Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut-Atlas oriental)

Ewan Pelleter

▶ **To cite this version:**

Ewan Pelleter. Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut-Atlas oriental). Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2007. Français. NNT : 2007INPL026N . tel-01752841

HAL Id: tel-01752841

https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01752841

Submitted on 29 Mar 2018

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.

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut-Atlas oriental)

Le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou se situe sur la bordure sud de la boutonnière paléozoïque de Tamlalt (Haut-Atlas oriental), jouxtant la limite entre la chaîne du Haut-Atlas et la chaîne de l'Anti-Atlas. Les minéralisations sont encaissées dans des formations volcano-sédimentaires de l'Ediacarien (âge U/Pb : 569 ± 8 Ma). Deux minéralisations aurifères ont pu être identifiées : (i) une minéralisation aurifère primaire de type "Iron Oxide Copper Gold deposit" (IOCG) associée à un altération sodique (± calcique) caractérisée par un enrichissement en Au, Cu, Fe, Co, Ni, Mo, As, Sb, ± Bi, et (ii) une minéralisation aurifère secondaire de type "Shear zone related gold deposit" associée aux altérations argilleuses et phylliteuses localisées le long des décro-chevauchements. L'étude détaillée à la microsonde ionique effectuée sur les zircons hydrothermaux génétiquement associés au phénomène d'albitisation permet d'obtenir un âge Ordovicien supérieur (449 ± 8 Ma) pour la minéralisation aurifère primaire. Cet âge est confirmé par la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur deux mono-grains de muscovites et souligne le potentiel des zircons à enregistrer des évènements hydrothermaux, et leur intérêt en métallogénie. La minéralisation aurifère secondaire est datée au Stéphano-autunien (293 ± 7 Ma) par géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des phengites associées à l'altération argilleuse et phylliteuse et aux veines de quartz aurifères. Cet âge souligne l'importance de cette orogenèse pour la remobilisation de pré-concentrations métallifères.

Geology, geochemistry and geochronology of the Tamlalt-Menhouhou gold deposit (eastern High-Atlas)

The Tamlalt-Menhouhou gold deposit is located on the southern edge of the Neoprotérozoic-Palaeozoic Tamlalt inlier (Eastern High-Atlas), just north of the limit between the High-Atlas belt and the Anti-Atlas belt. Mineralizations are enclosed in Ediacaran volcano-sedimentary formations (U/Pb age: 569 ± 8 Ma). Two different gold mineralizations were identified: (i) a primary gold mineralization of the type “Iron Oxide Copper Gold deposit” (IOCG) characterized by a strong sodic (± calcic) alteration and (ii) a secondary gold mineralization corresponding to a “Shear zone related gold deposit” and related to a strong argillic and phyllic alteration localized along the shear faults. A detailed ion microprobe study of hydrothermal zircons genetically associated with albitization provide a Late Ordovician age (449 ± 8 Ma) for primary gold mineralization. This age is confirmed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of two muscovite mono-grains, and underscores the potential of zircons to record hydrothermal events, and the interest of these phases for metallogeny. A Late Variscan age (293 ± 7 Ma) is defined by $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of phengites from the phyllic alteration synchronous with auriferous quartz vein development, and which is assumed to represent the age of gold mineralization. This age demonstrates the consequences of the Variscan orogeny for the re-mobilization of metalliferous pre-concentrations.

23 Mai 2007

Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut-Atlas oriental)

Ewan PELLETER

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CRPG

inpl nancy

Thèse

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Spécialité : Géosciences, Matières Premières et Environnement

présentée et soutenue publiquement par

Ewan PELLETER

le 23 mai 2007

GEOLOGIE, GEOCHIMIE ET GEOCHRONOLOGIE DU GISEMENT AURIFERE DE TAMLALT-MENHOUHOU (HAUT-ATLAS ORIENTAL)

Composition du Jury :

Rapporteurs :	**M. Robert Moritz**	Professeur, Université de Genève
	M. Jean-Louis Paquette	Directeur de recherche, UMR 6524 CNRS; Clermont-Ferrand
Examinateurs :	**M. Abdellah Mouttaqi**	Directeur de l'exploration minière, ONHYM, Rabat
	M. Etienne Deloule	Directeur de recherche, CNRS-CRPG, Nancy
Invité :	**M. Xavier Foata**	Directeur du Bureau pour l'innovation et la Qualité Ministère de l'Economie et des Finances
Directeurs de thèse :	**M. Alain Cheilletz**	Professeur, ENSG-INPL, Nancy Université
	M. Dominique Gasquet	Professeur, Université de Savoie, Chambery

CENTRE NATIONAL
DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

C R P G

Thèse

présentée pour l'obtention du titre de

inpl nancy

Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine

Spécialité : Géosciences, Matières Premières et Environnement

présentée et soutenue publiquement par

Ewan PELLETER

le 23 mai 2007

GEOLOGIE, GEOCHIMIE ET GEOCHRONOLOGIE DU GISEMENT AURIFERE DE TAMLALT-MENHOUHOU (HAUT-ATLAS ORIENTAL)

Contribution des évènements Ediacariens, Ordoviciens supérieurs et Stéphano-autuniens au polyphasage des minéralisations et à la géodynamique de la bordure nord du Craton Ouest Africain.

Composition du Jury :

Rapporteurs :	**M. Robert Moritz**	Professeur, Université de Genève
	M. Jean-Louis Paquette	Directeur de recherche, UMR 6524 CNRS; Clermont-Ferrand
Examinateurs :	**M. Abdellah Mouttaqi**	Directeur de l'exploration minière, ONHYM, Rabat
	M. Etienne Deloule	Directeur de recherche, CNRS-CRPG, Nancy
Invité :	**M. Xavier Foata**	Directeur du Bureau pour l'innovation et la Qualité - Ministère de l'Economie et des Finances
Directeurs de thèse :	**M. Alain Cheilletz**	Professeur, ENSG-INPL, Nancy Université
	M. Dominique Gasquet	Professeur, Université de Savoie, Chambery

Faim

Si j'ai du goût, ce n'est guère
Que pour la terre et les pierres

Je déjeune toujours d'air,
De roc, de charbon, de fer…

Arthur Rimbaud, Poésies ☙

Remerciements

J'adresse mes plus sincères remerciements à mes deux directeurs de thèse Alain Cheilletz et Dominique Gasquet pour m'avoir proposé ce sujet de recherche et pour m'avoir fourni les moyens de le mener à terme. Je vous remercie plus particulièrement pour vos remarques constructives, notamment en ce qui concerne les secrets de la rédaction scientifique et pour la rigueur que vous m'avez demandé dans l'argumentation de mes idées.

Je remercie Jean-Louis Paquette et Robert Moritz qui ont accepté d'être rapporteurs de cette thèse, ainsi que Etienne Deloule et Abdellah Mouttaqi pour avoir accepté d'être les examinateurs de ce travail.

Ce travail est avant tout une collaboration avec le Maroc, et à ce titre j'aimerai remercier tous les gens de l'ONHYM pour leur accueil chaleureux, leurs sourires et leur aide précieuse sur le terrain. Merci tout particulièrement à Abdellah Mouttaqi, Abdelkhalek El Hakour, M'hammed Annich, et bien sur Alal (pour m'avoir fait découvrir une partie intéressante de la culture marocaine) et Boujemah (présent avec sa bonne humeur sur chaque mission de terrain).

Je remercie Bernard Marty pour m'avoir accueilli au sein du CRPG pendant ces 3 années (et demi) de thèse. Etant donné l'aspect pluridisciplinaire de cette étude, il m'est arrivé de côtoyer de nombreuses personnes au cours de mes manipulations diverses et variées…. Ainsi, je remercie toute l'équipe de la sonde ionique du CRPG : Denis Mangin, Michel Champenois, Claire Rollion-Bard, Etienne Deloule et Marc Chaussidon. Plusieurs fois ils ont quitté leur "retraite" dominicale pour venir me secourir à la sonde.
Merci également à toute l'équipe de microanalyse de l'Université Henri Poincaré, Alain Kohler et ses images MEB incomparables (attendons de voir le rendu avec le nouveau MEB), Johann Ravaux pour sa présence joviale lors des analyses microsonde électronique, et bien sûr Jacqueline pour son accueil (Remets-toi vite !).
Je remercie également toute l'équipe des isotopes stables pour m'avoir consacré un peu de leur temps pour les analyses de carbonates : Christian France-Lanord, Caroline Guillemette et

Valier. Merci aussi, à toute l'équipe du TIMS : Laurie Reisberg à qui je dois également la bonne tenue du résumé en anglais, Catherine et Christiane. Merci aussi à toute l'équipe de l'isoprobe (Jean, Béa, Céline F.,..) pour les analyses des galènes qui ne figurent malheureusement pas dans ce manuscrit. Lorsque l'on parle d'analyses, on pense naturellement au SARM. Un grand merci à toute l'équipe pour leurs analyses de qualité, et tout particulièrement à Jacques et Laure (la bretonne) qui m'ont très vite donné les ficelles pour obtenir rapidement des analyses….. Merci à Luc Marin pour ses analyses d'hématite et quartz ainsi que pour le temps qu'il a su me consacré à chaque fois que j'avais des questions.

Une grande partie de ce travail a eu pour objectif l'étude de lames minces, merci à Cédric Deumeurie, Jean-Luc Lemineur et Arnaud Marotel pour leur disponibilité lorsqu'il me fallait des lames en urgence.

Un laboratoire comme celui du CRPG ne pourrait tourner sans la présence et la compétence des membres du service général. Merci à Caroline, Bruno, Nordine, Jean-Marc et bien sûr Manu qui m'a accompagné pendant de longues séances de tri sous la loupe binoculaire. Merci également à Aurélie (et avant Valérie), Isabelle, Cathy, et Marie-Odile pour leur disponibilité, leurs sourires et leur patience face aux problèmes administratifs quotidiens auxquels sont confrontés les apprentis chercheurs.

J'ai peur d'oublier du monde tellement j'ai rencontré de gens d'horizons différents mais qui ont tous contribuer de près ou de loin à l'élaboration de ce travail. Je pense à Jacques Degeorges pour l'impression de mes rapports et de ce manuscrit, Jean-Luc Devidal de Clermont-Ferrand, Gilbert Ferraud de Nice, Fred Jourdan des "States", Philippe Goncalves et bien d'autres encore…

Un laboratoire de recherche implique évidemment une activité de recherche, mais aussi des rencontres pour le moins enrichissantes. Tout d'abord, une petite pensée pour les thésards qui m'ont précédé : Christophe, Reika, Virginie, Sandrine, Agnès, Yves (back to CRPG), la très discrète Elsa (bientôt au Japon ?) et bien évidemment Laure M. ma regretté "co-bureautaire" qui m'a accompagné pendant deux ans et qui, je le crois, m'a donné l'envie de travailler sur les zircons…. Et puis il y a ceux qui sont toujours présents : Valier, Nico (l'alsacien), Maxence (schtroumpf grincheux !), Anne-Sophie, Romain, Magali, Lise, Johan, Johanna,……Enfin ceux qui n'était pas thésards : Daniel, Gaston, David, Sylvain, François, Mickaël Attal,….

Et un grand merci à ceux avec qui j'ai pu passer de nombreux moments "extra-professionnel" à refaire le monde…faute de refaire la lorraine : Laure M., Elsa, Maxence, Magali (encore eux !!), Mady, Lucio (le luxembourgeois), Yoann (L'ariègeois), Francky groovy, Elie, Jon, Fabrice, Antoine, Sylvain,….

Enfin, j'ai une dernière pensée pour ceux qui étaient présent de loin : Ma famille, Steph, Max, Karl, "Prols", Carole, Aurélie,…

et bien sûr pour celle qui était tout près : ma très chère **Armelle**……..

Résumé

En raison de sa localisation particulière en bordure du craton Ouest Africain, le Maroc révèle une histoire géodynamique complexe qui commence au Paléoprotérozoïque et qui se poursuit jusqu'aux derniers évènements alpins. Ce polyphasage se traduit notamment par la formation de minéralisations télescopées dans le temps et dans l'espace. Le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou se situe sur la bordure sud de la boutonnière paléozoïque de Tamlalt (Haut-Atlas oriental), jouxtant la limite entre la chaîne intra-cratonique atlasique du Haut-Atlas et la chaîne panafricaine de l'Anti-Atlas. Les minéralisations sont encaissées dans des formations volcano-sédimentaires de l'Ediacarien (âge U/Pb : 569 ± 8 Ma) probablement mise en place dans un contexte d'arrière-arc. Les roches felsiques néoprotérozoïques ont révélé le caractère fertile de la croûte néoprotérozoïque supérieure avec la présence d'une minéralisation barytique et d'une minéralisation ferrifère de type "Banded Iron Formations". Le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou est recoupé par de nombreux décro-chevauchements compatibles avec une tectonique cisaillante dextre. Deux minéralisations aurifères ont pu être identifiées : (i) une minéralisation aurifère primaire de type "Iron Oxide Copper Gold deposit" (IOCG) associée à un altération sodique (± calcique) caractérisée par un enrichissement en Au, Cu, Fe, Co, Ni, Mo, As, Sb, ± Bi, et (ii) une minéralisation aurifère secondaire de type "Shear zone related gold deposit" associée aux altérations argilleuses et phylliteuses localisées le long des décro-chevauchements. L'étude détaillée à la microsonde ionique effectuée sur les zircons hydrothermaux génétiquement associés au phénomène d'albitisation permet d'obtenir un âge Ordovicien supérieur de 449 ± 8 Ma pour la minéralisation aurifère primaire, ce qui constitue une première au Maroc. Cet âge est confirmé par la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur deux mono-grains de muscovites soulignant le potentiel des zircons à enregistrer des évènements hydrothermaux, et leur intérêt en métallogénie. La minéralisation aurifère secondaire est datée à 293 ± 7 Ma (Stéphano-autunien) par géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur des phengites associées à l'altération argilleuse et phylliteuse et aux veines de quartz aurifères. Cet âge est en accord avec celui proposé pour la phase cisaillante dextre tardi-varisque, et souligne l'importance de cette orogenèse pour la remobilisation de pré-concentrations métallifères.

Abstract

Because of its particular location at the edge of the West African Craton, Morocco has experienced a complex geodynamic history, starting in the Palaeoproterozoic and continuing until the most recent alpine events. This polyphase history resulted in the formation of mineralizations that overlap in time and space. The Tamlalt-Menhouhou gold deposit is located on the southern edge of the Neoprotérozoic-Palaeozoic Tamlalt inlier (Eastern High-Atlas), just north of the limit between the Atlasic intra-cratonic High-Atlas belt and the Panafrican Anti-Atlas belt. Mineralizations are enclosed in Ediacaran volcano-sedimentary formations (U/Pb age: 569 ± 8 Ma) which were probably produced in a back-arc basin. The Neoproterozoic felsic rocks reveal the fertile character of the Upper Neoproterozoc crust and include both barite mineralization and an iron-bearing mineralization that can be described as a "Banded Iron Formation". The Tamlalt-Menhouhou gold deposit is crosscut by many shear faults compatible with a dextral shearing phase. Two different gold mineralizations were identified: (i) a primary gold mineralization of the type "Iron Oxide Copper Gold deposit" (IOCG) characterized by a strong sodic (± calcic) alteration and (ii) a secondary gold mineralization corresponding to a "Shear zone related gold deposit" and related to a strong argillic and phyllic alteration localized along the shear faults. A detailed ion microprobe study of hydrothermal zircons genetically associated with albitization provide a Late Ordovician age (449 ± 8 Ma) for primary gold mineralization. This age is confirmed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of two muscovite mono-grains, which underscores the potential of zircons to record hydrothermal events, and the interest of these phases for metallogeny. A Late Variscan age (293 ± 7 Ma) is defined by $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of phengites from the phyllic alteration synchronous with auriferous quartz vein development, and which is assumed to represent the age of gold mineralization. This age is in agreement with the Late Variscan dextral shearing phase, and demonstrates the consequences of the Variscan orogeny for the re-mobilization of metalliferous pre-concentrations.

Introduction

Introduction 1

Partie I : Cadre géodynamique du Maroc

Chapitre 1. Le Craton Ouest Africain (WAC) 5
Chapitre 2. Géodynamique protérozoïque 7
2-1. L'Anti-Atlas marocain 7
2-1-1 Le socle paléoprotérozoïque - l'orogenèse éburnéene (birmienne) - 10
2-1-2 Le socle néoprotérozoïque moyen (supergroupe de l'Anti-Atlas)- L'orogenèse panafricaine - 12
2-1-3 La couverture volcano-sédimentaire et les formations intrusives associées - le Supergroupe de Ouarzazate - 15
2-1-4. La limite Néoprotérozoïque-Cambrien (les groupes de Tata et de Taroudant) 18
2-2. Le Néoprotérozoïque du Haut-Atlas marocain 18
2-3. Les glaciations du Néoprotérozoïque 19
2-4. Les modèles géodynamiques 20
2-4-1. Les derniers modèles géodynamiques de l'Anti-Atlas 20
2-4-2. Les reconstitutions géodynamiques du pourtour du Craton Ouest Africain. 24
Chapitre 3. Géodynamique paléozoïque 30
3-1. La sédimentation paléozoïque 31
3-2. Les évènements tectoniques paléozoïques 32
3-3. Conclusions sur l'évolution géodynamique paléozoïque au Maroc 34
Chapitre 4. Géodynamique mésozoïque et cénozoïque 36
Chapitre 5. Contexte métallogénique 39
5-1. Présentation des minéralisations au Maroc 39
5-2. Les gisements métallifères des boutonnières néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas 39
5-2-1. Les gisements liés à la phase d'extension tardi-néoprotérozoïque 40
5-2-2. Les gisements polyphasés 41
Chapitre 6. Synthèse 43

Partie II : Le cadre régional de la boutonnière de Tamlalt

Chapitre 1. Cadre régional : la boutonnière de Tamlalt 45

1-1. Les formations néoprotérozoïques 45

1-2. Les formations paléozoïques 48

1-3. Les minéralisations de la plaine de Tamlalt 50
1-3-1. La mine de barytine de Zelmou 50
1-3-2. Le gisement Sb-Au d'El Haouanit 50
1-3-3. Le gisement Au-Cu de Tamlalt-Menhouhou. 51
1-3-4. Conclusion sur les minéralisations de la boutonnière de Tamlalt 51

1-4. Le cadre structural de la boutonnière de Tamlalt. 52
1-4-1. Les grands ensembles structuraux de la boutonnière de Tamlalt. 52
1-4-2. Cadre structural du secteur du Menhouhou. 53

Chapitre 2. Les formations du secteur de Menhouhou 62

2-1. Lithostratigraphie des formations du secteur de Menhouhou 62
2-1-1. Les formations néoprotérozoïques supérieures 62
2-1-2. Les formations paléozoïques 63

2-2. Pétrographie des formations du secteur de Menhouhou 70
2-2-1. Les formations néoprotérozoïques supérieures 70
2-2-2. Les formations paléozoïques inférieures 77

2-3. Conclusions sur l'étude des formations néoprotérozoïques 78

Chapitre 3. Géochimie des formations néoprotérozoïques du secteur de Menhouhou 79

3-1. Géochimie des éléments majeurs et en traces 79
3-1-1. Les formations magmatiques néoprotérozoïques 80
3-1-2. Les formations hydrothermales néoprotérozoïques 86

3-2. Géochimie isotopique 88
3-2-1. Géochimie isotopique Sr/Nd 89
3-2-2. Isotopes du carbone 89

Chapitre 4. Géochronologie U/Pb des volcanites néoprotérozoïques 92

4-1. Datation U/Pb de la métatuffite de Bou Salem 92

4-2. Datation U/Pb de la rhyolite sommitale de Menhouhou 96

Chapitre 5. Discussions et implications géodynamiques 99

Partie III : Le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Introduction ____ 105

Chapitre 1. Carte géologique du secteur aurifère ____ 107

Chapitre 2. Les altérations ____ 111

2-1. Carte des altérations de la zone aurifère de Tamlalt-Menhouhou ____ 111

2-2. Pétrographie des altérations ____ 113
2-2-1. Pétrographie de l'altération sodique ± calcique (altération 1) ____ 113
2-2-2. Pétrographie de l'altération argilleuse et phylliteuse (altération 2) ____ 115
2-2-3. Pétrographie de l'altération 1-2 ____ 116
2-2-4. Altération des formations ferrifères ____ 119

2-3. Caractérisation chimique des minéraux d'altération et thermo-métrie ____ 120
2-3-1. Les micas blancs ____ 120
2-3-2. Les chlorites ____ 122
2-3-3. Les carbonates ____ 123

2-4. Conclusion de l'étude pétrographique et minéralogique des altérations ____ 124

2-5. Géochimie des altérations ____ 126
2-5-1. Les éléments majeurs ____ 126
2-5-2. Les éléments en traces ____ 130
2-5-3. Bilan des altérations ____ 134
2-5-4. Lithogéochimie de l'or ____ 138
2-5-5. Géochimie des altérations des formations ferrifères ____ 140
2-5-6. Conclusion de l'étude géochimique des altérations du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou ____ 141

Chapitre 3. Les minéralisations aurifères ____ 142

3-1. Minéralisations aurifères et cuprifères primaires ____ 143
3-1-1. Les veines de quartz à pyrites massives. ____ 143
3-1-2. Les structures bréchiques ____ 144
3-1-3. Les minéralisations disséminées ____ 144
3-1-4. L'analyse des pyrites par ICPMS haute résolution à ablation laser (La-HR-ICPMS) ____ 149
3-1-5. Conclusion sur les minéralisations primaires ____ 153

3-2. Minéralisations secondaires ____ 153
3-2-1. Les structures minéralisées ____ 153
3-2-2. Minéralogie des veines de quartz de la zone aurifère de Tamlalt-Menhouhou. ____ 155
3-2-3. Conclusion sur les minéralisations secondaires ____ 157

3-3. Géochimie isotopique du soufre ____ 158
3-3-1 Pyrites primaires (altération 1) ____ 158
3-3-2 Pyrites secondaires (altération 2) ____ 159

3-4. Conclusion sur les minéralisations du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou ____ 160

Chapitre 4. Géochronologie des minéralisations 163

4-1. Géochronologie Rb/Sr sur roche totale 163

4-2. Géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ 166

4-2-1. Protocole analytique 166

4-2-2. Résultats de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ 167

4-2-3. Discussion des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ 170

4-3. Géochronologie U-Th-Pb sur monazite 170

4-3-1. Protocole analytique 171

4-3-2. Résultats de la datation U-Th-Pb sur monazites 171

4-4. Géochronologie U/Pb et analyse REE sur zircons par sonde ionique 173

4-4-1. Définition des zircons hydrothermaux 175

4-4-2. Les zircons du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou 176

4-4-3. Résultats des datations U/Pb par sonde ionique 179

4-4-4. Résultats des analyses REE des zircons par sonde ionique. 182

4-4-5. Discussion des résultats obtenus sur les zircons du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou 185

4-5. Conclusions de l'étude géochronologique sur le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou 194

Chapitre 5. Conclusions sur l'étude du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou 195

5-1. L'événement hydrothermal Ordovicien supérieur 195

5-1-1. Les altérations 195

5-1-2. La minéralisation aurifère 195

5-1-3. Age de la minéralisation aurifère : implications géodynamiques et apport de la géochronologie U-Pb sur zircon 196

5-1-4. Nature des fluides hydrothermaux 197

5-1-5. Proposition d'un modèle métallogénique pour la minéralisation aurifère ordovicienne supérieure 198

5-2. L'événement hydrothermal Stéphano-Autunien (tardi-varisque) 200

5-2-1. Les altérations 200

5-2-2. La minéralisation aurifère 200

5-2-3. Âge de la minéralisation aurifère 200

5-2-4. Proposition d'un modèle métallogénique pour la minéralisation aurifère secondaire 201

Conclusions générales

Conclusions générales ____ 203

1. Implications géodynamiques ____ 204
1-1. Le socle paléoprotérozoïque dans le Haut-Atlas oriental ____ 204
1-2. Les formations néoprotérozoïques du Haut-Atlas oriental ____ 205
1-3. L'événement ordovicien supérieur ____ 206
1-4. Perspectives ____ 206

2- Les minéralisations aurifères de Tamlalt-Menhouhou ____ 207
2-1. La minéralisation aurifère ordovicienne supérieure ____ 207
2-2. La minéralisation aurifère varisque ____ 208

3- Apport de l'étude des zircons hydrothermaux ____ 209

Références Bibliographiques ____ 211

Introduction

Introduction

Le Maroc, connecté au Craton Ouest Africain, a enregistré plus de 2 Ga de l'histoire géologique de notre Terre. Il nous permet ainsi de voyager dans le temps depuis l'accrétion des boucliers paléoprotérozoïques (ex. boutonnières de Zenaga et d'Igherm), en passant par la formation de la chaîne panafricaine (ex. Anti-Atlas) et de la chaîne varisque (ex. Meseta), l'ouverture de l'Atlantique Central (ex. Haut-Atlas), jusqu'à l'histoire géologique récente et la formation de la chaîne alpine (ex. Le Rif, Haut-Atlas). Cette succession d'évènements fait du Maroc un terrain d'étude privilégié, mais également une zone particulièrement complexe.

L'intérêt géologique du Maroc ne se limite pas à son histoire géodynamique. En effet, la présence de nombreux gisements à métaux de base et à métaux précieux a conduit de nombreux géologues à s'intéresser particulièrement à l'aspect métallogénique. Les terrains protérozoïques ont très rapidement montré leur caractère fertile, notamment en ce qui concerne les minéralisations argentifères et aurifères (ex. gisement Au de Tiouit, gisement Ag d'Imiter). Les premières descriptions métallogéniques détaillées (ex. Agard, 1954; Bouladon et Jouravsky, 1954; Jouravsky, 1952; Jouravsky, 1959) ont notamment mis en évidence les relations entre les minéralisations et le volcanisme néoprotérozoïque supérieur. Ces travaux ont été suivis, dès les années 70, par d'importantes campagnes d'exploration dans la chaîne de l'Anti-Atlas. La coopération entre les sociétés minières et les laboratoires de recherche ont permis l'élaboration de nombreuses études métallogéniques valorisant l'exploration minière (ex. Leblanc, 1975; Popov et al., 1986; Vargas, 1983). Enfin, au cours de ces deux dernières décennies, l'évolution des connaissances métallogéniques couplée au progrès des techniques d'analyses ont permis de ré-interpréter les modes de formation de quelques gisements, et ainsi de proposer des modèles génétiques permettant l'amélioration des guides pour l'exploration minière.

Toutefois, il subsiste de nombreux problèmes directement liés à la localisation particulière de ces minéralisations. En effet, il s'agit de gisements qui se rencontrent dans des terrains anciens, déformés lors des différents épisodes orogéniques, et généralement recoupés par des produits magmatiques de diverses générations. Par conséquent, les minéralisations apparaissent généralement polyphasées, et chacun des évènements enregistrés peut avoir joué un rôle dans la concentration et/ou la re-concentration des métaux. Ceci peut poser

d'importantes difficultés quant à la compréhension des processus de formation de certains gisements.

Cette étude a pour but de contraindre les minéralisations aurifères du gisement de Tamlalt-Menhouhou, situé dans la boutonnière paléozoïque de Tamlalt (ou Tamlelt, Haut-Atlas oriental). Malgré les quelques études structurales et sédimentologiques à caractère régional (Bolata, 1995; Houari, 2003; Houari et Hoepffner, 2003) et bien qu'une importante minéralisation de barytine soit exploitée (Mine de Zelmou), cette zone demeure encore méconnue dans le détail. De plus, aucune étude cartographique, pétrographique, géochimique ou géochronologique détaillée n'a été réalisée sur les formations volcano-sédimentaires renfermant les minéralisations aurifères. L'étude de ces formations supposées néoprotérozoïques supérieures (Du Dresnay et al., 1977) permettra ainsi de fournir des informations complémentaires sur la géodynamique protérozoïque du Maroc.
Enfin, le gisement de Tamlalt-Menhouhou est situé à la charnière de deux domaines structuraux distincts : (i) l'Anti-Atlas représentant l'histoire protérozoïque et (ii) le Haut-Atlas traduisant l'histoire mésozoïque et cénozoïque. Dans ce contexte particulier, il sera essentiel de décrypter l'ensemble des évènements qui ont pu se succéder. Par conséquent, le choix des méthodes géochronologiques et des minéraux à analyser s'avèrera décisif afin de déterminer le ou les évènements minéralisateurs, et à terme proposer un ou des modèles génétiques susceptibles d'orienter les futures campagnes d'exploration minière.

Ce manuscrit s'articulera autour de trois parties divisées à leur tour en chapitres :

(i) La première partie s'intéressera à l'état des connaissances sur la géodynamique du Maroc depuis le Paléoprotérozoïque jusqu'au Cénozoïque. Nous insisterons particulièrement sur l'histoire panafricaine, et tenterons de comprendre pourquoi certains gisements à métaux précieux sont associés au volcanisme tardi-néoprotérozoïque.

(ii) La deuxième partie se concentrera sur la boutonnière de Tamlalt, et plus particulièrement sur les formations volcano-sédimentaires qu'elle renferme. Nous étudierons la lithostratigraphie, la géochimie et la géochronologie pour pourvoir replacer le secteur de Tamlalt-Menhouhou dans le cadre de l'évolution géodynamique du Maroc. Cette étape est indispensable pour pouvoir amorcer l'étude des minéralisations.

(iii) La troisième partie sera focalisé sur le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Un travail particulier sera effectué sur les altérations très intenses, à partir d'analyses pétrographiques et géochimiques détaillées. Nous décrirons également les différentes minéralisations observées et leurs relations avec les altérations. Enfin, nous présenterons les résultats obtenus par l'intermédiaire de méthodes géochronologiques complémentaires ($^{87}Rb/^{86}Sr$ sur roche totale; $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovites, U-Th-Pb sur monazite et U-Pb sur zircon), et nous insisterons sur l'apport de l'analyse in-situ des zircons hydrothermaux concernant la caractérisation des gisements polyphasés.

Synthèse des étapes réalisées au cours de cette étude

A l'origine, le projet dans lequel s'insère ce travail avait pour objectif de caractériser les gisements métallifères et d'essayer de faire le lien entre géodynamique panafricaine et minéralisations à caractère économique au sein des formations néoprotrérozoïques (ex. Imiter: Levresse, 2001; Cheilletzet al., 2002; Levresse et al., 2004). Toutefois, le travail nécessaire à la compréhension du secteur de Menhouhou, et plus particulièrement du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou (étude cartographique, structurale, pétrographique, géochimique, métallogénique et géochronologique) s'est avéré tel qu'une étude systématique sur plusieurs gisements métallifères aurait été prématurée. Néanmoins, les résultats présentés dans ce mémoire, que ce soit dans un cadre géodynamique, métallogénique ou géochronologique, devront être pris en compte lors d'études sur d'autres gisements à métaux précieux et métaux de base situés dans les terrains protérozoïques.

Ce travail a été effectuée en collaboration au Maroc avec l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM), et en France avec la Direction des Ressources Energétiques et Minérales. Il a donc pour objectif la caractérisation d'un nouveau gisement aurifère découvert en 1999 dans le Haut-Atlas au sein de la boutonnière de Tamlalt (El Hakour, 2000). Lorsque ce travail a débuté en 2003, les documents cartographiques disponibles correspondaient aux travaux effectués par l'ONHYM (El Hakour, 2000) et ORMONDE (Murphy, 2002) sur le seul secteur aurifère. Il a donc été indispensable de réaliser une étude cartographique détaillée de l'ensemble des formations encaissantes de la minéralisation. Ces travaux de terrain ont été réalisés en décembre 2003 (mission de deux semaines), en avril 2004 (mission d'un mois) et en mai 2005 (mission d'un mois). Une dernière mission d'une semaine à Rabat en avril 2006 a permis de prélever la majorité des échantillons de sondage étudiés.

Les datations U/Pb, les analyses REE sur zircons et les données isotopiques du soufre ont été réalisées à la sonde ionique au CRPG-CNRS (Nancy) dès la fin de l'année 2004 et au cours des années 2005 et 2006. Le dosage des éléments majeurs et en traces sur roche totale a été effectué par le Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) au CRPG-CNRS. Les analyses minéralogiques ont été réalisées au microscope à balayage et à la microsonde électronique au service commun de micro-analyses de l'Université Henri-Poincaré de Nancy 1. Les résultats des datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont été obtenus au laboratoire de géochronologie de l'Université de Nice au cours de l'année 2005, et au centre de géochronologie de Berckley (USA). L'analyse géochimique et la datation des monazites a été réalisée au Laboratoire de Magmas et Volcans à Clermont-Ferrand par sonde électronique CAMEBAX SX 100 en mars et septembre 2006. Enfin, les analyses en La-HR-ICPMS ont été effectuées à Kingston au Canada à l'université de Queen's en août 2006.

L'ensemble de ces analyses ont pu être mises en valeurs au cours de communications dans des conférences nationales (ex. RST 2006) et internationales (2ème journée De Launay 2006; EGU 2006), et lors de présentations devant nos partenaires de l'ONHYM. Enfin, ce travail a, actuellement, permis l'élaboration de deux articles soumis a des journaux scientifiques internationaux.

Communications et articles réalisés au cours de cette étude.

Communications :

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D, Mouttaqi A., Annich M, El Hakour A., 2006. Le gisement aurifère de Tamlalt (Haut-Atlas - Maroc) : éléments d'une histoire polyphasée dans un secteur polymétallique. 2ème journées De Launay, 30 octobre - 03 novembre, Marrakech.

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D, Mouttaqi A., Annich M, El Hakour A., Deloule E., Féraud G., 2006. Histoire polyphasée du gisement aurifère de Tamlalt (Haut-Atlas oriental, Maroc) : mise en évidence par géochronologie U-Pb et Ar-Ar. Réunion des Sciences de la Terre, 4 - 8 décembre, Dijon.

Pelleter E., Gasquet D, Cheilletz A., Camus Q., Mouttaqi A., Annich M, Lofti O., Belbadaoui M., Deloule E., 2006. Découverte et datation U-Pb de zircons riches en uranium (gisement Ag de Zgounder, Anti-Atlas Central, Maroc). Réunion des Sciences de la Terre, 4 - 8 décembre, Dijon.

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D, Mouttaqi A., Annich M, El Hakour A., 2006. Discovery of Neoproterozoic banded iron formation (BIF) in Morocco. EGU meeting, 02-07 avril, Vienna.

Articles :

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D, Mouttaqi A., Annich M, El Hakour A., Féraud G., 2007. The Variscan Tamlalt-Menhouhou gold deposit, Eastern High-Atlas, Morocco. Journal of African Earth Science, soumis.

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D, Mouttaqi A., Annich M, El Hakour A., Deloule E., Féraud G., 2007. Hydrothermal zircons : geochemical and petrographical characterization and ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt gold deposit - Morocco). Chemical Geology, soumis.

Partie I : Cadre géodynamique du Maroc

Chapitre 1. Le Craton Ouest Africain (WAC)

Le Craton Ouest Africain (Figure I-1) correspond à la presque totalité de l'Afrique occidentale actuelle. Il s'agit d'un craton ancien où affleurent des roches parmi les plus anciennes de la planète comme les ceintures de roches vertes ou les Banded Iron Formations (B.I.F) datées de l'Archéen (Peaucat et al., 2005). Ces formations constituent, avec les séries paléoprotérozoïques, les dorsales de Reguibat au nord, et de Leo au sud (Figure I-1). Le Craton Ouest Africain est aujourd'hui ceinturé par des chaînes constituées lors des orogenèses panafricaines (~ 800 – 500 Ma) (Figure I-1). A l'ouest, on trouve la chaîne des Mauritanides, la chaîne des Bassarides et la chaîne de Rockelides. A l'est, l'orogenèse panafricaine est caractérisée par les chaînes du Dahomey et du Hoggar. Enfin, au nord se trouvent les chaînes de l'Ougarta (Algérie) et de l'Anti-Atlas (Maroc). Les études géologiques effectuées sur ces différentes chaînes protérozoïques (Caby, 2003; Caby et Leblanc, 1973; Caby et Monier, 2003; Clauer et Leblanc,1975, Thomas et al., 2002; Villeneuve et Cornée, 1994; Ennih et Liégeois, 2001; Hefferan et al., 2000) indiquent une histoire commune qui s'intègre dans la formation du paléo-continent Gondwana ou Pannotia. La première étape correspond à une phase de rifting enregistrée aux alentours de 700 Ma pour les chaînes des Mauritanides, Bassarides et Rockelides et vers 800 Ma pour les autres chaînes panafricaines (Figure I-2). La deuxième étape traduit le phénomène de compression généralisé (~700-580 Ma; Figure I-2) illustré par le volcanisme d'arc important, et suivi de la phase de collision conduisant à la structuration des chaînes panafricaines autour du Craton Ouest Africain. La phase suivante correspond à la mise en place d'un magmatisme tari-orogénique panafricain (~600-500 Ma; Figure I-2), et se termine par le développement d'un environnement de plate-forme qui marque le passage à une marge passive.

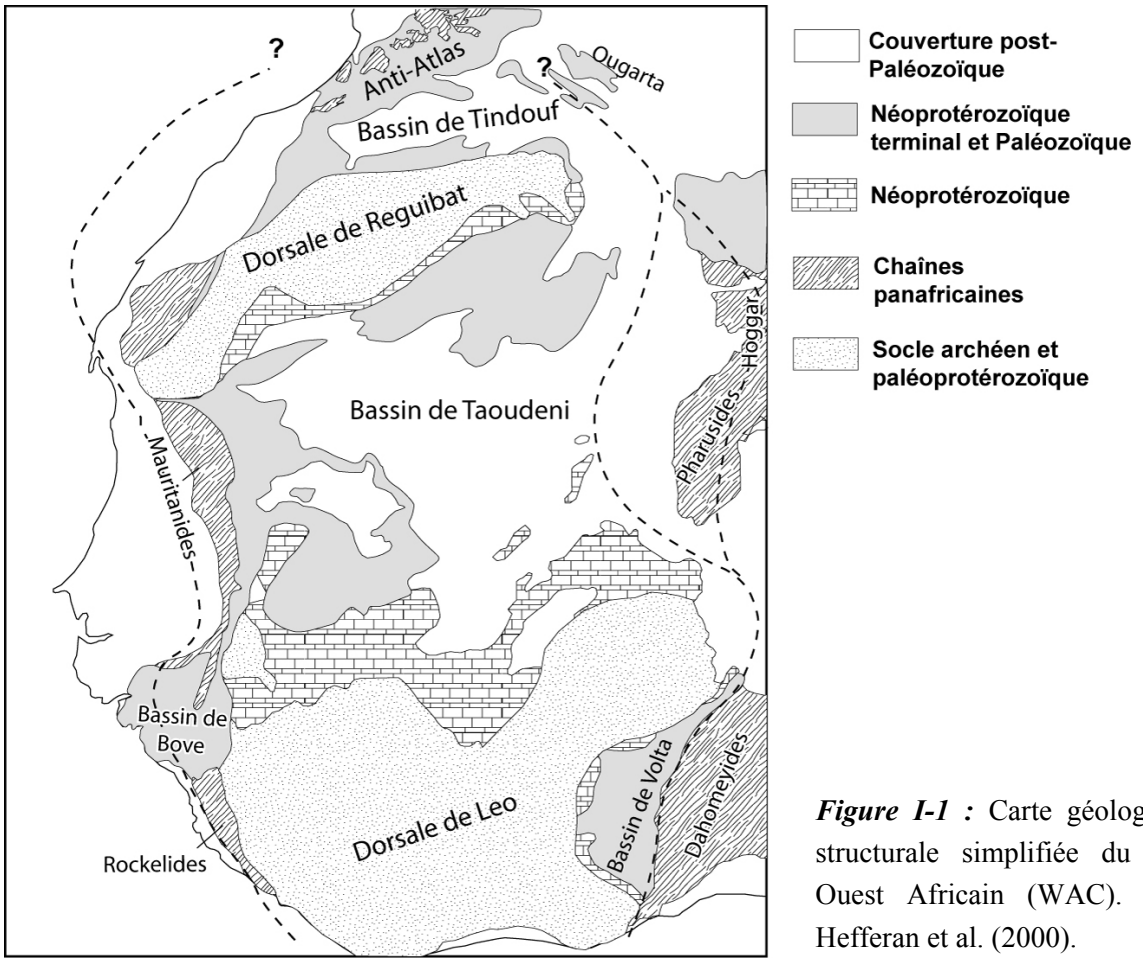


Figure I-1 : Carte géologique et structurale simplifiée du Craton Ouest Africain (WAC). D'après Hefferan et al. (2000).

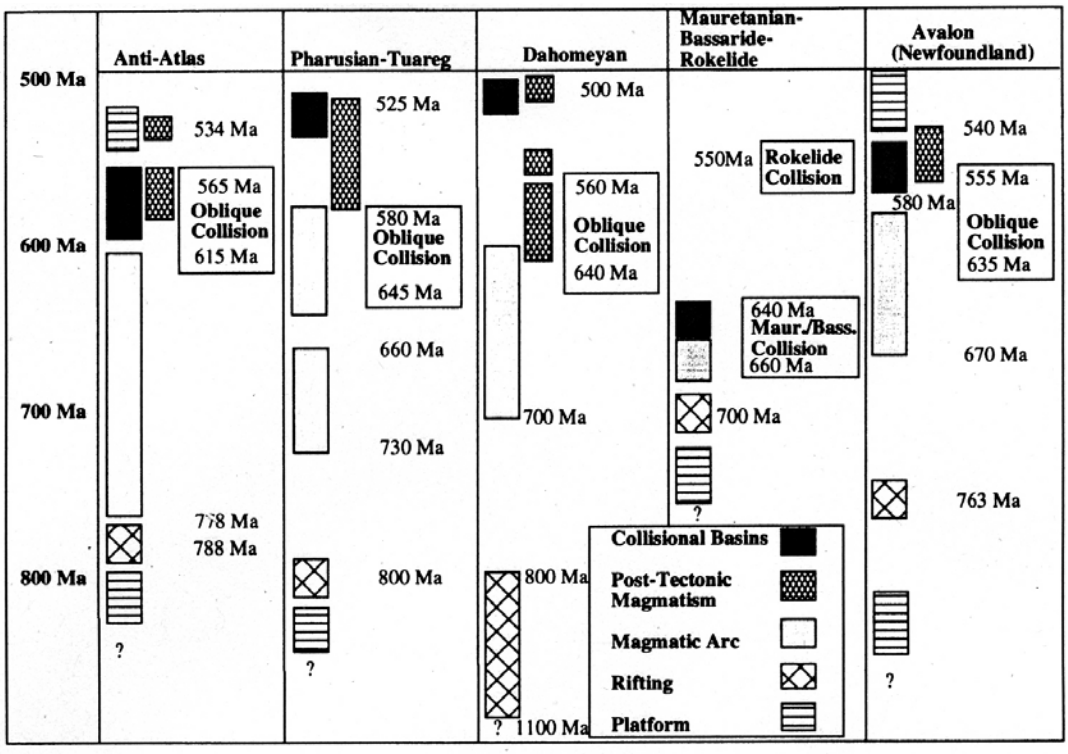


Figure I-2 : Corrélations tectoniques des différentes chaînes panafricaines localisées en périphérie du Craton Ouest Africain et en Avalonia. D'après Hefferan et al. (2000).

Chapitre 2. Géodynamique protérozoïque

Le Protérozoïque est essentiellement représenté dans le sud du Maroc par la chaîne de l'Anti-Atlas. On retrouve cependant quelques terrains protérozoïques dans les provinces sahariennes ainsi que dans le Haut-Atlas à la limite avec l'Anti-Atlas. Les boutonnières protérozoïques qui jalonnent l'Anti-Atlas (et une partie du Haut-Atlas) présentent des successions lithostratigraphiques variables d'ouest en est, rendant les recoupements des différents sites difficiles. Nous présenterons donc ici les principaux ensembles lithologiques qui constituent les boutonnières paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques de l'Anti-Altas et du Haut-Atlas, pour ensuite les replacer dans le cadre de l'évolution géodynamique de la bordure nord du Craton Ouest Africain.

2-1. L'Anti-Atlas marocain

L'Anti-Atlas marocain constitue le domaine structural majeur du Sud du Maroc (Figure I-3). Il s'agit d'un vaste bombement anticlinal orienté ENE-WSW se prolongeant jusqu'à la chaîne de l'Ougarta suivant une direction NW-SE. L'Anti-Atlas se subdivise en trois parties : une partie occidentale s'étalant de l'Atlantique jusqu'au piedmont du Sirwa, une partie centrale correspondant au Jbel Sirwa et à la région de Bou Azzer, et enfin une partie orientale constituée du Jbel Saghro et du Jbel Ougnat. La séparation de ces différents domaines de la chaîne est soulignée par l'accident majeur de l'Anti-Atlas. Ce dernier correspond à un accident de direction moyenne WNW-ESE et continu sur près de 6000 km jusqu'au Kenya, via le Hoggar où il est connu sous le nom de linéament de Tibesti (Guiraud et al. 2000). Au nord, l'Anti-Atlas est limité par une zone faillée majeure appelée Faille Sud Atlasique qui s'étend depuis la Tunisie jusqu'aux Iles Canaries (Gasquet, 1991).

La chaîne de l'Anti-Atlas est principalement constituée de terrains précambriens affleurant sous forme de boutonnières et recouverts par des séries infracambriennes et paléozoïques. Les boutonnières les plus importantes en superficie sont celles du Bas-Draa, Ifni, Kerdous, Zenaga, Sirwa, Bou Azzer, Saghro et Ougnate (Figure I-3). Plus à l'est quelques boutonnières protérozoïques affleurent (secteur de Menhouhou, de Bou Salem et d'Aïn Chair; boutonnière de Tamlalt) mais demeurent beaucoup plus limitées.

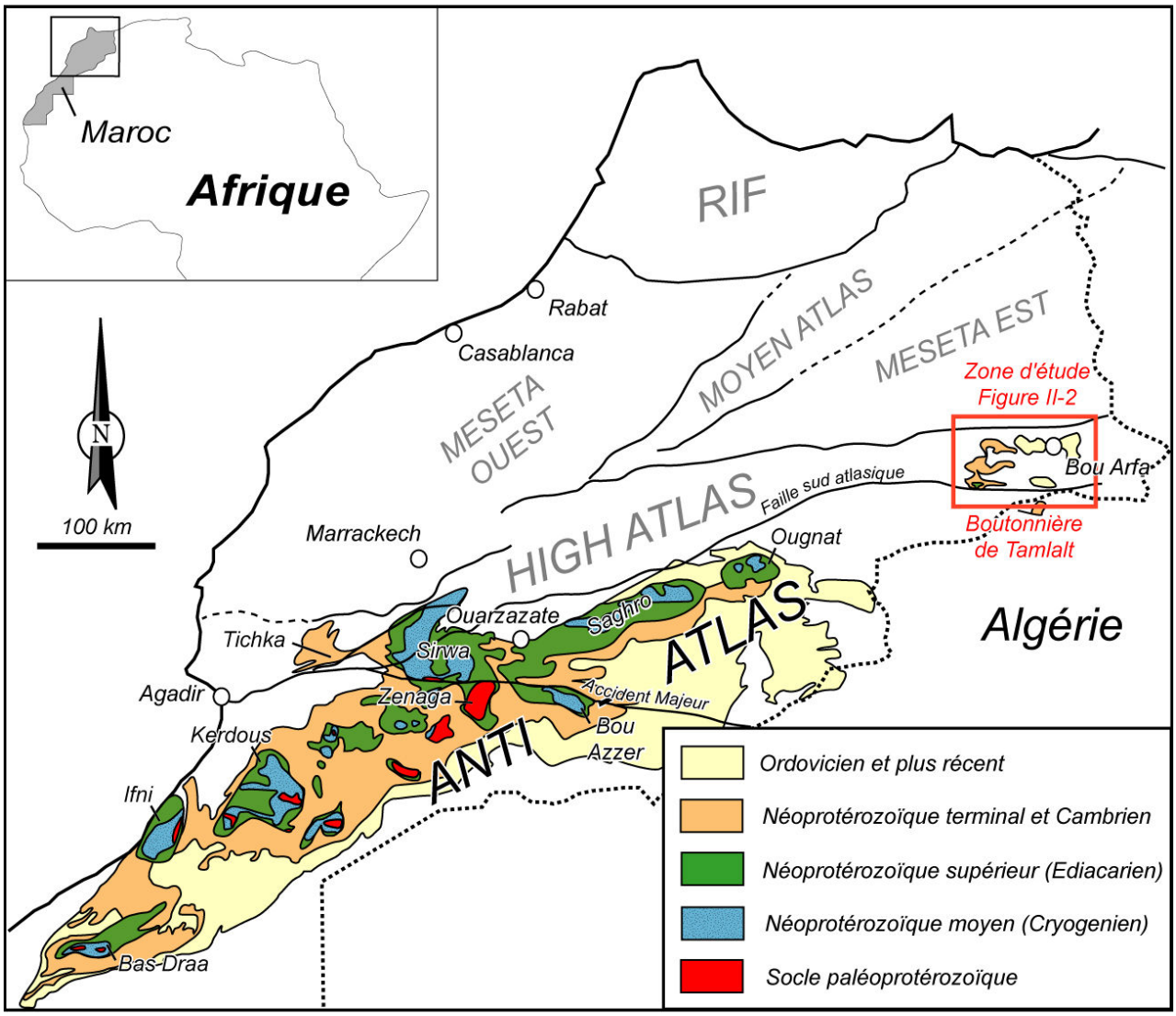


Figure I-3 : Carte géologique simplifiée de la chaîne de l'Anti-Atlas et localisation des principaux domaines structuraux du Maroc. Carte de l'Anti-Atlas d'après Gasquet et al. (2005).

Au niveau lithostratigraphique, les terrains protérozoïques sont divisés en trois grands ensembles (Thomas et al., 2004; Figure I-4) : (i) le socle paléoprotérozoïque structuré lors de l'orogenèse éburnéenne (birmienne), (ii) le supergroupe de l'Anti-Atlas correspondant aux formations volcano-sédimentaires néoprotérozoïques déposées avant l'orogenèse panafricaine, et (iii) le supergroupe de Ouarzazate constitué de formations magmatiques associées à l'histoire tardi-orogénique panafricaine. Le tout est recouvert en légère discordance par les groupes de Tata et de Taroudant. Ce sont ces différents ensembles lithostratigraphiques que nous allons à présent décrire.

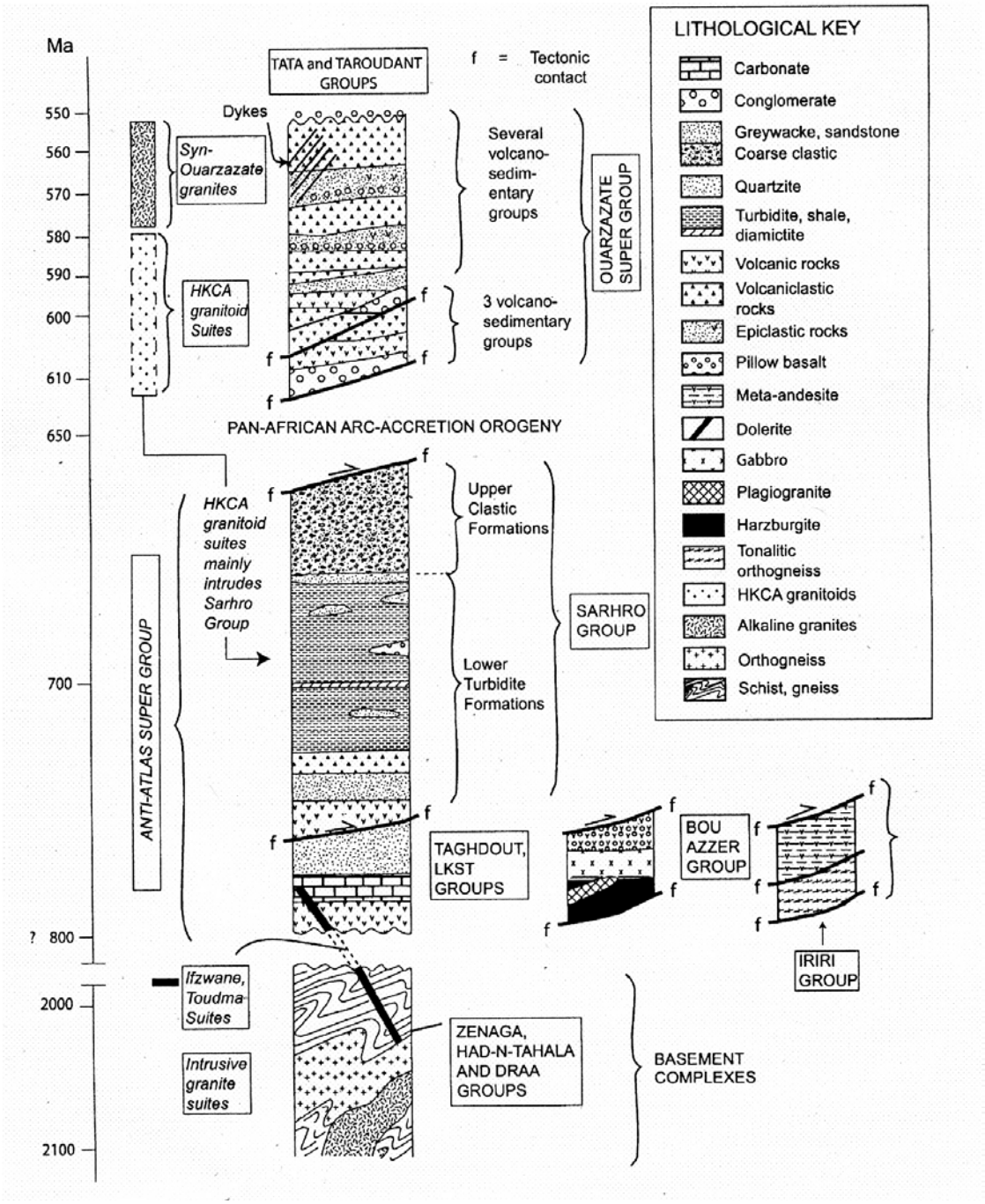


Figure I-4 : Colonne lithostratigraphique des formations protérozoïques de l'Anti-Atlas. D'après Thomas et al. (2004).

2-1-1 Le socle Paléoprotérozoïque - l'orogenèse éburnéene (birimienne) -

Les terrains paléoprotérozoïques affleurent uniquement dans l'Anti-Atlas occidental et central (Figure I-3), mais semblent s'étendre en profondeur tout au long de la chaîne Anti-atlasique (Ennih et Liégeois, 2001). Ils sont présents dans de nombreuses boutonnières (Bas Draa, Ifni, Kerdous, Tagragra d'Akka, Tagragra Tata, Ighrem, Bou Azzer et Zenaga) appartenant à la bordure nord du Craton Ouest Africain (Choubert, 1952 ; Charlot, 1982 ; Hassenforder, 1987). Le socle paléoprotérozoïque est composé d'un ensemble de roches métamorphiques (schistes, gneiss, amphibolites, migmatites) et plutoniques (orthogneiss) formant un socle cristallin sur lequel reposent les séries panafricaines d'âge Néoprotérozoïque. De récentes études géochronologiques U-Pb sur zircons effectuées dans les boutonnières du Bas Draa, Tagragra d'Akka, Tagragra de Tata, et du Sirwa ont permis de confirmer l'existence d'événements magmatiques vers 2.04 Ga et 1.7 Ga, et d'envisager un âge plus ancien vers 2.17 Ga (Aît Malek et al., 1998 ; Chalot-Prat et al., 2001 ; Thomas et al., 2002 ; Walsh et al., 2002 ; Barbey et al., 2004 ; Gasquet et al., 2004). L'âge le plus fréquent (~2.05 Ga; Figure I-5) correspond à la mise en place de granitoïdes calco-alcalins et peralumineux dans les séries metasédimentaires. Ces dernières ont été datées à 2072 ± 8 Ma grâce à des intercalations de métatuffites felsiques (Tagragra de Tata, Walsh et al. 2002). Cependant, une contribution de matériel archéen lors de la formation des séries sédimentaires paléoprotérozoïques a également été proposée (Mrini, 1993 ; Mortaji et al., 2000 ; Barbey et al., 2004). Les âges du socle paléoprotérozoïque anti-atlasique sont proches de ceux obtenus pour les granitoïdes éburnéens (birimiens) de la dorsale de Reguibat (Mauritanie) datés vers 2.04 Ga. Ces datations traduisent donc le cycle de formation de la croûte paléoprotérozoïque lors de l'orogenèse éburnéenne (birmienne), lorsque l'Anti-Atlas correspondait à une zone d'accrétion proche de noyaux archéens (Barbey et al., 2004).

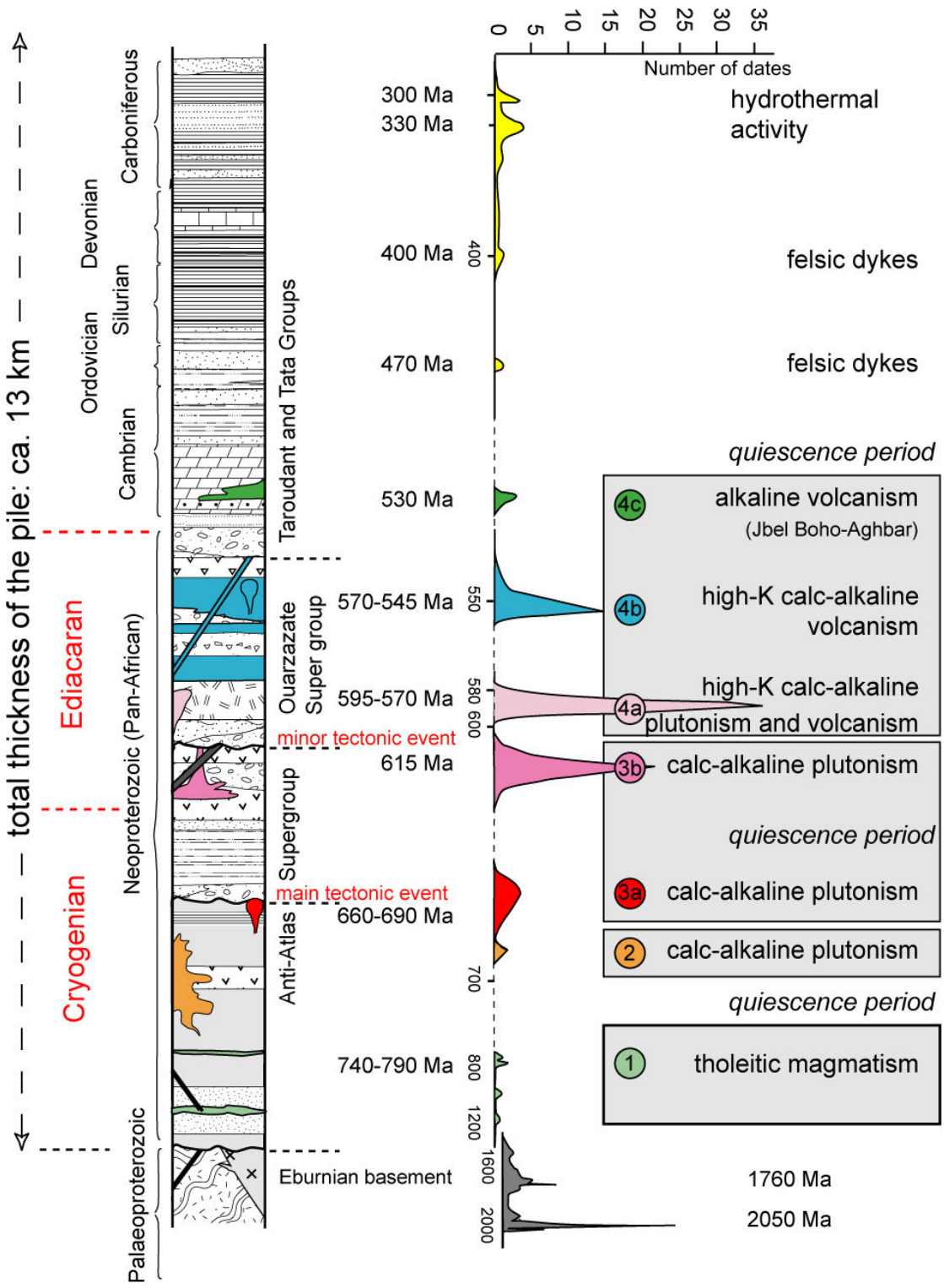


Figure I-5 : Colonne lithostratigraphique synthétique des formations de l'Anti-Atlas présentant les principaux évènements magmatiques et les datations U-Pb associées. D'après Gasquet et al. (2005)

2-1-2 Le socle Néoprotérozoïque moyen (supergroupe de l'Anti-Atlas) - L'orogenèse panafricaine -

La chaîne de l'Anti-Atlas est caractérisée par une lacune entre les derniers évènements paléoprotérozoïques (~ 1.6 –1.7 Ga) et les premiers évènements néoprotérozoïques (788 ± 8 Ma, Clauer, 1976; 762 ± 2 Ma, Samson et al., 2003 ; 743 ± 14 Ma, Thomas et al., 2002). Ceci implique que durant le Mesoprotérozoïque l'Anti-Atlas correspondait à un domaine stable, tout comme une majeure partie du Craton Ouest Africain (Clauer et al., 1982 ; Villeneuve et Cornée, 1994).

Les formations néoprotérozoïques reposent en discordance sur le socle paléoprotérozoïque. Les études effectuées sur l'ensemble de l'Anti-Atlas montrent une forte hétérogénéité de ces formations. Néanmoins, elles sont généralement subdivisées en deux grands ensembles lithologiques (Thomas et al., 2004) : (i) les groupes de Taghdout, de Bou Azzer et d'Iriri et (ii) le groupe du Sarhro, aussi appelé groupe de Tiddiline (Anti-Atlas central et oriental) ou groupe d'Anezi (Anti-Atlas occidental).

2-1-2-1 Les groupes de Taghdout, Bou Azzer et Iriri

Ces formations regroupent les roches volcaniques et sédimentaires les plus anciennes déposées sur la bordure nord du Craton Ouest Africain. Elles étaient auparavant regroupées dans un même ensemble appelé groupe de Bleida (Thomas et al., 2002). Cependant, considérant le caractère allochtone indiscutable de la plupart des formations, il paraît incohérent de les associer dans un même groupe (Thomas et al., 2004). Il semble en effet qu'elles se soient mises en place en même temps, bien qu'issues de contextes géodynamiques différents.

Le *groupe de Taghdout* est composé de basaltes recouverts d'une série sédimentaire composée de jaspilite, dolomie, schistes, quartzites avec des intercalations de cinérites, puis d'une série sédimentaire détritique (quartzites, conglomérats, et de rares schistes). Ce groupe est recoupé par des dykes, sills et plugs de dolérites à affinité tholéiitique, probablement associés génétiquement aux basaltes. Cet ensemble magmatique et sédimentaire correspondrait à des terrains mis en place lors d'un phénomène d'extension aboutissant à la création d'une marge passive néoprotérozoïque inférieure.

La *groupe de Bou Azzer* présente la séquence ophiolitique la mieux préservée dans l'Anti-Atlas, mais ne correspond pas au seul affleurement d'ophiolites puisque l'on retrouve

quelques équivalents dans la région du Sirwa (ophiolites de N'qob et Tasriwine ; Thomas et al., 2002). La séquence ophiolitique est composée de harzburgites serpentinisées, de cumulats basiques et ultrabasiques, d'un complexe filonien et de pillow lavas (Leblanc, 1975 ; Leblanc, 1976). La géochimie des métabasaltes est caractéristique de basaltes calco-alcalins ou de tholéiites d'arc indiquant une mise en place dans un domaine de supra-subduction (Samson et al., 2003). Clauer (1976) fut le premier à fournir un âge pour la mise en place de ce complexe ophiolitique. En effet, il proposa un âge de 788 ± 8 Ma suite à la datation Rb/Sr du métamorphisme de contact associé à la mise en place de dykes de gabbros. Plus récemment, des plagiogranites tholéiitiques associés au complexe ophiolitique de Tasriwine ont été datés à 762 ± 2 Ma (Samson et al., 2003).

Le *groupe d'Iriri* est composé de méta-andésites (schistes de Tachoukacht) associées à des orthogneiss tonalitiques (migmatite d'Iriri). Le protolite de la migmatite d'Iriri a été daté à 743 ± 14 Ma (Thomas et al., 2002). Cette série allochtone se serait formée dans un environnement d'arc volcanique insulaire (Thomas et al., 2002 ; 2004).

L'étude de ces trois groupes indique qu'au Cryogènien moyen, la marge septentrionale du Craton Ouest Africain était séparée d'un arc volcanique actif par l'intermédiaire d'un bassin océanique marginal.

Rq : La boutonnière de Bou Azzer présente trois unités tectoniques correspondant à une zone de suture entre la marge passive et l'arc insulaire du Saghro. La première unité (« terrain nord » ; Saquaque et al., 1989) est composée de sédiments détritiques, de coulées basiques et acides correspondant à l'avant d'un arc volcanique. Cette unité est comparable au **groupe d'Iriri** décrit précédemment. La deuxième unité (« terrain central ») est séparée de la première par des décrochements senestres et correspond au complexe ophiolitique. Enfin la dernière unité (« terrain sud ») correspond à un mélange de sédiments océaniques, de basaltes alcalins et de matériel ophiolitique inclus dans une matrice sédimentaire (Saquaque et al., 1989). Elle ne correspond pas à proprement parler à la marge passive, mais plutôt à un prisme d'accrétion composé de terrains de natures diverses (arc, croûte océanique et marge passive) et issu de la collision arc-marge passive lors de l'orogenèse panafricaine. C'est pourquoi cette unité présente un assemblage divers de basaltes alcalins et de tholéiites d'arc insulaire (Naidoo et al., 1991). Il est important de noter que le **groupe de Bou Azzer** décrit précédemment (voir 2-1-2-1) correspond à la deuxième unité (« terrain central » de Saquaque et al., 1989) affleurant dans la boutonnière de Bou Azzer.

Ces trois groupes sont affectés par la phase de déformation panafricaine B1 datée à 685 ± 15 Ma (Clauer, 1974, 1976) et à 663 ± 14 Ma (Thomas et al., 2002), se traduisant par une schistosité de flux S1 et un métamorphisme limité (Leblanc, 1975). Elles présentent également les indices d'une autre phase de déformation (phase B2) caractérisée par le développement de grands plis droits ainsi que d'un système de failles conjuguées N60°E et N170°E s'intégrant dans un modèle de compression maximale orientée N30°E (Leblanc, 1973).

2-1-2-2 Le groupe du Sarhro (ou "série" de Tiddiline)

Le groupe du Sarhro (également appelé "série de Tiddiline" – Anti-Atlas central - ou "série d'Anezi" -Anti-Atlas occidental) repose en discordance sur les groupes de Taghdout, Bou Azzer et Iriri. Ce groupe présente une forte hétérogénéité de ses formations depuis l'Anti-Atlas occidental jusqu'à l'Anti-Atlas oriental. Dans la boutonnière du Sirwa, ni la base, ni le sommet du groupe du Sarhro n'affleurent, et de nombreux accidents tectoniques le recoupent. Ceci pose le problème de sa réelle extension stratigraphique pourtant estimée à 8000 m (Thomas et al., 2002). Dans l'Anti-Atlas central, la série du Sarhro débute par des roches volcaniques et volcano-sédimentaires surmontées par des sédiments détritiques et des conglomérats plus ou moins grossiers, eux-même recouverts par des shales, grauwackes et quartzites (Hassendorfer, 1987). Des diamictites ont également été identifiées par Leblanc et Lancelot (1980), et sont associées à l'épisode glaciaire Sturtien (~ 730 Ma) (Thomas et al., 2002). Dans l'Anti-Atlas oriental, les volcanites ainsi que les conglomérats de base tendent à disparaître. La géochimie des basaltes indique une forte affinité calco-alcaline et une signature caractéristique des basaltes mis en place au niveau d'un arc magmatique (Thomas et al., 2002). Il existe de nombreuses contradictions concernant l'origine de cette formation. Leblanc (1975) décrit une seule phase de déformation affectant le groupe du Sarhro (phase B2) indiquant que celui-ci s'est déposé après la collision de l'arc sur la marge continentale.
Au contraire, Thomas et al. (2002) considèrent que le groupe du Sarhro s'est déposé dans le bassin océanique lors de la phase majeure de l'orogenèse panafricaine (phase B1), en se basant sur la déformation intense, le métamorphisme, ainsi que sur la présence des diamictites.

Le supergroupe de l'Anti-Atlas traduit l'évolution tectonique, magmatique et sédimentaire associée à la fermeture d'un bassin océanique marginal et à la collision d'un arc magmatique juvénile sur la bordure nord du Craton Ouest Africain. Le supergroupe de l'Anti-Atlas correspond donc à un collage de "terranes" résultant de l'orogenèse panafricaine.

2-1-3 La couverture volcano-sédimentaire et les formations intrusives associées - le Supergroupe de Ouarzazate -

Il s'agit principalement d'une succession de laves et de roches volcano-sédimentaires reposant en discordance sur le supergroupe de l'Anti-Atlas et dont l'épaisseur varie fortement d'une localité à l'autre. Elles sont chronologiquement associées à de nombreuses formations intrusives dans le supergroupe de l'Anti-Atlas (Figure I-4; Thomas et al., 2004).
Ces formations magmatiques ont fait l'objet de nombreuses études géochronologiques, notamment ces dix dernières années avec le développement des techniques de datation de précision (ex : géochronologie U-Pb in-situ sur zircon). Les âges obtenus sont compris entre 615 et 550 Ma et peuvent être séparés en deux grands évènements magmatiques (Figure I-5 ; Gasquet et al., 2005) :

(i) un magmatisme majeur entre 595-570 Ma représenté par des intrusions pluri-kilométriques de granites, granodiorites et tonalites associées à des gabbros, diorites et quelques coulées basaltiques et andésitiques.

(ii) un magmatisme important (plus de 2 km d'épaisseur dans la région de Ouarzazate) entre 570-550 Ma associé au développement d'une tectonique distensive.

Le développement du supergroupe de Ouarzazate se produit dans un contexte géodynamique particulier puisque l'on passe d'une tectonique globalement compressive à une tectonique extensive (Figure I-6). Cette inversion tectonique se produit à la fin du Néoprotérozoïque (vers 550 Ma) dans l'Anti-Atlas et se poursuit dans la Meseta au Cambrien. Elle se traduit par l'ouverture de nombreux bassins en transtension de type "pull-apart" (Thomas et al., 2004).

La géochimie des éléments majeurs réalisée sur les formations magmatiques du supergroupe de Ouarzazate (Lebrun, 1982; Freton, 1988; Ighid et al., 1989; Aït Saadi, 1992; Camara, 1993; Mokhtari, 1993; Aït Isha, 1996; Ouguir, 1997; Thomas et al., 2000; Bajja, 2001; Barbey et al., 2001; Karl et al., 2001; Levresse, 2001; Chalot-Prat et al., 2001; Gasquet et al., 2001; et Thomas et al., 2002) indique une nature calco-alcaline à tendance tholéiitique ou fortement potassique (Figure I-7a). Les éléments en traces et notamment l'étude des HFSE

(High Field Strength Elements) et des terres rares (REE) indiquent une signature caractéristique d'une mise en place en bordure d'une marge active (Aït Saadi, 1992; Ouguir, 1997; Bajia, 1998). Toutefois, certaines roches mafiques appartenant à la région du Sirwa se distinguent par des signatures particulières (Touil et al., 1999; Pelleter, 2005). Elles sont caractérisées par des spectres multi-élémentaires relativement plats, et de très faibles anomalies en Nb (Figure I-7a) contradictoires avec un contexte d'arc volcanique. Les diagrammes de discrimination des basaltes indiquent que ces formations présentent des affinités avec les basaltes intraplaques ou les MORB E (Figure 7b et Figure 7c). La présence de telles signatures au sein d'un contexte d'arc pose la question de leur mode de mise en place. Néanmoins, il faut souligner le manque de données chronologiques absolues sur ces roches permettant de les relier avec certitude au supergroupe de Ouarzazate.

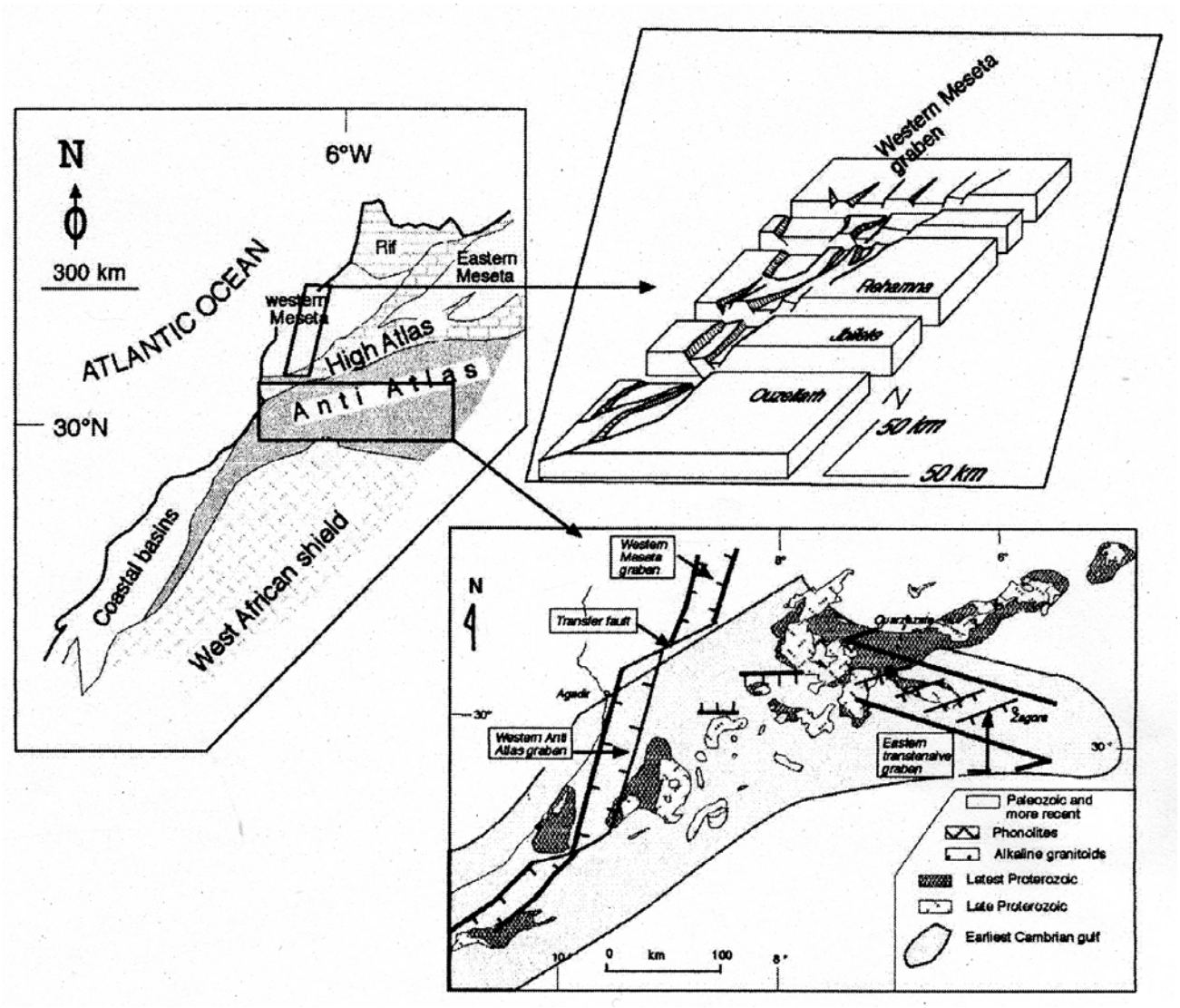


Figure I-6 : Représentation cartographique de l'extension des formations du Néoprotérozoïque supérieur au Maroc. D'après Piqué, 2003.

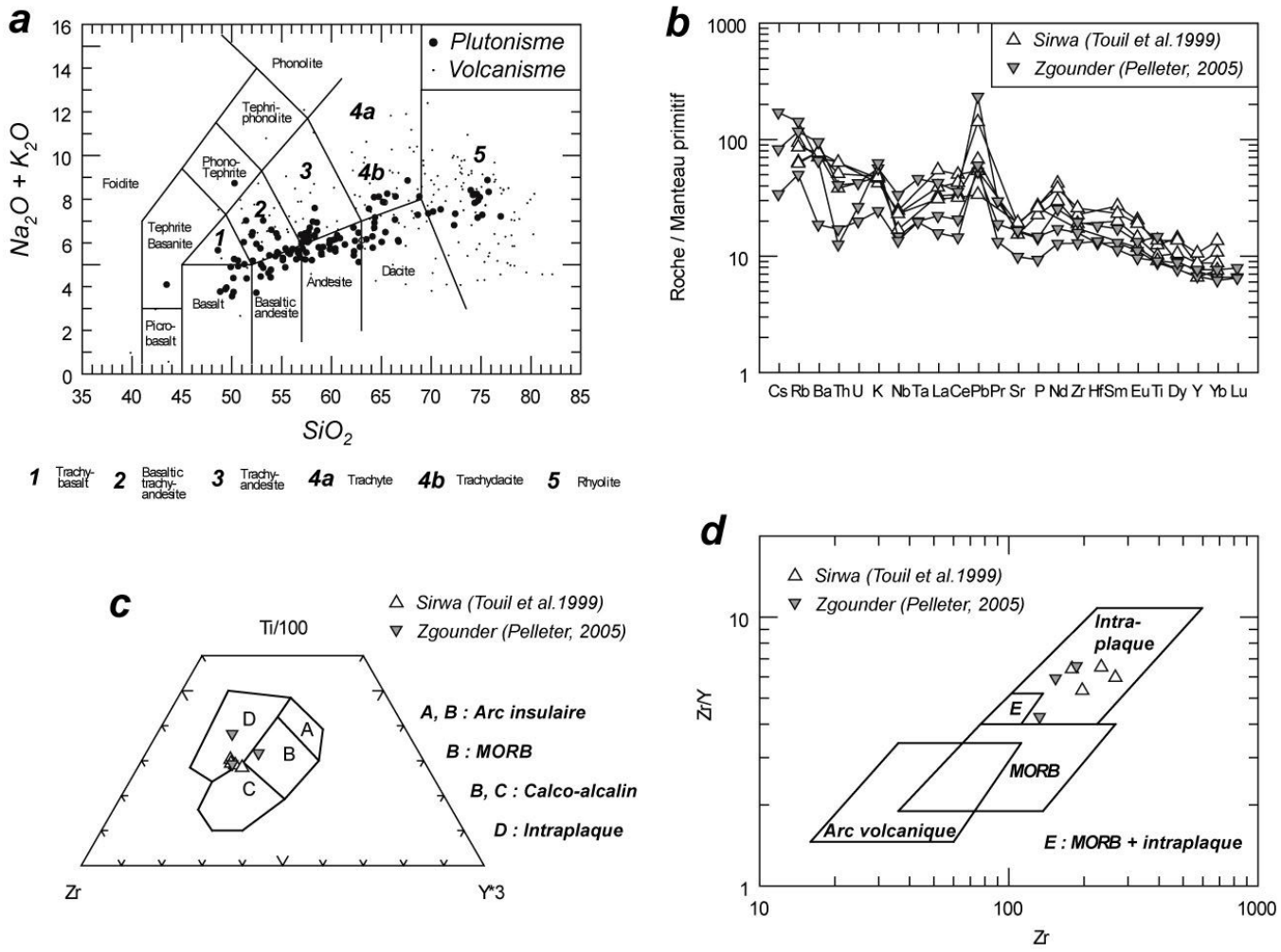


Figure I-7 : a. diagramme TAS (Total Alkalis-Silica) d'après Le Bas et al. (1986) montrant la répartition des volcanites (points) et des plutonites (ronds noirs) du supergroupe de Ouarzazate. b. spectres multi-élémentaires de roches mafiques de la boutonnière du Sirwa. c. et d. diagrammes de discrimination des basaltes (a. Pearce et Cann, 1973; b. Pearce et Norry, 1979) pour des roches mafiques de la boutonnière du Sirwa; Rq : on note une affinité avec les basaltes intraplaques.

Le Néoprotérozoïque terminal se caractérise donc par le passage d'une tectonique compressive à une tectonique extensive et s'accompagne d'un magmatisme majeur dont l'activité s'étend sur près de 40 Ma (Gasquet et al., 2005). Le supergroupe de Ouarzazate traduit donc la présence d'une anomalie thermique importante sous la région de l'Anti-Atlas à la fin de l'orogenèse panafricaine.

2-1-4. La limite Néoprotérozoïque-Cambrien (les groupes de Tata et de Taroudant)

Les groupes de Tata et de Taroudant sont constitués de puissantes unités calcaires et dolomitiques qui traduisent une transgression majeure au Cambrien en direction du sud-est (Choubert et Faure-Muret, 1956; Benssaou et Hamoumi, 2003; Benssaou et Hamoumi, 2004). Les dépôts transgressifs débutent par des conglomérats, des grès, et des dolomies litées ou massives où s'intercalent localement des volcanites. Ces formations regroupées anciennement sous le nom de "série adoudounienne" forment un cycle complet qui se termine par une phase régressive marquée par le dépôt de la série "lie de vin" ou formation de Taliwine (Benziane et al., 1983). Des intercalations de trachyte ont permis de dater la base de la série "lie de vin" à 529 ± 3 Ma et à 531 ± 5 Ma respectivement par la méthode U/Pb sur population de zircons (Gasquet et al., 2005 : âge recalculé d'après les données de Ducrot et Lancelot, 1977) et par la méthode U/Pb sur mono-grain de zircon (Gasquet et al. 2005). Puis, le dépôt de calcaires à faune cambrienne de trilobites et d'archéocyathes traduisent une nouvelle phase transgressive de direction générale sud-est. La limite Néoprotérozoïque-Cambrien au Maroc est toujours discutée bien que plusieurs études la placent sous le contact entre les dolomies litées ou massive et la formation de Taliwine sur la base d'étude de microfossiles et de $\delta^{13}C$ (Tucker, 1986; Latham et Riding, 1990 et Kirschvink et al., 1991).

2-2. Le Néoprotérozoïque du Haut-Atlas marocain

Les formations néoprotérozoïques affleurent à quelques endroits au sein du Haut-Atlas marocain. Les affleurements les plus importants se trouvent dans le Haut-Atlas occidental (Figure I-3) près du Jbel Toubkal, Wirgane et du col du Tichka (Baouch et al., 1990; Eddif et al., 2007). Les autres occurrences sont situées dans la boutonnière Néoprotérozoïque-Paléozoïque de Tamlalt (Figure I-3). Certains auteurs associent ces formations au supergroupe de Ouarzazate par analogie de faciès avec les séries de l'Anti-Atlas (Du Dresnay et al., 1977; Jouhari et al., 2001; Barakat et al., 2002). D'autres auteurs considèrent qu'il s'agit de roches appartenant au supergroupe de l'Anti-Atlas sur la base de critères géochimiques et par comparaison avec les basaltes de Bou Azzer (Ouazzani et al., 1998; Ouazzani et al., 2001). Le seul âge disponible a été obtenu sur les intrusions de Wirgane qui sont datées à 625 ± 5 Ma (Eddif et al., 2007). Toutefois, en raison du manque de données chronologiques absolues et en raison de l'intensité de la déformation dans ces régions, il paraît difficile de donner un âge de

référence à ces formations du Haut-Atlas. C'est pourquoi, les formations volcano-sédimentaires de la boutonnière de Tamlalt feront l'objet d'une attention toute particulière dans la partie II de ce manuscrit.

2-3. Les glaciations du Néoprotérozoïque

Très peu de données existent sur les phénomènes de glaciation néoprotérozoïques au Maroc. Pourtant, certaines études indiquent la présence d'un phénomène de glaciation important à l'Ediacarien inférieur sur le Craton Ouest Africain (ex. Shields et al., 2007). De plus cette période de l'histoire géologique est connue pour avoir enregistré, dans l'ensemble du globe terrestre, trois grandes périodes de glaciation de 750 Ma à 580 Ma (Figure I-8) : (i) l'épisode de glaciation Sturtien, (ii) Marinoen et (iii) Gaskier.

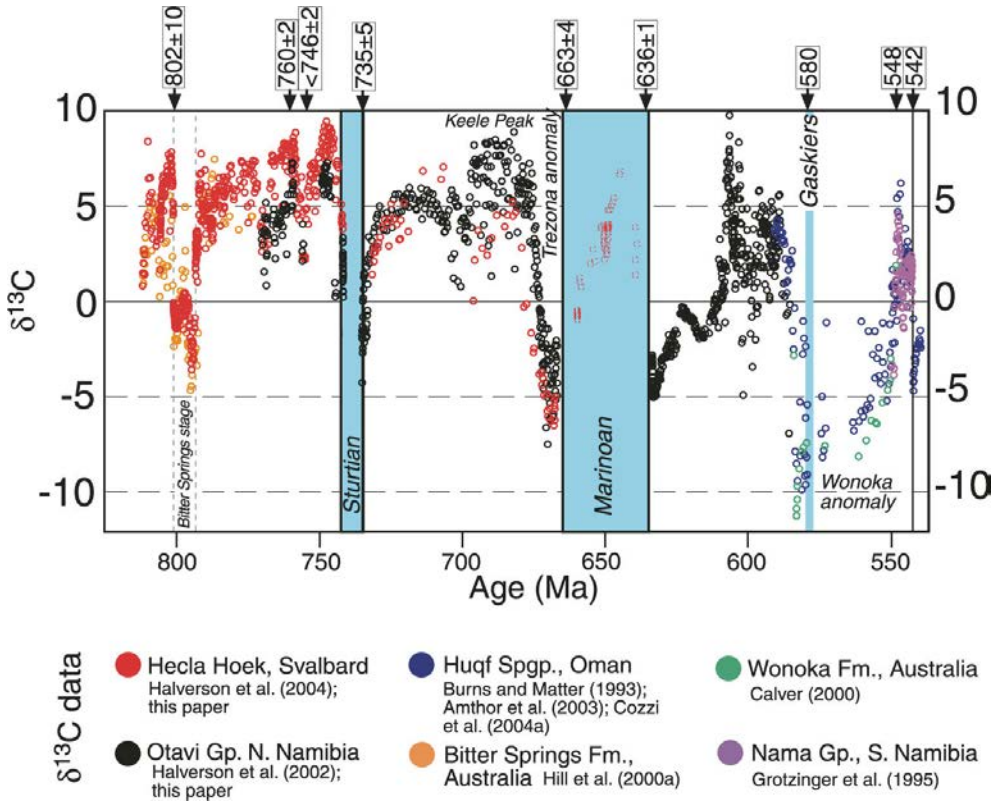


Figure I-8 : Calibrage des données isotopiques du carbone de Svalbard, Namibie, Oman et Australie basé sur les âges radiométriques disponibles. D'après Halverson et al. (2005)

Les rares indices de glaciation néoprotérozoïque au Maroc sont localisés dans le supergroupe de l'Anti-Atlas. Des diamictites interstratifiées au sein du groupe du Sarho ont été identifiées par Leblanc et Lancelot (1980), et associées à l'épisode glaciaire **Sturtien** (~ 730 Ma) par Thomas et al. (2002). Dans le gisement cuprifère de Bleida, des formations ferrifères stratiformes ont été reconnues dans le groupe de Bou Azzer (Mouttaqi et Sagon, 1999). Ces roches particulières également appelées "Banded Iron Formation" se forment, au Néoprotérozoïque, suite à une période de glaciation (Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998; Klein and Beukes, 1993). En effet, seule une couche de glace suffisamment importante permet la séparation de l'atmosphère oxygénée et de l'hydrosphère, le passage progressif de cette dernière vers un milieu réducteur, et donc de la mise en solution de Fe^{2+}. Lors de la fonte des glaces un apport massif d'O_2 permet l'oxydation et la précipitation massive de fer sous forme d'un gel d'hydroxyde de fer qui, lors de la diagenèse, se transformera en hématite (ou magnétite).

La présence de BIF a également été suspectée dans le secteur de Menhouhou au sein de la boutonnière de Tamlalt (Figure I-3) par Bouali (1995). Elles sont interstratifiées dans des formations volcano-sédimentaires supposées néoprotérozoïques supérieures (Du Dresnay et al., 1977). Certaines analyses de $\delta^{13}C$ ont été réalisées sur les formations de base des groupes de Tata et Taroudant, et des valeurs négatives ont été observées ($\delta^{13}C$: -3 à -4 ‰; Magaritz et al., 1991). Ce genre d'anomalies se retrouvent systématiquement dans les "cap carbonates" qui succèdent aux périodes glaciaires (Halverson et al., 2005; Figure I-8).

Des études complémentaires sont donc nécessaires pour mieux contraindre les indices de glaciation dans l'ensemble des boutonnières néoprotérozoïques du Haut-Atlas.

2-4. Les modèles géodynamiques

2-4-1. Les derniers modèles géodynamiques de l'Anti-Atlas

Plusieurs études se sont intéressées à la reconstitution géodynamique de la bordure nord du Craton Ouest Africain et plus particulièrement de l'Anti-Atlas au cours du Protérozoïque (Villeneuve et Cornée, 1994 ; Hefferan et al., 2000 ; Levresse, 2001, Thomas et al., 2002; Gasquet et al., 2004). Nous ne présenterons ici que les modèles de Thomas et al. (2002) et de Gasquet et al. (2005) qui reposent sur l'apport de nombreuses données

géochimiques et géochronologiques complémentaires. Les deux modèles sont analogues à quelques différences près (Figure I-9 et Figure 10) et se divisent en quatre grandes étapes :

1. Initiation d'une phase de **rifting** au Néoprotérozoïque moyen conduisant à l'ouverture d'un domaine océanique dont les dimensions demeurent inconnues. Les séquences ophiolitiques de Bou Azzer et de Nqob représentent les témoins de l'existence d'un tel domaine vers 780 –750 Ma.

2. Phase de **compression** menant à une subduction intra-océanique et au développement d'un arc volcanique insulaire. Les racines de cet arc affleurent actuellement dans la partie centrale de la boutonnière du Sirwa et sont datées à 743 ± 14 Ma (migmatite d'Iriri, Thomas et al., 2002).

3. Phase de **collision** de l'arc insulaire avec la bordure nord du Craton Ouest Africain et obduction de la croûte océanique. Cette étape correspondrait à la phase de déformation B1 décrite par Leblanc (1975) et datée à 664 ± 14 Ma par Thomas et al. (2002). Cette collision conduit au collage des « terranes » identifiés au sein du supergroupe de l'Anti-Atlas, et est suivie par un magmatisme post-orogénique à affinité calco-alcaline.

4. Phase d'extension généralisée au sein de l'Anti-Atlas à l'Ediacarien supérieur accompagnée d'un magmatisme calco-alcalin fortement potassique évoluant progressivement vers un magmatisme alcalin à la fin de l'Ediacarien. Le début du Cambrien est marqué par une sédimentation de plate-forme.

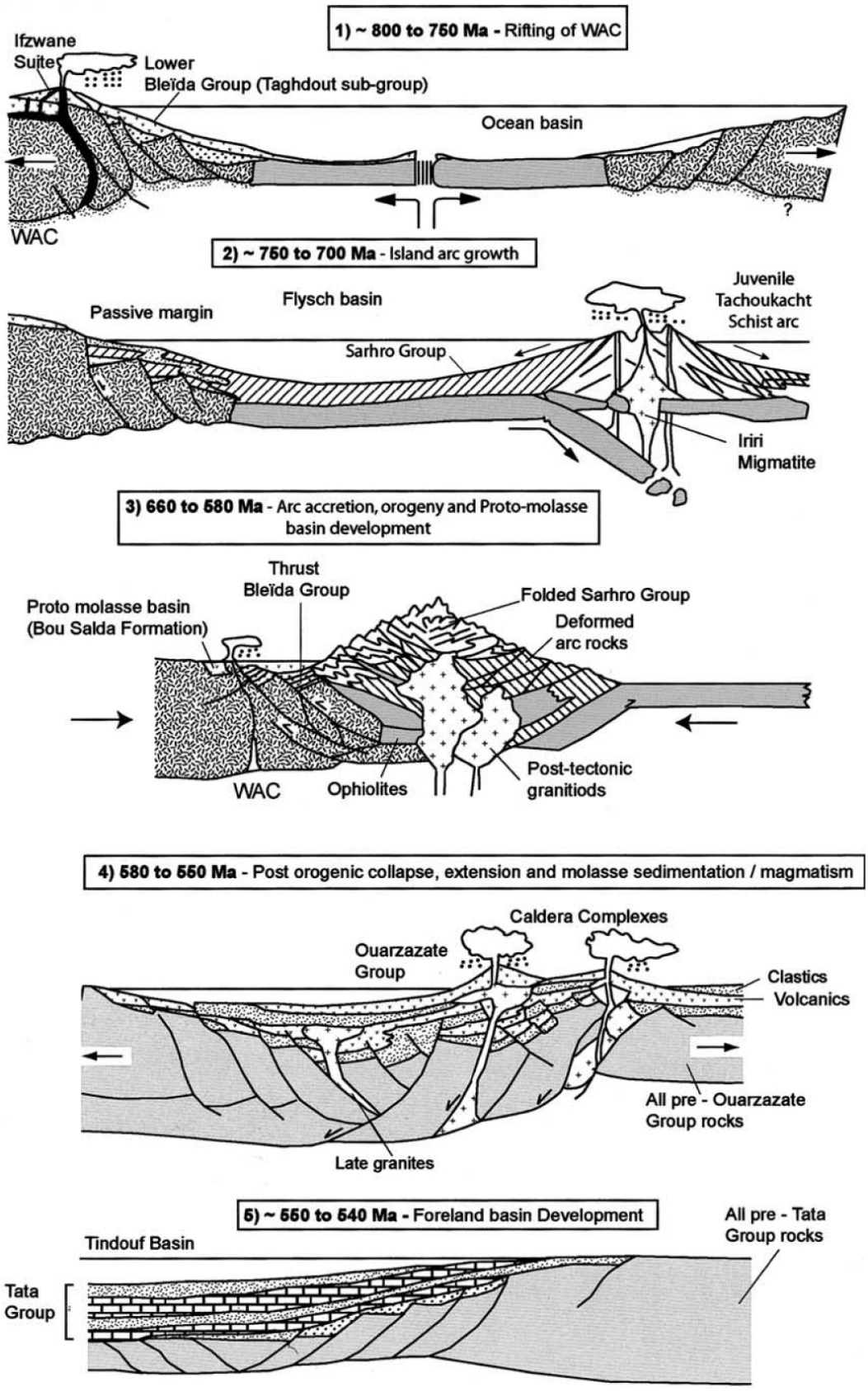


Figure I-9 : Modèle d'évolution géodynamique de la chaîne de l'Anti-Atlas. D'après Thomas et al. (2002).

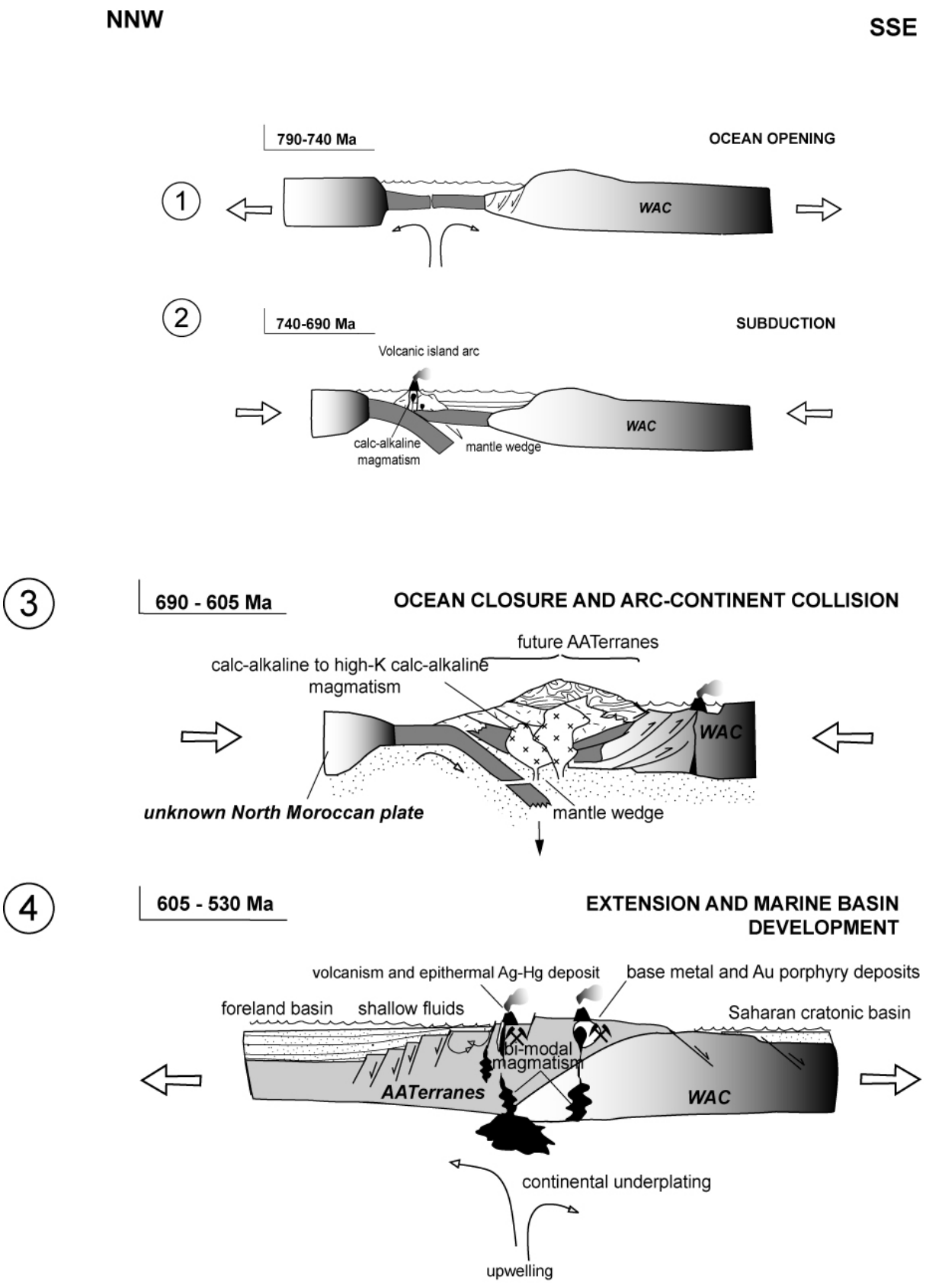


Figure I-10 : Modèle d'évolution géodynamique de la chaîne de l'Anti-Atlas. D'après Gasquet et al. (2005).

Les principales différences entre les modèles concernent le pendage de la subduction sous le Craton Ouest Africain, et la phase de déformation B2 décrite par Leblanc (1975). Concernant le pendage de la subduction, Gasquet et al. (2005) soulignent la possibilité d'une analogie avec la marge Ouest Pacifique actuelle. En effet, celle-ci présente différentes zones de subduction caractérisées par des directions de plongement variées, liées à l'individualisation de nombreuses microplaques. Quant à la phase de déformation B2, elle n'est pas prise en compte dans la reconstitution géodynamique de Thomas et al (2002), et correspond à la fermeture d'un bassin d'avant-arc dans le modèle de Gasquet et al. (2005).

L'évolution panafricaine de la chaîne de l'Anti-Atlas est donc marquée par la succession d'évènements d'extension et de collision analogues à ceux décrits dans la plupart des chaînes panafricaines ceinturant le Craton Ouest Africain. Toutefois, trois différences majeures subsistent (Gasquet et al., 2005) : (i) l'Anti-Atlas est caractérisé par une phase de déformation limitée et l'absence d'épaississement crustal important, (ii) les formations de l'Anti-Atlas correspondent à des terrains superficiels caractérisés par un faible métamorphisme (faciès des schistes verts à amphibolites), et (iii) l'importance de la phase d'extension post-orogénique au sein de la chaîne anti-atlasique.

2-4-2. Les reconstitutions géodynamiques du pourtour du Craton Ouest Africain.

Les reconstitutions géodynamiques globales de l'histoire néoprotérozoïque placent le Craton Ouest Africain (WAC) sur la bordure sud des paléo-continents Rodinia et Pannotia (paléo-Gondwana) (Figure I-11a et figure I-11b). A la fin du Néoprotérozoïque, le Maroc correspondrait à la marge méridionale de la Pannotia et serait situé en arrière d'un domaine d'arc représenté par les micro-contients Avalonia et Cadomia (Figure I-11b). En raison du peu de données existantes concernant l'évolution du WAC au Cryogénien inférieur, nous nous intéresserons ici aux modèles de reconstitution du pourtour du WAC durant la transition Néoprotérozoïque-Cambrien.

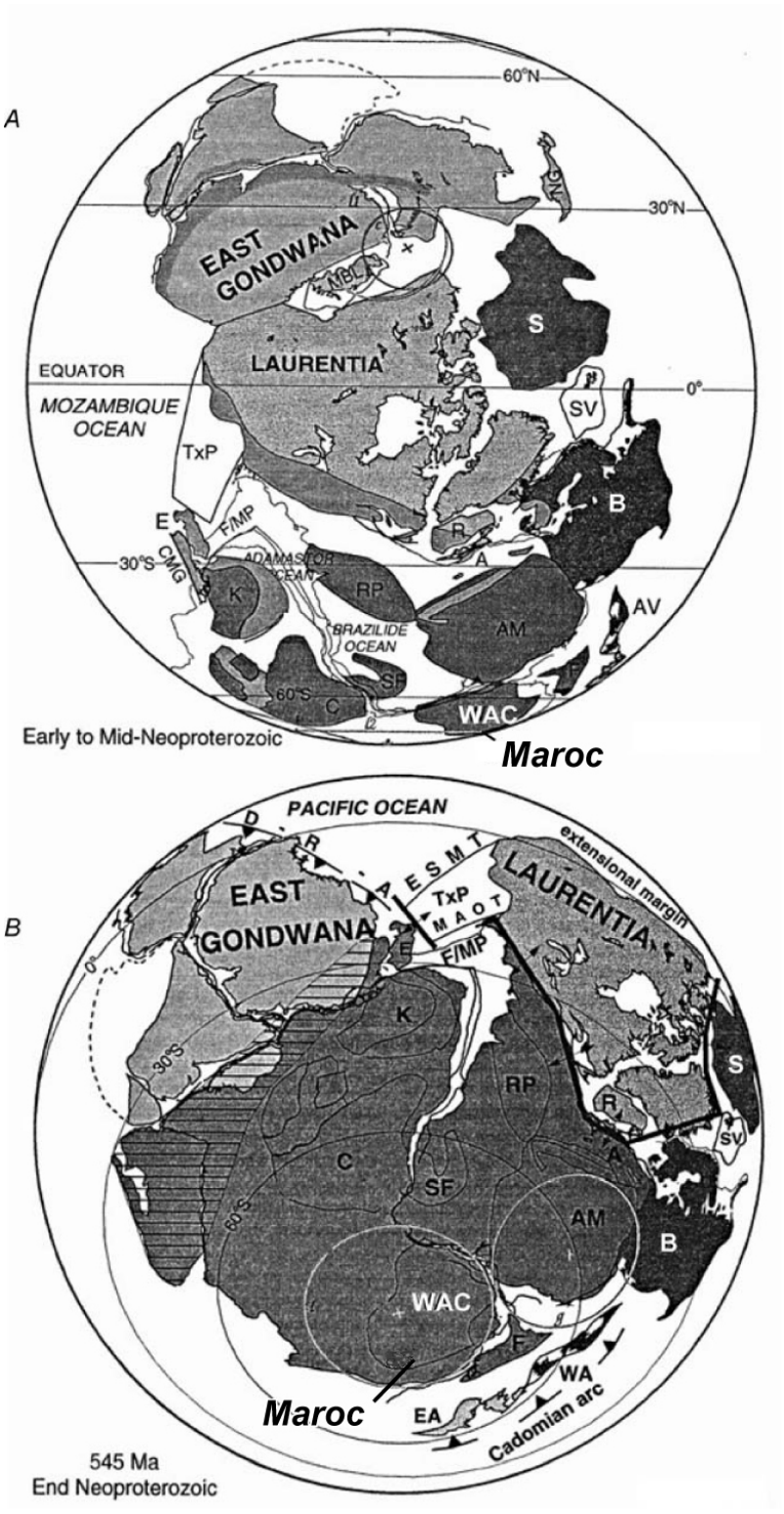


Figure I-11 : Reconstruction paléogéographique et géodynamique des supercontinents hypothétiques. a. Rodinia, il y a 1 Ga et b. Pannotia à la transition Paléozoïque -Précambrien (d'après Dalziel, 1997). A: Arequipa; AM: Amazonian Craton; AV: Avalonia; B: Baltica; C: Congo Craton; CMG: East Antarctica; E: Ellsworth-Whitmore mountains block; EA: East Avalonia; ESMP: hypothetical Ellsworth-Sonoramojave transform; F: Florida; F/MP: Falkland-Malvinas plateau; K: Kalahari Craton; MA: Position du Sud Maroc; MAOT: hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; MBL: Marie Byrd Land; NG: New Guinea; R: Rockall plateau; RP: Rio de la Plata Craton; S: Siberia; SF: São Francisco Craton; SV: Svalbard block; TxP: hypothetical Texas plateau; WA: West Avalonia; WAC: West African Craton.

2-4-2-1. Modèle de Doblas et al., 2002

Ce modèle se base sur les données acquises sur l'ensemble des chaînes panafricaines ceinturant le Craton Ouest Africain. Les auteurs soulignent le synchronisme des phénomènes de compression au Néoprotérozoïque moyen, puis des phénomènes d'extension et du magmatisme sur le pourtour du WAC à la transition Néoprotérozoïque-Cambrien (Figure I-12). Doblas et al. (2002) proposent un modèle de "cocotte-minute" qui fait intervenir une accumulation de chaleur importante sous le Craton Ouest Africain, alors que ce dernier est entièrement recouvert d'une épaisse couche de glace (Figure I-13). Le manteau profiterait des zones de faiblesse héritées des orogenèses panafricaines pour libérer la chaleur ainsi accumulée. Le magmatisme consécutif s'accompagnerait de phénomènes d'extension généralisés et de la fonte des glaces (Figure I-13). Le dégazage de CO_2 associé à l'activité volcanique, et la déglaciation impliquerait une augmentation dramatique du niveau marin ainsi qu'une augmentation importante de la température globale (effet de serre) à la fin du Néoprotérozoïque. Enfin, les auteurs soulignent que ce phénomène aurait pu jouer un rôle majeur dans l'explosion de la vie sur Terre.

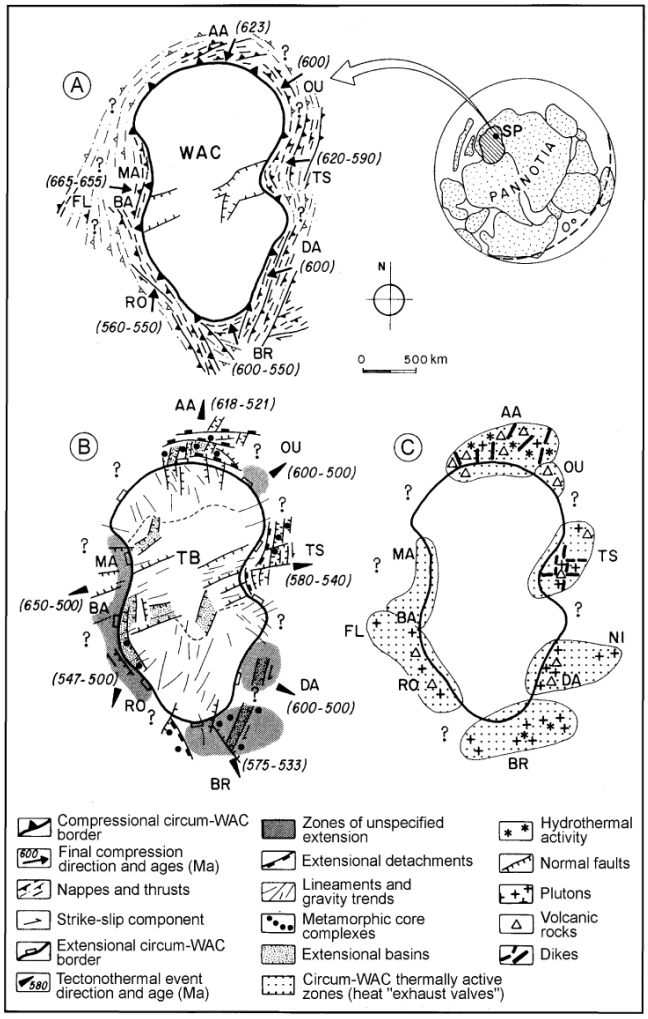


Figure I-12 : Schéma simplifié d'après Doblas et al. (2002) montrant l'évolution du Craton Ouest Africain (WAC) et des chaînes panafricaines durant la transition Néoprotérozoïque-Cambrien. La position des continents sur le globe correspond aux travaux de Dalziel et al. (1997). SP : Pôle Sud.
(A) Représentation des structures compressives localisées autour du WAC, et âges de la structuration des différentes chaînes panafricaines.
(B) Représentation des structures extensives post-orogéniques autour du WAC
(C) Localisation des évènements magmatiques associés à l'extension post-orogénique.
TB : Bassin de Taoudeni; BA : Bassarides; MA : Mauritanides; AA : Anti-Atlas; OU : Ougarta; TS : Trans-Saharan; DA : Dahomeyrides; NI : Nigeria; BR : Brasiliano: RO : Rockelides; FL : Floride.

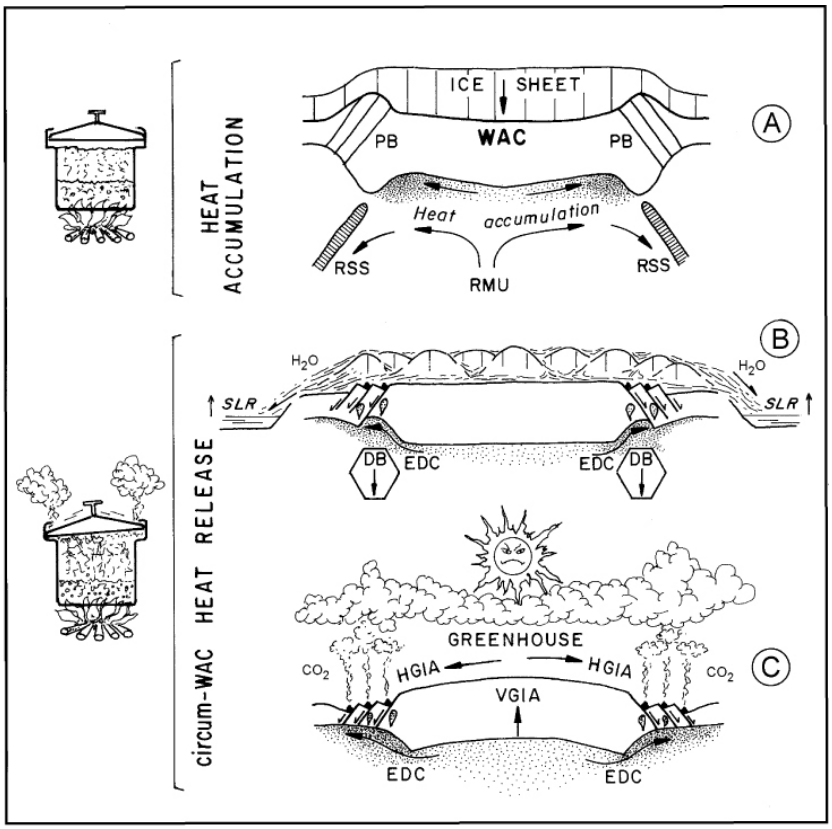


Figure I-13 : Modèle "cocotte-minute" d'après Doblas et al. (2002) pour le Craton Ouest Africain et les chaînes panafricaines et brésiliennes (PB) durant la transition Néoprotérozoïque-Cambrien. (A) : Accumulation de chaleur sous le craton stable (RSS : reliquat de croûte océanique; RMU : remontée asthénosphèrique). (B) et (C) : Libération de la chaleur le long des accidents hérités des orogenèses panafricaines et brésiliennes. (B) : Déglaciation et montée du niveau marin (SLR). DB : bloc délaminé; EDC : convection vers les zones bordières du craton. (C) : Volcanisme subaérien et libération de CO2 dans l'atmosphère conduisant à un effet de serre important. VGIA et HGIA : ajustements isostatiques verticaux et horizontaux liés à la déglaciation.

2-4-2-1. Modèles de Nance et al., 2002 et de Keppie et al., 2003

Les travaux de Nance et al. (2002) et de Keppie et al. (2003) se sont intéressés à la reconstitution géodynamique des micro-continents péri-Pannotia (Avalonia, Cadomia, Armorica, Iberia, Carolina). Ils mettent en évidence plusieurs phases successives concernant l'évolution néoprotérozoïque de ces terrains :

1. Une phase de magmatisme d'arc vers 750 Ma et 650 Ma coïncidant avec les phases de séparation et de dispersion du paléo-continent Rodinia. L'ouverture d'un domaine océanique (appelé Paléo-Pacifique) pourrait expliquer l'initiation d'une zone de subduction sur la bordure méridionale de l'ex-Rodinia.

2. Une phase "d'accrétion" avec la marge de la Pannotia vers 650 Ma conduisant à un magmatisme d'arc important entre 635 et 570 Ma pour le bloc Avalonia, et entre 615 et 560 Ma pour le bloc Cadomia, lié à une subduction oblique. Cette phase est associée, pour le bloc Avalonia, à une tectonique cisaillante senestre.

