échantillons provenant des intrusions de Misfah se répartissent le long d'une tendance sub-horizontale qui perturbe fortement la corrélation précédemment décrite. Ceci peut alternativement indiquer que le pôle le plus radiogénique en Nd soit caractérisé par de fortes hétérogénéités isotopiques en Pb ou que ces variations apparemment isolées dérivent de la participation d'une troisième composante, caractérisée par une composition non radiogénique en Pb (Fig. IV.43c).

IV.6.3. Variations des compositions isotopiques en fonction des éléments majeurs et des éléments en traces.

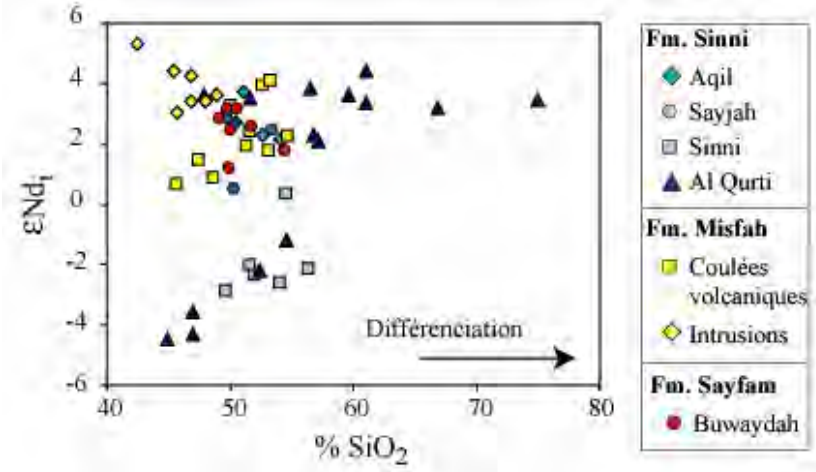


Fig. IV.44 - Diagramme εNd_i vs SiO_2 (%) pour les laves triasiques des nappes d'Hawasina

En l'absence d'une corrélation satisfaisante entre les rapports isotopiques du Sr et du Nd (Fig. IV.42), le diagramme εNd_i vs SiO_2 est utilisé afin de caractériser l'évolution des compositions isotopiques du Nd en fonction de la différenciation subie par les laves analysées.

Les échantillons de la coupe d'Al Qurti (Fm. Sinni) offrent le spectre de compositions en SiO_2 et en εNd_i le plus large. Les basaltes alcalins et le trachyandésite Om04-13 de la base de la coupe s'alignent le long d'une corrélation de pente positive qui suggère que les laves les moins différenciées sont caractérisées par la signature isotopique la plus enrichie (Fig. IV.44). Les basaltes et trachyandésites de la coupe de Sinni s'alignent le long d'une tendance similaire. A une échelle différente, les coulées volcaniques de la base de Misfah tendent également à s'aligner le long d'une corrélation positive. Les basaltes, trachyandésites, trachytes et rhyolites de la partie supérieure de la formation de Sinni (coupe d'Al Qurti) montrent un enrichissement important en SiO_2 qui ne s'accompagne pas d'une évolution significative des rapports isotopiques du Nd.

Aucune corrélation satisfaisante ne permet donc de relier la baisse très importante des valeurs εNd_i des laves du bassin d'Umar et de Misfah à un processus d'assimilation au cours de leur différenciation.

Les échantillons prélevés dans le bassin d'Umar montrent les compositions les moins radiogéniques en Nd et en Pb qui signent la participation d'une composante enrichie. Cette composante non radiogénique est particulièrement claire pour les laves présentant les rapports La/Yb_N et les rapports La/Nb les plus élevés ($16<La/Yb_N<22$, coupes d'Al Qurti et de Sinni, Figs. IV.45a-b). Les basaltes et trachyandésites caractérisés par des teneurs similaires en La, mais présentant des spectres de terres rares moyennement enrichis ($La/Yb_N<15$), montrent des compositions généralement plus radiogéniques en Nd et en Pb ($2<\varepsilon Nd_i<4,4$) (Figs. IV.45). Les diagrammes $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ et εNd_i vs La (ppm) indiquent donc que le saut de composition des isotopes du Nd des laves du bassin d'Umar n'est pas associé à une variation significative du taux d'enrichissement en LREE. Cette évolution isotopique semble par contre mieux corrélée aux variations de la pente des spectres de terres rares (Fig. IV.45a-b) et à une diminution discrète, mais significative, des concentrations en Nb (Fig. IV.45e-f). Cette tendance est également affichée par les coulées volcaniques de la formation de Misfah.

L'échantillon Om04-40 de Sayjah ($La/Yb_N = 5$) avec une valeur εNd_i proche de 0, un rapport élevé en $^{206}Pb/^{204}Pb$ et la plus importante anomalie négative en Nb (La/Nb ~ 1,4), se distingue de la tendance générale définie par la formation de Sinni.

Deux autres groupes de laves perturbent significativement la tendance affichée par le groupe d'Umar :

(1) Il s'agit des trachytes Om04-37 et -38 de la coupe d'Al Qurti qui montrent des rapports La/Yb_N élevés et qui se corrèlent à des valeurs εNd_i proches de 4 et un rapport $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ proche de 18 (Figs. IV.45a-b). Ces compositions beaucoup plus radiogéniques indiquent que ces laves ne dérivent pas de la différenciation des basaltes enrichis de la base de la coupe d'Al Qurti, contrairement à ce qui a été suggéré précédemment.

(2) Il s'agit également des intrusions de Misfah qui sont caractérisées par des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ très homogènes mais présentant des variations très importantes des rapports isotopiques du Pb (Figs. IV.43b). La participation de cette composante non radiogénique en Pb n'est accompagnée d'aucun appauvrissement en niobium (Figs. IV.45e-f).

L'augmentation du rapport La/Nb et la déviation concomitante vers des compositions non radiogéniques en Nd et en Pb sont classiquement interprétées comme associées à un processus de contamination lithosphérique des basaltes continentaux (Gibson et al., 1995 ; Pik et al., 1999 ; Lassiter & DePaolo, 1997). Les dispersions observées dans les diagrammes εNdi et $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ en fonction du rapport La/Nb, suggèrent que si ce processus est susceptible de caractériser une partie des signatures isotopiques et géochimiques des laves de Sinni et de Misfah, il ne semble pas avoir affecté l'ensemble du magmatisme étudié. Les fortes dispersions observées pour les laves les moins enrichies en terres rares du bassin d'Umar ($La/Yb_N<15$) et de la formation de Sayfam peuvent traduire une hétérogénéité de la composition de la source.

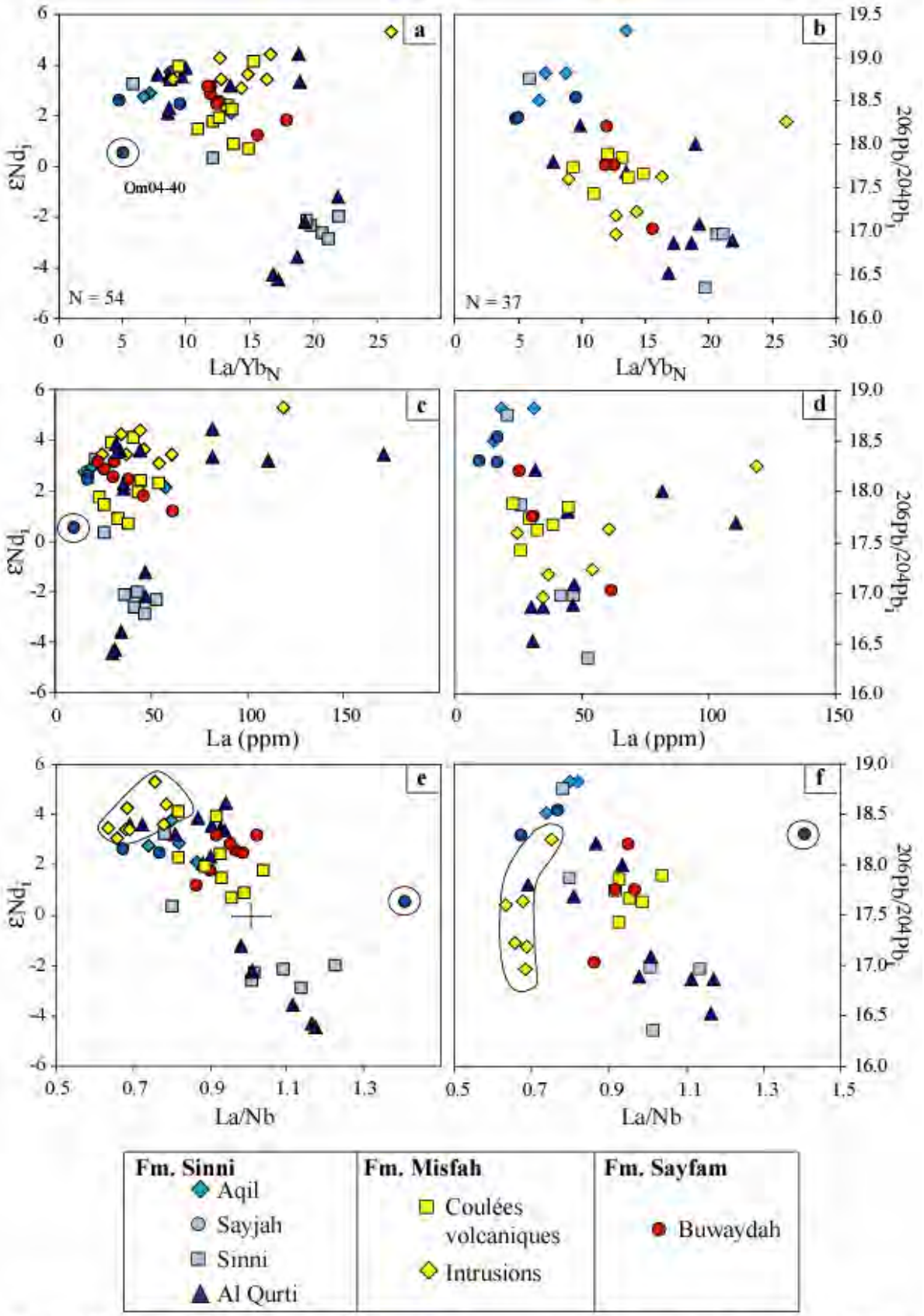


Fig. IV.45 - Diagramme de variation La/Yb$_N$, La (ppm) et La/Nb vs εNd$_i$ et vs ^{206}Pb/^{204}Pb$_i$ pour le laves triasiques des nappes d'Hawasina

IV.7. Variations géochimiques des échantillons les moins différenciés et estimation des conditions de genèse des magmas

L'analyse des spectres multi-élémentaires a montré que les variations des rapports La/Yb_N des basaltes et basaltes évolués étaient, à la fois, associées à de faibles variations des teneurs en La (Fig. IV.39a) et à des différences notables du taux d'appauvrissement en HREE (Fig. IV.39b). Cette caractéristique est illustrée sur les Figs. IV.46b-d où l'augmentation des rapports La/Yb_N et La/Gd_N s'accompagne d'une augmentation significative du rapport Sm/Yb_N (tendance 1, Fig. IV.46). Une partie des échantillons montre, a contrario, une évolution significative des teneurs en Yb et du rapport Sm/Yb_N sans modification significative des teneurs en La et du rapport La/Gd_N (tendance 2, Figs. IV.46-4.47).

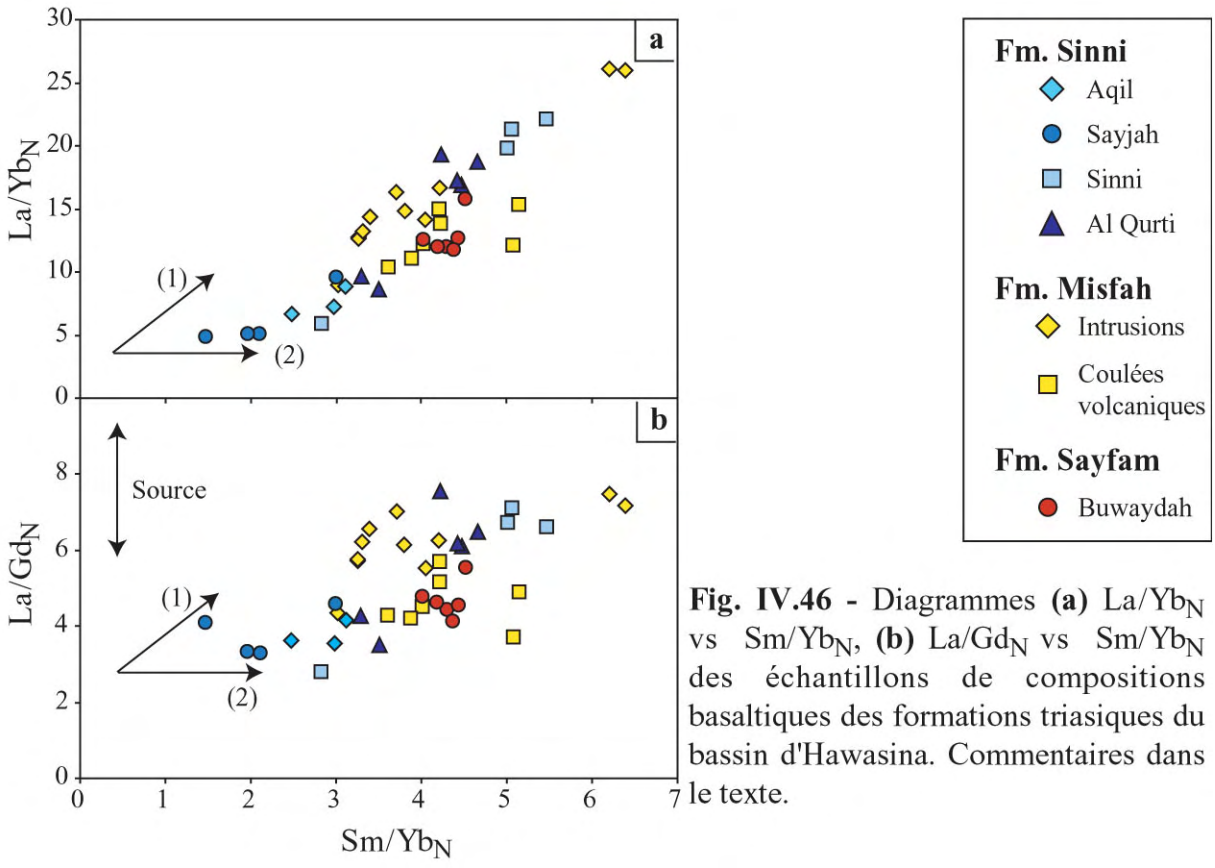


Fig. IV.46 - Diagrammes **(a)** La/Yb_N vs Sm/Yb_N, **(b)** La/Gd_N vs Sm/Yb_N des échantillons de compositions basaltiques des formations triasiques du bassin d'Hawasina. Commentaires dans le texte.

Puisque le grenat est caractérisé par un fort coefficient de distribution pour les terres rares lourdes, les variations des rapports La/Yb_N et Sm/Yb_N seront sensibles aux variations du taux de fusion partielle (Caroff et al., 1997, Lassiter & DePaolo, 1997). De plus, le modèle développé par Luhr et al. (1995, Fig. IV.47) illustre que l'augmentation du taux de fusion partielle d'une lherzolite à grenat entraîne une diminution très rapide du rapport La/Yb (concentrations non normalisées), sans entraîner de fractionnement important de l'Yb. A contrario, l'augmentation du taux de fusion partielle d'une lherzolite à spinelle entraîne un fractionnement plus rapide de l'Yb, sans modification significative du rapport La/Yb.

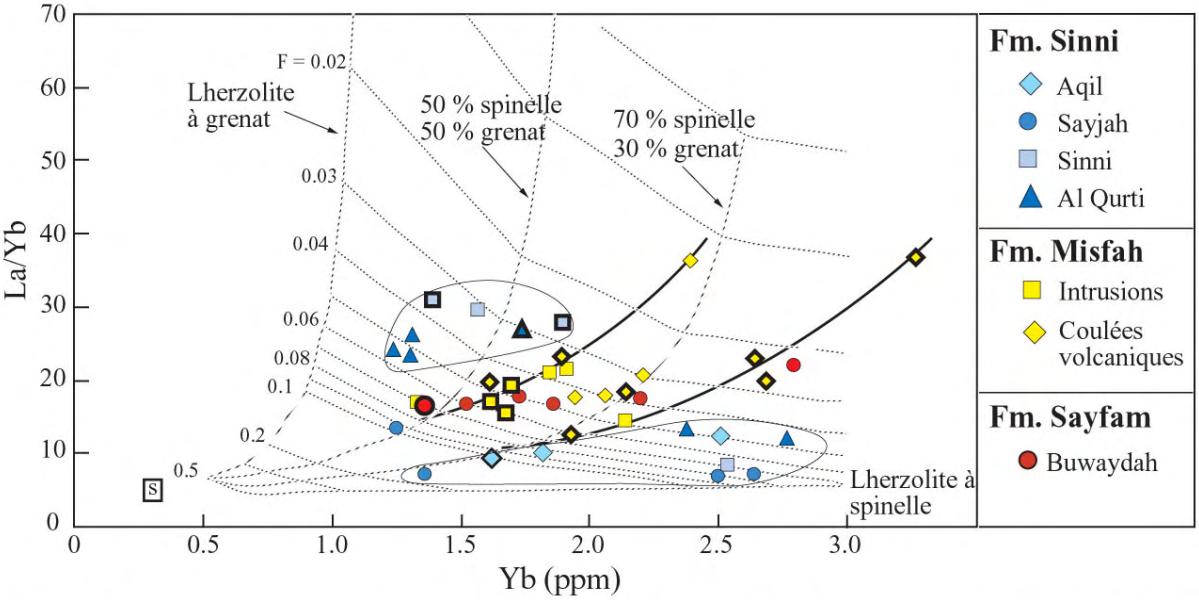


Fig. IV.47 - Diagramme La/Yb vs Yb (ppm) pour les basaltes et basaltes évolués échantillonnés dans les différentes formations triasiques du bassin d'Hawasina. En arrière plan est représenté le modèle de fusion partielle non-modale de Luhr et al. (1995) pour lequel la source (S) représente une lherzolite à grenat, grenat et spinelle puis à une lherzolite dépourvue de grenat. Ce modèle est utilisé par Luhr et al. (1995) pour les basaltes primaires dont le Mg#>68 afin de limiter les effets de fractionnement liés à la différenciation des magmas. Puisque les teneurs en Fe sont suspectées d'avoir été largement modifiées, les teneurs en MgO sont utilisées afin de contrôler le taux de différenciation des laves analysées : Les échantillons dont le symbole est entouré d'un trait surépaissi correspondent aux basaltes pour lesquels MgO > 7%.

Reportés dans ce diagramme, les basaltes du bassin d'Umar, illustrent l'existence des deux types d'évolutions :

(1) Les laves caractérisées par des rapports La/Yb_N les plus faibles (<10 et La/Yb<15, Fig. IV.47) montrent un fractionnement significatif du rapport Sm/Yb_N sans évolution significative du rapport La/Yb_N (tendance 2, Fig. IV.46b). Puisque ces mêmes basaltes montrent des variations limitées du La (Figs. 39a-c) et de fortes variations en terres rares lourdes (Yb, Fig. IV.47), ils sont susceptibles de provenir d'une variation significative du taux de fusion partielle d'une source sans grenat (Fig. IV.47). Par rapport à ces basaltes moyennement enrichis en LREE, les concentrations plus faibles en Yb et plus élevées en La des basaltes alcalins des formations de Misfah, de Sayfam et de Sinni reflètent la présence en proportion variée de grenat dans la source (Fig. IV.47).

(2) Les basaltes de la formation Sinni, caractérisés par les spectres les plus enrichis en LREE (La/Yb_N>15) qui sont également caractérisés par des teneurs faibles en Yb (< 2ppm), dérivent de taux de fusion partielle significativement plus faibles (~ 3 à 6 %) que les basaltes les moins enrichis en LREE (~ 5 à 10 % de fusion partielle) et caractérisés par des rapports La/Yb_N <10.

Ce développement illustre que les variations relatives de la composition en terres rares des basaltes étudiés peuvent être en grande partie expliquées par une évolution de la profondeur de fusion, qui contrôlerait le taux de fusion partielle ainsi que la proportion de grenat dans la source des laves.

Dans le diagramme de Luhr et al. (1995), les coulées de la base de Misfah et une partie des intrusifs, se placent dans un champ relativement restreint, intermédiaire entre les deux groupes formés par les échantillons de la formation de Sinni. Ces compositions intermédiaires suggèrent que ces laves aient été générées à une profondeur plus faible que les basaltes enrichis de Sinni et d'Al Qurti.

Finalement, les intrusifs de Misfah ainsi que les laves de Sayfam, caractérisées par de fortes variations de composition en terres rares, semblent provenir de taux de fusion partielle et de profondeur de fusion variés. A l'exception d'Om05-22, les intrusions les plus enrichies en Yb (>2,5ppm) et caractérisées par des compositions relativement primaires (8%<MgO<10%) semblent provenir de faibles taux de fusion d'une source peu profonde (Om-65, Om05-32 et -23).

IV.8. Discussions sur la pétrogenèse et la nature des sources impliquées dans l'épisode magmatique triasique du bassin d'Hawasina.

IV.8.1. Relations entre stratigraphie, profondeur de fusion, et composition de la source

La signature géochimique des laves analysées dans les différentes formations des nappes d'Hawasina caractérise un magmatisme intraplaque systématiquement enrichi en éléments en traces incompatibles et dont les variations des teneurs en terres rares lourdes (Yb) et en Y contrôlent en grande partie les variations de la pente des spectres multi-élémentaires et de terres rares. Ces variations peuvent être expliquées par une évolution de la profondeur de fusion depuis le champ de stabilité du grenat (> 70 km) jusqu'à celui du spinelle.

Cette évolution est particulièrement suggérée pour les basaltes de la coupe d'Al Qurti et de Sinni présentant une même gamme de variation dans les diagrammes La/Yb_N vs Sm/Yb_N (Fig. IV.46a) et La/Yb vs Yb (ppm) (Fig. IV.47).

L'échantillonnage réalisé sur la coupe d'Al Qurti permet de suggérer que cette évolution soit corrélable avec la stratigraphie. La partie inférieure de la formation Sinni serait caractérisée par la mise en place de coulées volcaniques alcalines issues d'un faible taux de fusion partielle d'une source riche en grenat. Les basaltes et trachyandésites (Om04-18, -19, -17, -24 et -27) caractérisant la partie supérieure de la formation seraient issus de taux de fusion partielle plus élevés d'une source sans grenat. Et il en est de même pour les pillows de Sayjah que l'on retrouve dans une succession sédimentaire typique du sommet de la formation de Sinni (Béchennec, 1987, coupe d'al Qurti).

Cette évolution temporelle est donc marquée par une diminution concomitante de la profondeur de fusion et d'une augmentation du taux de fusion partielle qui traduit une diminution significative de la profondeur de genèse des liquides basaltiques au cours de l'épisode triasique.

En revanche, les variations du taux de fusion partielle au sein des sections des formations de Misfah et de Sayfam ne présentent pas de systématique liée à leur position stratigraphique. Les variations de La/Yb et Yb observées entre les volcanites de la base de Misfah et les intrusions postérieures indiquent que ces deux séries ont été générées au cours de fortes variations du taux de fusion partielle, mais à une profondeur probablement plus faible que les laves de la base de Sinni (Fig. IV.47). Ces variations expliquent en partie les fortes dispersions des compositions en éléments majeurs observées pour les laves de Misfah. Une partie des liquides qui intrudent la plate-forme semble néanmoins dériver d'un taux de fusion partielle très faible (<3%) d'une source dépourvue de grenat. Celle-ci n'est jamais documentée par la composition des coulées basales de Misfah. Ainsi, les liquides échantillonnés dans la plate-forme de Misfah témoignent également d'une évolution de la profondeur de genèse des magmas.

La disparité de l'échantillonnage réalisé dans la formation de Sayfam et l'absence de termes suffisamment primitifs ne permettent aucune interprétation sur l'évolution de leurs conditions de genèse.

Sur le diagramme La/Yb vs Yb qui est réutilisé en Fig. IV.48, seuls les basaltes et basaltes évolués dont le rapport isotopique en Nd est connu, sont reportés. Les deux ensembles d'échantillons du bassin d'Umar qui traduisent une évolution très nette de la profondeur de fusion de la source, sont distingués et leurs gammes respectives de valeurs εNd_i sont indiquées. Cette figure illustre très clairement que la participation de la composante isotopique enrichie est particulièrement associée aux liquides formés dans le domaine de stabilité du grenat. En fonction de ces observations, il semble possible d'établir une corrélation directe entre l'évolution de la signature géochimique et isotopique des laves étudiées et l'évolution des conditions de genèse des magmas parents.

Cette corrélation serait associée à un modèle tectono-magmatique relativement simple, dans lequel les liquides primaires reflèteraient d'autant plus la participation d'une source enrichie, qu'ils seraient générés (1) à grande profondeur ou (2) qu'ils seraient générés précocement.

De plus, l'échantillonnage de la composante enrichie par les liquides de la base de la formation de Sinni ne signifie pas nécessairement qu'il s'agit de la signature isotopique de leur source. Cette signature pourrait également caractériser la composition d'un contaminant dont la signature isotopique serait assimilée a posteriori, par les liquides magmatiques primaires.

Afin de tester ces différentes hypothèses, les rapports d'éléments traces Sm/Yb_N, La/Sm_N, 1/Nd et Zr/Y sont reportés en fonction des variations de l'εNd_i.

Sur les diagrammes εNd_i vs La/Sm_N et εNd_i vs Sm/Yb_N (Fig. IV.48a-b), les laves du bassin d'Umar montrent deux groupes de composition distincte en εNd_i, La/Sm_N et Sm/Yb_N qui reflètent particulièrement bien les différentes compositions isotopiques de ces laves, entre le domaine de stabilité du grenat et un domaine plus superficiel. Aucune corrélation entre les valeurs εNd_i et les rapports La/Sm_N et Sm/Yb_N ne relie ces deux groupes d'échantillons, ni n'est observée au sein de chaque groupe.

De la même manière, les importantes variations des rapports d'éléments en traces observées au niveau des laves de Misfah et de Sayfam ne sont pas corrélées aux variations significatives de leurs compositions isotopiques ($0,9<\varepsilon Nd_i<5,2$).

Puisque les variations des rapports La/Sm_N et Sm/Yb_N témoignent de différences notables de la profondeur de fusion et du taux de fusion partielle, il semble donc que les variations de ces deux paramètres soient totalement indépendantes de la composition isotopique de la source.

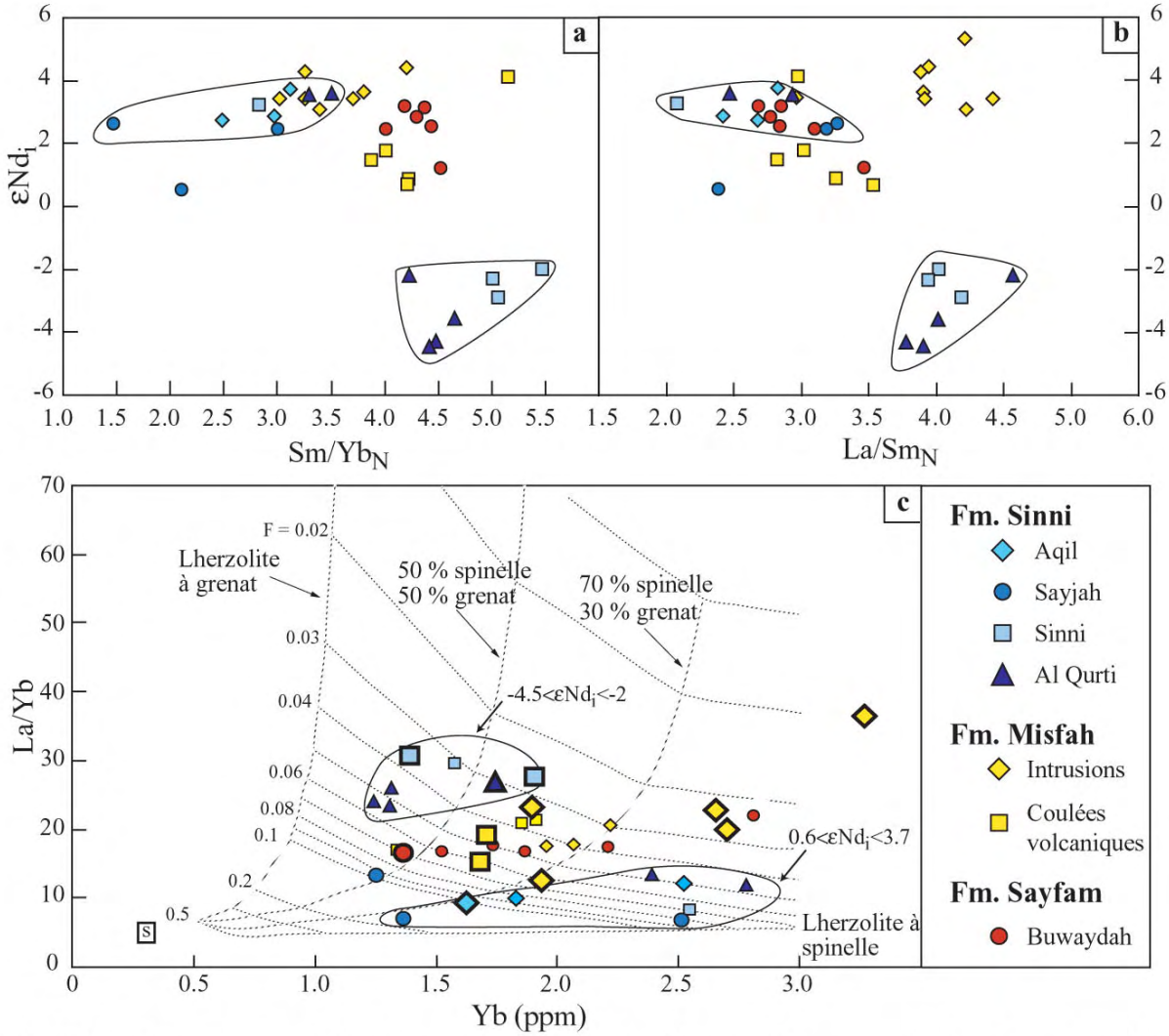


Fig. IV.48 - Diagrammes **(a)** εNd_i vs Sm/Yb_N et **(b)** εNd_i vs La/Sm_N pour les basaltes et basaltes évolués des formations volcaniques du bassin d'Hawasina. **(c)** Reproduction de la Fig. IV.47 avec les échantillons dont les compositions isotopiques en Nd sont connues. Les symboles grossis correspondent aux basaltes primaires (MgO > 7%)

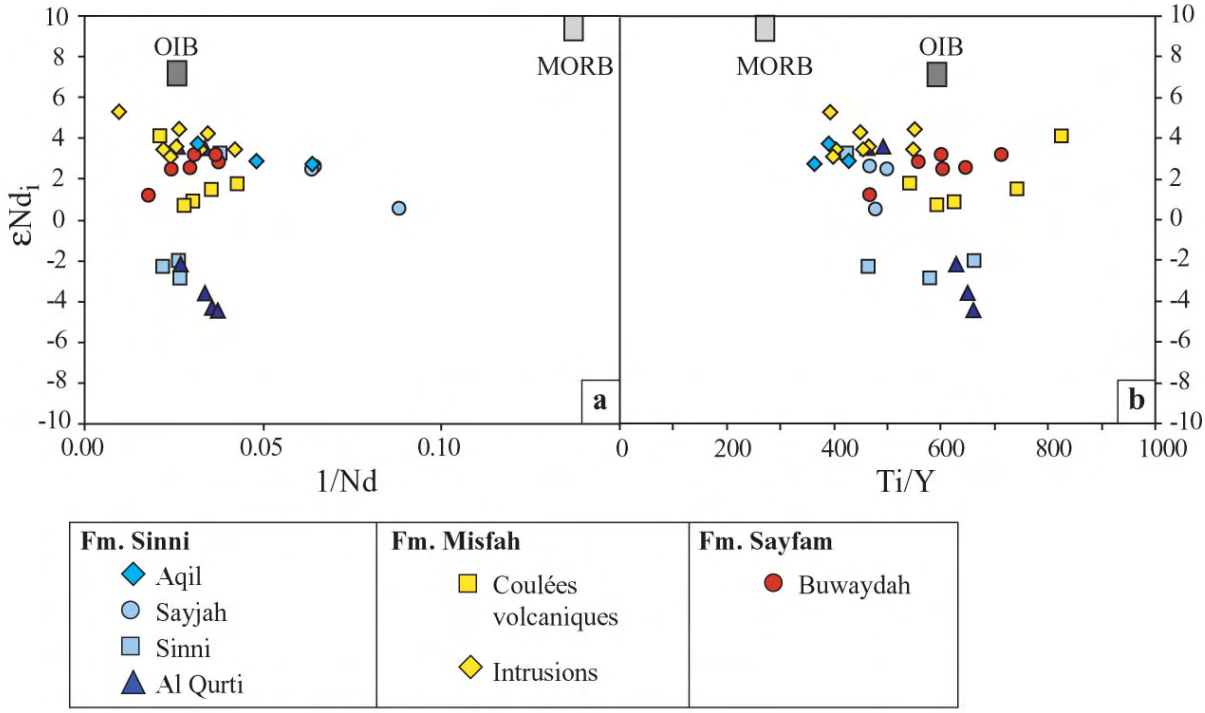


Fig. IV.49 - Diagramme de corrélation **(a)** εNd_i vs 1/Nd et **(b)** εNd_i vs Ti/Y pour les laves triasiques de composition basaltique des nappes d'Hawasina. Les champs de composition des OIB et des MORB sont d'après Sun & McDonough (1989).

Dans le champ de variation εNd_i vs 1/Nd et Ti/Y (Fig. IV.49), les échantillons étudiés montrent des signatures géochimiques et isotopiques similaires aux basaltes océaniques de type OIB (Sun & McDonough, 1989) et aux basaltes continentaux de type High-Ti (Parana : Ti/Y > 300-350, Peate et al., 1991 ; Hawkeworth et al., 1992 ; Gibbson et al., 1995 ; Peate & Hawkesworth, 1996 ; Sibérie : Lightfoot et al., 1993 ; Sharma et al., 1997 ; Ethiopie : Ti/Y>350, Pik et al., 1998, 1999 ; Emeishan : Xu et al., 2001). Alors que le rapport 1/Nd est sensible aux variations de taux de fusion partielle et à la différenciation subie par les laves étudiées, le rapport Ti/Y est reconnu beaucoup moins sensible au fractionnement lié à la cristallisation fractionnée, ceci en l'absence d'une cristallisation massive de phases titanifères (ilménite, titanomagnétite). En faisant l'hypothèse que la composition isotopique des laves les moins différenciées du bassin d'Hawasina reflète un mélange à la source entre les deux composantes isotopiques principales, les fortes variations des valeurs de εNd_i devraient être grossièrement corrélées aux rapports 1/Nd et Ti/Y (Fig. IV.49).

Sur ces deux diagrammes, le saut de composition du rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ affiché par les laves du bassin d'Umar, ainsi que l'évolution de leur profondeur de genèse ne s'accompagnent pas d'une variation significative du rapport 1/Nd. Dans le champ de variation εNd_i vs 1/Nd, les coulées volcaniques de Misfah et de la formation de Sayfam s'alignent le long de corrélations de sens opposé à celles présentées par les laves de la formation de Sinni (Fig. IV.49a). Elles présentent cependant les compositions géochimiques et isotopiques les plus proches de celles des basaltes enrichis de la formation de Sinni (εNd_i et $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ faibles, Fig. IV.43c).

Ces caractéristiques indiquent que l'hétérogénéité des signatures géochimiques et isotopiques des laves du bassin d'Umar comme des autres laves analysées ne dérive pas d'un simple processus de

mélange à la source. De même, l'assimilation à des degrés variés d'une même composante enrichie aurait tendance à provoquer des corrélations de même sens dans les diagrammes εNd_i vs 1/Nd et Ti/Y (Fig. IV.49). Il est donc peu plausible de considérer que la même composante non radiogénique en Nd et en Pb soit responsable de l'évolution de la composition isotopique de l'ensemble des laves du bassin d'Hawasina, contrairement ce qui est suggéré par la corrélation tracée entre les rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Fig. IV.43c).

L'absence de relation claire entre les rapports La/Sm_N, Sm/Yb_N et εNd_i suggère fortement que la composante isotopique non radiogénique en Nd et en Pb soit moins responsable des variations de composition en terres rares que les conditions de profondeur et de taux de fusion partielle mis en évidence par les concentrations variables de l'Yb. Il y a donc un découplage clair entre les variations des conditions pétrogénétiques (profondeur de la source et taux de fusion partielle) et le degré de participation de la composante enrichie. Les compositions isotopiques de Om-56 et -80 de la formation de Sayfam (εNd_i= 2,8 et 3,1) qui dérivent d'une source aussi profonde que les basaltes enrichis de Sinni, appuient particulièrement cette interprétation.

La participation de la composante non radiogénique en Nd dans les basaltes de la base de la formation de Sinni semble donc davantage associée à un processus d'assimilation postérieure à la genèse des liquides, qu'à la signature isotopique de leur source. Cette composante non radiogénique en Nd et en Pb n'aurait pas, ou aurait peu participé à la modification de la composition géochimique des liquides concernés hormis par un appauvrissement des teneurs en Nb suggéré par sa corrélation grossière avec εNd_i (Figs. IV.45e-f).

La signature enrichie en LREE peut donc être considérée comme une caractéristique des sources de l'ensemble du volcanisme triasique de la marge arabe. L'épisode magmatique triasique dérive donc majoritairement d'une source mantellique enrichie, caractérisée par des εNd_i proches de +4 à +6, qui sont des valeurs très éloignées de celle du manteau appauvri, échantillonné par les MORB. Cette source serait caractérisée par des rapports Ti/Y élevés que l'on retrouve au sein des basaltes de composition géochimique relativement homogène des formations de Misfah, de Sayfam et de Sinni. La déviation vers de plus faibles rapports Ti/Y, Zr/Y et La/Yb_N illustrée par les magmas sub-alcalins et les trachyandésites de la partie supérieure de la formation de Sinni serait donc exclusivement associée à une augmentation du taux de fusion partielle d'une source similaire, mais dépourvue de grenat. En revanche, le fait que les intrusions de Misfah soient caractérisées par des valeurs similaires en Ti/Y peut être interprété comme un effet de source ou comme le reflet d'un fractionnement de l'Y dans les chambres magmatiques sous-jacentes à la plate-forme. L'observation fréquente de xénolites de cumulats gabbroïques riches en pyroxènes dans les sills et réservoirs magmatiques de Misfah (Chap. précédent) tend à appuyer cette deuxième interprétation.

L'évolution temporelle de la profondeur de fusion et du degré de contamination doit à présent être comparée aux variations des environnements de mise en place des laves ainsi qu'au contexte tectonique caractérisant la marge triasique sud-téthysienne. Mais la nature du contaminant non radiogénique ainsi que celle de la composante isotopique principale, sont d'abord discutées.

IV.8.2. Nature des sources impliquées dans le magmatisme triasique

IV.8.2.1. La composante non radiogénique

La majorité des laves analysées montre des signatures géochimiques similaires aux basaltes des îles océaniques et aux basaltes continentaux, caractérisés par un important enrichissement en éléments incompatibles et des compositions isotopiques en Nd, Sr et Pb très éloignées des laves épanchées à l'aplomb des rides médio océaniques (Figs. IV.38-4.42-4.43).

Le champ de composition isotopique des laves triasiques caractérisées par les rapports les plus élevés en Nd et en Pb, se confond avec le champ très étendu du magmatisme intraplaque océanique, représenté par le champ des OIB sur les diagrammes $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ vs $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ (Fig. IV.42a), $^{207}Pb/^{204}Pb_i$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ et $^{208}Pb/^{204}Pb_i$ vs $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ (Figs. IV.43a-b). Les laves caractérisées par les compositions les moins radiogéniques en Nd et en Pb s'en détachent pour se rapprocher des compositions théoriques du pôle enrichi EM-I de Zindler & Hart (1986, « Enriched Mantle I », Figs. IV.50). Ce dernier est également caractérisé par des rapports isotopiques en Sr proches des valeurs primordiales (BSE, ~0,7045), contrairement au pôle EM II, caractérisé par des compositions très radiogéniques en Sr (Figs. IV.42a-b).

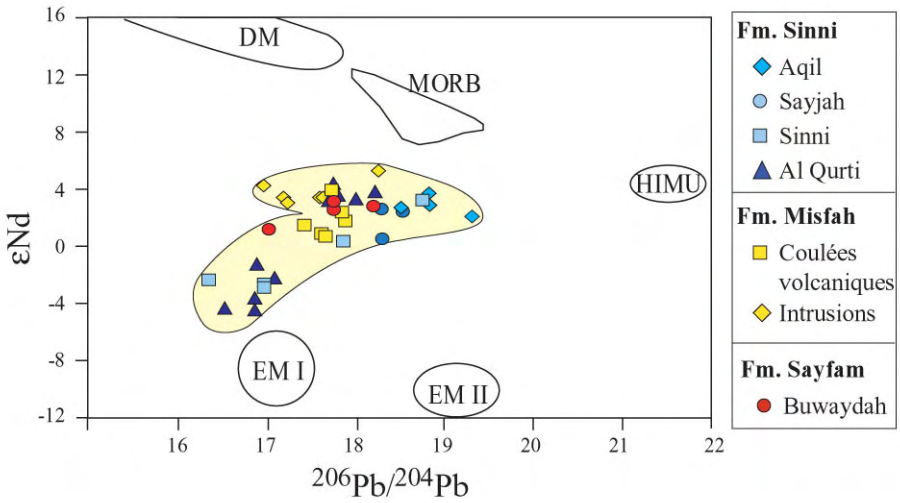


Fig. IV.50 - Comparaison du champ de composition isotopique en Nd et Pb (à t = 230Ma) des laves triasiques du bassin d'Hawasina, et des champs actuels des principaux pôles isotopiques mantelliques de Zindler & Hart (1986).

Cette signature EM I est retrouvée dans les basaltes océaniques reliés aux points chauds des Kerguelen, de Gough et de Tristan da Cunha (White, 1985, Zindler & Hart, 1986). Par rapport aux basaltes océaniques définissant le pôle théorique EM II (groupe de la Société incluant également les Açores, les Marquises et Samoa, White, 1985), la signature isotopique des « basaltes EM-I » traduit une évolution sur le long terme d'un réservoir caractérisé par des faibles rapports Rb/Sr, U/Pb et Th/Pb (Zindler & Hart, 1986 ; Sun & McDonough, 1989 ; Weaver, 1991 ; Willbold & Stracke 2006).

Le recyclage dans le manteau de matériaux d'origine continentale ou pélagique dans les marges convergentes permettrait d'expliquer la présence des ces signatures enrichies dans les basaltes océaniques (OIB et OFB, voir les auteurs précédents). Les basaltes continentaux, et en particulier ceux des grandes provinces magmatiques continentales (CFB), sont cependant caractérisés par des

compositions isotopiques généralement beaucoup plus variées que celles des basaltes océaniques (Saunders et al., 1992). Ces différences plaident en faveur d'une participation de la lithosphère continentale dans la signature des magmas.

Alors que la production d'un important volume de basalte par la fusion même du manteau lithosphérique est très controversée (Arndt & Christensen, 1992 ; Menzies, 1992), la contribution isotopique des matériaux qui la compose, ainsi que ceux de la croûte continentale inférieure, sont classiquement proposées pour expliquer la composition isotopique des basaltes continentaux caractérisés par des faibles rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{86}Sr/^{87}Sr$ (Deccan : Lightfoot & Hawkesworth, 1988 ; Lightfoot et al., 1990 ; Parana-Etendeka : Gibson et al., 1995 ; Peate & Hawkesworth, 1996 ; Madagascar : Storey et al., 1997 ; Mahoney et al. 1991, Mer Rouge : Altherr et al., 1990 ; Iles du Cap Vert : Escrig et al., 1995).

La proportion plus élevée de roches mafiques en base de croûte et le fractionnement provoqué par les épisodes de différenciation intracrustale sont à l'origine d'une baisse des teneurs en éléments les plus incompatibles de la croûte continentale inférieure par rapport à la croûte supérieure, mais également à un appauvrissement en Th et en U (Fig. IV.51, McLennan, 2001). Ces différences de composition élémentaire sont susceptibles d'entraîner à long terme la déviation de la composition isotopique de la croûte inférieure vers des signatures nettement moins radiogéniques en Sr et en Pb (Taylor et al., 1983 ; Zindler & Hart, 1986 ; McDonough, 1990 ; Sun & McDonough, 1989).

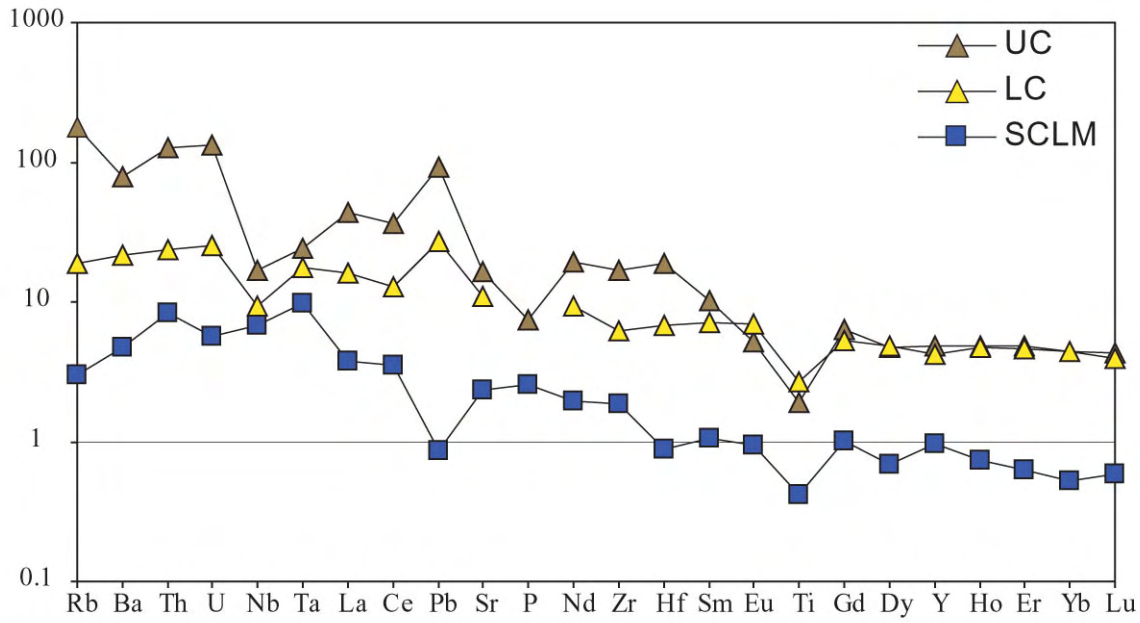


Fig. IV.51 - Spectres multiélémentaires de la croûte continentale supérieure (UC) et inférieure (LC) d'après McLennan (2001), et du manteau lithosphérique sous-contiental (SCLM) d'après McDonough (1990).

Le second réservoir suspecté de participer à la signature enrichie voire à la genèse des basaltes continentaux est le manteau lithosphérique (Hawkesworth et al., 1988 ; 1990 ; 1992 ; Gallagher & Hawkesworth, 1992). L'étude des xénolites mantelliques montre que le principal processus d'évolution de la lithosphère consiste en l'extraction de liquides silicatés (Baker et al., 2002 ; Downes, 2001, Shaw et al., 2007), ce qui conduit à un appauvrissement en éléments incompatibles qui, à long

terme, produit une signature isotopique de type manteau appauvri (Downes et al., 2001). Mais les xénolites mantelliques montrent également très régulièrement des signatures isotopiques et géochimiques enrichies. Les agents métasomatiques peuvent être variés. Les xénolites ultramafiques du domaine européen et arabe montrent, par exemple, des spectres multi-élémentaires qui traduisent des interactions avec des liquides silicatés, des fluides issus de la déshydratation d'une plaque subduite et des liquides carbonatés (Downes, 2001 ; Shaw et al., 2007). La surimposition de ces processus au cours de l'histoire, généralement polyphasée, d'une lithosphère continentale ancienne, conduit à de fortes hétérogénéités de compositions isotopiques avec la possibilité d'atteindre des signatures de type EM I et EM II (McDonough, 1990 ; Downes, 2001, Zindler & Hart, 1986).

La principale caractéristique traduisant la participation d'un pôle enrichi de type EM I au magmatisme triasique de la marge arabe est donc la déviation des laves de la formation de Sinni, depuis le champ isotopique des OIB vers des compositions non radiogéniques en Nd et en Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb_i$ minimum~16,35) et des rapports modérément élevés du Sr ($0{,}7049<{}^{86}Sr/^{87}Sr_i<0{,}7058$, Figs. IV.42a-b, Table X). Ces signatures requièrent la participation d'une source ancienne, caractérisée par des rapports Sm/Nd et U/Pb relativement faibles, et des rapports Rb/Sr légèrement plus élevés que le manteau appauvri. Comme présenté précédemment, ces caractères sont clairement distincts d'une signature de type croûte continentale supérieure et sont alternativement documentés au sein de la croûte continentale inférieure, de la lithosphère continentale et des sédiments. Ces trois types de réservoirs étant susceptibles d'être assimilés au cours de la remontée des magmas au travers de la lithosphère continentale ou bien d'être recyclés dans le manteau et d'entrer dans la composition de la source, la distinction entre les processus d'assimilation (postérieur à la genèse du magma) et de contamination (de la source) renseignent sur la dynamique mantellique locale. L'absence de corrélation entre les compositions isotopiques et les rapports Zr/Ti, 1/Nd, La/Sm_N et Sm/Yb_N a été interprétée comme indicateur de l'absence de contamination à la source. Dans ce contexte, et au vue du caractère continental du socle du magmatisme étudié, les interactions entre les magmas épanchés sur la marge arabe et le contaminant recherché, sont estimées comme ayant lieu préférentiellement lors d'assimilations post-magmatiques, intervenant durant la traversée des magmas au travers des différents réservoirs lithosphériques (manteau ou croûte continentale inférieure).

