



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>



Ecole doctorale **RP2E** (Ressources, Produits, Procédés et Environnements)
Collegium Sciences et Technologies
Laboratoire **G2R – CREGU** (Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques)

THESE

Présentée et soutenue publiquement le 11/12/12

Pour l'obtention du grade de docteur de l'Université de Lorraine

(Spécialité : Géosciences)

Par

Wilfried Antoine Bassou TOÉ

Minéralisations uranifères de la ceinture orogénique Pan-africaine du Damara (Namibie):
Implications de la fusion partielle, de la migration et de la mise en place des magmas sur le remaniement de la croûte continentale.

Membres du Jury :

Rapporteurs:	Dominique GASQUET	Professeur, EDYTEM, Université de Savoie
	Anne-Magali SEYDOUX-GUILLAUME	Chargée de Recherches CNRS, GET Toulouse
Examineurs:	Michel CUNEY	Directeur de Recherches CNRS, G2R-CREGU Nancy
	Cyril DURAND	Maitre de Conférences, Géosystèmes – Lille
	Jean-Pierre MILESI	Géologue HDR, AREVA, Paris – La Défense
	Marc POUJOL	Maitre de Conférences HDR, Géosciences - Rennes
Directeurs de thèse:	Anne-Sylvie ANDRE-MAYER	Professeur, G2R-CREGU, Université de Lorraine
	Olivier VANDERHAEGHE	Professeur, G2R-CREGU, Université de Lorraine

UMR G2R 7566 – Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques

Université de Lorraine – Faculté des Sciences – BP 239 54506 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex, FRANCE

Résumé

La chronologie de la formation de la croûte continentale est débattue mais la plupart des modèles convergent sur le fait qu'une bonne partie de la croûte continentale présente à la surface de la Terre aujourd'hui est présente depuis le Protérozoïque (2,5 – 0,54 Ga) et qu'elle a essentiellement subi un remaniement au cours d'orogénèses. L'uranium, qui est un élément incompatible, est un traceur de cette évolution depuis son fractionnement initial par fusion partielle du manteau jusqu'à son remaniement dans les niveaux crustaux supérieurs.

La ceinture orogénique Néoprotérozoïque Pan-africaine (0,5 ± 0,1 Ga) du Damara en Namibie constitue une cible géologique pour tester les relations entre croissance / évolution crustale et métallogénie de l'uranium. Elle s'est formée suite à la collision des cratons archéens du Congo et du Kalahari (plaque subductante).

Ce travail de thèse montre que l'évolution de la croûte continentale de la ceinture du Damara durant l'orogénèse Pan-africaine au Néoprotérozoïque se fait par remaniement de roches ayant été extraites du manteau depuis l'Archéen et que leur fusion partielle est le mécanisme prépondérant pour la minéralisation uranifère primaire associée à la cristallisation de granites intrusifs. Les granites in-situ issus de la fusion partielle des sédiments dans les niveaux crustaux supérieurs sont peu ou pas propices à de fortes concentrations d'uranium du fait 1) de la faible préconcentration de leur protolithes et 2) de leur migration relativement limitée. Les granites intrusifs minéralisés correspondent à des injections tardi- à post-collision (ca. 520 – 480 Ma dans la zone centrale) et sont liés aux phases de relaxation thermique et d'effondrement gravitaire subséquentes à l'épaississement crustal de l'orogène dans un contexte de convergence de plaques.

Mots clés: uranium, Protérozoïque, orogène du Damara, remaniement crustal, migmatites, granites.

Abstract

The chronology of continental crust formation is debated but most models converge on the fact that much of the continental crust on the surface of the Earth is present since the Proterozoic (2.5 - 0.54 Ga) and has essentially undergoes reworking during orogenesises. Uranium which is an incompatible element is a tracer of this crustal evolution, since its initial fractionation by partial melting of the mantle to its reworking in higher crustal levels.

Neoproterozoic Pan-African (0.5 ± 0.1 Ga) orogenic belt of the Damara in Namibia is a good geological target to test the relationship between crustal growth and evolution and metallogeny of uranium. It was formed after the collision of the Archean cratons of Congo and Kalahari (subducting plate).

This thesis shows that the evolution of the continental crust during the Neoproterozoic Damara Orogen is by reworking of Archean to Neoproterozoic crustal domains and partial melting of rocks is the predominant mechanism for primary uranium mineralization associated with crystallization of intrusive granites derived from anatexis of paleo- to mesoproterozoic basement fragments. The intrusive granites issued from partial melting of sediments in the upper crustal levels are low or not favorable to high concentrations of uranium because of 1) the low pre-concentration of their protoliths and 2) their relatively limited migration. The mineralized intrusive granites correspond to late- to post-collision injections (ca. 520-480 Ma in the central area) and are related to thermal relaxation phases and gravitational collapse subsequent to thickening in crustal orogen in a context of plates convergence.

Key words: uranium, Proterozoic, Damara Belt, crustal reworking, migmatites, granites.

Remerciements

Ce travail de thèse est l'aboutissement de ma volonté d'acquérir un maximum de connaissances dans le domaine des géosciences.

En juin 2006, après une maîtrise de géologie fondamentale et appliquée à l'université de Ouagadougou (Burkina Faso) j'avais le choix entre intégrer une compagnie minière ou poursuivre mes études à l'étranger. Les efforts et sacrifices financiers de mes parents m'ont permis de rejoindre la formation de géosciences de Nancy. Je leur en suis donc particulièrement reconnaissant, c'est grâce à eux que tout a commencé et c'est grâce à eux que tout se poursuit.

Les débuts de ma formation à Nancy, dès Septembre 2006, n'ont pas été faciles notamment avec le changement de système académique, l'implication des multimédia et de l'informatique et l'accès à pléthore d'informations, ce qui changeait de ma formation à Ouagadougou. J'ai néanmoins réussi à mener à bien mes formations de master 1 et 2 en Septembre 2008.

Anne-Sylvie ANDRE-MAYER et Olivier VANDERHAGHE après avoir encadré mes travaux de master sur le thème de la thèse de Luc SIEBENALLER m'encouragèrent à poursuivre en doctorat. Je remercie donc Anne-Sylvie et Olivier pour leur encadrement depuis 2007 jusqu'au jour d'aujourd'hui ainsi que Luc pour sa disponibilité et son amitié.

Je remercie mes correspondants scientifiques AREVA tout au long de cette thèse débutée en Octobre 2009 : Jean-Pierre MILÉSI pour son accompagnement et sa compétence scientifique. Jean-Louis FEYBESSE – paix à son âme – parti trop tôt pour voir l'aboutissement de son accompagnement scientifique.

A tous les partenaires scientifiques avec qui j'ai eu à collaborer pour mes travaux de thèse : Jean-Louis PAQUETTE (LMV Clermont-Ferrand), Marc POUJOL (Géosciences Rennes) ; Philippe GONCALVES (UMR 6249 Chrono-Environnement) ; Cyril DURAND (Université de Lille 1).

La suite de mes remerciements va d'abord à mon ami, promotionnaire (M1& M2) et collègue de bureau, Mathieu LEISEN qui aura accepté de venir découvrir avec moi mon pays et chez qui j'ai effectué des séjours à Petite-Héttange. Je remercie mon ami et collègue de bureau Philippe LACH avec qui j'ai passé de bons moments durant cette thèse et surtout les longs week-ends lors des dernières semaines de rédaction de nos thèses respectives.

Au laboratoire G2R, je ne peux m'empêcher de penser à l'ambiance conviviale durant mes 6 années passées à Nancy. Aussi bien avec mes aînés thésards (Sandrine CINELU, Olivier CARDON, Julien MERCADIER, Antonin RICHARD, Moussa ISSEINI, Jérémy NETO, et bien d'autres), qu'avec mes promotionnaires et mes cadets de thèse. Les citer nommément serait long mais ils savent tous qu'ils ont contribué à la bonne ambiance du labo. Merci particulier au « frère Glin » (Aurélien EGLINGER) pour son amitié et notre séjour de quasi deux mois ensemble sur le sol namibien. Je remercie les étudiants de master qui ont participé par leurs travaux à cette thèse

Je remercie les chercheurs, enseignants-chercheurs et techniciens du laboratoire pour leurs compétences scientifiques et techniques, leur disponibilité, leur dévouement et leur convivialité. Il en est de même pour le personnel du CREGU.

Je remercie tous les membres du jury qui ont accepté de participer à l'évaluation de mon travail scientifique de thèse de doctorat. Je m'excuse d'avance pour les lacunes qu'ils pourront constater et qu'ils ne manqueront pas de me faire savoir pour que j'apprenne de mes erreurs.

Je remercie enfin la communauté burkinabè de Nancy ainsi que les familles ULRICH à Lyon et MANCIAUX à Lay-St-Christophe.

Cette thèse est dédiée au Dr Sandrine BASSOLÉ, ma fiancée, pour son amour et sa patience ainsi qu'à notre fils Élisée Joris né le 18 Mai 2012, loin des yeux de son papa mais qui fait ma fierté.

TABLE DES MATIERES

CROISSANCE CRUSTALE ET METALLOGENIE DE L'URANIUM 17

I	Les différentes enveloppes de la Terre.....	17
I. 1	Le Noyau	17
I. 2	Le manteau	17
I. 3	La croûte.....	21
II	Les processus de croissance crustale au cours des temps géologiques	29
II. 1	La croûte continentale Archéenne et Protérozoïque.....	29
II. 2	Modèles de croissance et d'évolution de la croûte continentale	30
II. 3	L'Evolution de la croûte continentale.....	33
III	Les éléments incompatibles comme traceurs de la différenciation et de la croissance crustale : Cycle de l'Uranium (et du Thorium).	35
III. 1	Les éléments incompatibles	35
III. 2	Cycle de l'Uranium (et du thorium).....	36
III. 3	Métallogénie de l'Uranium au cours des temps géologiques.....	38
IV	Problématique et objectifs de la thèse	41
IV. 1	Problématique : Potentiel métallogénique des ceintures orogéniques protérozoïques accréées aux noyaux cratoniques archéens	41
IV. 2	Objectifs de la thèse	44
IV. 3	Plan de thèse.....	44

FROM MIGMATITES TO GRANITES IN THE PAN-AFRICAN DAMARA BELT, NAMIBIA..... 53

	Introduction	55
I	Geology of the Damara orogenic belt	55
I. 1	Lithotectonic units of the Southern Central Zone	58
I. 2	Metamorphic mineral assemblages	60
I. 3	Granites	61
II	Evidences for partial melting and melt segregation in the Southern Central Zone of the Damara belt (Swakop river cross-section).....	62
II. 1	Lower Unit	65
II. 2	Middle Unit	69
II. 3	Upper Unit and its intrusive granites.....	72
III	. Discussion	74
III. 1	Degree of partial melting and melt segregation	75
III. 2	Melt migration.....	76
III. 3	Magma mobility mechanisms	77
III. 4	Implications for Damara orogen	77
	Conclusion	79

MIGMATITES ET GRANITES DE LA RIVIERE SWAKOP (CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA) : DONNEES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES 89

Introduction	89
I Petrographie des migmatites de la Swakop River.....	90
I. 1 L'unité Inférieure (Lower Unit) ou zone magmatique.....	93
I. 2 Les métatexites de l'unité intermédiaire ou zone des roches partiellement fondues 104	
I. 3 Les granites intrusifs de l'unité supérieure ou zone d'intrusion	111
I. 4 zone de transition ouest Entre l'Unité inférieure et l'Unité supérieure.....	114
I. 5 Discussion :	120
II Géochimie des migmatites et granites de la Swakop River	124
II. 1 Géochimie des oxydes majeurs et elements traces.....	124
Géochimie roches totales des oxydes majeurs	124
Géochimie des éléments traces	126
II. 2 Etude qualitative et semi-quantitative des transferts d'éléments chimiques par la fusion partielle des roches.....	131
Conclusion	143

SOURCES DE LA FRACTION GRANITIQUE DES MIGMATITES ET DES GRANITES INTRUSIFS DE LA RIVIERE SWAKOP : CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES..... 149

Introduction	149
I Contraintes géochronologiques des migmatites et granites de la Swakop river	153
I. 1 L'unité inférieure.....	154
Orthogneiss. Echantillon 9544-38.....	154
Diatexites	159
Enclave d'amphibolite. 9544-34.....	167
Diapir granitique : Ech. 9544-36A.....	171
I. 2 Zone de transition Ouest : Unités inférieure et intermédiaire.	174
Granite à biotite et monazite intrusif. Ech 9544-33A	174
I. 3 Unité intermédiaire : Leucosome en réseau de veinules granitiques : Ech. 9544- 29C_LEUC	179
I. 4 Unité Supérieure.....	183
Granite intrusif à quartz FUMÉ: Ech. 9544-41A.....	183
I. 5 Discussion sur les données géochronologiques sur les roches de la rivière Swakop 188	
II Contraintes isotopiques Sm / Nd des migmatites et granites de la Swakop River	193
II. 1 Résultats et interpretations des mesures isotopiques.....	193
II. 2 Discussion : SOURCES des granites intrusifs	198
Conclusion	202

CONTEXTE GEOLOGIQUE DES GISEMENTS D'URANIUM DE TYPE INTRUSIF DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA : DE LA SOURCE MIGMATITIQUE AU GISEMENT PLUTONIQUE 209

Introduction et objectifs.....	209
I Cadre géologique.....	210
I. 1 Séquence lithostratigraphique de la zone centrale du Damara.....	210
I. 2 Granites et minéralisations uranifères	212
II Gîtologie - Echantillonnage.....	216
II. 1 Le Dôme d'Ida	217
II. 2 Prospect d'U d'Inca (Reptile Uranium)	230
II. 3 Zone de la mine de Rössing	240
III Etude métallogénique comparée	246
III. 1 Spectres de terres rares des uraninites.....	246
III. 2 Spectres des terres rares des bétafites hétérogènes (9544-39A) ; uranophane et allanite (9544-42F).....	249
III. 3 Age des minéralisations	251
IV Discussion – modèle métallogénique de la minéralisation uranifère de la zone centrale	255
IV. 1 Sources des granites	255
IV. 2 miSE en place des granites et dépôts des minéralisations.....	256
Conclusion.....	259

VERS LA CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GEOCHIMIQUES A L'ECHELLE DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA ET DES MARGES DES CRATONS DU CONGO ET DU KALAHARI 267

I Les domaines de roches Pré-pan-Africaines des marges des cratons du Congo et du Kalahari	267
I. 1 Le socle Protérozoïque de Rehoboth dans la PARTIE NORD DE LA marge du craton du kalahari.....	269
I. 2 Le bouclier de kamanjab dans la marge du craton du Congo	275
I. 3 La zone centrale de la ceinture orogénique du Damara	276
II création d'une base de données géochimiques.....	277
II. 1 Objectifs de la base de données et collecte des informations.....	277
II. 2 Présentation des paramètres	280
II. 3 Présentation des résultats	282
Diagrammes U-Th des roches.....	282
Interprétation des figures	286
Bilan.....	288
III Conclusion et perspectives	289

DISCUSSION - CONCLUSION GENERALE	297
I La zone centrale du Damara.....	297
I. 1 métamorphisme et distribution structurale des migmatites et granites	297
I. 2 Granites in situ et granites intrusifs.....	298
I. 3 Sources des fractions granitiques issues de la fusion partielle.....	300
I. 4 Modèle métallogénique de l'Uranium dans la zone centrale du Damara.....	303
Sources des granites	303
mise en place des granites et conditions de dépôts des mineralisations	304
II Implications des resultats présentés dans ce mémoire pour la ceinture orogénique du Damara.....	306
II. 1 Signification du complexe gneissique d'Abbabis	306
II. 2 Zone de préconcentration dans les marges de cratons ?.....	306
II. 3 Implications géodynamiques.....	309
 Annexes analytiques	 319

INTRODUCTION : CROISSANCE CRUSTALE ET METALLOGENIE DE L'URANIUM

CROISSANCE CRUSTALE ET METALLOGENIE DE L'URANIUM

I LES DIFFERENTES ENVELOPPES DE LA TERRE

I.1 LE NOYAU

Le noyau diffère chimiquement des deux couches supérieures silicatées par sa composition exclusive en Fer métal (90%) et Nickel. Il est lui-même subdivisé en Noyau Externe liquide et peu visqueux allant de 2900 à 5100 km de profondeur et Noyau Interne solide, résultant de la cristallisation progressive centrifuge du Noyau, allant de 5100 à 6371 km de profondeur. Le Noyau est la source du Champ Magnétique Terrestre.

I.2 LE MANTEAU

Le Manteau est séparé de la Croûte par la **discontinuité de Mohorovicic** ou **Moho** qui est un réflecteur sismique majeur (Condie, 1997). Il est subdivisé en Manteau supérieur et Manteau inférieur. Au sein du Manteau supérieur, une zone à faible vitesse de propagation des ondes sismiques délimite une partie supérieure relativement résistante qui, associée à la croûte océanique ou continentale, constitue la lithosphère et se distingue de l'asthénosphère moins résistante au comportement visqueux. La différence rhéologique entre la Lithosphère et l'Asthénosphère est la base de la **Tectonique des Plaques** ; les plaques lithosphériques se déplaçant grâce aux courants de convections qui se développent dans l'Asthénosphère sous-jacente. La base du Manteau se trouve à une profondeur d'environ 2900 km.

Les caractéristiques du manteau sont estimées à partir de données géophysiques, de xénolites, et de l'analyse des chondrites. Seules les analyses des xénolites permettent une estimation directe de la composition pétrologique et géochimique du manteau. La propagation des ondes sismiques indique que le manteau est divisé en une partie supérieure et une partie inférieure avec une zone de transition entre elles. Les vitesses des ondes sismiques de compression P (VP)

recensées sont comprises entre 6,5 – 9,5 Km/s ; 9,5 – 11 Km/s et 11 – 14 Km/s respectivement pour le manteau supérieur, la zone de transition et le manteau inférieur. Ces zones sont déterminées à partir des discontinuités sismiques respectivement à 400 Km ; ca. 660 Km et 2900 Km (limite manteau – noyau).

D'un point de vue géochimique, le manteau supérieur a une composition ultrabasique péridotitique avec des oxydes majeurs que sont SiO₂, MgO, FeO tandis que CaO ; Al₂O₃, TiO₂ sont relativement faibles en proportion. Suivant la nomenclature des roches ultrabasiques, le manteau aurait une composition Lherzolitique c'est-à-dire composée respectivement à majorité d'olivine, d'orthopyroxènes, de clinopyroxènes et autres minéraux porteurs d'Al tels que grenats, spinelles ou plagioclases en fonction de la pression (Ita and Stixrude, 1992; Jeanloz, 1995; Agee, 1998; Melbourne and Helmberger, 1998; Sinogeikin et al., 1998; Shearer and Flanagan, 1999). Le débat demeure cependant dans les ratios d'oxydes majeurs (FeO et SiO₂) entre manteau supérieur et inférieur étant donné que seules les analyses des xénolites permettent une estimation de leur composition tandis que les investigations géophysiques sont, à ce jour, insuffisantes pour trancher. Le Tableau I.ci-après donne les compositions mesurées ou estimées des chondrites et du manteau primitif suivant différents auteurs.

MANTEAU PRIMITIF

Le « manteau primitif » représente la composition du manteau séparé du noyau et avant qu'il ne soit dissocié de la croûte. Sa composition élémentaire est estimée voisine de celle des chondrites à l'exception de ses plus faibles concentrations en éléments volatils mais aussi en éléments sidérophiles, concentrés dans le noyau terrestre (Hart and Zindler, 1986; Ringwood, 1991; McDonough and Sun, 1995; White, 2012).

Oxydes (%)	CI Chondrites	Hart & Zindler Mantle & Core	Hart & Zindler LOSIMAG	Ringwood Pyrolite	McDonough & Sun Pyrolite	Allègre et al. PRIMA
SiO ₂	22,7	49,52	45,96	44,76	45	46,12
Al ₂ O ₃	1,64	3,56	4,06	4,46	4,45	4,09
FeO	24,49	7,14	7,54	8,43	8,05	7,49
MgO	16,41	35,68	37,78	37,23	37,8	37,77
CaO	1,3	2,82	3,21	3,6	3,55	3,23
Na ₂ O	0,67	0,292	0,332	0,61	0,36	0,36
K ₂ O	0,067	0,028	0,032	0,029	0,029	0,034
Cr ₂ O ₃	0,39	0,412	0,468	0,043	0,384	0,38
MnO	0,256	0,115	0,13	0,14	0,135	0,149
TiO ₂	0,073	0,159	0,181	0,21	0,2	0,18
NiO	1,39	0,244	0,277	0,241	0,25	0,25
CoO	0,064	0,012	0,013	0,013	0,013	0,07
P ₂ O ₅	0,274	0,018	0,019	0,021	0,021	-

Tableau I.1: compositions des chondrites et manteau primitif suivant différents auteurs. (Hart and Zindler, 1986; Ringwood, 1991; Allègre et al., 1995; McDonough and Sun, 1995)

Concentrations élémentaires du manteau primitif (ppm)					
Ag	0,008	Ge	1,1	Re	0,00028
Al	22985	Hf	0,283	Rh	0,001
As	0,13	Hg	0,01	Ru	0,0042
Au	0,00075	Ho	0,146	Sb	0,05
Ba	6,189	In	0,013	Sc	15,5
Be	0,066	In	0,011	Se	0,05
Be	0,5	Ir	0,0033	Si	214766
Bi	0,0025	K	240	Si	350
Br	0,075	La	0,624	Sm	0,381
C	250	Li	1,6	Sn	0,175
Ca	23858	Lu	0,065	SR	19,9
Cd	0,04	Mg	219407	Ta	0,037
Ce	1,637	Mn	1080	Tb	0,093
Cl	330	Mo	0,065	Te	0,013
Co	105	Na	2545	Th	0,0813
Cr	2935	Nb	0,651	Ti	1153
Cs	0,021	Nd	1,225	Tl	0,007
Cu	30	Ni	1890	Tm	0,058
Dy	0,651	Os	0,0034	U	0,0203
Er	0,428	P	95	V	82
Eu	0,145	Pb	0,18	W	0,021
F	26	Pd	0,005	Y	4,05
Fe	65500	Pr	0,238	Yb	0,439
Ga	3,9	Pt	0,0068	Zn	56
Gd	0,526	Rb	0,6	Zr	10,5

Tableau I.2: Concentrations élémentaires du manteau primitif. (White, 2012)

MANTEAU APPAUVRI

Le manteau appauvri est le résidu issu de la formation de la croûte par fusion partielle du manteau primitif (Workman et Hart 2005). Il est caractérisé par une perte en éléments incompatibles (U, Th, Terres rares, etc....) qui vont préférentiellement dans les liquides silicatés issus de la fusion partielle. La composition chimique du manteau appauvri serait intermédiaire entre celle d'un basalte et celle d'une péridotite (Olivine > 50 %) représentant la composition typique du manteau primitif.

MORB de Manteau appauvri			
Composition oxydes majeurs (%)		Abondance Modale (%)	
SiO₂	44,71	Olivine	57
Al₂O₃	3,98	Ortopyroxènes	28
FeO	8,18	Clinopyroxènes	13
MnO	0,13	Spinelle	2
MgO	38,73		
CaO	3,17		
Na₂O	0,13		
Cr₂O₃	0,57		
TiO₂	0,13		
NiO	0,24		
K₂O	0,006		
P₂O₅	0,019		
Eléments traces			
Ba	0,563	Pr	0,107
Ce	0,55	Rb	0,05
Dy	0,505	Sm	0,239
Er	0,348	Sr	7,664
Eu	0,096	Ta	0,0096
Gd	0,358	Tb	0,07
Hf	0,157	Th	0,0079
Ho	0,115	Ti	716,3
La	0,192	U	0,0032
Lu	0,058	Y	3,328
Nb	0,1485	Yb	0,365
Nd	0,581	Zr	5,08
Pb	0,018		

Tableau I.3 : Abondance minéralogique modale, compositions en oxydes majeurs et éléments traces des MORB de manteau appauvri. (Workman and Hart, 2005).

I.3 LA CROUTE

CROUTE OCEANIQUE

La croute océanique est d'une épaisseur moyenne relativement faible de 7 km avec des épaisseurs pouvant aller jusqu'à 10 km. Elle est de composition géochimique moyenne basique. La croute océanique est subdivisée en trois couches (Figure I.1):

Couche 1 d'épaisseur d'environ 300m, formée de sédiments avec une densité des roches variant entre 1.93 et 2.3.

Couche 2 d'épaisseur d'environ 2 km composée de basaltes et dont la densité est de 2.55.

Couche 3 qui serait composée de péridotites plus ou moins serpentinisées avec une épaisseur moyenne de 5 km et une densité de 2.95.

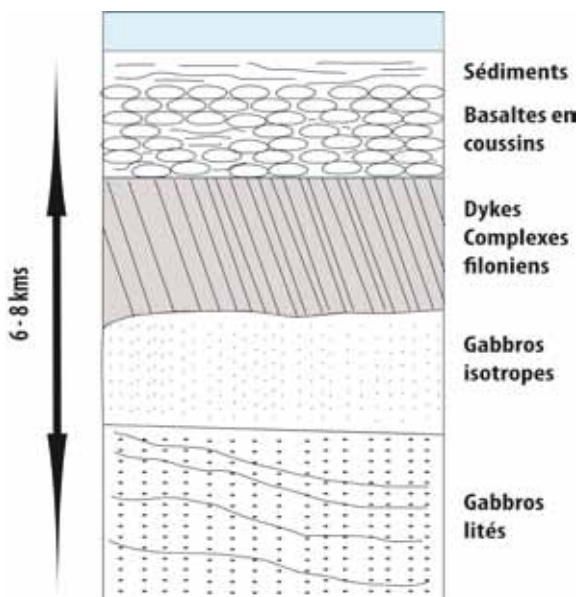


Figure I.1 : Découpage lithologique de la croute océanique.

La formation de la croute océanique correspond à l'accrétion magmatique de basalte à l'aplomb des rides médio-océaniques (Middle Oceanic Ridges Basalts = MORB en anglais), associée à la cristallisation de gabbros. Ces MORB correspondent à la cristallisation d'un liquide de composition basaltique issu de la fusion partielle du manteau et les différences de composition chimiques entre MORB sont en partie corrélées aux variations de la vitesse d'expansion océanique au

niveau des rides (inférieures à 50mm/an ; entre 50 – 80mm/an ; et supérieures à 80 mm/an respectivement pour les rides lentes, intermédiaires et rapides) qui ont une influence sur la vitesse de cristallisation des minéraux de ces basaltes. La vitesse d'expansion a ainsi une influence sur les mécanismes de transferts de magmas et donc sur l'efficacité des interactions magma/encaissants et de la cristallisation fractionnée.

Le Tableau I.4 représente la composition moyenne en oxydes majeurs et éléments traces des MORB.

East Pacific Rise MORB (1)			Pimitive MORB (2)	Elements	ppm	Elements	ppm
Oxydes	Moyenne	Variation					
SiO ₂	50,39	1,89	49,1	Ba	13,87	Ni	149,5
TiO ₂	1,72	0,47	0,6	Ce	12	Pb	0,489
Al ₂ O ₃	14,93	1,13	16,4	Co	17,07	Pr	2,074
FeO _t	10,2	1,52	8,8	Cs	0,0141	Rb	1,262
MnO	0,18	0,04	-	Cu	74,4	Sc	41,37
MgO	7,34	1,3	10,3	Dy	6,304	Sm	3,752
CaO	11,29	1,38	12,4	Er	4,143	Sn	1,382
Na ₂ O	2,86	0,46	1,9	Eu	1,335	Sr	113,2
K ₂ O	0,25	0,47	0,1	Gd	5,077	Ta	0,192
P ₂ O ₅	0,35	0,48	-	Hf	2,974	Tb	0,885
Total	99,52			Ho	1,342	Th	0,1871
(1) moyenne de 1266 analyses de basaltes de EPR compilées par Langmuir				K	883,7	Tm	0,621
(2) Tiré de "Basaltic Volcanism on the terrestrial planets"				La	3,895	U	0,0711
				Lu	0,589	Y	35,82
				Nb	3,507	Yb	3,9
				Nd	11,18	Zr	104,2
Concentration moyenne dans les MORB. Hofmann (1988)							

Tableau I.4: Composition géochimique de la croûte océanique. (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Hofmann, 1988; Langmuir et al., 1992)

Croûte basaltique

Il existe aussi des basaltes d'arcs insulaires ; ou d'arc magmatiques qui proviennent des interactions entre différents segments de croûte océanique ou avec une croûte continentale (Pearce, 1975 ; Anderson, 1982 ; Condie 1982)

La croûte océanique est, comparativement à la croûte continentale, enrichie en éléments sidérophiles tels que Ni, Fe, Mg, Cu tandis qu'elle est appauvrie en éléments lithophiles typiquement U et Th (Hofman, 1988).

La croûte océanique est créée à majorité au niveau des rides médio-océaniques et est de composition géochimique basique. Elle se renouvelle

relativement rapidement puisque de sa formation au niveau des rides médio-océaniques jusqu'à sa destruction dans les zones de subduction il se passe généralement une période d'environ 100 millions d'années. Cette durée est notamment estimée à partir des corrélations faites entre les anomalies magnétiques et la géochronologie des roches basaltiques qui la constituent. La croûte océanique reflète la composition du manteau duquel elle est dérivée mais aussi elle peut être remobilisée lors de la création de croûte continentale.

Les études sismiques ont démontrées que la croûte océanique est structurée en couches aux caractéristiques géophysiques distinctes desquelles ont été en partie extrapolées, en plus de forages profonds du plancher océanique, les compositions lithologiques représentées dans la Figure I.1 (Rudnick & Fountain, 1995).

CROÛTE CONTINENTALE

D'après la vitesse de propagation des ondes sismiques de compression P (VP) la croûte continentale est structurée suivant trois couches (Rudnick et Fountain ; 1995) (Figure I.2). Ces 3 couches correspondent au découpage Croûte continentale Supérieure ; croûte continentale Intermédiaire et croûte continentale Inférieure. Les travaux de Wedepohl (1995) basés sur l'analyse des vitesses sismiques corrélées à la pétrographie des roches en laboratoire proposent une classification lithologique de ces 3 niveaux crustaux avec :

- la croûte supérieure à dominante de roches sédimentaires + granites + gneiss ($V_P < 6,5 \text{ Km/s}$) ;
- la croûte intermédiaire estimée expérimentalement avec une composition de granulites felsiques ($6,5 < V_P < 6,9 \text{ Km/s}$).
- la croûte inférieure, à composition expérimentale de granulites basiques ($6,9 < V_P < 7,5 \text{ km/s}$).

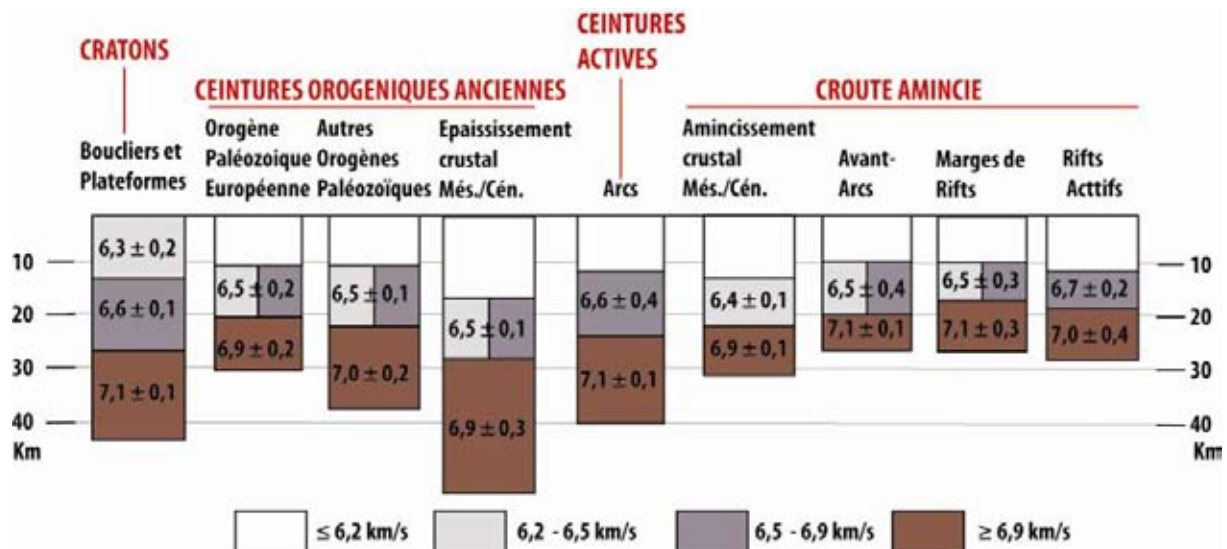


Figure I.2: Structuration en 3 couches de vitesses sismiques différentes en estimation de l'épaisseur de croûte continentale en fonction de domaines géodynamiques variés. Rudnick & Fountain (1995)

A partir des approches géophysique sismique et pétrographie couplées, ces auteurs ont proposé des compositions moyennes pour chacune des couches de la croûte continentale dont les résultats sont compilés dans les Tableau I.5 , Tableau I.6 et Tableau I.7 suivants.

Oxydes (Wt %)	Taylor et McLennan	Wedepohl	Minéralogie Normative (T&M)		
SiO ₂	66	64,9	Quartz		15,7
TiO ₂	0,5 (0,76)	0,52	Orthoclase		20,1
Al ₂ O ₃	15,2	14,6	Albite		13,6
FeO	4,5	3,96	Diopside		6,1
MgO	2,2	2,24	Hyperstene		9,9
CaO	4,2	4,12	Ilmenite		0,95
Na ₂ O	3,9	3,46			
k ₂ O	3,4	4,04			
ElémentsTraces					
(ppm, ou précisé)	Taylor et McLennan	Wedepohl	Eléments	Taylor et McLennan	Wedepohl
Ag ppb	50	55	Mg %	1,33	1,35
Al %	8,04	7,74	Mn	600	527
As	1,5	2	Mo	1,5	1,4
Au ppb	1,8	-	N	-	83
B	15	17	Na %	2,89	2,57
Ba	550	668	Nb	25 (13,7)	26
Be	3	3,1	Nd	26	25,9
Bi	127	123	Ni	20	18,6
Br	-	1,6	Os	0,05	-
C	-	3240	P	700	665
Ca %	3	2,94	Pb	20	17
Cd ppb	98	102	Pd ppb	0,5	-
Ce	64	65,7	Pr	7,1	6,3
Cl	-	640	Rb	112	110
Co	10	11,6	Re	0,4	-
Cr	35	35	S	-	953
Cs	3,7 (7,3)	5,8	Sb	0,2	0,31
Cu	25	14,3	Sc	11	7
Dy	3,5	2,9	Se	0,05	0,083
Er	2,3	-	Si %	30,8	30,35
Eu	0,88	0,95	Sm	4,5	4,7
F	-	611	Sn	5,5	2,5
Fe %	3,5	3,09	Sr	350	316
Ga	17	14	Ta	2,2 (0,96)	1,5
Gd	3,8	2,8	Tb	0,64	0,5
Ge	1,6	1,4	Th	10,7	10,3
Hf	5,8	5,8	Ti	3000 (4560)	31117
Hg ppb	-	56	Tl ppb	750	750
Ho	0,8	0,62	Tm	0,33	-
I	-	1,4	U	2,8	2,5
In ppb	50	61	V	60	53
Ir ppb	0,02	-	W	2	1,4
K %	2,8	2,87	Y	22	20,7
La	30	32,3	Yb	2,2	1,5
Li	20	22	Zn	71	52
Lu	0,32	0,27	Zr	190	237

Tableau I.5: Composition de la croûte continentale supérieure en fonction des auteurs. (Taylor and McLennan, 1985, 1995; Wedepohl, 1995). Les valeurs entre parenthèses sont les révisions de Plank et Langmuir (Plank and Langmuir, 1998) des mesures de Taylor et McLennan.

Les différences de composition proposées par ces auteurs sont liées à la nature des méthodes d'étude et d'échantillons choisis. Ainsi, la composition de croûte continentale supérieure proposée par Wedepohl (1995) est basée sur l'analyse de mélange de poudres de roches variées prélevées à l'affleurement sur une grande surface qu'ils estiment représentative de la croûte continentale supérieure tandis que les travaux de Taylor and Mc Lennan (1985) sont basés sur

l'analyse des sédiments qui sont censés représenter la croûte continentale supérieure. Leur choix s'est porté en particulier sur les loess (sédiments continentaux éoliens) qui, à la différence des sables ou argiles, ne sont pas soumis au tri préférentiel des éléments chimiques selon leur densité ou en fonction de la granulométrie. Ces deux approches conduisent cependant à des résultats voisins pour la composition chimique moyenne de la croûte continentale supérieure qui a une composition de granodiorite ou de tonalite.

Pour l'estimation de la composition moyenne de la croûte continentale intermédiaire et inférieure, seule l'approche de mélange des échantillons les plus représentatifs, tels que les granulites (roches de métamorphisme catazonal de haute pression et haute température), peut être utilisée. La plupart des estimations de la composition de la croûte continentale sont obtenues à partir d'une moyenne des sections crustales en relation avec leurs masses respectives (Rudnick et Fountain, 1995 ; Weather et Tarney, 1984 ; Shaw et al., 1986 ; Wedepohl, 1995). Alternativement, Taylor et McLennan (1985 ; 1995) proposent une composition andésitique pour la croûte moyenne ce qui correspond à la composition des magmas formant les arcs magmatiques en contexte de subduction et considérant que c'est le principal processus de croissance crustale post-archéenne (Taylor, 1967).

Oxydes (%)	R&F Cr. inf.	R&F Cr. interm..	Wedepohl Cr. Inf.
SiO ₂	52,3	60,6	58,05
TiO ₂	0,8	0,7	0,84
Al ₂ O ₃	16,6	15,5	15,52
FeO	8,4	6,4	7,34
MnO	0,1	0,1	0,12
MgO	7,1	3,4	5,23
CaO	9,4	5,1	6,8
Na ₂ O	2,6	3,2	2,86
K ₂ O	0,6	2,01	1,85
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,2

ElémentsTraces ppm	R&F Cr. inf.	R&F Cr. interm..	Wedepohl Cr. Inf.	ElémentsTraces ppm	R&F Cr. inf.	R&F Cr. interm..	Wedepohl Cr. Inf.
Ag	-	-	0,08	Lu	0,25	4,1	0,43
As	-	-	1,3	Mo	-	-	0,6
Ba	259	402	568	Nb	5	8	11,3
Be	-	-	1,7	Nd	11	24	28,1
Be	-	-	5	Ni	-	-	34
Bi	-	-	0,037	Ni	88	33	99
Br	-	-	0,28	Pb	4,2	15,3	12,5
C	-	-	588	Pr	2,6	5,8	7,4
Cd	-	-	0,101	Rb	11	62	41
Ce	20	45	53,1	S	-	-	408
Cl	-	-	278	Sb	-	-	0,3
Co	38	25	38	Sc	31	22	25,3
Cr	215	83	228	Se	-	-	0,17
Cs	0,3	2,4	0,8	Sm	2,8	4,4	6
Cu	26	20	37,4	Sn	-	-	2,1
Dy	3,1	3,8	4,7	Sr	348	281	352
Er	1,9	2,3	-	Ta	0,6	0,6	0,84
Eu	1,1	1,5	1,6	Tb	0,48	0,58	0,81
F	-	-	429	Th	1,2	6,1	6,6
Ga	15	17	5,4	Tl	-	-	0,26
Gd	3,1	4	5,4	Tm	-	-	0,81
Hf	1,9	4	4	U	0,2	1,6	0,93
Hg	-	-	0,21	V	196	118	149
Ho	0,68	0,82	0,99	W	-	-	0,6
I	-	-	0,14	Y	16	22	27,2
In	-	-	0,052	Yb	1,5	2,3	2,5
La	8	17	26,8	Zn	78	70	79
Li	6	7	13	Zr	68	125	165

Tableau I.6 : Compositions de fractions intermédiaire et inférieure de la croûte continentale.
R&F = (Rudnick and Fountain, 1995) ; Wedepohl (1995)

oxydes wt. %	R&F	T&M	W&T	We	Shaw		
SiO ₂	59,1	57,3	63,2	61,5	63,2		
TiO ₂	0,75	0,9	0,6	0,68	0,7		
Al ₂ O ₃	15,8	15,9	16,1	15,1	14,8		
FeO	6,6	9,1	4,9	5,67	5,6		
MnO	0,1	0,18	0,08	0,1	0,09		
MgO	4,4	5,3	2,8	3,7	3,15		
CaO	6,4	7,4	4,7	5,5	4,66		
Na ₂ O	3,2	3,1	4,2	3,2	3,29		
k ₂ O	1,88	1,1	2,1	2,4	2,34		
P ₂ O ₅	0,2		0,19	0,18	0,14		
ElémentsTraces							
(ppm, ou précisé)	R&F	T&M	We		R&F	T&M	We
Ag ppb	-	80	70	N	-	-	60
As	-	1	1,7	Nb	8,5	11	19
Au ppb	-	3	2,5	Nd	20	16	27
Ba	390	250	584	Ni	51	105	56
Be	-	1,5	2,4	Os ppb	-	0,005	0,05
Be	-	10	11	Pb	12,6	8	14,8
Bi ppb	-	60	85	Pd ppb	-	1	0,4
Br	-	-	1	Pr	5	3,9	6,7
C	-	-	1990	Pt ppb	-	-	0,4
Cd ppb	-	98	100	Rb	58	32	78
Ce	42	33	60	Re ppb	-	0,4	0,4
Cl	-	-	472	Rh ppb	-	-	0,06
Co	25	29	24	Ru ppb	-	-	0,1
Cr	119	185	126	S	-	-	697
Cs	3	1	3,4	Sb	-	0,2	0,3
Cu	24	75	25	Sc	22	30	16
Dy	3,5	3,7	3,8	Se	-	0,05	0,12
Er	2,2	2,2	2,1	Sm	3,9	3,5	5,3
Eu	1,2	1,1	1,3	Sn	-	2,5	2,3
F	-	-	525	Sr	325	260	333
Ga	16	18	15	Ta	0,7	1	1,1
Gd	3,6	3,3	4	Tb	0,56	0,6	0,65
Ge	-	1,6	1,4	Te	-	-	5
Hf	3,7	3	4,9	Th	5,6	3,5	8,5
Hg ppb	-	-	40	Tl ppb	-	360	520
Ho	0,76	0,78	0,8	Tm	-	0,32	0,3
I	-	-	800	U	1,42	0,91	1,7
In ppb	-	50	50	V	151	230	98
Ir ppb	-	0,1	0,05	W	-	1	1
La	18	16	30	Y	20	20	24
Li	11	13	18	Yb	2	2,2	2
Lu	0,33	0,3	0,35	Zn	73	80	65
Mo	-	1	1,1	Zr	123	100	203

Tableau I.7: Composition chimique globale de la croûte continentale. R&F = Rudnick and Fountain (1995) révisé par (Plank and Langmuir, 1998); T&M = Taylor and McLennan (1985, 1995); W&T = (Weaver and Tarney, 1984)); We = Wedepohl (1995); Shaw = (Shaw et al., 1986)

II LES PROCESSUS DE CROISSANCE CRUSTALE AU COURS DES TEMPS GEOLOGIQUES

II. 1 LA CROUTE CONTINENTALE ARCHEENNE ET PROTEROZOÏQUE

Les principaux continents, dans leur configuration actuelle, sont constitués de noyaux cratoniques d'âge essentiellement Archéen autour desquels sont disposées de manière concentrique des ceintures orogéniques (Figure I.3) depuis le Protérozoïque (Hofmann, 1988; Condie, 1998; Artemieva, 2009)

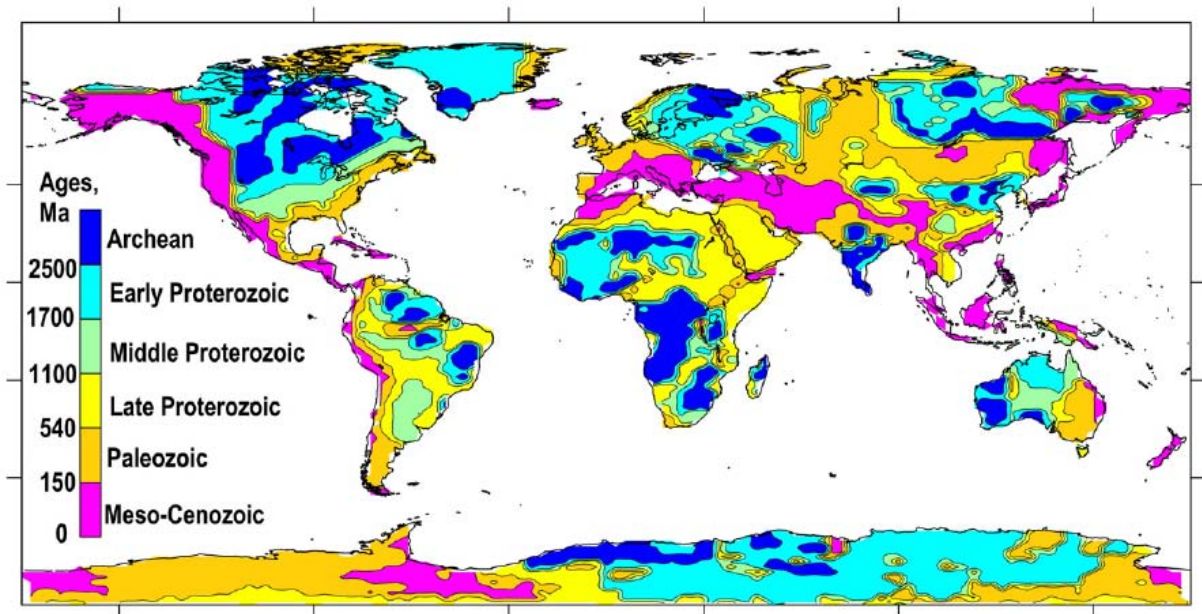


Figure I.3 : Synthèse des âges orogéniques (dernier évènement tectonique recensé dans la zone) modaux de la croute continentale (Artemieva, 2009).