3. Une phase de déformation intra-continentale et un arrêt diachronique du magmatisme d'arc entre 590 et 540 Ma dans le bloc Avalonia, et ~ 560 Ma dans le bloc Cadomia. La déformation se traduit par l'individualisation de bassin en "pull-apart" sous l'effet d'une tectonique cisaillante dextre, et s'accompagne d'un arrêt de la subduction sans évidence de collision continentale. Les auteurs considèrent que ces propriétés illustrent le passage en subduction d'une dorsale océanique (Figure I-14 et Figure I-15). Ainsi, la séparation des blocs péri-Pannotia depuis le Cambrien jusqu'au Silurien inférieur résulterait du développement d'une marge transformante liée au passage en subduction d'une dorsale océanique (active ?) (Figure I-14 et Figure I-15).

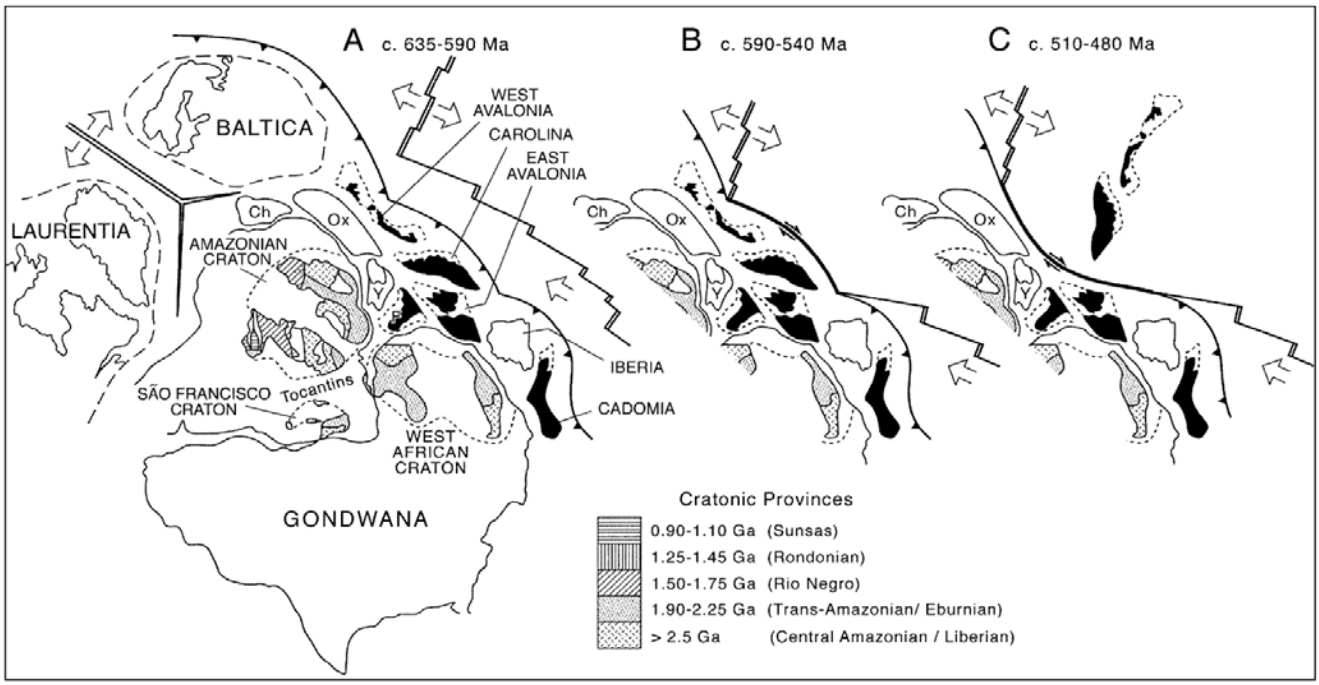


Figure I-14 : Reconstruction géodynamique de la position des terrains péri-Pannotia (péri-Gondwana) depuis le Néoprotérozoïque moyen à l'Ordovicien. D'après Nance et al. (2002) ; position des principaux continents d'après Dalziel et al. (1997).

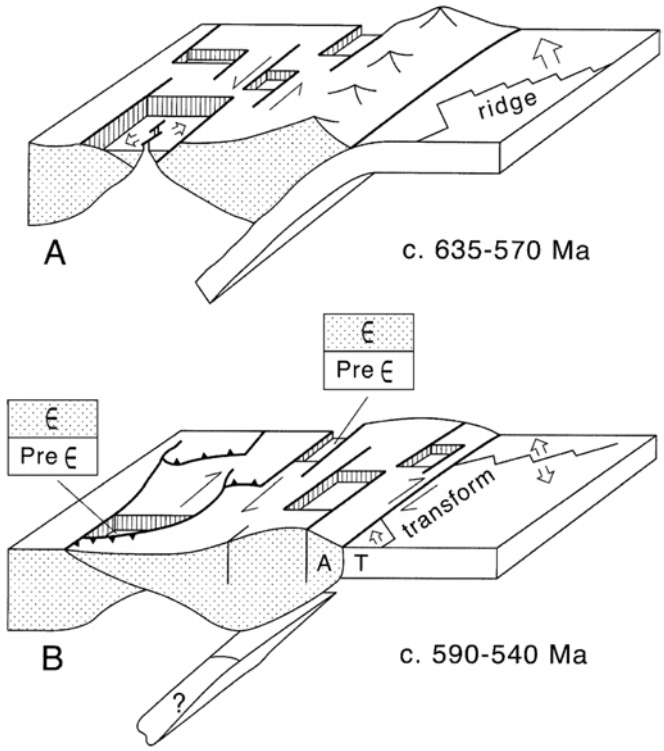


Figure I-15 : Modèle général d'évolution du bloc Avalonia au Néoprotérozoïque supérieur d'après Nance et al. (2002). (A) Subduction oblique vers 635–570 Ma générant un magmatisme d'arc majeur et ouvrant des bassins en "pull-apart" en réponse à une cinématique senestre. (B) Subduction de la ride océanique produisant une inversion structurale vers 590–540 Ma puis la cessation de la subduction ; développement progressif d'une faille transformante continentale et ouverture de bassins en "pull-apart".

En conséquence, Nance et al. (2002) et Keppie et al. (2003) supposent que la séparation entre les blocs Avalonia et Cadomia (s.l.) et la Pannotia est analogue à la séparation entre la péninsule de Baja-Californie et la marge ouest du continent nord-américain. Toutefois, ils soulignent l'absence d'indices de collision qui témoigneraient du rattachement vers 650 Ma des blocs péri-Pannotia avec les cratons amazoniens et ouest africains. Il se peut alors que la disposition de ces blocs autour de la Pannotia soit comparable au modèle indonésien actuel, avec une succession d'arcs et de bassins d'arrière-arcs.

Certaines reconstitutions géodynamiques impliquent les blocs Cadomia et Avalonia dans la structuration de la chaîne de l'Anti-Atlas, interprétant la Faille Sud-Atlasique comme une zone de suture entre le Craton Ouest Africain et les micro-contients peri-Pannotia (Ennih et Liegeois, 2001). Toutefois, les conséquences d'une subduction de dorsale sur l'histoire géodynamique de la chaîne de l'Anti-Atlas n'ont, à ce jour, pas fait l'objet d'une étude précise.

Chapitre 3. Géodynamique paléozoïque

Les terrains paléozoïques du Maroc affleurent dans l'Anti-Atlas, le Haut-Atlas, la Meseta occidentale et orientale (Figure I-16). Ils sont contrôlés par les différents évènements extensifs et compressifs qui aboutiront, à la fin du Paléozoïque, à la structuration de la chaîne varisque (ou hercynienne) du Maroc. Nous allons donc présenter les caractéristiques sédimentaires et tectoniques qui traduisent l'évolution paléozoïque du Maroc.

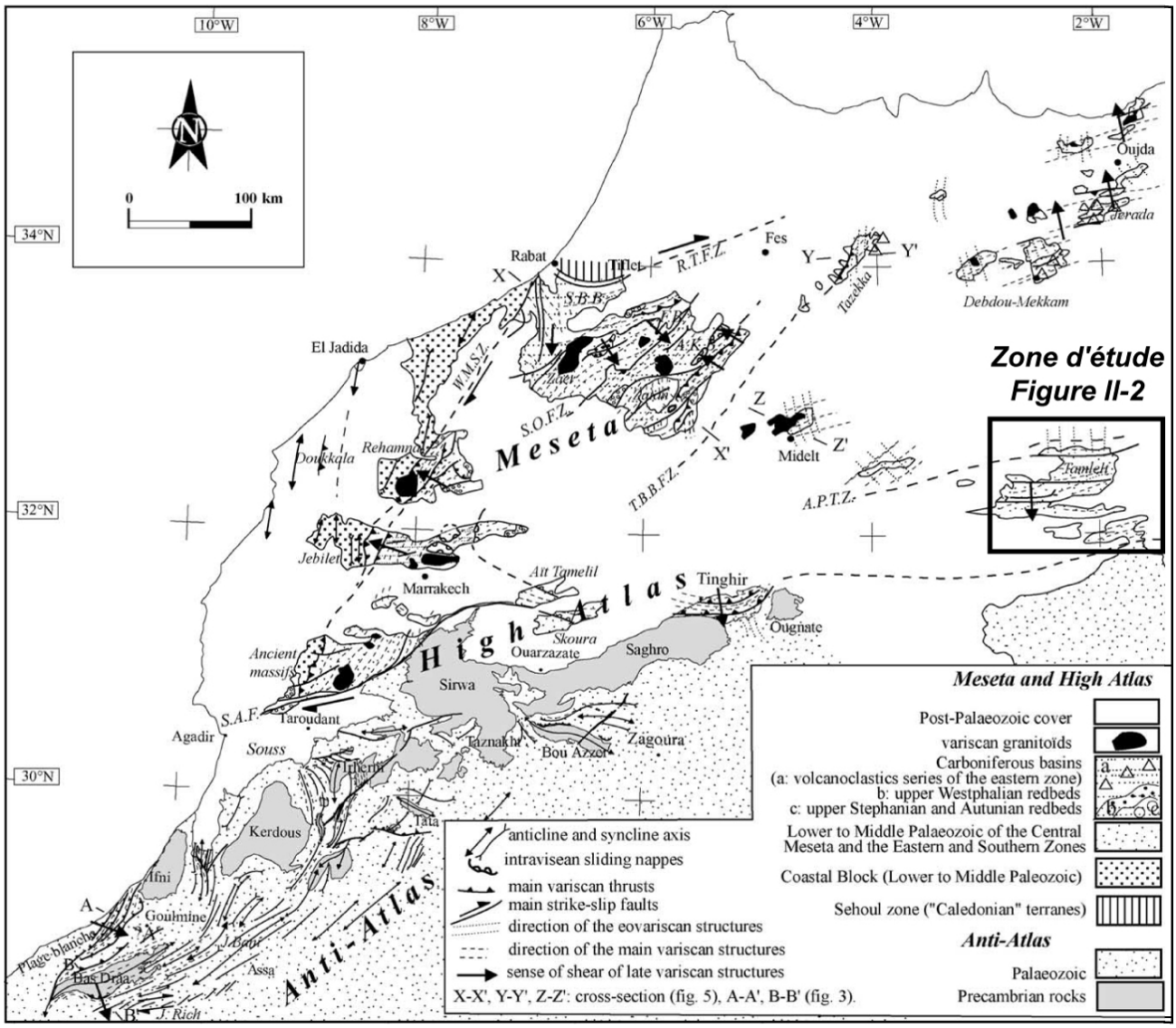


Figure I-16 : Carte structurale des différents domaines paléozoïques du Maroc d'après Hoepffner et al. (2005).

3-1. La sédimentation paléozoïque

Après le dépôt des dernières formations volcaniques du supergroupe de Ouarzazate, la marge du Craton Ouest Africain (WAC) connaît une transgression majeure vers le sud-est. Les premiers dépôts sont détritiques, puis très rapidement suivis par le développement d'une sédimentation de plate-forme au Cambrien (Figure I-17). C'est durant cette période que se déposent les groupes de Tata et de Taroudant constitués de calcaires et dolomies, séparés par la série "lie de vin" marquant un bref épisode de régression.

La fin du Cambrien est marquée par un épisode régressif et peut-être même localement par une émersion des terrains (Hoepffner et al., 2005).

L'Ordovicien débute par un nouvel évènement transgressif avec une sédimentation traduisant un environnement de plate-forme épicontinentale peu profonde (Figure I-17). Les sédiments sont d'origine détritique et issus de l'érosion du Craton Ouest Africain (Destombes et al., 1985). L'Ordovicien se caractérise également par un événement glaciaire majeur recouvrant l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (Deynoux, 1978; Ouanaimi et al., 1998).

Le Silurien commence par la déglaciation et le dépôt de black shales indiquant un environnement marin confiné et peu oxygéné (Figure I-17). Les apports détritiques sont relativement limités car le WAC (= source principale des sédiments) est déjà fortement érodé à la fin de l'Ordovicien.

La sédimentation au Dévonien inférieur est comparable à celle du Silurien, sauf au niveau de l'Anti-Atlas où les dépôts sédimentaires sont représentés par des calcaires récifaux (Hoepffner et al., 2005). Toutefois, le Dévonien marque le début de la compression varisque, ce qui a pour conséquence le soulèvement de l'Anti-Atlas le long des accidents hérités de l'orogenèse panafricaine. Par conséquent, les zones émergées de l'Anti-Atlas deviennent la source des sédiments détritiques (grès, argillites, calcaires détritiques) dès le Dévonien supérieur (Hassenforder, 1987). Cette sédimentation détritique se poursuivra également durant le Carbonifère (Hoepffner et al., 2005) et sera plus ou moins perturbée par les évènements tectoniques de l'orogenèse varsique (Figure I-17).

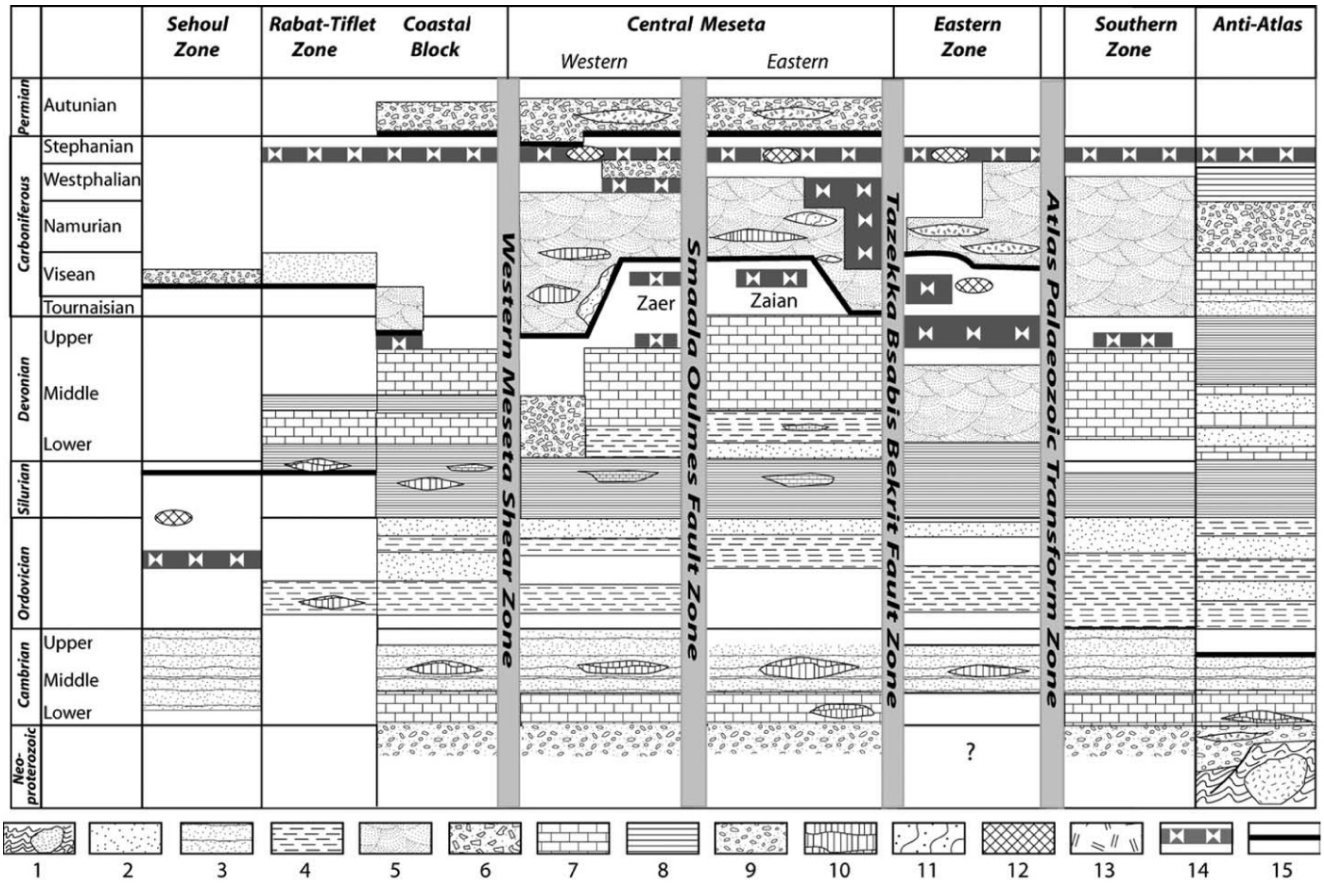


Figure I-17 : Evolution sédimentaire paléozoïque simplifiée pour les différents domaines structuraux du Maroc d'après Hoepffner et al. (2005). 1 : Socle panafricain; 2 : grès et quartzites; 3 : schistes et graywackes; 4 : schistes et psammites; 5 : dépôts de bassins; 6 : grès et conglomérats; 7 : calcaires; 8 : black shales; 9 : dépôts volcano-sédimentaires associés à du volcanisme alcalin; 10 : volcanisme alcalin à tholéiitique; 11 : olistostromes, avalanches de débris; 12 : granites; 13 : événements tectoniques majeurs; 14 : événements tectoniques modérés; 15 : discordances principales.

3-2. Les évènements tectoniques paléozoïques

La structuration de la chaîne varisque du Maroc se déroule dans un contexte géodynamique de type transtension-transpression. Hoepffner et al. (2005) et Hoepffner et al. (2006) décrivent une évolution polyphasée comprenant quatre évènements tectoniques majeurs :

(i) une phase tectonique pré-varisque (phase "calédonienne"; 450-430 Ma) uniquement enregistrée dans les terrains allochtones de la zone de Sehoul.

(ii) une phase de déformation éovarisque (370-360 Ma) remarquablement bien développée dans la Meseta orientale.

(iii) une phase tectonique mésovarisque (ou intra-viséenne; 330-320 Ma) enregistrée principalement dans la Meseta centrale et orientale.

(iv) une phase de déformation néovarisque (tardi-hercynienne; 300-290 Ma) qui reprend les structures héritées des phases précédentes dans les domaines orientaux, et qui constitue la phase principale dans les zones occidentales ainsi que dans la chaîne de l'Anti-Atlas.

Dans l'Anti-Atlas, l'orogenèse varisque a pour conséquence la réactivation des accidents panafricains à partir desquels s'initie le soulèvement de l'ensemble de la chaîne. Toutefois, des différences subsistent entre la partie orientale et la partie occidentale de l'Anti-Atlas. Dans la partie occidentale, le soulèvement s'accompagne de plissements et chevauchements à vergence sud. Dans la partie orientale, on enregistre un découplage entre le socle protérozoïque et la couverture paléozoïque. Cette dernière est plissée, alors que le socle ne présente pas de structures ductiles varisques significatives (Hoepffner et al., 2005).

L'absence de suture ophiolitique ainsi que de métamorphisme HP-BT, indique que la chaîne varisque du Maroc correspond à un segment intracratonique de la chaîne varisque qui a évolué en bordure du Craton Ouest-Africain (Figure I-18; Hoepffner et al., 2006).

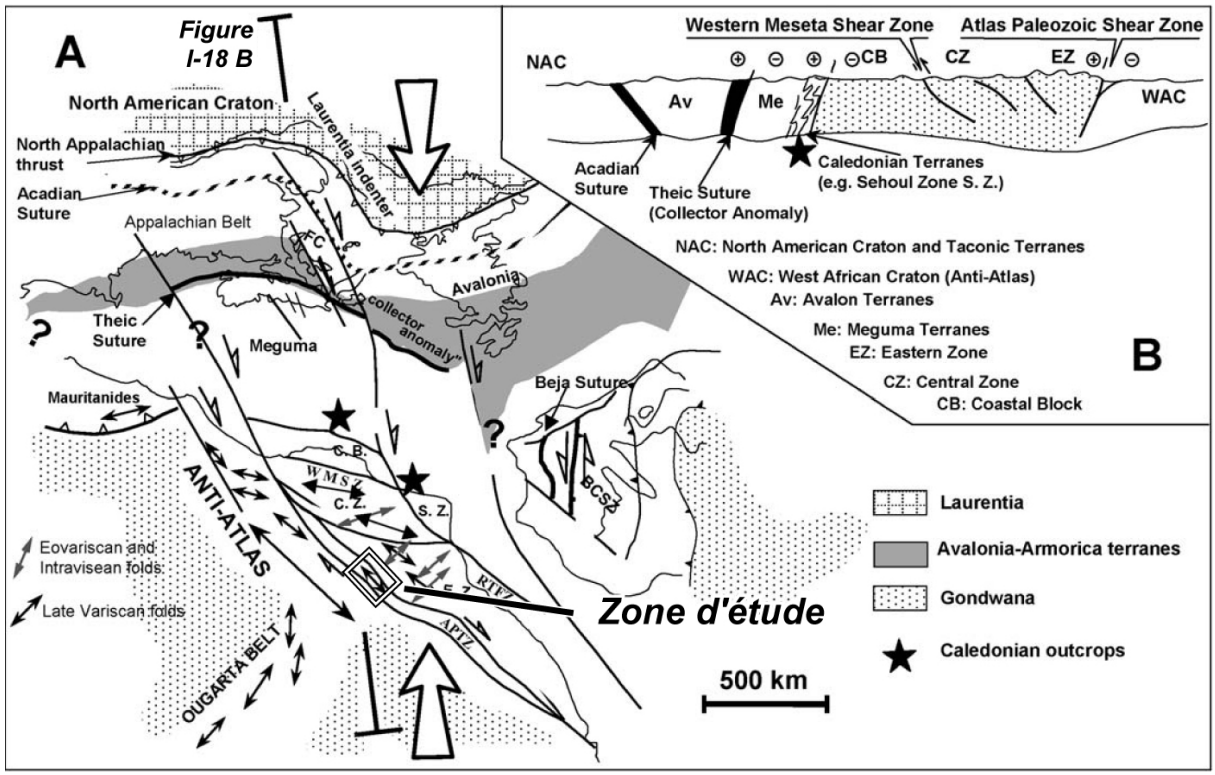


Figure I-18 : A. La chaîne varisque d'Afrique du nord dans le cadre des chaînes peri-atlantiques à la fin du Permien d'après Hoepffner et al. (2006). B. coupe schématique montrant une situation possible du domaine mésétien entre les deux cratons, nord américain et ouest africain.

3-3. Conclusions sur l'évolution géodynamique paléozoïque au Maroc

Les terrains paléozoïques du Maroc s'intègrent bien dans l'évolution de la marge septentrionale du Gondwana depuis la dislocation de la Pannotia, jusqu'à l'accrétion de la Pangée (Figure I-19). Nous résumerons ici l'histoire paléozoïque en trois grandes étapes :

(i) **La séparation des micro-continents Avalonia et Cadomia** (s.l.). A la fin du Néoprotérozoïque, le Craton Ouest Africain est ceinturé par des micro-continents, eux-même limités au nord par une zone de subduction. Des phénomènes d'extension sont enregistrés en arrière-arc, et les micro-contients Avalonia et Cadomia (s.l.) vont se détacher progressivement du Gondwana (Figure I-19a). Cette séparation conduit à l'ouverture de deux domaines océaniques distincts au Cambrien et à l'Ordovicien : le Rheic et la Paléothétys (Figure I-19a et Figure I-19b). Le Maroc, quant à lui, enregistre un événement glaciaire majeur à l'Ordovicien (Figure I-19a).

(ii) **L'environnement de marge passive**. Depuis l'importante transgression du Cambrien, la bordure nord du Craton Ouest Africain (WAC) évolue dans un environnement de marge passive (Figure I-19b). Le Maroc correspond à un domaine stable, et les variations dans la nature de la sédimentation de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien inférieur traduisent la diminution des apports détritiques du WAC.

(iii) **L'orogenèse varisque.** Les premiers évènements compressifs sont enregistrés au Dévonien supérieur provoquant le soulèvement de l'Anti-Atlas et un changement de la nature de la sédimentation. Puis la collision entre les continents Gondwana et Laurussia conduit à la formation de la Pangée (Figure I-19c), se traduisant au Maroc par la structuration d'une chaîne intracratonique dans un contexte tectonique de type transtension-transpression (Hoepffner et al., 2006).

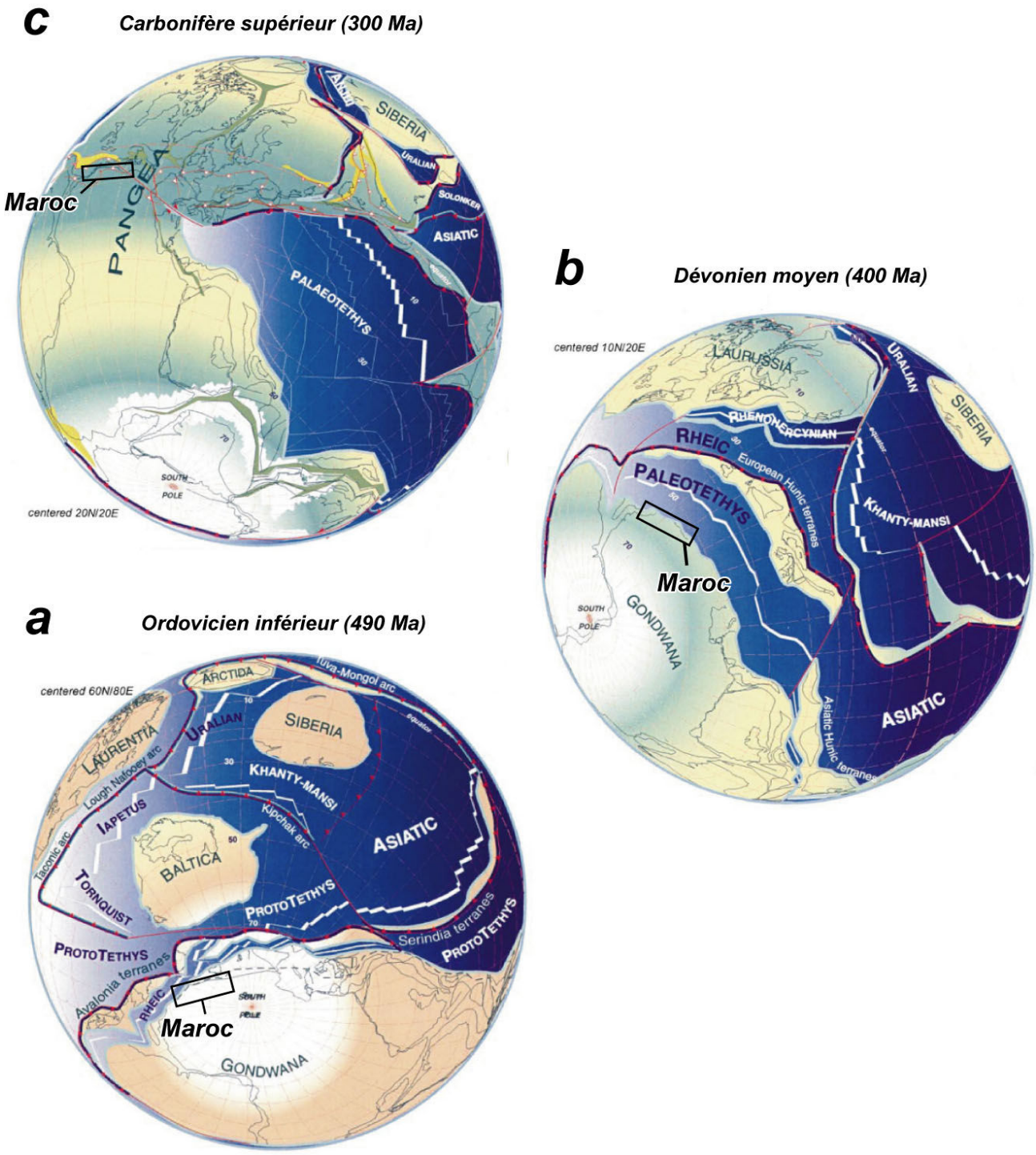


Figure I-19 : Reconstruction paléogéographique et géodynamique des paléocontinents au cours de l'histoire paléozoïque. a. *Ordovicien supérieur*. Séparation des blocs Avalonia; la calotte glaciaire s'étend jusqu'au Maroc. b. *Devonien moyen*. les blocs Cadomia se sont séparés du Gondwana à la fin de l'Ordovicen; le Maroc est caractérisé par un environnement de marge passive. c. *Carbonifère supérieur*. Formation de la Pangée; développement de la chaîne intracratonique du Maroc contrôlé par une tectonique cisaillante. D'après Stampfli et Borel (2002).

Chapitre 4. Géodynamique mésozoïque et cénozoïque

Dans ce chapitre, nous nous focaliserons principalement sur l'histoire mésozoïque et cénozoïque enregistrée dans les domaines structuraux de la chaîne de l'Atlas. Nous ne présenterons donc pas la chaîne du Rif qui symbolise pourtant la zone de suture alpine au Maroc.

La chaîne de l'Atlas correspond à une chaîne intracratonique qui s'est progressivement structurée lors de la succession des évènements extensifs et compressifs qui marquent l'histoire mésozoïque et cénozoïque du Maroc (Laville et al., 2004). Les différents domaines de l'Atlas sont principalement contrôlés par les failles héritées de l'orogenèse varisque (Piqué et al., 2002). Trois grandes phases peuvent êtres distinguées au sein des formations de la chaîne de l'Atlas :

(i) **Une phase de rifting** (220-195 Ma). Cette étape est marquée par le développement de nombreux hémi-grabens au sein du rift de l'Atlas, progressivement remplis par des sédiments détritiques à grain grossier, puis par des siltstones et des niveaux évaporitiques (Figure I-20; Laville et al., 2004). Cette phase s'accompagne également d'un magmatisme basaltique tholéiitique important et dont la phase principale est datée à 199 Ma (Knight et al., 2004; Verati et al. 2007). Ces formations appartiennent à la province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP : Central Atlantic Magmatic Province; Figure I-21). Le rift atlasique n'atteint jamais l'océanisation et est scellé par le dépôt de carbonates post-rift. Cette phase est associée à la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Nord conduisant à l'ouverture de l'Atlantique Nord.

(ii) **Une phase d'extension toarcienne** (~180 Ma). Elle correspond à la fragmentation de la plate-forme carbonatée associée à un régime transtensif et à la mise en place d'intrusions au Jurassique moyen (Piqué et al., 2002). Cette phase serait associée au découplage de la plaque Afrique avec la plaque Europe, conséquence de l'ouverture du domaine océanique téthysien (Piqué et al., 2002).

(iii) **Une phase compressive méso-cénozoïque**. Cette phase débute dès le Santonien (~85 Ma) par la réactivation des structures du rift et aboutit, au Cénozoïque, au soulèvement de l'ensemble de la chaîne de l'Atlas (Figure I-22). Cette compression est le résultat de la convergence entre la plaque Afrique et la plaque Europe entamée à la fin du Mésozoïque.

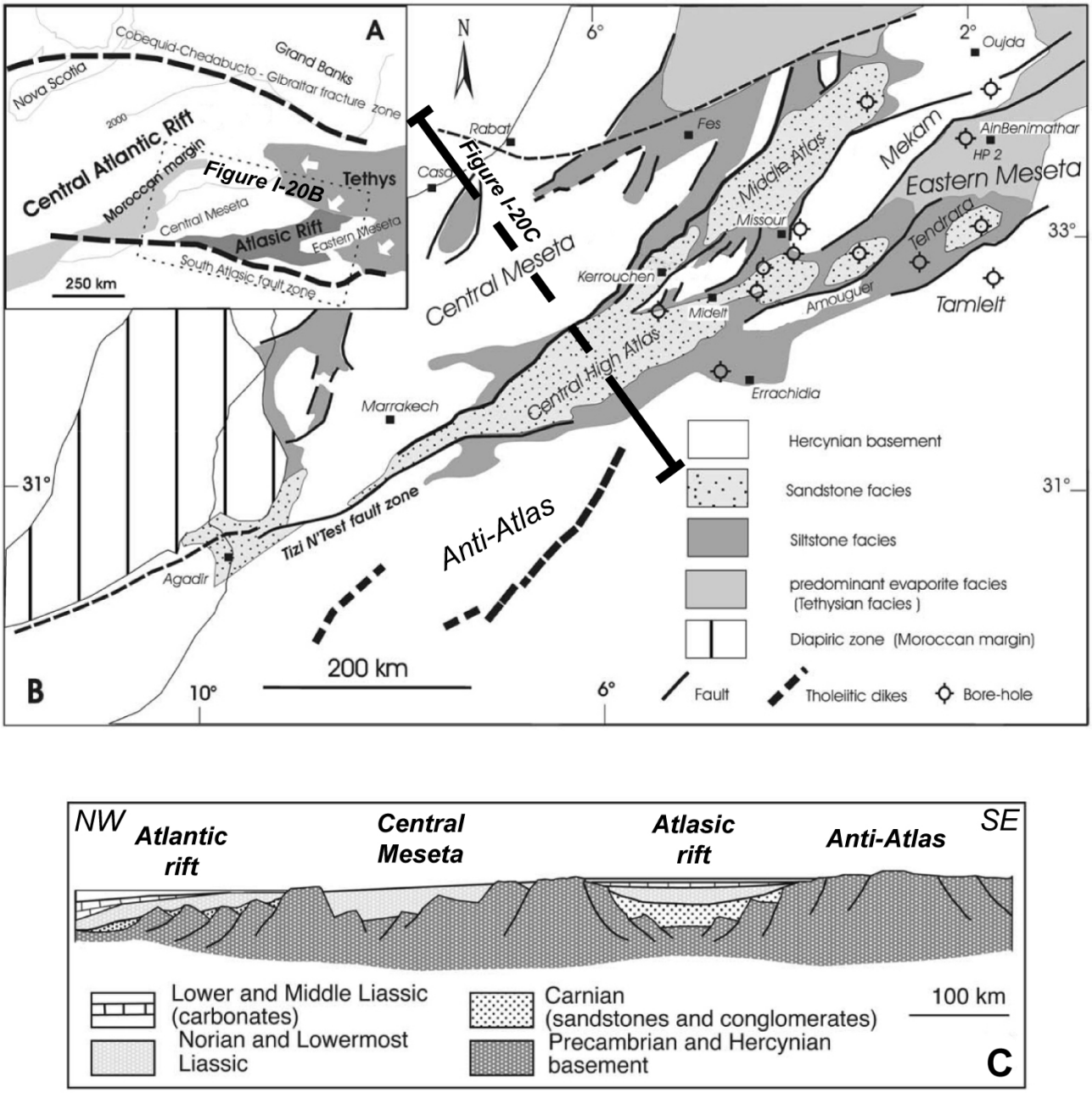


Figure I-20 : A. Situation du Maroc durant le Trias. B. Carte simplifiée du Nord du Maroc montrant la distribution des bassins triasiques. C. Coupe au travers du rift atlasique au Lias. A et B. d'après Laville et al. (2004). C. d'après Piqué et al. (2002).

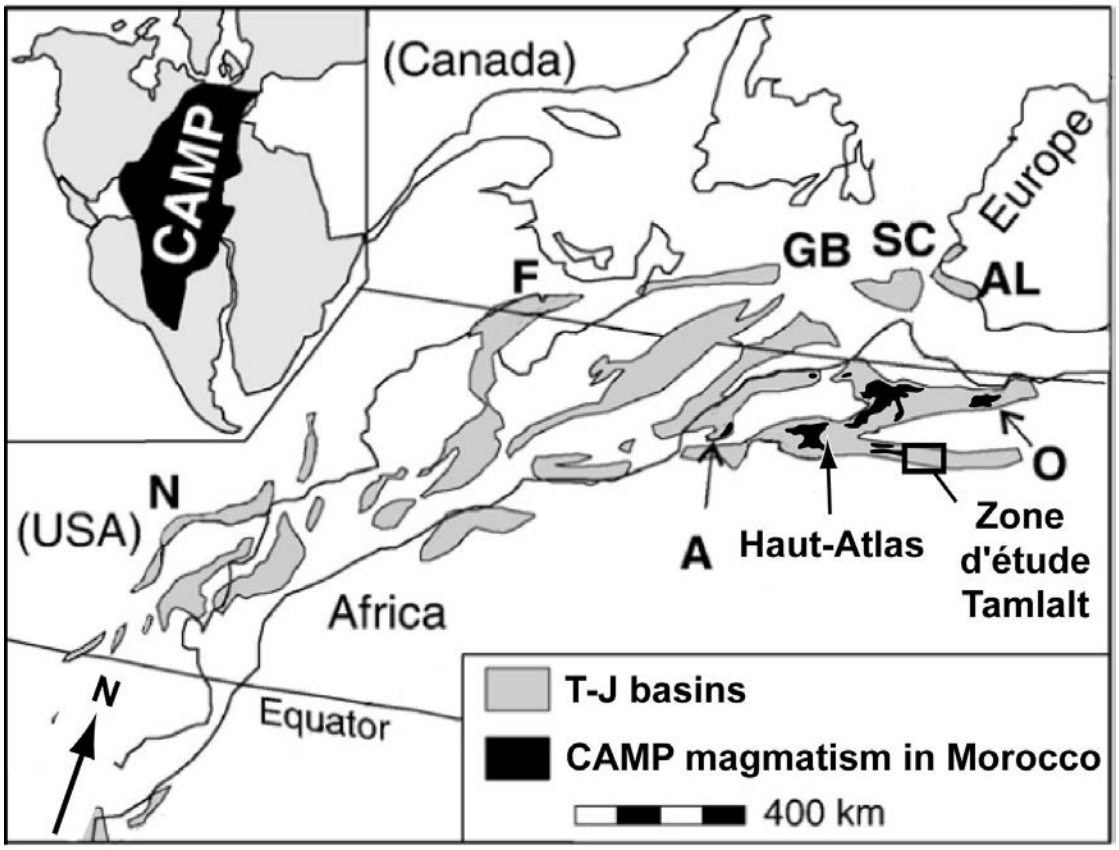


Figure I-21 : Carte simplifiée des bassins triasico-jurassiques et localisation du magmatisme associé au Maroc. En médaillon : extension de la province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). F = Fundy; N = Newark; GB = Grand Banks; A = Argana; O = Oujda; AL = Algarve; SC = Santiago do Cacém. Adapté d'après Verati et al. (2007) et Knight et al. (2004).

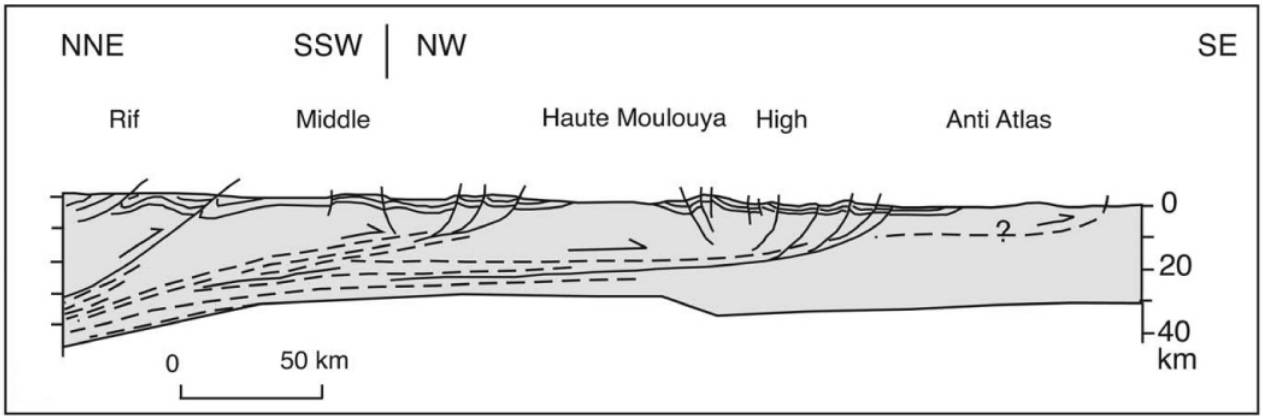


Figure I-22 : Coupe interprétative des structures de l'Atlas issues de la phase de compression méso-cénozoïque. Le soulèvement de l'Atlas s'effectue par l'intermédiaire du rejeu des accidents hérités de la phase de rifting triasico-jurassique. D'après Piqué et al. (2002).

Chapitre 5. Contexte métallogénique

5-1. Présentation des minéralisations au Maroc

Le Maroc renferme de nombreux gisements de nature et d'âge différents. Certains gisements présentent des liens étroits avec des phases géodynamiques particulières ce qui amène à parler d'époques métallogéniques (Barodi et al., 2002). C'est le cas, par exemple, des gisements péri-batholitiques du Maroc central (ex. gisement Sn d'El Karit, gisement de fluorine d'El Hammam, gisement Pb de Tighza) qui sont intimement associés aux granites syn- à tardi-varisques. Nous pouvons également citer dans la Meseta occidentale, le rôle du volcanisme pré-varique qui est accompagné de la formation de massifs sulfurés volcanogènes (ou VMS; ex. VMS des Jebilets-Guemassa : Hajar, Draa Sfar, Kettara). Dans l'Atlas on trouve des minéralisations filoniennes de type BPGC (Blende-Pyrite-Galène-Chalcopyrite) associées à la phase d'extension pré-atlasique (Barodi et al., 2002), ou des minéralisations de type MVT (Mississipi Valley Type; ex. gisement de Boubker-Touissit), également identifiées au niveau du Rif (gisement Pb-Zn d'Adelal).

Cependant, les domaines éburnéens et panafricains (essentiellement représentés dans l'Anti-Atlas) renferment une grande partie des minéralisations à métaux précieux et à métaux de base. Ceci amène certains auteurs à parler de province métallogénique (Barodi et al., 2002) et explique pourquoi l'Anti-Atlas est l'objet d'une attention toute particulière.

5-2. Les gisements métallifères des boutonnières néoprotérozoï--ques de l'Anti-Atlas

L'Anti-Atlas marocain constitue donc une vaste province métallogénique renfermant de nombreux gisements à métaux de base et à métaux précieux (Figure I-23) dont certains sont connus depuis l'Antiquité. Certains gisements sont toujours en exploitation, d'autres ont été exploités et/ou sont en cours d'évaluation. Depuis plusieurs décennies, de nombreuses études ont été réalisées sur ces différents sites. Toutefois, l'évolution des connaissances métallogéniques couplée à une meilleure compréhension de la géodynamique du Maroc ainsi qu'à l'utilisation de la géochimie isotopique et de la géochronologie in-situ, a récemment

permis de proposer une nouvelle typologie pour la mise en place de ces gisements (ex : Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004; Tuduri, 2005). Ces nouveaux modèles génétiques ont permis de souligner l'importance de la phase tardi-panafricaine, ainsi que le caractère polyphasé de certains gisements.

Nous ne présenterons pas en détails les travaux effectués sur les différents gisements de l'Anti-Atlas, néanmoins nous présenterons les principales conclusions de ces études.

5-2-1. Les gisements liés à la phase d'extension tardi-néoprotérozoïque

Plusieurs études ont souligné l'importance de la phase de distension tardi-néoprotérozoïque concernant la formation de gisements métallifères (ex : Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002; Levresse et al., 2004; Tuduri, 2005).

Le site le mieux documenté correspond au gisement argentifère d'Imiter. D'après Levresse (2001) et Cheilletz et al. (2002), la phase hydrothermale argentifère serait associée au développement d'un système de failles de direction N-E à NE-SW lié à une phase distensive de direction globale N-S qui s'accompagne d'un magmatisme rhyolitique important. L'utilisation couplée des méthodes U-Pb sur zircons et $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovites ont permis de proposer un âge de 550 ± 3 Ma pour la minéralisation argentifère (Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002).

A partir de ces nouvelles données, un modèle épithermal neutre lié à la mise en place du magmatisme rhyolitique tardi-néoprotérozoïque a été suggéré pour le gisement d'Imiter. De plus, une origine mantellique a été mise en évidence pour ces minéralisations (géochimie isotopique de l'Os et de l'He; Levresse et al., 2004) posant ainsi la question de l'importance de l'événement distensif tardi-néoprotérozoïque dans le cadre du transfert des éléments du manteau vers la surface.

D'autres gisements ont été associés à cette phase de distension et ce magmatisme tardi-néoprotérozoïque. Parmi eux, nous pouvons citer les districts aurifères de Kelaa M'Gouna et de Thagassa, ou encore le gisement polymétallique de Bou Madine (Levresse, 2001; Tuduri, 2005).

Ainsi, les phénomènes tectoniques et magmatiques tardi-néoprotérozoïques pourraient être la source et le moteur convectif nécessaire à la formation des gisements à métaux de base et métaux précieux de l'Anti-Atlas.

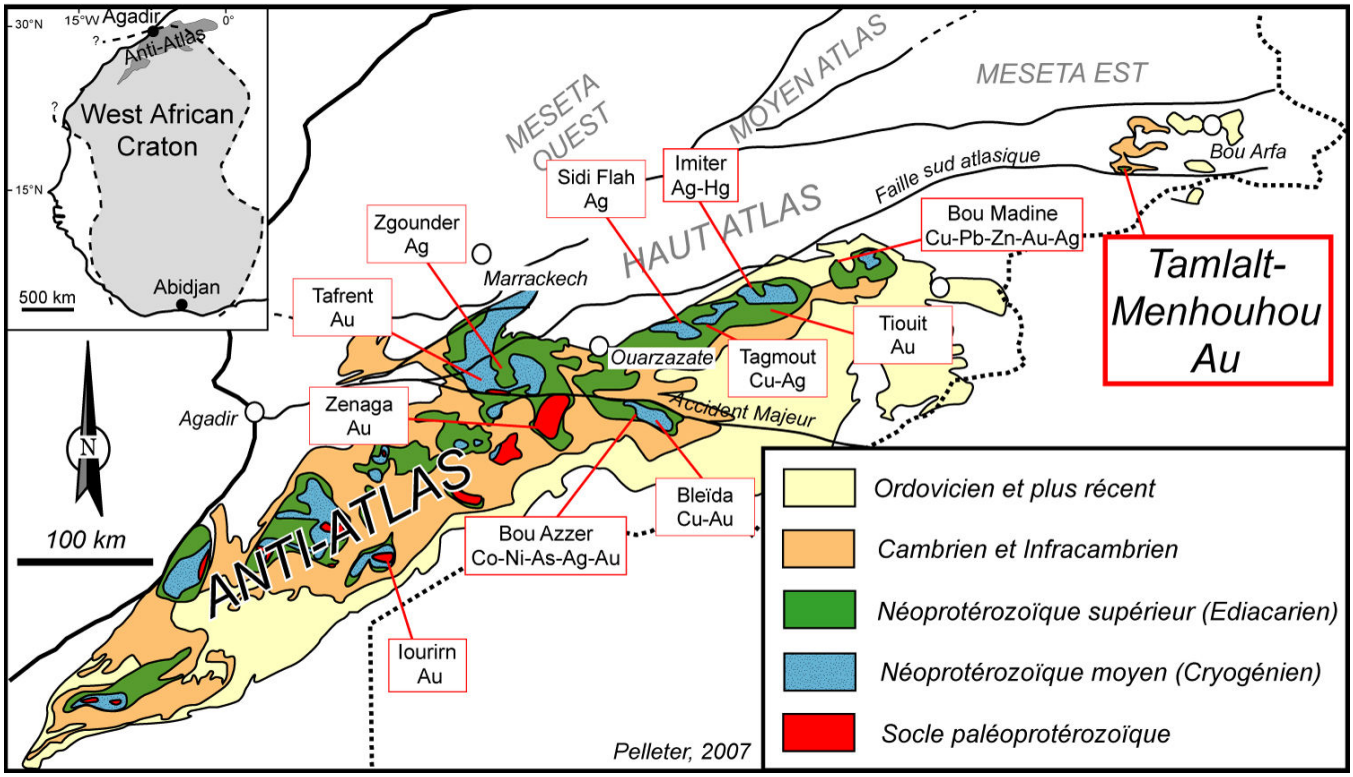


Figure I-23 : Carte de distribution des principales minéralisations dans l'Anti-Atlas

5-2-2. Les gisements polyphasés

L'apport des techniques de géochronologie in-situ a permis de mieux comprendre la genèse de certains gisements métallifères. En effet, de récentes études ont mis en évidence le caractère polyphasé de certains sites minéralisés.

L'évolution des connaissances du gisement aurifère d'Iourin constitue un exemple intéressant. En effet, les premières études indiquaient la présence d'une minéralisation aurifère associée aux évènements panafricains (Zouhair et al., 1991). Toutefois, la datation de muscovites associées aux veines de quartz aurifères a fourni un âge de 301 ± 7 Ma, permettant d'attester de la complexité de la minéralisation aurifère et de souligner l'importance de l'orogenèse varisque (Gasquet et al., 2004).

Un autre exemple concerne le gisement Co-Ni-As-Au-Ag de Bou Azzer dont le dernier événement enregistré correspond à un âge de 218 ± 8 Ma (Levresse, 2001). Selon Essarraj et al. (2005), cet épisode Norien, lié à l'ouverture de l'Atlantique, aurait permis la circulation de saumures de bassins et contrôlé la minéralisation de certains sites argentifères.

En conséquence, toute étude d'un gisement métallifère situé dans les boutonnières néoprotérozoïques du Maroc doit nécessairement prendre en compte l'ensemble des évènements protérozoïques, paléozoïques et cénozoïques suceptibles d'avoir joué un rôle dans la genèse des minéralisations.

Chapitre 6. Synthèse

Le Maroc est caractérisé par une histoire complexe traduisant son évolution géologique sur la bordure septentrionale du WAC au Néoprotérozoïque moyen, puis du paléo-continent Gondwana durant le Paléozoïque, et enfin de l'Afrique depuis le Mésozoïque. Cette position particulière s'illustre par l'enregistrement successif de phases distinctes de compression et d'extension dans les différents domaines structuraux composant le Maroc. Quatre phases orogéniques (orogenèse éburnéenne ou birmienne, panafricaine, varisque et alpine) et trois phases d'extension majeures (extension au Néoprotérozoïque moyen, tardi-néoprotérozoïque, et triasico-jurassique) ont ainsi été identifiées.

De récentes études ont mis en évidence l'importance du phénomène d'extension de la transition Néoprotérozoïque-Cambrien concernant la formation de gisements à métaux précieux (ex : Levresse, 2001; Cheilletz et al., 2002; Tuduri, 2005). Cette phase est caractérisée par une forte anomalie thermique sous la région de l'Anti-Atlas conduisant à un magmatisme important (supergroupe de Ouarzazate). Cette activité pourrait être la source et le moteur convectif nécessaire à la formation de ces gisements. En effet, elle aurait pu permettre le transfert vers la surface de nombreux éléments chalcophiles issus d'un manteau préalablement enrichi lors des subductions panafricaines et/ou permettre la reconcentration de ces mêmes éléments enrichis dans la croûte au cours de l'orogenèse panafricaine.
Toutefois, plusieurs questions subsistent concernant l'épisode tardi-orogénique de l'Ediacarien supérieur :

- *Quelle est l'origine de l'anomalie thermique ?*
- *Quel est la cause de l'extension généralisée (enregistrée dès 570 Ma) qui suit rapidement l'événement tectonique compressif B2 (615 Ma) ?*
- *Pourquoi trouve t-on dans certaines roches mafiques des signatures caractéristiques de bassins d'arrière-arc ?*
- *Quel est la cause de la faible activité magmatique de 660 à 615 Ma ?*

Une réponse possible pourrait venir du passage en subduction d'une dorsale postérieurement à l'orogenèse panafricaine. En effet, ce type d'interaction dorsale-continent peut s'accompagner de phénomènes de compression et d'extension (ex. Ramos, 1989; Ramos et Kay, 1992; Lagabrielle et al., 2004). De plus, la subduction d'un segment de dorsale peut

s'accompagner de l'ouverture d'une espace appelé "fenêtre asthénosphèrique" associé à une anomalie thermique importante sous la plaque chevauchante (Thorkelson et Taylor, 1989). Enfin, de nombreux auteurs ont mis en évidence le volume important et la diversité géochimique du magmatisme associé à la subduction d'un segment de dorsale (ex. Espinoza et al., 2005; Guivel et al., 2006; Pallares et al., 2007).
Si cette hypothèse proposée par Nance et al. (2002) et Keppie et al. (2003) pour les blocs Avalonia et Cadomia s'avère exacte, elle pourrait alors donner un élément de réponse concernant le lien existant entre la phase tardi-néoprotérozoïque et la formation de gisements à métaux précieux. En effet, de récentes études ont souligné les conséquences de la subduction de dorsale sur la formation de gisements métallifères dans la cordillère andine (ex. Haeussler et al., 1995; Rosenbaum et al., 2005). Toutefois, nous manquons encore de données géochimiques et géochronologiques au sein de la chaîne de l'Anti-Atlas pour pouvoir infirmer ou confirmer cette hypothèse.

L'autre point important à ne pas négliger lorsque l'on s'intéresse à des gisements métallifères au Maroc concerne le polyphasage. En raison des nombreux évènements géodynamiques qui se sont succédés au cours de l'histoire géologique du Maroc, les phénomènes de remobilisation, reconcentration, et/ou de concentration de nouveaux stocks de métaux peuvent être conséquents (ex. gisement d'Iourirn - Gasquet et al., 2004; gisement de Bou Azzer - Levresse, 2001).
Ainsi, il sera nécessaire de prendre en compte chacun des évènements enregistrés au Maroc pour pouvoir proposer un (ou plusieurs ?) modèle génétique détaillé d'un gisement donné.

Une grande partie de l'étude du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou, encaissé dans des volcanites néoprotérozoïques, sera donc basée sur le décryptage des évènements qui se sont succédés dans cette zone particulière, située à la charnière des domaines structuraux de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas. Ainsi, nous pourrons essayer d'évaluer l'importance de chacune de ces phases concernant la formation de ce gisement.

Partie II : Le cadre régional de la boutonnière de Tamlalt

Chapitre 1. Cadre régional : la boutonnière de Tamlalt

La boutonnière de Tamlalt (ou Tamlelt) correspond à une vaste échancrure de 4 800 km^2 au sein de la partie orientale de la chaîne du Haut-Atlas marocain (Figure II-1). Il s'agit d'une dépression (on parle souvent de la « plaine de Tamlalt ») d'altitude moyenne de 1100 m. Au nord, la boutonnière de Tamlalt est limitée par la « chaîne bordière » (Figure II-2). Celle-ci est constituée de formations jurassiques et crétacées plissées lors des phases atlasiques et chevauchant vers le nord le domaine des Haut-Plateaux. Au sud, la boutonnière de Tamlalt est séparée des terrains appartenant à la marge du Craton Ouest Africain, et notamment de la boutonnière néoprotérozoïque de Boukaïs (Algérie), par la Faille Sud-Atlasique (Figure II-2 et Figure II-3). A l'ouest et à l'est, elle est recouverte par la couverture méso-cénozoïque plissée du Haut-Atlas (Figure II-2). La boutonnière de Tamlalt est constituée de formations paléozoïques et néoprotérozoïques souvent recouvertes par des étendues importantes de dépôts quaternaires (Figure II-3). L'ensemble de la boutonnière est recoupée par de nombreux accidents E-W qui ont rejoué plusieurs fois au cours des différentes phases des orogenèses varisque et alpine. Cette tectonique polyphasée témoigne d'une histoire complexe et semble avoir joué un rôle important concernant l'évolution sédimentaire et tectonométamorphique de la boutonnière de Tamlalt (Houari, 2003).

1-1. Les formations néoprotérozoïques

Les terrains du Néoprotérozoïque affleurent au sud-ouest de la boutonnière de Tamlalt au niveau de trois sites (Figure II-2 et Figure II-3) : (i) le secteur de Menhouhou, (ii) le secteur de Bou Salem, et (iii) le secteur d'Ain Chair. Les formations du secteur de Menhouhou se situent à 15 km au nord-est du village de Bouanane et constituent le plus grand affleurement de roches protérozoïques de la région. Cette zone est découpée par de nombreux accidents E-W et se situe à quelques kilomètres seulement de la Faille Sud Atlasique (Figure II-3). Le secteur de Bou Salem, autre site remarquable de la région, est situé à 30 km au nord-est des formations néoprotérozoïques de Menhouhou. Enfin, le secteur d'Ain Chair situé à 15 km de Bou Salem, est le seul à présenter des terrains attribués au Néoprotérozoïque moyen ou Cryogénien (Du Dresnay et al., 1977). Cependant, les formations néoprotéorozoïques de la boutonnière de Tamlalt n'ont jamais fait l'objet d'une étude géochronologique permettant de confirmer cet âge. La nature et l'âge de ces formations néoprotérozoïques feront donc l'objet d'une attention toute particulière dans le chapitre 2.

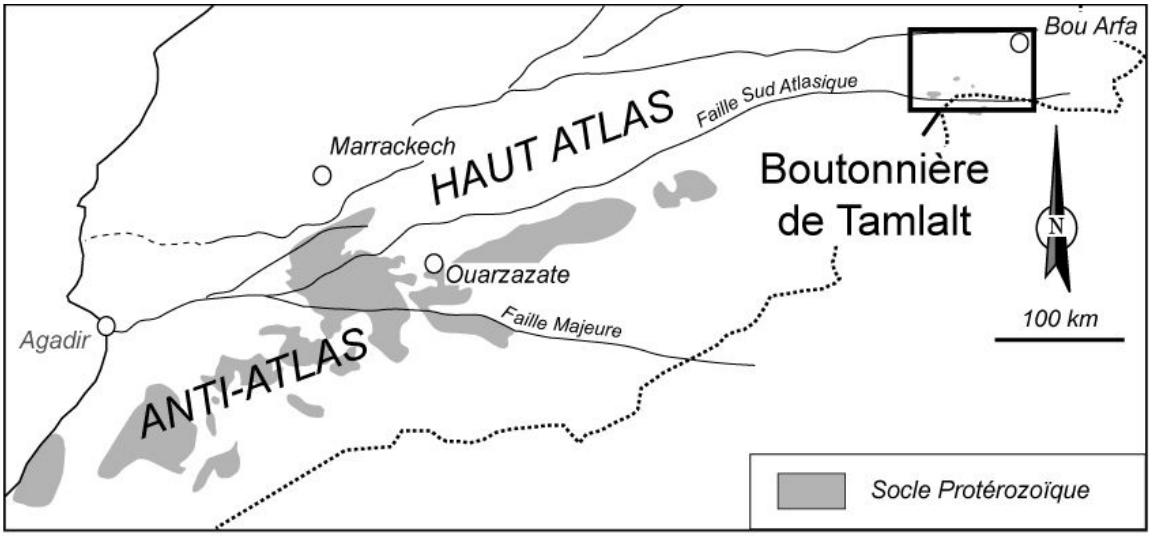


Figure II-1 : Localisation de la boutonnière néoprotérozoïque-paléozoïque de Tamlalt au sein du Haut-Atlas oriental

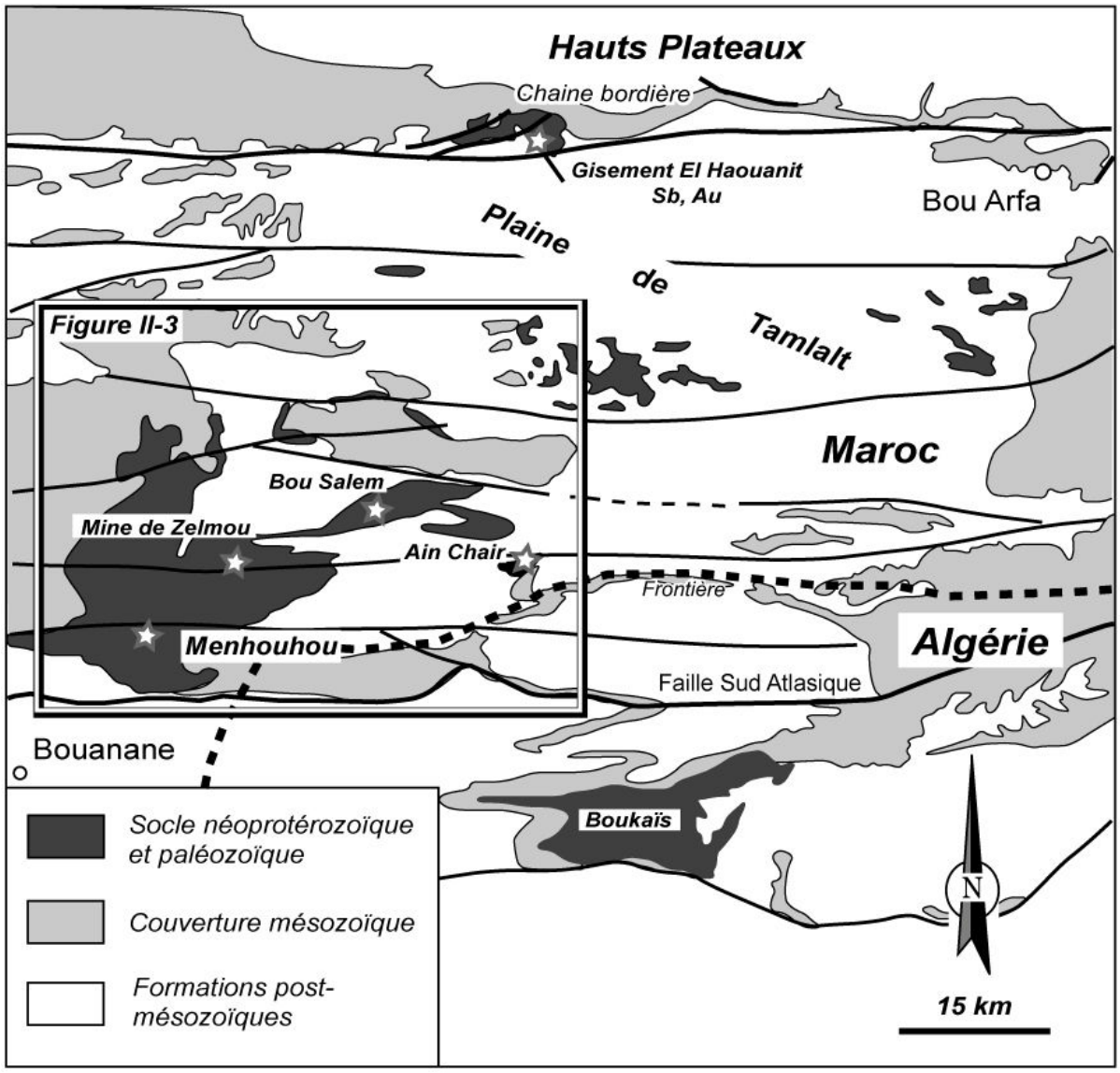


Figure II-2 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Tamlalt. Adapté d'après Du Desnay et al. (1977) et Houari (2003)

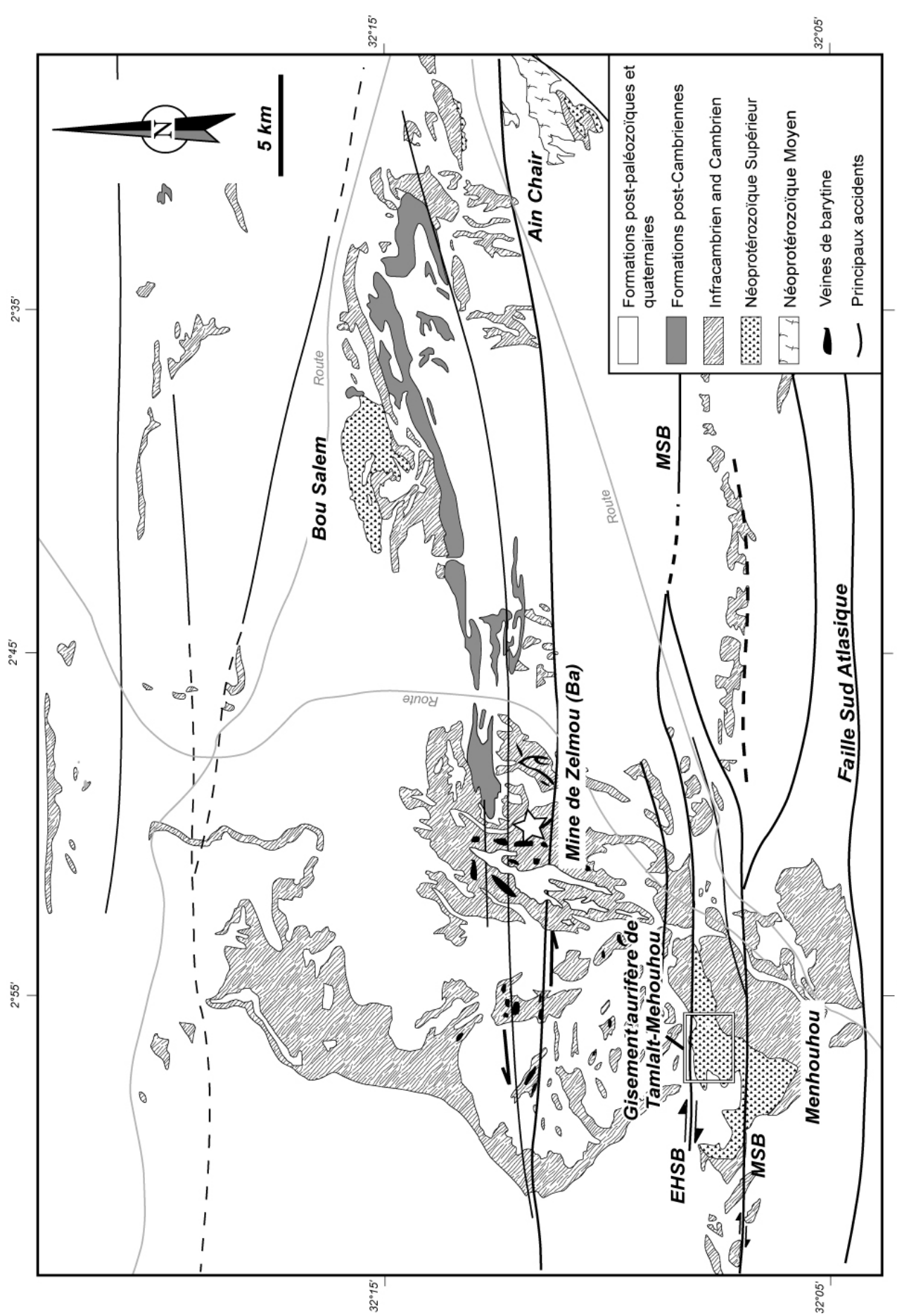


Figure II-3 : Géologie régionale du secteur sud-est de la boutonnière de Tamlalt et localisation des terrains néoprotérozoïques de Menhouhou, Bou Salem et Ain Chair, ainsi que du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Adapté d'après Du Dresnay et al., (1977) et Houari (2003). EHSB: El Hirech Shear Band; MSB: Mechgoug Sear Band.

1-2. Les formations paléozoïques

Au sein de la boutonnière de Tamlalt, la limite Néoprotérozoïque-Cambrien est marquée par une formation de 70 à 250 m d'épaisseur constituée de calcaires et dolomies correspondant à un environnement de plate-forme carbonatée peu profonde. Même si elle n'est pas précisément datée, cette formation qui a été comparée avec les terrains de l'Anti-Atlas (Du Dresnay et al. 1977), appartiendrait au supergroupe de Taroudant (Thomas et al. 2004).

Les premières formations paléozoïques datées correspondent à des séries renfermant à la base une faune composée de Termierella (trilobites : Ordre: Ptychopariida, Famille: Elipsocephalidae) et de Hyolithes (organisme énigmatique du Paléozoïque, rapproché des Conulaires) dont les premières apparitions sont attribuées à la base du Cambrien Moyen (Acadien inférieur). Ces formations acadiennes sont constituées d'un ensemble très puissant (localement supérieur à 800m) de pélites noires ou vertes plus ou moins gréseuses indiquant un léger approfondissement du milieu de dépôt. Elles présentent des intercalations de grès et de quartzites, et s'achèvent par une importante barre de quartzites (Figure II-4). Cette dernière est formée de bancs décimétriques à métriques et est limitée à sa base et à son sommet par des surfaces érosives indiquant un dynamisme de haute énergie lors de son dépôt (Bolata, 1995). Ces variations des conditions hydrodynamiques traduisent un environnement de plate-forme silicoclastique peu profonde.

L'Ordovicien (500-800 m d'épaisseur) débute par des schistes gréseux, argileux ou silteux avec des intercalations de bancs gréso-quartzitiques, se poursuit par d'importantes barres de quartzite, puis s'achève par des bancs de grès microconglomératiques (Figure II-4). A l'instar de la sédimentation cambrienne, la sédimentation ordovicienne traduit un environnement de plate-forme peu profonde et proximale.

Le Silurien (150 m d'épaisseur) est marqué par un changement de nature des sédiments puisque l'on passe à des pélites silteuses ou argileuses (Du Dresnay et al., 1977). Celles-ci sont principalement composées de matériel détritique fin indiquant un faible apport sédimentaire issu de l'érosion du Craton Ouest Africain.

Enfin, le Dévonien n'est représenté que par deux blocs de calcaires silicifiés (Du Dresnay et al., 1977). Ceci pourrait indiquer que la plaine de Tamlalt se comportait comme un paléoseuil au Dévonien .

Les formations paléozoïques de la plaine de Tamlalt traduisent l'évolution tectonique et sédimentaire de la région. Celle-ci débute par les phénomènes d'extension et d'érosion du

Craton Ouest Africain au début du Paléozoïque et se poursuivent jusqu'aux premiers indices de compression et de surrection de la zone liés au développement de l'orogenèse varisque.

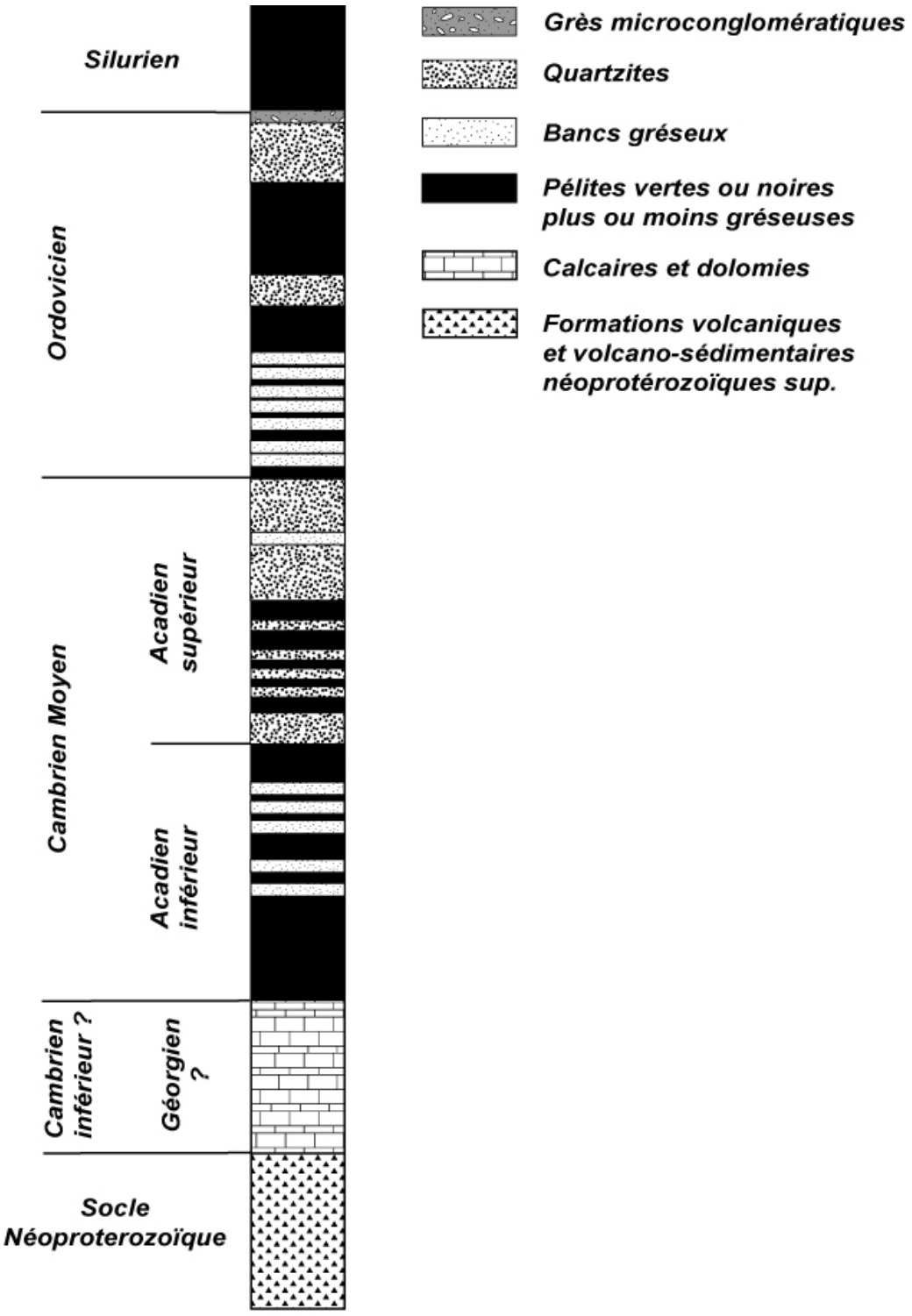


Figure II-4 : Log simplifié des formations néoprotérozoïques et paléozoïques de la boutonnière de Tamalt. Adapté d'après Bolata (1995).

1-3. Les minéralisations de la plaine de Tamlalt

La boutonnière de Tamlalt présente différents types de minéralisations encaissées soit dans le socle néoprotérozoïque-paléozoïque, soit dans la couverture mésozoïque. Les terrains mésozoïques de la plaine de Tamlalt présentent essentiellement des minéralisations en plomb, zinc et manganèse (ex : Ancienne mine de Mn de Bou Arfa). Les terrains paléozoïques et néoprotérozoïques ont fait l'objet de travaux d'exploration tous particuliers (Bouchta et Lataillade, 1967; Bouali, 1995) car ils présentent des minéralisations cuprifères (ex : Tamlalt-Menhouhou et Bou Salem), ferrifères (Tamlalt-Menhouohu), aurifères (El Haouanit et Tamlalt-Menhouhou ; Figure II-2 et Figure II-3) et de barytine (ex : Mine de Zelmou, Menhouhou et Bou Salem ; Figure II-3). Nous allons ici présenter rapidement trois des sites les plus remarquables de la boutonnière de Tamlalt : la mine de barytine de Zelmou, le gisement Sb-Au d'El Haouanit et le gisement Au-Cu de Tamlalt-Menhouhou.

1-3-1. La mine de barytine de Zelmou

Le gisement de barytine de Zelmou a été découvert par l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM ; ex-BRPM) en 1956, et est aujourd'hui exploité par la Compagnie Marocaine des Barytes (COMABAR). La mine de Zelmou est exceptionnelle puisqu'il s'agit du plus important gisement de barytine du Maroc, et l'un des plus grands de l'Afrique du Nord. Les quelques études géologiques menées sur les minéralisations de barytine ont souligné le polyphasage de ce gisement (Rajlich, 1982 ; Bolata, 1995). En effet, deux générations différentes de veines de barytine encaissées dans les schistes gréseux de l'Acadien ont été décrites (Rajlich, 1982). La dernière génération correspond à la remobilisation de la première lors des derniers évènements de l'orogenèse varisque (Rajlich, 1982). Bolata (1995), quant à elle, souligne la difficulté à proposer un modèle génétique pour la formation des veines de barytine en raison de la succession et de la superposition des événements tectoniques varisques et alpins.

1-3-2. Le gisement Sb-Au d'El Haouanit

Les premières études concernant le secteur d'El Haouanit ont signalé la présence d'un minéralisation à antimoine sous forme de stibine (Sb_2S_2) et de bindheimite ($Pb_2Sb_2O_2$) dans

des veines de quartz recoupant les schistes gréseux et les quartzites du Cambrien Moyen (Blanc et al., 1972 ; Vasquez Lopez, 1974 ; Sharp, 1981). Vasquez Lopez (1974) a décrit dans ces veines de quartz la présence d'or tantôt en inclusions dans des quartz sub-automorphes, tantôt dispersés entre les grains de stibine. Les études lithogéochimiques de la zone montrent que les anomalies en antimoine et or sont généralement associées à des teneurs importantes en plomb, cuivre et argent à la fois dans les veines minéralisées et dans les formations paléozoïques encaissantes (Bouali, 1995). Même si aucune étude détaillée sur les ressources du gisement d'El Haouanit n'a été réalisée jusqu'à présent, les travaux préliminaires indiquent des réserves totales pour l'antimoine estimées à 1 200 tonnes avec une teneur moyenne de 0,4% Sb et une teneur de 1,5 ppm Au (Sharp, 1981). Il n'existe pas de modèle de formation de ce gisement, néanmoins Sharp (1981) suggère un lien génétique entre les évènements atlasiques et la mise en place des minéralisations.

1-3-3. Le gisement Au-Cu de Tamlalt-Menhouhou.

Le secteur de Menhouhou est connu depuis longtemps en raison de l'exploitation artisanale du fer et de la barytine dans ses formations néoprotérozoïques. Les premiers travaux d'exploration de l'ONHYM ont été effectués par Bouali (1995). Cette étude a permis de mettre en évidence une minéralisation cuprifère sous forme de placages de malachite dans des veines de quartz, une anomalie locale en or et la présence d'une minéralisation ferrifère de type « Banded Iron Formation ». En 1999, l'ONHYM reprend l'exploration du secteur et met en évidence une minéralisation aurifère encaissée dans les formations volcaniques et volcano-sédimentaires situées au nord-est du secteur de Menhouhou (gisement de Tamlalt-Menhouhou) (El Hakour, 2000). Des travaux de sondage ont été effectués jusqu'en 2005 et ont permis de déterminer une réserve de 1.7 millions de tonnes avec une teneur moyenne de 4,2 g/t Au. Cette estimation est basée sur l'extension de deux structures principales (« stockwerk du mur » et « stockwerk du toit ») associées à une altération à sericite dominante (El Hakour, 2005).

Le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou fera l'objet d'une étude pétrographique, géochimique et géochronologique précise dans la partie III.

1-3-4. Conclusion sur les minéralisations de la boutonnière de Tamlalt

Les trois sites que nous avons présenté sont tous marqués par une histoire complexe rendant extrêmement difficile toute interprétation concernant leur mode de formation. Les premières études sur le secteur de Menhouhou indiquent la possibilité d'une minéralisation précoce liée à l'activité magmatique néoprotérozoïque (ex : BIF). Quant aux travaux effectués sur les gisements d'El Haouanit et de la mine de Zelmou, ils soulignent l'importance des évènements orogéniques varisques et alpins.

Il apparaît donc indispensable de réaliser un travail détaillé sur l'ensemble des évènements qui se sont succédés depuis le Néoprotérozoïque jusqu'à aujourd'hui, pour ainsi être en mesure de proposer un modèle génétique pour les différents gisements de ce secteur. C'est ce travail que nous réaliserons pour contraindre la minéralisation aurifère de Tamlalt-Menhouhou tout au long des partie II et III de ce mémoire.

1-4. Le cadre structural de la boutonnière de Tamlalt.

1-4-1. Les grands ensembles structuraux de la boutonnière de Tamlalt.

Plusieurs travaux ont été menés sur les déformations enregistrées dans l'ensemble de la boutonnière de Tamlalt (Hoepffner, 1987 ; Houari et hoepffner, 2000 ; Houari, 2003). Les premiers résultats ont montré que les terrains néoprotérozoïques et paléozoïques de la plaine de Tamlalt sont disloqués par un réseau sub-parallèle d'accidents E-W délimitant des ensembles structuraux bien distincts (Figure II-5). De nombreux accidents ESE-WNW et ENE-WSW de moindre importance recoupent ces ensembles structuraux et définissent un réseau anastomosé avec les principaux accidents E-W.

Hoepffner (1987) a subdivisé la boutonnière de Tamlalt en deux domaines distincts : le domaine nord (ND : Northern Domain) et le domaine centro-méridional (CSD : Central South Domain) (Figure II-5).

Le domaine nord (ND) est déformé par une première phase composée de deux épisodes (D1 et D2) et caractérisée par des structures tectoniques similaires à celles de la déformation « bretonne » de la Meseta orientale (Hoepffner, 1987; Houari, 2003). Cette phase « Eovarisque », attribuée au Dévonien supérieur (Hoepffner, 1987), est suivie par une phase

de déformation D3 tardi-hercynienne. Enfin, une phase de déformation D4, localement synschisteuse, et antérieure aux dépôts triasico-liasiques scelle l'histoire tectonique paléozoïque de la zone (Houari et Hoepffner, 2003).

Le domaine centro-méridional (CSD) ne présente pas d'indices de la déformation « Eovarisque ». Il s'est principalement structuré au cours de la phase tardi-hercynienne D3 créant des plis kilométriques de direction E-W associés aux fonctionnement des bandes de cisaillement dextre (Figure II-6). Puis ces structures ont été reprises lors de la phase de déformation D4 principalement active dans la bordure sud de la région. D'après Houari et Hoepffner (2003), le domaine centro-méridional (CSD) serait assimilable à une mégazone de cisaillement (« shear zone ») large de 70 km et subdivisée en plusieurs ensembles sub-parallèles qui forment des zones de cisaillement de second ordre (Figure II-6).

Nous allons maintenant nous intéresser aux structures du secteur de Menhouhou, puisqu'il renferme dans sa partie nord-est les indices aurifères de Tamlalt-Menhouhou, sujet de notre étude.

1-4-2. Cadre structural du secteur du Menhouhou.

Les formations du secteur de Menhouhou sont découpées par deux grandes bandes de cisaillements orientés E-W (Figure II-7) : la bande de cisaillement d'El Hirech au nord (EHSB) et la bande de cisaillement de Machgoug au centre (MSB). La MSB sépare le secteur de Menhouhou en deux compartiments distincts caractérisés par des intensités de déformation différentes. Le compartiment nord est limité par les deux grandes bandes de cisaillement (MSB et EHSB) et se comporte comme un couloir de cisaillement jalonné, dans sa partie est, par des écailles de Paléozoïque. La déformation y est telle que la stratification initiale des formations volcano-sédimentaires néoprotérozoïques n'est plus identifiable (Figure II-8A et 8F). Le compartiment sud, limité au nord par la MSB, se présente cartographiquement comme un pli kilométrique de direction globale N-S (Figure II-7) limité à l'est par un chevauchement à vergence est. La déformation y est globalement moins importante que dans le compartiment sud, sauf aux abords directs des décrochements (Figure II-8B).

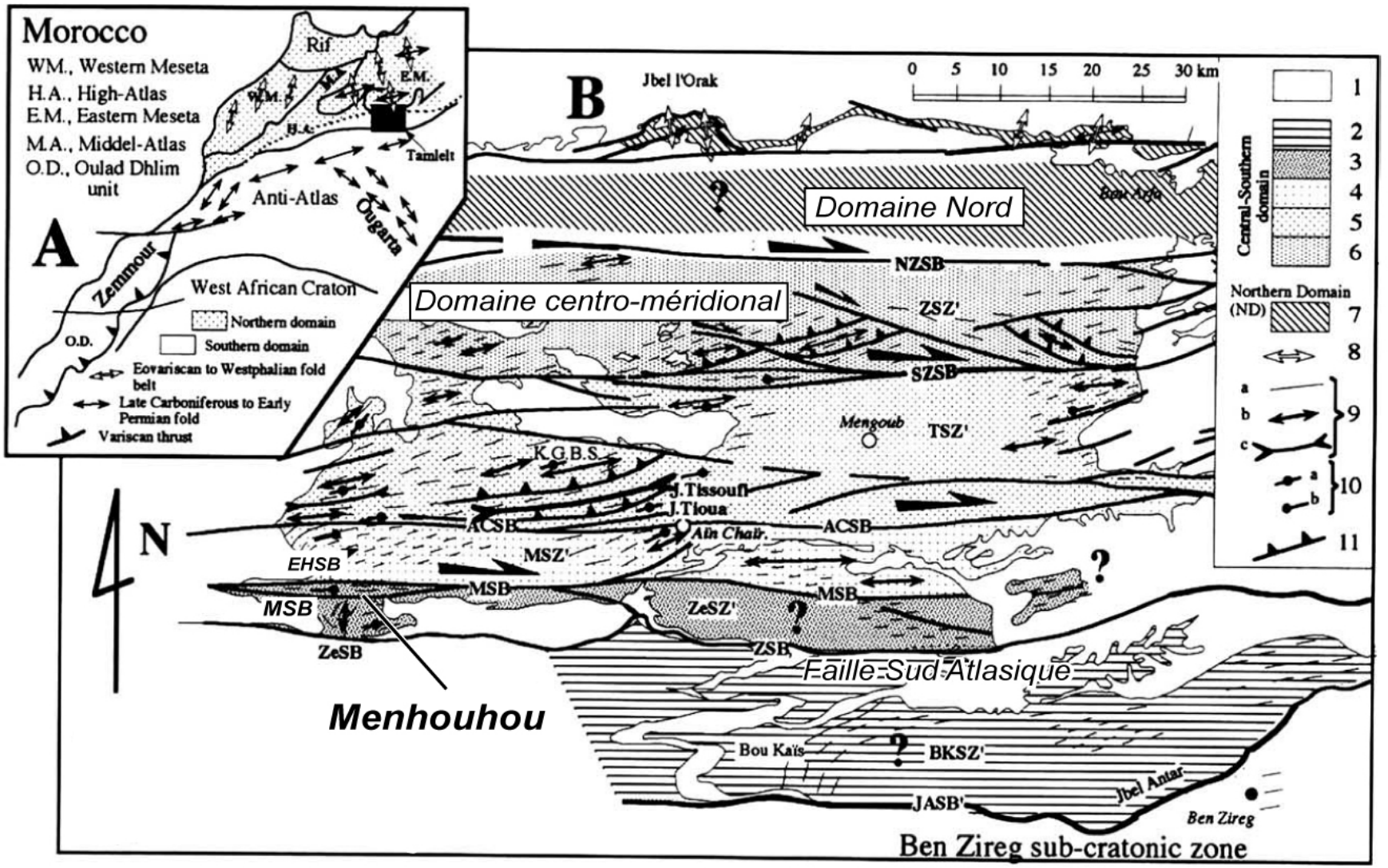


Figure II-5 : (A) localisation de la boutonnière de Tamlalt dans le Haut-Atlas oriental; (B) Carte structurale de la boutonnière de Tamlalt. Légende: (1) couverture post-paléozoïque; (2) Bou Kaïs SZ'; (3) Zelmou SB'; (4) Mnijel SZ'; (5) Tissoufi SZ'; (6) Zroug SZ'; (7) Domaine Nord; (8) Plis Eovarisques (F1+2); (9a) Trajectoire des schistosités S3; (9b) Axe des anticlinaux F3; (9c) Axe des synclinaux F3; (10) Linéation d'étirement L3; (a) subhorizontale, (b) inclinée et (11) Failles inverses. (ACSB) Aïn Chair shear band; (BKSZ') Bou Kaïs Shear Zone; (JASB) Jbel Antar shear band; (JT) Jbel Tissoufi; (KGBS) Koudiat Guelb Bou Salem; (MSB) Machgoug shear band; (EHSB) El Hirech shear band; (MSZ') Mnijel Shear Zone; (NZSB) Northern Zroug shear band; (ZeSB) Zelmou shear band; (SZSB) Southern Zroug shear band; (TSZ') Tissoufi Shear Zone; (ZeSZ') Zelmou Shear Zone; (ZSZ') Zroug Shear Zone. Modifié d'après Houari et Hoepffner (2003).

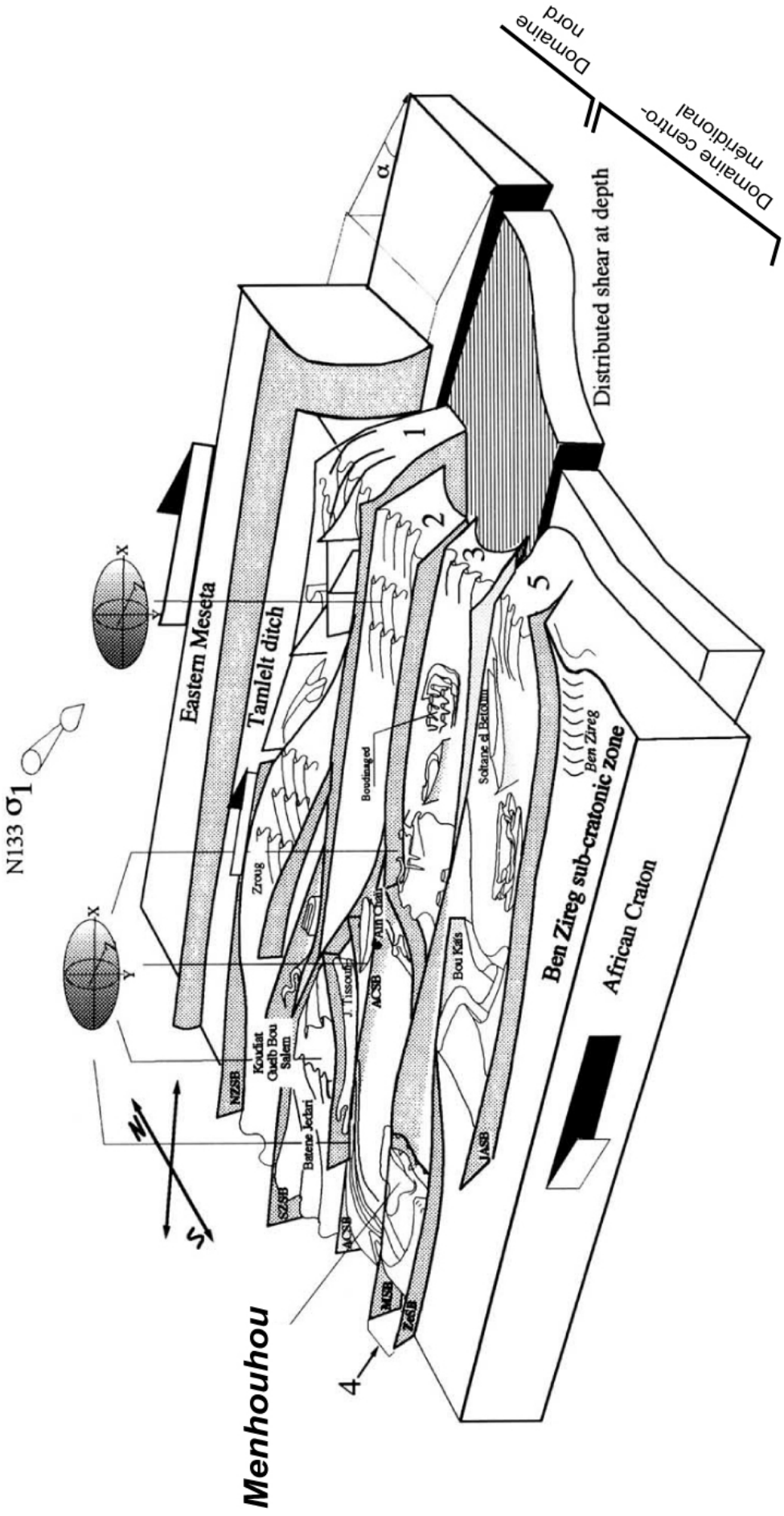


Figure II-6 : Schéma représentant les principales bandes de cisaillement, les structures D3 et D4 de la boutonnière de Tamlalt. Légende : voir Figure II-5. D'après Houari et Hoepffner (2003).

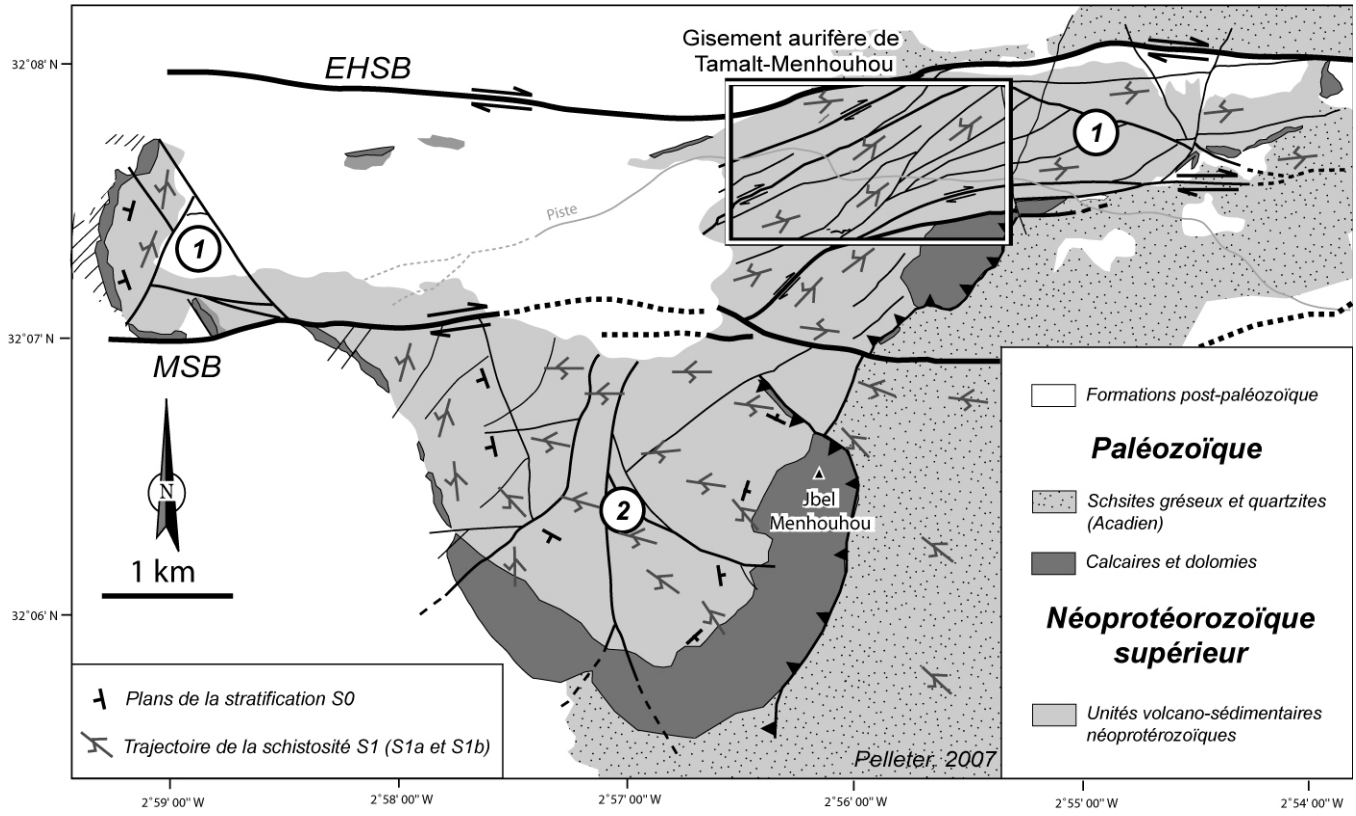


Figure II-7 : Carte géologique simplifiée du secteur de Menhouhou présentant les principaux accidents et la trajectoire de la schistosité S1 (S1a et S1b). 1 : compartiment nord; 2 : compartiment sud. EHSB : El Hirech shear band; MSB : Mechgoug shear band.

Trois schistosités ont été observées dans les formations néoprotérozoïques et paléozoïques du secteur de Menhouhou. Les deux premières schistosités (S1a et S1b; Figure II-8C) affectent toutes les lithologies et apparaissent fortement pénétratives. La schistosité S1b est postérieure puisqu'elle recoupe systématiquement la schistosité S1a en dextre (Figure II-8C). Dans le compartiment nord, ces deux schistosités sont orientées E-W à NE-SW. Dans le compartiment sud, au cœur des formations néoprotérozoïques, elles sont globalement orientées E-W. A l'ouest et au sud-est, dans les terrains néoprotérozoïques situés au contact avec les calcaire et dolomies, ces schistosités sont orientées respectivement NNE-SSW et NNW-SSE. Les directions des schistosités S1a et S1b dans le compartiment sud sont donc incompatibles avec le pli de direction N-S observé cartographiquement. Cependant le changement de direction de ces schistosités à l'ouest et au sud-est indique qu'elles ont été affectées ultérieurement par la même phase de déformation ayant engendré ce pli kilométrique N-S.

La troisième schistosité (S2) est représentée, dans l'ensemble de la région, par un clivage de fracture ou de crénulation inhomogène. Le clivage de crénulation et les plis (P2) de type "kink-band" (Figure II-8D) sont bien plus développés dans le compartiment nord. Le clivage S2 est tardif par rapport aux deux autres schistosités puisqu'il reprend la schistosité S1 en senestre (Figure II-8F). Des mouvements senestres sont également enregistrés dans les nombreuses veines de quartz et calcite du secteur (Figure II-8F). L'orientation du clivage de fracture, de crénulation, et des axes de plis P2 varie de NNW-SSE à NNE-SSW dans l'ensemble du secteur, mais garde globalement une direction N-S.

Page suivante

Figure II-8 : Planche photographique

A. Déformation intense des roches felsiques néoprotérozoïques au sein d'une zone de cisaillement appartenant au compartiment nord du secteur de Menhouhou

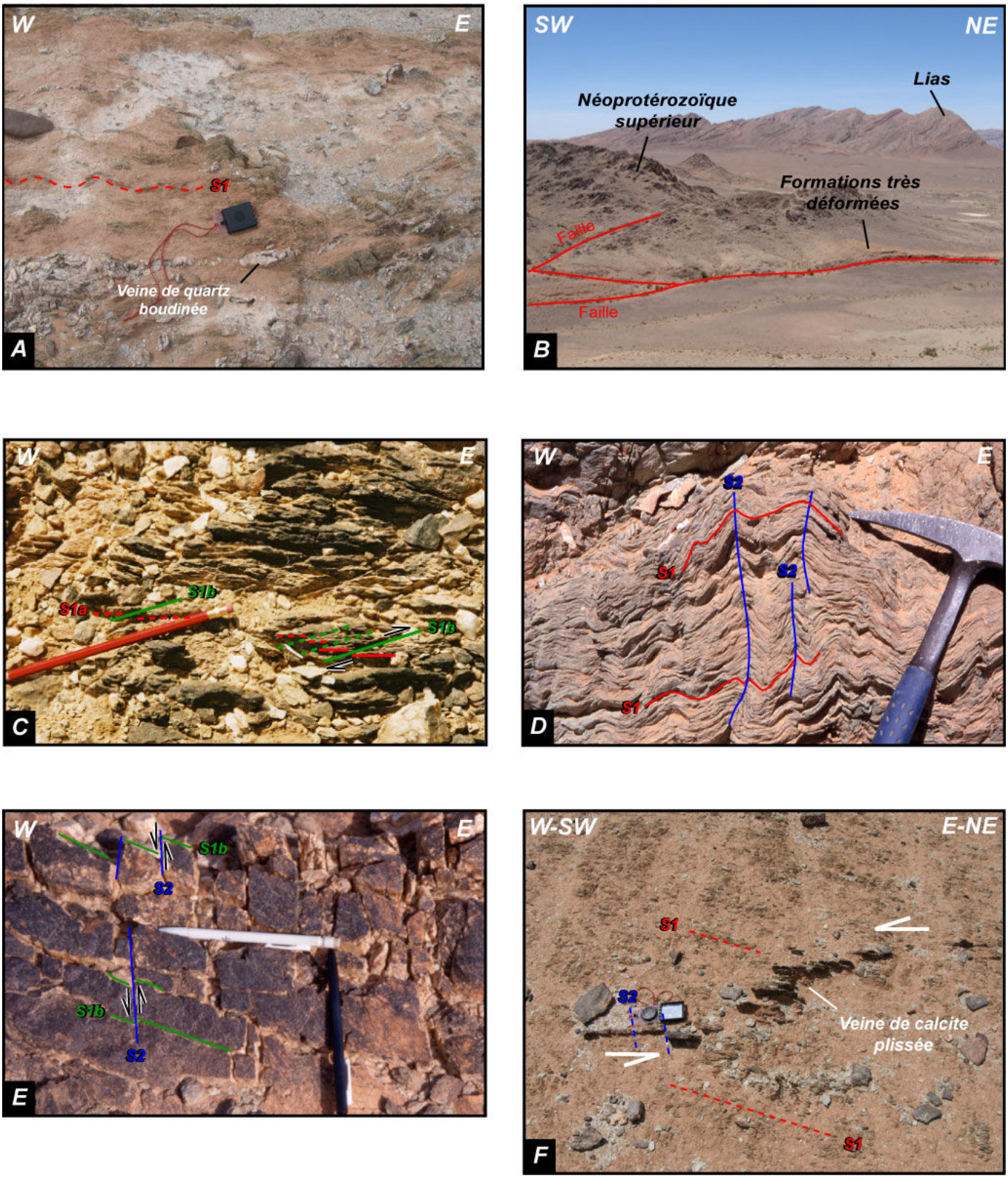
B. Déformation des roches felsiques néoprotérozoïques localisées aux abords des failles; compartiment sud de Menhouhou.

C. Relation entre la schistosité S1a et S1b. La schistosité S1b reprend la S1a en dextre. Roche felsique néoprotérozoïque.

D. Schistosité S2 et plissement (plis P2) de la schistosité S1. Roche mafique néoprotérozoïque.

E. Relation entre la schistosité S1 (ici S1b) et S2. La schistosité S2 reprend la S1 en senestre. Veine de quartz.

F. Mouvement senestre enregistré par une veine de calcite plissée et schistosée au sein d'une zone de cisaillement (compartiment nord de Menhouhou)


W
E
S1
Veine de quartz boudinée
A
SW
NE
Lias
Néoprotérozoïque supérieur
Formations très déformées
Faille
Faille
B
W
E
S1a
S1b
S1b
C
W
E
S2
S1
S2
S1
D
W
E
S1b
S2
S1b
S2
E
W-SW
E-NE
S1
S2
Veine de calcite plissée
S1
F

- Figure II-8 -

L'étude stéréographique des schistosités a été réalisée en séparant les données provenant du compartiment nord de celles provenant du compartiment sud. Dans le compartiment nord, les polaires des schistosités S1a et S1b se distribuent dans les quadrants SW et NE du stéréogramme indiquant une direction globale NE-SW des schistosités avec des pendages subverticaux (Figure II-9A et 9B). Cette direction est conforme avec un jeu dextre du couloir de cisaillement délimité par les accidents EHSB et MSB (Figure II-9A).

Les polaires de la schistosité S2 se distribuent dans les quadrants SE et NW du stéréogramme indiquant une direction globale NW-SE de la schistosité (Figure II-9C). Cette direction est conforme avec un rejeu senestre du couloir de cisaillement (Figure II-9C).

Dans le compartiment Sud, les polaires des schistosités S1a et S1b se retrouvent dispersées dans le quadrant est du stéréogramme (Figure II-10). Cette dispersion pourrait traduire l'existence d'un grand pli kilométrique synchisteux de direction E-W avec un axe plongeant de près de 70° vers l'est.

Les données obtenues pour la schistosité S2 dans le compartiment sud sont trop peu nombreuses pour pouvoir obtenir une représentativité statistique significative. Elles ne seront donc pas présentées.

Il semble donc que le secteur de Menhouhou ait connu une tectonique polyphasée. La première étape se traduit par la formation d'un pli kilométrique synschisteux de direction globale E-W associé à S1a et S1b. Il s'est structuré lors d'une déformation générée dans un contexte de cisaillement dextre. Ceci est en accord avec la déformation D3 décrite par Houari (2003). La deuxième étape consiste en une reprise des structures issues de la déformation D3. Cette déformation générée dans un contexte de cisaillement senestre conduit à la formation d'un grand pli de direction N-S et à la formation des chevauchements à vergence est. Cette phase est sûrement responsable du basculement de l'ancien pli E-W présentant aujourd'hui un axe plongeant de 70° vers l'est. Cette étape coïncide avec la déformation D4 observée par Houari (2003) et Houari et Hoepffner (2003) et qui correspondrait à une inversion tectonique tardi-hercynienne. Enfin, Houari (2003) décrit également une phase de déformation tardive qui reprend les clivages issus de la déformation D4 au niveau du couloir de cisaillement du compartiment nord (Figure II-11). L'auteur suggère un rejeu dextre lié à la déformation alpine.

En raison de l'intensité de la déformation localisée au niveau du gisement de Tamlalt-Menhouhou (Figure II-7) et des rejeux successifs des bandes de cisaillement, il apparaît important de prendre en compte les conséquences possibles des orogenèses varisque et alpine dans le modèle de formation de la minéralisation aurifère.

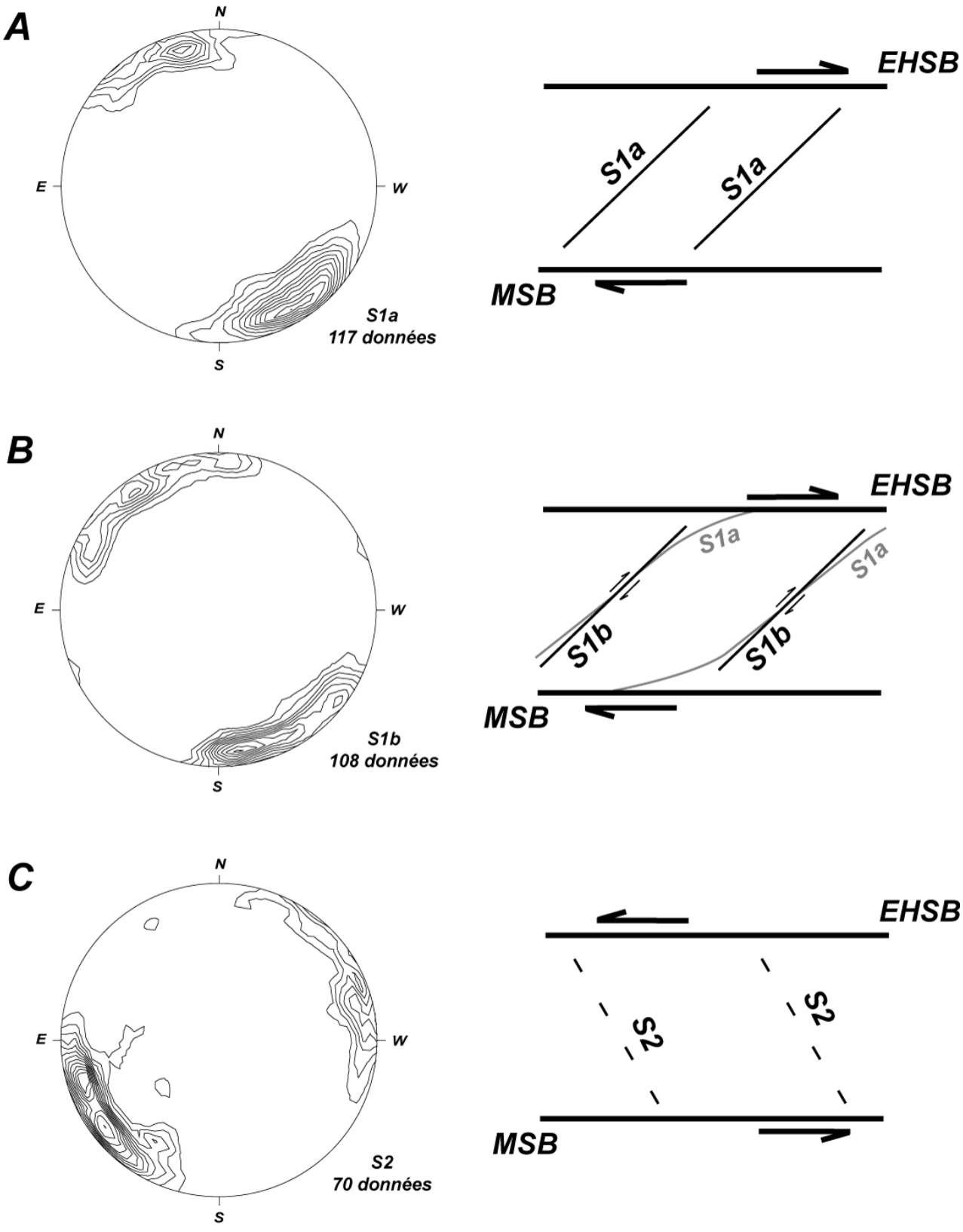


Figure II-9 : Courbes d'isodensité des polaires des plans de schistosité S1a (A), S1b (B) et S2 (C) localisées dans le compartiment nord (Projection en hémisphère inférieur) et schémas interprétatifs pour la formation de ces schistosités au sein du couloir de cisaillement. EHSB : El Hirech Shear Band; MSB : Machgoug Shear Band.

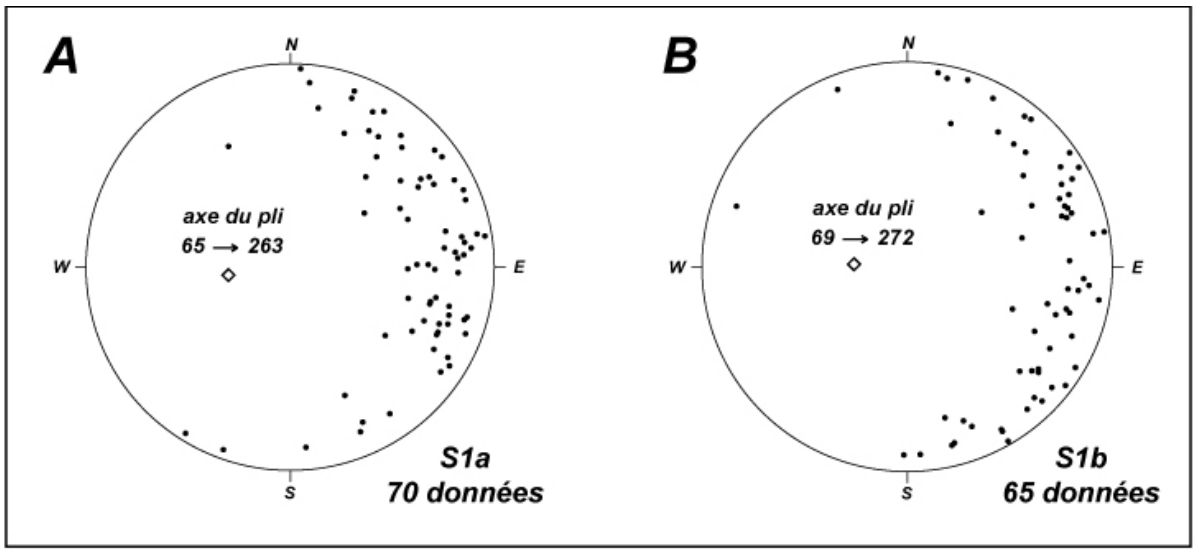


Figure II-10 : Projection stéréographique (hémisphère inférieur) des polaires de la schistosité S1a (A) et de la schistosité S1b (B).