Selon Arndt & Christensen (1992), le manteau lithosphérique ne présente généralement pas d'anomalie négative en Nb ou présente de légères anomalies positives (La/Nb = 0,54, McDonough, 1990 ; Fig. IV.49). De même, la lithosphère continentale est susceptible de conserver des rapports Th/Nb (=0,15) proches de celui du manteau primitif (McDonough, 1990 ; Sun & McDonough, 1989), alors que l'enrichissement en Th et l'appauvrissement en Nb sont deux caractéristiques de la composition théorique de la croûte continentale inférieure (McLennan, 2001). Dans le champ de composition εNd_i vs La/Nb (Fig. IV.52a), les laves enrichies du bassin d'Umar montrent une corrélation négative qui n'aboutit qu'à un appauvrissement très limité en Nb. Ces valeurs tendent vers la composition théorique de la croûte continentale inférieure de McLennan (2001). Dans le champ de composition εNd_i vs Th/Nb, ces mêmes échantillons sont caractérisés par des valeurs relativement faibles par rapport à celles de la croûte continentale, indiquant que ces laves n'ont pas subi d'enrichissement important en Th.

L'existence d'un enrichissement progressif des teneurs en Nb de l'ensemble du magmatisme triasique, et ceci à différentes proportions, est illustrée sur la Fig. IV.52a. Ces tendances sont associées à des variations des valeurs de l'εNd_i qui paraissent significatives. Ces différentes corrélations suggèrent que le processus de contamination subi par les laves enrichies de la base de la formation de Sinni puisse également expliquer les variations d'un ordre de grandeur inférieur, de la composition isotopique de l'ensemble des laves analysées. Les différentes droites de régression indiquées sur ce diagramme décrivent la participation de composantes enrichies de compositions différentes. Les variations des εNd_i entre ces deux corrélations pourraient dériver également de l'intervention de composantes d'âges différents.

Cette interprétation suggère simplement que la majorité des laves étudiées aient pu interagir avec la lithosphère ou la croûte continentale inférieure, provoquant, en fonction de la composition de la source et à des degrés divers, un appauvrissement en Nb et la dispersion des compositions isotopiques observées.

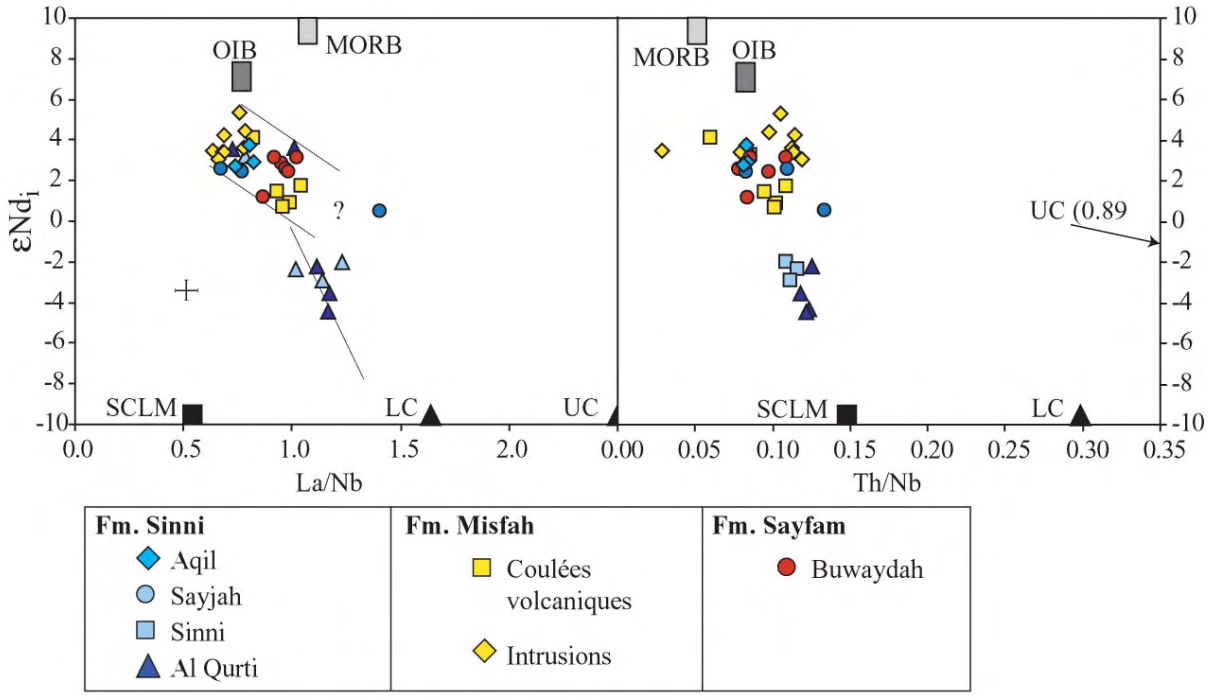


Fig. IV.52 - Diagramme de corrélation **(a)** εNd_i vs La/Nb et **(b)** εNd_i vs Th/Nb pour les laves triasiques de composition basaltique des nappes d'Hawasina. Les champs de composition des OIB et des MORB sont d'après Sun & McDonough (1989), celui du manteau lithosphérique d'après McDonough (1990) et ceux de la croûte continentale inférieure (LC) et supérieure (UC) d'après McLennan (2001).

Si le léger appauvrissement en Nb et l'absence d'enrichissement en Th sont des indicateurs de la participation d'un manteau lithosphérique métasomatisé, cette participation n'est pas reflétée par d'autres indices telles qu'un appauvrissement en Ti, Zr-Hf, ni par un enrichissement significatif en LILE par rapport aux LREE. Dans cette étude, les variations erratiques des concentrations du Rb, du Na ou du K témoignent cependant des sévères remobilisations que ces éléments subissent lors des différents processus d'altération. De plus, les fortes valeurs de la perte au feu ne permettent pas de s'assurer du caractère magmatique de leurs concentrations. Il ne semble donc pas prudent de les utiliser comme traceurs de la composition de la source, ce qui représente un réel handicap au vue du comportement très particulier, par exemple du K, lors d'une contamination avec un composant crustal.

Il apparaît donc extrêmement difficile de distinguer, à partir de la signature géochimique des laves analysées, la nature du contaminant non radiogénique du fait d'une absence générale de marqueurs géochimiques clairs dans la composition de ces laves.

Du point de vue des isotopes, la déviation des laves de la formation de Sinni, depuis le champ isotopique des OIB vers des compositions non radiogéniques en Nd et en Pb ($^{206}Pb/^{204}Pb_i$ minimum~16.35) et des rapports modérément élevés du Sr ($0{,}7049<{}^{86}Sr/^{87}Sr_i<0{,}7058$, Figs. IV.44a-b, Table X), requiert la participation d'une source ancienne. Comme discuté précédemment, ces signatures isotopiques sont documentées au sein de la croûte continentale inférieure ou du manteau lithosphérique. Les figures IV.53b et IV.54 illustrent particulièrement cette caractéristique : les granulites mafiques ou siliceuses échantillonnées dans la région du socle arabo-nubien (ANS, Stern, 1994) et de la Tanzanie (Cohen et al., 1984) montrent un champ de compositions isotopiques en Nd, Sr et Pb qui dévient vers une signature EM I, alors que la croûte continentale supérieure de la région est généralement caractérisée par une déviation vers des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{86}Sr/^{87}Sr$ élevés. De même, les réservoirs différenciés à l'Archéen présentent généralement une composition isotopique beaucoup plus évoluée que ceux datant du Protérozoïque (Fig. IV.53b).

Les signatures géochimiques et l'histoire tectono-métamorphique de la lithosphère arabe ont été largement étudiées dans le socle arabo-nubien qui affleure sur les flancs exhumés des branches de rift associées au point chaud de l'Afar (Mer Rouge, Golfe d'Aden, Ethiopie-Kenya). Malgré sa position relativement éloignée par rapport à la marge néotéthysienne, les données géochimiques et isotopiques disponibles sur les zones occidentale et méridionale de la lithosphère arabe permettent de comparer les compositions des laves triasiques étudiées à cette référence très bien documentée.

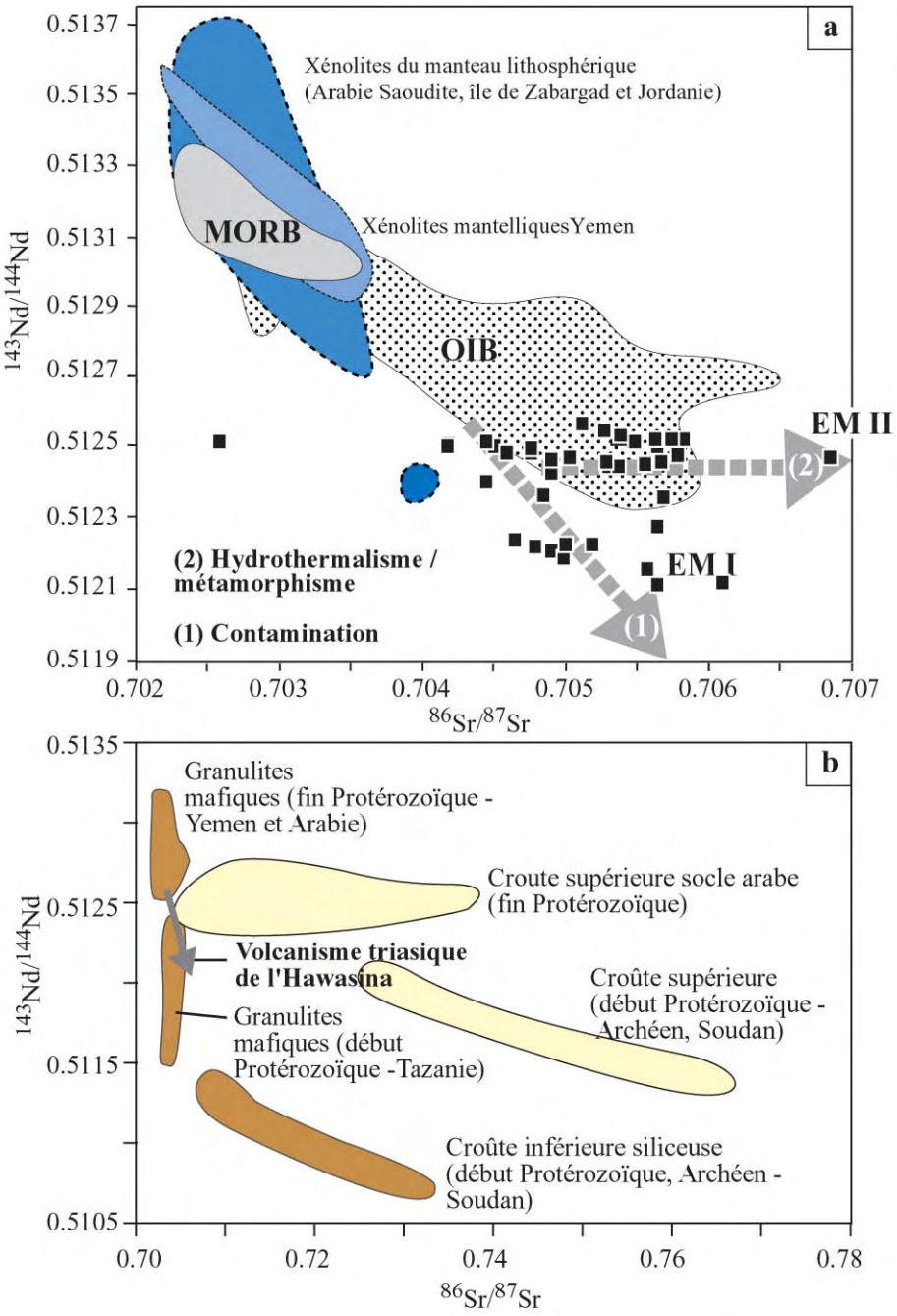


Fig. IV.53 - Composition isotopique (t=230Ma) en Nd et Sr des volcanites triasiques de l'Hawasina **(a)** Comparée au champ actuel des MORBs et du manteau lithosphérique arabe. Données sources : MORB - OIB - EM I - EM II - Zindler & Hart (1986); manteau lithosphérique arabe- Shaw et al. (2007 - Jordanie), Henjes-Kunst et al., (1990 - Arabie Saoudite), Blusztajn et al., (1995 - Arabie Saoudite), Baker (2002 - Yemen) et J. A. Baker (unpublished data, 1996), Bruckner et al., (1988 - Zabargad). **(b)** Comparée (voir la flèche) avec les compositions crustales typiques de la région d'après Baker et al. (1997) qui compilent les données : du Soudan (Davidson & Wilson, 1989); des granulites mafiques début Protérozoique (Cohen et al., 1984); et fin Protérozoïques (McGuire & Stern, 1993 et G. Chazot & J. A. Baker, unpublished data, 1996); de la croûte supérieure fin Protérozoïque (Duyverman et al., 1982 et Hegner & Pallister, 1989).

Dans cette zone, la croûte continentale arabe, ou socle arabo-nubien (ANS), est dominée par une série de terrains océaniques qui se sont formés, puis accrétés au Néoprotérozoïque, lors de l'orogenèse pan-africaine (750 et 550 Ma : collision, métamorphisme et tectonique de coulissement ; Stern, 1994). Leurs compositions géochimiques montrent qu'ils ont été en majorité formés en contexte d'arcs insulaires, ou lors d'activités volcaniques intra-océaniques (plateau océanique, Stein & Goldstein, 1996 ; Stein, 2003). Leurs compositions isotopiques sont caractérisées par des rapports très radiogéniques du Nd et du Pb ($+2<\varepsilon Nd_t<+9$), indiquant que la croûte continentale actuelle est particulièrement juvénile (issue directement du manteau ; Stoeser & Frost, 2006 ; Andersson et al., 2006 ; Hargrove et al., 2006).

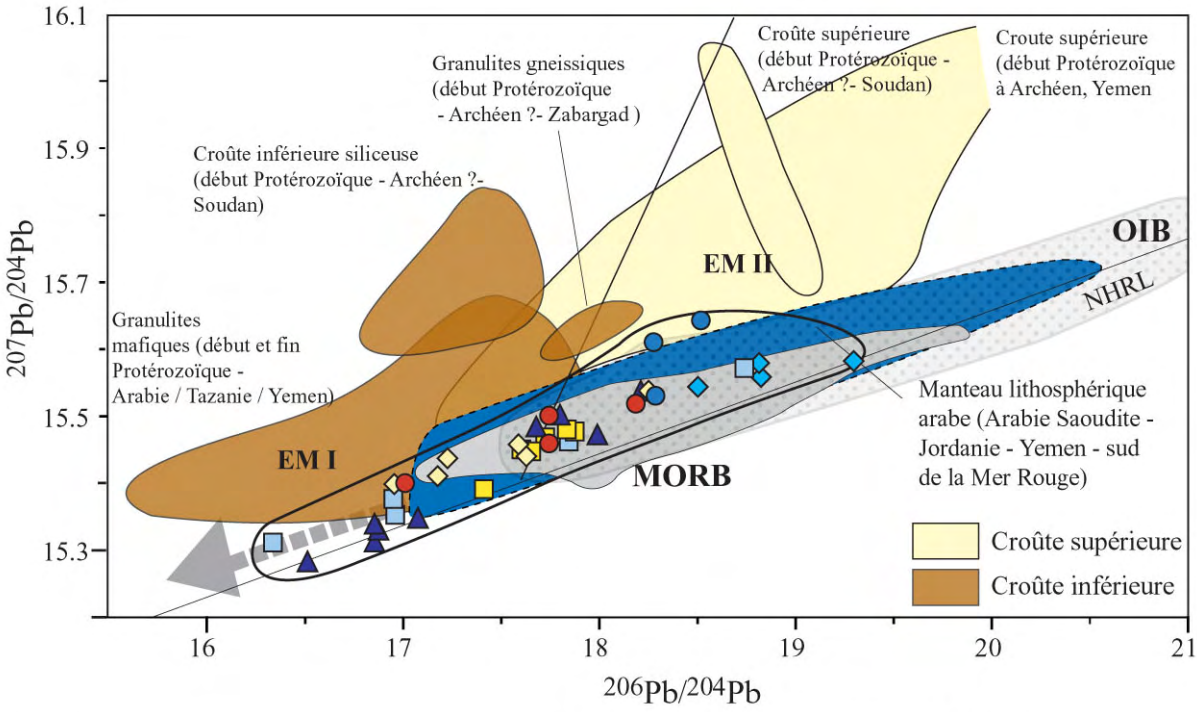


Fig. IV.54 - Composition isotopique (t=230Ma) en $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{207}Pb/^{204}Pb$ des volcanites triasiques de l'Hawasina (légende identiques aux figures précédentes) comparée au champ actuel des MORB, des OIB du manteau lithosphérique arabe, et de la croûte continentale inférieure et supérieure régionale. Données sources : MORB et OIB - EM I - EM II - Zindler & Hart (1986); Northern Hemisphere Reference Line (NHRL - Hart, 1984); manteau lithosphérique arabe - Shaw et al. (2007 - Jordanie), Baker et al., (2002, 1998 - Yemen et sud de la Mer Rouge), Hamelin & Allègre (1988 - Zabargad), Blusztajn et al., (1995 - Arabie Saoudite). Croute soudanaise - Davidson & Wilson, (1989); croute supérieure du Yemen - Whitehouse et al. (2001b) ; Croute inférieure mafique - Cohen et al. (1984 - Tanzanie), Altherr et al., (1990) et G. Chazot & J. A. Baker (unpublished data, 1995 - Arabie et Yemen) ; Croute inférieure felsique (Bosch & Lancelot, 1990 - Zabagad).

Des unités géologiques fournissent néanmoins des évidences géochronologiques et/ou isotopiques qui indiquent que l'ANS inclut également des soubassements crustaux isotopiquement beaucoup plus évolués, car datant de l'Archéen et du Paléoprotérozoïque. Il s'agit par exemple d'une partie du socle yéménite (SE de l'ANS), dont les gneiss ont fourni des zircons de 2,3 à 2,6 Ga (age modèle Nd-Sm et âge de cristallisation U-Pb, Windley et al. 2001). Une série de lambeaux de nature continentale comportant des zircons détritiques hérités a ainsi été découverte soit au niveau des sutures

pan-africaines, soit à l'intérieur même des terrains accrétés (métasédiments ou gneiss) et des batholites de granitoïdes (Soudan, Arabie Saoudite, Hargrove et al., 2006, Whitehouse et al., 2001a).

Les rares granulites (gneissiques ou mafiques) et péridotites remontées à la faveur d'exhumations tectoniques locales (Ile de Zabargad), ou sous la forme de xénolites associés au volcanisme récent, permettent un échantillonnage directe de la coûte continentale inférieure et du manteau lithosphérique arabo-africain :

- Les xénolites de la croûte inférieure du socle arabo-nubien, que Bosch et Lancelot (1990) ont échantillonnés sur l'île de Zabargad (Granulites gneissiques d'origine anté-pan-africaine : Paléoprotérozoïque à Archéen, Fig. IV.54) exhibent des gammes de composition également relativement appauvries avec $^{206}Pb/^{204}Pb > 17,5$ (Fig. IV.54) et des rapports isotopiques initiaux du Nd, supérieurs aux valeurs contemporaines du CHUR (Lancelot & Bosch, 1991). Baker et al. (1997) publient également un champ de composition isotopique du Pb de la croûte inférieure locale incluant les granulites mafiques du craton archéen de Tanzanie (Cohen et al., 1984) et du craton yéménite. Malheureusement, les données provenant du craton du Yemen n'ont pas été publiées à notre connaissance et ne sont reportées que sous forme d'un champ (Baker et al., 1997). Néanmoins ces données permettent d'argumenter en faveur de la présence d'un soubassement crustal ancien, dont les compositions isotopiques du Pb sont particulièrement peu radiogéniques. La croûte continentale inférieure et le manteau lithosphérique de la Tanzanie illustrent clairement l'évolution typique d'un craton archéen, caractérisé par des rapports isotopiques très évolués en Pb et en Nd ($^{143}Nd/^{144}Nd$ jusqu'à 0,5113, $\varepsilon Nd = -26,7$ et $15,5 < ^{206}Pb/^{204}Pb < 17,5$, Fig. IV.54, Cohen et al., 1984).

Il semble donc raisonnable de considérer que la croûte continentale inférieure de l'ANS ait pu participer à la signature non radiogénique des laves étudiées et en particulier des basaltes enrichis de la formation de Sinni.

- En contrepartie, les âges modèles (Sm-Nd) des pyroxénites de Jordanie (~600 Ma, Shaw et al., 2007) de l'Arabie Saoudite et du Yémen (~700 Ma, Baker et al., 2002) donnent des résultats concordants avec ceux obtenus sur les roches néoprotérozoïques de la croûte arabe. Ces derniers s'étalent globalement entre 500 et 900 Ma (travaux récents : 560 à 830Ma, Hargrove et al., 2006 ; 620 à 870 Ma, Stoeser & Frost, 2006, ~800 Ma, Andersson et al., 2006). Ces données suggèrent que la majorité de la lithosphère arabe se soit formée au cours de l'orogenèse panafricaine (Baker et al., 2002). Les données compilées sur la lithosphère sous-continentale arabe sont reportées sur les diagrammes Nd-Sr et Pb-Pb et correspondent aux roches mantelliques d'Arabie Saoudite et de l'île de Zabargad, et aux minéraux séparés des xénolites du Yémen et du sud de la Mer Rouge, ainsi que des péridotites de Jordanie. Il en ressort très clairement que la lithosphère locale (sous l'ANS) est caractérisée par des rapports isotopiques en Nd (0,5135-0,5129) et en Sr (0,7022-0,7036) qui sont majoritairement appauvris par rapport à la BSE. Le champ de variation des isotopes du Pb est caractérisé par des compositions autant voire plus appauvries que les MORB, et par un pôle moins radiogénique mais présentant des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ systématiquement supérieurs à 17 (Fig. IV.54).

A ce niveau de la discussion, les compositions isotopiques enrichies du magmatisme triasique de la marge omanaise montrent donc des signatures très éloignées des xénolites lithosphériques de l'ANS (Figs. IV.53a-4.54). En revanche, les soubassements anté-pan-africains du Yémen et de la

Tanzanie démontrent que la croûte continentale inférieure représenterait une composante enrichie suffisamment évoluée.

Seul un échantillon mantellique du Yémen, dont les clinopyroxènes ont été analysés par Baker et al. (2002), montre des rapports en Nd, Sr et Pb qui suggère la présence de composantes plus enrichies dans le manteau lithosphérique arabe (valeurs corrigées à 230 Ma avec εNd_i = 0,4, $^{86}Sr/^{87}Sr_i$ = 0,704 et $^{206}Pb/^{204}Pb_i$ = 17,151, péridotite JK1, Baker et al., 2002). Selon ces auteurs, le manteau lithosphérique arabe, bien que chimiquement et isotopiquement hétérogène, ne peut donc être invoqué comme à l'origine de la signature enrichie des basaltes continentaux caractérisés par des εNd négatifs (Baker et al., 2002). Baker et al. (2002) remarquent que l'absence d'une signature archéenne dans le manteau lithosphérique du socle arabo-nubien et en particulier des xénolites du Yémen peut refléter : (1) un problème d'échantillonnage lié à l'hétérogénéité du manteau lithosphérique, (2) les effets liés à l'érosion thermique du panache de l'Afar, (3) la preuve de la délamination des soubassements archéens du craton yéménite au cours de la formation du manteau lithosphérique néoprotérozoïque (relié à l'orogenèse panafricaine).

Dans ce contexte, les signatures EM I présentées par les laves alcalines de la formation de Sinni, et dans une moindre mesure dans les coulées volcaniques de la base de Misfah et dans une partie de la formation de Sayfam, sont donc plus vraisemblablement caractéristiques de l'assimilation de résidus de soubassements continentaux anté-néoprotérozoïques, de compositions isotopique et géochimique relativement hétérogènes. Elles pourraient également dériver d'une interaction avec ces matériaux de base de croûte susceptibles d'avoir été recyclés dans le manteau lors des épisodes de convergences et de subduction au Pan-Africain. De plus, la participation même du manteau lithosphérique arabe caractérisé par des signatures isotopiques juvéniles et particulièrement appauvries, ne permet pas d'expliquer la formation de liquides magmatiques de type OIB au Trias.

Les signatures isotopiques tout à fait singulières des intrusions basaltiques de la plate-forme de Misfah ne sont pas aisément interprétables. Ces dernières montrent des rapports très homogènes du Nd et une forte hétérogénéité des rapports isotopiques du Pb. Les teneurs élémentaires en Pb, Th et U ne semblent pas avoir subi de modification post-magmatique. Le fractionnement des rapports U/Pb dans les amphiboles ou les phlogopites contenues dans certains xénolites du manteau lithosphérique est classiquement invoqué pour expliquer la déviation des liquides magmatiques vers des rapports non radiogéniques en Pb. Cependant, ces modifications nécessitent une évolution sur le long terme qui devrait être reflétée par une évolution isotopique du Nd. La digestion de sédiments carbonatés par les intrusions de Misfah, ou de sédiments pélagiques siliceux dans des réservoirs magmatiques qui longent la plate-forme, est une explication attirante. Malheureusement, aucune analyse isotopique de l'encaissant n'a été menée dans cette étude. Néanmoins, cette signature non radiogénique en Pb ne sera pas considérée comme reflétant la composition isotopique de la source.

IV.8.2.2. La composante radiogénique : sources mantelliques et héritage de l'événement permien

L'implication d'une source mantellique enrichie en LREE, caractérisée par une signature isotopique en Nd nettement moins radiogénique que celle du manteau appauvri, est documentée dans chaque série volcanique étudiée. Les diagrammes εNd_i vs La/Sm_N, Sm/Yb_N, Ti/Y et 1/Nd (Figs. IV.49-4.52) suggèrent que cette signature typique des OIB ne semble pas issue d'une contamination par la composante enrichie des basaltes alcalins de Sinni. Elle semble également indépendante des fortes variations de la profondeur à laquelle les magmas étudiés ont été créés. Le manteau présent sous la marge arabe et source de l'ensemble du volcanisme triasique véhicule donc une signature enrichie d'un point de vue isotopique et géochimique.

Cette signature peut alternativement être expliquée par la remontée d'un panache sous la marge arabe ou par la remobilisation tectonique d'un manteau local enrichi. Les compositions isotopiques très étendues présentées par la plupart des provinces magmatiques continentales et les caractères géochimiques de ces laves, traduisant des phénomènes de contamination, ont mené de nombreux auteurs à considérer la fusion du manteau lithosphérique hydraté comme une source potentielle de ces magmas (Hawkesworth et al., 1988 ; Gallagher & Hawkesworth, 1992 ; Lightfoot et al., 1993 ; Gibson et al., 1995 ; Peate & Hawkesworth, 1996). A l'opposé, la contamination continentale de liquides dérivant principalement de l'asthénosphère est classiquement invoquée (Arndt & Christensen, 1992 ; Wooden et al., 1993). Ces modèles sont développés pour répondre à l'évolution observée des signatures géochimiques et isotopiques des sources impliquées entre les immenses volumes de basaltes continentaux classés dans les types de magmas High-Ti et Low-Ti.

Contrairement aux édifices intra-océaniques associés au fonctionnement d'un panache (Legendre et al., 2005, 2006) et aux grandes provinces magmatiques continentales (auteurs précédemment cités), la proportion et le volume de liquides basaltiques faiblement enrichis en éléments incompatibles et l'absence totale de séquences tholéiitiques franches, suggèrent fortement que l'épisode triasique ne soit pas associé au fonctionnement d'un panache actif. Il reste cependant à considérer que le volume de magma disponible à l'affleurement pourrait être très inférieur à celui réellement formé au cours de l'épisode magmatique triasique.

La composition isotopique généralement appauvrie de la lithosphère arabe suggère qu'elle ne puisse pas représenter le réservoir mantellique prédominant de l'épisode magmatique triasique (Baker et al., 2002 ; Fig. IV. 53a). De plus, aucune signature géochimique claire ne documente la participation d'un manteau lithosphérique métasomatisé susceptible de représenter un réservoir mantellique fertile (Gallagher & Hawkesworth, 1992).

Dans ce contexte, la comparaison des signatures en éléments en traces et en isotopes des laves analysées à celles documentées pour l'épisode magmatique du Permien moyen, est susceptible d'offrir de nouvelles informations sur les caractéristiques du manteau local.

Contrairement à l'épisode triasique, la formation de la marge arabe au Permien s'accompagne de la mise en place de séries volcaniques tholéiitiques et alcalines qui s'épanchent dans tous les compartiments de la marge (Béchennec, 1987). Les séquences volcaniques hectométriques à

purihectométriques se mettent en place depuis la plate-forme du Saih Hatat, dans les unités proximales du bassin d'Hawasina et jusque dans les unités les plus distales du bassin (Béchennec, 1987 ; Béchennec et al., 1991 ; Pillevuit, 1993). Les travaux récents de Maury et al. (2003) et Lapierre et al. (2004) démontrent que la signature géochimique et isotopique de ces laves est intimement associée à leur environnement de mise en place.

La signature géochimique du magmatisme permien reflète la mise en place de liquides high-Ti et low-Ti à la manière des séquences volcaniques volumineuses épanchées sur les marges volcaniques de l'Islande et dans les provinces magmatiques continentales (Maury et al., 2003). Sur la base des compositions isotopiques en Nd et Pb, H. Lapierre et collaborateurs définissent un troisième groupe de laves qui regroupe les épanchements montrant des traces de contamination continentale. Les roches volcaniques permiennes ont donc été regroupées en trois groupes :

- Le Groupe 1 rassemble les basaltes Low-Ti et d'affinité tholéiitique (Fig. IV.55). Ces laves sont systématiquement associées aux unités tectoniques les plus éloignées du continent (Rustaq, Buday'ah et unité supérieure d'Al Ajal). Elles présentent des compositions isotopiques caractérisées par des rapport radiogéniques en Nd avec de fortes variations de l'εNd ($3,8<\varepsilon Nd_i<11,1$, Lapierre et al., 2004) et des compositions généralement très homogènes en $^{206}Pb/^{204}Pb$ (à l'exception de deux échantillons Om-236 et Om-235 ; Figs. IV.56c-e). L'éventail de leur composition en éléments en traces incompatibles traduit la mise en place de tholéiites légèrement appauvries à légèrement enrichies en LREE et en éléments incompatibles (Fig. IV.55). La corrélation entre le rapport La/Nd et les valeurs εNd_i (Fig. IV.56f) traduit un phénomène de mélange entre une composante enrichie et une composante appauvrie (Fig. IV.56f).

- Le Groupe 2 rassemble les basaltes alcalins de type high-Ti, qui sont systématiquement associés aux unités proximales du bassin d'Hawasina (Wadi Wasit, unité inférieure d'Al Ajal). Ces laves sont systématiquement plus enrichies en Th, Nb et La que les basaltes du Groupe 1 (Figs. IV.55-4.56b). Elles définissent un champ isotopique beaucoup plus restreint en Nd et caractérisé par des rapports isotopiques enrichis ($3,1<\varepsilon Nd_i<4,9$; Lapierre et al., 2004) par rapport aux tholéiites distales du groupe 1.

- Le Groupe 3 regroupe les basaltes high-Ti et low-Ti épanchés sur la plate-forme continentale du Saih Hatat, mais également un échantillon prélevé dans une des séquences volcano-sédimentaires du bassin distal d'Hawasina (sommet d'Al Ajal). Ces laves sont caractérisées par des valeurs non radiogéniques en Nd et des rapports en $^{206}Pb/^{204}Pb$ similaires aux basaltes du groupe 2. Les compositions non radiogéniques en Nd soulignent la participation d'une composante plus enrichie que celle échantillonnée par le groupe 2. Leurs compositions géochimiques sont largement comparables aux basaltes alcalins du Groupe 2 à l'exception d'un léger enrichissement du Th (Fig. IV.56a) par rapport aux LREE et au Nb ainsi que des variations significatives des teneurs en Zr et Hf (Fig. IV.55).

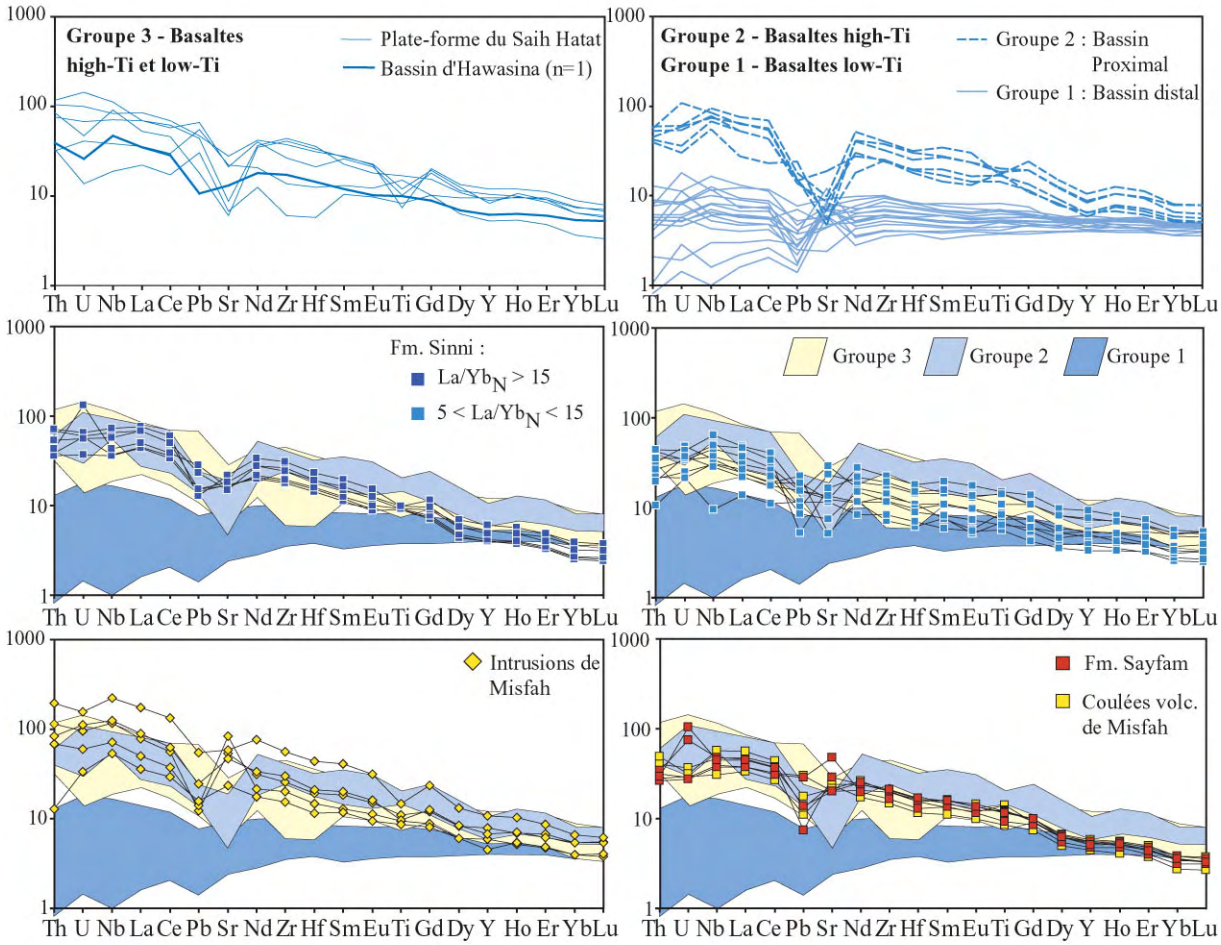


Fig. IV.55 - Spectres multi-élémentaires (normalisation au manteau primitif d'après les valeurs de Sun & McDonough, 1989) des goupes 1, 2 et 3 du Permien moyen (Lapierre et al., 2004) comparés aux spectres multi-élémentaires des séries basaltiques triasiques associées aux formations de Sinni, de Misfah et de Sayfam. Les basaltes high-Ti et low-Ti du Permien Moyen s'épanchent depuis la plate-forme du Saih Hatat jusque dans le bassin d'Hawasina alors que les coulées volcaniques triasiques sont limitées aux unités de bassin.

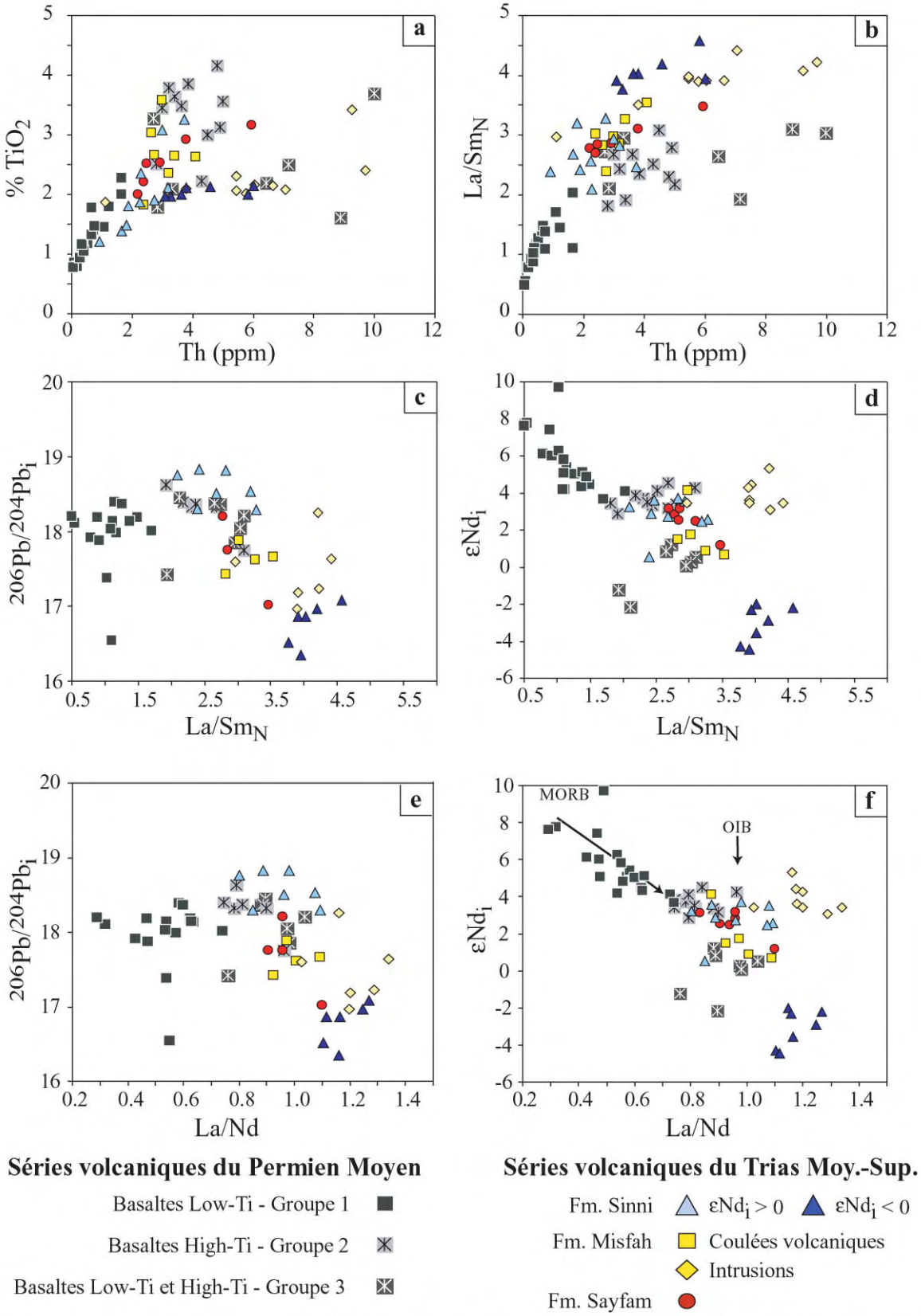


Fig. IV.56 - Diagrammes de corrélations géochimiques et isotopiques et comparaison entre les séries magmatiques basaltiques mises en place au Permien moyen et au Trias supérieur sur la marge continentale arabe d'après les données de Lapierre et al. (2004) et Maury et al. (2003) pour les séries volcaniques permiennes. Les compositions isotopiques du Nd et du Pb sont ramenés à 230 Ma (Trias moyen-supérieur)

Comparés aux spectres multi-élémentaires des échantillons du Permien moyen, les différentes séquences magmatiques triasiques montrent une forte affinité avec les signatures géochimiques des laves alcalines du Groupe 2 de Lapierre et al. (2004 ; Fig. IV.55). Les basaltes des formations de Sinni, de Misfah et de Sayfam montrent un appauvrissement plus important en HREE et en Y, interprété comme associé à la proportion de grenat dans leur source. Pour des concentrations similaires en Th, le taux d'enrichissement en LREE illustré par le rapport La/Sm_N est généralement plus élevé pour les séries basaltiques du Trias que pour les basaltes permiens du bassin d'Hawasina (Fig. IV.56b). Malgré les teneurs relativement faibles en TiO_2 des basaltes sub-alcalins du bassin d'Umar, leurs compositions en terres rares les distinguent donc nettement des tholéiites enrichies du Groupe 1 (Fig. IV.56b).

Les compositions isotopiques en Nd des intrusions de Misfah, des basaltes moyennement enrichis en terre rares de la formation de Sinni et de la majorité des basaltes de la formation de Sayfam, sont parfaitement similaires à celles des basaltes alcalins du Groupe 2. Les coulées basaltiques de Misfah, l'échantillon Om04-40 de Sayjah et Om-67 de la formation Sayfam montrent des compositions isotopiques similaires aux laves du Groupe 3 (Figs. IV.56c-d ; Fig. IV.57).

A l'exception des intrusions de Misfah et des basaltes enrichis de la formation de Sinni, les compositions isotopiques en Nd et en Pb des laves triasiques sont donc largement confondues avec le champ de composition isotopique des Groupes 2 et 3 de Lapierre et al. (2004, Fig. IV.57). Deux basaltes tholéiitiques du Groupe 1 montrent des décalages similaires des rapports $^{206}Pb/^{204}Pb$ aux intrusions de Misfah et ceci sans modification des isotopes du Nd. Ces compositions observées dans deux zones paléogéographiques distinctes peuvent illustrer que la composante non radiogénique en Pb ne soit pas associée à un réservoir mantellique, mais aux sédiments du bassin d'Hawasina qui ont pu interagir avec ces laves.

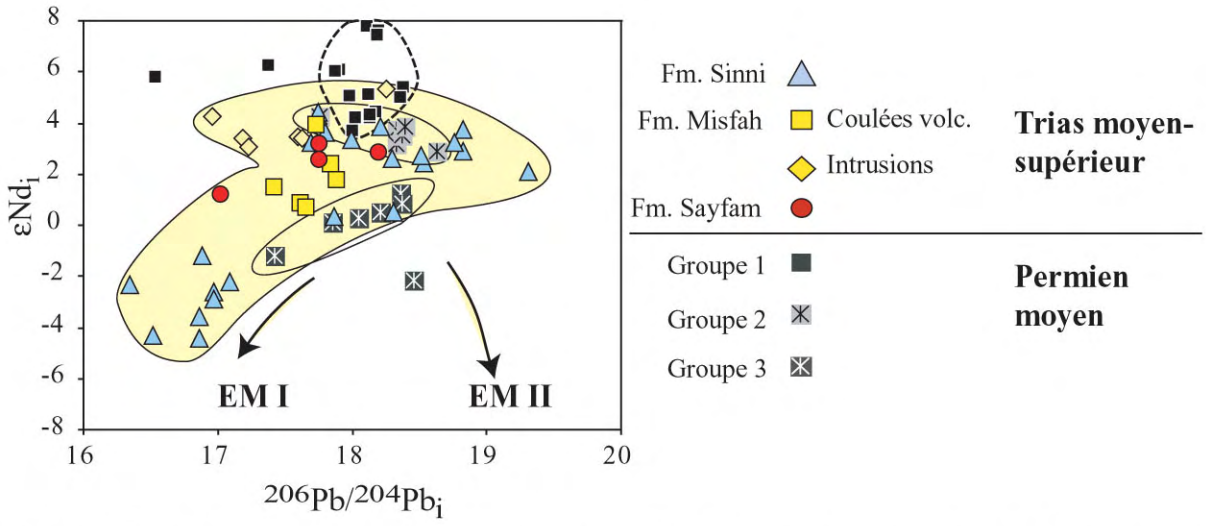


Fig. IV.57 - Composition isotopique en Nd et en $^{206}Pb/^{204}Pb$ des séries magmatiques mises en place au Permien moyen et au Trias supérieur sur la marge continentale arabe d'après les données de Lapierre et al. (2004) pour les séries volcaniques permiennes. Les compositions isotopiques sont recalculées à 230 Ma (Trias moyen-supérieur)

Les rapports isotopiques du Pb et du Nd des laves alcalines de la formation de Sinni montrent des compositions moins radiogéniques que les laves du groupe 3 (Figs. IV.56c-d ; Fig. IV.57). Les corrélations homogènes affichées par ces deux groupes de laves dans les champs de variation εNd_i vs $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Fig. IV.57) et εNd_i vs La/Nd (Fig. IV.56d) suggèrent que ces laves aient pu subir une contamination par une même composante isotopique. Alternativement, le pôle non radiogénique en Pb et Nd représenté par les basaltes de Misfah et de Sayfam se corrèle relativement bien à l'alignement défini par les groupes 1 et 2 de l'épisode permien.

IV.9. Interprétation générale des signatures géochimiques des événements magmatiques permiens et triasiques et signification géodynamique à l'échelle de la marge arabe.

IV.9.1. Nature et nombre de composants impliqués

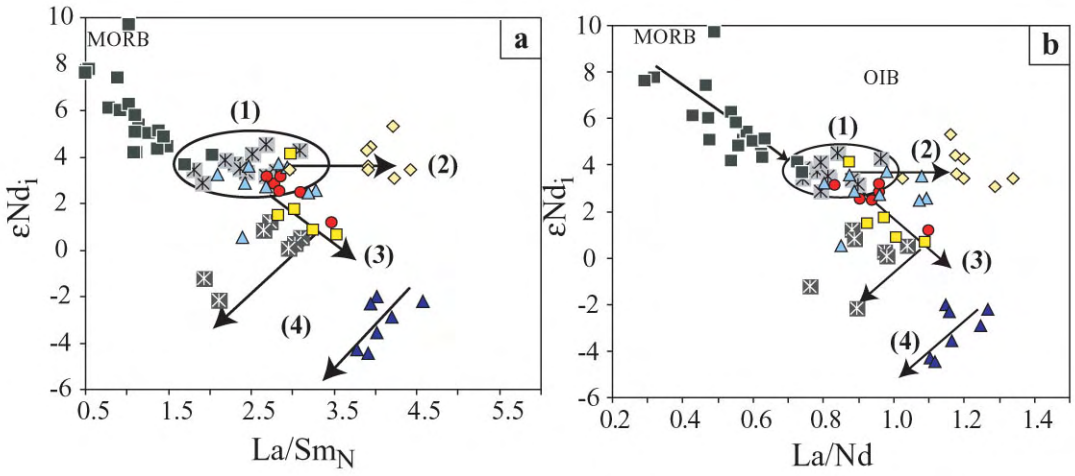
La description des variations géochimiques des deux événements magmatiques majeurs qui accompagnent la formation de la marge arabe, montre très clairement que les sources enrichies des laves alcalines épanchées sur la marge au Trias peuvent être considérées comme équivalentes à celles échantillonnées par les Groupes 2 et 3 du Permien moyen (Fig. IV.57).

Contrairement à l'épisode permien, les signatures géochimiques des échantillons du Trias ne reflètent pas la présence d'un réservoir mantellique aussi appauvri que celui impliqué dans la genèse des tholéiites qui se sont épanchées dans les environnements les plus distaux du bassin d'Hawasina.

Les laves alcalines du Groupe 2, les coulées volcaniques alcalines à sub-alcalines de la partie supérieure de la formation de Sinni, de la partie supérieure de la formation de Misfah (intrusions), ainsi qu'une majorité des laves de la formation de Sayfam, semblent dériver d'un réservoir mantellique identique et de composition isotopique en Nd relativement homogène (Fig. IV.58). Celui-ci peut donc être considéré comme le réservoir mantellique dominant, qui serait présent sous la marge arabe entre le Permien moyen et le Trias.

Les compositions isotopiques et les rapports d'éléments en traces des laves alcalines de la partie inférieure de la formation de Sinni documentent particulièrement l'intervention d'un composant crustal. Cette contamination est également mise en évidence par les laves du Groupe 3 qui tendent vers un même pôle isotopique non radiogénique en Nd et en Pb (Fig. IV.57). La contamination des laves permiennes épanchées sur la plate-forme continentale (Wadi Aday et Wadi Hulw, de la région du Saih Hatat) est interprétée, par H. Lapierre et collaborateurs, comme associée à une assimilation de matériaux issus de la croûte continentale inférieure, lors de la remontée des magmas à travers la lithosphère continentale arabe. La composante crustale serait de « composition similaire aux granulites gneissiques de l'Ile de Zabargad » (Lapierre et al., 2004 d'après les données de Bosch & Lancelot, 1990). Les laves de Sinni présentent cependant des rapports isotopiques en Pb nettement moins radiogéniques que ces granulites siliceuses (Fig. IV.54). Ces différences de composition isotopiques en Pb peuvent traduire l'intervention de composantes enrichies d'âges différents ou de compositions différentes. Par exemple, les soubassements crustaux de composition mafique, mis en évidence au niveau des socles yéménite et tanzanien (Baker et al., 1997, Cohen et al., 1984), montrent des compositions isotopiques en Pb beaucoup plus évoluées que celle des granulites gneissiques de Zabargad (Fig. IV.54). La contamination par ce type de composante (roche ou liquides silicatés) a pu

se produire (1) au cours de la traversée du manteau lithosphérique dans lequel des lambeaux de croûte archéenne ont pu être recyclés lors de l'orogenèse pan-africaine (Baker et al., 2002), ou (2) plus vraisemblablement, lors de la traversée de la croûte continentale, ou d'une stagnation des magmas en base de croûte.



(1) - Composante mantellique principale source des laves intraplaque permiennes et triasiques => Panache Permien

(2) - Diminution du taux de fusion ou enrichissement de la source principale par des liquides silicatés (composition isotopique identique)

(3) - Première composante enrichie (?)