Les noyaux cratoniques comprennent :

- Des complexes magmatiques (90% de la surface des cratons Archéens) constitués de Tonalite, Trondhjémite et Granodiorite (TTG). Ce sont des roches cristallines grenues, riches en quartz, feldspaths plagioclases, biotite et parfois amphiboles mais pauvres en feldspath potassique (Condie, 1998; Moyen and van Hunen, 2012)
- Des ceintures de roches vertes (5 à 10 % de la surface des cratons Archéens) composées de laves ultrabasiques, appelées komatiites, et de laves basiques intercalées avec des sédiments. Les komatiites se forment à des températures de

1600 à 1650°C, contrairement aux basaltes actuels (1250-1350°C). Ces ceintures sont également caractérisées par la présence de niveaux riches en quartz et magnétites (Banded-Iron Formation : BIF) dont le dépôt est lié à l'atmosphère réductrice qui régnait à la surface de la Terre jusqu'à 2,2 Ga (Condie, 1998).

La structure interne de ces noyaux cratoniques souligne des alternances de dômes à cœur de roches cristallines et de bassins comprenant les roches vertes (Van Kranendonk et al., 2004). Bien que des éclogites aient été reconnues localement dans les noyaux cratoniques (Moyen et al., 2006), le métamorphisme est essentiellement dans le faciès des schistes verts pour les ceintures de roches vertes mais peut atteindre le faciès des granulites impliquant un gradient géothermique élevé (Brown, 2008).

Les ceintures orogéniques accrétées autour de ces noyaux cratoniques comprennent :

- Des complexes magmatiques aux caractéristiques pétrologiques et géochimiques allant de calco-alcalin à peralumineux en passant par alcalin.
- Des séries sédimentaires à dominante silicoclastique mais aussi des carbonates.

Ces ceintures comprennent également des successions de dômes et bassins mais avec un alignement préférentiel qui suggère l'influence d'un raccourcissement horizontal plus important en bordure du craton (Cagnard et al., 2007). Le métamorphisme des séries métasédimentaires couvre un spectre plus large que celui des roches des noyaux cratoniques avec d'une part des assemblages minéraux traduisant un métamorphisme de Haute-Température allant du faciès des schistes verts à celui des granulites mais aussi des reliques de métamorphisme de Haute-Pression/Basse-Température dans le faciès des éclogites (Brown, 2008).

II. 2 MODELES DE CROISSANCE ET D'EVOLUTION DE LA CROUTE CONTINENTALE

Différents modèles ont été proposés pour la formation de la croûte continentale (Figure I.4) depuis une extraction précoce avant 4 Ga lors de la différenciation de la Terre primitive (Armstrong, 1968; Fyfe, 1978; Reymer and Schubert, 1986) jusqu'à une formation progressive en relation avec la formation d'arcs magmatiques à

l'aplomb des zones de subduction (Taylor and McLennan, 1985). Certains auteurs proposent une croissance de la croûte continentale en relation avec l'activité cyclique de superplumes mantelliques dont le corollaire serait la formation de supercontinents (Condie, 1982; Anderson, 1994). Pour les auteurs favorisant une croissance de la croûte continentale en relation avec le fonctionnement des zones de subduction, le débat porte sur la contribution relative de la plaque plongeante en termes de protolithes (basaltes, sédiments) et de fluides par rapport à celle du manteau supra-subduction (Arculus, 1981; Martin, 1986, 1993; Drummond and Defant, 1990).

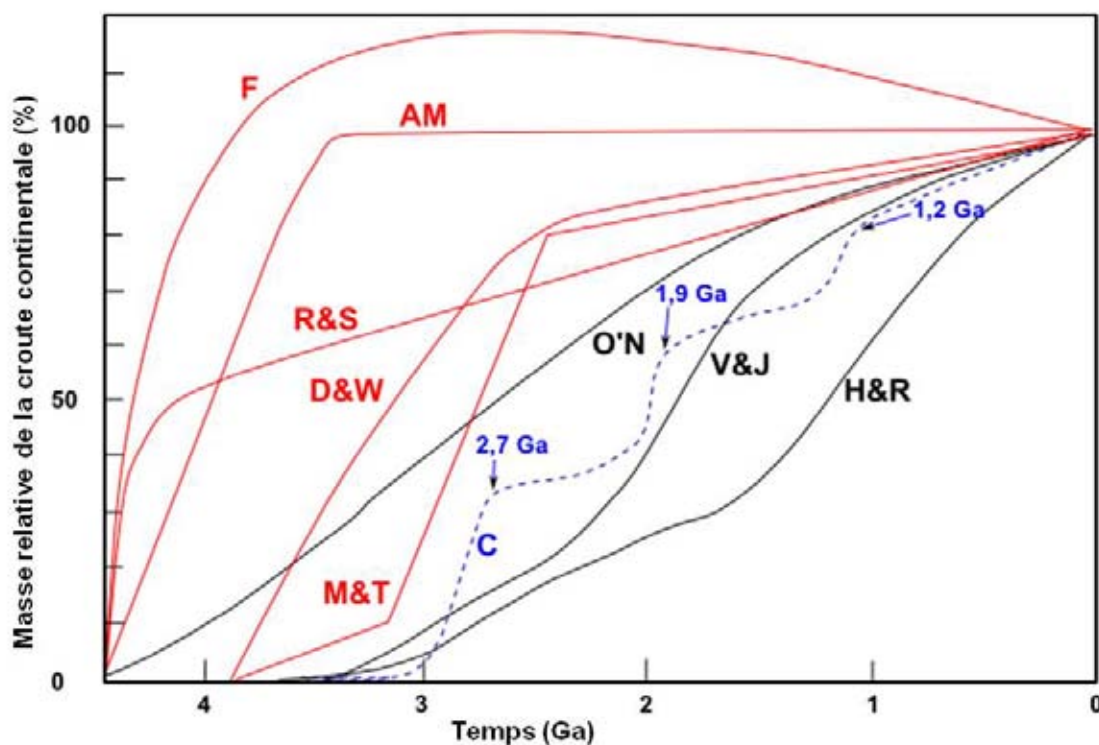


Figure 1.4 : Modèles d'évolution des taux de croissance de la croûte continentale au cours du temps géologique (modifié d'après (White, 2012)). F : (Fyfe, 1978) ; AM : (Armstrong and Harmon, 1981) ; R&S : (Reymer and Schubert, 1984) ; D&W : De Paolo et Wasserburg (1979) ; M&T : (McLennan and Taylor, 1982) ; O'N : (O'Nions and Hamilton, 1981) ; C : (Condie, 2000) ; V&J : (Veizer and Jansen, 1979) ; H&R : (Hurley and Rand, 1969).

La structuration en dômes et bassins des noyaux cratoniques Archéens indique le développement d'instabilités gravitaires au sein d'une croûte constituée de roches basiques surmontant des roches plus différenciées, voire des magmas. Ces caractéristiques sont plutôt en faveur d'un mode de genèse de la croûte par fusion partielle de larges plateaux océaniques mis en place à l'aplomb d'un panache mantellique (Kroner and Layer, 1992).

En revanche, la structuration en ceintures combinant des complexes magmatiques et des roches sédimentaires silico-clastiques et carbonatées suggère une accréation tectonique d'arcs magmatiques et de bassins associés autour de noyaux continentaux préexistants en relation avec des mouvements horizontaux significatifs (Vanderhaeghe et al., 1998 ; Moyen et al., 2006). Différents modèles sont néanmoins proposés concernant d'une part les mécanismes de formation des ceintures protérozoïques accrétées aux cratons archéens et d'autre part le type de matériel impliqué. L'interprétation de ces ceintures en termes de chaînes intracratoniques par fermeture de rifts avortés est favorisée par l'analyse des données stratigraphiques et structurales des avant-pays mais est également appuyée par la signature alcaline d'une partie des roches magmatiques associées à ces sédiments. Les signatures calco-alcalines d'une autre partie des roches magmatiques suggèrent plutôt la formation d'arc magmatiques en marge des cratons. Enfin, l'identification de roches basiques affectées par un métamorphisme en faciès des éclogites a permis d'élaborer des modèles impliquant la fermeture de domaines océaniques.

Les caractéristiques géophysiques du manteau sous-continentale des cratons Archéens indiquent deux types de racines lithosphériques qui pourraient refléter la formation de ces premiers noyaux continentaux d'une part en relation avec l'activité de plumes mantelliques et d'autre part en relation avec la subduction (Artemieva and Mooney, 2001). Dans tous les cas, la formation de la croûte continentale est liée à l'extraction d'un liquide magmatique issu initialement de la fusion partielle du manteau. En contrepartie, une partie de la croûte continentale est recyclée dans le manteau sous forme de sédiments dans les zones de subduction (Figure I.5) (Veizer and Jansen, 1985; Huene and Scholl, 1991).

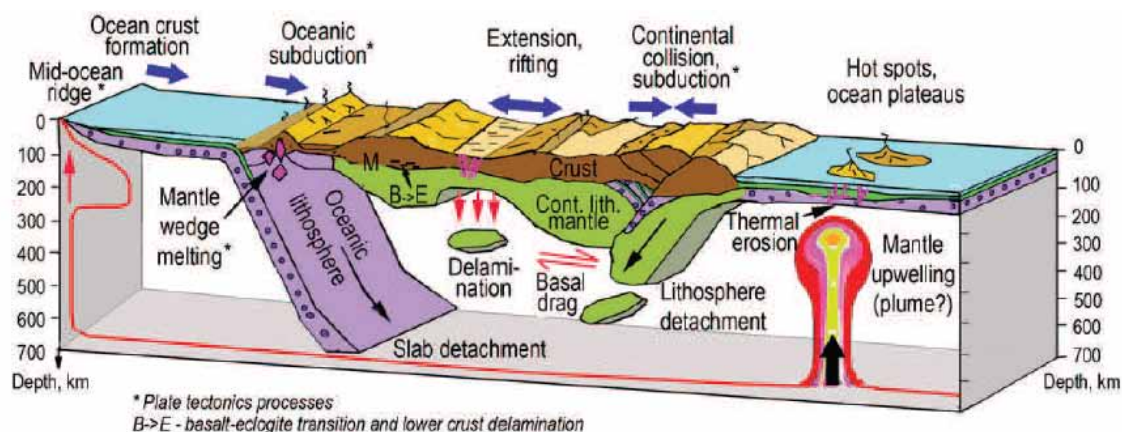


Figure I.5 : Les différents processus majeurs et contextes d'échanges manteau - croûte dans le cadre de la tectonique des plaques. (Artemieva, 2009)

II. 3 L'EVOLUTION DE LA CROUTE CONTINENTALE

La croûte continentale est enrichie en éléments incompatibles concentrés dans les liquides silicatés qui proviennent de la fusion partielle du manteau (Rudnick, 1995; Rudnick and Fountain, 1995). Rudnick (1995) estime que 65 à 90% de la croûte continentale actuelle a été produite par le magmatisme associé aux contextes de subduction. Les différences de compositions entre la croûte continentale formée au cours du Phanérozoïque et la croûte formée à l'Archéen, seraient dues à des régimes géodynamiques différents. La croûte continentale archéenne moins épaisse et plus chaude que la croûte actuelle aurait pu croître par le biais de la tectonique verticale due à un contraste de température entre niveau mantellique sous-jacents (plus chauds) et niveaux crustaux sus-jacents.(plus froid) Ce qui donne par exemple les panaches mantelliques (Bédard et al., 2003; Bédard, 2006).

Un problème demeure cependant, à savoir que la composition de la croûte continentale ne correspond pas à celle de liquides de fusion partielle du manteau primaire qui donnent, à de rares exceptions près, des liquides de compositions basaltiques. Si la croûte continentale était tout simplement une fusion du manteau, elle devrait avoir une composition basaltique, comme la croûte océanique. La croûte continentale Phanérozoïque moyenne se rapproche beaucoup plus des andésites qui sont des produits de la cristallisation fractionnée intracrustale des magmas basaltiques, qui dans le cas des marges continentales, est souvent accompagnée par l'assimilation de la croûte préexistante (Hawkesworth et al., 1982). Ces observations ont conduit à la suggestion que la croûte continentale a été en quelque sorte « raffinée ». Dans ce cas, un (ou plusieurs) autre(s) processus a (ont) contribué à la transformation de la composition de la croûte depuis les premiers magmas de composition basique issus de la fusion partielle du manteau jusqu'aux magmas actuels de composition voisine des andésites (Martin, 1986).

Les mécanismes de différenciation de la croûte continentale pourraient être :

(i) La délamination de la croûte inférieure plus basique mais aussi plus dense du reste de la croûte (Kay and Kay, 1993; Jull and Kelemen, 2001) dans les contextes de croûte lithosphère épaissie (Andes ou Himalaya). Etant donné que la croûte continentale inférieure est nettement plus mafique et plus pauvre en éléments incompatibles que la croûte globale, la perte de la croûte inférieure dans le manteau

contribuerait à faire tendre la composition de la croûte continentale vers le pôle felsique.

(ii) La subduction de sédiments issus de l'érosion des continents. Au cours de l'altération (Anderson, 1982; Lee et al., 2008), certains éléments solubles, notamment Ca, Na, Mg et Li passent en solution (Albarède, 1998) tandis que Si et Al restent sur le régolithe continental. Ces éléments solubles sont ensuite enrichis dans la croûte océanique par précipitation à l'aplomb des rides médio-océaniques puis vont d'être recyclés dans le manteau par la subduction (Albarède, 1998). Certains éléments (en particulier Na) sont susceptibles d'être ensuite réintégrés dans la croûte continentale par le magmatisme d'arc. Le recyclage du Mg contribue à rendre la croûte continentale moins mafique.

(iii) D'autres processus ont été évoqués tels que la subduction de la croûte continentale suivie de son remplacement par une croûte felsique ou « relamination » (Hacker et al., 2011) ainsi que l'adjonction directe de tonalites par la fusion partielle de la plaque plongeante (Martin, 1986; Rudnick, 1995; Rollinson, 2008).

(O'Nions and McKenzie, 1988) font remarquer que la teneur en éléments incompatibles dans la croûte continentale est possible avec une fusion partielle du manteau avec un très faible degré (~ 1%) et proposent que la croissance de la croûte continentale est associée à ce processus. Les liquides silicatés migreraient dans le manteau lithosphérique subcontinental ou jusqu'au niveau de la croûte inférieure et stagneraient à ce niveau provoquant la fusion de cette croûte inférieure avec production de granites fortement enrichis en éléments incompatibles, qui sont des composants communs de la croûte supérieure. Si ce mécanisme a en effet une influence significative sur le budget des éléments incompatibles des continents, cela voudrait dire que les âges modèles Sm-Nd ¹ sous-estiment de manière significative l'âge des continents. Relativement peu de tests ont été réalisés pour cette hypothèse intéressante, il est donc difficile de juger de l'importance de ce processus. Même si l'abondance des éléments incompatibles dans la croûte peut être expliquée de cette façon, leur hypothèse ne traite pas la question de la composition en éléments majeurs mentionnés ci-dessus.

¹ Un âge modèle Sm-Nd est une estimation du temps à partir duquel une roche a été séparée de son protolithe mantellique. Cet âge modèle a plusieurs interprétations : (1) Age du protolithe ayant fondu pour les granites crustaux. (2) Age d'extraction du manteau pour les granites mantelliques. (3) Temps de résidence crustaux pour les sédiments.

III LES ELEMENTS INCOMPATIBLES COMME TRACEURS DE LA DIFFERENCIATION ET DE LA CROISSANCE CRUSTALE : CYCLE DE L'URANIUM (ET DU THORIUM).

III. 1 LES ELEMENTS INCOMPATIBLES

Des éléments chimiques sont dits incompatibles (ou hygromagmatophiles) du fait de leur faible affinité avec les réseaux cristallins des silicates. Cette faible affinité peut être due à leur fort rayon ionique (K ; Rb ; Cs ; Ba ; Sr ; ...), ou à leur valence de charge trop forte (Th ; U ; Nb ; Hf ; Zr ; Ta ; Terres Rares ; ...). Ces deux groupes d'éléments incompatibles sont respectivement appelés Large Ion Lithophile Elements (LILE) et High Field Strength Elements (HFSE) dans leur terminologie anglaise (Figure I.6 ; Rollinson, 1993).

Les éléments hygromagmatophiles ont un coefficient de partage K_d (McIntire, 1963) minéral – liquide silicaté inférieur à 1 et vont préférentiellement dans les liquides silicatés lors des processus de fusion partielle ou inversement restent dans le résidu liquide lors de la cristallisation fractionnée et se présentent ainsi majoritairement dans les minéraux accessoires.

Au cours de la formation de la croûte terrestre, les éléments incompatibles ont été extraits du manteau par fusion partielle, conduisant à son appauvrissement.

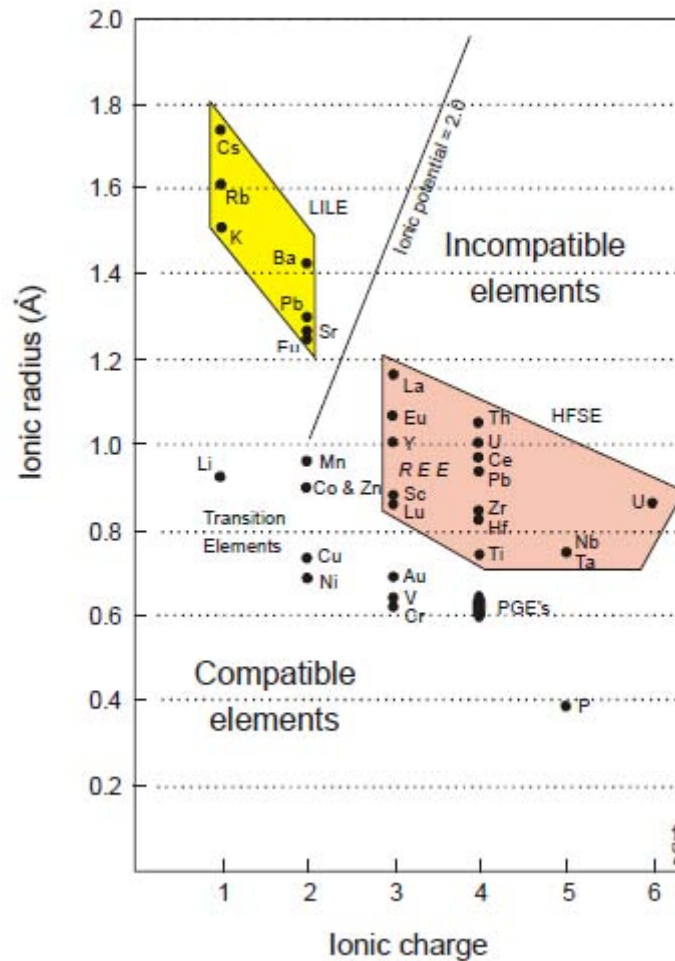


Figure I.6: Diagramme d'incompatibilité des éléments. Rayon ionique en fonction de la charge ionique. Tiré de Rollinson (1993).

III. 2 CYCLE DE L'URANIUM (ET DU THORIUM)

Le Thorium et l'Uranium sont fortement incompatibles du fait de leur forte valence de charges (Figure I.6). Leur enrichissement originel dans la croûte (Figure I.7) provient de la cristallisation fractionnée de magmas ascendants provenant de la fusion partielle du manteau sous-jacent (Shaw and Sturchio, 1992).

La Figure I.7 ci-après compare les teneurs en Th, U, ainsi que les rapports Th/U des croûtes continentale, océanique et le manteau calculées en fonction des données de différents auteurs de référence (Hofmann, 1988; Rudnick and Fountain, 1995; Taylor and McLennan, 1995, 1995; Wedepohl, 1995; Workman and Hart, 2005; White, 2012).

Couche	Croute continentale									croute océanique	Manteau	
	C. C. Totale			C. C. Supérieure		C. C. interm.	C. C. inférieure			C. Océanique	M. Primitif	M. Appauvri
Auteurs	R&F	T&M	We	T&M	We	R&F	R&F	We		Hofmann	White	W&H
Th (ppm)	5,6	3,5	8,5	10,7	10,3	6,1	1,2	6,6		0,1871	0,0813	0,0079
U (ppm)	1,42	0,91	1,7	2,8	2,5	1,6	0,2	0,93		0,0711	0,0203	0,0032
Th/U	3,94	3,85	5	3,82	4,12	3,81	6	7,10		2,63	4,00	2,47
Couche / Manteau Primitif												
Th _{MP}	68,88	43,05	104,55	131,61	126,69	75,03	14,76	81,18		2,30	1,00	0,10
U _{MP}	69,95	44,83	83,74	137,93	123,15	78,82	9,85	45,81		3,50	1,00	0,16
Th/U _{MP}	0,98	0,96	1,25	0,95	1,03	0,95	1,50	1,77		0,66	1,00	0,62

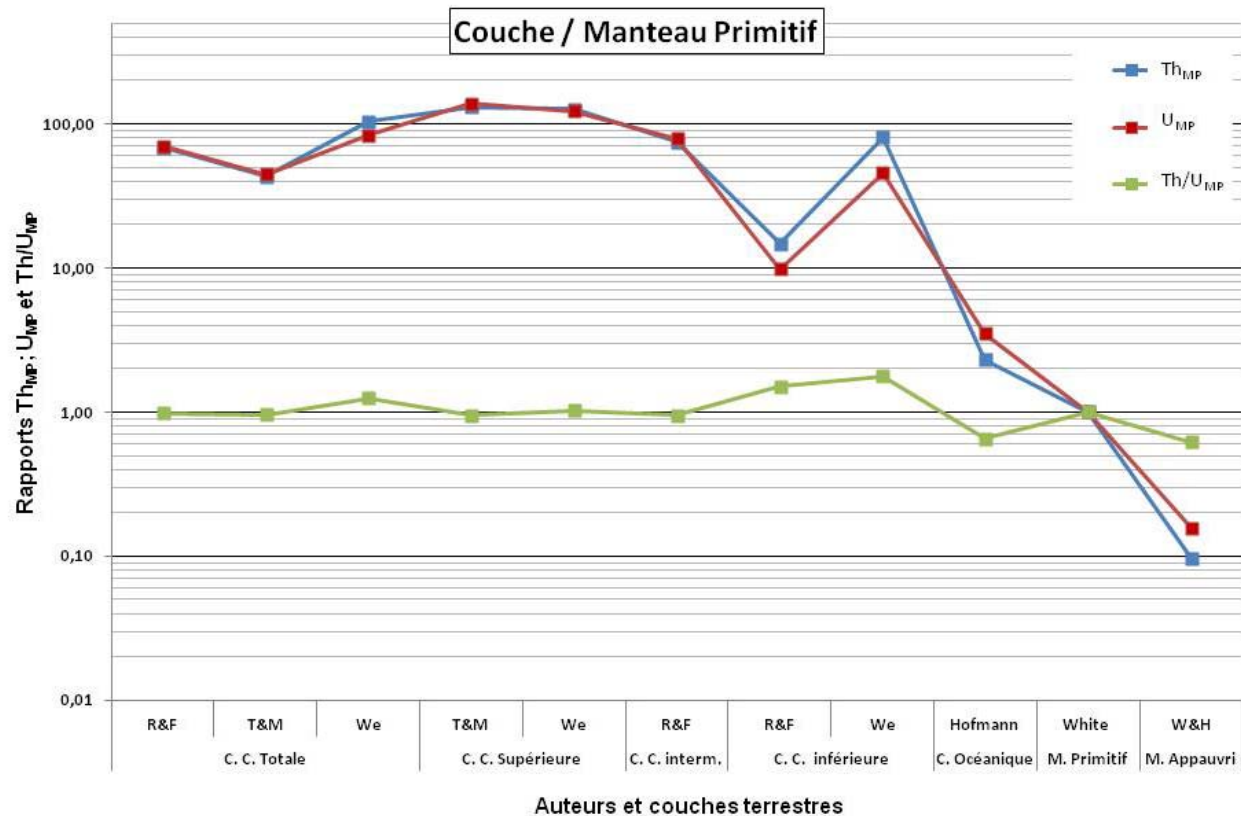


Figure I.7 : Teneurs en Th et U de différentes couches terrestres et évolution de leurs rapports en fonction du Manteau Primitif.(Hofmann, 1988; Rudnick and Fountain, 1995; Taylor and McLennan, 1995; Wedepohl, 1995; Workman and Hart, 2005; White, 2012)

Les comparaisons faites des teneurs d'U et de Th de chacune des couches par rapport au manteau appauvri montrent un enrichissement relatif croissant, d'environ 15 fois pour la croûte continentale inférieure ; 70 fois pour la croûte continentale intermédiaire jusqu'à des concentrations plus de 100 fois supérieures pour la croûte continentale supérieure. La croûte océanique est très peu différente du manteau primitif de par sa composition basique. L'accroissement relatif des concentrations d'U et de Th centrifuge depuis le manteau confirme l'existence de processus capables d'une telle ségrégation, ce qui est le cas de la fusion partielle. Cependant les rapports $\text{Th}/\text{U}_{\text{MP}}$ comparées des différentes couches restent globalement voisins de 1 attestant d'une évolution synchrone de l'U et du Th du fait de caractéristiques chimiques communes (HFSE).

III. 3 METALLOGENIE DE L'URANIUM AU COURS DES TEMPS GEOLOGIQUES

Cuney (2010), propose quatre périodes d'évolution majeures pour les concentrations d'uranium à travers les temps géologiques.

La première période s'étale de l'Accrétion terrestre (ca. 4,5 Ga) jusqu'à 3, 2 Ga, le mécanisme prépondérant pour la concentration en U dans la croûte étant la fusion partielle du manteau. Ce processus est néanmoins très peu efficace pour une concentration économique de l'U dans les roches les plus felsiques de cette période (TTG) ; l'U est concentré dans des minéraux accessoires.

La deuxième période s'étale de 3,2 Ga à 2,2 Ga et elle caractérisée par une période de croissance crustale forte. L'uranium est essentiellement fractionné par des processus magmatiques donnant lieu à la production des premiers granites fortement potassiques et peralumineux capables de concentrer l'uranium sous forme d'uraninite (UO_2). C'est aussi durant cette période qu'apparaissent les premières concentrations uranifères dans les bassins sédimentaires clastiques sous forme de conglomérats à galets de quartz à or-uranium du Witswatersrand en Afrique du Sud, dont la minéralisation est datée à 2970 ± 3 Ma (Robb and Meyer, 1995).

La troisième période s'étale de 2, 2 Ga à 0,4 Ga et est marquée par le phénomène d'OXYATMOSPHÉRIQUE ou Great Oxidation Event (GOE) à ca. 2,3 Ga

(Holland, 2002; Farquhar and Wing, 2003; Bekker et al., 2004). Cet événement est marqué par le changement de chimie dans l'atmosphère (Oxygène) et dans les océans (sulfures). Avec l'accroissement de la teneur en Oxygène de l'atmosphère qui rend possible le changement d'état d'oxydation de l'U depuis sa forme réduite (U^{4+}) peu ou pas mobilisable à sa forme oxydée (U^{6+}) mobile en fonction des conditions redox ambiantes.

La quatrième et dernière période s'étend depuis l'Ordovicien (ca. 0,45 Ga), principalement le Silurien, jusqu'à l'Actuel. La métallogénie de l'U est soumise à l'apparition des plantes vasculaires qui a pour conséquence de non seulement diminuer la quantité d'oxygène de l'atmosphère mais aussi de créer d'épaisses séquences sédimentaires réduites dans les quelles l'U est piégé.

La majorité des gisements répartis sur la surface terrestre peut être classée selon ces périodes majeures de mobilisation / concentration de l'U depuis le manteau jusqu'aux différents contextes tectoniques de la croûte terrestre.

D'une manière synthétique, l'extraction primaire de l'U, du Th, ainsi que d'autres éléments incompatibles qui les accompagnent, est liée à la fusion partielle du manteau qui produit la croûte océanique puis la croûte continentale lors de la différenciation de la Terre au cours des temps géologiques. S'ajoutent à ce processus initial de fusion partielle, l'efficacité du recyclage de la croûte dans le manteau, à travers l'érosion des roches, la sédimentation dans les contextes supergènes (bassins et marges continentaux) suivie de l'enfouissement de portions de croûte dans les zones de subduction ce qui enrichit à nouveau le manteau.

Cependant pour une concentration efficace de l'Uranium pour en faire un gisement, la mobilisation de l'U à l'échelle crustale (conditions redox liées à l'hydrothermalisme, la diagenèse, au métamorphisme, entre autres) est nécessaire (Figure 1.8) c'est-à-dire le remaniement de la croûte.

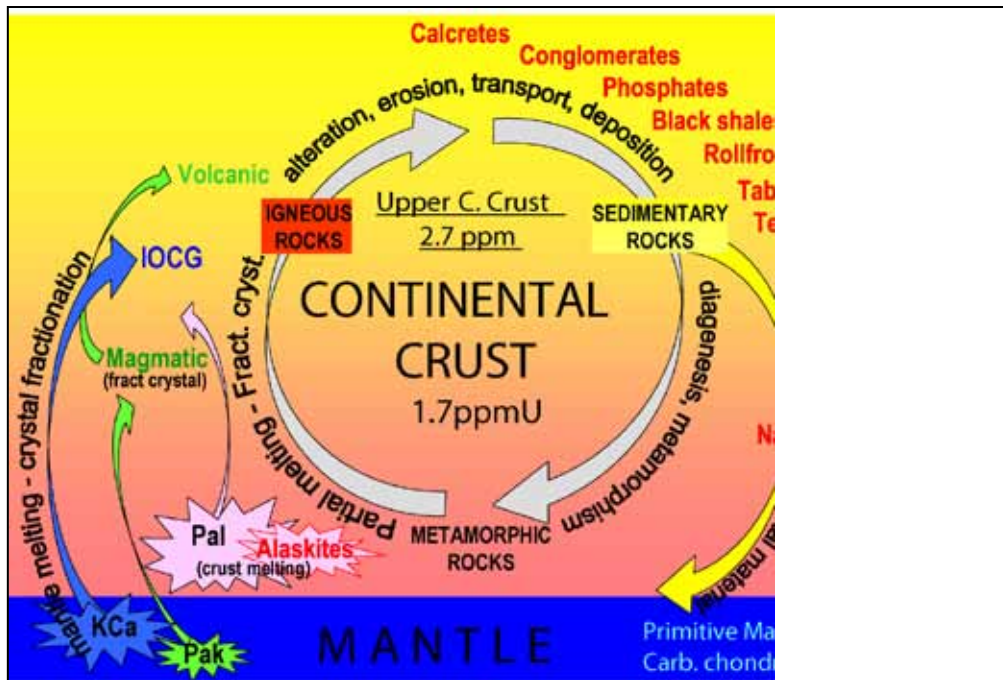


Figure I.8 : Les différents contextes de gisements d'uranium en relation avec les principaux processus de fractionnement au cours d'un cycle géologique. (Cuney, 2009). Les réservoirs représentés sont le manteau et la croute continentale. Les types de gisements sont en caractères rouges gras ; les mécanismes métallogéniques sont en caractères noirs gras. KCa = magma calc-alcalin potassique ; Pak = magma Peralcalin ; Pal = magma Peralumineux.

IV PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE LA THESE

IV. 1 PROBLEMATIQUE : POTENTIEL METALLOGENIQUE DES CEINTURES OROGENIQUES PROTEROZOÏQUES ACCRETEES AUX NOYAUX CRATONIQUES ARCHEENS

Les principaux gisements primaires d'uranium, de cuivre et d'or (Groves et al., 1998, 2003; Goldfarb et al., 2001; Cuney, 2009, 2010) sont situés dans des segments de croûte continentale formée à l'Archéen (Witwatersrand en Afrique du Sud) et au Protérozoïque (Franceville au Gabon). Nombre de ces gisements se situent également dans les ceintures orogéniques paléoprotérozoïques datées de 2,1 Ga (Eburnéen, transamazonien) et de 1,8 Ga (transhudsonien). Enfin, des gisements d'U, Cu, Au se trouvent dans des ceintures néoprotérozoïques entre 0,8 et 0,53 Ga (Pan-africain).

En vue de comprendre la répartition de ces concentrations de métaux dans de telles zones, il est essentiel d'identifier l'influence des processus géologiques impliqués dans la mobilisation, le transfert et le dépôt de ces métaux en général et de l'Uranium en particulier dans le cadre de la croissance crustale ainsi que son évolution.

Il convient à ce propos de définir les mécanismes de croissance et d'évolution de la croûte continentale:

Un fragment de croûte continentale **juvénile** (angl. juvenile) est la part de la croûte qui est directement issue de la fusion partielle du manteau (+/- enrichi).

Un fragment croûte continentale **recyclée** (angl. recycling) est la part de croûte retournée dans le manteau par la subduction ou la délamination.

Un fragment de croûte continentale **remaniée** (angl. reworking) est la part de croûte soumise à la déformation-métamorphisme dans des orogénèses successives. Ce remaniement peut affecter soit directement les marges des cratons ou des sédiments issus de l'érosion des cratons.

L'extraction primaire de l'uranium qui fait partie des éléments incompatibles est liée à la fusion partielle du manteau terrestre qui donne la croûte océanique et continentale lors de la différenciation initiale de la Terre au cours des temps géologiques. La croûte est ensuite soumise au métamorphisme lors de son enfouissement et de son exhumation. En surface, elle est affectée par l'altération et l'érosion qui alimentent la sédimentation dans des bassins. Ces roches sont également affectées par des circulations fluides.

Il se révèle ainsi intéressant de caractériser les contextes et processus associés à la mobilisation, le transport et le dépôt de l'uranium dans un cadre géodynamique à une période donnée en relation avec les mécanismes de croissance de la croûte continentale définis tantôt.

Nous avons choisi de travailler sur la période Protérozoïque car tous les modèles de croissance crustale s'accordent pour considérer que la quasi-totalité de la croûte continentale y est en place et qu'elle subit essentiellement les processus d'évolution indiqués plus haut (Hurley and Rand, 1969; Fyfe, 1978; Veizer and Jansen, 1979; Armstrong and Harmon, 1981; O'Nions and Hamilton, 1981; McLennan and Taylor, 1982; Reymer and Schubert, 1984; Condie, 2000). Cette période correspond de plus à l'avènement de l'oxydation qui permet d'avoir l'U dans tous ses états de valences chimiques oxydées et réduites (respectivement U^{6+} et U^{4+} majoritairement) et lui permet ainsi de réaliser son cycle complet depuis son fractionnement par fusion partielle du manteau jusqu'à son remaniement dans les niveaux crustaux supérieurs et la surface terrestre.

La ceinture orogénique néoprotérozoïque Pan-africaine ($0,5 \pm 0,1$ Ga) du Damara en Namibie (Figure 1.9) constitue une cible géologique pour tester les relations entre croissance crustale et métallogénie de l'U et du Th. Elle s'est formée suite à la collision des cratons archéens du Congo et du Kalahari (plaque subductante) respectivement au nord et au sud (Meert and VanderVoo, 1997). Elle présente une couverture sédimentaire métamorphisée reposant sur un socle relatif constitué de gneiss para et ortho dérivés attribués à l'Archéen et au Paléo-, Mésoprotérozoïque. L'évolution géodynamique de la région révèle la fusion partielle aussi bien des sédiments dans les niveaux crustaux supérieurs que les socles dans les niveaux crustaux inférieurs.

De plus, la ceinture orogénique du Damara renferme des gisements d'uranium de classe mondiale telles que les mines de Rössing, de Langer Heinrich et de Husab (ex-Rössing South).

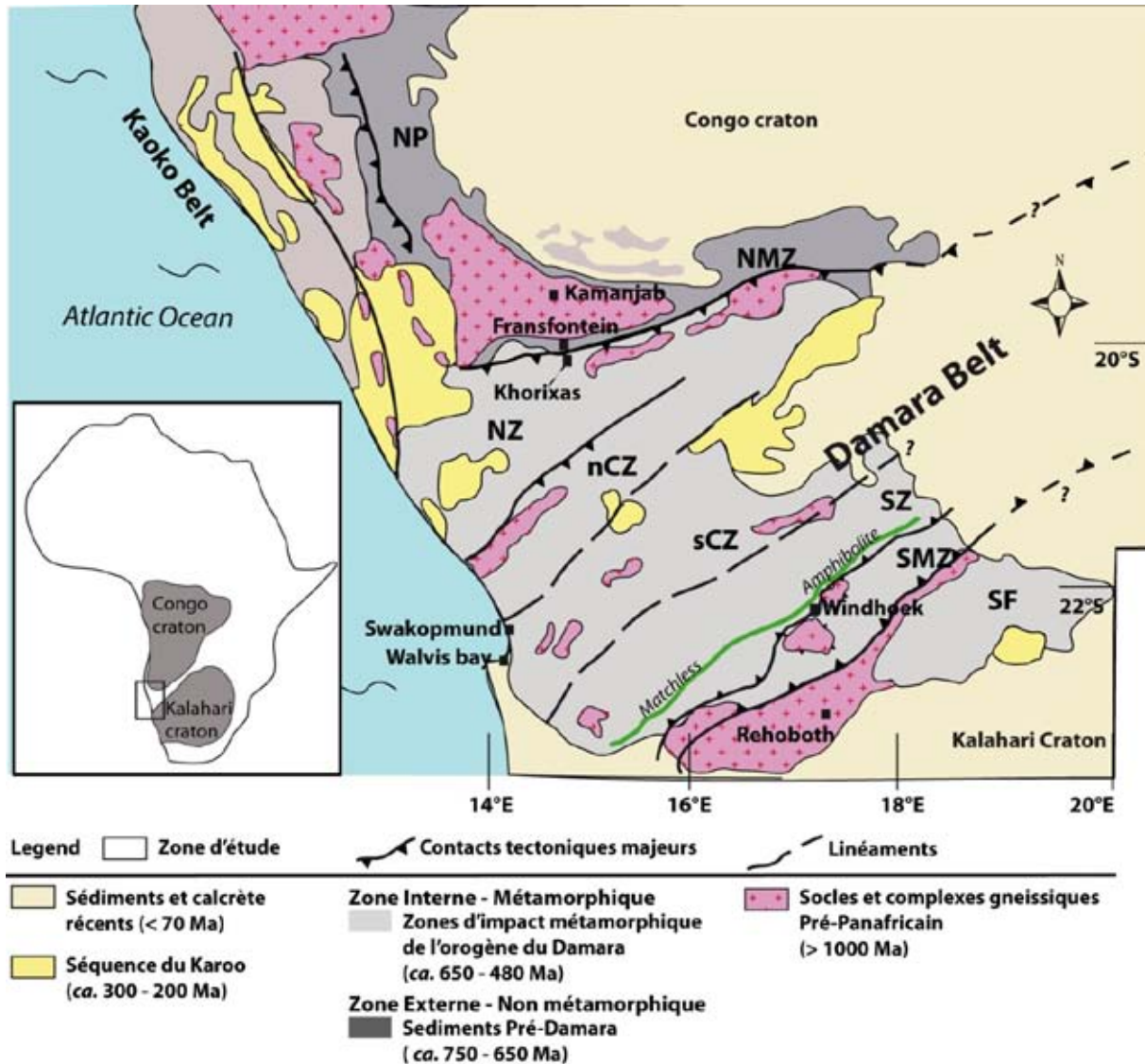


Figure I.9 : Carte géologique simplifiée de la ceinture du Damara et des marges des cratons du Kalahari et du Congo. Modifié d'après (Konopasek et al., 2005). Northern Platform (NP), Northern Margin Zone (NMZ), Northern Zone (NZ), northern Central Zone (nCZ), southern Central Zone (sCZ), Southern Zone (SZ), Southern Margin Zone (SMZ), Southern Foreland (SF)

IV. 2 OBJECTIFS DE LA THESE

L'objectif de la thèse est de caractériser le contexte tectonique de formation des gisements primaires d'uranium dans la ceinture orogénique du Damara. Il s'agit :

- d'identifier les processus géologiques impliqués dans la formation et l'évolution de la ceinture orogénique néoprotérozoïque du Damara accrétée aux cratons du Congo et du Kalahari ainsi que la distribution/redistribution associée de l'Uranium dans la croûte continentale,
- de déterminer la contribution relative de chaque processus d'évolution crustale identifié sur la métallogénie de l'uranium,
- d'expliquer la localisation des gisements d'uranium dans la ceinture à gisements polymétalliques du Damara,
- de caractériser le comportement des phases porteuses de l'U durant le métamorphisme, le métasomatisme et la déformation.

IV. 3 PLAN DE THESE

L'essentiel du travail de réflexion de cette thèse porte sur la zone interne métamorphique de l'orogène ou zone centrale (CZ, Figure I.9).

Le premier chapitre du manuscrit est un article intitulé "From migmatites to granites in the Pan-African Damara Belt, Namibia" soumis à Journal of African Earth Sciences (JAES) qui présente le contexte géodynamique général de la ceinture orogénique avec un focus sur la zone centrale. Il nous a été possible de retracer l'évolution de la fusion partielle des roches de divers niveaux crustaux à travers l'observation de l'évolution des taux de fusion partielle des roches et des fractions granitiques produites par celle-ci.

Le deuxième chapitre présente l'étude pétrographique détaillée des migmatites, leucosomes et granites ainsi que leur géochimie. Il s'agit de montrer qu'il est possible de distinguer à la suite du terrain, les fractions granitiques produites par

la fusion partielle des roches et observer les échanges d'éléments chimiques qui se font lors de ce processus.

Dans le troisième chapitre, il est question de retrouver les sources des fractions granitiques grâce aux observations morphologiques et analyses radiométriques (datation U-Pb) des minéraux accessoires des roches tels que le zircon et la monazite. Des contraintes isotopiques Sm-Nd sur roche totale ont aussi été réalisées dans l'optique de caractérisation des sources.

Le quatrième chapitre présente le contexte métallogénique des gisements d'uranium dans la zone centrale. Il s'agit de contraindre le modèle métallogénique source – transport – dépôt de l'uranium de la zone centrale.

Le cinquième chapitre présente les résultats préliminaires d'une base de données géochimiques de toutes les zones du Damara ainsi qu'une synthèse bibliographique de l'évolution pré-pan-africaine des marges des cratons du Congo et du Kalahari. Il est question de tester s'il existerait des préconcentrations de l'uranium dans les roches des marges des cratons à partir des teneurs en uranium et thorium de roches des époques allant du Protérozoïque ainsi que du Cambrien.

La partie discussion intègre les résultats des parties précédentes. Nous portons une réflexion sur les processus d'évolution de la croûte continentale protérozoïque dans la ceinture orogénique du Damara et la minéralisation en uranium.

Bibliographie

- Agee, C.B., 1998. Phase transformations and seismic structure in the upper mantle and transition zone, in: Hemley, R.J. (Ed.), *Ultrahigh-Pressure Mineralogy: Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior*. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 165–203.
- Albarède, F., 1998. The growth of continental crust. *Tectonophysics* 296, 1–14.
- Allègre, C.J., Poirier, J.-P., Humler, E., Hofmann, A.W., 1995. The chemical composition of the Earth. *Earth and Planetary Science Letters* 134, 515–526.
- Anderson, A.T., 1982. Parental basalts in subduction zones: implications for continental evolution. *J. Geophys. Res.* 87 7047 – 7060.
- Anderson, D.L., 1994. Superplumes or supercontinents? *Geology* 22, 39–42.
- Arculus, R.J., 1981. Island arc magmatism in relation to the evolution of the crust and mantle. *Tectonophysics* 75, 113–133.
- Armstrong, R.L., Harmon, R.S., 1981. Radiogenic Isotopes: The Case for Crustal Recycling on a Near-Steady-State No-Continental-Growth Earth [and Discussion]. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 301, 443–472.
- Artemieva, I.M., 2009. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos* 109, 23–46.
- Artemieva, I.M., Mooney, W.D., 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *J. Geophys. Res.* 106, 16387–16414.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981. *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. Pergamon Press, Inc., New York.
- Bédard, J.H., 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 1188–1214.
- Bédard, J.H., Brouillette, P., Madore, L., Berclaz, A., 2003. Archaean cratonization and deformation in the northern Superior Province, Canada: an evaluation of plate tectonic versus vertical tectonic models. *Precambrian Research* 127, 61–87.
- Bekker, A., Holland, H.D., Wang, P.L., Rumble, D., Stein, H.J., Hannah, J.L., Coetsee, L.L., Beukes, N.J., 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature* 427, 117–120.
- Brown, M., 2008. Characteristic thermal regimes of plate tectonics and their metamorphic imprint throughout Earth history: When did Earth first adopt a plate tectonics mode of behavior. *Geological Society of America Special Papers* 440, 97–128.
- Cagnard, F., Gapais, D., Barbey, P., 2007. Collision tectonics involving juvenile crust: The example of the southern Finnish Svecofennides. *Precambrian Research* 154, 125–141.
- Condie, K.C., 1982. *Plate tectonics and Crustal Evolution*. Pergamon Press, Elmsford, N.Y.
- Condie, K.C., 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? *Earth Planet. Sci. Lett.* 163, 97–108.
- Condie, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics* 322, 153–162.
- Cuney, M., 2009. The extreme diversity of uranium deposits. *Miner. Depos.* 44, 3–9.