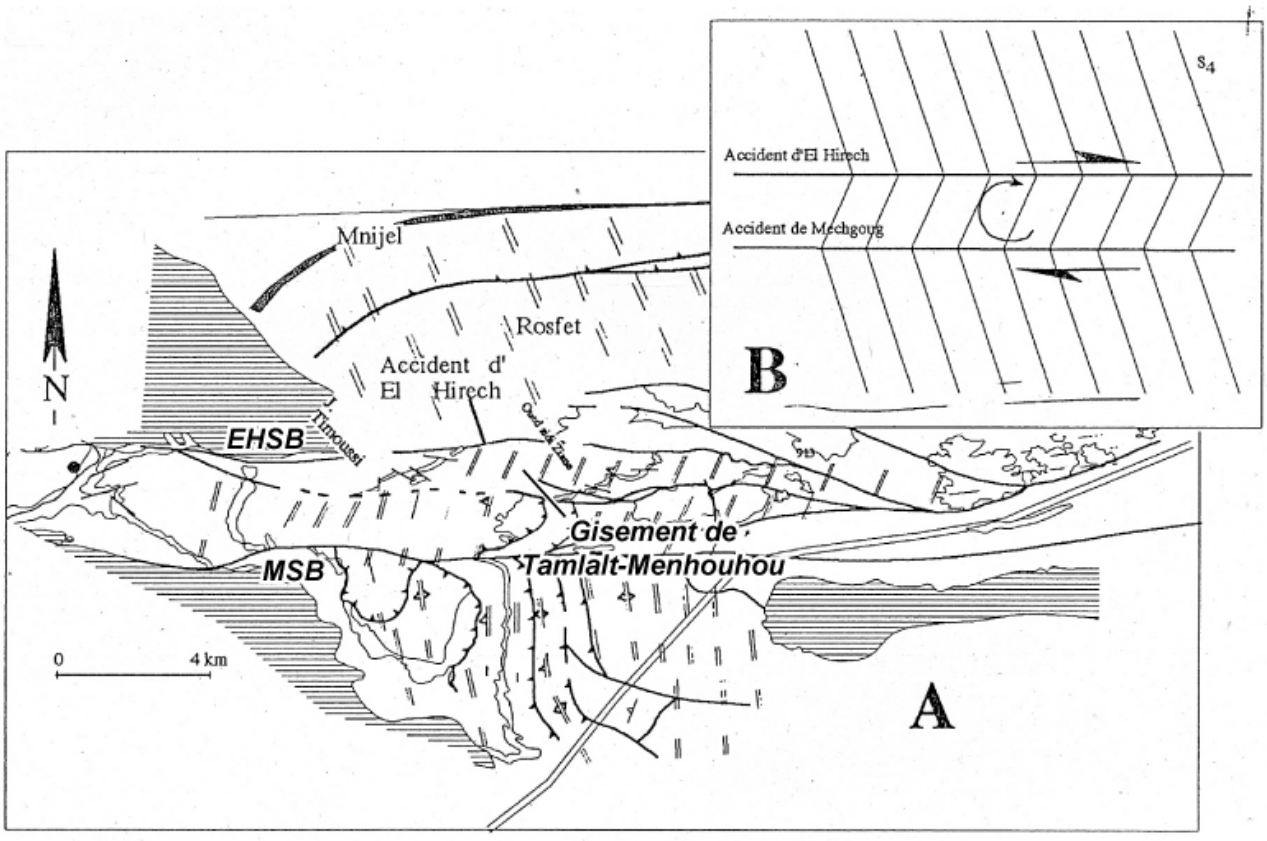


Figure II-11 : Trajectoire du clivage S2 (S4 : Houari, 2003) (A) et schéma interprétatif des changements de direction par le fonctionnement dextre, probablement atlasique du couloir défini par les accidents d'El Hirech (EHSB) et de Machgoug (MSB). Hachuré horizontal : couverture mésozoïque; blanc : socle Néoprotérozoïque et Paléozoïque. D'après Houari (2003)

Chapitre 2. Les formations du secteur de Menhouhou

Comme nous l'avons vu précédemment les formations du secteur de Menhouhou ont subi plusieurs phases de déformation lors des orogenèses varisque et alpine. Pour essayer de nous affranchir le plus possible des phénomènes d'altération associés aux différentes phases tectoniques, nous nous sommes intéressés principalement au compartiment sud de la région. Nous avons également choisi d'échantillonner quelques formations néoprotérozoïques du secteur de Bou Salem, ce dernier ayant la particularité d'être moins déformé que le secteur de Menhouhou et pouvant donc fournir des échantillons de référence .

2-1. Lithostratigraphie des formations du secteur de Menhouhou

2-1-1. Les formations néoprotérozoïques supérieures

Le secteur de Menhouhou correspond au plus grand affleurement de formations néoprotérozoïques de la boutonnière de Tamlalt. Ces formations néoprotérozoïques de Menhouhou sont constituées de deux unités volcano-sédimentaires (Figure II-12; Figure II-13). L'unité la plus ancienne est l'unité volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire (***v.s.m.*** *;* Figure II-12; Figure II-13). Elle est composée de métatuffites andésitiques dans lesquelles s'intercalent de nombreuses roches volcaniques (basaltes, andésites basaltiques et andésites) et hypovolcaniques (dolérites). Cette unité est généralement fortement déformée en raison de sa localisation proche des accidents majeurs (Figure II-14). Sur l'unité v.s.m. repose l'unité volcano-sédimentaire felsique (***v.s.f.***) constituée d'une unité inférieure et d'une unité supérieure (Figure II-12; Figure II-13). L'unité volcano-sédimentaire felsique inférieure débute par une séquence de dacites et rhyodacites de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, puis est suivie par une séquence de métatuffites rhyolitiques (***MTR***) dans lesquelles s'intercalent des ignimbrites ainsi que des formations conglomératiques (Figure II-13). Au dessus, l'unité volcano-sédimentaire felsique supérieure est composée de métatuffites rhyolitiques rubanées (***MRR;*** Figure II-15a). Celles-ci présentent des intercalations de formations ferrifères stratiformes (Figure II-15b) assimilées à des Banded Iron Formation (BIF) par Bouali (1995), de formations conglomératiques à barytine (Figure II-15c) et des

niveaux à jaspes rouges (Figure II-15d). Les MRR présentent également la particularité d'être recoupées par de nombreux filons plurimétriques de barytine (Figure II-14). Dans la partie sud du secteur de Menhouhou, le sommet de l'unité felsique supérieure est représenté par les formations conglomératiques à barytine, la partie sud-ouest par les métatuffites rhyolitiques rubanées, et dans la partie ouest par des rhyodacites et rhyolites sommitales (Figure II-12 ; Figure II-13; Figure 14).

Rq. Comme dans la plupart des boutonnières néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas, les formations néoprotérozoïques supérieures de Menhouhou indiquent une activité magmatique intense. Il faut également noter la présence de nombreux indices, témoins d'une activité hydrothermale importante à la fin du Néoprotérozoïque de Menhouhou (conglomérats à nodules de barytine, formations ferrifères stratiformes et jaspes rouges localisés dans les métatuffites rhyolitiques rubanées).

2-1-2. Les formations paléozoïques

La série paléozoïque débute par les calcaires et dolomies du Cambrien inférieur (Du Dresnay et al. 1977 ; Figure II-13). Le passage entre cette formation et l'unité volcano-sédimentaire felsique est concordante lorsque le contact implique les rhyodacites et rhyolites sommitales (Figure II-15e). Lorsque ce sont les métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR) ou les conglomérats à barytine qui sont au contact avec les calcaires et dolomies, on observe un légère discordance angulaire (Figure II-15f). Dans le secteur de Menhouhou, la formation des calcaires et dolomies peut atteindre une épaisseur de 150 m. Elle est surmontée par une puissante formation composée de schistes gréseux datés à l'Acadien inférieur. La limite de ces schistes gréseux n'est pas visible dans le secteur de Menhouhou en raison des nombreux accidents qui recoupent la région. En effet, les quartzites de l'Acadien supérieur sont systématiquement en contact anormal soit avec les schistes gréseux, soit avec les séries du Néoprotérozoïque supérieur.

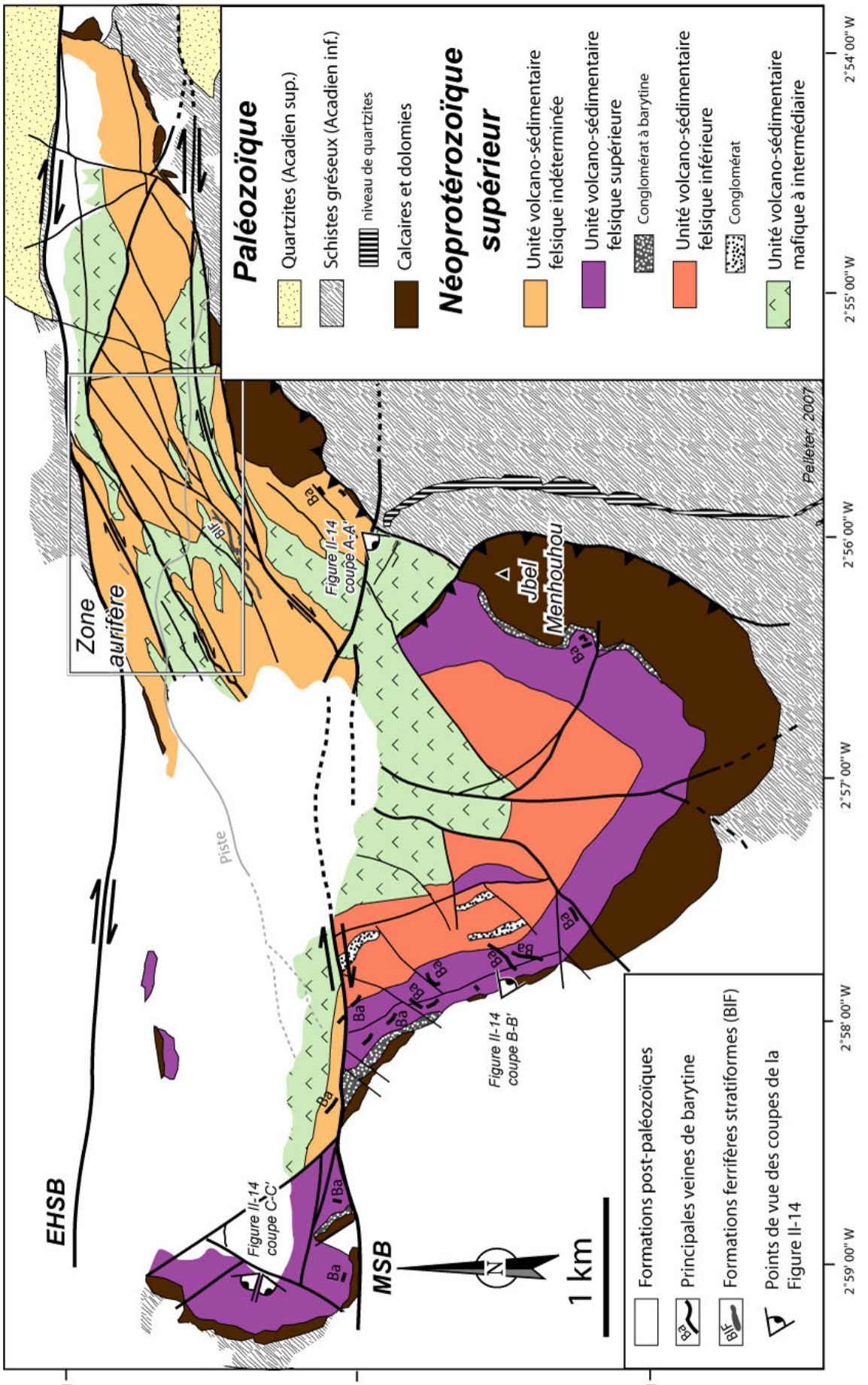


Figure II-12 : Carte géologique du secteur de Menhouhou et localisation de la zone aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Les points de vue correspondant aux coupes de la figure II-14 sont également reportés.

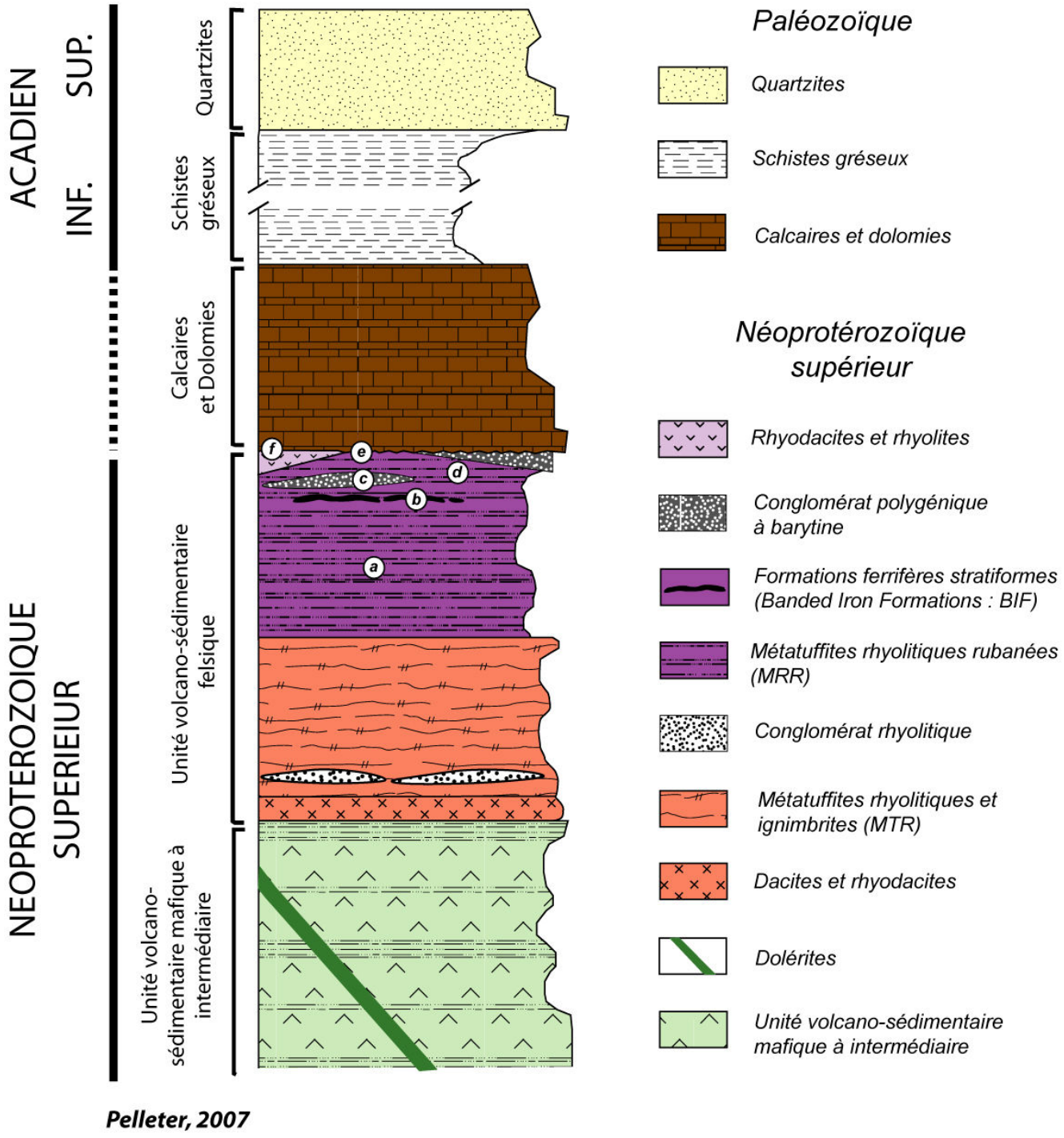


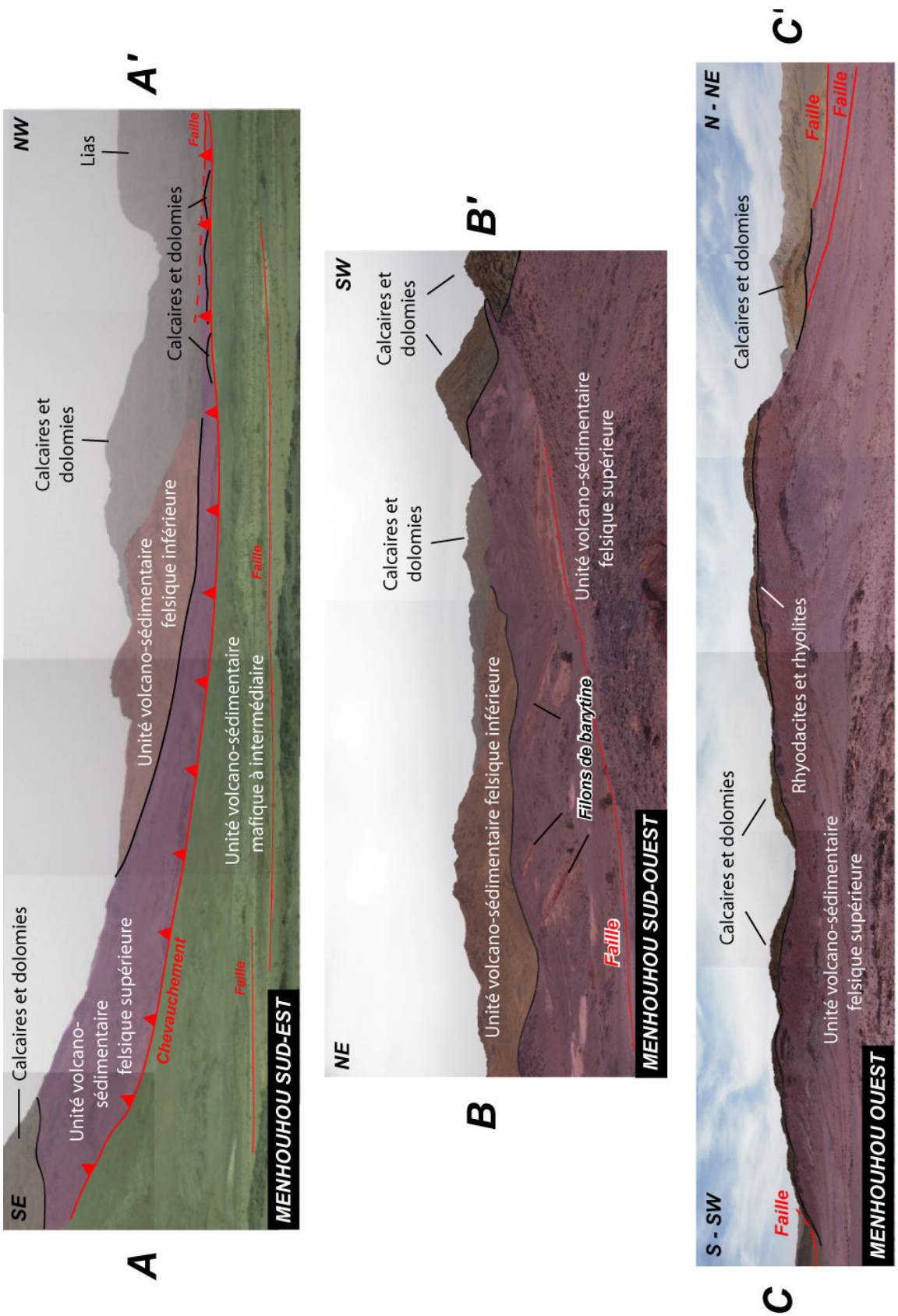
Figure II-13 : Log synthétique des formations néoprotérozoïques supérieures et paléozoïques inférieures observées dans le secteur de Menhouhou. a, b, c, d, e, et f font référence aux photographies présentées en figure II-15. Rq : En raison des répétitions tectoniques, les épaisseurs vraies des formations n'ont pas pu être déterminées.

Figure II-14 : Planche photographique présentant les vues panoramiques des secteurs sud-est, sud-ouest et ouest de Menhouhou. Les points de vue sont reportés sur la carte géologique de la figure II-12

Coupe A-A' : vue panoramique du secteur sud-est de Menhouhou présentant le contact anormal entre l'unité volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire (v.s.m.) et l'unité volcano-sédimentaire felsique supérieure (v.s.f. sup.).

Coupe B-B' : vue panoramique du secteur sud-ouest de Menhouhou (compartiment sud) montrant le contact entre l'unité v.s.f. inférieure et l'unité v.s.f. supérieure. Cette dernière est caractérisée par la présence de veines de barytine plurimétriques ayant fait l'objet d'exploitations artisanales.

Coupe C-C' : vue panoramique du secteur ouest de Menhouhou (compartiment nord) présentant le contact normal entre l'unité volcano-sédimentaire felsique supérieure (ici représenté par des niveaux massifs de rhyodacites et rhyolites) et les calcaires et dolomies.


A
SE
NW
A'
Calcaires et dolomies
Unité volcano-sédimentaire felsique supérieure
Chevauchement
Faille
Unité volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire
Unité volcano-sédimentaire felsique inférieure
Calcaires et dolomies
Lias
Faille
MENHOUHOU SUD-EST
B
NE
SW
B'
Unité volcano-sédimentaire felsique inférieure
Filons de barytine
Faille
Calcaires et dolomies
Unité volcano-sédimentaire felsique supérieure
Calcaires et dolomies
MENHOUHOU SUD-OUEST
C
S - SW
C'
N - NE
Calcaires et dolomies
Faille
Unité volcano-sédimentaire felsique supérieure
Rhyodacites et rhyolites
Faille
Calcaires et dolomies
Faille
MENHOUHOU OUEST

- ***Figure II-14*** -

Figure II-15 : Planche photographique des affleurements remarquables du secteur de Menhouhou.

A. Métatuffites rhyolitiques rubanées recoupées par un filon de barytine.

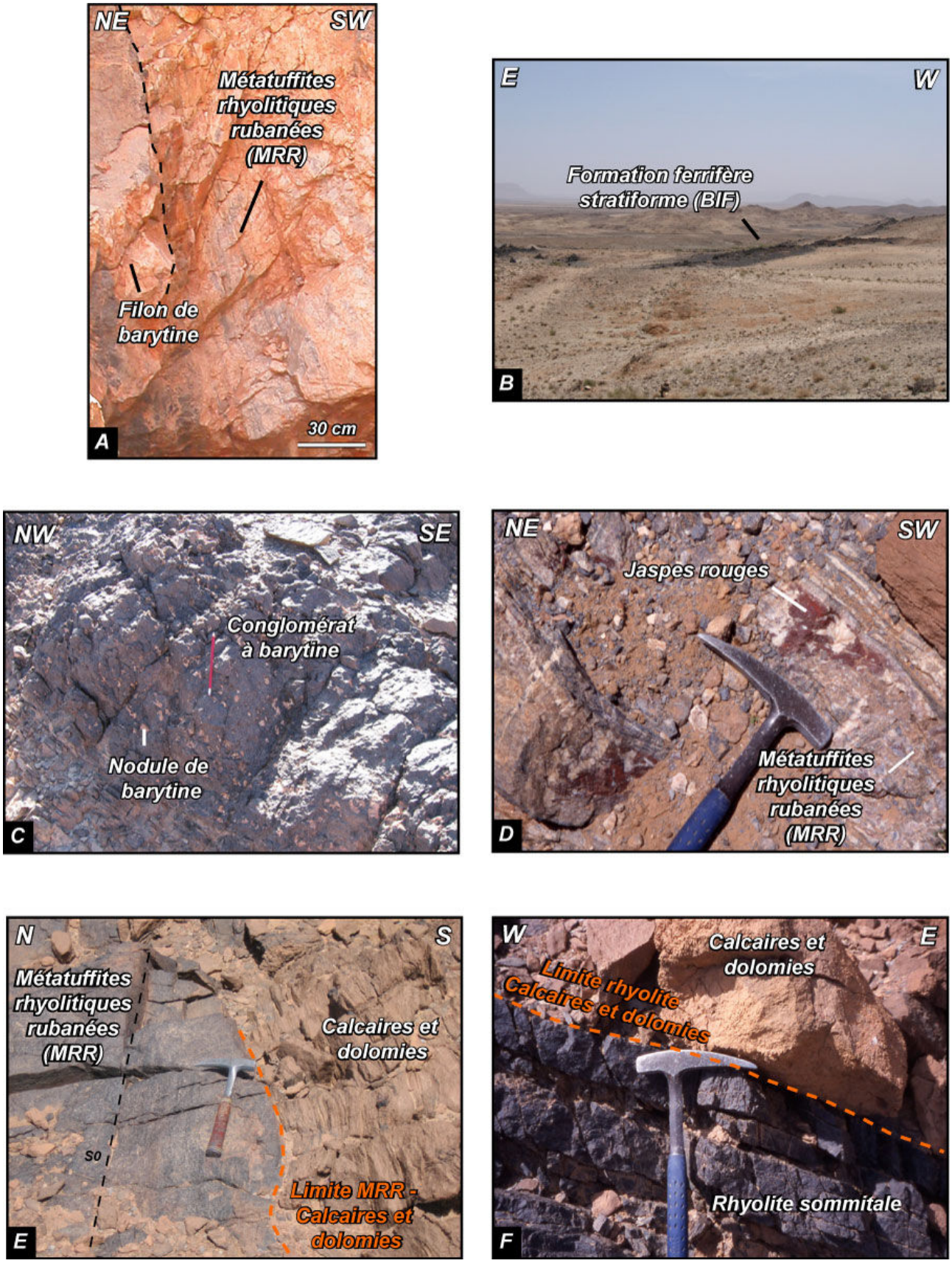
B. Formations ferrifères stratiformes interstratifiées dans les métatuffites rhyolitiques rubanées. Secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou.

C. Conglomérat à nodules de barytine interstratifiés dans les métatuffites rhyolitiques rubanées. La taille des nodules peut atteindre 2 à 3 cm.

D. Jaspes rouges observés au sein des métatuffites rhyolitiques rubanées.

E. Contact discordant entre les métatuffites rhyolitiques rubanées et les calcaires et dolomies.

F. Contact concordant entre les rhyolites sommitales et les calcaires et dolomies.


NE
SW
Métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR)
Filon de barytine
30 cm
A
E
W
Formation ferrifère stratiforme (BIF)
B
NW
SE
Conglomérat à barytine
Nodule de barytine
C
NE
SW
Jaspes rouges
Métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR)
D
N
S
Métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR)
Calcaires et dolomies
S0
Limite MRR - Calcaires et dolomies
E
W
E
Calcaires et dolomies
Limite rhyolite Calcaires et dolomies
Rhyolite sommitale
F

- Figure II-15 -

2-2. Pétrographie des formations du secteur de Menhouhou

2-2-1. Les formations néoprotérozoïques supérieures

2-2-1-1. Les roches volcaniques de l'unité volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire (v.s.m.)

En raison de leur localisation, proche des grands accidents du secteur de Menhouhou (Figure II-12), les roches appartenant à la formation volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire (v.s.m.) sont fortement déformées et altérées. Nous nous intéresserons donc uniquement aux faciès les plus massifs représentés par les formations magmatiques.

Les andésites basaltiques et les andésites présentent une mésostase microcristalline composée principalement de microcristaux de plagioclase conférant à la roche une texture microdoléritique (Figure II-16A). Les phénocristaux sont relativement peu développés et ne représentent jamais plus de 15 % de la roche. Il s'agit essentiellement de plagioclases dont la taille varie de 1 à 2.5 mm. et qui présentent couramment une altération en séricite. Les minéraux ferromagnésiens sont généralement absents, alors que les opaques représentent une proportion volumique importante (Figure II-16A). Ces derniers sont issus à la fois du volcanisme et de l'altération (certaines roches présentent jusqu'à 35 % d'hématite). L'altération des roches mafiques est souvent très poussée et est caractérisée par la présence de chlorite, épidote et calcite (Figure II-16B et 16C) et dans certains cas de quartz (Figure II-16C). Nous verrons par la suite (cf. Partie III-2) qu'il est difficile de dire si ces altérations sont issues d'un seul ou plusieurs événements hydrothermaux.

Les dolérites ont été uniquement observées dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Elles présentent une matrice riche en plagioclases et dont l'agencement est caractéristique d'une texture doléritique. Ces roches sont porphyriques et essentiellement composées de phénocristaux de plagioclase (ici pôle albite pur) sericitisés (Figure II-16C). L'altération se compose principalement de chlorite, hématite, et calcite (Figure II-16C).

2-2-1-2. La transition entre l'unité v.s.m. et l'unité v.s.f.

La transition entre l'unité v.s.m et l'unité v.s.f. n'est généralement pas observable dans le secteur de Menhouhou en raison de l'intensité de la déformation. Au sud-est de

Menhouhou, ce sont des dacites et rhyodacites qui débutent l'unité v.s.f.. Dans les formations néoprotérozoïques de Bou Salem, la limite v.s.m. / v.s.f. est représentée par des métatuffites. Dans ce paragraphe, nous présenterons donc la pétrographie de ces métatuffites en plus de celles des dacites et rhyodacites du secteur de Menhouhou.

a. Les métatuffites de Bou Salem

Les métatuffites de Bou Salem sont composées essentiellement d'une mésostase de nature cendreuse constituée de clastes anguleux de quartz, de plagioclase et d'hématite d'une taille généralement inférieure à 0.5 mm (Figure II-17A et B). Les plagioclases présentent une composition en anorthite qui varie entre An 17 % et An 33 % (oligoclase-andésine) indiquant une composante mafique à intermédiaire significative. La matrice présente également des vésicules composées de microcristaux de quartz (Figure II-17B) qui pourraient être issus de la recristallisation tardive de verres volcaniques. La composante sédimentaire de ces roches varie entre 5 et 20 % selon les échantillons et se compose essentiellement de calcite et/ou de chlorite et phengite issues de la recristallisation d'une matrice d'origine argileuse lors du métamorphisme et/ou de l'altération.

Les métatuffites présentent également des fragments lithiques de roches mafiques à intermédiaires (de 1 à 2 mm) souvent caractérisés par une hématisation importante (Figure II-17A). La présence de clastes de quartz, d'oligoclase / andésine et de fragments lithiques andésitiques atteste d'un caractère intermédiaire entre un pôle mafique et un pôle felsique pour ce volcanisme. Les métatuffites de Bou Salem représentent donc bien la transition entre l'unité v.s.m. et l'unité v.s.f.

b. Les rhyodacites de Menhouhou

Ces rhyodacites présentent une texture microcristalline microlithique porphyrique. La matrice est essentiellement composée de microlithe de feldspaths, de microcristaux de quartz et d'opaques, pouvant montrer une structure fluidale. Les opaques peuvent apparaître en proportion volumique importante (jusqu'à 30 %; Figure II-17C) ce qui atteste d'une origine secondaire (altération). Les phénocristaux représentent généralement 20 % de la roche et sont principalement composés de feldspaths potassiques fortement sericitisés (Figure II-17D), d'opaques et plus rarement de quartz. Contrairement aux métatuffites de Bou Salem, ces rhyodacites représentent davantage le premier produit du volcanisme felsique que la transition entre l'unité v.s.m. et l'unité v.s.f.

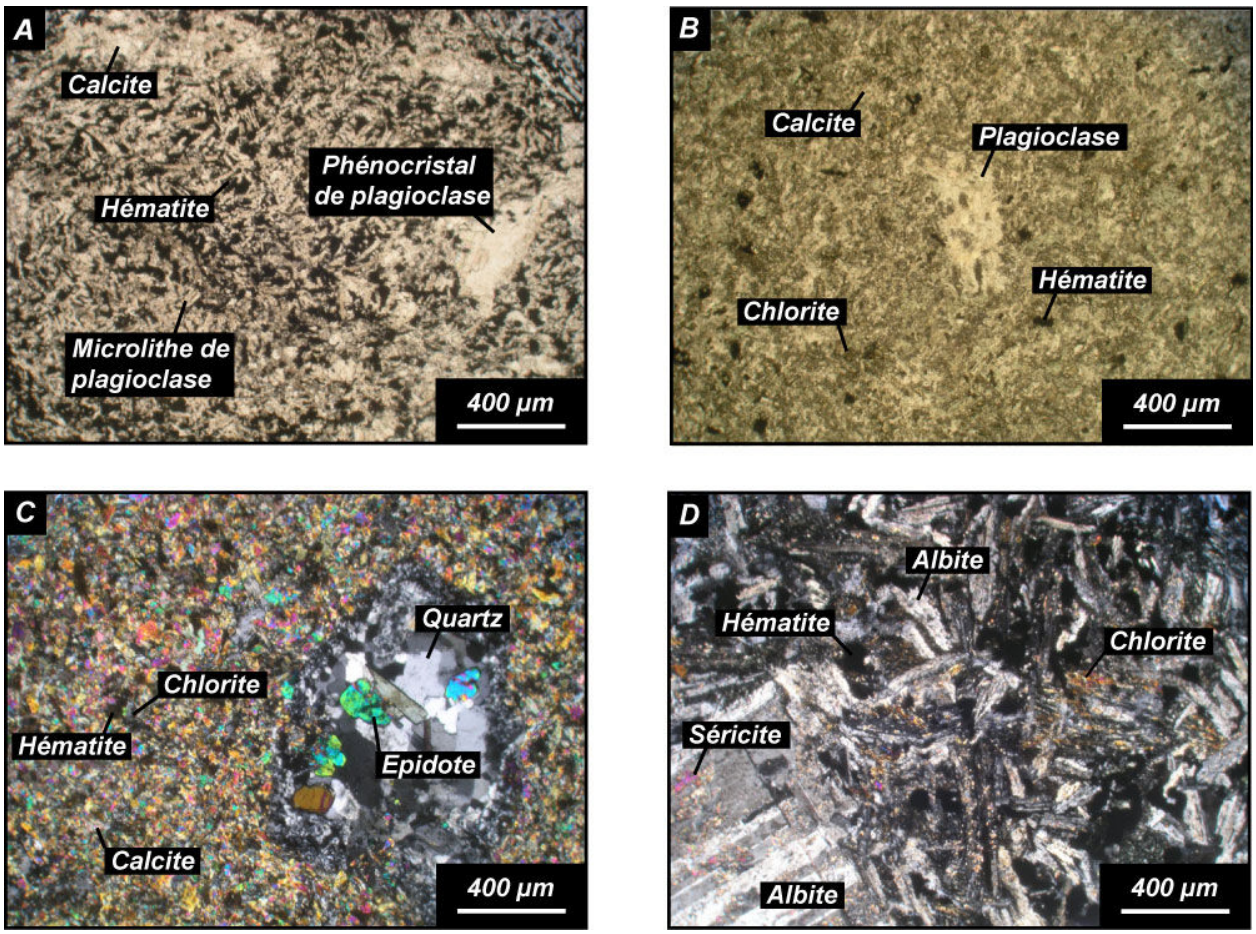


Figure II-16 : Planche photographique (microscope optique) des roches magmatiques mafiques de Menhouhou.

A. basalte andésitique (JM04-25) caractérisé par une texture microdoléritique porphyrique. La carbonatation et l'hématisation représentent les principales altérations de cette roche. *Lumière Polarisée Non Analysée* (*L.P.N.A.*).

B. basalte andesitique (JM04-28) caractérisé par une altération à calcite et chlorite dominante. (*L.P.N.A.*)

C. Silicification et épidotisation extrêmement développées au sein d'un basalte (JM04-31). *Lumière Polarisée Analysée* (*L.P.A.*).

D. Dolérite (JM04-09) située dans le secteur aurifère de Tamaltl-Menhouhou et présentant une altération à séricite et chlorite. (*L.P.A.*).

2-2-1-3. Les roches de l'unité volcano-sédimentaire felsique (v.s.f.)

a. Les métatuffites rhyolitiques et les ignimbrites (MTR)

Les métatuffites rhyolitiques présentent une matrice principalement composée de microcristaux de quartz et de feldspaths associés à des phengites issues du métamorphisme (Figure II-17E). Cette mésostase englobe des fragments de feldspath et des fragments

lithiques de roches mafiques et felsiques (Figure II-17E et Figure II-17F). Il est intéressant de voir que les fragments d'andésite sont fortement hématitisés, alors que les métatuffites encaissantes ne le sont pas (Figure II-17E). Ceci pourrait traduire une hématisation précoce des roches mafiques, ceci avant la mise en place de l'unité v.s.f.. Certaines roches peuvent présenter quelques vésicules allongées et aplaties composées de quartz, de phengites et d'opaques qui correspondent à d'anciennes « fiammes » recristallisées (Figure II-17E).

Les ignimbrites présentent une mésostase finement cristallisée composée principalement de quartz, feldspaths et d'opaques. Elle englobe des phénocristaux de quartz arrondis et parfois corrodés typiques des quartz rhyolitiques (Figure II-17F). Ces roches présentent une structure « rubanée » soulignée par la présence de vésicules allongées et aplaties composées de quartz mono- ou polycristallin (Figure II-17G). Ces vésicules correspondraient à des échardes de verre (ou fiammes) typique des ignimbrites, affectées par une recristallisation tardive.

b. Les métatuffites rhyolitiques rubanées

Ces roches présentent un rubanement bien développé (Figure II-18A et Figure II-18B) caractérisé par la répétition de plusieurs niveaux : un niveau composé d'une matrice finement cristallisée à quartz, feldspath, hématite et séricite, un niveau finement cristallisé dont la minéralogie est dominée par le quartz et enfin, un niveau caractérisé par la présence de macrocristaux de quartz secondaires formant les niveaux les plus blanchâtres (Figure II-18A et Figure II-18B). Quelques phénocristaux de feldspath potassique, généralement séricitisés, peuvent être emballés au sein de la structure rubanée (Figure II-18B).

Figure II-17 : Planche photographique (microscope optique) des métatuffites de Bou Salem et des roches de l'unité volcano-sédimentaire felsique inférieure de Menhouhou.

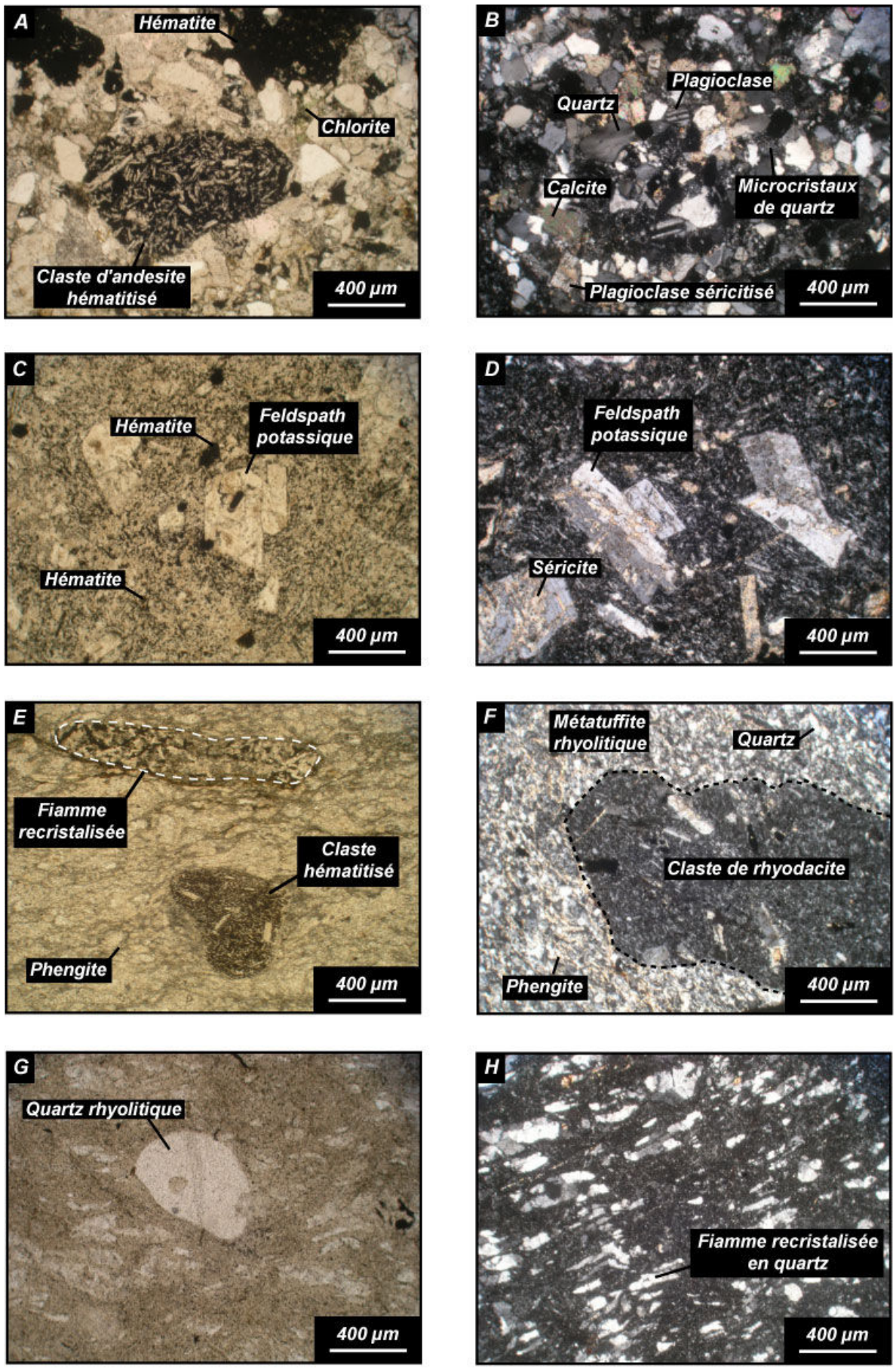
A et B. Métatuffite (JM05-15) située à la limite entre l'unité v.s.m. et l'unité v.s.f. (Bou Salem). On note la présence d'un fragment ou claste d'andésite ayant subi une hématisation précoce. A : *L.P.N.A.*; B : *L.P.A.*

C et D. Rhyodacite (JM05-25) située à la base de l'unité v.s.f. dans le secteur de Menhouhou. On note une forte hématisation de la roche et une séricitisation de tous les feldspaths. C : *L.P.N.A.*; D : *L.P.A.*

E. Métatuffite rhyolitique (JM05-39) présentant une fiamme recristalisée et un fragment ou claste d'andésite. On note la présence de phengites orientées selon les plans de schistosité. *L.P.N.A.*

F. Métatuffite rhyolitique (JM05-20) présentant un fragment ou claste de rhyodacite. *L.P.A.*

G et H. Ignimbrite (JM05-29) présentant des phénocristaux de quartz rhyolitique ainsi que des échardes de verre (ou fiamme) recristallisées en quartz définissant une structure litée. G : *L.P.N.A.*; H : *L.P.A.*


A
Hématite
Chlorite
Claste d'andesite hématitisé
400 µm
B
Plagioclase
Quartz
Calcite
Microcristaux de quartz
Plagioclase sericitisé
400 µm
C
Hématite
Feldspath potassique
Hématite
400 µm
D
Feldspath potassique
Séricite
400 µm
E
Fiamme recristalisée
Claste hématitisé
Phengite
400 µm
F
Métatuffite rhyolitique
Quartz
Claste de rhyodacite
Phengite
400 µm
G
Quartz rhyolitique
400 µm
H
Fiamme recristalisée en quartz
400 µm

- Figure II-17 -

c. Les conglomérats à nodules de barytine

Les conglomérats à nodules de barytine présentent une matrice essentiellement composée de quartz, issue de la remobilisation des métatuffites rhyolitiques rubanées. Cette mésostase englobe des phénocristaux de quartz rhyolitique, des feldspaths potassiques fracturés et fortement séricitisés et des nodules de quartz ou de barytine. Les nodules de barytine (Figure II-18C), dont la taille est comprise entre 4 mm et 2 cm, sont recoupés par des fractures composées d'hématite et séricite. Dans certains cas, la barytine peut être partiellement remplacée par du quartz secondaire (Figure II-18C).

d. Les formations ferrifères stratiformes

Les formations ferrifères stratiformes, situées dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou se retrouvent interstratifiées au sein des métatuffites rhyolitiques rubanées. Elles sont essentiellement composées d'une alternance de lits de microquartz et de lits d'hématite dont l'épaisseur dépasse rarement le millimètre (Figure II-18D et Figure II-18E). Les microcristaux de quartz ont une taille comprise entre 10 et 30 µm et sont très riches en inclusions fluides (d'environ 5 µm de diamètre). La structure rubanée de ces formations est compatible avec celle des formations ferrifères stratiformes ou Banded Iron Formation. En raison de leur localisation, ces roches peuvent apparaître altérées et fracturées mais également souvent recoupées par des veines de quartz (Figure II-18D et Figure II-18F).

Figure II-18 : Planche photographique (microscope optique et photographie macroscopique) des roches appartenant à l'unité volcano-sédimentaire felsique supérieure.

A et B. Métatuffite rhyolitique (JM05-23) rubanée caractérisée par un litage bien marqué. *L.P.N.A.*

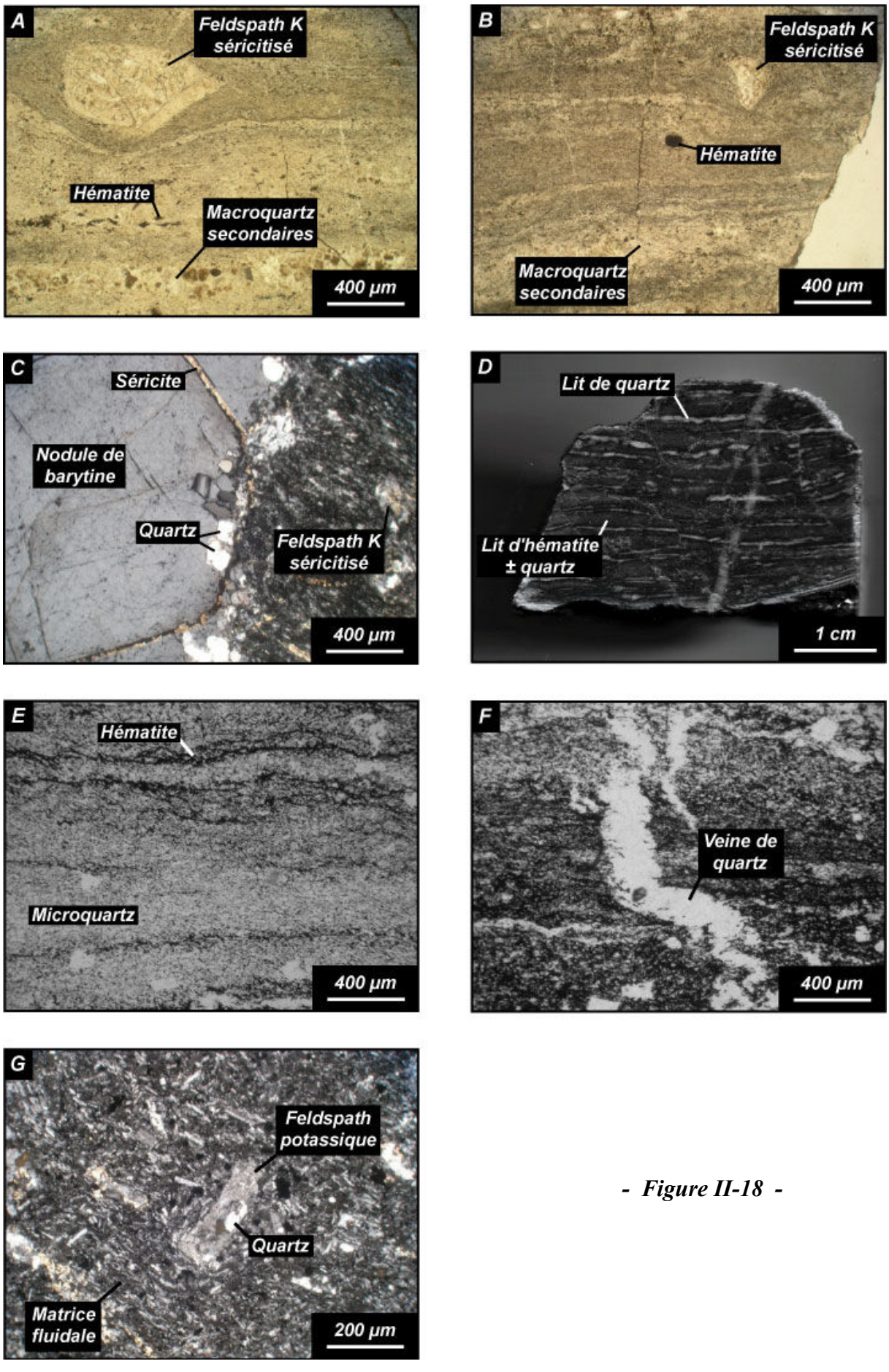
C. Conglomérat à nodules de barytine (JM05-22). On peut noter la cristallisation de séricite et de quartz au dépend de la barytine. *L.P.A.*

D. Photo macroscopique d'un échantillon appartenant aux formations ferrifères stratiformes (JM03-14).

E. Alterance de lits d'hématite et de lits de quartz au sein d'un échantillon appartenant aux formations ferrifères stratiformes (JM03-14). *L.P.N.A.*

F. Veine de quartz recoupant les lits d'hématite et de quartz (JM03-14). *L.P.N.A.*

G. Rhyodacite (JM05-69) caractérisée par une structure fluidale marquée par les microlithes de feldspath. On note un début de silicification du phénocristal de feldspath potassique. *L.P.A.*


A
Feldspath K sericitisé
Hématite
Macroquartz secondaires
400 µm
B
Feldspath K sericitisé
Hématite
Macroquartz secondaires
400 µm
C
Sericite
Nodule de barytine
Quartz
Feldspath K sericitisé
400 µm
D
Lit de quartz
Lit d'hématite ± quartz
1 cm
E
Hématite
Microquartz
400 µm
F
Veine de quartz
400 µm
G
Feldspath potassique
Quartz
Matrice fluidale
200 µm

- Figure II-18 -

e. Les rhyodacites et rhyolites sommitales

Elles sont composées d'une matrice microcristalline microlithique porphyrique présentant une structure fluidale (Figure II-18G). La mésostase présente des microlithes de feldspath, des microcristaux de quartz et quelques opaques. Les phénocristaux sont représentés par des feldspaths potassiques (Figure II-18G) et quelques quartz rhyolitiques. Certaines roches présentent une certaine hématisation, carbonatation, et une altération poussée des phénocristaux de feldspath qui apparaissent sericitisés et/ou silicifiés (Figure II-18G).

2-2-2. Les formations paléozoïques inférieures

2-2-2-1. La formation des calcaires et dolomies

Cette formation est composée essentiellement d'un ciment sparitique de calcite et de dolomite emballant des microcristaux de quartz et de muscovite (Figure II-19A). La lame mince montre également la présence de lits d'oxyde de fer (Figure II-19A). La présence de sparite a déjà été décrite dans ces formations par Bolata (1995) et indiquerait, sauf recristallisation, un milieu de haute énergie, peu profond.

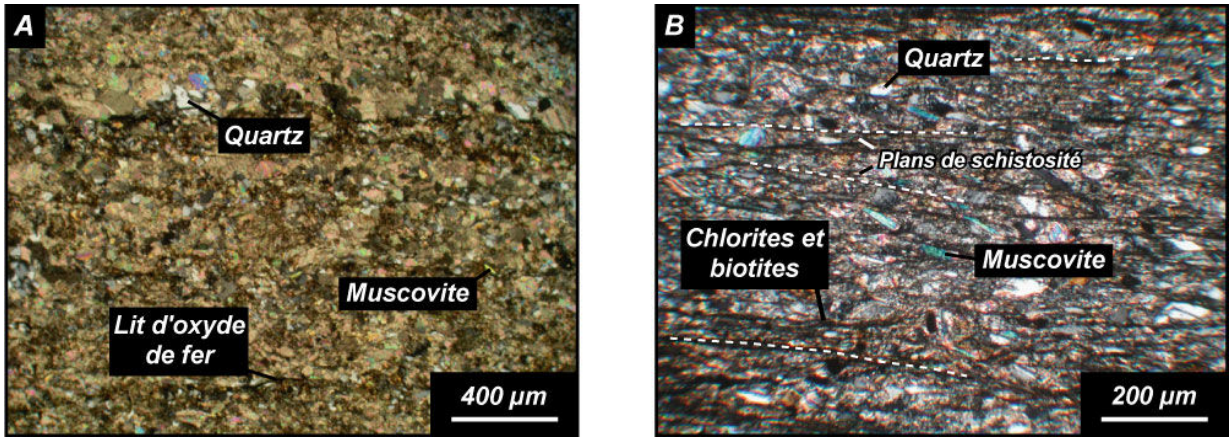


Figure II-19 : Planche photographique (microscope optique) des formations paléozoïques de Menhouhou.

A. Echantillon de la formation des calcaires et dolomies (JM03-25) présentant un ciment sparitique englobant des cristaux de quartz, muscovite, ainsi que des lits d'oxyde de fer. *L.P.A.*

B. Echantillon de la formation des schistes gréseux (JM03-01) montrant une intense déformation caractérisée par l'orientation des chlorites et biotites le long des plans de schistosité . *L.P.A.*

2-2-2-2. La formation des schistes gréseux

Ces formations sont composées de quartz détritiques subarrondis et anguleux, d'opaques, de muscovites, chlorites et de biotites. En raison de l'intensité de la déformation dans le secteur de Menhouhou, les phyllosilicates soulignent généralement les plans de schistosité (Figure II-19B).

2-3. Conclusions sur l'étude des formations néoprotérozoïques

Nous avons mis en évidence dans le secteur de Menhouhou, un volcanisme bimodal au sein des volcanites supposées d'âge Néoprotérozoïque supérieur (Du Dresnay et al., 1977). Les formations volcano-sédimentaires felsiques, et notamment les métatuffites rhyolitiques rubanées présentent des indices d'une activité hydrothermale néoprotérozoïque (conglomérats à barytine, jaspes rouges et formations ferrifères stratiformes). Ceci traduit déjà le caractère fertile de la croûte néoprotérozoïque supérieure. Les derniers produits de l'activité néoprotérozoïque sont illustrés par des rhyolites et rhyodacites sommitales sur lesquelles reposent en concordance les calcaires et dolomies supposés cambriens inférieurs (Du dresnay et al., 1977). Il sera donc intéressant de réaliser une datation des rhyolites et rhyodacites sommitales dans le but de comparer l'âge obtenu avec les âges obtenus pour les derniers produits magmatiques du supergroupe de Ouarzazate dans l'Anti-Atlas.

Chapitre 3. Géochimie des formations néoprotérozoïques du secteur de Menhouhou

Comme nous l'a montré l'étude pétrographique (cf. Partie II-2) des volcanites de Menhouhou, les phénomènes d'altération tardifs sont relativement poussés dans l'ensemble du secteur. Dans le but de contraindre la nature et la source de ce volcanisme néoprotérozoïque, nous nous intéresserons principalement aux roches les plus « fraîches ». Ceci s'avérera difficile pour les roches mafiques qui sont systématiquement chloritisées et qui peuvent dans certains cas présenter une hématisation importante.

3-1. Géochimie des éléments majeurs et en traces

Nous nous intéresserons ici à la signature géochimique de quinze échantillons différents sélectionnés pour traduire au mieux l'activité magmatique et hydrothermale du Néoprotérozoïque supérieur de la boutonnière de Tamlalt.

Nous avons choisi trois échantillons pour représenter le volcanisme mafique. Deux échantillons provenant du secteur de Menhouhou (JM04-29 et JM05-50), et un échantillon provenant du secteur de Bou Salem (JM05-66).

Neuf échantillons ont été utilisés pour représenter le volcanisme felsique. Les métatuffites rhyolitiques et les ignimbrites (MTR) appartenant à l'unité voclano-sédimentaire felsique inférieure sont représentées par quatre échantillons provenant tous du secteur de Menhouhou (JM05-24, JM05-28, JM05-29 et JM05-31). Les métatuffites rhyolitiques rubanées appartenant à l'unité volcano-sédimentaire felsique supérieure sont représentées par cinq échantillons également prélevés dans le secteur de Menhouhou (JM04-21, JM05-23, JM05-33, JM05-36 et JM05-40).

En plus de ces échantillons, nous nous sommes intéressés à la géochimie des roches qui définissent un hydrothermalisme précoce associé à l'activité magmatique néoprotérozoïque : un échantillon des formations ferrifères stratiformes (JM03-14), un échantillon des conglomérats à nodules de barytine (JM05-22) et un échantillon de métatuffite rhyolitique silicifiée (JM05-30). Il faut noter que nous avons pris le soin de prélever ces échantillons le plus loin possible des zones de cisaillement qui impliquent une altération tardive importante.

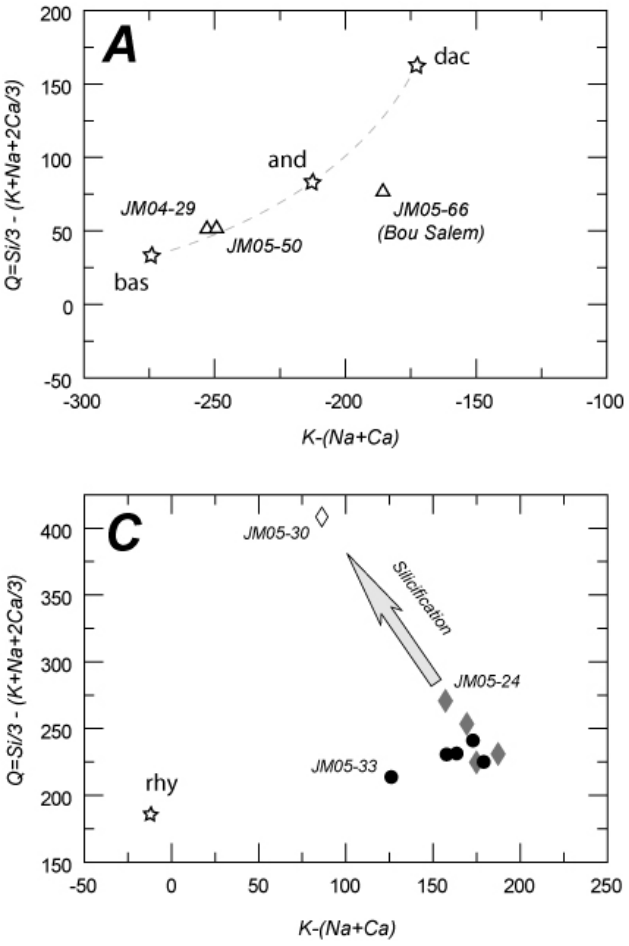
Il est important de noter que malgré un échantillonnage méticuleux, les dacites, rhyodacites ou rhyolites correspondant à la base et au sommet de l'unité v.s.f. présentent toutes une composante d'altération tardive importante (ex : JM05-25; JM05-26 et JM05-69, Annexes 1). Ceci a déjà été souligné lors de l'étude pétrographique (voir Partie II-2-2-1).

3-1-1. Les formations magmatiques néoprotérozoïques

3-1-1-1. Eléments majeurs

Les roches mafiques sélectionnées présentent des pertes au feu importantes (entre 2.3 et 5.5 %) liées aux phases d'altération observées lors de l'étude pétrographique. Cependant, il apparaît que ces roches ne présentent pas d'importants excès ou déficits d'alcalins (Figure II-20A). Nous suggérons donc que les compositions chimiques de ces échantillons (du moins pour les éléments considérés comme peu mobiles) sont représentatives d'une signature magmatique originelle. Les teneurs en silice (SiO_2 : 50.8 – 51.6 %) et en alcalins (K_2O : 0.7 – 1.1 %; Na_2O : 3.2 – 4.4 %) sont celles d'une composition basaltique. Dans un diagramme de Le Bas et al. (1986) les échantillons se placent à la limite du champ des basaltes, des andésites basaltiques et des trachybasaltes (Figure II-20B). Les teneurs en MgO, comprises entre 4.5 et 4.8 %, indiquent que ces roches ont subi un fractionnement sensible pouvant impliquer une légère contamination crustale.

Les métatuffites rhyolitiques et ignimbrites (MRT) et les métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR) présentent des pertes au feu raisonnables comprises entre 0.6 et 1.4 %. Les teneurs en silice (SiO_2 : 73.2 – 79.3 %) et en alcalins (K_2O : 7.5 – 9 %; Na_2O : 0 – 0.1 %) correspondent à celles d'une composition rhyolitique (Figure II-20B). Dans un diagramme chimico-minéralogique (La Roche et Marchal, 1978; Debon et Le Fort, 1983), les roches felsiques sont caractérisées par un rapport élevé en K-(Na+Ca) (> à 125; Figure II-20C) lié aux teneurs élevées en K_2O. Celles-ci peuvent s'expliquer en partie par la présence de séricite correspondant à la composante sédimentaire de ces roches. Un échantillon des métatuffites rhyolitiques et ignimbrites (JM05-24) présente une légère augmentation du rapport Q (Si/3 – (K+Na+2Ca/3; Figure II-20C) qui peut être due à une légère silicification. Enfin, les métatuffites rhyolitiques rubanées sont caractérisées par des teneurs en Fe_2O_3 (1.8 – 2.6 %) relativement élevées pour des compositions rhyolitiques. Elles sont à associer à la présence d'hématite disséminée au sein des rubanements.



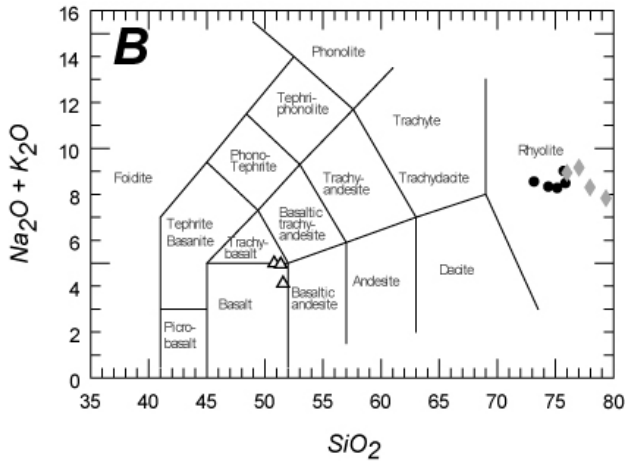


Figure II-20 : A. et C. Diagrammes de caractérisation chimique et minéralogique (D'après La Roche et Marchal, 1978 et Debon et Le Fort, 1983). (A) roches mafiques, (C) roches felsiques (losanges : MTR; ronds : MRR). *Rq. un échantillon de MTR silicifiée (JM05-30; losange vide) est reporté pour indication dans le diagramme de la figure II-20C.*

B. Diagramme TAS (Total Alkalies-Silica) d'après LeBas et al. (1986) montrant la répartition des roches mafiques (triangles vides) et des roches felsiques (losanges : MTR; ronds : MRR).

3-1-1-2. Eléments en traces

a. Les roches mafiques

Les spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des roches mafiques du secteur de Menhouhou sont relativement plats même si l'on note un léger enrichissement en LILE (Large Ion Lithophile Elements : Cs, Rb, Ba, K) et de fortes anomalies positives en Pb (Figure II-21A). Etant donné leur caractère très mobile, l'enrichissement en LILE et Pb peut être la conséquence de phénomènes d'altération. C'est pourquoi, nous nous intéresserons plus particulièrement aux éléments considérés comme peu mobiles (ex : REE, Nb, Ta, Ti, Y, Zr,…).

Les échantillons présentent tous une anomalie négative en Nb et Ta (La/Nb : 1.9 - 3; Figure II-21A), mais pas d'anomalies négatives en Zr et Ti. L'enrichissement relatif en LREE par rapport au Nb et Ta pourrait indiquer une composante de manteau métasomatisé lors de la genèse de ces roches et/ou un phénomène de contamination crustale lors de la cristallisation fractionnée. Il est intéressant de noter que la composition géochimique en éléments en traces

de ces roches est compatible avec celle attendue pour les MORB enrichis (MORB-E; Figure II-21B). Le même constat peut être réalisé lorsque l'on trace les diagrammes de discrimination de Pearce et Cann (1973) et de Pearce et Norroy (1979) qui s'intéressent particulièrement aux éléments considérés comme immobiles (c.a.d. Zr, Y, Ti). En effet, les roches mafiques sélectionnées tombent dans le champ des MORB (Figure II-21C), des MORB-E et des basaltes intraplaques (Figure II-21D). Enfin, les spectres de REE parallèles (Figure II-21E) indiqueraient une évolution par cristallisation fractionnée à partir d'une source commune pour ces trois roches. L'absence d'anomalie en Eu indique, quant à elle, un fractionnement limité du plagioclase dans la source.

L'étude géochimique des éléments en traces des roches mafiques du secteur de Menhouhou permet donc de mettre en évidence un magmatisme particulier caractérisé par une signature de type MORB associée avec une composante de subduction significative. Ce type de signature est similaire à celui observé pour les basaltes situés dans des bassins d'arrière arc et mis en place en domaine de suprasubduction (Maury et Juteau, 1997).

b. Les roches felsiques

Les spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif (Figure II-21F; McDonough et Sun, 1995) des roches felsiques témoignent d'une forte affinité géochimique entre les métatuffites rhyolitiques et les métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR). En effet, hormis la variation de certains éléments comme les HREE, le Pb et le Ba, les spectres apparaissent parallèles. Ils sont caractérisés par des teneurs élevées en LILE et LREE, et de fortes anomalies négatives en Sr, Eu, Ti et P associées au fractionnement du plagioclase, des oxydes ferro-titanés et de l'apatite. Tous les échantillons présentent également des anomalies négatives en Nb et Ta (La/Nb : 1.8 - 3.8).

Les métatuffites rhyolitiques et ignimbrites (MTR) présentent des spectres de REE (Figure II-21G) relativement plats et caractérisés par une grande variation des REE. Certains échantillons présentent des teneurs élevées en HREE comparé aux LREE (Figure II-21G). Nous pouvons supposer qu'il y ait eu une mobilité des REE associée au phénomène de silicification mis en évidence précédement (voir §II-3-1-1-1).

Les métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR) présentent des teneurs en éléments incompatibles plus élevées que celles des MTR (Figure II-21F). Notamment, elles présentent des teneurs importantes en Ba (> 1200 ppm), avec un échantillon (JM05-36) caractérisé par

des rubanements pluricentimétriques et présentant une teneur en Ba de 6794 ppm. Les spectres de REE montrent des teneurs élevées en LREE par rapport aux HREE (Figure II-21H) et une anomalie négative en Eu que l'on peut associer au fractionnement du plagioclase. Nous remarquons également la présence d'une anomalie négative en Ce dans deux échantillons (JM04-21 et JM05-36) qui correspondent, l'un à l'échantillon le plus riche en Ba (JM05-36 : 6794 ppm Ba), l'autre à l'échantillon le plus riche en Fe_2O_3 (JM04-21 : 2.6 % Fe_2O_3). Enfin, tous les spectres de REE des MRR sélectionnées sont parallèles, indiquant une évolution par cristallisation fractionnée à partir d'une source commune.

c. source et cogénétisme du magmatisme néoprotérozoïque.

Dans le but de contraindre la source du magmatisme néoprotérozoïque supérieur, nous nous sommes intéressés aux rapports d'éléments peu mobiles et présentant des comportements proches lors des phénomènes magmatiques. Les rapports Th/Nb et Nd/Zr sont donc supposés rester constants au cours de la fusion partielle et de la cristallisation fractionnée, mais pourront varier lors de phénomènes d'altération ou de contamination crustale.

La figure II-22A souligne le cogénétisme des métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR). Les métatuffites rhyolitiques et ignimbrites (MTR) présentent des rapports Th/Nb et Nd/Zr proches de ceux des MRR, même s'il faut souligner des valeurs sensiblement élevées en Th/Nb et Nd/Zr pour deux échantillons (JM05-24 et JM05-28). Cette signature particulière pourrait être liée à des phénomènes d'altération tardifs.

Figure II-21 : A. Spectres multi-élementaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des roches mafiques sélectionnées.

B. Spectres multi-élementaires normalisés au MORB-E (Sun et McDonough, 1989) des roches mafiques sélectionnées.

C. Diagramme de discrimination des basaltes (Pearce et Cann, 1973). Les échantillons sélectionnés sont situés dans le champ des MORB à la limite entre les champs des basaltes calco-alcalins et des basaltes intraplaques.

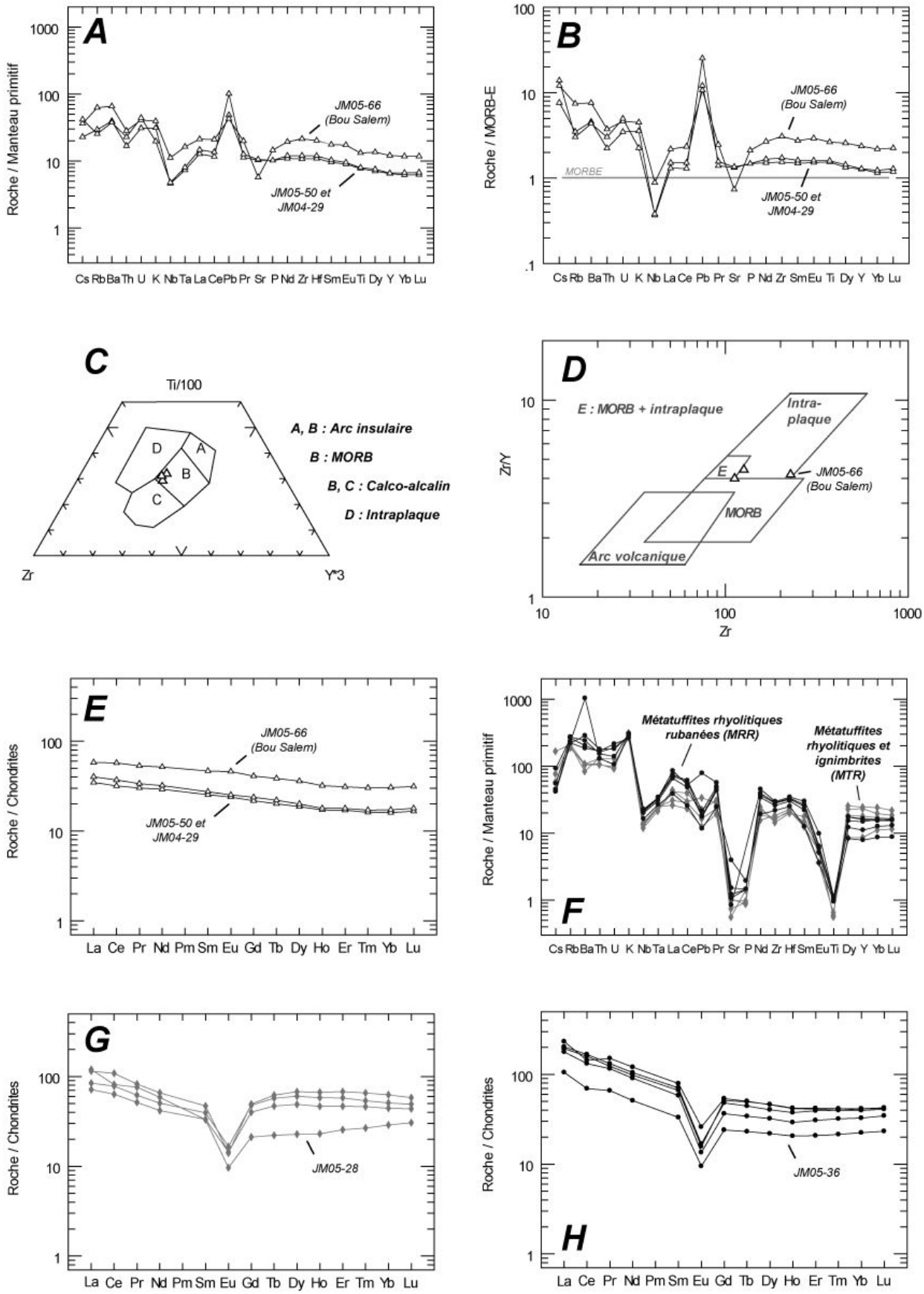
D. Diagramme de discrimination des basaltes (Pearce et Norroy, 1979). Les échantillons sélectionnés sont situés dans le champ des basaltes intraplaques, à la limite des champs des MORB et MORBE.

E. Spectres de REE normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des roches mafiques sélectionnées.

F. Spectres multi-élementaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des roches felsiques sélectionnées. Losanges : MTR; ronds : MRR.

G. Spectres de REE normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des métatuffites rhyolitiques et ignimbrites (MTR).

H. Spectres de REE normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR).


A
Roche / Manteau primitif
JM05-66 (Bou Salem)
JM05-50 et JM04-29
Cs Rb Ba Th U K Nb Ta La Ce Pb Pr Sr P Nd Zr Hf Sm Eu Ti Dy Y Yb Lu
B
Roche / MORB-E
MORBE
JM05-66 (Bou Salem)
JM05-50 et JM04-29
Cs Rb Ba Th U K Nb La Ce Pb Pr Sr P Nd Zr Sm Eu Ti Dy Y Yb Lu
C
Ti/100
A, B : Arc insulaire
B : MORB
B, C : Calco-alcalin
D : Intraplaque
Zr
Y*3
D
E : MORB + intraplaque
Intra-plaque
JM05-66 (Bou Salem)
MORB
Arc volcanique
ZrY
Zr
E
Roche / Chondrites
JM05-66 (Bou Salem)
JM05-50 et JM04-29
La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
F
Roche / Manteau primitif
Métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR)
Métatuffites rhyolitiques et ignimbrites (MTR)
Cs Rb Ba Th U K Nb Ta La Ce Pb Pr Sr P Nd Zr Hf Sm Eu Ti Dy Y Yb Lu
G
Roche / Chondrites
JM05-28
La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
H
Roche / Chondrites
JM05-36
La Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu

- Figure II-21 -

Cependant, en raison des teneurs en éléments incompatibles plus élevées dans les MRR que dans les MRT et des valeurs du rapport Th/Nb (Figure II-22B), il est probable que les MRR soient issues de l'évolution par cristallisation fractionnée de la source ayant généré les MRT.
Les roches mafiques sont caractérisées par des rapports Nd/Zr comparables avec ceux des roches felsiques, mais présentent des rapports Th/Nb beaucoup plus bas (Figure II-22A). Même si les rapports Nd/Zr sont compatibles avec une source commune entre les roches mafiques et felsiques et que les variations du rapport Th/Nb peuvent s'expliquer par une contamination crustale importante pour les roches felsiques, nous disposons de trop peu d'analyses (notamment sur les roches mafiques) pour attester du caractère cogénétique entre l'unité mafique et l'unité felsique.

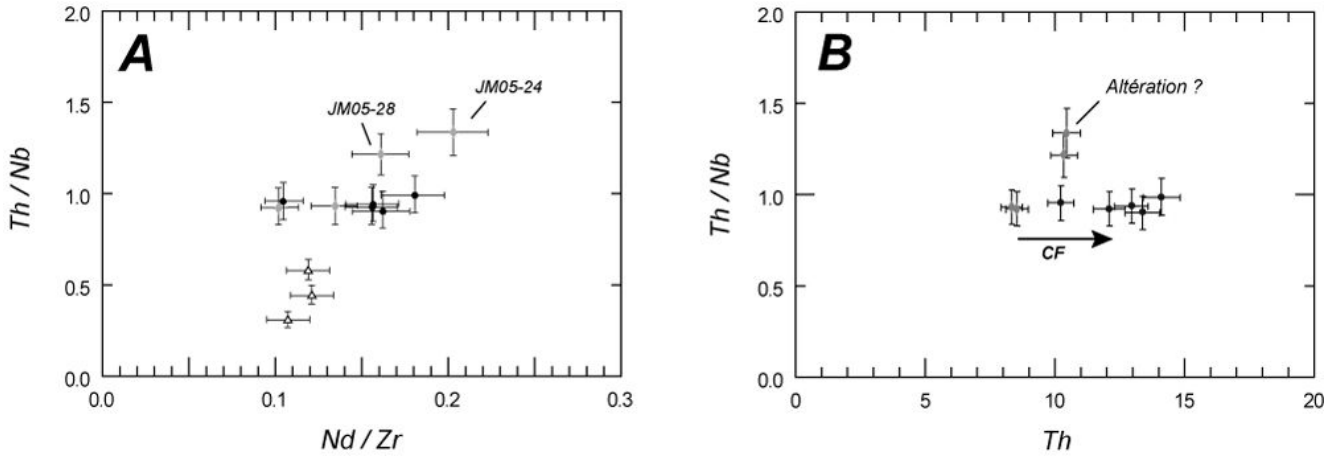


Figure II-22 : A. Diagramme Th/Nb en fonction de Nd/Zr. Les rapports Nd/Zr sont comparables entre les roches mafiques (triangles) et les roches felsiques (losanges : MTR; ronds : MRR). Les rapports Th/Nb sont plus élevés pour les roches felsiques que pour les roches mafiques ce qui indiquerait une contamination crustale. Deux échantillons des MTR (JM05-28 et JM05-24) présentent des rapports Th/Nb plus élevés probablement liés à des phénomènes d'altération tadifs.
B. Diagramme Th/Nb en fonction du Th indiquant l'évolution possible par cristallisation fractionnée (CF) des MRR à partir de la même source que celle des MTR.

3-1-2. Les formations hydrothermales néoprotérozoïques

3-1-2-1. Les formations ferrifères stratiformes (BIF).

Un seul échantillon représentatif d'un faciès typique de Banded Iron Formation (BIF) a pu être échantillonné (JM03-14). Ce BIF est caractérisé par de fortes teneurs en SiO_2 (> 72 %) et des teneurs en Fe_2O_{3total} (26 %) conformes aux valeurs attendues pour des BIF primaires. Il est donc composé à 99 % de fer et de silice et présente des valeurs faibles en Al_2O_3 (0.23 %), CaO (0.09 %), K_2O (0.08 %) et P_2O_5 (0.13 %). Il apparaît donc, qu'en dehors des veines de quartz observées en lame mince (Figure II-18F), cet échantillon ne renferme pas de phases minérales issues d'une altération hydrothermale tardive (ex: calcite, chlorite, phengites,…).

Pour étudier au mieux les variations des éléments en traces de ce BIF, nous avons décider d'effectuer trois analyses différentes. La première a été réalisée sur roche totale et correspond au BIF (s.s.) auquel s'ajoute les veines de quartz tardives le recoupant. Les deux autres analyses ont été réalisées sur les lits de microquartz et d'hématites constitutifs du BIF (s.s.). En effet, un morceau d'échantillon ne présentant pas de veines de quartz a été broyé, et les microquartz et hématites ont été séparés sous loupe binoculaire pour être analysés (Sistac, 2005).

L'analyse en éléments en traces sur roche totale ne révèle pas d'anomalie élémentaire significative, si ce n'est 60 ppm de baryum. Le spectre de REE normalisé au NASC (North American Shale Composition; Gromet et al., 1984 - sauf pour La, Pr, Tb, Ho, Tm, Lu : Haskin et Frey, 1966) est enrichi en LREE par rapport au HREE (La_N/Yb_N : 19.87) et présente une légère anomalie positive en Eu[1] (Eu/Eu* : 1.6) (Figure II-23A).

Les analyses effectuées sur les microquartz et les hématites constituant les rubanements du BIF révèlent quelques anomalies élémentaires. L'analyse des hématites présente des teneurs élevées en Ba (109 ppm), Pb (94 ppm) et Cu (25 ppm) et l'analyse des microquartz indique la présence de Pb (244 ppm), Cr (62 ppm), Zn (43 ppm), et Ni (28 ppm). Ces teneurs élevées en éléments en traces sont très probablement à associer aux nombreuses inclusions fluides des microquartz. Les spectres REE normalisés au NASC (Figure II-23A) présentent tous deux des valeurs élevées en LREE par rapport au HREE ($La_N/Yb_{N\ \mu qtz}$: 3.7; $La_N/Yb_{N\ hém}$: 4.6) et une anomalie en Eu ($Eu/Eu^*_{\ \mu qtz}$: 1.8; $Eu/Eu^*_{\ hém}$: 1.7). De plus, les deux spectres REE sont parallèles indiquant une source commune (Figure II-23A).

---

[1] Les anomalies en europium (Eu/Eu) sont calculées de la façon suivante : $Eu/Eu^* = (2*Eu/Eu_{NASC}) / (Sm/Sm_{NASC} + Gd/Gd_{NASC})$*

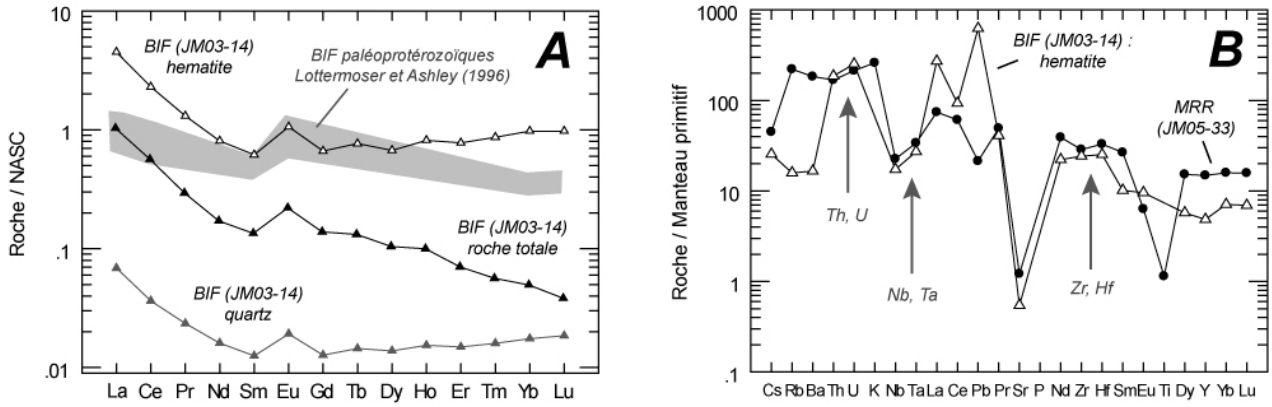


Figure II-23 : A. Spectres REE normalisés au NASC (North American Shale Composition; Gromet et al., 1984 - sauf pour La, Pr, Tb, Ho, Tm, Lu : Haskin et Frey, 1966) de l'échantillon de BIF JM03-14 (hématites, microquartz et roche totale). Les spectres des hématites et des microquartz sont parallèles indiquant une source commune. Le spectre de roche totale présente une inflexion au niveau des MREE et HREE pouvant provenir de la signature des veines de quartz tardives.
B. Spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des hématites du BIF (JM03-14) et d'un échantillon de MRR (JM05-33). On remarque la symétrie au niveau des HFSE et l'absence de fractionnement des rapports Th/U, Nb/Ta et Zr/Hf.

L'enrichissement de certains éléments en traces couplé à la signature REE, enrichie en LREE par rapport au HREE et à l'anomalie en Eu, indiquent sans ambiguité une origine hydrothermale pour les hématites et les microquartz de l'échantillon de BIF (JM03-14). En effet, ce type de signature REE est généralement associée à un hydrothermalisme acide et de haute température (> 230°C; Michard et al., 1983; Michard et Albarede, 1986; Michard, 1989; Lottermoser et Ashley, 1996). De plus, la figure II-23B montre une certaine affinité entre la signature des éléments en traces des hématites du BIF et de celle des métatuffites rhyolitiques rubanées. En effet, les HFSE et notamment les rapports des HFSE (Th/U, Nb/Ta, Zr/Hf) sont similaires entre les deux échantillons (Figure II-23B). L'absence de fractionnement des HFSE dans les hématites indique que ce BIF n'est pas issu d'un remplacement (c.à.d. dissolution-recristallisation complète) lors d'un hydrothermalisme tardif, mais indique bien un contrôle de la signature géochimique du magmatisme felsique lors de la mise en place de ces formations ferrifères. Ceci indique clairement que ces formations ferrifères peuvent être classées dans les BIF de type Algoma[2].

[2] *Ce type de BIF pouvant présenter des anomalies en or (Botros, 1991; Botros, 2002), nous avons effectué des analyses sur les hématites (analyses ONHYM).*
Les teneurs en Au obtenues sont faibles et ne peuvent à priori pas traduire l'existence d'une minéralisation aurifère néoprotérozoïque (JM03-14 : 66 ppb; Annexes 2).

3-1-2-2. Les autres roches hydrothermales.

Deux échantillons représentatifs d'un (ou plusieurs ?) hydrothermalisme néoprotérozoïque vont être présentés : un échantillon correspondant à une métatuffite rhyolitique silicifiée (JM05-30) et un échantillon correspondant aux conglomérats à nodules de barytine (JM05-22) interstratifiés dans les métatuffites rhyolitiques rubanées.
La métatuffite rhyolitique silicifiée présente une teneur en SiO_2 élevée (89.2 %) et des teneurs très faibles en Al_2O_3 (5.6 %) et K_2O (4.1 %) par rapport aux métatuffites rhyolitiques et ignimbrites (MRT) peu altérées. Le baryum est le seul élément en traces qui présente réellement une valeur anomale (Ba : 2376 ppm). A part l'étain et le strontium (Sn : 7.9 ppm contre ~ 3.7 ppm pour les MRT peu altérées; Sr : 33 ppm contre ~ 16.6 ppm pour les MRT peu altérées), aucun autre élément n'apparaît enrichi dans la rhyolite silicifiée par rapport aux MRT peu altérées.
Le conglomérat à nodules de barytine (JM05-22) présente quant à lui des valeurs anomales[3] en Ba, As, Cr, Cu, Ni, Pb, Sn, et Zn.

Les éléments enrichis dans le conglomérat à barytine (JM05-22) correspondent, à l'exception de l'As et de Sn, aux éléments enrichis dans les microquartz et les hématites du BIF (JM03-14). Il semble donc que l'hydrothermalisme néoprotérozoïque ait joué un rôle important de (pré-) concentration d'éléments (ex : Ba, Pb, Sn) dont on peut penser que certains proviennent du lessivage des roches mafiques (ex : Cr, Ni, Cu, Zn).

[3] *Etant donné l'importance de la barytine dans l'échantillon JM05-22 et les problèmes que cette phase minérale peut poser lors de son attaque acide (notamment une mise en solution difficile en raison d'une reprécipitation extrêmement rapide sous forme de barytine pure), les teneurs en éléments en traces de cet échantillon sont considérés en terme qualitatif et non quantitatif.*

3-2. Géochimie isotopique

3-2-1. Géochimie isotopique Sr/Nd

Un échantillon d'andésite basaltique provenant du secteur de Bou Salem (JM05-66) a été analysé pour les isotopes du strontium et du néodyme pour essayer de contraindre la nature du magmatisme basique.

L'échantillon est tout d'abord broyé puis porphyrisé. La poudre d'échantillon est ensuite dissoute dans une solution d'HF-HNO3-HClO4 à 110°C pendant 3 jours. Puis, après évaporation, une reprise est effectuée à 110°C à l'aide d'une solution composée d'HCl 2.5N. Cette étape permet de supprimer les dernières traces d'HF. Le Strontium et le Néodyme sont ensuite séparés à l'aide de résines échangeuses d'ions. Puis, les isotopes du Sr et du Nd sont analysés grâce à un spectromètre de masse à thermo-ionisation à source solide (TIMS : Thermo-Ionisation Mass Spectrometer). Le spectromètre utilisé ici est le FINNIGAN MAT 262 du CRPG (Nancy).

Les rapports isotopiques $^{144}Nd/^{143}Nd$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ ont été corrigés de la composante radiogénique en prenant en compte l'âge minimum supposé de la roche, à savoir 570 Ma. Le rapport isotopique $^{144}Nd/^{143}Nd_{570Ma}$ est égal à 0.512182 ($\Sigma_{Nd\ 570Ma}$: + 5.45) et le rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ est égal à 7.0594. Le rapport isotopique $^{144}Nd/^{143}Nd_{570Ma}$ est légèrement inférieur à celui attendu pour une source de type manteau appauvri ($^{144}Nd/^{143}Nd_{\text{Manteau appauvri (570Ma)}}$: 0.512278). Le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ est par contre un peu élevé ($^{87}Sr/^{86}Sr_{\text{Manteau appauvri (570 Ma)}}$: ~ 0.703) et rend compte d'une contamination. L'altération par l'eau de mer ou par des fluides crustaux pourrait en être l'origine.

3-2-2. Isotopes du carbone

Une analyse isotopique du carbone a été effectuée sur un échantillon situé à la base de la formation des calcaires et dolomies (JM03-25). Nous recherchions ainsi l'enregistrement de la glaciation nécessaire à la formation des BIF. En effet, les périodes de glaciation sont généralement associées avec une forte diminution de l'activité organique qui constitue le moteur du fractionnement des isotopes du carbone. Lorsque l'activité organique est importante, le $\delta^{13}C$ des formations carbonatées est proche de 0‰. Lorsque l'activité organique

est faible ou inexistante, le $\delta^{13}C$ des formations carbonatées est proche de la valeur du $\delta^{13}C$ magmatique (-5‰).

L'analyse de la teneur et de la composition isotopique des carbonates est réalisée suivant le protocole décrit par McCrea (1950) modifié d'après Galy (1999). Après porphyrisation de l'échantillon, une aliquote représentative est pesée précisément. Sous vide et à une température contrôlée de 25°C, un large excès d'acide orthophosphorique à 100% est mis en contact avec cette aliquote. Au bout de trois heures, les gaz produits sont extraits du milieu réactionnel et le CO_2 est isolé par purification cryogénique à -90°C puis stocké. Une mesure manométrique du CO_2 produit permet la détermination de la teneur en calcite en supposant une attaque totale. Le milieu réactionnel est alors placé à une température de 50°C pendant 72 heures en vue de la décomposition de la dolomite. Le CO_2 produit est isolé et mesuré comme précédemment ce qui permet la détermination de la teneur en dolomite. La teneur en insolubles est calculée par bilan de masse en supposant une attaque totale des carbonates. Dans un deuxième temps, les échantillons de CO_2 pur issus de la décomposition de la calcite et de la dolomite sont analysés à l'aide d'un spectromètre de masse à source gazeuse VG 602D en dual-inlet. La composition isotopique du carbone ($\delta^{13}C$) est exprimée en notation δ (Coplen, 1996) relativement au standard V-PDB. La reproductibilité externe à 2σ est estimée 0.2 ‰ pour le $\delta^{13}C$.

L'échantillon a fourni une valeur en $\delta^{13}C$ de -4.2‰ (calcite) et de -4.5‰ (dolomie). Ces valeurs négatives indiquent bien une diminution drastique de l'activité organique, et témoignent donc d'une période de glaciation importante dans le secteur de Menhouhou au Néoprotérozoïque supérieur. Cette glaciation peut être rapportée à la glaciation gaskiers connue et enregistrée dans plusieurs régions du globe (Halverson et al., 2005). La valeur du $\delta^{13}C$ de -4.2 à -4.5 ‰ obtenue sur les calcaires et dolomies rapportée à la figure II-24 est compatible avec un âge proche de 550 Ma pour cette formation.

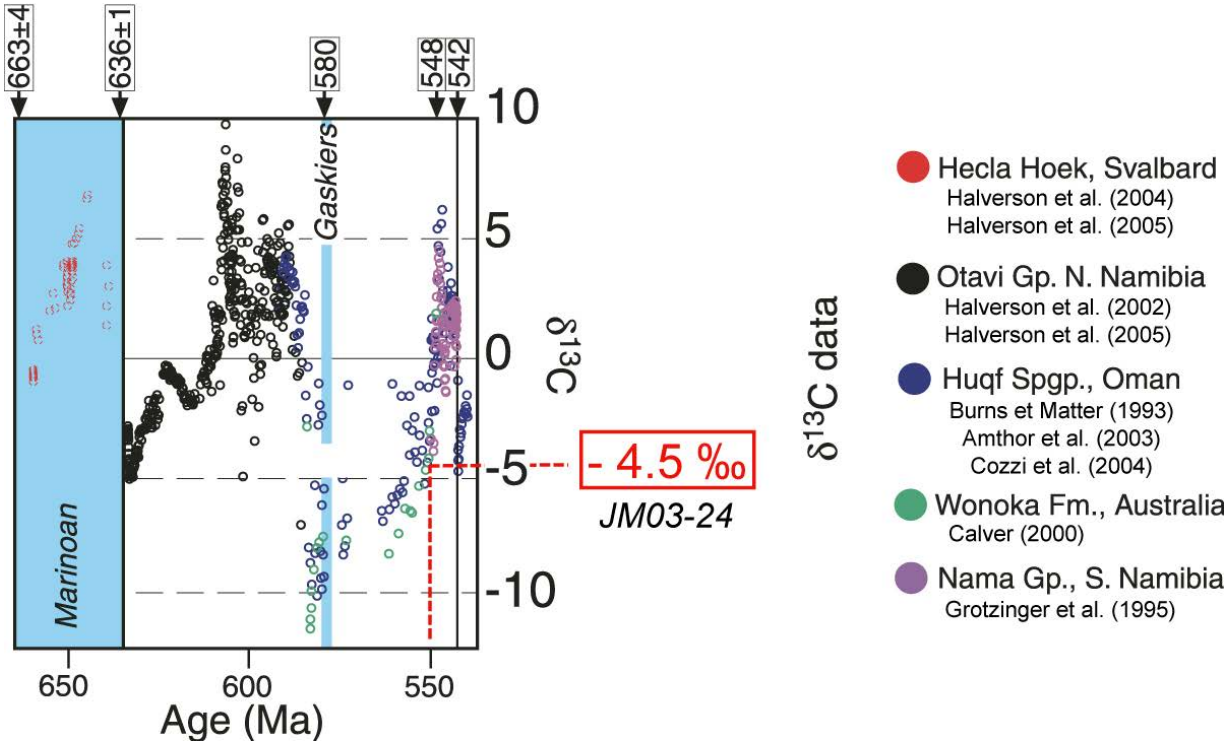


Figure II-24 : Calibrage des données isotopiques du carbone de Svalbard, Namibie, Oman et Australie basé sur les âges radiométriques disponibles. La valeur du $\delta^{13}C$ mesurée sur les calcaires et dolomies serait en accord avec un âge supposé de 550 Ma. (Adapté d'après Halverson et al., 2005).

Chapitre 4. Géochronologie U/Pb des volcanites néoprotérozoïques

Deux échantillons ont été sélectionnés en vue d'obtenir des âges absolus sur les formations magmatiques néoprotérozoïques supérieures. Le premier échantillon correspond à une métatuffite de Bou Salem (JM05-15) et coïncide avec la limite de l'unité volcano-sédimentaire mafique et de l'unité volcano-sédimentaire felsique (voir description Partie II-2-2-1). La datation de cette formation permettra d'obtenir un âge minimal du magmatisme mafique, et un âge maximal du magmatisme felsique. Le deuxième échantillon correspond à une rhyolite (JM05-69) représentant la limite entre l'unité volcano-sédimentaire felsique et la formation des calcaires et dolomies ($\delta^{13}C$: -4.5 ‰). Si, comme le suggèrent Du Dresnay et al. (1977), les calcaires et dolomies correspondent à la base du Cambrien, un âge sur la rhyolite permettrait de fournir un âge pour la limite Néoprotérozoïque-Cambrien dans la boutonnière de Tamlalt.

Les mesures isotopiques ont été effectuées à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 au CRPG (CNRS, Nancy). L'avantage de cette méthode réside dans le fait que chaque zircon est analysé in situ indépendamment des autres. Ceci permet de reconnaître plusieurs groupes d'âges au sein d'un même échantillon et de s'affranchir des âges hérités lors du calcul de l'âge moyen pondéré d'une formation magmatique. Ce dernier, étant donné la faible teneur en ^{207}Pb par rapport au ^{206}Pb dans les zircons, sera calculé à partir des rapports $^{206}Pb/^{238}U$.

4-1. Datation U/Pb de la métatuffite de Bou Salem

Les grains de zircon de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15) sont de petite taille (60 – 150 µm). Ils sont généralement automorphes, prismatiques ou aciculaires. Des zircons présentant des morphologies arrondies ont également été observés, et sont interprétés comme des zircons hérités. Les zircons peuvent être homogènes, même s'ils présentent souvent de fines zonations magmatiques ou des zonations en secteur. Certains zircons sont caractérisés par la présence d'un cœur hérité.

Vingt-trois analyses ont été effectuées sur ces zircons (Tableau II-1, Figure II-25). Deux grains de zircon présentent des âges $^{207}Pb/^{235}U$ et $^{206}Pb/^{238}U$ concordants à 2184 ± 28

Ma et 2052 ± 20 Ma (Figure II-25A). Dix grains de zircon présentent des âges $^{207}Pb/^{235}U$ et $^{206}Pb/^{238}U$ concordants ou subconcordants entre 610 et 700 Ma et sont cohérents avec de « jeunes » zircons hérités (Figure II-25B). Parmi eux, sept zircons ont fourni des âges $^{206}Pb/^{238}U$ aux alentours de 630 Ma. Les variations enregistrées sur le rapport $^{207}Pb/^{235}U$ sont à associer avec une mauvaise correction du Pb commun liée à une mauvaise estimation du ^{204}Pb lors de l'analyse. Un âge moyen pondéré a été calculé sur ces sept zircons et a donné un âge de 630 ± 9 Ma (MSWD = 6.1). Enfin, dix grains de zircon présentent des âges $^{207}Pb/^{235}U$ et $^{206}Pb/^{238}U$ concordants ou subconcordants entre 550 et 600 Ma (Figure II-25B). Parmi eux, sept zircons forment un groupe vers 570 Ma et donnent un âge moyen pondéré de 569 ± 8 Ma (MSWD = 3.1). Cet âge édiacarien est considéré comme étant l'âge de mise en place des métatuffites de Bou Salem, et par extension représente l'âge de la limite entre l'unité volcano-sédimantaire mafique et l'unité volcano-sédimentaire felsique.

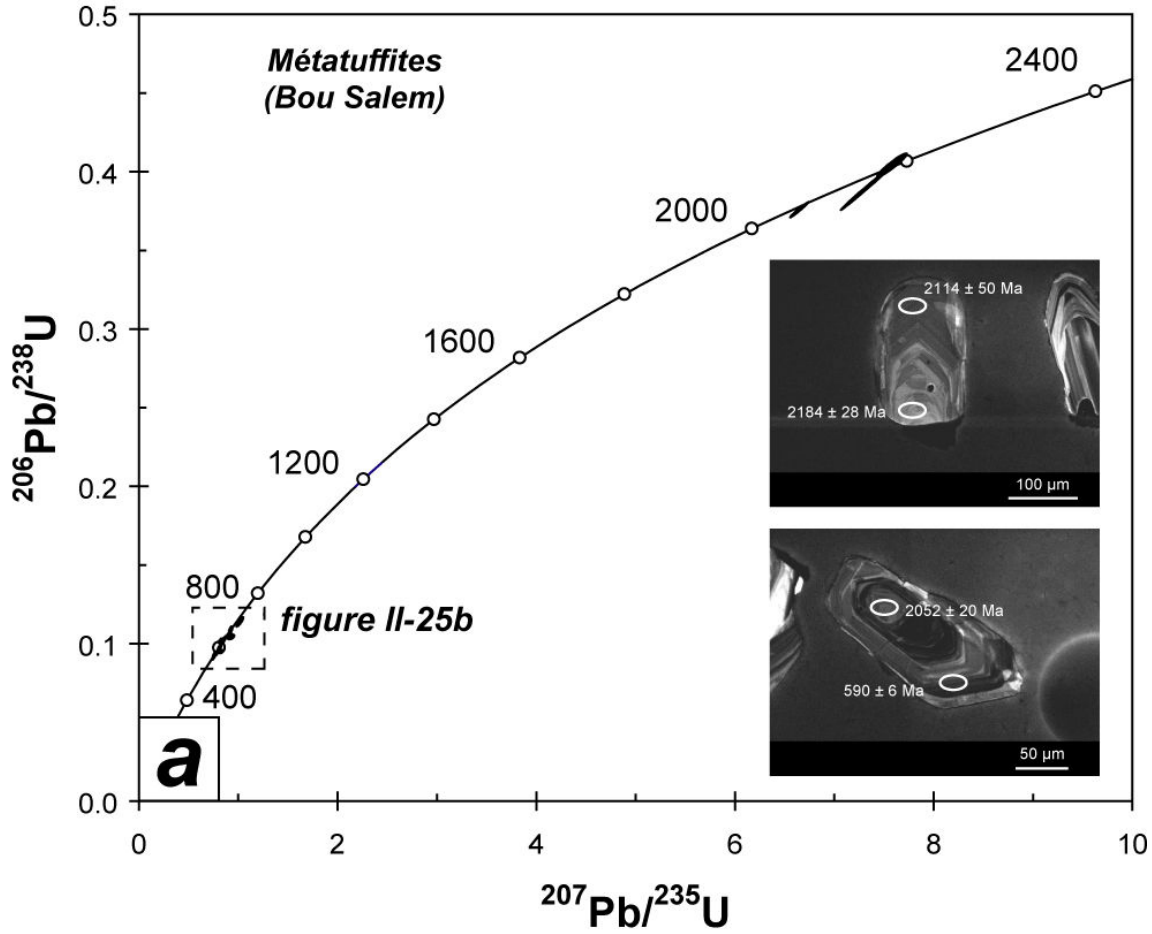


Figure II-25 A : Diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) des analyses sur monograin de zircon de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15). Trois analyses correspondent à des zircons hérités d'un socle paléoprotérozoïque.

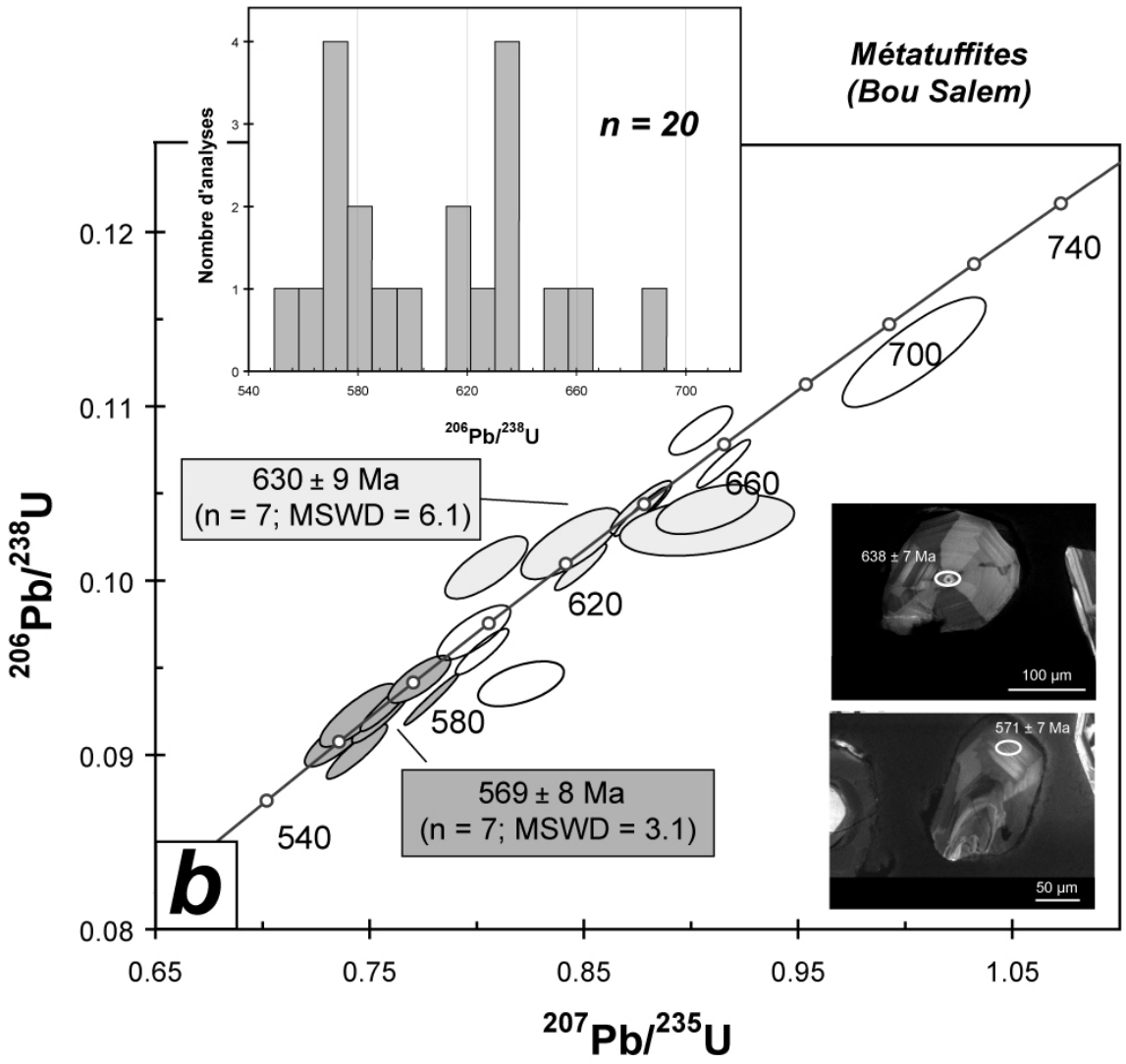


Figure II-25 B : Diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) des analyses sur monograin de zircon de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15). En médaillon : Histogramme des âges $^{206}Pb/^{238}U$ pour les zircons dont les analyses ont donné des âges compris entre 550 et 700 Ma

	Teneurs (ppm)				Mesuré	% Pbc	Rapports corrigés						Ages (Ma)					
Points	Pb	U	Th	Th/U	$^{204}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±
JM05-15																		
JM05-15_1	55	634	569	0.90	0.0000	0.01%	0.0611	0.0047	0.1007	0.0011	0.8477	0.0099	618	6	623	5	641	10
JM05-15_2	14	182	84	0.46	0.0001	0.14%	0.0585	0.0111	0.0922	0.0015	0.7438	0.0145	568	9	565	8	550	13
JM05-15_3	8	93	52	0.56	0.0002	0.22%	0.0599	0.0152	0.1020	0.0017	0.8432	0.0188	626	10	621	10	601	29
JM05-15_4	35	388	209	0.54	0.0000	0.00%	0.0612	0.0032	0.1039	0.0012	0.8762	0.0101	637	7	639	5	646	6
JM05-15_5	5	51	25	0.48	0.0002	0.00%	0.0633	0.0185	0.1040	0.0012	0.9080	0.0195	638	7	656	10	718	35
JM05-15_6	9	114	78	0.69	0.0001	0.14%	0.0597	0.0114	0.0969	0.0013	0.7980	0.0140	596	8	596	8	593	23
JM05-15_7	4	46	84	1.85	0.0002	0.21%	0.0579	0.0132	0.1007	0.0015	0.8044	0.0159	619	9	599	9	527	26
JM05-15_8	19	244	111	0.45	0.0001	0.00%	0.0594	0.0058	0.0921	0.0013	0.7546	0.0112	568	7	571	6	582	12
JM05-15_9	28	346	150	0.43	0.0000	0.00%	0.0606	0.0029	0.0931	0.0012	0.7784	0.0103	574	7	585	6	627	6
JM05-15_10	30	371	256	0.69	0.0000	0.01%	0.0592	0.0049	0.0926	0.0011	0.7567	0.0099	571	7	572	6	576	10
JM05-15_11	14	173	69	0.40	0.0000	0.00%	0.0607	0.0056	0.0958	0.0011	0.8018	0.0101	590	6	598	6	628	11
JM05-15_12	20	262	97	0.37	0.0003	0.53%	0.0587	0.0097	0.0907	0.0012	0.7339	0.0123	560	7	559	7	555	20
JM05-15_13	20	248	133	0.54	0.0001	0.04%	0.0594	0.0098	0.0942	0.0011	0.7724	0.0119	581	7	581	7	583	11
JM05-15_14	10	106	53	0.50	0.0002	0.15%	0.0604	0.0083	0.1085	0.0011	0.9044	0.0121	664	7	654	6	619	16
JM05-15_15	24	264	174	0.66	0.0001	0.00%	0.0610	0.0061	0.1041	0.0012	0.8765	0.0117	639	7	639	6	641	12
JM05-15_16	10	116	92	0.80	0.0034	5.69%	0.0638	0.0340	0.1031	0.0014	0.9077	0.0334	633	8	656	18	737	65
JM05-15_17	8	87	50	0.57	0.0004	0.34%	0.0644	0.0149	0.1130	0.0026	1.0041	0.0274	690	15	706	14	756	28
JM05-15_18	34	370	209	0.57	0.0001	0.00%	0.0622	0.0041	0.1066	0.0011	0.9148	0.0103	653	6	660	5	682	8
JM05-15_19	17	225	91	0.41	0.0001	0.00%	0.0599	0.0066	0.0901	0.0013	0.7434	0.0116	556	8	564	7	598	14
JM05-15_20	30	365	183	0.50	0.0003	0.10%	0.0631	0.0167	0.0940	0.0010	0.8171	0.0161	579	6	606	9		
JM05-15_21	50	150	119	0.80	0.0000	0.00%	0.1369	0.0023	0.3880	0.0108	7.3269	0.2049	2114	50	2152	25	2189	4
JM05-15_22	20	57	44	0.77	0.0001	0.03%	0.1366	0.0055	0.4033	0.0062	7.5990	0.1241	2184	28	2185	15	2185	9
JM05-15_23	125	388	267	0.69	0.0000	0.00%	0.1288	0.0022	0.3749	0.0042	6.6603	0.0767	2052	20	2067	10	2082	4

Tableau II-1 : Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique (CAMECA IMS 1270) des zircons de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15)

4-2. Datation U/Pb de la rhyolite sommitale de Menhouhou

Les grains de zircon de la rhyolite sommitale (JM05-69) sont de petite taille (50-125 µm). Ils sont automorphes, prismatiques ou aciculaires. Ils sont souvent homogènes même s'ils présentent parfois des zonations d'origine magmatique.

Seize grains de zircon ont été analysés (Tableau II-2, Figure II-26). Trois analyses apparaissent clairement discordantes et indiquent donc une réouverture du système U/Pb lors d'un événement postérieur à la cristallisation des zircons. Deux autres zircons ont donné des âges subconcordants vers 640 Ma et correspondent à des zircons hérités. Un groupe de neuf analyses sont subconcordantes et dispersées entre 530 et 570 Ma (Figure II-26).

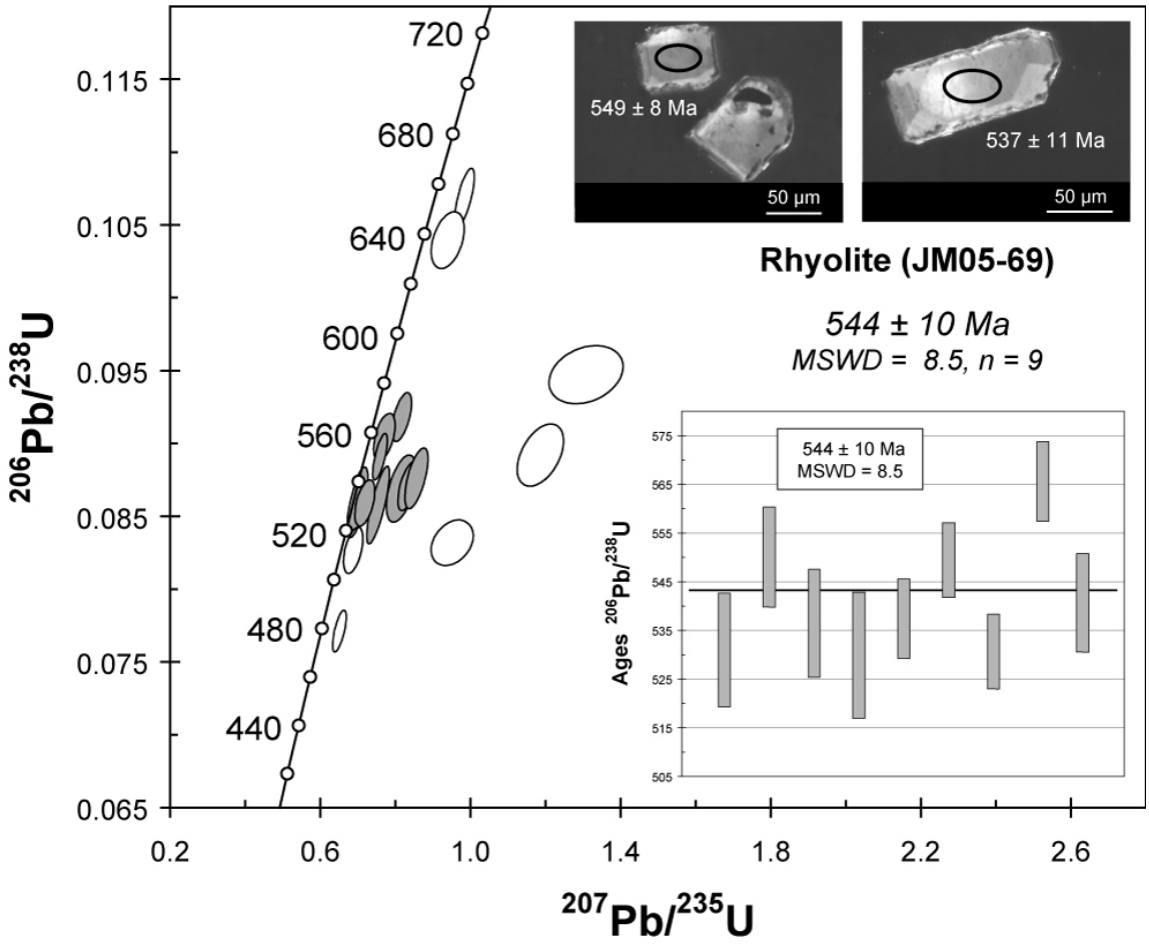


Figure II-26 : Diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) des analyses sur monograin de zircon de la rhyolite de Menhouhou (JM05-69). En médaillon : Moyenne pondérée des âges $^{206}Pb/^{238}U$.

La dispersion enregistrée pour le rapport $^{207}Pb/^{235}U$ peut être expliquée par une sous-estimation du ^{204}Pb (et donc du Pb commun) lors de l'analyse. La moyenne pondérée des âges $^{208}Pb/^{236}U$ effectuée sur ces neuf analyses donne un âge moyen de 544 ± 10 Ma (Figure II-26).

Nous interprétons cet âge édiacarien supérieur comme étant l'âge de mise en place de la rhyolite. Enfin, deux zircons ont donné des âges inférieurs à 510 Ma et sont interprétés comme des zircons magmatiques ayant subi une réouverture du système U/Pb lors d'un événement tardif.

Les rhyolites sommitales représentent les derniers événements magmatiques du secteur de Menhouhou. L'âge de 544 ± 10 Ma obtenu sur les zircons de l'échantillon JM05-69 est comparable aux âges obtenus pour le magmatisme tardi-néoprotérozoïque à Imiter (550 ± 3 Ma ; Cheilletz et al., 2002) et à Bou Madine (552 ± 5 Ma ; Gasquet et al., 2005) et est similaire à l'âge de 542 ± 1 Ma attribué pour la limite Néoprotérozoïque - Cambrien (Amthor et al., 2003 et Gradstein et al., 2004). L'âge de 544 ± 10 Ma des rhyolites est également en accord avec l'âge indirect de 550 Ma obtenu sur les calcaires et dolomies à partir du $\delta^{13}C$ ($\delta^{13}C$: -4.5 ‰). Ainsi, les formations du secteur de Menhouhou fourniraient une coupe lithostratigraphique remarquable depuis le Néoprotérozoïque jusqu'au Cambrien.