(4) - Deuxième composante enrichie (croûte continentale inférieure)

Fig. IV.58 - Interprétation portant sur les principaux composants intervenant dans le magmatisme basaltique de la marge arabe entre le Permien moyen et le Trias moyen-supérieur. Les valeurs de références des MORB et OIB sont d'après Sun & McDonough, (1989)

Finalement, les corrélations obtenues entre les rapports d'éléments en traces 1/Nd, Ti/Y, La/Sm_N et La/Nd et les compositions isotopiques en Nd des échantillons volcaniques de Misfah et de Sayfam suggèrent que ces laves dérivent également d'une contamination du manteau enrichi dominant (source des intrusions de Misfah, des laves alcalines et sub-alcalines moyennement enrichies de Sinni ainsi que du groupe 2 du Permien, Fig. IV.58). Cette contamination reflèterait l'intervention d'un composant de composition géochimique différente de celui intervenant dans la composition des laves du groupe 3 et des laves enrichies de la formation de Sinni (Fig. IV.58). Les corrélations entre les compositions isotopiques en Nd et les rapports La/Sm et La/Nd suggèrent que ce composant puisse dériver d'un mélange à la source et donc caractériser l'hétérogénéité de la source mantellique dominante.

IV.9.2. Significations géodynamiques

Les interprétations géodynamiques de Maury et al. (2003) et Lapierre et al. (2004) convergent vers la présence d'un panache mantellique sous la marge arabe au Permien moyen. Selon H. Lapierre et collaborateurs, les laves épanchées sur la plate-forme (basaltes high-Ti et low-Ti) et dans le bassin proximal (basaltes high-Ti) dériveraient d'une source mantellique similaire et de type panache, alors que les tholéiites du bassin distal dériveraient d'un mélange entre le panache enrichi permien (Maury et al., 2003 ; Lapierre et al., 2004) et une source de type manteau appauvri (Fig. IV.56f, Lapierre et al., 2004). Maury et al. (2003) montrent en effet que les tholéiites distales associées notamment à l'unité de Rustaq, reconnue comme étant la plus éloignée du continent (Pillevuit, 1993 ; Béchennec, 1987), ne peuvent être considérées comme des témoins de la croûte océanique téthysienne (« croûte océanique de Rustaq », Pillevuit, 1993).

Alors que la fusion de la lithosphère sous-continentale arabe, caractérisée par des signatures isotopiques appauvries (Fig. IV.53), ne semble pas convenir aux signatures isotopiques des laves triasiques échantillonnées, les compositions isotopiques et géochimiques similaires des magmas permiens et triasiques argumentent en faveur de la participation d'un manteau hérité de l'événement intraplaque permien.

Cette interprétation implique tout d'abord qu'il n'est pas nécessaire de faire intervenir la remontée d'un nouveau panache mantellique pour expliquer la signature enrichie des laves du Trias. Elle implique également que l'activité volcanique triasique soit associée à une décompression du manteau permien, ce qui nécessite une remobilisation tectonique de la marge sud-néotéthysienne au Trias moyen-supérieur.

Un événement magmatique contrôlé par une modification du régime tectonique semble tout à fait adapté aux faibles volumes de basaltes épanchés sur la marge arabe. Il est néanmoins important de considérer que les montagnes d'Oman ne donnent accès qu'à la partie superficielle de la couverture de la marge arabe.

Contrairement au volcanisme permien, les séquences tholéiitiques appauvries en éléments incompatibles ne sont pas retrouvées dans le Trias omanais. Cette information peut signifier (1) que la vitesse d'amincissement de la lithosphère au cours de cet épisode triasique soit relativement faible, ce qui est susceptible de limiter le taux de fusion partielle et le volume de liquide généré ; (2) que le manteau source des liquides appauvris du Permien ait été progressivement enrichis par le passage des liquides silicatés issus de l'activité du panache permien.

Ces deux dernières hypothèses permettent d'expliquer, pour une composition isotopique donnée, le décalage vers des valeurs généralement plus élevées des rapports La/Sm et La/Nd, entre les échantillons permiens et triasiques issus du réservoir mantellique principal (Figs. IV.56c-d-e-f). La fusion d'un manteau métasomatisé par des liquides silicatés est susceptible de fournir des liquides basaltiques relativement pauvres en MgO et enrichis en éléments incompatibles. Ces caractères pourraient expliquer la genèse des trachytes Om04-37 et 38 caractérisés par des rapports La/Yb_N élevés, des rapports La/Nd ~ 1,4 et des compositions isotopiques en Pb et Nd similaires à celles des coulées trachyandésitiques et basaltiques de la partie supérieure de la coupe d'Al Qurti. En revanche, ce type de processus ne semble pas adapté dans le cas des intrusions de Misfah qui montrent des compositions très élevées en MgO et généralement sous-saturées en silice.

Ces résultats ont également des implications sur l'évolution géodynamique de la marge arabe. L'ouverture de la Néotéthys (début de la formation du plancher océanique) est classiquement interprétée comme datant du Permien inférieur à moyen (Angiolini et al., 2003a, 2003b ; Béchennec et al., 1990 ; Blendinger et al., 1990, 1992 ; Stampfli et al., 1991., Pillevuit, 1993). Dans ce cadre, Maury et al. (2003) proposent que le substratum du bassin d'Hawasina fasse partie de la marge continentale amincie de la plaque arabe en suggérant que la remonté du panache source des volcanites d'Hawasina, soit intervenue après la rupture continentale et le début de l'océanisation. Dans un modèle légèrement différent, Lapierre et al. (2004) proposent que les séquences volcaniques d'Hawasina soit représentative des SDRS d'une marge volcanique riftée, et que le bassin d'Hawasina se trouve donc sur la zone de transition continent-océan, formée par une croûte de type transitionnel (Menzies et al., 1997) comme le proposent Searle & Graham (1982) et Robertson & Searle (1990).

Au-delà des nombreux arguments géologiques apportées par les études lithostratigraphiques et biostratigraphiques (individualisation d'un bassin pélagique, Béchennec, 1987 ; De Wever et al., 1990), l'évolution de l'affinité des laves permiennes en fonction de leur situation paléogéographique par rapport à la plate-forme est interprétée comme un marqueur de l'amincissement très important subi par la lithosphère arabe au Permien moyen (Maury et al., 2003 ; Lapierre et al., 2004).

L'étude de terrain menée dans la plate-forme de Misfah démontre cependant que cette plate-forme s'est construite sur un substratum continental. De plus, la contamination des laves du bassin de Sinni, ainsi que celle des échantillons Om 126 et 216 des unités distales du bassin d'Hawasina (Lapierre et al., 2004), tendent également à suggérer qu'un soubassement continental soit encore présent au niveau du bassin d'Umar.

La reprise de l'activité magmatique intraplaque au Trias et le fait que ces épanchements présentent des compositions isotopiques et géochimiques similaires aux successions alcalines épanchées au cours de l'événement permien, sont donc interprétés comme les témoins de la fusion d'un manteau correspondant à la tête du panache mantellique permien ; fusion provoquée par une remobilisation tectonique majeure de la marge sud-néotéthysienne.

La diminution significative de la profondeur de fusion au cours de l'épisode triasique est argumentée par une évolution du fractionnement des HREE et semble accompagnée d'une évolution des compositions isotopiques. Cette dernière est interprétée comme issue des interactions avec la croûte continentale arabe, et ne peut donc être caractéristique d'une évolution de la composition de la source en fonction de sa profondeur. Il semble donc que cette évolution soit fonction de l'âge de mise en place des magmas. Les liquides magmatiques initiaux auraient préférentiellement interagi avec la croûte continentale. Cette caractéristique est classiquement mise en évidence pour les liquides magmatiques primitifs et donc plus chauds, ce qui favoriserait le processus de contamination. Dans le cas de cette étude, et au vue des compositions relativement évoluées des magmas étudiés, il semble que cette explication ne soit pas justifiée. La contamination préférentielle des premiers magmas épanchés comme associée à un stade précoce de l'activité magmatique, au cours duquel les liquides seraient préférentiellement stockés en base de croûte avant leur épanchement à la surface.

V - *Synthèse générale, modèle de formation et d'évolution de la marge sud-néotéthysienne au Permien et au Trias*

V.1. Introduction

La formation de la chaîne de montagne d'Oman est associée à l'inversion tectonique de la marge continentale arabe qui bordait l'océan Néotéthys entre le Permien et le Crétacé. Cette inversion produisit un empilement de nappes, constituées des séries sédimentaires et volcaniques originaires du bassin d'Hawasina et de la pente de Sumeini. Ces nappes sont bloquées entre les séries déformées de la plate-forme arabe et l'ophiolite du Semail, au sommet de la pile tectonique.

Une partie de la marge est également passée en subduction puis fut exhumée sous la pile des nappes allochtones (Saih Hatat). Les terrains exhumés ont souffert d'une déformation polyphasée et la continuité avec les unités de bassin est perdue. Cette suite d'événements orogéniques s'accompagne de l'obduction d'une immense section de lithosphère océanique, processus géologiquement singulier.

Dans la littérature, les reconstitutions palinspatiques des différentes unités de la chaîne représentent généralement la marge sud téthysienne comme une marge passive au Permien ou au Trias, qui se serait formée en distension. Les séquences volcaniques du bassin d'Hawasina reposeraient sur cette marge continentale (Béchennec, 1987) et/ou sur le plancher océanique de la Néotéthys (Pillevuit, 1993).

Le rôle dans la formation de la marge et la signification géodynamique globale des différents épisodes d'activité volcanique que l'on retrouve associé aux unités allochtones de l'Hawasina ont été très peu discutés dans ces travaux antérieurs.

Les séries permiennes de la plate-forme autochtone ainsi que les séries volcano-sédimentaires triasiques des unités allochtones ont fourni de nouvelles informations sur ces deux épisodes d'origine tectonique et magmatique, qui ont contribué à la formation de la marge arabe, au Permien moyen puis au Trias moyen-supérieur.

Ces résultats sont ici synthétisés et leurs implications sur le contexte géodynamique associé à l'ouverture de la Néotéthys sont discutées. Ils suggèrent une révision de la nature de la marge continentale arabe et de son évolution entre les événements permien et triasique. Ces discussions sont accompagnées d'une réflexion sur le devenir des principales structures et des corps sédimentaires ou volcaniques qui la composent, lors de l'inversion tectonique.

V.2. Formation de la marge sud-néotéthysienne.

V.2.1. Un premier épisode au Permien : l'enregistrement et les caractéristiques du rifting continental

Contrairement aux autres chaînes de collision alpines comme en Himalaya où les séquences de bassin sont généralement très dispersées et particulièrement déformées dans des zones de mélanges tectoniques complexes, l'état actuel de l'orogenèse alpine en Oman offre l'occasion d'observer le passage latéral entre les environnements de plate-forme, de la pente continentale et du bassin profond longeant la marge continentale arabe entre le Permien et le Crétacé (Glennie et al., 1974 ; Béchennec, 1987).

Les étapes précoces de la formation d'une marge continentale correspondent au processus de rifting. Dans le cas de la marge arabe, celui-ci est généralement décrit à partir des corrélations lithostratigraphiques proposées entre les séries sédimentaires de la plate-forme autochtone et des nappes allochtones. Les reconstitutions palinspatiques de la marge arabe ont été principalement basées sur ce type d'étude, en replaçant des unités paléogéographiques dans la direction et l'ordre de l'inversion tectonique.

En Oman, les dépôts les plus anciens des unités allochtones de Sumeini et d'Hawasina témoignent de la formation respectivement d'une pente et d'un bassin pélagique au Permien moyen (Murghabien). Le bassin d'Hawasina est le siège d'une importante activité volcanique qui est retrouvée généralement à la base ou intercalée dans ces séries pélagiques murghabiennes (Béchennec, 1987 ; Béchennec et al., 1988, 1990, 1991).

Ce volcanisme est également retrouvé dans le domaine NE et ENE de plate-forme arabe (Saih Hatat). Les séries sédimentaires sus-jacentes et sous-jacentes de la formation Saiq, également datées du Murghabien (Le Métour, 1987 ; Le Métour et al., 1986), indiquent que la durée de l'activité magmatique est probablement très courte (l'étage Murghabien correspondant à 5 Ma, Permophiles 36, p2).

Les travaux menés dans le Jabal Akhdar et le Saih Hatat démontrent que les successions sédimentaires et volcaniques de la formation Saiq se déposent au cours d'une période d'extension. Des structures extensives synsédimentaires recoupent les séries du substratum pré-permien. Elles sont scellées par des dépôts murghabiens. Des variations d'épaisseur postérieures sont observées et ont été interprétées comme associées à de la compaction différentielle.

Dans le domaine du Jabal Akhdar, la formation Saiq repose en discordance angulaire sur un substratum profondément érodé (Rabu, 1987). L'extension tectonique synsédimentaire n'est observée qu'à la base de la formation où elle entraîne des décalages très réduits (métriques) et dans des directions variées (glissement ou étirement vers le N et fracturation indiquant une extension locale ENE-WSW).

Les variations d'épaisseur et de faciès des successions basales Sq1V-Sq1L et Hw1 qui précèdent l'activité volcanique murghabienne traduisent l'existence à la fois de reliefs préexistants, mais également d'une profonde érosion mise en évidence au sommet d'un bloc basculé.

Cette érosion ainsi que les variations d'épaisseur des dépôts volcano-sédimentaires et des coulées volcaniques postérieures (Sq2V) sont contrôlées par des basculements tectoniques localisés le long de failles normales scellées. Elles montrent des décalages verticaux significatifs (30 et 60-70m) et des directions d'extension ENE-WSW.

Les corrélations stratigraphiques régionales suggèrent que les produits des éruptions volcaniques murghabiennes couvrent l'ensemble du domaine de la plate-forme en atteignant des épaisseurs plurihectométriques vers l'ENE.

Les mouvements tectoniques perdurent jusqu'à la fin de l'activité magmatique murghabienne. Les structures extensives associées et les variations latérales de faciès des séries volcaniques syn-rift sont scellées dès le Murghabien par les calcaires de plate-forme du membre supérieur de la formation Saiq (Murghabien - Djulfien).

Sur la plate-forme du Saih Hatat, la succession carbonatée supérieure de la formation Saiq (Sq2-3) est donc considérée comme la séquence post-rift. Contrairement aux coulées volcaniques et aux dépôts sédimentaires syn-rift, ces successions carbonatées sont retrouvées depuis le Jabal Akhdar jusque sur le domaine rifté du Saih Hatat et de l'unité de Hulw. Les variations d'épaisseur de l'ensemble de la succession de Saiq entre ces deux domaines sont relativement faibles (probablement inférieur à 500m) suggérant que les domaines du Saih Hatat et du Jabal Akhdar sont restés en position haute lors de la formation de la marge.

Les résultats principaux apportés par l'analyse tectono-stratigraphique des séries de la plate-forme autochtone de la formation Saiq montrent :

- que l'activité tectonique la plus significative sur la plate-forme arabe est contemporaine d'une activité magmatique limitée dans le temps (Murghabien) ;
- que les structures locales définissent une direction d'extension générale orientée ENE-WSW, qui correspond à l'orientation des variations de faciès et d'épaisseur de la séquence syn-rift.

En Oman, des auteurs considèrent que l'extension de la lithosphère arabe conduit à l'ouverture de la Néotéthys dès le Permien inférieur (Angiolini et al., 2003a, 2003b ; Gray et al., 2005a). Les dépôts contemporains (séquences glaciaires et post-glaciaires de la région du Haushi Huqf) incluent des discontinuités internes interprétées en terme de basculement tectonique et de sédimentation post-rift.

Cette période post-glaciaire du Permien inférieur voit la transgression sur le continent de bras de mer épicontinentales, permettant le dépôt de successions siliciclastiques voire carbonatées (Sakmarien-Artinkien, Jabal Qamar, Haushi Huqf, blocs calcaires allochtones de la zone de Batain et du Wadi Wasit, Pillevuit, 1993 ; Shackelton et al., 1990), accompagnées des premières manifestations volcaniques localisées (Jabal Qamar, Saih Hatat). Ces incursions marines précoces sont retrouvées jusqu'au N de Madagascar.

Elles sont classiquement interprétées comme les précurseurs de l'ouverture des trois branches du rift néotéthysien entre les blocs Inde-Madagascar, Arabie-Afrique, et les blocs cimmériens (Stampfli et al., 1991 ; Pillevuit, 1993, Al Belushi et al., 1996 ; Angiolini et al., 2003a ; Veevers & Tewari, 1995). Cet épisode serait associé à la formation d'un épaulement le long du SE de l'Oman, qui contrôlerait les variations d'épaisseurs des successions du Permien inférieur et du Permien moyen des régions du Haushi Huqf et de l'intérieur de l'Oman. Cette branche du rift Inde-Madagascar n'est réutilisée qu'au Jurassique lors de la séparation de l'Inde et de l'Arabie (Immenhauser et al., 1998 ; 2000). Le dispositif en trois branches de rift souligne la présence d'un point triple dans le dispositif du rift néotéthysien.

Ces discontinuités stratigraphiques du Permien inférieur peuvent être associées à des mouvements tectoniques de faibles ampleurs permettant la formation de bassins peu profonds comme le proposent Baud et al. (2001).

Puisque l'épisode tectonique du Murghabien est contemporain de la mise en place des séquences volcaniques plurihectométriques du bassin d'Hawasina (Béchennec, 1987), il peut être considéré comme associé au rifting majeur de la lithosphère arabe et du début de l'ouverture de la Néotéthys.

Nous considérons que l'évolution de la signature géochimique des séries volcaniques murghabiennes et que l'étirement tectonique contemporain qui est pour la première fois décrit sur la base de structures tectoniques héritées, montrent clairement qu'un amincissement lithosphérique significatif date du Permien moyen et qu'il peut conduire à la formation d'une marge passive dès la fin du Murghabien.

V.2.2. La signature du magmatisme associé au rifting murghabien de la Néotéthys

Les nappes d'Hawasina sont soit considérées comme étant originaires du domaine océanique téthysien, soit de ses marges continentales riftées. L'omniprésence de coulées basaltiques en pillows à la base des nappes d'Hawasina a été régulièrement interprétée comme le témoin de la formation de la croûte océanique néotéthysienne (Glennie et al., 1974 ; Blendinger et al., 1990 ; Stampfli et al., 1991 ; Pillevuit, 1993). Alternativement, elles se seraient épanchées sur la croûte continentale de la marge arabe (Lippard et al., 1986 ; Béchennec, 1987 ; Béchennec et al., 1988, 1990, 1991). Les travaux récents de Maury et al. (2003) et de Lapierre et al. (2004) montrent clairement que les signatures géochimiques des laves épanchées depuis la plate-forme jusque dans le bassin d'Hawasina ne présentent pas les caractères des laves de type N-MORB.

La résolution des données biostratigraphiques n'illustre aucune variation temporelle de l'activité volcanique dans le bassin d'Hawasina (Béchennec, 1987 ; DeWever et al., 1988 ; Pillevuit, 1993).

En revanche les séries volcaniques du bassin montrent une relation très claire entre leurs signatures géochimiques et leurs environnements paléogéographiques (Maury et al., 2003 ; Lapierre et al., 2004). Cette variation spatiale est particulièrement reflétée par la présence de liquides basaltiques tholéiitiques, nettement moins enrichis en éléments en trace incompatibles (basaltes tholéiitiques Low-Ti, légèrement enrichis à légèrement appauvris en éléments traces incompatibles) dans les unités les plus distales du bassin, alors que dans les unités les plus proximales, les épanchements sont dominés par les basaltes alcalins de type High-Ti (Maury et al., 2003 ; Lapierre et al., 2004).

L'étude exhaustive des compositions isotopiques en Nd et en Pb de ces laves, indique que les signatures géochimiques des basaltes Low-Ti les plus éloignées de la plate-forme dérivent d'un mélange entre un composant appauvri et un composant correspondant à la source des basaltes enrichis de type high-Ti (Lapierre et al. 2004). Ces résultats indiquent clairement que l'ensemble du magmatisme murghabien de la marge arabe dérive d'un réservoir mantellique de type OIB (source des basaltes High-Ti), qui inclurait une signature appauvrie ou qui interagirait avec le manteau appauvri, susceptible de correspondre au manteau supérieur environnant.

Dans les deux cas, la participation du manteau lithosphère sous-continental, dont la composition fut discutée (Chap IV), ne semble pas représenter un composant adapté à la signature isotopique des magmas alcalins de la marge arabe. Les variations géochimiques de l'ensemble du magmatisme intraplaque ont été attribuées aux hétérogénéités d'un panache mantellique permien (Maury et al., 2003 ; Lapierre et al., 2004). L'affinité tholéiitique des laves qui reflètent le mélange entre deux composants isotopiques, et leur localisation vers la bordure supposée de la marge arabe, peuvent refléter les effets d'une augmentation du taux de fusion partielle associé au taux d'amincissement de la lithosphère permienne et/ou à la proximité du centre du panache (Maury et al., 2003).

Finalement, Lapierre et al (2004) distinguent un groupe d'échantillons (Groupe 3) qui montrent des compositions isotopiques plus enrichis que les basaltes alcalins émis dans le bassin. Leurs signatures géochimiques traduiraient une contamination par la croûte continentale inférieure lors de leur traversée de la lithosphère arabe. Ces laves correspondent aux coulées volcaniques épanchées sur la plate-forme autochtone du Saih Hatat, mais également à deux échantillons du bassin d'Hawasina.

En conclusion les signatures géochimiques du volcanisme associé à l'épisode de rifting du Murghabien montrent que l'ensemble du magmatisme est de nature intraplaque et que la partie réellement océanique du domaine néotéthysien n'a pas été échantillonnée par les nappes d'Hawasina.

L'émission d'un volcanisme principalement basaltique et d'affinité alcaline et tholéiitique dans tous les compartiments de la marge arabe (depuis la plate-forme jusque dans le bassin) pose la question de la dynamique mantellique sous le rifting néotéthysien et de son rôle dans la formation de la marge continentale arabe.

L'activité volcanique intraplaque est également retrouvée sur les terrains tectonisés de la marge nord indienne où le volcanisme Permien est associé, comme en Oman, aux successions sédimentaires de la plate-forme continentale (trapps du Panjal) et aux successions de bassin (les unités de Photaksar et de Drakkar Po dans la zone de suture de l'Indus-Tsangpo).

V.2.3. Le volcanisme permien associé à la formation de la marge indienne

Le scénario proposé pour l'histoire du rifting néotéthysien du continent nord indien est relativement proche de celui de l'Arabie. En Himalaya, un magmatisme ponctuel d'affinité principalement alcaline ainsi que des successions détritiques terrigènes datés du Carbonifère et du Permien inférieur sont considérés comme les témoins des phases de soulèvement et d'érosion des épaules du rift et du début de l'extension continentale (Bassoulet et al., 1980 ; Garzanti et al., 1992, 1994, 1996a,b ; Vannay, 1993 ; Spring et al., 1993 ; Vannay & Spring, 1993 ; Garzanti et al., 1999). Les témoins du magmatisme carbonifère et permien inférieur sont retrouvés depuis le Pakistan (Pogue et al., 1982), dans le Zanskar (Vannay & Spring, 1993, Spring et al., 1993) et dans la partie centrale de la chaîne (Centre Népal, Garzanti et al., 1992 ; 1994 ; Sciunnach & Garzanti, 1996).

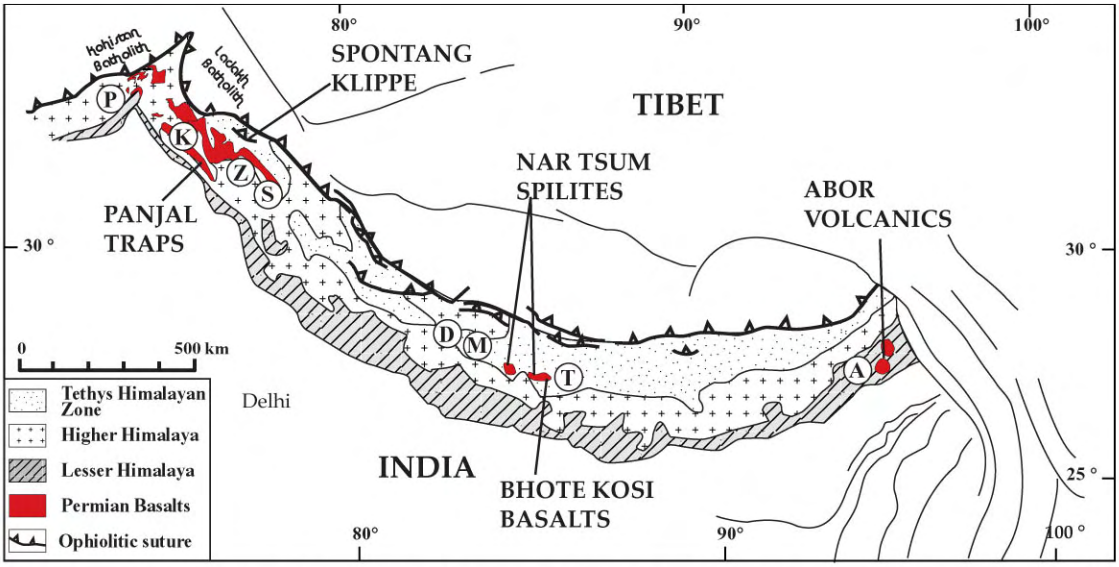


Fig. V.1 - Localisations des séquences volcaniques permiennes sur une carte géologique simplifiée de la chaîne himalayenne (P=N Pakistan, C=Cachemire, Z=Zanskar, S=Spiti, D=Dolpo, M=Manang, T=S Tibet, A=Arunachal Pradesh, d'après Garzanti et al., 1999; modifiée d'après Papritz & Rey, 1989 et Spencer et al., 1995)

L'étape principale du rifting néotéthysien est enregistrée par la mise en place de séquences volcaniques basaltiques, volumineuses, qui sont identifiées dans les parties orientale, centrale et occidentale de la chaîne. Il s'agit principalement de coulées volcaniques tholéiitiques qui se mettent en place entre la fin du Carbonifère et le Permien inférieur, à l'extrémité E de la chaîne (Fig. V.1, Abor volcanics de l'Arunachal Pradesh : 1500 m de tufs et de coulées basaltiques et andésitiques, Bhat, 1984 ; Bhat et Ahmad, 1990) ; au Permien inférieur dans la partie centrale de la chaîne (Nar Tsum Spilites, et les 300m de basaltes de la Bhote Kosi dans le Centre Népal ; Garzanti et al., 1999) et entre la fin du Permien inférieur et le Permien moyen dans la partie occidentale de la chaîne (Trapps du Panjal, Pareek, 1976, Honegger, 1982 ; Gaetani et al., 1990 ; Garzanti et al., 1996b). Ces successions diachrones sont classiquement interprétées comme les témoins de la transition entre les périodes syn-rift et post-rift, ou du début de l'expansion de la Néotéthys (Garzanti et al., 1999 ; Bhat, 1984).

Au NW de l'Himalaya, les trapps du Panjal représentent la plus grande province magmatique épanchée lors de l'ouverture de la Néotéthys sur la plate-forme de la marge nord-indienne. Particulièrement développées au Cachemire, les trapps du Panjal atteignent 2500 m d'épaisseur et s'étendent sur plus de 500 km de long, entre le N Pakistan à l'W (Papritz & Rey, 1989 ; Spencer et al., 1995) et la région du Zanskar-Spiti à l'E où elles disparaissent tectoniquement (Gaetani et al., 1990 ; Spring, 1993). Les trapps du Panjal n'incluent qu'une faible proportion de produits magmatiques de compositions intermédiaires et acides et sont largement dominés par des coulées massives et aphyriques de liquides basaltiques (Pareek, 1976).

Les trapps sont intercalés entre des dépôts subaériens, littoraux et marins (Gaetani et al., 1990 ; Vannay & Spring, 1993 ; Garzanti et al., 1996, Fig. V.2), alors que les successions sédimentaires sus-jacentes sont transgressives. Elles scellent les structures riftées de la plate-forme indienne qui subit les effets de la subsidence thermique associée à l'ouverture océanique (Fuchs, 1982 ; Vannay, 1993 ; Gaetani et al., 1990 ; Gaetani & Garzanti, 1991 ; Garzanti et al., 1996b ; 1999 ; Stampfli et al., 1991 ; Vannay, 1993).

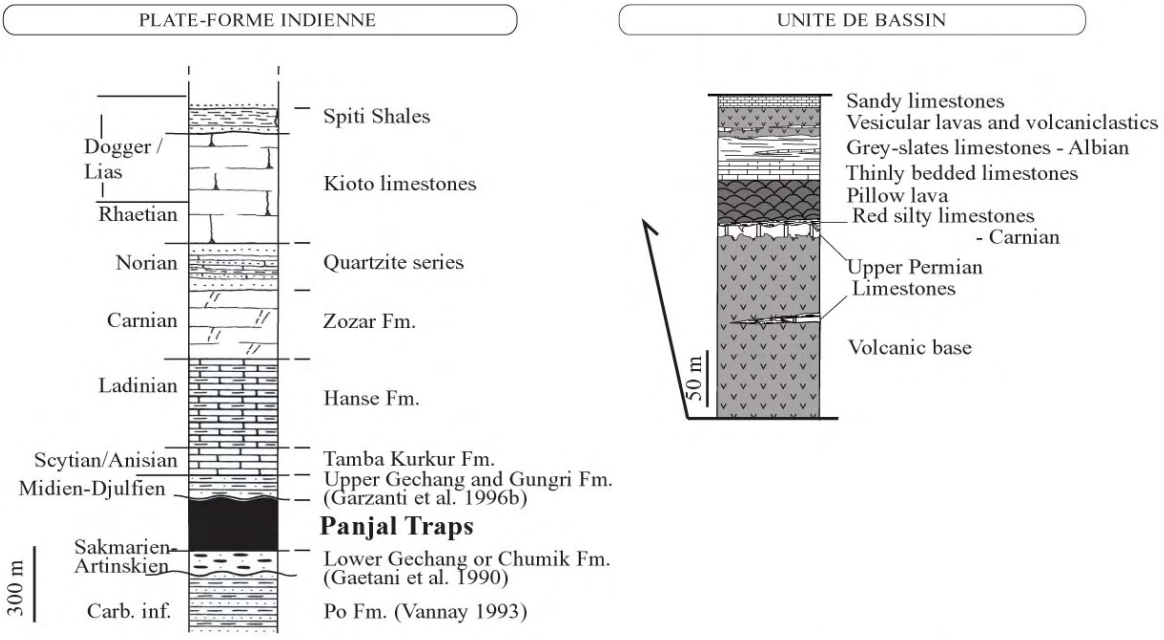


Fig. V.2 - Colonnes stratigraphiques des successions de la plate-forme nord-indienne du Zanskar (NW de l'Inde) et de la succession de bassin de Photaksar (associé à la klippe de Spontang, NW Himalaya).

Une étude pétrologique et géochimique a été réalisée sur 16 échantillons basaltiques des trapps du Panjal qui ont été prélevées dans la région du Zanskar-Spiti par L. Spring (1993). Les résultats obtenus sur les basaltes du Zanskar-Spiti ont été comparés aux données géochimiques disponibles sur les coulées volcaniques équivalentes, du NE du Pakistan, du Ladakh et du Cachemire (voir Chauvet et al., soumis, en annexe).

Ces travaux illustrent que les trapps du Panjal (du NW Zanskar- NE Spiti) sont majoritairement caractérisés par des compositions de tholéiites continentales de type low-Ti et qu'ils incluent une plus faible proportion de liquides d'affinité sub-alcaline qui sont principalement retrouvés dans la partie occidentale et très métamorphique des trapps (Pakistan, Papritz & Rey, 1989 ; Spencer et al., 1995).

Les basaltes tholéiitiques de la région du Zanskar-Spiti sont généralement enrichis en éléments en traces incompatibles et appauvris en Nb-Ta. Leurs compositions isotopiques en Nd et en Pb sont également caractéristiques des basaltes continentaux. Elles s'étendent entre le champ des OIB et un composant enrichi. Celui-ci est interprété comme issu des interactions entre ces liquides tholéiitiques et un matériel de type croûte continentale supérieure. Les signatures isotopiques en Nd et en Pb du composant de type OIB sont similaires aux laves pénécontemporaines qui s'épanchent sur la plate-forme du Saih Hatat (Fig. V.3)

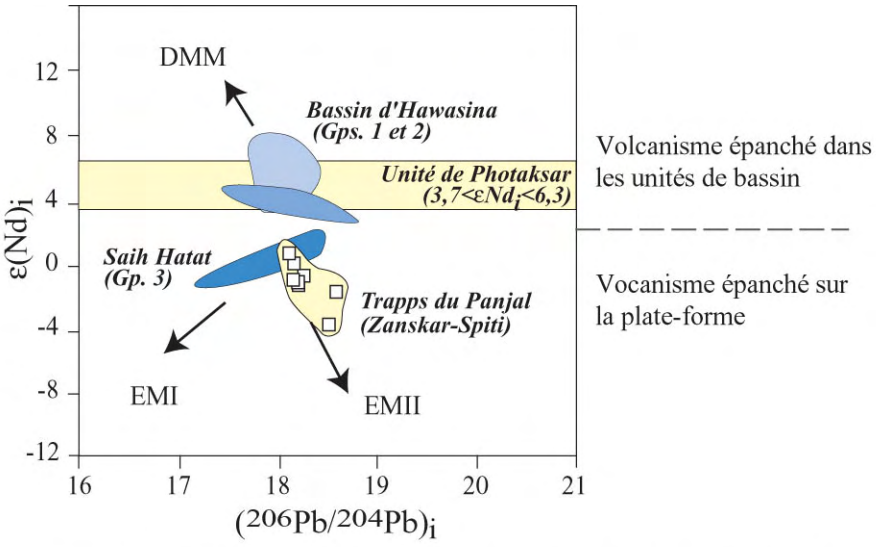


Fig. V.3 - Compositions isotopiques initiales (t = 270 Ma) des trapps du Panjal de la région du Zanskar-Spiti (Chauvet et al., soumis), des phonolites de Photaksar (Chauvet, 2003) et des basaltes de la marge arabe (Lapierre et al., 2004)

Un épisode volcanique du Permien supérieur est également daté à la base d'écailles volcano-sédimentaires retrouvées dans la zone de suture de l'Indus et associées aux complexes ophiolitiques de la chaîne (unités de Photaksar et de Drakkar Po, des complexes ophiolitiques de Spontang et de Nidar, Colchen et al., 1987 ; Corfield et al., 1999 ; DeSigoyer, 1998). La succession volcano-sédimentaire de Photaksar de la klippe ophiolitique de Spontang, débute par une séquence volcanique massive et différenciée, incluant des calcaires du Permien supérieur, qui sont recouverts en discordance par des calcaires de faciès Hallstatt et des pillows lavas du Trias supérieur (Colchen et al., 1987 ; Fig. V.2). Quatre phonolites et quatre basaltes respectivement du Permien supérieur et du Trias supérieur de l'unité de Photaksar ont été analysés (Chauvet, 2003).

Les quatre phonolites permiennes de Photaksar montrent des compositions isotopiques en Nd similaires à la composition isotopique de type OIB qui caractérise les séquences volcaniques du bassin d'Hawasina (Fig. V.3, Lapierre et al., 2004).

V.2.4. Significations géodynamiques du volcanisme associé à la formation de la marge sud-néotéthysienne au Permien et nature de la marge arabe.

Les provinces magmatiques continentales ou LIP (« Large Igneous Provinces ») sont souvent reliées à l'ouverture d'un océan (les provinces magmatiques de l'atlantique nord, de l'atlantique central ; de l'atlantique sud ; du Karoo…). Elles sont associées à un taux de production très élevé de magmas basaltiques qui se mettent en place en un court laps de temps, et sur de grandes superficies. Le volume de magma intrusif semble au minimum être équivalent au volume des épanchements subaériens. Des essaims filoniens (atteignant plusieurs centaines de kilomètres d'extensions, Ernst & Buchan, 1997) et des sills géants accompagnent leur formation (sill au N du Brésil 10^5 km^2, du CAMP, Hames et al., 2003). Finalement, ces LIP peuvent être accompagnées du développement de segments de marges volcaniques (voir notamment Menzies et al., 2002 ; Mohriak et al., 2002).

Au regard de l'extension et du volume limités des séquences volcaniques retrouvées à l'est et au centre de la chaîne Himalayenne (Fig. V.1), l'extrémité NW de la marge indienne et le coin NE de la marge arabe adjacente représentent le site d'une activité magmatique beaucoup plus volumineuse (Fig. V.1). Les signatures géochimiques des basaltes high-Ti et low-Ti des nappes d'Hawasina, qui sont identiques à celles des provinces magmatiques continentales et de leurs équivalents immergés des marges volcaniques, suggèrent qu'un panache mantellique puisse être la source principale du volcanisme intraplaque épanché sur la marge arabe au Permien moyen (Maury et al., 2003 ; Lapierre et al., 2004).

L'arrivée d'un panache mantellique sous le Gondwana au cours du rifting de la Néotéthys peut également expliquer la mise en place pénécontemporaine des trapps du Panjal sur la marge adjacente nord-indienne. Cet important volume de laves intraplaques dominé par les liquides basaltiques témoigne de la présence d'une anomalie thermique sous la marge sud-téthysienne en formation.

Le volcanisme pénécontemporain des régions NW de l'Inde, du N du Pakistan et du NE de l'Arabie peut dériver d'une même anomalie thermique associée à la présence d'un panache mantellique (voir aussi Garzanti et al., 1999 et Garzanti, 1993 et leur discussion sur le « Pennsylvanian-Permian superplume event » de Larson, 1991). Ce dernier entraînerait la formation d'une province magmatique au sud de la Néotéthys et d'une marge volcanique au Permien (Garzanti et al., 1999 ; Robertson & Searle, 1990 ; Lapierre et al., 2004).

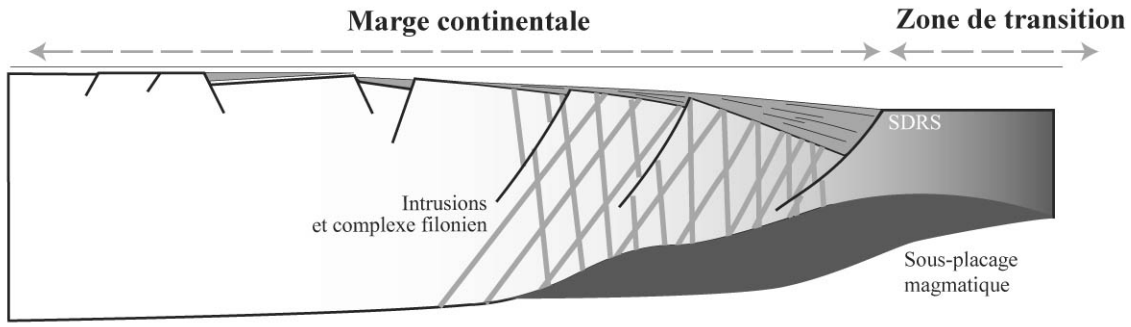
Indépendamment des arguments géologiques et géochimiques, cette hypothèse apporte également une réponse au problème de l'absence de marge volcanique identifiée dans les chaînes de collision alors qu'elles ont été récemment reconnues en nombre croissant dans les océans actuels (Menzies et al., 2002 ; Mohriak et al., 2002)

Dans une chaîne de collision, comment peut-on reconnaître une ancienne marge volcanique fossile ? Quel peut-être son comportement lors des processus orogéniques que sont la subduction, l'accrétion, le métamorphisme et la déformation ? Mais tout d'abord, quels sont les caractères distinctifs d'une marge volcanique ?
D'après Saunders et al. (1997) ; Larsen et Saunders (1998) ; Menzies et al. (2002) ; Corner et al. (2002) ; Mohriak et al. (2002) ; Klausen & Larsen (2002) ; Geoffroy (2005) :

- La présence des SDRS (Seaward Deeping Reflectors Sequences) qui peuvent se développer sur un substratum continental et transitionnel. Ces SDRS forment des séquences plurikilométriques (jusqu'à 7 km d'épaisseur sur la marge SE du Groenland) qui s'épanchent en quelques millions d'années, au cours de la rupture continentale. Les coulées volcaniques peuvent être interstratifiées avec des successions sédimentaires souvent émergées ou de faible profondeur. Elles sont progressivement basculées vers la mer par flexure du bassin au cours de l'ouverture océanique. Cette flexure équivaut à une rotation de la pile magmatique le long de failles normales pentées vers le continent. Au Groenland, les SDRS forment une bande d'environ 130km de large (200km de large sur la marge SW de l'Afrique), qui est actuellement sous la mer, alors que ces coulées volcaniques seraient épanchées en milieu généralement subaérien.
- Les complexes filoniens qui alimentent les SDRS, accommodent la flexure de la croûte continentale lors de la rupture et sous la surcharge des SDRS, en formant un essaim sub-parallèle à l'axe du rift au Groenland.
- La présence de corps magmatiques sous-plaqués vers la limite continent-océan (imagés sous la forme de zone où les ondes sismiques se propagent à des vitesses sub-mantelliques, proches de 8 $km.s^{-1}$) qui représentent des volumes atteignant près de 20 km d'épaisseur sous la marge namibienne.

Les marges volcaniques sont généralement considérées comme associées au développement d'un rift rapide, favorisant la très forte productivité magmatique. La formation de la province magmatique de l'Atlantique nord s'étend de 61 à 53Ma, et la croûte océanique la plus ancienne est datée de 52 Ma (Saunders et al., 1997). Deux phases principales de volcanisme sont habituellement distinguées (Larsen & Saunders, 1998). La première correspond à la mise en place des trapps continentaux à partir de 61 Ma, qui sont discontinus et dont les témoins couvrent une très grande étendue géographique (entre l'ile de Baffin, les flancs E et SE du Groenland, et les îles britanniques soit ~ 2000km avant l'ouverture de l'Atlantique). La deuxième débute à 56 Ma avec la mise en place des SDRS pendant un intervalle de temps de quelques millions d'années.

Les trois unités ignées caractéristiques d'une marge dite volcanique sont reportées sur une reconstitution schématique.



Principales unités d'une marge volcanique type Groenland
- Unité 1 : SDRS : coulées basaltiques intercalées avec des sédiments
- Unité 2 : Intrusions (basaltes et gabbros)
- Unité 3 : matériel magmatique sous-plaqué

Fig. V.4 - Schéma d'une marge volcanique type inspiré des travaux de Saunders et al. (1997), Menzies et al. (2002) ; Klausen & Larsen (2002) ; Geoffroy (2005).

En Oman, aucune évidence directe ne permet évidemment de conclure que la marge arabe fut une marge volcanique type au Permien, hormis l'omniprésence d'un volcanisme syn-rift au cours de sa formation et les signatures géochimiques similaires (Maury et al., 2003). En effet, l'évolution de la signature géochimique des laves associées aux nappes d'Hawasina est comparable à celle observée pour les SDRS des marges volcaniques. Elles sont généralement appauvries en éléments en trace incompatibles, par rapport à leurs équivalents continentaux (Saunders et al., 1997 ; Fitton et al., 1997 ; 1998b). Ces magmas tendent également à évoluer dans le temps, vers une signature de type N-MORB (Fitton et al., 1998b ; Larsen et al., 1998), par l'intermédiaire d'une augmentation du taux de fusion partielle et d'une diminution de la contamination continentale (Fitton et al., 1998a ; voir la discussion dans Maury et al., 2003).

Puisque le magmatisme intraplaque pénécontemporain des marges NW indienne et arabe suggère la mise en place d'une province magmatique au cours de l'ouverture de la Néotéthys, les séquences volcaniques des nappes d'Hawasina peuvent être des équivalents latéraux et probablement peu épais des SDRS de la marge volcanique sud-néotéthysienne. Ces séquences intraplaques se seraient épanchées au cours du climax de l'activité du panache permien et de l'extension lithosphérique de la bordure NE du Gondwana. La formation d'une marge volcanique au sud de la Néotéthys permet d'expliquer la rapidité de la formation de la marge arabe, qui est surprenante pour une marge divergente non volcanique. Celle-ci est indiquée par l'âge murghabien du remplissage volcanique et détritique syn-rift et de la sédimentation carbonatée post-rift, suggérant une durée inférieure à 5Ma.

La présence de liquides magmatiques dont la signature géochimique marque la participation d'une source de type manteau appauvri dans les environnements les plus distaux du bassin d'Hawasina, mais sans produire de croûte océanique typique suggère que les unités distales du bassin d'Hawasina représentent les parties distales des séries volcaniques de type SDR, et qu'elles se localisent sur la croûte transitionnelle. L'extension de cette dernière sur les marges volcaniques actuelles est particulièrement difficile à définir.

Les basaltes tholéiitiques du Groupe 3 de Lapierre et al., (2004, contaminés par la croûte continentale) retrouvés dans les environnements très éloignés de la plate-forme suppose qu'un héritage continental soit préservé dans le soubassement d'Hawasina, ce qui suggère également que l'ensemble du bassin d'Hawasina soit localisé sur les parties continentales puis transitionnelles de la marge sud-néotéthysienne.

En revanche, les séries alcalines du bassin proximal représenteraient le coin aminci des SDR voire un équivalent sous marin des épanchements continentaux du Saih Hatat. Ils représenteraient donc l'équivalent des « onshore flows and sills » de la marge volcanique SE du Groenland (Saunders et al., 1997 ; Larsen & Saunders, 1998).

Nous proposons que le volume de basalte tholéiite épanché sur la plate-forme indienne et ses signatures isotopiques très différentes des MORB reflètent la proximité du centre du panache mantellique permien, et que les séries volcaniques d'Oman reflètent les hétérogénéités de la périphérie du panache. La signature appauvrie des SDR du bassin d'Hawasina reflèterait soit le mélange entre une périphérie enrichie du panache permien et le manteau supérieur appauvri, soit la fusion de l'enveloppe de manteau appauvrie de la tête du panache, formée lors de sa remontée au travers du manteau supérieur (d'après le modèle de Fitton et al., 1997).

Quelles sont les conséquences d'un tel modèle de marge volcanique sur le comportement mécanique et l'évolution de la marge, en particulier lors de la convergence ?

La mise en place d'une province magmatique et le développement d'une marge volcanique sur les bordures de la marge sud néotéthysienne impliquent un important volume de magmas intrusifs et des corps magmatiques sous-plaqués qui vont profondément modifier les caractéristiques physiques de la croûte continentale amincie. Après refroidissement des volumes magmatiques sous-plaqués, leurs compositions mafiques entraînent une augmentation notable de la densité.

Le processus de subduction induit que la lithosphère dense plonge sous une lithosphère moins dense. Dans le cas de la subduction océan-continent, la lithosphère océanique plus dense, en raison d'une croûte (légère) beaucoup plus mince, plonge sous la lithosphère continentale. L'initiation de ce dispositif le long d'une marge continentale non volcanique semble particulièrement adaptée puisque la zone de la rupture se localise au front d'une lithosphère continentale très amincie et particulièrement tectonisée.

Il parait intéressant de considérer que l'épaisseur et la composition anormale d'une marge volcanique sont susceptibles de renverser le gradient de densité supposé entre des lithosphères océanique et continentale « normales ». La partie distale de la marge volcanique étant constituée, pour l'essentiel, d'un corps sous-plaqué de densité sub-mantellique, la partie légère de la croûte y est particulièrement mince. Nous proposons que cette partie distale d'une marge volcanique puisse subir une subduction sous la lithosphère océanique d'autant plus que celle-ci serait jeune.

- En supposant qu'un tel dispositif puisse s'initier, il serait susceptible d'entraîner la subduction de la marge continentale. Le moteur principal serait le plongement dans le manteau visqueux de la partie mafique de la marge volcanique qui, en s'approfondissant, devient d'autant plus dense qu'elle se déshydrate et s'éclogitise. La rupture du slab par séparation de sa partie éclogitique (boudinage ou rupture le long d'un héritage structural ?) provoquerait l'exhumation probablement très rapide des unités métamorphisées de la lithosphère continentale sous l'effet d'un rebond élastique.

- L'exhumation s'accompagnerait alors d'un cisaillement en jeu normal des séries continentales, ce qui permettrait d'expliquer la déformation systématiquement dirigée vers le NE des unités autochtones de la chaîne (dans le sens inverse au chevauchement de l'ophiolite) et la réduction de la pile métamorphique des zones internes du Saih Hatat par le développement de grandes zones de cisaillement soustractives.

- Le rebond élastique de la plaque plongeante entraînerait le soulèvement progressif de la lithosphère océanique chevauchante et la fin de l'obduction.

Le passage en subduction des marges volcaniques permettrait d'expliquer leur rareté dans les chaînes de collision et, dans le cas de l'Oman, le processus singulier de l'obduction. Cette hypothèse tient lieu de proposition alternative aux modèles d'obduction « passive » de la nappe du Semail qui se déplace à l'horizontale sur de plus ou moins grandes distances (voir notamment le modèle de Harker et al., 1996), sur une lithosphère océanique sous-charriée. L'hypothèse de la subduction d'une marge anormale de type volcanique offre le moteur permettant l'initiation de l'obduction.

V.3. Evolution de la marge sud-téthysienne entre le Permien moyen et le Trias supérieur

V.3.1. L'épisode magmatique du Trias : localisations, paléoenvironnements

Les unités allochtones retrouvées dans les sutures néotéthysiennes de l'Himalaya, de l'Oman et de la Méditerranée orientale (Syrie, Chypre Turquie, Fig. V.5) comprennent des séquences volcaniques qui sont associées à des sédiments pélagiques et des carbonates peu profonds, datés du Trias moyen-supérieur. Ce volcanisme est également retrouvé en Australie (Veevers et Tewari, 1995). Il est précisément daté du Ladinien au Carnien.

Selon sa signature géochimique et son environnement de mise en place, il fut considéré associé à l'édification d'île océanique sur le plancher de la Néotéthys, ou à des épanchements dans la partie distale de la marge sud néotéthysienne.

Contrairement à l'épisode permien, les séquences volcaniques du Trias moyen-supérieur sont donc systématiquement associées aux environnements de bassin et à des unités tectoniques allochtones.