- Cuney, M., 2010. Evolution of Uranium Fractionation Processes through Time: Driving the Secular Variation of Uranium Deposit Types. *Econ. Geol.* 105, 553–569.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., 1990. A Model for Trondhjemite-Tonalite-Dacite Genesis and Crustal Growth Via Slab Melting: Archean to Modern Comparisons. *J. Geophys. Res.* 95, 21503–21,521.
- Farquhar, J., Wing, B.A., 2003. Multiple sulfur isotopes and the evolution of the atmosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, 1–13.
- Fyfe, W.S., 1978. The evolution of the earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology* pp. 89– 114.
- Goldfarb, R., Groves, D., Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geol. Rev.* 18, 1–75.
- Groves, D., Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* 13, 7–27.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R., 2003. Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology* 98, 1–29.
- Hacker, B.R., Kelemen, P.B., Behn, M.D., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 501–516.
- Hart, S.R., Zindler, A., 1986. In search of a bulk-Earth composition. *Chemical Geology* 57, 247–267.
- Hawkesworth, C.J., Hammill, M., Gledhill, A.R., van Calsteren, P., Rogers, G., 1982. Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 58, 240–254.
- Holland, H.D., 2002. Volcanic gases, black smokers, and the great oxidation event. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 3811–3826.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297–314.
- Huene, R. von, Scholl, D.W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics* 29, 279–316.
- Hurley, P.M., Rand, J.R., 1969. Pre-Drift Continental Nuclei. *Science* 164, 1229–1242.
- Ita, J., Stixrude, L., 1992. Petrology, Elasticity, and Composition of the Mantle Transition Zone. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 97, 6849–6866.
- Jeanloz, R., 1995. Physics and Chemistry of Earth Materials - Navrotsky,a. *Science* 270, 1513–1513.
- Jull, M., Kelemen, P.B., 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 106, 6423–6446.
- Kay, R., Kay, S., 1993. Delamination and Delamination Magmatism. *Tectonophysics* 219, 177–189.
- Konopasek, J., Kroner, S., Kitt, S., Passchier, C., Kroner, A., 2005. Oblique collision and evolution of large-scale transcurrent shear zones in the Kaoko belt, NW Namibia. *Precambrian Res.* 136, 139–157.
- Agee, C.B., 1998. Phase transformations and seismic structure in the upper mantle and transition zone, in: Hemley, R.J. (Ed.), *Ultrahigh-Pressure Mineralogy:*

- Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior. Mineralogical Soc America, Washington, pp. 165–203.
- Ita, J., Stixrude, L., 1992. Petrology, Elasticity, and Composition of the Mantle Transition Zone. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 97, 6849–6866.
- Jeanloz, R., 1995. Physics and Chemistry of Earth Materials - Navrotsky, a. *Science* 270, 1513–1513.
- Kroner, A., Layer, P., 1992. Crust Formation and Plate Motion in the Early Archean. *Science* 256, 1405–1411.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756.
- Melbourne, T., Helmberger, D., 1998. Fine structure of the 410-km discontinuity. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 103, 10091–10102.
- Robb, L.J., Meyer, F.M., 1995. The Witwatersrand Basin, South Africa: Geological framework and mineralization processes. *Ore Geology Reviews* 10, 67–94.
- Shearer, P.M., Flanagan, M.P., 1999. Seismic velocity and density jumps across the 410- and 660-kilometer discontinuities. *Science* 285, 1545–1548.
- Sinogeikin, S.V., Katsura, T., Bass, J.D., 1998. Sound velocities and elastic properties of Fe-bearing wadsleyite and ringwoodite. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 103, 20819–20825.
- Langmuir, C., Klein, E., Plank, T., 1992. Petrological Systematics of Mid-ocean Ridge Basalts - Constraints on Melt Generation Beneath Ocean Ridges, in: Morgan, J.P., Blackman, D.K., Sinton, J.M. (Eds.), *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Amer Geophysical Union, Washington, pp. 183–280.
- Lee, C.-T.A., Morton, D.M., Little, M.G., Kistler, R., Horodyskyj, U.N., Leeman, W.P., Agranier, A., 2008. Regulating continent growth and composition by chemical weathering. *PNAS* 105, 4981–4986.
- Martin, H., 1986. Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology* 14, 753–756.
- Martin, H., 1993. The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust—Comparison with modern processes. *Lithos* 30, 373–388.
- McDonough, W.F., Sun, S. -s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- McIntire, W.L., 1963. Trace element partition coefficients—a review of theory and applications to geology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27, 1209–1264.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1982. Geochemical constraints in the growth of the continental crust 347 – 361.
- Meert, J., VanderVoo, R., 1997. The assembly of Gondwana 800-550 Ma RID A-4316-2008. *J. Geodyn.* 23, 223–235.
- Melbourne, T., Helmberger, D., 1998. Fine structure of the 410-km discontinuity. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 103, 10091–10102.
- Moyen, J.-F., 2008. Apports de la pétrologie endogène à la compréhension de la géodynamique Archéenne (HDR).
- Moyen, J.-F., Stevens, G., Kisters, A., 2006. Record of mid-Archaean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature* 442, 559–562.
- Moyen, J.-F., van Hunen, J., 2012. Short-term episodicity of Archaean plate tectonics. *Geology* 40, 451–454.
- O’Nions, R.K., Hamilton, P.J., 1981. Isotope and Trace Element Models of Crustal Evolution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 301, 473–487.

- O'Nions, R.K., McKenzie, D.P., 1988. Melting and continent generation. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 449–456.
- Pearce, J.A., 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics* 25, 41–67.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325–394.
- Reymer, A., Schubert, G., 1984. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics* 3, 63–77.
- Ringwood, A.E., 1991. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2083–2110.
- Rollinson, H., 2008. Secular evolution of the continental crust: Implications for crust evolution models. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Limited, London.
- Rudnick, R., 1995. Making Continental-Crust. *Nature* 378, 571–578.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.*, 108 267–309.
- Shaw, D., Sturchio, N., 1992. Boron-Lithium Relationships in Rhyolites and Associated Thermal Waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 3723–3731.
- Shaw, D.M., Cramer, J.J., Higgins, M.D., Truscott, M.G., 1986. Composition of the Canadian Precambrian shield and the continental crust of the earth. Geological Society, London, Special Publications 24, 275–282.
- Shearer, P.M., Flanagan, M.P., 1999. Seismic velocity and density jumps across the 410- and 660-kilometer discontinuities. *Science* 285, 1545–1548.
- Sinogeikin, S.V., Katsura, T., Bass, J.D., 1998. Sound velocities and elastic properties of Fe-bearing wadsleyite and ringwoodite. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 103, 20819–20825.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publishers.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The Geochemical Evolution of the Continental-Crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265.
- Van Kranendonk, M.J., Collins, W.J., Hickman, A., Pawley, M.J., 2004. Critical tests of vertical vs. horizontal tectonic models for the Archaean East Pilbara Granite–Greenstone Terrane, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research* 131, 173–211.
- Vanderhaeghe, O., Ledru, P., Thiéblemont, D., Egal, E., Cocherie, A., Tegye, M., Milési, J.-P., 1998. Contrasting mechanism of crustal growth: Geodynamic evolution of the Paleoproterozoic granite–greenstone belts of French Guiana. *Precambrian Research* 92, 165–193.
- Veizer, J., Jansen, S.L., 1979. Basement and Sedimentary Recycling and Continental Evolution. *The Journal of Geology* 87, 341–370.
- Veizer, J., Jansen, S.L., 1985. Basement and Sedimentary Recycling-2: Time Dimension to Global Tectonics. *The Journal of Geology* 93, 625–643.
- Weaver, B.L., Tarney, J., 1984. Major and trace element composition of the continental lithosphere, In: *Structure and Evolution of the continental lithosphere, Physics and Chemistry of the Earth*, vol 15, vol. H. N. Pollack and V. R. Murphy. ed. Oxford: Pergamon Press.

- Wedepohl, K., 1995. The Composition of the Continental-Crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1217–1232.
- White, W.M., 2012. Geochemistry, in: *Geochemistry of Solide Earth*. Chapter 11: The Mantle and Core.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231, 53–72.

CHAPITRE 1

FROM MIGMATITES TO GRANITES IN THE PAN-AFRICAN DAMARA BELT, NAMIBIA

FROM MIGMATITES TO GRANITES IN THE PAN-AFRICAN DAMARA BELT, NAMIBIA

Toé W.¹, Vanderhaeghe O.¹, André-Mayer A.-S.¹, Feybesse J.-L.², Milési J.-P.²

¹ Université de Lorraine, G2R – CREGU, UMR 7566, Vandoeuvre-lès-Nancy, F-54506, France

² AREVA – BU Mines Exploration Department, Paris, France

Abstract

The central part of the Pan-African Damara Orogenic Belt (DOB) in Namibia underwent amphibolite to granulite facies metamorphism accompanied by intense crustal partial melting following collision between the Congo and Kalahari cratons between ca. 550 to ca. 500 Ma.

Good outcrops exposure along the Swakop River in the central part of DOB permit accurate structural analysis of migmatites based on the distribution and proportion of the granitic fraction at the outcrop scale and on its relationships with the host rock. Following this approach, we distinguish three different units at the scale of the Swakop River in the DOB, namely, according to structural level, (1) a **lower unit**, previously defined as the Abbabis Gneissic Complex (AGC), characterized by diatexites and bodies of homogeneous granites, (2) a **middle unit** composed by metatexites with mainly a metasedimentary protolith with *in-situ* leucosomes present in isolated pods or interconnected networks of veins and, (3) an **upper unit** corresponding to metamorphic rocks with intrusive leucogranites sills and laccoliths. The transition from the lower and middle units corresponds to previously mapped basement-cover contact. This structural analysis of migmatites, associated granites and their host rocks serves as a basis to discuss (i) the degree of partial melting of various lithologies and as a function of structural level, (ii) mechanisms of melt segregation and migration as well as of magma mobility, (iii) the relationships between partial melting, flow of partially molten rocks and magmas, and deformation at the scale of the DOB.

The degree of partial melting is estimated based on the distribution of leucosome as a function of lithologic facies and structural level. In the middle unit, the distribution of leucosome is strongly controlled by the fertility of the host rocks and thus the generation of silicate melt and its ability to segregate into pods and veins is highly heterogeneous in the lithologically contrasted central zone of the DOB. Despite this

heterogeneity the increase in the granitic fraction with structural depth is potentially indicating an increase in the degree of partial melting and implies a relative inefficiency of magma mobility from the source to higher structural levels. Accordingly, the transition from metatexites of the middle unit to diatexites and heterogeneous granites of the lower unit is interpreted as reflecting the former transition from partially molten rocks to a crustal scale magmatic layer. The presence of homogeneous leucogranitic pluton with sharp contacts with genetically unrelated host rocks suggests that part of the melt fraction has migrated from its source to the upper unit designed as the intrusive zone. The localization of leucosome pods and veins in structurally-controlled sites (foliation, boudin's necks, shear zones, fold hinges) indicates that within the partially molten zone, deformation plays a dominant role in melt segregation and migration at the outcrop scale. Melt migration from the partially molten zone to the intrusive zone is related to the build-up of an interconnected network of dikes and sills with diffuse contacts with the migmatitic hosts in the middle unit but sharp intrusive contacts in the upper unit. Within the lower unit, the presence of mushroom-shaped granitic plutons structurally delineated by the magmatic fabric of hosting diatexites is consistent with their emplacement as diapirs and the development of gravitational instabilities within the magmatic layer. The measured density of the various rocks exposed in this section is directly correlated to their mineralogical composition and paragneisses, orthogneisses and metatexites are comparatively denser than granites. The role of buoyancy as a driving force for melt migration and magma mobility is attested by (i) granitic diapirs within the lower unit and (ii) intrusion of leucogranitic laccolith at a higher structural level than their potential source region.

At the orogenic scale, we propose that the presence of migmatites and associated granites in the DOB is related to thermal relaxation following thickening of the orogenic crust in a context of slab advance during the panafrican orogeny. Ductile lateral flow and doming recorded in the structures of the migmatites and granites is tentatively related to exhumation of the high-grade root of the Damara orogenic belt during orogenic gravitational collapse.

Key words: Migmatite – Granite – Melt Migration - Damara Belt

INTRODUCTION

Solid/melt segregation is one of the major vectors of mass transfer responsible for differentiation of the continental crust (Sawyer, 1994; Wyllie, 1995; Brown, 2010) . Mechanisms of melt migration encompass percolation, diapirism and fracturing. Their relative efficiency in order to insure melt migration, at different levels of the continental crust, from migmatites to granitic plutons, is still debated (Clemens and Mawer, 1992; Rubin, 1993, 1995; Sawyer, 1996; Bons et al., 2001, 2010; Vanderhaeghe, 2001, 2009; Weinberg, 2006). Evaluating these processes requires the preservation of structures and textures associated with melt segregation, transfer and emplacement within a single crustal fragment, which is not so common. The southern Central zone of the Panafrican Damara orogenic belt in Namibia provides such an opportunity.

The goal of this paper is to illustrate the structural link between migmatites and granitic plutons emplaced at various levels of the continental crust and to contribute to the debate on the genetic link between partially molten rocks and magmas based on observations of rocks exposed in the Central part of the Panafrican Damara orogenic belt along the Swakop River in Namibia. Previous works in this region have led to the distinction of a Neoproterozoic metasedimentary sequence resting unconformably upon a Mesoproterozoic crystalline basement designed as the Ababis Gneiss Complex (AGC) (Gevers, 1931; Smith, 1965; Jacob, 1974a; Sawyer, 1976) and interpreted to represent the lateral equivalent to the Congo craton (Miller, 1983). This sequence has been intensely deformed and affected by partial melting in the amphibolite facies (Sawyer, 1976). Our field observations provide new insights on the diversity of textural and structural characteristics of migmatites developed to the expense of a variety of lithologies.

I GEOLOGY OF THE DAMARA OROGENIC BELT

The Damara orogenic belt separates the Congo and Kalahari Archean cratons (Figure II.1) and its formation results from the amalgamation of the Gondwana supercontinent during the Panafrican orogeny at 0.5 ± 0.1 Ga (Meert and VanderVoo, 1997), the Congo tectonic plate overlapping the Kalahari one (Kasch, 1983a). The

Damara orogenic belt has been subdivided into tectonometamorphic domains according to geological and geophysical characteristics (Miller, 1983, 2008a; Jacob *et al.*, 1986), with, from North to South (Figure II. 1):

- Northern Platform (NP) consisting of a thick sequence of Otavi Group carbonates.
- Northern margin Zone (NMZ): considered as the Northern Platform foreslope with rocks from Otavi Group and also volcanites of Summas Mountains. The boundary between NP and NMZ is not structural but lithologic and all these rocks are early Damara in age, between 750 and 650 Ma which is relative sedimentation age compared to absolute zircon dating of intrusive rocks: Oas farm syenite (756 Ma $\pm$ 2 Ma. Hoffman *et al.*, 1994), and Summas mountain rhyolite (746 $\pm$ 2 Ma. Hoffman *et al.*, 1996).
- Northern Zone (NZ): separated to NMZ by the Khorixas-Gaseneirob fault, characterized by volcanic rifts and folded sedimentary rocks, oriented to the north as well as intrusive related bodies (Henry *et al.*, 1990).
- Central Zone (CZ): the most metamorphic zone of the Damara with a high temperature–low pressure metamorphism, showing predominantly dome shaped structures with noticeable granitic plutonic activity. This zone is divided in northern (nCZ) and southern (sCZ) parts separated by the *Omaruru Lineament*. The northern structural boundary of this zone is represented by the *Autseib Fault* and *Otjohorong Thrust* while its southern limit is represented by the *Okahandja Lineament*.
- Southern Zone (SZ) is a low temperature – high pressure zone containing passive margin and active margin schist successions (Khomas Complex, Hoffmann *et al.*, 2004). In this zone, the Matchless Amphibolite is made of MORB composition metabasic rocks and is interpreted as a vestige of ocean floor (Killick, 2000).
- Southern Margin Zone (SMZ): including pre-Damara Panafrican rocks and various metasediments. Metamorphism in this zone is low temperature – high pressure and this domain is considered as an accretionary prism. The southern limit of the SMZ is represented by the *Frontal Thrust*.
- Southern Foreland (SF): representing the pre-Damara basement rocks from Kalahari craton overlaid by Damaran Neoproterozoic sediments.

The Central Zone of the Damara belt comprises the Abbabis Gneiss Complex (AGC) interpreted to represent a Paleo- to Mesoproterozoic basement (Jacob and Kröner, 1977; Kröner *et al.*, 1991; Tack *et al.*, 2002) overlaid by a Neoproterozoic metasedimentary sequence subdivided into the Nosib and Swakop Groups (Jacob *et al.*, 1986). Partial melting of these various rocks is attested by migmatites exposed in the south-western part of the Central zone ca. 70 km to the east of the town of

Swakopmund. The metasedimentary sequence is intruded by several granitic plutons (Marlow, 1983; Miller, 1983; De Kock *et al.*, 2000; Jacob *et al.*, 2000).

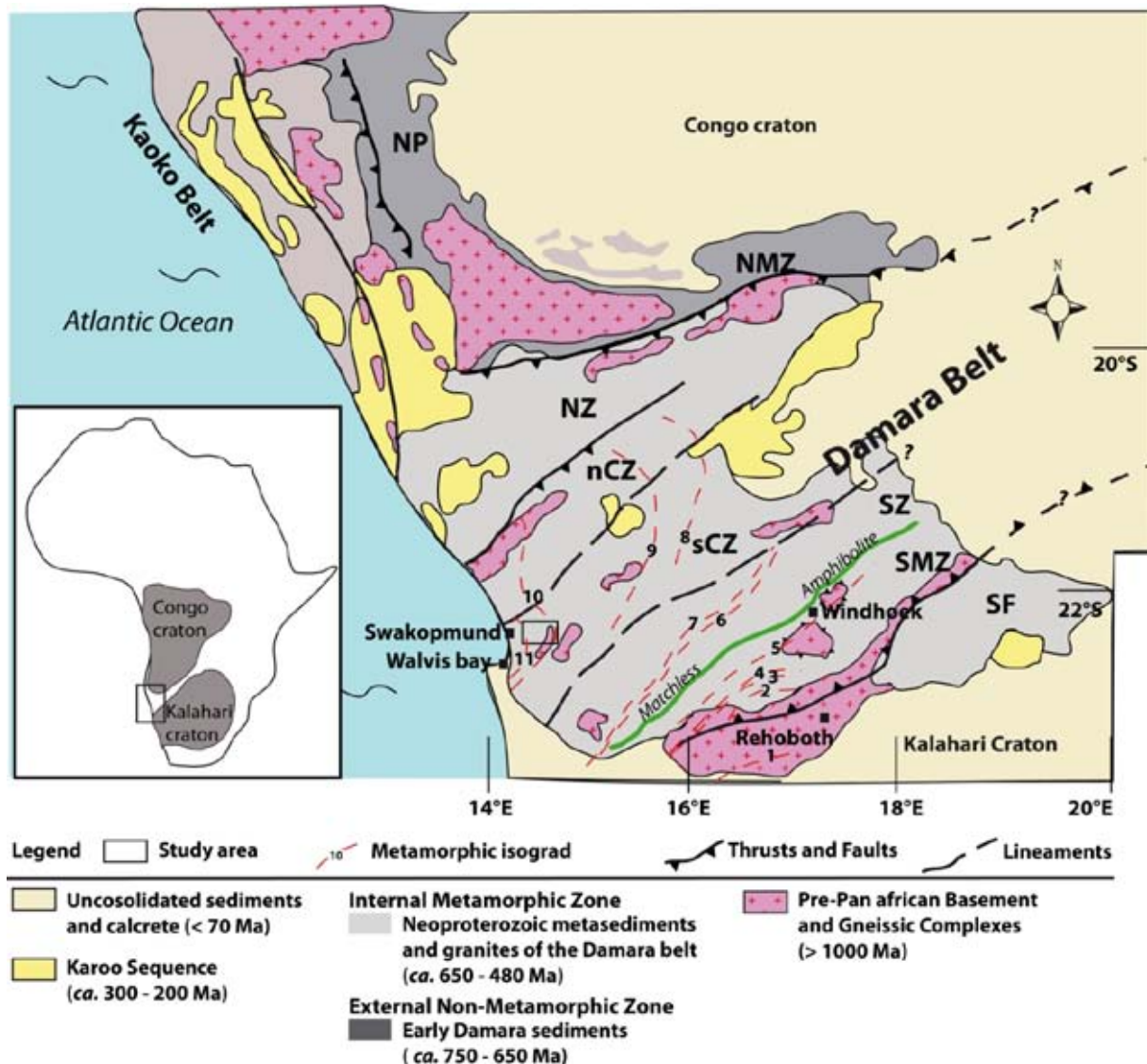


Figure II.10: Geology of the Damara orogenic belt between the Congo and Kalahari cratons. Lithostratigraphic units and metamorphic isograds modified after Jung *et al.* (2001) and Konopasek *et al.* (2005). SF = Southern Foreland, SMZ = Southern margin Zone, SZ = Southern Zone, sCZ = southern Central Zone, nCZ = northern Central Zone, NZ = Northern Zone, NMZ = Northern Margin Zone, NP = Northern Platform. Isograds: (1) biotite-in; (2) garnet-in; (3) staurolite-in; (4) kyanite-in; (5) cordierite-in (6) andalusite ↔ sillimanite; (7) sillimanite-in due to staurolite-breakdown; (8) partial melting due to : muscovite + plagioclase + quartz + H₂O ↔ melt + sillimanite; (9) K-feldspar + cordierite-in; (10) partial melting due to : biotite + K-feldspar + plagioclase + quartz + cordierite → melt + garnet; (11) lower granulite facies : sillimanite - garnet - cordierite - melt.

I. 1 LITHOTECTONIC UNITS OF THE SOUTHERN CENTRAL ZONE

The Southern Central Zone exposes the deepest level of the Damara orogenic belt. Decakilometric structural domes are cored by the Abbabis Gneissic Complex (AGC) and mantled by metasedimentary units attributed to the Neoproterozoic.

U-Pb geochronology on zircons from the AGC yields (i) Paleoproterozoic ages ranging from 2.0 to 1.65 Ga (Jacob *et al.*, 1978; Kröner *et al.*, 1991; Tack *et al.*, 2002) and (ii) Mesoproterozoic ages of ca. 1100 Ma (Kröner *et al.*, 1991). The AGC is affected by metamorphism and partial melting during the Panafrikan orogeny (Miller, 2008). At the confluence between the Swakop and Khan rivers the transformation of the host rocks into migmatites erases all previous fabrics: “partial melting of the Abbabis rocks was so extensive that their original character has been all destroyed and they are difficult to recognize” (Miller, 2008b). In this region, rocks of the AGC have been described as “granite-gneisses” (Jacob, 1974a; Bunting, 1977).

The metasedimentary sequence overlying the Abbabis Gneiss Complex comprises the Nosib Group overlaid by the Swakop Group (SACS, 1980).

The **Nosib Group** is composed, from bottom to top, by the Etusis and Khan Formations. The Etusis Formation consists largely of thinly to very thickly bedded, feldspathic quartzite with less abundant arkose and rare orthoquartzite layers. Locally, the contact of the Etusis Formation with the AGC is marked by a clast- and matrix-supported conglomerate with pebbles of the underlying pre-Damara rocks. Feldspar content ranges from 5 to 50%. These lithologies are interbedded with some biotite+/-hornblende schist, quartzofeldspathic biotite-sillimanite paragneisses and clinopyroxene-hornblende amphibolites (Jacob, 1974a). The Khan Formation interfingers with the upper part of the Etusis Formation. It consists mainly of clinopyroxene- and hornblende-bearing feldspathic quartzite. Commonly, the succession consists of alternations of arenite layers between 0.5 and 2 m thick capped by very thin, fine-grained layers (Henry, 1992). According to these lithologic characteristics, the Nosib Group is interpreted to represent former fluvial and fluvial-deltaic sediments. The source of the terrigenous sediments of the Nosib group is proposed to be the crystalline rocks of the underlying Abbabis Gneiss Complex

based on identical Nd model age of ca. 2.0 Ga. (Hawkesworth and Marlow, 1983). The deposition age of the Nosib Group is constrained to be older than U/Pb ages obtained on zircons from various intrusive rocks such as the Oas farm granodiorite (840 ± 13 Ma. Kröner in Tegtmeier, 1985), the Oas farm syenite ($756 \text{ Ma} \pm 2 \text{ Ma}$. Hoffman *et al.*, 1994), and the Summas mountain rhyolite (746 ± 2 Ma. Hoffman *et al.*, 1996).

The **Swakop Group** is composed, from bottom to top, by the Rössing, Chuos, Karibib and Kuiseb formations. The Rössing Formation consists mainly of interbedded marbles, calc-silicates and siliciclastic rock (Smith, 1965; Nash, 1971; Jacob, 1974a; Henry, 1992). The deposition of Rössing Formation is attributed to a marine transgression with progression from deposition in a deep marine environment, interpreted to be currently represented by rocks forming the north Central Zone in the NW, onto elevated rift shoulder interpreted to be currently represented by the southeastern edge of the south Central Zone in the SE. The Chuos Formation is mainly composed of massive unsorted diamictite with an abundant matrix with local variations in the proportion of pebbles, and the mafic composition of clasts in certain areas (Miller, 2008a). The Karibib Formation consists dominantly of marbles associated with minor interbedded coarse-grained schist, metagreywacke and calc-silicate layers. Around the confluence of the Khan and Swakop Rivers, the Karibib Formation consists largely of white to off-white dolomite with an upper zone of grey limestone and dolomite that is only locally present. The Kuiseb Formation consists largely in biotite-rich quartzo-feldspathic schist (Smith, 1965). The deposition of the Swakop Group is proposed to occur from ca. 750 Ma and ca. 600 Ma based on lithostratigraphic correlations across the Damara orogenic belt. (Hoffmann, 1983, 1989, 1994; Miller, 1983; Hoffmann *et al.*, 2004; Hegenberger, 1993).

In summary, the Abbabis Gneiss Complex has been interpreted to represent a basement relative to a metasedimentary sequence composed by the Nosib and Swakop groups and the contact between the crystalline AGC and the metasedimentary sequence is thus interpreted to represent a basement/cover unconformity (Miller, 1983). The metasedimentary sequence is interpreted to have been deposited in an intracontinental rift environment (Porada and Wittig, 1983). Deformation and metamorphism, besides structural and mineral relics in the basement, are interpreted to correspond to reworking of the margin of the Congo craton associated with closure and inversion of the rifts during the Panafrikan orogeny and resulting in the development of the Damara orogenic belt (Miller, 1983). Kasch, (1983a) and Gray *et al.*, (2006) proposed the Khomas Ocean closure and

suture attested by the Matchless amphibolite during the collision of Congo and Kalahari cratons as possible geodynamic evolution sketch.

I. 2 METAMORPHIC MINERAL ASSEMBLAGES

Metamorphism of the Damara orogenic belt is depicted by isograds of index metamorphic minerals that delineate a half-dome shape centred on Swakopmund and open toward the Atlantic Ocean. Presumably, the other half of this dome is exposed on the other side of the Atlantic. Metamorphic grade increases as a function of metamorphic grade. It is noticeable that these isograds cross-cut lineaments determined by geophysics, the significance of which is unclear. In the Southern Central Zone, a pressure of 4.5 ± 0.5 Kbars and a temperature of $675 \pm 25^\circ\text{C}$ (Hoffmann, 1976; Blaine, 1977; Sawyer, 1981) have been obtained on rocks which have been affected by intense deformation and metamorphism dated between 530 to 500 Ma and characterized by development of a foliation in the upper Amphibolite facies to lower granulite facies at a pressure of 5.5 ± 0.5 Kbars and temperature of $725 \pm 25^\circ\text{C}$ (Masberg *et al.*, 1992; Masberg, 2000; Ward *et al.*, 2008) (Figure II. 2). Jung and Mezger (2003) constrained the granulite peak regional metamorphic conditions in the sCZ between 525 ± 2 and 504 ± 3 Ma. Metamorphism reached conditions of partial melting as attested by migmatites described both in the metasedimentary sequence and in the AGC basement and is proposed as a source for the generation of at least part of the granitic plutons (Smith, 1965; Jacob *et al.*, 1974; Sawyer, 1976; Marlow, 1983; Jacob *et al.*, 1986). Partial melting under low-pressure Granulite facies has been proposed following the reaction (Hartmann *et al.*, 1983):



The amount of free water in the Damara metasediments is probably limited and generating a large volume of granite would thus require an extra source of water. In contrast, it has also been proposed that partial melting occurred by destabilization of Fe-biotite, under a temperature of 600-800°C and a pressure of 3 to 5 kbars, following the reaction (Jung and Mezger, 2003; Ward *et al.*, 2008):



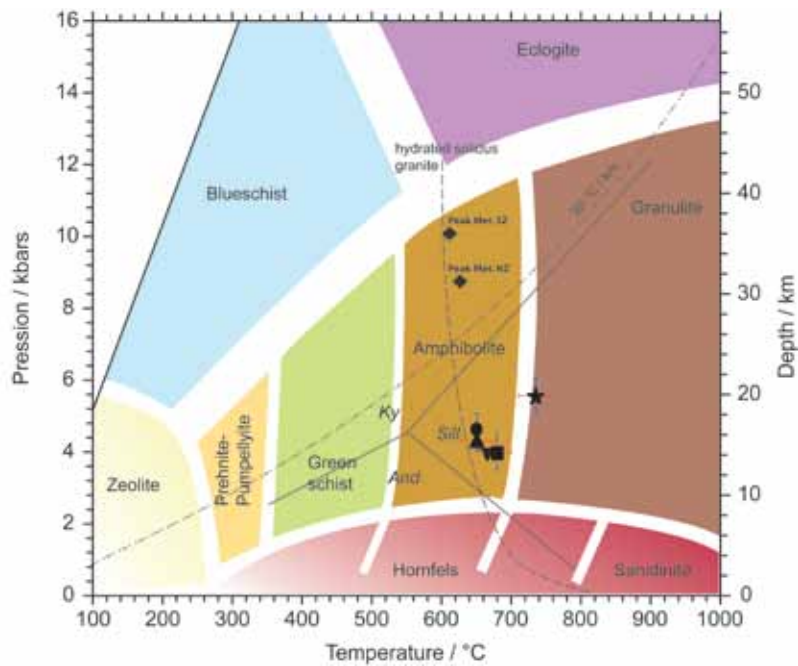


Figure II.11: P-T conditions recorded by rocks of the Damara orogenic belt. South Central Zone (,) Hoffmann, 1976; (l) Blaine, 1977; (•) Sawyer, 1981; (n) Bühn *et al.*, 1995; («) Masberg, 2000 Southern Zone: (u) Kasch, 1983b. Northern Zone (u) Goscombe *et al.*, 2005.

In contrast to the relatively well-known metasedimentary sequence, the structure and metamorphic grade of the Abbabis Gneiss Complex is ill-defined (Sawyer, 1976).

These metamorphic data imply that the development of the Damara orogenic belt was associated with high-grade metamorphism ranging from Mid-Pressure/Mid-Temperature (MP/MT) metamorphic gradient at relatively high-structural level to a LP/HT metamorphic grade at the lowest structural level. The pressure of about 1 G.Pa implies burial at a depth of about 30km for the rocks now exposed in the southern and northern zones and of 10 to 15 km for rocks exposed in the central zone.

I.3 GRANITES

Granites in the sCZ of Damara orogen occur as plutons, sills, dikes and laccoliths. They have been categorized according to their mineralogical compositions, texture and structural position. structural relationship regarding the metamorphic foliation.

The *Salem-type biotite granites* are coarse-grained and porphyritic and are the most abundant in the sCz. They are divided into early tectonic and late- to post-tectonic.

Syn-collision leucogranites in the sCZ are represented by the granitic pluton exposed in the Ida Dome dated at ca. 542 Ma (542 ± 33 Ma whole rock Rb-Sr

isochron age by [Marlow, 1983](#); and 542 ± 6 Ma U-Pb on zircon age by [Tack et al., 2002](#)).

Post-tectonic leucogranites are relatively widespread and various in mineralogy, the best studied are “alaskites” with major uranium economic interest ([Jacob, 1974b](#); [Berning et al., 1976](#); [Marlow, 1981, 1983](#); [Berning, 1986](#); [Jacob et al., 1986](#); [Herd, 1997](#); [Nex et al., 2001](#); [Nex and Kinnaird, 2007](#)). Their emplacement ages are between 540 to 510 Ma (Monazite and zircon U-Pb dating in the region of Goanikontes gave respectively 508 ± 2 Ma and 509 ± 1 Ma, ([Briqueu et al., 1980](#)). They are white alkaline leucogranites with various aplitic to porphyritic grain sizes. These later are formed from partial melting of upper crustal sources while the previous cited granites are sourced from deep to sub-crustal levels ([Miller, 2008a](#)).

II EVIDENCES FOR PARTIAL MELTING AND MELT SEGREGATION IN THE SOUTHERN CENTRAL ZONE OF THE DAMARA BELT (SWAKOP RIVER CROSS-SECTION)

The Swakop River exposes a unique section across the metasedimentary sequences and the gneissic-granitic complexes forming the former root of the Damara orogenic crust. In this part, we will describe the structural and petrologic evidences for partial melting and melt segregation throughout this section.

Structural analysis of granites and migmatites allows distinguishing among (i) former partially molten rocks (metatexites); (ii) former magmas linked to melt accumulation within the source region (diatexites), and (iii) allochthonous granite intrusive in a host rock. This structural analysis is based on the distribution and proportion of the granitic fraction at the outcrop scale and on its relationships with the host rock ([Vanderhaeghe, 2001, 2009](#)). Following this approach, we distinguish three different units at the scale of the Swakop River in the Damara belt. A **lower unit** (former Magmatic zone) characterized by diatexites and bodies of homogeneous granites, a **middle unit** (former Partially Molten Zone) composed by metatexites and an **upper unit** (former **Intrusion zone**) corresponding to the metamorphic rocks with intrusive granitic plutons (Figure II. 3).

Going eastward in the Swakop river from Three Sisters to Ida Dome (Figure II. 3); the Lower Unit is represented by the Abbabis Gneiss Complex that is dominantly formed by migmatites. The Middle Unit corresponds to the region from Three Sisters to the

vicinity of Goanikontes and encompasses the metasedimentary units of the Swakop group (Figure II. 3). The Upper Unit extends to the region of Ida Dome which is mainly noticed in the Nosib group formations.

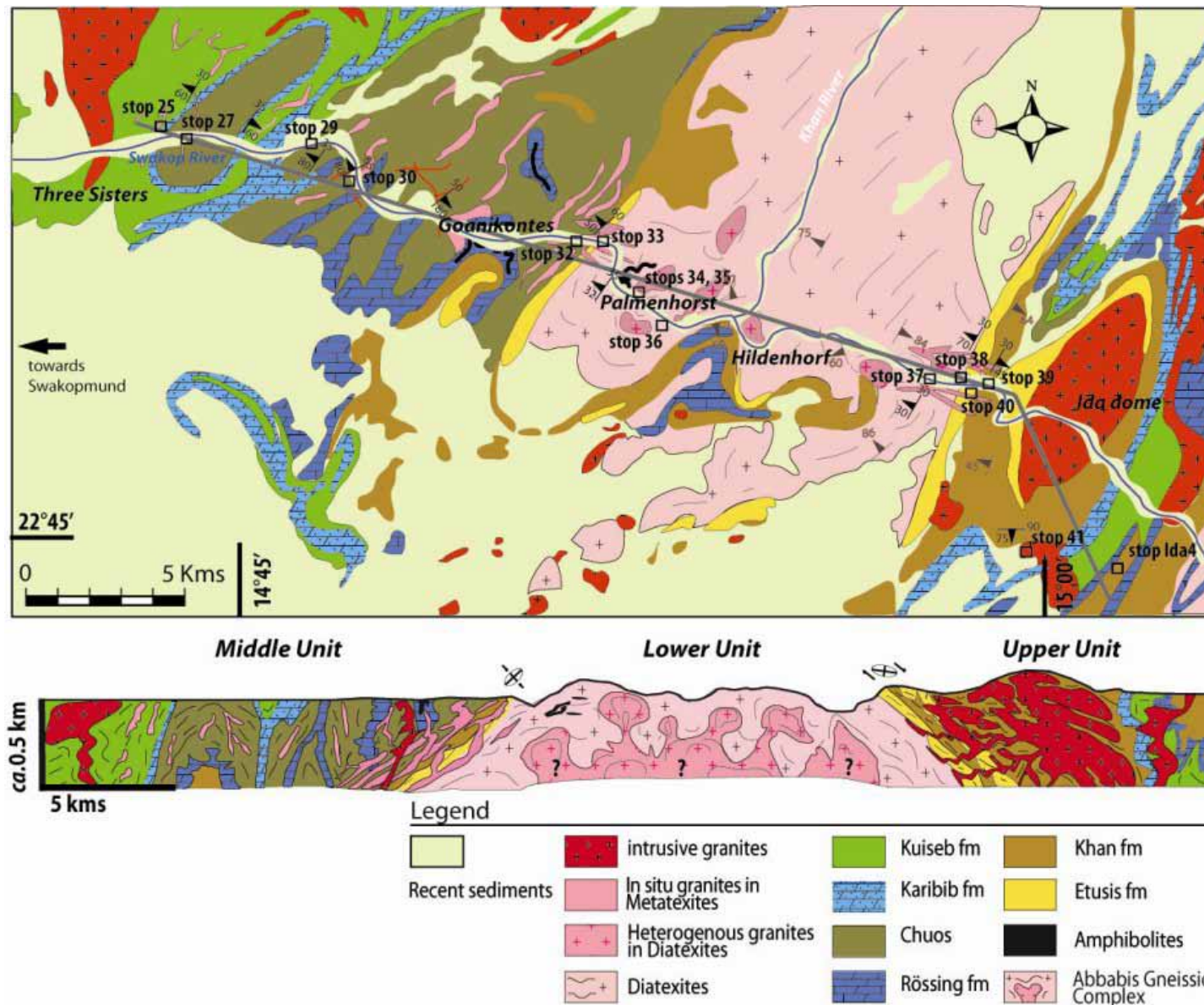


Figure II.12: Swakop River schematic transect with significant stations represented with their location and coordinates. The cross section exemplified different partial melting products: metatexites leucosomes, diatexites and intrusive granites. Modified from geologic map of the studied area modified from the 1/250 000 Walvis Bay geological sheet 2214 (Geological survey of Namibia, Windhoek, 1995).

II. 1 LOWER UNIT

The deepest exposed structural level of the sCZ appears in the core of regional scale structural domes and corresponds to the Abbabis Gneiss Complex interpreted as the Mesoproterozoic basement of the Neoproterozoic metasedimentary sequence. The transitions between this level and the intermediate one correspond to the mapped upper limit of the Abbabis Gneiss Complex (Figure II. 4). These rocks are diatexites composed by heterogeneous granite enclosing enclaves of metatextitic paragneisses, orthogneisses and amphibolites (Figure II.s 5 & 6). The relative proportion of the granitic fraction is variable but represents at least more than 40% of the rock. It is composed dominantly of feldspar (plagioclase, microcline, orthose) and quartz with a grain size ranging from millimeter to centimeter forming veins and pockets of aplitic to pegmatitic textures. The preferred orientation of xenoliths, enclaves and magmatic minerals defines a shallow dipping magmatic foliation (dipping between 30° to 45°). In some places, the diatexites comprise more homogeneous bodies of leucogranite reaching several tens of meters in size. The deflection of the magmatic foliation of the diatexites around these leucogranitic bodies defines mushroom-shape plutons that are interpreted as diapirs formed by the development of gravitational instabilities within the heterogeneous magma (Figure II. 7).



Figure II.13 : Transition between metatexites (middle unit) and diatexites (lower unit). A. Palmenhorst, panorama exposing the western metatexite/diatexite contact (Stop 33 to 35) superimposed on the contact between the Nosib metasedimentary sequence and the Abbabis Gneiss Complex basement. Stop 37 to 40. B. Panoramic view of the eastern transition between diatexites and metasediments of the Khan formation. Note the granitic pluton within the diatexites and the sheared granitic dikes into the metasediments.



Figure II.14: Stop 35 A. Diatexites of the Abbabis Gneiss Complex with enclaves of folded amphibolites and paragneiss. Stop 35 (B & C): Details of diatexite within the Abbabis Gneiss Complex B. Enclaves of metatexitic paragneiss and amphibolite in heterogeneous granite. C. Metatexitic paragneiss enclosed into heterogeneous granite. Stop 38. D. Orthogneiss considered as probable relic of a Mesoproterozoic basement.

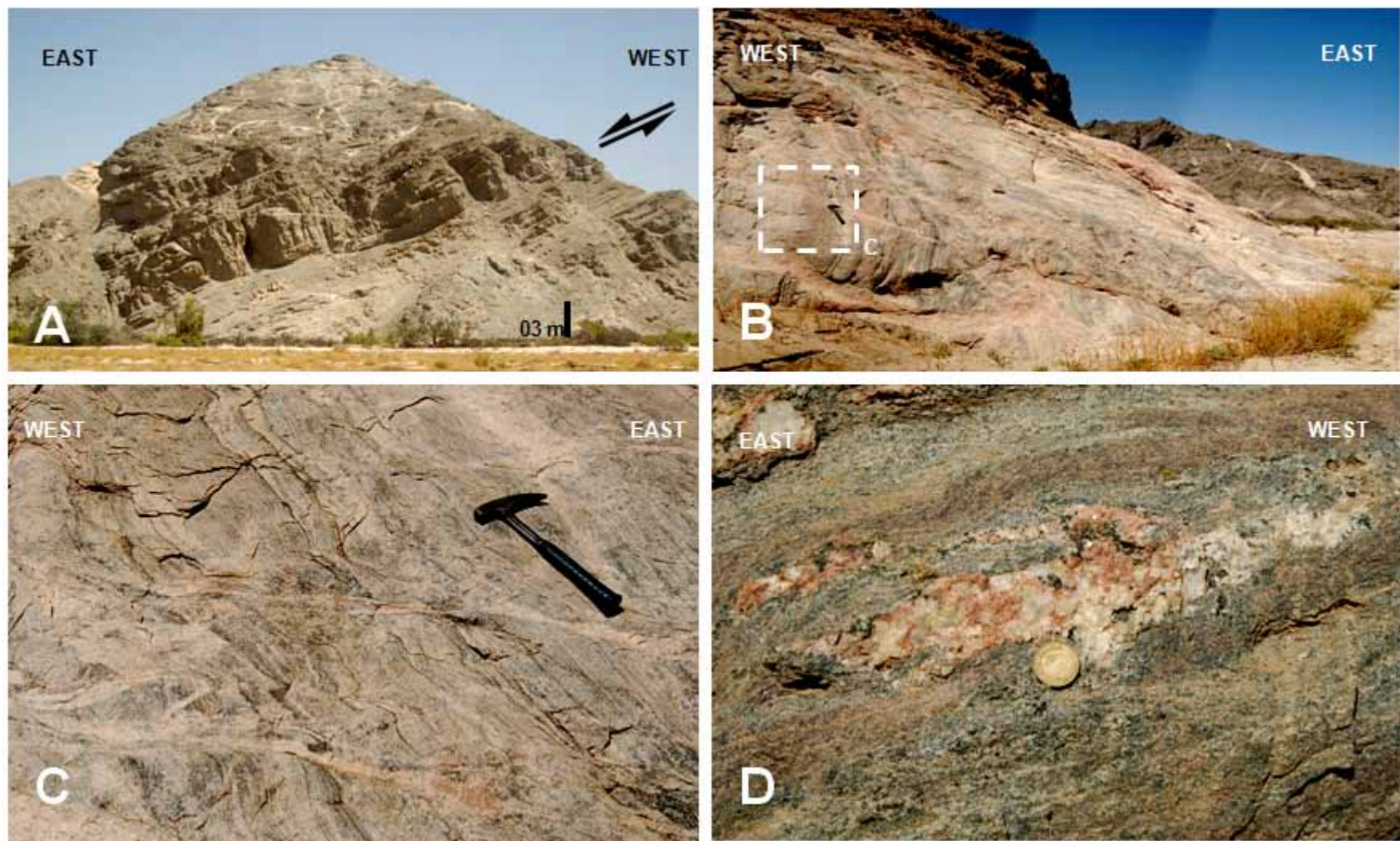


Figure II.15 : Eastern transition from diatexite to metatexite with partially transposed granitic veins to the East of the Abbabis Gneiss Complex. Stop 39. A. Partially transposed granitic veins with sigmoid shapes consistent with top to the East sense of shear. Stop 38. B. Steeply dipping synmigmatitic foliation cross-cut by discordant leucosomes localized in shallow-dipping shear bands with top-to-the East kinematics. Stop 38. C. Detail of B showing the relationships between the steeply dipping synmigmatitic foliation and discordant leucosomes localized into top to the East shear zones. Stop 39. D. Concordant granitic vein with magmatic texture into metamorphosed calc-silicate of the Khan formation.