Points	Teneurs (ppm)				Mesuré	% Pbc	Rapports corrigés						Ages (Ma)					
	Pb	U	Th	Th/U	$^{204}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±
JM05-69																		
JM05-69_1	8.55	116	62.5	0.54	0.0006	0.45%	0.0590	0.0243	0.6981	0.0233	0.0859	0.0020	531	12	538	14	566	47
JM05-69_2	14.3	155	95.9	0.62	0.0004	0.33%	0.0668	0.0152	0.9840	0.0212	0.1068	0.0016	654	9	696	11	833	27
JM05-69_3	10.1	124	72.9	0.59	0.0008	0.80%	0.1003	0.0595	1.3081	0.0810	0.0946	0.0016	583	10	849	35	1629	107
JM05-69_4	9.28	121	77.4	0.64	0.0008	0.59%	0.0966	0.0389	1.1859	0.0517	0.0891	0.0017	550	10	794	24	1559	70
JM05-69_5	8.18	110	56.3	0.51	0.0010	0.80%	0.0681	0.0349	0.8149	0.0334	0.0868	0.0019	537	11	605	19	872	63
JM05-69_6	12.2	166	107	0.65	0.0007	0.66%	0.0638	0.0190	0.7535	0.0240	0.0857	0.0022	530	13	570	14	734	35
JM05-69_7	10.1	135	77.8	0.58	0.0009	0.85%	0.0695	0.0207	0.8337	0.0217	0.0869	0.0014	537	8	616	12	915	37
JM05-69_8	9.09	102	52	0.51	0.0008	0.70%	0.0655	0.0357	0.9386	0.0365	0.1039	0.0016	637	9	672	19	792	65
JM05-69_9	13.2	173	105	0.61	0.0004	0.30%	0.0618	0.0152	0.7581	0.0160	0.0890	0.0013	549	8	573	9	667	28
JM05-69_10	11.2	169	102	0.6	0.0006	0.62%	0.0612	0.0164	0.6497	0.0146	0.0770	0.0012	478	7	508	9	646	31
JM05-69_11	11.8	150	91.5	0.61	0.0006	0.54%	0.0646	0.0215	0.8164	0.0215	0.0917	0.0014	566	8	606	12	760	39
JM05-69_12	12.1	164	103	0.63	0.0006	0.64%	0.0608	0.0257	0.7188	0.0214	0.0858	0.0013	531	8	550	13	630	49
JM05-69_13	7.55	106	46.6	0.44	0.0010	0.85%	0.0603	0.0271	0.6865	0.0215	0.0826	0.0013	511	8	531	13	615	52
JM05-69_14	11.8	152	93.7	0.62	0.0008	0.93%	0.0618	0.0265	0.7699	0.0234	0.0903	0.0013	558	8	580	13	668	49
JM05-69_15	9.27	130	74.6	0.57	0.0008	0.66%	0.0830	0.0463	0.9505	0.0464	0.0831	0.0013	514	8	678	24	1269	86
JM05-69_16	8.92	119	62.2	0.52	0.0007	0.47%	0.0710	0.0227	0.8567	0.0256	0.0875	0.0017	541	10	628	14	958	40

Tableau II-2 : Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique (CAMECA IMS 1270) des zircons de la rhyolite de Menhouhou (JM05-69)

Chapitre 5. Discussions et implications géodynamiques

L'étude géochronologique de la boutonnière de Tamlalt, et en particulier des secteurs de Menhouhou et de Bou Salem, permet de mieux contraindre 1.8 milliards d'années d'histoire de cette région, depuis des évènements paléoprotérozoïques jusqu'aux évènements varisques.

5-1. L'histoire paléoprotérozoïque et édiacarienne inférieure

Les zircons hérités des métatuffites de Bou Salem (JM05-15) ont permis d'obtenir deux âges paléoprotérozoïques concordants : 2184 ± 28 Ma et 2052 ± 20 Ma (Figure II-27). Le premier âge est inhabituel au Maroc, même si un âge de 2187 ± 33 Ma a été obtenu sur le granite de Zawyat dans la boutonnière de Kerdous (Anti-Atlas ; BGS, 2001), et que Thomas et al. (2002) ont identifié un âge plus ancien que 2.17 Ga dans les granitoïdes de Tamazzara et d'Azguemerzi. Bien que méconnu au Maroc, cet âge de 2.17 Ga correspond à la phase principale de l'orogenèse éburnéenne (birimienne) enregistrée dans la dorsale (ou bouclier) de Leo au Ghana, en Côte d'ivoire et au Burkina Faso (Gasquet et al., 2003). Si, dans l'avenir, la présence de cet âge se confirmait au sein des boutonnières protérozoïques de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas, cela ouvrirait de nouvelles pistes de réflexion concernant la croissance crustale paléoprotérozoïque au Maroc.

Le deuxième âge (~ 2.05 Ga) a été identifié dans de nombreuses boutonnières paléoprotérozoïques de l'Anti-Atlas. Il correspond à la mise en place de granitoïdes calco-alcalins et peralumineux et traduit le cycle de formation de la croûte paléoprotérozoïque lors de l'orogenèse éburnéenne (birimienne) au Maroc.

Ainsi, l'enregistrement de tels âges au sein de la boutonnière néoprotérozoïque-paléozoïque de Tamlalt pose la question de la présence en profondeur d'un socle ancien d'âge éburnéen (birimien), et interroge sur la position de la limite nord du Craton Ouest Africain.

Un âge édiacarien inférieur de 630 ± 9 Ma (Figure II-27) a également été identifié au cours de cette étude. Plusieurs âges compris entre 612 et 630 Ma ont été obtenus récemment dans l'Anti-Atlas à partir de zircons détritiques (Liegeois et al., 2006). Cet âge est pourtant peu connu au Maroc même s'il apparaît, ici, bien contraint par une population de sept zircons hérités au sein des métatuffites de Bou Salem.

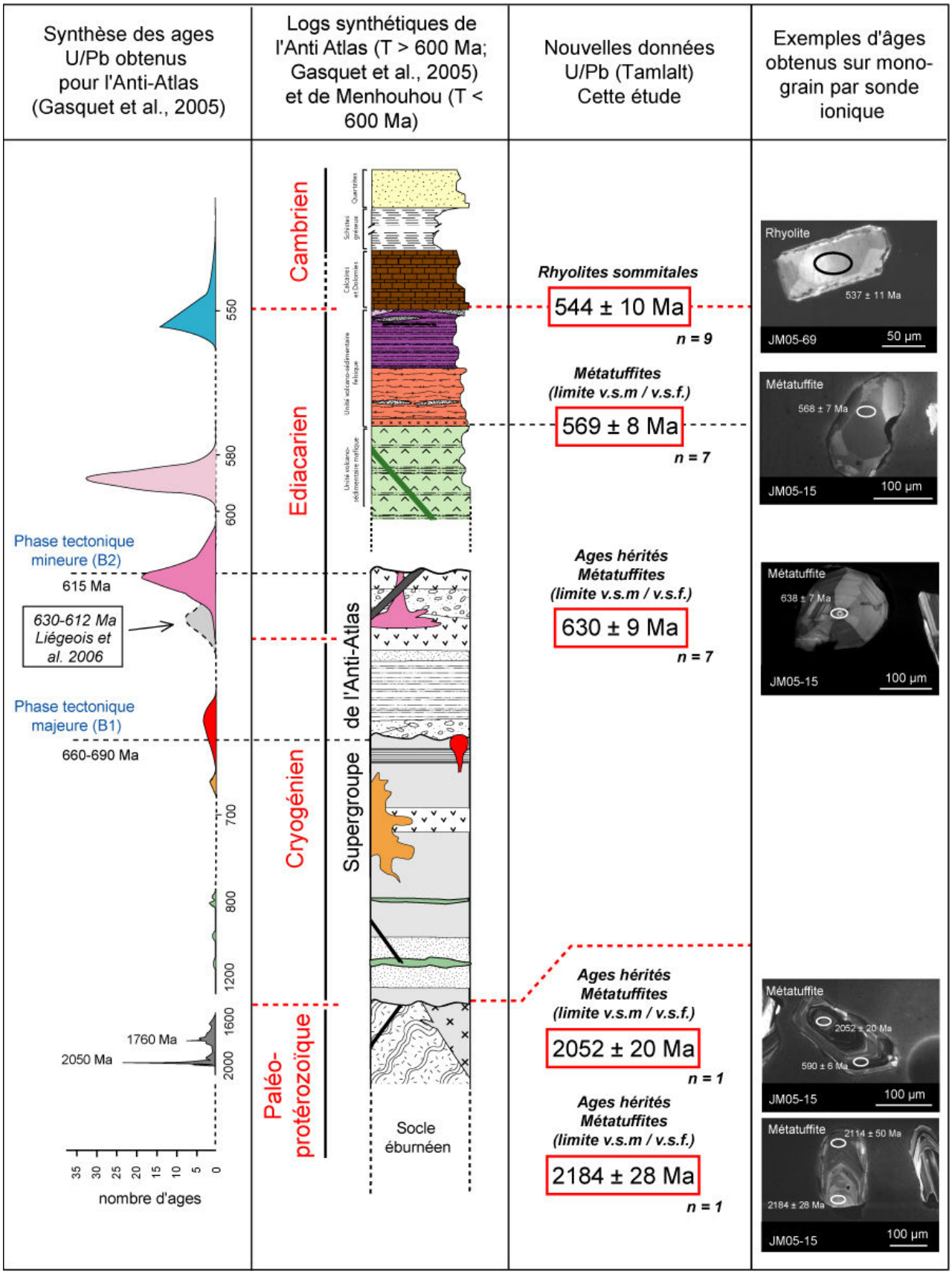


Figure II-27 : Colonne stratigraphique synthétique établie à partir des données sur l'Anti-Atlas (Gasquet et al., 2005) et des données obtenues au cours cette étude. Les âges acquis sur les zircons des formations néoprotérozoïques de Tamlalt sont comparés aux âges obtenus dans l'Anti-Atlas marocain.

5.2. L'histoire édiacarienne supérieure

Les formations les plus anciennes qui affleurent dans la boutonnière de Tamlalt correspondent aux roches volcano-sédimentaires mafiques à intermédiaires et dont la limite supérieure a été datée à 569 ± 8 Ma (Figure II-27). La géochimie des basaltes andésitiques de Menhouhou et de Bou Salem montre que ces formations ne se sont pas mises en place dans un domaine d'arc. Un constat similaire a été effectué sur les andésites de la boutonnière de Bou Kaïs (Algérie) située à 50 km au sud-est de Menhouhou (Sedikki et al., 2004). Par contre, la signature des roches mafiques néoprotérozoïques de Tamalt est compatible avec une mise en place dans un domaine d'arrière-arc (Figure II-28).

L'unité volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire est recouverte par une puissante unité volcano-sédimentaire felsique indiquant une activité magmatique importante. Nous avons également identifié une activité hydrothermale significative. Celle-ci est synchrone de la mise en place des métatuffites rhyolitiques rubanées et s'accompagne d'une minéralisation à barytine, d'une silicification des métatuffites rhyolitiques et des ignimbrites, et d'une minéralisation ferrifère (Figure II-28). Cette dernière présente les caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques des « Banded Iron Formation » de type Algoma. Le présence de telles formations au Néoprotérozoïque supérieur implique une période de glaciation. En effet, celle-ci est nécessaire pour isoler l'hydrosphère de l'atmosphère oxygénée et ainsi permettre la mise en solution de fer sous forme Fe^{2+} (Figure II-28). La déglaciation qui suit permet le dépôt du fer par oxydation de Fe^{2+} en un gel d'oxyde et d'hydroxyde de fer (Figure II-28). L'existence d'une période de glaciation est également confirmée par la signature isotopique en carbone des calcaires et dolomies : $\delta^{13}C$ = - 4.5 ‰. L'âge obtenu sur les rhyolites sommitales (544 ± 10 Ma; Figure II-27) symbolisant la limite entre l'activité magmatique et la sédimentation de plate-forme, couplé à la valeur de $\delta^{13}C$ obtenue pour la base des calcaires et dolomies, indique que la glaciation enregistrée à Tamlalt correspond à la période de glaciation "gaskiers" (Figure II-24).

L'activité magmatique néoprotérozoïque est scellée par les rhyolites et rhyodacites sommitales datées à 544 ± 10 Ma. Cet âge concorde avec les âges obtenus sur le volcanisme tardi-néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas (Cheilletz et al., 2002; Gasquet et al., 2005) et correspond au passage d'un environnement volcanique à un environnement de plate-forme carbonatée peu profonde qui débute le cycle paléozoïque (Figure II-28). Ce dernier se poursuivra par une sédimentation contrôlée par l'érosion du Craton Ouest Africain et par des variations eustatiques, puis s'achèvera par la structuration de la chaîne varisque.

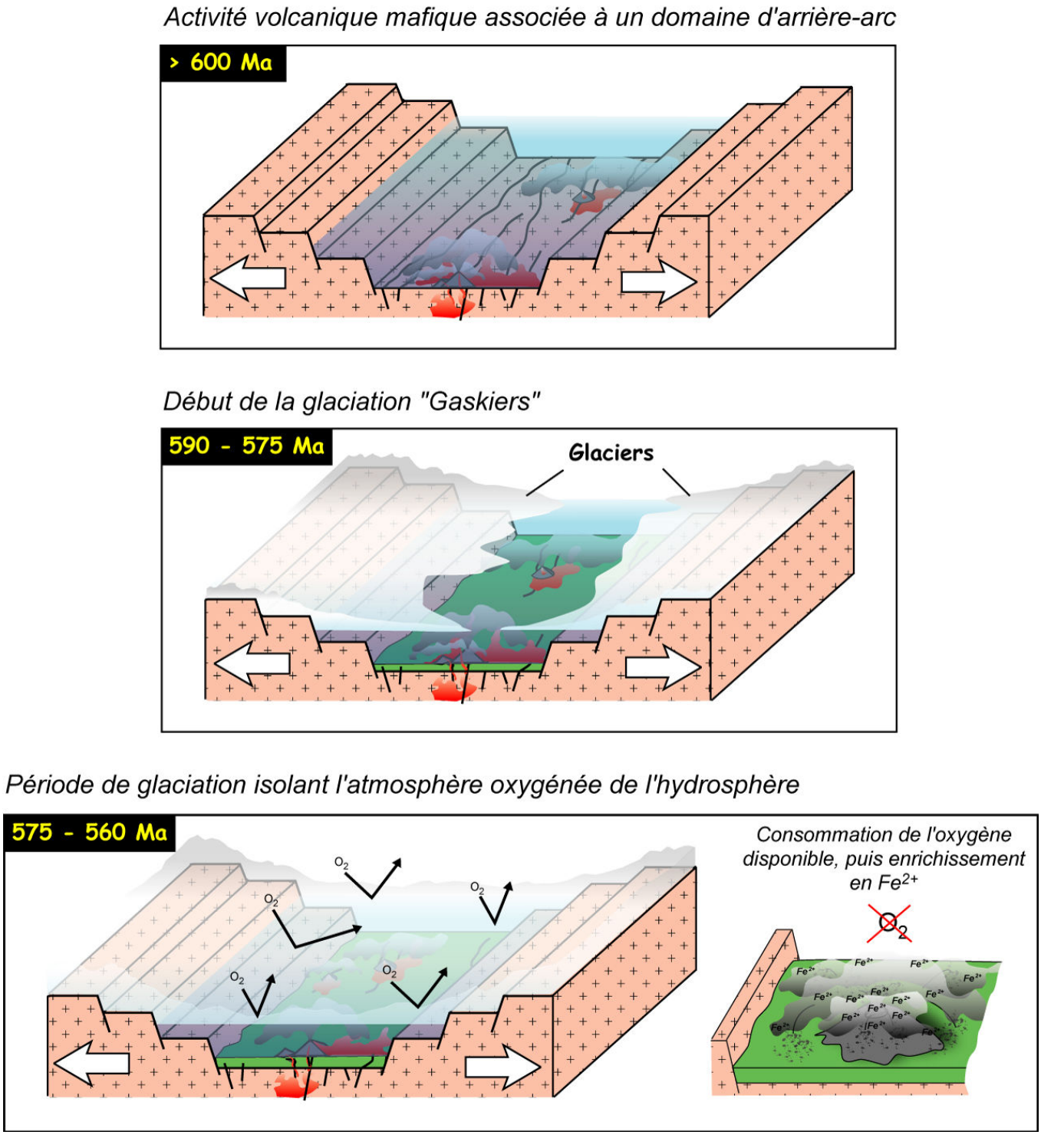


Figure II-28 : Modèle de l'évolution géodynamique de la boutonnière de Tamlalt durant l'Ediacarien moyen.

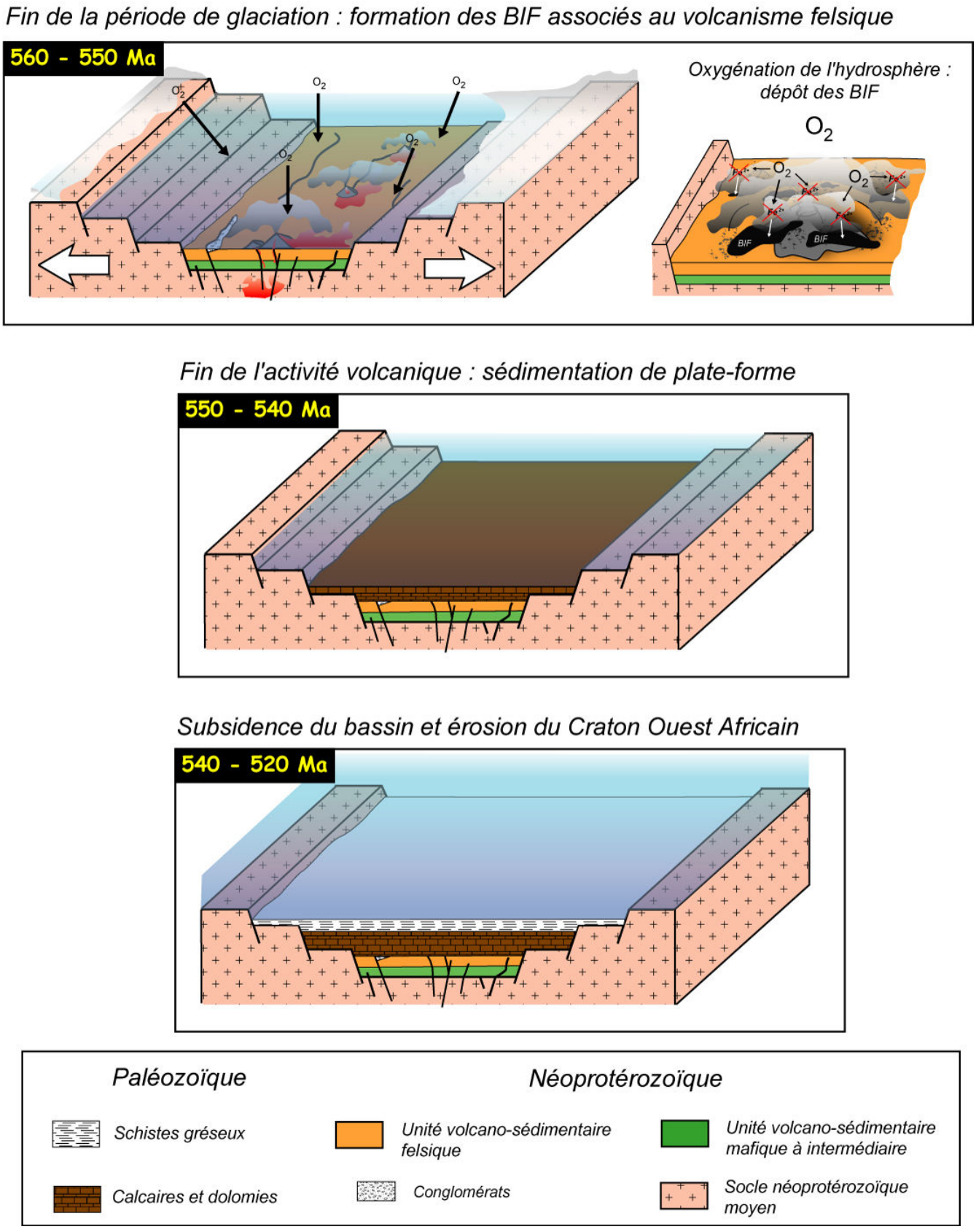


Figure II-28 (suite) : Modèle de l'évolution géodynamique de la boutonnière de Tamlalt depuis l'Ediacarien supérieur jusqu'au Paléozoïque inférieur (Cambrien moyen).

5.3. Implication sur l'histoire métallogénique de la boutonnière de Tamlalt

Dans la partie II, nous avons mis en évidence au sein de la boutonnière de Tamlalt une histoire néoprotérozoïque et paléozoïque riche en événements successifs. Certains d'entre eux, à l'instar du magmatisme felsique néoprotérozoïque, s'accompagnent d'un hydrothermalisme majeur et d'une (pré-) concentration en certains éléments tels que le Fe, Ba, Pb, Sn, Cr, Ni, Cu, et Zn. Le fait que ce magmatisme s'enracine sur un socle paléoprotérozoïque connu pour ses minéralisations à métaux précieux (Milési et al., 1992) ajoute au caractère fertile de la croûte protérozoïque. Enfin, les réactivations successives de la boutonnière de Tamlalt au cours des orogenèses varisque et alpine pourraient s'avérer extrêmement efficaces concernant la remobilisation de minéralisations préexistantes. C'est avec tous ces éléments que nous allons maintenant nous intéresser au gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Dans ce contexte polyphasé, il sera essentiel de décrypter au mieux l'ensemble des évènements qui se sont succédés à partir de méthodes géochronologiques adaptées et de déterminer leur importance concernant la formation du gisement aurifère.

Partie III : Le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Introduction

Le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou a été découvert en 1999 par L'ONHYM lors de campagnes de prospection dans la boutonnière de Tamlalt, motivées par un programme de prospection systématique des métaux précieux au Maroc, et par l'augmentation du cours des métaux précieux. Très rapidement, ce site aurifère a fait l'objet d'une campagne d'échantillonnage des structures minéralisées (filons et veines) puis l'ONHYM a entreprit une reconnaissance systématique de ces indices par l'intermédiaire d'une étude lithogéochimique précise (El Hakour, 2000). Les résultats de ces travaux ont mené à la réalisation de "saignées" (tranchées) à travers l'enveloppe minéralisée, et à la réalisation de plusieurs campagnes de sondage entre 2001 et 2005.

Trente-trois sondages ont été effectués, totalisant plus de 7000 m de données lithologiques. Toutefois, et ceci est important pour la suite de notre étude, dix-huit sondages ne dépassent pas les 200 m de profondeur et leur étude s'est généralement focalisée sur les 100 premiers mètres (El Hakour, 2005).

La minéralisation aurifère décrite par l'ONHYM (El Hakour, 2000; 2002; 2005) se situe dans des veines et filons de quartz localisés au sein de bandes de cisaillement orientées NE-SW à E-W. L'or se présente soit en association avec la goethite soit à l'état libre dans le quartz (El Hakour, 2000). Deux grandes structures minéralisées ont été définies par El Hakour (2002) : (i) le "stockwork" du mur et (ii) le "stockwork" du toit. Ces structures d'une puissance métrique à décamétrique limiteraient les roches felsiques des roches mafiques. C'est à partir de ces deux structures minéralisées que sont estimées les ressources du gisement de Tamlalt-Menhouhou.

L'évaluation des ressources aurifères a été effectuée à partir des données obtenues au cours des différentes campagnes de sondage depuis 2001. Les réserves totales calculées sont de l'ordre de 1.7 Mt avec une teneur de 4.2 g/t Au, soit 7 t d'or métal (El Hakour, 2005).

Cette estimation des réserves est basée sur l'étude de structures minéralisées limitées dans l'espace (secteur de Tamlalt-Menhouhou), et pourtant associées à une phase de déformation et une altération commune à l'ensemble de la boutonnière de Tamlalt. Etant donné le contexte polyphasé de l'ensemble de la boutonnière de Tamlalt (cf Partie II), et la

localisation particulière du secteur de Tamlalt-Menhouhou (à la limite du domaine structural de l'Anti-Atlas) nous devrons prendre en compte l'ensemble des évènements géodynamiques qui se sont succédés, et plus particulièrement la phase de déformation varisque décrite par Houari et Hopffner (2003). C'est à partir cette réflexion que nous allons maintenant appréhender le contexte géologique et métallogénique du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou.

Chapitre 1. Carte géologique du secteur aurifère

La présentation de la boutonnière de Tamlalt, et l'étude plus précise du secteur de Menhouhou, ont mis en évidence la complexité de cette zone particulière du Haut-Atlas oriental. L'importance de l'orogenèse varisque, et plus particulièrement de la phase cisaillante dextre (phase D3, Houari et Hoepffner, 2003), a été reconnue dans le secteur de Menhouhou. Le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou se situe au nord-est du secteur de Menhouhou (Figure III-1), dans le compartiment nord, où la déformation est la plus intense (voir Partie II-1-4 ; Figure II-7). Par conséquent, dans la zone aurifère, la reconnaissance des formations néoprotérozoïques déterminées précédemment demeure très compliquée (Figure III-2). Seules les formations ferrifères parviennent à ressortir du paysage malgré l'importance des accidents recoupant l'ensemble de la zone (Figure III-2). La distinction entre les différents faciès de l'unité volcano-sédimentaire felsique n'a donc pas pu être réalisée pour le secteur aurifère (Figure III-3).

Sur la carte géologique de la zone de Tamlalt-Menhouhou (Figure III-3), les contacts entre les formations néoprotérozoïques et paléozoïques sont généralement d'origine tectonique. Par exemple, au nord, la formation des schistes gréseux chevauche l'unité volcano-sédimentaire felsique par l'intermédiaire de l'accident majeur d'El Hirech (EHSB; Figure III-2; Figure III-3). De même, les formations néoprotérozoïques se présentent sous forme d'écailles tectoniques juxtaposées les unes aux autres par l'intermédiaire des nombreux décro-chevauchements orientés NE-SW à E-W recoupant le secteur. Ces derniers sont généralement accompagnés par une grande quantité de veines de quartz centimétriques à plurimétriques orientées également NE-SW à E-W (Figure III-3). Enfin, la zone aurifère a la particularité de renfermer des formations ferrifères, dont l'étude présentée dans la Partie II a révélé leur appartenance à la catégorie des "Banded Iron Formation" (BIF).

Le secteur du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou représente donc une zone complexe. Les phénomènes d'altération et de déformation y sont omniprésents et apparaissent déjà polyphasés (ex. BIF néoprotérozoïques et bandes de cisaillements varisques). Une grande partie de ce travail consistera donc à décrire le plus précisément possible les altérations et leurs relations avec la minéralisation, pour ensuite pouvoir décrypter les différents évènements successifs et établir l'importance de chacun concernant la concentration de l'or.

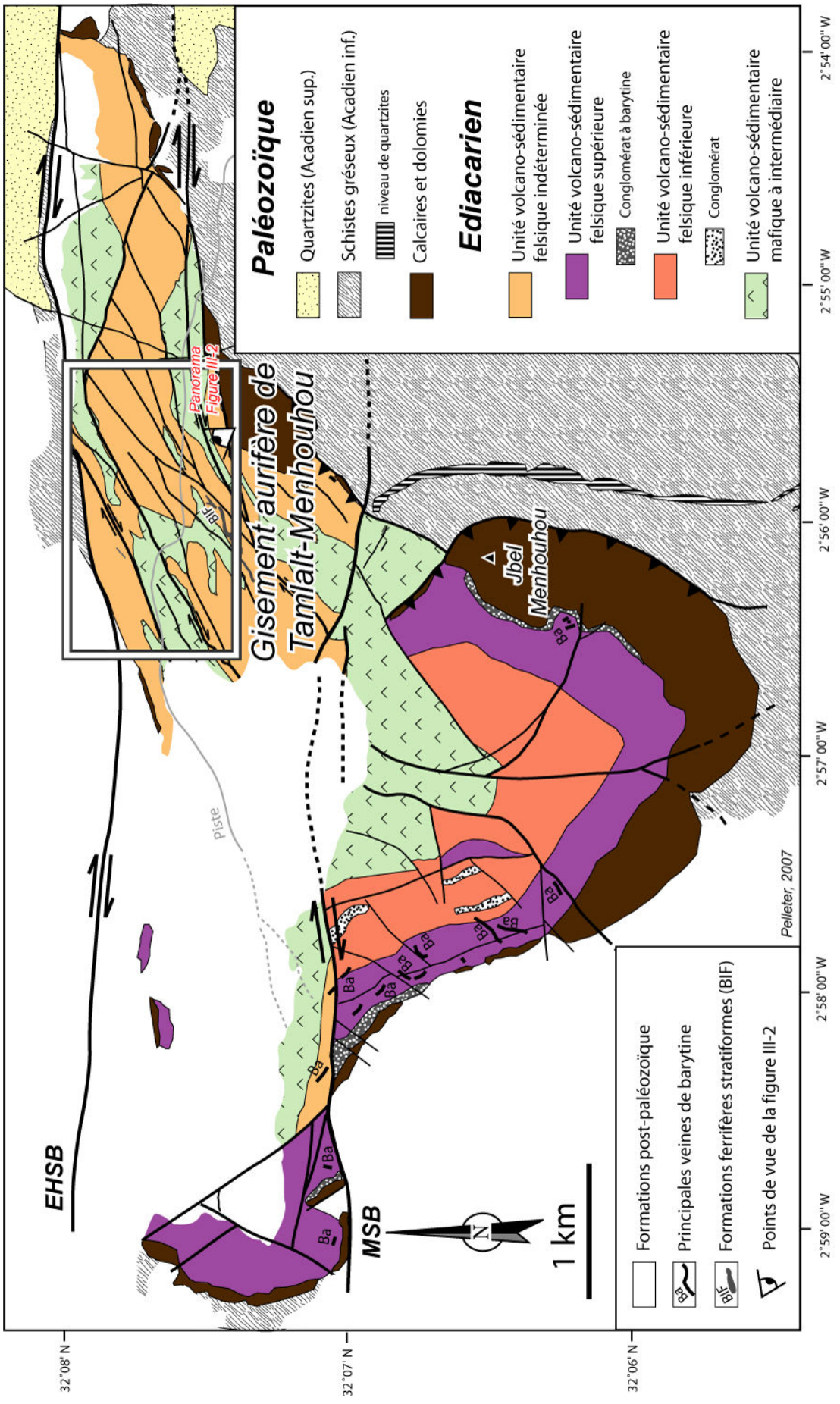


Figure III-1 : Carte géologique du secteur de Menhouhou et localisation du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou.
Le point de vue correspondant à la figure III-2 est également reporté.

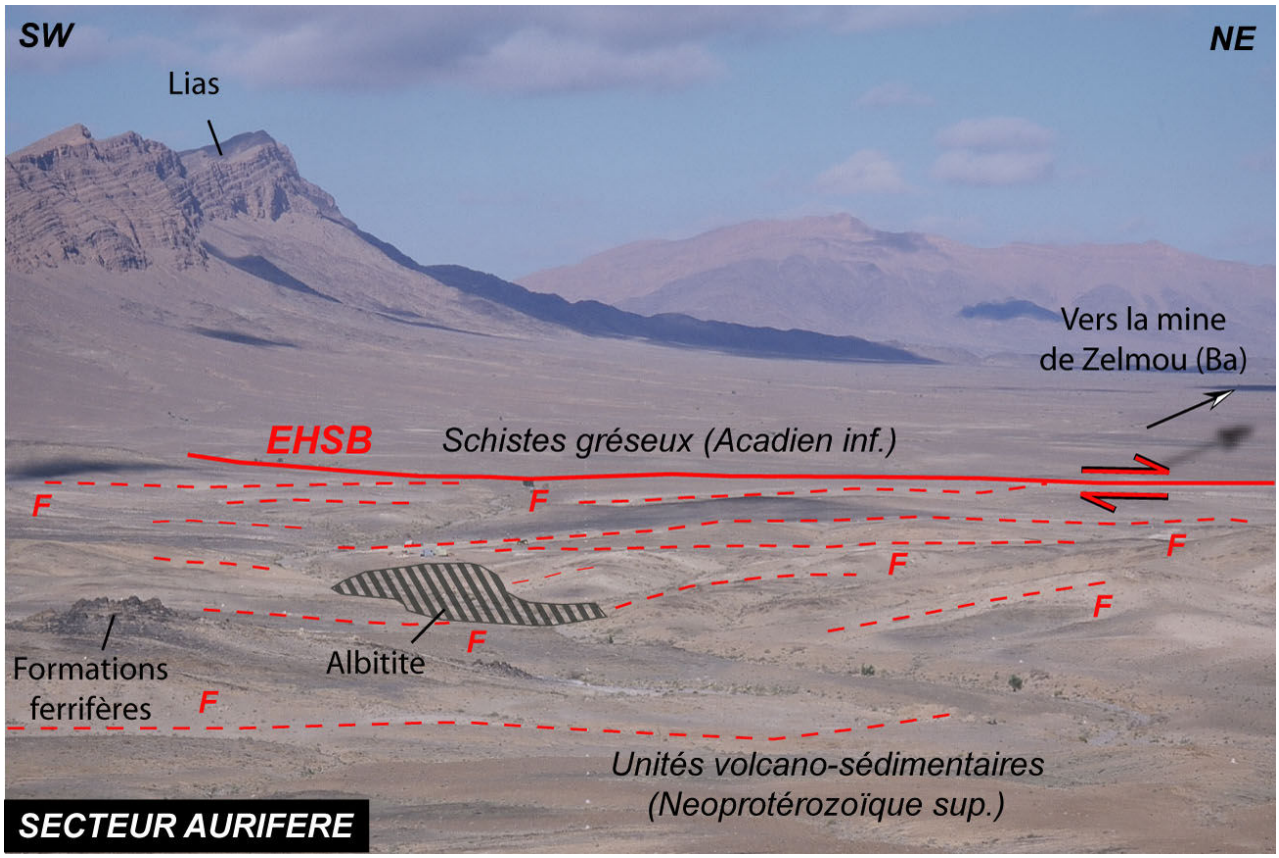


Figure III-2 : Panorama du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. L'ensemble de la zone est recoupé par de nombreux décro-chevauchements dont la présence est soulignée par la couleur blanchâtre due à l'altération associée. Les formations néoprotérozoïques sont fortement déformées et altérées rendant compliquée la reconnaissance des différents protolithes; seules les formations ferrifères se distinguent nettement dans le paysage.

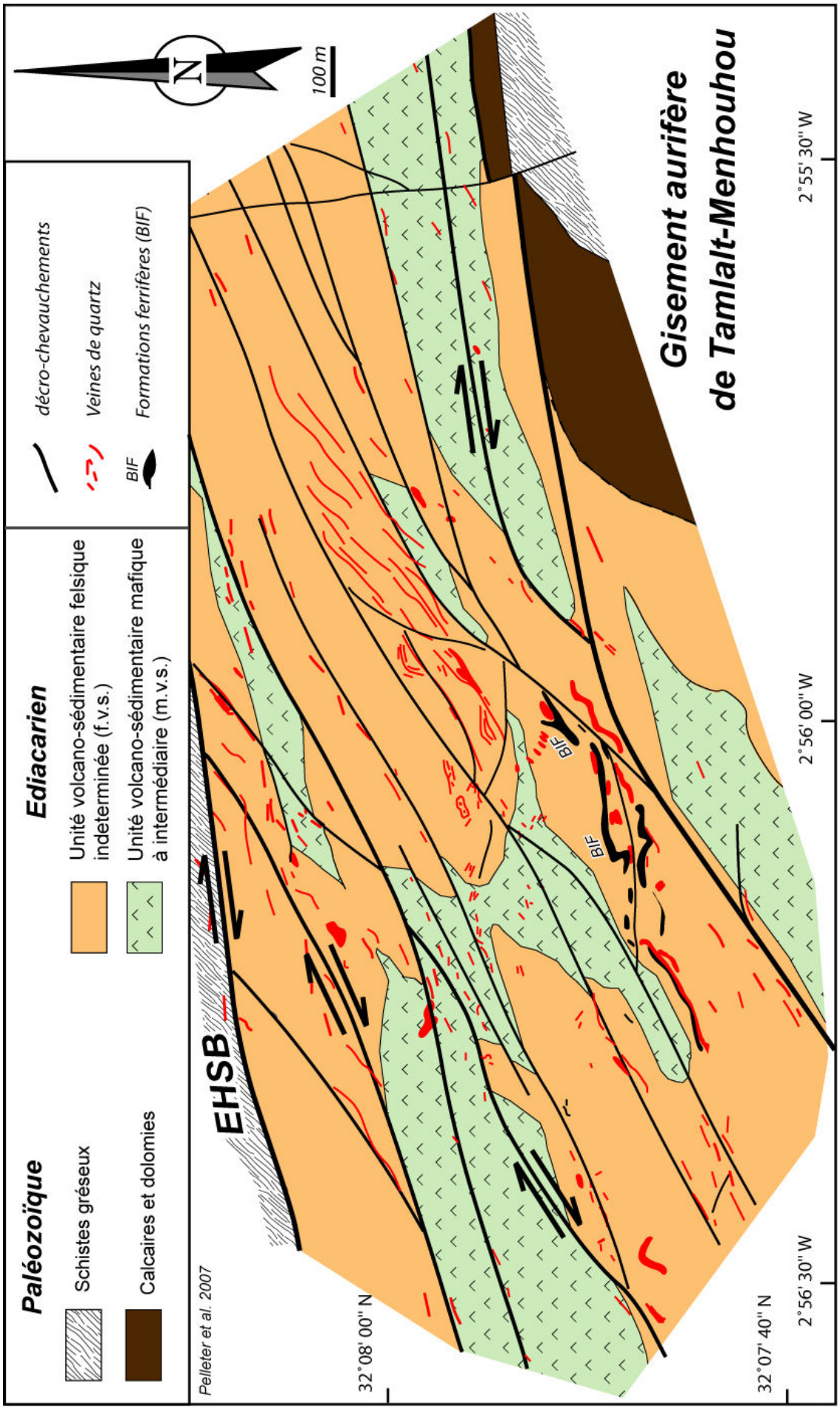


Figure III-3 : Carte géologique du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. EHSB : El Hirech Shear Band

Chapitre 2. Les altérations

2-1. Carte des altérations de la zone aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Deux types d'altération se superposent dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Figure III-4):

(i) une altération caractérisée par une forte albitisation (altération 1; Figure III-2) associée à de la carbonatation, silicification, muscovitisation, tourmalinisation et hématisation (Figure III-4a). Cette altération se présente sous forme de halos concentriques plus ou moins allongés le long d'une direction NE-SW. Une zone à tourmaline a été identifiée (Figure III-4a) et se trouve associée à des veines de quartz plurimétriques qui pourraient être génétiquement associées à l'altération 1. Cette phase d'altération n'a été identifiée que dans le secteur aurifère et est cartographiquement recoupée par les décro-chevauchements (Figure III-4a).

(ii) une altération extrêmement pénétrative le long des décro-chevauchements et caractérisée par le développement d'une paragenèse composée de phengite, argiles, calcite et hématite (altération 2; Figure III-4b). Les argiles sont constituées d'illite, montmorillonite, kaolinite et de talc (Bekkali, 2003). Cette altération correspond à une altération régionale liée au développement des bandes de cisaillement et à la formation d'un réseau dense de veines de quartz (Figure III-4b).

En raison de la densité des accidents dans la zone aurifère et de la superposition des deux altérations, une assemblage minéralogique composite (altération 1-2; Figure III-4b) est généralement observé.

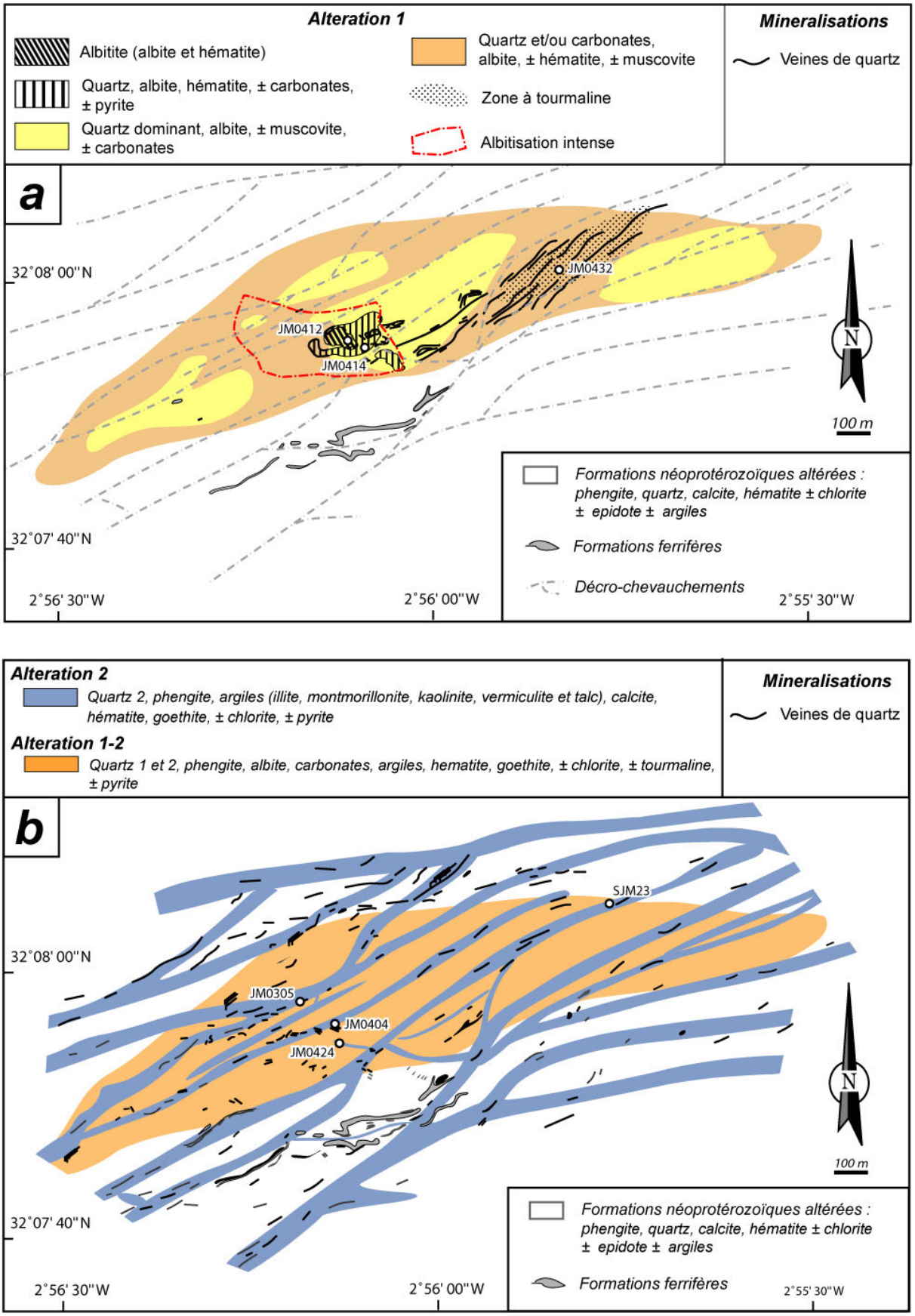


Figure III-4 : Carte des altérations du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. a. altération sodique (altération 1). b. altération 2

2-2. Pétrographie des altérations

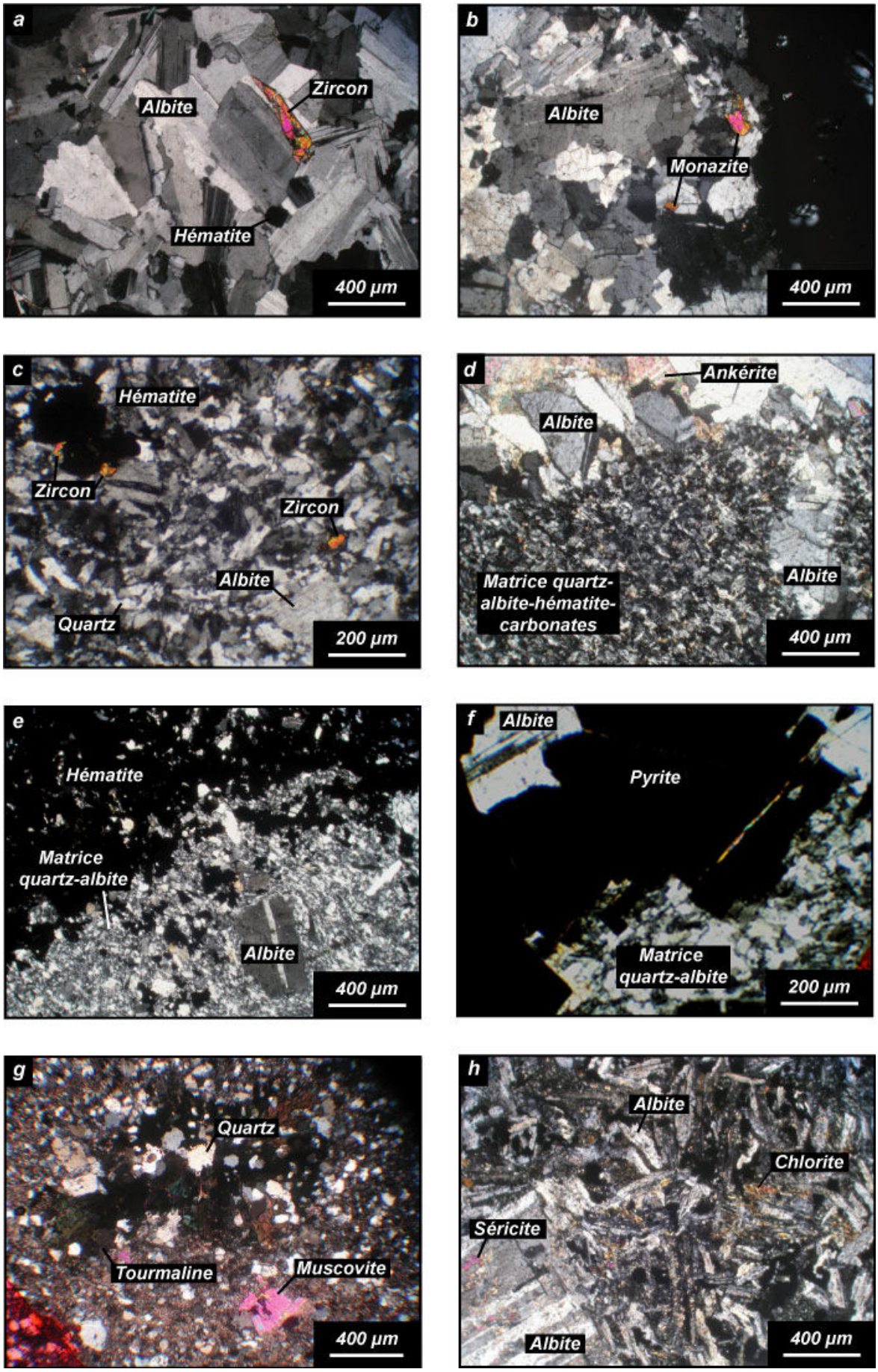
2-2-1. Pétrographie de l'altération sodique ± calcique (altération 1)

L'altération 1 se distingue dans la zone aurifère par l'intense albitisation de l'ensemble des formations néoprotérozoïques et par la présence d'une zone à tourmaline. L'étude détaillée de cette altération indique que certaines différences subsistent dans l'assemblage minéralogique présent en fonction de la nature du protolithe altéré.

Les protolithes felsiques sont caractérisés par trois assemblages minéralogiques principaux. Le premier assemblage est composé majoritairement de phénocristaux d'albite (> 90 % du volume) définissant les roches altérées comme étant des albitites. L'albite (pôle pur) est associée à l'hématite, au zircon (Figure III-5a), à la monazite (Figure III-5b), au sphène et parfois à la pyrite. Le deuxième assemblage se définit par l'association caractéristique quartz - albite, associée en proportions variables à l'hématite, carbonates, et pyrite (Figure III-5c, Figure III-5d, Figure III-5e, Figure III-5f). Le zircon apparaît comme la phase accessoire dominante (Figure III-5c), mais l'on peut également observer de la monazite et du sphène. Le troisième assemblage est dominé par le quartz qui peut être associé à de l'albite, des carbonates, de l'hématite, et parfois de la tourmaline radiaire (Figure III-5g).

Le phénomène d'altération 1 se reconnaît dans les protolithes mafiques principalement par l'albitisation des plagioclases (Figure III-5h). Une certaine carbonatation et hématisation semble accompagner ce phénomène. La présence systématique d'une altération tardive des albites (Figure III-5h) indique qu'un phénomène d'altération postérieur à l'albitisation reprend invariablement les roches mafiques étudiées. Ainsi, il est difficile de déterminer si les chlorites (Figure III-5h) ou les épidotes observées appartiennent à la paragenèse de l'altération 1 ou à celle de l'altération 2. Toutefois, une phase d'altération à épidote, calcite et chlorite

Figure III-5 : Planche photographique (microscopie optique) des différents assemblages minéralogiques de l'altération 1. a, b, c, d, e, f, et g : protolithe felsique ; h : protolithe mafique.
a. albitite (JM04-12) composée à 90 % de lattes d'albite associées à de l'hématite et à un cristal de zircon xénomorphe. b. Albitite (JM04-05) caractérisée par la présence de nombreuses monazites (~1 % du volume de la roche). c. roche composée principalement de quartz et d'albite (JM03-22) associés à de l'hématite et de nombreux zircons. d. roche composée d'une matrice à quartz, albite, hématite et carbonates recoupée par de nombreuses veines à albite et ankérite (SJM28 - 249 m). e et f. hématisation intense (e) et pyritisation (f) au sein d'une roche composée principalement de quartz et d'albite (respectivement SJM15 - 62 m et SJM28 - 426 m). g. tourmaline radiaire au sein d'une roche composée de quartz, muscovite, hématite et carbonates.


a
Albite
Zircon
Hématite
400 µm
b
Albite
Monazite
400 µm
c
Hématite
Zircon
Zircon
Albite
Quartz
200 µm
d
Ankérite
Albite
Matrice quartz-albite-hématite-carbonates
Albite
400 µm
e
Hématite
Matrice quartz-albite
Albite
400 µm
f
Albite
Pyrite
Matrice quartz-albite
200 µm
g
Quartz
Tourmaline
Muscovite
400 µm
h
Albite
Chlorite
Séricite
Albite
400 µm

- Figure III-5 -

est observée sur de rares échantillons (Figure III-6). Cette phase est postérieure à la phase d'altération à albite-quartz-hématite décrite précédemment, mais n'apparaît pas liée à la déformation associée à l'altération 2. Nous supposons que cette altération à dominante calcique postérieure à l'altération sodique appartient au même phénomène d'altération 1.

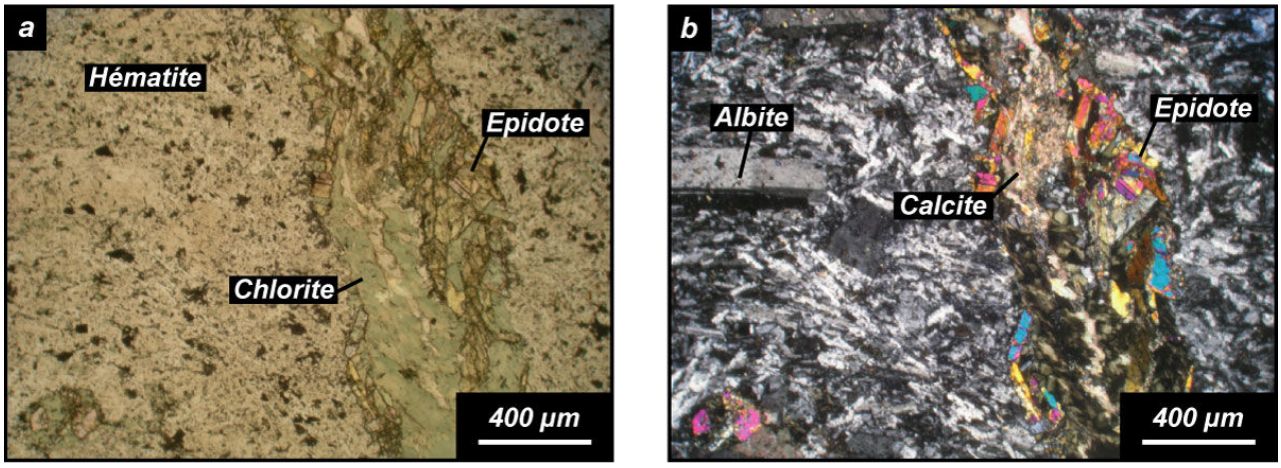


Figure III-6 : Planche photographique (microscopie optique) de l'altération calcique recoupant l'altération sodique (altération 1). L'altération calcique est caractérisée par l'assemblage d'épidote, calcite et chlorite (JM04-15). (a) L.P.N.A; (b) L.P.A.

L'altération 1 est donc représentée par des assemblages minéralogiques complexes. Deux phases peuvent être identifiées : (i) une phase majeure à dominante sodique, et (ii) une phase à dominante calcique. En raison de l'importance des phénomènes de déformation et d'altération postérieurs à l'altération 1, la phase sodique, plus résistante mécaniquement et chimiquement, demeure la mieux développée dans le secteur de Tamlalt-Menhouhou. Elle constitue donc un niveau repère pour discriminer les phénomènes de l'altération 1.

2-2-2. Pétrographie de l'altération argilleuse et phylliteuse (altération 2)

L'altération 2 est intimement liée aux bandes de cisaillement recoupant l'ensemble du secteur de Menhouhou. Elle correspond à une altération argilleuse et phylliteuse intense accompagnée d'une silicification principalement développée dans les faciès felsiques. Les minéraux constitutifs de cette altération sont la phengite (± chlorite), les argiles (Bekkali, 2003), le quartz, la calcite et l'hématite (Figure III-7a et Figure III-7b). Leur disposition et leur

orientation sont contrôlées par la déformation comme en témoigne l'alignement le long des plans de schistosité (Figure III-7b). Dans certains échantillons, les minéraux caractéristiques de l'altération 2 sont associés avec de la pyrite (Figure III-7c) et de la chalcopyrite.

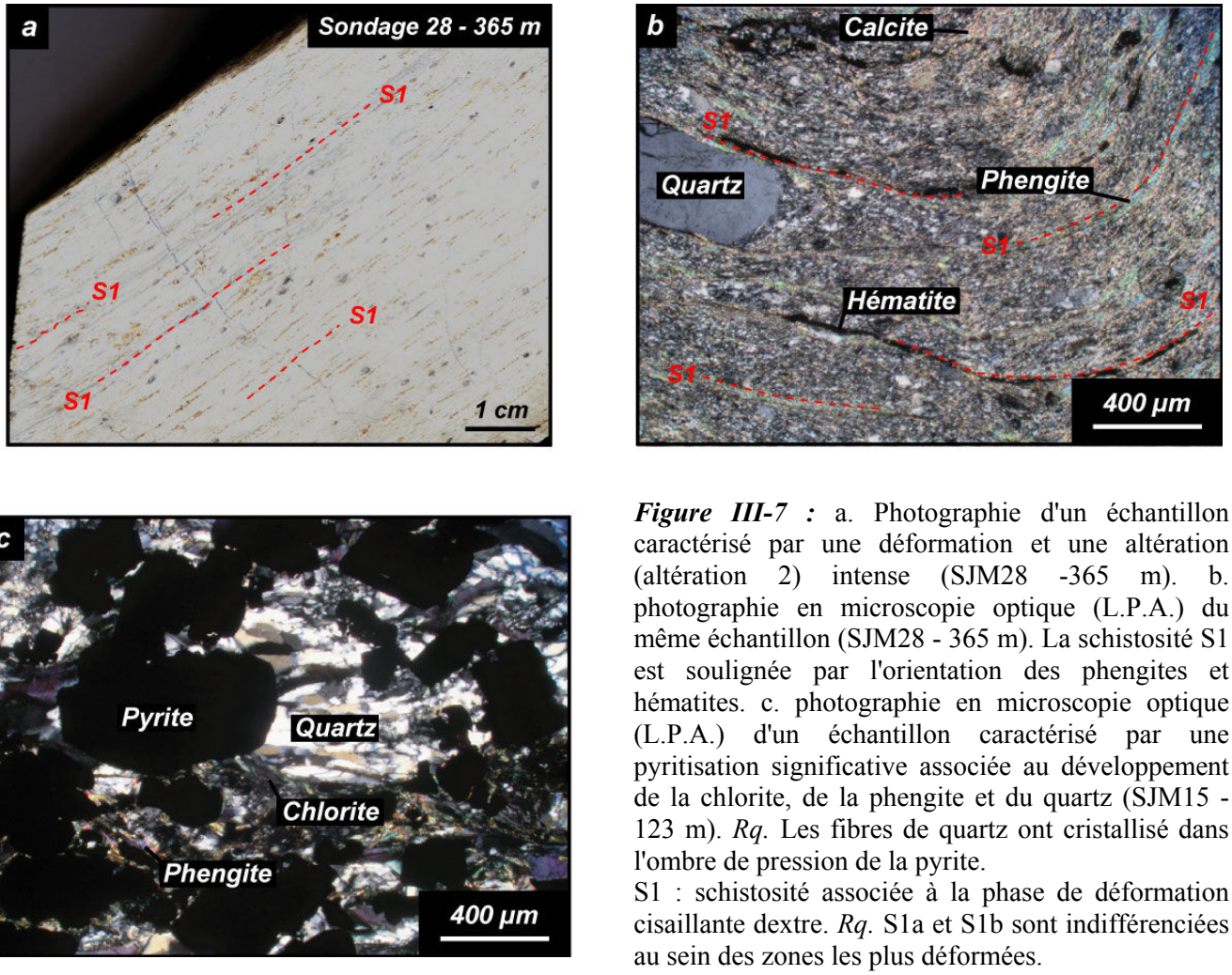


Figure III-7 : a. Photographie d'un échantillon caractérisé par une déformation et une altération (altération 2) intense (SJM28 -365 m). b. photographie en microscopie optique (L.P.A.) du même échantillon (SJM28 - 365 m). La schistosité S1 est soulignée par l'orientation des phengites et hématites. c. photographie en microscopie optique (L.P.A.) d'un échantillon caractérisé par une pyritisation significative associée au développement de la chlorite, de la phengite et du quartz (SJM15 - 123 m). *Rq.* Les fibres de quartz ont cristallisé dans l'ombre de pression de la pyrite.
S1 : schistosité associée à la phase de déformation cisaillante dextre. *Rq.* S1a et S1b sont indifférenciées au sein des zones les plus déformées.

2-2-3. Pétrographie de l'altération 1-2

En raison de la densité des accidents associés à la phase de déformation cisaillante dextre, l'altération 2 se révèle très pénétrative dans l'ensemble du secteur aurifère. La superposition de cette altération avec l'altération 1 conduit à un assemblage minéralogique composite (altération 1-2). Du point de vue cartographique et pétrographique, l'altération 2 recoupe l'altération 1, et semble donc postérieure. La reprise des faciès de l'altération 1 se traduit notamment par la séricitisation des albites (Figure III-8a) et la recristallisation des

hématites (et/ou pyrite) en calcite et chlorite (Figure III-8b). La nature et l'orientation des minéraux constitutifs de l'altération 1-2 évolue à mesure que l'on se rapproche des décro-chevauchements. La figure III-8 (c, d, e, f) illustre cette évolution pour un protolithe felsique caractérisée par une altération sodique importante :

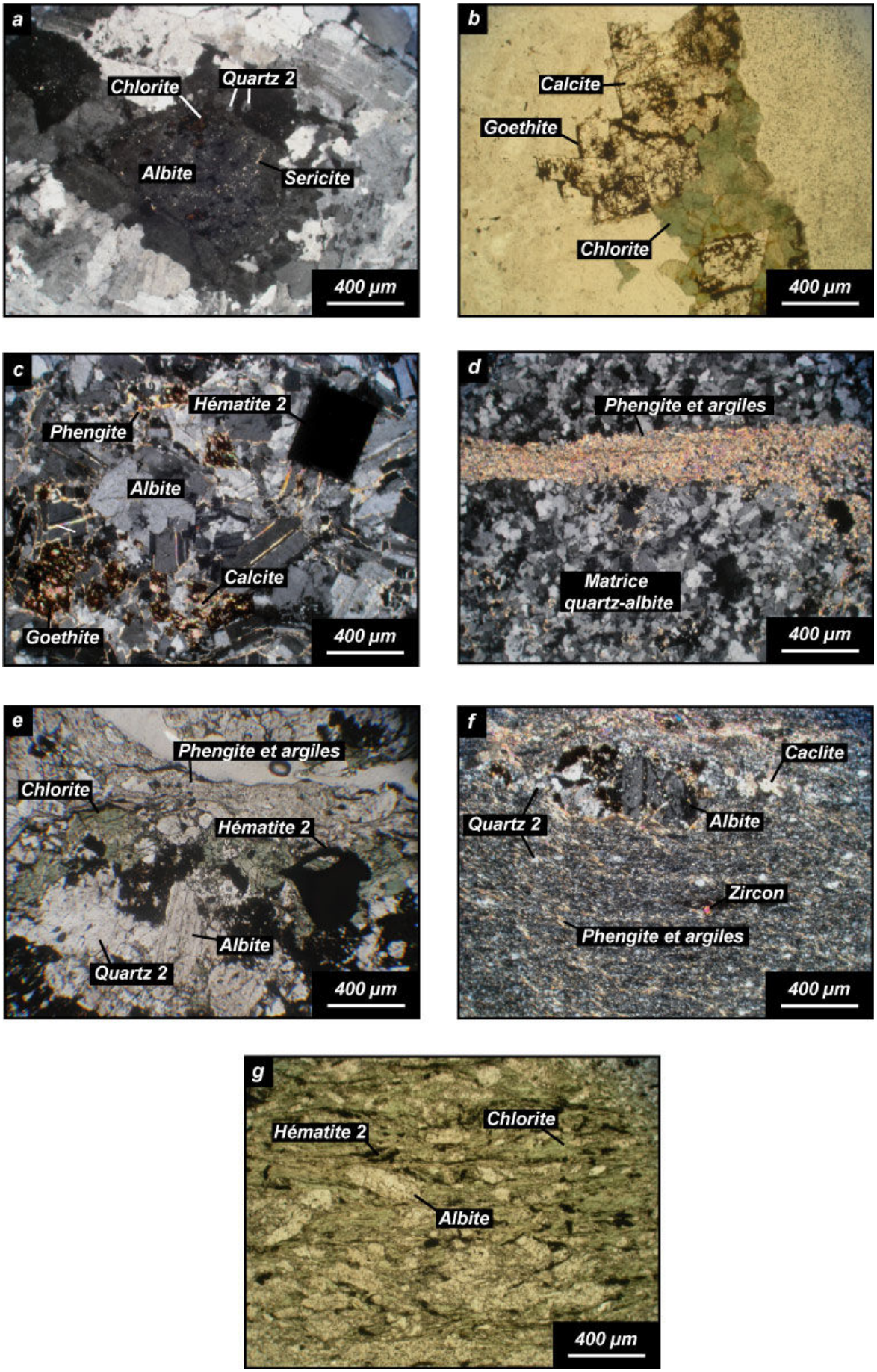
(i) Loin des décro-chevauchements, les faciès de l'altération 1 sont caractérisés par la fracturation des albites, la cristallisation de phengites le long des fractures, la cristallisation de calcite et de goethite liée à la rétromorphose des hématites 1, et la cristallisation d'une hématite secondaire (hématite 2). Les minéraux de l'altération 2 ne présentent pas d'orientation particulière (Figure III-8c).

(ii) A mesure que l'on se rapproche des accidents, l'orientation des minéraux constitutifs de l'altération 2 se développe de manière significative. L'augmentation de la déformation pouvant conduire à la formation de véritables bandes de cisaillement recoupant les minéraux de l'altération 1 (Figure III-8d).

(iii) Aux abords des décro-chevauchements, la structure primaire de l'altération 1 disparaît progressivement pour laisser place à une altération phylliteuse intense caractérisée par une orientation marquée des phengites (± chlorites) et argiles (Figure III-8e). Les albites sont généralement fortement fracturées et l'on observe des phénomènes de silicification (Figure III-8e).

(iv) Au sein même des accidents cisaillants, la plupart des minéraux appartenant à l'altération 1 recristallisent et s'orientent le long des plans de schistosité (Figure III-8f). Seuls quelques clastes d'albite fortement fracturés, altérés et réorientés subsistent pour témoigner de l'existence d'une altération 1 antérieure (Figure III-8f).

Le même type d'évolution peut être observé pour les protolithes mafiques. Toutefois, l'assemblage minéralogique diffère par l'abondance de chlorite et d'hématite (Figure III-8g).


a
Chlorite
Quartz 2
Albite
Sericite
400 µm
b
Calcite
Goethite
Chlorite
400 µm
c
Hématite 2
Phengite
Albite
Calcite
Goethite
400 µm
d
Phengite et argiles
Matrice
quartz-albite
400 µm
e
Phengite et argiles
Chlorite
Hématite 2
Albite
Quartz 2
400 µm
f
Caclite
Quartz 2
Albite
Zircon
Phengite et argiles
400 µm
g
Hématite 2
Chlorite
Albite
400 µm

- Figure III-8 -

Figure III-8 : Planche photographique des assemblages minéralogiques de l'altération 1-2.
a. altération des albites en séricite (ou phengite ?) (JM03-07). On note également le développement de quartz secondaire, ainsi que de chlorite sans doute liée à l'altération d'inclusions d'hématites. L.P.A.
b. Développement de calcite, goethite et chlorite liée à la rétromorphose d'opaques (pyrite et/ou hématite) (JM03-07). L.P.N.A.
c, d, e, f : évolution de la nature et de l'orientation des minéraux constitutifs de l'altération 1-2 en fonction de la localisation des échantillons par rapport aux décro-chevauchements (pour un protolithe felsique; explications dans le texte). (c) photographie en L.P.A (JM03-06); (d) photographie en L.P.A (JM03-08); (e) photographie en L.P.N.A (JM04-24); (f) photographie en L.P.A (SJM28-365m).
g. assemblage minéralogique caractéristique de l'altération 1-2 au sein d'une zone de déformation intense (protolithe mafique, SJM15-123m).

2-2-4. Altération des formations ferrifères

Les phénomènes d'altération sont très importants dans le secteur aurifère et affectent donc également les formations ferrifères. Deux principaux types d'altération peuvent être identifiés. Ils conduisent à une remobilisation partielle ou complète de la minéralogie originelle de ces formations.

Le premier faciès correspond à une recristallisation totale des formations ferrifères sous forme de veines composées de quartz, hématite spécularite, calcite, barytine et tourmaline (Figure III-9a et Figure III-9b).

Le deuxième faciès est caractérisé par un lessivage du quartz conduisant à un enrichissement relatif en hématite (Figure III-9c). Les hématites sont parfois rétromorphosées en chlorite (Figure III-9c) et certaines formations présentent des grains de monazite. Ces échantillons sont généralement recoupés par des veines de quartz et hématite spécularite, et des veines de calcite. Malgré ces transformations importantes, certains échantillons conservent un pseudo-rubanement.

La présence de tourmaline dans le premier faciès suppose que ce dernier est lié aux phénomènes d'altération liés à l'altération 1. Par contre il est difficile de savoir si le deuxième faciès observé est lié à une transformation lors de l'altération 1 ou de l'altération 2 ; même si une association des deux altérations est vraisemblable.

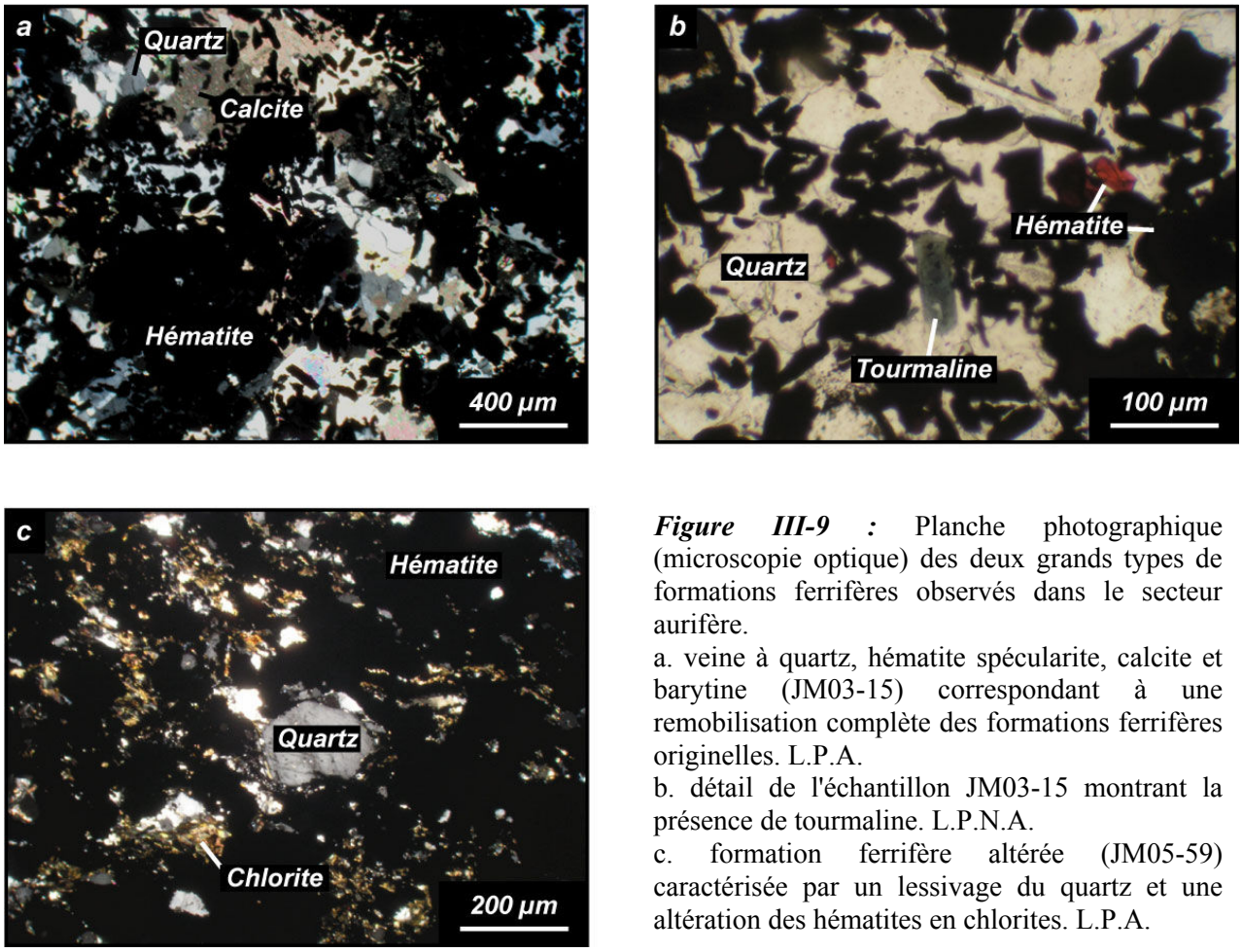


Figure III-9 : Planche photographique (microscopie optique) des deux grands types de formations ferrifères observés dans le secteur aurifère.
a. veine à quartz, hématite spécularite, calcite et barytine (JM03-15) correspondant à une remobilisation complète des formations ferrifères originelles. L.P.A.
b. détail de l'échantillon JM03-15 montrant la présence de tourmaline. L.P.N.A.
c. formation ferrifère altérée (JM05-59) caractérisée par un lessivage du quartz et une altération des hématites en chlorites. L.P.A.

2-3. Caractérisation chimique des minéraux d'altération et thermo-métrie

2-3-1. Les micas blancs

Au cours de l'étude pétrographiques des altérations, nous avons distingué la succession de deux grands types d'altération. Chacune d'elle est caractérisée par la cristallisation de micas blancs.

L'altération 1 présente des micas blancs subautomorphes, de taille relativement petite (200 - 300 µm) et généralement entourés par une bordure recristallisée composée de micas blancs

néoformés (associés à l'altération 2; Figure III-10). Les micas blancs associés à l'altération 1 révèlent une composition intermédiaire entre le pôle muscovite et le pôle phengite sur le diagramme Si/Al de Velde (1965) (Figure III-10). Les températures de cristallisation de ces muscovites[1] ont été estimées à l'aide du géothermomètre de Monier et Robert (1986). A l'exception de quelques analyses présentant des températures inférieures à 350°C, ces muscovites[1] sont caractérisées par des températures de cristallisation comprises entre 350°C et 550°C (Figure III-10).

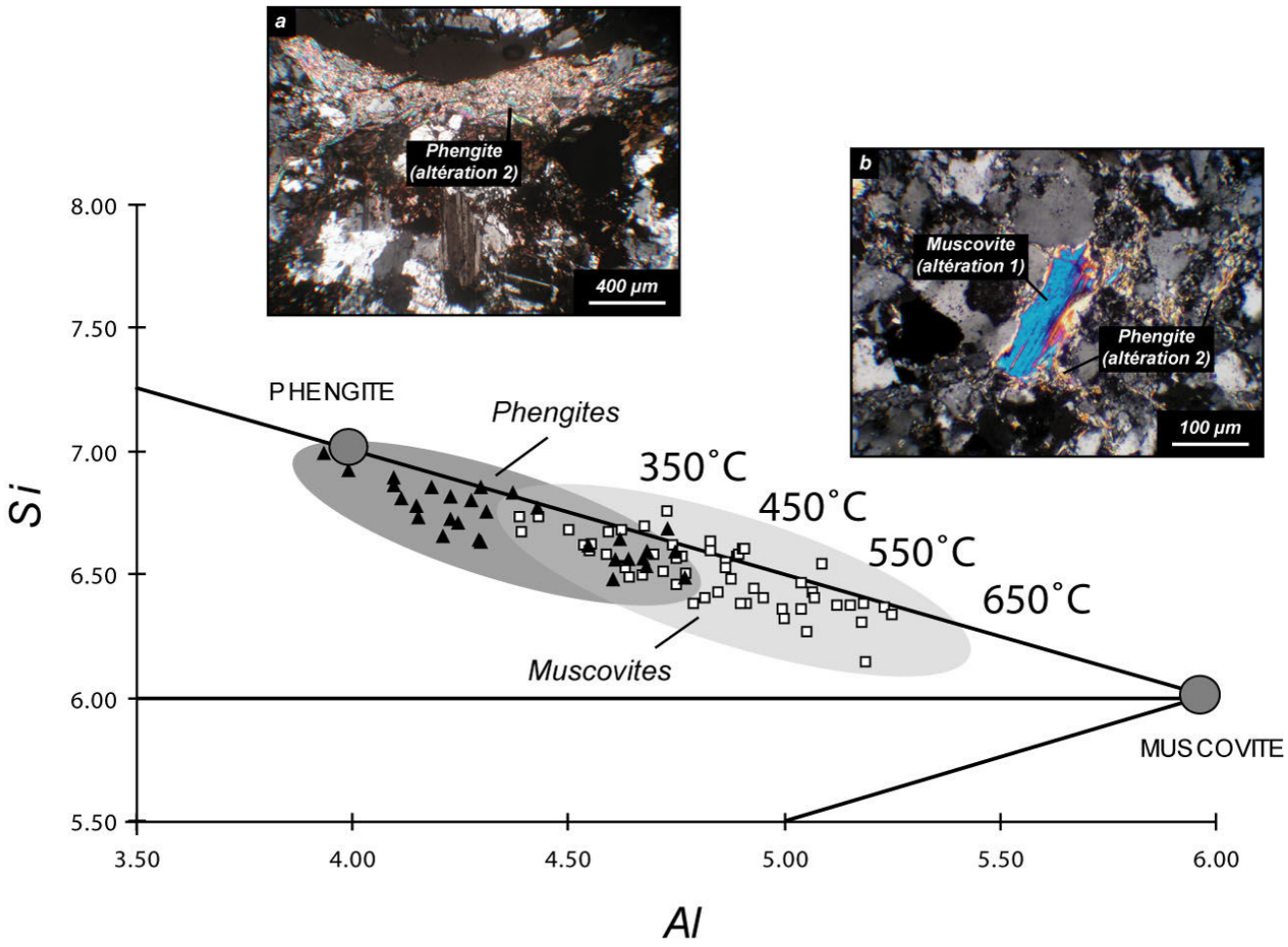


Figure III-10 : Caractérisation des muscovites dans le diagramme Si/Al de Velde (1965). Les températures indiquées sur la ligne muscovite-phengite sont calculées à partir du géothermomètre de Monier et Robert (1986). Photographie de lame minces : (a) phengites associées à l'altération 2, (b) muscovite associée à l'altération 1 et entourée de phengites liées à l'altération 2.

1. Dans un souci de compréhension, nous parlerons dorénavant de muscovites lorsqu'il s'agira de micas blancs associés à l'altération 1, et de phengites pour les micas blancs associés à l'altération 2

L'altération 2 est caractérisée par des micas blancs xénomorphes, très petits (≤ 150 µm) et orientés le long des plans de schistosité. Ils montrent une composition proche de celle du pôle des phengites (Figure III-10), et les températures de cristallisation estimées sont généralement inférieures à 350°C (Figure III-10), sauf pour un groupe de phengites présentant des température de 350°C - 400°C et appartenant à des roches localisées à proximité (ou au sein) des décro-chevauchements.

2-3-2. Les chlorites

La plupart des analyses de chlorites ont été réalisées sur les chlorites associées à l'altération 2 (chlorites 2). En effet, la surimposition systématique de l'altération 2 sur l'altération 1 rend difficile la distinction des chlorites associées à l'altération 1 (chlorites 1). Les chlorites 1 analysées correspondent donc toutes à l'échantillon JM04-15 présenté sur la figure III-6.

L'étude chimique des chlorites 1 indique quelles appartiennent principalement à la famille des pynochlorites (Figure III-11a). Les températures estimées à partir du géothermomètre de Kranidiotis et MacLen (1987), varient entre 269 et 305 °C avec un maximum à 293°C (Figure III-10b). Ces valeurs apparaissent plus faibles que celles obtenues à partir des muscovites associées à l'altération 1.

L'étude chimique indique que les chlorites 2 analysées appartiennent soit à la famille des pynochlorites soit à la famille des ripidolites (Figure III-10a). Les teneurs en Fe (et Mg) de ces chlorites associées à l'altération 2 montrent une gamme de variation importante (Figure III-10a). En effet, certaines d'entre elles sont caractérisées par des teneurs relativement faibles en FeO (13 - 14 %) alors que d'autres présentent des teneurs élevées (jusqu'à 29 % FeO). Ces différences de teneurs en FeO et MgO sont probablement à attribuer à la nature du protolithe altéré. Les températures de ces chlorites, estimées à partir du géothermomètre de Kranidiotis et MacLen (1987), sont beaucoup plus hétérogènes que pour les chlorites 1 et varient entre 230 et 334 °C avec un maximum vers 300°C (Figure III-10c). Ces températures sont comparables aux températures obtenues à partir des phengites associées à la phase d'altération 2 ($T°_{phengites} < 350$ °C).

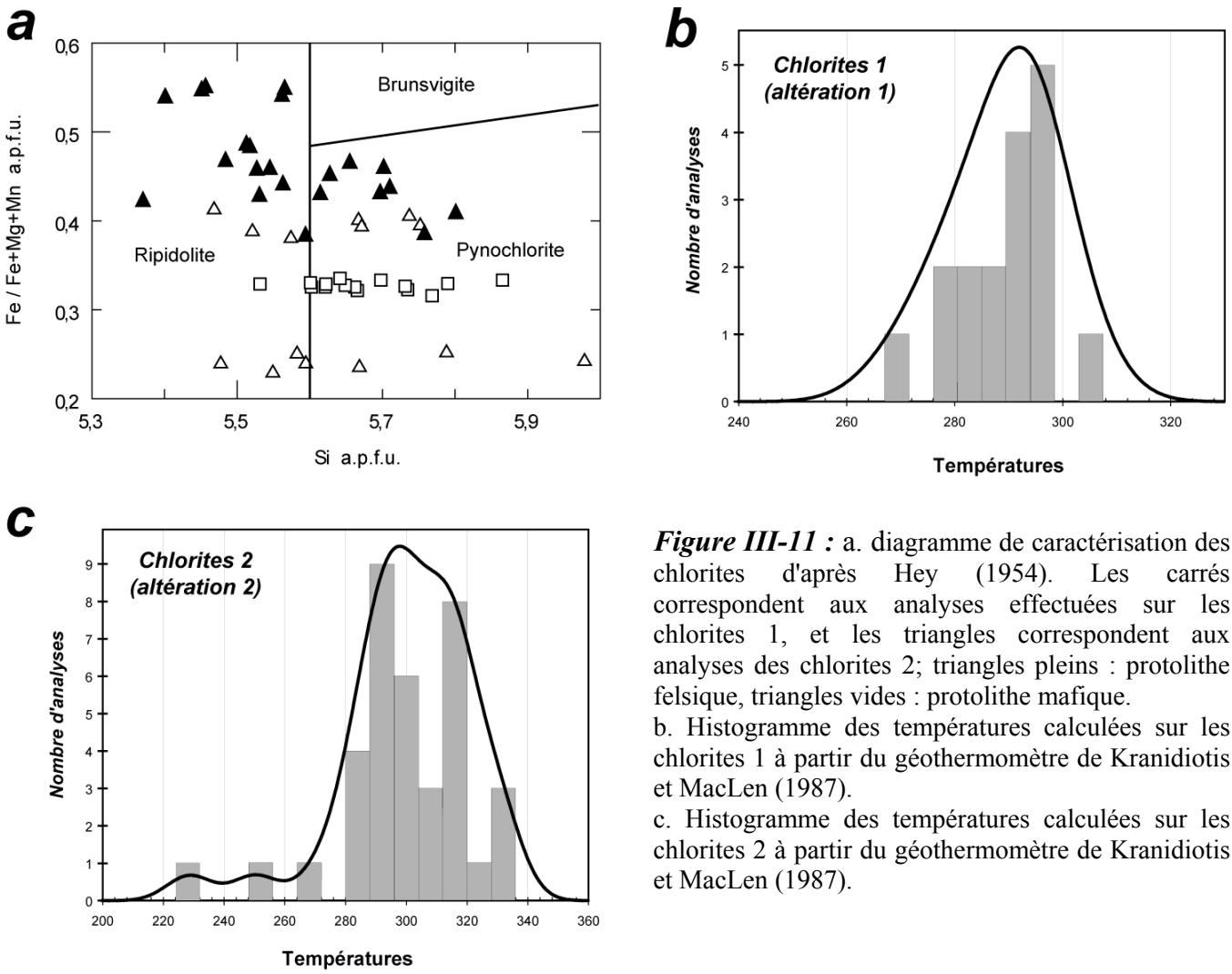


Figure III-11 : a. diagramme de caractérisation des chlorites d'après Hey (1954). Les carrés correspondent aux analyses effectuées sur les chlorites 1, et les triangles correspondent aux analyses des chlorites 2; triangles pleins : protolithe felsique, triangles vides : protolithe mafique.
b. Histogramme des températures calculées sur les chlorites 1 à partir du géothermomètre de Kranidiotis et MacLen (1987).
c. Histogramme des températures calculées sur les chlorites 2 à partir du géothermomètre de Kranidiotis et MacLen (1987).

2-3-3. Les carbonates

Deux générations de carbonates ont pu être distinguées à partir de l'étude pétrographique des échantillons de surface et de sondage. La première génération a été principalement identifiée dans les échantillons de sondage profonds et correspond à des carbonates associés aux minéraux caractéristiques de l'altération 1 (albite, quartz, Ms1, pyrite, monazite, zircon). Ils sont présents dans des veines à quartz + carbonates + albite ± pyrite ± hématite et/ou peuvent remplacer les opaques disséminés dans les roches albitisées. La grande majorité de ces carbonates présente des teneurs importantes en FeO (2.5 - 16 %) et MgO (7 - 15 %) correspondant à des compositions d'ankérites (Figure III-12).

Les carbonates appartenant à la deuxième génération apparaissent en épigénie des hématites, associés à la phengite le long des plans de schistosité, ou encore sous forme de veines

millimétriques à centimétriques. Il s'agit essentiellement de calcite avec des teneurs en FeO inférieures a 1 % et des teneurs en MgO inférieures à 5 % (Figure III-12).

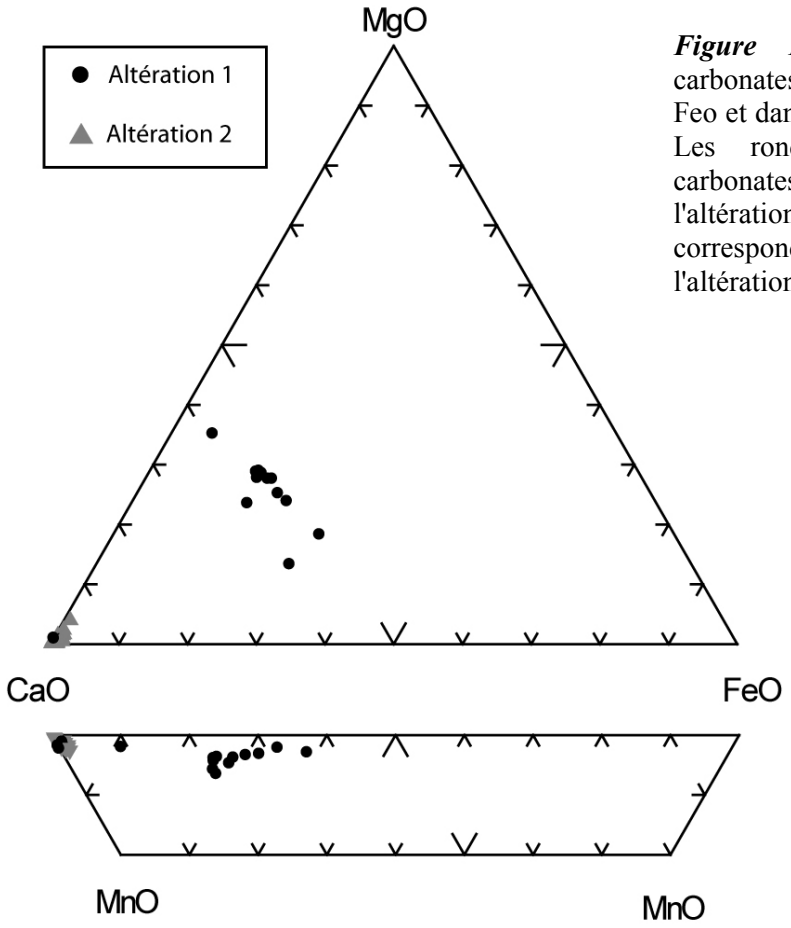


Figure III-12 : Caractérisation des carbonates dans un diagramme MgO-CaO-Feo et dans un diagramme MnO-CaO-FeO. Les ronds noirs correspondent aux carbonates génétiquement associés à l'altération 1, et les triangle gris correspondent aux carbonates de l'altération 2.

2-4. Conclusion de l'étude pétrographique et minéralogique des altérations

Deux altérations majeures ont été distinguées au sein des roches du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Les principales différences entre ces altérations sont : (i) l'assemblage minéralogique qui les caractérise, (ii) le contrôle tectonique lors de leur formation, et (iii) les compositions chimiques de certaines phases des paragenèses d'altération. L'altération 1 se distingue principalement dans la zone aurifère par l'albitisation intense des roches volcano-sédimentaires sous forme de halos concentriques, et par la présence d'une zone à tourmaline radiaire. L'étude pétrographique détaillée de certains échantillons semble

indiquer au moins deux phases successives, avec une phase d'altération sodique (albitisation) suivie par une phase d'altération calcique (carbonatation, épidotisation et chloritisation). Cette dernière est peu représentée en raison de l'importance des phénomènes de déformation et d'altération tardifs associés aux bandes de cisaillement. L'étude chimique des micas blancs associés à l'altération 1 indique une composition intermédiaire entre des phengites et des muscovites. Les températures calculées à partir du géothermomètre de Monier et Robert (1986) sur ces muscovites sont généralement supérieures à 400°C. Toutefois, les analyses effectuées sur ces micas ne prennent pas en compte le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+}, ni la proportion de H_3O^+ qui peut être relativement importante dans les micas de basse température ($\leq$ 400°C; Monier et Robert, 1986). Ces incertitudes peuvent impliquer une surestimation des températures calculées (Monier et Robert, 1986). Les températures obtenues sur les chlorites de la phase calcique sont plus faibles (~ 300°C). Néanmoins, l'étude demeure trop préliminaire pour pouvoir fournir des résultats quantitatifs quant à la température (et/ou à l'évolution de la température) du ou des fluides hydrothermaux associés aux différentes phases de l'altération 1.

L'altération 2 se superpose systématiquement l'altération 1, conduisant au développement d'un assemblage minéralogique composite (altération 1-2). L'altération 2 est caractérisée par une altération phylliteuse composée principalement de phengite (± chlorites), argiles et quartz associés à des teneurs variables en hématite et calcite. Cette altération est associée aux décro-chevauchements recoupant l'ensemble du gisement aurifère, indiquant un développement lors d'une phase de déformation majeure. L'étude chimique des micas blancs associés à l'altération 1 indique une composition proche du pôle des phengites. Les résultats obtenus à partir du géothermomètre de Monier et Robert (1986) sur les phengites indiquent des températures de cristallisation généralement inférieures à 350°C, mais doivent également être considérées avec prudence en raison des incertitudes du géothermomètre pour des températures de cristallisation inférieures à 400°C. Les compositions chimiques des chlorites indiquent des températures de cristallisation autour de 300 °C.

Dans le but de mieux comprendre l'importance de ces altérations, et de pourvoir contraindre la mobilité des éléments lors de chacune d'elles, une étude géochimique détaillée est nécessaire. En effet, une bonne compréhension des relations entre altérations et minéralisations est indispensable pour pouvoir fournir des guides d'exploration et identifier de nouvelles cibles.

2-5. Géochimie des altérations

Vingt échantillons ont été sélectionnés dans le but de vérifier les observations pétrographiques et de mettre en évidence les effets des altérations sur la composition chimique des roches volcano-sédimentaires du secteur aurifère. Compte tenu de l'importance du phénomène d'albitisation et de sa localisation restreinte à la zone aurifère, nous avons choisi quinze échantillons dominés par le phénomène d'altération 1. Cinq échantillons localisés au sein des décro-chevauchements et correspondant à des faciès typiques de l'altération 2 ont également été sélectionnés. Enfin, nous ferons régulièrement référence à la composition chimique des protolithes présentés dans la partie II.

2-5-1. Les éléments majeurs

L'étude des altérations à partir des éléments majeurs contribue à la compréhension des relations entre faciès minéral et compositions chimiques. L'utilisation de paramètres chimiques appropriés apportera donc des informations décisives concernant l'évolution des associations minérales au cours des phénomènes d'altération. Dans le cadre de l'étude des altérations du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou, nous avons utilisé les diagrammes de caractérisation chimico-minéralogiques proposés par Charoy (1971), La Roche et Marchal (1978), et Debon et Le Fort (1983) (Figure III-13 et Figure III-14).

2-5-1-1. Caractérisation des altérations pour les roches mafiques et felsiques

L'étude pétrographique a mis en évidence la différence des assemblages minéralogiques existants pour une même altération, mais dans des protolithes distincts (voir Partie III-2-2). Nous avons donc séparé sur deux diagrammes distincts (Figure III-13a et Figure III-13b) les roches issues de l'altération de protolithes felsiques et celles issues de l'altération de protolithes mafiques. Ces diagrammes soulignent la grande diversité des altérations et la forte mobilité des éléments au sein du secteur de Tamlalt-Menhouhou.
Lorsque l'on s'intéresse aux altérations des protolithes felsiques (Figure III-13a), on remarque que les phénomènes d'altération 1 et 2 se distinguent assez bien. L'altération 1 est dominée par l'albitisation, l'hématisation et la carbonatation, et se caractérise par une mobilité importante des éléments majeurs (Figure III-13a). L'altération 2, dominée par une altération phylliteuse et de la carbonatation, semble caractérisée par une mobilité plus réduite des éléments majeurs (Figure III-13a).

Par contre, l'analyse de ces altérations au sein des protolithes mafiques est plus complexe (Figure III-13b). A l'exception d'un échantillon contrôlé par une carbonatation importante et un autre présentant une altération phylliteuse significative (Figure III-13b), les roches altérées présentent une hématisation importante qui se traduit par une évolution des paramètres du

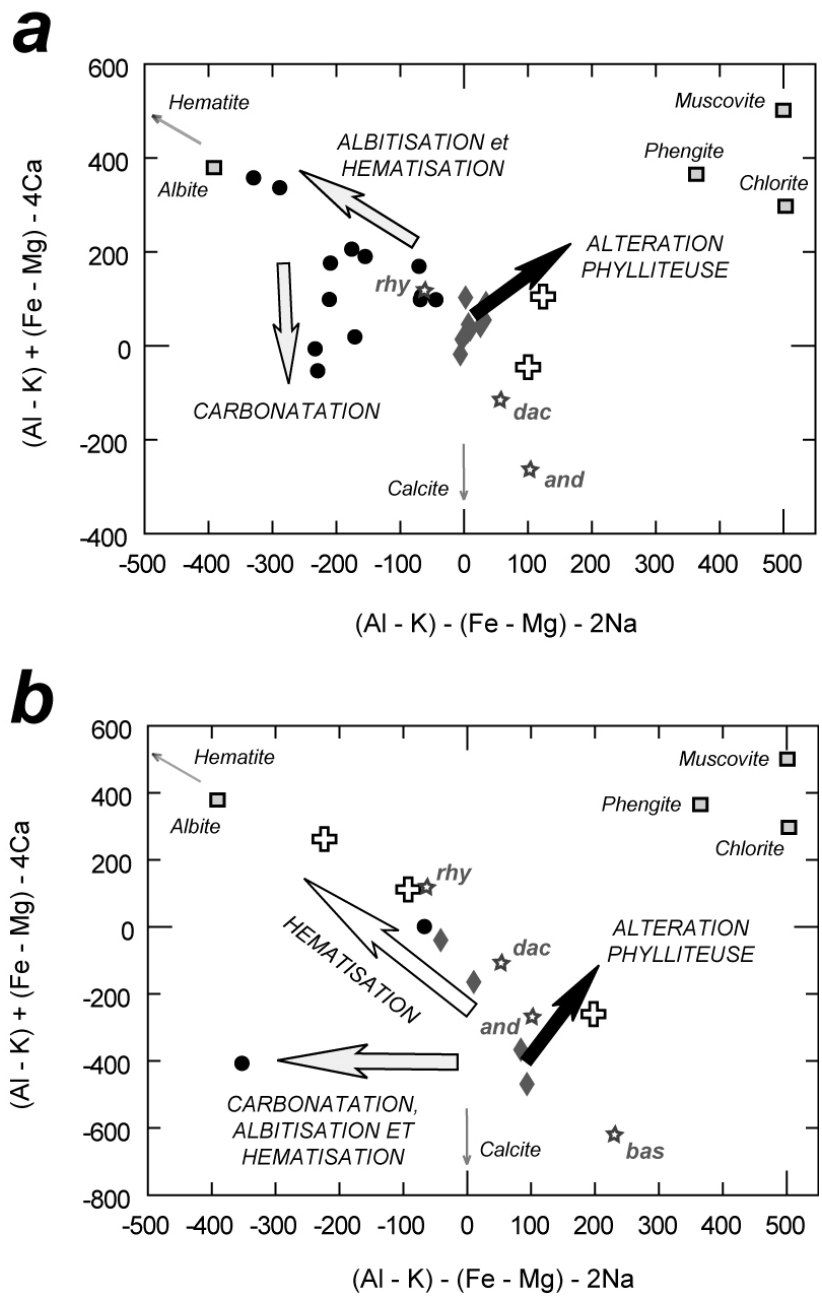


Figure III-13 : Diagramme chimico-minéralogique A2/A1 (*A1* : (Al-K)-(Fe-Mg)-2Na ; *A2* : (Al-K)+(Fe-Mg)-4Ca ; D'après La Roche et Marchal,1978). (a) roches felsiques; (b) roches mafiques.
Les losanges correspondent aux protolithes peu altérés, les ronds correspondent aux échantillons dominés par l'altération 1, et les croix correspondent aux échantillons dominés par l'altération 2. Les carrés représentent les positions de minéraux qui interviennent dans ces altérations. Rq : calcite (A1 : 0; A2 : - 4000) et hématite (A1 : -1250; A2 : 1250).

diagramme identique à celle attendue pour le phénomène d'albitisation. En raison de l'importance de ce phénomène d'hématisation lors de l'hydrothermalisme néoprotérozoïque (cf. Partie II-2-2), le diagramme de caractérisation chimico-minéralogique de la figure III-13b reflète d'avantage la complexité des altérations subies par les roches mafiques depuis le Néoprotérozoïque. En conséquence, la suite de l'étude géochimique des altérations se focalisera sur les roches felsiques concernant la mobilité des éléments lors de l'altération 1 et de l'altération 2.

2-5-1-2. Mobilité des alcalins dans les roches felsiques lors des altérations 1 et 2

Dans le but de mieux appréhender le phénomène d'albitisation et de se soustraire au phénomène d'hématisation et/ou pyritisation des roches felsiques, nous nous sommes intéressés à la variation des alcalins, et notamment à la compétition entre Na et K dont les enrichissements caractérisent respectivement l'altération 1 et l'altération 2. Nous avons donc utilisé des diagrammes chimico-minéralogiques basés sur les travaux de Charoy (1971) et utilisant le paramètre (K+Ca)-Na, où Na et K sont opposés (Figure III-14).

Le diagramme de la figure III-14a permet de mettre en évidence trois étapes successives lors de l'altération 1. Les deux premières étapes concernent le phénomène d'albitisation. La première conduit à l'albitisation des feldspaths potassiques lors d'un mécanisme d'échange K-Na, alors que la deuxième étape fait intervenir la néoformation d'albite accompagnée d'une déquartzification importante (Figure III-14a). Enfin, une dernière étape caractérisée par de la muscovitisation et de la carbonatation succède au phénomène d'albitisation (Figure III-14a).

Le diagramme de la figure III-14b permet de visualiser les effets de l'altération 2 au sein de la zone aurifère. Deux échantillons ont été sélectionnés dans deux sondages différents (SJM15 côte 76.8 m et SJM28 côte 365 m ; voir annexes 4 pour les levés de sondage) afin de traduire les effets de l'altération 2. Ils ont été prélevés au cœur des bandes de cisaillement dans le but de s'affranchir au mieux du phénomène d'albitisation lié à l'altération 1. Les données géochimiques (Figure III-14b) confirment l'importance de l'altération phylliteuse (phengites ± argiles), de la silicification et de la carbonatation au cours de l'altération 2. Cette variation des alcalins implique une forte remobilisation des éléments majeurs, et pose la question de la mobilité des éléments en traces au cours de la phase cisaillante dextre.

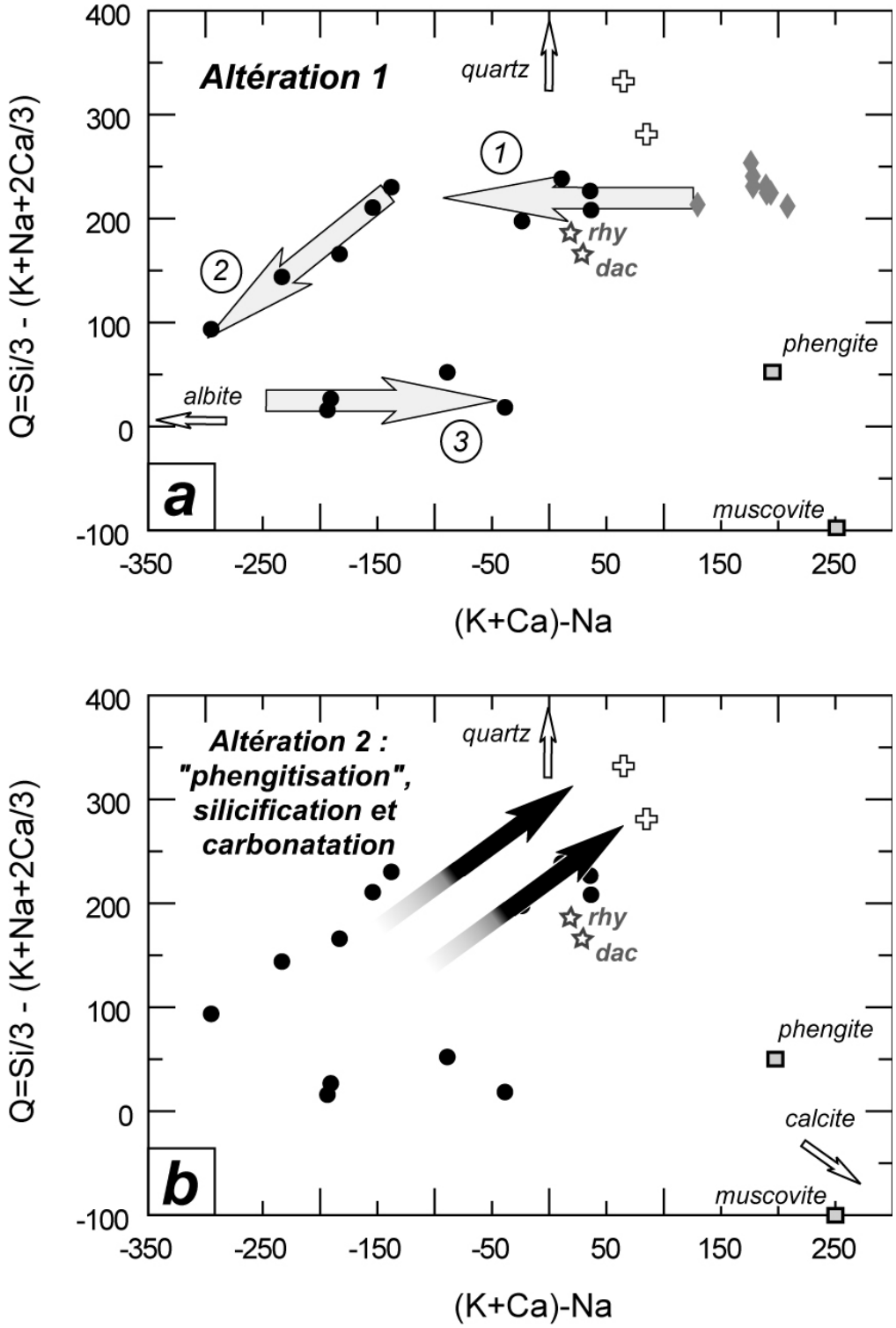


Figure III-14 : Diagrammes chimico-minéralogiques (K+Ca)-Na en fonction de Q (d'après Charoy, 1971). **a**. mobilité des éléments lors de l'albitisation (altération 1); 1 : albitisation des feldspaths potassiques; 2 : déquartzification et néoformation d'albite; 3 : muscovitisation et carbonatation.
b. mobilité des éléments lorsque l'altération 2 est intense.
Les losanges correspondent aux protolithes peu altérés, les ronds correspondent aux échantillons dominés par l'altération 1, et les croix correspondent aux échantillons dominés par l'altération 2. Les carrés représentent les positions de minéraux repères. Rq : albite (*Q* : 0; *(K+Ca)-Na* : - 400) et quartz (*Q* : 555; *(K+Ca)-Na* : 0).

2-5-2. Les éléments en traces

Les éléments majeurs sont fortement mobilisés lors des différents phénomènes hydrothermaux. Cette mobilité souligne l'intensité des deux altérations et suppose inévitablement des appauvrissements et enrichissements en éléments en traces. Pour contraindre ces variations lors de l'altération et ainsi établir un bilan de masse, il est nécessaire de connaître : (i) les teneurs des éléments en traces dans le protolithe avant altération et (ii) le ou les éléments immobiles lors de l'altération.

2-5-2-1. Nature des protolithes altérés.

Nous avons reporté les roches issues des altérations 1 et 2 dans des diagrammes multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (Figure III-15 et Figure III-16; analyses voir Annexe 1).

Les roches ayant subi l'altération 1 ont été distinguées en fonction de leur degré d'albitisation (Figure III-15). Les spectres multi-élémentaires présentent de grandes variations en alcalins, alcalino-terreux, et terres rares légères (LREE). En revanche, les HFSE (High Field Strength Elements : Th, Nb, Ta, Zr, Hf) et les terres rares lourdes (HREE) sont relativement stables sauf dans le cas des albitites. En effet, ces dernières présentent des teneurs variables en Th, Nb, Ta et, à moindre degré, en HREE. Toutefois, le Zr et L'Hf semblent stables même dans les faciès les plus altérés (Figure III-15). Les teneurs en HFSE et HREE des roches albitisées sont généralement identiques à celles des métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR). Si l'on ne prend en compte que le Zr et l'Hf, alors l'ensemble des roches altérées, y compris les albitites, présentent les mêmes teneurs que les MRR (Figure III-15). Il apparaît donc que le protolithe des roches sélectionnées pour traduire l'altération 1 correspond aux métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR).

Les spectres multi-élémentaires des deux roches caractéristiques de l'altération 2 sont, à l'exception de leurs signatures en LREE, largement similaires (Figure III-16). Ils présentent des teneurs en HFSE et HREE comparables à celles des métatuffites rhyolitiques (Figure III-16). Nous considérerons donc les métatuffites rhyolitiques comme représentatives du protolithe de ces deux échantillons.

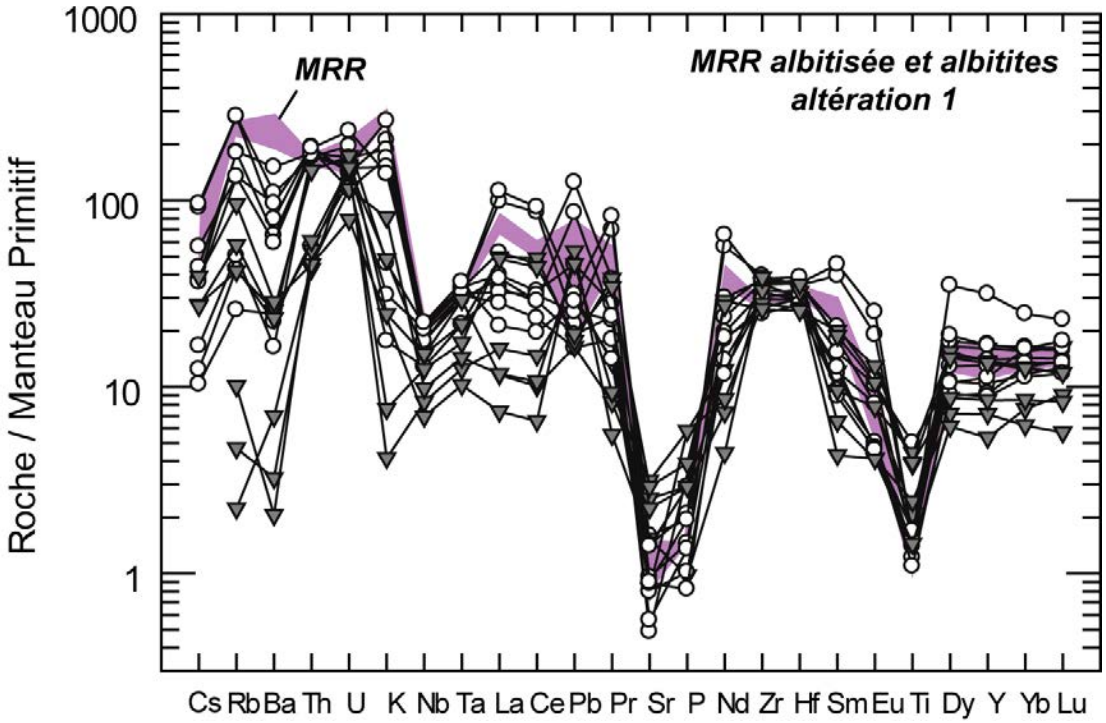


Figure III-15 : Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). Les ronds vides représentent les MRR albitisées et les triangles gris représentent les albitites. Le champ violet correspond aux spectres multi-élémentaires des MRR peu altérées présentées dans la partie II.

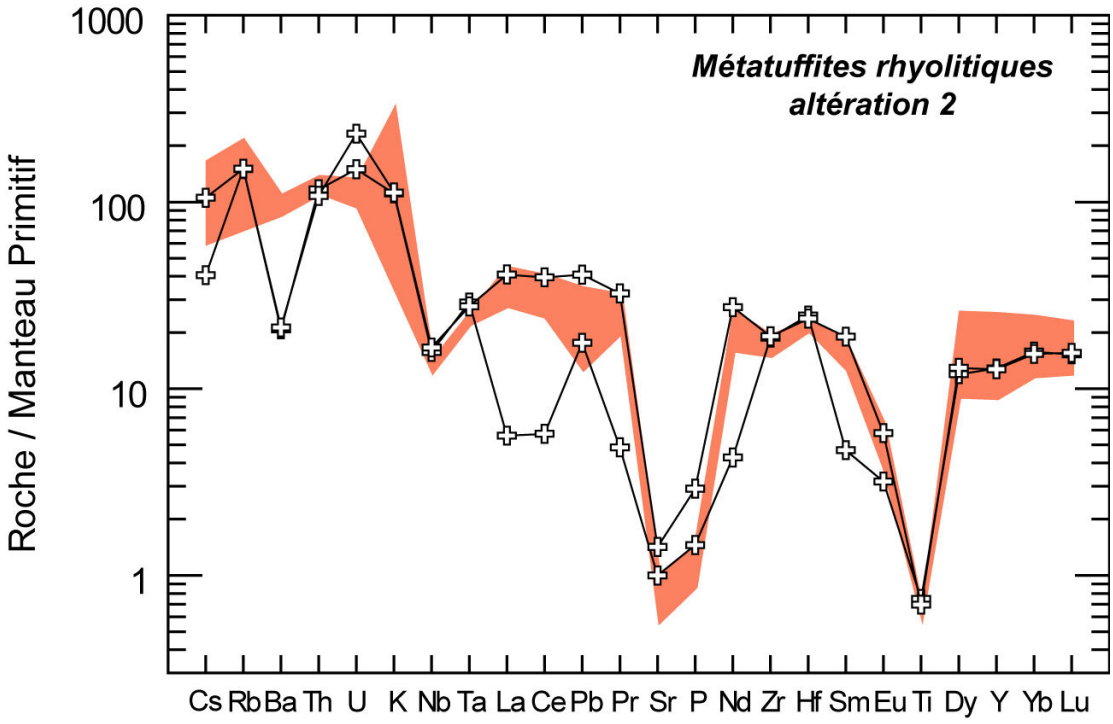


Figure III-16 : Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). Les croix vides représentent les roches localisées au sein des décro-chevauchements (altération 2). Le champ rouge correspond aux spectres multi-élémentaires des métatuffites rhyolitiques peu altérées présentées dans la partie II.

2-5-2-2. Contrôle de la mobilité des éléments en traces lors des altérations : rôle des minéraux accessoires

Nous avons observé, à travers l'étude des spectres multi-élémentaires, que de nombreux éléments en traces étaient mobiles lors des altérations. Les éléments généralement considérés comme immobiles (ex : HFSE, ± REE), apparaissent effectivement peu mobiles dans les faciès caractéristiques de l'altération 2 (Figure III-16) et dans une partie des faciès les moins albitisés de l'altération 1 (Figure III-15). Toutefois, certains de ces éléments apparaissent fortement mobiles dans les faciès les plus albitisés, et notamment les albitites (Figure I-14). Une étude complémentaire de ces échantillons est donc nécessaire afin de contraindre le ou les éléments les moins mobiles lors de l'albitisation intense, et d'en comprendre les raisons. Nous nous sommes donc intéressés aux variations des HFSE, mais également des REE, lors du phénomène d'albitisation.

Nous avons vu précédemment que les LREE apparaissaient mobiles dans de nombreux faciès albitisés (Figure III-15). Nous observons une bonne corrélation entre l'enrichissement et l'appauvrissement en LREE, par rapport aux HFSE (Figure III-17a) dans la plupart des faciès albitisés. Ceci traduit, durant l'hydrothermalisme sodique, un lessivage des LREE de certaines roches puis un enrichissement de ces même LREE dans d'autres roches lié à la cristallisation de monazites (Figure III-17a). Cependant, on remarque que plusieurs albitites s'écartent de la droite de corrélation indiquant soit un appauvrissement en Nb, soit un enrichissement en Zr.

L'étude des variations des HREE en fonction des HFSE fournit des informations déterminantes (Figure III-17b). En effet, le rapport Yb_N/Zr_N apparaît constant dans la grande majorité des faciès (albitites incluses Yb_N/Zr_N : 0.4 - 0.6), alors que le rapport Yb_N/Nb_N présente une gamme de variation importante (Yb_N/Nb_N : 8 - 30). Ceci confirme que, contrairement au Nb, les HREE et le Zr soient relativement peu mobiles lors de l'albitisation intense. Etant donné l'importance des zircons en tant que phase accessoire dans les faciès de l'altération 1, les variations observées peuvent traduirent un contrôle majeur de la phase zircon concernant les éléments Zr, Hf et les HREE. Néanmoins, les HREE devront être utilisées avec précaution. En effet, certaines roches présentent un appauvrissement en HREE (Yb_N/Zr_N <0.3; Figure III-17b) et d'autres un enrichissement associé à la présence de xénotime (Figure III-16b).