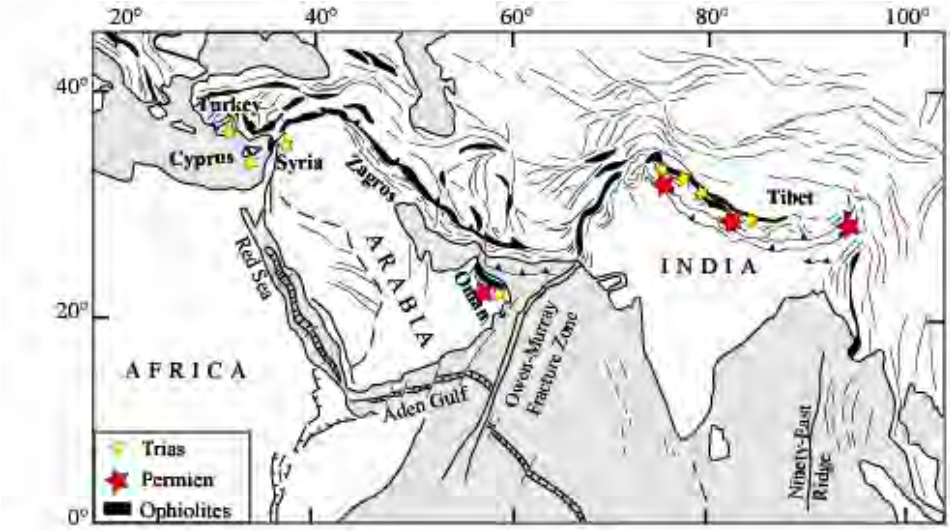


Fig. V.5 - Localisation schématique des séquences volcaniques permiennes et triasiques sur la carte de la ceinture des sutures téthysiennes (d'après Gansser, 1966; modifié par Coleman, 1981).

- En Himalaya, il est retrouvé sur l'ensemble du pourtour N Indien, inclu dans les mélanges tectoniques de la zone de suture de l'Indus-Yarlung-Tsangpo (Honegger et al., 1982 ; Dupuis et al., 2005 ; Siddiqui et al., 1996 ; Ahmad et al., 1996). Ces volcanites triasiques sont associées à des successions carbonatées relativement bien préservées dans les parties W de l'Himalaya avec l'unité de Photaksar présentée précédemment (Colchen et al., 1987 ; Corfield et al., 1999), le bloc de Lamayuru (Cannat & Mascle, 1990 ; Robertson, 1998) et l'unité de Drakkar Po (Fuchs & Linner, 1996).

- En Méditerranée orientale (Chypre, Turquie, Syrie), les écailles volcano-sédimentaires mésozoïques incluent de puissantes séquences volcaniques qui sont représentatives de la sédimentation triasique et jurassique de nouveaux bassins localisés au nord de la plate-forme arabe. Ces successions forment des unités tectoniques bloquées entre les unités de la plate-forme sud-

téthysienne et les roches ophiolitiques du Crétacé (Al Ryami & Robertson 2002 ; Lapierre et al., 2007 ; Maury et al., soumis).

Depuis le région du Baër-Bassit (NW syrien), dans le complexe de Mamonia de Chypre et dans les nappes d'Antalya en Turquie, le volcanisme du Trias supérieur (basaltes en coussins, des brèches et des tufs) est associé à des sédiments pélagiques (radiolarite, calcaires pélagiques à Halobie datés du Carnien en Turquie, Maury et al. soumis) mais également avec des calcaires récifaux.

Les séquences volcaniques du Trias moyen-supérieur de l'Himalaya à la méditerranée orientale sont donc comme en Oman associées à des environnements de plate-forme carbonatée récifale et/ou à des environnements profonds à dominante siliceuse ou carbonatée.

V.3.2. Signatures géochimiques du volcanisme triasique néotéthysien

En Himalaya, les basaltes de Photaksar montrent des compositions très homogènes de basaltes alcalins, faiblement enrichis en éléments en trace incompatibles (Prudhon-Chatelain, 1999). Ce magmatisme intraplaque d'affinité alcaline est très généralement retrouvé sur l'ensemble du pourtour nord indien et pakistanais (Honegger et al., 1982 ; Sinha et Mishra, 1992 ; Ahmad et al., 1996 ; Siddiqui et al., 1996 ; Dupuis et al., 2005).

Les volcanites du complexe de Mamonia de Chypre exhibent une diversité beaucoup plus grande des faciès pétrographiques et des affinités magmatiques. Ces roches représentent une section volcanique complète et typique des îles intra-océaniques avec l'éruption de tholéiites appauvries à olivines et de tholéiites de type OIT (« oceanic island basalt »), associées aux faciès sédimentaires profonds. Ces tholéiites sont suivies par des épanchements de basaltes très porphyriques d'affinité alcaline, associés à des calcaires pélagiques et récifaux et l'activité volcanique se termine par la mise en place de trachytes fortement enrichis en LREE (Lapierre et al., 2007). En Syrie, Carla Perez (2006) met en évidence la présence de tholéiites appauvries parfaitement similaires à celles de Chypre, alors qu'en Turquie, il s'agit de basaltes alcalins très enrichis en éléments en trace incompatibles (Maury et al., soumis).

Les compostions isotopiques en Nd et Pb des laves intra-plaques de méditerranée orientale (Syrie, Turquie, Chypre) peuvent être expliquées par un mélange entre un manteau appauvri, échantillonné par les tholéiites de Chypre et de Syrie, et des composants mantelliques enrichis de type HIMU et EMII (Fig. V.6 ; Perez, 2006 ; Lapierre et al., 2007 ; Maury et al., soumis). Selon ces différents auteurs aucune de ces compositions géochimiques et isotopiques ne reflèteraient la participation de la croûte continentale dans la genèse de ces laves.

En Turquie, comme en Inde, les laves d'affinité alcalines montrent des compositions isotopiques très homogènes en Nd avec $+4,6<\varepsilon Nd_i<+5,2$ (Turquie, n=9) ; $4,3<\varepsilon Nd_i<5,3$ (Photaksar, NW Inde, n=4) et tout à fait similaires aux basaltes alcalins de Mamonia.

La composition isotopique des tholéiites appauvries du complexe de Mamonia ne se place jamais dans le champ des MORB et l'ensemble des laves échantillonnées reflète une signature géochimique ainsi que les caractères pétrographiques caractéristiques des îles intra-océaniques (Lapierre et al., 2007). L'évolution temporelle des faciès pétrographiques et des signatures géochimiques s'accompagne d'une évolution vers des environnements de dépôt de moins en moins profond avec la mise en place de carbonates récifaux au sommet. Ces observations conduisent

Lapierre et al. (2007) ont proposés la mise en place d'un volcan bouclier en domaine intra-océanique, associé au fonctionnement d'un panache sous l'océan néotéthysien.

L'ensemble des études menées sur les séries volcaniques du Trias moyen-supérieur tendent à montrer que les environnements de bassin sont le siège d'une activité magmatique intraplaque dépourvue de toute contamination crustale (Lapierre et al., 2007 ; Maury et al., soumis, Perez, 2006 ; Chauvet, 2003). En Oman, les signatures géochimiques du volcanisme contemporain témoignent au contraire d'une contamination continentale (participation d'un composant EM I, Fig. V.6). Les études menées dans l'unité de Misfah montrent également que ce volcanisme triasique se localise sur la marge continentale.

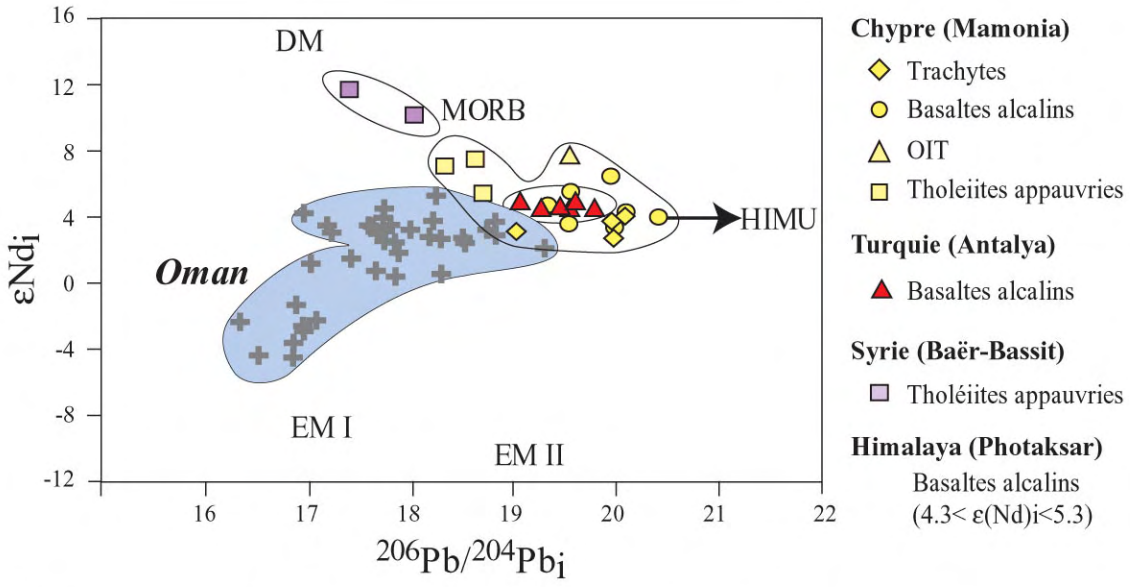


Fig. V.6 - Compositions isotopiques initiales (Trias moyen-supérieur) des séquences volcaniques de la marge sud-néotéthysienne et des bassins téthysiens, depuis l'Himalaya, en Oman et jusqu'en Méditerranée. Les données sont d'après Lapierre et al. (2007), Maury et al. (soumis) et Perez (2006).

V.3.3. le volcanisme triasique en Oman

- En Oman et dans les formations Sayfam, Misfah et Sinni, le volcanisme Ladinien - Carnien (Trias moyen-supérieur) est clairement de nature intraplaque.

Dans les sections étudiées des formations Sinni et Misfah, le magmatisme triasique débute par des coulées basaltiques à trachyandésitiques qui s'épanchent dans un environnement de bassin pélagique. Dans le secteur de Misfah, les séries pélagiques sont également intrudées par des réservoirs magmatiques de petites dimensions qui entraînent des éruptions hydromagmatiques. Ces dernières remobilisent la couverture de carbonates de plate-forme de la formation Misfah.

Ces observations impliquent :

- que l'épaisseur initiale des séries volcaniques triasiques était probablement similaire à celle observée actuellement et qu'elles ne formaient pas le sommet d'un édifice de type île intra-océanique ;
- que le volcanisme triasique s'épanche sur la marge arabe ;
- que la marge arabe subit des mouvements verticaux contemporains du début de l'activité magmatique, permettant une transition locale entre un environnement de bassin et un environnement de plate-forme peu profonde.

La chronologie des nombreux événements volcaniques puis intrusifs observés dans la plate-forme de Misfah (montagne de Misfah) indique que le style de l'activité tectono-magmatique est en premier lieu contrôlé par l'épaisseur et la rhéologie de la pile sédimentaire sus-jacente. Ainsi les premiers stades de l'activité volcanique sont associés à l'épanchement d'une séquence basaltique à trachy-andésitique dans un environnement de bassin pélagique (Fms. de Sinni et base de la Fm. de Misfah). Au début de la construction de la plate-forme, l'activité magmatique s'exprime de manière explosive avec des éruptions hydromagmatiques. La première s'accompagne d'un glissement de la plate-forme vers sa bordure, ce qui participe à la remontée du magma à la base de la plate-forme et à l'explosion de la projection de la couverture carbonatée. La deuxième explosion hydromagmatique n'est pas accompagnée par le glissement de la plate-forme. Le magma intrude donc la plate-forme et provoque la formation d'un cratère de morphologie symétrique. Finalement lorsque la couverture carbonatée forme près de 600m d'épaisseur, l'expression magmatique devient exclusivement intrusive. Celle-ci entraîne le glissement de pans entiers de la plate-forme vers le bassin.

Entre ces trois stades différents, les mouvements localisés le long des structures tectoniques témoignent de directions variées (NE-SW, NS et EW). Le démantèlement de l'édifice étant interprété d'origine gravitaire, la vergence des mouvements principaux serait contrôlée par la topographie locale, ce qui souligne la présence d'un bassin à l'E et au N du massif de Kawr (dans sa position actuelle).

Le volcanisme qui s'exprime sous une forme intrusive au niveau de Misfah, donne lieu à des épanchements de coulées de lave dans le bassin d'Umar. Ces épanchements tardifs se localisent sur une pente le long de laquelle les séquences carbonatées de la plate-forme de Misfah se bréchifient. Elles forment des olistolites et des coulées de débris qui glissent et s'intercalent dans les coulées volcaniques et volcano-détritiques.

L'étude détaillée de la plate-forme de Misfah indique donc que la vie de la plate-forme, c'est-à-dire sa construction et sa destruction progressive, est directement reliée à l'événement magmatique triasique qui se localise sur la marge arabe. Dans ce contexte, la fin de l'épisode magmatique au Trias supérieur est très probablement associée à l'ennoiement de la plate-forme entre le Trias supérieur et le Lias.

La transition des signatures géochimiques entre la mise en place des coulées volcaniques alcalines émises dans le bassin pélagique (Fms. Sinni et base de la Fm. Misfah) et les épanchements volcaniques et les intrusions qui sont synchrones de la construction et de la destruction de la plate-forme de Misfah est associée à une diminution de la profondeur de fusion du manteau.

Celle-ci marque une progression de l'amincissement lithosphérique au cours de l'événement triasique. Les interactions avec la croûte continentale reconnues dans les premières coulées basaltiques alcalines de la formation de Sinni, semblent disparaître dans les successions volcaniques tardives (intrusions de Misfah, coulées volcaniques du membre supérieur de la Fm. Sinni).

L'analyse des signatures géochimiques des séries volcaniques indique que la source principale du volcanisme triasique peut correspondre au manteau hérité de l'épisode intraplaque du permien. Seul le composant enrichi de type OIB, source des basaltes permiens de type High-Ti est reconnu dans l'épisode triasique.

Les séquences plurihectométriques de l'unité de la formation de Sayfam, et leur emplacement paléogéographique au niveau de la pente continentale de la marge arabe (équivalent latéral du groupe de Sumeini, d'après Béchennec et al., 1993, 1992 et Béchennec et al., soumis) suggèrent que cette activité magmatique se soit localisée dans des domaines paléogéographiques variés de la marge continentale arabe.

En conclusion, l'épaisseur limitée des séquences volcaniques intraplaques épanchées sur la marge arabe au Trias moyen-supérieur, leurs signatures géochimique héritées du panache mantellique permien et les mouvements concomitants décrits dans les environnements de la pente continentale (Watts, 1990) et du bassin d'Hawasina (Pillevuit, 1993) suggèrent fortement que cet événement magmatique triasique dérive d'une remobilisation tectonique de l'ancienne marge permienne et non de l'intervention d'un nouveau panache mantellique comme il a été suggéré au nord de la plate-forme arabe (Chypre, Syrie, Turquie).

La reprise du magmatisme intraplaque, l'évolution de ses signatures géochimiques, et l'évolution des environnements de dépôts expriment très clairement un renouveau de l'amincissement lithosphérique avec un soulèvement différentiel de certaines zones de la marge continentale arabe (plate-forme de Misfah – bassin d'Umar).

V.3. Contexte paléogéographique et conclusion générale

En conclusion de cette étude, nous proposons de reconsidérer le rôle du magmatisme dans l'évolution polyphasée de la marge continentale arabe.

Deux épisodes principaux de magmatisme intraplaque sont enregistrés dans les environnements de bassin de la marge arabe. Le premier est considéré dans son ensemble comme le témoin de la mise en place d'une province magmatique entre la fin du Permien inférieur et le début du Permien moyen, au cours du rifting de la Néotéthys. Il est accompagné par la mise en place de coulées volcaniques enrichies sur les domaines de la plate-forme de la marge arabe et de la marge adjacente nord-indienne. En revanche, le volcanisme de bassin serait associé à la mise en place pénécontemporaine d'une séquence de type SDR, le long de la marge sud-néotéthysienne, au moment de la rupture continentale. L'absence d'équivalent connu plus à l'W que l'Oman suggère que le bassin d'Hawasina représentait l'extrémité occidentale de cette marge volcanique.

Au cours du Trias, un renouveau de l'activité magmatique intraplaque est enregistré sur l'ensemble du domaine néotéthysien depuis l'Australie au SE, en Himalaya, en Oman, et en Méditerranée orientale (Chypre, Syrie, Turquie). Les signatures géochimiques de l'ensemble de ces séquences volcaniques dérivent clairement d'une origine intraplaque. Pour expliquer leurs signatures géochimiques proches de celles des OIB, elles sont très régulièrement interprétées comme associées à la remontée de panaches mantelliques sous le domaine téthysien.

La relation entre les contraintes de terrain et les données géochimiques sur leurs équivalents omanais témoigne que cette activité se localise sur la marge permienne et qu'elle illustre une remobilisation tectonique de la marge permienne au Trias moyen supérieur. La nature des sources impliquées dans ce magmatisme est l'asthénosphère dont la signature géochimique serait héritée du panache mantellique permien, et la croûte continentale inférieure de la marge arabe.

L'exemple omanais suggère qu'un mécanisme alternatif à la remontée de plusieurs panaches mantelliques peut expliquer cet épisode intraplaque pénécontemporain sur l'ensemble du domaine téthysien.

Dans cette optique, nous envisageons les principales contraintes paléogéographiques permettant de restituer l'évolution de la marge sud-néotéthysienne dans un modèle géodynamique global (d'après Besse et al., 1998 ; Stampfli et al., 1991 ; Stampfli & Borel, 2002 ; Ricou, 1994 ; Vai, 2003). Le but n'est ni de faire une synthèse ni de discuter des reconstitutions paléogéographiques disponibles et en particulier des grandes controverses sur la disposition de la Pangée (modèles de Pangée A ou de Pangée B) et la dimension de la Grande Inde.

- La Néotéthys s'ouvre entre la bordure NE du Gondwana (Australie-Inde-Arabie-Afrique) et une série de blocs continentaux (blocs cimmériens) qui dérivent rapidement vers le N, à partir du Permien moyen - Permien supérieur (bloc Iranien d'après Besse et al., 1998).
- Le processus habituellement considéré comme étant le moteur de l'évolution cinématique des blocs Cimmériens et de la Néotéthys est la subduction de la Paléotéthys sous la marge sud de l'Eurasie.
- Cette subduction conduit à la collision du bloc iranien contre l'Eurasie au Trias moyen (Ladinien).
- Les bordures septentrionales du Gondwana et méridionales de la Laurasie sont séparées par une grande zone de cisaillement dextre au Carbonifère et Permien.
- A une plus grande échelle, le rifting de la Néotéthys forme un point triple entre les blocs Inde-Madagascar et Arabie-Afrique (en distension dès le carbonifère sup, d'après Stampfli & Borel, 2002).

La dérive des blocs cimmériens depuis la bordure nord du Gondwana et l'ouverture de la Néotéthys fut largement discutée dans les reconstitutions paléogéographiques de Stampfli et al. (1991), Stampfli & Pillevuit (1993), Dercourt et al. (1993) ; Ricou (1994) et Marcoux et al. (1994). Les principales données paléogéographiques disponibles portent sur le bloc iranien dont la position est systématiquement restituée en face de la marge nord arabe à la fin du Paléozoïque (auteurs précédemment cités). Les données de paléomagnétisme (Besse et al., 1998) enregistrent le début d'un déplacement rapide du bloc iranien au Permien moyen-supérieur. Précisément, ces mouvements relatifs entre l'Afrique et l'Iran débuteraient autour de 260 Ma (Midien, Besse et al., 1998) soit, après le Murghabien, et seraient caractérisés par un déplacement vers le N d'environ 10 cm/a.

L'âge de la « collision paléomagnétique » entre l'Iran et l'Eurasie est estimée à 230Ma (Besse et al., 1998). Cet âge est cohérent avec les courbes de subsidences du bloc iranien (Saidi et al., 1997) qui indiquent un soulèvement contemporain des parties nord du bloc ; ainsi qu'avec l'arrêt du magmatisme calco-alcalin sous l'Eurasie (Anisien) et le saut de la subduction, qui perdure pendant le Trias supérieur sous la marge sud de l'Iran.

Une réorganisation cinématique globale est systématiquement proposée pour la transition entre le Permien et le Trias supérieur. Sur les reconstitutions paléogéographiques, celle-ci est généralement représentée par des sauts de la ride médio-océanique téthysienne (Dercourt et al., 1993 ; Ricou, 1994 ; Besse et al., 1998 ; Pillevuit, 1993 ; Vrielynck et Bouysse, 2001). Selon ces reconstitutions, la réorganisation du système d'accrétion océanique se traduit par une stagnation de la ride en bordure de la marge sud-néotéthysienne (Pillevuit, 1993 ; Pillevuit et al., 1997 ; Vrielynck et Bouysse, 2001 ; Ricou, 1994), ou par une transition entre un régime en transtension à la fin du Paléozoïque et un régime en distension au cours du Trias (Ricou, 1994).

A partir des contraintes paléogéographiques présentées et des résultats de la thèse portant sur la nature et l'évolution de la marge arabe, nous proposons de reconsidérer cette évolution de la marge sud néotéthysienne et des événements magmatiques associés :

1 - La période du Murghabien correspond à l'épisode principal du rifting néotéthysien qui mène à la formation d'une marge passive au NE du Gondwana avant la fin du Murghabien. Le rifting est accompagné par la mise en place d'une province magmatique sur les plaques indienne et arabe, qui s'accompagne d'épanchements volumineux de liquides basaltiques dans la zone centrale du rift en un court laps de temps, conduisant à la formation d'une marge de type volcanique le long de l'Oman et du NW de l'Inde.

2 - Entre le Permien moyen et le Trias moyen, la dérive des blocs cimmériens vers le N est accommodée par une ouverture océanique de la Néotéthys dans un régime transtensif comme le propose Ricou (1994). Ce régime tectonique conduit à la formation de segments essentiellement transformants le long de la marge (Fig. V.7).

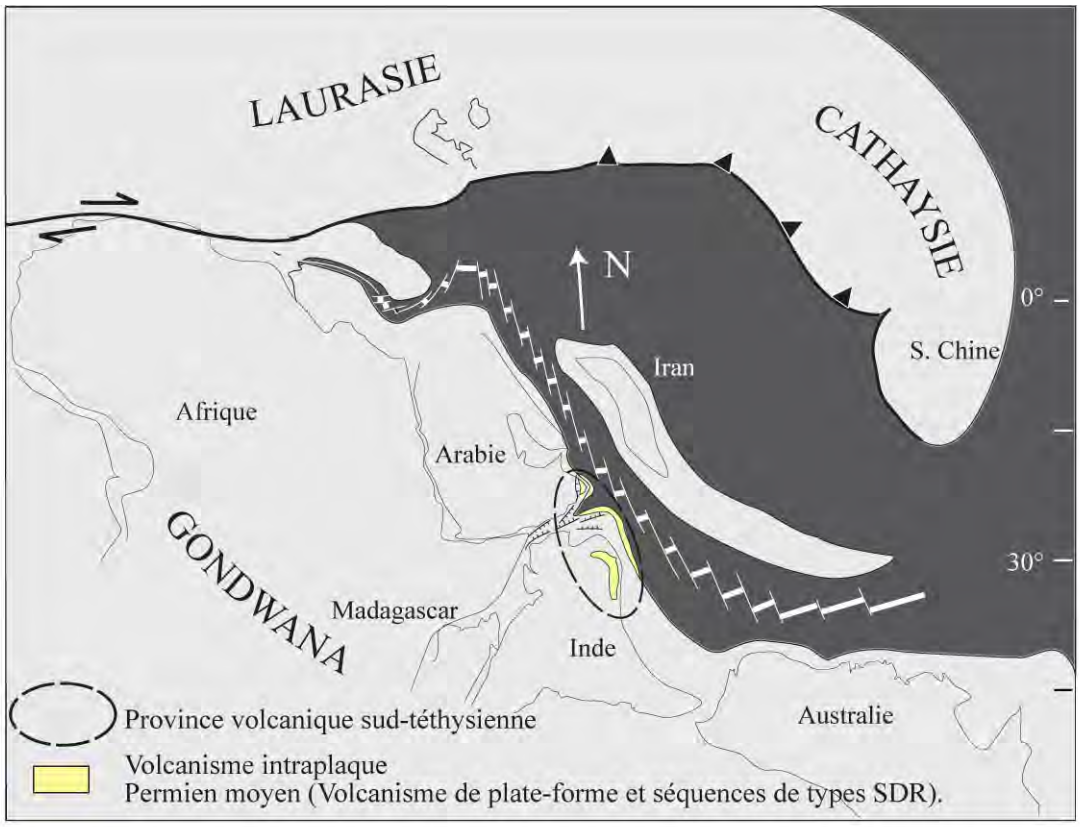


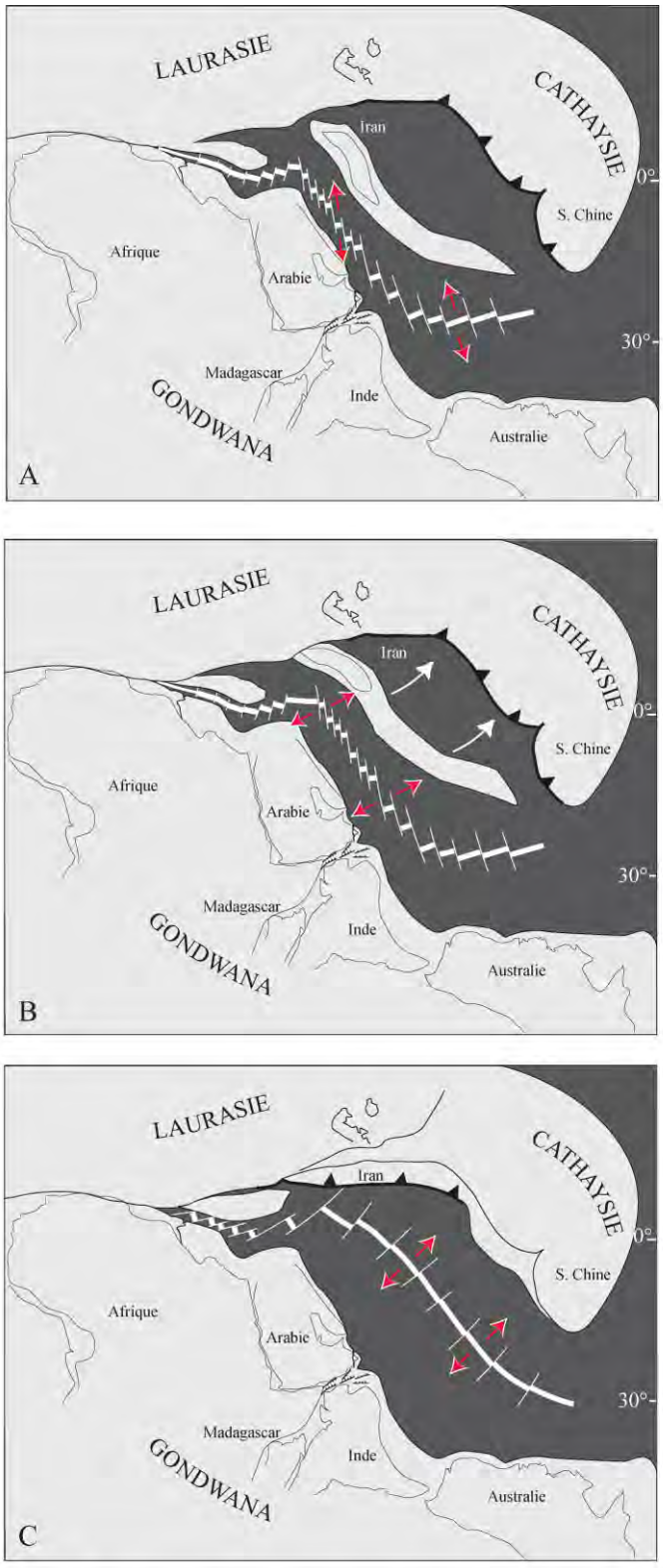
Fig. V.7 - Reconstitution paléogéographique schématique de la dérive des blocs cimmériens après la formation d'un segment de marge voclanique au sud de la Néotéthys au Permien moyen et l'avortement du rift Inde-Madagascar-Arabie. La reconstitution représenterait un stade ultérieur (Permien supérieur) pendant lequel la Néotéthys s'ouvre dans un régime d'accrétion NS en réponse à la dérive rapide du bloc iranien.

Les directions d'extensions ENE-WSW observées et reconstituées dans la partie riftée de la plate-forme du Saih Hatat ne sont pas compatibles avec l'orientation générale du rift arabo-indien-cimmérien. Dans ce contexte, la reconstitution proposée des séries autochtones et de leurs structures de rift ne correspondrait pas au segment NW-SE de la marge sud-néotéthysienne s.s., mais à la zone du point triple entre la marge de la plaque arabe et le segment NE-SW de la branche du rift Inde-Madagascar-Arabie, à l'image de la région des Afars en Ethiopie.

Cette cinématique NS est par contre compatible avec la préservation d'un domaine téthysien étroit, ce qui fut récemment suggéré sur la base de données paléobotaniques, indiquant la proximité paléogéographique entre l'Arabie et les blocs cimmériens, de l'Asie Centrale de la Chine et de l'Indochine (domaine cathaysien, Crasquin-Soleau et al., 2001 et Berthelin et al., 2003).

3 – Au Ladinien, la collision de l'Iran avec la Laurasie impose une réorganisation de la cinématique et en particulier de la direction de convergence entre les blocs cimmériens qui ne peuvent plus se déplacer vers le N (Fig. 8a). La poursuite de la subduction de la Paléotéthys est alors accommodée par une rotation antihoraire des blocs cimmériens. Nous proposons que cette modification s'accompagne d'une réorganisation cinématique générale dans le domaine néotéthysien. Celle-ci s'accompagnerait d'une transition entre un système d'ouverture océanique NS à une ouverture NW-SE (Fig. V.). Cette réorganisation provoquerait une réactivation des principales structures lithosphériques dans l'océan comme sur les marges continentales.

La réactivation en extension des grandes structures lithosphériques, correspondant aux failles normales et aux zones de décrochements des marges permiennes est susceptible d'entraîner une remontée brutale de l'asthénosphère et sa décompression adiabatique. Ce moteur tectonique permet une fusion partielle limitée de l'asthénosphère et les éruptions volcaniques enregistrées sur la marge sud-néotéthysienne en Oman, en Inde voire dans le domaine océanique au nord de la plaque arabe (volcanisme de Chypre, Syrie, et Turquie). En Oman et en Inde, les épanchements triasiques sont très probablement localisés par les structures majeures de la marge permienne.



Trias inférieur à moyen : Stade antérieur à la collision de l'Iran avec la Laurasie

Transition Trias moyen - Trias supérieur: Modification de la cinématique globale et réactivation des structures lithosphériques majeures provoquant une reprise de **l'activité volcanique intrapalque** sur les marges téthysiennes (Oman) et possiblement dans le domaine océanique (Chypre).

Fig. V.8 - Modèle de réorganisation cinématique globale en réponse à la collision de l'Iran contre la Laurasie au Trias moyen-supérieur et à la poursuite de la subduction de la paléotéthys vers le NE.

Références

Ahmad T., Islam R., Khanna P.P. & Thakur V.C., 1996. Geochemistry, petrogenesis and tectonic significance of the basic volcanic units of the Zildat ophiolitic mélange, Indus suture zone, eastern Ladakh (India). *Geodinamica Acta*, 9, 222-233.

Al Riyami K. & Robertson A., 2002. Mesozoic sedimentary and magmatic evolution of the Arabian continental margin, northern Syria: evidence from the Baer-Bassit Melange. *Geol. Mag.*, 139, 395-420.

Altherr R., Henjes-Kunst F. & Baumann A., 1990. Asthenosphere versus lithosphere as possible sources for basaltic magmas erupted during formation of the Red Sea: constraints from Sr, Pb and Nd isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 269-286.

Andersson U.B., Ghebreab W. & Teklay M., 2006. Crustal evolution and metamrophism in east-Eritrea south-east Arabian-Nubian Shield. *J. African Earth Sci.*, 44, 45-65.

Angiolini L., Balini M, Garzanti E., Nicora A., Tintori A., Crasquin S. Muttoni G., 2003a. Permian climatic and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of Interior Oman. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 191, 269-300.

Angiolini L., Balini M., Garzanti E., Nicora A., Tintori A., 2003b. Gondwanan deglaciation and opening of Neotethys : the Al-Khlata and Saiwan Formations of Interior Oman. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*,196, 99-123.

Angiolini L., Bucher H., Pillevuit A., Platel J.P., Roger J., Broutin J., Baud A., Marcoux J., Al-Hashmi H., 1997. Early Permian (Sakmarian) brachiopods from south-eastern Oman. *Geobios*, 30, 389-406.

Al-Belushi J., Glennie K.W. & Williams B.P.J., 1996. Permo-Carboniferous glaciogenic Al Khlata Formation, Oman: A new hypothesis for origin of its glaciation. *GeoArabia,* 1, 389-403.

Arndt N. & Christensen U., 1992.The Role of Lithospheric mantle in continental flood volcanism: thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.*, 97, 10967-10981.

Bailey E.H., 1981. Geological map of the Muscat-Ibra area, Sultanate of Oman. *J. of Geophys. Res.*, 86, B4 pocket map.

Bassoulet J.P., Colchen M., Juteau T., Marcoux J., Mascle G. & Riebel G., 1980. Geological studies in the Indus suture zone of Ladakh Himalaya. *In* Gupta, V.J., (ed). *Hind. Publ. Co, Delhi*, 96-124.

Besse J., Torcq F., Gallet Y., Ricou L.E., Krystyn L. & Saidi A., 1998. Late Premian to Late Triassic paleomagnetic data from Iran : constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and intial destruction of Pangaea. *Geophys. J. Int.*, 135, 77-92.

Baker J., Chazot G., Menzies M. A. & Thirlwall M., 2002. Lithospheric mantle beneath Arabia: A Pan-African protolith modified by the Afar and older plumes, rather than a source for continental volcanism? *In:* Menzies, M. A., Klemperer, S. L., Ebinger, C. J. & Baker, J. (eds). Volcanic Rifted Margins. *Geol. Soc. Am., Sp. Papers*, 362, 65-80.

Baker J. A., Menzies M. A., Thirlwall M. F. & Macpherson,C. G., 1997. Petrogenesis of Quaternary intraplate volcanism, Sana'a, Yemen: implications for plume lithosphere interaction and polybaric melt hybridization. *J. Petrol.*, 38, 1359-1390.

Basile C., Chauvet F., soumis. Phreatomagmatic eruption during the buildup of a Triassic carbonate platform (Oman Exotics): eruptive style, associated deformations, and implications on CO2 release by volcanism. *Geol. Soc. Am.*

Baud A., Béchennec F., Cordey F., Krystyn L., Le Métour J., Marcoux J., Maury R. & Richoz S., 2001. Permo-Triassic deposits: from the platform to the basin and seamounts. *International Conference on the Geology of Oman, Excursion*, n°A01, 56 p.

Béchennec F., 1987. Géologie des Nappes Hawasina dans les parties orientale et centrale des Montagnes d'Oman. *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris 6, Document du BRGM,* 127, p. 474.

Béchennec F., Gorican S., Robin C., Cordey F., &Marcoux J., *In prép.* Al Aridh Group: Revised stratigraphy and significance of a mesozoic Hawasina unit in the Oman Mountains.

Béchennec F., Le Métour J., Platel J.P. & Roger J., 1993. Geological map of the Sultanate of Oman, scale 1/1000000, Explanatory notes ; Sultanat of Oman. *Minist. of Petr. and Miner., Dir. of Miner., BRGM, Orleans, France, ed.*

Béchennec F., Le Métour J., Rabu D., Bourdillon-De-Grissac Ch., De Wever P., Beurrier M. & Villet M., 1990. The Hawasina Nappes: stratigraphy, paleogeography and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 213-223.

Béchennec F., Le Métour J., Rabu D., Villet M. & Beurrier M., 1988. The Hawasina Basin : a fragment of a starved passive continental margin, thrust over the Arabian Platform during obduction of the Sumail Nappe, *Tectonophysics*, 151, 323-343.

Béchennec F., Tegyey M., Le Métour J., Lemière B., Lescuyer J.L., Rabu D. & Milési J.P., 1991. Igneous rocks in the Hawasina nappes and the Hajar supergroup, Oman moutains : their significance in the birth and evolution of the composite extensional margin of Eastern Tethys, in Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. *Minist. Petr. and Miner., Dir. General of Miner.of Oman*, 569-611.

Bernouilli D. & Weissert H., 1987. The upper Hawasina nappes in the central Oman mountains: stratigraphy, palinspatics and sequence of nappes emplacement. *Geodinamica Acta*, 1, 47-58.

Bernoulli D., Weissert H. & Blome C.D., 1990. Evolution of the Triassic Hawasina Basin, Central Oman Mountains. *In :* Robertson A.H.F., Searle M.P. and Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 189-202.

Berthelin M., Broutin J., Kerp H., Crasquin-Soleau S., Platel J.-P. & Roger J., 2003. The Oman Gharif mixed paleoflora: a useful tool for testing Permian Pangea reconstructions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 196, 85-98.

Beurrier M., 1987. Géologie de la nappe ophiolitique de Semail dans les partie orientale et centrale des Montagnes d'Oman. *Thèse Doct. d'Etat, Univ. P. et M. Curie. Paris 6.*

Beurrier M., Béchennec F., Rabu D., & Hutin G., 1986. Geological map of Rustaq: Sheet NF40-3A, Scale 1/100 000, Sultanate of Oman. *Minist. of Petr. and Miner., Dir. General of Miner.*

Bhat M.I., 1984. Abor volcanics : further evidence for the birth of the Tethyan ocean in the Himalayan segment. *J. Geol. Soc. London*, 141, 763-775.

Bhat M.I. & Ahmad T., 1990. Petrogenesis and mantle source characteristics of the Abor Volcanic rocks, eastern Himalayas. *J. Geol. Soc. India*, 36, 227-246.

Blendinger W., Furnish W.M. & Glenister B.F., 1992. Permian cephalopods limestones, Oman Mountains: evidence for a Permian sea-way along the northern margin of Gondwana. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 93, 13-20.

Blendinger W., Van Vliet A. & Hughes Clarke M.W., 1990. Updoming, rifting and continental margin development during the Late Palaeozoic in northern Oman. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 27-37.

Blechschmidt I., Dumitrica P., Matter A., Krystyn L. & Peters T., 2004. Stratigraphic architecture of the northern Oman contiental margin – Masozoic Hamrat Duru Group, Hawasina complex, Oman. *GeoArabia*, 9, 81-132.

Blusztajn J., Hart S. R., Shimizu N. & McGuire A. V., 1995. Trace element and isotopic characteristics of spinel peridotite xenoliths from Saudi Arabia. *Chemical Geology,* 123, 53-65.

Boote D.R.D., Mou D. & Waite R.I., 1990. Structural evolution of the Suneinah Foreland, Central Oman Mountains. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 397-416.

Bosch D. & Lancelot J.R., 1990. A Pan-African age for the HP-HT granulite gneisses of Zabargad island: implications for the early stages of the Red Sea rifting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 539-549.

Brasier M., McCarron G., Tucker R., Leather J. Allen P., & Shields G., 2000. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf supergroup, Oman. *Geology*, 28, 175-178.

Breton J.-P., Béchennec F., Le Métour J., Moen-Maurel L. & Razin P., 2004. Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman tethyan continental margin : insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains). *Geo-Arabia*, 9, 1-18.

Broutin J., Roger J., Platel J.P., Angiolini L., Baud A., Bucher H., Marcoux J. & Al-Hashmi H., 1995. The Permian Pangea. Phytogeographic implications of new palaeontological discoveries in Oman (Arabian Peninsula). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 321, 1069-1086.

Brueckner H.K., Zindler A., Seyler M. & Bonatti E., 1988. Zabargad and the isotopic evolution of the sub-Red Sea mantle and crust. *Tectonophysics*, 150, 163-176

Cannat M., & Mascle G., 1990. Réunion extraordinnaire de la SGF en Himalaya du Ladakh, *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 553-582.

Carbon D., 1996. Tectonique post-obduction des montagnes d'Oman dans le cadre de la convergence Arabie-Iran. *Mem. Thèse doct.*, Univ. Montellier II.

Caroff M., Maury R.C., Guille G. & Cotten J., 1997. Partial melting below Tubuai (Austral Islands, French Polynesia). *Contrib. Mineral. Petrol*., 127, 369–382.

Chauvet, F., 2003, Le magmatisme intraplaque fini-paléozoïque de la marge passive nord indienne (Ladakh-Himalaya) et l'ouverture de la Néothétys, *Mém. de DEA*, U*niversité Joseph Fourier, Grenoble*, 33 p.

Chauvet F., Lapierre H., Bosch D., Guillot S., Mascle G., Vannay J-C., Cotten J., Brunet P. et Keller F., soumis. Geochemistry of the Panjal Traps basalts (NW Himalaya) : Records of the Pangea Permian break-up. *Bull. Soc. Géol. France.*

Chemenda, A.I., Mattauer, M., Bokun, A.N., 1996. Continental subduction and a mechanism for exhumation of high-pressure metamorphic rocks: new modelling and field data from man. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 143, 173–182.

Chemenda A.I., Mattauer M., Malavieille J. & Bokun A.N., 1995. A mechanism for syn-collisional deep rock exhumation and associated normal faulting: results from physical modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132, 225-232.

Cohen R. S., O'Nions R. K. & Dawson J. B., 1984. Isotope geochemistry of xenoliths from East Africa: implications for development of mantle reservoirs and their interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 209-220.

Colchen M., Reuber I., Bassoullet P., Bellier J.P., Blondeau A., Lys M., & De Wever, P., 1987. Données biostratigraphiques sur les mélanges ophiolitiques du Zanskar, Himalaya du Ladakh. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, 403-406.

Corfield R.I., Searle M.P. & Green O.R., 1999. Photang thrust sheet: an accretionary complex structurally below the Spongtang ophiolite constraining timing and tectonic environment of ophiolite obduction, Ladakh Himalaya, NW India. *J. Geol. Soc. London*, 156, 1031-1044.

Coleman R.G., 1981. Tectonic Setting for ophiolite obduction in Oman. *J Geophys. Res.*, 86, 2497-2508

Cooper D.J.W., 1990. Sedimentary evolution and palaeogeographical reconstruction of the Mesozoic continental rise in Oman: evidence from the Hamrat Duru Group. *In*: Robertson A.H.F. Searle M.P. & Ries A.C. (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 161-187.

Cooper D.J.W., 1988. Structure and sequence of thrusting in deep-water sediments during ophiolite emplacement in the south-central Oman mountains. *J. Struct. Geol.*, 10, 473-485.

Cooper D.J.W., 1987. Hamrat Duru : revised stratigraphy of a Mesozoic deep-water passive margin in the Oman Mountains. *Geol. Mag.*, 124, 157-164.

Corner B., Cartwright J. & Swart R., 2002. Volcanic passive margin of Namibia : a potential fields perspective. *In* Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J. & Baker J. (eds), Volcanic Rifted Margins : Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 362, 203-220.

Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M. & Brousse R., 1995. Origin of a anomalous rare-earth element and ytrium enrichments in subaerially exposed basalts : Evidence from French Polynesia. *Chemical Geol.*, 119, 115-138.

Crasquin-Soleau S., Broutin J., Besse J. & Berthelin M., 2001. Ostracodes and paleobotany from the Middle Permian of Oman: implications on Pangea reconstruction. *Terra Nova*, 13, 38-43.

Davidson J. P. & Wilson I. R., 1989. Evolution of an alkali basalt-trachyte suite from Jebel Marra volcano, Sudan, through assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 95, 141-160.

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F. & Stein S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. of Int.*, 101, 425-478.

Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynk B. (Eds.), 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. *Gauthier-Villars, Paris*, 14 maps.

De Sigoyer J., 1998. Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression basse température en contexte de convergence continentale (Tso Morari, NO Himalaya). *Mém. de Thèse*, Univ. Claude Bernard - Lyon 1, 236 p.

De Wever P., Bourdillon-De-Grissac C. & Bechennec F., 1990. Permian to Cretaceous radiolarian biostratigraphic data from the Hawasina Complex, Oman Mountains. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 225-238.

De Wever P., Bourdillon-De-Grissac C. & Bechennec F., 1988. Permian age from radiolarites of the Hawasina nappes, Oman moutains. *Geology*, 16, 912-914.

Downes H., 2001. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle : a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *J. Petrol.*, 42, 233-250

Dubreuilh J., Béchennec F., Berthiaux A., Le Métour J., Platel J.P., Roger, J. & Wyns R., 1992. Geological map of Khaluf, Sheet NF40-15, scale 1:250,000 and explanatory notes. *Dir. General of Miner.*, Oman Minist. of Petr. and Miner.

Duyverman H. J., Harris N. B. W. & Hawkesworth C. J., 1982. Crustal accretion in the Pan-African: Nd and Sr isotope evidence from the Arabian shield. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 315-326.

Dupuis C., Hébert R., Dubois-Côté V., Wang C.S., Li Y.L. & Li Z.J., 2005. Petrology and geochemistry of mafic rocks from mélange and flysch units adjacent to the yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet. *Chem. Geol.*, 214, 287-308.

El-Shazly A.K., 1995. Petrology of Fe-Mg-carpholite-bearing metasediments from NE Oman. *J. Metam. Geol.*, 13, 379-396.

El-Shazly A.K. & Coleman R.G., 1990. Metamorphism in the Oman Mountains in relation to the Semail ophiolite emplacement. *In :* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geological Society Special Publication*, 49, 473-494.

El-Shazly A.K. & Lanphere M.A., 1992. Two high pressure metamorphic events in the NE Oman : evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and petrological data. *J. Geol.*, 100, 731-751.

El-Shazly A.K., Bröcker M.S., Hacker B.R. & Calvert A.T., 2001. Formation and exhumation of blueschists and eclogites from northeast Oman : new perspectives from Rb-Sr and $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. *J. Metam. Geol.*, 19, 233-248.

Ernst R.E. & Buchan K.L. 1997. Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying Pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. *In :* Mahoney J. & Coffin M.F. (eds), Large igneous provinces : Continental oceanic and planetary flood volcanism, *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 100, 217-245, 1997.

Escrig S., Doucelance R, Moreira M. & Allègre J.-Cl., 2005. Os isotope systematics in Fogo Island: Evidence for lower continental crust fragments under the Cape Verde Southern Islands. *Chem. Geol.*, 219, 93– 113

Fitton J.G., Saunders A.D., Larsen L.M., Hardarson B.S. & Norry J.M., 1998a. Volcanic rocks from the southeast Greenland margin at 63°N: Composition, petrogenesis, and mantle sources. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 152, 331-350.

Fitton J.G., Hardarson B.S., Ellam R.M. & Rogers D., 1998b. Sr-, Nd- and Pb-isotopic compositions of volcanic rocks from the southeast Greenland margin at 63°N: Temporal variation in crustal contamination during continental breakup. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 152, 351-357.

Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S. & Taylor R.N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 153, 197-208.

Fuchs G.,1982. The geology of the Pin valley in Spiti. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 124:325-359.

Fuchs G. & Linner, M., 1996. On the geology of the Suture Zone and Tso Morari Dome in eastern Ladakh (Himalaya). *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 139, 191-207.

Gallagher K. & Hawkesworth C. J., 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*, 358, 57–59.

Gaetani M., Garzanti E. & Tintori A., 1990. Permo-Carboniferous stratigraphy in SE Zanskar and NW Lahul (NW Himalaya, India). *Eclogae geol. Helv.*, 83, 143-161.

Gansser A., 1966. The Indian Ocean and the Himalayas, a geological interpretation. *Eclog. geol. Helv.*, 59, 831–848.

Garzanti E., Le Fort P. & Sciunnach D., 1999. First report of Lower Permian basalts in South Tibet : tholeiitic magmatism during break-up and incipient opening of Neotethys. *J. Asian earth sci.*, 17, 533-546.

Garzanti E., Angiolini L. & Sciunnach D., 1996a. The mid-Carboniferous to lowermost Permian succession of Spiti (Po Group and Ganmachidam Fm.; Tethys Himalaya, Northern India): Gondwana glaciation and rifting of Neo-Tethys. *Geodinamica Acta*, 9, 78-100.

Garzanti E., Angiolini L. & Sciunnach D., 1996b. The Permian Kuling Group (Spiti, Lahul and Zanskar; NW Himalaya): sedimentary evolution during rift/drift transition and initial opening of Neo-Tethys. *Riv. It. di Paleont. Strat.*, 102, 175-200.

Garzanti E., Nicora A., Tintori T., Sciunnach D. & Angiolini L., 1994. Late Paleozoic stratigraphy and petrography of the Thini Chu Group (Manang, Central Nepal): sedimentary record of Gondwana glaciation and rifting of Neotethys. *Riv. It. Paleont. Strat.*, 100, 155-194.

Garzanti E., 1993. Himalayan ironstones, “superplumes”, and the break-up of Gondwana. *Geology*, 21, 105-108.

Garzanti E., Nicora A. & Tintori A., 1992. Late Paleozoic to Early Mesozoic stratigraphy and sedimentary evolution of central Dolpo (Nepal Himalaya). *Riv. It. Paleont. Strat.*, 98, 271-298.

Gass I.G., Ries A.C., Shackleton R.M. & Smewing J.D., 1990. Tectonics, geochronology and geochemistry of the Precambrian rocks of Oman. *In :* Robertson A.H.F., Searle M.P. and Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geological Society Special Publication*, 49, 585-599.

Geffroy L., 2005. Volcanic passive margins. *C. R. Geosciences*, 337, 1395-1408.

Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P. and Leonardos O.H., 1995. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. *Earth Planet. Sci. lett.*, 136, 149-165.

Gibson S.A., Kirkpatrick R.J., Emmermann R., Schmincke P.-H., Pritchard G., Okay P.J., Thorpe R.S. & Marriner G.F., 1982. The trace element composition of lavas and dykes from a 3 km vertical section through a lava pile in Eastern Iceland. *J. Geophys. Res.*, 87, 6532-6546.

Glennie K.W., Bœuf M.G.A., Hughes Clarke M.W., Moody-Stuart M., Pilaart W.F.H. & Reinhardt B.M., 1974. Geology of the Oman moutains. *Geol. Mijnbouw*. 1, 423p.

Glennie K.W., Boeuf M.G.A., Hughes Clarke M.W., Moody-Stuart M., Pillaart W.F.H. & Reinhart, B.M., 1973. Late Cretaceous nappes in the Oman mountains and their geologic significance. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 5-27.

Goffé B., Michard A., Kienast J.R. & Le Mer O., 1988. A case of obduction-related high-pressure, low-temperature metamorphism in upper crustal nappes, Arabian continental margin, Oman. *Tectonophysics*, 151, 363-386.

Gorin G.E., Racz L.G., & Walter M.R., 1982. Late Precambrian-Cambrian sediments of Huqf group, Sultanate of Oman. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 2609-2627.

Gray D.R., Gregory R.T., Armstrong R.A., Richards I.J. & Miller, J.M., 2005a. Age and stratigraphic relationships of structurally deepest level rocks, Oman Mountains: U/Pb SHRIMP evidence for Late Carboniferous Neotethys Rifting. *J. Geol.*, 113, 611-626.