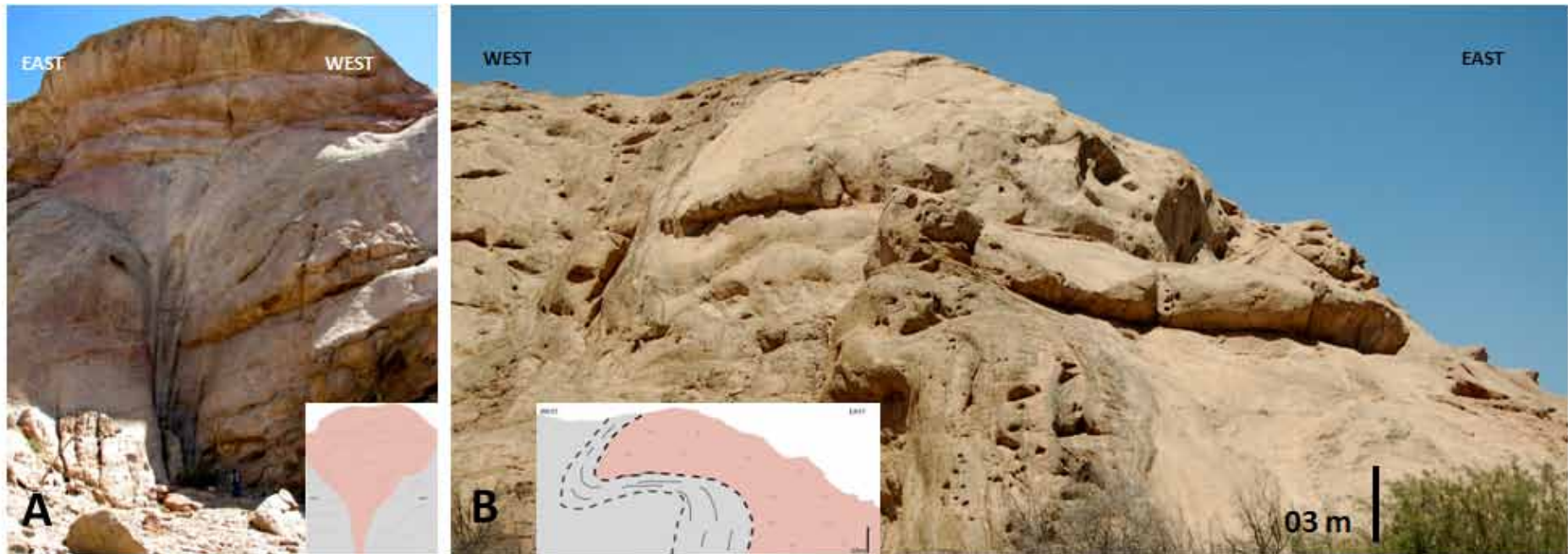


Figure II.16 : Stop 36 (A & B): Granitic diapir into the diatexites of the Abbabis Gneiss Complex A. Mushroom-shape granitic pluton within the diatexites. The pluton is ca. 35m high and 30m wide. B. Panoramic view of a granitic mushroom-shape pluton into diatexites on the other side of the valley. Notice the magmatic foliation underlining the shape of the pluton concordant to the foliation of the diatexites along the foot of the mushroom but discordant along the head of the mushroom.

II. 2 MIDDLE UNIT

At the intermediate structural level of the SCZ, partial melting is evidenced by the presence of diffuse veins and pods of leucosome with a granitic composition and magmatic texture preferentially developed in fertile lithologies such as metapelites or metagreywackes (Kuseb and Chuos Formation). In contrast, in the same area, less fertile marble and quartzite layers (Etosis, Khan, Rössing and Karibib Formations) do not show signs of partial melting. Leucosome with diffuse contacts tend to be concordant with the synmigmatitic foliation. In places, they are in textural continuity with discordant veins localized into shear zones or boudins' necks interpreted to create dilational sites into which the silicate melt preferentially flows (Figure II. 8). In addition, this network of concordant and discordant veins is cross-cut by coarser-grained pegmatitic dikes that are also localized into dilational sites generated by heterogeneous deformation. Some leucosome veins are fringed by a layer of coarse-grained melanosome composed by biotite. Leucosome, with or without melanosome, are alternating with mesosome of intermediate texture and composition (Figure II. 9). These migmatites are metatexites characterized by a continuous gneissic foliation taken as a proxy for the presence of a continuous solid framework in the former partially molten rock ([Vanderhaeghe, 2001; 2009](#)). The presence of concordant leucosome is interpreted to reflect grain-scale melt segregation. The textural continuity of these concordant leucosomes with discordant leucosomes indicates that melt segregation was synchronous to deformation. Accordingly, the composite foliation marked by the transposed compositional layering inherited from the protolith and by the alternations of leucosome/mesosome/melanosome layers is interpreted to record flow of the partially molten rock. At the thin section scale, these leucosomes are characterised mainly by leucocratic minerals such microcline, plagioclase, quartz, and in a lesser extent, cordierite and other K-feldspars (Figure II. 9). The melanocratic minerals are mainly biotite and amphibole. Garnet, apatite, zircon, monazite and some primary U mineral are observed as accessory minerals. The grains sizes of these minerals go from aplitic millimeter-scale to pegmatitic centimeter-scale crystals respectively in *in-situ* leucosomes and migrated partially molten rocks. At the outcrop to regional scale, the foliation delineated by transposed inherited sedimentary layering underlines isoclinal folds with a steep axial surface. This foliation is in place cross-cut by the granitic veins. In other places the granitic veins and dikes are in turn transposed into a shallow dipping syn-migmatitic foliation.

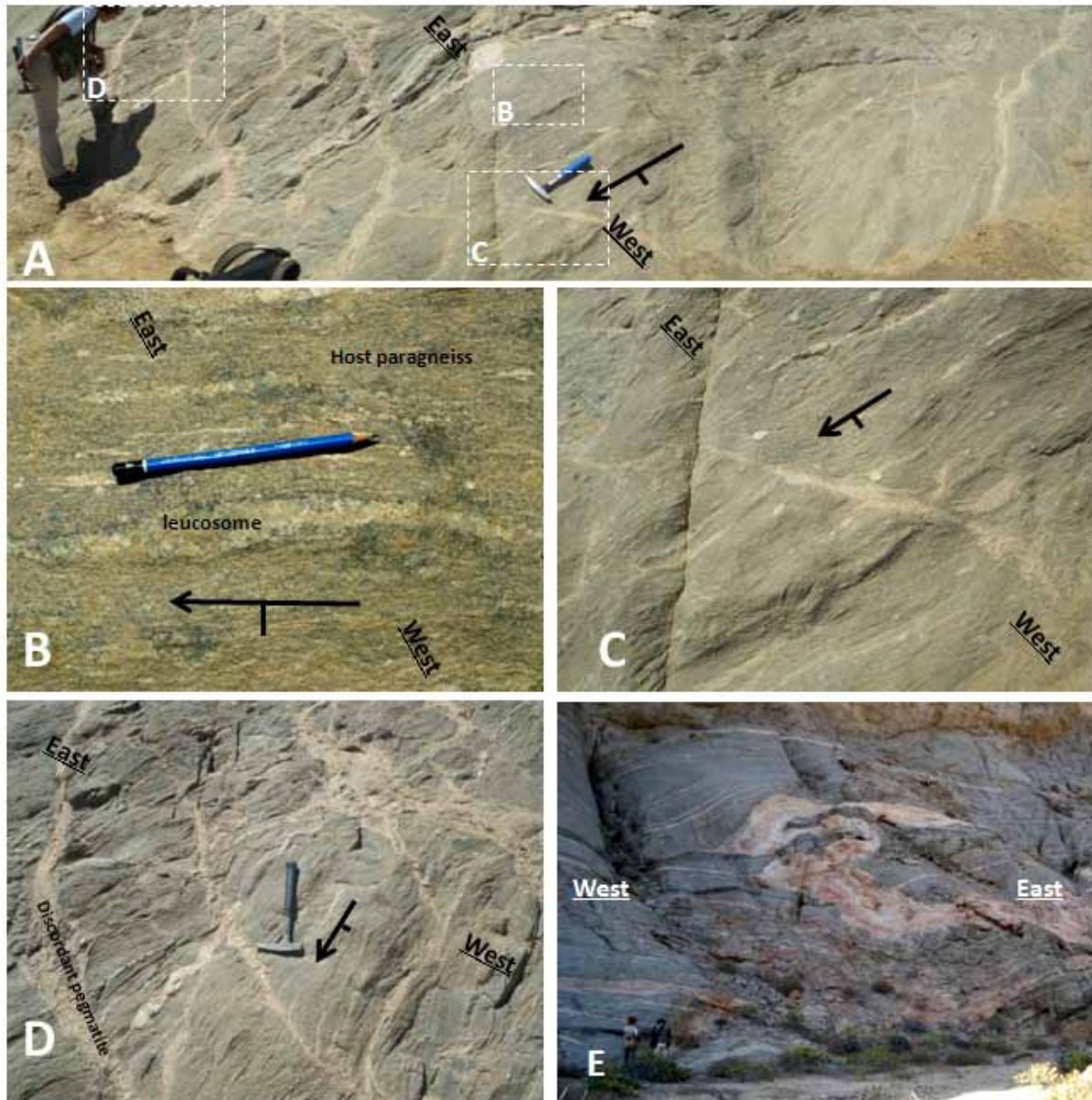


Figure II.17 : Metatexite field photographs of metasediments attributed to the Chuos formation. Stop 29. A. Concordant and discordant leucosome veins in textural continuity with each other cross-cut by pegmatitic veins. B. Concordant leucosome rimmed by melanosome. Schistosity (arrow) is N35.80W. Size of pencil is 12 cm C. Discordant leucosome in textural continuity with concordant leucosome veins bordered by melanosome. Coin diameter: 2.49 cm. Stop 32. D. Detail of discordant pegmatite veins crosscutting the synmigmatitic foliation of paragneissic metatexite. Stop 32. E. Metatexite with concordant and discordant leucosome and partially transposed discordant granitic veins in a dominantly coaxial regime characterizing the western side of the lower unit diatexite dome.

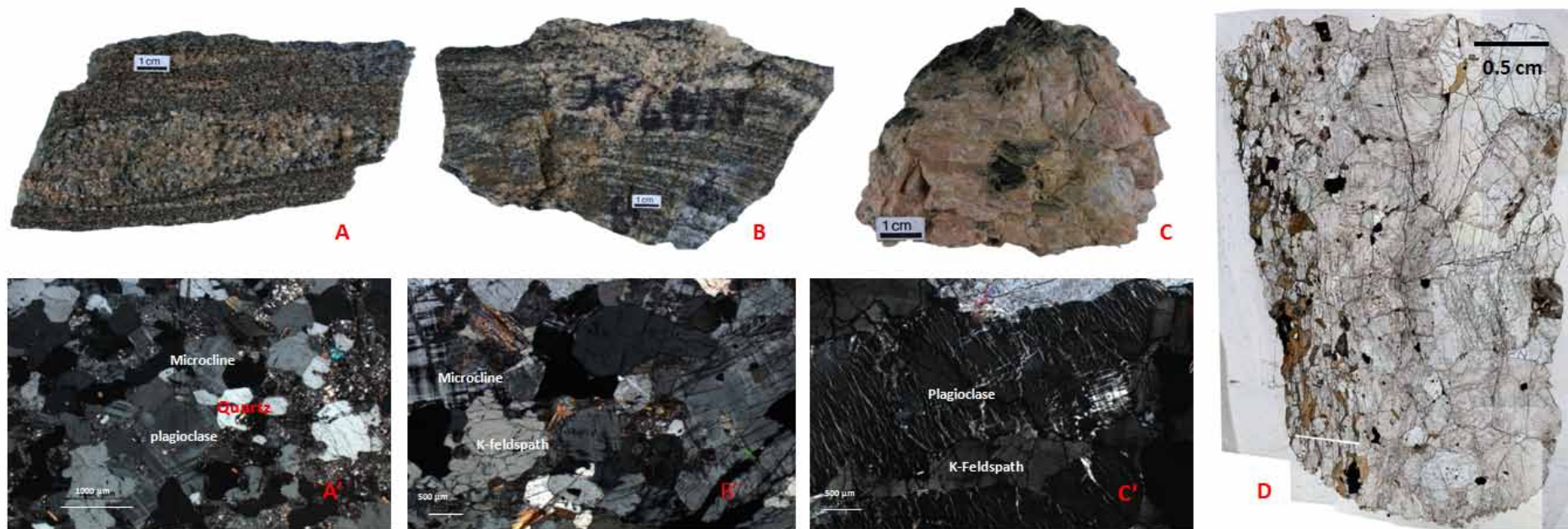


Figure II.18 : Stop 29. Details of the various granitic veins of the metatexites: A = concordant leucosomes equivalent to photograph 3B; B = discordant leucosome equivalent to photograph 3C. C = intrusive pegmatite equivalent to photograph 3D. A' B' and c' are respective thin section photographs showing the mineral assemblages of these different granitic veins. D Picture of a thin section showing the transition between leucosome characterized by a coarse-grained quartz-feldspar assemblage (to the right) and its associated biotite-rich finer grained melanosome into a metatexite with metasedimentary protolith.

II. 3 UPPER UNIT AND ITS INTRUSIVE GRANITES

At the highest structural level of the sCZ, metasedimentary rocks of the Nosib group have been only barely affected by partial melting, especially to the East of the Abbabis Gneiss Complex. These metasediments display a metamorphic foliation interpreted to represent a transposed inherited compositional layering. Granitic veins intrusive in these rocks form a network of dikes and sills transposed to various degrees into the foliation. Indeed, some dikes display sharp intrusive contacts and a magmatic texture while others are totally transposed into the foliation and are marked by the development of a solid-state fabric associated with crystal-scale plastic deformation. These features are particularly well-exposed near Ida dome which corresponds to a granitic lacolith associated with a network of intrusive dikes (Figure II. 10).

Metasediments located in between the boundary of the AGC and the Ida dome lacolith are intruded by a large volume of granitic dikes and sills (Figure II. 10a) composed of aplitic to pegmatitic leucogranite ranging in colour from pink to white. Magmatic veins with sharp intrusive contacts cross-cut veins partially to totally transposed into the foliation.

This network of granitic veins feeds the Ida dome lacolith. The Ida dome lacolith is dominated by a coarse grain leucogranite facies dominated by orthose and quartz with relatively rare accessory minerals such as ilmenite, monazite and uraninite compared to diatexites. It also comprises two types of pegmatitic veins, namely (i) pegmatite layers composed of plagioclase and translucent quartz with diffuse contacts with the host leucogranite, and (ii) pegmatite veins made of orthose and smoky quartz regularly distributed within the lacolith (Figure II. 10b). These latter pegmatitic veins may contain radioactive minerals, in particular uranium oxides, responsible for the grey colour obtained by deformation of the quartz crystalline network by metamictisation.

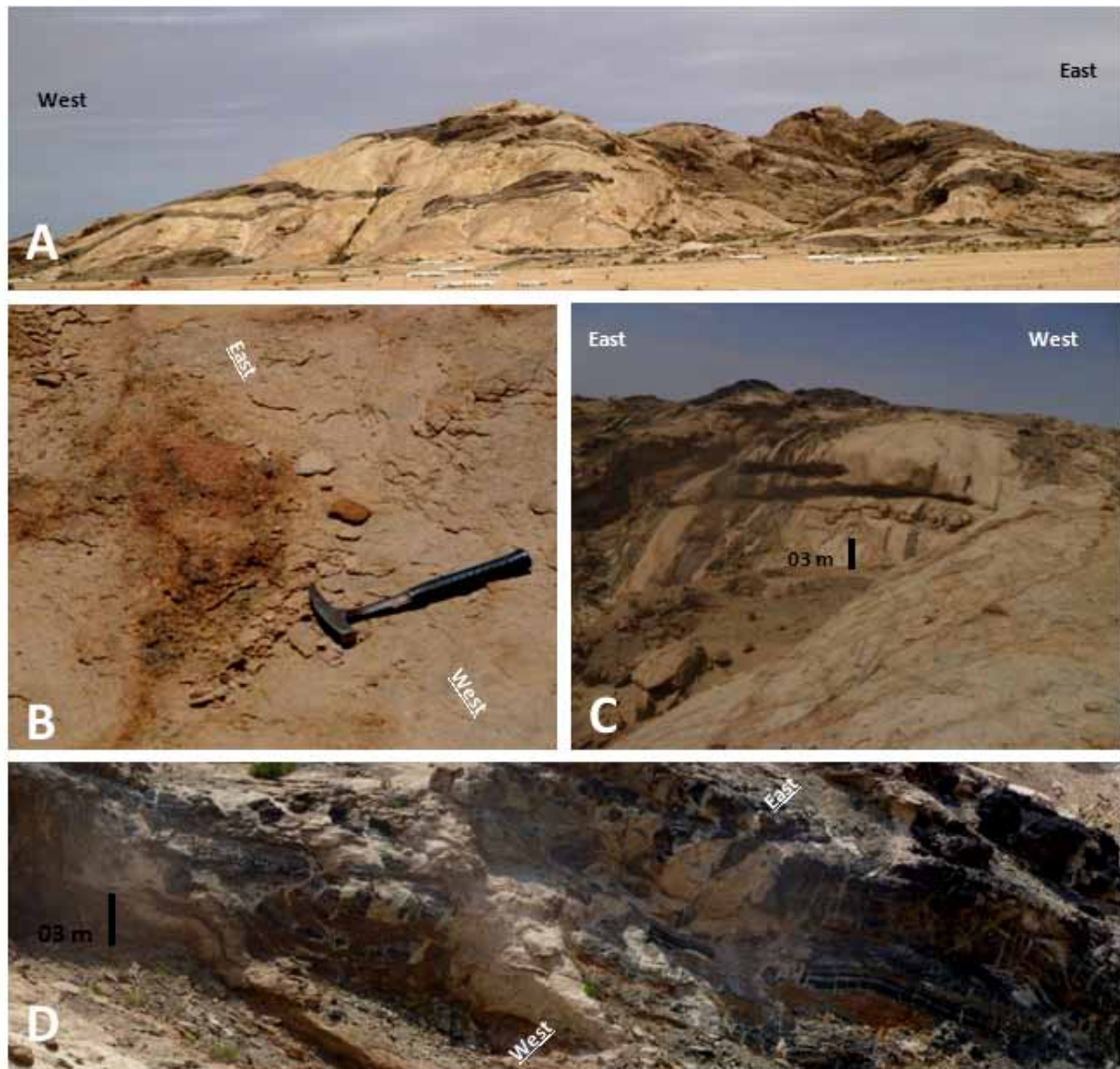


Figure II.19 : “Ida dome” laccolithic granitic pluton and host calc-silicates attributed to the Khan formation. Stop 41. A. Northward panoramic view of Ida dome with sills intrusive into host calc-silicates. B. smoky quartz pegmatitic pocket in Ida leucogranites with oxidation haloes. Stop Ida4. C. Leucogranite sills within calc-silicate Nosib rocks. D. Detail of granite intrusive into calc-silicate with sharp contacts.

The relative distribution of the different units described above serves as a basis for the discussion of the mechanisms of melt segregation and magma mobility at work in the former root of the Damara orogenic belt. Specific observations can be outlined:

- An increase of leucosome amount from the highest to the lowest structural level.
- A textural continuity of concordant and discordant leucosomes,
- Discordant granitic veins, partially to totally transposed into the synmigmatitic foliation.
- A metatexite/diatexite transition that corresponds to the previously mapped cover/basement contact. The protolith of metatexites is exclusively made of metasediments whereas the diatexites enclose enclaves of paragneisses,

amphibolites and orthogneisses. The metatexite/diatexite contact underlines elongated domes cored by diatexites and mantled by metatexitic paragneisses.

- The presence of mushroom-shaped granitic plutons within the diatexites. These plutons are discordant to the general shallow-dipping trend of the synmigmatitic foliation of the diatexites. At the contact between these plutons and the diatexites the magmatic foliation of the diatexites is steep and subconcordant to the magmatic foliation of the leucogranite.

Sampling of previous described lithologies in all units in the Swakop River permits to measure their densities in order to contribute to the debate of magma mobility mechanisms during migmatization.

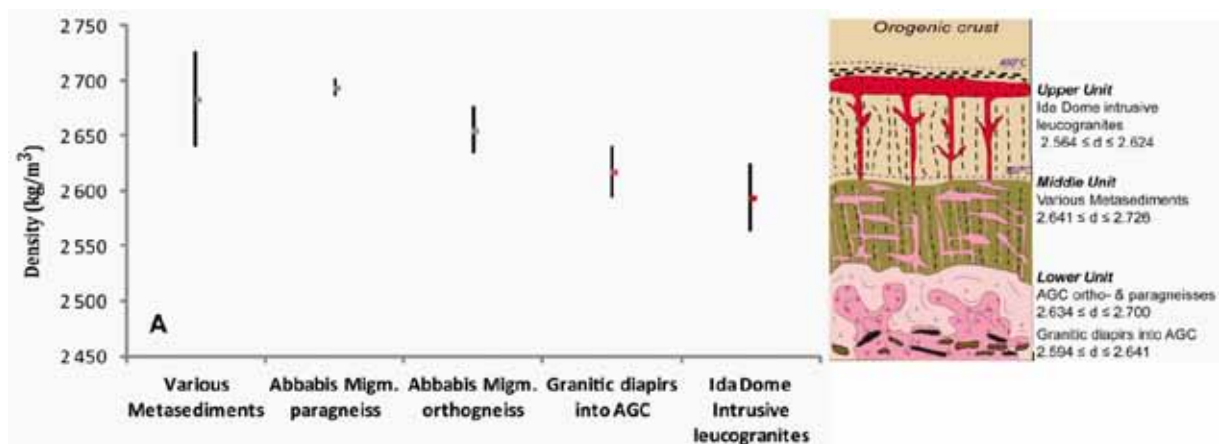


Figure II.20: A. Densities of the various lithologic facies exposed along the Swakop River. B. Schematic structural position and densities of the lithologic facies exposed along the Swakop River . Same legend as Figure II. 3.

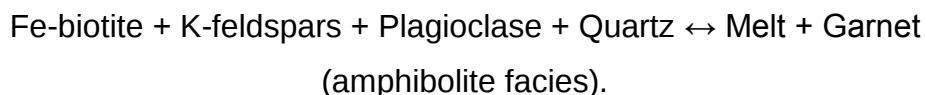
III . DISCUSSION

Based on the proportion, distribution relative to structures and metamorphic assemblages, and characteristics of the granitic fraction within rocks of the Damara orogenic belt described above, we propose a discussion of (i) the degree of partial melting and melt segregation as a function of the nature of the protolith and its position in the structural section, (ii) the relationships among regional deformation, melt segregation and flow modes of partially molten rocks and magmas; (iii) the influence of density of partially-molten rocks and silicate melts on melt migration and magma mobility, (iv) the implications of the presence of partially molten rocks and magmas for the geodynamic evolution of Damara orogenic belt.

III. 1 DEGREE OF PARTIAL MELTING AND MELT SEGREGATION

The degree of partial melting underwent by the various protoliths exposed along the Swakop river is discussed based on the outcrop to regional scale distribution of leucosomes. At the outcrop scale, fertile and unfertile lithologies are distinguished according to their texture and the presence/absence of leucosome. Indeed, at a given locality, some lithologies display abundant leucosomes whereas others are leucosome free. Leucosome-free lithologies such as quartzite (Etusis formation) or marbles (Swakop and Karibib formations) are considered as rocks that do not have the chemistry required for melting. In contrast, lithologies that are rich in leucosome veins are considered as rocks that have undergone partial melting.

Pelitic to semi-pelitic schists of the Kuiseb formation; calc-silicate rocks and pebbly schists of the Chuos formation; biotite-amphibole-rich paragneisses and schists of the Khan formation; paragneiss of Abbabis complex can be considered as fertile lithologies since they contain non-negligible amount of biotite and other OH-bearing minerals (muscovite, amphibole) which can be dehydrated according to the reaction:



The quantity of melt produced by dehydration melting reaction is potentially limited by two parameters (Spear et al., 1999); (1) amount of H₂O produced by the dehydration reaction and (2) the water content of the melt at given P-T conditions strongly depending on availability of hydrous minerals. Clemens and Vielzeuf (1987) estimated critical melt percentage for migration around 20 – 35 % of migmatite volume; accordingly, it seems unlikely that the amount of granite observed in diatexites of the Lower Unit is representative of the degree of melting. The observed proportion of granite in diatexites (in excess of 40%) might be obtained by the combined effects of partial melting associated with in situ melt accumulation with solid segregation once the partially molten rock/magma transition has been crossed (Vanderhaeghe, 2009).

The petrologic, textural and structural analyses of the different types of migmatites provide a tool to qualitatively determine the scale of melt migration from its source to its present location and thus to evaluate the efficiency of the various melt migration

mechanisms. Leucosomes observed at the outcrop scale are at least centimetre in size and exceed by far the grain size. Considering that the partial melting reaction occurred at the grain scale and that the first melt appeared in the rock as small pockets in between grains or as a thin film around grains, the formation of leucosome veins with sizes that are beyond the grain scale indicates that they represent a melt fraction segregated at the grain scale ([Sawyer, 2000](#); [Vanderhaeghe, 2009](#); [Brown, 2010](#)). The next question is how far did this melt fraction migrate from its generation site? Leucosome veins concordant to the foliation might either be interpreted as indicative of melt migration influenced by the inherited mechanical anisotropy of the host rock or of transposition of melt pockets into the synmigmatitic foliation.

III. 2 MELT MIGRATION

The textural continuity of leucosomes from pods to concordant and discordant veins reflects melt migration beyond the grain scale. This aspect of partial melting processes in the sCZ has been well explained by ([Kisters *et al.*, 2009](#)) in the crosscutting Khan River. They argued about the distribution of pressure gradients and the density contrasts to explain such migration. In the partially molten zone, several features of melt segregation and migration have been noticed (stop 29) from pods of leucosomes to concordant/discordant veins networks. In the middle unit, discordant veins tend to localize into shear zones or boundin's neck (stop 32, 40 and 41) attesting for a syntectonic melt migration into dilatational sites. These observations are consistent with the ones of [Kisters *et al.* \(2009\)](#) made in Khan River. At higher structural level, the sharp contact between granitic dikes and their hosts indicates that melt migration occurred associated with fracture of the host metasedimentary rock. These networks of dykes, feeding laccoliths such as the Ida Dome, are intrusive in a metasedimentary sequence with a dominant calcsilicate composition which is unlikely to have produced a significant amount of leucogranite. Based on these structural and chemical features, we interpret these granitic dikes as intrusive into a host rock that has not been affected by partial melting, or only to a limited extent.

III. 3 MAGMA MOBILITY MECHANISMS

Magma mobility describes the motion of a melt together with solids in suspension. The mushroom-shaped leucogranitic plutons, described above and exposed along the Swakop river, display all the features of diapirs obtained in experimental development of gravitational Rayleigh-Taylor instabilities (Jackson, 1991; Polyansky *et al.*, 2009, 2010). The leucogranite is essentially composed by feldspars and quartz in contrast to the more biotite-rich diatexitic host rock. On the other hand, the leucogranitic mushroom-shaped plutons are formed of leucogranite, which was probably at some stage, a magma poor in crystals in contrast with the diatexitites which represented a magma rich in crystals. Accordingly, the leucogranitic magma was probably less dense than the diatexitic magma and its viscosity was potentially lower by several orders of magnitude. Based on these characteristics, we propose that leucogranitic mushroom-shaped plutons represent former crystal-poor leucogranitic magmas that developed gravitational instabilities into former crystal-rich diatexitic magmas. Figure II. 11 illustrates density contrasts between several sampled lithologies along the Swakop river. Abbabis diapirs and Ida Dome intrusive granites have the lowest densities explain by their mainly quartzo-feldspathic compositions and could explain their movement relatively to other lithologies.

III. 4 IMPLICATIONS FOR DAMARA OROGEN

Mineral assemblages of rocks exposed in the Damara orogenic belt indicate a (i) MP/MT metamorphic gradient in the southern and northern zones and (ii) a LP/HT metamorphic gradient in central zone representing the deepest exposed structural level. Rocks from the deeper structural level central zone paradoxically record burial at about 10 to 15 km whereas rocks from the southern and northern zones indicate a burial of about 30km. It is however to note that the Temperature recorded by these two distinct structural levels is not drastically different and ranges from 650 to 750 °C which are consistent with partial melting of these rocks. Peak metamorphism of CZ was accompanied by intense magmatism between 530-510 Ma (Jung and Mezger,

2003); Ida Dome granites have been dated at ca. 542 Ma (Marlow, 1983; Tack et al., 2002). These rocks are now all exposed at the surface on top of a 30-35 km thick crust. Considering that this crustal thickness has not been modified since the end of the Panafrican orogeny, this implies that the initial crustal thickness of the Damara orogenic crust was at least 40 km thick and possibly up to 50-60 km thick. The transition from a ~50 km thick orogenic crust to a ~30 km thick crust might be caused by intense erosion or by orogenic gravitational collapse (Rey et al., 2001). The transposition of a steep-dipping foliation associated with isoclinal folds into a syn-migmatitic shallow-dipping foliation is in favour of a switch from deformation dominated by plate tectonic forces to gravity driven flow localized in partially molten rocks (Vanderhaeghe and Teyssier, 2001). In addition, the discrepancy of the recorded pressure at different structural levels suggests that lateral flow and doming of the partially molten rocks was coeval with their exhumation as proposed in similar rock types exposed in Naxos (Duchene et al., 2006). In this case, exhumation of partially molten rocks from the deepest structural level occur at a rate sufficiently rapid to cause high-temperature isothermal decompression followed by crystallisation of the melts and subsequent isobaric cooling.

These metamorphic and structural characteristics are typical of an orogenic belt that has undergone crustal thickening followed by thermal maturation and subsequent post-orogenic gravitational collapse (Vanderhaeghe, 2012).

At last, according to the geodynamic model of Kasch (1983a) and Gray et al. (2006) collision between the Congo and Kalahari cratons occurred after northward subduction of an oceanic domain represented by mafic rocks of the matchless belt. This implies that the Damara orogenic belt preferentially developed to the expense of the overriding plate. Gray et al. (2006), invoke the role of heat advection via the emplacement of mantle-derived calc-alkaline magmas to account for the protracted high temperature metamorphism. Alternatively, Jung and Mezger (2003) invoke the role of heat produced by disintegration of radioactive elements. Based on the structural relationships described above, on the reported geochemical and geochronological data on magmatic rocks we concur to the latter proposition. In addition, we propose that crustal thickening in this context was caused by advance of the downgoing plate (see in Vanderhaeghe and Duchene, 2010) and that then exhumation of these high-temperature rocks was caused essentially by orogenic gravitational collapse at the end of the panafrican orogeny.

CONCLUSION

The SCZ of the Damara orogenic belt is the one that has been the most affected by partial melting during the collision between the Congo and Kalahari cratons. The section, exposed along the Swakop and Khan rivers, allows depicting the structural (and potentially genetic) link between diatexite-migmatites and leucogranitic laccoliths through a network of granitic dikes and sills.

At the lowest structural level, diatexite-migmatites are characterized by granite with a heterogeneous texture and composition enclosing a variety of enclaves (paragneisses, amphibolites, and orthogneisses). These rocks are interpreted as representing a former magmatic within the root of the Damara orogenic belt. Diatexite-migmatites are characterized by a generally shallow-dipping magmatic foliation, reflecting a pervasive melt percolation in ductile conditions, locally deflected around mushroom-shaped granitic plutons. These plutons are more homogeneous in composition and texture and are interpreted as representing zones of melt accumulation within the magmatic zone enhanced by solid segregation.

Pioneer and previous works on the structural geology of the sCZ have been more or less tributary to stratigraphic interpretation of the deposition of Damaran sediments. These sediments have been highly deformed in the Pan-african metamorphic event producing partial melting of rocks under higher amphibolites to lower granulite facies. Since, the Abbabis Gneissic Complex is known to be the most affected ([Miller, 2008](#)) and corresponds, according to our observations, to the magmatic zone; we suggest that the interpretation of the AGC as a Mesoproterozoic basement relative to the deposition of the Damara Neoproterozoic sedimentary cover should be reassessed.

Further studies will permit us to deeper investigate the relationships accompanying migmatization according to geochemical aspects notably with major and trace elements discrimination patterns among metatexites leucosomes, diatexites granites and intrusive leucogranites and geochronological investigation by in-situ zircon and monazites dating by LA-ICP-MS from the above cited granitoids. Sm-Nd isotopic constraints on metasediments and granitoids in Swakop River will be a good criterium in order to segregate the source rocks of each and thus, help to refine a geodynamic evolution sketch for the Central Zone and the Damara orogen. Another possible target could be a better understanding of uranium endowment of certain intrusive leucogranites reaching economic concentrations it's for example the case for Goanikontes granites and Ida Dome ([Nex et al., 2001](#); [Nex and Kinnaird, 2007](#)).

Beyond their implications in terms of regional geology, these results contribute to the debate regarding the mechanisms of crustal growth/reworking associated with orogeny in the Proterozoic. The interpretation of the Abbabis Gneiss Complex as part of the Congo basement implies that the Damara belt is mostly developed to the expense of the craton's margins and that it corresponds to an intracratonic orogen remobilizing the neighbouring cratons. Alternatively, if the Abbabis Gneiss Complex is an equivalent to the rest of the metasedimentary sequence of the Damara belt, then it opens the possibility for the elaboration of a geodynamic model for the formation of the Damara belt in actualistic terms, namely that it formed as a consequence of closure of an oceanic basin.

Based on integration of these data at the crustal scale, we propose that generation of the migmatites and associated granites was related to thermal relaxation following thickening of the orogenic crust in a context of slab advance during the panafrikan orogeny. Ductile lateral flow and doming recorded in the structures of the migmatites and granites is tentatively related to exhumation of the high-grade root of the Damara orogenic belt during orogenic gravitational collapse.

Acknowledgments

This article is a part of W. Toé's Ph.D. thesis with the scientific and total financial support of AREVA. T. Jordaan is greatly thanked for the logistic and administrative contacts during field work in Namibia carried in 2009 and 2011. C. Durand is thanked for his field help during 2011 mission. Thanks to Geological Survey of Namibia for administrative authorization and also F. Kamona and B. Mapani from University of Namibia in Windhoek.

References

- Berning, J., 1986. The Rössing uranium deposit, South West Africa/Namibia. In: Anhaeusser, C. R. & Maske, E. (eds) Mineral Deposits of Southern Africa, Vol. II. Geological Society of South Africa, Johannesburg, p. 1819–1832.
- Berning, J., Cooke, R., Heimstra, S.A., Hoffman, U., 1976. The Rossing Uranium Deposit, South West Africa. *Economic Geology*, v. 71, p. 351–368.
- Blaine, J.L., 1977. Tectonic evolution of the Waldau Ridge structure and the Okavango lineament in part of the Central Damara Orogen, west of Okavango, south west Africa. *Bull. Precamb. Res. Unit, Univ. Cape Town*, 21, 99 pp.

- Bons, P., Dougherty-Page, J., Elburg, M., 2001. Stepwise accumulation and ascent of magmas. *J. Metamorph. Geol.* 19, 625–631.
- Bons, P.D., Becker, J.K., Elburg, M.A., Urtson, K., 2010. Granite formation: Stepwise accumulation of melt or connected networks?, in: Clemens, J., Donaldson, C. (Eds.), *Sixth Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks: Proceedings of a Symposium*. Geological Soc Amer Inc, Boulder, pp. 105–115.
- Briqueu, L., Lancelot, J.R., Valois, J.-P., Walgenwitz, F., 1980. Géochronologie U-Pb et genèse d'un type de minéralisation uranifère: Les alaskites de Goanikontès (Namibie) et leur encaissant. *Bulletin Centres Recherches Exploration Production Elf, Aquitaine* p. 759–811.
- Brown, M., 2010. Melting of the continental crust during orogenesis: the thermal, rheological, and compositional consequences of melt transport from lower to upper continental crust. *Can. J. Earth Sci.* 47, 655–694.
- Bühn, B., Okrusch, M., Woermann, E., Lehnert, K., Hoernes, S., 1995. A correlation of structural patterns and lithostratigraphy at Otjosondú with Damara Sequence of the southern Central Zone, Namibia. *J. Petrol.*, 36, 463–496.
- Bunting, F.J.L., 1977. *Geology of part of the tumas River, South West Africa*. Unpubl. M.Sc. thesis, Rhodes Univ. 168 pp
- Clemens, J., Mawer, C., 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204, 339–360.
- Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 287–306.
- Duchene, S., Aissa, R., Vanderhaeghe, O., 2006. Pressure-temperature-time evolution of metamorphic rocks from naxos (Cyclades, Greece): Constraints from thermobarometry and Rb/Sr dating RID B-4890-2012. *Geodin. Acta* 19, 301–321.
- Geological map 2214 - Walvis Bay: 1:250 000. 1995. *Geol. Surv. Namibia*
- Gevers, T.W., 1931. *The Fundamental Complex of western Damaraland, South West Africa*.
- Goscombe, B., Gray, D., Hand, M., 2005. Extrusional Tectonics in the Core of a Transpressional Orogen; the Kaoko Belt, Namibia. *Journal of Petrology* 46, 1203–1241.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Goscombe, B., Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2006. Ar^{40}/Ar^{39} thermochronology of the Pan-African Damara Orogen, Namibia, with implications for tectonothermal and geodynamic evolution. *Precambrian Res.* 150, 49–72.
- Hartmann, O., Hoffer, E., Haack, U., 1983. Regional metamorphism in the Damara:

- interaction of crustal motion and heat transfer. in: Miller, R.McG. (Ed.) Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr. 11, 515 pp 233–241.
- Hawkesworth, C.J., Marlow, A.G., 1983. Isotope evolution of the Damara orogenic belt. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr., 11, 397–407.
- Hegenberger, W., 1993. Stratigraphy and sedimentology of the late Precambrian Witvlei and Nama Groups, east of Windhoek. Mem. geol. Surv. Namibia, 17, 82 pp.
- Henry, G., 1992. The sedimentary evolution of the Damara Sequence in the Lower Khan River Valley, Namibia. Unpubl. Ph. D. thesis, Univ. Witwatersrand, Johannesburg. 217 pp.
- Henry, G., Clendenin, C.W., Stanistreet, I.G., Maiden, K.J., 1990. Multiple detachment model for the early rifting stage of the Late Proterozoic Damara orogen in Namibia. *Geology* 18, 67–71.
- Herd, D.A., 1997. Geochemistry and mineralisation of Alaskite in selected areas of the Rössing Uranium Mine, Namibia. Unpubl. M.Sc. thesis, Univ. St. Andrews.
- Hoffman, P.F., Bowring, S.A., Isachsen, C.E., 1994. New U-Pb zircon ages for the early Damaran Oas Syenite (Welwitschia Inlier) and upper Naauwpoort Volcanics (Summas Mountains), Namibia. 32. Abstr. Proterozoic crustal & metallogenic evolution. Windhoek, Geol. Soc. Namibia/Geol. Surv. Namibia 79pp.
- Hoffman, P.F., Hawkins, D.P., Isachsen, C.E., Bowring, S.A., 1996. Precise U-Pb zircons ages for early Damaran magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia. *Communs geol. Surv. S. W. Afr./Namibia*, 11, 47 – 52.
- Hoffmann, C., 1976. Granites and migmatites of the Damara Belt, South West Africa. Petrography and melting experiments. *Geol. Rdsch.*, 65, 939 – 966.
- Hoffmann, K.-H., 1983. Lithostratigraphy and facies of the Swakop Group of the southern Damara Belt, SWA/Namibia. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr. 11, 43 – 63.
- Hoffmann, K.-H., 1989. New aspects of lithostratigraphic subdivision and correlation of late Proterozoic to early Cambrian rocks of the southern Damara Belt, and their correlation with the central and northern Damara Belt and the Gariep Belt. *Communs geol. Surv. S. W. Afr./Namibia*, 5, 59–67.
- Hoffmann, K.-H., 1994. New constraints on the timing of continental breakup and collision in the Damara Belt, 30. In: Abstr. Proterozoic Crustal & Metallogenic Evolution. Geol. Soc. Namibia/Geol. Surv. Namibia, Windhoek, p. 79 pp.
- Hoffmann, K.-H., Condon, D.J., Bowring, S.A., Crowley, J.L., 2004. U-Pb zircon date

- from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciation. *Geology* 32, 817–820.
- Jackson, M., 1991. The rise and fall of diapirs during thin-skinned extension. *AAPG Bull.-Am. Assoc. Petr. Geol.* 75, 1806–1806.
- Jacob, R.E., 1974a. Geology and metamorphic petrology of part of the Damara Orogen along the Lower swakop River, South West Africa. *Bull. Precambr. Res. Unit, Univ. Cape Town*, 17, 185 pp.
- Jacob, R.E., 1974b. The radioactive mineralization in part of the central Damara Belt, South West Africa, and its possible origin. *Atomic Energy Board, S. Afr.* 17 pp.
- Jacob, R.E., Corner, B., Brynard, H., 1986. The regional geological and structural setting of the uraniferous granitic provinces of southern Africa. In: Annhauser, C.R., Maske, S. (Eds.), *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geological Society of South Africa II p. 1807–1818.
- Jacob, R.E., Kröner, A., 1977. The stratigraphic position of supposed pre-Damara rocks in the Damara Belt south of the Brandberg, South West Africa. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 80, 97–99.
- Jacob, R.E., Kröner, A., Burger, A.J., 1978. Aerial extent and first U-Pb age of the pre-Damara Ababis Complex in the central Damara belt of South West Africa (Namibia). *Geol. Rdsch.* 67, 706–718.
- Jacob, R.E., Moore, J.M., Armstrong, R.A., 2000. Zircon and titanite age determination from igneous rocks in the Karibib district, Namibia: implications for Navachab vein-style gold mineralization. *Communs Geological Survey of Namibia*, 12, 157–166.
- Jung, S., Mezger, K., 2003. Petrology of basement-dominated terranes: I. Regional metamorphic T-t path from U-Pb monazite and Sm-Nd garnet geochronology (Central Damara orogen, Namibia). *Chem. Geol.* 198, 223–247.
- Jung, S., Mezger, K., Hoernes, S., 2001. Trace element and isotopic (Sr, Nd, Pb, O) arguments for a mid-crustal origin of Pan-African garnet-bearing S-type granites from the Damara orogen (Namibia). *Precambrian Res.* 110, 325–355.
- Kasch, K.W., 1983a. Continental collision, suture progradation and thermal relaxation: A plate tectonic model for the Damara orogen in central Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.* p. 423–429.
- Kasch, K.W., 1983b. Regional P-T variations in the damara orogen with particular reference to early high pressure metamorphism along the Southern Margin, 243–253. In: Miller, R.McG. (Ed.) *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.*, 11, 515 pp.

- Killick, A.M., 2000. The Matchless Belt and associated sulphide mineral deposits, Damara Orogen, Namibia. *Communs Geological Survey of Namibia*, 12 73–80.
- Kisters, A.F.M., Ward, R.A., Anthonissen, C.J., Vietze, M.E., 2009. Melt segregation and far-field melt transfer in the mid-crust. *J. Geol. Soc.* 166, 905–918.
- De Kock, G.S., Eglington, B., Armstrong, R.A., Harmer, R.E., Walraven, F., 2000. U-Pb and Pb-Pb ages of the Naauwpoort rhyolite, kawakeup leptite and Okongava Diorite: implications for the onset of rifting and orogenesis in the Damara belt, namibia. *Communs Geological Survey of Namibia*, 12, 81–88.
- Konopasek, J., Kroner, S., Kitt, S., Passchier, C., Kroner, A., 2005. Oblique collision and evolution of large-scale transcurrent shear zones in the Kaoko belt, NW Namibia. *Precambrian Res.* 136, 139–157.
- Kröner, A., Retief, E.A., Compston, W., Jacob, R.E., Burger, A.J., 1991. Single-grain and conventional zircon dating of remobilized basement gneisses in the central Damara belt in Namibia. *South African journal of geology* 94, 379–387.
- Marlow, A., 1983. Geology and Rb-Sr geochronology of mineralized and radioactive granites and alaskites, Namibia. In: Miller, R.McG. (Ed.) *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr., 11, 515 pp.
- Marlow, A.G., 1981. Remobilisation and primary uranium genesis in the Damara Orogenic Belt, Namibia. Unpubl. Ph. D. thesis, Univ. Leeds. 277 pp
- Masberg, H.P., Hoffer, E., Hoernes, S., 1992. Microfabrics indicating granulite-facies metamorphism in the low-pressure central Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Research* 55, 243–257.
- Masberg, P., 2000. Garnet growth in medium-pressure granulite facies metapelites from the central Damara Orogen: igneous metamorphic history, 115-124. In: Miller, R.McG. (Ed.) *Henno Martin Commemorative volume*, *Communs geol. Surv. Namibia*, 12, 414 pp.
- Meert, J., VanderVoo, R., 1997. The assembly of Gondwana 800-550 Ma. *J. Geodyn.* 23, 223–235.
- Miller, R.M., 1983. The Pan-African Damara orogen of South West Africa/Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.* p. 431–515.
- Miller, R.M., 2008a. The geology of Namibia. Volume 2 Neoproterozoic to Lower Palaeozoic. *Geol. Surv. Namibia*.
- Miller, R.M., 2008b. The geology of Namibia. Volume 1 Archaean to Mesoproterozoic. *Geol. Surv. Namibia*.
- Nash, C.R., 1971. Metamorphic petrology of the SJ Area, Swakopmund District, South West Africa. *Bull. Precamb. Res. Unit, Univ. Cape Town*, 9, 77 pp.