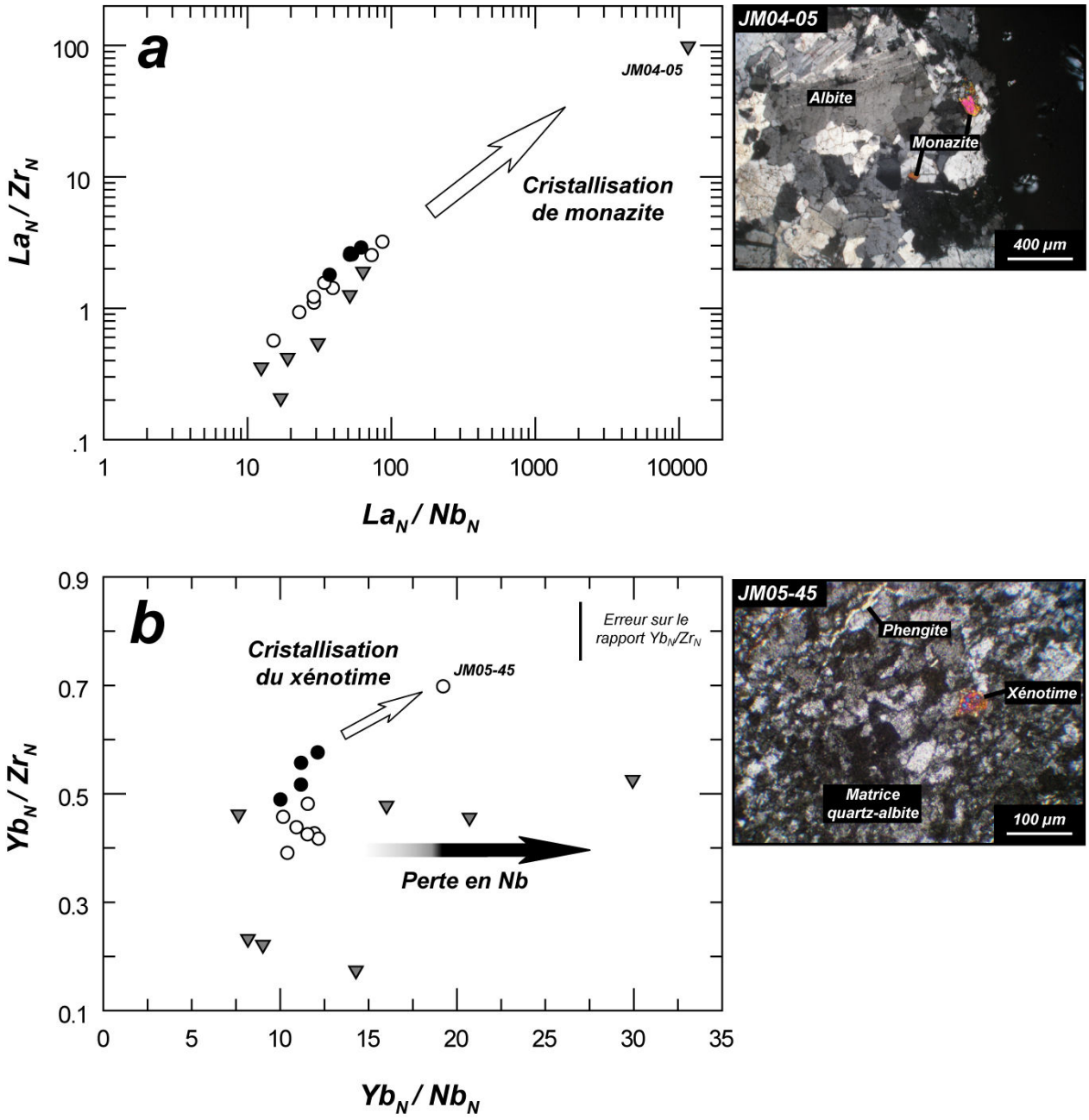


Figure III-17 : a. diagramme La_N/Zr_N en fonction de La_N/Nb_N ; photographie au microscope optique de l'albitite JM04-05 présentant des monazites (L.P.A.). b. diagramme Yb_N/Zr_N en fonction de Yb_N/Nb_N ; photographie au microscope optique de la MRR albitisée JM05-45 présentant du xénotime (L.P.A.). Les ronds pleins correspondent aux métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR) peu altérées, les ronds vides aux MRR albitisées, et les triangles aux albitites.

Rq : Etant donné que nous étudions des roches issues d'un même protolithe (MRR) ayant évolué par cristallisation fractionnée (cf. Partie II), les rapports utilisés dans les diagrammes de la figure III-16 sont censés être constants pour l'ensemble des échantillons. Les variations importantes impliquent donc des phénomènes tardifs de remobilisation élémentaire.

L'altération 1 s'accompagne d'une mobilité importante des éléments en traces, y compris les éléments généralement supposés immobiles. Toutefois, pour ces derniers, et notamment pour le Zr, Hf et HREE, il semble que le zircon aient joué une rôle fondamental quant à leur faible mobilité. Cette caractéristique pose la question d'une possible cristallisation de zircons hydrothermaux lors de l'altération 1.
Il résulte de cette étude que le Zr et l'Hf représentent les éléments les moins mobiles lors des altérations, et notamment lors de l'albitisation intense. Nous utiliserons donc ces deux éléments comme référence lors de la réalisation des bilans de masse.

2-5-3. Bilan des altérations

Dans le but de réaliser un bilan géochimique des altérations, nous avons effectué des diagrammes isocones. Cette méthode graphique, établie par Grant (1986, 2005), est basée sur les équations de Gresens (1967). Les éléments dit immobiles définissent une ligne appelée isocone dont l'équation est la suivante :

$$C_i^A = (M^0 / M^A) C_i^0$$

où, C_i^0 et C_i^A sont respectivement les concentrations de l'élément *i* pour l'échantillon non altéré et pour l'échantillon altéré. M^0 et M^A représentent les masses de l'échantillon avant et après altération. La pente (C_i^A / C_i^0) de l'isocone définit la variation de masse, ainsi que le changement de volume entre le protolithe et la roche altérée. Dans ce type de diagramme les éléments qui se trouveront au dessus de la ligne isocone seront considérés comme enrichis lors de l'altération et les éléments qui se trouveront en dessous de la ligne isocone seront considérés comme appauvris.
Nous avons défini précédemment les protolithes des échantillons altérés, ainsi que les éléments « immobiles » lors de ces altérations (voir 2-5-2-1 et 2-5-2-2). Nous avons sélectionnés sept échantillons caractéristiques : quatre échantillons représentant l'altération sodique (altération 1) et trois représentant l'altération 2.

2-5-3-1. Bilan de l'altération 1 (albitisation)

Quatre échantillons ont été sélectionnées : trois échantillons correspondent à des albitites (JM04-05, JM04-12, et SJM28 – 365 m) et un échantillon à une MRR albitisée (JM04-14). Les diagrammes isocones (Figure III-18) soulignent l'intense mobilité des

éléments lors de l'albitisation. Ceci nous a amené à tracer, pour chacun des échantillons étudiés, un champ limité par deux droites isocones caractérisées par le Zr et l'Hf immobiles. Les éléments seront donc considérés comme enrichis ou appauvris lorsqu'ils se situeront au dessus ou en dessous de ce champ.

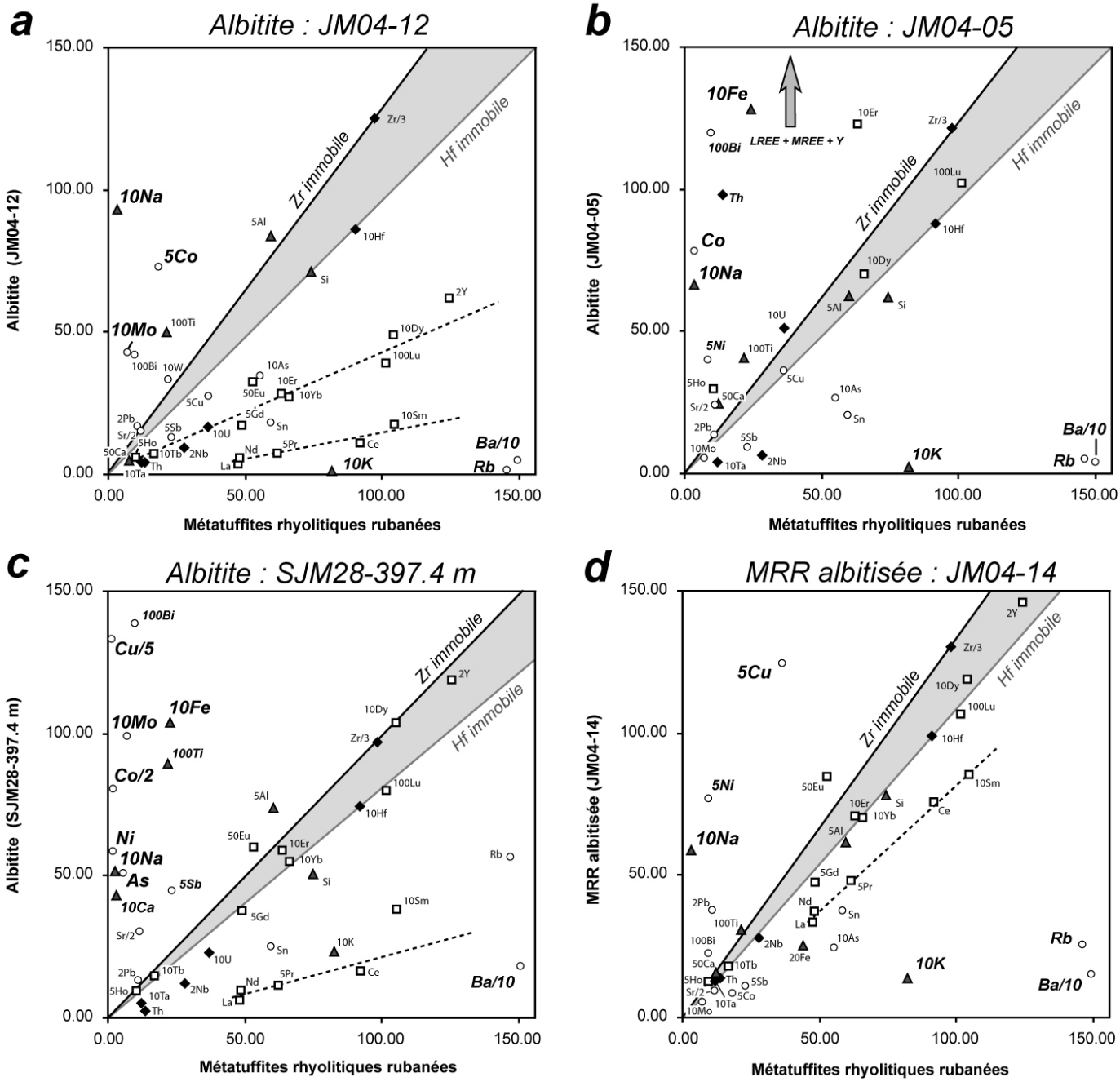


Figure III-18 : Bilan de l'altération sodique (altération 1) à partir de diagrammes isocones. (a) albitite JM04-12, (b) albitite JM04-05, (c) albitite SJM28-397.4m et (d) MRR albitisée. La ligne pleine correspond à la droite isocone définie par le Zr et le champ grisé défini correspond à une zone où la mobilité des éléments ne peut être considérée comme significative. Triangle: éléments majeurs; Carrés: REE + Y; Losanges: HFSE; Ronds: éléments en traces sélectionnés. Eléments majeurs en %; éléments en traces en ppm.

La figure III-18a, montre que l'albitite *JM04-12* est enrichie en **Na, Co, Mo** et dans une moindre mesure en Bi et Ti. Nous notons également l'appauvrissement important du **Ba, Rb, K,** ainsi que l'ensemble des terres rares (avec fractionnement entre les LREE et les HREE), Sb, Sn, et quelques HFSE (Th, U, Nb, Ta). La figure III-18b, indique que l'albitite *JM04-05* a subi un enrichissement en **Na, Fe, Co** ainsi qu'en **Th** et **LREE** (cristallisation de monazites ~ 1% de la roche), et à moindre degré en Ni et Bi. L'albitisation s'accompagne également d'un appauvrissement important en **Ba, Rb, K** ainsi qu'un appauvrissement significatif en Nb, Ta, As, Sn et Sb. La figure III-18c, présente les variations élémentaires dans l'albitite *SJM28–397.4 m*. Parmi les éléments enrichis, nous pouvons citer **Na, Co, Cu, Fe, Ni, Mo et As,** et plus faiblement Ca, Ti, Bi, et Sb. Les éléments appauvris sont essentiellement les **LREE** et le **Ba**. Enfin, l'échantillon *JM04-14* (Figure III-18d) est enrichi en **Na, Cu, Ni** et dans une moindre mesure en Pb et Bi. Nous notons également l'appauvrissement important du **Ba, Rb, K,** et un appauvrissement significatif du Fe, Co, Sb, Sn et As ainsi que des LREE.

Les résultats de l'étude des diagrammes isocones indiquent que certains éléments en traces sont généralement enrichis ou appauvris dans les faciès albitisés. Parmi les éléments enrichis, apparaissent **Na, Co, Ni, Cu** et **Mo**. Quelques échantillons présentent également des enrichissements significatifs en As, Sb, Bi, LREE et Th. Parmi les éléments appauvris, on retrouve systématiquement **Ba, K,** et **Rb**.

2-3-2. Bilan de l'altération 2

Nous avons sélectionné trois échantillons dont deux ont été prélevés dans des sondages au sein de la zone aurifère (SJM15-76.5m et SJM28-365m), et un dans le secteur de Bou Salem (JM05-64). Les deux premiers échantillons (SJM15-76.5m et SJM28-365m) sont caractéristiques de l'altération 2 au sein des décro-chevauchements recoupant des zones alibitisées. Le dernier échantillon (JM05-64) correspond à une MRR fortement altérée présentant l'avantage de ne traduire que les effets de l'altération 2.

Les diagrammes isocones (Figure III-19) indiquent que très peu d'éléments sont enrichis ou appauvris lors de l'altération 2. Les échantillons localisés au sein des décro-chevauchements présentent un enrichissement en Ca significatif (Figure III-19a et Figure III-19c). Ils présentent également un appauvrissement relatif en K, Rb, et Ba qui pourrait être hérité du phénomène d'altération 1. Cependant, l'albitisation préalable ne semble pas avoir été intense car les HFSE (Nb, Ta, Th, Zr, et Hf) s'alignent le long de la droite isocone, et n'ont donc pas été fortement mobilisées. Dans le diagramme de la figure III-19b, le Ca, Mo, Cu ± Sb

apparaissent enrichis. Ils pourraient également correspondre à un héritage lié au phénomène d'albitisation. Lorsque l'on s'intéresse à l'échantillon de Bou Salem (JM05-64; Figure III-19c), on remarque que les éléments sont peu mobiles lors de l'altération 2. En effet, seuls de faibles enrichissements en K, Rb, Ca, Fe, et Cu peuvent être identifiés, ainsi qu'un appauvrissement en Sn et dans une bien moindre mesure des REE.

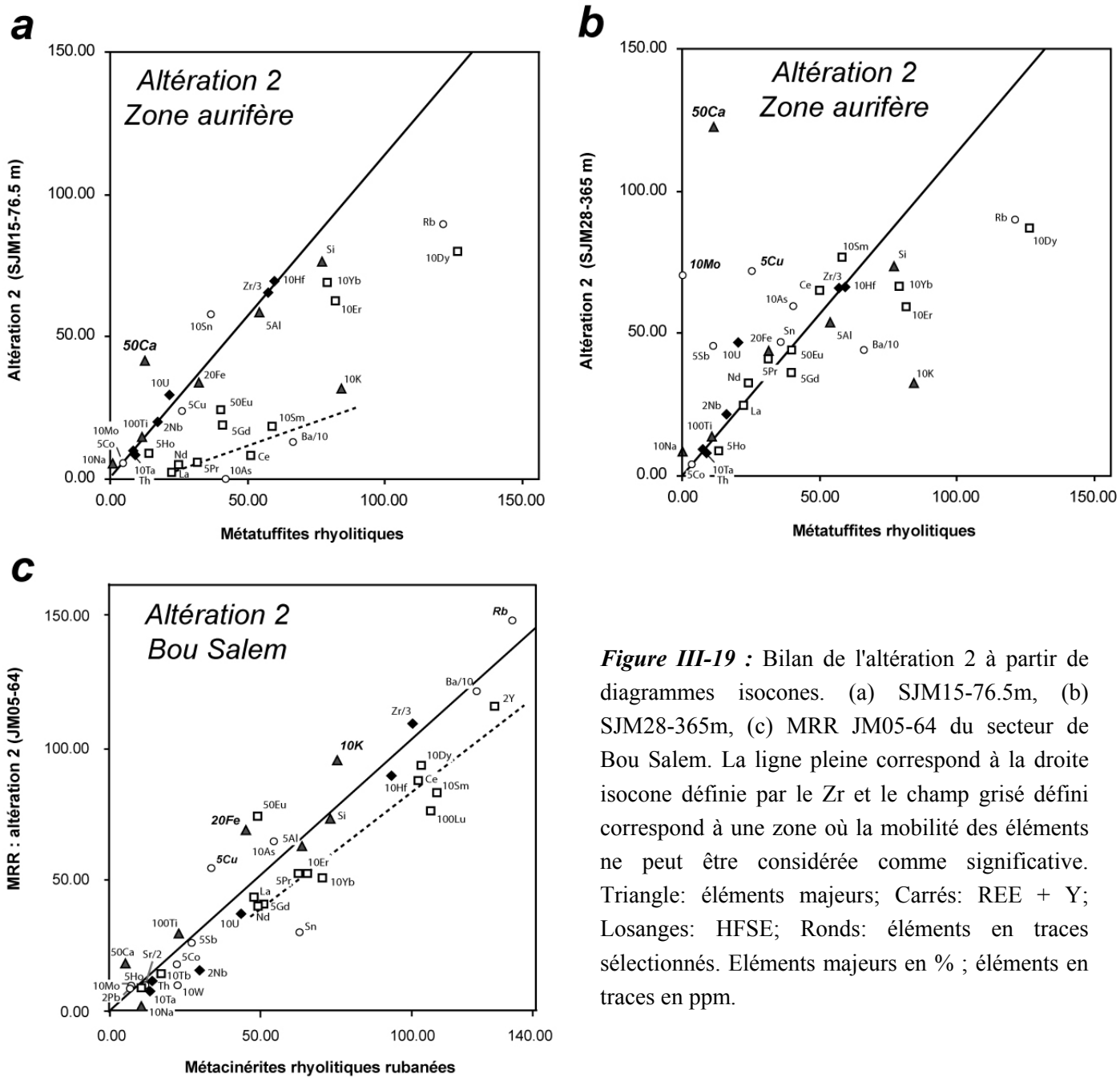


Figure III-19 : Bilan de l'altération 2 à partir de diagrammes isocones. (a) SJM15-76.5m, (b) SJM28-365m, (c) MRR JM05-64 du secteur de Bou Salem. La ligne pleine correspond à la droite isocone définie par le Zr et le champ grisé défini correspond à une zone où la mobilité des éléments ne peut être considérée comme significative. Triangle: éléments majeurs; Carrés: REE + Y; Losanges: HFSE; Ronds: éléments en traces sélectionnés. Eléments majeurs en % ; éléments en traces en ppm.

Il apparaît donc que le phénomène d'altération 2 ne s'accompagne pas d'enrichissements ni d'appauvrissements significatifs. La MRR de Bou Salem (JM05-64) illustre le peu de mobilité

des éléments liée à la phase d'altération 2 en dehors de la zone aurifère. Il semble donc qu'en dehors des veines de quartz aurifère localisées dans les décro-chevauchements du secteur de Tamlalt-Menhouhou, les accidents cisaillants et l'altération associée ne présentent pas d'intérêt au niveau métallogénique.

2-5-4. Lithogéochimie de l'or

Les données de lithogéochimie pour l'or ont été acquises par l'ONHYM (El Hakour, 2000) en réalisant des profils espacés tous les 100 m et en effectuant un échantillonnage tous les 10 mètres. Les résultats de cette étude ont été reportés sur la carte des altérations (Figure III-20). Les teneurs les plus élevées obtenues sont principalement localisées dans les zones fortement albitisées. Toutefois, quelques valeurs anomales ont été acquises au sein des décro-chevauchements. La répartition en surface des anomalies aurifères du secteur de Tamlalt-Menhouhou souligne le lien entre les faciès albitisés et la minéralisation aurifère, et confirme l'importance de la déformation cisaillante dextre.

Dix-sept échantillons prélevés dans différents faciès du secteur de Menhouhou ont été analysés par l'ONHYM à l'aide d'un spectromètre à absorption atomique (AAS) pour l'Au, Ag, Hg, Te, et Pd. Les résultats sont reportés dans le tableau III-1. En dehors du mercure et de quelques analyses d'or anomales, les autres éléments analysés (Pd, Te et Ag) ont fourni des résultats en dessous de la limite de détection. Seuls cinq échantillons (JM04-12; JM05-48; SJM15-168m; SJM28-397.4m; SJM23-119.5m) présentent des teneurs supérieures ou égales à la limite de détection pour l'or (limite de détection Au. : 20 ppb). Un des échantillons correspond à une veine de quartz à pyrite massive prélevée dans un sondage localisé au niveau de la zone à tourmaline (SJM23-119.5m). Les quatre autres échantillons analysés correspondent à des albitites ou à des métatuffites rhyolitiques rubanées albitisées. Les albitites JM04-12 et SJM28-397.4m sont caractérisées respectivement par des teneurs de 71 et 247 ppb, illustrant l'affinité entre l'or et l'altération sodique. Par contre, aucun des faciès caractéristiques de l'altération 2 n'a fourni de valeurs anomales en or, celui-ci semblant être lié spatialement aux seules veines de quartz (stockwork "du toit" et stockwork "du mur" décrit par El Hakour, 2005). Cependant, les anomalies en or détectées sur les roches encaissantes caractérisées par les faciès de l'altération 1 (albitisation) posent la question de l'existence éventuelle d'une minéralisation disséminée associée à ce type d'altération. De plus, le fait que l'anomalie en or la plus forte soit associée au sondage le plus profond (SJM28-397.4m) pose la question de l'extension possible en profondeur de la minéralisation.

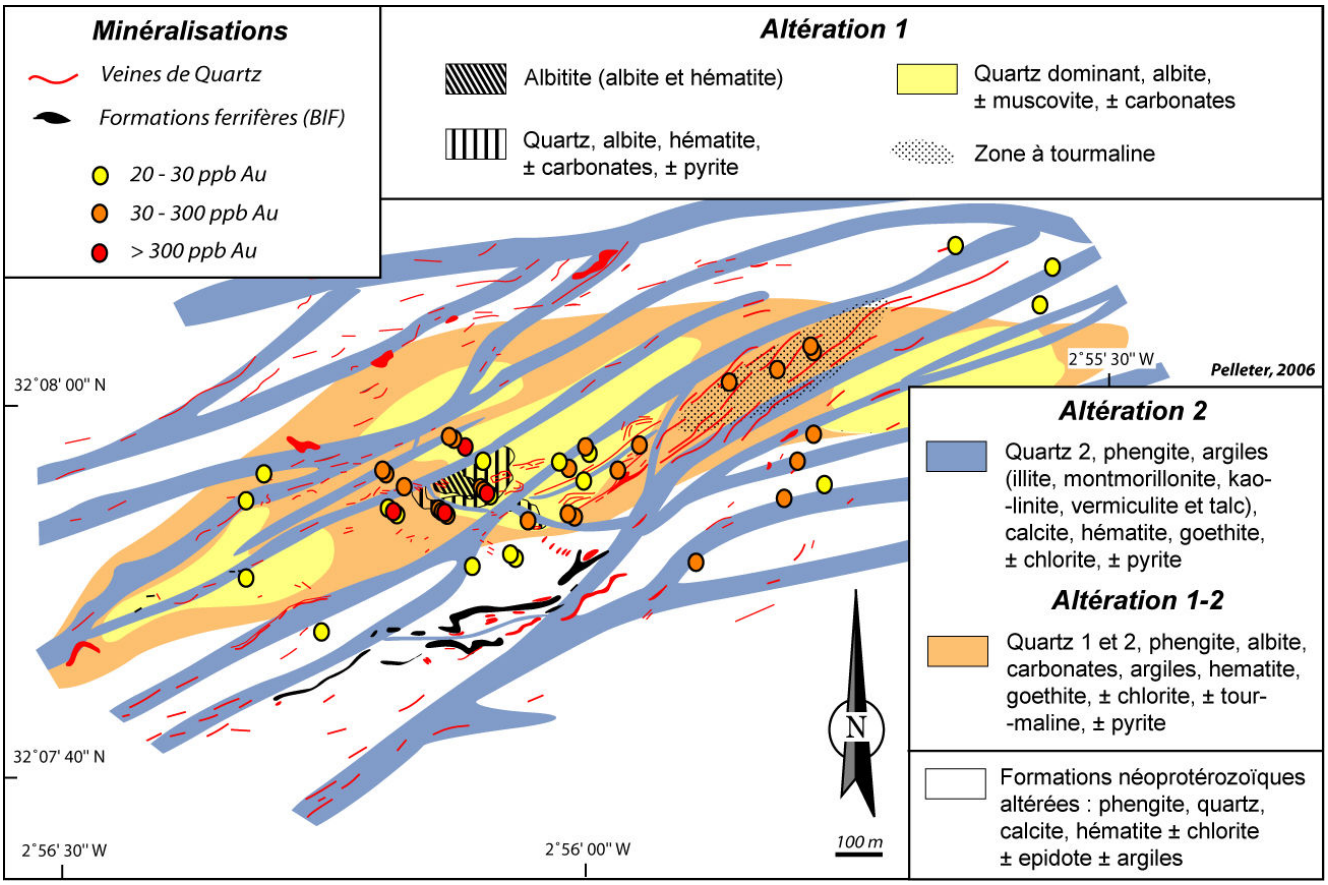


Figure III-20 : Carte interprétative des altérations sur laquelle sont reportées les teneurs en or issues de la campagne de lithogéochimie réalisée par l'ONHYM.

Echantillon N°	Protolithe et/ou altération dominante	Au ppb	Pd ppb	Hg ppb	Ag ppm	Te ppm
JM04-12	Albitite (altération 1)	71	< 10	23	< 1	< 5
JM05-44	MRR (altération 1)	< 20	< 10	91	< 1	< 5
JM05-45	MRR (altération 1)	< 20	< 10	156	< 1	< 5
JM05-46	MRR (altération 1)	< 20	< 10	69	< 1	< 5
JM05-48	MRR (altération 1)	20	< 10	14	< 1	< 5
SJM15 - 99m	Albitite (altération 1)	< 20	< 10	27	< 1	< 10
SJM15 - 104m	Albitite (altération 1)	< 20	< 10	108	< 1	< 10
SJM33 - 370.7m	MRR (altération 1)	< 20	< 10	33	< 1	< 10
SJM15 - 168m	Albitite (altération 1)	23	< 10	764	< 1	< 10
SJM28 - 397.4m	Albitite (altération 1)	247	< 10	951	< 1	< 10
JM05-04	altération 2	< 20	< 10	37	< 1	14
SJM15 - 123m	r. mafique (altération 2)	< 20	< 10	17	< 1	< 10
SJM28 - 61.2m	r. mafique (altération 2)	< 20	< 10	11	< 1	< 10
SJM28 - 246.8m	r. mafique (altération 2)	< 20	< 10	7	< 1	< 10
SJM15 - 76.8m	MTR (altération 2)	< 20	< 10	18	< 1	< 10
SJM28 - 365m	MTR (altération 2)	< 20	< 10	21	< 1	< 10
SJM23 - 119.5m	Veine à pyrite massive	238	< 5	-	< 0.5	< 5

MRR : Métatuffites rhyolitiques rubanées; MTR : Métatuffites rhyolitiques

Tableau III-1 : Résultats des analyses obtenues par spectrométrie à absorption atomique (AAS) pour l'Au, Pd, Hg, Ag, et Te. Analyses ONHYM.

2-5-5. Géochimie des altérations des formations ferrifères

Nous avons vu précédemment que les produits de l'altération des formations ferrifères pouvaient être classés en deux grands faciès. Le premier correspond à une recristallisation totale des formations ferrifères sous forme de veines composées de quartz, hématite spécularite, calcite, barytine et tourmaline. Le deuxième correspond au lessivage du quartz, à la chloritisation des hématites et à la cristallisation de calcite et de quelques monazites.

Les résultats des analyses des éléments majeurs et en traces sont reportés dans les tableaux III-2 et III-3. Du point de vue des éléments majeurs, l'altération des formations ferrifères (BIF) s'accompagne d'un enrichissement en Fe_2O_3 (JM03-15 : 62.5 % Fe_2O_3 et JM03-24 : 90.8% Fe_2O_3), en CaO (JM03-15 : 12.5 % CaO et JM03-24 : 3.6 % CaO), et d'une augmentation de la perte au feu (JM03-15 : 9.76 % et JM03-24 : 2 %).

	N° Echantillon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	TiO_2	P_2O_5	PF
BIF sensu stricto	*JM03-14*	72.64	0.23	26.27	0.00	0.09	0.01	0.13	0.09
BIF altéré	*JM03-24*	1.62	0.08	90.77	0.07	3.60	0.05	0.69	2.01
BIF altéré : veine	*JM03-15*	12.73	0.40	62.46	0.03	12.46	0.10	0.25	9.76

Tableau III-2 : Analyses des éléments majeurs (en %) des différents faciès des formations ferrifères (BIF).

	BIF sensu stricto *JM03-14*	***BIF altéré : veine*** *JM03-15*	***BIF altéré*** *JM03-24*
ppm			
As	6	40	53
Ba	60	4259	31
Co	0.5	1.5	7.3
Cr	12	11	5
Cu	11	7	51
Mo	9.1	34.6	4.0
Ni	8	10	40
Pb	2	5	10
Sb	2.0	4.1	9.3
Sn	4.6	10.0	26.9
W	9.0	17.7	16.6
Zn	0	0	10
Au (ppb)	66	60	30

Tableau III-3 : Analyses des éléments en traces (en ppm) des différents faciès des formations ferrifères (BIF). L'or (en ppb) a été analysé par l'ONHYM par spectrométrie d'absorption atomique.

Les éléments en traces indiquent un enrichissement en As (JM03-15 : 40 ppm et JM03-24 : 53 ppm), Ba (JM03-15 : 4259 ppm), Cu (JM03-24 : 51 ppm), Mo (JM03-15 : 34.6 ppm), Sb (JM03-24 : 9.3 ppm), Ni (JM03-24 : 40 ppm), Sn (JM03-24 : 27 ppm) et en Zn (JM03-24 : 10 ppm) au cours des altérations.

Les teneurs importantes en Mo, As et Ba des veines à quartz, hématite, calcite et barytine (JM03-15) supposent un lien avec le phénomène d'altération 1, comme la présence de tourmaline nous l'avait auparavant suggéré.
Les valeurs anomales en As, Cu, Ni, Sb, Sn et Zn des formations ferrifères lessivées en quartz traduisent probablement la complexité des phénomènes hydrothermaux qui se sont succédés depuis le Néoprotérozoïque.

2-5-6. Conclusion de l'étude géochimique des altérations du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Les deux altérations décrites lors de l'étude pétrographique présentent des caractéristiques géochimiques distinctes.
L'altération sodique ± calcique (altération 1) s'accompagne d'une forte mobilité des éléments majeurs et en traces et d'enrichissements significatifs en Co, Ni, Cu, Mo, As, Sb et dans une moindre mesure Bi et Au. Toutefois, Zr et Hf demeurent immobiles probablement en raison de la cristallisation de zircons lors de l'hydrothermalisme. Par conséquent, la phase zircon sera utilisée dans le cadre d'une étude géochronologique sur le phénomène d'albitisation. Un autre aspect important de l'altération sodique ± calcique est le lessivage du baryum dans l'ensemble des roches albitisées, même s'il peut se trouver enrichi dans quelques veines situées en périphérie des zones albitisées (ex : JM03-15). En tenant compte des teneurs élevées du Ba dans les roches felsiques (ex : MRR > 1200 ppm), il apparaît qu'un stock important de cet élément ait été remobilisé et lessivé des roches encaissantes lors de l'altération 1. Enfin, l'étude de la répartition des anomalies aurifères dans le secteur de Tamlalt-Menhouhou souligne le contrôle du phénomène d'albitisation sur celles-ci et suggère l'existence d'une minéralisation primaire probablement relativement disséminée et liée à l'altération sodique ± calcique.

L'altération phylliteuse (altération 2) s'accompagne d'une mobilité beaucoup plus réduite des éléments majeurs et en traces. Il n'y a pas d'enrichissement systématique d'un ou plusieurs éléments, et les rares valeurs anomales semblent héritées de l'albitisation antérieure et/ou issues d'un lessivage des roches volcano-sédimentaires. Néanmoins, la minéralisation aurifère décrite par El Hakour (2000) est directement liée à cette phase d'altération. En conséquence, l'hydrothermalisme associé à l'altération 2 pourrait avoir joué un rôle important dans la remobilisation d'un stock primaire d'or (lié à l'altération 1) et conduire ainsi aux minéralisation à or visible associées aux veines de quartz, objets de l'évaluation économique actuelle.

Chapitre 3. Les minéralisations aurifères

Les échantillons étudiés ont tous été prélevés dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou soit à la surface soit dans les sondages réalisés par l'ONHYM depuis 2000. Ils correspondent aussi bien à des veines de quartz minéralisées qu'à des zones altérées présentant des minéralisations disséminées. Les observations au microscope optique ont été complétées par des analyses fines au microscope électronique à balayage (MEB, en éléctrons rétrodiffusés), à la microsonde électronique et à l'ICPMS haute résolution à ablation laser dans le but de préciser la nature des différentes phases présentes.

Cette étude a pour but de caractériser les minéralisations aurifères, et de déterminer leurs relations avec les deux types d'altération mis en évidence dans le secteur aurifère. Ce travail, couplé à l'étude sur les altérations, servira de base pour le choix des objets et des méthodes utilisées pour la datation du gisement de Tamlalt-Menhouhou.

3-1. Minéralisations aurifères et cuprifères primaires

Ces minéralisations sont définies comme primaires en raison de leurs étroites relations avec la paragenèse de l'altération sodique (altération 1). Plusieurs types de structures minéralisées ont été mises en évidence principalement à partir de l'étude des sondages : des veines de quartz à pyrites massives, des structures bréchiques, et des minéralisations disséminées. En raison de l'intensité de l'altération 2 dans tous le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou, très peu d'échantillons caractéristiques de chaque structure minéralisée ont pu être prélevés. En surface, des veines plurimétriques localisées dans la zone à tourmaline semblent génétiquement liées aux minéralisations primaires. Elles sont riches en carbonates, goethite, et peuvent présenter de la tourmaline, mais sont systématiquement reprises par des veines tardives associées à l'altération 2.

3-1-1. Les veines de quartz à pyrites massives.

Il s'agit de veines pluricentimétriques à métriques (Figure III-21a), souvent fracturées et composées essentiellement de pyrites et de quartz. La fréquence de ces veines est relativement faible, toutefois elles peuvent renfermer de fortes teneurs en or (ex : 34 ppm Au / 2m pour le sondage 28 entre la côte 363 et 365 m; El Hakour, 2005). Les pyrites sont

généralement homogènes, mais peuvent localement présenter des zonations arsenifères (Figure III-21c). Elles présentent des inclusions d'or, de chalcopyrite (Figure III-21b et Figure III-21d), d'arsenopyrite, de tennantites-tétrahédrites (Figure III-21e et Figure III-21f) ainsi que de rares galènes (Figure III-21g). L'analyse de l'or indique une association systématique avec l'argent avec des teneurs relativement homogènes (entre 6.7 % et 10 % Ag ; Tableau III-4).

Sample	Au	Ag	Bi	Te	Total	Au/Ag
SJM28 - 363.5 m	88.3	10.0	0.3	-	98.7	8.816
	89.3	9.7	-	-	99.0	9.226
	89.4	8.0	0.1	0.1	97.5	11.24
	89.7	9.4	-	0.1	99.2	9.52
	89.8	8.5	-	0.1	98.4	10.61
	90.0	8.7	0.4	-	99.1	10.32
	90.1	8.8	0.4	-	99.3	10.29
	91.6	6.9	-	-	98.4	13.37
	92.8	6.7	-	-	99.5	13.9

Tableau III-4 : Analyse des inclusions d'or présentes dans les pyrites d'une veine de quartz aurifère (SJM28 - 363 .5 m) par sonde électronique (Camebax SX100).

3-1-2. Les structures bréchiques

Il s'agit de brèches composées d'hématite et de pyrite recoupant les zones d'altération à quartz et/ou albite (Figure III-22a). Elles se rencontrent couramment dans les sondages et sont bien plus importantes, en terme de volume, que les veines de quartz décrites précédemment. L'hématite spécularite est dominante et peut se retrouver associée à la pyrite (Figure III-22b) et à quelques chalcocites. Les pyrites présentent des inclusions de chalcopyrite, tellurobismuthite (Figure III-22c), barytine et chalcocite (Figure III-22d).

3-1-3. Les minéralisations disséminées

Une partie des minéralisations observées est disséminée au sein des roches albitisées (Figure III-23a). La chalcopyrite et la pyrite sont les sulfures dominants (Figure III-23b et Figure 23c) et se retrouvent en association avec les minéraux de la paragenèse de l'altération sodique (albite, ankérite, monazite ; Figure III-23b, Figure II-23d et Figure III-23e). La chalcopyrite présente de rares inclusions de tennantite-tétrahédrite (Figure III-23f). Les pyrites renferment des inclusions de chalcopyrite, zircons (Figure III-23g), tellurobismuthite (Figure III-23h), et se trouvent en association avec la molybdénite et le xénotime (Figure III-23i). Enfin, quelques pyrites ont dévoilé la présence d'inclusions d'or (Figure III-23j).

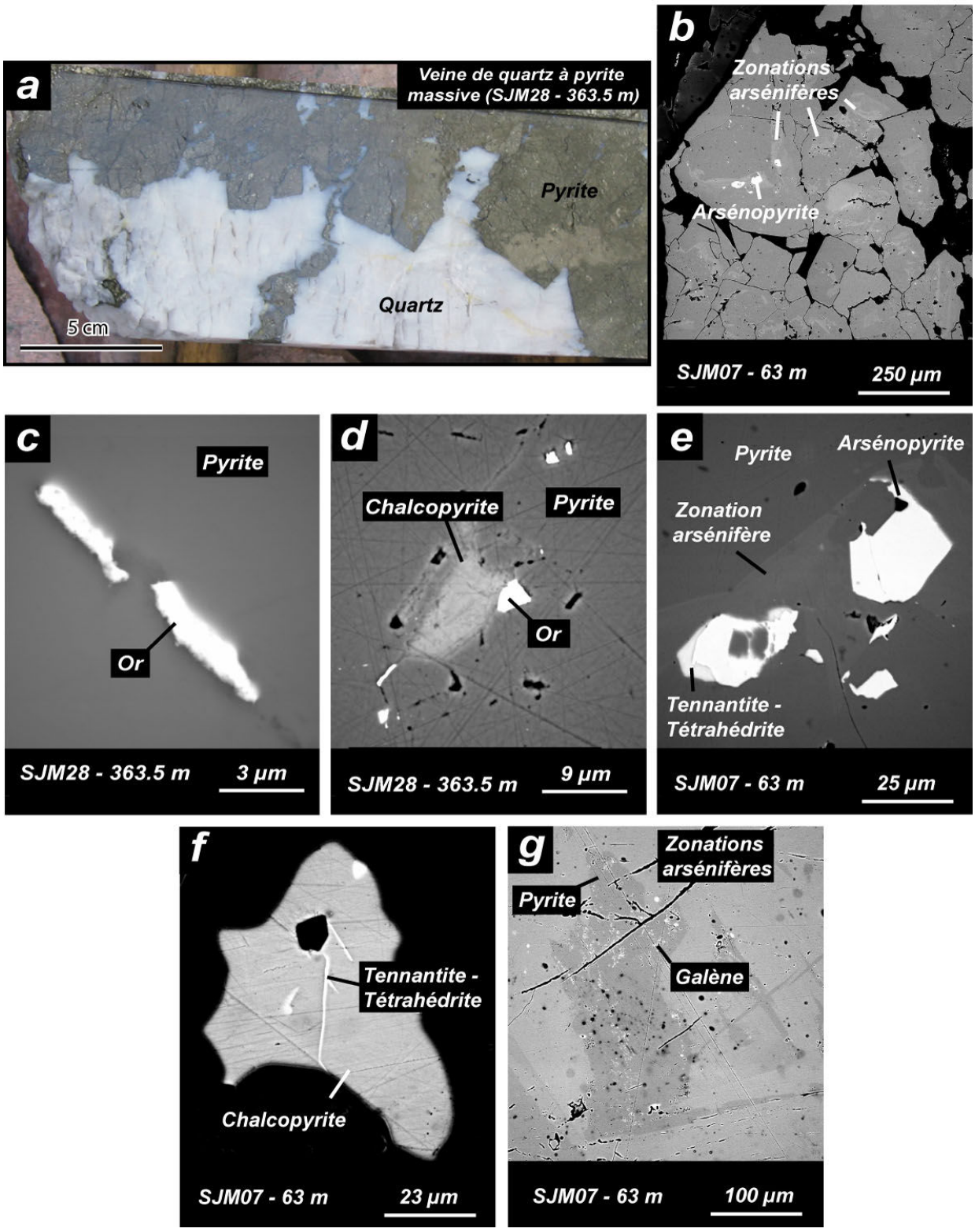


Figure III-21 : a. Photographie d'une veine de quartz à pyrite massive aurifère (SJM28 - 363.5 m). b, c, d, e, f, g : images MEB (en électrons rétrodiffusés) des minéralisations au sein des veines de quartz à pyrite massive. b. Zonations arsénifères au sein des pyrites et inclusions d'arsénopyrites. c. et d. inclusions d'or et de chalcopyrite au sein d'une pyrite homogène. e. inclusions d'arsenopyrite associées à de la tennantite-tétrahédrite. f. inclusions de chalcopyrite recoupées par de la tennantite-tétrahédrite. g. inclusions de galènes au sein d'une pyrite arsénifère.

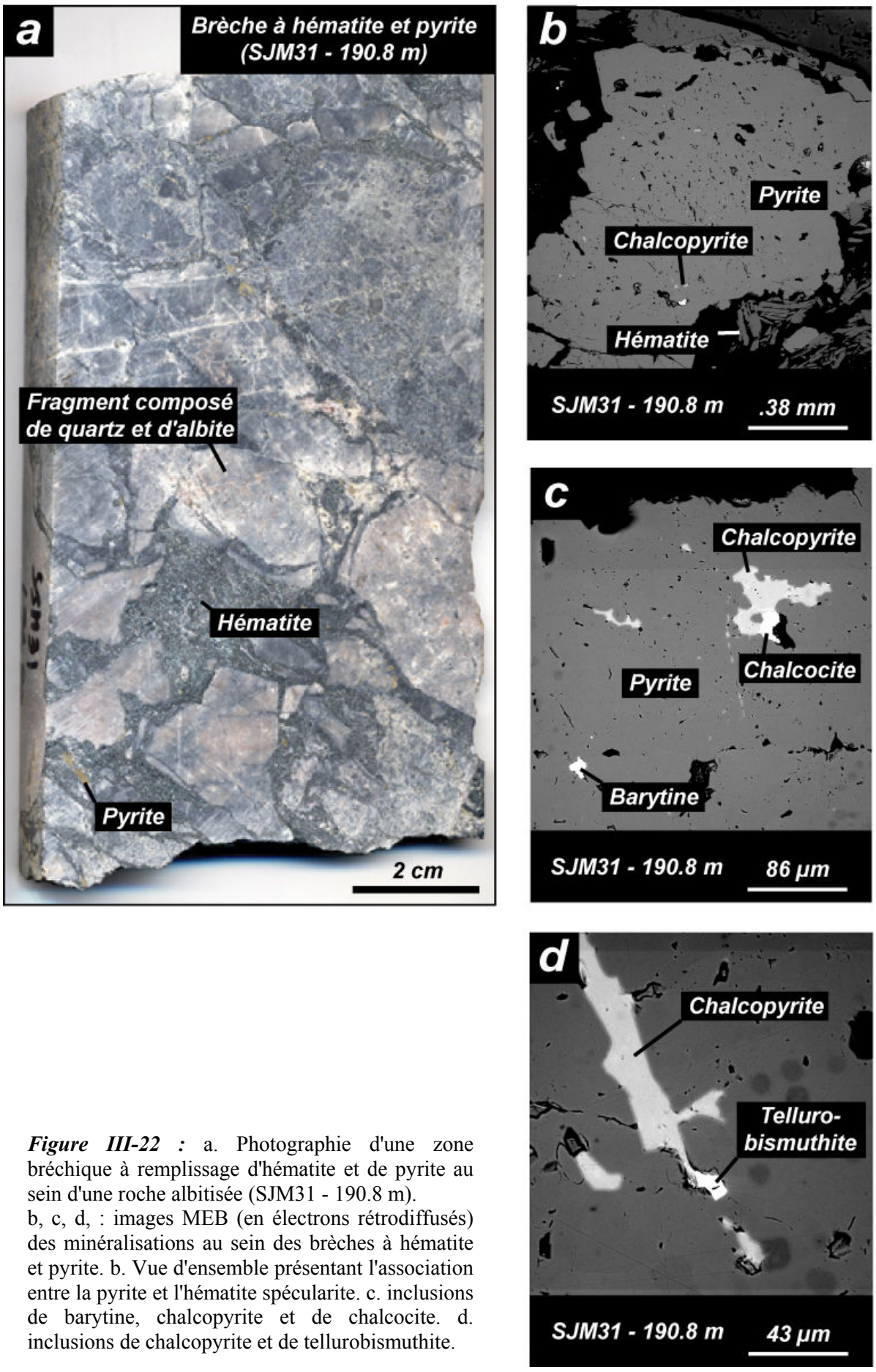


Figure III-22 : a. Photographie d'une zone bréchique à remplissage d'hématite et de pyrite au sein d'une roche albitisée (SJM31 - 190.8 m).
b, c, d, : images MEB (en électrons rétrodiffusés) des minéralisations au sein des brèches à hématite et pyrite. b. Vue d'ensemble présentant l'association entre la pyrite et l'hématite spécularite. c. inclusions de barytine, chalcopyrite et de chalcocite. d. inclusions de chalcopyrite et de tellurobismuthite.

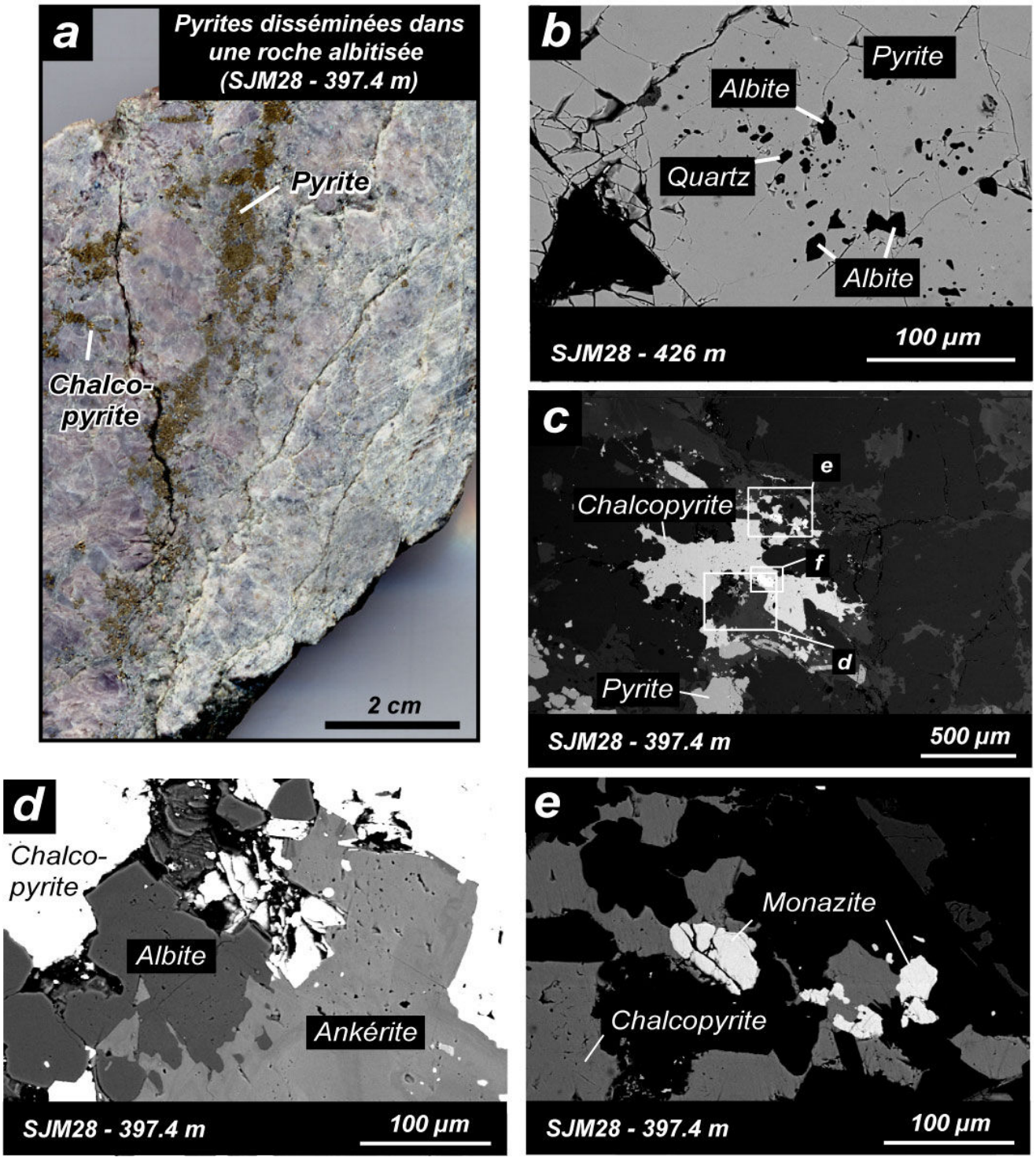


Figure III-23 : a. Photographie de sulfures disséminés (pyrite et chalcopyrite) au sein d'une roche fortement albitisée (SJM28 - 397.4 m). b, c, d, e, f, g, h, i: images MEB (en électrons rétrodiffusés) des minéralisations disséminées. b. inclusions d'albite et de quartz dans une pyrite. c. et d. chalcopyrite disséminée dans une matrice composée d'albite et d'ankérite. e. association chalcopyrite et monazite.

-suite page suivante-

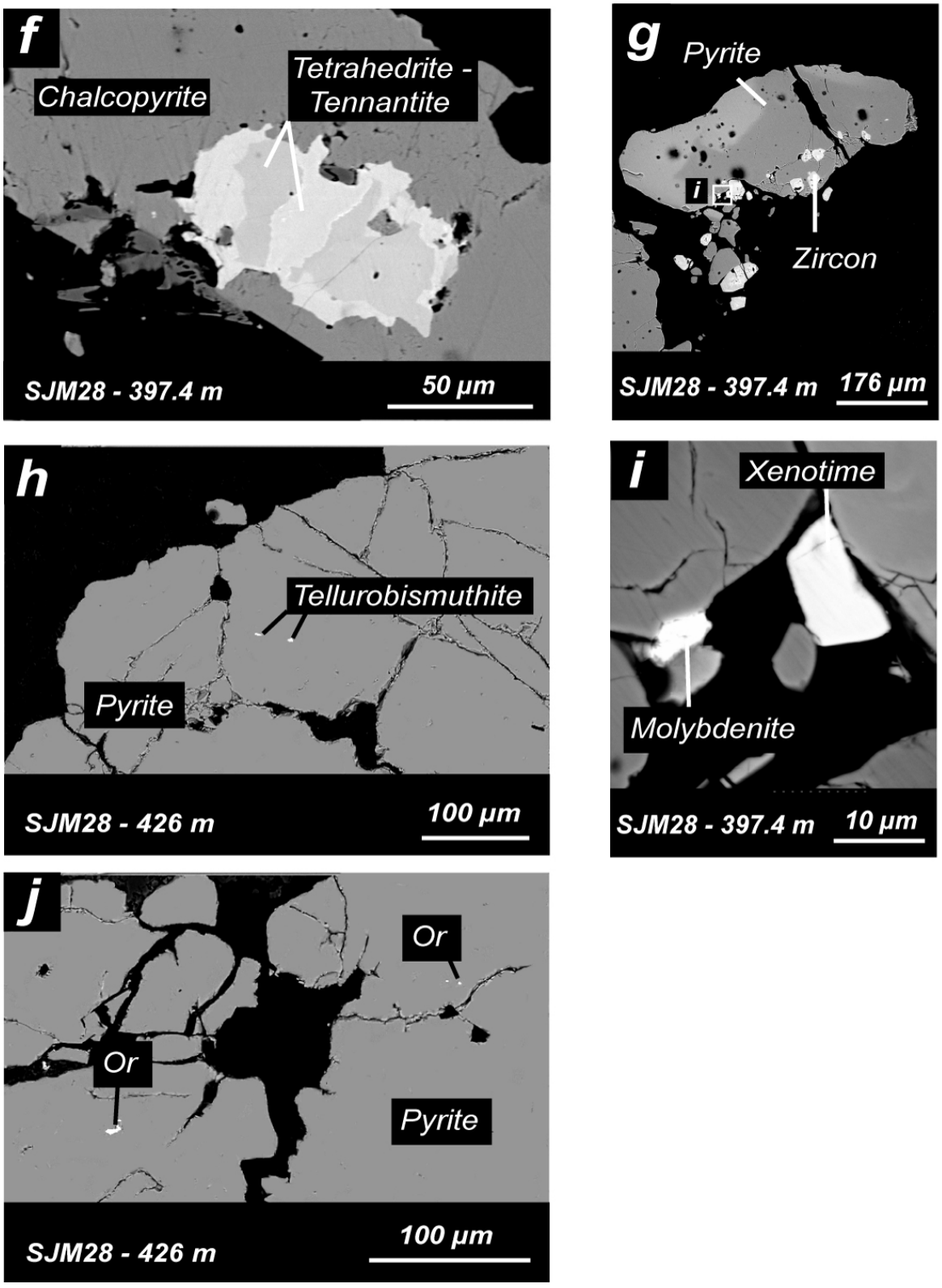


Figure III-23 -suite- : f. inclusion de tennantite - tétrahédrite au sein d'une chalcopyrite, les différences de teinte de gris sont liées aux variations de As et Sb. g. Pyrite zonée renfermant des inclusions de zircon; l'emplacement de la figure i est représenté sur l'image. h. inclusions de tellurobismuthite dans une pyrite homogène. i. présence de molybdénite et de xénotime en association avec la pyrite. j. inclusions d'or au sein d'une pyrite homogène.

3-1-4. L'analyse des pyrites par ICPMS haute résolution à ablation laser (La-HR-ICPMS)

En raison du peu d'échantillons disponibles pour caractériser les minéralisations primaires, des analyses ont été réalisées par ICPMS haute résolution à ablation laser sur les pyrites appartenant aux différentes structures minéralisées. Cette technique présente l'avantage de mesurer in-situ les éléments présents sous forme d'inclusions, ou directement au sein du réseau cristallin de la pyrite (Rainbow et al., 2005). Ces analyses représentent donc un complément précieux à l'étude pétrographique effectuée précédemment.

Les analyses ont été réalisées à Kingston au Canada, à l'université de Queen's (*Department of Geological Sciences and Geological Engineering*). Les analyses sont normalisées au fer qui est le seul élément connu à la fois dans les pyrites analysées et dans les standards. Chaque élément est mesuré durant 10 cycles et les erreurs analytiques sont ≤ 15 %. La limite de détection est inférieure à 10 ppm pour tous les éléments (Co, Ni, Mo, As, Cd, Cu, Zn), sauf pour l'or et l'argent où elle est inférieur à 1 ppm et le Pb où elle est inférieur à 0.2 ppm (Rainbow et al., 2005). Les volumes analysés correspondent à des cratères de 50 µm de diamètre et de 50 à 70 µm de profondeur.

3-1-4-1. Présentation des résultats

Les données obtenues sont reportées dans le tableau III-5. Les teneurs en or varient entre 1 et 3697 ppm. La teneur la plus élevée a été obtenue pour une veine de quartz à pyrite massive qui avait déjà révélé des inclusions d'or lors de l'étude pétrographique (Figure III-22a, Figure III-22c et Figure III-22d). Les autres éléments enrichis dans les veines de quartz sont (Tableau III-5): l'Ag (1-289 ppm), le Co (31 - 17675 ppm), le Ni (13 - 9596 ppm), le Cu (21 - 7078 ppm) et l'As (35 - 19196 ppm). Le molybdène, le plomb et le zinc apparaissent anomaliques dans les pyrites de l'échantillon SJM23 - 119.5 m (ex : 399 ppm Mo, 409 ppm Pb, 566 ppm Zn; Tableau III-5).

L'analyse des pyrites des brèches à hématite indique, bien qu'en faible quantité, la présence d'or (4 analyses : 1 - 3 ppm) et d'argent (1 - 7 ppm) (Figure III-24; Tableau III-5). De plus, ces pyrites présentent des teneurs anomales en Co (254 - 2160 ppm), Ni (67 - 854 ppm), Cu (10 - 1218 ppm), As (73 - 1500 ppm) et Mo (10 - 476 ppm) (Tableau III-5).

Echantillon	Structure minéralisée	Ag	Au	Co	Ni	Cu	Zn	Mo	Cd	Pb	As	Se
SJM28 / 363.5	**Veine de quartz à pyrite massive**											
1		2	**3**	300	30	2183	20	-	-	59	110	220
2		289	**3697**	98	36	479	35	-	-	167	256	-
3		2	**10**	58	48	229	-	-	-	24	236	-
4		61	**4**	84	48	263	90	-	-	57	186	-
5		6	**1**	61	26	40	10	-	-	31	145	-
6		42	**16**	46	40	361	147	-	-	112	158	-
7		8	**3**	217	134	579	-	-	-	93	149	483
8		41	**2**	198	95	732	11	-	-	85	305	-
9		4	**-**	174	80	155	37	-	-	49	56	-
10		3	**2**	1024	82	1838	133	-	-	49	1427	-
11		3	**1**	26	20	27	630	-	-	46	35	348
12		3	**1**	135	13	421	25	-	-	63	60	814
13		3	**1**	594	36	226	-	-	-	33	158	1117
14		32	**3**	643	50	369	58	-	-	85	154	627
15		1	**1**	247	23	21	-	-	-	39	157	870
16		3	**2**	334	293	552	20	-	-	99	243	888
17		1	**1**	316	25	56	9	-	-	38	155	995
SJM23 / 119.5	**Veine de quartz à pyrite massive**											
1		5	**3**	3500	1244	1908	10	-	-	84	779	-
2		4	**-**	1990	1189	2169	92	62	-	308	1395	291
3		15	**8**	11661	9596	7078	37	10	-	212	418	291
4		11	**-**	17675	5888	358	30	-	12	84	223	349
5		33	**-**	4703	9298	756	16	10	23	172	513	494
6		7	**1**	2643	1567	1445	55	47	-	67	1227	404
7		12	**-**	5326	4832	1930	566	399	-	409	2846	244
8		-	**-**	554	1289	61	19	-	-	-	276	468
SJM07 / 63	**Veine de quartz à pyrite massive**											
1		-	**1**	31	-	62	-	-	-	28	15737	124
2		1	**-**	944	53	55	-	-	-	-	155	212
3		1	**1**	46	-	354	17	-	-	16	19196	-
4		1	**-**	69	-	176	12	-	-	15	15972	31
SJM31 / 190.8	**Brèche à hématite**											
1		7	**3**	254	67	1218	87	-	-	154	134	799
2		1	**2**	1122	750	248	59	-	-	78	759	-
3		1	**-**	747	491	584	82	-	-	60	1500	-
4		2	**2**	980	653	601	-	-	-	15	653	-
SJM31 / 193.3	**Brèche à hématite**											
1		1	**1**	1505	223	14	-	134	-	19	101	-
2		-	**-**	1564	854	-	-	145	-	-	83	14
3		5	**-**	2327	322	16	127	476	-	42	97	379
4		1	**-**	2160	363	-	-	421	-	-	73	358
5		1	**-**	1019	346	10	37	347	-	15	104	648
SJM28 / 397.4	**Pyrites disséminées**											
1		27	**2**	2680	1041	17	-	-	14	-	3044	-
2		187	**24**	9153	1600	553	95	156168	14	221	1584	110
3		16	**-**	3605	1154	47	24	6502	-	19	708	55
4		4	**-**	6693	2205	106	-	293	14	15	827	-
5		435	**34**	6935	3685	1011	194	168	-	230	670	201
6		10	**-**	35581	3228	244	-	88	-	19	3743	235
7		10	**6**	7483	2123	328	30	41	-	33	5268	52
8		9	**-**	9591	2875	80	13	36	16	21	609	162
9		135	**13**	6067	5856	362	40	20	-	98	786	347

Tableau III-5 : Résultats des analyses des pyrites par La-HS-ICPMS pour les éléments Ag, Au, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Cd, Pb, et As. Les teneurs sont données en ppm. "-" : inférieur à la limite de detection. Rq. l'analyse n°2 de l'échantillon SJM28-363-5m est caractérisée par la présence d'une inclusion d'or.

Les pyrites disséminées sont caractérisées par des teneurs en Au localement élevées (Au : 2 - 34 ppm; Figure III-23), alors que l'étude pétrographique n'avait pu mettre en évidence que très peu d'inclusions d'or (aucune dans l'échantillon SJM28 - 397.4 m). Ces pyrites sont également caractérisées par des teneurs importantes en Ag (4 - 435 ppm), Co (2680 - 35581 ppm), Ni (1041 - 5856 ppm), Cu (17 - 1011 ppm), Mo (2 - 156168 ppm) et As (708 - 5268 ppm).

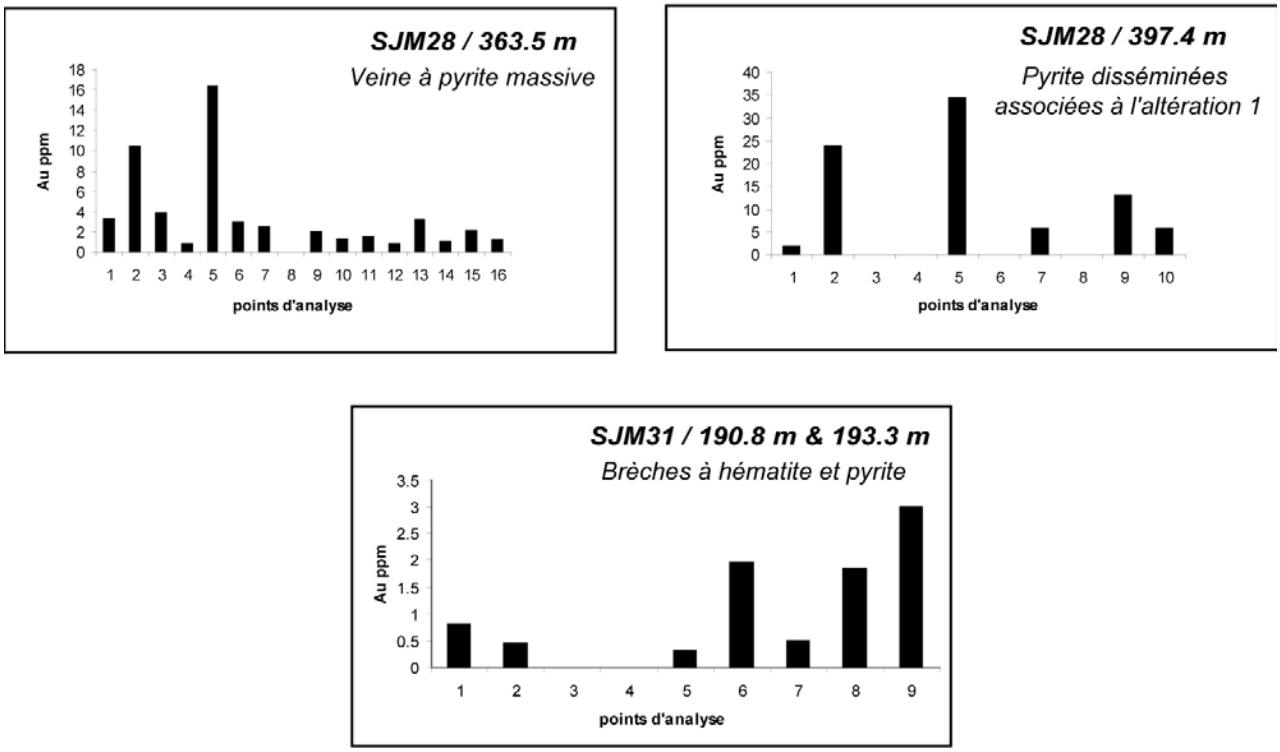


Figure III-24 : Résultats de l'analyse de l'or par La-HS-ICPMS pour chacune des différentes structures minéralisées.

3-1-4-2. Conclusion sur l'étude par La-HS-ICPMS des pyrites

a. Le cobalt, le nickel et l'arsenic

Le Co, Ni et l'As se trouvent systématiquement enrichis dans les pyrites analysées. Dans le diagramme de la figure III-25, le Co et le Ni sont corrélés et, à moindre degré, le Co, Ni et l'As. Ceci pourrait s'expliquer par l'incorporation de ces éléments au sein du réseau cristallin de la pyrite lors de sa cristallisation. Cependant, certaines analyses présentant des teneurs très élevées en As (Figure III-25) indiquent également la présence d'inclusions d'arsénopyrite.

L'incorporation de ces éléments dans la pyrite pourrait, en partie, expliquer pourquoi l'étude pétrographique n'a pas révélé la présence de sulfure de Co et Ni alors que les données géochimiques sur roche totale présentaient des valeurs anomales pour ces éléments.

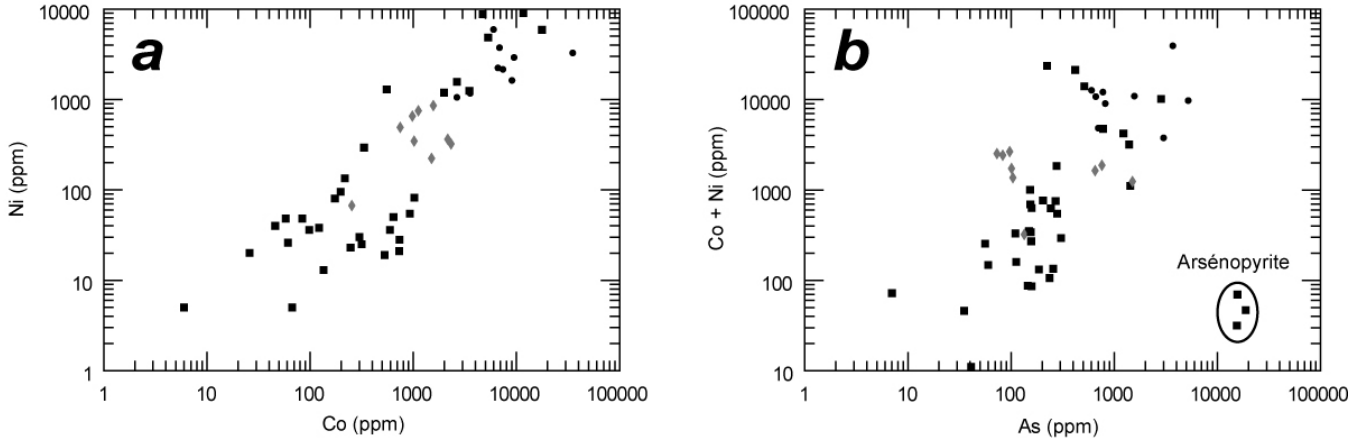


Figure III-25 : a. diagramme Log(Ni) en fonction de Log(Co) montrant une corrélation positive entre ces deux éléments. b. diagramme Log(Co+Ni) en fonction de Log(As) présentant une corrélation positive exceptée pour trois analyses qui indiquent la présence d'arsenopyrite. Les carrés représentent les pyrites des veines de quartz, les losanges représentent les pyrites des brèches à hématite et les ronds représentent les pyrites disséminées.

b. L'or, l'argent, le molybdène et le cuivre

Plusieurs valeurs anomales en Au, Ag, Mo et Cu ont été identifiées au cœur des pyrites. Ces éléments ne sont pas corrélés avec le Co, Ni ou As et ne sont donc pas, comme ces derniers, incorporés au sein du réseau cristallin de la pyrite. Par contre, les très fortes teneurs de certaines analyses (ex. 3697 ppm Au, 156168 ppm Mo, 7078 ppm Cu ; Tableau III-5) traduisent la présence d'inclusions et/ou micro-inclusions d'or, de molybdénite et de chalcopyrite au sein de la pyrite.

Si la présence d'inclusions d'or était attendue pour les veines de quartz à pyrite massive (notamment pour l'échantillon SJM28 - 363.5 m, Figure III-21), les teneurs obtenues sur les pyrites disséminées au sein de l'altération 1 (jusqu'à 34 ppm Au) sont plus singulières compte tenu des résultats de l'étude pétrographique (ex. aucune inclusion d'or n'a été observée dans l'échantillon SJM28 - 397. 4 m). De plus, ces pyrites disséminées apparaissent fertiles avec des teneurs élevées en Co (jusqu'à 35581 ppm), Ni (jusqu'à 5856 ppm), Cu (jusqu'à 1011 ppm), Mo (jusqu'à 156168 ppm), et As (jusqu'à 5268 ppm).

3-1-5. Conclusion sur les minéralisations primaires

Nous avons pu mettre en évidence des minéralisations primaires associées à la paragenèse caractéristique de l'altération sodique. Ces minéralisations sont renfermées dans des veines de quartz à pyrite massive, des brèches à hématite, et des pyrites disséminées au sein des minéraux d'altération. L'étude pétrographique et l'analyse par La-HS-ICPMS soulignent la présence d'une minéralisation aurifère localisée au sein des pyrites. L'or est accompagné du Co, Ni, Cu, Mo et de l'As. Le Co et le Ni sont principalement localisés dans le réseau cristallin de la pyrite, alors que le Cu et le Mo sont présents sous forme de chalcopyrite et de molybdénite disséminées ou en inclusion dans la pyrite. L'As peut se trouver sous forme d'arsénopyrite en inclusion dans la pyrite ou directement dans le réseau cristallin de cette dernière. Cette étude a également permis de mettre en évidence la caractère fertile des pyrites disséminées dans les faciès albitisés. Enfin, il est intéressant de signaler que les teneurs les plus élevées en Au, mais également en Ag, Mo, Co, et Ni sont attribuées aux échantillons prélevés dans les sondages profonds (SJM28 - 363.5 m et SJM28 - 397.4 m). Cette observation attire l'attention sur l'extension possible des minéralisations en profondeur.

3-2. Minéralisations secondaires

Ces minéralisations ont été mises en évidence par l'ONHYM en 1999 (El Hakour, 2000). Elles correspondent principalement à de l'or libre et de la malachite identifiables dans des veines de quartz présentant diverses associations minéralogiques et différentes morphologies. Ces mêmes veines décrites en dehors de la zone aurifère primaire ne contiennent plus d'or visible et peuvent dans certains cas être composées uniquement de quartz laiteux (Murphy, 2002). Nous allons donc présenter les différentes structures minéralisées ainsi que leurs minéralogies.

3-2-1. Les structures minéralisées

Comme cela a été décrit par Murphy (2002), il existe différentes morphologies de veines de quartz dans l'ensemble du secteur de Menhouhou. Toutefois, nous ne présenterons que les veines minéralisées. Les plus fréquentes sont des veines centimétriques à

pluricentimétriques rarement continues sur plus d'une dizaine de mètres. Elles forment des faisceaux de veines parallèles de quelques décimètres à plusieurs mètres de largeur (Figure III-26a), et sont le plus souvent réparties le long des zones d'altération à phengite et argiles (altération 2) où la schistosité est la plus intense. Ces veines pourraient correspondre aux "stockwerks du toit et du mur" définis par El Hakour (2002). Des veines subhorizontales ont également été reconnues dans le secteur (Figure III-26b et Figure III-26c). Leurs morphologies sont semblables à celles des veines concentrées dans une charnière de pli ("saddle reef"). Au niveau des zones les plus fortement altérées (altération 2) et schistosées, nous observons des boudins de quartz ou des veines boudinées dont la taille varie de quelques centimètres à plusieurs décimètres de large (Figure III-26d). La grande majorité de ces veines de quartz présente une orientation générale NE-SW à E-W.

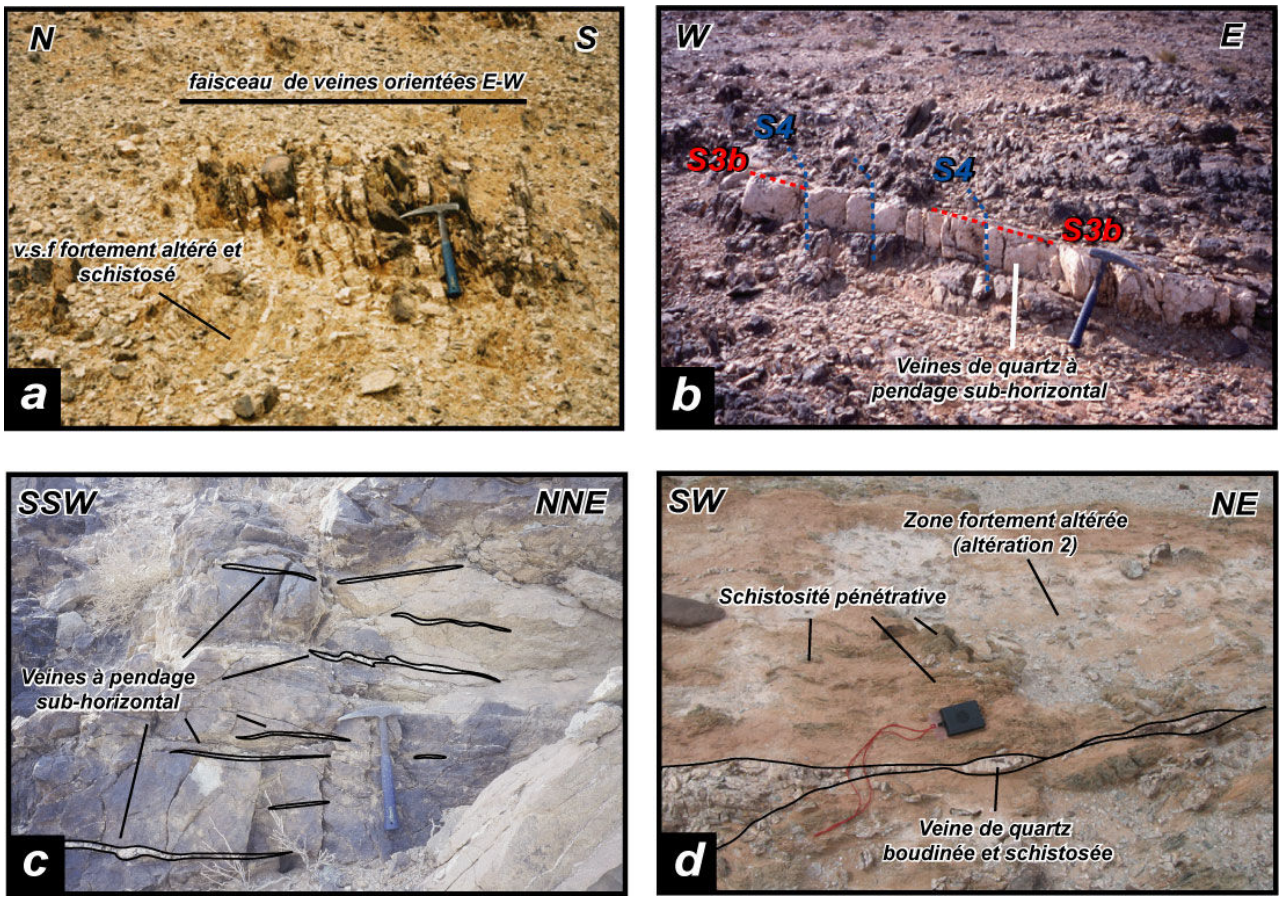


Figure III-26 : Photographies des différentes veines de quartz qui se trouvent minéralisées dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. a. faisceau de veines parallèles orientées le long de la schistosité. b et c. veines à pendage sub-horizontal de type "saddle reef". d. veine boudinée et schistosée au sein d'une zone fortement altérée et déformée.

Il semble donc que ce réseau dense de veines de quartz recoupant le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou soit intimement lié aux phénomènes d'altération et de déformation associées aux bandes de cisaillement. Ceci est en accord avec l'hypothèse de Murphy (2002) estimant que l'ensemble des veines du secteur de Menhouhou s'est formé lors d'un même épisode cisaillant dextre. Ce dernier pourrait correspondre à la phase D3 décrite par Houari et Hoepffner (2003) et dont l'âge est estimé au Carbonifère supérieur.

3-2-2. Minéralogie des veines de quartz de la zone aurifère de Tamlalt-Menhouhou.

Les veines de quartz présentent une minéralogie variée au sein de la zone aurifère. Elles sont composées de quartz et goethite, ± calcite, ± chlorite ± phengite ± pyrite ± or ± malachite ± azurite. Les rares pyrites encore présentes apparaissent extrêmement fracturées et altérées (Figure III-27a). L'observation au microscope électronique à balayage indique que les fractures sont remplies par de la goethite associée à de la chalcocite et de la barytine (Figure III-27b). Les pyrites présentent également quelques inclusions de chalcopyrite et de sphalérite. La malachite se trouve généralement en plaquage sur les quartz le long de zones de fracture. L'or visible se présente en association avec la goethite (Figure III-27c, Figure III-27d) ou plus rarement en inclusion dans la barytine (Figure III-27e) et à l'état libre dans le quartz. L'analyse des grains d'or indique une grande variabilité des teneurs en argent (Tableau III-6), depuis de fortes teneurs (14.9 % Ag) jusqu'à de très faibles teneurs (0.1 % Ag).

L'association systématique de l'or avec la goethite au sein des veines de quartz indique que l'or visible décrit par El Hakour (2000) est associé aux phases d'altération de l'ensemble du système minéralisé. Etant donné que l'or n'apparaît visible que lorsque l'altération des pyrites est complète, on peut supposer que celui-ci était initialement présent au sein des pyrites avant l'altération de ces dernières.

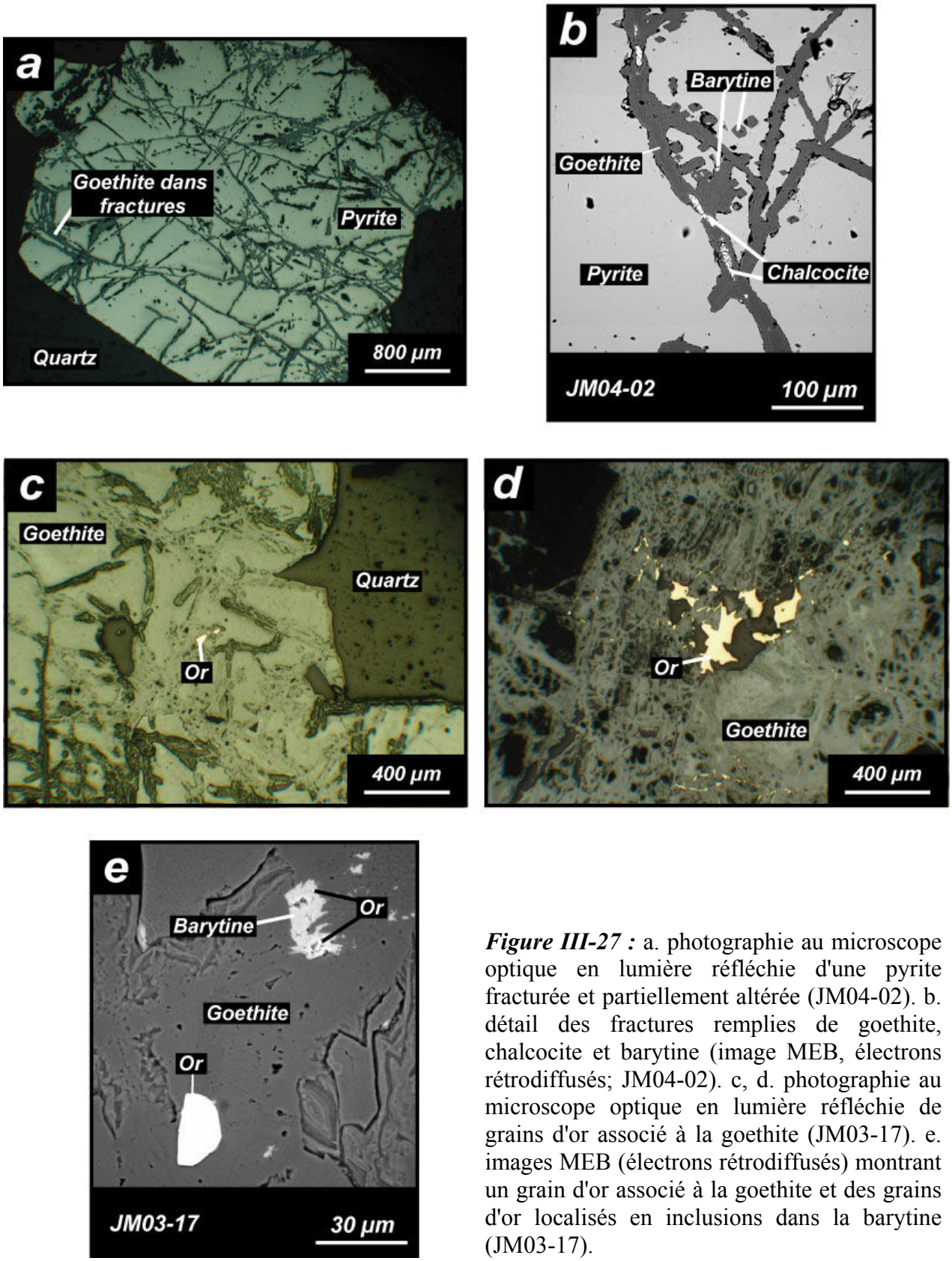


Figure III-27 : a. photographie au microscope optique en lumière réfléchie d'une pyrite fracturée et partiellement altérée (JM04-02). b. détail des fractures remplies de goethite, chalcocite et barytine (image MEB, électrons rétrodiffusés; JM04-02). c, d. photographie au microscope optique en lumière réfléchie de grains d'or associé à la goethite (JM03-17). e. images MEB (électrons rétrodiffusés) montrant un grain d'or associé à la goethite et des grains d'or localisés en inclusions dans la barytine (JM03-17).

Samples	Au	Ag	Bi	Te	Total	Au/Ag
JM04-04	86.3	11.1	n.a.	n.a.	97.4	7.8
	86.6	10.1	n.a.	n.a.	96.7	8.5
	86.7	9.3	n.a.	n.a.	96.0	9.3
	86.8	9.1	n.a.	n.a.	95.8	9.6
	87.4	9.7	n.a.	n.a.	97.1	9.0
	87.6	7.9	n.a.	n.a.	95.5	11.1
	88.0	9.6	n.a.	n.a.	97.5	9.2
	88.0	7.6	n.a.	n.a.	95.6	11.6
	88.2	8.8	n.a.	n.a.	97.0	10.1
	88.4	9.1	n.a.	n.a.	97.4	9.7
	88.4	9.0	n.a.	n.a.	97.4	9.8
	88.5	8.2	n.a.	n.a.	96.7	10.8
	88.7	8.1	n.a.	n.a.	96.8	11.0
	89.2	8.4	n.a.	n.a.	97.7	10.6
	89.8	7.2	n.a.	n.a.	97.0	12.5
	95.2	1.4	n.a.	n.a.	96.6	68.9
JM03-17	83.2	14.9	-	0.1	98.2	5.6
	86.4	13.1	-	-	99.5	6.6
	87.6	7.9	n.a.	n.a.	95.5	11.1
	87.8	10.5	0.5	-	98.8	8.3
	88.2	9.4	-	0.1	97.8	9.3

Samples	Au	Ag	Bi	Te	Total	Au/Ag
JM03-17						
suite	88.2	7.9	n.a.	n.a.	96.2	11.1
	88.5	8.7	-	0.2	97.4	10.1
	88.5	10.0	-	-	98.5	8.9
	88.6	10.2	-	-	98.8	8.7
	88.8	9.6	-	-	98.3	9.3
	89.1	9.3	-	0.1	98.5	9.6
	89.3	9.2	0.2	-	98.6	9.8
	89.4	7.3	n.a.	n.a.	96.7	12.3
	89.4	9.6	-	0.3	99.3	9.3
	89.7	6.4	n.a.	n.a.	96.2	13.9
	90.0	9.3	-	-	99.3	9.7
	90.1	6.9	n.a.	n.a.	97.0	13.1
	90.1	8.2	-	-	98.4	10.9
	90.3	6.7	n.a.	n.a.	96.9	13.6
	90.5	6.8	n.a.	n.a.	97.3	13.2
	90.8	6.2	n.a.	n.a.	96.9	14.7
	91.1	8.6	0.5	-	100.1	10.6
	91.3	8.3	0.2	-	99.8	10.9
	93.2	5.8	0.2	0.1	99.2	16.0
	95.7	0.6	n.a.	n.a.	96.3	174.0
	96.5	0.1	n.a.	n.a.	96.6	839.4

Tableau III-6 : Analyse des inclusions d'or présentes en association avec la goethite dans les veines de quartz aurifère associées à l'altération 2 (JM04-04 et JM03-13) par sonde électronique (Camebax SX100).

3-2-3. Conclusion sur les minéralisations secondaires

Les minéralisations observées en surface sont localisées au sein des différentes veines de quartz recoupant le secteur de Tamlalt-Menhouhou. Ces dernières sont intimement associées avec les bandes de cisaillement caractérisées par l'altération 2, et semblent donc s'être principalement formées lors de phase D3 décrite par Houari et Hoepffner (2003). Cette relation entre la minéralisation aurifère et les bandes de cisaillement indique que le gisement de Tamlalt-Menhouhou, sous sa forme évaluée économiquement par l'ONHYM aujourd'hui, peut être ici classé dans la catégorie des "Shear zone-related gold deposits" (Groves et al., 1998; Poulsen et al., 2000).

3-3. Géochimie isotopique du soufre

Les analyses isotopiques du soufre ont été effectuées sur les pyrites à la sonde ionique CAMECA IMS 1270. Les échantillons correspondent à des sections polies dont l'étude paragénétique et/ou géochimique a été présentée précédemment. Les pyrites analysées sont issues d'échantillons représentatifs des deux types d'altération (altération 1 et altération 2) :

Pour l'altération 1 : SJM19-190.3m (pyrite localisée dans une brèche à hématite) ; SJM23-119.5m et SJM28-363.5m (veine à pyrite massive) et SJM28-397.4m (pyrite disséminée albitite).

Pour l'altération 2 : SJM15-123m (pyrite disséminées) et JM04-02 (veine de quartz aurifère au sein d'un décro-chevauchement)

3-3-1 Pyrites primaires (altération 1)

Les résultats des isotopes du soufre sont reportés dans la figure III-28. Les données $\delta^{34}S$ sont comprises entre -11.2 ‰ et -0.8 ‰ avec une majorité de résultats compris entre -4 ‰ et -2 ‰. Ces valeurs sont proches de celles attendues pour du soufre d'origine magmatique (~ 0 ‰ ± 5 ‰; Sakai et al., 1980). Etant donné que la minéralisation est encaissée dans des formations volcaniques ($\delta^{34}S$ ~ 0 ‰), une origine magmatique pour les fluides n'explique pas la présence des valeurs fortement négatives dans certaines pyrites (ex. $\delta^{34}S$: -9.2 à -11.2 ‰; SJM28-397.4m). Il faut donc, soit envisager une autre source pour les fluides, soit interpréter ces variations importantes comme une évolution des conditions de fugacité d'oxygène et/ou de pH lors de l'altération hydrothermale (Ohmoto, 1972). Sachant que la majorité des mesures de $\delta^{34}S$ se situe autour de -2.5 ‰, et que plusieurs roches albitisées présentent des brèches à remplissage d'hématite et pyrite, l'équilibre avec des fluides magmatiques et une augmentation de la fugacité d'oxygène et du pH demeure la meilleure hypothèse pour la formation de ces pyrites.

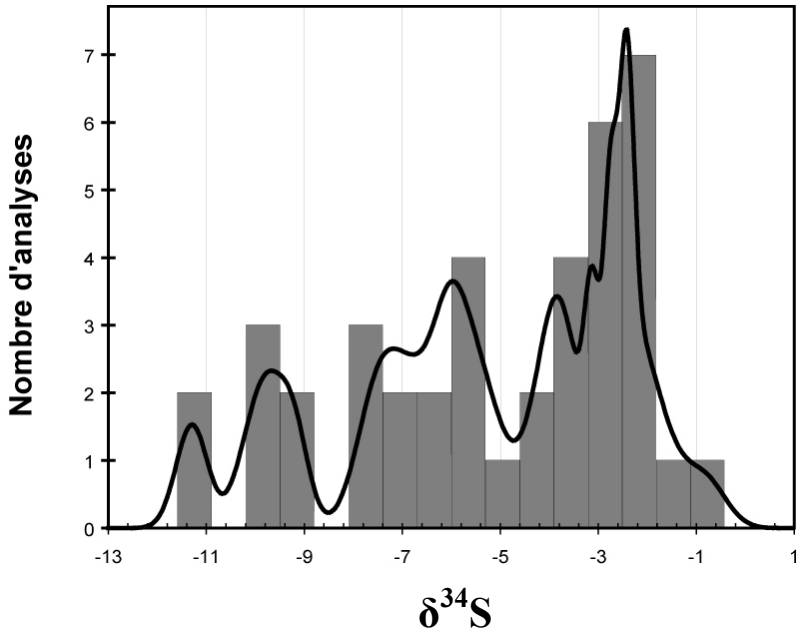


Figure III-28 : Résultats des isotopes du soufre pour les pyrites associées à l'altération 1.

3-3-2 Pyrites secondaires (altération 2)

Les résultats des isotopes du soufre varient entre -3.7 ‰ et -9.5 ‰ (Figure III-29) avec un majorité des résultats compris entre -6.5 ‰ et -9 ‰. Ces valeurs sont plus négatives que celles obtenues pour les pyrites primaires. Ceci nous amène à penser que les fluides en équilibre avec les pyrites secondaires sont d'origine métamorphique. Une variation des conditions de fugacité d'oxygène et de pH pourrait expliquer les variations.

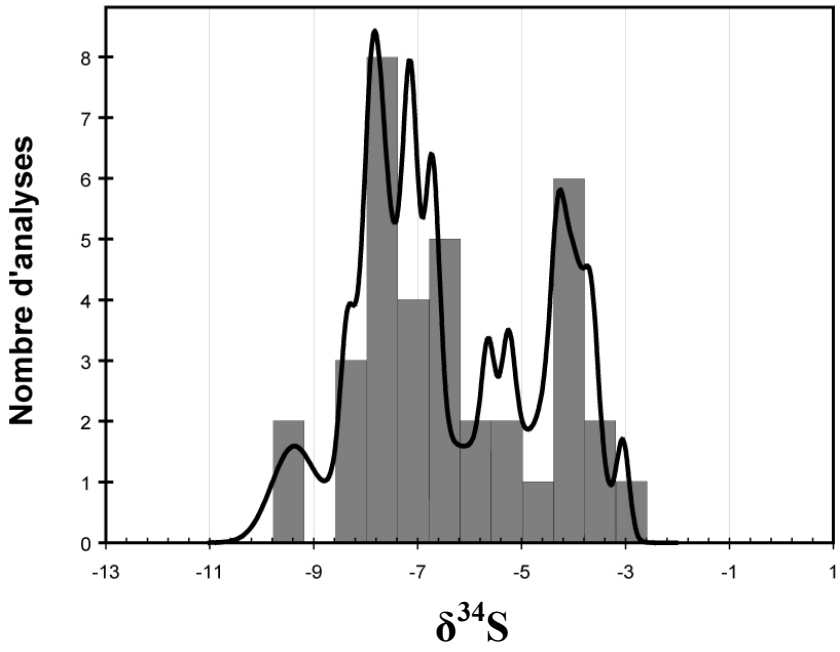


Figure III-29 : Résultats des isotopes du soufre pour les pyrites associées à l'altération 2.

3-4. Conclusion sur les minéralisations du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Deux types de minéralisation ont été observées dans le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Figure III-30). Les principales différences entre ces minéralisations sont : (i) l'altération associée, (ii) les structures minéralisées, (iii) les minéraux métalliques associés à l'or, et (iv) la (les) composition(s) de l'or.

Les minéralisations primaires sont associées aux minéraux caractéristiques de l'altération 1 (ex : albite, quartz, ankérite, monazite). Elles se présentent au sein de veines de quartz, de structures bréchiques à hématite et sous forme de sulfures disséminés (essentiellement pyrite et chalcopyrite). L'apport de l'analyse in-situ des pyrites a permis d'identifier l'or en inclusions et/ou en micro-inclusions dans les pyrites, de mettre en évidence le caractère fertile de la minéralisation disséminée et de proposer une source magmatique pour les fluides hydrothermaux. L'étude pétrographique couplée à l'étude par La-HS-ICPMS montre que la minéralisation aurifère est principalement accompagné de Fe et Cu, et à l'état de trace de Co, Ni, Ag, As, Mo, Sb, Bi et Te. L'or se présente sous forme d'un amalgame Au-Ag présentant une composition homogène (7 % - 10 % Ag).

Malgré le peu d'échantillons étudiés, certaines caractéristiques de ces minéralisations attirent notre attention : (i) la présence d'une altération sodique (± calcique) importante, (ii) le faible volume de veine de quartz, (iii) la présence de structures bréchiques à remplissage d'hématite, (iv) la (relative) faible quantité de sulfures observés dans les sondages, et (v) l'enrichissement significatif en Co, Ni, As, Mo et Ba. Ce sont des caractéristiques que l'on observe également dans les gisements de type "Iron Oxide Copper Gold deposit" (IOCG; Williams et al., 2005). Cependant, un échantillonnage complémentaire semble nécessaire pour mieux contraindre la typologie du gisement primaire de Tamlalt-Menhouhou. Il serait également intéressant de réaliser des sondages profonds, dans le but d'évaluer l'extension possible de cette minéralisation en profondeur.

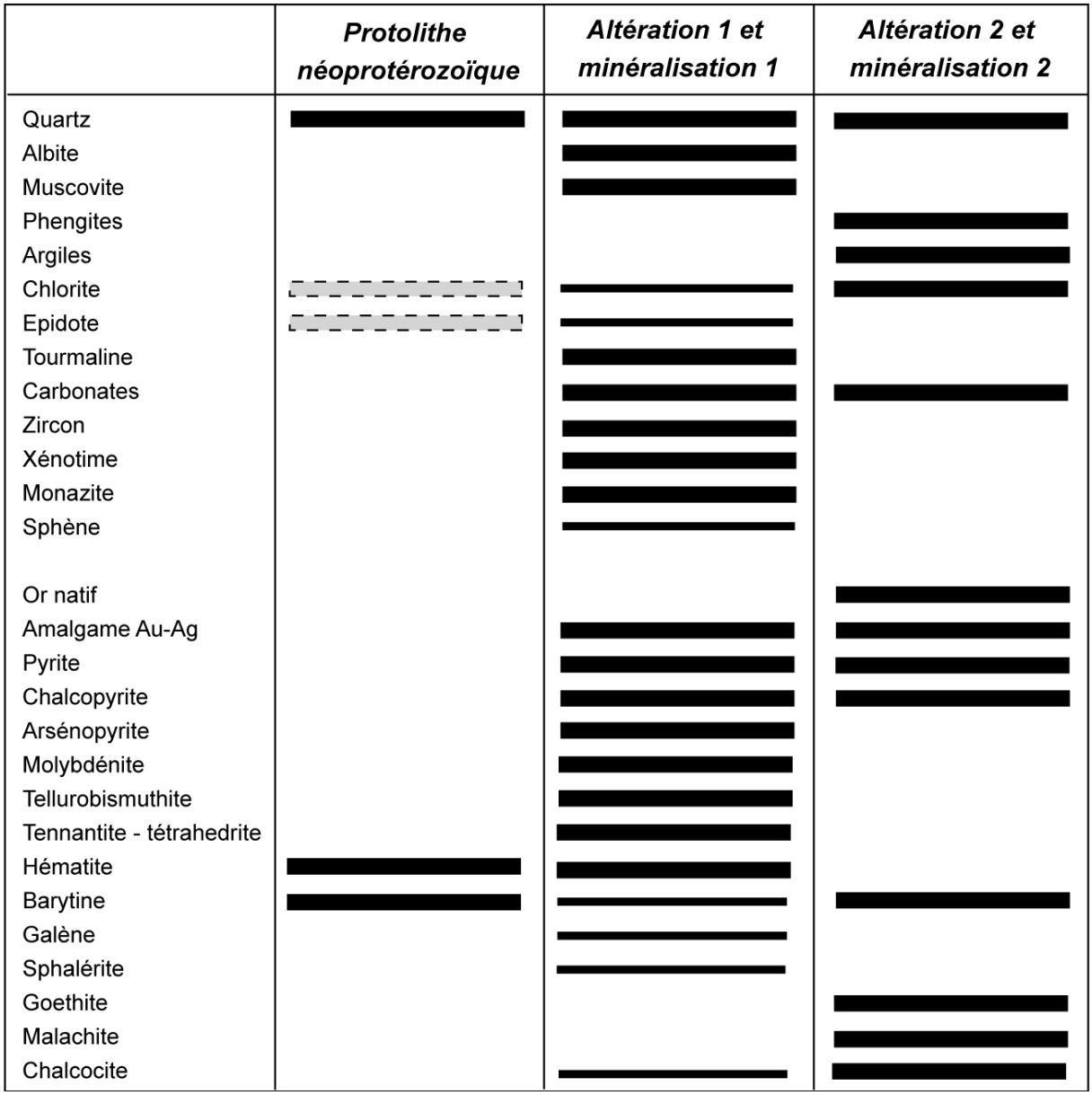


Figure III-30 : Succession paragénétique des minéralisations aurifères de Tamlalt-Menhouhou.

Les minéralisations secondaires sont associées aux minéraux caractéristiques de l'altération 2 (ex : phengite, argiles, quartz, chlorite). Elles sont principalement encaissées dans des veines de quartz contrôlées par un épisode cisaillant dextre. L'or visible se présente en association avec la goethite, la malachite et la barytine. Il se présente sous deux formes différentes : (i) un amalgame Au-Ag présentant des compositions variables (6 % - 15 % Ag), et (ii) sous forme d'or natif. L'étroite relation entre les zones de cisaillement et la minéralisation aurifère secondaire permet de classer le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou dans la catégorie des "Shear zone-related gold deposits". Toutefois, le fait que cette minéralisation aurifère ne soit limitée qu'au seul secteur de Tamlalt-Menhouhou indique

probablement qu'il s'agit d'une remobilisation, durant la phase de déformation tardi-hercynienne décrite par Houari et Hoepffner (2003), des minéralisations primaires associées à l'altération sodique.

Il est important de noter que même si le secteur aurifère présente très peu de barytine (le Ba est fortement lessivé lors de l'albitisation; cf. Partie III-2-5), la zone ouest du secteur de Menhouhou est caractérisée par de nombreuses veines de barytine et la boutonnière de Tamlalt renferme un gisement de barytine (mine de Zelmou; localisation Figure II-2 et Figure II-3). L'étude de ces veines indique la présence d'au moins deux générations de barytine, dont une apparaît associée à la phase tardi-varisque (Rajlich, 1982). Ainsi, le polyphasage qui caractérise la minéralisation aurifère semble également avoir contrôlé la minéralisation de barytine.

Chapitre 4. Géochronologie des minéralisations

En métallogénie, l'apport des datations est essentiel pour l'élaboration de la chronologie et de la validation d'un modèle génétique. Le terme polyphasage apparaît de façon récurrente dans notre étude sur la boutonnière de Tamlalt. En effet, dans la partie II, nous avons mis en évidence une histoire complexe étalée sur près de 1.8 Ga, depuis le Paléoprotérozoïque et la formation d'un socle éburnéen (birimien), jusqu'aux événements alpins et la structuration de la chaîne du Haut-Atlas, en passant par le magmatisme édiacarien et les déformations varisques. Dans la partie III, l'étude des altérations et des minéralisations a souligné la présence d'une succession d'évènements distincts. La complexité de cette zone particulière du Maroc requiert donc l'utilisation de méthodes géochronologiques adaptées aux types d'évènements que l'on cherche à dater.

Au cours de notre étude sur la boutonnière de Tamlalt et sur le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou, nous avons pu distinguer deux altérations principales : une altération régionale associée aux nombreux accidents recoupant la boutonnière de Tamlalt, et une altération restreinte à la zone aurifère, caractérisée par une albitisation intense. Chacune de ces deux altérations est associée à une paragenèse minéralogique et à un hydrothermalisme qui leur sont propres. Le choix des méthodes géochronologiques et des minéraux analysables est donc motivé par les résultats obtenus au cours des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques présentées préalablement. Quatre méthodes de datation ont été retenues pour contraindre les minéralisations : la géochronologie Rb/Sr sur roche totale, la géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur monograin de muscovite, la géochronologie U-Th-Pb sur monazite et la géochronologie U/Pb sur zircons. En dehors de la première, toutes les méthodes de datation utilisées lors de ce travail sont basées sur l'analyse in-situ des phases minérales.

4-1. Géochronologie Rb/Sr sur roche totale

Neuf échantillons ont été sélectionnés pour l'étude géochronologique Rb/Sr sur roche totale : cinq échantillons correspondant aux formations néoprotérozoïques du secteur de Bou Salem et quatre échantillons appartenant au secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou.

Les roches de Bou Salem correspondent à quatre échantillons de métatuffite symbolisant la limite entre l'unité volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire et l'unité

volcano-sédimentaire felsique (JM05-13, JM05-15, JM05-65 et JM05-68) et à un échantillon des métatuffites rhyolitiques rubanées (JM05-64). Ces roches sont caractérisées par un métamorphisme basse température et basse pression symbolisé par la cristallisation de chlorite, phengite et calcite. Les résultats des analyses isotopiques par TIMS (Thermo-Ionisation Mass Spectrometer) sont reportés dans le tableau III-7. L'isochrone calculée à partir de ces analyses donne un âge de 329 ± 63 Ma (Figure III-31). Cet âge pourrait souligner l'influence des phénomènes tectono-métamorphiques de l'orogenèse varisque dans la région.

Echantillon	Rb (ppm) ICP-MS	Sr (ppm) ICP-MS	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (1)	±	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±
JM 05-13	49	20	7.18	1.29	0.74508	0.00001
JM 05-15	72	50	4.17	0.66	0.73081	0.00003
JM 05-64	148	19	22.11	3.99	0.81718	0.00003
JM 05-65	42	33	3.62	0.57	0.72973	0.00003
JM 05-68	57	41	4.06	0.64	0.73069	0.00004

Tableau III-7 : Résultats de l'analyse isotopique du Strontium sur les volcanites de Bou Salem. (1) le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ est calculé à partir des teneurs en Rb et Sr mesurées à l'ICP-MS (SARM, CRPG-Nancy), ce qui explique les erreurs relativement importantes.

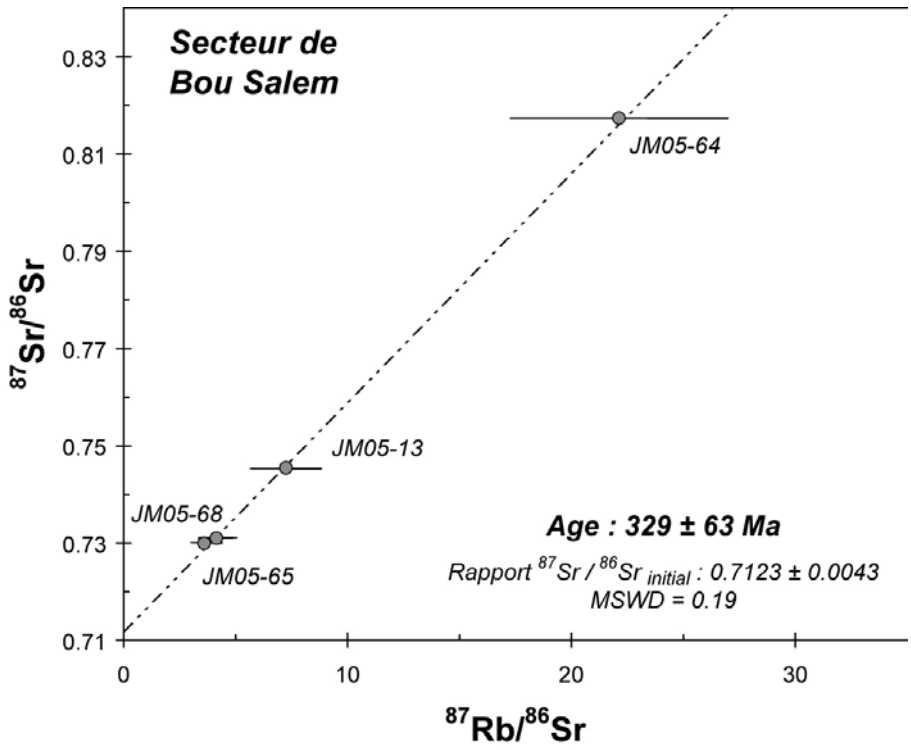


Figure III-31 : Digramme isochrone Rb/Sr pour les volcanites de Bou Salem.

Les roches de la zone aurifère correspondent à : une albitite (JM04-12), une métatuffite rhyolitique rubanée albitisée (JM04-14), une dolérite albitisée (JM04-09), et à une métatuffite rhyolitique silicifiée (JM04-07). Les résultats des analyses isotopiques sont reportés dans le tableau III-8. L'isochrone calculée à partir de trois analyses donne un âge de 440 ± 40 Ma (Figure III-32). Cet âge est, pour l'instant, à prendre avec beaucoup de précaution car il ne correspond à aucun événement connu dans la boutonnière de Tamlalt. Il pourrait correspondre à un mélange entre un âge varsique (albitite ?, JM04-12) et un âge néoprotérozoïque (métatuffite silicifiée ?, JM04-07; métatuffite rhyolitique rubanée ?, JM04-14). Des datations complémentaires sur les minéraux caractéristiques de l'altération sodique seront nécessaires pour contraindre l'âge de cette albitisation.

Echantillon	Rb (ppm) ICP-MS	Sr (ppm) ICP-MS	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (2)	±	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±
JM04-07	128	24	15.29	0.78	0.80269	0.00002
JM04-09	6	387	0.04	0.01	0.70737	0.00001
JM04-12	1	30	0.13	0.02	0.71056	0.00001
JM04-14	26	20	3.74	0.38	0.73573	0.00002

Tableau III-8 : Résultats de l'analyse isotopique du strontium sur les roches altérées du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. (2) le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ est calculé à partir des teneurs en Rb et Sr mesurées au TIMS (CRPG-Nancy).

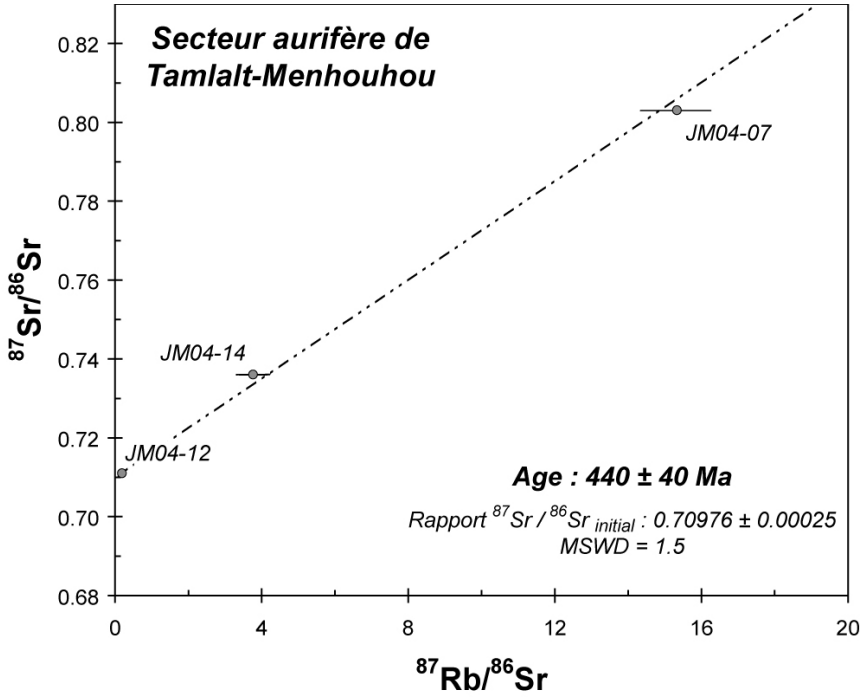


Figure III-32 : Digramme isochrone Rb/Sr pour les roches altérées de Tamlalt-Menhouhou. L'isochrone est calculée à partir des trois échantillons felsiques, car aucune isochrone n'a pu être obtenue à partir des 4 analyses du tableau III-8

4-2. Géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$

Six échantillons ont été sélectionnés dans le but de dater les deux phénomènes d'altération.

Cinq échantillons sont directement liés à l'altération associée aux couloirs de cisaillement (altération 2) et à la minéralisation aurifère secondaire. Un échantillon (AC04-01) correspond à une veine de quartz non minéralisée recoupant les formations néoprotérozoïques d'Aïn Chair. Les quatre autres échantillons ont tous été prélevés dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Deux échantillons (JM03-05 et JM04-04) correspondent à des veines de quartz aurifères. Un échantillon a été prélevé dans un sondage (SJM28 - 120.3) et correspond à une veine de quartz fracturée et schistosée composée principalement de pyrites massives et de quartz. Enfin, le dernier échantillon (JM04-24) correspond à une albitite localisée au sein d'une zone de cisaillement et entièrement reprise par l'altération 2. Dans chacun de ces échantillons, les micas prélevés correspondent aux phengites de l'altération 2.

Un seul échantillon (JM04-32), correspondant à une métatuffite rhyolitique rubanée albitisée et muscovitisée située dans la zone à tourmaline du secteur de Tamlalt-Menhouhou, renferme des muscovites associées à l'altération 1.

4-2-1. Protocole analytique

Les grains de mica ont été séparés manuellement sous loupe binoculaire, puis emballés dans une feuille d'aluminium. Chaque échantillon est ensuite placé dans un porte-échantillon en aluminium dans lequel sont intercalés des moniteurs de flux (standards d'âge connus). L'ensemble a ensuite été irradié an position 5c[1] dans le réacteur nucléaire "McMaster" de l'université de Hamilton au Canada. La durée de l'irradiation est proportionnelle à l'âge supposé des échantillons à analyser. A l'exception d'une analyse, les données isotopiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ ont été obtenues en chauffant par paliers à l'aide d'un laser continu issu d'un tube CO2 Synrad® couplé à un spectromètre de masse VG 3600 (Ruffet et al., 1995) au laboratoire de géochronologie de l'université de Nice. Une des analyses a été effectuée au centre géochro-

[1] Il s'agit d'une position qui assure le minimum de gradient de flux

-nologique de Berckley (USA) par F. Jourdan. Les âges et les erreurs (données à 2σ) sont calculés selon la formule donnée par Dalrymple et al. (1981).

4-2-2. Résultats de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$

4-2-2-1. Datation des muscovites associées à l'altération 1

Les résultats de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sont présentés sur la figure III-33. Malgré la petite taille des muscovites (< 200 µm) et du peu d'étapes effectuées, nous avons pu calculer deux âges plateau.

Deux mono-grains de muscovite génétiquement associés à l'altération 1 ont été analysées. Un spectre en six étapes a été effectuée et a fourni un âge plateau de 453 ± 7 Ma (4 étapes) correspondant à 76% de l'^{39}Ar libéré (Figure III-33). La deuxième analyse est constituée de neuf étapes et présente un spectre en escalier (Figure III-33). Ce type de configuration est souvent caractéristique d'une perte d'^{40}Ar lors d'un événement thermique plus récent (Turner, 1968). Cinq étapes correspondant à 70% de l'^{39}Ar libéré ont permis de calculer un âge plateau de 444 ± 8 Ma.