Gray D.R., Gregory R.T. & Miller J.McL., 2005b. Comment on “Structural evolution, metamorphism and restoration of the Arabian continental margin, Saih Hatat region, Oman Mountains” by M.P. Searle et al. *J. Struct. Geol.*, 27, 371-374.

Gray D.R., Miller J. McL. & Gregory R. T., 2005c. Strain state and kinematic evolution of a fold-nappe beneath the Samail Ophiolite, Oman. *J. Struct. Geol.*, 27, 1986–2007

Gray D.R., Hand M., Mawby J., Armstrong R.A., Miller J.M. & Gregory R.T., 2004a. Sm-Nd and zircon U-Pb ages from garnet-bearing eclogites, NE Oman: constraints on high-P metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 222, 407-422.

Gray D.R., Miller J.McL., Foster D.A. & Gregory R.T., 2004b. Transition from subduction- to exhumation related fabrics in glaucophane-bearing eclogites, Oman : evidence from relative babric chronology and $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages. *Tectonophysics*, 389, 35-64.

Gray D.R. & Gregory R.T., 2004c. Comment on “Eoalpine (Cretaceous) evolution of the Oman tethyan continental margin : insights from a structural field study in Jabal Akhdar (Oman Mountains)” by Breton et al. *Geo-Arabia*, 9, 143-147.

Gray D.R. & Gregory R.T., 2003. Ophiolite obduction and the Samail ophiolite : the behaviour of the underlying margin. *In*: Dilek Y. and Robertson P.T. (eds.), Ophiolites in Earth history, Geological Society Special. Publications, 218, 449-466.

Gray D.R., Gregory R.T. & Miller J.McL., 2000. A new structural profile along the Muscat-Ibra transect, Oman : Implications for emplacement of the Samail ophiolite. *GSA Special Paper*, 349, 513-523.

Gregory R.T., Gray D.R. & Miller J.McL., 1998. Tectonics of the Arabian margin associated with the formation and exhumation of high-pressure rocks, Sultanate of Oman. *Tectonics*, 17, 657-670.

Hacker B.R., Mosenfelder J.L. and Gnos E., 1996. Rapid emplacement of the Oman ophiolite: thermal and geochronologic constraints, *Tectonics*, 15(6), 1230-1247, 1996

Hamelin, B. & Allègre, C. J., 1988. Lead isotope study of orogenic lherzolite massifs. *Earth Planet Sci. Letters*, 91, 117-131.

Hanna S.S., The Alpine deformation of the Central Oman Mountains. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. and Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geological Society Special Publication*, 49, 341-360.

Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R., 1987. The chronology of fluctuationg sea levels since the Triassic, *Science*, 235, 1156-1167

Hargrove U.S., Stern R.J., Kimura J.-I., Manton W.I. & Johnson P.R., 2006. How juvenile is the Arabian–Nubian Shield? Evidence from Nd isotopes and pre-Neoproterozoic inherited zircon in the Bi'r Umq suture zone, Saudi Arabia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 255, 308-326.

Hawkesworth C.J. Gallagher K., Kelley S., Mantovani M., Peate D.W., Regelous M & Rogers N.W., 1992. Parana magmatism and opening of the South Atlantic. In Storey B.C. Alabaster T. & Pankhurst R.J. (eds). Magmatism and the causes of continental break up. *Geol. Soc., London, Sp. Pub.*, 68, 221-240.

Hawkesworth C. J., Kempton P. D., Rogers N. W., Ellam R. M. & van Calsteren P. W., 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett*., 96, 256-268

Hawkesworth C. J., Mantovani M. S. M., and Peate D. W., 1988. Lithosphere remobilisation during Parana´ magmatism. *In* Cox K.G. & Menzies M., (eds). Oceanic and continental lithosphere: Similarities and differences. *J. Petrol Special Issue* 205–223.

Hegner, E. & Pallister, J. S., 1989. Pb, Sr and Nd isotopic characteristics of Tertiary Red Sea rift volcanics from the central Saudi Arabian coastal plain. *J. Geophys. Res.* 94, 7749-7755.

Henjes-Kunst, F., Altherr, R. & Baumann, A., 1990. Evolution and composition of the lithospheric mantle underneath the western Arabian peninsula: constraints from Sr-Nd isotope systematics of mantle xenoliths. *Contrib. Miner. Petrol.,* 105, 460-472

Honegger, K., Dietrich, V., Frank, W., Gansser, A., Thoeni, M., & Trommsdorff, V. 1982. Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth Planet. Sci. Lett.* 60, 253-292.

Hughes Clarke M.W., 1988. Stratigraphy and rock-unit nomenclature in the oil-producing area of Interior Oman. *J. Petrol. Geol.*, 11, 5-60.

Immenhauser A., Schreurs G., Gnos E., Oterdoom H.W. & Hartmann B., 2000. Late Paleozoic to Neogene geodynamic evolution of the northeastern Oman margin. *Geol. Mag.*, 137, 1-18.

Immenhauser A., Schreurs G., Peters T., Matter, A., Hauser M. & Dumitrica, P. 1998. Stratigraphy, sedimentology and depositional environments of the Permian to uppermost Cretaceous Batain Group, East-Oman. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 91, 217–35.

Jolivet L., Goffé B., Bousquet R., OberhänsliR. And Michard A., 1998. Detachments in high-pressure belts. Tethyan examples, *Earth Planet. Sci. Lett*., 215, 57-22.

Kokfelt T.F., Hoernle K., Hauff F., Fiebig J., Werner R. & Garbe-Schönberg D., 2006. Combined trace element and Pb-Nd-Sr-O isotope evidence for recycled oceanic crust (upper and lower) in the Iceland mantle plume. *J. Petrol.*, 47(9), 1705-1749.

Klausen M.B. & Larsen H.C., 2002. East Greenland coast-parallel dike swarm and its role in continentale breakup, *In* Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J. and Baker J., (eds), Volcanic Rifted Margins : Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 362, 133-158.

Lancelot J.R. & Bosch D., 1991. A Pan African age for the HP–HT granulite gneisses of Zabargad Island; implications for the early stages of the Red Sea rifting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107, 539–549.

Lapierre, H., Bosch, D., Narros, A., Mascle, G. H., Tardy, M. & Demant A., 2007. The Mamonia Complex (SW Cyprus) revisited : remnant of Late Triassic intra-oceanic volcanism along the Tethyan southwestern passive margin. *Geol. Mag.*, 144, 19p.

Lapierre H., Samper A., Bosch D., Maury R.C., Bechennec F., Cotten J., Demant A., Brunet P., Keller F. & Marcoux J., 2003. The Tethyan plume : geochemical diversity of Middle Permian basalts from the Oman rifted margin, *Lithos*, 74, 167-198.

Lassiter J.C. & DePaolo D.J., 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and ocean flood basalts: chemical and isotopic constraints, *in* Mahoney J. & Coffin M.F. (eds), Large igneous provinces : Continental oceanic and planetary flood volcanism. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 100, 335-355, 1997.

Larsen H.C. & Saunders A.D., 1998. Tectonism and volcanism at the southeast Greenland rifted margin : a record of plume impact ans later continental rupture. In Saunders A.D., Larsen H.C. & and Wise, S.W., Jr. (Eds.), *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 152, 503-533.

Larsen H.C., Fitton J.G. & Fram M.S., 1998. Volcanic rocks of the southeast Greenland margin in comparison with other parts of the North Atlantic Tertiary Igneous Province. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 152, 315-330.

Lee C.W., 1990. A review of platform sedimentation in the Early and Late Permian of Oman, with particular reference of the Oman Mountains. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. and Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 39-47.

Legendre C., Maury, R.C., Blais, S., Guillou, H., Cotten, J., 2006. Atypical hotspot chains: evidence for a secondary melting zone below the Marquesas (French Polynesia). *Terra Nova*, 18, 210-216.

Legendre C., Maury, R.C., Caroff, M., Guillou, H., Cotten, J., Chauvel, C., Bollinger, C., Hemond C., Guille, G., Blais, S., Rossi, P. & Savanier, D., 2005. Origin of exceptionally abundant phonolites in Ua Pou island (Marquesas, French Polynesia): partial melting of basanites followed by crustal contamination. *J. Petrol.*, 46, 1925–1962.

Le Guerroué E., Allen P. and Cozzi A., 2005. Two distinct glacial successions in the Neoproterozoic of Oman. *GeoArabia*, 10, 17-34.

Le Metour J., 1987. Géologie de l'autochtone des Montagnes d'Oman : la fenêtre du Saih Hatat, *Thèse Doct. d'Etat., Univ. P. et M. Curie, Paris VI. Document du BRGM Orléans*, 129, 446p.

Le Métour J., Michel J.C., Béchennec F., Platel, J.P. & Roger J., 1995. Geology and mineral wealth of the Sultanate of Oman, 285p, Sultanate of Oman, *Minist. of Petr. and Miner., Dir. of Miner., Oman*.

Le Métour J., Béchennec F., Roger J. & Wyns R., 1992. Geological map of Mascat, Sheet NF 40-04, scale 1/250000, Explanatory notes, 76p. Sultanate of Oman, *Minist. of Petr. and Miner., Dir. of Miner., Oman.*

Le Métour J., Rabu D., Tegyey M., Béchennec F., Beurrier M. & Villey M., 1990. Subduction and obduction : two stages in the Eo-Alpine tectono-metamorphic evolution of the Oman Mountains. *in* Robertson A.H.F., Searle M.P. and Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geological Society Special Publication*, 49, 327-339.

Le Métour J., Villey M. & Gramont X. de, 1986. Geological map of Quryat, Sheet NF 40-4D, scale 1/100000, Explanatory notes, 69p. Sultanate of Oman, *Minist. of Petr. and Miner., Dir. of Miner.*

Lightfoot, P.C., Hawkesworth, C.J., Hergt, J., Naldrett, A.J., Gorbatchev, N.S., Fedorenko, V.A., & Doherty, W. 1993. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major- trace-element, and Sr- Nd- and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Traps, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 114, 171-188.

Lightfoot, P.C., Hawkesworth, C.J., Devey C.W., Rogers, N.W. & Van Calsteren, P.W.C. 1990. Source and differenciation of Deccan Trap lavas: implications of geochemical and mineral chemical variations. *J. Petrol.* 31(5), 1165-1200.

Lightfoot, P.C. & Hawkesworth, C.J. 1988. Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotope studies. *Earth Plan. Sci. Lett.* 91, 89-104.

Lippard S.J., 1983. cretaceous high-pressure metamorphism in NE Oman and its relationships to subduction and ophiolite nappe emplacement, *J. Geol. Soc*., 140, 97-104.

Lippard S.J., Shelton A.W. & Gass I.G., 1986. The Ophiolite of northern Oman. *Gol. Soc., London, Memoir*, 11.

Lovelock P.E.R., Potter T.L., Walsworth-Bell E.B. & Wiener W.N., 1981. Ordovician rocks in the Oman Mountains; the Amdeh formation. *Geol. Mijnb*., 487-495.

Luhr J.F., Aranda-Gomez J.J. & Housh T.B., 1995. San Quintin Volcanic Field, Baja California norte, Mexico: geology, petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 100, 10353–10380.

Mahoney J., Nicollet C. & Dupuy C., 1991. Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources. *Earth and plan. sci. lett.*, 104, 350-363.

Mann A. & Hanna S.S., 1990. The Tectonic evolution of pre-Permian rocks, Central and Southeastern Oman Mountain. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region. *Geol. Soc. Spec. Publ.,* 49, 307-325.

Mann A., Hanna S.S. & Nolan S.C. 1990. The post-Campanian tectonic evolution of the central Oman Mountains: Tertiary extension of the Eastern Arabian Margin. *In :* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 549-565.

Maury R.C., Lapierre H., Bosch D., Marcoux J., Krystyn L., Cotten J., Bussy F. Brunet P. & Sénebier F. The Upper Triasic alkaline volcanics of the Antalya Nappes (southwestern Turkey): igneous remnants of the Neotethys opening. *soumis*.

Maury R.C., Béchennec F., Cotten J., Caroff M., Cordey F. & Marcoux J., 2003. Middle Permian plume-related magmatism of the Hawasina Nappes and the Arabian Platform : implications on the evolution of the Neotethyan margin in Oman. *Tectonics*, 22 (6).

Mattauer M. & Ritz J.F., 1996. Arguments géologiques en faveur d'un modèle de subduction continentale pour l'exhumation du métamorphisme de haute-pression d'Oman. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 322, 869-876.

MacDonald G. A. & Katsura T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.

McDonough W.F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle, *Earth and Planetary Science Letters,* 101, 1-18,

McDougall I. & Harrison T. M., 1988. Geochronology and thermochronology by the 40Ar/39Ar method. *Oxford Univ. Press., New York*, p. 212.

McGuire A. V. & Stern R. J., 1993. Granulite xenoliths from Saudi Arabia: the lower crust of the late Precambrian Arabian-Nubian shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 395-408.

McLennan S., 2001. Relationships between the trace element compostion of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Gesosyst.*, 2, paper number 2000GC000109.

Menzies M.A., 1992. The lower lithosphere as a major source for continental flood basalts: a re-appraisal. *In* Storey B.C. Alabaster T. & Pankhurst R.J. (eds). Magmatism and the causes of continental break up. *Geol. Soc., London, Sp. Pub.,* 68, 31-39.

Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J. & Baker J., 2002. Characteristics of volcanic rifted margins. *In :* Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J. & Baker J., (eds), Volcanic Rifted Margins : Boulder, Colorado, *Geological Society of America, Special Paper,* 362, 1-14.

Michard A., 1983. Les nappes de Mascate, une rampe épicontinentale, à faciès schistes bleu, et la dualité apparente des ophiolites omanaises. *Sci. Géol. Bull., Strasbourg*, 36,3-16.

Michard A., 1982. Contribution à la connaissance de la marge nord du gondwana : une chaine plissée vraisemblablement hercynienne en Oman. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 295, 1031-1036.

Michard A., Goffé B., Saddiqui O., Oberhänsly R. & Wendt A.S., 1994. Late Cretaceous exhumation of the Oman blueschists and eclogites : a two-stage extensional mechanism. *Terra Nova*, 6, 404-413.

Michard A., Bouchez J.-L. & Ouazzani-Touhami M., 1984. Obduction related planar and linear fabrics in Oman. *J. Struct. Geol.*, 6, 39-49.

Miller J.McL., 1998. The structure metamrophism and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronological constraints on the exhumation of a high-pressure metamrophic terrane, Oman. *In :* Ring U., Brandon M.T., Lister G.S. & Willet S.D. (eds). Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. *Geol. Soc., London, Sp. Pub.*, 154, 241-260.

Miller J.McL., Gray D.R. & Gregory R.T., 2002. Geochemistry and significance of internal windows and regional isoclinal folds in northeast Saih Hatat, Sultante of Oman. *Journal of Structural Geology*, 24, 359-386.

Miller J.McL., Gregory R.T., Gray D.R. & Foster D.A., 1999. Geological and geochronologival constraints on the exhumation of a high-pressure metamorphic terrane, Oman, In : Ring U., Brandon M.T. & Lister G., eds., Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 154, 241-260.

Miller J.McL., Gray D.R. & Gregory R.T., 1998. Exhumation of high-pressure rocks in northeastern Oman. *Geology*, 26, 235-238.

Mohriak W.U., Rosendhal B.R., Turner J.P., Valente S.C., 2002. Crustal architecture of South Atlantic volcanic margins. *In :* Menzies M.A., Klemperer S.L., Ebinger C.J. & Baker J., (eds), Volcanic Rifted Margins : Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 362, 159-202.

Montenat C.A., De Lapparent A.F., Lys M., Termier H., Termier G. & Vachard D., 1976. La trangression permienne et son substratum dans le Jebel Akhdar (montagne d'Oman, Péninsule arabique). *Annales Soc. Géol. Nord*, 96, 239-258.

Montigny R., Le Mer O., Thuizat R. & Whitechurch H., 1988. K-Ar and $^{40}Ar/^{39}Ar$ study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite : tectonic implications. *Tectonophysics*, 151, 345-362.

Nolan S.C. Skelton P.W., Clissold B.P. & Smewing J.D., 1990. Maastrichtian to early Tertiary stratigraphy and palaeogeography of the central and northern Oman Mountains, . *In :* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol.l Soc. Spec. Publ*, 49, 495-519.

Papritz K., & Rey R. 1989. Evidence for the occurrence of Permian Panjal Trap Basalts in the Lesser- and Higher-Himalaya of the Western Syntaxis Area, NE Pakistan. *Eclogae geol. Helv.* 82, 603-627.

Pareek, H.S. 1976. On studies of the agglomeratic slate and Panjal Trap in the Jhelum, Liddar, and Sind Valleys Kashmir. *Rec. Geol. Surv. India*, 107, 12-37.

Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W. & Searle M.P., 1981. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex, evidence and implications. *In* Vine F.J. & Smith A.G., (eds.), Extensional tectonics associated with convergent plate boundaries. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 300A, 1454, 299-317.

Peate D.W., 1997. The Parana Etendeka Province. *In* Mahoney J. & Coffin M.F. (eds), Large igneous provinces : Continental oceanic and planetary flood volcanism, *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 100, 217-245.

Peate D.W. & Hawkesworth C.J., Lithospheric to Asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Parana, Brazil, *Chem. Geol.*, 127, 1-24, 1996.

Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M. & Shukowsky W., 1991. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Parana, South America. Gology, 18, 1223-1226.

Perez, C., 2006, Le magmatisme de la marge arabique au Trias et Jurassique: analyses pétrogéochimiques dans la région du Baër-Bassit (Syrie) et implications géodynamiques. *Mém. M2R, Univ. J. Fourrier*, Grenoble, 46 p.

Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G. & Marty B., 1999. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: Evidence for plume–lithosphere interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63(15), 2263–2279.

Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Hofmann C., and Ayalew D. 1998. The Northwestern Ethiopian plateau flood basalts: Classification and spatial distribution of magma types. *J. Volcanol. Geotherm. Res* 81, 91–111.

Pillevuit A., 1993. Les Blocs Exotiques du Sultanat d'Oman, *Mém. de géol., Lausanne,* 17, 249p.

Pillevuit A., Marcoux J., Stampfli G. and Baud A., 1997. The Oman Exotics : a key for the understanding of the Neotethyan geodynamic evolution, Geodinamica Acta, 10, 5, 209-238.

Pogue K.R., DiPietro J.A., Khan S.R., Hughes S.S., Dilles J.H. and Lawrence R.D., Late Paleozoic rifting in Northern Pakistan, *Tectonics*, 11, 871-883, 1992.

Pratt B.R. & Smewing J.D., 1993. Early Cretaceous platform-margin configuration and evolution, central Oman Mountains, Arabian Peninsula. *AAPG Bull.*, 77, 225-244.

Pratt B.R. & Smewing J.D., 1990. Jurassic to Early Cretaceous platform margin configuration and evolution, central Oman Mountains. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 69-88.

Prudhon-Chatelain M., 1999. L'unité de Drakkar Po (vallée de la photang, Zanskar, Inde), témoin des volcanismes alcalins permo-triasiques et albien. *Mém. de maîtrise, Univ. Cl. Sabatier, Lyon I.* 25p.

Rabu D., Le Métour J., Béchennec F., Beurrier F., Villey M. & Bourdillon de Grissac C., 1990. Sedimentary aspects of the eo-alpine cycle on the northeast edge of the Arabian Platform (Oman Mountains). *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 49-68.

Rabu D., 1987. Géologie de l'autochtone des Montagnes d'Oman : la fenêtre du Jabal Akhdar – La semelle métamorphique de la nappe ophiolitique de Samail dans les parties orientale et centrale des Montagnes d'Oman : une revue. *Thèse Doct. Etat. Univ. P. et M. Curie, Paris 6. Document du BRGM*, 130, 613p.

Ricou L.E., 1994. Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7, 169-218.

Robertson A., 1998. Rift-related sedimentation and volcanism of the north-Indian margin inferred from a Permian-Triassic exotic block at Lamayuru, Indus suture zone (Ladakh Himalaya) and regional comparisons. *J. Asian Earth Sci.*, 16, 159-172.

Robertson A.H.F. & Searle M.P., 1990. The northern Oman Tethyan continental margin: stratigraphy, structure, concepts and controversies. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 3-25.

Robertson A.H.F., Kemp A.E.S., Rex D.C. & Blome C.D., 1990. Sedimentary and structural evolution of a contienntal margin transform lineament : the Hatta Zone, northern Oman Mountains. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 285-306.

Rollinson H., 1993. Using geochemical data : evaluation, presentation, interpretation. *Longman*, 355p.

Saddiqi O., Poupeau G., Michard A., Goffé B. and Oberhänsli R., 1995. Exhumation des roches métamorphiques HP-BT d'Oman : datation par traces de fission sur zircons, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, 1071-1077.

Saddiqi O., Michard A., Goffé B., Poupeau G. & Oberhänsli R., 2006. Fission-track thermochronolgy of the Oman Mountains continental windows, and current problems of tectonic interpretation. *Bull. Soc. Géol. France*, 177(3), 127-134.

Saidi A., Brunet M.F. & Ricou L.E., 1997. Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from the Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta*, 10, 189-208.

Samson S.D. & Alexander E.C., 1987. Calibration of the interlaboratory 40 Ar/39 Ar dating standard MMhb-1. *Chem. Geol.*, 66, 27-34.

Saunders A.D., Storey M., Kent R.W. & Norry M.J., 1992. Consequences of plume-lithophere interactions. *In* Storey B.C., Alabaster T. & Pankhurst R.J. (eds). Magmatism and the causes of continental break up. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*,68, 41-60.

Saunders A.D., Fitton J.G., Kerr A.C., Norry M.J. & Kent R.W., 1997. The North Atlantic Igneous Province. *In* Mahoney J. & Coffin M.F. (eds), Large igneous provinces : Continental oceanic and planetary flood volcanism. *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 100, 45-93.

Sciunnach, D. & Garzanti, E. 1996. Sedimentary record of Late Paleozoic rift and break-up in Northern Gondwana (Thini Chu Group and Tamba-Kurkur Fm.; Dolpo Tethys Himalaya, Nepal). *Geodinamica Acta*, 9(1), 41-56.

Searle M.P., Warren C.A.J., Waters D.J. & Parrish R.P., 2004. Structural evolution, metamorphism and restoration of the Arabian continental margin Saih Hatat region, Oman Mountains. *J. Struct. Geol.*, 26, 451-473.

Searle M.P., Waters D.J., Martin H.N. & Rex D.C.A., 1994. Structure and metamorphism of blueschist-eclogite facies rocks from the northeastern Oman Mountains. *J. Geol. Soc., London*, 151, 555-576,

Searle M.P., 1985. Sequence of thrusting and origin of culminations in the northern and central Oman Mountains. *J. Struct. Geol.*, 7, 129-143.

Searle, M.P. & Graham G.M., 1982. "Oman exotics" - Oceanic carbonate build-ups associated with the early stages of continental rifting. *Geology*, 10, 43-49.

Shackleton R.M., Ries A.C., Bird P.R., Filbrant J.B., Lee C.W. & Cunningham G.C., 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, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 673-698.

Sharma M., 1997. Siberian Traps. *In* Mahoney J. & Coffin M.F. (eds), Large igneous provinces : Continental oceanic and planetary flood volcanism, *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 100, 273-295.

Shaw J.E., Baker J.A., Kent A.J.R., Ibrahim K.M. & Menzies M.A., 2007. The Geochemistry of the Arabian Lithospheric Mantleça Source for Intraplate Volcanism? *J. Petrol.*, 48, 1495-1512.

Sinha A.K. & Mishra M., 1992. Plume activity and seamount in Neotethys: evidence supported by geochemical and geochronological data, *J. Himalayan Geol.*, 3(1), 91-96.

Spring L., 1993. Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul – Zanskar oriental (Himalaya indien). *Mém. de géol., Lausanne*, 14, 148 p.

Spring L., Bussy F., Vannay J.C., Huon S. & Cosca M.A., 1993. Early Permian granitic dykes of alkaline affinity in the Indian High Himalaya of Upper Lahul and SE Zanskar: geochemical characterization and geotectonic implications. *In* Treloar P.J., & Searle M.P. (eds), *Himalayan Tectonics Geol. Soc. Spec Publ.*, 74, 251-264.

Stampfli G. & Pillevuit A., 1993. An alternative Permo-Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm. *In* Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps, edited by Dercourt J., Ricou J. L.E. & Vrielinck B., *Gauthier-Villars, Paris*, 55-62.

Stampfli G.M., Marcoux J. & Baud A., 1991. Tethyan margins in space and time, *Paleogeogr. Paleoclimatol., Paleoecol*., 87, 373-409.

Stampfli G.M. & Borel G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth Planet. Sci. lett*., 196, 17-33.

Stein M., 2003. Tracing the plume material in the Arabian-Nubian shield. *Precambrian Res.*, 123, 223–234.

Stein M. & Goldstein S. L., 1996. From plume head to continental lithosphere in the Arabian-Nubian shield. *Nature*, 382, 773-778.

Stern R.J., 1994. Arc assembly and continental colliion in the Neoproterozoic east african orogen: implications for the consolidation of Gondwnaland. *Annual Rev. of Earth Plan. Sci. Lett.*, 22, 319-351.

Stoeser D.B. & Frost C.D., 2006. Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian Shield terranes. *Chem. Geol*. 43.

Storey M., Mahoney J.J. & Saunders A.D., 1997. Cretaceous basalts in Madagascar and the transition between plume and continental lithosphere mantle sources. *In* Mahoney J. & Coffin M.F. (eds), Large igneous provinces : Continental oceanic and planetary flood volcanism, *American Geophysical Union Geophysical Monograph*, 100, 95-122,.

Sun S.S. & McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implication for mantle composition and processes. *In* Saunders A.D. & Norry M.J., (eds). Magmatism in the Ocean Basins. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42, 313-345.

Whitehouse M.J., Stoeser D.B. & Stacey J.S., 2001a. The Khida Terrane - geochronological and isotopic evidence for Paleoproterozoic and Archean crust in the eastern Arabian Shield of Saudi Arabia. *Gondwana Res.*, 4(2), 200-202.

Whitehouse M.J., Windley B.F., Stoeser D.B., Al-Khirbash S., Mahfood A.O. & Ba-Bttat, Haider A., 2001b. Precambrian basement character of Yemen and correlations with Saudi Arabia and Somalia, *Precambrian Res.*, 105, 357–369.

Willbold M. & Stracke A., 2006. Trace element composition of mantle end-members: Implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 7, Q04004, doi:10.1029/2005GC001005.

Windley B.F., Whitehouse M.J., Stoeser D.B., Al-Khirbash S., Mahfood A.O. Ba-Bttat & Al-Ghotbah A., 2001. The Precambrian Terranes of Yemen and their Correlation with those of Saudi Arabia and Somalia: Implications for the Accretion of Gondwana. *Gondwana Res.*, 4, 206-207.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N., Chauvel C., Bouse R.M., King B.S.W., Knight R.J. & Siems D.F., 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 3677-3704.

Taylor S.R., McLennan S.M. & McCulloch M.T., 1983. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1897-1905.

Tilton G.R., Hopson C.A. & Wright J.E., 1981. Uranium-lead isotopic ages of the Semail ophiolite, Oman with application to Tethyan ocean ridge tectonics. *J. Geophys. Res.*, 86, 2763-2775.

Tippit P.R. & Pessagno E.A., 1981. The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Semail Ophiolite, *J. Geophys. Res.*, 86, 2756-2762.

Vai G.B., 2003. Development of the palaeogeography of Pangaea from Late Carboniferous to early Permian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 125-155.

Vannay J.C. & Spring L., 1993. Geochemistry of the continentals basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul-Spiti and SE Zanskar, NW India. *In* Treloar P.J., & Searle M.P., (eds). *Himalayan Tectonics Geol. Soc. Spec. Publ.* 74, 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. *Mém. de géol., Lausanne,* 16, 148p.

Veevers J.J. & Tewari R.C., 1995. Permian-Carboniferous and Permian-Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of southern Pangea. *Geology,* 23(5), 467-470.

Warburton J., Burnhill T.J., Graham R.H. & Isaac K.P., 1990. The evolution of the Oman Mountains Foreland Basin. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 419-128.

Warren C.J., & Miller J.McL., 2007. Structural and stratigraphic controls on the origin and tectonic history of a subducted continental margin, Oman. *J. Structural Geol.*, 29, 541-558

Watts K.F., 1990. Mesozoic carbonate slope facies marking the Arabian platforme margin in Oman: depositional history, morphology and palaeogeography. *In* Robertson A.H.F., Searle M.P. & Ries A.C., (eds). The Geology and Tectonics of the Oman Region, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 127-138.

Weaver B. L., 1991. The origin of ocean island basalts end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 104, 381–397.

Wendt A.S., D'Arco P., Goffé B. & Oberhänsly R., 1993. Radial cracks around alpha-quartz inculsions in almandine : constraints on the metamorphic history of the Oman mountains. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 114, 449-461.

White W.M., 1985. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotope evidence. *Geology.* 13, 115-118.

White M.W., Albarède F. & Telouk F., 2000. High-precision analysis of Pb isotopic ratios by multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol*., 167, 257-270.

Wilson M., 1989. Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. *Chapman and Hall publishers, London.*

Winchester J.A. & Floyd P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their different products using immobile elements. *Chem. Geol*., 20, 325-343.

Xu Y.G., Chung S.L., Jahn B.M. & Wu G., 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. *Lithos*, 58, 145-168.

Zindler A. & Hart S.R., 1986. Chemical systematics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.

Annexes

- **Procédures analytiques**
- **Basile C. & Chauvet F. (soumis - GSA)**
- **Chauvet et al. (soumis - BSGF)**

Procédures analytiques

➢ Analyse des éléments majeurs et des éléments en trace

L'ensemble des compositions en éléments majeurs et les compositions de certains éléments en traces ont été mesurées par ICP AES à l'université de Bretagne occidentale de Brest par J. Cotten ; en suivant les procédures de Cotten et al. (1995) et en utilisant les standards internationaux pour les tests de calibration (ACE, BEN, JB-2, PM-S, WS-E).

Toutes les roches ont été broyées dans un mortier en agate par Francis Cœur (LGCA - Grenoble).

Les éléments en traces ont également été mesurés par ICP MS au LGCA, après une attaque acide (HF et HNO_3) d'environ 100mg de poudre de roche, en suivant les procédures de Barrat et al. (1996). La reproductibilité externe indiquée par les mesures de standard et les dupliqués (même poudre de roche attaquée séparément) est meilleure que 3%, hormis pour le Cs (< 5% : différence relative entre dupliqués).

➢ Analyses isotopiques

Les rapports isotopiques du Nd et du Sr des échantillons notés « Om » ont été mesurés sur le spectromètre thermo-ionisant Finnigan 261 de l'université Paul Sabatier de Toulouse avec et/ou par Pierre Brunet. Leurs concentrations isotopiques en Pb ont été mesurées sur l'ICP MS MC Plasma 54 de l'ENS de Lyon.

La composition isotopique en Nd, Pb et Sr des échantillons notés Om04 et Om05 a été mesurée à l'ENS de Lyon sur l'ICP MS MC Nu-plasma 500.

Les roches sélectionnées pour analyse isotopique ont subi un lessivage systématique. Celui utilisé en amont de la séparation isotopique du Nd et du Sr correspond à un lessivage des poudres de roches à l'acide chlorhydrique 2,5 N auquel est ajouté 2 gouttes d'acide fluorhydrique concentré. La solution est chauffée pendant ~10 min (~70 °c) et est passée aux ultrasons. Après centrifugation, le surnageant est jeté et le résidu est rincé à l'eau distillée. L'opération est répétée une seconde fois. Le résidu est alors séché sous hotte aspirante puis placé en attaque pendant 48h, avec de l'acide fluorhydrique auquel sont ajoutées quelques gouttes d'acide nitrique concentré. Après évaporation, le résidu est dissout dans de l'HCl 6N, passé en centrifugeuse et le surnageant est passé en colonne échangeuse d'ion afin de procéder à une première élution des terres-rares puis à la récupération du Nd et du Sr.

Pour la séparation du Pb, qui s'est effectué avec l'aide de Delphine Bosch à Montpellier, puis au laboratoire de Grenoble, le lessivage des poudres de roches s'effectue à l'HCl 6N (bidistillé) avant d'être placé en attaque pendant ~ 48 heures (HF et HNO_3). Le résidu sec est repris à l'HBr et centrifugé une fois avant la séparation par rétention (résine AG1X8) sous HBr 0.5N puis HCl 6N afin de récupérer le Pb.

Pour la série d'analyse isotopique réalisée à Toulouse, les mesures sur six standards NBS 987 donnent une moyenne $^{86}Sr/^{87}Sr$ = 0.710254 pour une incertitude inférieure à ± 0.000025 (2σ) (NBS 987 = 0.710250) et les six mesures du Standard de Rennes ont donné une moyenne $^{144}Nd/^{143}Nd$ = 0.511958 avec une incertitude inférieure à 0.000034 (pour le standard de Rennes = 0.511962).

Les isotopes du Pb ont été mesurés en utilisant la méthode de normalisation au Tl décrite par White et al. (2000). Les rapports mesurés ont été calibrés en fonction du standard NBS 981 avec un facteur de discrimination de masse de 0,0192 ± 0.0016 a.m.u. Les incertitudes obtenues sur la mesure des standards et des échantillons sont très généralement < 0.01% (2σ) pour les trois rapports isotopiques du Pb comme pour les mesures des isotopes du Nd et du Sr.

La reproductibilité externe des mesures illustrée par les dupliqués est beaucoup moins régulière (voir Tableau II). La différence relative entre dupliqués indique généralement des variations inférieures à 0,01% mais a atteint une valeur de 1% sur le $^{206}Pb/^{204}Pb$ et 0.7% sur le $^{207}Pb/^{204}Pb$. La variation des mesures de dupliqués pour l'ensemble des mesures isotopiques du Nd et du Sr reste inférieure à 0.01% pour $^{144}Nd/^{143}Nd$ et à 0.014 % pour $^{86}Sr/^{87}Sr$.

Phreatomagmatic eruption during the buildup of a Triassic carbonate platform (Oman Exotics): eruptive style, associated deformations, and implications on CO_2 release by volcanism

Christophe Basile (corresponding author), François Chauvet
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS UMR 5025
Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Université Joseph Fourier
Maison des Géosciences, 1381 rue de la Piscine
38400 St Martin d'Hères, France
tel. 334 765 140 69; fax 334 765 140 58
email cbasile@ujf-grenoble.fr; francois.chauvet@ujf-grenoble.fr

Abstract
Oman exotics represent remnants of a Triassic carbonate platform (Misfah Formation). Within these carbonates, and coeval with the sedimentation, several basaltic magmatic events occurred mainly as intrusions, also as lava flows and projections. We describe one of these events, that produced a phreatomagmatic eruption along a volcanic fissure. The initial ascent of magma probably occurred along on a normal fault related to gravity-driven sliding of the carbonates towards the platform edge. Magma first emplaced in a saucer-shaped sill few tens of meters below the surface. This intrusion provided a decollement layer, that may have speed up the gravity-driven sliding, opening fractures that brought sea-water in contact with the magma, hence triggering the phreatomagmatic eruption. Eruption was followed by the collapse of the limestones in a megabreccia infilling the eruptive line and prohibiting further contact between sea water and magma. The main magma volume emplaced at depth in two superposed magma chambers that replaced the host sediments and uplifted the overlying eruptive line. These magma chambers fossilized the substratum of the carbonate platform, that consists in uplifted sediments from the distal Hawasina basin. Replacing limestones by magma chambers may have release huge volumes of Carbon dioxide, estimated to be two to three hundred times higher than CO_2 release by volcanic gases. CO_2 release by decarbonating sediments may be an important mechanism to explain climatic changes associated to some large igneous provinces such as Siberia, Central Atlantic Magmatic Province, or Karoo, where very large magmatic volumes where intruded in sedimentary basins.

Keywords
Phreatomagmatic eruptions; sills; magma chambers; megabreccia; carbonate platforms; Carbon dioxide;

INTRODUCTION

Carbonate platforms commonly developped above or on the side of marine volcanos, either in intraplate setting (e.g. Hess, 1946; Hamilton, 1956; Matthews et al., 1974; Schlager, 1981; Buigues et al., 1992; Premoli Silva, Haggerty, Rack et al., 1993; Sager, Winterer, Firth et al., 1993) or in subduction-related volcanic arcs (e.g. Fulthorpe and Schlanger, 1989; Larue et al., 1991; Watkins, 1993; Soja, 1996). However, in most studied cases, the carbonate platform builded on an inactive volcano. There is only sparse observations of interactions between volcanism and carbonate platform sedimentation, mainly restricted to interstratification of sediments and lava flows or volcanic projections (e.g. Buigues et al., 1992; Soja, 1996; Beltramo, 2003) or exceptionally to shallow-marine eruption through a carbonate platform (MIT guyot: Shipboard Scientific Party, 1993; Martin et al., 2004). It seems obvious that volcanism coeval with carbonate platform build-up may strongly, but locally, influence the sedimentation. On the other hand, one can expect that sediment-magma interaction may have some implications on gas-releases during volcanic eruptions, which are suspected to trigger climatic changes (e.g. Wignall, 2001). As carbonates represent the main reservoir in the Carbon atmospheric cycle, their interaction with magmas may imply significant modifications of atmospheric release of CO_2 by volcanism.

In this paper we describe how a volcanic eruption interacted with the formation of a Triassic carbonate platform in Oman, emphasizing on small- and large-scale deformations of lithified and unlithified sediments, magmatic intrusions, deposition of volcano-sedimentary formations, consequences on local subsidence and subsequent carbonate sedimentation, and a rough estimate of CO_2 release from the sediments.

GEOLOGICAL SETTING

As part of the southern margin of the Neo-Tethys ocean, the Oman continental margin formed during Permian-Triassic times (Béchennec, 1988; Robertson and Searle, 1990; Sengör et al., 1993). Palinspatic reconstructions suggest the development of contrasted sedimentary environments since Middle Permian times, with a continental platform (Saiq Formation: Glennie et al., 1974), a continental slope (Sumeini Formation: Glennie et al., 1974), and basinal environments (Hawasina Formations: Glennie et al., 1974; Béchennec, 1988). All these sedimentary units were thrusted on the arabian platform during the upper Cretaceous obduction of the Sumail ophiolites (Béchennec et al., 1988) (Fig. 1). It is noteworthy that the paleopositions of the sedimentary units on the continental margin were mainly derived from their positions in the tectonic pile, assuming an outward thrust sequence (Glennie et al., 1973,

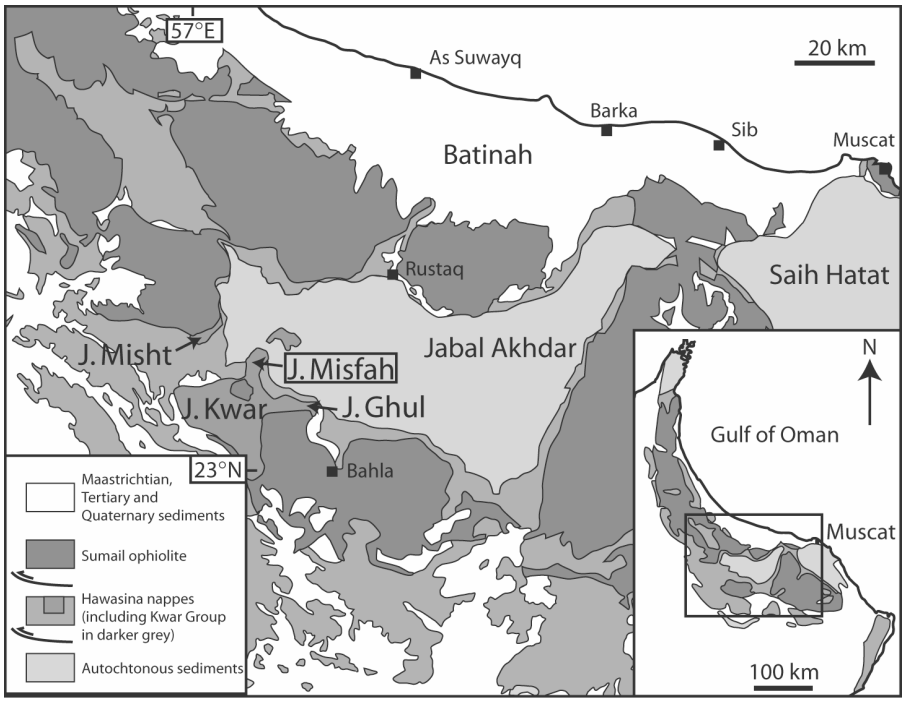


Figure 1: Location of the studied area (Jabal Misfah, boxed) in a simplified geological map of central and eastern Oman Mountains (modified after Béchennec et al., 1990). Inset: simplified geological map of northern Oman, modified after Glennie et al., 1974.

1974; Béchennec, 1988; Robertson and Searle, 1990). There is an ongoing debate on the nature of the basement below the Hawasina basin, supposed to be either oceanic (Glennie et al., 1973, 1974; Stampfli et al., 1991; Pillevuit et al., 1997), continental (Béchennec, 1988; Béchennec et al., 1990, 1991) or intermediate (Graham, 1980; Searle and Graham, 1982). As a consequence, the Permian (e.g. Pillevuit et al., 1997) or Triassic (e.g. Béchennec, 1988) age for the onset of the oceanic accretion is also a matter of debate.

During Triassic times, a carbonate platform developped within the Hawasina basin. Remnants of this platform were named Oman Exotics by Glennie et al. (1974), and referred to the Kwar Group by Béchennec (1988). In the Hawasina nappes, the Kwar Group crops out mainly south of the western termination of Jabal Akhdar anticline in several mountains dominated by high carbonate cliffs: Jabal Misht, Jabal Misfah, Jabal Kwar, Jabal Ghul (Fig. 1). This Group has been divided by Béchennec (1988) into four Formations, later-on subdivided into six Formations by Pillevuit (1993). Stratigraphy has been defined on the northern and eastern slopes of Jabal Misfah, and comprises from bottom to top (Fig. 2):

(i) A volcanic unit, made of massive pillow lavas basalts, hyaloclastites and tuffites, and dated Ladinian-Carnian from foraminifera found in few intercalated limestones (Pillevuit, 1993). This unit thrusts the Late Permian to Liasic bathyal sediments of Al Jil (limestones and cherts) and Matbat (limestones, sandstones and siltstones) Formations (Beurrier et al., 1986).

(ii) The Misfah Formation, made of thinly bedded marly limestones at the base (Subayb Formation, Pillevuit, 1993), overlain by thick and massive platform limestones. These two members were dated respectively Ladinian-Carnian, and Ladinian-Carnian to Rhaetian by Pillevuit (1993). Krystyn (in Baud et al., 2001) proposed a revised age of Middle-Late Norian for the lower member, and topmost Norian-Rhaetien for the upper member. Few intercalations of conglomeratic tuffites occur in the lower part of Misfah Formation, also intruded by basaltic dikes and sills.

(iii) The Jurassic to Cretaceous Fatah (Pillevuit, 1993), Nadan and Safil pelagic Formations.

OBSERVATIONS

Stratigraphy

The studied volcano-sedimentary section belongs to the lowest part of Misfah Formation, north-east of Jabal Misfah, near the village of Subayb. It may belong to the Subayb Formation as defined by Pillevuit (1993), but we do not support this stratigraphic terminology as both published reference sections appeared to be limited upward by tectonic contacts. The volcanic and sedimentary log described here (Fig. 2) synthesizes observations from the northeastern part of Jabal Misfah, once removed the numerous and more recent magmatic intrusives and fault offsets. However, it is important to note that while carbonates have and important lateral extension, effusive as intrusive magmatic formations occur only locally.

Above submarine basaltic lava flows (pillow lavas and hyaloclastites), the sedimentary section begins by few beds of volcanic gravels in a carbonate matrix. Then a first carbonate unit develops with from bottom to top ten meters of decimeter-thick beds of yellow marly limestones, forty meters of wavy-bedding marly limestones, two meters of marls, and fifteen meters of thirty centimeters-thick grey limestones strata. These carbonates are locally truncated by a twelve meters-thick volcano-sedimentary unit including from bottom to top tuffites, volcanic breccia, sub-marine lava flows and peperites. Above begins a second carbonate unit, approximately one hundred and fifty meters-thick, made of thirty centimeters-thick beds of black limestones with few white stromatolithic layers. Two thin volcano-sedimentary layers are intercalated within this carbonate unit. They consist mainly in tuffites, with volcanic and sedimentary clasts, separated by few limestone beds exhibiting numerous sliding structure. According to Pillevuit (1993), this second carbonate unit has deposited at shallow depths, mainly in the tidal zone. In the following description of the volcanic event, the various parts of this second carbonate unit are referred to as (from bottom to top) lower limestones, lower tuffs, intermediate

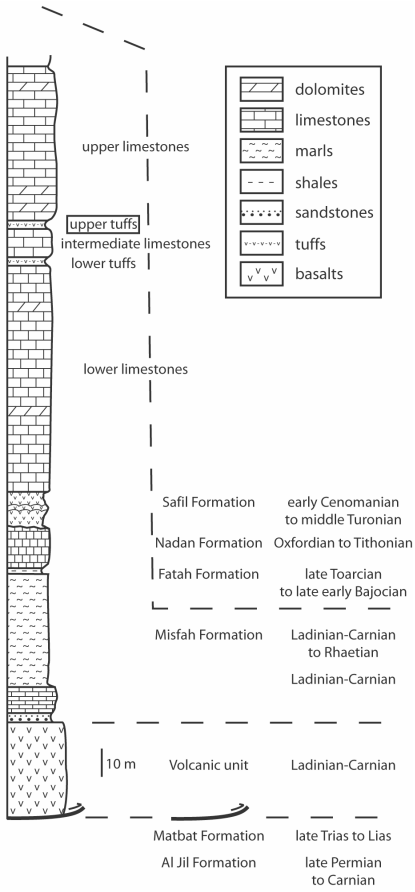


Figure 2: Stratigraphy of the Kwar Group. Lithologic log is detailed only in the lowest part of Misfah Formation (see text for details). Ages according to Pillevuit et al. (1997) and Beurrier et al. (1986). The studied magmatic event is related to the upper tuffs (boxed).

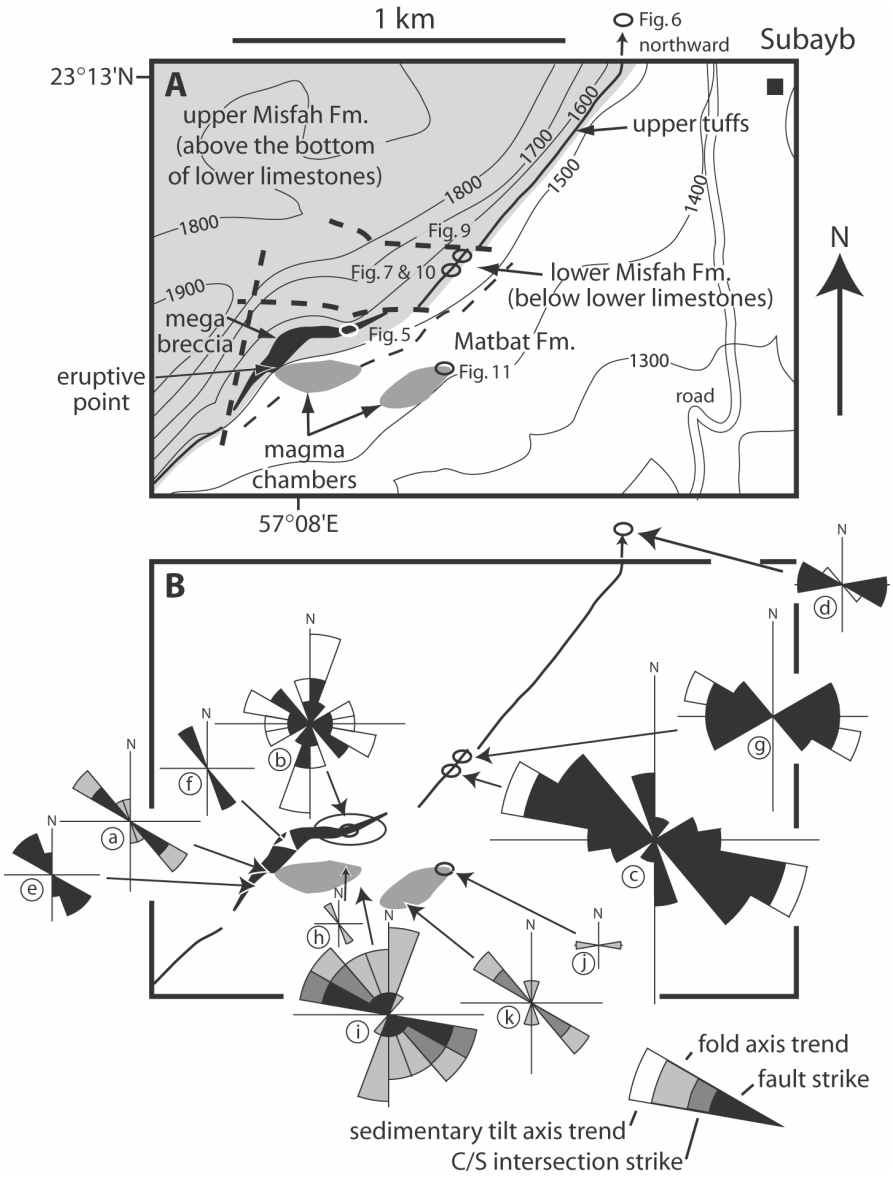


Figure 3: (A) Schematic geological map of the studied area. Topography (meters) from Beurrier et al., 1986. Thick stippled lines are recent faults, thin stippled line represents the unobserved limit between Misfah and Matbat formations. Figures 5 to 7 and 9 to 11 are located by ellipses. (B) Same as Figure 3A, with location of the upper tuffs, megabreccia and magma chambers and rose diagrams of structural observations. Rose diagrams (a) to (k), see comments in the text. Same scale for all rose diagrams, maximum seven values on rose c. All structural measurements are related to the same magmatic event, with the exception of N-S structures at sites (i) and (k) which are related to a more recent eastward normal shear.

limestones, upper tuffs, and upper limestones (Fig. 2).