- Nex, P.A.M., Kinnaird, J.A., 2007. A review of geological controls on uranium mineralization in sheeted leucogranites within the Damara Orogen, Namibia. Irish Assoc Econ Geol, Dublin 4.
- Nex, P.A.M., Oliver, G.J.H., Kinnaird, J.A., 2001. Spinel-bearing assemblages and P-T-t evolution of the Central Zone of the Damara Orogen, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 32, 471–489.
- Polyansky, O.P., Babichev, A.V., Korobeinikov, S.N., Reverdatto, V.V., Sverdlova, V.G., 2009. Computer model of granite-gneiss diapirism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, A1041.
- Polyansky, O.P., Babichev, A.V., Korobeynikov, S.N., Reverdatto, V.V., 2010. Computer modeling of granite gneiss diapirism in the Earth's crust: Controlling factors, duration, and temperature regime. *Petrology* 18, 432–446.
- Porada, H., Wittig, R., 1983. Turbidites and their significance for the geosynclinal evolution of the Damara Orogen, South West Africe/Namibia. in: Miller, R.McG. (Ed.) *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr. 11, 515 pp. 21–36.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001. Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics* 342, 435–449.
- Rubin, A., 1993. Dikes vs diapirs in viscoelastic rock. *Earth Planet. Sci. Lett.* 117, 653–670.
- Rubin, A., 1995. Getting granite dikes out of the source region. *J. Geophys. Res.-Solid Earth* 100, 5911–5929.
- SACS, S.A.C. for S., 1980. The Damara Sequence., in: Kent, L.E., Comp., *The Stratigraphy of South Africa, Lithostratigraphy of the Republic of South Africa, South West Africa/Namibia, and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda*. Handb. Geol. Survey. S. Afr. pp. 415 – 438.
- Sawyer, E.W., 1976. The geology of an area south-east of Walvis Bay. Part 1: Lithology, sedimentation and field relationships. Open File Rep. geol. Surv. Namibia, RG 3, 136 pp.
- Sawyer, E.W., 1981. Damaran structural and metamorphic geology of an area southeast of Walvis Bay, S.W. Africa/Namibia. *Mem. geol. Surv. S. W. Afr.*, 7, 94.
- Sawyer, E.W., 1983. Structures in the contact strain aureole of the Donkerhuk Granite, Gross Barmen area, South West Africa/Namibia. In: Miller, R.McG. (Ed.) *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr., 11, 515 pp 209–217.
- Sawyer, E.W., 1994. Melt segregation in the continental-crust. *Geology* 22, 1019–

1022.

- Sawyer, E.W., 1996. Melt segregation and magma flow in migmatites: Implications for the generation of granite magmas. *Trans. R. Soc. Edinb.-Earth Sci.* 87, 85–94.
- Sawyer, E.W., 2000. Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. *Trans. R. Soc. Edinb.-Earth Sci.* 91, 73–85.
- Smith, D.A.M., 1965. The geology of the area around the Khan and Swakop Rivers in South West Africa. *Mem. geol. Surv. S. Afr., S. W. Afr. Ser.*, 3, 113 pp.
- Spear, F., Kohn, M., Cheney, J., 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 17–32.
- Tack, L., Williams, I., Bowden, P., 2002. SHRIMP constraints on early post-collisional granitoids of the Ida Dome, central Damara (Pan Africa) Belt, western Namibia., in: *Abs. 11th IAGOD Quadrennial Symposium & Geocongress, Winhoek, Namibia. Geol. Surv. Namibia.*
- Vanderhaeghe, O., 2001. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogens. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 26, 213–223.
- Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477, 119–134.
- Vanderhaeghe, O., 2012. The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics* 56–57, 124–145.
- Vanderhaeghe, O., Duchene, S., 2010. Crustal-scale mass transfer, geotherm and topography at convergent plate boundaries. *Terra Nova* 22, 315–323.
- Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342, 451–472.
- Ward, R., Stevens, G., Kisters, A., 2008. Fluid and deformation induced partial melting and melt volumes in low-temperature granulite-facies metasediments, Damara Belt, Namibia. *Lithos* 105, 253–271.
- Weinberg, R., 2006. Melt segregation structures in granitic plutons. *Geology* 34, 305–308.
- Wyllie, P., 1995. Experimental petrology of upper-mantle materials, process and products. *J. Geodyn.* 20, 429–468.

CHAPITRE 2

MIGMATITES ET GRANITES DE LA SWAKOP (CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA) : DONNEES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES

MIGMATITES ET GRANITES DE LA RIVIERE SWAKOP (CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA) : DONNEES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES

INTRODUCTION

La zone interne de la ceinture orogénique panafricaine du Damara présente une coupe exceptionnelle à travers une ancienne racine de chaîne de montagne (Toé et al., n.d.). En particulier, la Swakop River expose une coupe E-W qui a permis d'identifier trois unités structurales :

- (1) Une unité inférieure caractérisée par des diatexites et des plutons et diapirs granitiques.
- (2) Une unité intermédiaire composée essentiellement par des métatexites avec des protolithes à dominante métasédimentaires et des leucosomes isolés ou connectés en réseau ainsi que des granites in-situ.
- (3) Une unité supérieure correspondant à des roches métamorphiques recoupées par des granites leucocrates (leucogranites) intrusifs en dykes, sills et laccolithes.

Ces trois unités sont distinguées sur des critères structuraux de terrain, notamment (i) la proportion de la fraction granitique (roche dominée par la fraction gneissique contenant des leucosomes isolés ou formant un réseau interconnecté, roche dominée par la fraction granitique contenant des enclaves) et (ii) la nature des contacts entre la fraction granitique et les métasédiments encaissants (contact diffus ou franc).

L'objectif de cette section est de proposer un modèle pétrogénétique pour les relations entre ces granites et migmatites à partir de l'analyse pétrologique et géochimique de ces roches. En particulier, la comparaison des caractéristiques pétrologiques et des signatures géochimiques entre granite et roches encaissantes permettent de distinguer des leucosomes et granites *in-situ* (piégés dans la zone de fusion partielle) de granites intrusifs issus de la cristallisation d'un magma extrait de la zone de fusion partielle et mis en place dans un encaissant avec lequel ils n'ont pas de liens pétrogénétiques.

Les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des roches échantillonnées sur ce transect (métasédiments, métatexites de paragneiss et d'orthogneiss, diatexites, granites) sont complétées par une analyse qualitative et semi-quantitative des transferts chimiques élémentaires associées à la migration des liquides silicatés par la méthode des isocônes (Gresens, 1967; Grant, 1986, 2005; Baumgartner and Olsen, 1995; Humphris et al., 1998).

I PETROGRAPHIE DES MIGMATITES DE LA SWAKOP RIVER.

Les caractéristiques microstructurales et minéralogiques de chacune des unités lithotectoniques de la zone centrale de la ceinture orogénique du Damara (unités inférieure, intermédiaire et supérieure) sont présentées en intégrant les informations depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à l'échelle microscopique (Figure III.21 ; Tableau III.8).

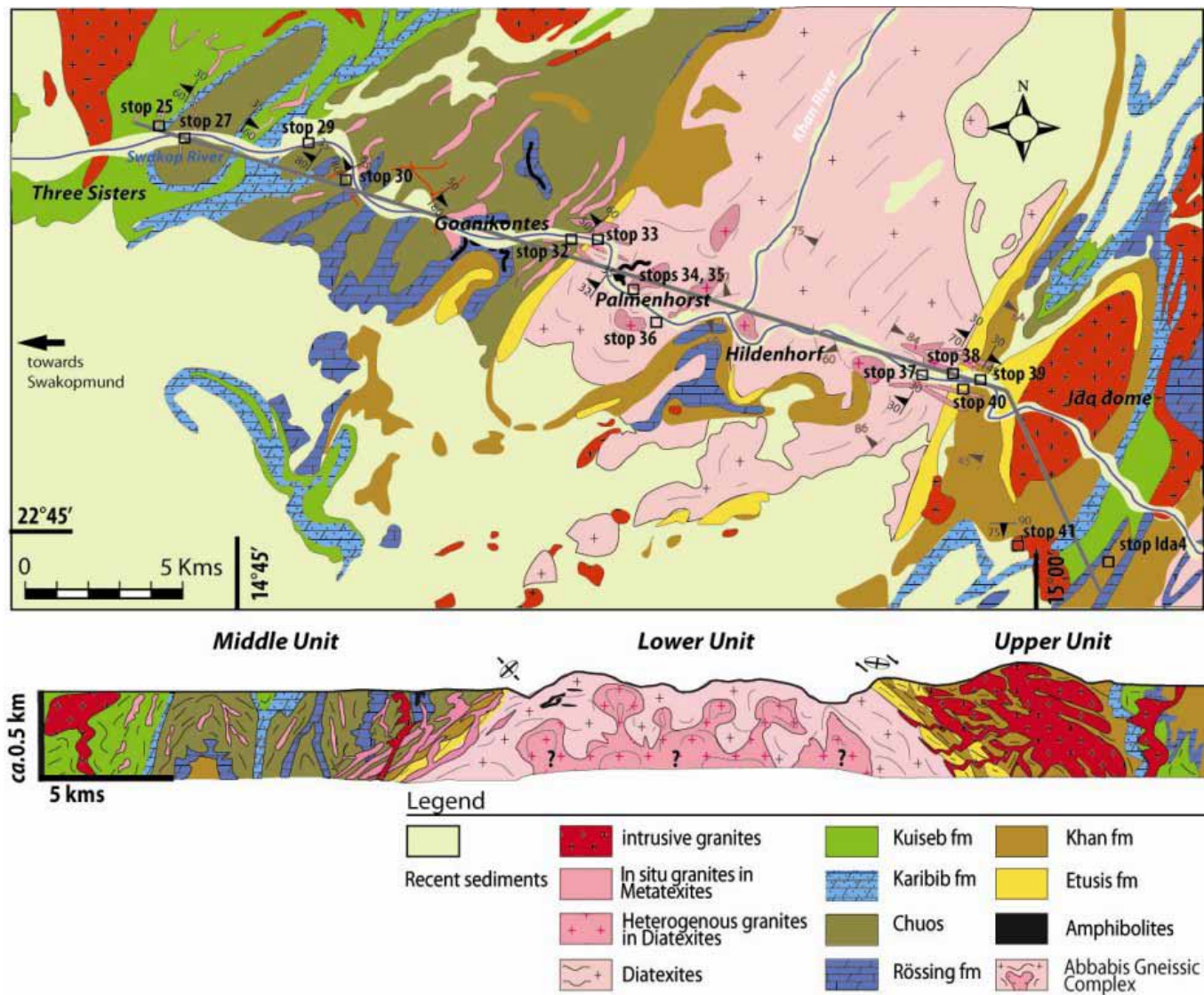


Figure III.21 : Carte et coupe interprétative de la Swakop River avec les différentes stations d'étude et d'échantillonnage. Carte modifiée d'après la carte géologique au 1/250 000^e de la région de Walvis Bay, feuille 2214 (Geological Survey of Namibia, 1995).

Unité structurale	Position carte	id. échantillon	Lithologies	Interprétation
Unité inférieure	Stop 34	9544-34	Amphibolite	enclave amphibolitique
	Stop 35	9544-35A	paragneiss à leucosomes	diatexites (protolithe paragneissique)
		9544-35B		
		9544-35C	granites à microcline	diatexites (granites hétérogènes)
		9544-35D		
	Stop 36	9544-36A	leucogranite	diapir granitique (granite hétérogène)
		9544-36B		
Zone de transition Ouest Unités inférieure/intermédiaire	Stop 33	9544-38	orthogneiss	orthogneiss migmatitique
		9544-38"		
		9544-33A	granite à biotite et monazite	granite intrusif
		9544-33B1'	métagrauwacke	métatexite métasédimentaire
		9544-33B1"	granite	leucosome in-situ dans métatexite
		9544-33C	granite	granites in-situ dans métatexite
		9544-33D	granite	
Unité intermédiaire		9544-33E	pegmatite à biotite	granite intrusif
	Stop 25	9544-25B	gneiss à grenat	métatexite métasédimentaire à leucosomes à grenats
	Stop 27	9544-27A	métagrauwacke	métatexites non différenciées
		9544-27B		
	Stop 29	9544-29B	métagrauwacke	métatexite métasédimentaire
		9544-29B leuc	granite à microcline	leucosome
		9544-29C leuc	granite à microcline	leucosome réseau
		9544-29Cbis leuc	granite à microcline	leucosome
		9544-29D	Syérite	veine discordante
	Stop 32	9544-32	métaquartzite	métasédiment encaissant
		9544-32 pegm	pegmatite	granite in-situ dans métatexite
Zone de transition Est Unités inférieure/supérieure	Stop 39	9544-39A	granite à microcline	granite intrusif
		9544-39B1	calcschiste	métasédiment encaissant
		9544-39D	granite	granite intrusif
Unité supérieure	Stop 41	9544-41A	pegmatite à quartz fumé	granites intrusifs
		9544-41B	granite	
		9544-41C	pegmatite	
		9544-41E	calcschiste	métatexite métasédimentaire
		9544-41E veine	granite à diopside	leucosome (veine concordante)
		9544-41D	Amphibolite	enclave amphibolitique
	Stop Ida 4	9544-99	pegmatite à quartz fumé	granite intrusif

Tableau III.8 : Affiliations, positions, descriptions et interprétations des roches échantillonnées dans la rivière Swakop.

I. 1 L'UNITE INFERIEURE (LOWER UNIT) OU ZONE MAGMATIQUE

L'unité inférieure de la zone interne de la ceinture orogénique du Damara (complexe gneissique d'Abbabis) est dominée par des diatexites qui comprennent également des enclaves de métatexites de nature diverse et des plutons de granite homogène. (cf. partie 3.2 ;Toé et al., n.d.).

I. 1. 1. LES DIATEXITES

Les diatexites sont définies comme des migmatites de texture et de composition hétérogènes dominées par la fraction granitique mais comprenant des enclaves de nature diverses (Brown, 1973; Vanderhaeghe, 2001, 2009; Sawyer, 2008). Les diatexites correspondent ainsi à des granites hétérogènes interprétées comme d'anciens magmas riches en solides en suspension dans le liquide silicaté (Vanderhaeghe, 2009).

La fraction granitique des diatexites est de texture grenue et est composée de feldspaths plagioclase et potassique de taille millimétrique, de quartz interstitiel et de biotites en proportion variable mais ne dépassant pas celles des minéraux leucocrates. Les minéraux accessoires de ces roches sont des épidotes, des zircons et des amphiboles.

Les diatexites sont caractérisées par une fraction granitique formant une matrice dans laquelle sont incluses des enclaves de métatexites. Le leucosome des enclaves est en majorité en continuité texturale avec le granite de la matrice (Figure III.23). Dans ce cas, les cristaux de biotite sont centimétriques et se présentent localement en symplectites avec du quartz et des feldspaths. Le quartz se présente aussi bien en remplissage interstitiel qu'en exsolution dans les plagioclases. Certains joints de grains rectilignes entre les cristaux de plagioclase et de quartz attestent d'une cristallisation relativement lente d'un liquide silicaté. Des conditions de haute température du faciès des Amphibolites prévalaient au moment de la cristallisation du liquide silicaté; comme en témoignent la présence d'épidote (zoïsite) et de hornblende (Winter, 2009).

Les enclaves de paragneiss métatexitiques caractérisées par une foliation synmigmatitique continue soulignée par l'alternance de veines de leucosome et de

mésosome et par l'orientation préférentielle de cristaux de biotite et éventuellement d'amphibole (Figure III.22). Les cristaux de feldspaths présentent une structure perthitique avec des exsolutions de quartz ainsi que des bords lobés (C, Figure III.22). La petite taille des biotites ainsi que leur agencement en bordure du leucosome font penser à des biotites résiduelles dans le mélanosome (Sawyer, 2008), fig. F97) . De même, les amphiboles pourraient être des phases résiduelles du paragneiss ayant subi la fusion partielle (D, Figure III.22).



Figure III.22 : 1. Echantillon macroscopique de diatexite avec foliation synmigmatitique soulignée par l'orientation d'agrégats de biotite. Complexe gneissique d'Abbabis. Echantillon 9544-35A, Stop 35. A. Lame mince avec orientation préférentielle de biotite au centre. B. Détail de biotites sub-automorphes. C. Plagioclases et quartz en remplissage interstitiel ou en exsolution. Aspect lobé des minéraux. D. Détail d'une hornblende verte, faciès amphibolite.

Certaines parties des diatexites ont une structure isotrope. La texture des diatexites est caractérisée par la présence de cristaux automorphes à subautomorphes (biotite, amphibole, plagioclase) et des minéraux interstitiels (quartz, feldspath). Les cristaux de biotite soulignent une orientation préférentielle mais dans leur ensemble, les minéraux constitutifs des diatexites présentent peu ou pas de figures de déformation intracristallines. Ces caractéristiques structurales et microstructurales et texturales des diatexites suggèrent une déformation à l'état magmatique synchrone de la ségrégation liquide/solide dans les enclaves de métatexites.

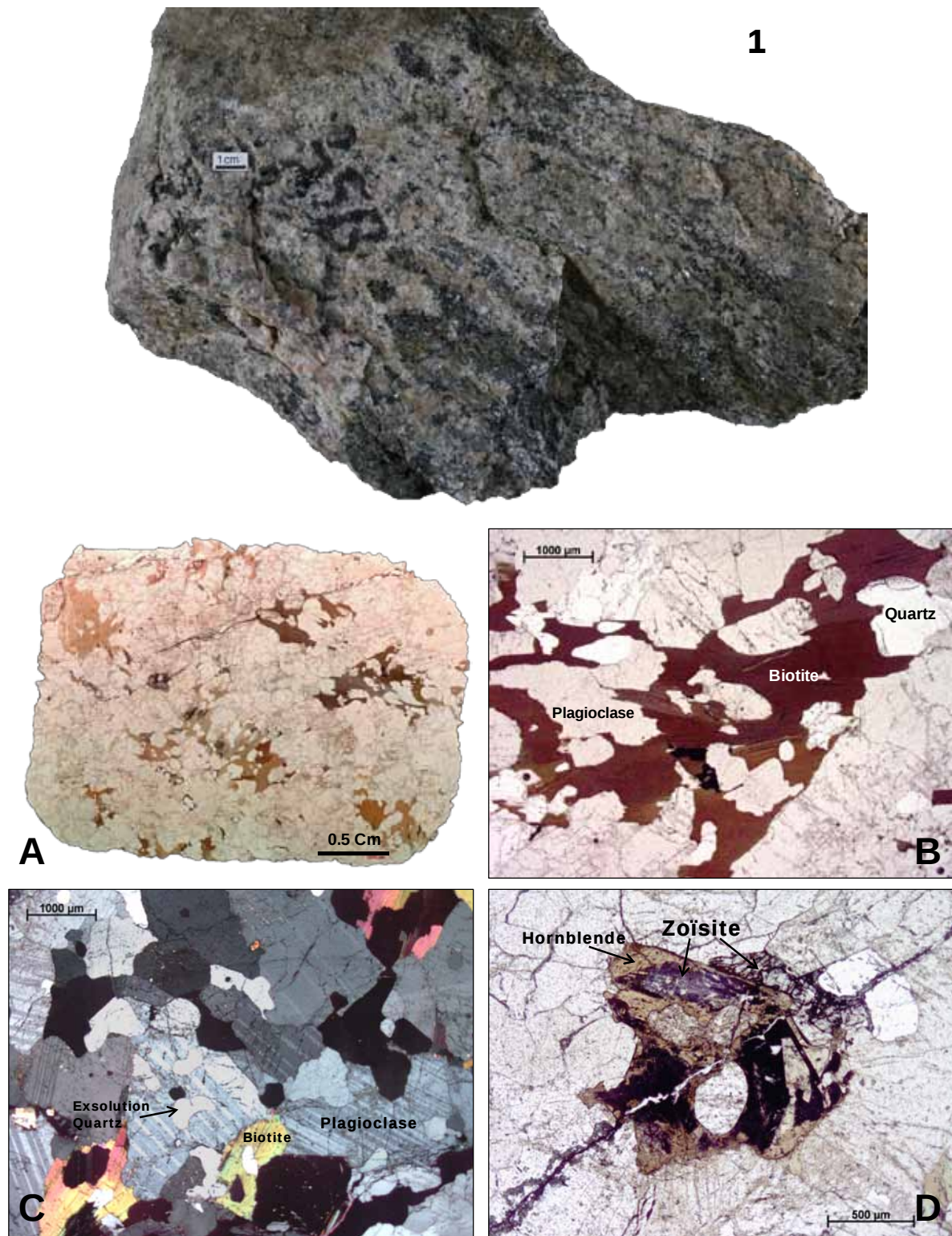


Figure III.23 : 1. Echantillon macroscopique de diatexite à leucosome discordant à la foliation biotitique. Complexe gneissique d'Abbabis. Echantillon 9544-35B, Stop 35. A. Lame mince avec biotites de tailles pluri millimétriques. B. Biotite dendritique. C. Exsolution de quartz dans des plagioclases. D. Epidote (Zoïsité) avec altération périphérique en amphibole, faciès amphibolite.

I. 1. 2. LES DIAPIRS GRANITIQUES

L'unité inférieure de la Zone Centrale de la ceinture du Damara, dominée par les diatexites, comprend également des plutons de leucogranite plus homogène de texture grenue à pegmatitique. Les plutons recoupent localement la structure des diatexites mais généralement leurs contacts sont soulignés par la foliation symmigmatitique des diatexites. La structure interne de ces plutons est soulignée par l'orientation préférentielle des micas et est concordante au contact avec les diatexites (cf. figure 7 ; Toé et al., n.d.). La minéralogie de ces leucogranites est dominée par le quartz et les feldspaths (1, Figure III.24). A la différence des leucosomes des diatexites, ils sont pauvres, voire sans, microcline et les rares biotites sont sub-automorphes (A, B, C ; Figure III.24). Ils ont une texture pegmatitique avec des cristaux de quartz fracturés présentant une extinction roulante (D, Figure III.24), résultats d'une déformation ductile à fragile ultérieure à la cristallisation.

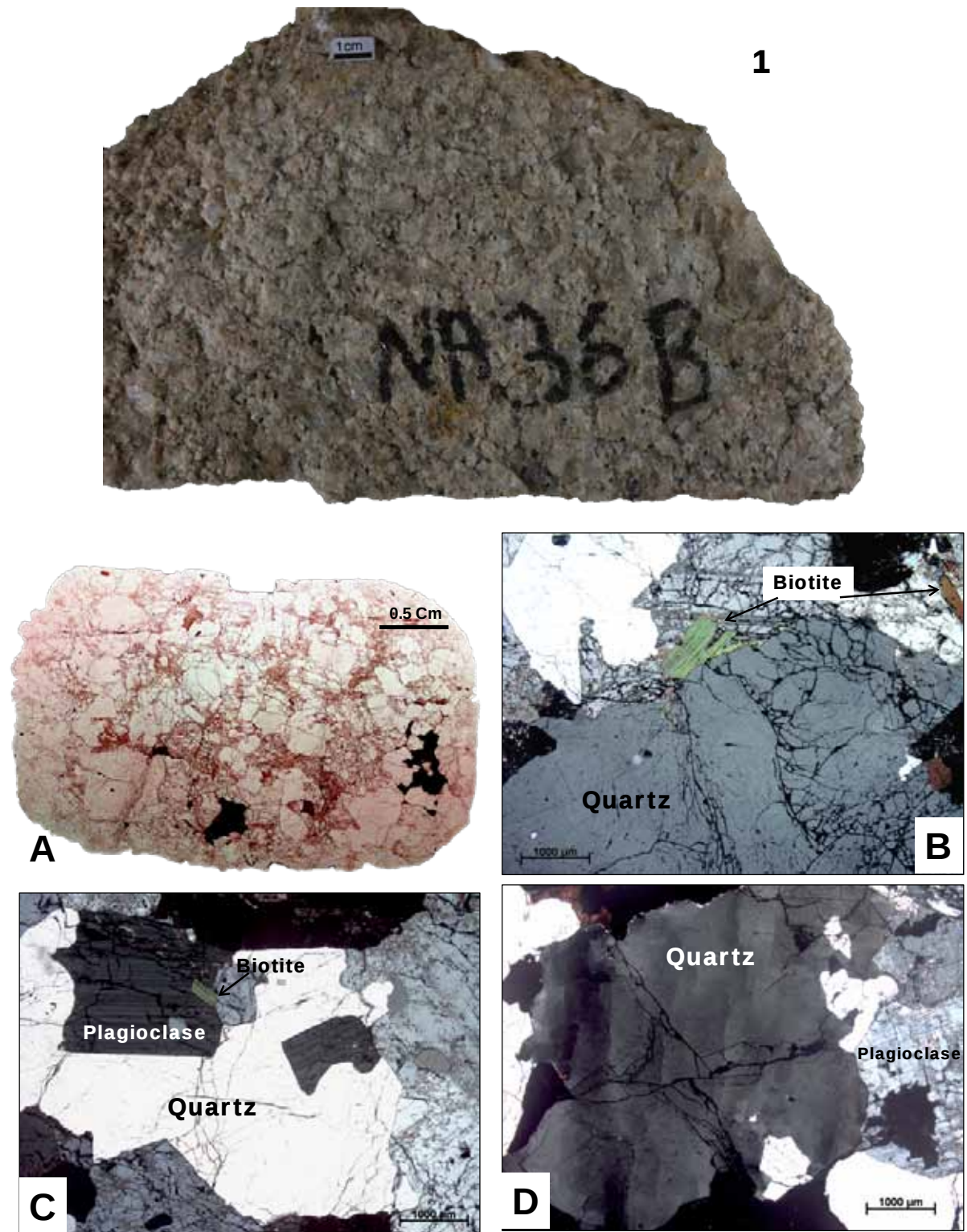


Figure III.24 : 1. Echantillon macroscopique de leucogranite prélevé dans un diapir de l'unité inférieure. Echantillon 9544-36B, Stop 36. A. Lame mince présentant des minéraux leucocrates majoritairement (quelques oxydes de fer visibles). B et C. Pétrographie à quartz + plagioclases et rares biotites. D. Quartz fracturé et à extinction roulante.

Ces plutons, interprétés comme d'anciens magmas granitiques différenciés, peuvent représenter (i) soit des zones de concentration des liquides silicatés par ségrégation des solides en suspension au sein de la zone magmatique, (ii) soit des zones de collecte de liquides silicatés produits par fusion partielle de roches structuralement plus profondes et ayant migrés vers la zone partiellement fondue. Les caractéristiques structurales de ces plutons et de leur contact avec les diatexites suggèrent une mise en place sous forme de diapirs de magma granitique développés par instabilité gravitaire au sein des roches partiellement fondues.

I. 1. 3. LES ORTHOGNEISS MIGMATITIQUES

Les diatexites de l'unité inférieure comprennent des métatexites d'orthogneiss (1, Figure III.25) caractérisés par des veines de leucosome de texture magmatique alternant avec des lits sombres plus riches en biotites.

En observation microscopique (Figure III.25), bien que l'alternance de lits sombres à minéraux ferromagnésiens et des lits clairs à quartz-feldspaths soit toujours présente (A, Figure III.25), la texture des leucosomes est marquée par des, de multiples plages à symplectites de quartz et feldspaths (myrmékite) (B, Figure III.25) attestant de la recristallisation dynamique des minéraux (Casale et al., 2003).

Certains cristaux de quartz ont une forme lobée typique de cristallisation tardive interstitielle et de cristallisation à partir d'un liquide silicaté. Localement, des grains de quartz ont une microstructure en sous-grain attestant de leur recristallisation (C, Figure III.25) pour accommoder la déformation subie par la roche ou aussi être liée à la redistribution des défauts du quartz favorisée par la haute température (recristallisation statique). L'orthogneiss renferme aussi des minéraux accessoires tels que les oxydes de fer, zircons et monazites dont certaines en inclusions dans les biotites (D. Figure III.25). Zircon et monazite serviront à la datation géochronologique.

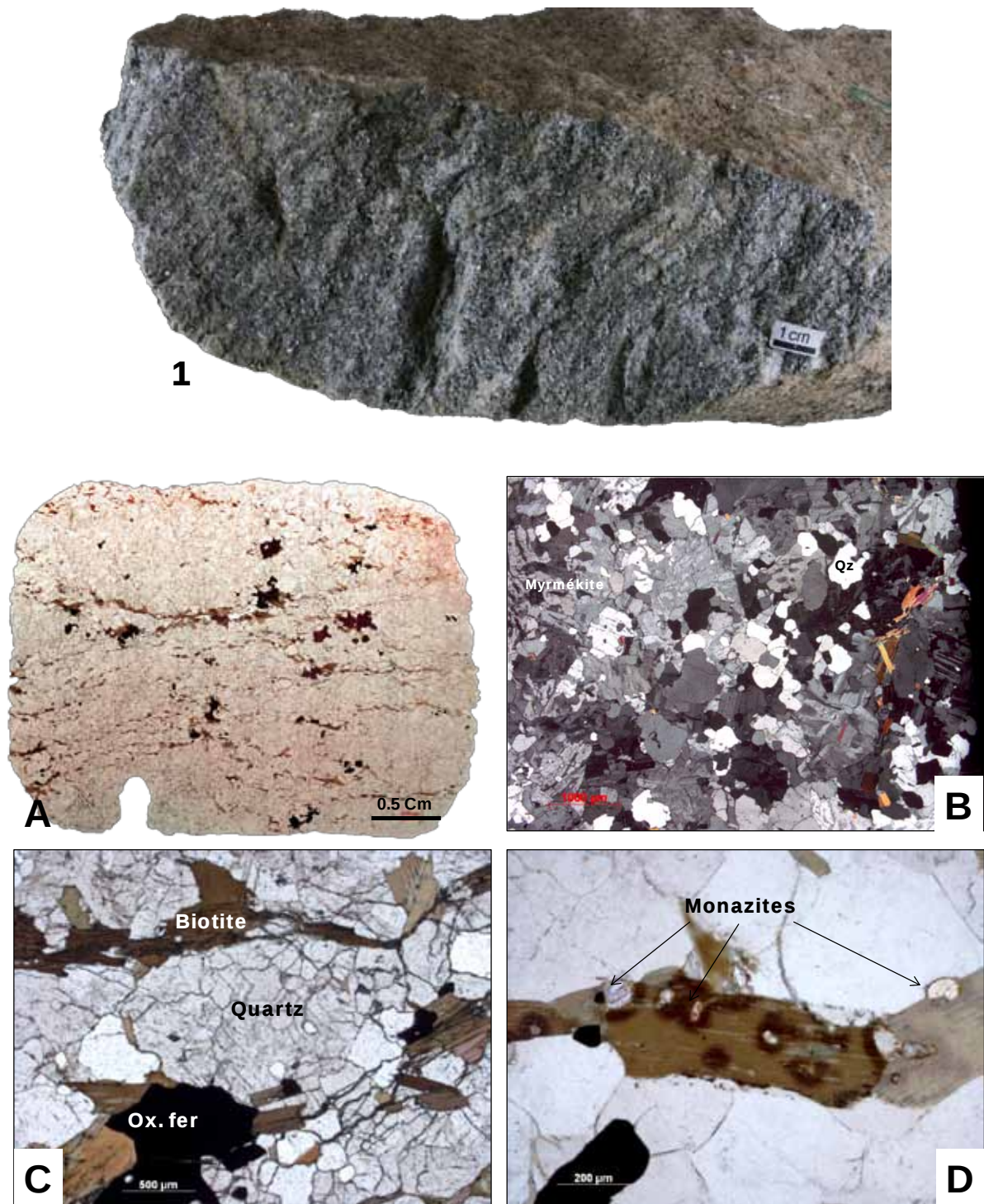


Figure III.25 : 1. Echantillon de métatexite d'orthogneiss du complexe métamorphique d'Abbabis. Echantillon 9544-38, Stop 38. A. Lame mince présentant l'alternance de lits clairs et de lits sombres. B. Minéralogie à quartz, feldspaths, myrmékite et biotites. C. Recristallisation dynamique de quartz en sous-grains, avec lits sombre de biotites et oxyde de Fer. D. Monazites en inclusion dans une biotite.

I. 1. 4. COMPARAISON GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE NORMATIVE CIPW DES ROCHES DE L'UNITE INFERIEURE.

A la suite des observations pétrographiques, une approche comparative a été menée dans le but de savoir s'il pourrait y avoir des caractères communs entre les diatexites, granites plus ou moins hétérogènes et les orthogneiss retrouvés à l'affleurement dans l'unité inférieure (Tableau III.9). A noter que la normalisation CIPW (Cross et al., 1902) est plus une base de comparaison qu'une quantification minéralogique précise de chacun des échantillons, étant donné tous les postulats utilisés pour le calcul (Best, 2002; Zhou and Li, 2006) tels que la non-prise en compte de minéraux accessoires dont l'existence est rare mais pas exclue (zircons, monazites, sulfures de fer par exemple.). De plus, certains minéraux majeurs tels que les feldspaths et les ferromagnésiens (pyroxène, biotite et amphibole) constituent des solutions solides caractérisées par des substitutions (Fe-Mg par exemple) qui sont fonction du degré d'hydratation du liquide silicaté dont la complexité ne peut être prise en compte dans ce type de calcul. Les minéraux de ces solutions solides ne sont représentés que par une composition moyenne.

La description des résultats de géochimie des éléments majeurs ainsi que normalisation CIPW qui en découle (Tableau III.9), montrent que les granites hétérogènes et les diapirs granitiques sont plus riches en Silice que les ortho- et paragneiss migmatitiques qui eux sont plus riches en ferromagnésiens. Aussi les plagioclases sont de composition plus basiques dans ces gneiss (Andésine, $An \geq 30\%$) que ceux des roches plus leucocrates (Oligoclase, $An \approx 20\%$).

Ces caractéristiques indiquent un enrichissement relatif en minéraux leucocrates dans les granites hétérogènes et diapirs ce qui est compatible avec une origine par fusion partielle de protolithes acides, mais qui ne constitue pas une démonstration que ces granites sont issus de la fusion des orthogneiss du complexe métamorphique de l'Abbabis.

Id. Echantillon	9544_35A	9544_35B	9544-35C	9544-35D	9544_36A	9544-36B	9544_38	9544-38"
Facies	diatexites (protolithe paragn.)		diatexites (granites hétérogènes)		diapir granitique		orthogneiss migmatitique	
%								
SiO ₂	70,027	69,401	73,837	80,916	77,251	79,007	69,34	69,496
TiO ₂	0,405	0,833	0,181	0,077	0,098	0,127	0,669	0,602
Al ₂ O ₃	14,813	13,69	13,895	10,692	12,745	11,551	14,364	14,3
Fe ₂ O ₃	2,931	3,79	1,306	1,667	1,931	0,604	5,005	5,091
MnO	0,094	0,17	0,034	0,019	0,027	0,006	0,047	0,095
MgO	1,672	2,271	0,482	0,041	0,382	0,051	0,974	1,055
CaO	3,413	4,301	1,577	2,478	2,482	0,526	1,152	2,527
Na ₂ O	4,096	3,614	2,967	3,457	4,328	2,35	4,984	3,682
K ₂ O	2,343	1,715	5,601	0,434	0,757	5,749	3,327	2,98
P ₂ O ₅	0,206	0,216	0,12	0,219	0	0,03	0,138	0,172
PF	1,20	1,18	0,60	0,25	0,82	0,33	0,55	0,84
Total	100,22	100,16	100,73	100,54	99,63	99,83	99,73	99,83
Quartz	28,113	30,657	31,384	54,394	43,291	42,217	24,086	30,172
Corindon	0	0	0,371	0,554	0,293	0,578	0,799	0,834
Orthoclase	13,846	10,135	33,1	2,565	4,474	33,974	19,661	17,611
<i>Anorthose</i>	13,846	10,135	33,1	2,565	4,474	33,974	19,661	17,611
Plagioclases	49,771	46,646	32,146	40,115	48,936	22,299	46,987	42,569
<i>albite</i>	34,659	30,58	25,106	29,252	36,622	19,885	42,173	31,156
<i>Anorthite</i>	15,112	16,066	7,04	10,863	12,314	2,414	4,814	11,413
<i>Plagio (%An)</i>	30	34	22	27	25	11	10	27
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0
Nepheline	0	0	0	0	0	0	0	0
Wollastonite	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	0	1,265	0	0	0	0	0	0
Hyperstène	4,165	5,07	1,201	0,102	0,951	0,127	2,426	2,628
Olivine	0	0	0	0	0	0	0	0
magnetite	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilménite	0,201	0,364	0,073	0,041	0,058	0,013	0,101	0,203
Hématite	2,931	3,79	1,306	1,667	1,931	0,604	5,005	5,091
Titanite (sphène)	0,334	1,575	0	0	0	0	0	0
Perovskite	0	0	0	0	0	0	0	0
Rutile	0,163	0	0,143	0,056	0,068	0,12	0,616	0,495
apatite	0,477	0,5	0,278	0,507	0	0,07	0,32	0,399

Tableau III.9 : Géochimie des oxydes majeurs et normalisation CIPW des roches échantillonnées dans l'unité inférieure, complexe gneissique d'Abbabis. Calculs CIPW avec GeoPlot® (Zhou et Li, 2006).

I. 2 LES METATEXITES DE L'UNITE INTERMEDIAIRE OU ZONE DES ROCHES PARTIELLEMENT FONDUES

I. 1. 5. PETROGRAPHIE

L'unité intermédiaire de la zone interne de la ceinture orogénique du Damara est constituée à majorité de métatexites recoupées par endroits par des granites intrusifs. (cf. Partie. 3.2 ; Toé et al., n. d.). Les relations structurales entre migmatites et granites et entre les différents composants des migmatites (leucosome, mélanosome, mésosome, enclaves) sont abordées à l'échelle macroscopique de l'affleurement mais sont complétées par une analyse pétrologique (minéralogie, texture, microstructure) à l'échelle de l'échantillon (Figure III.26) et de la lame mince (Figure III.27, Figure III.28).

Une diversité de métatexites est observée à l'affleurement et reflète la variété des protolithes (métapélites, métagrauwackes). D'une façon générale, les leucosomes quartzo-feldspathiques des métatexites métapélitiques (formation du Kuiseb) sont plutôt en veines parfois à grenats, tandis que ceux des métatexites métagrauwackeuses (formation du Chuos) sont en poches. Cela est dû aux différences de structures des roches de ces formations ; foliée pour les métapélites et grenue pour les métagrauwackes. Les leucosomes sont bordés de mélanosomes à biotite et autres minéraux ferromagnésiens.

La Figure III.26 montre le leucosome + le mélanosome dans une roche microgrenue mésocrate, à minéralogie majoritaire de quartz et feldspaths (plagioclases et microcline) ; micas et chlorite et à ciment calcitique. Tous ces critères et les bordures de grains diffuses entre les minéraux définissent un métagrauwacke.

Ces caractéristiques témoignent de la fusion partielle dans le faciès des Amphibolites suivant la réaction :





Figure III.26 : Métatexite caractérisée par des veines et poches leucosome bordées de mélanosome dont la texture grenue et la composition dominée par le quartz sont interprétées comme reflétant une origine métasédimentaire. Echantillon 9544-25A.

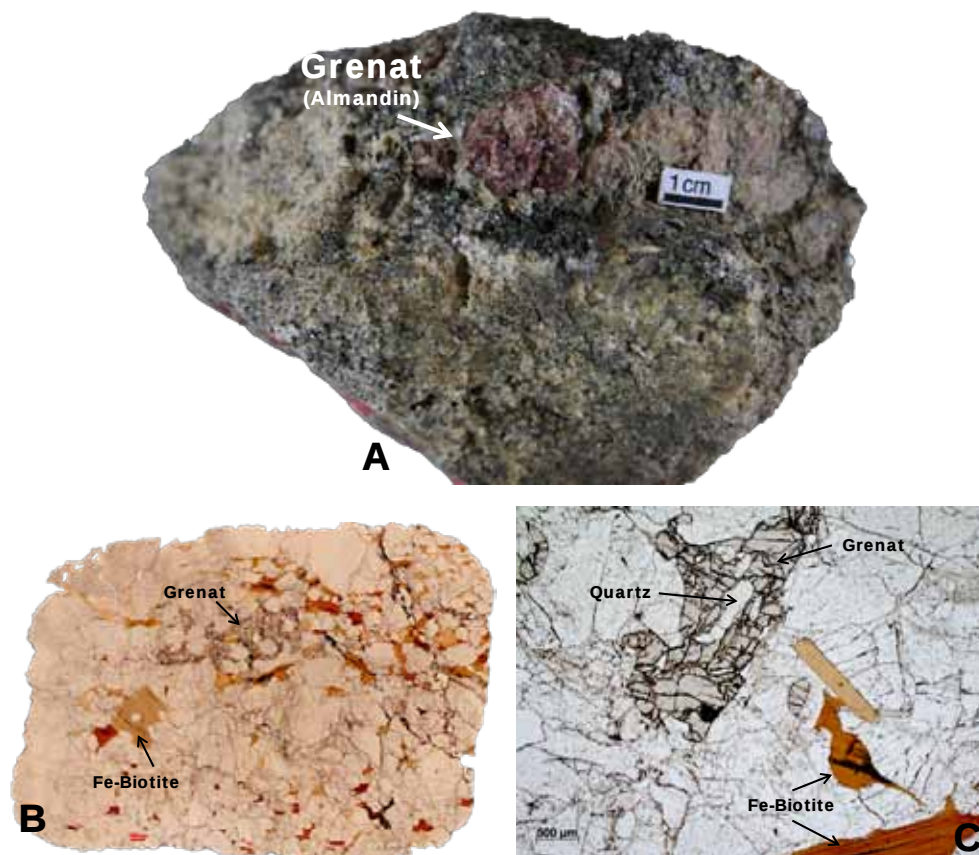


Figure III.27 : Leucosome à grenat almandin dans les métatexites. A. Echantillon macroscopique. B. Lame mince. C. Relique de grenat à symplectite de quartz. Echantillon 9544-25B.

La présence de poches quartzo-feldspathiques grenue au sein d'une roche de texture plus fine est interprétée comme résultant de la cristallisation de liquide silicaté interstitiel produit par la fusion partielle à l'échelle des grains (.Figure III.28)

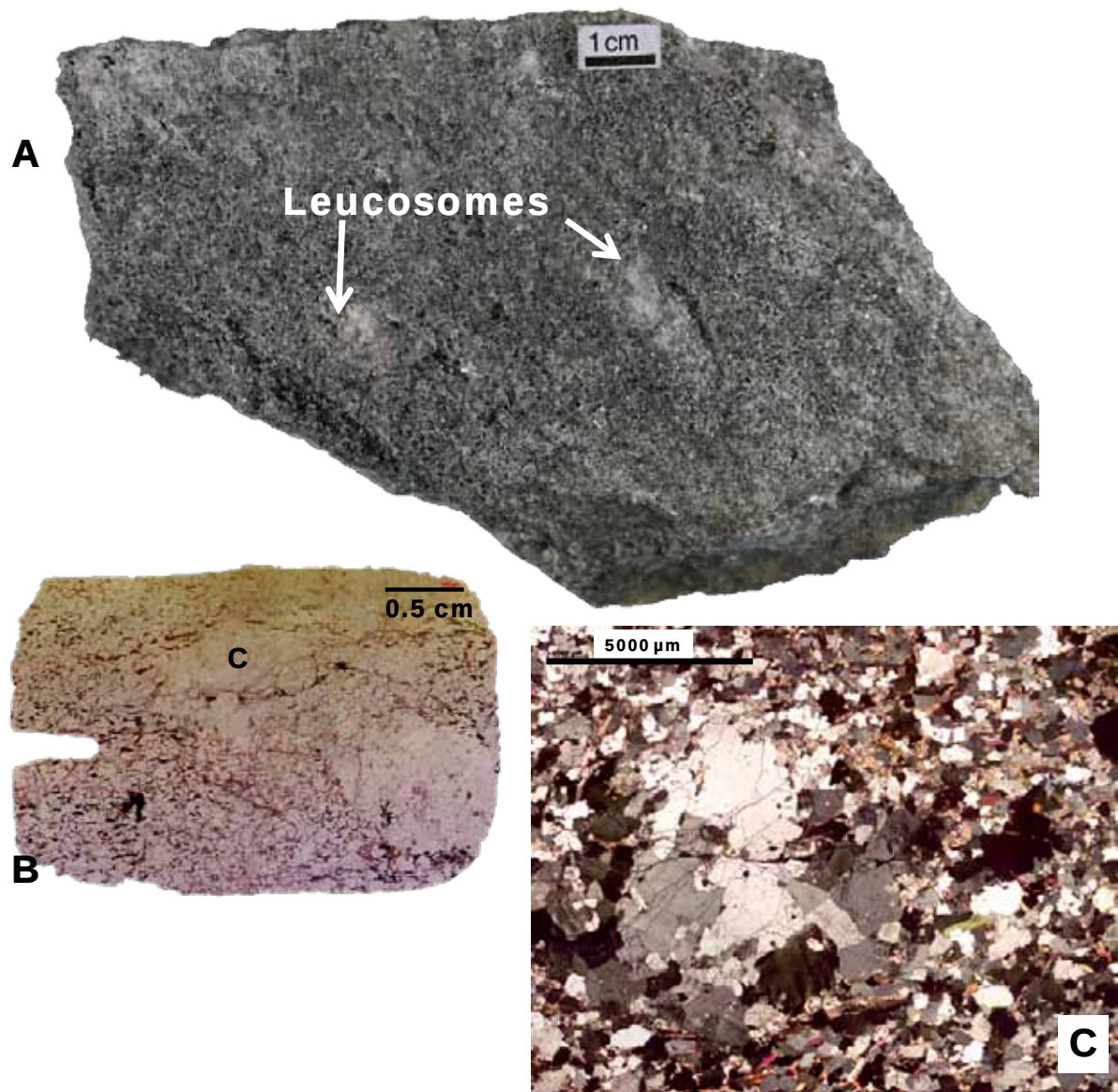


Figure III.28 : Poche de leucosome au sein des métagrauwaites. A. Métagrauwaites de texture microgrenue à poches de leucosomes quartzo-feldspathiques grenues. B. Poches de leucosome sur lame mince coupée perpendiculairement à la linéation. C. Poche de leucosome quartzo-feldspathique de texture grenue au sein d'un métagrauwaites de texture plus fine. La matrice est à biotite+quartz+microcline et plagioclase+calcite. Altération des biotites (chlorites) et plagioclases en faciès schiste vert postérieure à la fusion partielle. Echantillon 9544-27B.