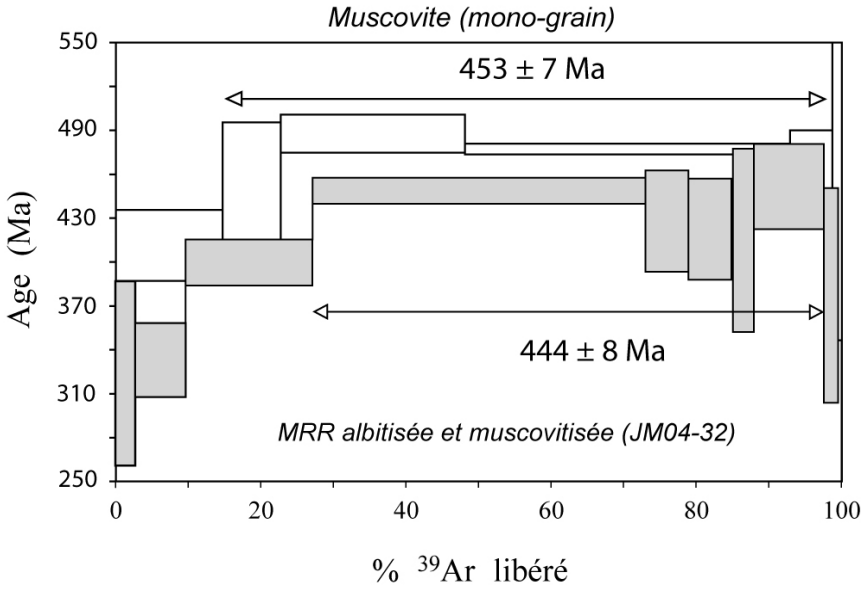


Figure III-33 : Spectres d'âge des mono-grains de muscovite associés à l'altération 1

4-2-2-2. Datation des phengites associées à l'altération 2

Les résultats de la datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sont présentés sur la figure III-34. Les muscovites séparées étant de petite taille (en moyenne 100-150 μm), nous avons été obligés de réduire le nombre d'étapes pour obtenir plus de signal et donc des âges plus précis. Pour cette raison, seules deux analyses (JM03-05 et SJM23 - 120.3; Figure III-34d et Figure III-34f) nous ont permis de calculer un âge plateau.

a. Echantillon AC04-01 (secteur d'Aïn Chair)

Deux analyses ont été effectuées sur deux mono-grains de phengite. En raison de leur petite taille (< 150 μm) et du peu d'argon libéré à chaque étape, les erreurs analytiques sont importantes (Figure III-34a et Figure III-34b). Deux étapes correspondant à 90% et 63% de l'^{39}Ar libéré ont donné respectivement des âges de 301 ± 12 Ma et de 305 ± 19 Ma.

b. Echantillon JM04-24 (secteur de Tamlalt-Menhouhou)

Trois étapes ont été effectuées sur un mono-grain de phengite (Figure III-34c). Un étape correspondant à 85 % de l'39Ar libéré a donné un âge de 288 ± 8 Ma.

c. Echantillon SJM23 -120.3 (secteur de Tamlalt-Menhouhou)

Le mono-grain de phengite a été prélevé dans une fracture au sein de la veine de quartz à pyrite massive. Six étapes ont pu être effectuées et ont permis de calculer un âge plateau de 286 ± 5 Ma sur trois étapes correspondant à 73 % de l'^{39}Ar libéré (Figure III-34d).

d. Echantillon JM04-04 (secteur de Tamlalt-Menhouhou)

Trois mono-grains de phengite ont été analysés pour cet échantillon de quartz aurifère. Peu d'étapes ont été obtenues et aucun âge plateau n'a pu être calculé (Figure III-34e). Trois étapes correspondant à 43%, 89% et 100% de l'^{39}Ar libéré ont donné respectivement des âges de 284 ± 12 Ma, 300 ± 5 Ma et 297 ± 8 Ma (Figure III-34e).

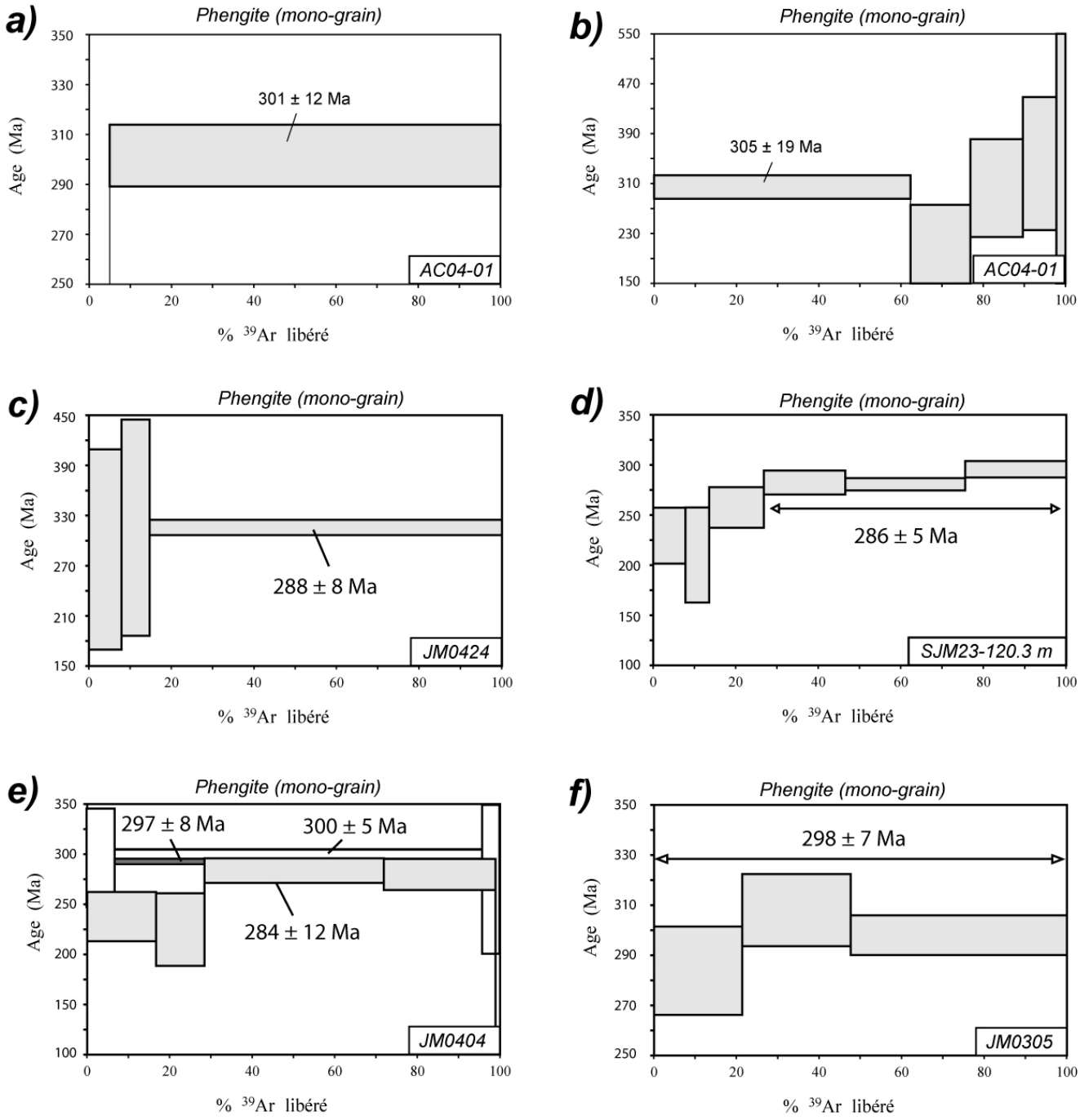


Figure III-34 : Spectres d'âge des mono-grains de phengite associés à l'altération 2

e. Echantillon JM03-05 (secteur de Tamlalt-Menhouhou)

Le mono-grain de phengite de cet échantillon de quartz aurifère a fourni trois étapes permettant de calculer un âge plateau de 298 ± 7 Ma (Figure III-34f).

4-2-3. Discussion des âges $^{40}Ar/^{39}Ar$

Deux âges différents ont été obtenus sur les deux populations de micas blancs discriminés lors de l'étude minéralogique. La première population, correspondant à des muscovites associées à l'altération 1, a permis de mettre en évidence un âge Ordovicien supérieur (444 ± 8 Ma et 453 ± 7 Ma; Figure III-33). Cet âge est complètement nouveau dans la boutonnière de Tamlalt et reste encore méconnu au Maroc. La deuxième population de micas blancs, correspondant aux phengites associées à l'altération 2 et à l'or libre, a permis de souligner l'importance des évènements varisques. En effet, six âges compris entre 284 ± 12 et 305 ± 5 Ma ont été identifiés dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Figure III-34) et permettent de calculer un âge pondéré de 293 ± 7 Ma (MSWD = 4.5). Cet âge est prépondérant dans la région comme le confirme les âges obtenus sur les phengites des veines de quartz d'Aïn Chair (Figure III-34a et Figure III-34b). Il concorde parfaitement avec la phase tectonique tardi-hercynienne (tardi-varisque; 300 - 270 Ma) décrite par Houari et Hoepffner (2003). Nous suggérons donc que la minéralisation à or libre décrite par El Hakour (2000) est la conséquence de la remobilisation d'une minéralisation primaire (ordovicienne supérieure ?) lors de la tectonique tardi-hercynienne.

4-3. Géochronologie U-Th-Pb sur monazite

Les monazites sont relativement répandues dans les volcanites albitisées. Cependant, un grand nombre des grains de monazite observés dans les échantillons sont entourés par de la thorite ($ThSiO_4$; Figure III-35) et sont caractérisés par de faibles teneurs en thorium (< 0.8 wt.% ThO_2). Ceci indique une perte de thorium massive lors d'un événement postérieur à la cristallisation des monazites. Un échantillon correspondant à une volcanite albitisée (sondage 28 côte 426 m; SJM28-426m) a été sélectionné car plusieurs des monazites qu'il renferme ne sont pas affectées par une perte significative de thorium. Cependant, l'étude pétrographique de cet échantillon montre qu'il est déformé et qu'il présente des phengites associées à l'altération 2. Ceci implique une surimpression de la phase hydrothermale varisque sur cette roche.

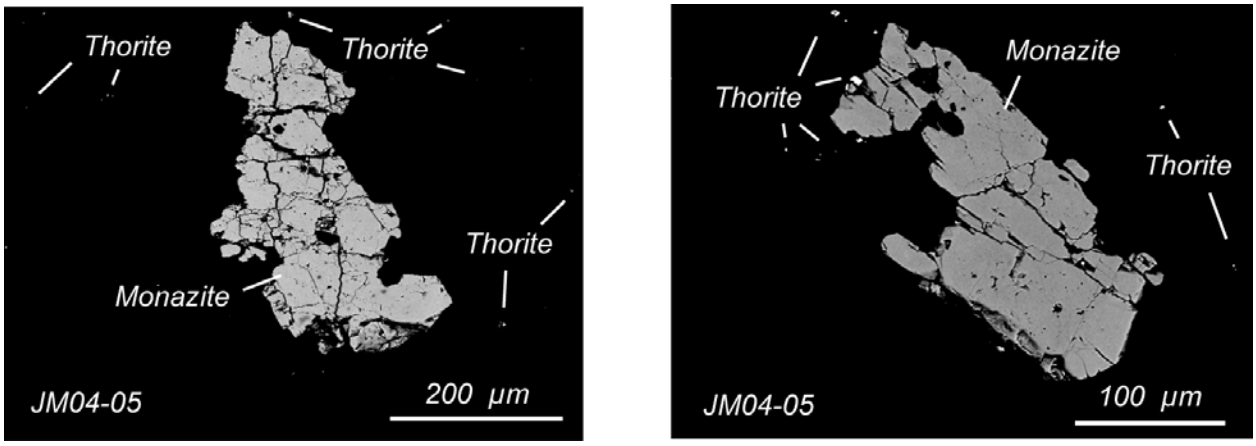


Figure III-35 : Images MEB (en électrons rétrodiffusés) de monazites entourées par des grains micrométriques de thorite au sein d'une albitite (JM04-05).

4-3-1. Protocole analytique

Les analyses ont été effectuées directement sur lames minces à la sonde électronique CAMECA SX100 au laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. La méthode analytique utilisée est celle décrite par Montel et al. (1996) aux différences près : (i) les analyses ont été effectuées avec un courant de 15kv, 150 nA et (ii) l'analyse du Th, U, Pb est réalisée simultanément avec l'ensemble des Terres Rares légères (La au Gd), l'Y, P, Ca et Si. Les âges sont calculées à partir des concentrations mesurées en Th, U, et Pb et en considérant que la teneur en Pb commun dans les monazites est négligeable (Montel et al. 1996).

4-3-2. Résultats de la datation U-Th-Pb sur monazites

Les monazites ont des tailles variables comprises entre 20 et 150 µm et se présentent sous forme de grains arrondis xénomorphes à subautomorphes. Elles sont caractérisées par l'absence de zonations chimiques importantes (Figure III-36).

Trente-deux analyses ont été réalisées sur dix grains de monazite et sont reportées dans le tableau III-9. Les monazites sont caractérisées par des teneurs relativement faibles en ThO_2 et UO_2 (< 3.2 wt.% et < 0.3 wt.% respectivement) et présentent parfois des concentrations en Pb inférieures à la limite de détection (< 120 ppm). Vingt-trois analyses ont permis de calculer des âges individuels compris entre 171 ± 50 Ma et 1028 ± 209 Ma. Les larges erreurs associées à ces âges sont liées aux faibles teneurs en Pb mesurées. Comme en

témoignent les faibles teneurs en Th des analyses 5 et 28 (< 0.7 wt.% ThO_2; Tableau III-9), les âges les plus anciens (> 600 Ma) sont probablement liés à des pertes importantes de Th.

Echantillon	Teneurs (ppm)						Age	
	Th	±	U	±	Pb	±	Ma	±
SJM28-426 m								
1	27200	470	2240	159	1270	66	806	63
2	30130	490	1150	153	350	62	231	47
3	30900	489	1310	161	660	64	418	51
4	15960	404	630	159	310	64	384	98
5	7420	324	820	157	480	62	1028	209
6	15290	388	230	146	< L.D.		n.d.	
7	170	270	580	158	< L.D.		n.d.	
8	28410	472	880	161	650	65	462	60
9	28320	482	770	162	470	65	340	57
10	27960	481	980	160	400	63	287	54
11	20740	441	520	161	270	64	268	75
12	16300	405	640	159	280	64	340	94
13	550	268	500	157	< L.D.		n.d.	
14	14000	389	830	161	260	63	347	102
15	24010	459	410	160	330	64	290	68
16	16240	398	630	158	370	63	450	98
17	12860	377	590	158	350	63	525	124
18	10380	357	1090	158	310	62	493	127
19	20190	437	390	161	190	64	197	75
20	21560	442	600	158	330	64	313	73
21	22540	451	530	161	280	64	257	69
22	20530	430	480	150	160	61	162	69
23	32510	511	950	162	360	65	226	47
24	2310	293	340	160	< L.D.		n.d.	
25	12040	382	400	161	< L.D.		n.d.	
26	33440	515	740	163	440	65	274	48
27	20220	435	600	162	< L.D.		n.d.	
28	6860	333	760	160	290	63	683	205
29	28720	491	470	165	210	64	155	53
30	30310	498	720	160	250	65	171	50
31	21710	445	200	160	230	65	230	75
32	11220	373	310	160	180	66	328	143

Tableau III-9 : Résultats des analyses U-Th-Pb sur monazites par sonde électronique. < L.D. : inférieur à la limite de détection; n.d. : non déterminé.

Vingt analyses présentent des âges compris entre 171 ± 50 Ma et 525 ± 124 Ma avec un maximum de résultats vers 280 Ma (Figure III-36) et cinq résultats supérieurs à 420 Ma (Tableau III-9 et Figure 35). Les âges regroupés vers 280 Ma sont comparables aux âges obtenus par la géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur les phengites associées à l'altération 2. Les âges plus anciens soulignent la possibilité d'un âge géologique ordovicien, déjà soupçonné à partir de l'étude géochronologique Rb/Sr et $^{40}Ar/^{39}Ar$. Il semble donc que les monazites aient enregistré une histoire complexe et polyphasée. Elles pourraient avoir cristallisé lors d'un possible événement ordovicien, et aurait pu subir une dissolution-reprécipitation à basse température (260°C - 340°C; Poitrasson et al., 2000) au cours d'un événement varisque.

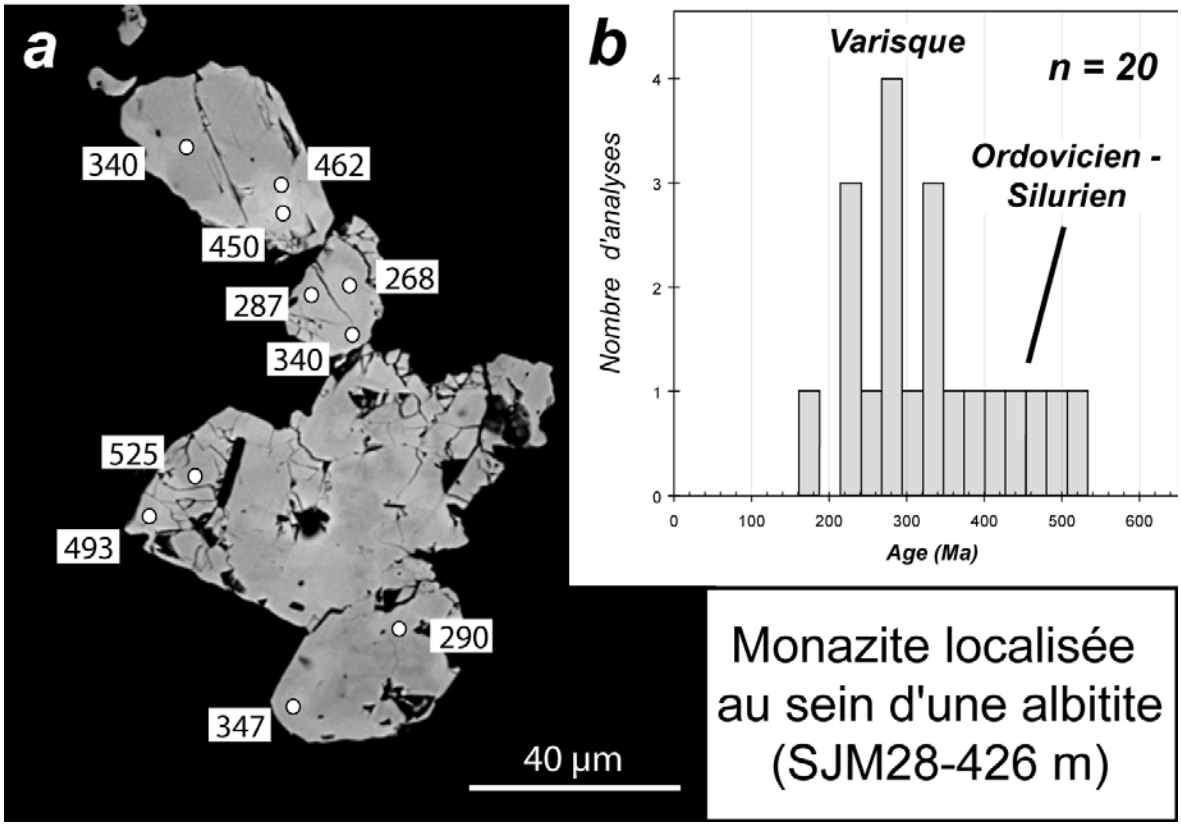


Figure III-36 : a. Images MEB (en électrons rétrodiffusés) d'un grain de monazite dont les âges obtenus varient entre 268 et 525 Ma. b. Histogramme des âges U-Th-Pb compris entre 162 Ma et 525 Ma; la majorité des résultats sont compris entre 220 et 320 Ma.

4-4. Géochronologie U/Pb et analyse REE sur zircons par sonde ionique

Les techniques analytiques utilisés pour la datation U-Pb et l'analyse des REE sur les zircons par sonde ionique sont présentées en Annexe 5.

La géochronologie U/Pb sur zircons par sonde ionique est généralement utilisée pour dater des évènements magmatiques. En effet, les zircons sont caractérisés par une structure cristalline qui leur permet d'être résistants à haute température (même dans des conditions de fusion partielle; Watson, 1996) et de présenter une température de clôture élevée pour le système U/Pb (> 900°C; Cherniak et Watson, 2000). Etant donné ces caractéristiques, la géochronologie U/Pb est généralement utilisée en métallogénie de manière indirecte, dans le but de contraindre les relations temporelles entre magmatisme et hydrothermalisme.

La raison qui a motivé notre choix à utiliser la méthode de datation U/Pb in-situ sur zircon est ici différente. En effet, nous avons vu lors de l'étude pétrographique que les zircons faisaient partie de la paragenèse de l'altération sodique (altération 1; cf. Partie III-2-1). De plus, l'étude géochimique focalisée sur les faciès albitisés a montré un contrôle minéralogique important du Zr, Hf et des HREE par les zircons. Enfin, nous avons pu observer des zircons avec des textures "spongieuses" - riches en inclusions solides et/ou fluides - en inclusion dans des pyrites disséminées, et associés à de la molybdénite et du xénotime (Figure III-37). L'ensemble de ces données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques nous laissent penser que le phénomène d'albitisation intense s'accompagne de la cristallisation de zircons hydrothermaux (Hoskin et Schaltegger, 2003). En conséquence, le but de notre étude n'est pas d'avoir un âge sur une formation magmatique qui serait associée avec l'hydrothermalisme sodique, mais bien d'obtenir directement un âge pour l'altération 1, et par extension pour la minéralisation aurifère primaire.

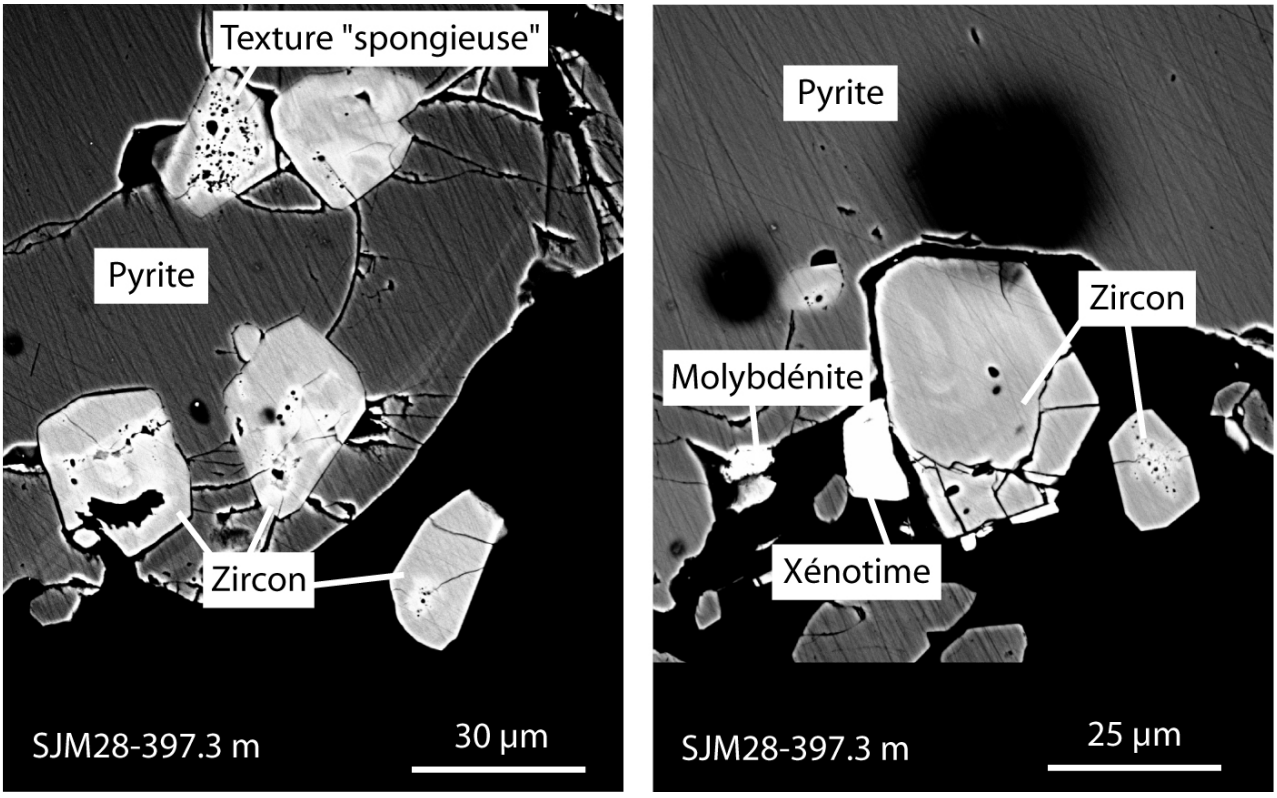


Figure III-37 : Images MEB (en électrons rétrodiffusés) de zircons en inclusion dans la pyrite et en association avec le xénotime et la molybdénite. Les relations pétrographiques de ces zircons avec les minéraux de l'altération 1, et leurs textures "spongieuses" indiquent qu'il s'agit de zircons hydrothermaux associés à l'hydrothermalisme sodique.

4-4-1. Définition des zircons hydrothermaux

Avant de présenter les échantillons et les zircons sélectionnés pour la datation U-Pb, il est important de définir ce que l'on désigne par "zircon hydrothermal". Il s'agit d'un terme relativement récent, puisque les premières descriptions de zircons hydrothermaux datent du début des années 90 (Claoué-Long et al., 1990). Toutefois, ces observations ont très rapidement fait l'objet de vifs débats (Corfu et Davids, 1991; Claoué-Long et al., 1992). Puis le nombre de descriptions de zircons hydrothermaux s'est accru de manière substantielle au cours des quinze dernières années (Kerrich and King, 1993; Yeats et al., 1996; Li et al., 1997; Hoskin, 2005; Pettke et al. 2005). La définition d'un zircon hydrothermal est relativement imprécise (Hoskin, 2005) car elle fait référence à tous les zircons ayant cristallisé à partir de fluides aqueux, ou ayant été altérés par ces même fluides. Il est évident qu'une partie des zircons métamorphiques correspondent à cette définition, même si la majorité des manifestations de zircons hydrothermaux a été rapportée pour des domaines de basse à moyenne température et basse pression.

Trois mécanismes ont été décrits pour expliquer la formation de zircons hydrothermaux ; il s'agit de : (i) dissolution-reprécipitation des zircons décrits dans des roches de haute pression - basse température (480°C; Tomaschek et al., 2003), (ii) échanges ioniques à basse température (120°C - 200°C) entre un fluide aqueux et un zircon amorphe (= métamicte) s'accompagnant parfois d'un recouvrement structural ou "annealing" (Geisler et al., 2003), et (iii) une cristallisation directe à partir d'un fluide aqueux saturé en zirconium (Hoskin, 2005). Les zircons hydrothermaux qui ont cristallisé à partir de procédés différents peuvent partager les mêmes caractéristiques chimiques, mais présenteront des propriétés minéralogiques distinctes. Pourtant, l'identification des zircons hydrothermaux demeure problématique. En effet, même s'il existe des critères de reconnaissance, aucun d'eux ne permet à lui seul de différencier assurément un zircon magmatique d'un zircon hydrothermal. Parmi les critères généralement utilisés, on peut citer :

- *la présence d'inclusions solides et/ou fluides pouvant aboutir à une texture "spongieuse".* Cependant, certains zircons cristallisant à partir d'un fluide aqueux peuvent présenter des zonations oscillatoires typiques des zircons magmatiques (Rubatto et Herman, 2003).

- *les relations texturales avec les minéraux caractéristiques de l'altération.* Néanmoins, des zircons hérités ont pu être observés au sein de veines de quartz présentant des associations à Au-Bi (Hack et al., 1998).

- *Présence de plomb commun.* Mais il arrive souvent que des zircons magmatiques soient riches en Pb commun.

- *enrichissement des HFSE et des Terres Rares (notamment LREE)*. Toutefois, certains zircons magmatiques ont été décrits avec des teneurs élevées en LREE et HFSE (Pettke et al., 2005).

En conséquence, il apparaît indispensable de faire une étude pétrographique, minéralogique et géochimique détaillée pour pouvoir différencier les zircons magmatiques des zircons hydrothermaux. Ceci est d'autant plus vrai dans le cas de notre étude où nous nous intéressons à des roches volcaniques ayant subi une altération importante, et qui sont susceptibles de présenter à la fois des zircons magmatiques et des zircons hydrothermaux. Nous allons donc présenter pour chacun des échantillons sélectionnés les caractéristiques minéralogiques des zircons, les résultats de la géochronologie U/Pb par sonde ionique (CAMECA IMS 1270), les résultats des analyses REE par sonde ionique (CAMECA IMS 3F), pour ensuite discuter de l'implication de ces résultats concernant le modèle de formation du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou.

4-4-2. Les zircons du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Deux échantillons caractéristiques des faciès de l'altération sodique ont été sélectionnés pour l'étude géochronologique U/Pb sur zircons. Un échantillon correspondant à une métatuffite rhyolitique rubanée (MRR) fortement albitisée (JM04-14) et un échantillon correspondant à une albitite (JM04-12).

4-4-2-1. Les zircons de la métatuffite rhyolitique rubanée et albitisée (JM04-14)

Les zircons sont de petite taille (50 - 100 µm), automorphes et présentent des zonations oscillatoires et/ou des zonations en secteur sans cœurs hérités. Plusieurs grains de zircon montrent des inclusions de xénotime et/ou quartz et/ou albite ainsi que des surcroissances de xénotime (Figure III-38). Etant donné que ces minéraux sont caractéristiques de la paragenèse de l'altération sodique, nous pouvons suggérer que les zircons qui renferment des inclusions sont des zircons hydrothermaux.

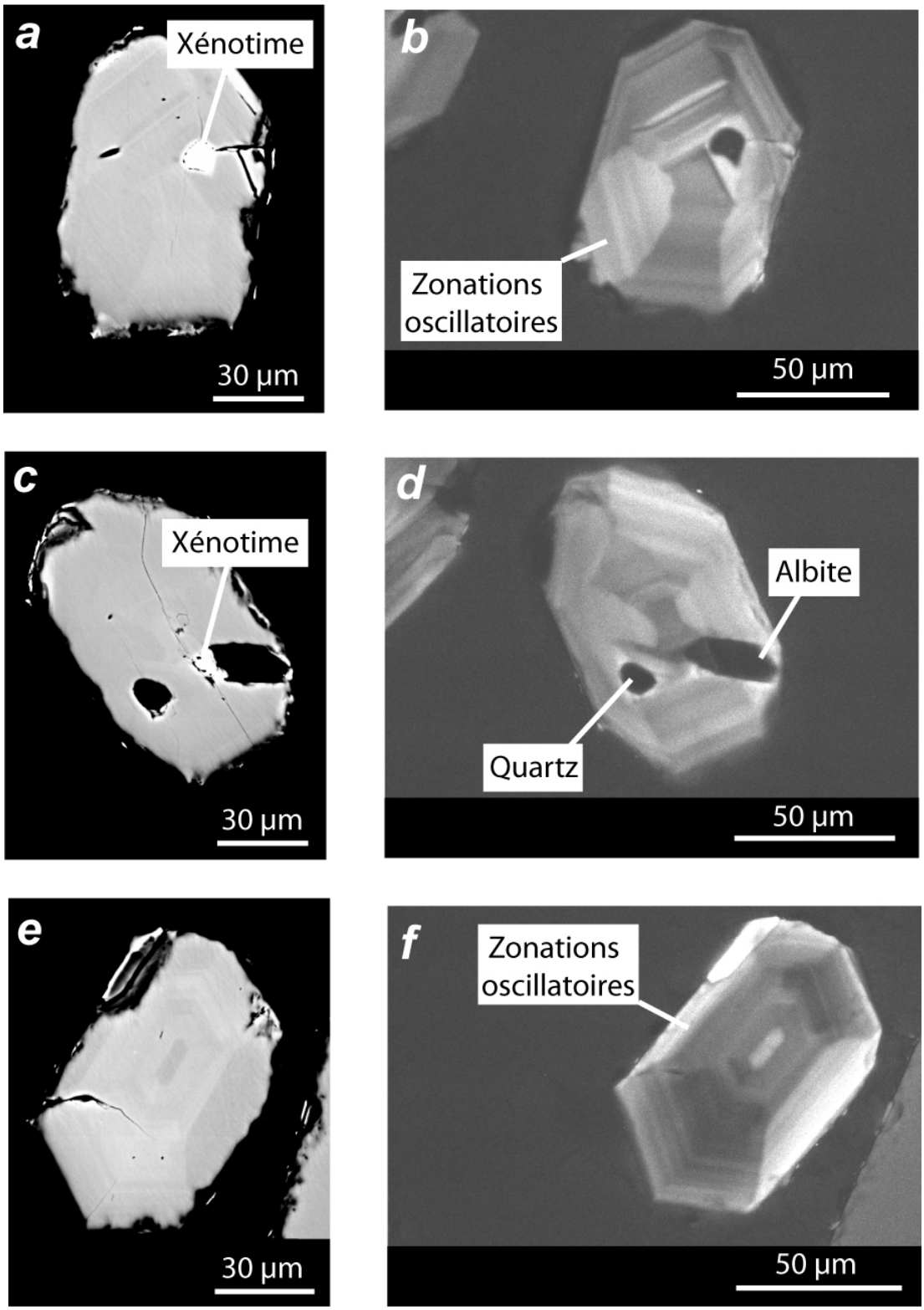


Figure III-38 : Images MEB (a, c, e : en électrons retrodiffusés; b, d, f : en cathodoluminescence) des zircons de la métatuffite rhyolitique rubanée et albitisée (JM04-14). a, b, c, d : zircons hydrothermaux renfermant des inclusions de xénotime, quartz et albite et présentant des zonations oscillatoires. e, f : zircon magmatique caractérisé par des zonations oscillatoires.

4-4-2-2. Les zircons de l'albitite (JM04-12)

Les zircons sont de petite taille (50 et 150 µm), subautomorphes et présentent des textures internes complexes (Figure III-39). Certains zircons sont caractérisés par des zones riches en inclusions solides et/ou fluides, qui coïncident avec des bandes de dissolution-reprécipitation (Figure III-39).

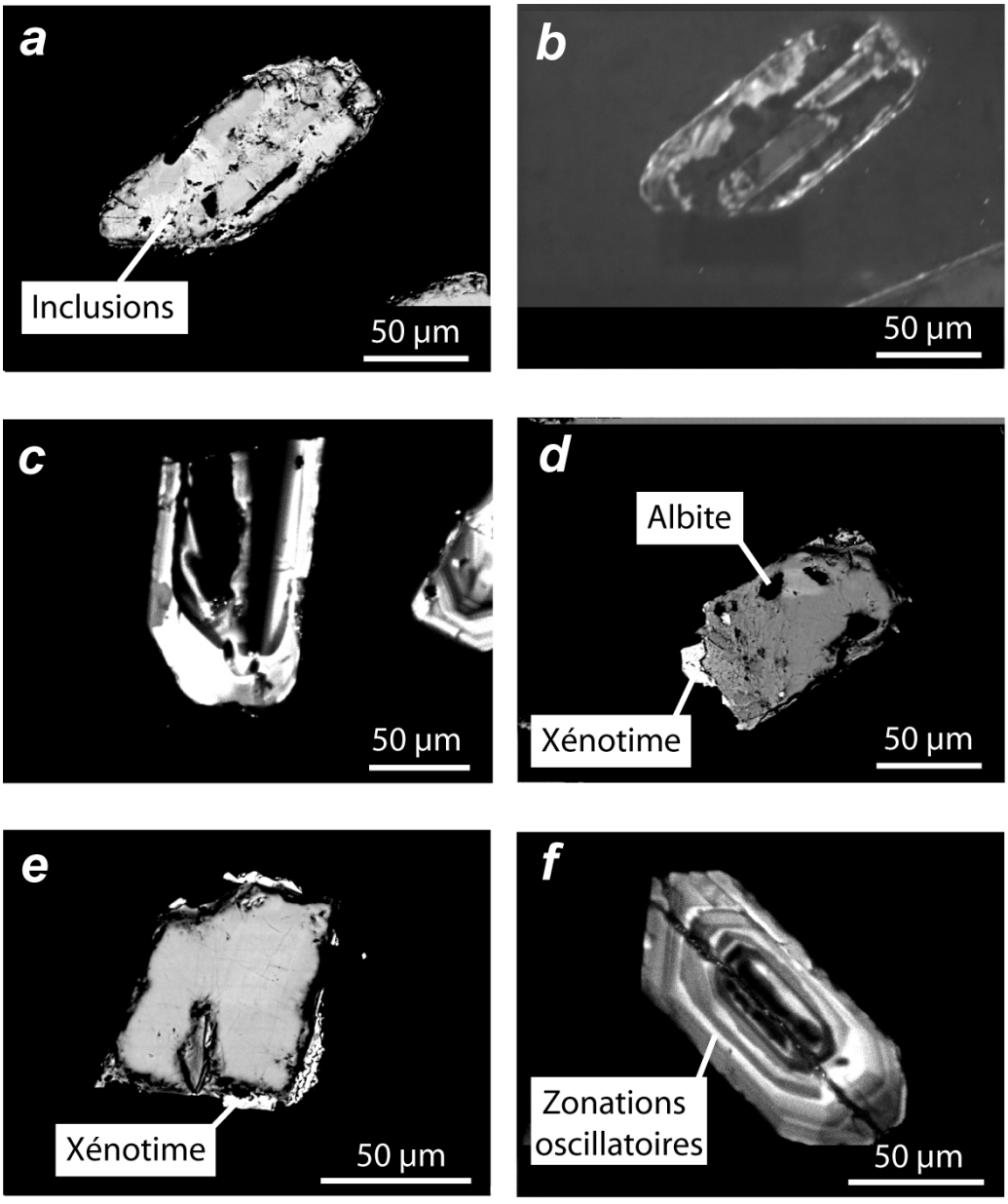


Figure III-39 : Images MEB (a, d, e : en électrons retrodiffusés; b, c, f : en cathodoluminescence) des zircons de l'albitite (JM04-12). a, b et c : zircon présentant une texture de dissolution-reprécipitation (zone noire en cathodoluminescence). d : zircon hydrothermal renfermant une inclusion d'albite et une surcroissance de xénotime. e : zircon avec une surcroissance de xénotime. f : zircon caractérisé par des zonations oscillatoires

La plupart des zircons observés présentent des inclusions de xénotime et/ou quartz et/ou albite, ainsi que des surcroissances de xénotime (Figure III-39). En conséquence, il apparaît que la majorité des zircons de l'albite correspondent à des zircons hydrothermaux ou des zircons magmatiques altérés lors d'une phase hydrothermale.

4-4-3. Résultats des datations U/Pb par sonde ionique

4-4-3-1. Les zircons de la métatuffite rhyolitique rubanée(MRR) et albitisée (JM04-14)

Trente-quatre zircons ont été analysés (Tableau III-10), et les résultats sont reportés sur la Figure III-40. Vingt-neuf analyses ont donné des âges compris entre 420 Ma et 580 Ma (Figure III-40a). Quatre zircons apparaissent discordants dont deux avec des âges $^{206}Pb/^{238}U$ supérieurs à 600 Ma interprétés comme des zircons hérités, et deux avec des âges $^{206}Pb/^{238}U$ inférieurs à 230 Ma qui ont subi une perte de Pb récente. Enfin, un seul zircon présente un âge subconcordant et correspond à un "jeune" zircon hérité.
Deux groupes semblent se distinguer sur la Figure III-40a : (i) un groupe vers 550 Ma qui fournit un âge moyen pondéré de 562 ± 16 Ma (MSWD = 1.4; n = 8) et (ii) un groupe vers 450 Ma qui donne un âge moyen pondéré de 449 ± 8 Ma (MSWD = 1.8; n = 14; Figure III-40b). Le premier âge est comparable à l'âge édiacarien supérieur obtenu sur les zircons de la métatuffite de Bou Salem (569 ± 8 Ma, JM05-15; cf. Partie II-4-1) et représente probablement l'âge magmatique des métatuffites rhyolitiques rubanées. Le deuxième âge indique l'existence d'un événement Ordovicien supérieur dans le secteur de Tamlalt-Menhouhou.

4-4-3-1. Les zircons de l'albitite (JM04-12)

Quinze analyses ont été effectuées sur les zircons de l'albitite. La plupart d'entre elles sont fortement discordantes et/ou présentent de très fortes erreurs analytiques. Ceci peut être lié aux textures complexes des zircons riches en inclusions solides et/ou fluides. Seulement quatre analyses sont concordantes à subconcordantes avec des âges $^{206}Pb/^{238}U$ de 544 ± 7 Ma, 487 ± 5 Ma, 473 ± 8 Ma et 466 ± 4 Ma. Ces quatre âges sont comparables aux âges obtenus pour la métatuffite rhyolitique rubanée et albitisée (JM04-14).

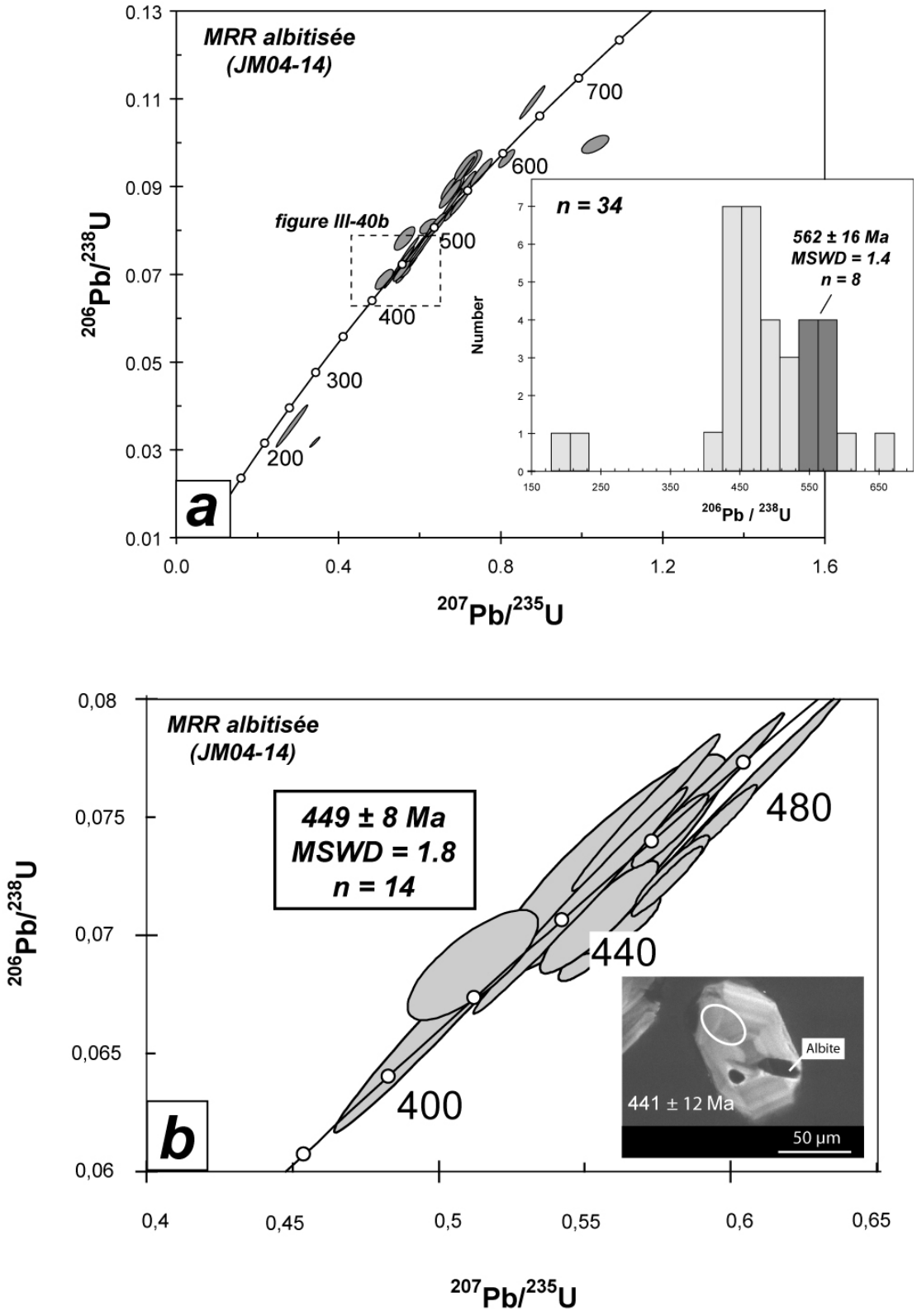


Figure III-40 : a. Diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) des analyses sur monograin de zircon de la métatuffite rhyolitique rubanée et albitisée (JM04-14). En médaillon : histogramme des âges $^{206}Pb/^{238}U$.

b. Agrandissement du diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) pour les zircons dont les âges sont compris entre 420 et 480 Ma. Le cercle sur l'image MEB correspond au spot d'analyse de la sonde ionique.

Sample	Domain	Contents (ppm) Pb	U	Th	Th/U	Measured $^{204}Pb/^{206}Pb$	% Pbc	Corrected ratios $^{207}Pb/^{206}Pb$	±	$^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	Ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	±	$^{207}Pb/^{235}U$	±	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±
JM0414																			
JM0414-0	Rim	6	71	53	0.74	0.0002	0.16%	0.0584	0.0112	0.0933	0.0025	0.7508	0.0294	575	15	569	13	544	23
JM0414-1	Core	9	151	143	0.95	0.0010	1.66%	0.0538	0.0233	0.0688	0.0019	0.5109	0.0360	429	11	419	12	364	48
JM0414-2	Rim	12	175	156	0.89	0.0009	-	0.0520	0.0251	0.0781	0.0022	0.5601	0.0374	485	13	452	14	-	-
JM0414-3	Core	52	553	192	0.35	0.0002	0.38%	0.0583	0.0061	0.1093	0.0031	0.8787	0.0291	668	18	640	14	542	12
JM0414-4	Rim	24	317	367	1.16	0.0001	0.10%	0.0587	0.0077	0.0864	0.0023	0.6986	0.0282	534	14	538	12	554	16
JM0414-5	Rim	12	162	164	1.01	0.0002	0.19%	0.0570	0.0057	0.0867	0.0024	0.6811	0.0280	536	14	527	11	491	12
JM0414-6	Rim	31	509	404	0.79	0.0008	1.46%	0.0568	0.0129	0.0708	0.0019	0.5543	0.0301	441	12	448	11	484	25
JM0414-7	Rim	12	172	167	0.97	0.0004	0.62%	0.0571	0.0141	0.0812	0.0022	0.6396	0.0306	503	13	502	12	496	28
JM0414-8	Core	8	105	74	0.70	0.0003	0.33%	0.0554	0.0131	0.0883	0.0026	0.6745	0.0324	546	16	523	13	428	26
JM0414-9	Core	14	195	207	1.06	0.0001	0.12%	0.0583	0.0085	0.0850	0.0023	0.6839	0.0285	526	14	529	12	542	-
JM0414-10	Core	28	365	460	1.26	0.0001	0.20%	0.0571	0.0082	0.0905	0.0025	0.7123	0.0294	558	15	546	12	496	17
JM0414-11	Core	22	309	374	1.21	0.0001	0.18%	0.0573	0.0093	0.0830	0.0023	0.6556	0.0288	514	13	512	12	502	19
JM0414-12	Rim	8	103	95	0.92	0.0007	1.00%	0.0551	0.0200	0.0951	0.0026	0.7228	0.0338	586	15	552	14	416	40
JM0414-13	Core	15	192	190	0.99	0.0007	1.20%	0.0550	0.0220	0.0898	0.0025	0.6810	0.0351	554	15	527	14	413	44
JM0414-14	Rim	11	135	157	1.16	0.0008	1.29%	0.0547	0.0176	0.0947	0.0026	0.7137	0.0322	583	15	547	14	399	36
JM0414-18	Core	17	266	303	1.14	0.0002	0.35%	0.0550	0.0060	0.0753	0.0027	0.5703	0.0363	468	16	458	13	411	12
JM0414-19	Rim	16	223	314	1.41	0.0003	0.44%	0.0569	0.0253	0.0813	0.0061	0.6382	0.0790	504	36	501	31	488	54
JM0414-20	Rim	11	358	293	0.82	0.0004	0.68%	0.0575	0.0181	0.0354	0.0039	0.2809	0.1127	224	24	251	25	512	38
JM0414-22	Rim	8	139	96	0.70	0.0003	0.47%	0.0546	0.0108	0.0678	0.0050	0.5098	0.0745	423	30	418	25	394	22
JM0414-23	Core	13	213	261	1.22	0.0004	0.61%	0.0555	0.0066	0.0716	0.0039	0.5480	0.0547	446	23	444	19	434	14
JM0414-24	Rim	12	191	139	0.73	0.0004	0.60%	0.0554	0.0259	0.0730	0.0039	0.5577	0.0588	454	23	450	21	430	53
JM0414-25	Rim	7	116	95	0.82	0.0001	0.18%	0.0564	0.0055	0.0749	0.0037	0.5821	0.0496	466	22	466	18	467	12
JM0414-26	Rim	10	161	164	1.02	0.0001	0.12%	0.0576	0.0046	0.0755	0.0039	0.6000	0.0515	469	23	477	19	516	9
JM0414-27	Core	19	298	341	1.14	0.0001	0.11%	0.0579	0.0047	0.0738	0.0014	0.5898	0.0112	459	8	471	7	527	10
JM0414-28	Core	9	139	105	0.75	0.0001	0.05%	0.0582	0.0064	0.0718	0.0013	0.5762	0.0112	447	8	462	7	537	13
JM0414-29	Rim	47	1756	1247	0.71	0.0003	0.45%	0.0775	0.0086	0.0312	0.0010	0.3329	0.0106	198	6	292	8	1133	16
JM0414-30	Rim	11	182	203	1.11	0.0002	0.26%	0.0581	0.0086	0.0686	0.0012	0.5494	0.0110	428	7	445	7	534	17
JM0414-31	Core	12	195	207	1.06	0.0000	0.01%	0.0583	0.0046	0.0714	0.0013	0.5739	0.0108	445	8	461	7	540	10
JM0414-32	Rim	12	194	220	1.13	0.0003	0.54%	0.0578	0.0169	0.0697	0.0013	0.5555	0.0138	434	8	449	9	523	33
JM0414-33	Core	8	130	105	0.80	0.0001	0.08%	0.0571	0.0064	0.0736	0.0014	0.5787	0.0114	458	8	464	7	494	13
JM0414-34	Core	9	111	74	0.67	0.0002	0.25%	0.0759	0.0202	0.0983	0.0018	1.0276	0.0282	604	11	718	14	1091	38
JM0414-35	Rim	9	134	121	0.90	0.0011	1.76%	0.0594	0.0617	0.0768	0.0037	0.6295	0.0491	477	22	496	30	583	122
JM0414-36	Core	20	239	254	1.06	0.0001	0.09%	0.0622	0.0114	0.0950	0.0018	0.8143	0.0177	585	10	605	10	680	23
JM0414-37	Core	21	305	374	1.23	0.0003	0.45%	0.0562	0.0211	0.0801	0.0015	0.6199	0.0174	497	9	490	11	458	43
JM0412																			
JM0412-7	Core	12	180	101	0.56	0.0001	0.08%	0.0580	0.0047	0.0785	0.0009	0.6279	0.0074	487	5	495	5	529	9
JM0412-9	Core	10	138	77	0.56	0.0015	1.78%	0.0587	0.0324	0.0881	0.0011	0.7128	0.0247	544	7	546	15	325	73
JM0412-14	Rim	8	125	58	0.46	0.0009	1.45%	0.0557	0.0257	0.0749	0.0023	0.5751	0.0233	466	14	461	15	440	51
JM0412-15	Rim	8	117	38	0.32	0.0004	0.46%	0.0571	0.0151	0.5996	0.0142	0.0762	0.0014	473	8	477	9	496	30

Tableau III-10 : Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique (CAMECA IMS 1270) des zircons de la métatuffite rhyolitique rubanée albitisée (JM04-14) et de l'albitite (JM04-12).

4-4-4. Résultats des analyses REE des zircons par sonde ionique.

D'après Hoskin (2005), l'analyse des éléments en traces, et plus particulièrement des REE, permet de distinguer les zircons hydrothermaux des zircons magmatiques. Toutefois, d'autres études ont montré qu'il était indispensable de bien connaître la géologie locale et la minéralogie des zircons analysés (Pettke et al., 2005). Notre étude pétrographique, géochimique et minéralogique (cf Partie III-4-4-2) a permis de distinguer la présence des zircons hydrothermaux. Ainsi, l'étude des REE des zircons du secteurs aurifère de Tamlalt-Menhouhou permettrait d'apporter de nouvelles données permettant d'améliorer nos connaissances sur les zircons hydrothermaux. Dans cette partie, nous allons donc nous intéresser à la signature REE des zircons de la MRR albitisée (JM04-14) et de l'albitite (JM04-12). Nous avons également choisi d'analyser les zircons magmatiques de la métatuffites de Bou Salem (JM05-15) pour pouvoir les comparer avec les résultats obtenus sur les zircons de Tamlalt-Menhouhou.

4-4-4-1. Les zircons de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15)

Les zircons de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15) présentent des signatures homogènes caractérisées par de fortes anomalies positives en Ce (Ce/Ce*: 27 to 256), de fortes anomalies négatives en Eu (Eu/Eu*: 0.17 to 0.56) et par des spectres croissants régulièrement du La au Lu ($Sm_N/La_N > 37$) (Figure III-41a; Tableau III-11).

4-4-4-2. Les zircons de la métuffite rhyolitique rubanée(MRR) et albitisée (JM04-14)

Les zircons de la MRR albitisée (JM04-14) sont divisés en deux groupes sur la base de leurs signatures REE (Figure III-41b et Figure III-41c). Le premier groupe présente de fortes anomalies positives en Ce (Ce/Ce*: 16 to 153), des anomalies variables en Eu (Eu/Eu*: 0.31 to 0.86), des spectres graduellement croissants du La au Lu ($Sm_N/La_N > 9$), et des teneurs en REE totales généralement supérieures à 1000 ppm (Tableau III-11). Leurs spectres de REE sont comparables aux spectres des zircons magmatiques de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15). Toutefois, trois zircons de ce groupe semblent se différencier des autres avec des teneurs en REE relativement faibles (ΣREE: 430 to 750 ppm; Tableau III-11) liées aux faibles teneurs en HREE ($Lu_N/Gd_N \leq 10.3$; Tableau III-11; Figure III-41b).

Rq : $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{\wedge 1/2}$; $Ce/Ce^* = Ce_N / (La_N \times Pr_N)^{\wedge 1/2}$

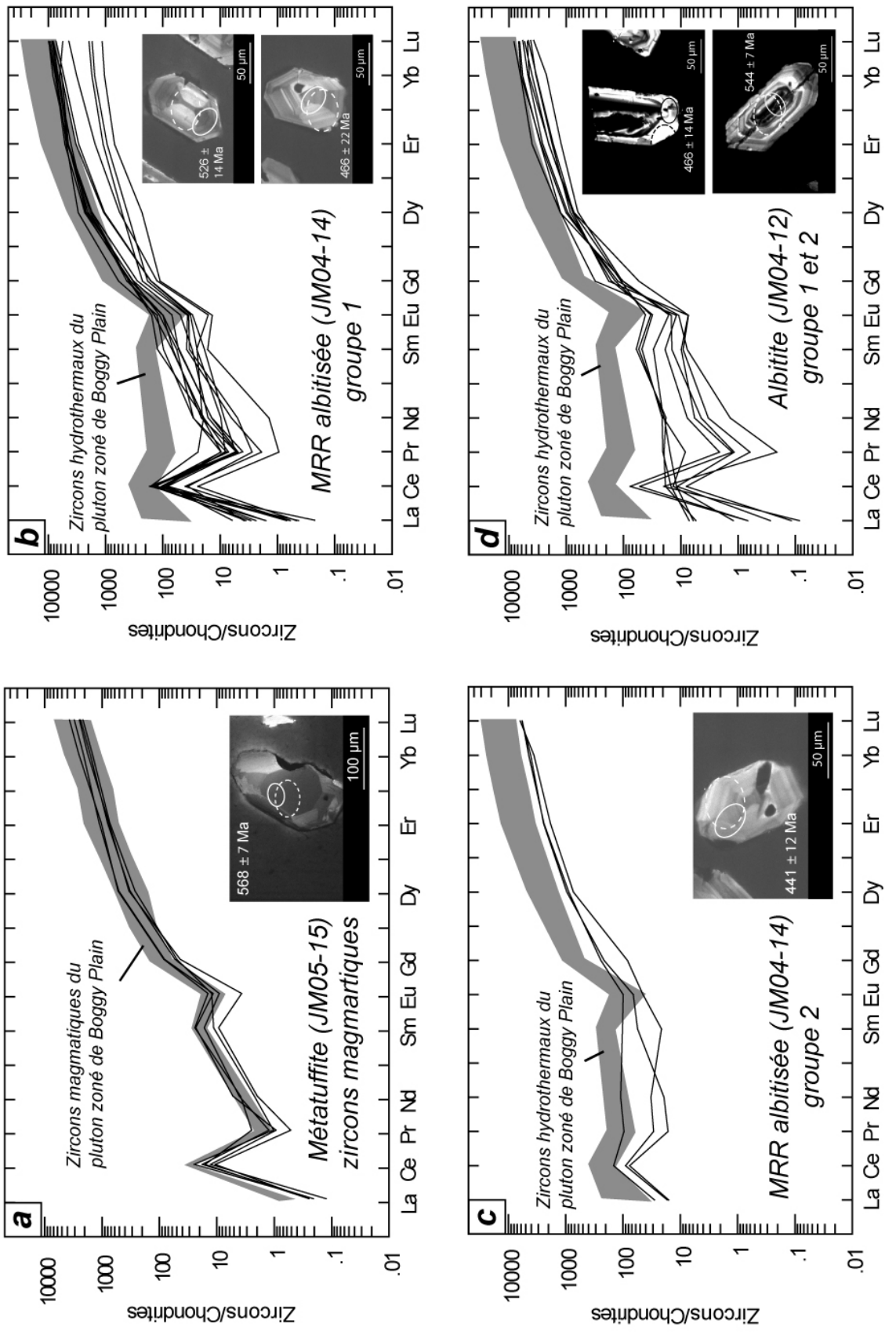


Figure III-41 : Spectres normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les zircons de (a) la métatuffite de Bou Salem (JM05-15), (b et c) de la métatuffite rhyolitique rubanée albitisée (JM04-14) et (d) de l'albitite (JM04-12). Les images MEB correspondent aux zircons analysés pour la datation U/Pb et pour les REE. Les ellipses pleines correspondent aux analyses U/Pb et les ellipses en pointillés correspondent aux analyses REE.

Samples	Contents (ppm) La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Ce/Ce*	Eu/Eu*	Sm_N/La_N	Lu_N/Gd_N	ΣREE	Ages (Ma) $^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$
JM0515																		
JM0515-2	0.06	6.71	0.05	0.94	1.46	0.22	9.23	89.1	130.8	311.4	65.7	30	0.17	37.7	57.6	616	568	565
JM0515-8	0.06	10.05	0.24	1.85	3.81	0.85	17.80	138.7	177.9	448.6	97.5	27	0.18	98.4	44.3	897	568	571
JM0515-9	0.05	11.32	0.12	1.96	2.60	0.54	11.41	85.4	138.5	282.6	62.4	55	0.32	80.5	44.3	597	574	585
JM0515-10	0.03	8.10	0.09	2.52	3.65	0.69	17.31	134.6	193.5	374.2	80.3	57	0.28	188.5	37.5	815	571	572
JM0515-11	0.05	15.64	0.10	1.06	1.79	0.73	10.51	70.2	126.5	259.4	56.8	256	0.56	55.5	43.7	543	590	598
JM0414																		
JM0414-0	0.65	45.42	0.72	6.09	4.04	1.04	26.00	144.2	252.7	543.3	110.9	16	0.31	9.6	34.5	1135	575	569
JM0414-1	3.97	55.44	2.78	15.22	3.25	2.59	17.16	186.6	305.3	610.0	158.6	4.1	1.06	1.3	74.8	1361	429	419
JM0414-2	6.66	89.24	9.12	51.22	15.67	5.76	49.79	224.6	395.3	752.9	145.0	2.8	0.63	3.6	23.6	1745	485	452
JM0414-4	0.85	81.63	0.92	13.79	8.83	6.72	69.04	508.7	755.0	1086.4	143.4	23	0.83	16.1	16.8	2675	534	538
JM0414-5	0.70	95.10	0.68	9.12	10.72	8.25	80.62	568.4	750.8	990.4	213.1	34	0.86	23.8	21.4	2728	536	527
JM0414-6	3.77	47.04	1.55	8.97	8.53	3.84	43.88	242.2	401.8	694.5	146.9	4.8	0.61	3.5	27.1	1603	441	448
JM0414-7	0.17	55.17	0.54	9.73	10.37	6.37	90.89	498.7	708.2	1202.9	228.5	45	0.63	97.1	20.3	2812	503	502
JM0414-9	0.10	105.45	0.47	6.63	8.02	5.80	75.94	589.9	860.4	1277.7	254.7	118	0.72	121.8	27.1	3185	526	529
JM0414-10	0.05	88.34	0.38	6.57	8.19	4.02	67.70	540.7	664.9	1162.8	219.6	153	0.52	240.9	26.2	2763	558	546
JM0414-11	0.38	101.44	2.35	9.21	19.09	9.16	81.71	441.1	748.9	1427.9	250.9	26	0.71	77.8	24.8	3092	514	512
JM0414-12	0.20	68.25	0.77	9.19	4.80	1.58	41.60	268.6	487.1	921.1	197.9	42	0.34	36.9	38.5	2001	586	552
JM0414-13	0.21	107.48	0.42	7.31	5.82	2.38	71.30	426.7	694.1	1193.0	237.6	88	0.36	42.6	27.0	2746	554	527
JM0414-14	0.29	90.97	0.56	3.49	3.56	1.45	41.32	259.3	436.5	836.4	178.0	55	0.37	18.9	34.9	1852	583	547
JM0414-18	0.14	25.47	0.18	3.01	5.97	2.19	47.48	133.0	185.1	298.2	50.1	39	0.40	64.3	8.5	751	468	458
JM0414-23	0.92	22.69	0.27	2.37	5.31	2.09	38.59	106.7	158.3	267.7	44.2	11	0.45	8.9	9.3	649	446	444
JM0414-24	0.11	15.30	0.09	0.67	2.57	0.81	23.24	59.4	117.3	180.7	29.6	37	0.32	35.4	10.3	430	454	450
JM0414-25	0.57	66.51	0.74	13.99	15.14	7.41	123.71	773.2	810.2	1232.1	239.4	25	0.52	41.1	15.7	3283	466	466
JM0412																		
JM0412-4	1.26	11.05	1.81	8.24	8.86	2.33	22.34	184.7	271.2	546.6	113.2	1.8	0.51	10.9	41.0	1172	-	-
JM0412-7	0.16	46.70	0.20	3.59	2.87	0.69	64.15	317.2	462.9	975.7	164.7	64	0.16	27.8	20.8	2039	487	495
JM0412-9	0.03	4.90	0.06	1.55	1.39	0.43	11.06	183.6	332.9	664.4	135.5	30	0.33	77.5	99.2	1336	544	546
JM0412-10	0.16	31.77	0.12	2.67	1.50	0.43	37.17	194.2	329.4	753.1	120.5	56	0.18	14.5	26.2	1471	-	-
JM0412-11	1.65	8.81	1.90	9.62	7.08	1.76	32.80	208.8	283.3	556.6	102.0	1.2	0.35	6.6	25.2	1214	-	-
JM0412-13	1.40	7.07	1.43	8.83	8.00	1.89	28.28	233.5	412.4	765.9	140.1	1.2	0.38	8.9	40.1	1609	-	-
JM0412-14	0.06	7.06	0.11	2.06	2.18	0.85	20.84	320.4	651.9	1059.7	206.4	20	0.39	52.5	80.1	2271	466	461
JM0412-15	0.28	8.08	0.77	9.14	4.45	0.91	21.19	153.6	197.3	364.0	90.4	4.3	0.29	24.6	34.5	850	-	-

Tableau III-11 : Résultats des analyses REE par sonde ionique (CAMECA IMS 3F) des zircons de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15), de la métatuffite rhyolitique rubanée albitisée (JM04-14) et de l'albitite (JM04-12).

Le second groupe (Figure III-41c) est caractérisé par de faibles anomalies positives en Ce (Ce/Ce* < 5), des anomalies en Eu variables (Eu/Eu*: 0.40 to 1) et des spectres plats (Sm_N/La_N < 5) liés à un enrichissement en LREE par rapport au HREE. La teneur totale en REE varie de 650 ppm à 1750 ppm.

4-4-4-3. Les zircons de l'albitite (JM04-12)

Les zircons de l'albitite (JM04-12) se séparent également en deux groupes sur la base de leur signature REE (Figure III-41d). Le premier groupe est caractérisé par de fortes anomalies positive en Ce (Ce/Ce*: 20 – 64), de fortes anomalies négatives en Eu (Eu/Eu*: 0.16 – 0.39), et des spectres graduellement croissants du La au Lu. Le deuxième groupe présente de très faibles anomalies positives en Ce (Ce/Ce*: 1.2 – 4.8), des anomalies négatives en Eu (Eu/Eu*: 0.29 – 0.51) et des spectres plats.

4-4-5. Discussion des résultats obtenus sur les zircons du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou

4-4-5-1. Interprétation des âges U/Pb sur zircons

Dans les zircons des volcanites altérées du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou, deux âges ont été distingués : (i) un âge édiacarien supérieur et (ii) un âge ordovicien supérieur

L'âge édiacarien supérieur est enregistré dans quelques zircons de la métatuffite rhyolitique rubanée et albitisée (JM04-14; 562 ± 16 Ma) et un zircon de l'albitite (JM04-12; 544 ± 7 Ma). Cet âge est en accord avec celui enregistré dans la métatuffite de Bou salem (JM05-15; 569 ± 8 Ma) et correspond à la mise en place des formations volcaniques et volcano-sédimentaires des secteurs de Menhouhou et de Bou Salem.

L'âge ordovicien supérieur a été reconnu dans les deux faciès albitisés. Le nombre d'analyses obtenu (n=14) sur la métatuffite rhyolitique rubanée et albitisée (JM04-14) est suffisamment élevé pour proposer avec confiance l'âge de 449 ± 8 Ma. Sachant que tous les zircons hydrothermaux (zircons renfermant des inclusions solides caractéristiques de la paragenèse de l'altération 1) sont ordoviciens, nous définissons cet âge comme celui de l'événement hydrothermal sodique, et par extension celui de la minéralisation aurifère primaire.

4-4-5-2. Les signatures REE des zircons magmatiques et hydrothermaux

Les résultats obtenus à partir de l'étude minéralogique et géochronologique nous permettent de dire que les zircons édiacariens sont d'origine magmatique et que les zircons ordoviciens sont d'origine hydrothermale. Les zircons présentant des âges intermédiaires sont interprétés comme issus de la perturbation du système U/Pb lors de l'hydrothermalisme et ne seront pas, au cours de cette étude, considérés comme des zircons hydrothermaux.

a. Les zircons magmatiques édiacariens

Dans la métatuffite de Bou Salem (JM05-15) et dans la MRR albitisée de Tamlalt-Menhouhou (JM04-14), les zircons édiacariens présentent une signature REE homogène caractérisée par de fortes anomalies positives en Ce et des anomalies négatives en Eu. La configuration des spectres de REE est similaire à celle des zircons magmatiques décrits par Hoskin (2005) pour le pluton zoné de Boggy Plain (Figure III-41a et Figure III-42). Cette signature REE est donc typique des zircons magmatiques non altérés ayant cristallisé dans un environnement oxydant (Hoskin et Ireland, 2000; Hoskin et Schaltegger, 2003).

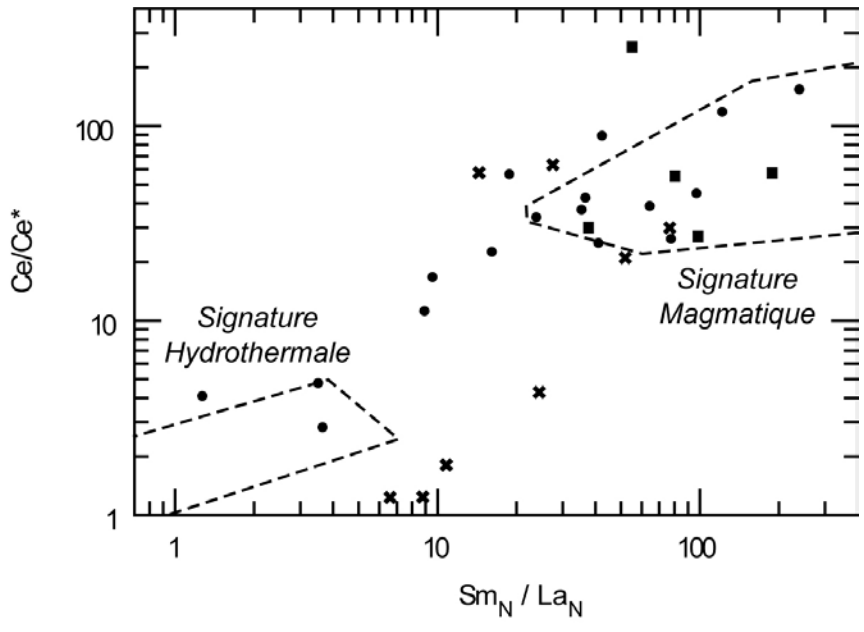


Figure III-42 : Diagramme Ce/Ce* en fonction de Sm_N/La_N. Les carrés représentent les zircons magmatiques de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15), les ronds correspondent aux zircons de la MRR albitisée (JM04-14) et les croix représentent les zircons de l'albitite (JM04-12). Les champs caractéristiques des signatures hydrothermales et magmatiques sont tracés à partir des données de Hoskin (2005) sur les zircons appartenant au pluton zoné de Boggy Plain.

b. Les zircons hydrothermaux ordoviciens

Les zircons hydrothermaux de la MRR albitisée (JM04-14) sont caractérisés par deux types de signature REE : (i) une signature enrichie en LREE ($Sm_N/La_N < 9$) avec de faibles anomalies en Ce ($Ce/Ce^* < 5$) (Figure III-41c) et (ii) une signature "de type magmatique" avec un spectre croissant du La au Lu (Sm_N/La_N : 35.4 to 64.3) et des anomalies positives en Ce (Ce/Ce*: 25 to 38.6) (Figure III-41b).

Les spectres plats, enrichis en LREE, sont similaires à ceux des zircons hydrothermaux du pluton zoné de Boggy Plain décrit par Hoskin (2005) (Figure III-41c et Figure III-42). Les zircons qui présentent ce type de signature sont généralement interprétés comme des zircons ayant cristallisé à partir d'un fluide hydrothermal réducteur (Hoskin et al., 1998; Hoskin and Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005).

Les spectres REE "de type magmatique" diffèrent des zircons magmatiques édiacariens par la présence d'inclusions solides (quartz, albite et xénotime), par des teneurs en REE relativement basses (ΣREE: 430 to 750 ppm), et par de faibles rapports Lu_N/Gd_N ($Lu_N/Gd_N \leq 10.3$) cohérents avec une co-cristallisation avec le xénotime.

Les zircons de l'albitite présentent également les deux types de signature REE (Figure III-41d et Figure III-42). Toutefois, les zircons présentant les spectres plats sont caractérisés par des teneurs en LREE plus faibles que leurs homologues de la MRR albitisée. Ceci peut être expliqué par la co-cristallisation de l'albite (représentant plus de 90 % de la roche) et de la monazite.

c. Signification des signatures REE des zircons de Tamlalt-Menhouhou

Dans le but d'expliquer la signification des signatures enregistrées dans les zircons de Tamlalt-Menhouhou, nous avons conçu les figures III-43a et III-43b qui matérialisent les variations des anomalies en Ce et Eu (Ce/Ce* et Eu/Eu*).

Si les variations de l'anomalie en Ce sont relativement simples à expliquer en terme de changement de l'état redox du système, les variations de l'anomalie en Eu sont plus compliquées à comprendre comme l'ont souligné Hoskin et Schaltegger (2003) avec le "paradoxe de l'Eu". En effet, les zircons ayant cristallisé dans un environnement oxydant présentent tous une anomalie positive en Ce, car le Ce^{4+} sera dominant ($Ce^{4+} >> Ce^{3+}$) et se substituera plus facilement dans le réseau cristallin du zircon que les autres REE trivalentes. Dans ce même environnement oxydant, l'Eu sera présent principalement sous sa forme Eu^{3+} et ne devrait donc pas être fractionné par rapport aux autres REE. Pourtant, la plupart des

zircons présentent à la fois une anomalie positive en Ce et une anomalie négative en Eu. Ceci peut s'expliquer en partie par le fractionnement du plagioclase (qui concentrera l'Eu) durant les premiers stades de l'évolution magmatique (Snyder et al., 1993; Hoskin, 1998; Hoskin and Ireland, 2000), mais également par la possibilité de faire coexister l'Eu^{2+} et le Ce^{4+} sous certaines conditions de fugacité d'oxygène (fO_2) (Hoskin and Schaltegger, 2003).

Dans la figure III-43a, l'anomalie en Eu diminue en même temps que le rapport Ce/Ce*. La diminution de l'anomalie positive en Ce peut s'expliquer par un changement des conditions redox du système qui évolue vers des fO_2 faibles ($Ce^{3+} > Ce^{4+}$). Une telle évolution devrait également augmenter (ou du moins préserver) l'anomalie négative en Eu ($Eu^{2+} > Eu^{3+}$). En conséquence, la corrélation observée sur la Figure III-43a ne peut s'expliquer totalement par un simple changement des conditions redox du système. Nous interprétons donc ces variations chimiques enregistrées dans ces zircons comme le reflet de l'altération de zircons magmatiques par un fluide hydrothermal réducteur et enrichi en Eu. Les fluides hydrothermaux de haute température, réducteurs et riches en chlorures sont généralement caractérisés par des spectres de REE présentant de fortes anomalies positives en Eu (Michard et al., 1983; Michard et Albarède, 1986; Michard, 1989; James et al., 1995; Douville et al., 1999; Figure III-43a). Ce type de fluides est donc un bon candidat pour expliquer la signature REE des zircons magmatiques altérés (Figure III-43a, ligne d'évolution 1-2) et la signature de certains zircons hydrothermaux (Figure III-43b, ligne d'évolution 2-3).

Dans la figure III-43b, L'anomalie négative en Eu augmente en même temps que l'anomalie positive en Ce. Ici encore, une simple évolution des conditions redox ne suffit pas à expliquer une telle évolution. Nous suggérons donc la contribution d'un fluide hydrothermal neutre de basse température (fluide météorique ?) généralement caractérisé par une anomalie négative en Eu (Michard et Albarède, 1986; Michard, 1989).

En conclusion, l'anomalie en Eu dans les zircons hydrothermaux peut s'avérer être un marqueur précieux concernant la chimie des fluides. Ce contrôle de l'Eu par la chimie des fluides a déjà été mis en évidence précédemment pour les zircons hydrothermaux du Granite de Mole (Pettke et al., 2005), où l'anomalie négative en Eu serait issue de la signature héritée d'une source magmatique fortement appauvrie en Eu.

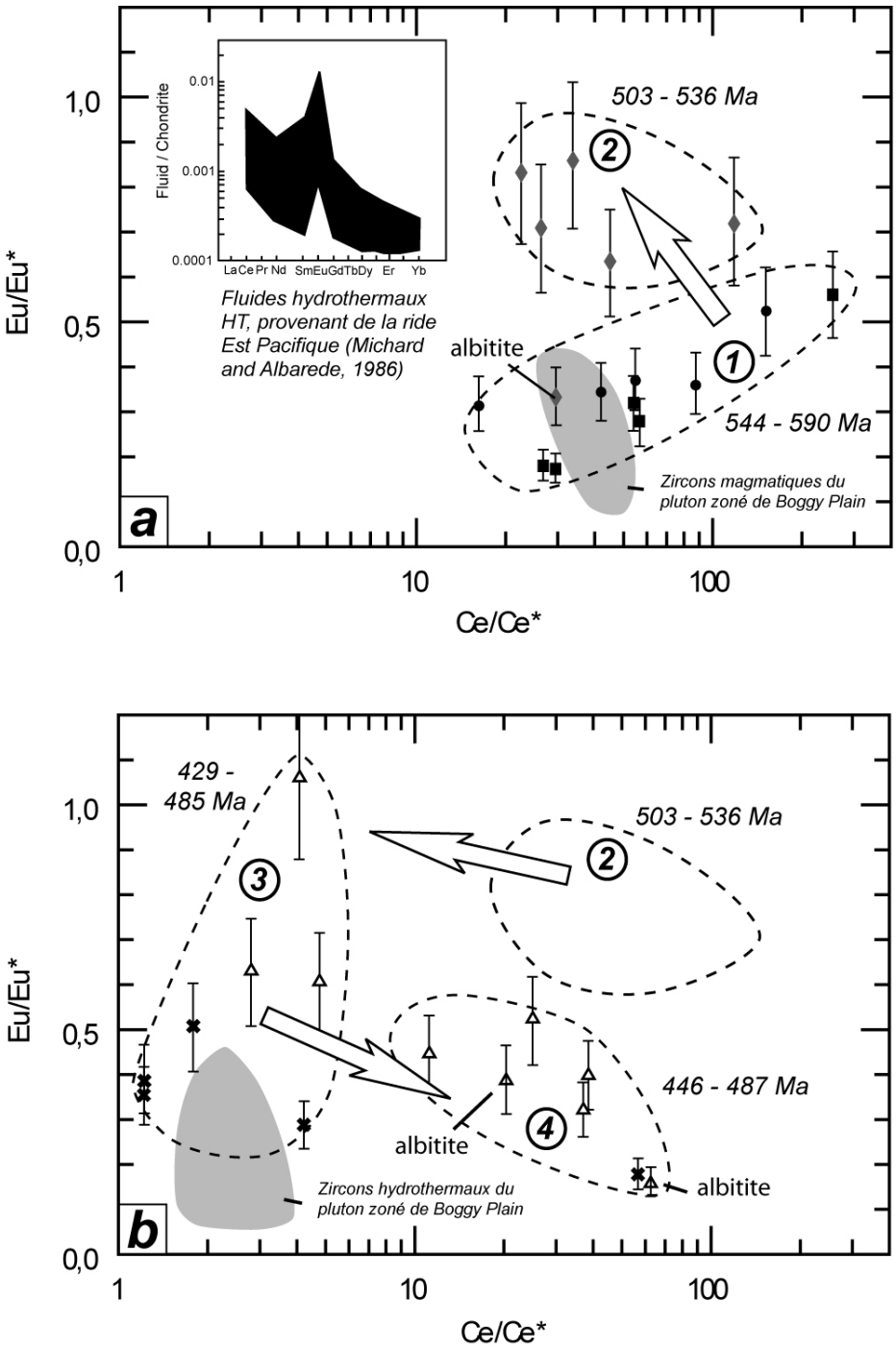


Figure III-43 : Diagrammes Eu/Eu* en fonction de Ce/Ce* (a) pour les zircons > 500 Ma et (b) pour les zircons < 500 Ma. Les carrés représentent les zircons magmatiques de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15), les ronds correspondent aux zircons de la MRR albitisée (JM04-14) et les croix représentent les zircons de l'albitite (JM04-12). Les champs des zircons du pluton zoné de Boggy Plain sont également reportés.

Les signatures REE des zircons, et plus particulièrement les anomalies en Ce et Eu fournissent des informations importantes concernant l'état d'oxydation mais également la nature chimique du fluide durant l'hydrothermalisme. A partir des figures III-43 et III-44, quatre types de zircon peuvent être identifiés dans le secteur de Tamlalt-Menhouhou :

(1). Les zircons magmatiques et les zircons peu altérés. Ils sont caractérisés par de fortes anomalies positives en Ce et négatives en Eu, et par des âges édiacariens.

(2). Les zircons magmatiques altérés par l'hydrothermalisme réducteur et haute température. Ils sont caractérisés par de fortes anomalies positives en Ce, de faibles anomalies négatives en Eu et des âges intermédiaires entre l'Ediacarien et l'Ordovicien.

(3). Les zircons hydrothermaux caractérisés par de faibles anomalies en Ce, des anomalies variables en Eu et des âges ordoviciens supérieurs. Les larges variations en Eu peuvent s'expliquer par la co-cristallisation avec l'albite comme le confirme la présence d'inclusions d'albite dans ces zircons.

(4). Les zircons hydrothermaux caractérisés par des anomalies positives en Ce relativement fortes, des anomalies négatives en Eu et des âges ordoviciens supérieurs. Ils ont cristallisé durant l'évolution des conditions redox du système (augmentation de l'anomalie positive en Ce = augmentation de la fugacité d'oxygène) et durant l'évolution chimique du fluide hydrothermal résultant du mélange entre un fluide de haute température, réducteur et riche en chlorures, et un fluide de basse température et neutre.

d. Mécanismes de formation des zircons hydrothermaux et origine du Zr

Dans ce paragraphe nous discuterons seulement des mécanismes de formation des zircons hydrothermaux au sens large (zircons hydrothermaux et zircons altérés par l'hydrothermalisme).

A partir des résultats issus des études minéralogiques et géochimiques, trois mécanismes peuvent être proposés pour la formation des zircons de Tamlalt-Menhouhou (Figure III-45)

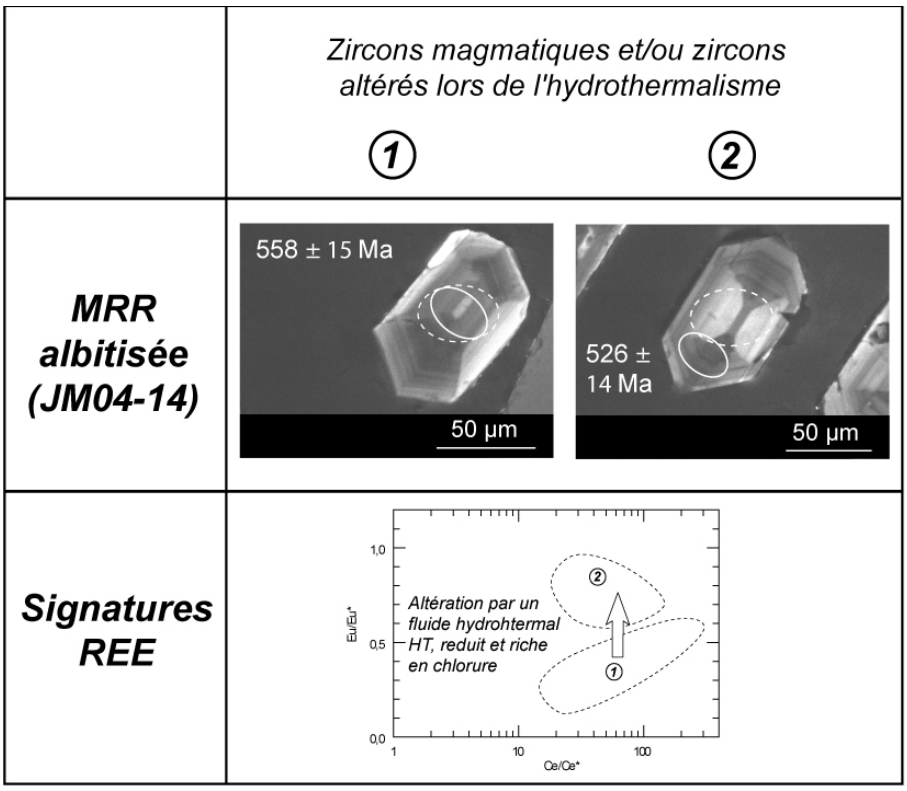
- La dissolution-reprécipitation de zircons présents dans le protolithe de l'albitite (JM04-12) sous l'effet du fluide hydrothermal. Ce mécanisme aboutit à la formation de zones riches en inclusions solides et/ou fluides et caractérisées par un l'absence de signal en cathodoluminescence (Figure III-39a et b).

- Des échanges ioniques entre le fluide hydrothermal et les zircons magmatiques. Aucun critère textural n'a pu permettre de distinguer l'effet de ce mécanisme sur les zircons magmatiques. Toutefois, les analyses géochronologiques et chimiques indiquent une

réouverture du système U/Pb, un léger enrichissement en LREE, et une évolution des anomalies en Ce et Eu.

- La cristallisation directe à partir d'un fluide hydrothermal riche en Zr. Ce mécanisme conduit à la formation de zircons plus ou moins riches en inclusions fluides et/ou solides et pose le problème de l'origine du Zr.

Le zirconium peut avoir deux origines possibles : (i) l'apport de Zr par le fluide hydrothermal, et (ii) la remobilisation du stock de Zr des protolithes. Les observations pétrographiques ont mis en évidence la présence de zircons hydrothermaux au sein de la matrice quartz-albite des volcanites altérées, et en inclusion dans les pyrites. Néanmoins, aucun zircon n'a été observé dans des veines de quartz à pyrite massive, que ce soit sous forme d'inclusions ou de veines de zircon. Les données géochimiques indiquent que le protolithe des roches altérées (les métatuffites rhyolitiques rubanées, MRR) est riche en Zr (~ 300 ppm), ce qui contraste avec le peu de zircons observés en lame mince. Au contraire, les MRR albitisées présentent un grand nombre de zircons en lame mince, pour des teneurs sensiblement identiques (ex: JM04-13 et JM04-21; Annexe 1). Enfin, nous n'avons trouvé aucune corrélation entre les éléments enrichis lors de l'hydrothermalisme ordovicien et le zirconium. Ces résultats pétrographiques et géochimiques ne sont pas cohérents avec un apport de Zr par le fluide, mais plaident en faveur d'une remobilisation du stock de Zr des MRR lors de l'hydrothermalisme ordovicien.



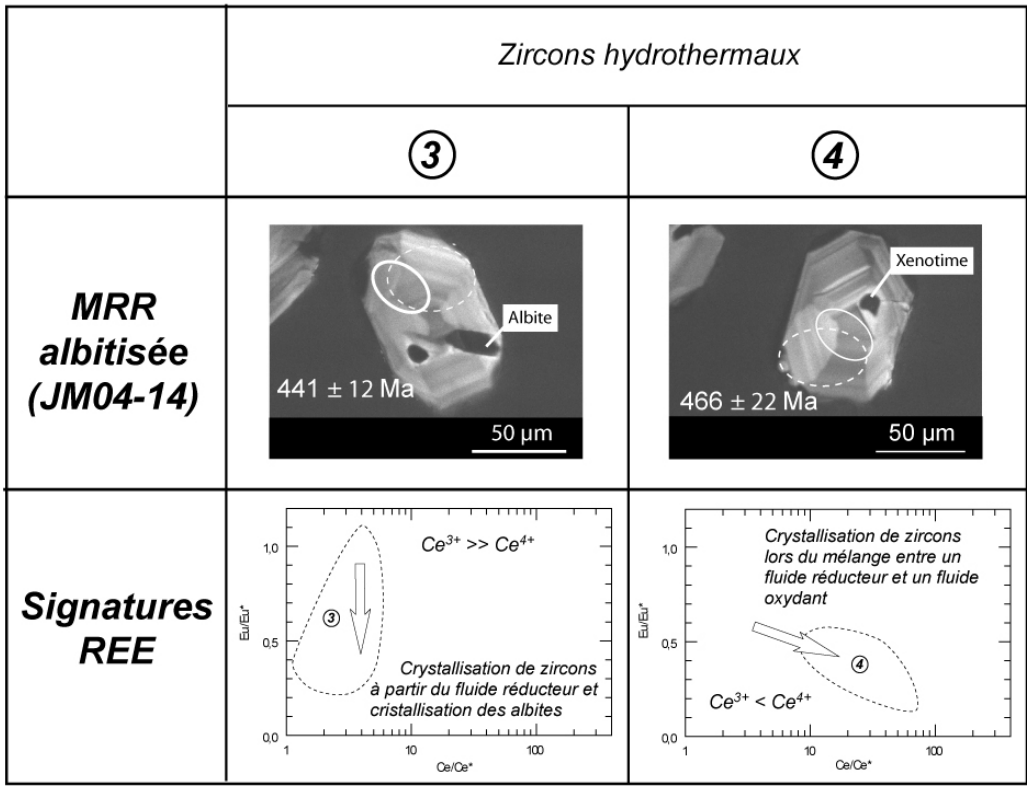


Figure III-44 : Synthèse des caractéristiques minéralogiques et géochimiques des zircons de la MRR albitisée du secteur de Tamlalt-Menhouhou. 1, 2, 3, 4 : details voir le texte et la figure III-36.

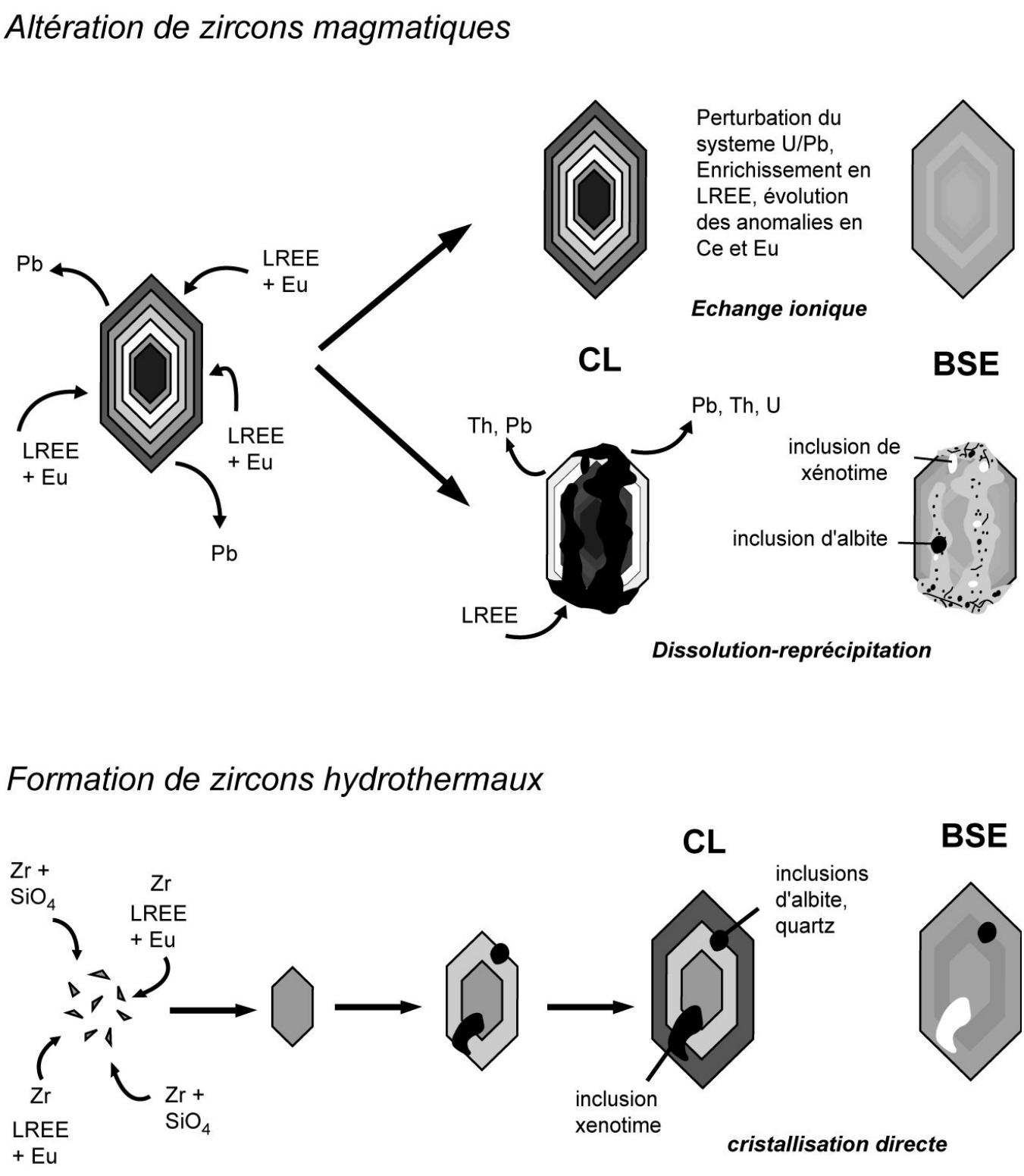


Figure III-45 : Modèles d'altération des zircons magmatiques et de formation des zircons hydrothermaux. Pour les zircons hydrothermaux, le Zr provient du protolithe. CL : image en cathodoluminescence; BSE : image en électrons rétrodiffusés.

4-5. Conclusions de l'étude géochronologique sur le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou

L'utilisation de quatre méthodes géochronologiques différentes a permis de valider trois âges géologiques pour le gisement de Tamlalt-Menhouhou :

Un magmatisme édiacarien supérieur : il est enregistré par la méthode U/Pb sur zircons dans les métatuffites de Bou Salem et les rhyolites de Menhouhou (cf. Partie II-4), et a été retrouvé dans les zircons magmatiques des volcanites albitisées de Tamlalt-Menhouhou.

Un hydrothermalisme ordovicien supérieur : il est enregistré par les quatre méthodes géochronologiques utilisées (Rb/Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Th-Pb et U/Pb). Ceci indique que cet événement occupe une importance considérable dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Cet âge est nouveau dans la boutonnière de Tamlalt et est encore méconnu au Maroc. Seuls quelques âges ordoviciens supérieurs et siluriens inférieurs associés à un volcanisme alcalin ont été reconnus dans la Meseta occidentale et dans l'Anti-Atlas (Huch, 1988; El Kamel et al., 1998; Gasquet et al., 2005). Dans le cas présent, l'enregistrement de cet événement est d'autant plus important qu'il est associé à l'altération sodique et à la minéralisation aurifère primaire du gisement de Tamlalt-Menhouhou.

Un hydrothermalisme tardi-hercynien (-varisque) : il est enregistré par trois méthodes de datation (Rb/Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Th-Pb). Il s'agit d'un événement important puisqu'il se retrouve aussi bien dans le secteur de Menhouhou, que dans les secteurs de Bou Salem et d'Aïn Chair. Il s'agit donc d'un hydrothermalisme régional dont l'âge (293 ± 7 Ma; $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur phengites) concorde avec la phase tectonique D3 tardi-hercynienne décrite par Houari et Hoepffner (2003). Au sein du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou, cette phase hydrothermale a eu des conséquences majeures puisqu'elle est associée à la minéralisation aurifère secondaire.
Si les évènements magmatiques et hydrothermaux varisques sont biens répertoriés au Maroc central (Gasquet et al., 1996), c'est la première fois qu'un tel événement hydrothermal est identifié dans les formations néoprotérozoïques du Haut-Atlas. De plus, l'âge de cet hydrothermalisme est comparable à l'âge obtenu par Gasquet et al. (2004) pour la minéralisation aurifère du gisement d'Iourirn (cf. Partie I-5). Cela souligne l'importance de l'orogenèse varisque concernant la remobilisation de minéralisations primaires.

Chapitre 5. Conclusions sur l'étude du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou a révélé une histoire complexe et polyphasée. Chacun des domaines abordés au cours de cette partie a mis en évidence au moins deux évènements hydrothermaux distincts. Nous allons à présent faire une synthèse de l'ensemble des caractéristiques de chacun de ces épisodes et proposer un modèle génétique pour chacune des minéralisations aurifères.

5-1. L'événement hydrothermal Ordovicien supérieur

5-1-1. Les altérations

L'événement hydrothermal ordovicien supérieur se distingue par une altération sodique et ± calcique intense associée à une tourmalinisation et une muscovitisation significative. Cette altération s'accompagne d'une mobilité importante des éléments et d'un enrichissement caractéristique en Co, Ni, Mo, Cu, As, Sb et Au. Le baryum est quant lui fortement lessivé dans les faciès les plus albitisés. Cet appauvrissement remarquable de protolithes fertiles (métatuffites rhyolitiques rubanées : > 1200 ppm Ba) doit être considéré avec intérêt compte tenu de la présence d'une minéralisation barytique majeure au niveau de la mine de Zelmou, à moins de 30 km au nord-est du gisement de Tamlalt-Menhouhou.

5-1-2. La minéralisation aurifère

La minéralisation observée est principalement composée de pyrites généralement disséminées dans les faciès albitisés, enfermées dans des brèches à hématite, et plus rarement incluses dans des veines de quartz métriques. Ces pyrites sont généralement associées à la chalcopyrite, l'hématite, et dans une moindre mesure à la molybdénite, l'arsénopyrite, la bismuthinite, le cuivre gris (tennantite-tétrahedrite) et l'or. Ce dernier se présente sous forme d'inclusions et/ou de micro-inclusions au sein des pyrites. Les analyses in-situ de ces pyrites

(La-HR-ICPMS) a permis de mettre en évidence des teneurs élevées en Co, Ni, Mo, As, et Cu liées à la présence d'inclusions de sulfures et/ou d'impuretés au sein du réseau cristallin de la pyrite. Les résultats de cette étude ont également souligné le caractère fertile de la minéralisation disséminée et ont posé la question d'une possible extension en profondeur de cette minéralisation primaire.

5-1-3. Age de la minéralisation aurifère : implications géodynamiques et apport de la géochronologie U-Pb sur zircon

5-1-3-1. Rappels des résultats géochronologiques

L'utilisation de différentes méthodes géochronologiques a permis d'identifier un âge **ordovicien supérieur** dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. En dehors de la datation Rb/Sr, cet âge est obtenu à partir des minéraux caractéristiques de la pargenèse de l'altération sodique (± calcique). Cette dernière étant associée à la minéralisation aurifère primaire, nous assumons un âge ordovicien supérieur pour le gisement primaire de Tamlalt-Menhouhou.

5-1-3-2. Implications géodynamiques d'un âge ordovicien supérieur

Très peu d'évènements ordoviciens sont documentés au Maroc. Un âge de 447 ± 12 Ma a été obtenu indirectement pour un magmatisme alcalin dans la Meseta occidentale (El Kamel et al., 1998) et des dykes felsiques ont fourni des âges de 470 Ma dans l'Anti-Atlas (Huch, 1988; Gasquet et al., 2005). Ces produits magmatiques sont associés à des phénomènes de distension qui caractérisent l'histoire paléozoïque précoce du Maroc (El Kamel et al., 1998; El Attari, 2001; Ouali et al., 2001; Ouali et al., 2003). Ces évènements pourraient correspondre au démantèlement de la bordure nord de la Pannotia conduisant à la séparation des micro-continents (ou terranes) Avalonia et Cadomia.
Le fait que la minéralisation aurifère primaire du gisement de Tamlalt-Menhouhou soit liée à un contexte géodynamique encore méconnu au Maroc ouvre la voie vers de nouvelles cibles de prospection dans le cadre de la recherche minière.

5-1-3-3. Apport de cette étude sur la datation de systèmes hydrothermaux complexes

L'acquisition d'un âge absolu de l'altération sodique (± calcique) s'est avérée déterminante pour la compréhension du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Le choix de minéraux adaptés ainsi que de techniques analytiques de pointe est donc essentiel lorsque l'on s'intéresse à des gisements aussi complexes. Dans notre étude, l'analyse pétrographique et géochimique des altérations, et notamment l'examen du comportement du zirconium lors de l'hydrothermalisme, a justifié l'utilisation du zircon pour la datation de l'altération sodique et de la minéralisation aurifère. L'apport de méthodes géochronologiques complémentaires sur des minéraux plus "classiquement" utilisés en métallogénie (ex : datation $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur muscovites et datation U-Th-Pb sur monazites) a permis de corroborer les âges obtenus sur les zircons, et de confirmer leur aptitude à enregistrer des évènements hydrothermaux majeurs. Toutefois, en raison de l'absence d'un critère unique permettant de différencier les zircons hydrothermaux des zircons magmatiques, une étude pétrographique, minéralogique et géochimique complète s'est avérée nécessaire pour valider les âges obtenus.
Ainsi, notre étude souligne le potentiel des zircons hydrothermaux et de la géochronologie U-Pb in-situ pour la datation de gisements hydrothermaux.

5-1-4. Nature des fluides hydrothermaux

En raison de la complexité de la zone d'étude illustrée par la succession de nombreux évènements magmatiques et hydrothermaux, nous n'avons pas pu réaliser d'études sur les inclusions fluides. Ce type de travail demanderait un échantillonnage ciblé et un décryptage complet des différentes générations d'inclusions fluides. Toutefois, nous pouvons déjà donner quelques éléments de réponse sur la nature des fluides responsables de la minéralisation aurifère primaire.
Tout d'abord, l'albitisation intense peut traduire la percolation de deux types de fluides (Boulvais et al., 2007) :

(i) La circulation d'un fluide aqueux le long d'un gradient de température, proche de l'équilibre chimique avec les roches encaissantes (Pascal, 1979 et Carten, 1986). L'augmentation de pression et de température augmente l'activité du rapport K/Na de la phase fluide en équilibre (Orville, 1963 et Lagache and Weisbrod, 1977). Par conséquent, lors de

l'interaction roche-fluide, l'encaissant doit perdre du K et gagner du Na pour maintenir l'équilibre.

(ii) La circulation de fluides à forte salinité peuvent aussi provoquer une albitisation intense. Cette composition particulière du fluide hydrothermal peut être issue du magmatisme (Hall et al., 1988 et Aslund et al., 1995), provenir de l'interaction entre des fluides magmatiques et/ou métamorphiques et des niveaux évaporitiques (Barton et Johnson, 1996) ou encore correspondre à des saumures de bassins (McLelland et al., 2002).

La première hypothèse implique une albitisation localisée dans les parties proximales de l'intrusion magmatique. Dans le secteur de Tamlalt-Menhouhou, aucune intrusion magmatique n'a pu être mise en évidence lors des missions de terrain ou suite à l'analyse des sondages profonds (300-400 m). L'hypothèse de l'évolution du fluide le long d'un gradient de température apparaît donc peu probable. Par conséquent, il semble qu'il s'agisse de la percolation d'un fluide hyper-salin au sein des formations volcano-sédimentaires. Les données isotopiques du soufre sur les pyrites semblent indiquer une origine magmatique ($\delta^{34}S \sim -2.5‰$) plutôt que l'apport de saumures de bassin. L'étude géochimique des zircons hydrothermaux indique une cristallisation à partir d'un fluide de haute température, réducteur et riche en chlorure compatible avec un fluide d'origine magmatique, mais souligne également un mélange avec un fluide de basse température et neutre (voir III-4-4-5).
Par conséquent, même si l'on peut suspecter une origine magmatique, nous manquons de données pour conclure sur la question de l'origine de la forte salinité de ces fluides.

5-1-5. Proposition d'un modèle métallogénique pour la minéralisation aurifère ordovicienne supérieure

En raison de l'importance des phénomènes ultérieurs à l'épisode hydrothermal ordovicien supérieur, il est difficile de proposer un modèle génétique incontestable. Toutefois, certaines caractéristiques associées à la minéralisation primaire du gisement de Tamlalt-Menhouhou ont attiré notre attention :

(i) L'altération sodique (± calcique) très importante et extrêmement pénétrative associée à la présence de tourmaline.

(ii) Le type de structures minéralisées : minéralisation disséminée et brèches à hématite dominante, et relativement peu de veines minéralisées.

(iii) La relative faible quantité de sulfures.

(iv) Les minéraux métalliques accompagnant l'or (ex. chalcopyrite, molybdénite, tellures de bismuthe, barytine) et l'enrichissement significatif en Co, Ni, Cu, Mo, As, Sb et ± Bi ± Au des roches altérées.

Ces caractéristiques sont comparables à celles généralement associées au Iron Oxide Copper-Gold deposits (IOCG; Williams et al., 2005). Ainsi, nous proposons de classer le gisement aurifère ordovicien de Tamlalt-Menhouhou dans la catégorie des IOCG. Cependant, des analyses pétrographiques, métallogéniques et géochimiques complémentaires seront nécessaires afin d'affiner ce modèle.

Un modèle préliminaire pour la formation de ce gisement est présenté en figure III-46. Nous supposons la présence d'une intrusion cachée qui serait la source des fluides hydrothermaux ($\delta^{34}S_{pyrite} \sim$ -2.5‰) et des minéralisations. L'absence de valeurs positives élevées des isotopes du soufre semblerait indiquer qu'il n'y a pas de contribution de l'eau de mer et/ou du lessivage de niveaux évaporitiques. Toutefois, nous manquons encore de données sur les pyrites pour contraindre de manière certaine la source des fluides hyper-salins. De plus, l'étude des REE sur les zircons indique un mélange entre un fluide haute température et réducteur avec un fluide neutre de basse température.

Enfin, étant donné les fortes teneurs en baryum des formations felsiques, nous proposons un lessivage du Ba lors de l'hydrothermalisme sodique et une re-concentration sous forme de barytine dans les parties distales du gisement lors du mélange avec un fluide riche en soufre et oxydant. Cet hypothèse serait à considérer dans le cadre d'une étude du gisement de barytine de la mine de Zelmou situé à moins de 30 km au nord du gisement de Tamlalt-Menhouhou.

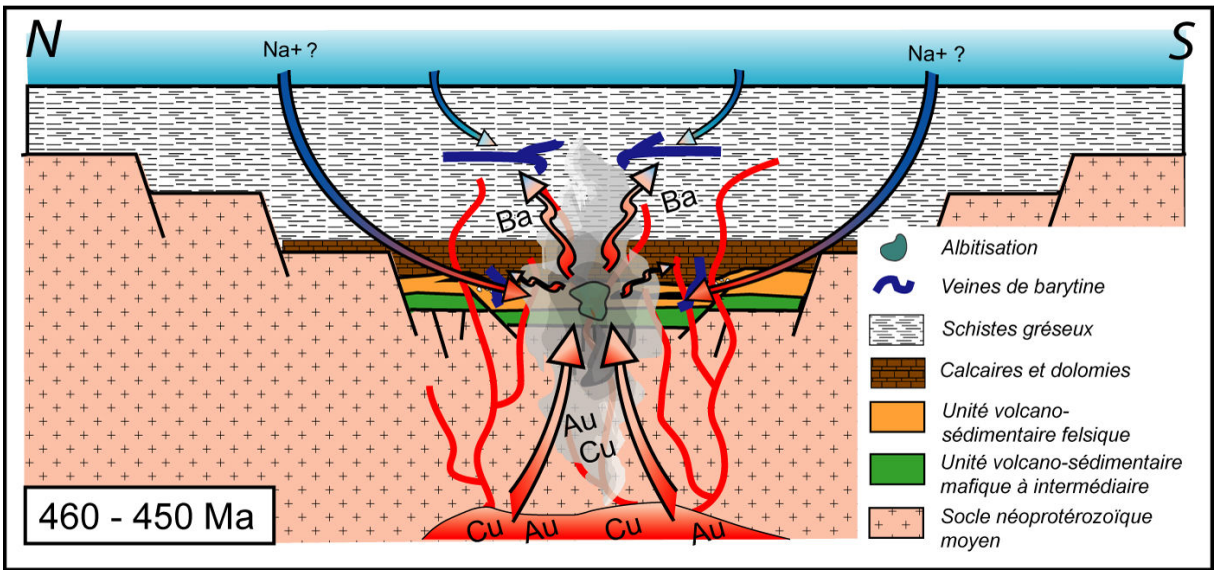


Figure III-46 : Modèle génétique préliminaire proposé pour le gisement de Tamlalt-Menhouhou à l'Ordovicien supérieur.

5-2. L'événement hydrothermal Stéphano-Autunien (tardi-varisque)

5-2-1. Les altérations

L'événement hydrothermal stéphano-autunien (tardi-varisque) se distingue par une altération phylliteuse très développée le long des décro-chevauchements recoupant le secteur de Tamlalt-Menhouhou. Elle s'accompagne d'une mobilité relativement réduite des éléments majeurs et en traces, et ne présente pas d'enrichissement systématique d'un ou plusieurs éléments. De plus, les rares valeurs anomales (ex. Cu, Mo) semblent héritées de l'albitisation antérieure et/ou issues d'un lessivage des roches volcano-sédimentaires.

5-2-2. La minéralisation aurifère

Même si les faciès caractéristiques de l'altération 2 ne présentent pas d'enrichissement significatif en métaux, les zones les plus altérées et déformées sont accompagnées d'une minéralisation aurifère renfermée dans des veines de quartz orientées NE-SW. Ces dernières sont intimement liées aux bandes de cisaillement formées lors de phase D3 décrite par Houari

et Hoepffner (2003). Cette minéralisation correspond à celle décrite par l'ONHYM dès 1999. Par conséquent, les réserves calculées (7 tonnes Au; El Hakour, 2005) coïncident avec l'estimation de cette minéralisation aurifère.

5-2-3. Âge de la minéralisation aurifère

Plusieurs datations ont été effectuées pour contraindre l'âge de l'altération argilleuse et phylliteuse (altération 2), des veines de quartz aurifères, et par conséquent l'âge de la minéralisation aurifère secondaire. Nous avons utilisé un approche pluridisciplinaire puisque nous avons réalisé des datations sur minéraux séparés (ex. $^{40}Ar/^{39}Ar$ phengites) et sur roche totale (ex. Rb/Sr) à la fois dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou et dans les secteurs de Bou Salem et d'Ain Chair. Ainsi, nous avons identifié un événement tardi-varisque intense dans l'ensemble de la boutonnière de Tamlalt, qui coïncide avec l'événement hydrothermal stéphano-autunien (293 ± 7 Ma) enregistré dans les phengites de l'altération 2 et des veines de quartz aurifère du secteur de Tamlalt-Menhouhou.
Cet âge Stéphano-Autunien pour la minéralisation aurifère secondaire concorde bien avec la phase tectonique D3 tardi-varisque décrite par Houari et Hoepffner (2003)

5-2-4. Proposition d'un modèle métallogénique pour la minéralisation aurifère secondaire

La minéralisation aurifère secondaire est associée aux minéraux caractéristiques de l'altération 2 (ex : phengite, argiles, quartz, chlorite) et se retrouve encaissée dans des veines de quartz contrôlées par un épisode cisaillant dextre. En raison de l'association étroite de la minéralisation aurifère secondaire avec les décro-chevauchements recoupant le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou, nous proposons de classer le gisement aurifère "secondaire" dans la catégorie des "Shear zone-related gold deposits" (Figure III-47). La phase de déformation cisaillante dextre tardi-varisque (Houari et Hoepffner, 2003) se traduit par la formation de plis kilométriques synschisteux de direction globales E-W, et de grands accidents cisaillants orientés E-W à NE-SW. L'individualisation de ces décro-chevauchements s'accompagne d'une altération poussée liée à la circulation de fluides métamorphiques. Ces fluides aurait permis la remobilisation du stock aurifère primaire ainsi que la remobilisation

de la barytine ordovicienne, et leur reconcentration au sein de veines de quartz aurifère et d'une deuxième génération de veines de barytine. Ces dernières avaient déjà été décrites précédemment et associées avec la déformation varisque (Rajlich, 1982).

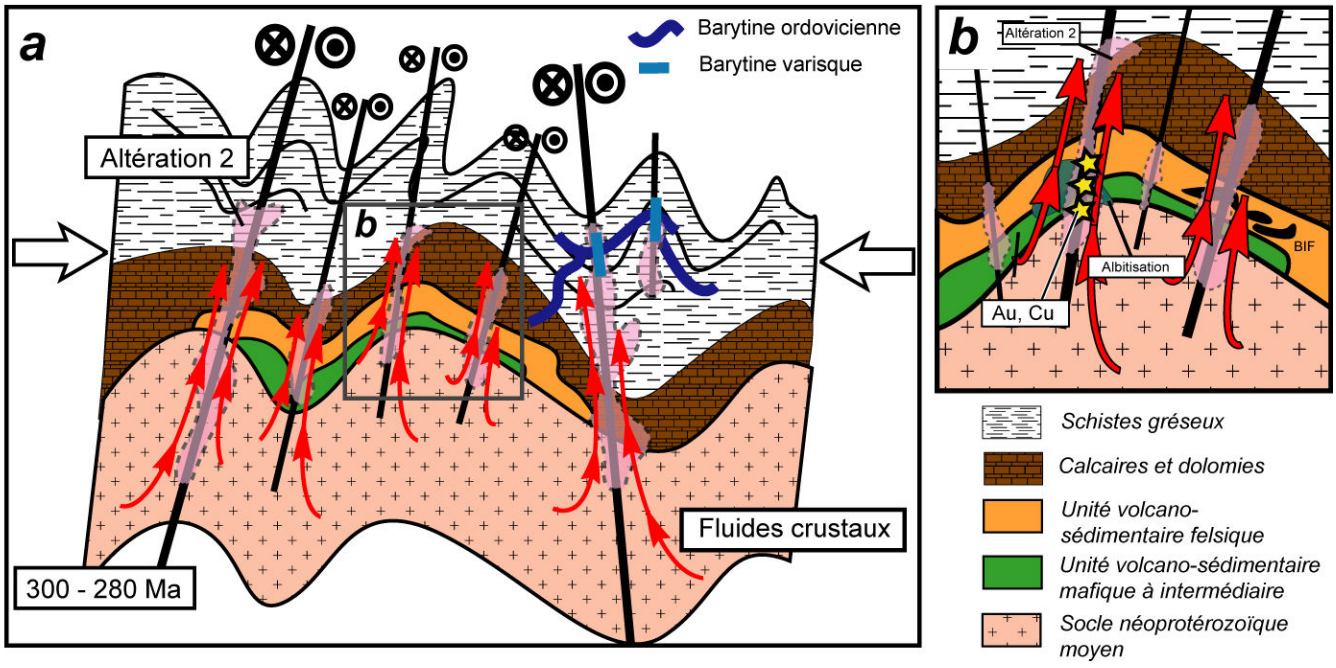


Figure III-47 : Modèle génétique proposé pour le gisement de Tamlalt-Menhouhou au Stéphano-Autunien.

Conclusions générales

Conclusions générales

Ce travail avait pour objectif de comprendre la formation des minéralisations aurifères identifiées par L'ONHYM en 1999 dans le secteur de Tamlalt-Menhouhou (El Hakour, 2000). Cette étude ne pouvait se passer de travaux de terrain conduisant à l'élaboration d'une carte géologique du secteur de Menhouhou et d'un log synthétique des formations néoprotérozoïques encaissantes de la minéralisation (cf. Partie II). Ces données ont servi de base aux études géochimiques et géochronologiques du secteur de Menhouhou qui ont conduit à une meilleure compréhension de la géodynamique protérozoïque dans le Haut-Atlas oriental. De part sa localisation particulière, à la limite de deux domaines structuraux (Anti-Atlas et le Haut-Atlas), le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou était susceptible d'avoir connu une histoire polyphasée depuis les derniers évènements de l'orogenèse panafricaine, en passant par les différentes phases de l'orogenèse varisque, jusqu'aux évènements atlasiques (cf. Partie I). En conséquence, nous avons été contraints d'adopter une approche pluridisciplinaire (cf. Partie III) qui s'illustre notamment par l'utilisation de méthodes géochronologiques complémentaires.