Magmatic event

Eruption

The volcanic eruption we describe in this paper was associated with the deposition of the upper tuffs. At the eruptive point, the lower limestones were totally removed (Figs. 3A and 4). On each side of the eruptive point, the lower limestones and the lower tuffs were eroded in a 300 meters-wide zone. Erosion was more effective on the northeastern side. Southwest of the eruptive point, the lowest part of the lower limestones were cut by a normal fault striking N130° (Fig. 3B-a, Fig. 4). The removed limestones formed a megabreccia over the erosional surface, with meter- to decameter-scale blocks of limestones tilted in an intraformational breccia made by angular blocks of the eroded limestones mixed in a grey limestone matrix (Fig. 5). It is noteworthy that some basaltic gravels were encountered within the limestone breccia, but that there is no volcanic nor volcano-detritic layer between the megabreccia and the erosional surface. The megabreccia is lateraly continuous with the intermediate limestones, where in situ brecciation also occurred. In all breccias, the sliding blocks are made at least partly by dolomite beds, probably more lithified at the time of the eruption. Sliding planes and syn-sedimentary tilt axis in the megabreccia and intermediate limestones are predominantly striking either N110° or N-S (Fig. 3B-b to d, Fig. 6). They are sliding towards the eruptive point,

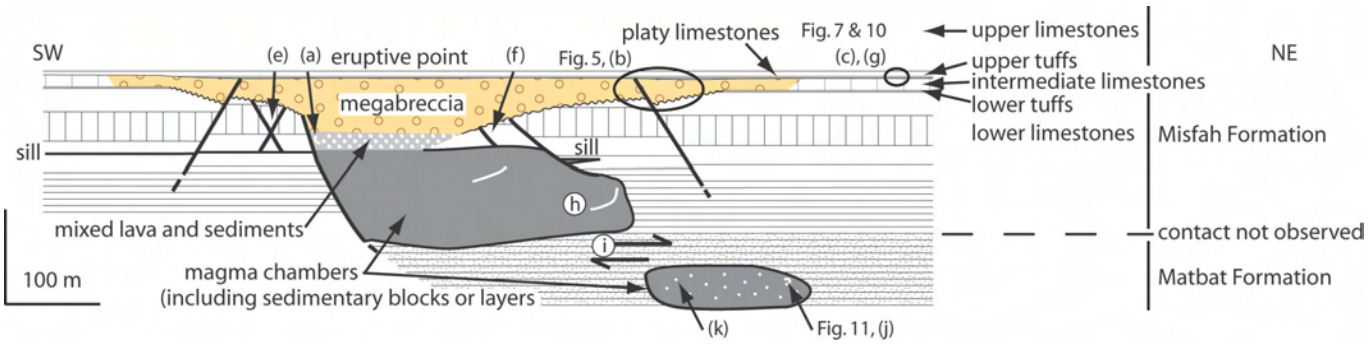


Figure 4: Section across the eruptive point, reconstructed at the time of deposition of the upper limestones. Figures 5, 7, 10 and 11, and rose diagrams (a) to (k) (Figure 3) are located by ellipses or arrows. White dots and lines in the magma chambers represent sedimentary blocks and layers, respectively.

with the exception of a structure observed as far as 1.8 km northeast of the eruptive center (Fig. 3B-d, Fig. 6). The megabreccia, its tilted blocks and associated sliding structures are sealed by the upper tuffs.

In the vicinity of the eruptive point, the upper tuffs thicken to 15 meters. Here few meters of platy limestones seal the breccia (Fig. 4). They are covered by intercalation of thin tuffite beds with massive breccia made of limestones and few basaltic blocks in a calcareous matrix. In the overlying upper carbonates, there is no lateral variations of facies nor thicknesses. In the platy limestones we observed several syn-sedimentary listric faults that indicate NNE-SSW extension and sliding towards the eruptive point (Fig. 3B-c, Fig. 7). The megabreccia vanishes away from the eruptive point and the upper tuffs thin to few meters. There, in the first decimeters of the upper tuffs, numerous shells from an underlying lumachelle are mixed with limestones clasts in a calcareous matrix. Although the volcanic elements are a minor component in the tuffs, glassy or palagonitized shards were homogeneously found in the tuff matrix, together with armored elongated lapilli and some isolated or armored spinel crystals. Lapilli cores are either calcareous, or derived from volcanic fragments or vesicular glass. The edges of lapilli cores are very irregular, corroded and underlined by oxidation. Lapilli rims also include palagonized shards in a cryptocristalline matrix showing concentric structures (Fig. 8). The thinly layered tuffs exhibit basaltic and limestone clasts, as big as one meter in diameter. The asymetric impact sags show that the blocks were ejected from the eruptive point and fall on previously deposited tuffs (Fig. 9). The same displacement of ejecta from the eruptive point towards N10° is indicated by oblique bedding in small dunes (Fig. 10).

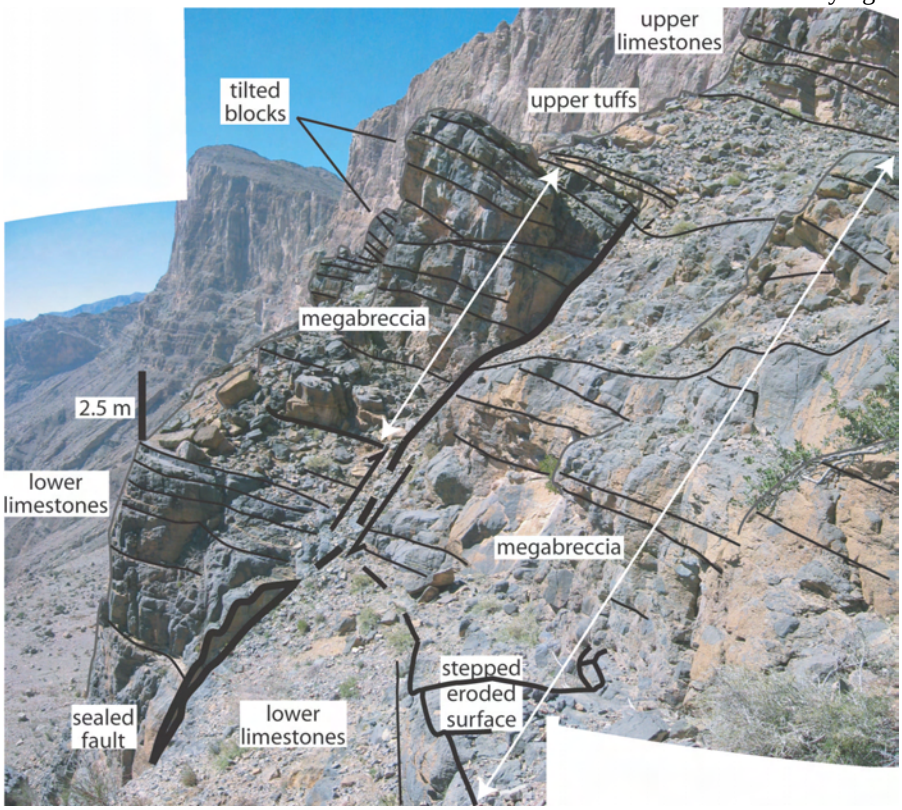


Figure 5: View towards southwest of the megabreccia. Indicative scale (beware the perspective). Note the tilted blocks within the megabreccia, its stepped and erosive basal surface, and the normal fault sealed by the upper tuffs. The upper part of Misfah Formation forms the cliffs in the background. Structural observations made in this area are shown Figure 3B in rose diagram (b). Location Figures 3 and 4.

Faulting

During the magmatic event, some normal faults affected the underlying limestones (Fig. 4). These faults were all sealed by the upper tuffs. Some conjugated normal faults striking N155° occurred on both sides of the eruptive point (Fig. 3B-e and f), but northward the significant throws are located on north-dipping normal faults, while southward the southernmost fault dips south. On each side of the eruptive point, the closest normal faults does not shift the erosive base of the megabreccia, while farther faults shift it (Figs. 4 and 5). These normal faults define a small horst centered on the eruptive

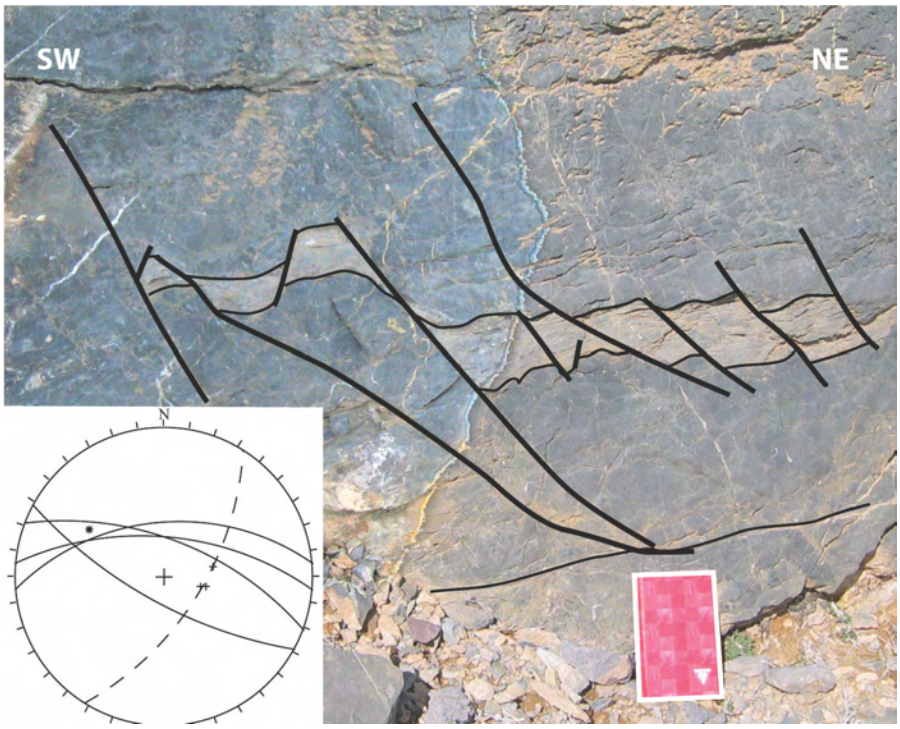


Figure 6: Syn-diagenetic normal faults in the intermediate limestones, indicating sliding towards N30°. Wulff net (lower hemisphere): small crosses are poles for bedding, gread circles are normal faults, stippled great circle and star are the best great circle for bedding and its pole (i.e. the axis of rotation), respectively. Notebook for scale (17.5 cm-high, 11.5 cm-wide). Structural measurements are also shown Figure 3B in rose diagram (d). Approximate location Figure 3.

point. It is noteworthy that the strike of the normal faults sligthly changes from N160° southwestward to N110° northeastward, while the NNE-SSW stretching direction indicated by the rotation of the upper tuff layers does not significantly change (Fig. 3B-a to g).

Magma chambers

Within the eruptive point, folded beds of limestones are mixed together with a basaltic breccia containing numerous calcareous clasts and blocks. Folds are roughly cylindrical, with sub-horizontal axial surfaces and axis trending N130° to N150° (Fig. 3B-a). Right below the eruptive point, screes do not allow to observe the deep structures, which can only be seen northward below the lower limestones. There a magma chamber replaces the underlying wavy-bedding limestones (Figs. 3A and 4). In the magma chamber, blocks or beds of the enclosing or overlying limestones are mixed with basalts. Some limestone beds are longer than 40 m, and folded with N150°-trending axis (Fig. 3B-h). Overlying limestones clearly fell down inside the magma chamber. It explains the rise of the magma chamber hanging wall in the lower limestones towards the eruptive point. Locally, a pinching out sill accommodates the incipient rotation of a limestone block at the side of the magma chamber (Fig. 4). N130°-trending dikes in the enclosing limestones similarly show how they were replaced by the magma chamber. During a more recent magmatic event, a basaltic dike striking N20° and N-S calcite veins were emplaced through the magma chamber. The basalts are quite homogeneous in the magma chamber, with the exception of an increasing alteration toward the surface, probably in relation with higher water content at the time of the magmatic event. No trace of a magma chamber has been found south of the eruptive point, but a basaltic sill underlines the base of the lower limestones (Fig. 4). While horizontal, this sill is offset by a normal fault sealed by the upper tuffs.

Below the magma chamber, few tens of meters of pelagic silicified limestones and sandstones attributed to the Matbat Formation were deformed by two successive ductile deformations: normal shearing towards N50° characterized the older one; N-S trending folds represent a younger eastward normal shear (Fig. 3B-i). It is important to note that there is no significant shear zone between the Matbat limestones and the overlying magma chamber, but a ductile mix of magma and sediments. Below these deformed sediments, similar limestones beds and blocks

Figure 7: Syn-sedimentary deformation in the platy limestones, indicating sliding towards N190° to N220°. Same legend as for Figure 6 for the stereo net; the thick great circle represents the sedimentary dike. Same notebook as for Figure 6. Structural observations made in and around this outcrop are shown Figure 3B in rose diagram (c). Location Figures 3 and 4.

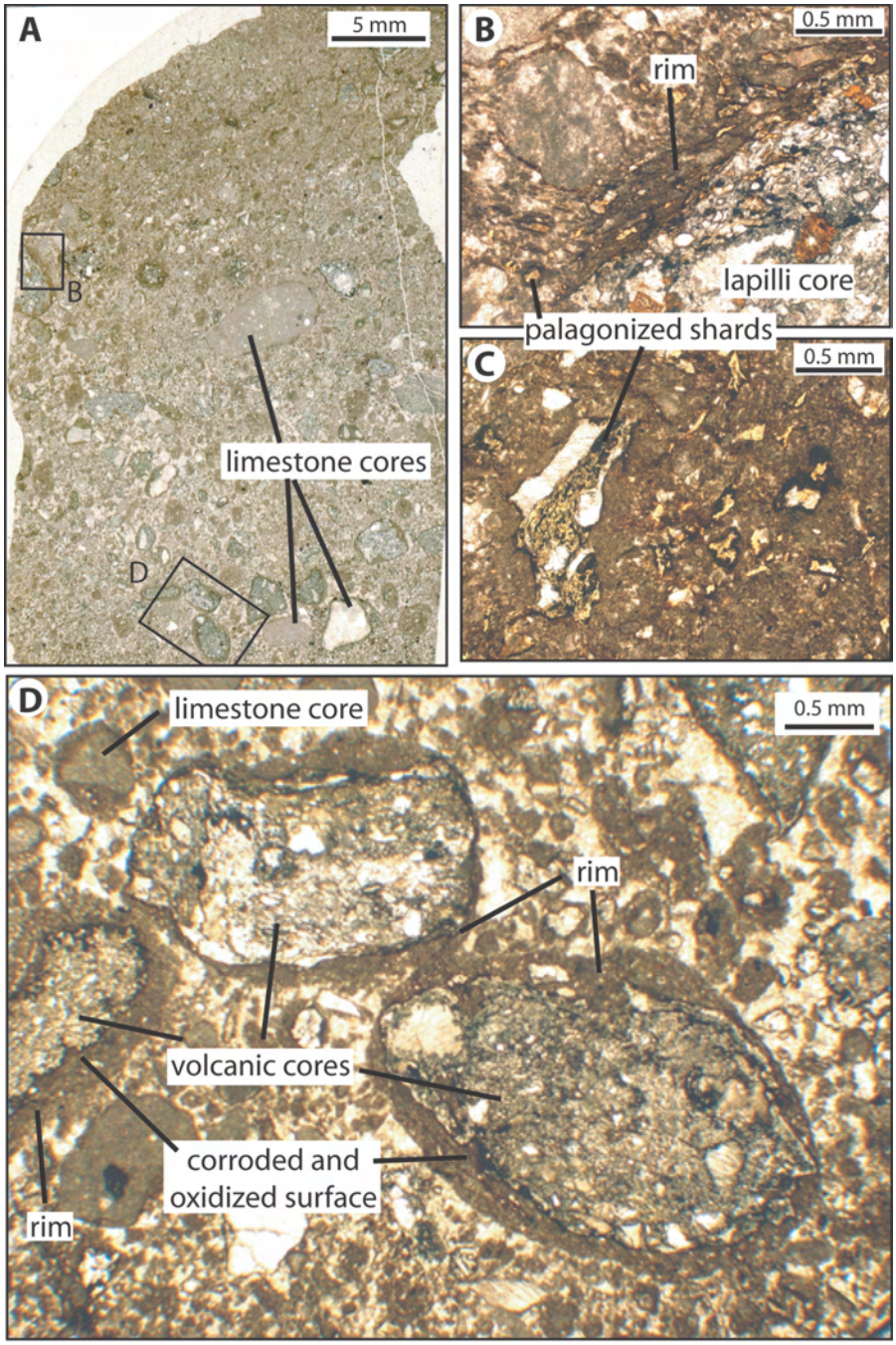


Figure 8: Texture of the upper tuffs. A: scanned thin section. B: lapilli rim with yellowish glassy shards in a cryptocristalline matrix. C: glassy shards palagonized and oxided in the tuffs matrix. D: armoured lapillis with altered volcanic cores. Note the corroded edges of the volcanic fragments. Figures 8B and 8D are located in Figure 8A; Figure 8C is a detail from an other thin section.

from the Matbat Formation are included inside a second magma chamber, where radiolarites were also found as xenoliths. As in the upper magma chamber, sedimentary beds are often folded, with fold axis trending N90° to N140° (Fig. 3B-j, Fig. 11). Shear zones indicate top-to-N50° displacements (Fig. 3B-k). The sedimentary blocks or layers are clearly metamorphosed in this lower magma chamber, while they are not at macroscopic scale in the upper one.

INTERPRETATION

Structure

The eruptive point and the upper and lower magma chambers appear lined up in a WNW-ESE direction parallel to the main normal faults (Fig. 3B). This feature can not be fitted by a crater, i.e. a circular structure centered on the eruptive point. As this linear disposition is parallel or sub-parallel with the normal fault bounding the eruptive point, with the other major normal faults, and with the shear zones at depth, it suggests that both magmatic and tectonic processes were associated in a NE-SW extensional tectonic regime. The magma probably rose to the subsurface not in a pipe but along a WNW-ESE-trending fissure. What appears as an eruptive point on the Jabal Misfah may be in fact a section in an eruptive line.

We also observed slight changes in the strike of the main normal faults, from N160° in the southwestern part of the outcrop, to N110° eastwards or northeastwards (Fig. 3B). Moreover, N110°-striking normal faults are in some places associated with N-S-striking normal faults or sliding structures (Fig. 3B-b and c). These N110° and N-S structures may have been formed as conjugated faults in a transtensional regime, indicating a N60° lengthening direction, perpendicular to N160° normal faults. Both changes in orientation and transtension can be explained by an homogeneous displacement on an arcuate structure (Fig. 12): in the central part, displacement is perpendicular to the structure, and results in N110°-striking normal faults in an extensional regime; on the sides, displacement becomes oblique, and can be partitioned in divergence perpendicular to the structure, and strike-slip parallel to the structure. The resulting faults are either controled by the transtensional tectonic regime (conjugated N110°- and N-S-striking faults), or by the local topography imposed by the main structure (N160°-striking normal faults, parallel to the main structure). This interpretation suggests that the eruptive line may be curved, several kilometers-long, and formed in a northeastward displacement.

Moreover, several observations indicate an asymmetry in the deformation: the lower limestones are more thinned and the normal faults more numerous north of the eruptive line than southward, the main normal faults are dipping northeast as the fault

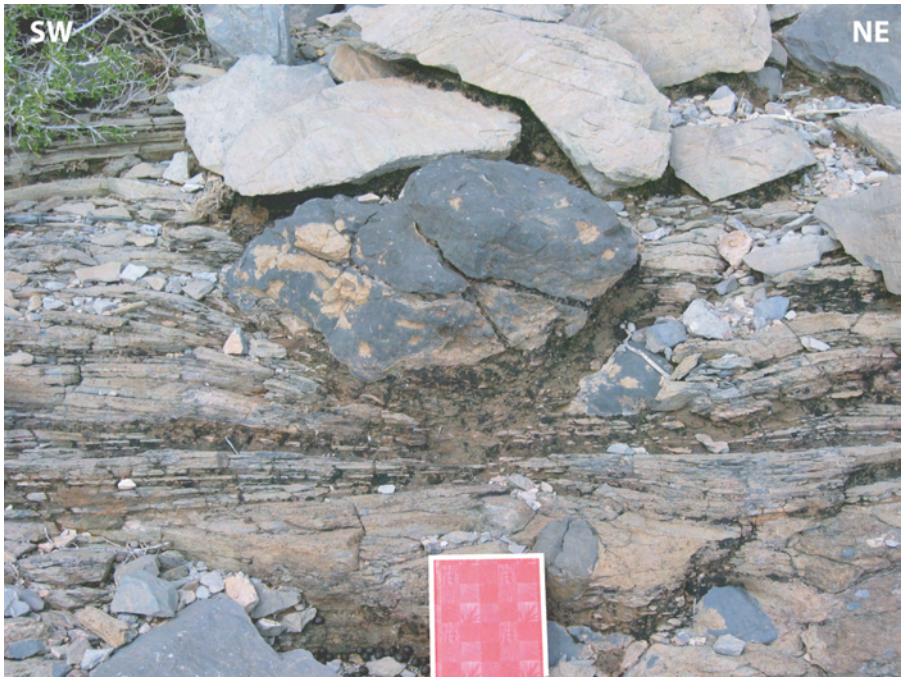


Figure 9: Ballistically-emplaced limestone block. The grey limestone blocks were projected in the tuffs. The white limestones blocks are screes from the above cliff. Same notebook as for Figure 6. Structural observations made around this outcrop are shown Figure 3B in rose diagram (g). Location Figure 3.

bounding the eruptive line, the deep shear zones also indicate displacements toward NE. This suggests that the carbonate platform was stable southwest of the eruptive line, while the northeastern part slided northeastward on the intrusive magma and a deep shear zone, possibly towards the edge of the carbonate platform.

Evolution

It's also possible to reconstruct in detail how the magmatic event proceeded (Fig. 13):

- At the beginning, the magma rose to the bottom of the lower limestones, probably along an incipient normal fault (Fig. 13-A). The magma intruded as sub-horizontal sills in the main discontinuities of the sedimentary section, especially at the bottom of the lower limestones. Unfolding of the structure indicates that the first magmatic intrusion was saucer-shaped (Chevallier and Woodford, 1999), and probably fed from the proto-magma chamber, as in the central feeding model proposed by Thomson and Hutton (2004). While there is no direct evidence for it, it is assumed that the two magma chambers initiated in the same time. At this stage, there is no evidence of explosion associated with sill intrusion, suggesting the absence of aquifer at magma depth.

- The increasing size of the magmatic intrusion may have allow the overlying carbonates to slide on the proto-magma chamber (Fig. 13-B). This destabilization may have open tension cracks, that brought sea-water in contact with the magma. The resulting phreatomagmatic explosion removed the overlying sediments on the normal fault hanging wall (Fig. 13-C). Several observations point to a sub-aerial eruption: well-bedded and locally dune-bedded sediments, impact sags (Fisher, 1977), base surge suggested by in situ erosion and resedimentation of shells at the bottom of the tuffs.

- At surface, this explosion may have produce a trench, and the surface and sub-surface sediments may have slide towards this trench, inducing instantaneously in-situ brecciation by breaking and sliding of the more lithified beds, mixed in a lime mud matrix (Fig. 13-D). This megabreccia lies on an erosional surface, that represents the lower limit of the unstable sediments, and that cross-cut the intermediate limestones, the lower tuffs, the upper part of the lower limestones, and the normal faults which are closest to the eruptive line. The fact that the conjugated normal faults south of the eruptive line do not cut the saucer-shaped sill suggests that they formed when the magma was still fluid in the sill, and consequently that the eruption was sub-contemporaneous with the intrusion.

- Back-stripping the present day section indicates that these sealed normal faults do not accommodate the subsidence of the northeast block, but

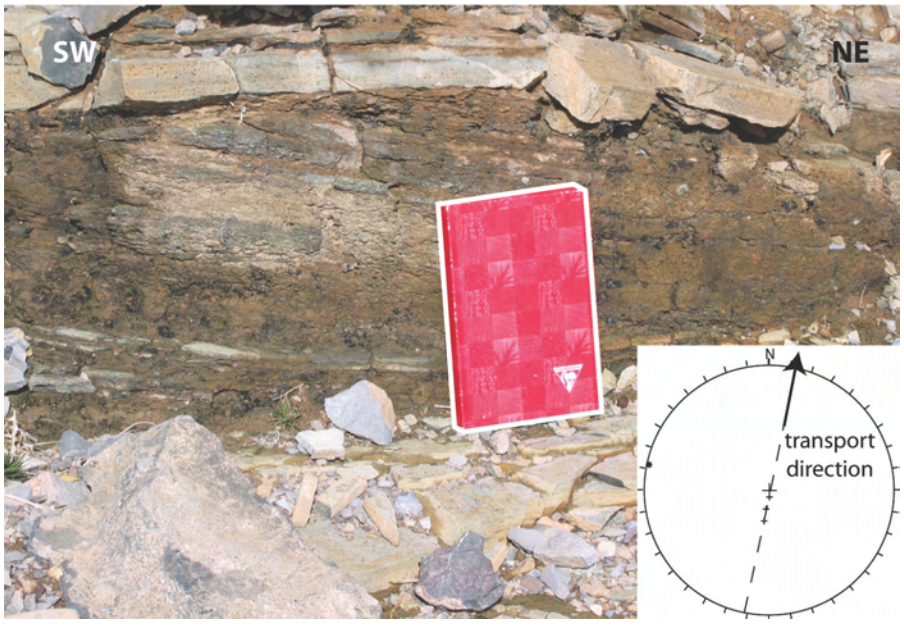


Figure 10: Dune structure in the upper tuffs. Same notebook and same legend for the stereo net as for Figure 6. Location Figures 3 and 4.

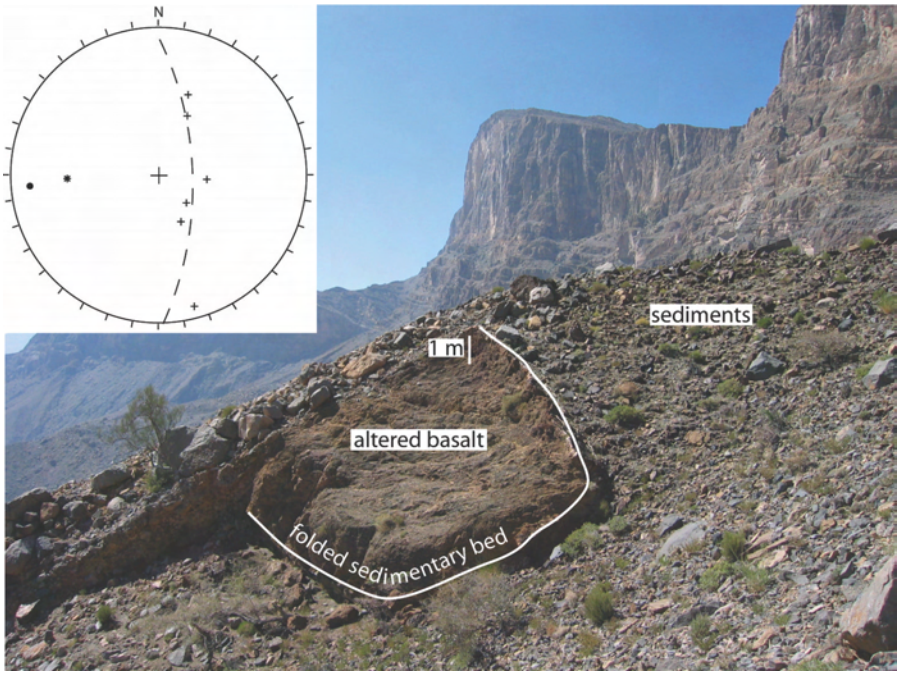


Figure 11: Folded sedimentary bed within the lower magma chamber (view towards WSW). Same legend for the stereo net as for Figure 6; the black dot and the star represent the measured and computed fold axis, respectively. The fold axis is also shown Figure 3B in rose diagram (j). Location Figures 3 and 4.

the uplift of a narrow horst centered on the eruptive line, contemporaneous with the eruption, but prior to the redeposition of the megabreccia. Normal faults farther of the eruptive line shift the bottom of the megabreccia, but are sealed at its top (Fig. 13-E). They define a wider horst formed during the stabilization of the megabreccia. The southernmost normal fault cut the saucer-shaped sill, indicating that megabreccia stabilization was long enough to allow its cooling and solidification. Enlarging horst formation can be understood as resulting from the inflation of the upper magma chamber, probably due to a very rapid magmatic ascent compensating the unloading produced by the explosion. The magma chamber clearly replaced the enclosing limestones, that fell and were deformed as blocks or layers in the magma.

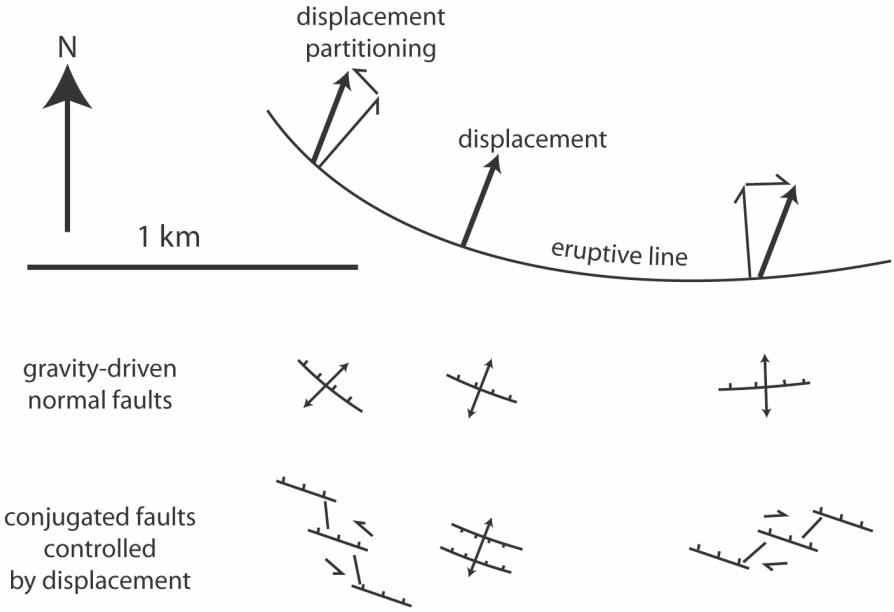


Figure 12: Map view of the inferred eruptive line. Changes in fault strike are interpreted as an effect of displacement partitioning along an arcuated eruptive line. See text for comments.

- After the stabilization of the megabreccia, minor phreatomagmatic explosions and projections still occurred, and fed the overlying tuffs and breccia. It indicates that magma still locally met the sea water or soft sediments. However, no eruptive structures like vents or diatremes were observed across the megabreccia. These structures were probably discontinuous along the eruptive line, and the eruptions smaller by several order of magnitude than the initial one. The projections from the eruptive line consisted mainly in carbonates with a minor proportion of magmatic materials. Eruptions involved a mix of lime mud, brecciated sediments, magma and steam. Corrosion and oxidation of magmatic shards indicate a pulverization of the magma in an oxidizing environment, probably at the time of contact between magma and steam. These corroded shards, together with other projected objects as spinel crystals or sedimentary fragments were wrapped within the eruption cloud by a rim of heated mud.

During this first phase, the carbonate platform slided above ductile magma near the eruptive line. Rapidly, the magma closest to the surface cooled and became solid, but the platform was still sliding northeastward on the underlying Matbat sediments and on the lower magma chamber that was cooling more slowly than the upper one.

- Finally, when both magmatism and displacements stopped, the calcareous sedimentation proceeded again, and sealed the whole structure. At that time the eruptive line was probably a few meters-deep trough, where platty limestones deposited. Differential compaction locally increased and maintained the subsidence along the eruptive line, and explains the gravity-driven deformations that occurred during the platty limestones deposition. The calcareous sedimentation proceeded homogeneously from the bottom of

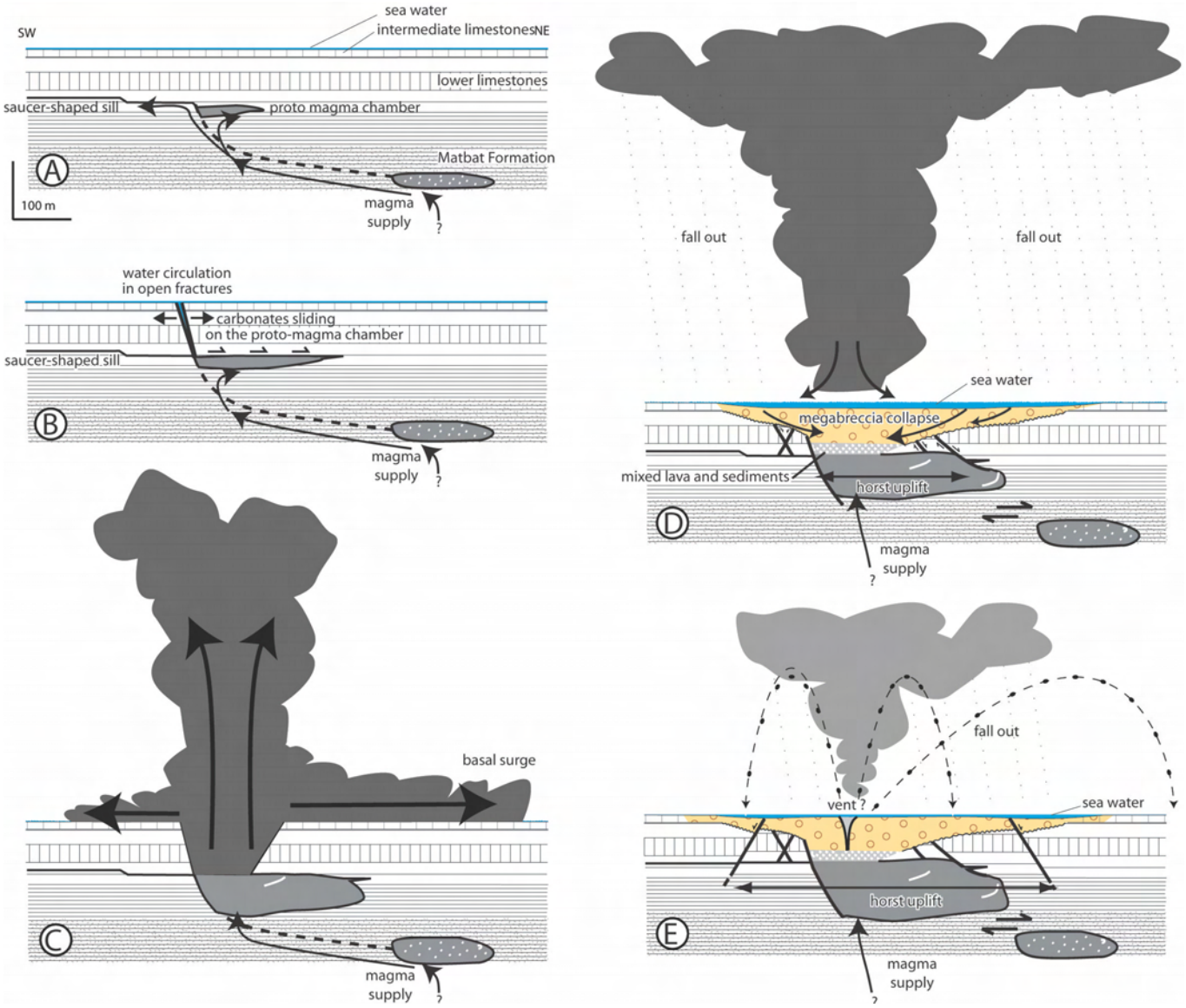


Figure 13: Reconstitution of the successive stages of eruption. Stage E corresponds to Figure 4. Dotted lines and question marks indicate inferred - but not observed - structures. See text for comments.

the upper limestones, with no significant lateral variations of facies nor thicknesses. Subsequent deformations and magmatic events obviously deformed this structure later-on, as the N-S dikes and veins cross-cutting the upper magma chamber.

DISCUSSION

Eruption style

In this paper we described only one magmatic event among the numerous eruptions or intrusions that occurred within the Triassic Misfah platform. However, the carbonate accumulation on the platform was fast enough to individualize each magmatic event, on surface and as at depth. One of the most interesting points to discuss in the studied example is the interaction between the carbonate platform and the volcanism, and how this sedimentary environment may modify the eruptive style by reference to well known types such as maars (e.g. Lorenz, 1974) or Surtsey-type eruption (Cole et al., 2001). In these two hydromagmatic types, the eruptive style is controled by magma-water interaction either above or below sea level. The vaporization of either phreatic or sea water in contact with the magma leads to violent explosions, to volcanic structures well-expressed in the topography (crater above a diatreme, tuf ring or scoria cone), and to characteristic volcanic formations or rock types (basal surge deposits, projections, hyaloclastites, palagonite).

While the eruption occurred in a marine environment, it may seem paradoxal that no structures or rock indicating a Surtsey-type eruption has been found in the studied area. There is no lava flows and a very restricted proportion of hyaloclastite or palagonite in the volcanic projections. Almost no magma reached the sea floor and cooled in contact with sea water, while a huge magmatic volume was emplaced only few tens of meters below the sea floor. The eruption seems to have been almost purely phreatic, but there is no morphologic indication of a tuf ring that may have been well-recorded in carbonate platform environment. Furthermore,

there were no repeated phreatic eruptions at depth and associated brecciated pipe, as it may be expected if the sea water could refill an aquifer in contact with the magma.

In fact, carbonate sedimentation is almost not disturbed by volcanism, but influences the eruptive style, and partly controls the intrusions. In return the magmatism controls the deformation of the host rocks. Two phenomena can explain this specific evolution:

- At surface, and after the initial phreati explosion, the megabreccia slided towards the eruptive line, creating a lid that isolated the underlying magma from the overlying sea water. The interaction of the magma with the water contained in the megabreccia (especially in the carbonate mud matrix) may have produced small and secondary phreatomagmatic eruptions and projections. These eruptions were restricted to the top of the magma chamber, which was in the eruptive line only few tens of meters below sea floor. The eruptive mechanism appears not only related to magma-water interaction, but also to the rheology of the enclosing rocks. Early diagenesis of limestones, especially dolomites, allow sedimentary layers or formations to slide like rafts during the magmatic event. Unlike soft sediments that mainly collapse and are mixed with magma during the eruptions (e.g. Sohn and Park, 2005), the displacements of these solid rafts may strongly control both geometry and evolution of the magmatic intrusion and eruption. These displacements localize the eruptive line, but the main consequence of sediment rafting is in fact to restrict the contact between magma and sea-water, and consequently the access of most of magma to the surface. In this case, magma emplacement is not controlled by explosive processes (magma-water interaction), but by gravity-driven processes (destabilization of the sedimentary cover).

- The initial phreatomagmatic explosion locally removed the topmost formations. It induced a pressure fall at depth, that allowed the ascent of a significant volume of magma and its emplacement below the lower limestones. The absence of diatreme indicates that no other explosions occurred at depth, probably because the rising magma leaved no room for breccias where water can refill an aquifer. This magma represented a decollement layer where the limestones could slide away from the eruptive line. Sliding increased the unloading along the eruptive line, allowing more magma to be emplaced at shallow depth. Rising magma produces a tectonic instability, that in return favours the magma ascent in a feedback mechanism. Comparable feedback has been proposed for the emplacement of magmatic domes as the Mt St. Helens one (Lipman and Mullineaux, 1981). In this pelean eruption, the emplacement of a crypto-dome at depth triggered a tectonic instability (gravitational sliding on the volcano flanks), that induced the blast by decompression of the unroofed crypto-dome.

The eruption induced very limited changes in the carbonate sedimentation. Of course, at the time of the eruption, carbonate sedimentation probably locally ceased, and only previously formed sediments are reworked. One may expect vertical displacements and carbonate facies changes associated to the volcanic event, but they appear to be restricted. The sub-surface intrusions are mainly compensated by the disparition of the overlying sediments, either from the eruption or by sliding. Local uplift above the eruptive line can be estimated from the slip on normal faults: it represents no more than 20% of the observed thickness of the upper magma chamber, and this displacement is almost totally absorbed within the megabreccia. The only significant effect on sedimentation is a local increase of depth and subsidence along the eruptive line allowing deposition of platy limestones. This change does not seem to be strictly related to the eruption, but mainly to the compaction of the megabreccia that filled the eruptive line.

Implications on palinspatic reconstitutions

The observations presented in this paper have also implications on the reconstitutions of the Oman continental margin during Triassic times. Until now, the nature of the basement of the Triassic exotic platform was unknown because of the decollement of the Kwar Group below the Sumail ophiolites (Fig. 1). In the studied area, the magma chambers strengthened the sedimentary section, avoiding the thrust localization at the bottom of the thick and competent Kwar Group. The presence of sediments attributed to the Matbat formation in contact with and inside the magma chambers indicates that the Kwar Group developped above pelagic sediments deposited in the Hawasina basin, i.d. the deep part of the continental margin. The basement of Oman exotics was not oceanic crust (Searle and Graham, 1982; Stampfli et al., 1991; Pillevuit, 1993; Pillevuit et al., 1997), nor the crest of a horst inherited from the permian rifting (Bechennec, 1988; Bechennec et al., 1988).

The sedimentary nature of the basement implies that there was not a thick pile of volcanic rocks beneath the Kwar Group: the the Triassic carbonate platform did not developped on an accumulation of volcanic rocks such as a volcanic island, but on an uplifted part of the continental margin. Neither the orientation of the uplifted zone nor its origin can be discussed at this point, as these questions will need to investigate the geometry of the uplifted area and its relationships with the adjacent and deeper parts of the basin, both strongly modified by the Late Cretaceous obduction.

Anyway, whatever the uplift mechanism may be, it implies a reactivation of the Oman continental margin during Middle-Late Trias. It is noteworthy that in the same Middle to Late Triassic time, magmatism occurred all along the northern edge of Gondwana (Sengör et al., 1993), from northwest Australia (Exon et al., 1982), to north India (Reuber et al., 1987), Oman, Iran (Berberian and King, 1981), and the western mediterranean area (Syria: Al-Riyami et al., 2000; Cyprus: Lapierre, 1975,

Lapierre and Rocci, 1976; Turkey: Robertson and Waldron, 1990). Rather than a Permian (Stampfli et al., 1991) or Triassic (Kazmin et al., 1986) single-stage rifting, one may propose that a major reorganization of oceanic accretion in the tethyan realm occurred at the end of Trias. Ricou (1994) proposed such a reorganization as a poorly constrained working hypothesis: during Permian times displacement of the Cimerian blocks were supposed to be mainly parallel to the Gondwana edge, and oceanic accretion occurred in a narrow ocean between transform continental margins; since Late Triassic times, continental margins were reactivated by divergence, and the oceanic realm widened. This change may also be related to the Late Triassic rifting between India and Arabia (Hauser et al., 2002).

Carbon dioxide release

Finally, one can investigate if the volcanic relelase of CO_2 in the atmosphere can be significantly modified by interactions between magma and carbonates. Large igneous provinces correlate with global climatic changes (e.g. Wignal, 2001). Volcanic gas releases in the atmosphere certainly contribute to these changes, but the involved mechanisms are not well understood. From the study of historical eruptions, short-term cooling processes controlled by SO_2 degassing (Sigurdsson, 1990) have been advantaged. However, long-term global warming and associated elevated atmospheric CO_2 concentrations have been evidenced in the biological crisis associated to the Siberian traps (Permian-Trias boundary), Central Atlantic Magmatic Province (Trias-Jurassic boundary) and Karoo traps (Early Toarcian) (Wignal, 2001).

Until now, estimates of CO_2 degassing from lavas were based either on direct measurements (Hawaï: $5\ 10^{12}$ g of CO_2 for 1 km^3 of lava, McCartney et al., 1990) or from CO_2 contents in lavas (e.g. McHone, 2003: $2.2\ 10^{12}$ g of CO_2 for 1 km^3 of lava), to be compared with $3.5\ 10^{12}$ g of CO_2 for 1 km^3 of lava from Leavitt's (1982) empirical formula. Carbon dioxide emissions was estimated to 2.6 to 8.8 and $5.2\ 10^{18}$ g for the Deccan trapps (Caldeira and Rampino, 1990) and the Central Atlantic Magmatic Province (McHone, 2003), respectively. These huge amounts are almost at the same magnitude of the $5\ 10^{19}$ g of CO_2 stocked in the atmosphere and oceans; but once reported to the duration of the magmatic events, they appear quite small when compared to the current anthropogenic CO_2 release (10^{16} g $year^{-1}$, Leavitt, 1982). Limestones represent the main reservoir in the atmospheric cycle of Carbon: one cubic kilometer of $CaCO_3$ (density 2.5) represents $1.1\ 10^{15}$ g of CO_2. If a basaltic intrusion replaces carbonated sediments, CO_2 release can be two to three hundred times greater than simply degassing of lavas reaching the surface.

In the studied example, there is many evidences that the upper magma chamber replaces the enclosing limestones. Deformations can explain only a restricted part of the volume of the magma chamber: horst uplift has been estimated to 20% of lava thickness (see above), horizontal stretching was probably also limited, as the normal faults exhibit only small offsets, and the shear zone between the two magma chambers shows only limited strain. As for the vertical displacements, a conservative estimate may be that only 20% of the magma chamber width can be explained by stretching. The upper magma chamber is 300 meters-wide, 100 meters-high (Fig. 4), and probably at least one kilometer long (Figs. 3 and 12). Assuming that 20% of height and width have been created by sediment deformation, magma replaced a volume of 0.019 km^3 of limestones, that represents a rough estimate of $3.5\ 10^{13}$ g of CO_2. It underestimates the intrusion size, which is based mainly on the present day outcrops, but overestimates the CO_2 release, considering the replaced rocks as only $CaCO_3$, and not taking in account the volume of limestones xenoliths remaining in the magma, nor the Carbon that may have been incorporated in the magma. The exact mechanisms of CO_2 release from the carbonates interacting with the magmatic intrusion are still to be studied.

However, this source of CO_2 release from magmatic intrusions may have been of prime importance in global climatic changes. It was not the case of the studied event, which was negligible at global scale. However the question must be investigated at least in the case of the three magmatic events clearly associated to important increase in atmospheric CO_2 (Wignal, 2001): the Permian-Triassic Siberian traps, the Triassic-Jurassic Central Atlantic Magmatic Province, and the Early Toarcian Karoo-Ferar magmatism. In these three cases, the intruded magmatic volumes were huge, for example 550 000 km^3 in the Central Atlantic Magmatic Province (McHone, 2003), including 360 000 km^3 in the Amazonian basin alone (Almeida, 1986). If only a small part of these intrusions replaced carbonated sediments, and consequently released Carbon dioxide, it may considerably change the present-day estimates of CO_2 releases in these large igneous provinces: decarbonating of limestones in only 1% of the volume of intrusions in the Central Atlantic Magmatic Province represent 10^{19} g of CO_2, to be compared to the $5.2\ 10^{18}$ g of CO_2 estimated from magma degassing for the whole Province. As in the case of the Paleogene climatic change, where magmatic intrusions in the Vöring Basin have been proposed as driving mechanism (Svensen et al., 2004), the key explanation of global climatic changes associated to the largest magmatic events may be hidden below the surface rather than in effusives flows.

Acknowlegdements

This paper is dedicated to our colleague Henriette Lapierre, deceased in January 2006, and who initiated our work in Oman. The field work has been partially funded by the Groupement de Recherche 'Marges'. The Centre National de Recherche Scientifique and Université Joseph Fourier also provided financial support, together with various funds initially scheduled for other scientific works. Writing by C.B. has been partly done during a leave for health

reasons. We thank F. Béchennec and N. Arndt for very fruitfull discussions at various stages of this work, and Dr Hilal Mohammed Sultan Al Azri from omani Ministry of Commerce and Industry for his kind welcome and support in Oman. Rose diagrams and stereo nets were drawn using A. Pecher's Stem software. By reference to the goat that joined us in the magma chamber, we shall appreciate if this volcanic event and the associated structures will be named Goat's Volcano.

References

Almeida, F.F.M. de, 1986, Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil: Revista Brasileira de Geociencias, v. 16, p. 325-349.

Al-Riyami, K., Robertson, A.H.F., Xenophontos, C., Danielan, T., Dixon, J.E., 2000, Tectonic evolution of the Mesozoic Arabian passive continental margin and related ophiolite in Baer-Bassit region (NW Syria), *in* Panayides, I. et al., eds: Proceedings of the Third International Conference on the Geology of the Eastern Mediterranean, p. 61-81.

Baud, A., Béchennec, F., Cordey, F., Krystyn, L., Le Métour, J., Marcoux, J., Maury, R., Richoz, S., 2001, Permo-Triassic deposits: from the platform to the basin and seamounts: International Conference on the Geology of Oman, Excursion n°A01, 56 p.

Béchennec, F., 1988, Géologie des nappes Hawasina dans les parties orientales et centrales des montagnes d'Oman: Documents BRGM, v. 127, 474 p.

Béchennec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Villey, M., and Beurrier, M., 1988, The Hawasina Basin: a fragment of a starved passive continental margin, thrust over the Arabian Platform during obduction of the Sumail Nappe: Tectonophysics, v. 151, p. 323-343.

Béchennec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Bourdillon-Jeudy de Grissac, C., De Wever, P., Beurrier, M., and Villey, M., 1990, The Hawasina Nappes: stratigraphy, paleogeography, and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin, *in* Robertson, A.H.F. et al. (eds), The geology and tectonics of the Oman region: Geological Society Special Publications, v. 49, p. 213-224.

Béchennec, F., Tegyey, M., Le Métour, J., Lemière, B., Lescuyer, J.L., Rabu, D., and Milesi, J.P., 1991, Igneous rocks in the Hawasina Nappes and the Al-Hajar supergroup, Oman mountains: their significance in the birth and evolution of the composite extensional margin of eastern Tethys, *in* Peters, T. et al., eds, Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere: Kluwer Academy, Norwell, Massachuset, p. 569-611.

Beltramo, J., 2003, Les séries carbonatées crétacées d'arc volcanique du Terrane Guerrero (Mexique): Ph-D Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 296 p.

Berberian, M., and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 210-265.

Beurrier, M., Béchennec, F., Rabu, D., and Hutin, G., 1986, Geological map of Rustaq: Sheet NF40-3A, Scale 1/100 000, Sultanate of Oman, Ministry of Petroleum and Minerals, Directorate General of Minerals, BRGM, Orléans, Editeur.

Buigues, D., Gachon, A., and Guille, G., 1992, L'atoll de Mururoa (Polynésie française) I. – Structure et évolution géologique: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 163, p. 645-657.

Caldeira, K., and Rampino, M.R., 1990, Carbon-dioxide emissions from Deccan volcanism and a K/T boundary greenhouse-effect: Geophysical Research Letters, v. 17, p. 1299-1302.