Un affleurement clé (Stop 29) dans la zone de transition entre métatexites et diatexites à l'Ouest du complexe d'Abbabis permet de distinguer les relations structurales entre migmatites et différents types de leucosomes. Des lentilles de leucosomes isolées dans la roche métasédimentaire et sont interprétées comme des produits de fusion partielle ségrégés à l'échelle des grains et piégés au sein de leur roche protolithe (A, Figure III.29). Les connexions de veines de leucosomes en réseaux aux contours diffus de tailles infra-centimétrique ou pluri-centimétrique (respectivement B et C, Figure III.29) sont interprétées comme témoignant de la migration du liquide silicaté au delà de l'échelle des grains. Des veines de syénites pegmatitiques (D, Figure III.29), à feldspaths alcalins dominants, plagioclases et quartz minoritaires en contact sécant franc sur la roche encaissante suggèrent une origine allochtone. L'analyse en lame mince permet de distinguer les caractéristiques texturales et structurales des transitions métagrauwaque/leucosome ou métagrauwaque/syénite (Figure III.30).

Un exemple de zone de collecte de leucosome est présenté sur l'échantillon 32 (E, Figure III.29). Sur cet échantillon, on note la transition nette mais ondulée entre la fraction granitique et son encaissant métaquartzitique. La composition chimique très siliceuse de la roche (voir CIPW, Tableau III.10) très peu propice à la fusion partielle (dans le faciès amphibolite), l'absence de micro veines d'alimentation ainsi que la limite structurale entre le métaquartzite et la fraction granitique laissent supposer une origine allochtone de cette dernière mais aussi une mise en place dans des conditions ductiles.

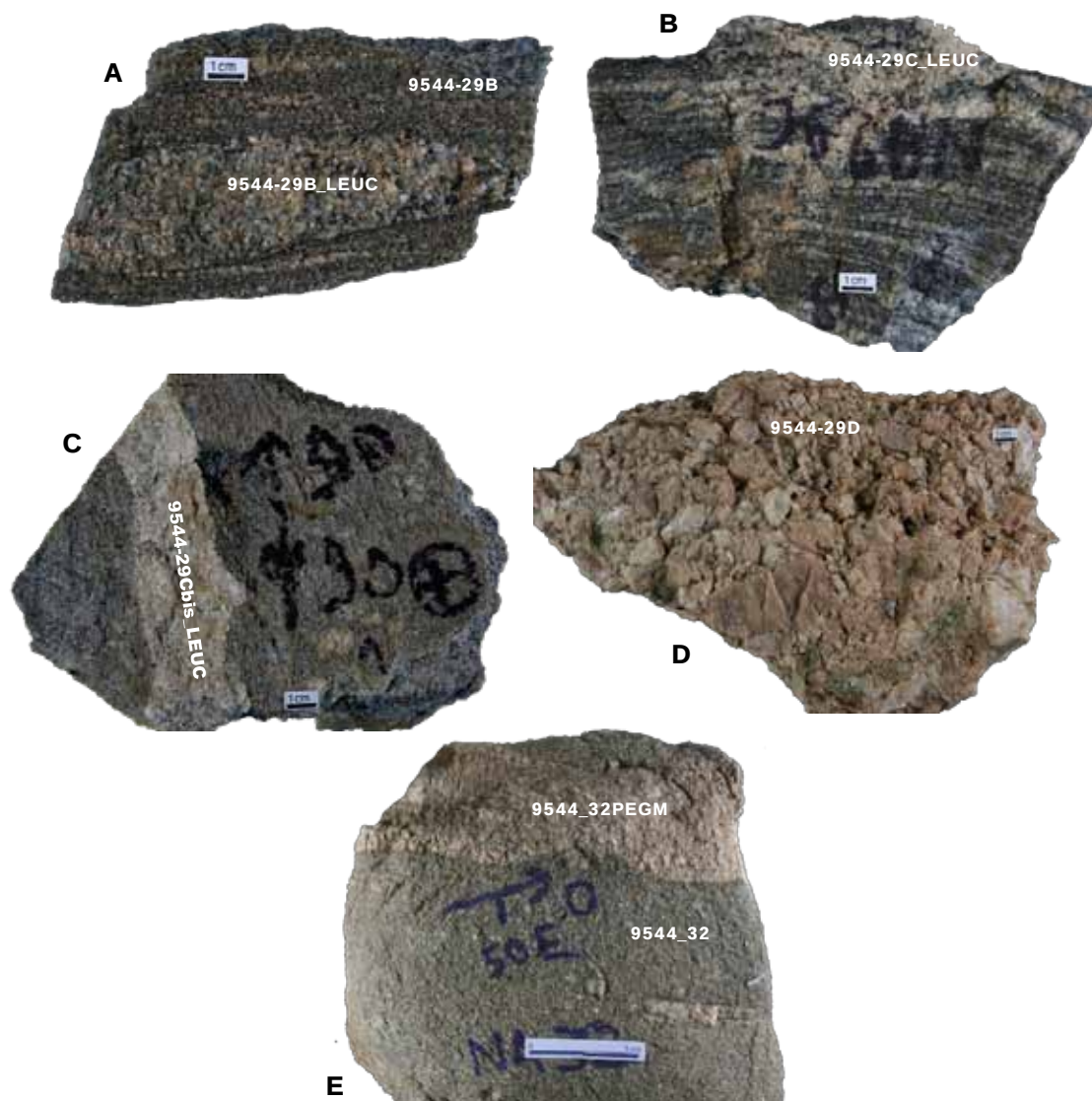


Figure III.29 : Métatexites et granites intrusifs de la zone intermédiaire. Exemple de relations structurales entre néosomes et paléosomes. A. poche de leucosome dans métagrauwacke d'origine. B. Veines infra-centimétriques concordantes de leucosomes connectées en réseau. C. Veine supra-centimétrique concordantes de leucosome. D. Syénite pegmatitique en veine discordante dans l'affleurement. E. Relation structurale entre veine de leucosome et métasédiment encaissant. La veine est interprétée comme allochtone du métasédiment.

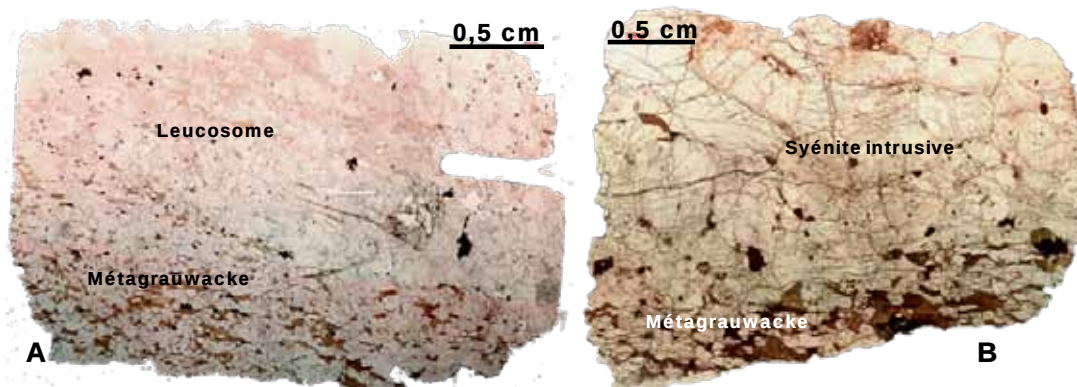


Figure III.30 : Détails en lames minces des transitions entre métagrauwacke/leucosome (A) et métagrauwacke/syénite intrusive (B).

I. 1. 6. COMPARAISON GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE NORMATIVE CIPW DES ROCHES DE L'UNITE INTERMEDIAIRE

Les données CIPW (Tableau III.10) des échantillons démontrent que les métatexites de la Swakop River présentent des minéralogies variables en quartz comprises entre 40 et 60 %. Ceci est compatible avec la nature grauwackeuse riche en silice de certains protolithes mais reflète également la proportion de leucosome qu'elles renferment. Une comparaison entre le métasédiment (9544-29B) et les différents types de leucosomes qui sont recensés à l'affleurement 29, montrent l'enrichissement relatif en silice dans ces derniers par rapport à leur source et un appauvrissement en ferromagnésiens typique de la ségrégation qui a lieu lors de la fusion partielle. On peut cependant s'interroger sur la teneur en calcium plus élevée dans les leucogranites par rapport aux autres faciès avec pour corollaire le passage entre un plagioclase du type andésine (30% An) à labrador (50% An). Les différences chimiques entre mesosome et leucosome sont reflétée par des différences de composition minéralogiques.

Id. Echantillon	9544_25B	9544_27A	9544-27B	9544_29B	9544_29B_LEUC	9544_29C_LEUC	9544_29Cbis_LEUC	9544_29D	9544_32	9544_32PEGM
Facies	métatexites non différenciées			paléosome métaséd.	néos. concordant	néosome réseau	néosome	veine discordante	métaséd. encaissant	granite intrusif
%										
SiO ₂	69,118	83,192	78,412	74,452	82,082	78,017	78,117	62,559	81,677	76,02
TiO ₂	0,613	0,292	0,42	0,551	0,332	0,527	0,157	0,19	0,382	0,081
Al ₂ O ₃	13,392	7,952	9,666	11,126	7,817	9,362	11,338	16,611	8,237	13,609
Fe ₂ O ₃	6,8	2,159	3,221	4,213	3,004	3,488	1,056	1,147	2,916	0,604
MnO	0,283	0,049	0,064	0,05	0,033	0,069	0,03	0,038	0,048	0,017
MgO	2,427	1,081	1,62	1,885	1,16	1,728	0,976	0,674	1,359	0,299
CaO	2,403	2,163	1,732	0,748	1,143	2,008	1,944	3,625	1,107	1,051
Na ₂ O	2,451	0,629	0,791	0,761	0,653	0,757	1,048	1,374	1,573	2,626
K ₂ O	1,97	2,394	3,973	6,091	3,778	3,896	5,273	11,607	2,605	5,694
P ₂ O ₅	0,542	0,089	0,101	0,124	0	0,148	0,061	2,176	0,096	0
PF	0,72	1,18	2,08	1,51	1,52	1,36	1,02	1,27	1,07	0,79
Total	100,57	100,20	100,87	100,06	100,15	99,66	100,17	99,83	99,95	99,86
Quartz	40,084	64,376	52,764	42,651	59,646	52,242	46,392	7,513	58,43	36,256
Corindon	4,156	0,606	1,157	2,218	0,575	0,603	0,518	0,406	1,047	1,215
Orthoclase	11,642	14,148	23,479	35,996	22,327	23,024	31,161	68,593	15,395	33,649
Anorthose	11,642	14,148	23,479	35,996	22,327	23,024	31,161	68,593	15,395	33,649
Plagioclases	29,121	15,471	14,626	9,34	11,196	15,4	18,114	15,394	18,175	27,434
albite	20,74	5,322	6,693	6,439	5,525	6,405	8,868	11,626	13,31	22,22
Anorthite	8,381	10,149	7,933	2,901	5,671	8,995	9,246	3,768	4,865	5,214
Plagio (%An)	29	66	54	31	51	58	51	24	27	19
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nepheline	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Wollastonite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hyperstène	6,045	2,693	4,035	4,695	2,889	4,304	2,431	1,679	3,385	0,745
Olivine	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
magnetite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilménite	0,605	0,105	0,137	0,107	0,071	0,148	0,064	0,081	0,103	0,036
Hématite	6,8	2,159	3,221	4,213	3,004	3,488	1,056	1,147	2,916	0,604
Titanite (sphène)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Perovskite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rutile	0,294	0,237	0,348	0,495	0,295	0,449	0,123	0,147	0,328	0,062
apatite	1,256	0,206	0,234	0,287	0	0,343	0,141	5,042	0,222	0

Tableau III.10 : Géochimie des oxydes majeurs et normalisation CIPW des roches échantillonnées dans l'unité intermédiaire. Calculs CIPW avec GeoPlot® (Zhou et Li, 2006).

I. 3 LES GRANITES INTRUSIFS DE L'UNITE SUPERIEURE OU ZONE D'INTRUSION

I. 1. 7. PETROGRAPHIE

A l'Est du Complexe Gneissique d'Abbabis, l'unité supérieure est constituée des formations métasédimentaires à calcschistes et gneiss à calcsilicates de Khan et d'Etusis recoupées par un réseau de dykes et sills granitiques structuralement connecté au laccolithe exposé dans la région du dôme d'Ida (Figure III.21). Ces granites présentent une grande variété minéralogique et structurale de granites témoignant de la variété des sources des magmas et des conditions physiques de leur mise en place.

Dans la zone de transition Est (Figure III.21), au contact des migmatites du complexe d'Abbabis, les calcschistes contiennent des veines de leucosomes à bords diffus et des veines granitiques partiellement à totalement transposées dans la foliation de la roche encaissante en association avec sa déformation ductile. Plus haut structuralement, à la base et au sommet du laccolithe d'Ida dome, les contacts intrusifs sont francs et associés à une déformation fragile des roches encaissantes (cf. partie 3.3 ; *upper unit*, Toé et al., n. d.)

Les granites (Figure III.31) vont des teintes mésocrates grisâtres jusqu'aux couleurs pâles des leucogranites en passant par des couleurs rosées. Ces variations sont dues respectivement à des proportions variables de quartz (translucides), de plagioclases (blanc laiteux) et de feldspaths alcalins (rosés). Les textures de ces granites vont d'aplitique à pegmatitique. Certains de ces granites intrusifs (pegmatites surtout) renferment des minéraux accessoires radioactifs dont l'une des manifestations est la teinte sombre du quartz (A, C, F Figure III.31). Ces minéraux radioactifs sont essentiellement des monazites (Th) et oxydes d'uranium tels qu'uraninite et bétafite.

Des veines de granites in-situ dans les séries de calcschistes contiennent des pyroxènes calciques (diopside) altérés en amphibole (Figure III.32). Ce sont des veines de leucosomes issus de la fusion partielle des calcschistes dans lesquels les diopsides cristallisent et leur déstabilisation en amphibole reflète une hydratation lors du refroidissement du granite éventuellement associée soit à la concentration d'eau en fin de la cristallisation ou bien par la circulation de fluides dans la zone de détachement postérieurement à la cristallisation des granites.

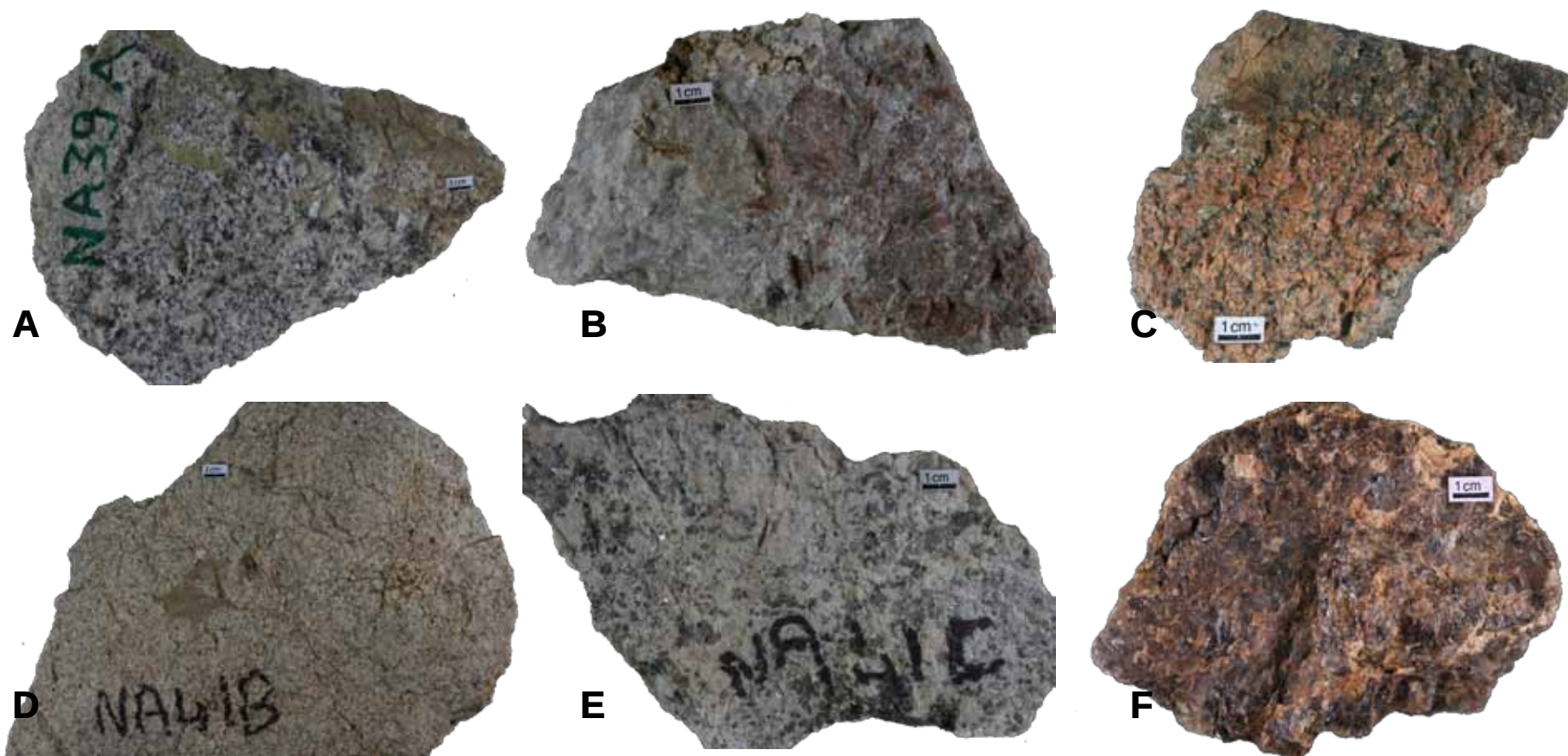


Figure III.31 : Exemples de granites intrusifs à l'affleurement dans l'unité supérieure. A. Echantillon 9544-39A : granite. B. Echantillon 9544-39D : leucogranite pegmatite. C. Echantillon 9544-41A : granite pegmatitique à quartz fumé. D. Echantillon 9544-41B : granite aplitique. E. Echantillon 9544-41C : leucogranite. F. Echantillon 9544-99 : pegmatite à quartz fumé.

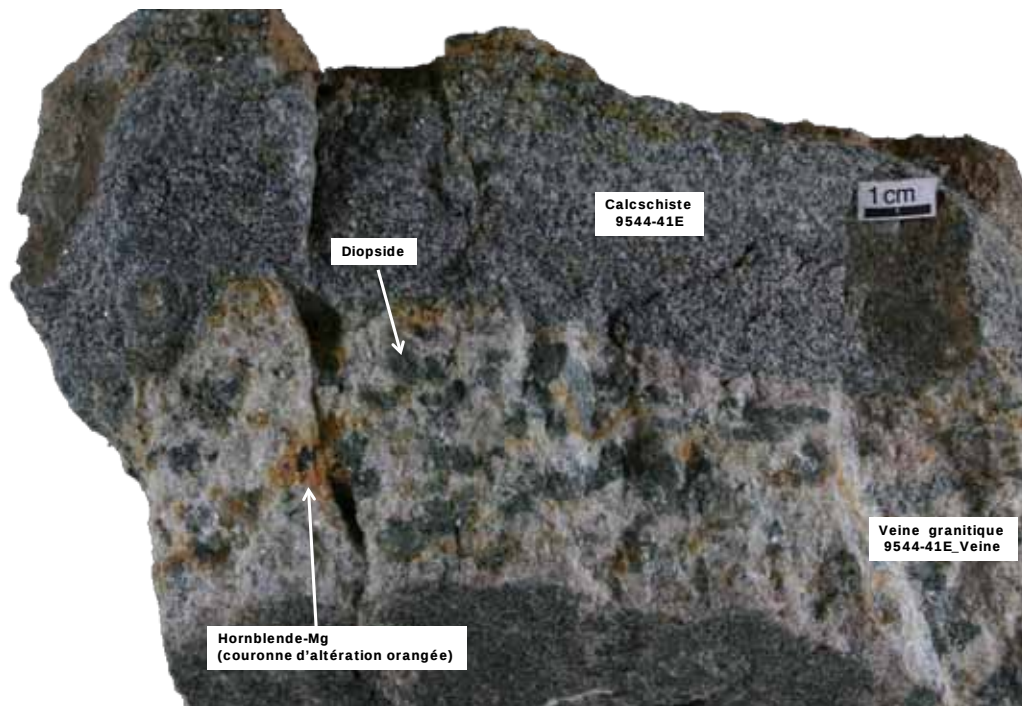


Figure III.32 : Calcschiste avec veine de granite in-situ à diopside (clinopyroxène) altéré en hornblende (riche en Mg). Echantillon 9544-41E.

I. 1. 8. COMPARAISON GEOCHIMIQUE ET MINERALOGIQUE NORMATIVE CIPW DES ROCHES DE L'UNITE INTERMEDIAIRE

La normalisation CIPW des granites intrusifs (Tableau III.11) montre la variabilité de la minéralogie avec les proportions de quartz et de feldspaths dans les granites intrusifs. Les plagioclases sont de type Oligoclase ($An\ 10 - 30\%$). Ces minéralogies normatives sont confirmées par les observations en lame mince de ces échantillons.

Ref Echantillon	9544_39A	9544_39D	9544_39B1	9544_41A	9544_41B	9544_41C	9544_41E_Veine	9544_41E	9544-99
Facies	granites intrusifs		calcschiste	granites intrusifs			veine	calcschiste	granite intrusif
%									
SiO ₂	79,125	78,487	63,997	83,791	74,304	73,854	73,711	63,268	89,506
TiO ₂	0,08	0,011	0,689	0,08	0,085	0,017	0,336	0,67	0,041
Al ₂ O ₃	11,303	12,906	14,058	8,042	14,172	14,664	10,278	13,015	5,764
Fe ₂ O ₃	0,456	0,289	4,726	1,643	0,965	0,233	2,663	5,5	0,866
MnO	0,005	0,006	0,077	0,008	0,008	0,005	0,054	0,076	0,004
MgO	0,097	0,094	2,451	0,106	0,207	0,057	2,011	2,836	0
CaO	0,59	3,113	8,434	0,497	1,151	0,919	5,408	5,247	0,547
Na ₂ O	2,57	4,56	4,525	1,732	4,119	3,432	3,169	2,406	1,871
K ₂ O	5,774	0,41	0,889	4,008	4,918	6,768	2,276	6,818	1,371
P ₂ O ₅	0	0,124	0,155	0,094	0,07	0,052	0,094	0,164	0,03
PF	0,60	0,70	1,18	0,50	0,41	0,58	0,99	0,40	0,24
Total	99,66	100,39	100,50	99,62	99,96	99,60	100,54	100,50	99,62
Quartz	40,815	44,17	18,472	57,42	28,946	26,082	36,375	12,573	72,289
Corindon	0	0	0	0,176	0,147	0,146	0	0	0,279
Orthoclase	34,122	2,423	5,254	23,686	29,064	39,996	13,45	40,292	8,102
Anorthose	34,122	2,423	5,254	23,686	29,064	39,996	13,45	40,292	8,102
Plagioclases	23,997	52,12	53,71	16,508	40,107	33,26	33,912	24,934	18,35
albite	21,746	38,585	38,289	14,656	34,854	29,04	26,815	20,359	15,832
Anorthite	2,251	13,535	15,421	1,852	5,253	4,22	7,097	4,575	2,518
Plagio (%An)	9	26	29	11	13	13	21	18	14
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nepheline	0	0,182	0	0	0	0	1,786	0	0
Wollastonite	0	0	2,669	0	0	0	0	0	0
Diopside	0,324	0,505	13,169	0	0	0	10,805	14,282	0
Hyperstène	0,091	0	0	0,264	0,516	0,142	0	0,443	0
Olivine	0	0	0	0	0	0	0	0	0
magnetite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilménite	0,011	0,013	0,165	0,017	0,017	0,011	0,115	0,163	0,009
Hématite	0,456	0,289	4,726	1,643	0,965	0,233	2,663	5,5	0,866
Titanite (sphène)	0,183	0,01	1,478	0	0	0	0,675	1,434	0
Perovskite	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rutile	0	0	0	0,071	0,076	0,011	0	0	0,036
apatite	0	0,287	0,359	0,218	0,162	0,12	0,218	0,38	0,07

Tableau III.11 : Géochimie des oxydes majeurs et normalisation CIPW des roches échantillonnées dans l'unité supérieure et la zone de transition Est. Calculs CIPW avec GeoPlot® (Zhou et Li, 2006).

I. 4 ZONE DE TRANSITION OUEST ENTRE L'UNITE INFÉRIEURE ET L'UNITE SUPÉRIEURE

La zone de transition entre l'unité inférieure de diatexites et l'unité supérieure de métatexites à l'Ouest du complexe d'Abbabis (stop 33 ; (carte, Figure III.21) est caractérisée par différents types de granites (Nex et al., 2001) (Figure III.33 et Figure III.34). Les caractéristiques pétrologiques de ces granites et leurs relations structurales avec les roches encaissantes permettent de distinguer des leucosomes et granites in-situ ainsi que des granites intrusifs (Figure III.35, Figure III.36 et Figure III.37).



Figure III.33 : Zone de transition entre unité inférieure et supérieure à l'Ouest du complexe d'Abbabis. Panorama des métatexites (protolithe : métasédiments du Chuos) avec un réseau de veines concordantes et discordantes de granites allant de l'échelle des grains jusqu'à une dizaine de mètre). A. Métagrauwacke du Chuos avec veines de leucosome concordantes boudinées en continuité texturale avec des veines de leucosome discordantes localisées dans des bandes de cisaillement. B. Métagrauwacke du Chuos avec transition métatexites/diatexites comprenant des leucosomes et des veines granitiques intrusives. Les numéros correspondent aux échantillons prélevés et présentés dans les figures suivantes.

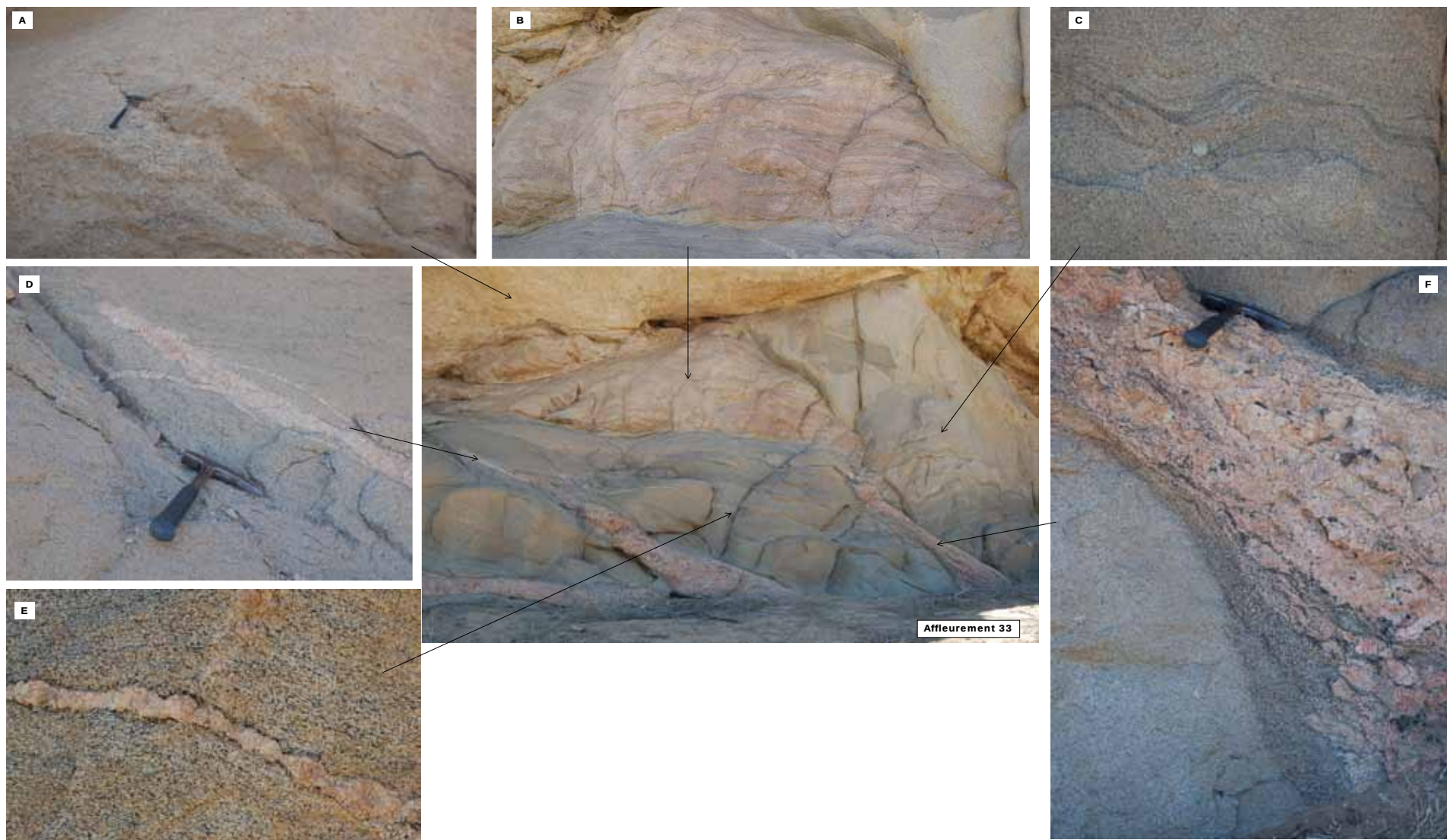


Figure III.34 : Variétés de granites à l'affleurement 33 (zone 2). A & B = granites in-situ dans la métatexite. C = Métatexite (métasédiment avec ségrégation de leucosome mais sans migration de liquide silicaté). D = Apex de granite intrusif dans les métatexites. E = Veines concordante de leucosome avec bordure de mélanosome. F = Granite intrusif avec épontes réactionnelles au contact du métasédiment encaissant.

1

9344-33B1''= a, a'



9344-33B1' = b, b'

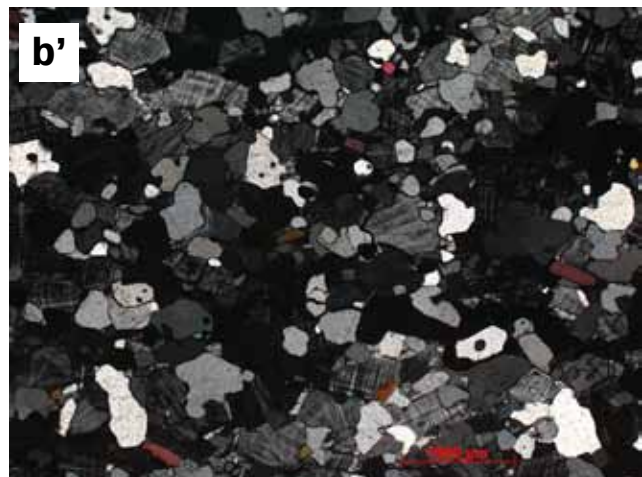
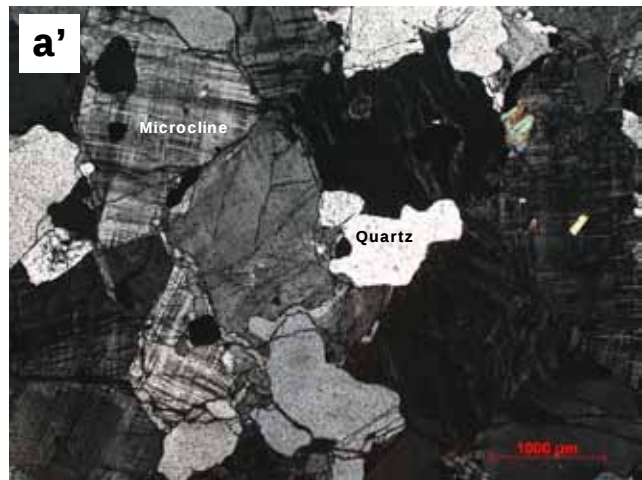


Figure III.35 : Métagrauwacke métatexitique du Chuos avec leucosome (9544-33B1'') et métatexite grauwackeuse (9544-33B1'). Les joints de grains lobés entre les cristaux de quartz et de feldspath sont typiques d'une cristallisation à partir d'un liquide silicaté. a & b = microphotographies en Lumière naturelle. a' & b' = lumière polarisée analysée.

9544-33D

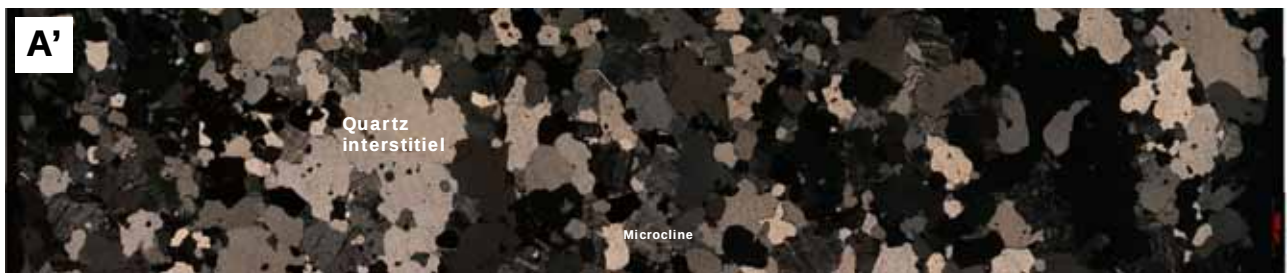


Figure III.36 : Echantillon de granits intrusifs avec quartz interstitiel et contacts lobés entre les minéraux attestant d'une cristallisation à partir de liquides silicatés. Echantillon 3544-33D.

9544-33A

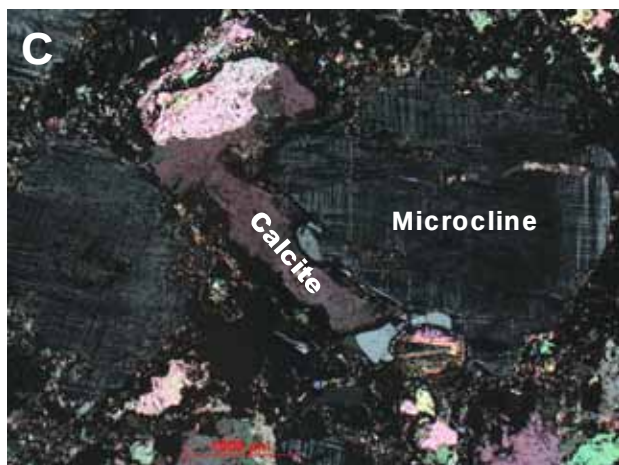
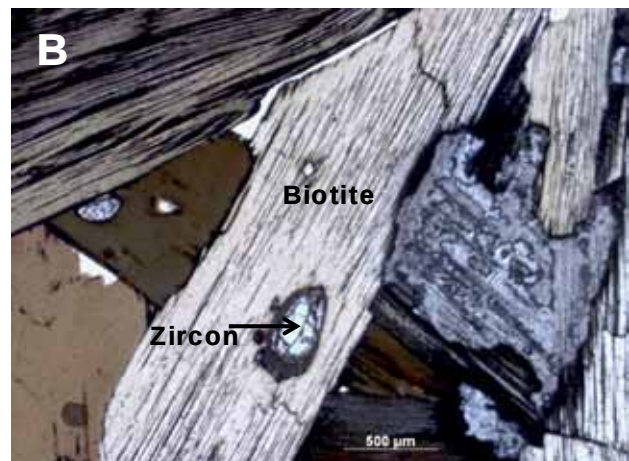


Figure III.37 : Eponte de granite intrusif à biotite et monazite hydrothermales. La cristallisation de ces granites s'accompagne de la libération de fluides hydrothermaux réagissant avec les métasédiments encaissants (métamorphisme de contact). Echantillon 9544-33A. A = lame mince. B = zircon dans biotite centimétrique. C = zone magmatique avec ciment calcitique entre les fragments de microclines et oxydes de fer. D = agrégat de monazites hydrothermales entre biotites et ilménite.

I.5 DISCUSSION :

Les caractéristiques structurales et pétrologiques de l'échelle de l'affleurement à celle de la lame mince des granites exposés dans la zone interne de la ceinture orogénique du Damara suivant la coupe de la Swakop River permettent de distinguer différents types qui reflètent l'impact (i) de la source des magmas, (ii) du taux de fusion partielle, et (iii) de la cristallisation fractionnée.

Nex et al., (2001) ont fait une classification des granites (Tableau III.12) à l'affleurement à partir d'un transect d'une dizaine de kilomètres dans les environs de *Goanikontès* (Figure III.38). En tout, ils ont dénombré 6 types de granites intrusifs selon des critères de relations structurales avec l'encaissant, de couleur (blanc, rose ou gris), de texture (grains fin, moyen, grossier), de minéralogie des phases accessoires, de radioactivité (mesurée au scintillomètre) et aussi de géochimie des éléments majeurs et traces. Leur zone d'étude correspond à la zone de transition Ouest entre l'unité inférieure et l'unité intermédiaire de notre étude.

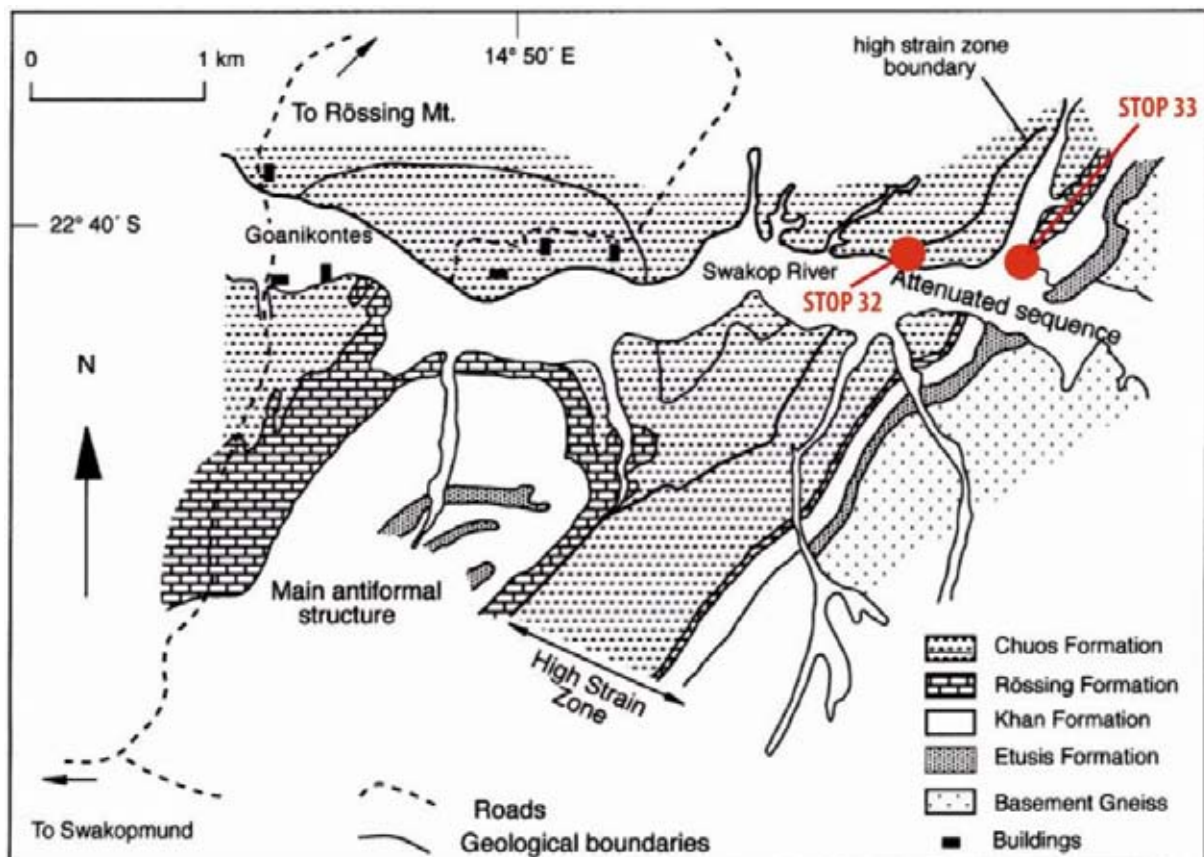


Figure III.38 : Zone d'étude de Nex et al., 2001. Avec les arrêts 32 et 33 reportés. Modifié d'après Nex et al., 2001.

Les leucosomes et granites in-situ ont des occurrences uniquement dans la zone de couverture métasédimentaire métatexitique et sont le plus souvent en continuité structurale avec la schistosité du métasédiment. Ils sont caractérisés par des minéraux tels que des grenats métamorphiques et des cristaux de quartz et feldspaths à l'hypersolvus. De plus, la présence de magnétite, d'ilménite, de myrmékite et de biotite dans certains d'entre eux suggère une ségrégation et une migration confinée dans leur protolithe.

Les granites intrusifs ont des occurrences dans les zones de forte déformation (zone de transition entre unités) où ils recoupent les métasédiments métatexitiques. A la différence des granites in-situ, certains granites intrusifs contiennent des minéraux d'uranium non recensés dans les métatexités, ce qui a pour corollaire, une radioactivité plus forte.

La classification de Nex et al. (2001) a été reprise par Basson and Greenway, 2004 pour l'identification des types de granites dans le périmètre de la mine de classe mondiale de Rössing située à une trentaine de kilomètres au Nord-est de Goanikontès dans le lit de la rivière Khan sécante à la Swakop (voir Figure III.21).

Types de granites, radioactivité mesurée au scintillomètre	Epaisseurs (m)	Caractéristiques structurales	Caractéristiques pétro-minéralogiques	Type de granites comparés interprétés par notre étude
A, <20 cps	< 0,75	Faibles occurrences uniquement dans la zone de forte déformation, formes irrégulières, faible foliation, boudinés et plissés par D3	Rose clair, grains fins à moyens, texture homogène saccharoïde, faible foliation	
B, <20 cps	1 à 4	Occurrences fréquentes hors de la zone de forte déformation, les intrusions à grains fins sont faiblement foliées, fréquemment boudinées et occasionnellement plissés par D3	Blancs, grains fins à pegmatitiques, à grenats typiques avec parfois biotite et tourmaline abondantes	LEUCOSOMES et GRANITES IN-SITU dans les métatexites
C, 10-20 (200) cps	0,5 à 10	Type le plus fréquent dans les sédiments de couverture, occasionnellement boudinés, occurrence dans les charnières de pli F3	Rose pâle à crème, grains moyens à pegmatitiques, minéraux à l'hypersolvus avec quartz, magnétite, ilménite et tourmaline	
D, 100 (400) cps	1 à 7	Irréguliers et anastomosés, limités à la zone de forte déformation à la transition des formations Khan-Rössing	Blancs, grains moyens à grossier, texture granulaire, feldspaths blancs et quartz fumé typique avec béta-uranophane fréquente et bétafite occasionnelle	
E, 30 (300) cps	1 à 10	Type dominant dans la zone de forte déformation. Généralement tabulaires et occasionnellement dendroïde. Mise en place parallèlement au litage gneissique dominant	Couleurs et tailles de grains extrêmement variables, contient des poches d'oxydation isolées dans la masse plutonique	GRANITES INTRUSIFS dans les métatexites
F, <20 cps	0,5 à 3	Tabulaires avec des épontes franches avec l'encaissant, recoupent toutes les autres structures	Couleur rouge distinctive, grains grossier à pegmatitique, feldspath perthitique rose et quartz blancs laiteux	

Tableau III.12 : Classification de Nex et al. (2001) des types de granites rencontrés dans la région de Goanikontès à la limite Socle/Couverture selon la conception en vigueur (zone de forte contrainte) et équivalente à la zone de transition Ouest entre unités inférieure et intermédiaire. Les valeurs entre parenthèses sont les nombres maxima de coups par seconde enregistrés par scintillomètre. Interprétation en termes de relations génétique avec l'encaissant.

Les caractéristiques des phases minérales majeures des leucosomes et granites in-situ ainsi que les granites intrusifs sont représentés dans le diagramme QAP (Streckeisen) de la Figure III.39. Minéralogiquement, une comparaison des minéraux accessoires voire accidentels présents dans les roches est nécessaire pour distinguer les granites in-situ des granites intrusifs.

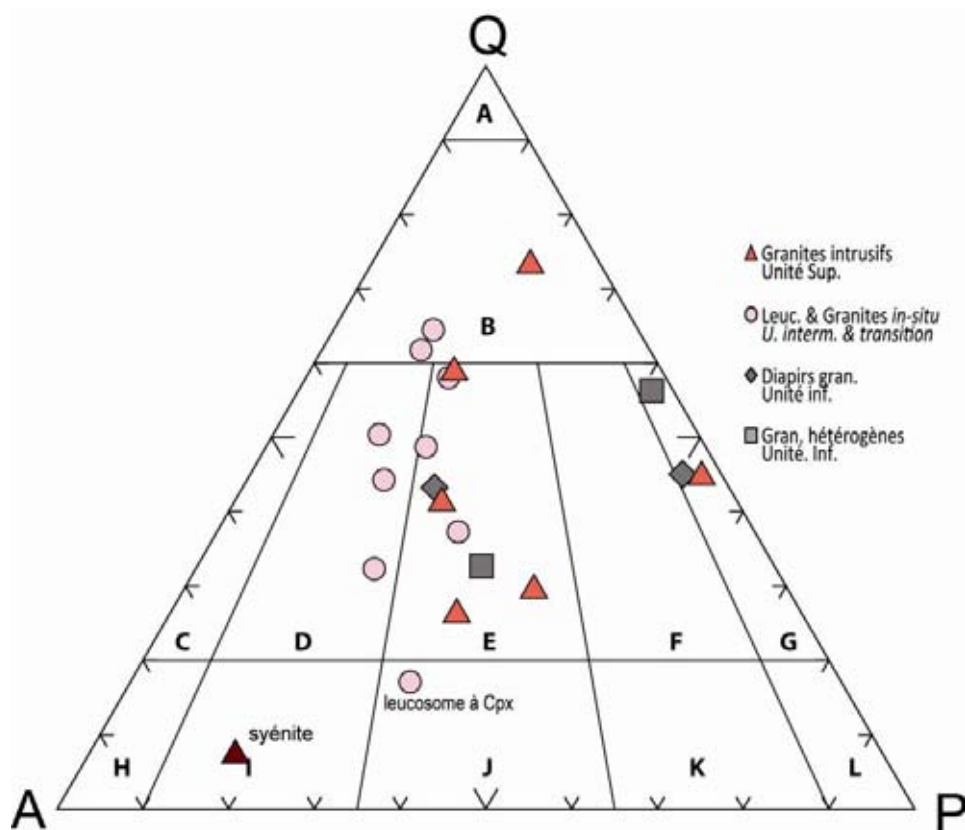


Figure III.39 : Diagramme QAP (Quartz, feldspaths Alcalins, Plagioclases ; (Streckeisen, 1974) des granitoïdes échantillonnées pour toutes les unités de la Swakop River. (A) quartzolite ; (B) granitoïde hyperquartzeux ; (C) Granite alcalin ; (D) syénogranite ; (E) monzogranite ; (F) granodiorite ; (G) Tonalite ; (H) syénite alcaline ; (I) syénite ; (J) monzonite ; (K) monzodiorite/monzogabbro ; (L) Diorite/Gabbro.