Nous résumerons donc ici les principaux points qui ressortent de cette étude ainsi que les impacts des résultats obtenus sur la compréhension de la géodynamique au Maroc et sur les modes de formation des minéralisations aurifères qui offrent de nouvelles perspectives d'exploration. De plus, nous montrerons l'intérêt d'une étude détaillée des zircons hydrothermaux dans le cadre de la caractérisation d'un gisement polyphasé.

1. Implications géodynamiques

1-1. Le socle paléoprotérozoïque dans le Haut-Atlas oriental

Les données obtenues sur les zircons hérités des formations néorprotérozoïques de la boutonnière de Tamlalt interroge sur *l'existence d'un socle paléoprotérozoïque sous le domaine structural du Haut-Atlas oriental*. Les zircons hérités ont permis d'identifier deux âges paléoprotérozoïques concordants : 2184 ± 28 Ma et 2052 ± 20 Ma. Le dernier âge (2052 ± 20 Ma) est comparable à ceux obtenus pour les zircons du socle paléoprotérozoïque de l'Anti-Atlas occidental (~ 2.05 Ga; Gasquet et al., 2001; Chalot-Prat et al., 2001; Thomas et al., 2002; Walsh et al., 2002; Barbey et al., 2004). Par contre, l'âge le plus ancien (2184 ± 28 Ma) est encore mal défini au Maroc. Au Ghana, en Côte d'ivoire et au Burkina Faso (dorsale de Leo), il correspond à la phase principale de l'orogenèse éburnéenne (Gasquet et al., 2003). La présence de cet âge ancien au Maroc pose la question de l'existence de deux évènements magmatiques paléoprotérozoïques distincts (2.18 Ga et 2.04 Ga) associés à une accrétion polyphasée de la croûte paléoprotérozoïque autour de noyaux archéens (Hirdes et al., 1996; Barbey et al., 2004)

La confirmation de la présence d'un socle paléoprotérozoïque sous le domaine du Haut-Atlas apporterait également des informations sur l'extension du Craton Ouest Africain vers le nord. En effet, cela impliquerait que, contrairement à ce que proposent par certains auteurs (ex. Hefferan et al. 2000; Ennih et Liegeois, 2001), *la Faille Sud-Atlasique ne correspondrait pas à la limite nord du Craton Ouest-Africain* (WAC). L'absence de séquence ophiolitique le long de cet accident lithosphérique écarte également la possibilité qu'il s'agisse d'une zone de suture entre des blocs peri-Pannotia (ex. Avalonia et Cadomia s.l.) et le WAC. Ainsi, il se pourrait qu'il s'agisse d'une accident lithosphérique majeur intra-cratonique similaire à la zone de cisaillement Liquine – Ofqui (Figure IV-1) situé sur la marge Sud-Américaine et qui se serait développée à la suite de la subduction oblique (Cembrano et Hervé, 1993) ou lors du passage en subduction de la dorsale du Chili (Forsythe et Nelson, 1985).

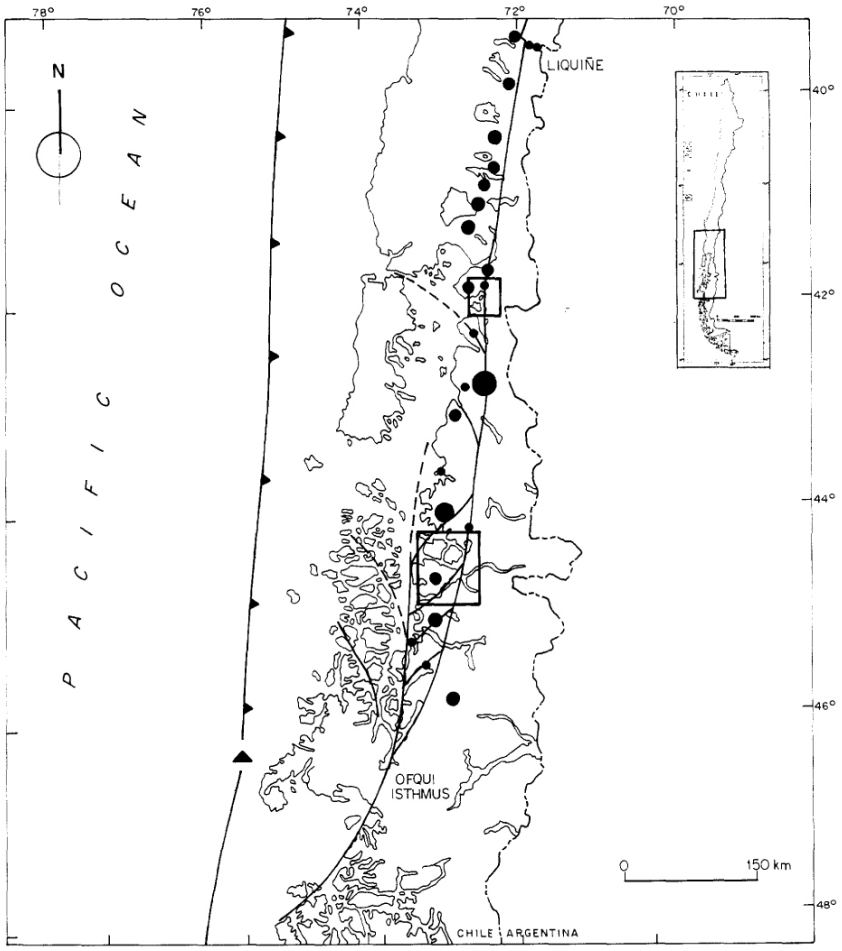


Figure IV-1 : Géométrie régionale du système de failles Liquine-Ofqui d'après Cembrano et Hervé (1993). Les ronds noirs représentent la localisation du volcanisme d'arc.

1-2. Les formations néoprotérozoïques du Haut-Atlas oriental

L'étude des formations volcano-sédimentaires des secteurs de Menhouhou et de Bou Salem souligne l'histoire complexe de cette zone au Néoprotérozoïque supérieur. Tout d'abord, sept zircons hérités au sein des métatuffites de Bou Salem ont enregistré un âge à 630 ± 9 Ma. Cet âge à été récemment identifié au sein de l'Anti-Atlas (Inglis et al., 2005; Liegeois et al., 2006) et du Haut-Atlas (Eddif et al., 2007). D'autres études géochronologiques sur les formations néoprotérozoïques de Bou Salem, Menhouhou et Bou Kaïs (Algérie) s'avéreraient intéressantes pour savoir si les formations de cet âge sont communément présentes sous l'Anti-Atlas et le Haut-Atlas oriental.

Comme pour les formations volcaniques de Bou Kaïs (Sedikki et al., 2004), les signatures multi-élémentaires des roches mafiques des secteurs de Menhouhou et de Bou

Salem se sont avérées incompatibles avec une signature de basaltes d'arc volcanique. Au contraire, elles sont similaires aux signatures attendues pour les basaltes formés dans un contexte de bassin d'arrière-arc. Ces formations, représentant les roches les plus anciennes qui affleurent dans la boutonnière de Tamlalt, sont limitées à leur sommet par des métatuffites datées à 569 ± 8 Ma.

Dans la boutonnière de Tamlalt, la mise en place des unités felsiques, et plus particulièrement des métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR), est contemporaine d'un hydrothermalisme important conduisant notamment à un enrichissement très significatif en baryum (MRR > 1200 ppm Ba) et à la précipitation de formations ferrifères (BIF). Ceci souligne le *caractère fertile de la croûte au Néoprotérozoïque supérieur.*

La présence de Banded Iron Formation (BIF), ainsi que la présence d'une valeur négative en $\delta^{13}C$ ($\delta^{13}C$ = -4.5 ‰) dans les calcaires et dolomies du Cambrien, indiquent l'existence d'une période de glaciation à la fin de l'Ediacarien. Les données géochronologiques obtenues sur les rhyolites sommitales (545 ± 9 Ma), représentant la limite supérieure du volcanisme néoprotérozoïque, ainsi que la comparaison de la valeur du $\delta^{13}C$ des calcaires et dolomies avec les données de la littérature (Halverson, 2005) montrent qu'il s'agit *de la période de glaciation "Gaskiers"*.

Enfin, l'âge obtenu pour les rhyolites sommitales (545 ± 9 Ma), qui présentent un contact concordant avec les calcaires et dolomies, semble indiquer la présence d'une coupe lithostratigraphique remarquable concernant la transition Néoprotérozoïque-Cambrien.

1-3. L'événement ordovicien supérieur

Au cours de cette étude nous avons également mis en évidence un événement ordovicien supérieur dans le secteur de Menhouhou (zircons : 449 ± 8 Ma). Il s'agit ici d'un événement hydrothermal, et aucun produit magmatique associé n'a pu être identifié. Toutefois, nous pouvons supposer la présence d'un magmatisme dissimulé sous la boutonnière de Tamlalt, d'autant plus que ce magmatisme a pu être observé dans l'Anti-Atlas et la Méséta occidentale (El Kamel et al., 1998; El Attari, 2001; Ouali et al., 2001; Ouali et al., 2003). Cet âge ordovicien supérieur peut être lié au phénomène d'extension associé à la séparation des blocs peri-Pannotia, et plus précisément aux micro-continents Cadomia lors de l'ouverture de la Paléotéthys.

1-4. Perspectives

Malgré l'apport des récentes données géochimiques et géochronologiques sur les formations édiacariennes au Maroc ces dix dernières années, il subsiste des zones d'ombre concernant l'histoire géodynamique au Néoprotérozoïque supérieur. Nous nous interrogeons, notamment, sur les raisons de la présence d'une anomalie thermique qui persiste durant près de 40 Ma, sur l'importance du phénomène d'extension au Néoprtérozoïque supérieur, ainsi que sur l'existence de signatures géochimiques particulières de certaines roches mafiques (Touil, 1999; Pelleter, 2005). Les travaux effectués sur les micro-continents Avalonia et Cadomia (Nance et al., 2002 et Keppie et al., 2003), apportent un élément de réponse avec le passage en subduction d'une dorsale à la fin du Néoprotérozoïque. Cette hypothèse ne peut pas être actuellement vérifiée au Maroc en raison du manque de données géochimiques et géochronologiques. Toutefois, le passage en subduction d'une dorsale pourrait expliquer la présence de l'anomalie thermique importante, le phénomène d'extension et l'abondance des gisements métallifères dans l'Anti-Atlas.

Il serait donc intéressant de réaliser une étude géochimique et géochronologique systématique des formations mafiques appartenant aux terrains néoprotérozoïques supérieurs de l'Anti-Atlas et du Haut-Atlas. Ainsi, il serait possible de comparer les résultats obtenus avec les données existantes pour les contextes actuels de subduction de dorsale (ex. péninsule de Baja-Californie, Pallares et al., 2007; région du lac General Carrera en Patagonie, Guivel et al., 2006).

2- Les minéralisations aurifères de Tamlalt-Menhouhou

2-1. La minéralisation aurifère ordovicienne supérieure

Au cours de notre étude, nous avons identifié une minéralisation aurifère primaire associée à un événement hydrothermal Ordovicien supérieur. Cet épisode s'accompagne d'une altération sodique (± calcique) pénétrative qui se traduit par une forte mobilité des éléments et un enrichissement en Au, Cu, Fe, Co, Ni, Mo, As, Sb ± Bi. Même si la quantité de sulfures demeure limitée, les minéralisations sont principalement représentées par des sulfures disséminés (surtout pyrite et chalcopyrite) et des brèches à hématite. Ces caractéristiques (altération sodique-calcique, faible quantité de sulfures, présence de brèches à hématite, et

minéralisation "polymétallique") nous laissent penser que le gisement aurifère primaire de Tamlalt-Menhouhou peut être classé dans les gisements de type "Iron Oxide Copper Gold deposit" (Hitzman et al., 1992).

Cinq grandes caractéristiques définissent les IOCG (Williams et al., 2005) :

1- L'altération sodique-calcique régionale, associée à une altération potassique et à oxyde de fer plus restreinte,

2- Le caractère polymétallique de la minéralisation (Fe, Au, Cu, U, REE, Nb, Ag, P, Co, Ni, Mo, Bi),

3- Les faibles teneurs en sulfures,

4- Le large éventail de structures minéralisées : brèches, minéralisation disséminée, veines, lentilles massives.,

5- Des fluides hyper salins dont l'origine n'est pas encore clairement établie.

Toutefois, de nombreuses questions subsistent notamment sur le rôle du magmatisme concernant les fluides hydrothermaux, le contrôle structural ou encore le ou les contextes géodynamiques associés à la formation de ces gisements. Aujourd'hui, les études se multiplient car ces gisements apparaissent attractifs en raison de leur ressources significatives en métaux de bases et métaux précieux.

Cette étude à également souligné l'apport de la technique d'analyse in-situ des pyrites par La-HR-ICPMS, qui a permis de montrer le potentiel de la minéralisation disséminée, notamment dans les zones les plus profondes (ex. Sondage 28 côte 365m). Ceci nous amène donc à proposer une éventuelle extension de la minéralisation en profondeur.

Cet événement minéralisateur de l'Ordovicien supérieur bouleverse les connaissances métallogéniques au Maroc. *En effet, il s'agit d'un âge nouveau concernant la formation de gisements métallifères au Maroc qui ouvre des pistes intéressantes pour l'exploration minière.*

Enfin, dans le secteur de Tamlalt-Menhouhou, cet événement hydrothermal s'accompagne d'un lessivage important du baryum contenu dans les roches volcano-sédimentaires édiacariennes. Les conséquences de ce lessivage devront être prises en compte en ce qui concerne la formation des veines de barytine situées dans le secteur de Menhouhou et au niveau de la mine de barytine de Zelmou.

2-2. La minéralisation aurifère varisque

L'étude géochronologique $^{40}Ar/^{39}Ar$ réalisée sur les veines de quartz aurifère décrites par l'ONHYM (El Hakour, 2000), et sur les phengites appartenant au faciès d'altération associé aux décro-chevauchements (altération 2) a permis de mettre en évidence un événement hydrothermal tardi-varisque (stéphano-autunien; 293 ± 7 Ma). Cet épisode est associé à la phase de déformation cisaillante dextre décrite par Houari et Hoepffner (2003) et s'étend sur toute la boutonnière de Tamlalt (ex. isochrone Rb/Sr sur roche totale à Bou Salem : 329 ± 63 Ma). Dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou, cet événement hydrothermal permet la remobilisation des minéralisations aurifères de l'Ordovicien supérieur et leur re-concentration au sein de veines de quartz associées aux décro-chevauchements. En conséquence, le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou, sous sa forme évaluée économiquement par l'ONHYM, peut être classé parmi la catégorie des "Shear zone-related gold deposit" (Groves et al., 1998; Poulsen et al., 2000).

Ce résultat important souligne donc l'importance de l'orogenèse varisque concernant la remobilisation de stock minéralisé primaire, comme le précise Gasquet et al. (2004) pour le gisement aurifère d'Iourirn. Etant donné le caractère fertile de la croûte néoprotérozoïque et l'existence d'un événement minéralisateur à l'Ordovicien supérieur (cette étude), les zones de cisaillement varisques pourraient devenir des cibles intéressantes pour l'exploration minière des boutonnières néoprotérozoïques au Maroc.

3- Apport de l'étude des zircons hydrothermaux

Comme nous avons pu le voir au cours de ce travail, le décryptage des événements géologiques qui se sont succédés est indispensable lorsque l'on veut contraindre les minéralisations au sein d'un gisement polyphasé.

Dans notre étude, nous avons pu décrire la présence de zircons hydrothermaux associés à la paragenèse de l'altération sodique (altération 1). La détermination et le choix de cette phase minérale ont été essentiels pour contraindre l'âge de l'altération 1 et par extension de la minéralisation aurifère primaire. En effet, aucune des phases minérales couramment utilisées pour dater les évènements hydrothermaux (ex. monazites et muscovites) n'a fourni de résultats statistiques suffisamment contraints pour attribuer un âge probant à l'altération 1. Toutefois,

les deux âges obtenus sur les muscovites (444 ± 8 Ma et 453 ± 7 Ma; cf. Partie III-4) ont permis, au cours de cette étude, de valider les datations U-Pb sur les zircons hydrothermaux.

Ainsi, l'utilisation des zircons hydrothermaux apparaît extrêmement précieuse dans le cas de la datation d'évènements hydrothermaux au sein d'un gisement polyphasé. En effet, cette phase minérale permet d'obtenir des résultats géochronologiques plus précis que la plupart des minéraux généralement utilisés en métallogénie (ex. muscovite, titanite, apatite, rutile, monazite; Schaltegger, 2007).

L'autre point important de cette étude concerne les informations obtenues à partir des données géochimiques, en particulier les Terres Rares (REE), sur les zircons hydrothermaux. En effet, les Terres Rares permettent de contraindre les conditions redox et la nature chimique des fluides à partir desquels les zircons hydrothermaux cristallisent (Pelleter et al., soumis). Cette particularité est d'autant plus appréciable lorsque l'on étudie des gisements polyphasés qui ne permettent pas de réaliser facilement des analyses directes sur les fluides (ex. étude d'inclusions fluides primaires), ce qui est le cas pour le gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

A

Agard, J., 1954. Géologie et minéralisation de la boutonnière précambrienne d'Iguerda-Taifst (Anti-Atlas). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 120 (VIII), 37-57

Ait Isha, M., Capdevila, R., Al Ansari, A. E., 1996. Le massif d'Iknioun, géochimie et contexte géodynamique (Anti-Atlas, Saghro oriental, Maroc). In: S. G. d. France (ed) 16ème Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, p. 85.

Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J. M., Leterrier, J., 1998. Géochronologie U-Pb sur zircons de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 327, 819-826.

Aït Saadi, S., 1992. Contribution à l'étude de l'environnement paléovolcanique du Protérozoïque supérieur (PIII) et du mode de genèse des concentrations polymétalliques (Zn-Pb-Cu-Ag-Au) de Bou Madine. Thèse INPL, Nancy.

Amthor, J.E., Grotzinger, J.P., Shröder, S., Bowring, S.A., Ramezani, J., Martin, M.W., et Matter, A., 2003. Extinction of Cloudinia and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. Geology 31, 431-434.

Aslund, T., Oliver N.H.S. et Cartwright, I., 1995. Metasomatism of the Revenue Granite and aureole rocks, Mt Isa Inlier, Queensland: syndeformational fluid flow and fluid–rock interaction, Australian Journal of Earth Sciences 42 , 291–299.

B

Bajja, A., 1998. Volcanisme syn à post orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas : implications pétrogénétiques et géodynamiques. Doctorat d'Etat, Université Chouaib Doukkali, El Jadida, Maroc, 215 p.

Bajja, A., 2001. Volcanisme syn à post orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas: implications pétrogénétiques et géodynamiques. In: H. De Wall and R.P. Greiling, Editors, Magmatic evolution of a Neoproterozoic Island-Arc Syn- to Post-orogenic Igneous Activity in the Anti-Atlas (Morocco), Forschunszentrum Jülich Gmbh, pp. 9–228.

Baouch, S., Lahman, M., et Pupin, J.P., 1990. Le magmatisme alcalin d'âge précambrien terminal d'Ouzellareh (Haut Atlas Occidental, Maroc) : origine et relation plutonisme-volcanisme d'après la typologie des zircons. C.R. Acad. Sci. Paris 310, 1649-1655.

Barakat, A., Marignac, C., et Bouabdelli, M., 2002. Les dykes basiques du massif ancien de l'Ourika (Atlas de Marrakech, Maroc) : géochimie et signification. C.R. Acad. Sci. Paris 334, 827-833.

Barbey, P., Nachit, H., et Pons, J., 2001. Magma–host interactions during differentiation and emplacement of a shallow-level, zoned granitic pluton (Tarçouate pluton, Morocco): implications for magma emplacement, Lithos 58 , 125–143.

Barbey, P., Oberli, F., Burg, J.-P., Nachit, H., Pons, J. et Meier, M., 2004. The Palaeoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): a clarification, J. Afr. Earth Sci. 39, 239–245.

Barodi, E.B, Watanabe, Y., Mouttaqi, A., Annich, M., 2002. Méthodes et techniques d'exploration minière et principaux gisements au Maroc. Projet JICA/BRPM. ISBN : 9954-8128-0-6, 329 p.

Barton, M.D., et Johnson, D.A., 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide–(REE–Cu–Au–U) mineralization, Geology 24, 259–262.

Bekkali, M., 2003. Gîte aurifère de Jbel Malek: Teledetection des ressources minérales (Spectro-radiométrie et modélisation). Rapport ONHYM, 14 p.

Benssaou, M., et Hamoumi, N., 2003. The Lower-Cambrian western Anti-Atlasic graben: tectonic control of paleogeography and sequential organisation, C. R. Geoscience 335, 297–305.

Benssaou, M., et Hamoumi, N., 2004. Les microbialites de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : marqueurs stratigraphiques et témoins des changements environnementaux au Cambrien inférieur, C. R. Geoscience 336, 109–116.

Benziane, F., Prost, A. E., Yazidi, A., 1983. Le passage du Précambrien au Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas ; comparaisons avec l'Anti-Atlas occidental. Bulletin de la Société géologique de France 25 (4), 549-556.

BGS, 2001. Carte géologique du Had-n-Tahala au 1/50 000. Not. Mem. Serv. Géol. 403, SGM.

Blanc, R., Hilali, E.A., Viland, J.C., 1972. Compte-rendu de visite d'indices de Pb, Zn, Cu, Sb, NaCl, dans le Haut-Atlas oriental. Compte-rendu de mission n°35/SEGM

Bolata, M., 1995. Etude géologique de la région de Zelmou (Haut-Atlas oriental, Maroc). Thèse de doctorat, Université Mohammed V, Rabat, 173 p.

Botros, N.S., 1991. Geological and geochemical studies on some gold occurrences in the north Eastern Desert, Egypt. Thèse de doctorat, Zagazig Univ., Zagazig, Egypt, 146 p.

Botros, N.S., 2002. Metallogeny of gold in relation to the evolution of the Nubian Shield in Egypt. Ore Geol. Rev. 19, 137–164.

Bouali, A., 1995. Recherche générale sur la plaine de Tamlelt (région de Bouarfa-Bouanane). Rapport ONHYM, 12 p.

Bouladon, J., Jouravsky, G., 1954. Les ignimbrites du Précambrien III de Tiouine et du sud marocain. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 120 (VIII), 37-59

Bouchta, R. et Lataillade, J.C., 1967. Les minéralisations de la plaine de Tamlelt. Rapport ONHYM, 6 p.

Boulvais P., Ruffet, G., Cornichet, J., et Mermet, M., 2007. Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrénées). Lithos 93, 89-106.

Burns, S.J., and Matter, A., 1993. Carbon isotopic record of the latest Proterozoic from Oman. Eclogae Geologicae Helviticae 86, 595-607.

C

Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. Journal of African Earth Sciences 37 (3-4), 133-159

Caby, R., Leblanc, M., 1973. Les ophiolites précambriennes sur les bords E et N du craton Ouest Africain. In: 1ère Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p 112.

Caby, R., Monier, P., 2003. Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. Journal of African Earth Sciences 37 (3-4), 269-293.

Calver, C.R., 2000. Isotope stratigraphy of Ediacarian (Neoproterozoic III) of the Adelaide Rift Complex, Australia, and the overprint of water column stratification. Precambrian Research 100, 121-150.

Camara, L. S., 1993. Etude cartographique, pétrographique, minéralogique et géochimique des granitoïdes du district minier d'Imiter. Thèse de troisième cycle. Université de Marrakech, 143 p.

Carten, R.B., 1986. Sodium–calcium metasomatism: chemical, temporal, and spatial relationships at the Yerington, Nevada, porphyry copper deposit. Economic Geology 81, 1495–1519.

Cembrano J., et Hervé, F., 1993. The Liquiñe Ofqui Fault Zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. In: Second ISAG, ORSTOM, Oxford, 175–178.

Charlot, R., 1982. Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans 1'Anti-Atlas marocain Apport de la méthode géochronologique Rb/Sr. In: Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, vol. 313. 106 p.

Chalot-Prat, F., Gasquet, D., Roger, J., Hassenforder, B., Chevremont, P., Baudin, T., Razin, P., Benlakhdim, A., Benssaou, M., Mortaji, A., 2001. Mémoire explicatif, carte géol. Maroc (1/50,000), Feuille Sidi Bou'addi. Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc, No. 415 bis. MICEM/BRGM.

Charoy, B., 1971. Différenciations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas du massif de Questembert (Morbihan). Sci. Terre (Nancy) 16, 5-44.

Cheilletz, A., Levresse, G., Gasquet, D., Azizi Samir, M.R., Zyadi, R., Archibald, D.A., 2002. The Imiter epithermal deposit (Morocco): new petrographic, microtectonic and geochronological data. Importance of the Precambrian–Cambrian transition for major precious metals deposits in the Anti-Atlas. Miner. Deposita 37, 772–781.

Cherniak, D.J. and Watson, E.B., 2000. Pb diffusion in zircon. Chemical Geology 172, 5-24.

Choubert, G., 1952. Essai d'application de la notion d'Infracambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas (Maroc). In: 19th International Geological Congress, vol Section 1 - Fascicule 1. Alger, 33-71.

Choubert, G., Faure-Muret, A., 1956. Lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 134, 165 p.

Claoué-Long, J. C., King, R. W., Kerrich, R., 1990. Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation. Earth Planet. Sci. Lett. 98, 109–128.

Claoué-Long, J. C., King, R. W., Kerrich, R., 1992. Reply to comment by F. Corfu and D.W. Davis on "Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation". Earth Planet. Sci. Lett. 109, 601–609.

Clauer, N., 1974. Utilisation de la méthode Rb-Sr pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés : application au Précambrien II de la boutonnière de Bou-Azzer- El Graara (Anti-Atlas, Maroc). Earth Planet. Sci Lett., 22, 404-412.

Clauer, N., Leblanc, M., 1975. Implications stratigraphiques d'une étude géochronologique Rb-Sr sur métasédiments précambriens de Bou Azzer (Anti-Atlas, Maroc). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 38, 7-12.

Clauer, N., 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie du Craton Ouest Africain. Thèse Université de Strasbourg I, 256 p.

Clauer, N., Caby, R., Jeanette, D., et Trompette, R., 1982. Geochronology of sedimentary and metasedimentary rocks of the West African Craton, Prec. Res. 18 , 53–71.

Coplen, T.B., 1996. New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 3359–3360.

Corfu, F., et Davids, D.W., 1991. Comment on "Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation" by Claoué-Long, J. C., King, R. W., Kerrich, R. Earth Planet. Sci. Lett. 104, 545–552.

Cozzi, A., Grotzinger, J.P. et Allen, P.A., 2004. Evolution of a terminal Neoproterozoic carbonate ramp system (Buah Formation, Sultanate of Oman): Effects of basement plaotopography. GSA Bulletin 116, 1367-1384.

D

Dalrymple, G.B., Alexander, E.C., Lanphere, M.A. & Kraker, G.P., 1981. Irradiation of samples for $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor. United states Geological Survey, Professional Paper 1176.

Dalziel, I. W. D., 1997. Overview: Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. Geological Society of America Bulletin 109 (1), 16-42.

Debon, F. et Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of commun plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinbourgh-Earth Science 73, 135-149.

Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., Barbey, P., 2002. In situ U–Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. International Journal of Earth Science (Geologisches Rundschau) 91, 398–405.

Destombes, J., Holland, H., et Willefert, S., 1985. Lower Paleozoic rocks of Morocco. In: C.H. Holland, Editor, Lower Palaeozoic Rocks of the World, Wiley, London, 91–336.

Deynoux, M., 1978. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. Trav. Lab. Sci . Terre St Jérôme, Marseille, 554 p.

Doblas, M., López-Ruiz, J., Cebriá, J.-M., Youbi, N., et Degroote, E., 2002. Mantle insulation beneath the West African craton during the Precambrian–Cambrian transition. Geology 30, 839–842.

Douville, E., Bienvenu, P., Charlou, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Appriou, P., Gamo, T., 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems. Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 627-643.

Ducrot, J., Lancelot, J. R., 1977. Problème de la limite Précambrien-Cambrien: étude radiochronologique par la méthode U-Pb sur zircons du volcan du Jel Boho. Canadian Journal of Earth Sciences 14, 2771-2777.

Du Dresnay, R., Agard, J., Schmitt, M., Lebedeff, V., Dubar, G., 1977. Carte géologique du Haut-Atlas d'Anoual-Bou Anane (Haut Atlas Oriental) au 1/200.000. Not. Mem. Serv. Géol. 46 SGM.

E

Eddif A., Gasquet, D., Hoepffner, C., et Levresse, G., 2007. Age of the Wirgane granodiorite intrusions (Western High-Atlas, Morocco) : New U-Pb constraints. Journal of African Earth Sciences, sous presse.

El Attari, A., Étude lithostratigraphique et tectonique des terrains cambro-ordoviciens du Môle côtier (Meseta occidentale, Maroc), thèse, université Mohammed-V, Rabat, 2001, 389 p.

El Hakour, A., 2000. Résultats des travaux de sondages de reconnaissance effectués dans la bordure Nord de la Boutonnière de Tamlalt. Rapport ONHYM, 10 p.

El Hakour, A., 2002. Minéralisation aurifère de la bordure Sud de la Boutonnière de Tamlalt: avancement des travaux et résultats obtenus: Rapport BRPM, 431-78, GAL 54, 16 p.

El Hakour, A., 2005. Evaluation des ressources de J.Malek à fin décembre 2005, bordure Sud de la boutonnière de Tamlalt (Haut-Atlas oriental). Rapport ONHYM, 15 p.

El Kamel, F., Remmal, T., Mohsine, A., 1998. Mise en évidence d'un magmatisme alcalin d'intraplaque post-calédonien dans le bassin silurien des Ouled Abbou (Meseta côtière, Maroc). C.R.Acad. Sci. Paris 327, 309–314.

Ennih, N., Liégeois, J. P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas : the West African Craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. Precambrian Research 112, 289-302.

Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R.C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., de la Cruz, R., et Guivel, C., 2005. Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, Southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows, Lithos 82 (3–4), 315–343.

Essarraj, S., Boiron, M-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., et Benharref, M., 2005. Penetration of surface-evaporated brines into the Proterozoic basement and deposition of Co and Ag at Bou Azzer (Morocco) : Evidence from fluid inclusions. Journal of African Earth Sciences 41, 25-39.

F

Forsythe, R.D., et E. Nelson, 1985. Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Pena-Taitao basin, southern Chile. Tectonics 4, 477-495.

Freton, R., 1988. Contribution à l'étude métallogénique du district de Bou Madine (Anti-Atlas, Maroc) : environnement tectonique et concentrations épithermales BPGC à Ag et Au. Thèse de doctorat 3ème cycle, INPL, Nancy, France, 246 p.

G

Galy, A., 1999. Étude géochimique de l'érosion actuelle de la chaîne himalayenne. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Lorraine, 450 p.

Gasquet, D., 1991. Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc). Thèse d'état, Nancy I, 413 p.

Gasquet, D., Stussi, J.M, Nachit, H., 1996. Les granitoïdes hercyniens du Maroc dans le cadre de l'évolution géodynamique régionale : Bull.Soc.Géol. France, t.167, n°4, pp. 517-528

Gasquet, D., Roger, J., Chalot-Prat, F., Hassenforder, B., Baudin, T., Chèvremont, P., Benlakhdim, A., et Razin, P., 2001. Notice explicative, carte géologique Maroc (1/50000), feuille de Tamazrar. MEM/BRGM, p78

Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., et Paquette, J.L., 2003. Structure, Sr–Nd isotope geochemistry and zircon U–Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa?. Precambrian Research 127, 329–354.

Gasquet, D., Chèvremont, P., Baudin, T., Chalot-Prat, F., Guerrot, C., Cocherie, A., Roger, J., Hassenforder, B., Cheilletz, A., 2004. Polycyclic magmatism in the Tagragra and Kerdous-Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco). J. Afr. Earth Sci. 39, 267–275.

Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir, M.R., Mouttaqi, A., 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian–Cambrian transition. Precamb. Res. 140, 157–182.

Geisler, T., Rashwan, A. A., Rahn, M. K. W., Poller, U., Zwingmann, H., Pidgeon, R. T., Schleicher, H., Tomaschek, F., 2003. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. Mineral. Mag. 67, 485–508.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., et Lourens, L.J., 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene, Episodes 27, 83–100.

Grant, J.A., 1986. The isocon diagram-a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Econ. Geol. 81, 1976–1982.

Grant, J.A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. Physics and Chemistry of the Earth 30, 997-1004.

Gresens, R.L., 1967. Composition–volume relationships of metasomatism. Chem. Geol. 2, 47–55.

Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A. et Korotev, R.L., 1984. The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics. Geochimica and Cosmochimica Acta 48, 2469-2482.

Grotzinger, J.P., Bowring, S.A., Saylor, B.Z., et Kaufman, A.J., 1995. Biostratigraphic and geochronological constrains on early animal evolution. Science 270, 598-604.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, H., Hagemann, S.G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits - a proposed classification in the context of their crustal contribution and relationship to other gold deposit type. Ore Geol. Rev. 13, 7-27.

Guiraud, R., Doumnang Mbaigane, J. C., Carretier, S., Dominguez, S., 2000. Evidence for a 6000 km lengh NW-SE striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. Journal of Geological Society of London 157, 897-900.

Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R.C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M., et de la Cruz, R., 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46–47°S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. Journal of Volcanology and Geothermal Research 149, 346–370.

H

Hack, A.C., Mavrogenes, J.A., Hoskin, P.W.O., 1998. A turbidite-hosted gold(-bismuth) quartz vein deposit, Union Hill Min, Maldon, central Victoria. Geol Soc Austral (abstr) 49, 194.

Haeussler, P.J., Bradley, D.C., Goldfarb, R.J., Snee, L.W., et Taylor, C.D., 1995. Link between ridge subduction and gold mineralization in Southern Alaska. Geology 23, 995–998.

Hall, D.L., Cohen, L.H., et Schiffman, P., 1988. Hydrothermal alteration associated with the Iron Hat iron skarn deposit, eastern Mojave Desert, San Bernardino, California. Economic Geology 83, 568–587.

Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag, D.P., et Kaufman, A.J., 2002. A major perturbation of carbon cycle before Ghaub glaciation (Neoproterozoic) in Namibia: Prelude to Snowball Earth ?. Geochemistry, Geophysics, Geosystem 3, 16 p.

Halverson, G.P., Maloof, A.C., et Hoffman, P.F., 2004. The Marinoan glaciation (Neoproterozoic) in Svalbard. Basin Reasearch 16, 297-324.

Halverson, G.P., Hoffman, P.F., Schrag; D.P., Maloof, A.C., Rice, A.H.N., 2005. Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. GSA bulletin 117, 1181-1207.

Haskin, L.A. et Frey, F.A., 1966. Dispersed and not-so-rare earths. Science 152, 299-314.

Hassenforder, B., 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). Thèse de doctorat 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 249 p.

Hefferan, K. P., Admou, H., Karson, J. A., Saquaque, A., 2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. Precambrian Research 103, 89-96.

Hey, M.H. (1954) A new review of the chlorite. Mineralogical Magazine 30, 272–292.

Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, G., et Konan, G., 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy', Precamb. Res. 80, 173–191.

Hitzman, M. W., Oreskes, N., et Einaudi, M. T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu---U---Au---REE) deposits. Precambrian Research 58, 241-287.

Hoepffner, C., 1987. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse d'état, Strasbourg, France, 280 p.

Hoepffner, C., Soulaimani, A., et Piqué, A., 2005. The Moroccan Hercynides. In: Catuneanu, O., et Guiraud, R., Editors, Phanerozoic evolution of Africa (special issue). J. Afr. Earth Sci. 43, 144–165.

Hoepffner, C., Houari, M.R., Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. C.R Geoscience 338, 25-40.

Hoffman, P.F, Kaufman, A.J., Halverson, G.P., et Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. Science 281, 1342–1346.

Hoskin, P. W. O. and Ireland T. R., 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. Geology 28, 627–630.

Hoskin, P. W. O., Kinny, P. D., Wyborn, D., 1998. Chemistry of hydrothermal zircon: investigating timing and nature of water-rock interaction. In Water-rock interaction (eds. Arehart, G.B., et Hulston, J.R.) vol. 9 A.A. Balkema, Rotterdam, 545–548.

Hoskin, P. W. O. and Schaltegger U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In Zircon (eds. J. M. Hanchar and P. W. O. Hoskin) Rev. Mineral. Geochem. 53, 27–62. Mineralogical Society of America, Washington, D.C.

Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. Geochimica et Cosmochimica Acta 69, 637-648

Houari, M.R., 2003. Etude structurale de la boutonnière paléozoique de Tamlelt (Haut-Atlas oriental): sa place dans la chaîne hercynienne du Maroc. Thèse de doctorat, Faculté des sciences, Oujda, 255 p.

Houari, M.R., Hoepffner, C., 2000. Structures des terrains paléozoïques à la limite Sud de la chaîne hercynienne du Maroc (Haut-Atlas Oriental). Africa Geoscience Review 7, 39–53.

Houari, M.R., Hoepffner, C., 2003. Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco). J. Afr. Earth Sci. 37, 11-24.

Huch, K.M., 1988. Die panafrikanische Khzama-Geosutur im zentralen Anti-Atlas. Petrpographie, Geochemie und Geochronologie des Subduktionskomplexes der Tourtit-Ophiolithe und der Tachoukacht-Gneise sowie einiger Kollisionsgesteine im Nordosten des Sirwa-Kristallindoms. Verlag Schelzky & Jeep, 172 p.

I

Ighid, L., Saquaque, A., Reuber, I., 1989. Plutons syn-cinématiques et la déformation panafricaine majeure dans le Saghro oriental (boutonnière d'Imiter, Anti-Atlas, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 309 (II), 615-620.

Inglis, J. D., D'Lemos, R. S., Samson, S. D., et Admou, H., 2005. Geochronological Constraints on Late Precambrian Intrusion, Metamorphism, and Tectonism in the Anti-Atlas Mountains. The Journal of Geology 113, 439–450.

J

James, R.H., Elderfield, H., Palmer, M.R., 1995. The chemistry of hydrothermal fluids from the Broken Spur site, 29N Mid-Atlantic Ridge. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 651–659.

Jouhari, A., Archi, A., Aarab, M., El Attari, A., Emnih, N., et Laduron, D., 2001. Géochimie et cadre géodynamique du volcanisme néoprotérozoïque terminal (Vendien) du Haut Atlas occidental, Maroc. J. African Earth Sci. 32, 695–705.

Jouravsky, G., 1952. Géologie des gîtes minéraux marocains. Notes et M. Serv. Géol. Maroc. 223-232.

Jouravsky, G., 1959. Composition chimique et nomenclature des bi- et triarséniures de cobaltn nickel et fer. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 147 (XVIII), 161-178.

K

Karl, A., de Wall, H., Rieger, M., Schmitt, T., Errami, E., Kober, B., Greiling, R. O., 2001. Petrography and geochemistry of the Bou Teglimt, Taouzzakt and Igoudrane intrusions in the Eastern Saghro (Anti Atlas, Morocco). In: de Wall, H., Greiling, R. O. (Editors), Magmatic evolution of a Neoproterozoic island-arc: syn- to post-orogenic igneous activity in the Anti-Atlas (Morocco). Forschungszentrum Jülich, International Cooperation, Scientific Series, Jülich, 243-253.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Murphy, J. B., Dostal, J., 2003. Tethyan, Mediterranean, and Pacific analogues for the Neoproterozoic-Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. Tectonophysics 365 (1-4), 195-219.

Kerrich, R. and King, R., 1993. Hydrothermal zircon and baddeleyite in Val d'Or Archean mesothermal gold deposits: characteristics, compositions and fluid-inclusion properties, with implications for timing of primary gold mineralization. Can. J. Earth Sci. 30, 2334–2352.

Kirschvink, J. L., Magaritz, M., Ripperdan, R. L., Zhuravlev, A. Y., Rozanov, A. Y., 1991. The Precambrian/Cambrian boundary: magnetostratigraphy and carbon isotopes resolve correlation problems between Siberia, Morocco, and South China. GSA Today 1 (4), 69-91

Kirschvink, J.L., 1992. Late Proterozoic low latitude glaciation: the Snowball Earth. In: J.W. Schopf and C. Klein, Editors, The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study, Cambridge University Press, Cambridge, 51–52.

Klein, C., Beukes, N.J., 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canada. Economic Geology 88, 542–565.

Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand H., et Youbi, N., 2004. The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and $^{40}Ar/^{39}Ar$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. Earth and Planetary Science Letters 228, 143–160.

Kranidiotis, P. and MacLean, W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. Econ. Geol. 82, 1898–1911.

L

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rosselló, E.A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier M., et de la Cruz, R., 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile triple junction, Tectonophysics 385, 211–241.

Lagache, M., et Weisbrod, A., 1977. The system alkali Feldspars-KCl-NaCl-H2O at moderate to high temperatures and low pressures, Contrib. Mineral. Petrol. 62, 77–101.

La Roche (de), H., Marchal, M., 1978. Leucogranites et granites du massif de Valencia de Alcantara (Espagne): Relations entre compositions chimiques et faciès minéral. Sci. Terre (Nancy) 22, 179-200.

Latham, A., Riding, R., 1990. Fossil evidence for location of Precambrian/Cambrian Boundary in Morocco. Nature 344, 752-754.

Laville, E., Pique, A., Amghar M., et Cherroud, M., 2004. A restatement of the Mesosoic Atlasic Rifting (Morocco). J. Afr. Earth Sci. 38, 145–153.

LeBas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. et Zanettin, B.A., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27, 745-750.

Leblanc, M., 1973. Tectonique du Précambrien II dans la région de Bou Azzer-El Graara, Anti-Atlas central. Notes du service géologique, Maroc, 249 p.

Leblanc, M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). doctorat d'Etat, Université de Paris VI, France, 367 p.

Leblanc, M., 1976. A Proterozoic ocean crust at Bou Azzer. Nature 216, 34-35.

Leblanc, M., Lancelot, J. R., 1980. Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. Canadian Journal of Earth Sciences 17, 142-155.

Lebrun, J., 1982. Etude du volcanisme précambrien de la région d'Issougrid (Ouarzazarte, Maroc) et des minéralisations cuprifères associées. Thèse de doctorat 3ème cycle, Paris-Sud Orsay, 376 p.

Levresse, G., 2001. Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au), Bou Azzer (Co, Ni, As, Au, Ag) dans l'Anti-Atlas marocain. Thèse de doctorat 3ème cycle, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 191 p.

Levresse, G., Cheilletz, A., Gasquet, D., Reisberg, L., Deloule, E., Marty, B., et Kyser, K., 2004. Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: evidence for a mantle source. Chem. Geol. 207, 59–79.

Li, J., Shen, B., Mao, D., Li, S., Zhou, H., Cheng, Y., 1997. Mineralization ages of the Jiapigou gold deposits, Jilin. Acta Geol. Sin. 71, 180–188.

Liégeois, J.P., Fekkak, A., Bruguier, O., Errami, E., Ennih, N., 2006. Lower Ediacaran age (630-610 Ma) for the Sarhro Group: an orogenic transpressive basin development during the metacratonic evolution of the Anti-Atlas (Morocco). 2nd Belgian géological congress, Liege, Belguim, 7 - 8 September 2006.

Lottermoser, B. G. et Ashley, P. M., 1996. Geochemistry and exploration significance of ironstones and barite-rich rocks in the Proterozoic Willyama Supergroup, Olary Block, South Australia. J. Geochem. Explo. 57, 57-73.

M

Magaritz, M., Kirschvink, J.L., Latham, A.J., Zhuravlev, A.Y., et Rozanov, A.Y., 1991. Precambrian/Cambrian boundary problem: carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco, Geology 19, 847–850.

Maury R.C. et Juteau T., 1997. La géologie de la croûte océanique - Pétrologie et dynamique endogènes. Edition Dunot, ISBN 2 10 004656 X, 367 p.

McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a palaeotemperature scale. Journal of Chemical Physics 18, 849-857.

McDonough, W.F. et Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223–253.

McLelland, J., Morrison, J., Selleck, B., Cunningham, B., Olson C., et Schmidt, K., 2002. Hydrothermal alteration of late- to post-tectonic Lyon Mountain Granitic Gneiss, Adirondack Mountains, New York: Origin of quartz–sillimanite segregations, quartz–albite lithologies, and associated Kiruna-type low-Ti Fe-oxide deposits. Journal of metamorphic Geology 20, 175–190.

Michard, A., Albarede, F., Michard, G., Minster, J.F., Charlou, J.L., 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). Nature 303, 795–797.

Michard, A. et Albarede, F., 1986. The REE content of some hydrothermal fluids. Chem. Geol 55, 51– 60.

Michard, A., 1989. REE concentrations in hydrothermal solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta 53, 745-750.

Milési, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.L., Dommanget, A,.et Marcoux, E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. Precambrian Res. 58, 305–344.

Mokhtari, A., 1993. Nouvelles données et interprétations du massif basique de Tagmout (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc): relations avec les granitoïdes associés. Thèse de doctorat 3ème cycle, Nancy I, 251 p.

Monier, G. and Robert, J.L., 1986. Muscovite solid solution in the system K2O-MgO-FeO-Al2O3-SiO2-H2O: an experimental study at 2kbar PH2O and comparison with natural Li-dree white micas. Mineralogical magazine 50, 257-266.

Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C., Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. Chemical Geology 131, 37–53.

Mortaji, A., Ikenne, M., Gasquet, G., Barbey, P., et Stussi, J.M., 2000. Les granitoïdes paléoprotérozoïques des boutonniéres du Bas Drâa et de la Tagragra d'Akka (Anti-Atlas occidental, Maroc): un élément du puzzle géodynamique du craton ouest-africain, J. Afr. Earth Sci. 31, 523–538.

Mouttaqi, A., et Sagon, J.P., 1999. Le gisement de cuivre de Bleida (Anti-Atlas central) : une interférence entre les processus de remplacement et d'exhalaison dans un contexte de rift. Chron. Rech. Min., N°536-537, 5-21.

Mrini, Z., 1993. Chronologie (Rb-Sr ; U-Pb) ; traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. Doctorat d'Etat, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 227 p.

Murphy, F.X., 2002. Field structural analysis of the Jebel Malek Prospect, in Tamlalt District, eastern Morocco. Murphy Geological Services, unpublished report, 31 p.

N

Naidoo, D.D., Bloomer, S.H., Saquaque, A., Hefferan, K., 1991. Geochemistry and signicance of metavolcanic rocks from the Bou-Azzer- El Graara ophiolite (Morocco). Prec. Res., v.53, 79-97.

Nance, R. D., Murphy, J. B., Keppie, J. D., 2002. A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. Tectonophysics 352 (1-2), 11-31

O

Ohmoto, H., 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Economic Geology 67, 551-578.

Orville, P.M., 1963. Alkali ion exchange between vapour and feldspar phases. American Journal of Science 261, 201–237.

Ouali, H., Briand, B., Bouchardon, J.-L., et El Maataoui, M., 2000. Mise en évidence d'un volcanisme alcalin intraplaque d'âge Acadien dans la Meseta nord-occidentale (Maroc), C. R. Acad. Sci. Paris 330, 611–616.

Ouali, H., Briand, B., El Maataoui M., et Bouchardon, J.-L., 2001. Les amphibolites de la boutonnière de Midelt (haute Moulouya, Maroc) : témoins d'une extension intraplaque au Cambro-Ordovicien, Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc 408, 177–182.

Ouali, H., Briand, B., Bouchardon J.-L., et Capiez, P., 2003. Le volcanisme cambrien du Maroc Central : implications géodynamiques. C. R. Geoscience 335, 425–433.

Ouanaimi, H., 1998. The Ordovician-Silurian boundary at Tizi n'Tichka (High Atlas, Morocco): sea-level changes. Comptes Rendus Académie Sciences Paris 329, 65–70.

Ouazzani, H., Badra, L., Pouclet A., et Prost, A.E., 1998. Mise en évidence d'un volcanisme d'arc néoprotérozoique dans le Haut-Atlas occidental (Maroc). Compte Rendus, Academie Science du Paris 327, 449–456.

Ouazzani, H., Pouclet, A., Badra, L., et Prost, A., 2001. Le volcanisme d'arc du massif ancien de l'Ouest du Haut-Atlas occidental (Maroc), un témoin de la convergence de la branche occidentale de l'océan panafricain. Bull. Soc. Géol. France 172, 587–602.

Ouguir, H., 1997. Contexte geologique du gisement argentifère d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Contrôle volcanique et structural de la mise en place des concentrations métalliques à Ag-Hg. Doctorat d'Etat, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 233 p.

P

Pallares, C., Maury, R.C., Bellon, H., Royer, J-Y., Calmus, T., Aguillon-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F., et Bourgois, J., 2007. Slab-tearing following ridge-trench collision : Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico. Journal of Volcanology and Geothermel Research 161, 95-117.

Pascal, M.-L., 1979. Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). Thèse de doctorat 3ème cycle, Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris, France, 163 p.

Peaucat, J.J., Capdevila R., Drareni A., Mahdjoub Y. et Kahoui M., 2005. The Eglab massif in the West Africa Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry, geochronology. Precambrian Res. 136, 309–352.

Pearce, J.A. et Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, Earth Planet. Sci. Lett. 19, 290–300.

Pearce, J.A., et Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, Contrib. Mineral. Petrol. 69, 33–47.

Pelleter, E., 2005. Résultats géochimiques et géochronologiques sur les sites aurifères de Tamlalt et argentifères de Zgounder. Rapport ONHYM non édité, 65 p.

Pelleter E., Cheilletz A., Dominique G, Mouttaqi A., Annich M, El Hakour A., Deloule E., Féraud G., Hydrothermal zircons : geochemical and petrographical characterization and ion microprobe U-Pb dating of gold mineralization (Tamlalt gold deposit - Morocco), soumis à Chemical Geology.

Pettke, T., Audetat, A., Shaltegger, U., Heinrich, C.A., 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia) Part II: Evolving zircon and thorite trace element chemistry. Chemical Geology 220, 191–213.

Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., et Aït Ouali, R., 2002. The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa), Geodin. Acta 15, 159–208.

Piqué, A., 2003. Evidence for an important extensional event during the Latest Proterozoic and Earliest Palaeozoic in Morocco, C.R. Geosci. 335, 865–868.

Poitrasson, F., Chenery, S., Thomas, J. S., 2000. Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: Implications for U-Th-Pb geochronology and nuclear ceramics. Geochimica et Cosmochimica Acta 64, 3283-3297.

Popov, A.J., Belkasmi, A., et Qadrouci, A., 1986. Le gisement argentifère d'Imiter ; synthèse géologique, résultats des recherches de 1985 et bilan des réserves au 31/12/1985. Rapport interne SMI, 168 p.

Poulsen, K.H., Robert, F., Dube, B., 2000. Geological classification of Canadian gold deposits. Geological Survey of Canada, Bulletin 540, 106 p.

R

Rainbow, A., Clark, A.H., Kyser, T.K., Gabourey, F., et Hodgson, C.J., 2005. The Pierina epithermal Au–Ag deposit, Ancash, Peru: paragenetic relationships, alunite textures, and stable-isotope geochemistry, Chem. Geol. 215, 235–252

Rajlich, P., 1982. Manganese deposit Bou Arfa and barite deposit Jebel Zelmou, East High Atlas, Morocco: two examples of large-scale deposit mobilization. Sbornik Geologickych Ved Loziskova Geologie Mineralogiev 24, 101-139.

Ramos, V.A, 1989. Andean foothills structures in northern Magallanes Basin, Argentina, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73, 887-903.

Ramos, V.A., et Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back-arc testimony of ridge collisions. Tectonophysics 205, 261–282.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P. G., Weinberg, R. F., et Duboz, C., 2005. Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. Earth Planet. Sci. Lett. 239, 18–32.

Rubatto, D., et Herman, J., 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, western Alps); implications for Zr and Hf budget in subduction zones. Geochimica et Cosmochimica Acta 67, 2173-2187.

Ruffet, G., Féraud, G., Ballèvre M., Kienast, J.R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an ^{40}Ar–^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.) 121, 327–343

S

Sakai, H., Gunnalaugsson, E., Tomasson, J., Rouse, J.E., 1980. Sulfur isotop systematics in Icelandic geothermel systems and influence of seawater circulation at Reykjanes. Geochimica et Cosmochimica Acta, v.44, 1223-1231.

Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Blichert-Toft, J., et Vervoort, J.D., 2003. U–Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian Orogen: new evidence for a unique juvenile terrane. Earth Planet. Sci. Lett. 208, 165–180.

Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hefferan, K., Reuber, I., 1989. Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. Geology 17 (12), 1107-1110.

Schaltegger, U., 2007. Hydothermal Zircons. Elements 3, p. 51.

Seddiki, A., Remaci-Benaouda, N., Cottin, J.Y., Moine, B.N., Ménot, R.P., et Perrache, C., 2004. The volcano-sedimentary Boukaïs inlier (south-western Algeria): evidence for lithospheric thinning during the Late Neoproterozoic. Journal of African Earth Science 39, 257-266.

Sharp, W.E., 1981. Le gisement d'antimoine d'El-Haouanit, region de Bou-Arfa, Haut Atlas oriental, Maroc. Not. Mem. Serv. Géol. 42, 249-254.

Shields, G.A., Deynoux, M., Strauss, H., Paquet, H., et Nahon, D., 2007. Barite-bearing cap dolostones of the Taoudéni Basin, northwest Africa: sedimentary and isotopic (Sr, S, O) evidence for methane seepage from permafrost after a Neoproterozoic glaciation. Precambrian Res. 153, 209–235.

Sistac, P., 2005. Analyse minéralogique et géochimique des Banded Iron Formations de la boutonnière néoprotérozoïque de Menhouhou (Haut-Atlas, Maroc). Rapport de projet de laboratoire de 3ème année, ENSG, 27 p.

Snyder, G.A., Taylor, L.A., Crozaz, G., 1993. Rare earth element selenochemistry of immiscible liquids and zircon at Apollo 14 an ion probe study of evolved rocks on the Moon. Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 1143–1149.

Stampfli, G.M., et Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters 196, 17–33.

Sun, S-S. et McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In Magmatism in the Ocean Basins (Saunders, A.D., and Norry, M.J., ed.), Geological Society, Sp. Pub. 42, 313-345.

T

Thomas, R.J., De Beer, C.H., Chevallier, L.P., De Kock, G.S., Gresse, P.G., 2000. Notice Explicative de la Carte Géologique du Maroc au 1/50000 feuille Assarag. Notes et Mémoires Serv. Geol. Maroc 392, 84 p.

Thomas, R.J., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglington, B.M., Armstrong, R.A., De Beer, C.H., Martini, J.E.J., De kock, G.S., Macey, P.H., Ingram, B.A., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. Precamb. Res. 118, 1–57.

Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevallier, L.P., et Liégeois, J.P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco, J. Afr. Earth Sci. 39, 217–226.

Tomasheck, F., Kennedy, A. K., Villa, I. M., Lagos, M., Ballhaus, C., 2003. Zircons from Syros, Cyclades, Greece – Recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. Journal of Petrology 44, 1977–2002.

Thorkelson, D.J., et Taylor, R.P., 1989. Cordilleran slab windows. Geology 17 (1989), 833–836.

Touil, A., Elboukhari, A., Bilal, E., et Moutte, J., 1999. Les tholéiites à affinité alcaline du secteur ouest du Siroua (Anti-Atlas central, Maroc) : témoins d'une ditension au Néoprotérozoïque. J. Afr. Earth Sci. 29, 699–713.

Tucker, M. E., 1986. Carbon isotope excursions on Precambrian/Cambrian boundary beds, Morocco. Nature 319, 48-50.

Tuduri, J., 2005. Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc). Implications sur les relations déformation-magmatisme- volcanisme-hydrothermalisme. Thèse de doctorat 3ème cycle, Université d'Orléans, 418 p.

Turner, G., 1968. The distribution of potassium and argon in chondrites. In Origin and distribution of the Elements, 387 (ed. L.H. Ahres), Pergamon Press.

V

Vargas, J.M., 1983. Etude métallographique des minéralisations mercuro-argentifères d'Imiter. Fondation Scientifique de la géologie et de ses applications, Nancy, 60 p.

Vasquez Lopez, R., 1974. Présence d'or natif dans un filon de stibine du Jbel Haouanit (Cercle de Bou Arfa, Haut-Atlas oriental). Rapport ONHYM, 4 p.

Velde, B., 1965. Phengite micas: Synthesis, stability and natural occurences. Amer. J. Sci. 263, 886-913.

Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzolic, A., Bertrand, H., et Youbi, N., 2007. $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 244, 308-325.

Villeneuve, M., Cornee, J. J., 1994. Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. Precambrian Research 69 (1-4), 307-326.

W

Walsh, G. J., Aleinikoff, J. N., Benziane, F., Yazidi, A., Armstrong, T. R., 2002. U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagrara de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, Western Anti-Atlas, Morocco. Precambrian Research 117, 1-20.

Watson, E.B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion; kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance. Geological Society of America Special Paper, 315, 43-56.

Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A, Fontboté, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S. & Marschik, R., 2005. Iron oxide-copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. In Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J. & Richards, J.P. eds., Economic Geology 100. Anniversary Volume, Littleton, CO, Society of Economic Geologists, 371-405.

Y

Yeats, C. J., McNaughton, N. J., Groves, D. I., 1996. SHRIMP U-Pb geochronological constraints on Archean volcanic-hosted massive sulfide and lode gold mineralisation at Mount Gibson, Yilgarn Craton, Western Australia. Econ. Geol. 91, 1354–1371.

Z

Zouhair, M., Marignac, CH., et Macaudière, J., 1991. Gold deposition in the gold-bearing quartz veins of the Tagragra d'Akka (Western Anti-Atlas, Morocco). P-T-X conditions and place in the evolution of metamorphic fluids : Source, transport and Deposition of Metals, Nancy, France ; 723-726.

Liste des figures
et
Liste des tableaux

Liste des figures

Partie I : Cadre géodynamique du Maroc

Figure I-1 : Carte géologique et structurale simplifiée du Craton Ouest Africain (WAC). D'après Hefferan et al. (2000)……**6**

Figure I-2 : Corrélations tectoniques des différentes chaînes panafricaines localisées en périphérie du Craton Ouest Africain et en Avalonia. D'après Hefferan et al. (2000)..……..**6**

Figure I-3 : Carte géologique simplifiée de la chaîne de l'Anti-Atlas et localisation des principaux domaines structuraux du Maroc. Carte de l'Anti-Atlas d'après Gasquet et al. (2005)……..**8**

Figure I-4 : Colonne lithostratigraphique des formations protérozoïques de l'Anti-Atlas. D'après Thomas et al. (2004)……**9**

Figure I-5 : Colonne lithostratigraphique synthétique des formations de l'Anti-Atlas présentant les principaux évènements magmatiques et les datations U-Pb associées. D'après Gasquet et al. (2005)..**11**

Figure I-6 : Représentation cartographique de l'extension des formations du Néoprotérozoïque supérieur au Maroc. D'après Piqué, 2003 .. ……...**16**

Figure I-7 : a. diagramme TAS (Total Alkalis-Silica) d'après Le Bas et al. (1986) montrant la répartition des volcanites (points) et des plutonites (ronds noirs) du supergroupe de Ouarzazate. b. spectres multi-élémentaires de roches mafiques de la boutonnière du Sirwa. c. et d. diagrammes de discrimination des basaltes (a. Pearce et Cann, 1973; b. Pearce et Norry, 1979) pour des roches mafiques de la boutonnière du Sirwa; Rq : on note une affinité avec les basaltes intraplaques…….**17**

Figure I-8 : Calibrage des données isotopiques du carbone de Svalbard, Namibie, Oman et Australie basé sur les âges radiométriques disponibles. D'après Halverson et al. (2005)……..**19**

Figure I-9 : Modèle d'évolution géodynamique de la chaîne de l'Anti-Atlas. D'après Thomas et al. (2002)……..**22**

Figure I-10 : Modèle d'évolution géodynamique de la chaîne de l'Anti-Atlas. D'après Gasquet et al. (2005)……..**23**

Figure I-11 : Reconstruction paléogéographique et géodynamique des supercontinents hypothétiques. a. Rodinia, il y a 1 Ga et b. Pannotia à la transition Paléozoïque-Précambrien (d'après Dalziel, 1997).
A: Arequipa; AM: Amazonian Craton; AV: Avalonia; B: Baltica; C: Congo Craton; CMG: East Antarctica; E: Ellsworth-Whitmore mountains block; EA: East Avalonia; ESMP: hypothetical Ellsworth-Sonoramojave transform; F: Florida; F/MP: Falkland-Malvinas plateau; K: Kalahari Craton; MA: Position du Sud Maroc; MAOT: hypothetical Malvinas-Alabama-Oklahoma transform; MBL: Marie Byrd Land; NG: New Guinea; R: Rockall plateau; RP: Rio de la Plata Craton; S: Siberia; SF: São Francisco Craton; SV: Svalbard block; TxP: hypothetical Texas plateau; WA: West Avalonia; WAC: West African Craton……**25**

Figure I-12 : Schéma simplifié d'après Doblas et al. (2002) montrant l'évolution du Craton Ouest Africain (WAC) et des chaînes panafricaines durant la transition Néoprotérozoïque-Cambrien. La position des continents sur le globe correspond aux travaux de Dalziel et al. (1997). SP : Pôle Sud.
(A) Représentation des structures compressives localisées autour du WAC, et âges de la structuration des différentes chaînes panafricaines.
(B) Représentation des structures extensives post-orogéniques autour du WAC
(C) Localisation des évènements magmatiques associés à l'extension post-orogénique.
TB : Bassin de Taoudeni; BA : Bassarides; MA : Mauritanides; AA : Anti-Atlas; OU : Ougarta; TS : Trans-Saharan; DA : Dahomeyrides; NI : Nigeria; BR : Brasiliano: RO : Rockelides; FL : Floride…**26**

Figure I-13 : Modèle "cocotte-minute" d'après Doblas et al. (2002) pour le Craton Ouest Africain et les chaînes panafricaines et brésiliennes (PB) durant la transition Néoprotérozoïque-Cambrien. (A) : Accumulation de chaleur sous le craton stable (RSS : reliquat de croûte océanique; RMU : remontée asthénosphérique). (B) et (C) : Libération de la chaleur le long des accidents hérités des orogenèses panafricaines et brésiliennes. (B) : Déglaciation et montée du niveau marin (SLR). DB : bloc délaminé; EDC : convection vers les zone bordières du craton. (C) : Volcanisme subaérien et libération de CO2 dans l'atmosphère conduisant à un effet de serre important. VGIA et HGIA : ajustements isostatiques verticaux et horizontaux liés à la déglaciation……**27**

Figure I-14 : Reconstruction géodynamique de la position des terrains péri-Pannotia (péri-Gondwana) depuis le Néoprotérozoïque moyen à l'Ordovicien. D'après Nance et al. (2002) ; position des principaux continents d'après Dalziel et al. (1997)…… …… …… …….**28**

Figure I-15 : Modèle général d'évolution du bloc Avalonia au Néoprotérozoïque supérieur d'après Nance et al. (2002). (A) Subduction oblique vers 635–570 Ma générant un magmatisme d'arc majeur et ouvrant des bassins en "pull-apart" en réponse à une cinématique senestre. (B) Subduction de la ride océanique produisant une inversion structurale vers 590–540 Ma puis la cessation de la subduction ; développement progressif d'une faille transformante continentale et ouverture de bassins en "pull-apart"……..……**29**

Figure I-16 : Carte structurale des différents domaines paléozoïques du Maroc d'après Hoepffner et al. (2005)…….**30**

Figure I-17 : Evolution sédimentaire paléozoïque simplifiée pour les différents domaines structuraux du Maroc d'après Hoepffner et al. (2005). 1 : Socle panafricain; 2 : grès et quartzites; 3 : schistes et graywackes; 4 : schistes et psammites; 5 : dépôts de bassins; 6 : grès et conglomérats; 7 : calcaires; 8 : black shales; 9 : dépôts volcano-sédimentaires associés à du volcanisme alcalin; 10 : volcanisme alcalin à tholéiitique; 11 : olistostromes, avalanches de débris; 12 : granites; 13 : événements tectoniques majeurs; 14 : événement tectonique modéré; 15 : discordances principales…… ……..**32**

Figure I-18 : A. La chaîne varisque d'Afrique du nord dans le cadre des chaînes peri-atlantiques à la fin du Permien d'après Hoepffner et al. (2006). B. coupe schématique montrant une situation possible du domaine mésétien entre les deux cratons, nord américain et ouest africain…….**33**

Figure I-19 : Reconstruction paléogéographique et géodynamique des paléocontinents au cours de l'histoire paléozoïque. a. *Ordovicien supérieur*. Séparation des blocs Avalonia; la calotte glaciaire s'étend jusqu'au Maroc. b. *Devonien moyen*. les blocs Cadomia se sont séparés du Gondwana à la fin de l'Ordovicen; le Maroc est caractérisé par un environnement de marge passive. c. *Carbonifère supérieur*. Formation de la Pangée; développement de la chaîne intracratonique du Maroc contrôlé par une tectonique cisaillante. D'après Stampfli et Borel (2002)…….**35**

Figure I-20 : A. Situation du Maroc durant le Trias. B. Carte simplifiée du Nord du Maroc montrant la distribution des bassins triasiques. C. Coupe au travers du rift atlasique au Lias. A et B. d'après Laville et al. (2004). C. d'après Piqué et al. (2002)…… ...**37**

Figure I-21 : Carte simplifiée des bassins triasico-jurassiques et localisation du magmatisme associé au Maroc. En médaillon : extension de la province magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). F = Fundy; N = Newark; GB = Grand Banks; A = Argana; O = Oujda; AL = Algarve; SC = Santiago do Cacém. Adapté d'après Verati et al. (2007) et Knight et al. (2004)…… ..**38**

Figure I-22 : Coupe interprétative des structures de l'Atlas issues de la phase de compression méso-cénozoïque. Le soulèvement de l'Atlas s'effectue par l'intermédiaire du rejeu des accidents hérités de la phase de rifting triasico-jurassique. D'après Piqué et al. (2002)……**38**

Figure I-23 : Carte de distribution des principales minéralisations dans l'Anti-Atlas…….. **41**

Partie II : Le cadre régional de la boutonnière de Tamlalt

Figure II-1 : Localisation de la boutonnière néoprotérozoïque-paléozoïque de Tamlalt au sein du Haut-Atlas oriental…….……**46**

Figure II-2 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Tamlalt. Adapté d'après Du Dresnay et al. (1977) et Houari (2003)……..…**46**

Figure II-3 : Géologie régionale du secteur sud-est de la boutonnière de Tamlalt et localisation des terrains néoprotérozoïques de Menhouhou, Bou Salem et Ain Chair, ainsi que du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Adapté d'après Du Dresnay et al. (1977) et Houari (2003). EHSB : El Hirech Shear Band ; MSB : Mechgoug Shear Band.....**47**

Figure II-4 : Log simplifié des formations néoprotérozoïques et paléozoïques de la boutonnière de Tamlalt. Adapté d'après Bolata (1995)…….…….**49**

Figure II-5 : (A) localisation de la boutonnière de Tamlalt dans le Haut-Atlas oriental ; (B) Carte structurale de la boutonnière de Tamlalt. Légende : (1) couverture post-paléozoïque ; (2) Bou Kaïs SZ' ; (3) Zelmou SB' ; (4) Mnijel SZ' ; (5) Tissoufi SZ' ; (6) Zroug SZ' ; (7) Domaine Nord ; (8) Plis éovarisques (F1+2) ; (9a) Trajectoire des schistosités S3 ; (9b) Axe des anticlinaux F3 ; (9c) Axe des synclinaux F3 ; (10) Linéation d'étirement L3 ; (a) subhorizontale, (b) inclinée et (11) Failles inverses. (ACSB) Aïn Chair Shear Band ; (BKSZ') Bou Kaïs Shear Zone ; (JASB) Jbel Antar Shear Band ; (JT) Jbel Tissoufi ; (KGBS) Koudiat Guelb Bou Salem ; (MSB) Machgoug Shear Band ; (EHSB) El Hirech Shear Band ; (MSZ') Mnijel Shear Zone ; (NZSB) Northern Zroug Shear Band ; (ZeSB) Zelmou Shear Band ; (SZSB) Southern Zroug Shear Band ; (TSZ') Tissoufi Shear Zone ; (ZeSZ') Zelmou Shear Zone. Modifié d'après Houari et Hoepffner (2003)…….**54**

Figure II-6 : Schéma représentant les principales bandes de cisaillement, les structures D3 et D4 de la boutonnière de Tamlalt. Légende : voir Figure II-5. D'après Houari et Hoepffner (2003)……...**55**

Figure II-7 : Carte géologique simplifiée du secteur de Menhouhou présentant les principaux accidents et la trajectoire de la schistosité S1 (S1a et S1b). 1 : compartiment nord; 2 : compartiment sud. EHSB : El Hirech shear band; MSB : Mechgoug shear band.....**56**

Figure II-8 : Planche photographique. A. Déformation intense des roches felsiques néoprotérozoïques au sein d'une zone de cisaillement appartenant au compartiment nord du secteur de Menhouhou.
B. Déformation des roches felsiques néoprotérozoïques localisées aux abords des failles; compartiment sud de Menhouhou.
C. Relation entre la schistosité S1a et S1b. La schistosité S1b reprend la S1a en dextre. Roche felsique néoprotérozoïque.
D. Schistosité S2 et plissement (plis P2) de la schistosité S1. Roche mafique néoprotérozoïque.
E. Relation entre la schistosité S1 (ici S1b) et S2. La schistosité S2 reprend la S1 en senestre. Veine de quartz.
F. Mouvement senestre enregistré par une veine de calcite plissée et schistosée au sein d'une zone de cisaillement (compartiment nord de Menhouhou)……..……..……....**57-58**

Figure II-9 : Courbes d'isodensité des polaires des plans de schistosité S1a (A), S1b (B) et S2 (C) localisées dans le compartiment nord (Projection en hémisphère inférieur) et schémas interprétatifs pour la formation de ces schistosités au sein du couloir de cisaillement. EHSB : El Hirech Shear Band; MSB : Machgoug Shear Band.....**60**

Figure II-10 : Projection stéréographique (hémisphère inférieur) des polaires de la schistosité S1a (A) et de la schistosité S1b (B)…….……..……**61**

Figure II-11 : Trajectoire du clivage S2 (S4 : Houari, 2003) (A) et schéma interprétatif des changements de direction par le fonctionnement dextre, probablement atlasique du couloir défini par les accidents d'El Hirech (EHSB) et de Machgoug (MSB). Hachuré horizontal : couverture mésozoïque ; blanc : socle Néoprotérozoïque et Paléozoïque. D'après Houari (2003)…….**61**

Figure II-12 : Carte géologique du secteur de Menhouhou et localisation de la zone aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Les points de vue correspondant aux coupes de la figure II-14 sont également reportés……....**64**

Figure II-13 : Log synthétique des formations néoprotérozoïques supérieures et paléozoïques inférieures observées dans le secteur de Menhouhou. a, b, c, d, e, et f font référence aux photographies présentées en figure II-15. Rq : En raison des répétitions tectoniques, les épaisseurs vraies des formations n'ont pas pu être déterminées…….……..…….**65**

Figure II-14 : Planche photographique présentant les vues panoramiques des secteurs sud-est, sud-ouest et ouest de Menhouhou. Les points de vue sont reportés sur la carte géologique de la figure II-12. Coupe A-A' : vue panoramique du secteur sud-est de Menhouhou présentant le contact anormal entre l'unité volcano-sédimentaire mafique à intermédiaire (v.s.m.) et l'unité volcano-sédimentaire felsique supérieure (v.s.f. sup.). Coupe B-B' : vue panoramique du secteur sud-ouest de Menhouhou (compartiment sud) montrant le contact entre l'unité v.s.f. inférieure et l'unité v.s.f. supérieure. Cette dernière est caractérisée par la présence de veines de barytine plurimétriques ayant fait l'objet d'exploitations artisanales.
Coupe C-C' : vue panoramique du secteur ouest de Menhouhou (compartiment nord) présentant le contact normal entre l'unité volcano-sédimentaire felsique supérieure (ici représenté par des niveaux massif de rhyodacites et rhyolites) et les calcaires et dolomies.……..…**66-67**

Figure II-15 : Planche photographique des affleurements remarquables du secteur de Menhouhou.
A. Métatuffites rhyolitiques rubanées recoupées par un filon de barytine.
B. Formations ferrifères stratiformes interstratifiées dans les métatuffites rhyolitiques rubanées. Secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou.
C. Conglomérat à nodules de barytine interstratifiés dans les métatuffites rhyolitiques rubanées. La taille des nodules peut atteindre 2 à 3 cm.
D. Jaspes rouges observés au sein des métatuffites rhyolitiques rubanées.
E. Contact discordant entre les métatuffites rhyolitiques rubanées et les calcaires et dolomies.
F. Contact concordant entre les rhyolites sommitales et les calcaires et dolomies……..……**68-69**

Figure II-16 : Planche photographique (microscope optique) des roches magmatiques mafiques de Menhouhou. A. basalte andesitique (JM04-25) caractérisé par une texture microdoléritique porphyrique. La carbonatation et l'hématisation représentent les principales altérations de cette roche. *Lumière Polarisée Non Analysée* (*L.P.N.A.*). B. basalte andesitique (JM04-28) caractérisé par une altération à calcite et chlorite dominante. (*L.P.N.A.*). C. Silicification et épidotisation extrêmement développées au sein d'un basalte (JM04-31). *Lumière Polarisée Analysée* (*L.P.A.*). D. Dolérite (JM04-09) située dans le secteur aurifère de Tamaltl-Menhouhou et présentant une altération à séricite et chlorite.(*L.P.A.*)…….....…….....**72**

Figure II-17 : Planche photographique (microscope optique) des métatuffites de Bou Salem et des roches de l'unité volcano-sédimentaire felsique inférieure de Menhouhou.
A et B. Métatuffite (JM05-15) située à la limite entre l'unité v.s.m. et l'unité v.s.f. (Bou Salem). On note la présence d'un fragment ou claste d'andésite ayant subi une hématisation précoce. A : *L.P.N.A.*; B : *L.P.A.*
C et D. Rhyodacite (JM05-25) située à la base de l'unité v.s.f. dans le secteur de Menhouhou. On note une forte hématisation de la roche et une séricitisation de tous les feldspaths. C : *L.P.N.A.*; D : *L.P.A.*
E. Métatuffite rhyolitique (JM05-39) présentant une fiamme recristalisée et un fragment ou claste d'andésite. On note la présence de phengites orientées selon les plans de schistosité. *L.P.N.A.*
F. Métatuffite rhyolitique (JM05-20) présentant un fragment ou claste de rhyodacite. *L.P.A.*
G et H. Ignimbrite (JM05-29) présentant des phénocristaux de quartz rhyolitique ainsi que des échardes de verre (ou fiamme) recristallisées en quartz définissant une structure litée. G : *L.P.N.A.*; H : *L.P.A.*……..……. ……..…..…..**73-74**

Figure II-18 : Planche photographique (microscope optique et photographie macroscopique) des roches appartenant à l'unité volcano-sédimentaire felsique supérieure.
A et B. Métatuffite rhyolitique (JM05-23) rubanée caractérisée par un litage bien marqué. *L.P.N.A.*
C. Conglomérat à nodules de barytine (JM05-22). On peut noter la cristallisation de séricite et de quartz au dépend de la barytine. *L.P.A.*
D. Photo macroscopique d'un échantillon appartenant aux formations ferrifères stratiformes (JM03-14).
E. Alterance de lits d'hématite et de lits de quartz au sein d'un échantillon appartenant aux formations ferrifères stratiformes (JM03-14). *L.P.N.A.*
F. Veine de quartz recoupant les lits d'hématite et de quartz (JM03-14). *L.P.N.A.*
G. Rhyodacite (JM05-69) caractérisée par une structure fluidale marquée par les microlithes de feldspaths. On note un début de silicification du phénocristal de feldspath potassique. *L.P.A*.....**75-76**

Figure II-19 : Planche photographique (microscope optique) des formations paléozoïques de Menhouhou.
A. Echantillon de la formation des calcaires et dolomies (JM03-25) présentant un ciment sparitique englobant des cristaux de quartz, muscovite, ainsi que des lits d'oxyde de fer. *L.P.A.*
B. Echantillon de la formation des schistes gréseux (JM03-01) montrant une intense déformation caractérisée par l'orientation des chlorites et biotites le long des plans de schistosité . *L.P.A*……..…..**77**

Figure II-20 : A. et C. Diagrammes de caractérisation chimique et minéralogique (D'après La Roche et Marchal, 1978 et Debon et Le Fort, 1983). (A) roches mafiques, (C) roches felsiques (losanges : MTR; ronds : MRR). *Rq. un échantillon de MTR silicifiée (JM05-30; losange vide) est reporté pour indication dans le diagramme de la figure II-20C.*

B. Diagramme TAS (Total Alkalies-Silica) d'après LeBas et al. (1986) montrant la répartition des roches mafiques (triangles vides) et des roches felsiques (losanges : MTR; ronds : MRR).…….……. …….. ……**81**

Figure II-21 : A. Spectres multi-élementaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des roches mafiques sélectionnées.

B. Spectres multi-élementaires normalisés au MORBE (Sun et McDonough, 1989) des roches mafiques sélectionnées.

C. Diagramme de discrimination des basaltes (Pearce et Cann, 1973). Les échantillons sélectionnés sont situés dans le champ des MORB à la limite entre les champs des basaltes calco-alcalins et des basaltes intraplaques.

D. Diagramme de discrimination des basaltes (Pearce et Norroy, 1979). Les échantillons sélectionnés sont situés dans le champ des basaltes intraplaques, à la limite des champs des MORB et MORBE.

E. Spectres de REE normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des roches mafiques sélectionnées.

F. Spectres multi-élementaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des roches felsiques sélectionnées. Losanges : MTR; ronds : MRR.

G. Spectres de REE normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des métatuffites rhyolitiques et ignimbrites (MTR).

H. Spectres de REE normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) des métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR)……..**83-84**

Figure II-22 : A. Diagramme Th/Nb en fonction de Nd/Zr. Les rapports Nd/Zr sont comparables entre les roches mafiques (triangles) et les roches felsiques (losanges : MTR; ronds : MRR). Les rapports Th/Nb sont plus élevés pour les roches felsiques que pour les roches mafiques ce qui indiquerait une contamination crustale. Deux échantillons des MTR (JM05-28 et JM05-24) présentent des rapports Th/Nb plus élevés probablement liés à des phénomènes d'altération tadifs.

B. Diagramme Th/Nb en fonction du Th indiquant l'évolution possible par cristallisation fractionnée (CF) des MRR à partir de la même source que celle des MTR…… ….……**85**

Figure II-23 : A. Spectres REE normalisés au NASC (North American Shale Composition; Gromet et al., 1984 - sauf pour La, Pr, Tb, Ho, Tm, Lu : Haskin et Frey, 1966) de l'échantillon de BIF JM03-14 (hématites, microquartz et roche totale). Les spectres des hématites et des microquartz sont parallèles indiquant une source commune. Le spectre de roche totale présente une inflexion au niveau des MREE et HREE pouvant provenir de la signature des veines de quartz tardives.
B. Spectres multiélémentaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des hématites du BIF (JM03-14) et d'un échantillon de MRR (JM05-33). On remarque la symétrie au niveau des HFSE et l'absence de fractionnement des rapports Th/U, Nb/Ta et Zr/Hf……..……..**87**

Figure II-24 : Calibrage des données isotopiques du carbone de Svalbard, Namibie, Oman et Australie basée sur les âges radiométriques disponibles. La valeur du $\delta^{13}C$ mesurée sur les calcaires et dolomies serait en accord avec un âge supposé de 550 Ma. (Adapté d'après Halverson et al., 2005)..**91**

Figure II-25 A: Diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) des analyses sur monograin de zircon de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15). Trois analyses correspondent à des zircons hérités d'un socle paléoprotérozoïque……**93**

Figure II-25 B: Diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) des analyses sur monograin de zircon de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15). En médaillon : Histogramme des âges $^{206}Pb/^{238}U$ pour les zircons dont les analyses ont donné des âges compris entre 550 et 700 Ma……..**94**

Figure II-26 : Diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) des analyses sur monograin de zircon de la rhyolite de Menhouhou (JM05-69). En médaillon : Moyenne pondérée des âges $^{206}Pb/^{238}U$. **96**

Figure II-27 : Colonne stratigraphique synthétique établie à partir des données sur l'Anti-Atlas (Gasquet et al., 2005) et des données obtenus au cours cette étude. Les âges acquis sur les zircons des formations néoprotérozoïques de Tamlalt sont comparés aux âges obtenus dans l'Anti-Atlas marocain……...…….**100**

Figure II-28 : Modèle de l'évolution géodynamique de la boutonnière de Tamlalt durant l'édiacarien moyen……....**102**

Figure II-28 suite : Modèle de l'évolution géodynamique de la boutonnière de Tamlalt depuis l'édiacarien supérieur jusqu'au Paléozoïque inférieur (Cambrien moyen)…… ……....**103**

Partie III : Le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Figure III-1 : Carte géologique du secteur de Menhouhou et localisation du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Le point de vue correspondant à la figure III-2 est également reporté……**108**

Figure III-2 : Panorama du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. L'ensemble de la zone est recoupé par de nombreux décro-chevauchements dont la présence est soulignée par la couleur blanchâtre due à l'altération associée. Les formations néoprotérozoïques sont fortement déformées et altérées rendant compliquée la reconnaissance des différents protolithes; seules les formations ferrifères se distinguent nettement dans le paysage……**109**

Figure III-3 : Carte géologique du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. EHSB : El Hirech Shear Band……**110**

Figure III-4 : Carte des altérations du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou. a. altération sodique (altération 1). b. altération 2……**112**

Figure III-5 : Planche photographique (microscopie optique) des différents assemblages minéralogiques de l'altération 1. a, b, c, d, e, f, et g : protolithe felsique ; h : protolithe mafique.
a. albitite (JM04-12) composée à 90 % de lattes d'albite associées à de l'hématite et à un cristal de zircon xénomorphe. b. Albitite (JM04-05) caractérisée par la présence de nombreuses monazites (~1 % du volume de la roche). c. roche composée principalement de quartz et d'albite (JM03-22) associés à de l'hématite et de nombreux zircons. d. roche composée d'une matrice quartz, albite, hématite et carbonates recoupée par de nombreuses veines à albite et ankérite (SJM28 - 249 m). e et f. hématisation intense (e) et pyritisation (f) au sein d'une roche composée principalement de quartz et d'albite (respectivement SJM15 - 62 m et SJM28 - 426 m). g. tourmaline radiaire au sein d'une roche composée de quartz, muscovite, hématite et carbonates……**113-114**

Figure III-6 : Planche photographique (microscopie optique) de l'altération calcique recoupant l'altération sodique (altération 1). L'altération calcique est caractérisé par l'assemblage d'épidote, calcite et chlorite (JM04-15). (a) L.P.N.A; (b) L.P.A……**115**

Figure III-7 : a. Photographie d'un échantillon caractérisé par une déformation et une altération (altération 2) intense (SJM28 -365 m). b. photographie en microscopie optique (L.P.A.) du même échantillon (SJM28 - 365 m). La schistosité S1 est soulignée par l'orientation des phengites et hématites. c. photographie en microscopie optique (L.P.A.) d'un échantillon caractérisé par une pyritisation significative associée au développement de la chlorite, de la phengite et du quartz (SJM15 - 123 m). *Rq*. Les fibres de quartz ont cristallisé dans l'ombre de pression de la pyrite.
S1 : schistosité associée à la phase de déformation cisaillante dextre. *Rq*. S1a et S1b sont indifférenciées au sein des zones les plus déformées……..……..**116**

Figure III-8 : Planche photographique des assemblages minéralogiques de l'altération 1-2.
a. altération des albites en sericite (ou phengite ?) (JM03-07). On note également le développement de quartz secondaire, ainsi que de chlorite sans doute liée à l'altération d'inclusions d'hématites. L.P.A.
b. Développement de calcite, goethite et chlorite liée à la rétromorphose d'opaques (pyrite et/ou hématite) (JM03-07). L.P.N.A.
c, d, e, f : évolution de la nature et de l'orientation des minéraux constitutifs de l'altération 1-2 en fonction de la localisation des échantillons par rapport aux décro-chevauchements (pour un protolithe felsique; explications dans le texte). (c) photographie en L.P.A (JM03-06); (d) photographie en L.P.A (JM03-08); (e) photographie en L.P.N.A (JM04-24); (f) photographie en L.P.A (SJM28-365m).
g. assemblage minéralogique caractéristique de l'altération 1-2 au sein d'une zone de déformation intense (protolithe mafique, SJM15-123m)…….……..…….**118-119**

Figure III-9 : Planche photographique (microscopie optique) des deux grands types de formations ferrifères observés dans le secteur aurifère.
a. veine à quartz, hématite spécularite, calcite et barytine (JM03-15) correspondant à une remobilisation complète des formations ferrifères originelles. L.P.A.
b. détail de l'échantillon JM03-15 montrant la présence de tourmaline. L.P.N.A.
c. formation ferrifère altérée (JM05-59) caractérisée par un lessivage du quartz et une altération des hématites en chlorites. L.P.A…….……...**120**

Figure III-10 : Caractérisation des muscovites dans le diagramme Si/Al de Velde (1965). Les températures indiquées sur la ligne muscovite-phengite sont calculées à partir du géothermomètre de Monier et Robert (1986). Photographie de lame minces : (a) phengites associées à l'altération 2, (b) muscovite associée à l'altération 1 et entourée de phengites liées à l'altération 2…….……...**121**

Figure III-11 : a. diagramme de caractérisation des chlorites d'après Hey (1954). Les carrés correspondent aux analyses effectuées sur les chlorites 1, et les triangles correspondent aux analyses des chlorites 2; triangles pleins : protolithe felsique, triangles vides : protolithe mafique.
b. Histogramme des températures calculées sur les chlorites 1 à partir du géothermomètre de Kranidiotis et MacLen (1987).
c. Histogramme des températures calculées sur les chlorites 2 à partir du géothermomètre de Kranidiotis et MacLen (1987)……..……..**123**

Figure III-12 : Caractérisation des carbonates dans un diagramme MgO-CaO-Feo et dans un diagramme MnO-CaO-FeO. Les ronds noirs correspondent aux carbonates génétiquement associés à l'altération 1, et les triangle gris correspondent aux carbonates de l'altération 2……..**124**

Figure III-13 : Diagramme chimico-minéralogique A2/A1 (*A1* : (Al-K)-(Fe-Mg)-2Na ; *A2* : (Al-K)+(Fe-Mg)-4Ca ; D'après La Roche et Marchal,1978). (a) roches felsiques; (b) roches mafiques.
Les losanges correspondent aux protolithes peu altérés, les ronds correspondent aux échantillons dominés par l'altération 1, et les croix correspondent aux échantillons dominés par l'altération 2. Les carrés représentent les positions de minéraux qui interviennent dans ces altérations. Rq : calcite (A1 : 0; A2 : - 4000) et hématite (A1 : -1250; A2 : 1250)……..**127**

Figure III-14 : Diagrammes chimico-minéralogiques (K+Ca)-Na en fonction de Q (d'après Charoy, 1971). **a**. mobilité des éléments lors de l'albitisation (altération 1); 1 : albitisation des feldspaths potassiques; 2 : déquartzification et néoformation d'albite; 3 : muscovitisation et carbonatation.
b. mobilité des éléments lorsque l'altération 2 est intense.
Les losanges correspondent aux protolithes peu altérés, les ronds correspondent aux échantillons dominés par l'altération 1, et les croix correspondent aux échantillons dominés par l'altération 2. Les carrés représentent les positions de minéraux repères. Rq : albite (*Q* : 0; *(K+Ca)-Na* : - 400) et quartz (*Q* : 555; *(K+Ca)-Na* : 0)……..**129**

Figure III-15 : Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). Les ronds vides représentent les MRR albitisées et les triangles gris représentent les albitites. Le champ violet correspond aux spectres multi-élémentaires des MRR peu altérées présentées dans la partie II……..**131**

Figure III-16 : Spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995). Les croix vides représentent les roches localisées au sein des décro-chevauchements (altération 2). Le champ rouge correspond aux spectres multi-élémentaires des métatuffites rhyolitiques peu altérées présentées dans la partie II……..……**131**

Figure III-17 : a. diagramme La_N/Zr_N en fonction de La_N/Nb_N ; photographie au microscope optique de l'albitite JM04-05 présentant des monazites (L.P.A.). b. diagramme Yb_N/Zr_N en fonction de Yb_N/Nb_N ; photographie au microscope optique de la MRR albitisée JM05-45 présentant du xénotime (L.P.A.). Les ronds pleins correspondent aux métatuffites rhyolitiques rubanées (MRR) peu altérées, les ronds vides aux MRR albitisées, et les triangles aux albitites……**133**

Figure III-18 : Bilan de l'altération sodique (altération 1) à partir de diagrammes isocones. (a) albitite JM04-12, (b) albitite JM04-05, (c) albitite SJM28-397.4m et (d) MRR albitisée. La ligne pleine correspond à la droite isocone définie par le Zr et le champ grisé défini correspond à une zone où la mobilité des éléments ne peut être considérée comme significative. Triangle: éléments majeurs; Carrés: REE + Y; Losanges: HFSE; Ronds: éléments en traces sélectionnés. Eléments majeurs en %; éléments en traces en ppm……...**135**

Figure III-19 : Bilan de l'altération 2 à partir de diagrammes isocones. (a) SJM15-76.5m, (b) SJM28-365m, (c) MRR JM05-64 du secteur de Bou Salem. La ligne pleine correspond à la droite isocone définie par le Zr et le champ grisé défini correspond à une zone où la mobilité des éléments ne peut être considérée comme significative. Triangle: éléments majeurs; Carrés: REE + Y; Losanges: HFSE; Ronds: éléments en traces sélectionnés. Eléments majeurs en % ; éléments en traces en ppm……...**137**

Figure III-20 : Carte interprétative des altérations sur laquelle sont reportées les teneurs en or issues de la campagne de lithogéochimie réalisée par l'ONHYM……...……**139**

Figure III-21 : a. Photographie d'une veine de quartz à pyrite massive aurifère (SJM28 - 363.5 m). b, c, d, e, f, g : images MEB (en électrons rétrodiffusés) des minéralisations au sein des veines de quartz à pyrite massive. b. Zonations arsénifères au sein des pyrites et inclusions d'arsénopyrites. c. et d. inclusions d'or et de chalcopyrite au sein d'une pyrite homogène. e. inclusions d'arsenopyrite associées à de la tennantite-tétrahédrite. f. inclusions de chalcopyrite recoupées par de la tennantite-tétrahédrite. g. inclusions de galènes au sein d'une pyrite arsénifère……..……...**145**

Figure III-22 : a. Photographie d'une zone bréchique à remplissage d'hématite et de pyrite au sein d'une roche albitisée (SJM31 - 190.8 m).
b, c, d, : images MEB (en électrons rétrodiffusés) des minéralisations au sein des brèches à hématite et pyrite. b. Vue d'ensemble présentant l'association entre la pyrite et l'hématite spécularite. c. inclusions de barytine, chalcopyrite et de chalcocite. d. inclusions de chalcopyrite et de tellurobismuthite……**146**

Figure III-23 : a. Photographie de sulfures disséminées (pyrite et chalcopyrite) au sein d'une roche fortement albitisée (SJM28 - 397.4 m). b, c, d, e, f, g, h, i: images MEB (en électrons rétrodiffusés) des minéralisations disséminées. b. inclusions d'albite et de quartz dans une pyrite. c. et d. chalcopyrite disséminée dans une matrice composée d'albite et d'ankérite. e. association chalcopyrite et monazite……**147**

Figure III-23 suite : f. inclusion de tennantite - tétrahédrite au sein d'une chalcopyrite, les différences de teinte de gris sont liées aux variations de As et Sb. g. Pyrite zonée renfermant des inclusions de zircons; l'emplacement de la figure i est représenté sur l'image. h. inclusions de tellurobismuthite dans une pyrite homogène. i. présence de molybdénite et de xénotime en association avec la pyrite. j. inclusions d'or au sein d'une pyrite homogène…….**148**

Figure III-24 : Résultats de l'analyse de l'or par La-HS-ICPMS pour chacune des différentes structures minéralisées……..**151**

Figure III-25 : a. diagramme Log(Ni) en fonction de Log(Co) montrant une corrélation positive entre ces deux éléments. b. diagramme Log(Co+Ni) en fonction de Log(As) présentant une corrélation positive exceptée pour trois analyses qui indiquent la présence d'arsenopyrite. Les carrés représentent les pyrites des veines de quartz, les losanges représentent les pyrites des brèches à hématite et les ronds représentent les pyrites disséminées……..……..**152**

Figure III-26 : Photographies des différentes veines de quartz qui se trouvent minéralisées dans le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. a. faisceau de veines parallèles orientées le long de la schistosité. b et c. veines à pendage sub-horizontal de type "saddle reef". d. veine boudinée et schistosée au sein d'une zone fortement altérée et déformée……...…….**154**

Figure III-27 : a. photographie au microscope optique en lumière réfléchie d'une pyrite fracturée et partiellement altérée (JM04-02). b. détail des fractures remplies de goethite, chalcocite et barytine (image MEB, électrons rétrodiffusés; JM04-02). c, d. photographie au microscope optique en lumière réfléchie de grains d'or associé à la goethite (JM03-17). e. images MEB (électrons rétrodiffusés) montrant un grain d'or associé à la goethite et des grains d'or localisés en inclusions dans la barytine (JM03-17)…….……**156**

Figure III-28 : Résultats des isotopes du soufre pour les pyrites associées à l'altération 1……..…..**159**

Figure III-29 : Résultats des isotopes du soufre pour les pyrites associées à l'altération 2……**159**

Figure III-30 : Succession paragénétique des minéralisations aurifères de Tamlalt-Menhouhou…..**161**

Figure III-31 : Digramme isochrone Rb/Sr pour les volcanites de Bou Salem…….……**164**

Figure III-32 : Digramme isochrone Rb/Sr pour les roches altérées de Tamlalt-Menhouhou…….…..**165**

Figure III-33 : Spectres d'âge des mono-grains de muscovite associés à l'altération 1……..**167**

Figure III-34 : Spectres d'âge des mono-grains de phengite associés à l'altération 2…….……**169**

Figure III-35 : Images MEB (en électrons rétrodiffusés) de monazites entourés par des grains micrométriques de thorite au sein d'une albitite (JM04-05)……...……..**171**

Figure III-36 : a. Images MEB (en électrons rétrodiffusés) d'un grain de monazite dont les âges obtenus varient entre 268 et 525 Ma. b. Histogramme des âges U-Th-Pb compris entre 162 Ma et 525 Ma; la majorité des résultats sont compris entre 220 et 320 Ma……..……**173**

Figure III-37 : Images MEB (en électron rétrodiffusés) de zircons en inclusion dans la pyrite et en association avec le xénotime et la molybdénite. Les relations pétrographiques de ces zircons avec les minéraux de l'altération 1, et leurs textures "spongieuses" indiquent qu'il s'agit de zircons hydrothermaux associés à l'hydrothermalisme sodique……**174**

Figure III-38 : Images MEB (a, c, e : en électrons retrodiffusés; b, d, f : en cathodoluminescence) des zircons de la métatuffite rhyolitique rubanée et albitisée (JM04-14). a, b, c, d : zircons hydrothermaux renfermant des inclusions de xénotime, quartz et albite et présentant des zonations oscillatoires. e, f : zircon magmatique caractérisée par des zonations oscillatoires……..…….**177**

Figure III-39 : Images MEB (a, d, e : en électrons retrodiffusés; b, c, f : en cathodoluminescence) des zircons de l'albitite (JM04-12). a, b et c : zircon présentant une texture de dissolution-reprécipitation (zone noire en cathodoluminescence). d : zircon hydrothermal renfermant une inclusion d'albite et une surcroissance de xénotime. e : zircon avec une surcroissance de xénotime. f : zircon caractérisé par des zonations oscillatoires……...**178**

Figure III-40 : a. Diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) des analyses sur monograin de zircon de la métatuffite rhyolitique rubanée et albitisée (JM04-14). En médaillon : histogramme des âges $^{206}Pb/^{238}Ub$. Agrandissement du diagramme concordia ($^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$) pour les zircons dont les âges sont compris entre 420 et 480 Ma. Le cercle sur l'image MEB correspond au spot d'analyse de la sonde ionique. ……..……**180**

Figure III-41 : Spectres normalisés aux chondrites (Sun et McDonough, 1989) pour les zircons de (a) la métatuffite de Bou Salem (JM05-15), (b et c) de la métatuffite rhyolitique rubanée albitisée (JM04-14) et (d) de l'albitite (JM04-12). Les images MEB correspondent aux zircons analysés pour la datation U/Pb et pour les REE. Les ellipses pleines correspondent aux analyses U/Pb et les ellipses en pointillés correspondent aux analyses REE…….……**183**

Figure III-42 : Diagramme Ce/Ce* en fonction de Sm_N/La_N. Les carrés représentent les zircons magmatiques de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15), les ronds correspondent aux zircons de la MRR albitisée (JM04-14) et les croix représentent les zircons de l'albitite (JM04-12). Les champs caractéristiques des signatures hydrothermales et magmatiques sont tracés à partir des données de Hoskin (2005) sur les zircons appartenant au pluton zoné de Boggy Plain…….……**186**

Figure III-43 : Diagrammes Eu/Eu* en fonction de Ce/Ce* (a) pour les zircons > 500 Ma et (b) pour les zircons < 500 Ma. Les carrés représentent les zircons magmatiques de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15), les ronds correspondent aux zircons de la MRR albitisée (JM04-14) et les croix représentent les zircons de l'albitite (JM04-12). Les champs des zircons du pluton zoné de Boggy Plain sont également reportés……**189**

Figure III-44 : Synthèse des caractéristiques minéralogiques et géochimiques des zircons de la MRR albitisée du secteur de Tamlalt-Menhouhou. 1, 2, 3, 4 : details voir le texte et la figure III-36…..…..**192**

Figure III-45 : Modèles d'altération des zircons magmatiques et de formation des zircons hydrothermaux. Pour les zircons hydrothermaux, le Zr provient du protolithe. CL : image en cathodoluminescence; BSE : image en électrons rétrodiffusés……**193**

Figure III-46 : Modèle génétique préliminaire proposé pour le gisement de Tamlalt-Menhouhou à l'Ordovicien supérieur……..……**200**

Figure III-47 : Modèle génétique proposé pour le gisement de Tamlalt-Menhouhou au stéphano-autunien ……...**202**

Conclusions générales

Figure IV-1 : Géométrie régionale du système de failles Liquine-Ofqui……..……..**205**

Liste des tableaux

Partie II : Le cadre régional de la boutonnière de Tamlalt

Tableau II-1 : Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique (CAMECA IMS 1270) des zircons de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15) ……..…….**95**

Tableau II-2 : Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique (CAMECA IMS 1270) des zircons de la rhyolithe de Menhouhou (JM05-69) ……..…….**98**

Partie III : Le secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Tableau III-1 : Résultats des analyses obtenues par spectrométrie d'absorption atomique (AAS) pour Au, Pd, Hg, Ag et Te. Analyses ONHYM……**139**

Tableau III-2 : Analyses des éléments majeurs (en %) des différents faciès des formations ferrifères (BIF)……..……**140**

Tableau III-3 : Analyses des éléments traces (en ppm) des différents faciès des formations ferrifères (BIF). L'or (en ppb) a été analysé par l'ONHYM par spectrométrie d'absorption atomique…….**140**

Tableau III-4 : Analyse des inclusions d'or présentes dans les pyrites d'une veine de quartz aurifère (SJM28 – 363.5 m) par sonde électronique (Camebax SX 100)……**144**

Tableau III-5 : Résultats des analyses des pyrites par La-HS-ICPMS pour les éléments Ag, Au, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Cd, Pb et As. Les teneurs sont données en ppm. « - » : inférieur à la limite de détection...……**150**

Tableau III-6 : Analyse des inclusions d'or présentes en association avec le goethite dans les veines de quartz aurifère associées à l'altération 2 (JM04-04 et JM03-13) par sonde électronique (Camebax SX100)…… ….…….**157**

Tableau III-7 : Résultats de l'analyse isotopique du strontium sur les volcanites de Bou Salem. (1) le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ est calculé à partir des teneurs en Rb et en Sr mesurées à l'ICP-MS (SARM, CRPG-Nancy), ce qui explique les erreurs relativement importantes……**164**

Tableau III-8 : Résultats de l'analyse isotopique du strontium sur les roches altérées du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. (1) le rapport $^{87}Rb/^{86}Sr$ est calculé à partir des teneurs en Rb et en Sr mesurées à l'ICP-MS (SARM, CRPG-Nancy), ce qui explique les erreurs relativement importantes…….…….…….…….**165**

Tableau III-9 : Résultats des analyses U-Th-Pb sur monazites par sonde électronique. <L.D. : inférieur à la limite de détection ; n.d. : non déterminé....……...**172**

Tableau III-10 : Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique (CAMECA IMS 1270) des zircons de la métatuffite rhyolitique rubanée albitisée (JM04-14) et de l'albitite (JM04-12)…….…..……...**181**

Tableau III-11 : Résultats des analyses de REE par sonde ionique (CAMECA IMS 3F) des zircons de la métatuffite de Bou Salem (JM05-15), de la métatuffite rhyolitique rubanée albitisée(JM04-14) et de l'albitite (JM04-12)……..…….…..……...**184**

Annexes

Annexes

Annexe 1 : Analyses géochimiques des formations du secteur de Menhouhou et de Bou Salem

Annexe 2 : Analyses Au, Pd, Hg, Ag, et Te réalisées sur les formations de Menhouhou (ONHYM)

Annexe 3 : Analyses de minéraux à la microsonde électronique CAMEBAX SX 100

Annexe 4 : Analyse de trois sondages : SJM15, SJM28 et SJM33

Annexe 5 : Techniques analytiques

Annexe 6 : Résultats des analyses isotopiques du Sr et du Nd

Annexe 1 : Analyses des éléments majeurs et traces obtenus au SARM (CRPG-Nancy)

Echantillon	JM03-14	JM03-15	JM03-19	JM03-24	JM04-36	JM04-05	JM04-07	JM04-09	JM04-12	JM04-13	JM04-14	JM04-21	JM04-24
Protolithe	BIF	BIF	veine qtz	BIF	veine qtz	MRR	MTR	v.s.m	MRR	MRR	MRR	MRR	MRR
Localisation	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	OM	T-M
Altération	p. alt.	alt. 1	-	alt. 1-2	-	alt 1	alt. 1-2	alt. 1	alt. 1	alt. 1	alt. 1	p. alt.	alt. 1-2
%wt													
SiO2	72.64	12.73	91.01	1.62	58.46	61.49	79.74	50.61	70.24	69.72	77.10	75.19	58.26
Al2O3	0.23	0.40	0.33	0.08	8.92	12.36	10.49	17.77	16.50	13.43	12.25	12.39	13.74
Fe2O3	26.27	62.46	6.35	90.77	4.07	13.50	0.90	10.37	1.50	8.90	1.24	2.64	5.02
MnO	0.00	0.03	0.01	0.07	0.16	0.02	0.00	0.16	0.01	0.00	0.00	0.00	0.15
MgO	0.00	0.05	0.03	0.00	2.17	0.15	0.00	5.42	0.00	0.00	0.10	0.00	1.76
CaO	0.09	12.46	0.20	3.60	11.72	0.47	0.00	4.74	0.10	0.22	0.29	0.13	5.82
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	1.01	6.58	0.00	6.43	9.18	7.41	5.79	0.00	5.86
K2O	0.08	0.12	0.10	0.00	0.59	0.20	8.10	0.25	0.00	0.12	1.33	8.25	0.51
TiO2	0.01	0.10	0.03	0.05	0.50	0.40	0.06	1.35	0.49	0.42	0.30	0.22	1.01
P2O5	0.13	0.25	0.05	0.69	0.16	0.70	0.03	0.18	0.02	0.12	0.03	0.00	0.04
PF	0.09	9.76	1.27	2.01	10.11	2.26	0.67	2.57	0.49	0.51	0.70	1.25	6.44
Total	99.52	98.36	99.38	98.89	97.87	98.13	99.99	99.85	98.53	100.85	99.13	100.07	98.61
ppm													
As	6	40	20	53	4	3	4	29	3	4	2	6	6
Ba	60	4259	84	31	125	35	742	113	46	21	148	1877	163
Be	0.0	0.0	0.0	1.2	0.9	0.7	0.8	0.0	1.0	0.8	0.9	1.6	1.4
Bi	0.7	0.5	33.9	0.7	0.0	1.2	0.0	0.2	0.4	0.3	0.2	0.4	0.0
Co	0.5	1.5	6.9	7.3	11.1	78.4	0.6	33.3	14.5	1.8	1.7	8.9	13.8
Cr	12	11	10	5	27	5	0	179	0	0	0	0	0
Cs	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.2	2.4	0.0	0.0	0.0	0.3	0.9	0.2
Cu	11	7	138	51	5	7	0	0	6	15	25	19	26
Ga	0.9	3.8	0.8	3.1	9.2	37.0	14.1	17.6	23.2	20.9	17.0	23.4	24.7
Ge	1.9	1.0	1.4	1.0	1.0	7.2	1.6	1.7	1.0	1.2	1.3	1.6	1.3
Hf	0.05	1.22	0.30	0.04	1.22	8.80	4.92	2.37	8.49	8.29	9.95	9.73	8.28
Mo	9	35	2	4	0	1	0	1	4	4	1	1	1
Nb	0.8	2.5	0.3	12.3	1.1	2.9	7.3	1.4	4.6	5.5	13.9	14.3	8.4
Ni	8	10	7	40	12	8	0	56	0	0	15	0	10
Pb	2	5	6	10	6	7	3	6	8	5	19	12	13
Rb	3	4	2	0	12	5	128	6	1	3	26	132	16
Sb	2.0	4.1	2.9	9.3	2.1	1.8	2.2	4.8	2.5	2.7	2.1	4.3	3.2
Sn	4.6	10.0	0.0	26.9	1.0	2.1	3.1	0.8	1.8	4.6	3.7	5.9	2.9
Sr	3	60	12	17	320	49	24	381	31	16	19	17	32
Ta	0.07	0.16	0.03	0.14	0.10	0.38	0.71	0.12	0.38	0.46	1.25	1.26	0.80
Th	0.47	1.24	0.18	3.06	0.49	97.25	8.52	0.51	3.59	3.41	13.50	14.13	4.50
U	0.42	1.25	0.33	3.47	0.39	5.08	1.76	0.32	1.60	3.13	3.98	3.66	2.56
V	14	26	30	576	127	16	4	210	4	25	4	7	89
W	9.04	17.7	0.6	16.6	0.3	6.6	1.9	0.0	3.3	5.2	2.1	2.2	0.7
Y	2.53	15.2	1.4	14.6	20.3	136.5	20.7	26.9	30.8	69.3	72.9	68.6	44.7
Zn	0	0	6	10	21	20	0	141	14	0	17	32	42
Zr	3	51	13	3	47	364	139	87	374	311	392	311	337
La	39.6	194.6	0.8	20.1	3.3	2130.0	41.4	4.2	4.8	10.4	34.0	55.0	22.0
Ce	38.1	213.0	1.6	36.0	8.7	5002.0	93.7	11.6	11.0	24.6	76.2	87.8	48.2
Pr	2.34	16.59	0.20	3.64	1.36	695.00	11.46	1.91	1.41	3.44	9.59	14.35	6.06
Nd	5.96	46.45	0.77	13.13	7.24	3016.00	44.33	9.85	5.52	15.41	37.59	56.31	24.57
Sm	0.92	6.46	0.22	2.68	3.08	657.80	8.16	3.26	1.75	4.89	8.54	12.10	6.22
Eu	0.31	4.28	0.05	1.02	1.67	96.19	0.51	1.32	0.64	1.26	1.69	1.51	1.58
Gd	0.79	4.88	0.21	3.17	4.37	286.30	4.63	4.24	3.32	7.94	9.41	11.04	6.39
Tb	0.11	0.62	0.04	0.48	0.69	24.02	0.61	0.72	0.71	1.65	1.79	1.88	1.11
Dy	0.61	3.20	0.22	2.75	3.91	65.94	3.50	4.62	4.84	11.13	11.85	11.68	7.19
Ho	0.11	0.57	0.04	0.52	0.70	6.01	0.76	0.96	1.00	2.33	2.47	2.36	1.50
Er	0.24	1.55	0.14	1.39	1.80	12.28	2.64	2.73	2.84	6.76	7.03	6.78	4.48
Tm	0.03	0.22	0.02	0.19	0.25	1.15	0.47	0.40	0.43	1.01	1.05	1.02	0.71
Yb	0.16	1.32	0.17	1.16	1.55	7.06	3.61	2.69	2.74	6.87	7.01	6.74	5.14
Lu	0.02	0.18	0.02	0.16	0.23	1.02	0.61	0.41	0.39	1.10	1.07	1.04	0.86
REE	49.66	299.31	3.75	66.30	35.51	9870.77	174.97	44.71	36.57	88.42	175.32	214.64	113.96

Note: < L.D. inférieur à la limite de détection; T-M : Tamlalt-Menhouhou; OM : Ouest Menhouhou; BS : Bou Salem;

MRR : Métatuffite rhyolitique rubannée; MTR : Métatuffite rhyolitique; r.m. : roche mafique; Cong. : conglomérat; Rhy. : rhyolite sommitale;

alt. 1 : altération 1; alt. 2 : altération 2; p. alt : protolithe faiblement altéré (essentiellement altération 2), alt Si. : altération néoprotérozoïque (silicifiation)

Annexe 1 : Analyses des éléments majeurs et traces obtenus au SARM (CRPG-Nancy)

Echantillon	JM04-25	JM04-26	JM04-28	JM04-29	JM04-32	JM05-04	JM05-13	JM05-15	JM05-22	JM05-23	JM05-24	JM05-25
Protolithe	v.s.m	v.s.m	v.s.m.	v.s.m.	MRR	-	Metatuf.	Metatuf.	Cong. Ba	MRR	MTR	MTR
Localisation	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	BS	BS	OM	OM	OM	OM
Altération	alt. 1	alt. 1	p. alt.	p. alt.	alt. 1	alt. 2	p. alt.	p. alt.	p. alt	p. alt	p. alt.	p. alt.
%wt												
SiO2	42.08	58.73	47.68	51.56	73.77	29.54	74.98	68.91	60.44	75.75	79.35	70.89
Al2O3	11.86	10.31	15.32	16.23	12.47	10.06	9.55	8.94	8.20	11.26	10.64	11.90
Fe2O3	14.90	5.32	7.83	10.01	1.66	2.08	5.91	5.21	1.17	1.74	1.35	5.20
MnO	0.34	0.29	0.18	0.25	0.00	0.20	0.03	0.08	0.02	0.01	0.01	0.04
MgO	0.62	0.53	6.19	4.81	0.69	1.19	1.86	1.51	0.08	0.13	0.20	0.19
CaO	11.07	9.94	9.57	9.38	1.51	27.72	0.48	5.04	0.74	0.30	0.20	1.10
Na2O	6.07	6.07	3.69	3.24	0.00	0.39	1.92	1.47	0.08	0.12	0.11	0.11
K2O	1.02	0.00	1.21	0.90	6.08	2.56	2.96	4.16	6.47	8.87	7.72	9.23
TiO2	2.66	0.87	1.18	1.55	0.32	0.46	0.35	0.50	0.14	0.20	0.12	0.54
P2O5	0.27	0.21	0.16	0.21	0.00	0.12	0.09	0.10	0.04	0.03	0.03	0.20
PF	8.89	8.14	7.60	2.32	2.63	24.74	2.04	5.03	2.51	0.82	0.96	1.17
Total	99.78	100.41	100.61	100.46	99.13	99.06	100.18	100.95	79.89	99.23	100.69	100.56
ppm												
As	7	11	36	14	57	3	3	6	62	3	4	6
Ba	54	420	107	260	526	546	521	1025	47240	1579	551	925
Be	0.6	0.6	0.6	0.8	2.3	1.7	0.0	0.6	3.9	0.8	0.8	0.7
Bi	0.0	0.0	0.3	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	0.0
Co	8.0	2.1	29.7	30.5	1.8	7.3	6.3	7.3	3.5	0.7	0.7	2.5
Cr	24	0	208	109	8	50	28	35	54	7	6	0
Cs	0.0	0.0	0.8	0.5	1.9	4.5	0.6	0.5	2.0	1.1	3.5	2.5
Cu	13	0	23	39	65	16	8	15	357	4	0	7
Ga	13.6	8.5	15.9	20.1	21.0	14.6	9.2	8.7	7.9	18.8	15.3	11.3
Ge	0.8	1.0	1.8	1.4	1.8	0.9	1.7	1.3	0.7	1.5	1.4	1.5
Hf	4.08	11.78	2.04	3.09	10.47	3.20	2.51	4.14	5.85	8.51	5.60	5.06
Mo	0	1	1	0	1	3	0	0	2	1	0	0
Nb	4.2	10.7	1.5	3.0	14.3	8.5	3.7	4.5	8.2	13.1	7.8	5.6
Ni	7	0	72	25	0	28	8	10	62	4	0	0
Pb	3	3	10	15	7	1	3	7	136	3	3	8
Rb	17	1	58	18	169	96	49	72	110	163	125	104
Sb	5.4	2.8	4.7	2.0	2.2	0.9	0.7	2.2	8.5	2.9	1.9	4.2
Sn	1.3	2.7	2.2	1.5	3.6	2.0	0.8	0.9	30.6	4.7	4.3	2.6
Sr	93	94	308	205	10	279	20	50	2806	30	11	19
Ta	0.36	0.87	0.13	0.27	1.27	0.77	0.33	0.41	0.94	1.13	0.79	0.46
Th	1.03	5.92	0.88	1.34	15.42	7.71	3.31	3.43	7.37	12.12	10.47	2.50
U	0.42	2.61	0.71	0.63	2.84	2.36	0.97	1.13	2.76	2.82	2.13	1.23
V	248	43	213	229	5	59	27	34	12	5	6	23
W	1.8	0.5	0.4	0.2	2.2	1.4	0.3	0.6	5.3	2.0	1.5	1.2
Y	36.6	91.9	20.8	28.0	59.8	15.2	6.2	24.4	31.7	47.6	105.4	47.2
Zn	22	0	90	112	15	10	25	30	575	14	12	24
Zr	158	478	69	113	383	117	97	168	182	271	152	199
La	11.0	15.3	9.0	8.2	25.8	26.2	9.9	10.1	39.8	42.2	27.2	36.4
Ce	26.9	36.6	20.7	19.5	54.7	51.3	20.3	21.6	75.4	80.7	66.4	88.5
Pr	3.90	5.25	3.14	2.87	7.08	5.78	2.60	3.01	10.46	10.99	7.84	10.22
Nd	18.63	24.45	14.72	13.64	29.53	21.55	10.69	13.13	40.93	42.31	30.75	44.14
Sm	5.30	7.56	3.81	3.88	7.32	3.75	2.17	3.61	7.80	8.90	7.19	10.37
Eu	1.66	2.12	1.38	1.38	1.25	0.80	0.49	1.09	0.16	0.78	0.82	1.97
Gd	6.15	10.77	3.94	4.47	8.16	2.86	1.49	4.38	7.05	7.50	10.14	8.59
Tb	0.99	2.09	0.63	0.75	1.50	0.44	0.18	0.73	0.88	1.28	2.32	1.21
Dy	6.24	14.41	3.74	4.74	9.91	2.65	0.97	4.40	5.17	8.18	17.18	7.48
Ho	1.28	3.10	0.76	0.97	2.07	0.50	0.21	0.85	0.98	1.65	3.78	1.64
Er	3.70	8.92	2.10	2.82	6.09	1.48	0.69	2.22	3.25	5.09	11.22	5.28
Tm	0.56	1.36	0.31	0.41	0.92	0.23	0.12	0.31	0.47	0.82	1.67	0.84
Yb	3.84	9.08	2.00	2.73	6.27	1.54	0.82	2.00	3.81	5.55	10.64	6.06
Lu	0.61	1.41	0.31	0.42	0.96	0.24	0.14	0.31	0.50	0.88	1.48	0.97
REE	79.75	127.11	57.52	58.56	135.71	93.11	40.89	57.58	156.89	174.59	171.41	187.24