Chevallier, L., and Woodford, A., 1999, Morpho-tectonics and mechanism of emplacement of the dolerite rings and sills of the western Karoo, South Africa: South African Journal of Geology, v. 102, p. 43-54.

Cole, P.D., Guest, J.E., Duncan, A.M., and Pacheco, J.M., 2001, Capelinhos 1957-1958, Faial, Azores: deposits formed by an emergent surtseyan eruption: Bulletin of Volcanology, v. 63, p. 204-220.

Exon, N.F., von Rad, U., and von Stackelberg, U., 1982, The geological development of the passive margin of the Exmouth Plateau off Northwest Australia: Marine Geology, v. 47, p. 131-152.

Fisher, R.V., 1977, Erosion by volcanic base-surge density currents: U-shaped channels: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1287-1297.

Fulthorpe, C.S., and Schlanger, S.O., 1989, Paleo-oceanographic and tectonic settings of Early Miocene reefs and associated carbonates of offshore southeast Asia: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 73, p. 729-756.

Glennie, K.W., Bœuf, M.G.A., Hughes Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pillaart, W.F.H., and Reinhart, B.M., 1973, Late Cretaceous nappes in the Oman mountains and their geologic significance: American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 57, p. 5-27.

Glennie, K.W., Bœuf, M.G.A., Hughes Clarke, M.W., Moody-Stuart, M., Pillaart, W.F.H., and Reinhart, B.M., 1974, Geology of the Oman mountains: Geologisch Mijnbouwkundig, v. 1, 423 p.

Graham,G.M., 1980, Structure and sedimentation of the Hawasina window, Oman mountains, Ph. D. Thesis: Milton Keynes, England, Open University, 422 p.

Hamilton, E.L., 1956, Sunken islands of the Mid-Pacific Mountains: Memoir of the Geological Society of America, v. 64.

Hauser, M., Martini, R., Matter, A., Krystyn, L., Peters, T., Stampfli, G., and Zaninetti, L., 2002, The break-up of East Gondwana along the northeast coast of Oman: evidence from the Batain basin: Geological Magazine, v. 139, p. 145-157.

Hess, H.H., 1946, Drowned ancient islands of the Pacific basin: American Journal of Sciences, v. 244, p. 772-791.

Kazmin, V., Ricou, L.E., and Sbortshikov, I.M., 1986, Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys: Tectonophysics, v. 123, p. 153-179.

Lapierre, H., 1975, Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le Massif du Troodos (Chypre occidentale): Mémoire de la Société Géologique de France, v. 123, 127 p.

Lapierre, H., and Rocci, G.M., 1976, Le volcanisme alcalin du Sud-Ouest de Chypre et le problème de l'ouverture des régions téthysiennes au Trias: Tectonophysics, 30, p. 299-313.

Larue, D.K., Smith, A.L., and Schellekens, J.H., 1991, Oceanic island arc stratigraphy in the Carribean region: Sedimentary Geology, v. 74, p. 289-308.

Leavitt, S.W., 1982, Annual volcanic carbon dioxide emission: an estimate from eruption chronologies: Environmental Geology, v. 4, p. 15-21.

Lipman P.W., and Mullineaux, D.R. (eds.), 1981, the 1980 eruptions of Mount St. Helens, US Geological Survey Professional Paper 1250, 844 p.

Lorenz, V., 1974, On the formation of maars: Bulletin of Volcanology, v. 37, p. 183-204.

Martin, U., Breitkreuz, C., Egenhoff, S., Enos, P., and Jansa, L., 2004, Shallow-marine phreatomagmatic eruptions through a semi-solidified carbonate platform (ODP Leg 144, Site 878, Early Cretaceous, MIT Guyot, West Pacific): Marine Geology, v. 204, p. 251-272.

Matthews, J.L., Heezen, B.C., Catalano, R., Coogan, A., Tharp, M., Natland, J., and Rawson, M., 1974, Cretaceous drowning of reefs on Mid-Pacific and Japanese guyots: Science, v. 184, p. 462-464.

McCartney, K., Huffman, A.R., and Tredoux, M., 1990, A paradigm for endogenous causation of mass extinctions, *in* Sharpton, V.L. et al., eds, Global catastrophes in earth history: Geological Society of America, Special Paper, v. 247, p. 125-138.

McHone, J.G., 2003, Volatile emissions from Central Atlantic Magmatic Province basalts: mass assumptions and environmental consequences, *in* Hames, W. et al., eds, The Central Atlantic Magmatic Province: insights from fragments of Pangea: Geophysical Monograph, v. 136, p. 241-254.

Pillevuit, A., 1993, Les blocs exotiques du sultanat d'Oman, évolution paléogéographique d'une marge passive flexurale: Ph-D thesis, Mémoires de Géologie, Lausanne, v. 17, 249 p.

Pillevuit, A., Marcoux, J., Stampfli, G., and Baud, A., 1997, The Oman exotics: a key to the understanding of the Neotethyan geodynamic evolution: Geodinamica Acta, v. 10, p. 209-238.

Premoli Silva, I., Haggerty, J., Rack, F., et al., 1993, Proceedings ODP, Initial Reports, v. 144: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1084 p.

Reuber, I., Colchen, M., and Mevel, C., 1987, The geodynamic evolution of the South-Tethyan margin in Zanskar, NW-Himalay, as revealed by the Spontang ophiolitic melanges: Geodinamica Acta, v. 1, p. 283-296.

Ricou, L.E., 1994, Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia: Geodinamica Acta, v. 7, p. 169-218.

Robertson, A.H.F., and Searle, M.P., 1990, The northern Oman Tethyan continental margin: stratigraphy, structure, concepts, and controversis, *in* Robertson, A.H.F. et al. (eds), The geology and tectonics of the Oman region: Geological Society Special Publications, v. 49, p. 3-25.

Robertson, A.H.F, and Waldron, J.W.F., 1990, Geochemistry and tectonic setting of Late Triassic and Late Jurassic-Early Cretaceous basaltic extrusives from the Antalya Complex, south west Turkey, *in*: Savascin, M.Y., et al., eds, International Earth Sciences Congress on Aegean Region, Proceedings 2, p. 279-299.

Sager, W.W., Winterer, E.L., Firth, J.V., et al., 1993, Proceedings ODP, Inititial Reports, v. 143: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 724 p.

Schlager, W., 1981, The paradox of drowned reefs and carbonate platforms: Geological Society of America Bulletin, v. 92, p. 197-211.

Searle, M.P., and Graham, G.M., 1982, "Oman exotics" – Oceanic carbonate build-ups associated with the early stage of continental rifting: Geology, v. 10, p. 43-49.

Sengör, A.M.C., Cin, A., Rowley, D.B., and Nie, S.Y., 1993, Space-time patterns of magmatism along the Tethysides: a preliminary study: The Journal of Geology, v. 101, p. 51-84.

Shipboard Scientific Party, 1993, Site 878, *in* Premoli Silva, I., Haggerty, J., Rack, F., et al., Proceedings ODP, Initial Reports, v. 144: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 331-412.

Sigurdsson, H., 1990, Evidence for volcanic loading of the atmosphere and climatic response: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 89, p. 277-289.

Sohn, Y.K., and Park, K.H., 2005, composite tuff ring/cone complexes in Jeju Island, Korea: possible consequences of substrate collapse and vent migration: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 141, p. 157-175.

Soja, C.M., 1996, Island-arc carbonates; characterization and recognition in the ancient geologic record: Earth Science Reviews, v. 41, p. 31-65.

Stampfli, G., Marcoux, J., and Baud, A., 1991, Tethyan margins in space and time: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 87, p. 373-409.

Svensen, H., Planke, S., Malthe-Sorenssen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Eidem, T.R., and Rey, S.S., 2004, Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming: Nature, v. 429, p. 542-545.

Thomson, K., and Hutton, D., 2004, Geometry and growth of sill complexes: insights using 3D seismic from the North Rockall Trough: Bulletin of Volcanology, v. 66, p. 364-375.

Watkins, R., 1993, Permian carbonate platform development in an island-arc setting, Eastern Klamath terrane, California: The Journal of Geology, v. 101, p. 659-666.

Wignall, P.B., 2001, Large igneous provinces and mass extinctions: Earth Science Reviews, v. 53, p. 1-33.

Geochemistry of the Panjal Traps basalts (NW Himalaya): Records of the Pangea Permian break-up

FRANCOIS CHAUVET[1], HENRIETTE LAPIERRE†, DELPHINE BOSCH[2], STÉPHANE GUILLOT[1], GEORGES MASCLE[1], JEAN-CLAUDE VANNAY[3], JO COTTEN[4], PIERRE BRUNET[5], FRANCINE KELLER[1]

Key words. – Panjal Traps, Continental flood basalts, Geochemistry, Neotethys, Rifting.

Abstract. - The late Lower to Middle Permian Panjal Traps (NW Himalaya, India-Pakistan) represent the greatest magmatic province erupted on the northern Indian platform during the Neotethys opening. New geochemical and isotopic analyses were performed on basalts from the eastern borders of the traps (SE Zanskar-NW Spiti area) in order to characterize this volcanism, to discuss its compositional variations in comparison to Panjal counterparts and its relationships with the opening of Neotethys. Lavas show features of tholeiitic low-Ti (< 1.6 %) continental flood basalts with LREE, Th enrichments and Nb-Ta negative anomalies. Trace element ratios combined with εNd_i values (-3.6 to +0.9) and high Pb isotopic ratios suggest that these tholeiitic basalts were derived from an OIB-like mantle contaminated at various degrees by a continental crust component. Previous geochemical features are broadly similar to those of the coeval Panjal volcanic sequences identified westwards (Ladakh, Kashmir and Pakistan). Present geochemical constraints obtained for the Panjal Traps basalts suggest they originated from rapid effusion of tholeiitic melts during opening of the Neotethys Ocean. Similar magmatism implying an OIB-type reservoir is contemporaneously recognized on and along the adjacent Arabian Platform. Both Indian and Arabian Permian volcanics were emplaced during coeval syn-rift to post rift transition. These Lower to Middle Permian south Neotethyan continental flood magmatism are regarded as associated to a passive rifting. In this scheme, OIB-type isotopic signature would related either melting episode of syn-rift upwelling mantle plumes or melting of a regional abnormally hot and enriched mantle.

Géochimie des basaltes des trapps du Panjal (NW Himalaya) : un enregistrement de la fragmentation de la Pangée au Permien

Mots-clés. – Trapps du Panjal, Basaltes continentaux, Géochimie, Néotéthys, Rifting.

Résumé. – Les trapps du Panjal (fin Permien Inf. - Permien Sup., NW Himalaya) représentent la plus grande province magmatique mise en place sur la plate-forme nord indienne pendant l'ouverture de la Néotéthys. De nouvelles analyses géochimiques et isotopiques ont été réalisées sur les coulées basaltiques de la bordure Est des trapps, dans la région du SE Zanskar-NW Spiti. Le but est de caractériser ce volcanisme et de le comparer avec les équivalents connus des trapps du Panjal, afin de discuter des variations géochimiques existantes et de mieux comprendre ses relations avec l'ouverture de la Néotéthys. Les laves analysées ont des compositions de basaltes tholéiitiques pauvres en Ti (< 1.6 %), montrant un enrichissement en terres rares légères et en Th, ainsi que des anomalies négatives en Nb et Ta. Ces signatures géochimiques sont typiques de basaltes tholéiitiques continentaux. Les rapports en éléments traces, les valeurs d'εNd_i (-3.6 to +0.9) et les rapports isotopiques élevés du Pb suggèrent que ces tholéiites dérivent de la fusion d'un manteau de type OIB, contaminé à des degrés variés par un composant enrichi de type croûte continentale. La signature géochimique des coulées étudiées est très similaire à celle des séquences volcaniques équivalentes qui sont reconnues plus à l'Ouest (Ladakh, Kashmir et Pakistan). Les compositions géochimiques de l'ensemble des basaltes du Panjal suggèrent qu'ils proviennent de l'effusion rapide de liquides tholéiitiques associés à l'ouverture de l'océan Néotéthys. Un magmatisme similaire et impliquant également un réservoir de type OIB caractérise à la même période la formation de la marge adjacente nord arabe. Le volcanisme des marges indienne et arabe s'épanche au cours de la transition des périodes syn-rift à post-rift. La mise en place de ce magmatisme continental sud néotéthysien au cours du Permien Inférieur à Moyen est interprétée comme associée à un rifting de type passif. Dans ce contexte, les signatures isotopiques de type OIB peuvent être reliées à la fusion de panaches mantelliques syn-rift, ou bien à la fusion d'un manteau régional enrichi et anormalement chaud.

---

1. Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR-CNRS 5025, Université Joseph Fourier, Géosciences, B.P. 53, 38041 Grenoble, France (e-mail : francois.chauvet@ujf-grenoble.fr).
2. Géosciences Montpellier, UMR-CNRS 5243, Institut des Sciences de la Terre, de l'Eau et de l'Espace de Montpellier 2, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier, France.
3. Institute of Mineralogy and Geochemistry, BSFH-2, University of Lausanne, CH-1015 Lausanne.
4. Laboratoire des Domaines Océaniques, UMR-CNRS 6538, Université de Bretagne Occidentale, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France.
5. Laboratoire des Mécanismes de Transferts en Géologie, UMR-CNRS 5563, Université Paul Sabatier, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France.

1. Introduction

Opening of the Neotethys Ocean participated to the fragmentation of Pangea and resulted in the separation of numerous Peri-Gondwana continental blocks from the Northeast of Gondwana. Southern margins of this ocean comprised the northern rim of African, Arabian, Indian and Australian plates [Stampfli et al., 1991; Dercourt et al., 1993]. These new continental plate boundaries evolved as passive margins during the Mesozoic. Since closure of the oceanic realm during Cretaceous and Tertiary, major parts of the southern Neotethyan margins were inverted and incorporated within the Alpine Chains. Today, preserved fragments of those margins carry traces of the different within-plate magmatic episodes, which accompanied their formation. The latter are dispersed along the Tethyan orogenic belt (fig. 1a), from Australia, Himalaya, Oman, to Zagros and eastern Mediterranean chains (Syria, Turkey, Cyprus, Maury et al., this volume). This paper is focused on the NW Himalayan volcanics, which accompanied the break-up of the northern Indian plate rift during the Permian (fig. 1b).

Voluminous volcanic flows have been emitted on the NW Indian rifted platform, during the late Lower to Middle Permian. They represent the greatest volume of melts emplaced during the Neotethyan opening and are called the Panjal Traps (fig. 1b). Whereas this name was used to describe the 2500m-thick volcanic succession from Kashmir mountains [Pareek, 1976], now it includes all the coeval flows found from Pakistan to the west, to Ladakh and Zanskar suite to the east [fig. 1c; Honegger et al., 1982; Papritz & Rey, 1989; Gaetani et al., 1990; Spencer et al., 1995]. The different Panjal lavas occurrences have been unequally studied from their geochemical characteristics and often only in order to establish correlations between the various Permian Traps outcrops.

In the present work, we determined Sr-Nd-Pb isotopic data and major and trace element analyses on representative samples (sixteen lavas) of Panjal Traps basalts of the Zanskar-Spiti area. The main aims were to determine the geochemical affinities and source characteristics of this Permian volcanism. These data are compared with the coeval Panjal magmatic flows of the Pakistan, Kashmir and Ladakh and with worldwide continental flood basalts geochemical features. This paper yields the first complete geochemical study of the Lower to Middle Permian magmatic remnants from the NW Indian plate break-up.

2. Geological setting:

Analyzed samples of volcanic rocks were sampled in the SE Zanskar-NW Spiti area (NW Himalaya, SE Ladakh, fig. 1c) which is the easternmost Panjal Traps flows outcrop. They belong to the Tethyan Zone sedimentary belt of the Higher Himalaya, which includes the Late Paleozoic to Mesozoic northern Indian platform sequence (fig. 1c). The latter corresponds to the northern Indian passive margin successions, preserved in thrust sheets or nappes. This Tethyan Zone faces the northern Indus-Yarlung Suture Zone (IYSZ, fig. 1c) units, including the Indian margin slope and basin sequences, and the Tethyan oceanic units of the Spontang and Nidar ophiolites [Mascle, 1985].

The Carboniferous to early Permian sedimentary deposits of the Tethyan Zone mainly consist of successive terrigeneous detrital accumulations, separated by local unconformities, and associated to scarce magmatism mainly of alkaline affinity [Garzanti et al., 1992, 1994, 1996a, b; Vannay, 1993; Spring et al., 1993]. These sedimentary successions are considered as the products of rift-shoulder erosion taking place during differential uplift of the Indian margin rifted zones [Bassoulet et al., 1980; Vannay & Spring, 1993; Garzanti et al., 1999]. The late Paleozoic rifting phase and its associated magmatic remnants are documented in the Pakistan [Pogue et al., 1982], Zanskar [Vannay & Spring, 1993, Spring et al., 1993] and in the central part of the chain [Central Nepal, Garzanti et al., 1992; 1994; Sciunnach & Garzanti, 1996]. More voluminous volcanic extrusions are identified in the eastern and central parts of the Himalaya (fig. 1b). They consists of the late Carboniferous-Early Permian Abor volcanics

(~1500 m of basaltic to andesitic flows and tuffs, Arunachal Pradesh, NE Syntaxis) [Bhat, 1984], and the late Lower Permian 300 m-thick tholeiitic Nar-Tsum Spilites and Bhote Kosi basalts (Sakmarian-Roadian), which lie on top of the late Palaeozoic syn-rift successions [South Tibet, Garzanti & Scuinnach, 1997; Garzanti et al., 1999]. These tholeiitic affinity sequences erupted during a subsidence stage of the Indian margin and are interpreted as the remainders of the continental break-up and opening of the Neotethys [Garzanti et al., 1999].

The slightly younger Panjal Traps magmatic event [Artinskian-Kazanian, Nakazawa et al., 1975; Gaetani et al., 1990] led to the emplacement of the greatest magmatic province in the NW Indian margin rifted platform (fig. 1c). Remnants of the Panjal Traps magmatism are found in more than 10^5 km² from the easternmost Zanskar-Spiti to NE Pakistan in the west [Honegger at al., 1982; Papritz & Rey, 1989].

In the Zanskar-Spiti-Lahul studied area (SE Ladakh), Panjal volcanic flows belong to the Kuling detrital terrigeneous group of Garzanti et al. [1996a, b], which exhibits a major basal unconformity observed in Spiti [Fuchs, 1982] and Zanskar [Vannay, 1993; Garzanti, 1993; Garzanti et al., 1996a]. In this area, Panjal continental flood basalts [Honegger et al., 1982, Vannay & Spring, 1993] are regarded as traps which filled a rifted valley recognized as the Zanskar-Spiti Synclinorium [Fuchs, 1982; Gaetani & Garzanti, 1991; Garzanti et al., 1996a].

Panjal Traps are also described throughout all Ladakh [fig. 1c, N Zanskar in Singh et al., 1976; Suru area in Honegger et al, 1982] and in the Kashmir basin [fig. 1c; Pareek, 1976; Bhat and Zainuddin, 1978, 1979] where they reach a 2500 m maximum thickness. Here they consist in a basal unit made of intermediate to acid pyroclastic rocks [Pareek, 1976] overlain by massive aphyric basaltic flows with tholeiitic to slightly alkaline affinities [Singh et al., 1976; Honegger et al., 1982, Gupta et al., 1983, Vannay & Spring, 1993]. The intermediate and acid differentiated rocks constitute a minor part of the total volume of the extruded rock [Pareek, 1976]. They were also recognized in the Western Syntaxis of NE Pakistan [fig. 1c; Papritz & Rey, 1989; Spencer et al., 1995]. In this zone, remnants of this magmatism have been identified within the Lesser and Higher Himalaya series [respectively, Panjal and Salkhala tectonic units, Papritz & Rey, 1989; and Upper Kaghan area, Spencer et al., 1995]. They are exposed as feeder dykes cross cutting the crystalline basement and Lower Palaeozoic cover and as magmatic flows interlayered in the Upper Palaeozoic/Lower Mesozoic cover [Tethyan Zone, Spencer et al., 1995]. They are widespread (up to 2km-thick) and metamorphosed under eclogites and amphibolites metamorphic facies conditions.

In the sampled area of the Zanskar-Spiti, traps eruption is followed by emplacement of the transgressive Kazanian to Djulfian sedimentary successions [upper succession of Kuling Group; Garzanti et al., 1996a,b]. The latter testifies to the progressive thermo-tectonic subsidence of the Indian passive margin, which is interpreted as deriving form the Neotethyan oceanic expansion [Gaetani et al., 1990; Gaetani & Garzanti, 1991; Garzanti et al., 1999; Vannay, 1993].

The sixteen Panjal Traps basalts analyzed in the present work come from the sampling of Spring [1993] and Vannay [1993]. They selected samples in the Chumik and Zangla tectonic units located respectively in the SE Zanskar and NW Spiti, in the northwestern Sarchu area, and along the Chandra Valley (High Lahul area), 30 km south of Sarchu [fig. 1c or see sampling map in Spring, 1993 and Vannay & Spring, 1993]. In these zones, the Panjal Traps are from 30 to 150 m- thick and mainly crop out as massive flows, but also as pillow lavas and hyaloclastites [Spring, 1993].

3. Analytical procedures

Major elements were determined by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES) at the Université de Bretagne Occidentale in Brest, following the procedures of Cotten et al. [1995] and using international standards for calibration tests (ACE, BEN, JB-2, PM-S, WS-E). Rb was measured by flame atomic emission spectroscopy.

Relative standard deviations are ca. 1% for SiO_2 and 2% for other major elements except P_2O_5 and MnO (0.01%). All rocks were pulverised in an agate mill.

Trace elements including the REE were analyzed by ICP-MS at the Université Joseph Fourier in Grenoble, after acid dissolution of 100 mg sample, using the procedures of Barrat et al. [1996]. Standards used for the analyses were BHVO and BIR-1. Analytical errors are less than 5 % for trace elements.

Sr (static acquisition) and Nd (semi-dynamic acquisition) isotopic ratios were measured at the LMTG de l'Université Paul Sabatier de Toulouse on a Finnigan MAT 261 multicollector mass spectrometer using the analytical procedures of Lapierre et al. [1997]. Results on standards yielded $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511961 \pm 9$ (n=4) and $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710252 \pm 9$ (n=4) for Neodynium Rennes Standard [Chauvel & Blichert-Toft, 2001] and NBS 987, respectively. $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ were normalized for mass fractionation relative to $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ and $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.3752$, respectively. Two leaching steps (HCl acid during 20 minutes at 100°C) were done before acid digestion of samples.

Nine basalts were selected for lead separation. Selection was conducted after trace element measurements and neodymium isotopic analyses, in order to choose the greatest chemical and isotopic diversity of the sample set. A leaching step with 6N HCl during 30 minutes at 65°C was done before acid digestion (36-48 hours on a hotplate in ultrapure HF and HNO_3 concentrate acids). After complete evaporation, 0.5 ml of concentrated HBr was added to the sample and kept at 70°C for 2-3 hours before complete evaporation. The chemical separation of lead was done using 50 µl of anion exchange resin (AG1X8, 200-400 mesh) with 0.5N HBr and HCl acids as reagents. Pb blanks were less than 40pg. Lead isotope measurements were made on a VG model Plasma 54 multi-collection magnetic sector-inductively coupled plasma-mass spectrometer (MC-ICP-MS) at the Ecole Normale Supérieure in Lyon. Lead isotope compositions were measured using the Tl normalization method described by White et al. [2000]. For Pb isotope analyses, samples were bracketed between NBS 981 standards and calculated with respect to the value reported for this standard by Todt et al. [1996]. This technique yields internal precision of ca. 50 ppm (2σ) and an external reproducibility of ca. 250 ppm (2σ) for $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios (n=15). Initial isotopic ratios have been calculated assuming an age of 275 Ma.

4. Results

4.1. Petrography:

Most of the samples (collected by Spring and Vannay in 1993) were already powdered before to be analyzed. In the three available rock samples, magmatic minerals have been modified by the Himalayan metamorphism and weathering processes. Two out of the sixteen Panjal basalts (793-13 and 293-12), have preserved aphyric, spherulitic and vesicular textures of pillow rims. The plagioclase microlites organized in spherulite are albitized. The groundmass is mainly constituted by the following assemblage albite + oxydes + chlorite + epidote + actinolite + calcite, which characterizes a greenschist facies previously recognized by Vannay and Spring (1993). Sample 293-11 shows a porphyric texture with numerous pseudomorphs of olivine phenocrysts, replaced by serpentine and surrounded by an assemblage made of chlorite, epidote and actinolite. The latter likely derives from destabilisation of clinopyroxene. The high Cr (2440 ppm) and Ni (920 ppm) contents of the whole rock suggest initial accumulation of olivine and clinopyroxene (Table I).

4.2. Major and trace elements:

The loss of ignition (LOI) of analysed samples ranges between 3.5 and 8 % (Table I). These high contents suggest significant modification of the Zanskar-Spiti Permian lavas primary composition. This is also evidenced with the erratic behaviours that are observed plotting the mobile major elements Na_20, CaO, and K_20 against SiO_2 contents variations (figs. 2a-b). In the MacDonald & Katsura [1964] discriminating diagram (fig. 2a), analyzed lavas mainly fall in the tholeiites basic field, between the picritic SiO_2 content of the 293-11

cumulate and the basaltic andesite compositions for the most evolved melts. In this diagram, the scattering of data suggests that K_2O and Na_2O contents have been remobilized during secondary processes. Zirconium content has therefore been reported against major (figs. 2c-d), lithophile (fig. 2e) and incompatible high field strength elements (fig. 2f) in view to check the mobility of elements during secondary processes. TiO_2 and Nb versus Zr contents exhibit good correlations and thus are considered as representative of initial magmatic characters. In contrast, no satisfactory alignment is obtained in Na_2O, K_2O (not shown), MgO, Sr and Rb versus Zr diagrams (figs. 2b-e) suggesting significant mobility of these elements during secondary processes and that they can not be used to characterize the magmatic affinities of the studied Panjal Traps lavas.

Analyzed basalts can be subdivided into two main groups based on their TiO_2, Zr, Nb and REE contents (figs. 2-3). Group 1, which encompasses the large majority of Zanskar-Spiti samples (13 samples), is characterized by homogeneous Zr contents ($86<Zr_{ppm}<128$ with an average of 105 ± 20 ppm), significantly higher than those measured for Group 2 samples (793-13, 293-12 and 293-11; $31<Zr_{ppm}<45$) (Table I). The Panjal volcanics show basaltic contents in MgO (MgO>6%, excepted for sample 04/08 B) with low TiO_2 (<1.6%) and P_2O_5 ($0.06<P_2O_5\%<0.16$) contents. Overall, Group 2 rocks have, compared to Group 1, significantly lower SiO_2, TiO_2 and P_2O_5 contents and higher concentrations in MgO (10.6 to 18%, Table I). Thus, Group 2 presents geochemical affinities with more primitive liquids than Group 1.

Group 1 chondrite-normalized REE patterns show homogeneous distributions with significant LREE enrichment relative to MREE ($1.7<(La/Gd)_N<2.8$) and HREE ($2.5<(La/Yb)_N<4.7$) and slight Eu negative anomalies ($0.78<Eu/Eu^*<0.99$) (fig. 3a, Table I). Group 1 primitive mantle-normalized multi-elements spectra are characterized by significant Th and LREE enrichment and by marked Nb negative anomalies ($1.0<La/Nb<1.8$) (fig. 3b, Tables Ia-b). No significant depletion of the less incompatible elements is observed. Samples 793-13 and 293-12 (Group 2) show rather flat chondrite-normalized REE-patterns ($(La/Yb)_N \sim 1.2$) with small LREE enrichment while sample 293-11 has a slight LREE depleted pattern ($(La/Yb)_N = 0.8$). Group 2 is also enriched in Th but displays highest negative anomalies in Nb ($La/Nb \sim 1.8$) and Ti.

4.3. Comparison with the western Panjal Traps counterparts:

Pioneer major element geochemical analyses from Kashmir and Zanskar basalts have shown that Panjal Traps flows have mainly tholeiitic affinities [Pareek, 1976; Singh et al., 1976]. Major and trace elements works on coeval Permian volcanic rocks (basaltic flows and feeder intrusive bodies) outcropping in Pakistan and Ladakh have been reported together with our data in view to establish geochemical composition variations through the Panjal Traps lavas from the Zanskar-Spiti to the Pakistan (figs. 4-5a)

Mg# [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$], TiO_2 (wt%) and Y (ppm) show relatively good correlations with Zr (fig. 4). This indicates that the variation in element contents of the Panjal volcanics is more probably related to igneous fractionation processes rather to metamorphic events. Group 1 Mg# values and Zr contents indicate basaltic composition ($51.2<Mg\#<62.1$), excepted for basalt 04/08B (Mg#=32.6) showing no SiO_2 content correlation (Table I). Group 2 exhibits significantly higher Mg# values ($66.8<Mg\#<73.4$) correlated with lower SiO_2 amount, this is assigned to a more primitive character of these lavas. The highly magnesian 293-11 sample, (MgO = 18 %, Ni = 850 ppm, Cr = 2440 ppm), should represent the remnant of an ultramafic cumulate (olivine, clinopyroxene).

Most of the samples collected in Kashmir, Zanskar and Spiti show low TiO_2, Zr (fig. 4), and P_2O_5 (fig. 5a) contents. The greatest chemical variability is observed in the western syntaxis lavas (NE Pakistan) which display features of tholeiitic to slightly alkaline affinities, characterized by larger scale Zr and TiO_2 variations for broadly similar Mg# [Pogue et al., 1992; Spencer et al., 1995]. In despite of probable erratic behaviour of alkali major elements

during secondary processes (fig. 5b), the discriminating diagram of MacDonald and Katsura [1964] also illustrates that most of the available Panjal lavas analyses are characterized by mainly basaltic compositions which plot within the tholeiitic melts field (fig. 5b).

4.4. Isotopic compositions of Zanskar-Spiti tholeiites :

Zanskar-Spiti tholeiites (Groups 1 and 2) show very high and anomalous initial Sr isotopic ratios ranging from 0.7083 to 0.7144 (Tables IIa-b). Such high and anomalous values can be assigned to an insufficient "in situ" decay correction due to mobility of lithophile elements during late alteration processes and especially the leaching of Rb. The extremely low Rb contents shown by some of the studied lavas ($Rb_{ppm}<1$, Fig. 2e, Tables IIa-b) substantiate this hypothesis. εNd_i values range between +0.9 and -3.6 with six out of nine samples which have negative values. Such isotopic signatures ruled out the depleted mantle (DMM) as the major component involved in the source of the studied volcanic rocks.

In the Pb-Pb correlation diagrams (figs. 6a-b), Zanskar-Spiti tholeiitic basalts plot significantly above the North Hemisphere Reference Line [Zindler & Hart, 1986]. For a given ($^{206}Pb/^{204}Pb$) ratio, the two Zanskar-Spiti tholeiitic groups show more radiogenic ($^{207}Pb/^{204}Pb$) and ($^{208}Pb/^{204}Pb$) values than both Indian and Atlantic MORBs (figs. 6a-b). In the ($^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ vs ($^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ plot, tholeiites report in the OIB field whereas in the ($^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ versus ($^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ diagram (fig. 6a), a significant shift of the data is observed towards a ^{207}Pb-rich component close to the Enriched Mantle II-type component [EM II; Zindler & Hart, 1986]. Reported in the εNd_i-($^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ diagram (fig. 6c), Group 1 and 2 basalts plot again between the OIB-type mantle and EM II-type enriched component (Table II) with the exception of sample 293-11. The Group 2 basalts show higher initial Pb isotopic ratios than Group 1 (Tables IIa-b). Samples from Group 1 show very homogeneous isotopic compositions for both the Nd and Pb isotopes.

5. Discussion

5.1. Source origin for the Zanskar-Spiti Permian basalts :

Pb and Nd isotopic ratios show that the studied easternmost Panjal Traps flows derived from the melting of an OIB-like mantle source. High Pb initial ratios and negative εNd_i values also strongly suggest involvement of an enriched component. Reported in the $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios versus εNd_i, the two groups of Panjal Traps tholeiites define two separated fields with significantly higher $^{147}Sm/^{144}Nd$ ratios for Group 2 (fig. 7a). These latter basalts are probably generated by a higher degree of partial melting than Group 1 and from a mantle reservoir defined by an εNd_i value close to +1 (i.e. higher εNd_i values for the Group 2 basalts). This assumption is consistent with the lower $(La/Yb)_N$ and $(La/Gd)_N$ ratios shown by Group 2 compared to Group 1 (Tables I). Moreover, the isotopic compositions of the two groups of samples suggest that some contamination process, at variable degree, occurred between an OIB-type mantle source and an enriched reservoir (i.e. enriched lithospheric mantle, continental crust, terrigeneous recycled sediments…). This contamination induces increase of the Pb/Pb isotopic ratios simultaneously with decrease of $^{143}Nd/^{144}Nd$ values (fig. 6c). Such evolution is consistent with participation of an EM II-type contaminant which is characterized in particular, by high $^{207}Pb/^{204}Pb$ and moderate $^{206}Pb/^{204}Pb$ ratios and relatively low Nd isotopic ratios (fig. 6).

Reported in the εNd_i versus Zr content diagram (fig. 7b), again the two previous groups are individualized and Group 1 provides a more homogeneous domain than Group 2. Both groups are characterized by relatively homogeneous Zr contents (Table I). Two out of the three samples belonging to Group 2 yield the lowest Zr contents coupled to the lowest εNd_i values of the present study. Then, Group 1 scattered field does not characterize any correlation between εNd_i and Zr contents. Thus, the contribution of an enriched component in the genesis of the studied lavas probably did not occur during fractional crystallisation into

shallow level magma chambers. This process can occur either in the early stages of the magma evolution (i.e. mantle source) or later, during the magma ascent to the surface.

Melts derived from primitive mantle are expected to have a Th/Ta ratio of ~ 2.1 [Sun & McDonough, 1989]. In the Th versus Ta diagram (fig. 7c), the Groups 1 and Group 2 defined for the Panjal basalts plot along two distinct correlation lines defined by Th/Ta ratios of ~5.7 and ~8.2, respectively. All basalts from Group 2 are located on the Th/Ta line equal to ~8.2 suggesting that they derive from a same parental magma. Group 1 basalts show a rather large range of Ta values coupled with homogeneous Th abundance. However, three samples (Y100, Y102 and Y103, fig. 7c, Table I) are more homogeneous and are located on the single Th/Ta = 3.2 correlation line. Such behaviour indicates the absence of any significant fractionation process and should reflect variable contamination degrees by an enriched component. This is also suggested by the broadly reverse correlation existing between εNd_i values and La/Nb ratios (fig. 7d). The latter indicates a relationship between the extent of Nb negative anomaly and the amount of the enriched component added to the OIB-like mantle. Moreover, the average Th/Ta value of the upper continental crust is as high as 10.7 [McLennan, 2001]. Taken into account isotopic and trace elements features of the studied basalts, it should be envisaged that parental magmas of both Groups 1 and 2 have been contaminated, at some stages of their evolution by upper continental crust.

Spencer et al. [1995] published a set of Sr and Nd isotopic analyses from Pakistan Panjal Traps. The corresponding isotopic field is reported against the Ti/Y ratio (fig. 8). In absence of Fe-Ti oxide fractionation, the Ti/Y ratio are not affected by low-pressure fractionation processes [Brewer et al., 1992] and so, variations of this ratio can attributed either to variable degree of partial melting or to mixing between various components. The latter process will be characterized by significantly different Ti/Y values. Reported in the εNd_i vs Ti/Y diagram (fig. 8), Panjal Traps lavas of Zanskar-Spiti and Pakistan plot between a crust-derived end-member and an OIB-like mantle component. The broadly tendency of our data (excepted for the Group 2) suggests that the mantle component initially involved in the Panjal basalts was characterized by higher Ti/Y values than normal melts generate in mid-oceanic ridge. The scattering of data can be tentatively related to drastic change in melting conditions, especially the Group 2 Panjal basalts characterized by lower Ti/Y ratios are related to higher degree of partial melting. Moreover, the lowest εNd_i values occur in the least metamorphosed and fractionated rocks of the NW Zanskar and Zanskar-Spiti Panjal tholeiites [Spencer et al., 1995, this paper]. This demonstrates that the crustal contamination process is more efficient in the more primitive high-temperature tholeiites (with exception of the 293-11 cumulate).

Crustal contamination processes have been often mentioned for the more primitive, higher temperature, magmas of continental flood basalts [Saunders et al., 1992]. This is the case, for example, of the Poladpur and Bushe Formations from the Deccan Traps which are characterized by high LILE (K, Rb, Ba…), Th and Pb-Sr isotopic ratios, and low Zr, Nb, Y contents and Nd isotopic ratios, [Lightfoot et al., 1990; Lightfoot & Hawkesworth, 1988]. Similar features have been described for low-Ti basalts from various provinces such as the East Coast of Madagascar [Saunders et al., 1992], the Paraná province [i.e. Gramado basalts; Peate & Hawkesworth, 1996], the Guinean tholeiites [i.e. tholeiites from the Central Atlantic Magmatic Province; Deckart et al., 2005], and the Siberian traps basalts [i.e. Wooden et al., 1993, Sharma, 1997]. Alternatively, very low to intermediate $^{206}Pb/^{204}Pb$ values are often attributed to contribution of an enriched sub-continental lithospheric mantle component in the genesis of the basalts [e.g. Saunders et al., 1992, Kieffer et al., 2004].

The differences in the Nd and Pb isotopic compositions of the studied Panjal Traps basalts are not clearly linked to AFC process (fig. 7a) but more probably reflect contamination of an OIB-like mantle by an enriched component (figs. 7a-c-d). Some arguments allow us to propose that the enriched component is the upper continental crust. They are (i) high Th/Ta and La/Nb ratios, (ii) negative correlation between εNd_i and Th/Ta ratios, and (iii) the

geological context of Panjal Traps basalts emplacement, which is favourable to this process with an emplacement of these volcanics into the Indian continental crust.

5.2. Geodynamic implications:

The chemical compositions of the Panjal Traps lavas suggest that effusions were largely dominated by basaltic melts of tholeiitic affinity (figs. 5a-b). Their low TiO_2, Zr, and P_2O_5 contents and Nb/Y ratios (mostly lower than 0.6) but also the Th and LREE enrichments combined with Nb negative anomalies are typical features of continental flood tholeiitic basalts [Boillot & Coulon, 1998]. The minor proportion of high-fractionated melts [Pareek, 1976; Honegger et al., 1982, Parpitz & Rey, 1989] and absence of Eu anomalies in Panjal lavas suggest a rapid effusion of magmas. This is commonly observed in many continental flood volcanic provinces where there is a striking contrast between the compositions of tholeiitic basalts and the petrographic and chemical diversity of other volcanic types [Arndt et al., 1998; Wilson, 1989; Iacumin et al., 2003]. This feature combined with the mainly tholeiitic affinities observed in the wide geographic extent of the traps (~ 400 km) suggests a rapid and voluminous effusion of magmatic melts derived from a high degree of partial melting. Such a scenario was already proposed for other Permian tholeiitic series [e.g. Arunachal Pradesh, Bhat, 1984; Bhat & Ahmad, 1990; Central Nepal, Garzanti et al., 1999; fig. 1b], where melt ascent was more efficient through a rifted and strongly thinned lithosphere [e.g. Bhat, 1984; Garzanti et al., 1999].

Compared to the Carboniferous-Early Permian climax of the continental rifting and the associated punctual mainly alkaline magmatism [Pogue et al., 1992; Vannay, 1993; Garzanti et al., 1996a, 1996b; Garzanti et al., 1999], the Panjal Traps extrusion represents a huge magmatic episode characterized by higher degree of partial melting. Moreover, their rapid effusion could be associated to the drastic lithospheric thinning occurring when the continent break-up.

Throughout Arabian and Indian contiguous continental margins, the available lithostratigraphic informations reported on the southern Neotethyan platforms document that the Neotethyan rifting derived from a long term and probably polyphased tectonic process. In the Himalayan zone, rifting begun as early as the Early Carboniferous [Vannay, 1993; Garzanti et al., 1996a; Garzanti & Sciunnach, 1997]. The Lower to Middle Permian Panjal traps extrusion would be one of the greatest remnants of the final rifting stage, which accompanied the Neotethyan opening. This huge magmatism belong to a set of Permian within plate volcanic sequences [fig. 1b] which are systematically regarded as the testimony of an advanced stage of the lithospheric streching [Bhat & Ahmad, 1990; Stampfli et al., 1991; Veevers & Tewari, 1995; Garzanti et al., 1999; this paper]. Syn-rift volcanic successions were also found along the preserved fragment of the neighbouring Arabian continental margin in Oman [Béchennec et al., 1991; Maury et al., 2003; Lapierre et al., 2004]. In Oman, tholeiitic and alkaline melts erupted both on the rifted platform (Saih Hatat area, Oman Mountains) and in the Hawasina pelagic basin. An OIB-type mantle reservoir has been evidenced, on the basis of Nd and Pb isotopes, beneath the Arabian rifted margin during Middle Permian [Lapierre et al., 2004]. Arabian Middle Permian volcanics yield isotopic compositions which encompass the signature of the present Panjal basalts data. Then the Arabian margin can be tentatively compared to a volcanic-type margin regarded as related to the melting of a mantle plume which would impinged the Arabian lithosphere during or after the oceanic opening [Maury et al., 2003; Lapierre et al., 2004].

Taking into account the discontinuous and diachrone volcanic provinces erupted along the rifted Indian (fig. 1b) and Arabian margins (between Lower Permian to Middle Permian), the model proposing emission of a huge volume o melt in a very short time does not appear satisfactory for the South Neotethyan margin formation. The lack of pre-rift traps is in favour of the active rifting model, like in the North Atlantic Magmatic Province and the associated Iceland plume [Saunders et al., 1992; Menzies et al., 2002]. Nevertheless, emission of

voluminous within plate volcanic sequence synchronously to Neotethys opening strongly suggests presence of an abnormally hot asthenospheric reservoir, which should have produce formation of significant volume of tholeiitic melts in relation with overlying lithosphere thinning.

Therefore, the more or less wide volcanic outcrops or traps associated to the southern Neotethyan margins rifting could be regarded either as the remnant of independent geodynamic processes suggesting upwelling of several hot spots along the rift [as in Oman, Lapierre et al., 2004; Maury et al., 2003], or as a common geodynamic process related to a passive-type oceanic opening. In this scheme, triple-point device of the Indian-Arabian-Madagascar Neotethyan rift arms [Stampfli et al., 1991; Veevers & Tewari, 1995; Vai, 2003] could have played a significant role for the localization of melting zones between Indian and Arabian margins.

In the Central Atlantic Magmatic Province, alternative mechanisms to the mantle plume are actually largely debated. The CAMP represents the wider discontinuous volcanic province related to the Pangea fragmentation. It is mainly considered as a passive rifting associated volcanism and not a plume magmatic province [Mc Hone, 2000; Salters et al., 2003; DeMin et al., 2003; Puffer et al., 2003]. Alternative model indicates that wide volume of basaltic melts can be associated to craton edge-driven convection developed in an abnormally hot upper mantle [Mc Hone, 2000; De Min et al., 2003]. Global warming of the mantle should be itself related to the Pangea supercontinent agglomeration, according the model proposes by Coltice et al. [2007].

Such mechanisms should allow to fit the different Neotethyan continental flood magmatism with a passive rifting model and yield, in particular, an alternative model to the weakly constrained upwelling of a mantle plume set along the same margin. Nevertheless, geochemical features of Arabian and Indian volcanics discussed in this paper and in Lapierre et al. [2004] do not reflect participation of a continental lithospheric mantle component as it is globally accepted for the CAMP related magmas.

Isotopic analyses performed on the entire Panjal Traps and on the Lower Permian tholeiitic sequences along the Indian margin [Garzanti et al., 1999] should allow to better constraint the global geodynamic mechanisms associated to the South Neotethyan margin volcanism. This particularly should highlight a potential participation of the lithospheric mantle, which could represent an alternative OIB-type isotopic reservoir relatively to the mantle plume.

6. Conclusion

This study highlights the geochemical and isotopic characterization of the greatest volcanic episode associated to the formation of the southern Neotethyan margin. This episode led to the eruption of the Panjal Traps on the NW Indian rifted platform. The SE Zanskar-NW Spiti remnants of the Panjal lavas show features of tholeiitic low-Ti (< 1.6 %) continental flood basalts with LREE, Th enrichments and Nb-Ta negative anomalies ($1.0<La/Nb<1.8$). The low εNd_i values (-3.6 to +0.9), and high Pb-isotopic ratios indicate that the Panjal Traps derived from an OIB-like mantle which was contaminated by an EM II-type component.

- The high La/Nb and Th/Ta ratios combined with the negative εNd_i values suggest this enriched component should be the upper continental crust. The crustal contamination process did not occurred during an AFC-type process but more probably in the most primitive high-temperature tholeiites.
- Trace elements and isotopic ratios also suggest that the Panjal lavas derived from high partial melting degrees of an OIB-like mantle source. Absence of marked Eu anomalies combined with the low proportion of highly fractionated melts supports that Panjal lavas do not underwent important differentiation process in shallow magmatic chambers.

- The geochemical features of the Zanskar-Spiti basaltic flows appear largely similar to the coeval Panjal volcanic sequences (Ladakh, Kashmir and Pakistan).

These features allow us to consider the Lower to Middle Permian magmatic event as a melting episode of huge magmatic volumes, generated by high partial melting amount in a within-plate setting. Relatively to the Carboniferous to early Permian rifting stages and associated scarce and mainly alkaline magmatism, this Lower to Middle Permian tholeiitic melts are regarded as the remnant of the late stages of the lithospheric thinning and probably as the record of the continental break-up. All these features support geological evidences that Panjal Traps were extruded during the final step of the Neotethyan rifting episode. In such a scheme, Panjal Traps are more probably formed in a passive-type rifting environment.

Despite a slight diachronisme, similar conclusions are emphasized for the tholeiitic series of the central and eastern segments of the Indian margin, and in the adjacent Arabian margin. Whereas mantle plume upwelling is proposed for the Arabian margin volcanism, such a geodynamic model does not be applicable to the entire volcanic sequences of the southern Neotethyan margin.

Acknowlegdements

This paper is dedicated to our friend Professor Henriette Lapierre. We acknowledge René Maury for his support during analyses and for constructive discussions concerning Neotethyan volcanism.

References

ARNDT N., CHAUVEL C., CZAMANSKE G. & FEDORENKO V. (1998). - Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **133**, 297-313.

BARRAT J.A., KELLER F. & AMOSSE J. (1996). - Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. - *Geostandards Newsletters*, **20**, 133-139.

BASSOULET J.P., COLCHEN M., JUTEAU T., MARCOUX J., MASCLE G. & RIEBEL G. (1980). - Geological studies in the Indus suture zone of Ladakh Himalaya. *In*: GUPTA V.J., Ed., - *Hind. Publ. Co.*, Delhi, 96-124.

BÉCHENNEC F., TEGYEY J., LE MÉTOUR J., LEMIÈRE B., LESCUYER J.L., RABU D. & MILÉSI J.P. (1991). – Igneous rocks in the Hawasina Nappes and the Al-Hajar supergroup, Oman Mountains : Their significance in the birth and evolution of the composite extensional margin of eastern Tethys. – *In:* PETERS T., NICHOLAS A. & COLEMAN R.J., Eds., Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere. – *Kluwer Acad., Norwell, Mass.*, 569-611.

BHAT M.I. (1984). - Abor volcanics : further evidence for the birth of the Tethyan ocean in the Himalayan segment. - *J. Geol. Soc. London*, **141**, 763-775.

BHAT M.I. & AHMAD T. (1990). - Petrogenesis and mantle source characteristics of the Abor Volcanic rocks, eastern Himalayas. - *J. Geol. Soc. India*, **36**, 227-246.

BHAT M.I. & ZAINUDDIN S.M. (1978). - Environment of eruption of the Panjal Traps. - *Himalayan Geology*, Dehra Dun, **8**, 727-738.

BHAT M.I. & ZAINUDDIN S.M. (1979). - Origin and evolution of Panjal volcanics. - *Himalayan Geology*, Dehra Dun, **9**, 421-461.

BOILLOT G. & COULON C. (1998). - La déchirure continentale et l'ouverture océanique, Géologie des marges passives. - *Gordon and Breach Sci. Publ.*, 208 p., p. 160-161.

BREWER T.S., HERGT J.M., HAWKESWORTH C.J., REX D. & STOREY B.C. (1992). – Coast Land dolerites and the generation of Antarctic continental flood basalts. - *In:* STOREY B.C., ALABASTER T. & PANKHURST R.J., Eds., Magmatism and the causes of continental break-up. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **68**, 185-208.

CHAUVEL C. & BLICHERT-TOFT J. (2001). - A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **190**, 137-151.

COLEMAN R.G. (1981). – Tectonic setting for ophiolites obduction in Oman. – *J. Geophys. Res.*, **86**, 2497-2508.

COLTICE N., PHILLIPS B.R., BERTRAND H., RICARD Y. & REY P. (2007). – Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. - Geology, **35(5)**, 391-394.

COTTEN J., LE DEZ A., BAU M., CAROFF M., MAURY R.C., DULSKI P., FOURCADE S., BOHN M. & BROUSSE R. (1995). - Origin of a anomalous rare-earth element and ytrium enrichments in subaerially exposed basalts : Evidence from French Polynesia. - *Chemical Geol.*, **119**, 115-138.

DECKART K., BERTRAND H. & LIÉGEOIS J-P. (2005). - Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. – *Lithos*, **82**, 289-314.

DE MIN A., PICCIRILLO E.M., MARZOLLI A., BELLIENI G., RENNE P.R., ERNESTO M. & MARQUES L.S. (2003). – The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil : Petrology, Geochemistry, 40Ar/39Ar Ages, Paleomagnetism, and Geodynamic Implications. *In:* HAMES W., MC HONE J.G., RENNE P., RUPPEL C. Eds., The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. - *Geophys. Monograph*, **136**, 91-128.

DERCOURT J., RICOU L.E. & VRIELYNCK, B. (1993). - Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. - *Gauthier-Villars*, Paris.

FUCHS G. (1982). - The geology of the Pin valley in Spiti. - *Jb. Geol. Bundesanst.*, Wien, **124**, 325-359.

GAETANI M. & GARZANTI E. (1991). - Multicyclic history of the northern Indian contiental margin (NW Himalaya). - *AAPG Bull.*, **9**, 1427-1446.