L'approche combinant les critères structuraux de terrain et la pétrographie des échantillons peut être complétée par des critères géochimiques.

II GEOCHIMIE DES MIGMATITES ET GRANITES DE LA SWAKOP RIVER

12 échantillons de migmatites et 20 échantillons de granites de la rivière Swakop dans la Zone Centrale de la ceinture du Damara ont été analysés au SARM pour quantifier leurs teneurs en éléments majeurs et traces. La géochimie des éléments majeurs et traces des migmatites et granites nous permet de 1) distinguer différents types de granites et 2) proposer un modèle pétrogénétique reliant les différents types granites aux migmatites, (3) quantifier à l'échelle élémentaire les transferts de masse des protolithes au liquide silicaté issu de la fusion partielle.

Une approche qualitative et semi-quantitative de ces transferts est possible notamment par la méthode des isocônes (Olsen, 1984; Olsen and Grant, 1991; Humphris et al., 1998; Grant, 2005).

II. 1 GEOCHIMIE DES OXYDES MAJEURS ET ELEMENTS TRACES

GEOCHIMIE ROCHES TOTALES DES OXYDES MAJEURS

LES METASEDIMENTS METATEXITIQUES

Les métasédiments métatexitiques de la rivière Swakop sont à majorité constitués de métaquartzites, de métagrauwakes et de métapélites qui ont des compositions très siliceuses proches des granites issus de leur fusion partielle. Les concentrations (% poids d'oxydes) en éléments majeurs sont présentées dans le tableau ci-après. (cf. tableaux CIPW précédents pour détail).

Oxydes	<u>SiO₂</u>	<u>Al₂O₃</u>	<u>Fe₂O₃</u>	<u>MnO</u>	<u>MgO</u>	<u>CaO</u>	<u>Na₂O</u>	<u>K₂O</u>	<u>TiO₂</u>	<u>P₂O₅</u>
Concentrations (% poids)	> 60 (82)	7 - 15	< 5 (6,8)	< 0,3	< 3	< 4 (8,4)	ca. 5	1,6 - 6,8	< 1	< 0,5

Tableau III.13 : Concentrations des éléments majeurs des métasédiments métatexitiques de la Swakop River. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs les plus élevées. Pour SiO₂ = métatexite à forte proportion de leucosomes en poches centimétriques du Chuos (9544-27A). Fe₂O₃ = métatexite à leucosome à grenats (9544-25B) et CaO = calcshiste à diopside (9544-41E).

LES LEUCOSOMES / GRANITES IN-SITU ET GRANITES INTRUSIFS

Les granites échantillonnés dans les différentes unités de la Swakop River ont des rapports A/CNK et A/NK respectivement compris entre 0,9 – 1,2 et 1 – 2 (Figure III.40). Ils sont pour la plupart peralumineux, de lignée calco-alkaline parfois hyperpotassiques. Cependant quelques granites se trouvent dans le champ des granites métalumineux du fait essentiellement de la présence de minéraux enrichis en calcium tels que les pyroxènes (diopside, 9544-41E_veine) ou des amphiboles. Le caractère enrichi en Al de ces granites témoigne de leur origine par fusion de croûte continentale (Shand, 1947). Ces granites ne sont pas d'une grande variété selon les critères du diagramme chimico-minéralogique A-B (Figure III.41) montrant les variations de peraluminosité (index A) en fonction du fractionnement. Les granites intrusifs dans l'unité supérieure ne présentent pas de fractionnement. Les leucosomes et granites in-situ présentent des variations de peraluminosité dues aux différences chimiques de leurs sources métatexitiques. Cela est surtout vrai pour certains granites à biotites ou à amphiboles de la zone de transition Est et de l'unité inférieure.

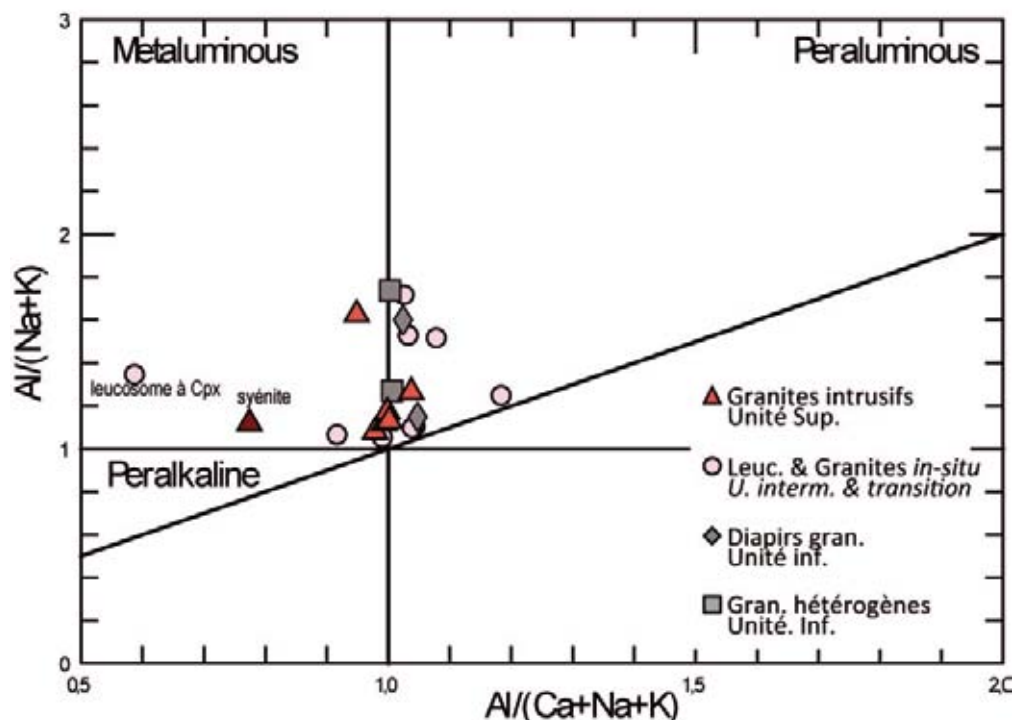


Figure III.40 : Indice d'alcalinité des granites des différentes unités de la Swakop river. Diagramme de (Shand, 1947).

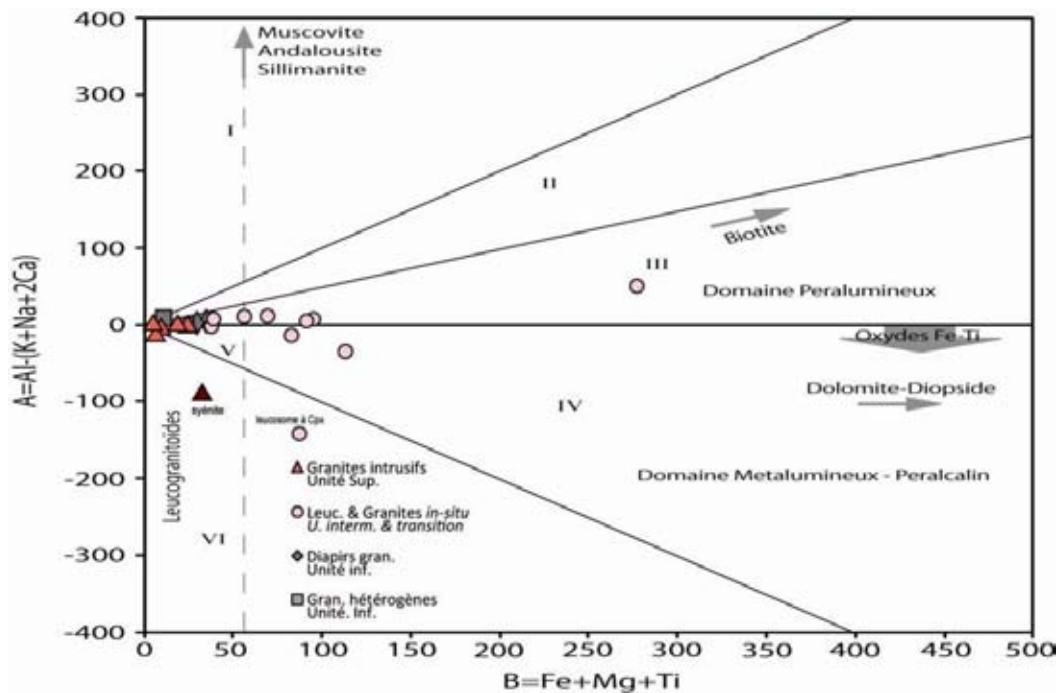


Figure III.41 : Diagramme chimico-minéralogique A-B ; avec A = degré d'aluminosité et B = indice de fractionnement des minéraux ferromagnésiens. (Debon and Le Fort, 1988)

GEOCHIMIE DES ELEMENTS TRACES

Les Eléments des Terres Rares (ETR) sont des éléments incompatibles qui ont des affinités variables pour des minéraux comme le grenat, les feldspaths, les pyroxènes, les amphiboles ou des phases accessoires. Ainsi, la signature en Terres Rares donne une estimation qualitative des fractionnements subits par les magmas ou les liquides silicatés au moment de leur cristallisation, mais permet également de tracer les caractéristiques chimiques de leurs sources.

LES METASEDIMENTS METATEXITIQUES

Les métatexites métasédimentaires des différentes unités de la rivière Swakop sont enrichies en ETR par rapport aux chondrites (McDonough & Sun, 1995). Les spectres d'ETR (Figure III.42) présentent des pentes négatives montrant un enrichissement en ETR légères (La à Eu) par rapport aux lourdes (Gd à Lu). Néanmoins, les ETR légères ne présentent pas de fractionnement. Les métasédiments sont caractérisés par une forte anomalie négative en Eu montrant leur provenance de matériel crustal granitique fractionné.

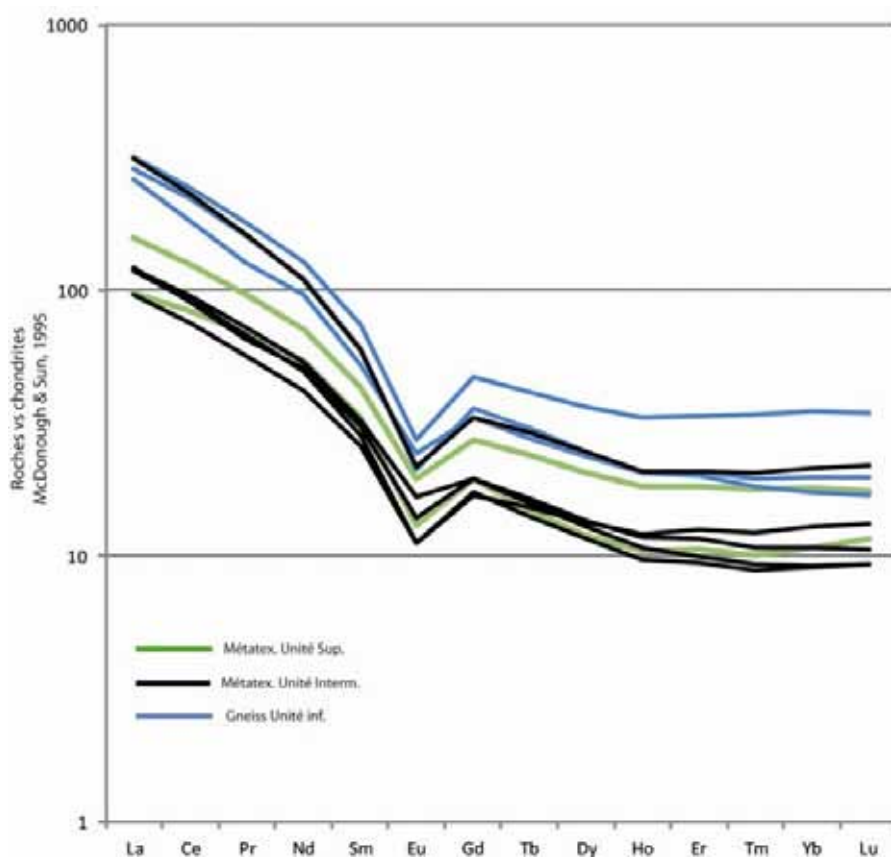


Figure III.42 : Spectres de Terres Rares normalisés par rapport aux chondrites (McDonough and Sun, 1995) des métatexites métasédimentaires des différentes unités de la Swakop River.

LES LEUCOSOMES / GRANITES IN-SITU ET GRANITES INTRUSIFS

La Figure III.43 présente les spectres de Terres Rares des granites des différentes unités de la zone centrale de la ceinture orogénique du Damara. Les spectres des granites intrusifs ont les signatures les moins enrichies présentant un fractionnement régulier des Terres Rares légères aux Terres Rares lourdes. Les leucosomes et granites in situ de l'unité intermédiaire ont des signatures intermédiaires entre les granites et diatexites de l'unité inférieure et les granites intrusifs de l'unité supérieure. L'anomalie négative en Eu (valeurs médianes $Eu^* < 0,95$ pour toutes les lithologies, Tableau III.14) pourrait être interprétée comme résultant d'une source préalablement différenciée pour les granites. Ce matériel ayant lui-même déjà subi la cristallisation fractionnée. En effet, l' Eu^{2+} se substitue aisément au Ca^{2+} dans le réseau cristallin du plagioclase qui apparaît relativement tôt dans la séquence de cristallisation d'un granite. Ainsi une anomalie négative en Eu traduit le fractionnement de cet élément dans le plagioclase lors de la cristallisation fractionnée d'un liquide silicaté. Alternativement, cette anomalie peut être héritée du protolithe ayant fondu. Les monazites $[(Ce,La,Nd,Th)PO_4]$ et les,

allanites $[(Ca,Ce,La)_2(Al,Fe^{2+},Fe^{3+})_3(Si_3O_{12})(OH)]$ du groupe des épidotes, concentrent préférentiellement les Terres Rares légères lors de la cristallisation dans les liquides silicatés granitique avec des coefficients de partage $D_{\text{élément}}^{\text{minéral/liquide}}$ pouvant aller jusqu'à ca. 2600 dans le cas du La dans les allanites (Mahood and Hildreth, 1983). Les Terres Rares Lourdes sont quant à elles préférentiellement incorporées dans le grenat, le zircon et autres minéraux pouvant incorporer les éléments incompatibles dans les leucosomes. L'épaulement et le relatif enrichissement en terres rares lourdes des granites intrusifs s'expliquent par la présence pour certains d'entre eux (A, C et F, Figure III.31) de minéraux tels que les oxydes d'uranium qui en sont parfois porteurs.

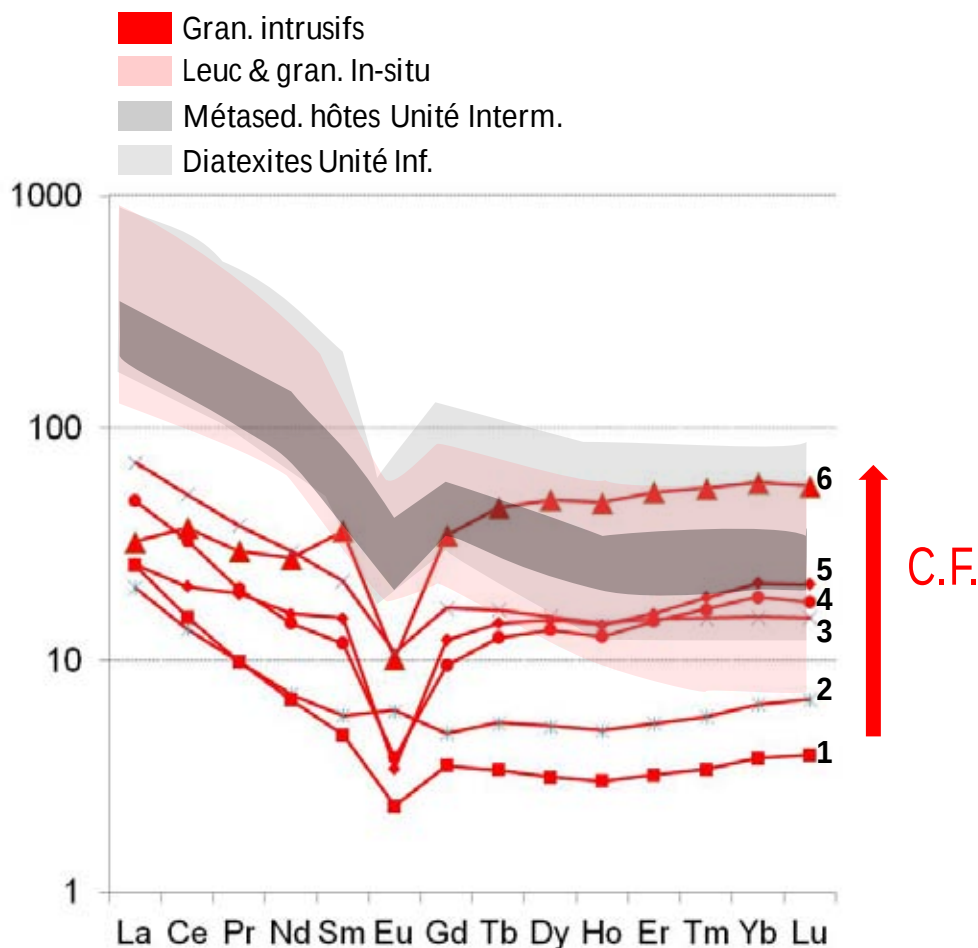


Figure III.43 : Spectres de Terres Rares normalisés par rapport aux chondrites (McDonough and Sun, 1995) des granites des différentes unités de la Swakop River. Une séquence de cristallisation fractionnée (C.F.) peut être interprétée dans les granites intrusifs. Avec la teneurs en uranium croissantes avec la proportion des ETR lourds. 1 = 9544-39D ; 2 = 9544-41C ; 3 = 9544-41E(leuc) ; 4 = 9544-41B ; 5 = 9544-39A ; 6 = 9544-41A. Les échantillons 5 et 6 étant respectivement minéralisés en bétafite et uraninite.

Les spectres d'ETR des métatexites métasédimentaires et les leucosomes et granites in-situ présentent des allures similaires (Figure III.44). Les compositions chimiques des leucosomes et granites in-situ reflètent donc leurs sources. La différence d'ordre de grandeur entre les concentrations en terres rares des granites intrusifs dans l'unité supérieure et des granites des unités inférieures et intermédiaire pourrait être refléter une origine de ces différents types de granites par fusion partielle de protolithe aux signatures en ETR distinctes. Les granites des unités inférieures et intermédiaires demeurent dans leur protolithe migmatitique. Ce qui n'est pas le cas de granites intrusifs qui proviennent de cristallisations de liquides silicatés ultimes. Ces derniers auraient pu subir une cristallisation fractionnée donnant lieu à des fractionnements élémentaires successifs.

Par contre, il est à noter que les métasédiments échantillonnés dans l'unité supérieure (formation de Khan, en vert sur le graphe de la Figure III.44) ont des spectres de terre rares très différents de ceux des granites intrusifs (non représentés ici).

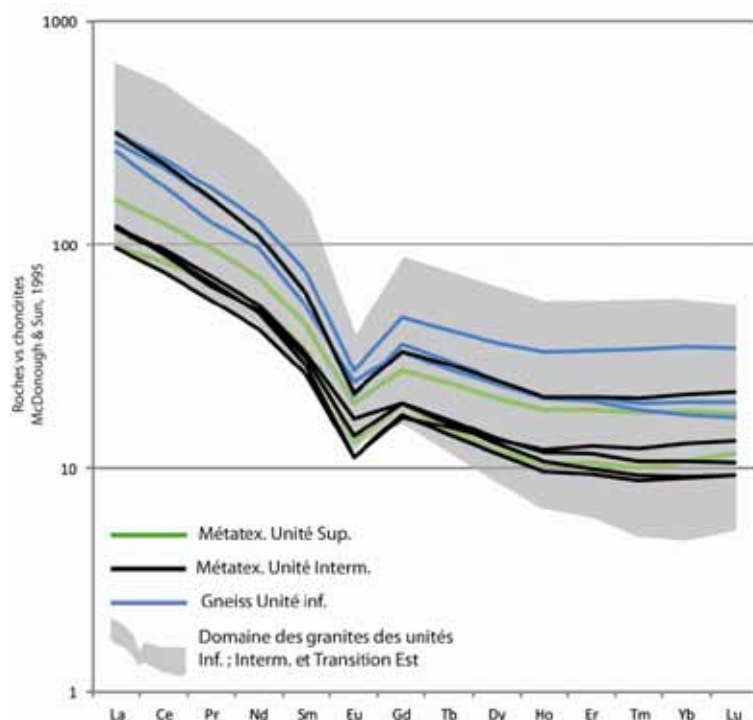


Figure III.44 : Comparaison des spectres de terres rares normalisés aux chondrites des métasédiments et gneiss des différentes unités de la rivière Swakop et leur domaine de granites associés

id. Ech.	Type de roche et Unités	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	ho	Er	Tm	Yb	Lu	Valeurs calculées par échantillon			Valeurs médianes calculées par unité		
M&S 1995 (CI)	Chondrite	0,237	0,613	0,0928	0,457	0,148	0,0563	0,199	0,0361	0,246	0,0546	0,16	0,0247	0,161	0,0246	Σ REE	Σ LREE _N / Σ HREE _N	Eu*	Σ REE	Σ LREE _N / Σ HREE _N	Eu*
9544_35A	diatex. U. Inf.	70,24	141,4	15,31	52,3	9,248	1,222	7,336	1,114	6,225	1,157	3,181	0,455	2,876	0,423	312,487	10,99	0,452	171,35	6,45	0,48
9544_35B	//	159,2	327	36,03	124,6	22,85	2,277	18,15	2,866	16,81	3,19	9,136	1,4	9,378	1,379	734,266	8,18	0,341			
9544-35C	granit hétérog. U. Inf.	12,07	21,08	2,309	9,193	2,196	1,026	2,182	0,362	2,176	0,423	1,182	0,171	1,088	0,162	55,62	4,71	1,429			
9544-35D	//	29,86	59,11	6,528	25,56	5,689	0,924	5,31	0,877	5,405	1,102	3,223	0,479	3,099	0,456	147,622	4,51	0,512			
9544_36A	granit diapiro U. Inf.	46,47	90,91	9,415	30,69	5,45	0,669	4,073	0,586	3,096	0,535	1,379	0,201	1,38	0,225	195,079	14,88	0,433			
9544-36B	//	6,014	8,497	0,78	2,596	0,547	0,636	0,642	0,137	1,039	0,246	0,85	0,153	1,191	0,208	23,536	1,95	3,271			
9544_38	gneiss U. Inf.	77,46	154,7	17,13	60,65	11,42	1,587	9,607	1,536	9,239	1,848	5,409	0,849	5,757	0,867	358,059	6,44	0,462	314,27	7,51	0,523
9544-38"	//	64,04	116,5	12,19	45,76	8,04	1,413	6,771	1,019	6,039	1,157	3,307	0,486	3,253	0,496	270,471	8,57	0,584			
9544_33B1ter	gran. in-situ transition Ouest	77,12	145,8	15,57	51,91	9,14	1,258	6,73	1,076	6,254	1,162	3,314	0,515	3,514	0,551	323,914	9,85	0,489	296,712	10,10	0,59
9544_33C	//	41,19	76,24	7,444	24,09	4,011	1,009	3,316	0,499	2,927	0,564	1,677	0,261	1,757	0,264	165,249	10,10	0,843			
9544_33D	//	83,21	142	13,18	41,53	5,856	0,937	3,98	0,499	2,452	0,418	1,153	0,167	1,151	0,179	296,712	28,73	0,592			
9544_33E	gran. intrusif U.	790,3	1513	167,4	526,5	104,6	6,15	98,89	20,3	151	35,03	120,1	20,85	147,4	22,8	3724,32	2,55	0,184			
9544_29B_LEUC	gran. In-situ U. Interm.	24,2	48,82	5,562	20,3	3,906	0,737	3,257	0,515	3,084	0,647	1,929	0,295	1,977	0,308	115,537	5,86	0,630	151,97	12,20	0,71
9544_29C_LEUC	//	44,45	92,27	10,22	35,98	6,372	0,936	4,843	0,711	3,848	0,696	1,894	0,265	1,724	0,259	204,468	12,03	0,514			
9544_29Cbis_LEUC	//	29,01	60,76	6,842	24,97	4,706	1,096	3,72	0,545	2,906	0,495	1,293	0,173	1,077	0,16	137,753	12,37	0,798			
9544_32PEGMATITE	//	40,43	77	8,009	26,95	4,451	1,074	3,241	0,435	2,226	0,37	0,94	0,126	0,802	0,13	166,184	20,78	0,862			
9544_29D	Syérite intrusive	22,83	65,27	9,824	45,53	15,22	2,147	17,95	3,09	18,33	3,535	9,537	1,341	8,402	1,149	224,155	1,92	0,396			
9544_25B	métatex. U. Interm	27,64	61,17	7,691	31,41	8,021	1,44	9,179	1,832	13,92	3,409	11,59	1,967	13,94	2,162	195,371	1,13	0,512	138,13	8,43	0,52
9544_27A	//	23,53	47,91	5,409	19,84	3,968	0,65	3,457	0,563	3,411	0,679	1,998	0,305	2,121	0,33	114,171	5,43	0,535			
9544-27B	//	29,71	57,33	6,288	24,25	4,706	0,809	3,995	0,61	3,461	0,662	1,856	0,269	1,762	0,264	135,972	7,69	0,569			
9544_29B	//	29,47	60,45	6,964	25,46	5,007	0,966	3,975	0,587	3,26	0,597	1,579	0,232	1,509	0,232	140,288	9,29	0,660			
9544_32	//	28,96	58,57	6,531	23,41	4,373	0,643	3,519	0,523	2,939	0,541	1,505	0,221	1,486	0,232	133,453	9,17	0,500			
9544_33B1bis	métatex. Transition Ouest	147,5	271,6	29,47	99,19	16,46	2,13	11,94	1,837	10,86	2,12	6,195	0,971	6,626	1,012	607,911	9,98	0,463			
9544_39A	gran. intrusif U. Sup.	6,359	13,27	1,856	7,537	2,341	0,199	2,501	0,535	3,785	0,799	2,538	0,466	3,554	0,532	46,272	1,08	0,251	51,49	1,95	0,46
9544_39D	//	6,283	9,796	0,951	3,208	0,734	0,137	0,719	0,125	0,798	0,169	0,513	0,085	0,625	0,098	24,241	4,12	0,575			
9544_41A	//	7,953	23,89	2,844	13,06	5,572	0,589	7,042	1,682	12,47	2,684	8,504	1,381	9,638	1,412	98,721	0,58	0,287			
9544-41B	//	17,41	33,26	3,66	13,95	3,387	0,63	3,42	0,61	3,921	0,804	2,418	0,381	2,541	0,382	86,774	3,20	0,564			
9544_41C	//	5,053	8,719	0,95	3,392	0,891	0,353	0,992	0,2	1,327	0,279	0,859	0,143	1,069	0,17	24,397	2,15	1,145			
9544-99	//	11,91	21,05	1,96	6,855	1,826	0,221	1,944	0,463	3,447	0,71	2,362	0,415	3,101	0,445	56,709	1,75	0,358			
9544_41E_veine	gran. In-situ U sup	21,11	43,27	5,146	19,34	3,985	0,658	3,314	0,519	3,09	0,581	1,616	0,237	1,628	0,245	104,739	6,47	0,552	158,00	6,82	0,538
9544_39B1	métatex U. Sup	38,62	79,85	9,183	33,75	6,664	1,137	5,606	0,883	5,193	1,023	2,924	0,445	2,988	0,437	188,703	6,42	0,567			
9544_41E(SCHISTE)	//	23,81	53,12	6,618	25,76	5,1	0,752	3,964	0,552	3,035	0,584	1,687	0,252	1,777	0,289	127,3	7,23	0,510			

Tableau III.14 : Concentrations en terres rares des roches des différentes unités de la rivière Swakop. Les calculs des valeurs normalisées (non représentées dans ce tableau) sont faits par rapport aux chondrites (McDonough & Sun, 1995). $\Sigma \text{ REE} = \text{La} + \text{Ce} + \text{Pr} + \text{Nd} + \text{Sm} + \text{Eu} + \text{Gd} + \text{Tb} + \text{Dy} + \text{Ho} + \text{Er} + \text{Yb} + \text{Tm} + \text{Lu}$. $\Sigma \text{LREE}_N / \Sigma \text{HREE}_N = (\text{La}_N + \text{Ce}_N + \text{Pr}_N + \text{Nd}_N) / (\text{Er}_N + \text{Yb}_N + \text{Tm}_N + \text{Lu}_N)$. $\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / [(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}]$. Les valeurs médianes ont été calculées en vue d'éviter les effets des fortes concentrations d'échantillons exceptionnels.

II. 2 ETUDE QUALITATIVE ET SEMI-QUANTITATIVE DES TRANSFERTS D'ELEMENTS CHIMIQUES PAR LA FUSION PARTIELLE DES ROCHES

La technique des isocônes a montré ses preuves dans les estimations de bilans de transfert de matière dans les phénomènes d'altération et plus particulièrement d'hydrothermalisme et de métasomatisme (Gresens, 1967; Grant, 1986; Baumgartner and Olsen, 1995). Elle peut également être appliquée pour quantifier les transferts de matière lors de la fusion partielle (Olsen, 1984; Olsen and Grant, 1991). En complément de l'identification des paragenèses minérales, la technique des isocônes (Grant, 2005) permet d'évaluer la mobilité des éléments majeurs et traces au sein de la roche et entre ses minéraux constitutifs. Théoriquement, la technique des isocônes utilise comme base l'équation de Gresens (1967) réécrite par Grant en 1986 :

$$C_i^A = (M^O/M^A) \times C_i^O + \Delta C_i \quad (1)$$

C, la concentration (% ou ppm)

i, l'élément ou oxyde considéré

A, pour échantillon altéré (ou dans notre cas liquide silicaté néoformé)

O, pour l'échantillon de référence

M, la masse apparente

ΔC_i , le changement de concentration de **i**

En pratique, cette équation sert à construire le graphe C^A en fonction de C^O de l'élément considéré qui permet de visualiser le gain ou la perte de cet élément de la roche :

$$\Delta C_i / C_i^O = (M^A/M^O) \times (C_i^A/C_i^O) - 1 \quad (2) \longrightarrow \Delta C_i = (M^A/M^O) \times C_i^A - C_i^O$$

Ce ΔC_i correspond à l'écart entre le point de coordonnées (C^O , C^A) et la droite d'équation $y = x$ (droite 1:1). En considérant que le mouvement de matière se fait dans un volume donné de roche et sans définition à priori des éléments et oxydes immobiles. Cette méthode est utilisée pour quantifier les transferts de matière au sein des roches de l'affleurement 29 (Figure III.45) où ont été échantillonnés à la fois un métagrauwacke de la formation du Chuos (9544-29B), des leucosomes (9544-29B_leuc ; 29C_leuc ; 29Cbis_leuc) ainsi qu'une syénite intrusive (9544-29D). Dans

un premier temps nous avons mesuré les densités (représentant la masse apparente M de la formule) de ces échantillons. Par la suite, nous avons choisi notre échantillon de référence qui est le méta-grauwacke qui est considéré comme le protolithe dont la fusion partielle est à l'origine de la genèse des leucosomes sur la base des arguments géochimiques présentées précédemment. A noter que les veines discordantes de syénite ont été interprétées comme allogènes sur la base de critères structuraux et géochimiques présentés dans les parties précédentes. Les concentrations en éléments majeurs (sous forme d'oxydes) et traces sont rapportées à celle de l'échantillon de référence avec un coefficient qui est le rapport des densités. Les concentrations ainsi calculées pour les fractions granitiques issues de la fusion partielle sont représentées en fonction de celle de la référence. Pour un échantillon, une différence de densité positive ou négative par rapport à l'échantillon de référence sont interprétés comme le résultat respectivement d'un apport ou départ de matière. La solution graphique de cette représentation définit un isocône. Les résultats de ces mesures sont présentés dans le Tableau III.15.

Les Figure III.46 et Figure III.47 sont des représentations des estimations des pertes et gains de matière dans les leucosomes et la syénite intrusive par rapport au méta-grauwacke dans lequel ils affleurent. Le critère de relation entre tous ces différents objets est la dispersion par rapport à la droite $y = x$ (ou 1/1). Dans le cas où les positions des éléments majeurs sont situées proches de cette droite, les transferts de matière sont limités ce qui suggère une ségrégation du liquide silicaté in situ. Les éléments majeurs normalisés (Figure III.46) les plus « mobiles » lors de la fusion partielle sont CaO (gain dans le leucosome; tandis que Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO restent dans le mésosome comme il fallait s'y attendre lors de la ségrégation du liquide silicaté. La relative diminution de ces trois oxydes dans les leucosomes peut être aussi expliquée par la déstabilisation des phases minérales telles que la biotite dont la déshydratation concourt à l'apport d'eau dans les processus de fusion partielle des roches.

En ce qui concerne les éléments traces, on peut constater ici aussi que les éléments incompatibles lithophiles sont en teneurs plus élevée dans la fraction granitique concordante ou intrusive (Figure III.47). Ceci est cohérent avec la tendance à la concentration des éléments incompatibles et lithophiles dans les liquides de fusion partielle des silicates.

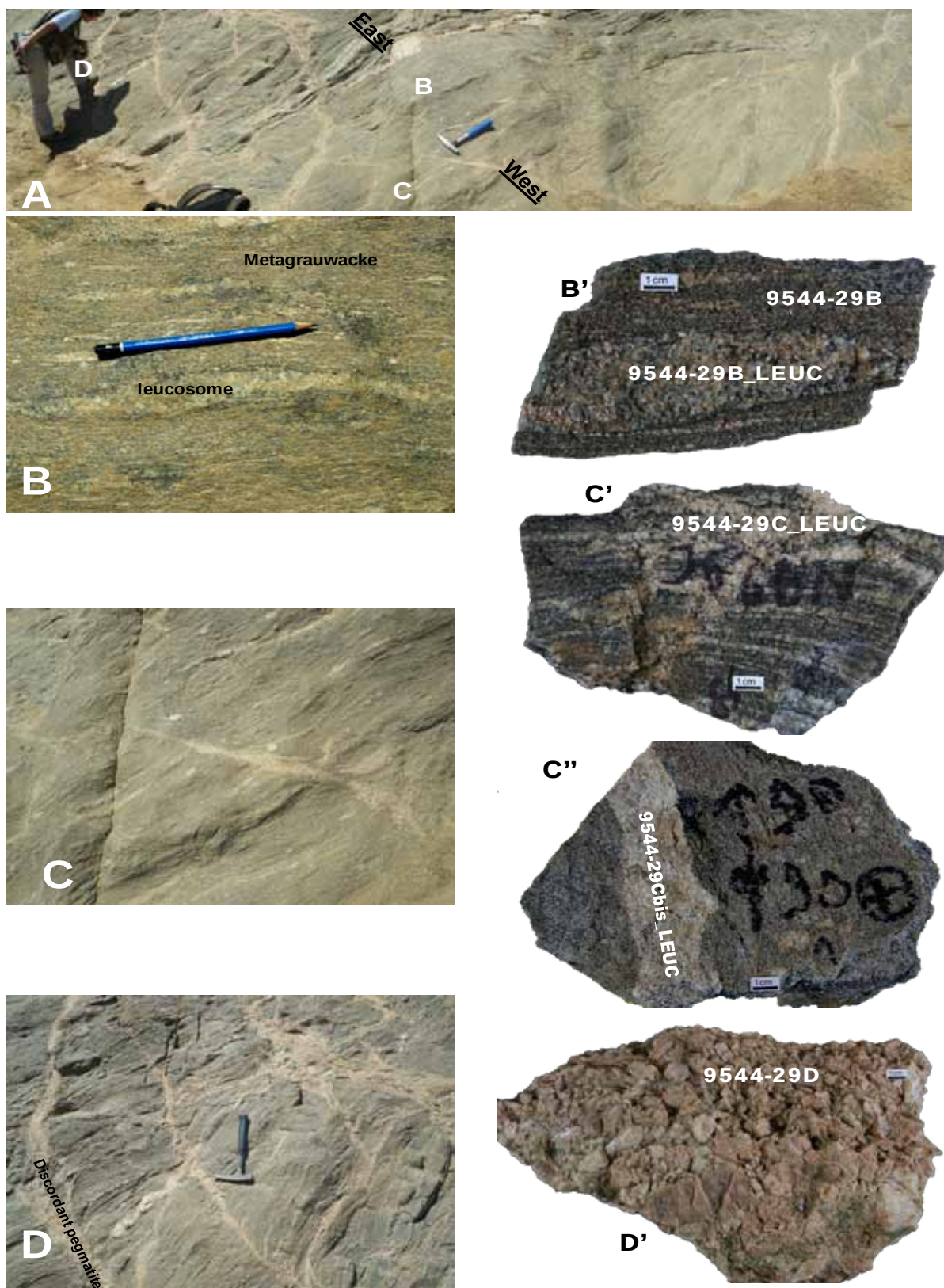


Figure III.45 : Métatexites de métagrauwacke du Chuos (affleurement 29). A. Vue d'ensemble de l'affleurement avec la localisation des photos de détail. B. Leucosome concordant à contact diffus bordé de mélanosome B' : Echantillon de leucosome bordé de mélanosome inclus dans un mésosome. C. veine granitique discordante en continuité texturale avec les leucosomes concordants. C' : Réseau de leucosome concordant. C'' : Echantillon de veine discordante dans le mésosome de la métatexite. D. Pegmatite discordante de composition syénitique à contact francs avec la métatexite. D'. Echantillon de pegmatite discordante.

id.Echantillon	29B	29B_LEUC*	29C_LEUC*	29Cbis_LEUC*	29D*
Facies	Métagrauw.	néos. concordant	néosome réseau	néosome	Veine
Densités	2,6505	2,6150	2,6607	2,6157	2,5647
M ^A /M ^O	1	0,9866	1,0039	0,9869	0,9676
SiO ₂	73,369	79,878	76,982	76,434	59,660
Al ₂ O ₃	10,964	7,607	9,238	11,093	15,841
Fe ₂ O ₃	4,152	2,923	3,442	1,033	1,093
MnO	0,0488	0,032	0,068	0,029	0,036
MgO	1,858	1,129	1,706	0,955	0,643
CaO	0,737	1,112	1,982	1,902	3,457
Na ₂ O	0,75	0,635	0,747	1,025	1,310
K ₂ O	6,002	3,676	3,845	5,159	11,070
TiO ₂	0,543	0,323	0,520	0,154	0,181
P ₂ O ₅	0,122		0,146	0,059	2,076
PF	1,514	1,498	1,366	1,011	1,228
Total	100,059	98,812	100,040	98,856	96,597
As	< L.D.				
Ba	941	561,688	578,125	1023,393	1167,921
Be	1,149	1,348	2,197	2,102	1,170
Bi	< L.D.				0,273
Cd	0,139				0,159
Ce	60,45	48,167	92,626	59,963	63,157
Co	10,15	6,818	8,322	3,822	2,634
Cr	51,55	47,358	48,888	23,478	7,170
Cs	4,295	2,769	5,814	4,425	9,421
Cu	< L.D.				49,939
Dy	3,26	3,043	3,863	2,868	17,737
Er	1,579	1,903	1,901	1,276	9,228
Eu	0,966	0,727	0,940	1,082	2,077
Ga	13,72	10,478	13,612	12,050	17,098
Gd	3,975	3,213	4,862	3,671	17,369
Ge	1,54	1,460	1,615	1,596	1,761
Hf	5,772	3,174	5,324	3,237	0,687
Ho	0,597	0,638	0,699	0,489	3,421
In	< L.D.				
La	29,47	23,876	44,622	28,629	22,091
Lu	0,232	0,304	0,260	0,158	1,112
Mo	< L.D.	0,392	0,344	0,301	0,297
Nb	14,7	8,834	14,295	4,988	6,721
Nd	25,46	20,029	36,119	24,642	44,056
Ni	26,02	17,414	18,551	10,826	5,177
Pb	44,0362	24,111	26,873	37,217	79,620
Pr	6,964	5,488	10,259	6,752	9,506
Rb	203,3	133,787	168,047	171,322	351,634
Sc	< L.D.				
Sb	< L.D.				
Sm	5,007	3,854	6,397	4,644	14,727
Sn	3,938	2,599	3,419	0,898	4,555
Sr	104,5	75,300	71,304	95,056	148,046
Ta	1,407	0,918	1,473	0,520	1,004
Tb	0,587	0,508	0,714	0,538	2,990
Th	16,14	12,116	17,186	18,790	3,001
Tm	0,232	0,291	0,266	0,171	1,298
U	1,488	1,181	6,041	1,381	2,892
V	54,75	37,936	47,824	14,576	19,565
W	0,263	0,202	0,415		0,341
Y	16,57	19,289	20,067	13,925	102,858
Yb	1,509	1,951	1,731	1,063	8,130
Zn	45,37	31,917	51,388	26,587	34,960
Zr	217,3	112,969	192,139	118,327	19,043

Tableau III.15 : Concentrations en oxydes majeurs et éléments traces des leucosomes et syénite intrusive normalisées à celle du métagrauwacke de la formation du Chuos. Affleurement 29. (*) = échantillon normalisé. M^A/M^O = Rapport des densités. Oxydes en % et traces en ppm.

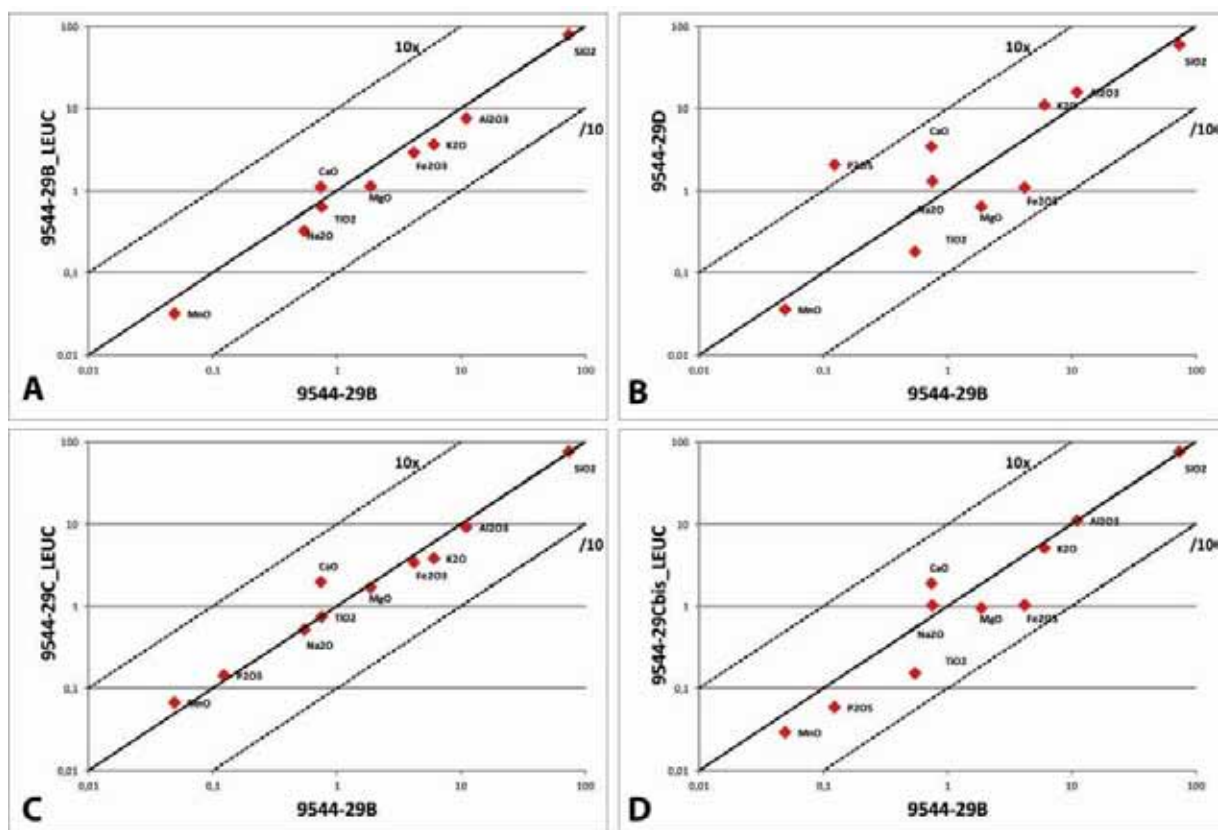


Figure III.46 : Représentations isocônes des variations, par rapport au méta-grauwacke de la formation de Chuos, des concentrations en oxydes majeurs des leucosomes et de la syénite intrusive. A. leucosome concordant. B. Syénite intrusive. C. Leucosome en réseau de veines. D. Leucosome discordant. Echelle logarithmique, graduations en %.