Note: < L.D. inférieur à la limite de détection; T-M : Tamlalt-Menhouhou; OM : Ouest Menhouhou; BS : Bou Salem;

MRR : Métatuffite rhyolitique rubannée; MTR : Métatuffite rhyolitique; r.m. : roche mafique; Cong. : conglomérat; Rhy. : rhyolite sommitale;

alt. 1 : altération 1; alt. 2 : altération 2; p. alt : protolithe faiblement altéré (essentiellement altération 2), alt Si. : altération néoprotérozoïque (silicification)

Annexe 1 : Analyses des éléments majeurs et traces obtenus au SARM (CRPG-Nancy)

Echantillon	JM05-26	JM05-28	JM05-29	JM05-30	JM05-31	JM05-31b	JM05-33	JM05-36	JM05-40	JM05-44	JM05-45	JM05-46b	JM05-48
Protolithe	MTR	MTR	MTR	MTR			MRR	MRR	MRR	MRR	MRR	MRR	MRR
Localisation	OM	OM	OM	OM	OM	OM	OM	OM	OM	T-M	T-M	T-M	T-M
Altération	p. alt.	p. alt.	p. alt.	alt Si.	p. alt	p. alt	p. alt.	p. alt.	p. alt	alt. 1	alt. 1	alt. 1	alt. 1
%wt													
SiO2	62.81	77.02	75.99	89.25	77.97	76.41	73.20	75.90	74.43	75.47	76.39	76.09	75.59
Al2O3	15.71	11.45	10.98	5.65	10.52	9.63	12.65	10.21	11.99	12.33	11.63	12.47	12.25
Fe2O3	7.30	1.55	2.01	1.06	1.55	3.29	2.25	1.81	2.21	1.85	2.48	1.91	1.87
MnO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01
MgO	0.33	0.09	0.07	0.08	0.10	0.12	0.28	0.05	0.22	0.30	0.17	0.42	0.25
CaO	0.67	0.06	0.52	0.04	0.19	0.50	0.09	0.87	0.40	0.64	0.66	0.12	0.80
Na2O	0.36	0.12	0.11	0.00	0.07	0.11	1.00	0.12	0.11	2.77	5.21	0.08	2.52
K2O	10.88	9.04	8.82	4.09	8.23	7.68	7.53	8.34	8.20	5.41	0.90	7.74	4.86
TiO2	0.76	0.13	0.11	0.09	0.12	0.32	0.23	0.19	0.22	0.32	0.31	0.25	0.28
P2O5	0.27	0.02	0.02	0.00	0.02	0.07	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02
PF	1.21	0.58	0.89	0.58	0.58	0.90	1.26	1.36	1.40	1.26	1.49	1.37	1.69
Total	100.31	100.06	99.54	100.84	99.36	99.07	98.53	98.92	99.24	100.41	99.29	100.48	100.14
ppm													
As	8	4	5	4	3	10	7	2	7	3	5	5	2
Ba	874	708	684	2376	716	615	1213	6794	1334	993	108	724	429
Be	1.3	0.6	0.6	0.7	0.0	0.9	1.9	0.0	1.4	2.5	0.7	2.0	1.4
Bi	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0
Co	2.4	0.7	0.5	0.5	0.7	1.6	4.4	0.6	0.8	0.9	3.9	2.6	0.8
Cr	0	0	5	8	10	9	0	0	6	8	0	0	7
Cs	3.8	1.6	1.2	0.9	1.2	1.9	0.9	0.9	1.9	0.8	0.4	2.0	0.9
Cu	5	5	11	3	4	459	7	5	0	5	198	10	7
Ga	20.9	14.7	18.1	7.5	17.2	13.6	23.8	10.7	20.0	19.2	16.2	19.0	17.7
Ge	1.3	1.3	1.5	2.8	1.2	1.9	1.5	1.5	1.6	1.7	1.4	1.6	1.5
Hf	7.69	6.09	5.79	3.92	6.43	5.59	9.33	7.08	9.10	9.94	10.17	8.38	8.87
Mo	1	0	0	0	1	1	1	1	0	0	1	1	0
Nb	7.4	8.5	9.0	6.3	9.3	8.3	14.9	10.8	13.8	14.1	13.5	11.6	12.8
Ni	0	0	0	4	5	5	0	0	3	4	3	4	3
Pb	5	5	2	3	2	31	3	2	3	3	5	4	2
Rb	141	129	118	69	112	106	133	139	157	110	30	170	108
Sb	4.8	2.2	2.8	4.4	3.2	6.3	5.4	2.6	5.9	1.5	1.9	2.4	1.6
Sn	1.8	3.6	2.0	7.9	4.8	38.0	6.3	4.0	6.7	4.6	4.8	3.0	4.1
Sr	32	21	15	33	20	21	24	78	21	28	18	11	16
Ta	0.64	0.86	0.90	0.54	0.92	0.76	1.26	0.99	1.21	1.19	1.22	1.17	1.15
Th	3.44	10.37	8.35	5.83	8.56	7.04	13.40	10.25	12.97	14.23	13.94	13.50	14.78
U	1.81	2.65	1.98	1.89	1.86	2.48	4.34	2.15	3.80	3.43	2.96	3.10	2.34
V	31	6	4	2	6	14	7	7	6	4	4	4	3
W	1.6	1.5	0.8	1.3	1.1	2.0	2.3	1.8	2.0	2.7	1.6	1.0	1.5
Y	58.6	37.1	99.4	16.6	77.0	57.2	63.8	33.8	70.1	71.9	135.3	39.5	56.0
Zn	24	23	28	25	22	40	14	26	24	17	13	25	11
Zr	311	170	175	124	192	183	301	228	293	413	372	280	321
La	36.4	28.4	20.0	26.6	17.0	52.9	48.1	25.0	45.9	64.0	72.7	20.9	18.3
Ce	88.0	49.8	47.9	48.9	38.9	121.6	102.0	42.5	97.3	144.8	154.2	52.0	39.1
Pr	10.50	7.23	5.89	6.95	4.89	14.92	12.52	6.26	11.69	17.68	20.89	5.80	4.57
Nd	45.95	27.36	23.58	26.27	19.51	61.65	48.85	23.87	45.89	70.77	81.72	22.52	17.48
Sm	11.29	5.06	6.03	5.19	5.11	14.00	10.81	5.08	10.15	16.00	18.40	4.75	3.88
Eu	1.92	0.56	0.96	0.49	0.84	1.90	0.97	0.55	0.91	2.94	3.89	0.74	0.78
Gd	10.16	4.35	9.82	3.32	8.24	11.15	9.88	4.93	10.48	14.54	20.45	4.37	5.54
Tb	1.55	0.83	2.15	0.46	1.76	1.66	1.66	0.86	1.85	2.22	3.79	0.83	1.21
Dy	9.72	5.78	15.32	2.88	12.42	9.82	10.27	5.57	11.76	12.79	23.58	6.03	8.65
Ho	1.98	1.30	3.29	0.65	2.64	1.93	2.13	1.17	2.38	2.46	4.60	1.37	1.90
Er	5.84	4.23	9.58	2.28	7.72	5.61	6.51	3.44	6.93	7.03	12.52	4.49	5.76
Tm	0.87	0.68	1.37	0.40	1.18	0.86	1.02	0.55	1.06	1.05	1.77	0.75	0.87
Yb	5.89	4.90	8.64	2.95	7.53	5.86	7.02	3.81	7.07	7.23	10.88	5.65	5.89
Lu	0.92	0.78	1.25	0.47	1.11	0.89	1.06	0.59	1.08	1.10	1.55	0.93	0.91
REE	194.55	112.87	135.75	101.24	111.80	251.85	214.69	99.21	208.53	300.61	358.24	110.23	96.59

Note: < L.D. inférieur à la limite de détection; T-M : Tamlalt-Menhouhou; OM : Ouest Menhouhou; BS : Bou Salem;

MRR : Métatuffite rhyolitique rubannée; MTR : Métatuffite rhyolitique; r.m. : roche mafique; Cong. : conglomérat; Rhy. : rhyolite sommitale;

alt. 1 : altération 1; alt. 2 : altération 2; p. alt : protolithe faiblement altéré (essentiellement altération 2), alt Si. : altération néoprotérozoïque (silicifiation)

Annexe 1 : Analyses des éléments majeurs et traces obtenus au SARM (CRPG-Nancy)

Echantillon	JM05-49	JM05-50	JM05-51	JM05-64	JM05-65	JM05-66	JM05-67	JM05-68	JM05-69	JM05-70	SJM15-76.8m
Protolithe	MRR	v.s.m.	MRR	MRR	Metatuf.	v.s.m.	Metatuf.	Metatuf.	Rhy	Cong.	MRR
Localisation	T-M	T-M	T-M	BS	BS	BS	BS	BS	OM	OM	T-M
Altération	alt. 1	p. alt.	alt. 1	alt. 2	p. alt.	p. alt.	p. alt.	p. alt.	p. alt	p. alt	alt. 2
%wt											
SiO2	77.66	51.37	72.40	72.78	80.93	50.80	71.54	73.48	73.47	81.12	77.07
Al2O3	11.67	16.14	13.48	12.27	6.43	14.10	9.89	8.56	8.61	8.89	11.76
Fe2O3	1.72	9.88	2.61	3.40	3.68	12.67	4.64	4.64	3.19	1.18	1.71
MnO	0.02	0.15	0.02	0.02	0.07	0.23	0.06	0.07	0.03	0.01	0.03
MgO	0.24	4.53	0.60	0.27	1.08	4.66	1.97	1.63	0.04	0.13	0.77
CaO	0.66	6.68	0.41	0.36	1.58	4.72	2.58	3.00	3.27	0.38	0.84
Na2O	2.88	4.40	3.58	0.12	1.30	3.88	1.96	1.62	0.12	0.00	0.56
K2O	4.37	0.57	4.00	9.50	1.89	1.14	3.51	3.27	7.22	6.69	3.21
TiO2	0.22	1.60	0.34	0.29	0.20	2.65	0.34	0.29	0.16	0.12	0.15
P2O5	0.02	0.21	0.06	0.06	0.07	0.30	0.09	0.08	0.07	0.00	0.03
PF	1.37	4.35	1.42	1.03	2.36	5.54	3.31	3.31	2.73	0.76	3.60
Total	100.82	99.88	98.92	100.08	99.58	100.69	99.89	99.94	98.91	99.28	99.73
ppm											
As	2	13	5	6	2	10	3	4	5	6	0
Ba	393	247	637	1213	745	433	714	518	1117	350	137
Be	2.3	0.8	1.7	0.0	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0	1.0	2.4
Bi	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
Co	1.1	27.9	1.8	3.6	4.2	32.2	8.8	8.0	0.7	0.4	1.2
Cr	6	80	0	0	18	18	35	29	5	5	4
Cs	0.8	0.9	1.2	1.4	0.6	0.8	0.5	0.4	0.8	1.4	0.9
Cu	0	27	0	11	14	63	6	6	6	3	5
Ga	16.6	20.0	20.8	13.5	6.6	24.8	9.9	8.1	6.7	16.8	22.7
Ge	1.4	1.4	1.2	1.3	1.7	2.2	1.2	1.5	1.9	1.7	1.3
Hf	7.83	3.37	10.95	8.94	1.81	5.71	2.84	2.08	6.46	5.77	6.97
Mo	1	1	0	1	1	1	0	0	1	0	1
Nb	11.6	3.2	14.6	8.0	2.5	7.4	4.1	3.3	8.1	9.5	10.4
Ni	0	17	0	4	7	8	14	11	3	0	6
Pb	3	7	4	4	2	6	5	4	3	2	3
Rb	80	15	80	148	42	37	69	57	105	94	90
Sb	1.9	2.6	0.9	5.3	1.0	3.5	1.0	1.1	3.0	3.7	1.5
Sn	3.7	3.0	5.4	3.1	1.0	1.9	0.9	0.6	2.9	6.3	5.8
Sr	18	210	28	19	33	114	56	41	17	15	20
Ta	1.09	0.30	1.35	0.76	0.24	0.60	0.36	0.28	0.77	0.82	1.07
Th	14.15	1.81	15.19	11.74	2.64	2.25	3.62	2.99	8.46	7.78	9.28
U	3.02	0.90	4.79	3.69	0.63	0.83	1.07	0.94	2.54	2.01	3.04
V	4	253	40	16	29	383	33	33	20	9	5
W	1.7	0.3	1.8	1.2	0.5	0.4	0.5	0.4	1.3	1.4	0.7
Y	38.1	28.3	48.1	57.4	7.3	52.1	8.1	10.1	26.0	38.1	55.2
Zn	10	102	11	19	26	301	45	57	10	8	27
Zr	259	126	398	324	68	225	111	79	203	177	197
La	24.7	9.5	13.8	44.5	12.2	13.8	13.8	6.8	29.3	22.3	3.6
Ce	48.5	22.7	32.9	88.6	25.9	35.1	25.9	13.2	61.3	48.7	9.6
Pr	6.07	3.20	3.58	10.39	3.41	5.05	3.18	1.70	7.32	6.29	1.23
Nd	23.12	14.98	14.55	40.08	14.00	24.11	12.27	7.15	28.83	24.69	5.35
Sm	5.16	4.19	3.62	8.32	3.29	7.13	2.32	1.65	6.62	5.34	1.90
Eu	0.73	1.46	0.71	1.48	0.81	2.67	0.62	0.40	0.87	0.61	0.49
Gd	5.11	4.89	4.49	8.10	2.39	8.41	1.85	1.67	5.25	5.07	3.81
Tb	0.96	0.82	0.92	1.43	0.30	1.44	0.25	0.27	0.78	0.92	0.95
Dy	6.18	5.09	7.07	9.26	1.48	9.13	1.34	1.61	4.50	6.40	8.04
Ho	1.31	1.01	1.66	1.86	0.25	1.81	0.28	0.33	0.93	1.36	1.92
Er	4.15	2.96	5.65	5.21	0.68	5.14	0.91	1.01	2.96	4.25	6.29
Tm	0.66	0.44	0.97	0.78	0.10	0.77	0.15	0.16	0.50	0.72	1.03
Yb	4.97	2.93	7.10	5.05	0.67	5.18	1.07	1.15	3.54	5.03	6.95
Lu	0.80	0.46	1.19	0.76	0.11	0.80	0.18	0.19	0.55	0.77	1.03
REE	107.68	65.09	84.39	181.28	53.36	106.74	50.35	30.53	123.90	110.11	48.58

Note: < L.D. inférieur à la limite de détection; T-M : Tamlalt-Menhouhou; OM : Ouest Menhouhou; BS : Bou Salem;

MRR : Métatuffite rhyolitique rubannée; MTR : Métatuffite rhyolitique; r.m. : roche mafique; Cong. : conglomérat; Rhy. : rhyolite sommitale;

alt. 1 : altération 1; alt. 2 : altération 2; p. alt : protolithe faiblement altéré (essentiellement altération 2), alt Si. : altération néoprotérozoïque (silicifiation)

Annexe 1 : Analyses des éléments majeurs et traces obtenus au SARM (CRPG-Nancy)

Echantillon	SJM15-99m	SJM15-104m	SJM15-123m	SJM15-168m	SJM28-61.20m	SJM28-246.8m	SJM28-365m	SJM28-397.4m	SJM33-370.7m
Protolithe	MRR	MRR	v.s.m.	v.s.m.	v.s.m.	v.s.m.	MRR	MRR	MTR
Localisation	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M	T-M
Altération	alt. 1	alt. 1	alt. 2	alt. 1	alt. 2	alt. 2	alt. 2	alt. 1	alt. 1
%wt									
SiO2	60.58	61.09	52.70	55.62	46.56	57.30	73.20	50.68	73.86
Al2O3	15.14	17.75	10.70	11.59	12.84	12.05	10.69	14.73	11.94
Fe2O3	2.70	2.95	22.60	10.22	9.98	12.23	2.17	10.29	1.08
MnO	0.17	0.10	0.18	0.23	0.24	0.09	0.14	0.21	0.13
MgO	1.91	1.05	2.54	2.44	9.95	4.33	1.67	1.87	0.47
CaO	4.01	2.17	2.18	4.67	5.23	2.14	2.43	4.25	1.90
Na2O	8.34	8.00	3.09	5.79	2.48	4.14	0.85	5.07	6.80
K2O	0.22	1.39	0.65	0.71	0.83	0.80	3.25	2.34	0.15
TiO2	0.77	0.79	0.53	0.29	1.62	1.94	0.14	0.89	0.20
P2O5	0.06	0.08	0.15	0.06	0.26	0.41	0.06	0.12	0.07
PF	5.83	3.70	4.83	7.27	10.11	4.31	5.00	8.20	2.38
Total	99.73	99.07	100.15	98.89	100.10	99.74	99.60	98.65	98.98
ppm									
As	3	3	3	2	6	4	3	51	7
Ba	14	154	18	169	41	261	141	189	27
Be	1.6	1.8	1.5	0.8	1.4	1.7	2.1	1.8	0.6
Bi	0.2	0.3	0.2	0.4	0.2	0.1	0.2	1.4	0.1
Co	7.2	30.6	24.4	44.4	48.0	21.1	1.3	158.0	3.1
Cr	6	5	44	0	114	28	0	0	7
Cs	0.0	0.6	0.6	0.6	0.7	0.5	2.2	0.8	0.0
Cu	9	144	167	11	0	0	15	665	23
Ga	21.7	26.3	16.1	14.8	15.0	22.3	19.9	22.8	11.8
Ge	1.1	1.3	2.2	1.2	1.4	1.9	1.2	1.2	1.2
Hf	7.24	10.01	3.26	9.16	4.69	9.17	6.71	7.47	6.64
Mo	3	4	6	3	1	2	7	10	5
Nb	8.2	9.9	8.0	9.8	4.0	8.6	10.9	6.5	11.3
Ni	6	11	24	13	57	17	0	59	4
Pb	3	3	2	2	2	2	6	7	8
Rb	6	35	21	25	29	23	90	57	4
Sb	2.9	3.5	4.1	1.6	4.7	6.0	9.3	9.0	4.4
Sn	3.4	2.7	5.7	4.1	1.3	2.6	4.8	2.6	1.0
Sr	44	58	18	50	49	34	28	62	37
Ta	0.64	0.80	0.37	1.08	0.32	0.72	1.02	0.53	0.88
Th	4.30	4.82	4.21	11.49	2.48	4.83	8.57	3.61	11.64
U	2.90	3.04	3.09	3.49	1.23	3.41	4.71	2.33	2.54
V	30	17	160	17	179	129	3	42	1
W	3.8	5.1	12.8	26.5	0.6	6.1	0.7	10.4	5.0
Y	57.4	36.5	74.5	23.0	36.1	57.1	54.6	59.1	37.3
Zn	10	16	37	9	60	52	29	35	12
Zr	274	403	121	344	183	362	200	293	222
La	32.2	31.4	26.8	7.5	10.2	24.4	26.5	7.6	33.8
Ce	81.7	73.2	59.7	16.9	25.6	57.4	66.1	17.9	67.2
Pr	9.65	8.71	6.86	2.10	3.65	7.81	8.22	2.37	7.54
Nd	36.12	34.02	25.38	9.10	16.90	35.96	34.14	10.71	29.72
Sm	8.12	7.63	5.56	2.65	4.89	9.29	7.70	3.88	6.36
Eu	1.98	1.62	1.66	0.63	1.55	2.56	0.89	1.20	1.13
Gd	8.40	6.46	8.41	3.73	5.83	9.95	7.32	7.53	6.05
Tb	1.49	1.00	1.83	0.66	1.00	1.56	1.32	1.54	1.03
Dy	9.62	5.89	12.78	4.14	6.21	9.60	8.70	10.37	6.30
Ho	1.96	1.18	2.66	0.84	1.30	2.09	1.88	2.12	1.30
Er	5.60	3.59	7.42	2.51	3.77	6.11	5.98	5.93	3.89
Tm	0.83	0.55	1.12	0.44	0.57	0.92	0.98	0.85	0.59
Yb	5.51	3.75	7.25	3.36	3.93	6.34	6.77	5.61	4.08
Lu	0.80	0.56	1.14	0.61	0.59	0.99	1.05	0.80	0.65
REE	171.75	148.19	141.81	47.64	75.80	150.57	151.03	70.83	135.85

Note: < L.D. inférieur à la limite de détection; T-M : Tamlalt-Menhouhou; OM : Ouest Menhouhou; BS : Bou Salem;

MRR : Métatuffite rhyolitique rubannée; MTR : Métatuffite rhyolitique; r.m. : roche mafique; Cong. : conglomérat; Rhy. : rhyolite sommitale;

alt. 1 : altération 1; alt. 2 : altération 2; p. alt : protolithe faiblement altéré (essentiellement altération 2), alt Si. : altération néoprotérozoïque (silicification)

Annexe 2 : Analyses réalisées par l'ONHYM pour l'Au, Pd, Hg, Ag, et Te

Echantillon N°	Protolithe et/ou altération dominante	Au ppb	Pd ppb	Hg ppb	Ag ppm	Te ppm
Zone aurifère						
JM04-12	Albitite (altération 1)	71	< 10	23	< 1	< 5
JM05-04	altération 2	< 20	< 10	37	< 1	14
JM05-36	MRR	< 20	< 10	34	< 1	< 5
JM05-44	MRR (altération 1)	< 20	< 10	91	< 1	< 5
JM05-45	MRR (altération 1)	< 20	< 10	156	< 1	< 5
JM05-46	MRR (altération 1)	< 20	< 10	69	< 1	< 5
JM05-48	MRR (altération 1)	20	< 10	14	< 1	< 5
SJM15 - 99m	MRR (altération 1)	< 20	< 10	27	< 1	< 10
SJM15 - 104m	MRR (altération 1)	< 20	< 10	108	< 1	< 10
SJM33 - 370.7m	MRR (altération 1)	< 20	< 10	33	< 1	< 10
SJM15 - 168m	MRR (altération 1)	23	< 10	764	< 1	< 10
SJM28 - 397.4m	MRR (altération 1)	247	< 10	951	< 1	< 10
SJM15 - 123m	r. mafique (altération 2)	< 20	< 10	17	< 1	< 10
SJM28 - 61.2m	r. mafique (altération 2)	< 20	< 10	11	< 1	< 10
SJM28 - 246.8m	r. mafique (altération 2)	< 20	< 10	7	< 1	< 10
SJM15 - 76.8m	MTR (altération 2)	< 20	< 10	18	< 1	< 10
SJM28 - 365m	MTR (altération 2)	< 20	< 10	21	< 1	< 10
SJM23 - 119.5m	Veine à pyrite massive	238	< 5	-	< 0.5	< 5
JM03-14	BIF s.s	66	< 10	-	< 0.5	< 5
JM03-15	BIF altéré (veine à hématite)	60	< 5	-	< 0.5	< 5
JM03-24	BIF altéré (lessivage quartz)	33	< 5	-	< 0.5	< 5
Ouest de la zone aurifère						
JM05-30	MTR silicifiée (Ouest Menhouhou)	< 20	< 10	44	< 1	< 5
JM05-69	Rhyolite sommitale	< 20	< 10	7	< 1	< 10
Bou Salem						
JM05-13	MTR Bou Salem	< 20	< 10	11	1.1	< 5
JM05-15	MTR Bou Salem	< 20	< 10	23	< 1	< 5

MRR : Métatuffites rhyolitiques rubanées; MTR : Métatuffites rhyolitiques

Annexe3a : analyses des micas blancs

	JM05-07 Muscovite	JM04-32 Muscovite	JM04-32 Muscovite	JM04-32 Muscovite	JM04-32 Muscovite	JM04-32 Muscovite	JM0432 Muscovite	JM0432 Muscovite	JM00432 Muscovite	JM05-02 Muscovite	JM0502 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite
SiO2	46.8	51.2	49.5	48.0	47.8	48.2	48.4	47.3	48.7	47.6	48.0	48.3	46.4	46.4	49.2	47.5
TiO2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.5	0.1	0.5	0.3	0.7	0.5	0.0	0.4	0.1	0.2	0.2
Al2O3	29.9	30.4	28.9	32.1	31.1	28.6	30.6	31.1	28.3	30.4	29.3	29.7	30.4	29.3	30.2	30.0
FeO	5.9	1.4	4.1	2.9	3.9	4.1	4.1	4.5	5.0	4.5	4.5	4.6	4.4	4.3	4.4	4.0
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1
MgO	1.9	1.8	1.7	1.1	1.3	2.0	1.1	0.9	1.8	1.6	2.0	1.1	1.7	1.3	1.2	1.3
CaO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Na2O	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.1	0.3	0.0
K2O	10.7	10.1	10.6	10.9	11.1	11.2	10.6	10.9	10.8	11.1	11.1	10.8	10.0	7.7	10.9	8.1
Total																
Si	6.38	6.75	6.66	6.42	6.44	6.58	6.53	6.40	6.61	6.40	6.50	6.57	6.38	6.57	6.57	6.57
Al iv	1.62	1.25	1.34	1.58	1.56	1.42	1.47	1.60	1.39	1.60	1.50	1.43	1.62	1.43	1.43	1.43
Al vi	3.17	3.48	3.26	3.50	3.37	3.17	3.39	3.36	3.15	3.22	3.17	3.33	3.30	3.46	3.32	3.47
Ti	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01	0.05	0.03	0.08	0.05	0.00	0.04	0.01	0.02	0.02
Fe	0.67	0.16	0.47	0.33	0.44	0.47	0.46	0.51	0.57	0.51	0.51	0.53	0.50	0.51	0.49	0.46
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	0.40	0.36	0.35	0.22	0.27	0.40	0.22	0.19	0.36	0.33	0.40	0.23	0.34	0.27	0.23	0.26
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.03	0.03	0.07	0.04	0.02	0.07	0.06	0.04	0.06	0.04	0.03	0.09	0.03	0.07	0.00
K	1.86	1.70	1.82	1.85	1.91	1.95	1.82	1.89	1.88	1.90	1.91	1.87	1.76	1.40	1.86	1.43
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
TOTAL	18.14	17.74	17.94	17.99	18.06	18.06	17.97	18.05	18.04	18.09	18.09	17.99	18.04	17.68	17.99	17.66
Fe/Fe+Mg	0.63	0.30	0.57	0.60	0.62	0.54	0.67	0.73	0.62	0.61	0.56	0.70	0.60	0.65	0.68	0.64

Annexe3a : analyses des micas blancs

	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-06 Muscovite	JM05-11 Muscovite	JM05-11 Muscovite	JM05-11 Muscovite	JM05-11 Muscovite	JM05-11 Muscovite
SiO2	47.4	47.8	47.9	48.3	48.1	48.9	50.8	47.6	48.1	46.7	47.5	44.5	46.1	46.0	43.2	45.0
TiO2	0.4	0.2	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.3	0.1	0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1
Al2O3	28.5	29.7	29.6	30.5	31.8	27.1	28.3	30.0	30.4	28.4	28.2	29.9	30.7	31.6	31.0	30.7
FeO	4.8	5.0	4.2	4.4	2.5	4.2	5.3	4.4	3.1	4.8	5.0	5.6	5.4	5.0	6.3	5.1
MnO	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0
MgO	1.7	1.4	1.1	1.0	0.6	2.2	1.8	1.0	1.4	1.5	1.4	0.6	0.6	0.6	0.4	0.6
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.1	0.0
Na2O	0.2	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2
K2O	11.0	6.9	8.3	9.8	9.4	10.7	10.2	7.3	7.7	8.0	7.4	7.8	9.3	6.5	9.0	6.6
Total																
Si	6.53	6.60	6.63	6.54	6.54	6.73	6.73	6.60	6.60	6.62	6.69	6.35	6.36	6.37	6.14	6.37
Al iv	1.47	1.40	1.37	1.46	1.46	1.27	1.27	1.40	1.40	1.38	1.31	1.65	1.64	1.63	1.86	1.63
Al vi	3.17	3.43	3.46	3.41	3.63	3.12	3.17	3.51	3.51	3.36	3.37	3.39	3.36	3.53	3.33	3.50
Ti	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	0.55	0.58	0.48	0.50	0.28	0.49	0.59	0.51	0.36	0.57	0.59	0.68	0.63	0.58	0.75	0.61
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Mg	0.35	0.28	0.22	0.21	0.12	0.45	0.35	0.21	0.29	0.32	0.29	0.13	0.12	0.12	0.09	0.12
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.05	0.01	0.00
Na	0.05	0.03	0.05	0.04	0.07	0.04	0.08	0.07	0.08	0.00	0.03	0.05	0.06	0.06	0.08	0.06
K	1.94	1.22	1.46	1.69	1.63	1.87	1.73	1.30	1.34	1.44	1.33	1.43	1.64	1.16	1.65	1.20
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
TOTAL	18.09	17.57	17.68	17.88	17.75	18.00	17.94	17.61	17.62	17.70	17.62	17.70	17.84	17.51	17.93	17.51
Fe/Fe+Mg	0.61	0.68	0.68	0.71	0.69	0.52	0.63	0.70	0.55	0.64	0.67	0.83	0.84	0.83	0.89	0.83

Annexe3a : analyses des micas blancs

	JM05-11 Muscovite	JM05-11 Muscovite	JM05-11 Muscovite	JM05-11 Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite	JM05-9a Muscovite
SiO2	47.7	44.8	47.7	44.4	46.0	44.3	47.5	45.4	45.7	44.4	43.6	46.6	47.1	46.0	45.8
TiO2	0.1	0.1	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.0	0.1	0.0
Al2O3	32.9	31.5	32.1	30.4	28.6	28.4	27.8	27.9	29.2	29.8	28.5	28.3	27.0	28.7	27.8
FeO	3.9	4.7	4.3	5.9	5.6	6.4	6.3	6.3	5.2	4.8	5.0	6.6	6.8	5.8	6.2
MnO	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
MgO	0.5	0.5	0.5	0.5	1.1	1.1	1.3	1.2	1.1	1.0	1.1	1.3	1.5	1.2	1.3
CaO	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0
Na2O	0.2	0.1	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.9	0.1	0.0	0.1	0.1
K2O	8.7	6.6	9.7	9.6	8.9	7.9	10.2	7.6	7.9	9.8	8.5	9.7	7.2	10.0	7.1
Total															
Si	6.38	6.33	6.40	6.26	6.50	6.43	6.59	6.51	6.48	6.32	6.38	6.49	6.67	6.45	6.58
Al iv	1.62	1.67	1.60	1.74	1.50	1.57	1.41	1.49	1.52	1.68	1.62	1.51	1.33	1.55	1.42
Al vi	3.57	3.59	3.47	3.31	3.28	3.28	3.14	3.23	3.36	3.32	3.28	3.13	3.18	3.21	3.28
Ti	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00
Fe	0.44	0.56	0.49	0.70	0.67	0.78	0.73	0.76	0.61	0.57	0.61	0.77	0.81	0.68	0.74
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg	0.10	0.10	0.11	0.10	0.24	0.24	0.26	0.27	0.23	0.22	0.23	0.26	0.32	0.24	0.27
Ca	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Na	0.05	0.04	0.07	0.09	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.06	0.25	0.04	0.00	0.04	0.04
K	1.50	1.20	1.68	1.73	1.61	1.46	1.82	1.41	1.44	1.79	1.59	1.74	1.31	1.80	1.30
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
TOTAL	17.69	17.49	17.82	17.96	17.84	17.81	17.98	17.72	17.70	17.98	17.99	17.97	17.63	17.98	17.66
Fe/Fe+Mg	0.82	0.85	0.82	0.87	0.73	0.76	0.74	0.74	0.72	0.72	0.72	0.75	0.72	0.74	0.73

Annexe3a : analyses des micas blancs

	JM0432 Phengite	JM0432 Phengite	JM0432 Phengite	JM0432 Phengite	JM0432 Phengite	JM0502 Phengite	JM0502 Phengite	JM0502 Phengite	JM0424 Phengite	JM0424 Phengite	JM0507 Phengite	JM0507 Phengite	JM0507 Phengite	JM0424 Phengite	JM0424 Phengite	JM0424 Phengite	JM0424 Phengite	JM0424 Phengite	SJM15-76- Phengite
SiO2	48.3	50.9	51.8	49.1	49.2	49.0	49.0	48.5	49.6	48.2	50.2	48.8	47.7	49.4	48.0	48.3	47.6	47.7	42.7
TiO2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.5	0.4	0.4	0.2	0.3	0.3	0.8	0.1	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3
Al2O3	30.1	28.3	28.1	29.6	29.8	26.9	25.6	26.0	29.3	29.0	24.0	26.8	28.7	26.4	28.7	28.3	28.6	29.0	26.1
FeO	4.3	3.9	4.1	3.8	4.1	6.8	6.6	7.0	4.4	5.0	5.8	6.6	6.4	6.9	4.8	4.6	4.3	4.0	3.2
MnO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MgO	1.9	2.0	1.8	1.8	2.0	2.1	2.4	2.4	2.0	2.0	2.0	2.0	1.9	2.0	2.1	2.2	1.9	1.8	1.4
CaO	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
Na2O	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1
K2O	11.0	10.7	10.7	10.8	11.1	11.2	10.9	11.1	9.3	10.7	10.7	11.2	11.4	10.7	10.4	11.0	10.9	11.0	8.5
Total																			
Si	6.48	6.77	6.83	6.59	6.56	6.64	6.73	6.66	6.64	6.54	6.99	6.63	6.48	6.73	6.56	6.58	6.56	6.53	6.59
Al iv	1.52	1.23	1.17	1.41	1.44	1.36	1.27	1.34	1.36	1.46	1.01	1.37	1.52	1.27	1.44	1.42	1.44	1.47	1.41
Al vi	3.25	3.20	3.20	3.28	3.23	2.93	2.88	2.87	3.26	3.17	2.93	2.93	3.08	2.95	3.17	3.13	3.20	3.21	3.34
Ti	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.08	0.01	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
Fe	0.49	0.43	0.46	0.43	0.46	0.77	0.76	0.80	0.49	0.57	0.68	0.75	0.73	0.78	0.55	0.53	0.50	0.46	0.41
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.37	0.39	0.35	0.36	0.39	0.43	0.49	0.49	0.40	0.39	0.41	0.40	0.39	0.40	0.43	0.44	0.39	0.37	0.33
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Na	0.06	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04	0.05	0.07	0.07	0.04
K	1.88	1.81	1.80	1.85	1.88	1.94	1.91	1.94	1.59	1.86	1.91	1.94	1.97	1.86	1.81	1.92	1.91	1.93	1.67
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
TOTAL	18.07	17.90	17.85	17.98	18.02	18.14	18.12	18.18	17.84	18.06	17.98	18.12	18.20	18.06	18.02	18.10	18.08	18.08	17.84
Fe/Fe+Mg	0.57	0.53	0.57	0.55	0.54	0.64	0.61	0.62	0.55	0.59	0.62	0.65	0.65	0.66	0.56	0.55	0.56	0.56	0.56

Annexe3a : analyses des micas blancs

	SJM15-76-1	JM05-26	JM05-26	JM05-26	JM05-26	JM05-26	JM05-06	JM05-06	JM05-06	JM05-06	JM05-06	JM05-06	JM05-06
	Phengite	Phengite	Phengite	Phengite	Phengite	Phengite	Phengite	Phengite	Muscovite	Phengite	Phengite	Phengite	Phengite
SiO2	47.4	50.2	48.8	51.1	48.1	52.0	47.9	49.3	46.1	49.9	48.8	50.2	49.5
TiO2	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3
Al2O3	28.5	25.7	25.3	25.0	25.3	26.3	25.7	26.7	26.9	26.6	26.0	25.4	25.7
FeO	3.1	6.3	6.4	5.8	6.1	5.2	6.8	6.3	6.6	6.2	6.3	6.6	7.3
MnO	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1
MgO	1.8	2.4	2.4	2.4	2.3	2.6	2.0	1.9	1.9	1.9	2.1	2.0	2.1
CaO	0.4	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0
Na2O	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.2	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1
K2O	7.9	10.7	7.4	10.8	8.0	10.7	10.3	9.3	7.2	9.3	6.7	10.0	10.0
Total													
Si	6.68	6.80	6.85	6.92	6.82	6.89	6.71	6.75	6.62	6.80	6.85	6.86	6.77
Al iv	1.32	1.20	1.15	1.08	1.18	1.11	1.29	1.25	1.38	1.20	1.15	1.14	1.23
Al vi	3.41	2.92	3.04	2.91	3.04	2.98	2.96	3.06	3.16	3.07	3.15	2.96	2.92
Ti	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03
Fe	0.36	0.71	0.75	0.66	0.73	0.58	0.80	0.72	0.79	0.71	0.74	0.75	0.83
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.37	0.48	0.50	0.48	0.48	0.51	0.41	0.39	0.40	0.39	0.43	0.41	0.44
Ca	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.03	0.02
K	1.41	1.85	1.32	1.87	1.45	1.81	1.83	1.63	1.31	1.62	1.19	1.74	1.75
OH	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
TOTAL	17.65	18.04	17.67	17.98	17.75	17.97	18.06	17.88	17.72	17.86	17.56	17.93	18.00
Fe/Fe+Mg	0.50	0.60	0.60	0.58	0.60	0.53	0.66	0.65	0.66	0.64	0.63	0.65	0.66

Annexe 3b : analyses des chlorites

Echantillon	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15	JM04-15
SiO2	28.51	27.74	27.64	28.24	27.52	27.60	27.98	28.16	27.97	27.49	27.76	28.40	28.44	27.11	28.02	27.72
TiO2	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	0.03	0.04	0.03
Al2O3	19.60	19.65	19.86	19.21	19.65	19.95	20.83	19.25	19.64	20.19	19.50	18.24	18.99	20.07	19.47	19.82
Cr2O3	0.01	0.05	0.41	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	0.02	0.00	0.02	0.05	0.00
FeO	17.60	17.92	18.05	18.23	18.28	18.30	18.36	18.37	18.37	18.45	18.48	18.48	18.53	18.57	18.63	18.69
MnO	0.35	0.45	0.38	0.38	0.43	0.48	0.42	0.37	0.49	0.48	0.49	0.39	0.47	0.36	0.38	0.48
MgO	21.19	21.05	20.94	21.29	21.14	20.99	20.62	21.12	21.32	20.68	21.16	20.52	20.86	20.98	20.83	21.41
CaO	0.04	0.00	0.00	0.01	0.05	0.06	0.01	0.01	0.03	0.00	0.05	0.01	0.08	0.04	0.11	0.04
Na2O	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.11	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.02
K2O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	87.34	86.90	87.32	87.44	87.08	87.59	88.31	87.34	87.85	87.35	87.50	86.15	87.37	87.22	87.55	88.20
Si	5.77	5.67	5.63	5.74	5.62	5.60	5.62	5.73	5.66	5.60	5.65	5.87	5.79	5.53	5.70	5.60
Al iv	2.23	2.33	2.37	2.26	2.38	2.40	2.38	2.27	2.34	2.40	2.35	2.13	2.21	2.47	2.30	2.40
Al vi	2.44	2.40	2.39	2.33	2.35	2.38	2.56	2.35	2.35	2.45	2.33	2.31	2.35	2.37	2.37	2.32
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe2+	2.98	3.06	3.07	3.10	3.12	3.11	3.09	3.13	3.11	3.14	3.15	3.19	3.16	3.17	3.17	3.16
Mn	0.06	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.06	0.07	0.08
Mg	6.39	6.41	6.35	6.45	6.44	6.36	6.18	6.41	6.43	6.28	6.42	6.32	6.33	6.39	6.32	6.45
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe/(Fe+Mg)	0.32	0.32	0.33	0.32	0.33	0.32	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.34	0.33	0.32	0.33	0.32
T°C A	278	289	294	282	294	296	295	283	290	297	291	269	277	304	287	296
T°C B	297	314	320	303	321	324	321	303	314	324	316	282	294	335	309	326

T°C A : Calcul de Kranidiotis et McLean (1987); T°C B : Calcul de Cathelineau (1988)

Annexe 3b : analyses des chlorites

Echantillon	JM04-15	JM04-24	JM04-24	JM04-24	JM04-24	JM04-24	JM04-24	JM04-24	JM04-24	JM04-24	JM04-24	JM04-24	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m
SiO2	28.00	25.28	26.46	26.67	26.27	25.93	26.64	26.45	27.65	27.53	26.98	24.98	27.24	27.50
TiO2	0.04	0.05	0.07	0.03	0.01	0.06	0.02	0.02	0.01	0.06	0.02	0.07	0.06	0.03
Al2O3	19.86	20.17	20.17	20.37	20.25	20.59	20.50	21.13	20.11	20.04	20.41	19.66	19.17	18.51
Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
FeO	19.01	22.60	23.07	23.50	24.38	24.46	24.46	25.45	23.19	23.86	23.73	24.16	13.16	13.37
MnO	0.46	0.17	0.09	0.13	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.12	0.09	0.17	0.17	0.08
MgO	21.06	17.40	17.34	16.76	16.21	15.68	16.31	15.13	16.81	17.81	16.20	14.42	24.77	24.37
CaO	0.10	0.00	0.01	0.00	0.00	0.09	0.04	0.03	0.07	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05
Na2O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.02
K2O	0.00	0.05	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.05	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.03	0.00	0.00	0.00		
Total	88.52	85.73	87.23	87.51	87.28	86.92	88.10	88.37	88.05	89.50	87.50	83.55	84.73	83.95
Si	5.64	5.37	5.53	5.56	5.53	5.49	5.55	5.51	5.71	5.62	5.63	5.52	5.55	5.67
Al iv	2.36	2.63	2.47	2.44	2.47	2.51	2.45	2.49	2.29	2.38	2.37	2.48	2.45	2.33
Al vi	2.36	2.44	2.50	2.57	2.55	2.62	2.58	2.71	2.61	2.43	2.65	2.64	2.18	2.18
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	3.20	4.03	4.03	4.10	4.29	4.33	4.26	4.44	4.00	4.07	4.14	4.46	2.25	2.31
Mn	0.08	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01
Mg	6.33	5.53	5.41	5.21	5.08	4.94	5.06	4.70	5.18	5.42	5.04	4.75	7.57	7.51
Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
K	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe/(Fe+Mg)	0.34	0.41	0.43	0.44	0.46	0.47	0.46	0.49	0.44	0.43	0.45	0.48	0.20	0.22
T°C A	293	328	311	309	314	319	312	317	293	303	303	317	295	283
T°C B	318	361	335	330	336	343	333	338	307	322	320	337	333	313

Annexe 3b : analyses des chlorites

Echantillon	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	JM32-360.5m	JM32-360.5m	JM32-360.5m	JM32-360.5m	JM32-360.5m
SiO2	29.78	28.08	28.45	27.53	28.17	27.44	27.60	26.65	28.14	26.74
TiO2	0.05	0.05	0.04	0.02	0.01	0.04	0.03	0.00	0.02	0.04
Al2O3	19.27	20.86	21.64	21.58	20.39	19.08	19.26	19.43	17.78	18.35
Cr2O3	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	13.09	13.93	13.40	13.30	13.04	22.16	20.50	21.19	22.27	21.49
MnO	0.11	0.15	0.16	0.11	0.05	0.29	0.28	0.26	0.17	0.39
MgO	22.97	23.34	23.84	23.69	21.73	18.43	18.59	18.61	19.09	17.49
CaO	0.11	0.06	0.01	0.07	0.05	0.02	0.00	0.08	0.10	0.01
Na2O	0.00	0.62	0.27	0.47	0.48	0.22	1.84	0.62	0.67	0.07
K2O	0.59	0.02	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.01	0.00	0.01
NiO		0.03	0.02	0.04	0.02	0.08	0.00	0.00	0.12	0.08
Total	85.97	87.15	87.82	86.79	83.94	87.87	88.14	86.84	88.36	84.67
Si	5.98	5.58	5.59	5.48	5.79	5.67	5.57	5.52	5.75	5.74
Al iv	2.02	2.42	2.41	2.52	2.21	2.33	2.43	2.48	2.25	2.26
Al vi	2.54	2.48	2.61	2.55	2.73	2.32	2.24	2.31	2.07	2.38
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	2.20	2.32	2.20	2.22	2.24	3.83	3.52	3.70	3.84	3.86
Mn	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.05	0.05	0.05	0.03	0.07
Mg	6.87	6.94	6.99	7.05	6.66	5.69	5.70	5.80	5.87	5.59
Ca	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
Na	0.00	0.24	0.10	0.18	0.19	0.09	0.73	0.25	0.27	0.03
K	0.15	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Fe/(Fe+Mg)	0.24	0.24	0.24	0.23	0.25	0.39	0.31	0.36	0.36	0.41
T°C A	250	293	291	303	271	295	304	310	286	288
T°C B	264	327	325	344	294	314	329	337	300	302

Annexe 3b : analyses des chlorites

Echantillon	JM32-360.5m	JM32-360.5m	JM05-13	JM05-13	JM05-13	JM05-13	JM05-13	JM05-15	JM05-15	JM05-15	SJM28-246m	SJM28-246m	SJM28-246m
SiO2	26.52	26.53	25.71	25.97	26.06	25.85	25.18	27.92	27.03	27.16	28.03	28.45	28.56
TiO2	0.00	0.04	0.04	0.03	0.13	0.21	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
Al2O3	18.74	19.79	18.78	19.34	20.77	20.81	20.47	20.60	19.60	19.64	18.97	19.76	20.71
Cr2O3	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	21.03	22.71	28.90	28.78	27.90	28.53	27.22	22.70	24.88	24.20	22.09	21.23	21.88
MnO	0.36	0.20	0.13	0.10	0.17	0.20	0.18	0.17	0.11	0.15	0.04	0.18	0.10
MgO	18.01	18.05	13.34	13.57	12.83	13.05	12.98	16.82	16.16	16.01	18.05	19.09	19.94
CaO	0.00	0.04	0.12	0.08	0.05	0.00	0.01	0.08	0.09	0.04	0.10	0.03	0.03
Na2O	0.00	0.55	0.03	0.05	1.18	0.31	0.84	0.59	0.03	0.00	0.11	0.00	0.50
K2O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00
NiO	0.00	0.00	0.16	0.00	0.01	0.04	0.01	0.05	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00
Total	84.67	87.90	87.24	87.94	89.10	88.99	86.89	88.97	87.93	87.22	87.46	88.82	91.76
Si	5.67	5.47	5.57	5.56	5.45	5.46	5.40	5.70	5.66	5.70	5.80	5.76	5.59
Al iv	2.33	2.53	2.43	2.44	2.55	2.54	2.60	2.30	2.34	2.30	2.20	2.24	2.41
Al vi	2.39	2.31	2.36	2.45	2.61	2.64	2.61	2.65	2.49	2.56	2.43	2.47	2.39
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2+	3.76	3.95	5.24	5.16	4.92	5.04	4.92	3.87	4.35	4.25	3.82	3.59	3.60
Mn	0.07	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02
Mg	5.74	5.59	4.31	4.33	4.03	4.11	4.18	5.12	5.04	5.01	5.57	5.76	5.84
Ca	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Na	0.00	0.22	0.01	0.02	0.48	0.13	0.35	0.23	0.01	0.00	0.05	0.00	0.19
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe/(Fe+Mg)	0.40	0.38	0.54	0.54	0.53	0.55	0.52	0.43	0.46	0.46	0.41	0.38	0.37
T°C A	294	317	317	317	329	328	334	294	301	296	281	284	301
T°C B	313	346	330	330	348	347	356	309	315	308	292	299	325

Annexe 3c : analyses des carbonates

	D.L. (ppm)	JM0424	JM0424	JM0424	JM0424	JM0424	JM0424	JM0424	JM0424	JM0424	JM0415	JM0415	JM0415	JM0415	JM0415	JM0415	JM0415	JM0415
Na2O	*648*	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.09	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00
MgO	*496*	0.34	0.06	0.41	0.09	0.24	0.27	0.27	0.35	0.06	0.21	0.07	0.06	0.00	0.00	0.06	0.12	0.13
Al2O3	*359*	0.02	0.13	0.24	0.13	0.23	0.07	0.01	0.00	0.00	0.06	0.25	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
SiO2	*327*	0.00	0.02	0.53	0.00	0.06	0.00	0.01	0.08	0.09	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
P2O5	*861*	1.12	1.03	0.92	1.53	1.22	1.38	1.46	1.20	1.40	1.56	1.57	1.51	1.57	1.29	1.71	1.56	1.56
K2O	*369*	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	*705*	58.04	57.03	50.70	58.99	50.35	58.76	58.48	54.02	57.45	63.22	63.30	60.74	61.21	55.21	62.02	63.86	58.26
TiO2	*433*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	*764*	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
MnO	*1210*	1.17	0.55	0.15	0.83	0.86	0.99	0.61	1.00	0.89	0.63	0.32	0.22	0.29	0.34	0.69	0.24	0.54
FeO	*1286*	0.45	0.52	3.89	0.39	0.77	0.27	0.28	0.33	0.50	0.33	0.00	0.08	0.17	0.05	0.28	0.09	0.11
Total		61.15	59.39	56.90	61.98	53.74	61.74	61.14	56.96	60.41	66.14	65.55	62.61	63.27	56.94	64.79	65.90	60.61
CaO/FeO		129	109	13	152	66	220	213	166	115	193	63303	789	364	1104	222	710	525
CaO/MgO		173	935	122	648	207	218	213	153	974	305	892	1066	-	-	1051	523	441
FeO/MgO		1	9	9	4	3	1	1	1	8	2	0	1	-	-	5	1	1

Annexe 3c : analyses des carbonates

	JM11-52.5m	SJM15-76m	SJM15-76m	SJM15-76m	SJM15-104m	SJM15-104m	SJM15-104m	SJM15-104m	SJM15-104m	SJM15-104m	SJM15-104m	SJM15-104m
Na2O	0.02	0.05	0.00	0.06	0.31	0.11	0.59	2.99	0.11	2.27	0.00	0.07
MgO	0.43	0.24	0.35	0.21	14.46	7.20	12.51	14.76	9.68	10.20	13.09	10.66
Al2O3	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.14	0.00	3.58	0.00	3.08	0.00	0.00
SiO2	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00	11.75	0.17	10.26	0.00	0.02
P2O5	0.02	0.08	0.03	0.08	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.03	0.00	0.07
K2O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.04
CaO	56.63	55.88	58.00	55.72	28.54	31.59	28.12	24.67	27.35	25.82	28.19	27.72
TiO2	0.00	0.12	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06
MnO	0.97	1.46	1.67	1.38	1.77	0.89	1.19	0.48	1.17	2.20	1.24	0.88
FeO	0.00	0.51	0.33	0.86	9.37	15.23	11.82	2.56	15.93	7.37	10.71	16.41
Total	58.25	58.33	60.39	58.32	54.47	55.88	54.27	60.78	54.49	61.27	53.26	55.94
CaO/FeO	283153	110	178	65	3	2	2	10	2	4	3	2
CaO/MgO	131	234	165	266	2	4	2	2	3	3	2	3
FeO/MgO	0	2	1	4	1	2	1	0	2	1	1	2

Annexe 3c : analyses des carbonates

	SJM15-104m	SJM15-104m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-61.2m	SJM28-246m	SJM28-246m
Na2O	0.05	0.00	0.03	0.05	0.02	0.03	0.00	0.00	1.11	0.10	0.00
MgO	13.85	15.09	0.86	2.44	0.30	1.38	0.90	0.73	0.80	19.80	19.72
Al2O3	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.37	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
SiO2	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.53	0.10	0.03	0.07	0.00	0.15
P2O5	0.10	0.02	-	-	-	-	-	0.02	0.04	0.00	0.01
K2O	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00
CaO	29.30	29.76	51.88	58.28	56.97	55.82	59.46	53.51	53.28	29.53	28.49
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	1.21	1.02	0.68	0.83	0.61	0.66	1.22	0.50	0.71	0.86	0.78
FeO	10.66	10.07	0.65	0.58	0.05	0.45	0.23	0.44	0.60	1.31	1.53
Total	55.22	55.98	54.16	62.26	58.04	59.30	62.01	55.24	56.60	51.62	50.68
CaO/FeO	3	3	80	101	1139	123	264	123	89	23	19
CaO/MgO	2	2	60	24	193	40	66	74	67	1	1
FeO/MgO	1	1	1	0	0	0	0	1	1	0	0

Annexe 3c : analyses des carbonates

	SJM28-246m	SJM28-249.6m	SJM28-249.6m	SJM28-249.6m	SJM28-249.6m	SJM28-249.6m	SJM28-249.6m	SJM28-249.6m	SJM28-249.6m	SJM28-249.6m
Na2O	0.33	0.02	0.31	0.00	1.05	0.82	0.43	0.38	0.68	0.43
MgO	19.71	14.98	14.90	0.51	14.54	15.01	0.56	0.34	0.42	0.00
Al2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.10
SiO2	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	1.49
P2O5	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.07
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.04	0.00
CaO	28.97	28.83	28.79	55.91	29.31	28.62	56.05	55.32	55.29	51.74
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.94	1.32	2.14	0.86	1.41	1.57	1.15	0.70	0.48	0.00
FeO	1.47	8.68	8.10	0.06	8.54	8.29	0.03	0.55	0.61	0.38
Total	51.42	53.85	54.24	57.35	54.88	54.35	58.23	57.68	57.52	54.75
CaO/FeO	20	3	4	874	3	3	1868	101	91	136
CaO/MgO	1	2	2	109	2	2	100	161	133	-
FeO/MgO	0	1	1	0	1	1	0	2	1	-

Annexe 3c : analyses des carbonates

	SJM28-426m	SJM32-360.5m	SJM32-360.5m	SJM32-360.5m	SJM33-370m	SJM33-370m	SJM33-370m
Na2O	0.00	0.26	0.00	0.47	0.01	0.00	0.02
MgO	15.14	0.53	0.14	0.47	0.37	0.40	0.34
Al2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
SiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.08
P2O5	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
K2O	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	29.55	54.64	55.52	53.65	58.55	55.06	51.26
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06
Cr2O3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MnO	1.44	1.17	1.33	1.42	1.66	1.65	1.80
FeO	10.15	0.72	0.51	0.73	0.07	0.17	1.42
Total	56.30	57.32	57.51	56.74	60.70	57.30	55.08
CaO/FeO	3	76	110	74	828	328	36
CaO/MgO	2	103	394	114	158	137	150
FeO/MgO	1	1	4	2	0	0	4

Annexe 3e : analyses des pyrites

	JM0-405	*JM0-405*	*JM0-405*	*JM0-405*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*
	Py 1	*Py 1*	*Py 1*	*Py 1*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*
S	51.89	52.95	52.31	52.46	52.91	52.70	53.11	52.89	52.85	52.89	52.89	52.96	52.96	52.59
Ni	0.01	-	-	0.01	0.04	-	-	-	0.02	-	-	0.01	-	0.01
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	0.02	0.03	0.07	0.05	0.01	-	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Au	0.08	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hg					0.08	0.03	0.04	-	0.02	0.01	0.05	0.10	0.04	0.03
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	46.69	47.46	47.19	47.16	46.95	47.03	47.01	46.81	47.01	46.98	47.07	46.63	47.11	47.23
Co					-	-	-	-	0.01	-	-	-	0.03	-
Ag	0.01	0.02	-	-	-	-	0.02	-	0.03	-	-	-	-	0.01
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	98.69	100.46	99.57	99.69	99.99	99.76	100.19	99.70	99.94	99.88	100.02	99.71	100.14	99.86

Annexe 3e : analyses des pyrites

	JM04-02	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM04-02*	*JM03-17*	*SJM23-120.3m*	*SJM23-120.3m*
	Py 2	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 2*	*Py 1*	*Py 1*
S	53.11	52.81	52.75	53.01	53.03	52.94	53.05	52.90	53.16	52.31	52.30	52.86	52.16
Ni	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	0.03	-	0.02	0.02	0.08	0.05
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.05	0.07	0.03	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	0.09	0.03	0.03	-
Sb	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	-
Au	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.04	-	-	-
Hg	0.12	0.05	0.08	0.03	0.04	0.06	0.01	0.09	0.00	0.06	0.17	-	0.12
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	46.80	47.03	46.93	46.57	46.83	46.42	46.69	46.59	46.92	47.26	46.28	45.75	46.52
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.18	1.26	0.43
Ag	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.05	0.03	-
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Bi	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	100.04	99.89	99.77	99.62	99.92	99.42	99.75	99.63	100.08	99.83	99.11	100.04	99.28

Annexe 3e : analyses des pyrites

	SJM23-120.3m	*SJM23-120.3m*	*SJM23-120.3m*	*SJM23-120.3m*	*SJM23-120.3m*	*SJM23-120.3m*	*SJM31-190m*	*SJM31-190m*
	Py 1	***Py 1***	***Py 1***	***Py 1***	***Py 1***	***Py 1***	***Py 1***	***Py 1***
S	52.43	53.11	52.58	52.54	52.89	52.54	53.59	54.10
Ni	0.02	0.06	0.13	0.04	0.06	-	0.01	0.02
Cu	-	-	0.02	0.07	-	0.05	-	-
Zn	-	-	-	-	-	-	-	-
As	0.05	0.01	-	-	0.04	0.07	-	-
Sb	-	0.02	0.01	-	-	-	-	-
Au	-	0.05	-	-	-	-	-	-
Hg	0.32	-	0.24	0.16	0.13	0.08	-	0.07
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	47.22	47.31	47.16	47.23	46.60	46.66	45.68	44.95
Co	0.04	0.13	0.09	-	-	-	-	0.07
Ag	-	-	0.08	0.01	-	-	-	-
Mo	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.50	0.39
Bi	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.10	0.10
Total	100.08	100.69	100.31	100.05	99.73	99.39	99.88	99.72

A4. Analyse des sondages de la zone aurifère de Tamlalt-Menhouhou

Lors de la mission réalisée en avril 2006 à Rabat, trois sondages ont été analysées en vue de caractériser les différentes minéralisations du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Dans cette annexe, nous présentons les levés interprétatifs des sondages 15, 28, et 33 dont la localisation est présentée sur la figure A4-1. Une coupe NW-SE a également été réalisée à partir de 4 sondages : SJM28, SJM06, SJM20 et SJM16 (Figure A4-2).

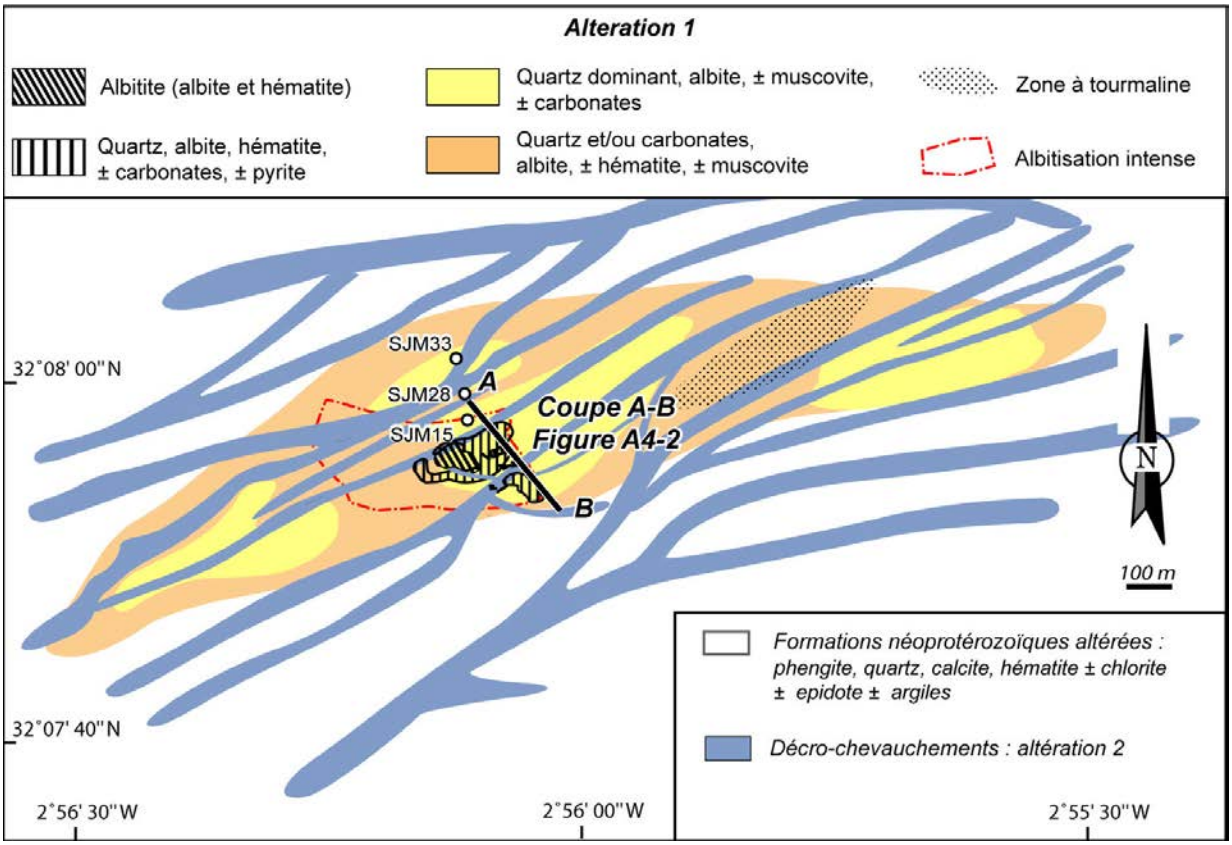


Figure A4-1 : Carte interprétative des altérations du secteur aurifère de Tamlalt-Menhouhou. Les sondages SJM28, SJM33, et SJM15 ainsi que la coupe de la figure A4-2 sont localisés sur la carte

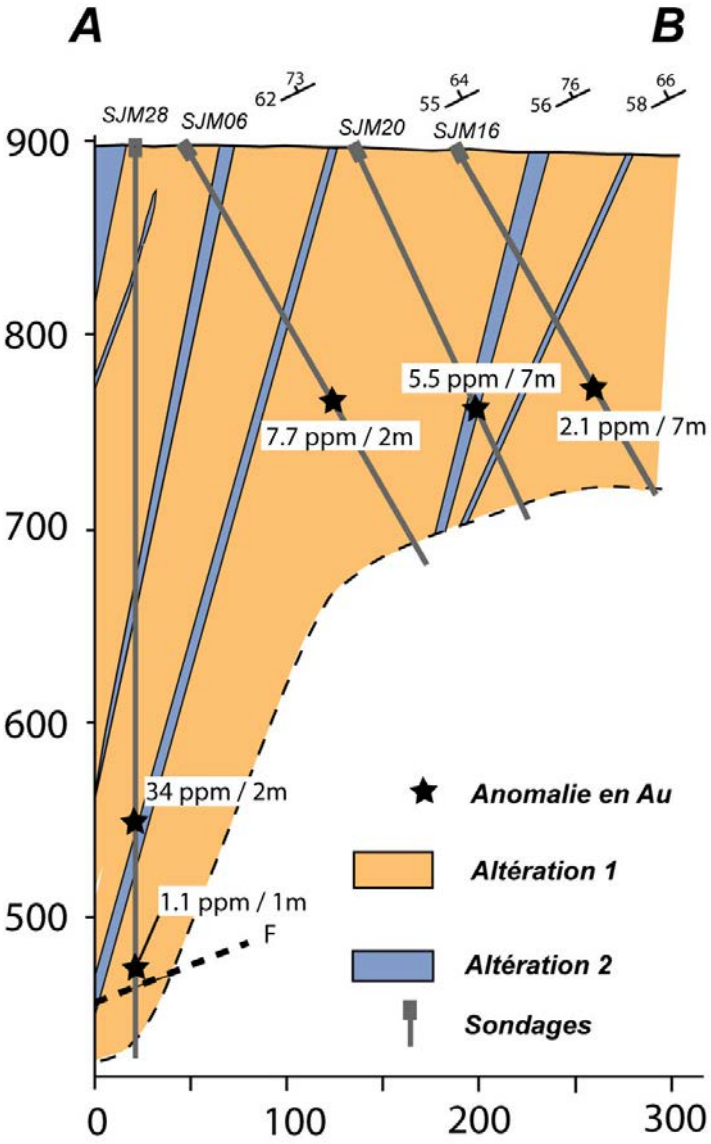
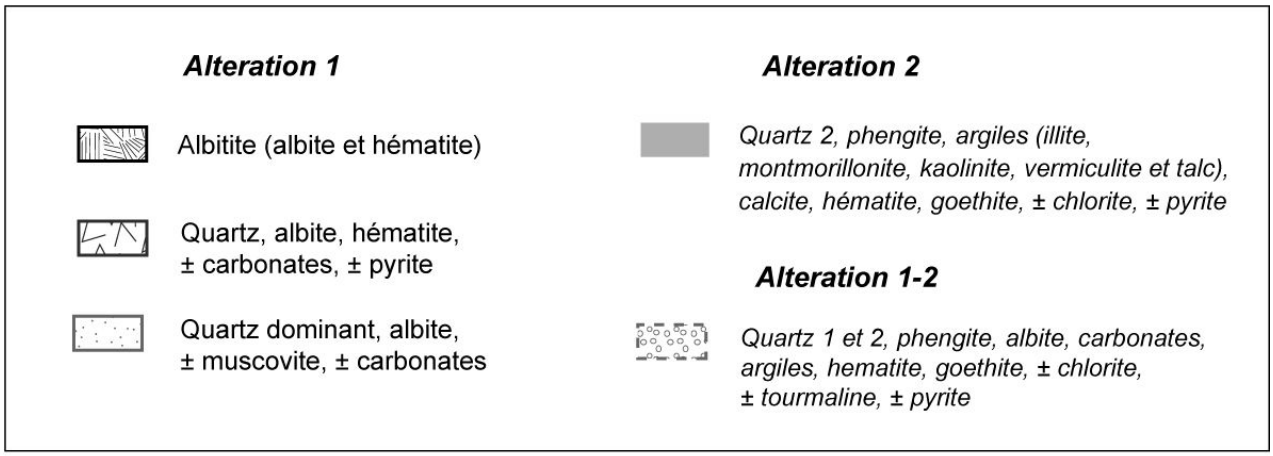
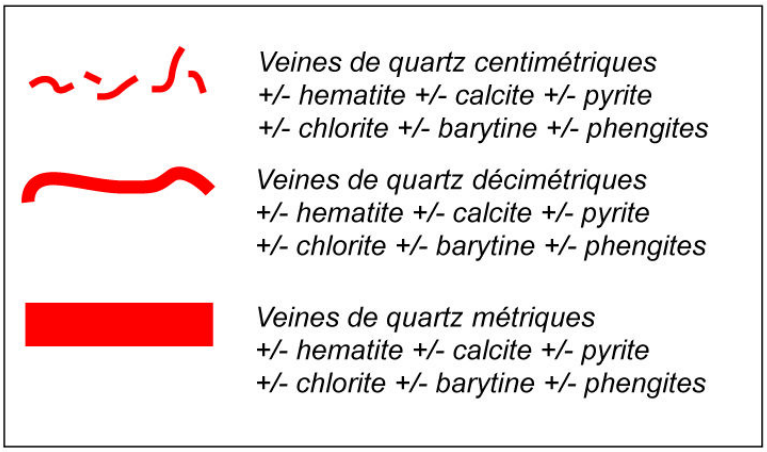
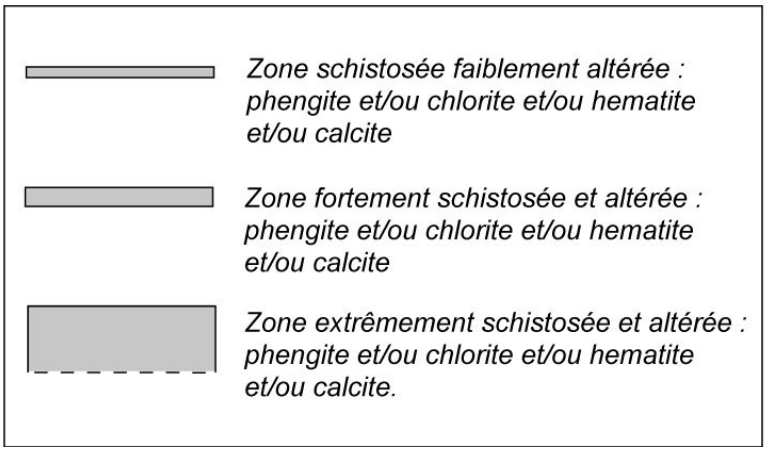


Figure A4-2 : Coupe interprétative des sondages SJM 28, SJM06, SJM20 et SJM16. Modifié d'après El Hakour (2005).


Alteration 1
Albitite (albite et hématite)
Quartz, albite, hématite, ± carbonates, ± pyrite
Quartz dominant, albite, ± muscovite, ± carbonates
Alteration 2
Quartz 2, phengite, argiles (illite, montmorillonite, kaolinite, vermiculite et talc), calcite, hématite, goethite, ± chlorite, ± pyrite
Alteration 1-2
Quartz 1 et 2, phengite, albite, carbonates, argiles, hematite, goethite, ± chlorite, ± tourmaline, ± pyrite


Veines de quartz centimétriques +/- hematite +/- calcite +/- pyrite +/- chlorite +/- barytine +/- phengites
Veines de quartz décimétriques +/- hematite +/- calcite +/- pyrite +/- chlorite +/- barytine +/- phengites
Veines de quartz métriques +/- hematite +/- calcite +/- pyrite +/- chlorite +/- barytine +/- phengites


Zone schistosée faiblement altérée : phengite et/ou chlorite et/ou hematite et/ou calcite
Zone fortement schistosée et altérée : phengite et/ou chlorite et/ou hematite et/ou calcite
Zone extrêmement schistosée et altérée : phengite et/ou chlorite et/ou hematite et/ou calcite.

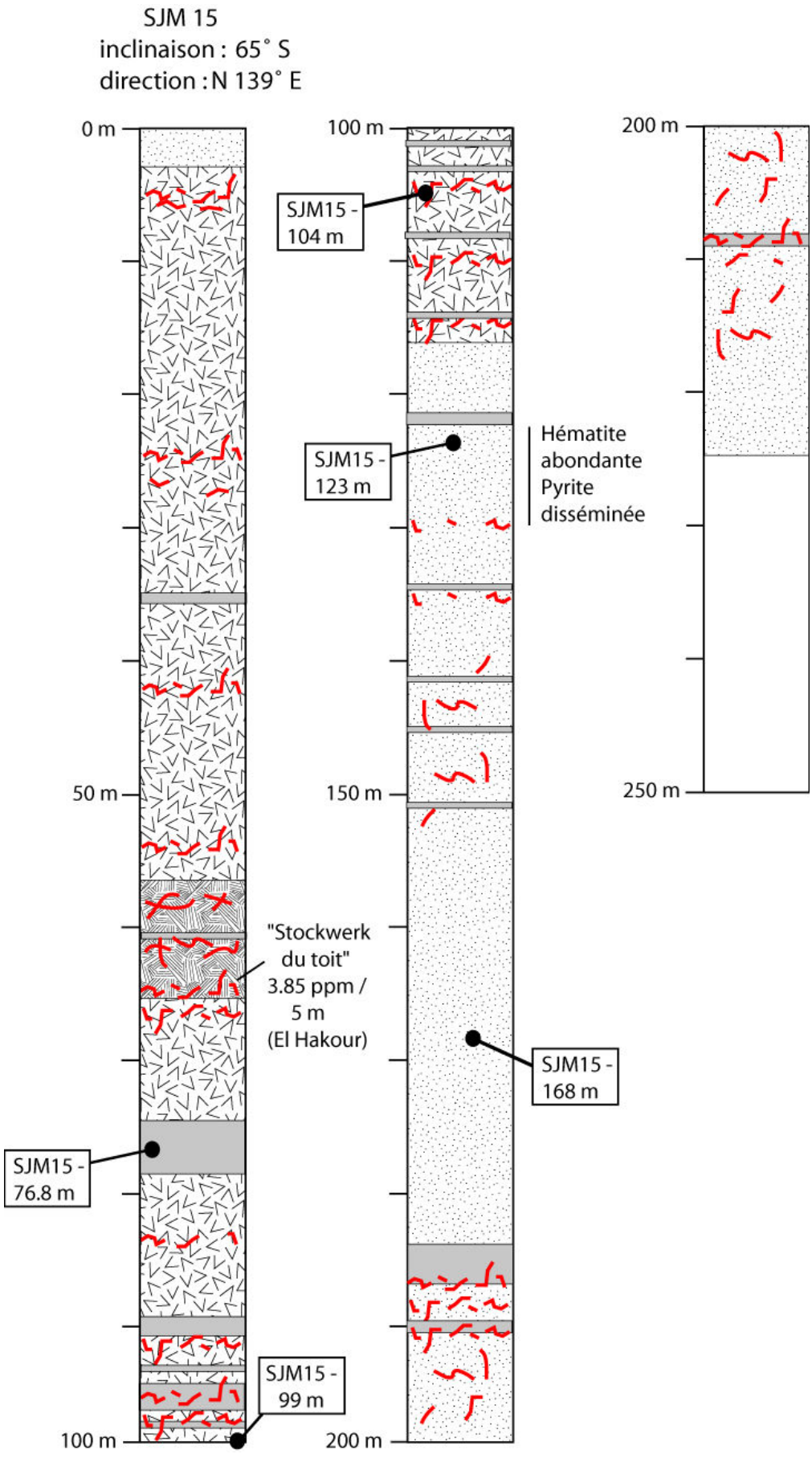


Figure A4-3 : Levé du sondage SJM15

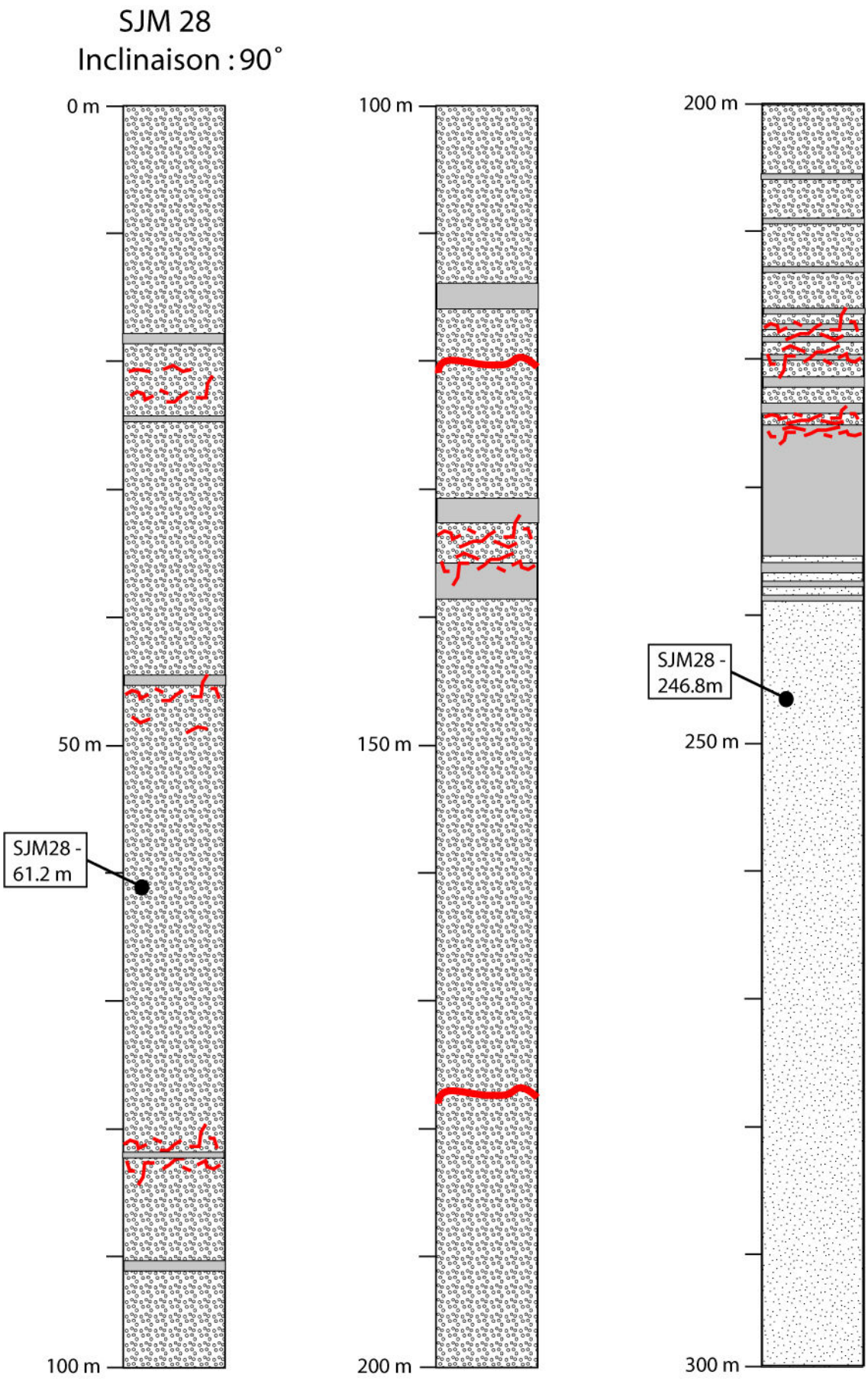


Figure A4-4 : Levé du sondage SJM28

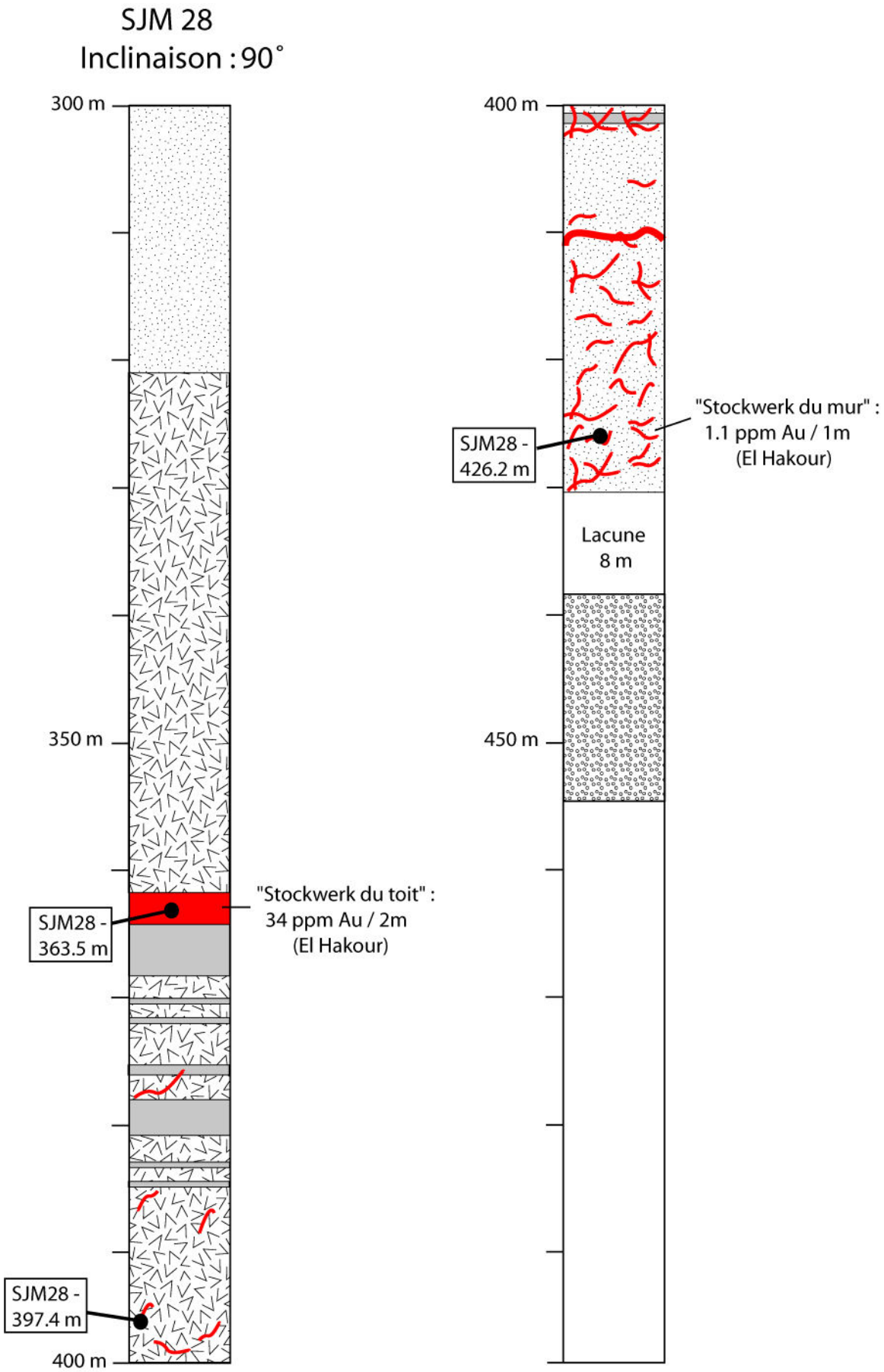


Figure A4-4 suite : Levé du sondage SJM28

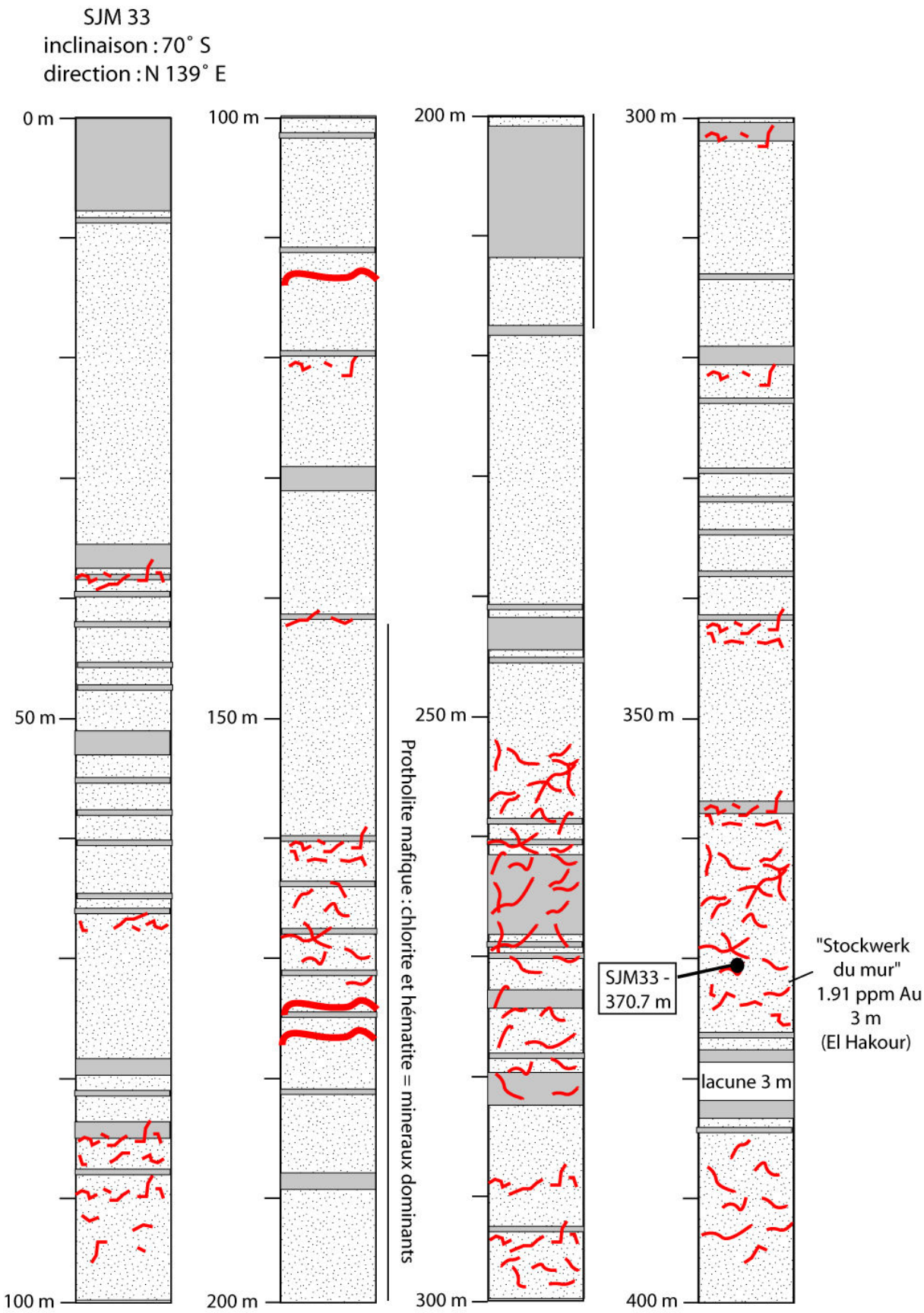


Figure A4-5 : Levé du sondage SJM33

A5-1. La méthode de datation U-Pb sur zircons par sonde ionique (CAMECA IMS 1270)

A5-1-1. Le système isotopique U-Pb

L'uranium appartient à la famille des actinides et possède trois isotopes: ^{238}U, ^{235}U et ^{234}U. Les abondances de chacun des isotopes sont de 99.274 % pour ^{238}U, 0.720 % pour ^{235}U, et 0.006 % pour ^{234}U (Rossman et Taylor, 1998), et la valeur actuelle du rapport $^{238}U/^{235}U$ est de 137.8. Les isotopes 238 et 235 de l'uranium sont radioactifs et se désintègrent respectivement en ^{206}Pb et ^{207}Pb, deux isotopes stables du plomb. Toutefois, l'uranium passe par une série d'éléments intermédiaires radiogéniques (on parle de chaîne de l'uranium) dont les périodes de désintégrations sont inférieures à 1 Ma. En conséquence, dans un système fermé, l'équilibre de la désintégration de l'uranium en plomb sera obtenu à partir d'un million d'années. Le système isotopique U-Pb peut donc être défini par deux chronomètres indépendants :

$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8\alpha + 6\beta^-$ ($\lambda_1 = 0.155125.10\text{-}9\ an^{-1}$, $T_{1/2} = 4.468$ Ga)

$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7\alpha + 4\beta^-$ ($\lambda_2 = 0.98485.10\text{-}9\ an^{-1}$, $T_{1/2} = 704$ Ma)

où λ_1 et λ_2 sont les constantes de désintégrations respectives de ^{238}U et ^{235}U et $T_{1/2}$ les périodes de demi-vie de chaque élément radioactif. A partir de ces deux chronomètres indépendants de l'uranium, nous pouvons calculer trois âges distincts :

$$Age\ ^{206}Pb/^{238}U = \frac{1}{\lambda^{238}U} \ln\left(\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U} + 1\right)$$

$$Age\ ^{207}Pb/^{235}U = \frac{1}{\lambda^{235}U} \ln\left(\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U} + 1\right)$$

$$Age\ ^{206}Pb^*/^{207}Pb^* = \frac{e^{\lambda 238t} - 1}{e^{\lambda 235t} - 1} \times \frac{^{238}U}{^{235}U}$$

Rq. Pb* correspond au plomb radiogénique

Si le système U-Pb est resté clôt, c'est à dire qu'il n'a pas été perturbé par un quelconque événement, alors les trois âges obtenus doivent théoriquement être identiques ou concordants (Ahrens, 1965). Toutefois, il arrive régulièrement que le système U-Pb soit réouvert pas des épisodes successifs qui permettent le fractionnement de l'uranium et du plomb. Ainsi, les trois âges obtenus apparaissent très différents ou discordants. Une méthode graphique proposée par Wetherill (1956), appelée diagramme concordia (Figure A5-1) permet de visualiser de manière intuitive les résultats des analyses isotopiques U-Pb. Les âges concordants sont situés sur une courbe appelée courbe concordia, alors que les âges discordants sont systématiquement situés en dehors de cette courbe (Figure A5-1).

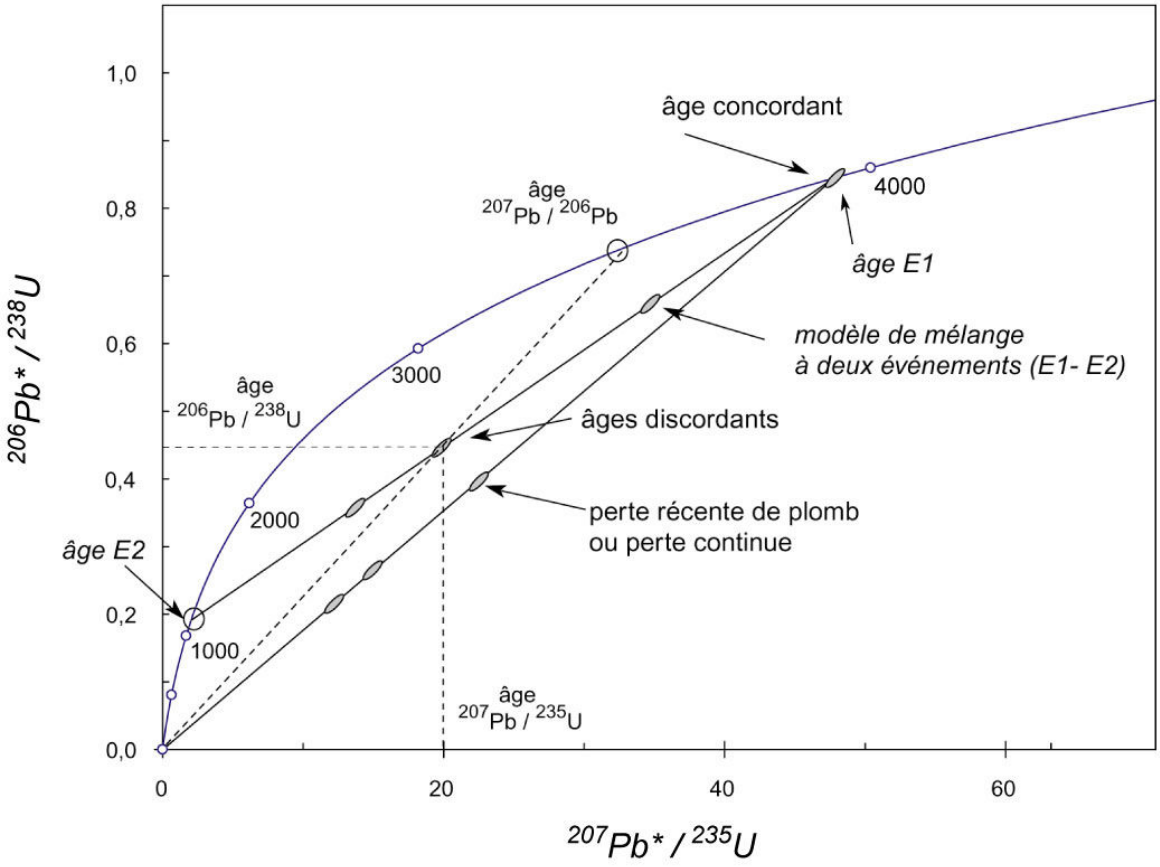


Figure A5-1 : Diagramme concordia (Wetherhill, 1956) généralement utilisé pour interpréter les données isotopiques U-Pb. Les rapports isotopiques sont corrigés du plomb commun.

Si le caractère discordant des âges est lié à une perte en Pb, alors les points seront situés sous la courbe concordia (Figure A5-1). Au contraire s'il est lié à une perte en uranium, alors les points seront localisés au dessus de la courbe concordia. Ainsi, la perturbation du système U-Pb pose le problème de l'obtention d'un âge géologique. Toutefois, si les nombre d'analyses est suffisante, et s'il n'y a qu'un épisode de réouverture du système U-Pb, alors les

âges discordants peuvent s'aligner le long d'une droite que l'on nomme droite discordia (Figure A5-1). Cette dernière intercepte alors la courbe concordia en deux points, un intercept supérieur et un intercept inférieur représentant respectivement l'âge de la fermeture du système U-Pb (souvent interprété comme l'age de cristallisation de la phase analysée) et l'âge de sa réouverture.

Le deuxième diagramme communément utilisé pour interpréter les données isotopiques U-Pb est le diagramme concordia de Tera-Wasserburg (Figure A5-2; Tera et Wasserburg, 1972). Il présente notamment les rapports isotopiques mesurés et donc non corrigés du plomb commun. Par conséquent, il permet de mettre en évidence la présence de plomb commun ainsi que des pertes de plomb radiogéniques (Figure A5-2). De plus, en raison de la grande variation du rapport $^{238}U/^{206}Pb$ pour les âges inférieurs à 600 Ma, ce diagramme apparaît bien adapté pour la datations d'évènements phanérozoïques.

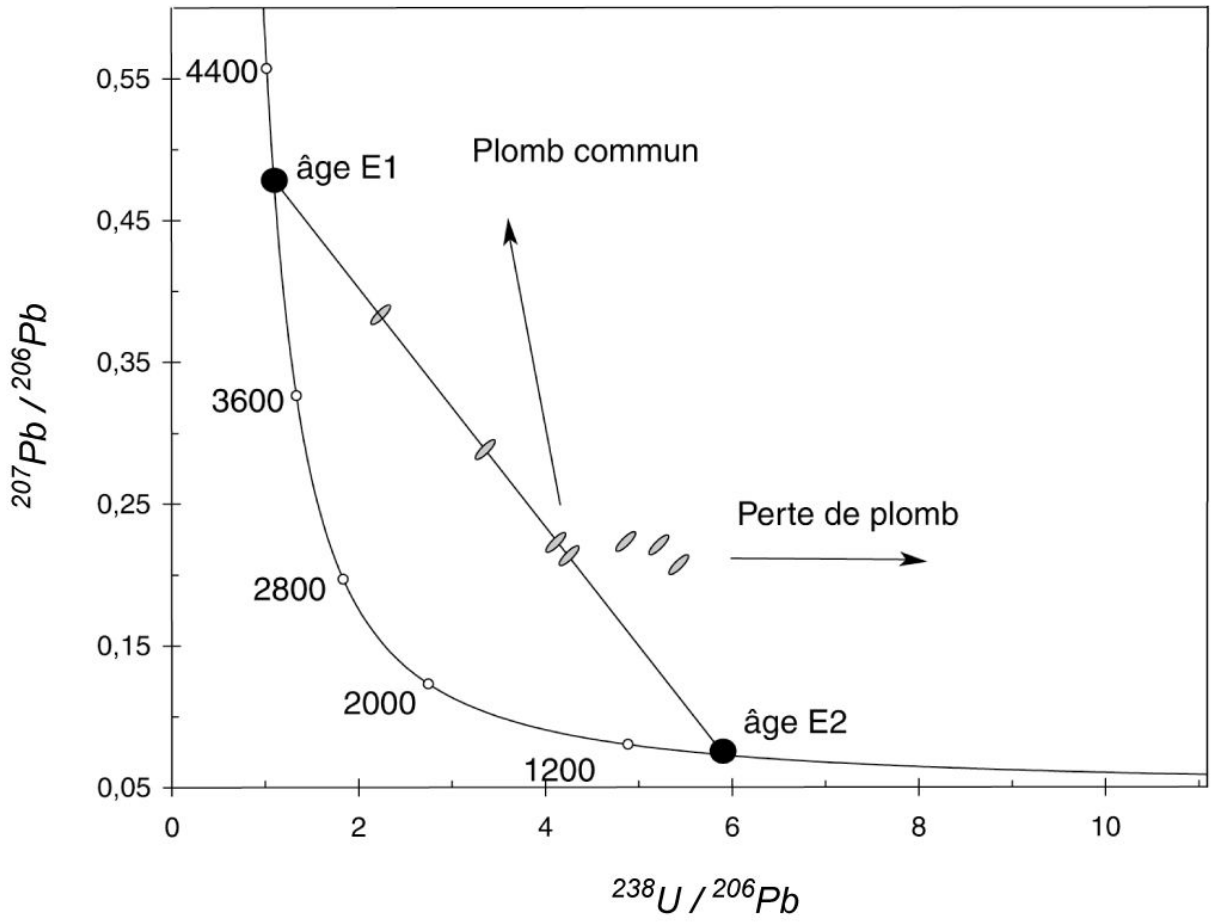


Figure A5-2 : Diagramme concordia Tera-Wasserburg (Tera et Wasserburg, 1972). Les rapports isotopiques ne sont pas corrigés du plomb commun.

A5-1-2. La préparation des zircons pour l'analyse à la sonde ionique

La préparation des zircons à analyser constitue l'étape préliminaire indispensable pour la datation U-Pb à la sonde ionique. Après avoir broyé les échantillons, séparés les minéraux selon différentes fractions à l'aide d'un tamiseur et par densité à l'aide de liqueurs denses, les zircons sont séparés sous loupe binoculaire selon des critères physiques et optiques. Celle-ci prennent en compte la morphologie, l'état de surface, la limpidité, la couleur, ou encore la présence de fractures ou d'inclusions. Les zircons sélectionnés sont ainsi montés avec des fragments de zircons standard (ici le zircon 91500 : âge 1062.4 Ma, Wiedenbeck et al., 1995) dans une bague de résine époxy®. La bague est abrasée de façon à faire affleurer le cœur des zircons puis poli. Ainsi, il est nécessaire d'avoir des grains de zircons dont la taille est homogène.

Avant d'analyser les zircons à la sonde ionique, une étape d'observation au microscope électronique à balayage à été effectuée en électrons rétrodiffusés (BSE) et en cathodoluminescence (CL) à l'Université Henri Poincaré (Nancy). Cette étude permet de déterminer les zircons susceptibles d'avoir enregistré une histoire complexe par l'intermédiaire de zones de croissances (Figure A5-3) ou de textures internes particulières.

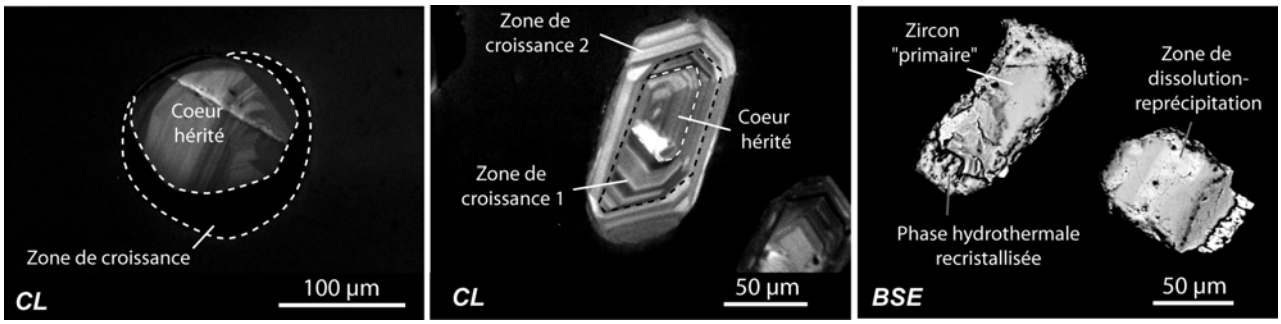


Figure A5-3 : Exemples de textures internes et de zones de croissances observées au MEB en électrons rétrodiffusés (BSE) et en cathodoluminescence (CL). Zircons provenant des formations volcano-sédimentaires de la boutonnière de Tamlalt.

A5-1-3. L'analyse U-Pb des zircons à la microsonde ionique CAMECA IMS 1270

A5-1-3-1. Présentation de la sonde ionique CAMECA IMS1270

Les datations U-Pb présentés dans ce mémoire ont été réalisés à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 au CRPG-CNRS à Nancy. Cet instrument garantit une haute résolution de masse permettant de séparer le signal analysé pour le plomb des interférences isobariques des molécules formées à partir du Zr, Hf, et Si.

Lors de l'analyse U-Pb à la sonde ionique, l'échantillon est bombardé à l'aide d'un faisceau d'ions O^{2-} (faisceau primaire; diamètre ~ 25-50µm) qui pulvérise la zone cible et génère un faisceau d'ions secondaire. Ces particules ionisées sont par la suite accélérées puis séparés par l'intermédiaire d'un secteur électrostatique (ESA) et d'un secteur magnétique. Il sont ainsi dirigés vers un système de comptage des ions pour l'analyse en monocollection par multiplicateur d'électron.

Dans le cadre de ce mémoire, les analyses U-Pb ont été réalisées avec une intensité du courant primaire comprise entre 10 et 15nA, et une taille d'analyse généralement comprise entre 30 et 40 µm.

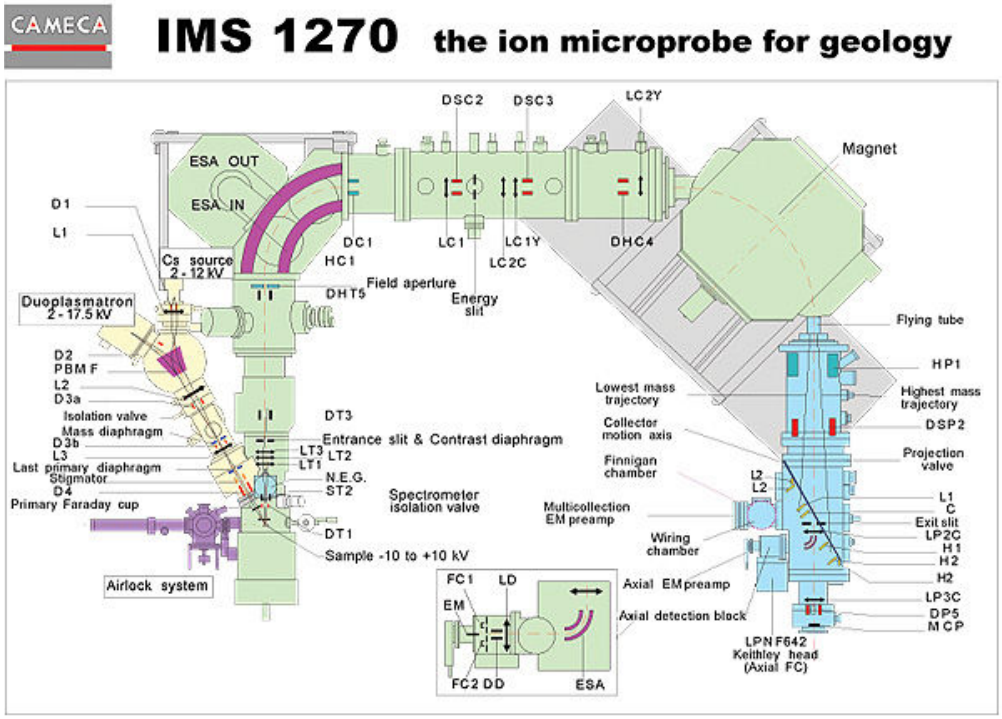


Figure A5-4 : Schéma de la microsonde IMS 1270 (document CAMECA)

A5-1-3-1. Traitement des résultats

L'ensemble de la procédure analytique et du traitement des résultats sont donnés dans Deloule et al. (2002). Les intensités sont mesurés sur les masses du plomb, de l'uranium et du thorium (^{204}Pb, ^{206}Pb, ^{207}Pb, ^{208}Pb, U, UO, ThO) et sur la masse 203.5 pour le bruit de fond. La masse Zr_2O est également mesurée et sert de référence pour calculer les concentrations en Pb, U et Th, ainsi que pour la localisation du pic du ^{204}Pb sur le spectre de masse. Ce dernier, lorsqu'il est présent, traduit l'incorporation de Pb commun lors de la cristallisation du zircon. Les corrections du plomb commun sont faites sur la base du ^{204}Pb mesuré et en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975) pour pouvoir définir la composition isotopique initiale du plomb commun lors de l'incorporation dans le zircon. Le fractionnement instrumental est déterminé à partir des analyses réalisées régulièrement sur les standards (1 standard tous les 3 échantillons) dont le rapport isotopique est connu. La mesure de UO permet de tracer la courbe de calibration des mesures du plomb et de l'uranium, puisque le rapport des ions Pb^+/U^+ formés changent en fonction du rapport des ions UO^+/U^+. La variation de ces rapports est donc calibrée en mesurant le Pb, U, et UO dans un standard (ici le zircon 91500), et la relation Pb/U en fonction de UO/U obtenue (Figure A5-5) est ensuite appliquée au échantillons.

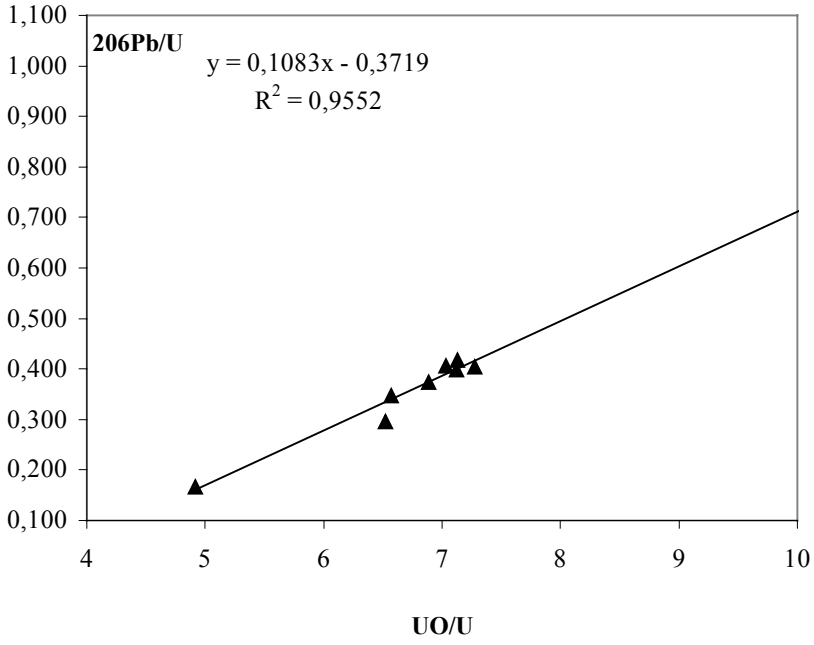


Figure A5-5 : Exemple de diagramme utilisé pour la calibration Pb/U des standards et utilisés pour corriger les échantillons.

A5-2. L'analyse REE des zircons à la microsonde ionique CAMECA IMS 3F

Les analyses de Terres Rares (REE) dans les zircons ont été réalisées à la microsonde ionique CAMECA IMS 3F. Le fonctionnement de cette microsonde est similaire à celle de la microsonde CAMECA IMS 1270, toutefois la résolution de masse est plus faible en raison de son petit rayon de courbure.

Lors de l'analyse des zircons de Tamlalt, 36 masses ont été analysées : 96, 134, 136, 138 à 143, 145 à 157, 161 à 163, 166 à 168, 171 à 176, 178 et 180. Les résultats sont obtenus en coups par seconde et doivent alors être traduit en ppm par élément chimique. La déconvolution des données se fait de la façon suivante (Martin, 2004) :

Soit I la matrice des intensités mesurées sur les 36 masses, et Ions la matrice des ions collectés, alors :

$$I = Ab*Ions$$

où Ab est la matrice des abondances des isotopes et des oxydes susceptibles d'être formés lors de la pulvérisation du zircon par le faisceau primaire.

Donc,

$$Ions = inv(Ab'Ab)*Ab'*I$$

La matrice Ions est ensuite normalisée au zirconium et corrigé du fractionnement de masse avec les valeurs mesurés sur le standard 91500 (REE : Sano et al., 2002 ; et Hf : Wiedenbeck et al., 1975 ; tableau A5-1).

Eléments	*Teneur en ppm*
La	0,014
Ce	2,59
Pr	0,035
Nd	0,295
Sm	0,278
Eu	0,191
Gd	1,6
Dy	12,3
Er	28,6
Yb	77
Lu	17,1
Hf	7375

Tableau A5-1 : Concentrations en REE et en Hf du zircon 91500.

Références

Ahrens, L.H., 1965. Some observations on the uranium and thorium distribution in accesory zircon from granitic rocks. Geochimica and Cosmochimica Acta 29, 711-716.

Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., Barbey, P., 2002. In situ U–Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. International Journal of Earth Science (Geologisches Rundschau) 91, 398–405.

Martin, L., 2004. Signification des âges U-Pb sur zircon dans l'histoire métamorphique de Naxos et Ikaria (Cyclades, Grèce). Thèse de doctorat de l'INPL, 240 p.

Rossman K.J.R. et Taylor, P.D.T., 1998. Isotopic compositions of the elements. Pure and Applied Geochemistry 70, 217.

Sano, Y., Terada, K., Fukuoka, T., 2002. High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency. Chemical Geology 184, 217–230.

Stacey, J.S. et Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth Planet. Sci. Lett. 26, 207–221.

Tera, F. et G.J. Wasserburg, G.J., 1972. U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. Earth and Planetary Science Letters 14, 281–304.

Wetherill, G.S., 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns, Geochimica and Cosmochimica Acta 9, 290–292.

Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter, 19(1), 1-23.

Annexe 6 : Résultats des analyses isotopiques du Sr et du Nd

N°Echantillon	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}Nd/^{144}Nd_{mes}$	εNd_0	εNd_{570}	εNd_{450}	εNd_{300}	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Sr/^{86}Sr_{mes}$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{570}$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{450}$	$^{87}Sr/^{86}Sr_{300}$
Bou Salem													
JM 05-13	2.2	10.7	0.51232	-6.13	-0.48		-3.16	19.7	48.9	0.74508	0.68671		0.71442
JM 05-15	3.6	13.1	0.51245	-3.69	-1.13		-2.34	50.0	72.0	0.73081	0.69689		0.71299
JM 05-64	8.3	40.1	0.51239	-4.92	0.52		-2.06	19.4	148	0.81718	0.63748		0.72278
JM 05-65	3.3	14.0	0.51231	-6.50	-2.25		-4.26	33.4	41.8	0.72973	0.70030		0.71427
JM 05-66	7.1	24.1	0.51283	3.78	5.45		4.66	114	37.5	0.71369	0.70594		0.70962
JM 05-68	1.6	7.1	0.51231	-6.42	-1.97		-4.08	40.5	56.7	0.73069	0.69773		0.71337
Menhouhou													
JM 05-36	5.1	23.9	0.51230	-6.55	-1.34		-3.81	78.2	139	0.73339	0.69149		0.71138
Menhouhou : *Zone aurifère*													
JM04-07	8.2	43.3	0.51234	-5.83	0.15	-0.91		24.5	128	0.80269	0.68062	0.70467	
JM04-09	3.3	10.2	0.51297	6.40	5.94	6.23		387	6.0	0.70737	0.70701	0.70708	
JM04-12	1.8	6.2	0.51262	-0.45	-0.30	-0.14		30.3	1.3	0.71056	0.70954	0.70974	
JM04-14	8.5	34.5	0.51243	-4.11	-0.01	-0.68		20.0	25.8	0.73573	0.70591	0.71179	

INSTITUT NATION
POLYTECHNIQ
DE LORRAI

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :
Monsieur Jean-Louis PAQUETTE, Chargé de Recherche, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand

Monsieur Robert MORITZ, Professeur, Université de Genève, Suisse

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur PELLETER Ewan

NANCY BRABO
2, AVENUE DE L
FORET-DE-HAY
BOITE POSTALE
F - 5450
VANDŒUVRE CEDE

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

"Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut-Atlas oriental)"

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Géosciences** »

Fait à Vandoeuvre, le 07 mai 2007
Le Président de l'I.N.P.L.,
F. LAURENT

TEL. 33/03.83.59.59.5
FAX. 33/03.83.59.59.5