GAETANI M., GARZANTI E. & TINTORI A. (1990). - Permo-Carboniferous stratigraphy in SE Zanskar and NW Lahul (NW Himalaya, India). - *Eclogae geol. Helv.*, **83**, 143-161.

GARZANTI E., NICORA A. & TINTORI A., 1992. - Late Paleozoic to Early Mesozoic stratigraphy and sedimentary evolution of central Dolpo (Nepal Himalaya). - *Riv. It. Paleont. Strat.*, **98(3)**, p. 271-298.

GARZANTI E. (1993). - Himalayan ironstones, “superplumes”, and the break-up of Gondwana. – *Geology*, **21**, 105-108.

GARZANTI E., NICORA A., TINTORI T., SCIUNNACH D. & ANGIOLINI L. (1994) - Late Paleozoic stratigraphy and petrography of the Thini Chu Group (Manang, Central Nepal): sedimentary record of Gondwana glaciation and rifting of Neotethys. - *Riv. It. Paleont. Strat.*, **100(2)**, p.155-194.

GARZANTI E., ANGIOLINI L. & SCIUNNACH D. (1996a). - The mid-Carboniferous to lowermost Permian succession of Spiti (Po Group and Ganmachidam Fm.; Tethys Himalaya, Northern India): Gondwana glaciation and rifting of Neo-Tethys. - *Geodinamica Acta*, **9(2)**, 78-100.

GARZANTI E., ANGIOLINI L. & SCIUNNACH D. (1996b). - The Permian Kuling Group (Spiti, Lahul and Zanskar; NW Himalaya): sedimentary evolution during rift/drift transition and initial opening of Neo-Tethys. - *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **102(2)**, 175-200.

GARZANTI E. & SCIUNNACH D. (1997). - Early Carbinoferous onset of Gondwanian glaciation and Neo-tethyan rifting in South Tibet - *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **148**, 359-365.

GARZANTI E., LE FORT P. & SCIUNNACH D. (1999). - First report of Lower Permian basalts in South Tibet : tholeiitic magmatism during break-up and incipient opening of Neotethys. - *J. Asian Earth Sci.* **17**, 533-546.

GUILLOT S., GARZANTI E., BARATOUX D., MARQUER D., MAHÉO G. & DE SIGOYER J. (2003). - Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya. - *Geochem. Geophys. Gesosyst.*, **4**, paper number 10.1029/2002GC000484.

GUPTA K.R., GERGAN J.T. & KUMAR S. (1983). – Geochemistry of the volcanic rocks of the Northwestern Himalaya and its bearing in tectonics. *In*: SINHA A.K., Ed. - *Cont. Geosc. Res. Himal., Dehra Dun*, **2**, 9-18.

HAWKINS J.W. (1980). - Petrology of back-arc basins and island arcs: Their possible role in the origin of ophiolites. *In*: Proceedings of the International Ophiolite Symposium, Nicosia, 1979, Cyprus Geological Survey Department, 244-254.

HONEGGER K., DIETRICH V., FRANK W., GANSSER A., THOENI M. & TROMMSDORFF V. (1982). - Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **60**, 253-292.

IACUMIN M., DE MIN A., PICCIRILLO E.M. & BELLIENI G. (2003). - Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean-Proterozoic (2.7-1.0 Ga) and Mesozoic (200 to 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, **62**, 365-397.

KIEFFER B., ARNDT N., LAPIERRE H., BASTIEN F., BOSCH D., PECHER A., YIRGU G., AYALEW D., WEIS D., JERRAM D.A., KELLER F. & MEUGNIOT C. (2004). – Flood and shield basalts form Ethiopia: magmas from the African Superswell. - *J. Petrol.*, **45(4)**, 793-834.

LAPIERRE H., DUPUIS V., MERCIER DE LÉPINAY B., RUIZ J., TARDY M., MAURY R.C., HERNANDEZ J. & LOUBET, M. (1997). - Is the lower Duarte Igneous Complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean Plume-Generated Oceanic Plateau? - *J. Geol.*, **105**, 111-120.

LAPIERRE H., SAMPER A., BOSCH D., MAURY R.C., BÉCHENNEC F., COTTEN J., DEMANT A., BRUNET P., KELLER F. & MARCOUX J. (2004). - The Tethyan plume : Geochemical diversity of Middle Permian basalts from the Oman rifted margin. – *Lithos*, **74**, 167-198.

LIGHTFOOT P.C. & HAWKESWORTH C.J. (1988). - Origin of Deccan Trap lavas: evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotope studies. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, **91**, 89-104.

LIGHTFOOT P.C., HAWKESWORTH C.J., DEVEY C.W., ROGERS N.W. & VAN CALSTEREN P.W.C. (1990). - Source and differenciation of Deccan Trap lavas: implications of geochemical and mineral chemical variations. - *J. Petrol.*, **31(5),** 1165-1200.

MACDONALD G. A. & KATSURA T. (1964). - Chemical composition of Hawaiian lavas. – *J. Petrol.*, **5**, 82-133.

MASCLE G. (1985). - L'Himalaya résulte-t-il du téléscopage de trois chaînes ? - *Bull. Soc. Géol. France*, **8**, 289-304.

MAURY R.C., LAPIERRE H., BOSCH D., MARCOUX J., KRYSTYN L., COTTEN J., BUSSY F., BRUNET P. & SÉNEBIER F. (soumis) - The alkaline intraplate volcanism of the Antalya Nappes (Turkey): a Late Triassic remnant of the Neotethys. – *This volume.*

MAURY R.C., BÉCHENNEC F., COTTEN J., CAROFF M., CORDEY F. & MARCOUX J. (2003). - Middle Permian plume-related magmatism of the Hawasina Nappes and the Arabian Platform : implications on the evolution of the Neotethyan margin in Oman. – *Tectonics*, **22**, 12 p.

MC HONE J.G. (2000). - Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. – *Tectonophysics.*, **316**, 287-296.

MCLENNAN S. (2001). - Relationships between the trace element compostion of sedimentary rocks and upper continental crust. - *Geochem. Geophys. Gesosyst.*, **2**, paper number 2000GC000109.

MENZIES M.A., KLEMPERER S.L., EBINGER C.J. & BAKER J. (2002). - Characteristics of volcanic rifted margin, western Yemen. *In:* MENZIES M.A., KLEMPERER S.L., EBINGER

C.J. & BAKER J., Eds., Volcanic rifted Margins – Geol. Soc. of America Special Paper., **362**, 1-14.

NAKAZAWA K., KAPOOR H.M., ISHI K., BANDO Y., OKIMURA Y. & TOKUOKA T. (1975). - The upper Permian and lower Triassic in Kashmir, India. - *Memoirs Fac. Sci., Kioto University, Geol. Min.*, **42**, 1-106.

PEATE D.W. & HAWKESWORTH C.J. (1996). - Lithospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. - *Chem. Geol.*, **127**, 1-24.

PAPRITZ K. & REY R. (1989). - Evidence for the occurrence of Permian Panjal Trap Basalts in the Lesser- and Higher-Himalaya of the Western Syntaxis Area, NE Pakistan. - *Eclogae geol. Helv.*, **82**, 603-627.

PAREEK H.S. (1976). - On studies of the agglomeratic slate and Panjal Trap in the Jhelum, Liddar, and Sind Valleys Kashmir. - *Rec. Geol. Surv. India*, **107**, 12-37.

POGUE K.R., DIPIETRO J.A., KHAN S.R., HUGHES S.S., DILLES J.H. & LAWRENCE R.D. (1992). - Late Paleozoic rifting in Northern Pakistan. - *Tectonics*, **11**, 871-883.

PUFFER J.H. (2003). – A reactivated back-arc source for CAMP magma. *In:* HAMES W., MC HONE J.G., RENNE P., RUPPEL C. Eds., The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. - *Geophys. Monograph*, **136**, 151-162.

SALTERS V.J.M., RAGLAND P.C., HAMES W.E., MILLA K. & RUPPEL C. (2003). – Temporal chemical variations within lowermost Jurassic tholeiitic magmas of the Central Atlantic Magmatic Province. *In:* HAMES W., MC HONE J.G., RENNE P., RUPPEL C. Eds., The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea. - *Geophys. Monograph*, **136**, 163-177.

SAUNDERS A.D., STOREY M., KENT R.W. & NORRY M.J. (1992). - Consequences of plume-lithosphere interactions. *In:* STOREY B.C., ALABASTER T. & PANKHURST R.J., Eds., Magmatism and the causes of continental break-up. - *Geol. Soc. Spec. Publ*., **68**, 41-60.

SCIUNNACH D. & GARZANTI E. (1996). - Sedimentary record of Late Paleozoic rift and break-up in Northern Gondwana (Thini Chu Group and Tamba-Kurkur Fm.; Dolpo Tethys Himalaya, Nepal). - *Geodinamica Acta*, **9(1)**, 41-56.

SHARMA M. (1997). - Siberian Traps. *In:* MAHONEY J. & COFFIN M.F., Eds., Large igneous provinces : Continental oceanic and planetary flood volcanism. - *Am. Geophys. Union Geophys. Monogr.* **100**, 273-295.

SINGH M.P., MANDA M.M. & SINHA P.K. (1976). - The Ralakung volcanics of the Zanskar valley (Ladakh), its geological setting, petrography, petrogeochemistry and a comparative study with the Panjal volcanics of the NW Himalaya. - *Geol. Surv. India Misc. Publ.*, **41**, 218-228.

SPENCER D.A., TONARINI S. & POGNANTE U. (1995). - Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of Higher Himalayan eclogites (and associated metabasites). - *Eur. J. Mineral.*, **7**, 89-102.

SPRING L. (1993). Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul – Zanskar oriental (Himalaya indien). Mém. de géol., Lausanne 14, 148 p.

SPRING L., BUSSY F., VANNAY J.C., HUON S. & COSCA M.A. (1993). - Early Permian granitic dykes of alkaline affinity in the Indian High Himalaya of Upper Lahul and SE Zanskar: geochemical characterization and geotectonic implications. *In:* TRELOAR P.J., & SEARLE M.P. Eds., Himalayan Tectonics. - *Geol. Soc. Spec. Pul.*, **74**, 251-264.

STAMPFLI G.M., MARCOUX J., & BAUD A. (1991). - Tethyan margins in space and time. - *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, **87**, 373-409.

STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002). - A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **196**, 17-33.

SUN S.S. & MCDONOUGH W.F. (1989). - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implication for mantle composition and processes. *In:* SAUNDERS A.D. &

NORRY M.J., Eds., Magmatism in the Ocean Basins. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.

TODT W., CLIFF R.A., HANSER A. & HOFMANN A.W. (1996). - Evalution of a ^{202}Pb-^{205}Pb double spike for high-precision lead isotope analysis. *In:* BASU A. & HART S., Eds., Earth Processes : Reading the isotopic code. - *AGU, Washington D.C.*, 429-437.

VAI J.B. (2003). - Development of the palaeogeography of Pangea from Late Carboniferous to Early Permian. – *Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeooecol.*, **196**, 125-155.

VANNAY J.C. (1993). - Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut Lahul (NW Himalaya, Inde) : paléogéographie et tectonique. - *Mém. de géol., Lausanne*, **16**, 148 p.

VANNAY J.C. & SPRING L. (1993). - Geochemistry of the continentals basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul-Spiti and SE Zanskar, NW India. *In;* TRELOAR P.J. & SEARLE M.P., Eds., Himalayan Tectonics. - *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **74**, 237-249.

VEEVERS J.J. & TEWARI R.C. (1995). – Permian-Carboniferous and Permian-Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of southern Pangea. – Geology, **23**, 467-470.

WILSON M. (1989). - Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. - *Chapman and Hall publishers*, London.

WHITE M.W., ALBARÈDE F. & TELOUK F. (2000). - High-precision analysis of Pb isotopic ratios by multi-collector ICP-MS. - *Chem. Geol.*, **167**, 257-270.

WOODEN J.L., CZAMANSKE G.K., FEDORENKO V.A., ARNDT N., CHAUVEL C., BOUSE R.M., KING B.S.W., KNIGHT R.J., & SIEMS D.F. (1993). - Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 3677-3704.

ZINDLER A. & HART S.R. (1986). - Chemical systematics. - *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493-571.

Figure captions

FIG. 1. - (a) Tethyan Suture (ophiolites and associated mélanges) after Coleman [1981]. (b) Main geologic features of the Himalayan Range showing the various occurrences of Permian basalts. P=North Pakistan; K=Kashmir; Z=Zanskar; S=Spiti; D=Dolpo; M=Manang, T=South Tibet; A=Arunachal Pradesh [Garzanti et al., 1999]. (c) Geological map of the northwestern Himalaya modified after Guillot et al. [2003]; Spencer et al. [1995]; Pogue et al. [1992]; Vannay & Spring [1993].

FIG. 1. - *(a) Suture téthysienne (ophiolites et mélanges associés) d'après Coleman [1981]. (b) Carte géologique simplifiée des principales unités de la chaîne himalayenne et montrant les différentes séquences basaltiques permiennes. P=Nord Pakistan; K=Kashmir; Z=Zanskar; S=Spiti; D=Dolpo; M=Manang, T=Sud Tibet; A=Arunachal Pradesh [Garzanti et al., 1999]. (c) Carte géologique du NW de l'Himalaya, modifiée d'après Guillot et al. [2003]; Spencer et al. [1995]; Pogue et al. [1992]; Vannay & Spring [1993].*

FIG. 2. - (a) $Na_2O + K_2O$ (%) vs SiO_2 (%) [MacDonald & Katsura, 1964], (b) K_2O (%) vs Zr (ppm), (c) Mg0 (%) vs Zr (ppm), (d) TiO_2 (%) vs Zr (ppm), (e) Rb (ppm) vs Zr (ppm), (f) Nb (ppm) vs Zr (ppm) plots for the Zankar-Spiti samples of the Panjal Traps. Legend is reported in the fig. 2f.

FIG. 2. - *Diagrammes de correlation : (a) $Na_2O + K_2O$ (%) vs SiO_2 (%) [MacDonald & Katsura, 1964], (b) K_2O (%) vs Zr (ppm), (c) Mg0 (%) vs Zr (ppm), (d) TiO_2 (%) vs Zr (ppm), (e) Rb (ppm) vs Zr (ppm), (f) Nb (ppm) vs Zr (ppm) pour les échantillons des trapps du Panjal du Zanskar-Spiti. La légende est indiquée sur la fig. 2f.*

FIG. 3. - (a) Chondrite- and (b) primitive mantle-normalized [Sun & McDonough, 1989] patterns of the Panjal Traps basalts.

FIG. 3. - *Composition en éléments traces des basaltes du Panjal : (a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et (b) spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif [d'après Sun & McDonough, 1989]*.

FIG. 4. - Geochemical composition of the Panjal Traps lavas plots in Mg#, TiO_2, Y and Nb/Y vs Zr diagrams.

FIG. 4. - *Composition géochimique des laves des trapps du Panjal représentée dans les diagrammes de corrélation Mg#, TiO_2, Y et Nb/Y en fonction de Zr.*

FIG. 5. - Discriminating diagrams (a) P_2O_5 vs TiO_2 from Honegger et al. [1982] and (b) $[Na_2O+K_2O]$ vs SiO_2 diagram from MacDonald & Katsura [1964] for the Panjal Traps lavas. See legend in fig. 4. In the fig. 5a, Panjal tholeiitic field is from Honegger et al. [1982]; alkaline basalts and island arc tholeiites fields are from Hawkins [1980]. In the fig. 5b, the stipple line distinguishes tholeiitic from alkaline basalts.

FIG. 5. - *Diagrammes discriminants (a) P_2O_5 vs TiO_2 d'après Honegger et al. [1982] et (b) $[Na_2O+K_2O]$ vs SiO_2 d'après MacDonald & Katsura [1964] pour les laves des trapps du Panjal. Légende identique à la fig. 4. Sur la fig. 5a, le champ des tholéiites du Panjal est défini par Honegger et al. [1982]; et les champs discriminants des basaltes alcalins et des tholéiites d'arc insulaire sont d'après Hawkins [1980]. Sur la fig. 5b, la ligne pointillée distingue les basaltes tholéiitiques des basaltes alcalins.*

FIG. 6. - Isotopic compositions of the Panjal Traps basalts: (a) $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ diagram. (b) $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ diagram. (c) εNd_i vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ diagram. Fields of MORBs are from pre-compiled isotopic compositions in the PETDB (spreading axis tholeiitic basalts); Oceanic Islands Basalts (OIB) field, mantle components HIMU, Enriched Mantle EM-I and -II and the North Hemisphere Reference Line (NHRL) are from Zindler & Hart [1986].

FIG. 6. - *Compositions isotopiques des basaltes des trapps du Panjal: Diagrammes (a) $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$, (b) $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ et (c) εNd_i vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$. Les champs de composition des MORBs correspondent aux compositions isotopiques pré-compilées des basaltes tholeiitiques échantillonnés à l'axe d'accrétion, sur le site de PETDB. Le champ de composition des basaltes des îles océaniques (OIB), des composantes mantelliques HIMU, EM-I et EM-II et la NHRL sont d'après Zindler & Hart [1986]*.

FIG. 7. - (a) εNd_i vs $(^{147}Sm/^{144}Nd)$ diagram. (b) εNd_i vs Zr (ppm) diagram. (c) Th (ppm) vs Ta (ppm) diagram. Primitive mantle (PM) Th/Ta ratio (2.1) after Sun & McDonough [1989]; upper and lower continental crust (UC and LC) average contents after McLennan [2001]. Th/Ta ratio of each correlation line are reported. (d) εNd_i vs (La/Nb) diagram. Samples are the same that the fig. 6 and additional light grey squares in fig. 7c correspond to the other analysed Zanskar-Spiti Panjal tholeiites.

FIG. 7. - *(a) Diagramme de corrélation εNd_i en fonction de $(^{147}Sm/^{144}Nd)$. (b) Diagramme corrélation εNd_i en fonction de Zr (ppm). (c) Diagramme de corrélation des teneurs en Th (ppm) en fonction des teneurs en Ta (ppm) pour les tholéiites du Panjal. Le rapport Th/Ta (2.1) du manteau primitif (PM) est d'après Sun & McDonough [1989]; les compositions moyennes de la croûte continentale supérieure et inférieure (UC et LC) sont d'après McLennan [2001]. Les rapports Th/Ta de chaque droite de corrélation sont reportées. (d) Diagramme de corrélation εNd_i en fonction du rapport (La/Nb). La légende des échantillons est la même que pour la fig. 6 et les carrés gris clairs supplémentaires de la fig. 7c correspondent aux autres tholéiites analysées du Zanskar-Spiti.*

FIG. 8. - εNd_i vs (Ti/Y) plots of the Panjal Traps from Zanskar-Spiti (Group 1 : black squares, Group 2 : white squares) and Pakistan (grey circles) [Spencer et al., 1995]. MORB and

OIB values are from Sun & McDonough [1989] and Bulk Crust value is from McLennan [2001].

FIG. 8. - *Variation des valeurs εNd_i en fonction de (Ti/Y) des trapps du Panjal du Zanskar-Spiti (Groupe 1 : carrés noirs, Groupe 2 : carrés blancs) et du Pakistan (ronds gris) [Spencer et al., 1995]. Les valeurs des MORB et OIB sont d'après Sun & McDonough [1989] et celles de la croûte continentale, d'après McLennan [2001].*

Table I

	- Group 1 -													- Group 2 -		
Sample	**Y96**	**Y99**	**Y100**	**Y101**	**Y102**	**Y103**	**Y104**	**Y105**	**Y117**	**Y118**	**Y130**	**04/08A**	**04/08B**	**793-13**	**293-11**	**293-12**
SiO2 %	52.6	51.0	56.0	53.6	53.3	55.8	51.8	49.9	53.6	52.4	50.9	52.6	50.5	48.3	44.2	49.4
TiO2	1.23	1.44	1.53	1.28	1.21	1.59	1.28	1.33	1.19	1.19	1.17	1.20	1.32	0.71	0.52	0.62
Al2O3	15.6	17.5	15.0	15.6	15.3	16.6	15.8	16.7	15.9	15.6	15.3	15.7	17.3	16.1	13.7	14.6
Fe2O3	10.99	13.13	11.04	11.37	10.32	10.11	11.40	12.09	11.40	10.96	13.29	10.18	17.41	10.36	12.89	10.53
MnO	0.20	0.21	0.23	0.20	0.16	0.22	0.21	0.18	0.13	0.19	0.15	0.20	0.10	0.14	0.18	0.17
MgO	7.77	8.77	5.96	8.85	7.59	7.79	8.60	8.82	7.44	9.11	8.04	6.05	4.28	10.61	18.03	14.19
CaO	7.08	2.51	7.25	5.10	9.63	1.85	7.42	8.61	6.41	7.26	9.97	11.82	5.40	8.52	9.84	6.44
Na2O	4.04	5.23	2.88	3.81	2.36	5.83	3.36	2.27	3.42	3.15	1.05	1.61	2.59	4.03	0.48	3.55
K2O	0.46	0.07	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.42	0.03	0.01	0.53	1.01	1.06	0.03	0.39
P2O5	0.11	0.13	0.16	0.12	0.11	0.16	0.12	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12	0.13	0.09	0.06	0.08
LOI	3.60	5.38	3.71	6.36	3.51	4.10	5.70	4.58	7.47	4.44	6.18	7.98	7.72	7.23	5.70	4.92
Sc (ppm)	40	42	43	37	37	46	38	40	36	36	34	36	38	47	36	44
Ti	7369	8633	9201	7659	7256	9540	7669	7985	7167	7142	7012	7189	7922	4288	3146	3748
V	278	300	310	270	270	325	335	285	265	262	244	272	260	191	230	170
Ni	92	102	57	96	90	76	95	95	89	92	86	85	135	195	920	305
Co	69	52	62	46	62	52	56	53	43	55	57	51	90	46	82	63
Cr	340	370	178	345	325	242	335	345	330	335	320	335	350	692	2440	905
Rb	16.0	1.0	0.3	0.4	0.5	0.8	1.0	0.6	13.3	1.2	0.6	16.8	41.1	44.0	0.4	20.0
Ba	186	81	29	41	43	38	41	37	388	54	34	252	198	254	18	152
Th	3.08	3.23	3.70	3.09	3.03	2.42	3.35	3.33	2.98	2.91	2.67	2.88	3.20	1.14	0.74	1.51
U	0.50	0.41	0.58	0.48	0.52	0.39	0.54	0.54	0.44	0.49	0.38	0.30	0.47	0.21	0.17	0.35
Nb	7.95	7.66	9.55	6.93	7.21	8.15	7.17	7.32	6.93	6.90	nd	6.78	6.95	2.35	1.63	2.60
Ta	0.83	0.57	1.15	0.57	1.06	0.70	0.63	0.68	0.54	0.62	nd	0.68	0.73	0.15	0.10	0.17
Pb	4.79	2.70	8.32	3.98	5.31	2.64	4.08	4.59	6.06	4.97	5.67	4.84	2.27	1.39	1.61	1.94
Sr	360.5	186.5	691.3	235.4	181.4	166.7	389.9	213.2	100.0	365.4	353.7	340.1	209.5	122.1	317.5	179.7
Zr	114.0	106.6	127.7	107.2	101.4	111.6	107.5	107.7	101.4	101.4	96.9	86.4	95.6	45.4	30.6	44.6
Hf	2.69	2.83	3.23	2.65	2.58	2.93	2.71	2.79	2.58	2.60	2.38	2.20	2.52	1.23	0.98	1.29
Y	25.69	23.30	26.48	23.60	22.64	25.26	24.03	23.88	22.64	23.06	19.98	23.83	20.02	25.02	18.74	26.87
La (ppm)	12.25	10.68	14.01	8.70	11.46	8.19	10.80	12.59	12.07	10.81	10.53	11.92	9.94	4.18	2.25	4.72
Ce	26.52	25.23	30.93	22.11	24.89	21.77	24.10	27.29	26.15	24.20	23.83	25.47	21.09	8.73	5.37	10.62
Pr	3.42	3.25	4.01	3.05	3.24	3.11	3.22	3.51	3.55	3.24	3.08	3.28	3.01	1.21	0.74	1.43
Nd	14.53	14.05	16.78	13.66	13.70	14.04	13.79	14.72	14.89	13.80	13.13	13.70	13.12	5.64	3.99	6.71
Sm	3.47	3.56	4.02	3.35	3.29	3.87	3.57	3.62	3.58	3.37	3.14	3.51	3.43	1.98	1.49	2.48
Eu	1.08	0.96	1.35	1.06	1.08	1.09	0.99	1.19	1.17	1.06	0.99	1.10	0.97	0.79	0.63	0.77
Gd	3.94	3.99	4.34	3.99	3.62	4.17	3.93	4.19	4.20	3.69	3.29	3.87	3.63	2.77	2.15	3.06
Tb	0.65	0.68	0.74	0.65	0.61	0.70	0.64	0.68	0.69	0.62	0.54	0.63	0.61	0.53	0.42	0.64
Dy	3.99	3.87	4.48	3.86	3.72	4.22	4.12	4.02	4.24	3.70	3.27	3.75	3.67	3.65	3.15	4.42
Ho	0.80	0.81	0.93	0.84	0.79	0.90	0.86	0.87	0.88	0.81	0.68	0.79	0.74	0.84	0.72	1.00
Er	2.30	2.34	2.68	2.23	2.17	2.54	2.51	2.46	2.41	2.15	1.87	2.15	2.13	2.51	2.08	2.91
Yb	2.12	2.09	2.52	2.08	1.98	2.33	2.24	2.29	2.09	1.94	1.61	1.84	1.90	2.43	2.05	2.83
Lu	0.31	0.33	0.37	0.31	0.31	0.35	0.34	0.34	0.32	0.29	0.25	0.27	0.27	0.37	0.32	0.42
La/Nb	1.54	1.39	1.47	1.26	1.59	1.00	1.51	1.72	1.74	1.57	nd	1.76	1.43	1.78	1.38	1.82
$(La/Yb)_N$	4.14	3.67	3.99	3.00	4.15	2.52	3.46	3.94	4.14	4.00	4.69	4.65	3.75	1.24	0.79	1.20
$(La/Gd)_N$	2.70	2.32	2.80	1.89	2.74	1.70	2.38	2.61	2.49	2.54	2.78	2.67	2.38	1.31	0.91	1.34
Eu/Eu*	0.89	0.78	0.99	0.89	0.96	0.83	0.81	0.93	0.92	0.92	0.94	0.91	0.84	1.03	1.08	0.85
Nb/Y	0.31	0.33	0.36	0.29	0.32	0.32	0.30	0.31	0.31	0.30	nd	0.28	0.35	0.09	0.09	0.10
Th/Ta	3.71	5.67	3.22	5.42	2.86	3.46	5.32	4.90	5.52	4.69	nd	4.26	4.36	7.72	7.40	8.88
Mg#	0.58	0.57	0.52	0.61	0.59	0.60	0.60	0.59	0.56	0.62	0.54	0.54	0.33	0.67	0.73	0.73

Major elements, Sc, V, Ni and Cr contents were determined by ICP-AES and others trace elements by ICP-MS
Major element contents are recalculated volatile free
Eu/Eu* = EuN / [(SmN* GdN)]1/2

Table IIa

Nd. Sr and Pb isotopic compositions of the Panjal Traps volcanics

			- Group 1 -			
Sample	**Y101**	**Y103**	**Y104**	**Y105**	**Y117**	**Y118**
Rb (ppm)	0.35	0.78	0.95	0.59	13.34	1.15
Sr (ppm)	235.41	166.73	389.88	213.21	99.96	365.36
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.714037 ± 10	0.712762 ± 10	0.710771 ± 9	0.710907 ± 7	0.715115 ± 7	0.714455 ± 9
$^{87}Rb/^{86}Sr$	0.004	0.014	0.007	0.008	0.386	0.009
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	0.71402	0.71271	0.71074	0.71088	0.71360	0.71442
εSr_i	139.8	121.2	93.3	95.1	133.9	145.5
Sm (ppm)	3.35	3.87	3.57	3.62	3.58	3.37
Nd (ppm)	13.66	14.04	13.79	14.72	14.89	13.80
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512504 ± 5	0.512628 ± 5	0.512588 ± 4	0.512512 ± 5	0.512517 ± 6	0.512496 ± 5
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.148	0.167	0.157	0.149	0.145	0.148
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	0.51224	0.51233	0.51231	0.51224	0.51226	0.51223
εNd_i	-0.91	0.86	0.43	-0.77	-0.56	-1.05
$^{206}Pb/^{204}Pb$	18.530	18.509	18.497	18.486	18.433	18.457
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.690	15.684	15.684	15.672	15.673	15.672
$^{208}Pb/^{204}Pb$	39.324	39.148	39.166	39.121	39.119	39.093
$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$	18.20	18.10	18.13	18.16	18.23	18.19
$(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$	15.67	15.66	15.66	15.65	15.66	15.66
$(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$	38.62	38.32	38.42	38.47	38.68	38.57

Table IIb

Nd. Sr and Pb isotopic compositions of the Panjal Traps volcanics

		- Group 2 -		
Sample	**793 - 13**	**293-11**	**293-11dup.**	**293-12**
Rb (ppm)	43.96	0.40	0.40	19.97
Sr (ppm)	122.15	317.47	317.47	179.74
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.712374 ± 8	0.712149 ± 10	0.712116 ± 8	0.712197 ± 8
$^{87}Rb/^{86}Sr$	1.042	0.004	0.004	0.322
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	0.70830	0.71213	0.71210	0.71094
εSr_i	58.5	113.0	112.5	96.0
Sm (ppm)	1.98	1.49		2.48
Nd (ppm)	5.64	3.99		6.71
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512588 ± 6	0.512722 ± 9		0.512504 ± 11
$^{147}Sm/^{144}Nd$	0.212	0.226		0.223
$(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$	0.51221	0.51232		0.51210
εNd_i	-1.51	0.62		-3.56
$^{206}Pb/^{204}Pb$	19.000	19.086		19.023
$^{207}Pb/^{204}Pb$	15.784	15.767		15.745
$^{208}Pb/^{204}Pb$	39.563	39.438		39.441
$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$	18.58	18.79		18.52
$(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$	15.76	15.75		15.72
$(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$	38.81	39.02		38.73

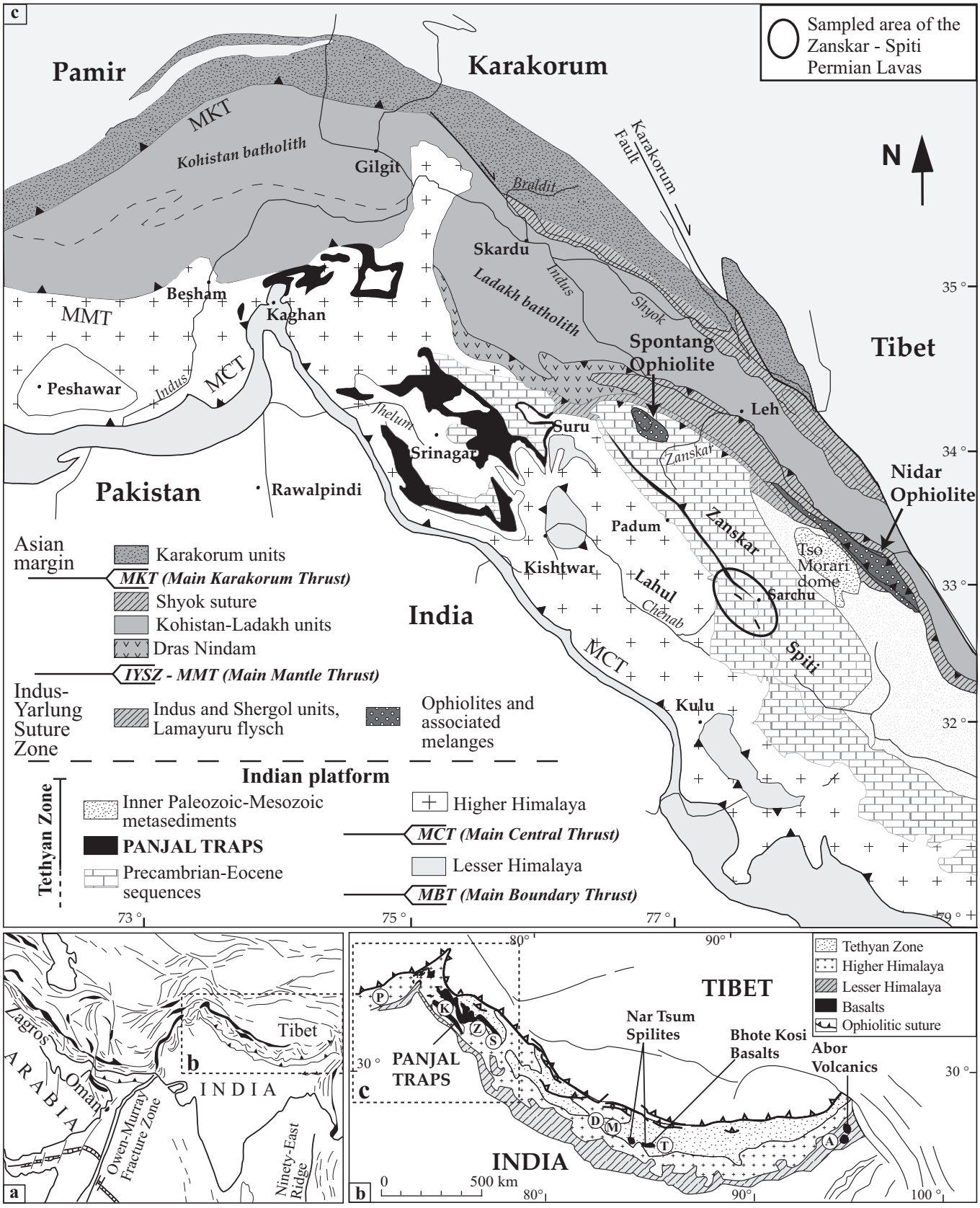


FIG. 1. - (a) Tethyan Suture (ophiolites and associated mélanges) after Coleman [1981]. (b) Main geologic features of the Himalayan Range showing the various occurrences of Permian basalts. P=North Pakistan; K=Kashmir; Z=Zanskar; S=Spiti; D=Dolpo; M=Manang, T=South Tibet; A=Arunachal Pradesh [Garzanti et al., 1999]. (c) Geological map of the northwestern Himalaya modified after Guillot et al. [2003]; Spencer et al. [1995]; Pogue et al. [1992]; Vannay & Spring [1993].

FIG. 1. - *(a) Suture téthysienne (ophiolites et mélanges associés) d'après Coleman [1981]. (b) Carte géologique simplifiée des principales unités de la chaîne himalayenne et montrant les différentes séquences basaltiques permiennes. P=Nord Pakistan; K=Kashmir; Z=Zanskar; S=Spiti; D=Dolpo; M=Manang, T=Sud Tibet; A=Arunachal Pradesh [Garzanti et al., 1999]. (c) Carte géologique du NW de l'Himalaya, modifiée d'après Guillot et al. [2003]; Spencer et al. [1995]; Pogue et al. [1992]; Vannay & Spring [1993].*

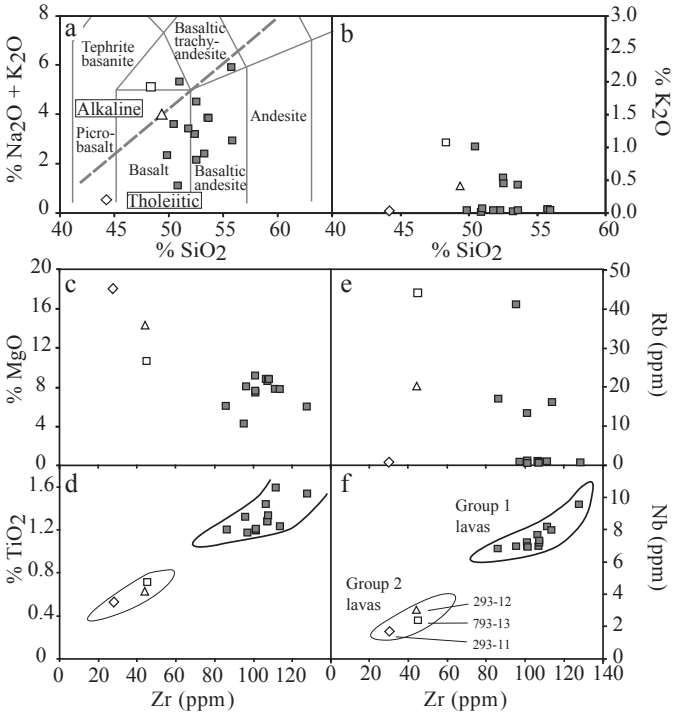


FIG. 2. - (a) $Na_2O + K_2O$ (%) vs SiO_2 (%) [MacDonald & Katsura, 1964], (b) K_2O (%) vs Zr (ppm), (c) Mg0 (%) vs Zr (ppm), (d) TiO_2 (%) vs Zr (ppm), (e) Rb (ppm) vs Zr (ppm), (f) Nb (ppm) vs Zr (ppm) plots for the Zankar-Spiti samples of the Panjal Traps. Legend is reported in the fig. 2f.

FIG. 2. - *Diagrammes de correlation : (a)* $Na_2O + K_2O$ (%) vs SiO_2 (%) [MacDonald & Katsura, 1964], (b) K_2O (%) vs Zr (ppm), (c) Mg0 (%) vs Zr (ppm), (d) TiO_2 (%) vs Zr (ppm), (e) Rb (ppm) vs Zr (ppm), (f) Nb (ppm) vs Zr (ppm) *pour les échantillons des trapps du Panjal du Zanskar-Spiti. La légende est indiquée sur la fig. 2f.*

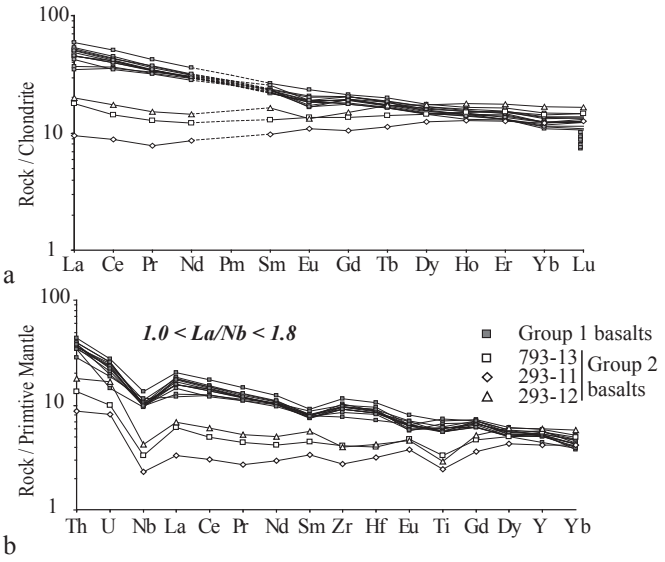


FIG. 3. - (a) Chondrite- and (b) primitive mantle-normalized [Sun & McDonough, 1989] patterns of the Panjal Traps basalts.

FIG. 3. - *Composition en éléments traces des basaltes du Panjal : (a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites et (b) spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif [d'après Sun & McDonough, 1989].*

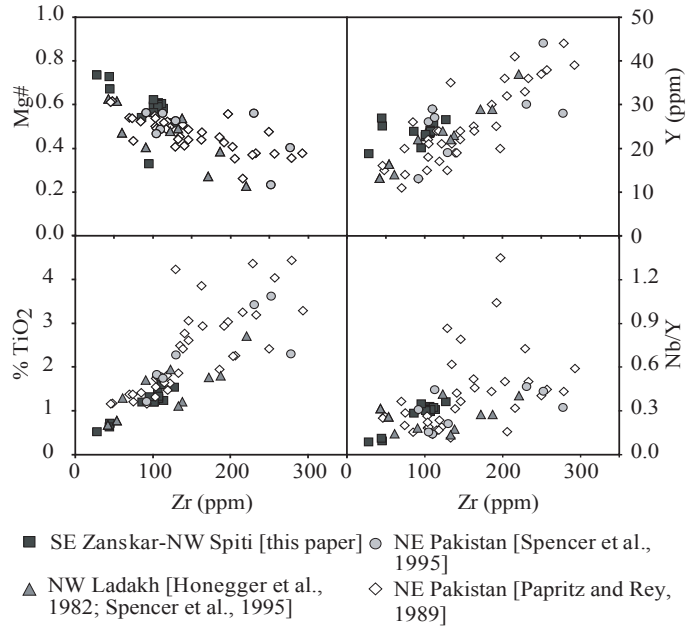


FIG. 4. - Geochemical composition of the Panjal Traps lavas plots in Mg#, TiO_2, Y and Nb/Y vs Zr diagrams.

FIG. 4. - *Composition géochimique des laves des trapps du Panjal représentée dans les diagrammes de corrélation Mg#, TiO_2, Y et Nb/Y en fonction de Zr.*

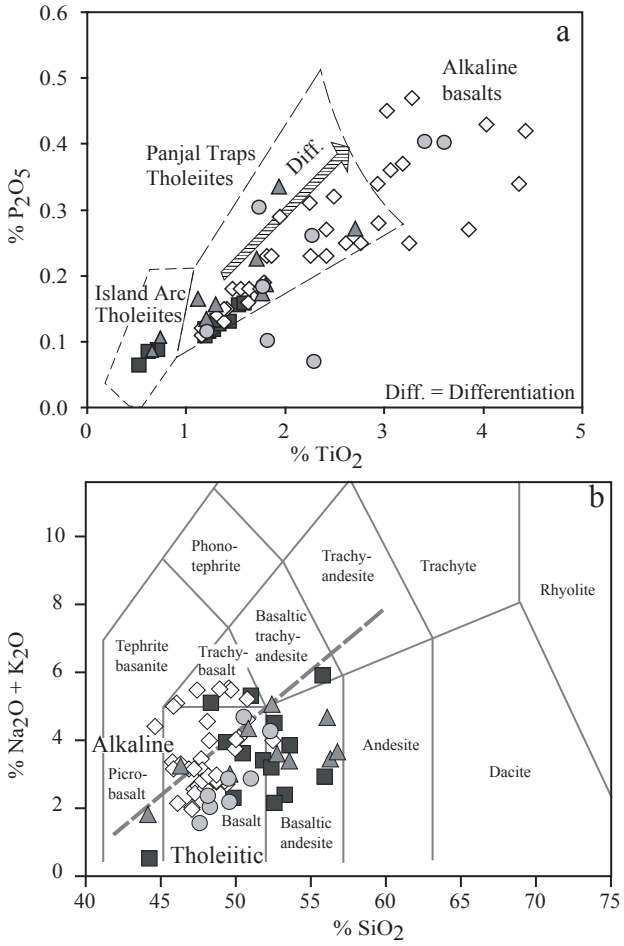


FIG. 5. - Discriminating diagrams (a) P_2O_5 vs TiO_2 from Honegger et al. [1982] and (b) [Na_2O+K_2O] vs SiO_2 diagram from MacDonald & Katsura [1964] for the Panjal Traps lavas. See legend in fig. 4. In the fig. 5a, Panjal tholeiitic field is from Honegger et al. [1982]; alkaline basalts and island arc tholeiites fields are from Hawkins [1980]. In the fig. 5b, the stipple line distinguishes tholeiitic from alkaline basalts.

FIG. 5. - *Diagrammes discriminants (a) P_2O_5 vs TiO_2 d'après Honegger et al. [1982] et (b) [Na_2O+K_2O] vs SiO_2 d'après MacDonald & Katsura [1964] pour les laves des trapps du Panjal. Légende identique à la fig. 4. Sur la fig. 5a, le champ des tholéiites du Panjal est défini par Honegger et al. [1982]; et les champs discriminants des basaltes alcalins et des tholéiites d'arc insulaire sont d'après Hawkins [1980]. Sur la fig. 5b, la ligne pointillée distingue les basaltes tholéiitiques des basaltes alcalins.*

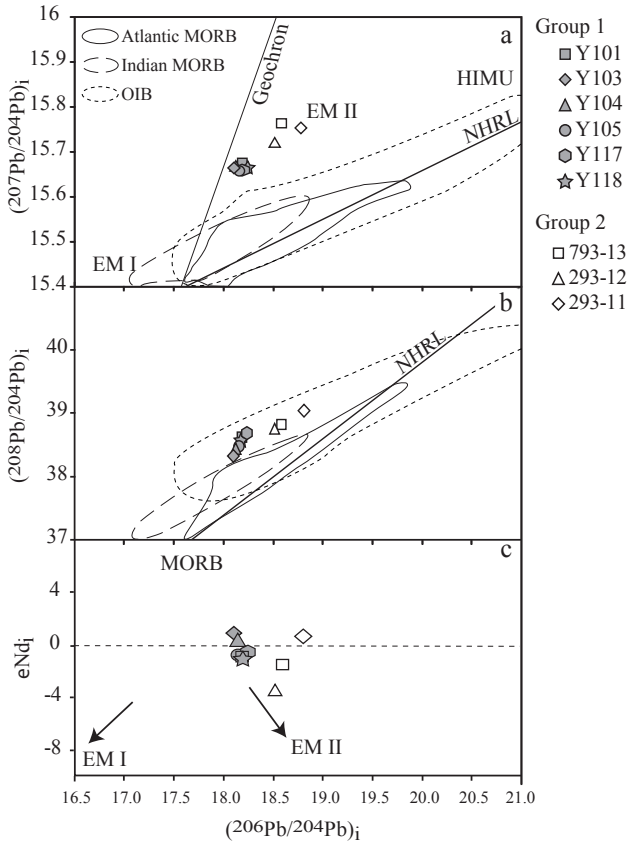


FIG. 6. - Isotopic compositions of the Panjal Traps basalts: (a) $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ diagram. (b) $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ diagram. (c) eNd_i vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ diagram. Fields of MORBs are from pre-compiled isotopic compositions in the PETDB (spreading axis tholeiitic basalts); Oceanic Islands Basalts (OIB) field, mantle components HIMU, Enriched Mantle EM-I and -II and the North Hemisphere Reference Line (NHRL) are from Zindler & Hart [1986].

FIG. 6. - *Compositions isotopiques des basaltes des trapps du Panjal: Diagrammes (a) $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$, (b) $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ et (c) eNd_i vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$. Les champs de composition des MORBs correspondent aux compositions isotopiques pré-compilées des basaltes tholeiitiques échantillonnés à l'axe d'accrétion, sur le site de PETDB. Le champ de composition des basaltes des îles océaniques (OIB), des composantes mantelliques HIMU, EM-I et EM-II et la NHRL sont d'après Zindler & Hart [1986].*

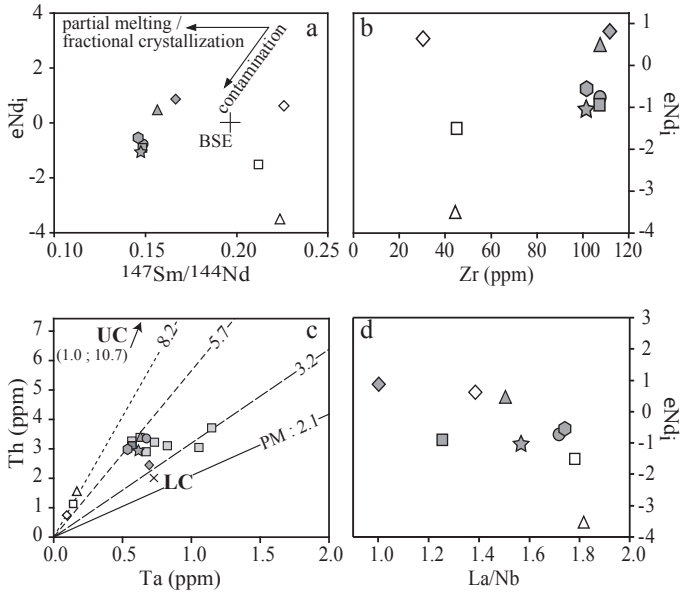


FIG. 7. - (a) eNd_i vs ($^{147}Sm/^{144}Nd$) diagram. (b) eNd_i vs Zr (ppm) diagram. (c) Th (ppm) vs Ta (ppm) diagram. Primitive mantle (PM) Th/Ta ratio (2.1) after Sun & McDonough [1989]; upper and lower continental crust (UC and LC) average contents after McLennan [2001]. Th/Ta ratio of each correlation line are reported. (d) eNd_i vs (La/Nb) diagram. Samples are the same that the fig. 6 and additional light grey squares in fig. 7c correspond to the other analysed Zanskar-Spiti Panjal tholeiites.

FIG. 7. - *(a) Diagramme de corrélation* eNd_i *en fonction de* ($^{147}Sm/^{144}Nd$). *(b) Diagramme* corrélation eNd_i *en fonction de Zr (ppm). (c) Diagramme de corrélation des teneurs en Th (ppm) en fonction des teneurs en Ta (ppm) pour les tholéiites du Panjal. Le rapport Th/Ta (2.1) du manteau primitif (PM) est d'après Sun & McDonough [1989]; les compositions moyennes de la croûte continentale supérieure et inférieure (UC et LC) sont d'après McLennan [2001]. Les rapports Th/Ta de chaque droite de corrélation sont reportées. (d) Diagramme de corrélation* eNd_i *en fonction du rapport (La/Nb). La légende des échantillons est la même que pour la fig. 6 et les carrés gris clairs supplémentaires de la fig. 7c correspondent aux autres tholéiites analysées du Zanskar-Spiti.*

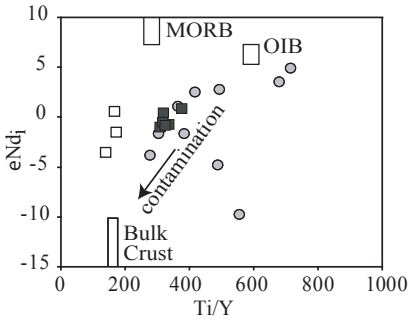


FIG. 8. - eNd_i vs (Ti/Y) plots of the Panjal Traps from Zanskar-Spiti (Group 1 : black squares, Group 2 : white squares) and Pakistan (grey circles) [Spencer et al., 1995]. MORB and OIB values are from Sun & McDonough [1989] and Bulk Crust value is from McLennan [2001].

FIG. 8. - *Variation des valeurs* eNd_i *en fonction de (Ti/Y) des trapps du Panjal du Zanskar-Spiti (Groupe 1 : carrés noirs, Groupe 2 : carrés blancs) et du Pakistan (ronds gris) [Spencer et al., 1995]. Les valeurs des MORB et OIB sont d'après Sun & McDonough [1989] et celles de la croûte continentale, d'après McLennan [2001].*