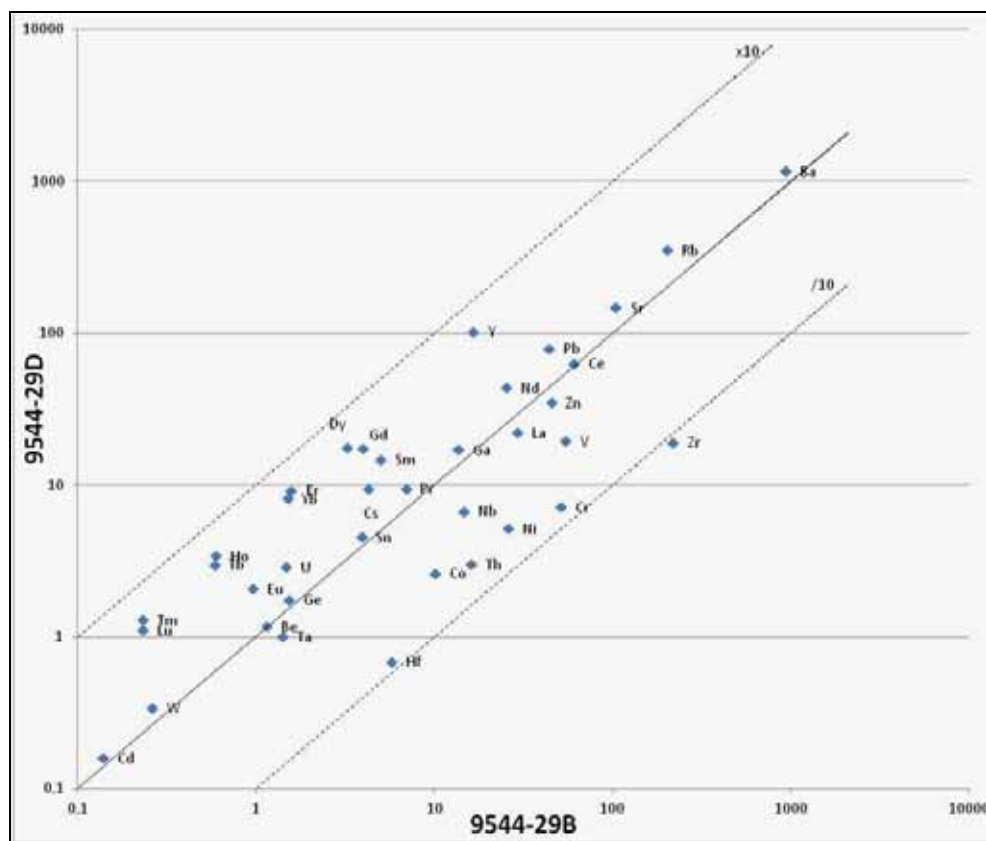
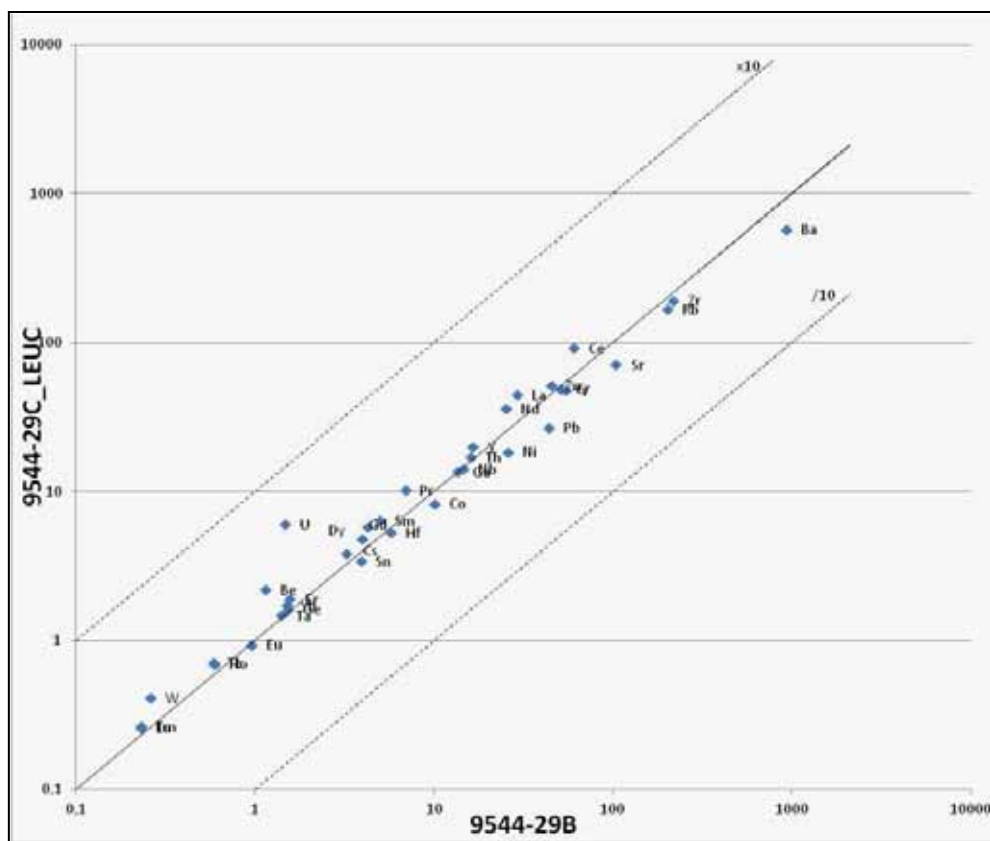


Figure III.47 : Gains et pertes d'éléments traces d'un leucosome (29C_LEUC à gauche) et la syénite intrusive (29D) par rapport au métagrauwacke de la formation de Chuos (échantillon de référence 29B). Le relatif désordre renseigne sur l'origine in-situ ou allogène de l'objet étudié (minéralogie potentiellement similaire ou non). Echelle logarithmique, graduations en ppm.

La résolution graphique par isocones pour la quantification des transferts de matière dans les roches est source de facteurs d'exagération. La représentation logarithmique et la référence à la droite $y = x$ des figures ci-dessus est qualitative. Dans les comparaisons par isocônes les plus fines, les auteurs précédents fixent arbitrairement les éléments « immobiles » en fonction de leur position sur une droite les reliant à l'origine du repère.

Une autre approche plus robuste de la méthode des isocônes et le calcul numérique des pertes ou gains est présentée par (Humphris et al., 1998). Ils ont proposé une méthode de représentation qui au lieu d'utiliser directement les concentrations en élément (i) C_i^O et C_i^A mesurées respectivement dans la roche d'origine et la roche secondaire produite par sa fusion, représentent les concentrations normalisées de coordonnées C_i^{A*} et C_i^{O*} à équidistance égale à l'unité par rapport à l'origine dans un repère cartésien.

Soit :

$$Xi = (C_i^{O*}, C_i^{A*}) \text{ et } \text{Dist.}(Xi ; 0) = 1$$

Xi , le point représentant l'élément i,

C_i^{O*} et C_i^{A*} respectivement concentrations normées de la roche d'origine et la roche secondaire,

$\text{Dist.}(Xi ; 0)$, la distance entre Xi et l'origine du repère de coordonnées (0, 0).

Après calculs :

$C_i^{A*} = \sqrt{(C_i^A / (C_i^A + C_i^O))} \quad \text{et} \quad C_i^{O*} = \sqrt{(C_i^O / (C_i^A + C_i^O))}$

La représentation de C_i^{A*} en fonction de C_i^{O*} montre un agencement de tous les éléments en arc de cercle dont le rayon est égal à 1. On dispose ainsi, d'un même repère orthonormé pour tous les éléments majeurs ou traces dont on peut qualifier et quantifier la mobilité relative. Par la même occasion, la représentation des éléments majeurs et traces dans le même repère en faisant abstraction des unités de mesure, permet d'identifier le transfert de groupes d'éléments ayant les mêmes affinités de mobilisation et supposer, dans les cas idéaux, les types de minéraux qui pourront se former dans la phase secondaire.

La normalisation des oxydes majeurs selon la méthode de Humphris et al., 1998 est présentée dans le Tableau III.16. La normalisation pour les éléments traces (non représentée) a permis de construire les Figure III.48 et Figure III.49 ci-après.

Id. Echantillon	Facies		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Total
9544_29B	paléosome	C _i ^O	73,369	10,964	4,152	0,0488	1,858	0,737	0,75	6,002	0,543	0,122	1,514	100,059
9544_29B_LEUC	néos. concordant	C _i ^A	80,96	7,71	2,963	0,033	1,14	1,13	0,64	3,73	0,33	<L.D.	1,52	100,152
9544_29B*		C _i ^{O*}	0,689	0,766	0,764	0,775	0,787	0,629	0,733	0,785	0,790	-	0,707	0,707
9544_29B_LEUC*		C _i ^{A*}	0,724	0,643	0,645	0,632	0,617	0,778	0,680	0,619	0,613	-	0,708	0,707
9544_29C_LEUC	néosome réseau	C _i ^A	76,69	9,202	3,429	0,067	1,7	1,97	0,74	3,83	0,52	0,15	1,36	99,655
9544_29B*		C _i ^{O*}	0,699	0,737	0,740	0,648	0,723	0,521	0,709	0,781	0,715	0,676	0,726	0,708
9544_29C_LEUC*		C _i ^{A*}	0,715	0,676	0,673	0,762	0,691	0,853	0,706	0,624	0,699	0,737	0,688	0,706
9544_29Cbis_LEUC	néosome	C _i ^A	77,45	11,24	1,047	0,03	0,97	1,93	1,04	5,23	0,16	0,06	1,02	100,17
9544_29B*		C _i ^{O*}	0,697	0,703	0,894	0,788	0,811	0,526	0,647	0,731	0,881	0,819	0,772	0,707
9544_29Cbis_LEUC*		C _i ^{A*}	0,717	0,712	0,449	0,616	0,585	0,850	0,762	0,682	0,472	0,574	0,635	0,707
9544_29D	veine discordante	C _i ^A	61,66	16,37	1,13	0,037	0,66	3,57	1,35	11,4	0,19	2,15	1,27	99,829
9544_29B*		C _i ^{O*}	0,737	0,633	0,887	0,754	0,858	0,414	0,597	0,587	0,862	0,232	0,738	0,708
9544_29D*		C _i ^{A*}	0,676	0,774	0,463	0,657	0,513	0,910	0,802	0,810	0,506	0,973	0,675	0,707

Tableau III.16 : Calcul des concentrations normées (*) des oxydes majeurs selon la technique de Humphris et al., 1998. C_i^O = concentration mesurée de l'élément i dans le métagrauwacke 9544-29B ; C_i^A = concentration mesurée de l'élément i dans les leucosomes ou veine intrusive. C_i^{O*} et C_i^{A*} respectivement concentrations normées du métagrauwacke et des objets comparés.

Dans les figures représentant les concentrations des éléments normalisés selon la méthode de Humphris (1998) (Figure III.48 et Figure III.49); la relation s'exprime à travers l'étalement de l'éventail des points. Plus cet éventail est restreint; plus les roches comparées ont des chances d'avoir des similitudes minéralogiques relatives et susceptibles d'être en relation génétique. C'est ainsi que la poche de leucosome (9544-29B_LEUC*) a un éventail réduit par rapport à la roche de référence ; ce qui est l'opposé pour la veine de leucosome (9544-29Cbis_LEUC*). A l'extrême, la veine de syénite intrusive (9544-29D*) a un très large éventail qui confirme sa non-relation avec le métagrauwacke (9544-29B*). A noter que les représentations corroborent nos observations et interprétations structurales (Tableau III.8 ; Figure III.45) si l'on tient compte des relations entre leucosomes et métagrauwacke. On pourra interpréter les « différences » de répartition des éléments entre les leucosomes 9544-29B_LEUC* et 9544-29Cbis_LEUC* par le fait que le premier cité est une poche représentant la collecte des jus silicatés à l'échelle des

grains dans son proche périmètre, tandis que le second représenterait la collecte de veinules ayant pu drainer de jus silicaté provenant d'un périmètre beaucoup plus large.

Pour le transfert d'éléments chimiques, les observations faites avec la représentation des isocônes sous forme logarithmique est appropriée pour les oxydes majeurs. A savoir que la fusion partielle entraîne un accroissement plus ou moins important de la teneur en SiO_2 ; CaO et le fractionnement des oxydes de FeO , de MgO ; de MnO et de TiO_2 dans le résidu (représenté par le mésosome 29B).

Le comportement des éléments traces est variable: Les éléments lithophiles sont globalement fractionnés dans le leucosome et les éléments sidérophiles sont concentrés dans le mésosome. Le Zr et le Th sont plus concentrés dans le mésosome que dans les leucosomes. La grande partie des Terres Rares se comportent de la même manière que SiO_2 , ce qui suggère qu'elles sont incorporées dans le réseau des divers silicates qui constituent les granites et exclu un fractionnement important dans des phases accessoires.

En contraste, l'Uranium est plus concentré dans les leucosomes discordants (C', Figure III.45) que dans les leucosomes concordants. Ainsi il apparaît que l'U a un comportement spécifique par rapport aux autres Terres Rares ce qui pourrait se refléter par la cristallisation d'oxydes d'uranium dans ces leucomes, si la teneur en U était beaucoup plus importante que les 06 ppm de l'échantillon. (Th = 17,12 ppm)

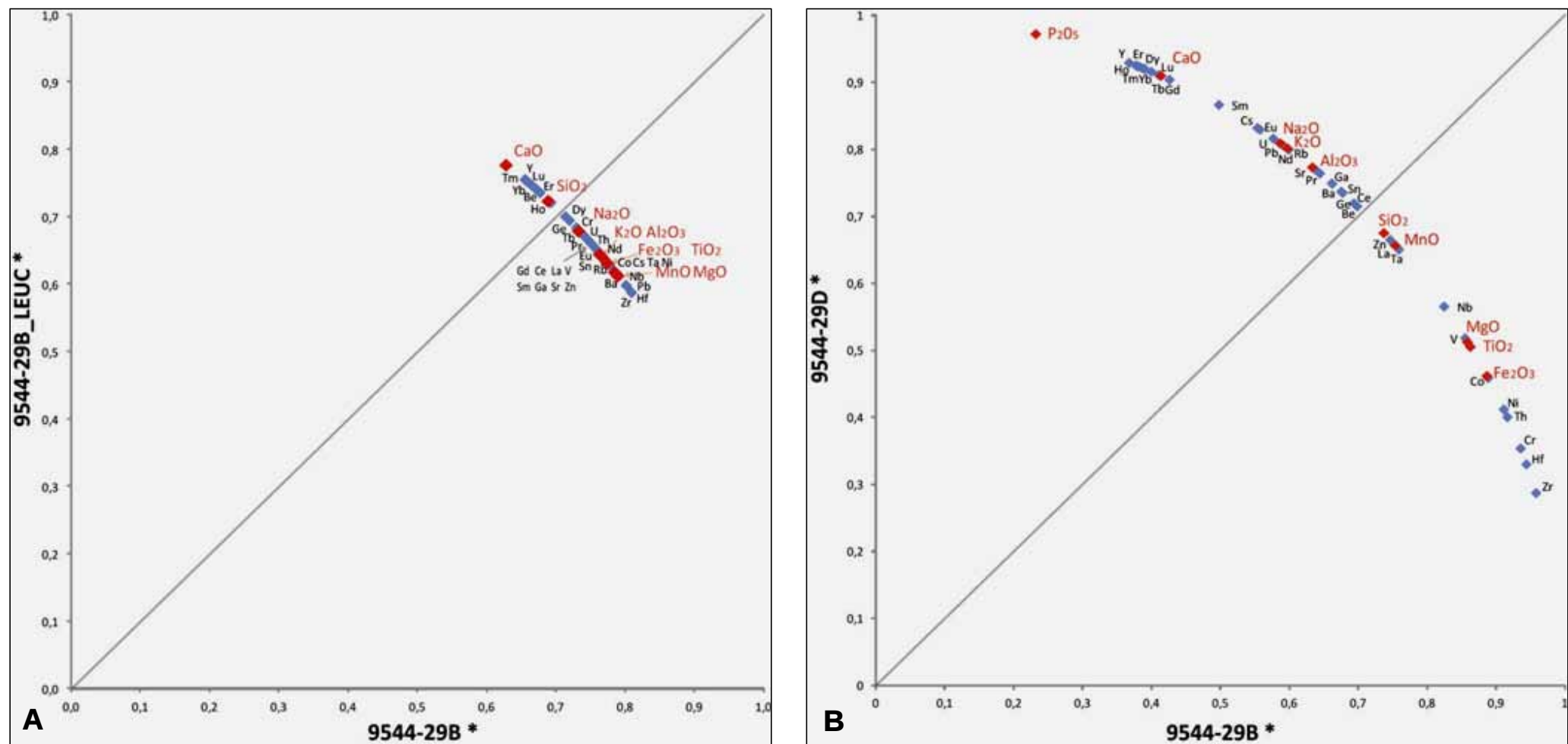


Figure III.48 : Représentations des concentrations normalisées des différents composants de la métatexite de métagrauwacke du Chuos de l'affleurement 29 (*). Les concentrations des oxydes majeurs et éléments traces des différents types de veines granitiques sont normalisées par rapport à la composition du mésosome de la métatexite. A. Poche de Leucosome dans le mésosome (P2O5 < L.D. ; non représenté). B. Syénite intrusive dans la métatexite.

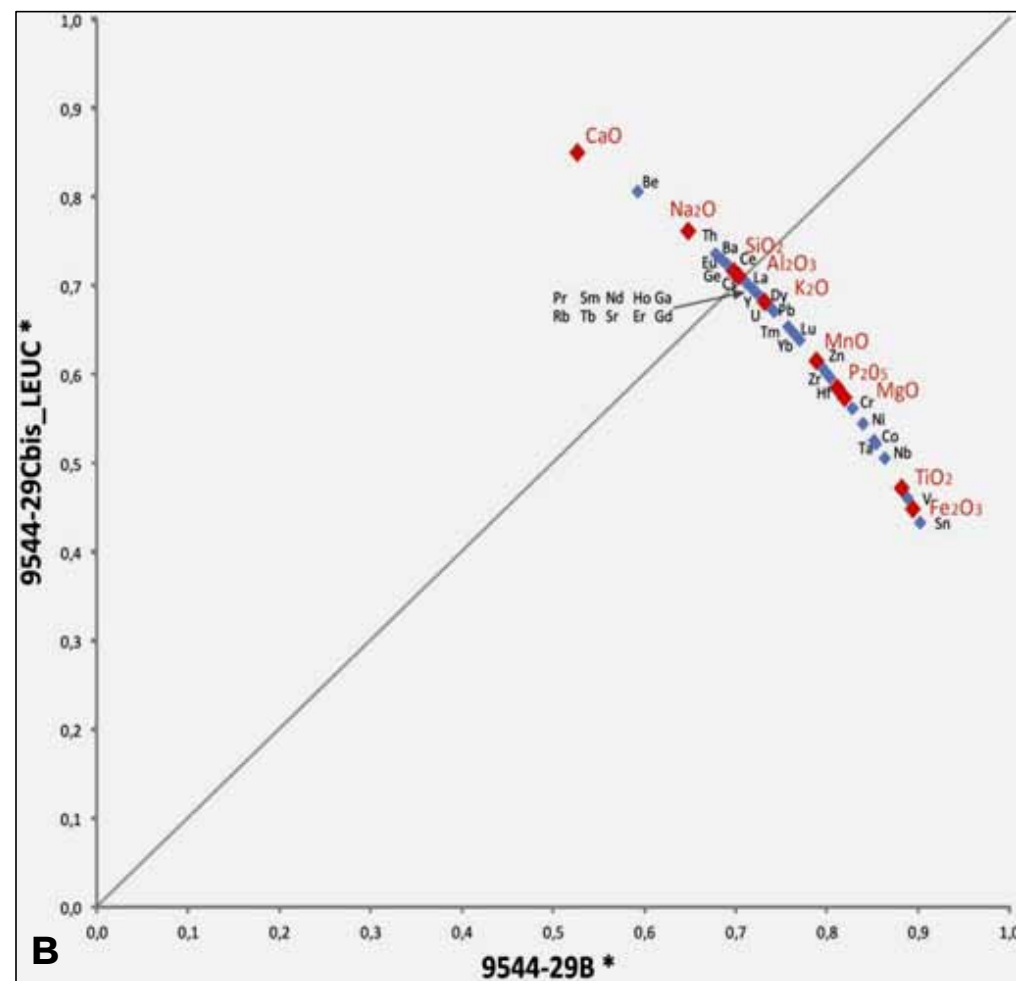
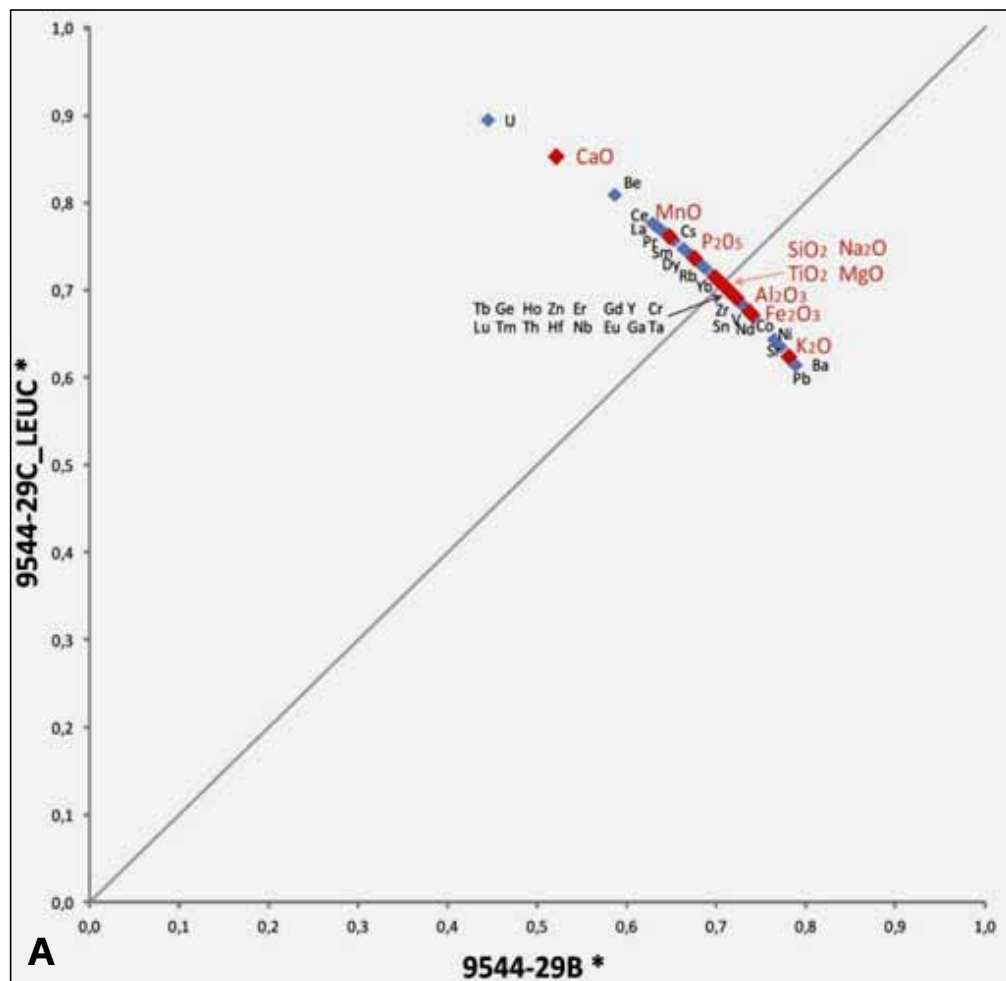


Figure III.49 : Représentations des concentrations normalisées (*) des oxydes majeurs et éléments traces entre fractions granitiques et méta-grauwacke de la formation du Chuos (Affleurement 29). A. Veines de leucosome infra-centimétriques concordantes en réseau. B. Veine de leucosome supra-centimétrique concordante.

Les isocônes sont un outil permettant l'estimation des transferts élémentaires induit par le fractionnement entre liquide silicaté et résidu solide lors de la fusion partielle. Le choix des échantillons représentant ces différents pôles repose sur l'analyse structurale, pétrologique et texturale des migmatites. Le leucosome est interprété comme représentant une partie au moins du liquide silicaté généré par fusion partielle (en effet, une partie du liquide a pu migrer au-delà de l'échelle des grains, auquel cas le leucosome représenterait un cumulat formé des premiers cristaux formés lors de la cristallisation fractionnée). Le mésosome est considéré comme le résidu solide après ségrégation au moins partielle du liquide pour former des veines de leucosome. En effet, (i) une partie du mésosome pourrait représenter une zone non affectée par la fusion partielle en raison d'une composition de la roche moins fertile, ou (ii) une partie du liquide de fusion partielle pourrait ne pas avoir été ségrégué à l'échelle des grains et être resté piégé dans le mésosome. Il n'en demeure pas moins qu'elle permet de juger de relations pétrogénétiques entre différents faciès. Cette technique peut venir en complément de la géochimie classique (Figure III.50) pour expliquer les différences (ou similarités) de composition élémentaires.

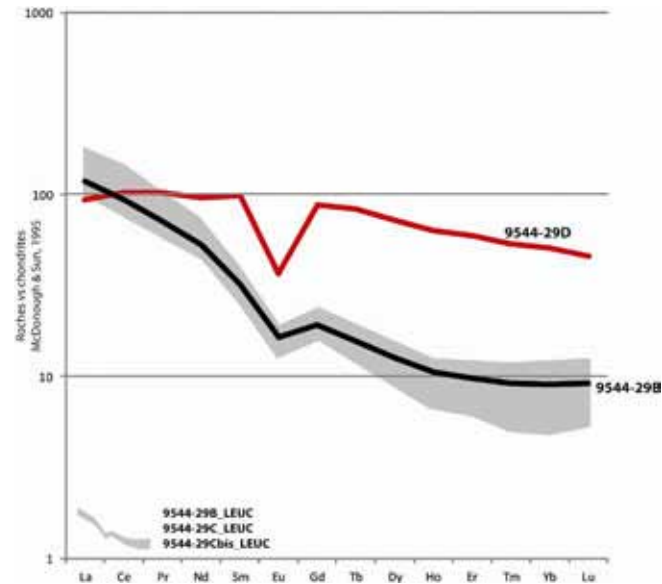


Figure III.50 : Spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites (Sun and McDonough, 1989) des roches de l'affleurement 29. 9544-29B = méta-grauwacke et 9544-29D = syénite intrusive. Les autres échantillons = différents types de leucosomes.

CONCLUSION

Les travaux antérieurs (Jacob, 1974; Jacob et al., 1986; Oliver, 1994; Nex et al., 2001) avaient abouti à des classifications pétro-géochimiques en mentionnant l'origine des granites par la fusion partielle des roches sans en faire une étude génétique poussée. Notre étude s'intéresse aux relations génétiques entre ces granites et les métasédiments dans le cadre des processus de ségrégation et de migration des liquides silicatés qui accompagnent la fusion partielle.

Les compositions minéralogiques et chimiques des différents types de leucosomes et granites exposés dans la rivière Swakop corroborent les distinctions proposées sur la base de leurs relations structurales de terrain avec les roches encaissantes et de leur caractéristiques pétrologiques et texturales. Les fractions granitiques des migmatites et granites de la rivière Swakop ont des signatures en éléments majeurs qui couvrent les champs des granites peralumineux et métalumineux. Ils ont les caractéristiques de la lignée calco-alkaline hyperalumineuse et certains sont hyper potassiques. Cependant, la comparaison géochimique uniquement basée sur les compositions en oxydes majeurs des échantillons ne permet pas de distinguer les différents types de fraction granitiques des migmatites et des plutons intrusifs.

Par contre la comparaison entre éléments des terres rares (TR) permet de distinguer les leucosomes et granites in-situ des granites intrusifs. Les leucosomes ont des compositions chimiques similaires à leurs encaissants interprétés comme leur source (pentes fortement négatives des spectres d'ETR) tandis que les granites intrusifs (pentes des spectres d'ETR à pente négative moins prononcée) ont des caractères chimiques différents. Ces derniers auraient pu subir un fractionnement chimique plus important que les granites in-situ lors de la migration des liquides silicatés; il en résulte qu'ils peuvent contenir des minéraux accessoires d'éléments chimiques lithophiles tels que les oxydes d'uranium. Il convient cependant de distinguer différents types de granites intrusifs. La syénite par exemple présente un spectre de terres rares assez plat qui suggère une source peu différenciée. Par contre, elle est comparativement plus enrichie en terre rares que les autres granites, ce qui indique une différenciation importante sans doute par cristallisation fractionnée. Les autres granites intrusifs ont des caractéristiques complètement différentes (spectres différenciés et comparativement peu enrichis).

Il est aussi possible d'estimer qualitativement et semi-quantitativement les transferts d'éléments entre protolithe métasédimentaire et granites par la technique des isocônes. Par ailleurs, la méthode de Humphris (1998) apporte à cette technique des contraintes sur les groupes d'éléments qui peuvent être mobilisés conjointement lors du transfert de matière lié à la fusion partielle par exemple, le Zr est très peu mobilisé dans les processus de fusion partielle et reste préférentiellement dans la métatexite métasédimentaire.

Bibliographie

- Basson, I., Greenway, G., 2004. The Rossing uranium deposit: a product of late-kinematic localization of uraniferous granites in the Central Zone of the Damara Orogen, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 38, 413–435.
- Baumgartner, L., Olsen, S., 1995. A least-squares approach to mass-transport calculations using the isocon method. *Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol.* 90, 1261–1270.
- Best, M.G., 2002. *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd ed. Wiley-Blackwell.
- Brown, M., 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association* 84, Part 4, 371–IN2.
- Casale, G.M., Teyssier, C., Whitney, D., 2003. The origin of myrmekite in sheared granitoids, in: Paper No. 88-26. Presented at the Seattle Annual Meeting.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., Washington, H.S., 1902. A Quantitative Chemico-Mineralogical Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *The Journal of Geology* 10, 555–690.
- Debon, F., Le Fort, P., 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bulletin de minéralogie* 111, 493–510.
- Geological Survey of Namibia, 1995. Geological map of Namibia 1:250 000 geological series. Sheet 2214 - Walvis Bay.
- Grant, J., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications. *Phys. Chem. Earth* 30, 997–1004.
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram; a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81, 1976–1982.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* 2, 47–65.
- Humphris, S.E., Alt, J.C., Teagle, D. a. H., Honnorez, J.J., 1998. Geochemical changes during hydrothermal alteration of basement in the stockwork beneath the active TAG hydrothermal mound. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results* 158, 255–276.
- Jacob, R.E., 1974. Geology and metamorphic petrology of part of the Damara Orogen along the Lower swakop River, South West Africa. *Bull. Precambr. Res. Unit, Univ. Cape Town*, 17 185 pp.
- Jacob, R.E., Corner, B., Brynard, H., 1986. The regional geological and structural setting of the uraniferous granitic provinces of southern Africa. In: Annhauser, C.R., Maske, S. (Eds.), *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geological Society of South Africa II p. 1807–1818.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 11–30.
- McDonough, W.F., Sun, S. -s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- Nex, P.A.M., Kinnaird, J.A., Oliver, G.J.H., 2001. Petrology, geochemistry and uranium mineralisation of post-collisional magmatism around Goanikontes, southern Central Zone, Damaran Orogen, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 33, 481–502.
- Oliver, G.J., 1994. Mid-crustal detachment and domes in the central zone of the Damaran orogen, Namibia. *Journal of African Earth Sciences* 19, 331–344.
- Olsen, S., Grant, J., 1991. Isocon analysis of migmatization in the front range, colorado, usa. *J. Metamorph. Geol.* 9, 151–164.
- Olsen, S.N., 1984. Mass-balance and mass-transfer in migmatites from the Colorado Front Range. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 85, 30–44.

- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada.
- Shand, S.J., 1947. Eruptive rocks; their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits, with a chapter on meteorites. T. Murby; J. Wiley, London; New York.
- Streckeisen, A., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773–786.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic studies of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. IN: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds) *Magmatism in oceanic basins*. Spec. Publ. eol. soc. London, 42 313–345.
- Toé, W., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Feybesse, J.-L., Milési, J.-P., n.d. From migmatites to granites in the Pan-african Damara Belt, Namibia. Submitted *J. of Afr. Earth Sciences*.
- Vanderhaeghe, O., 2001. Melt segregation, pervasive melt migration and magma mobility in the continental crust: the structural record from pores to orogens. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 26, 213–223.
- Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477, 119–134.
- Winter, J.D., 2009. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology: United States Edition*, 2nd ed. Prentice Hall.
- Zhou, J., Li, X., 2006. Geoplot: An Excel VBA program for geochemical data plotting. *Computers & Geosciences* 32 554–560.

CHAPITRE 3

SOURCES DE LA FRACTION GRANITIQUE DES MIGMATITES ET DES GRANITES INTRUSIFS DE LA RIVIERE SWAKOP : CONSTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES

SOURCES DE LA FRACTION GRANITIQUE DES MIGMATITES ET DES GRANITES INTRUSIFS DE LA RIVIERE SWAKOP : CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES

INTRODUCTION

La zone centrale de la ceinture du Damara est subdivisée en trois unités structurales exposées le long de la rivière Swakop. Ces unités ont été définies sur la base de la proportion de la fraction granitique et de ses relations structurales avec les roches encaissantes (Toe et al. Soumis à JAES). L'unité inférieure est composée de diatexites et des granites hétérogènes comprenant des enclaves de paragneiss et d'orthogneiss métatexitiques, des enclaves d'amphibolites et des plutons de granite leucocrate plus homogène interprétés comme des diapirs. L'unité intermédiaire est formée de métatexites dont le protolithe est essentiellement un métagrauwacke et caractérisées par un réseau de leucosome concordants en continuité texturale avec des leucosomes discordants et recoupés par des veines granitiques intrusives aux contacts francs. L'unité supérieure est dominée par une série métasédimentaire métamorphisée dans le faciès des Amphibolites et recoupée par des granites aux contacts francs formant des dykes et des laccolithes. Une partie de ces dykes sont partiellement à totalement transposés dans la structure de la roche encaissante.

L'unité intermédiaire est interprétée comme une zone de fusion partielle des métasédiments et le contact avec l'unité inférieure est interprété comme la transition avec la zone magmatique au sein de laquelle les roches partiellement fondues et les enclaves flottaient au sein d'un liquide silicaté. L'unité supérieure est interprétée comme la zone d'intrusion des magmas granitiques issus de la fusion partielle au sein des unités sous-jacentes. (Figure IV.51, Tableau IV.17).

Dans la section précédente, les relations pétrogénétiques entre ces différents types de granites et leur encaissants ont été testées sur la base de leurs compositions en éléments majeurs et traces et de leurs signatures en Terres Rares. La conclusion étant que les signatures des leucosomes de la zone intermédiaire sont compatibles avec une origine par fusion partielle des métagrauwackes encaissants, tandis que les signatures des granites intrusifs suggèrent une origine par fusion partielle d'un protolithe différent des métatexites encaissantes.

L'objectif de cette partie est de documenter le comportement des phases accessoires porteuses de l'Uranium au cours de la fusion partielle, de la ségrégation liquide/solide, et de la cristallisation fractionnée, par des analyses (i) U/Pb sur zircon, monazite et uraninite, et (ii) Sm/Nd sur roche totale des différents types de granites et de leurs encaissants.

Le zircon est un minéral accessoire qui cristallise dans les granites et est stable jusqu'à très haute température (Cherniak and Watson, 2003). La monazite est plus facilement déstabilisée ou recristallisée au cours du métamorphisme ou du métasomatisme (Rubatto et al., 2001; Hoskin and Schaltegger, 2003; Martin et al., 2008). Les analyses chimiques et radiométriques effectuées sur des zircons séparés serviront de base pour discuter la relation entre concentrations en zirconium et concentrations en uranium dans les liquides silicatés sur la base des travaux expérimentaux de Watson et Harrison, 1983 sur la relation entre la saturation en zirconium et les concentrations des éléments incompatibles dans les magmas.

Les signatures isotopiques Sm-Nd sur roches totales de métatexites métasédimentaires ainsi que de granites in-situ et intrusifs permettent de tracer les liens pétrogénétiques entre ces différents faciès et complètent le traçage par datations ponctuelles sur zircon, monazite et uraninite des granites de la rivière Swakop. Ces nouvelles données isotopiques seront comparées avec celles de la littérature, notamment les données isotopiques des roches de la rivière Khan de Jung et al. (2003).

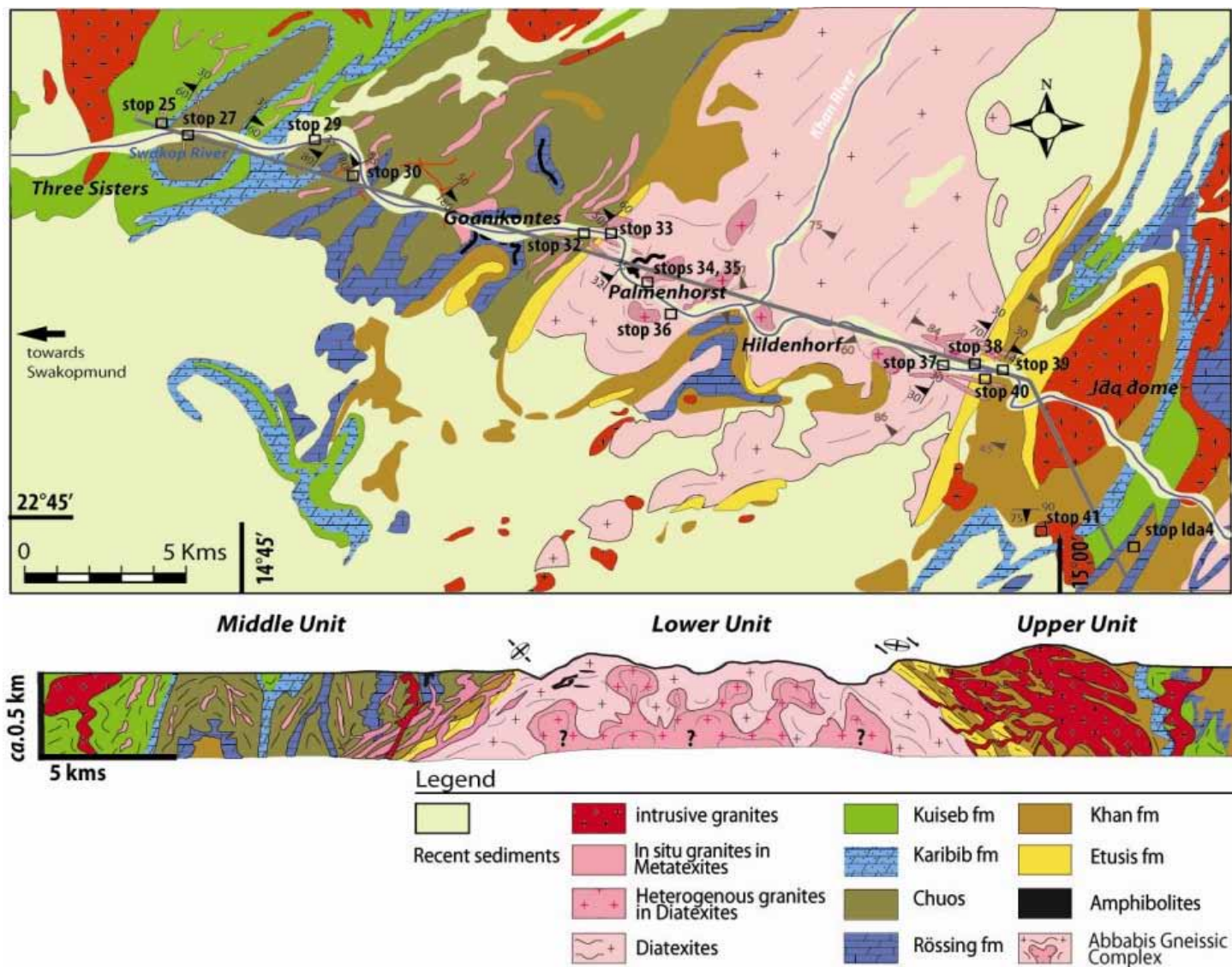


Figure IV.51 : Carte et coupe interprétative de la Swakop River avec les différentes stations d'étude et d'échantillonnage. Carte modifiée d'après la carte géologique au 1/250 000è de la région de Walvis Bay, feuille 2214 ((Geological Survey of Namibia, 1995).

Unité structurale	Position carte	id. échantillon	Lithologies	Interprétation
Unité inférieure	Stop 34	9544-34	Amphibolite	enclave amphibolitique
	Stop 35	9544-35A	paragneiss à leucosomes	diatexites (protolithe paragneissique)
		9544-35B		
		9544-35C	granites à microcline	granites hétérogènes dans diatexite
		9544-35D		
	Stop 36	9544-36A	leucogranite	diapir granitique (granite hétérogène)
		9544-36B		
	Stop 38	9544-38 9544-38"	orthogneiss	orthogneiss migmatitique
Zone de transition Ouest Unités inférieure/intermédiaire	Stop 33	9544-33A	granite à biotite et monazite	granite intrusif
		9544-33B1'	métagrauwacke	métatexite métasédimentaire
		9544-33B1"	granite	leucosome in-situ dans métatexite
		9544-33C	granite	granites in-situ dans métatexite
		9544-33D	granite	
		9544-33E	pegmatite à biotite	granite intrusif
Unité intermédiaire	Stop 25	9544-25B	gneiss à grenat	métatexite métasédimentaire à leucosomes à grenats
	Stop 27	9544-27A	métagrauacke	métatexites non différenciées
		9544-27B		
	Stop 29	9544-29B	métagrauacke	métatexite métasédimentaire
		9544-29B leuc	granite à microcline	leucosome
		9544-29C leuc	granite à microcline	leucosome réseau
		9544-29Cbis leuc	granite à microcline	leucosome
		9544-29D	Syénite	veine discordante
	Stop 32	9544-32	métaquartzite	métasédiment encaissant
		9544-32 pegm	pegmatite	granite in-situ dans métatexite
Zone de transition Est Unités inférieure/supérieure	Stop 39	9544-39A	granite à microcline	granite intrusif
		9544-39B1	calcschiste	métasédiment encaissant
		9544-39D	granite	granite intrusif
Unité supérieure	Stop 41	9544-41A	pegmatite à quartz fumé	granites intrusifs
		9544-41B	granite	
		9544-41C	pegmatite	
		9544-41E	calcschiste	métatexite métasédimentaire
		9544-41E veine	granite à diopside	leucosome (veine concordante)
		9544-41D	Amphibolite	enclave amphibolitique
	Stop Ida 4	9544-99	pegmatite à quartz fumé	granite intrusif

Tableau IV.17 : Affiliations, positions, descriptions et interprétations des roches échantillonnées dans la rivière Swakop. En bleu, les échantillons étudiés en géochronologie U-Pb sur zircons séparés (+ monazites et uraninites en mince le cas échéant) ; en vert, les échantillons étudiés en isotopie Sm-Nd roches totales. A noter que les échantillons étudiés en géochronologie ont tous été étudiés en isotopie Sm-Nd sauf le leucosome en réseau (9544-29C-leuc) et la pegmatite à biotite et monazite (9544-33A).

I CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES DES MIGMATITES ET GRANITES DE LA SWAKOP RIVER

L'étude morphologique des populations de zircons (Pupin, 1980; Corfu et al., 2003) renseigne sur leur condition de cristallisation et donc sur leur origine (magmatique, métamorphique, hydrothermales ou détritique). Les analyses des isotopes de l'Uranium et du Plomb in-situ sur zircon séparés fournissent plusieurs informations. Deux isotopes de l'Uranium sont radioactifs, l' U^{237} se désintègre en Pb^{207} et l' U^{235} se désintègre en Pb^{206} . Les analyses isotopiques permettent de calculer des âges Pb^{207}/Pb^{206} ou de comparer les données des deux géochronomètres dans un diagramme concordia représentant les rapports isotopiques Pb^{206}/U^{238} en fonction de Pb^{207}/U^{235} . Si les deux géochronomètres donnent les mêmes âges, en prenant en compte la marge d'erreur, alors les âges sont dits concordants. Alternativement, si un ou des isotopes utilisés dans les rapports subissent des gains ou des pertes, alors les analyses sont dites discordantes. Dans les cas simples, les pertes ou gains sont associés à une réouverture partielle du système isotopique U/Pb lors d'un événement de recristallisation. Dans ce cas, les modifications des signatures isotopiques des minéraux peuvent être variables d'un minéral à l'autre mais ne se répercutent pas sur des changements de proportions entre isotopes du Pb ou de l'Uranium ce qui se traduit par une distribution des analyses selon une droite dite « discordia ». La qualité de la définition de cette droite est évaluée par la Mean Standard Weighted Deviation. Les intersections entre discordia et concordia sont appelés intercepts inférieur et supérieur et peuvent avoir des interprétations pétrologiques variées selon le type de zircons :

- Pour des zircons magmatiques, les âges concordants ou l'intercept supérieur renseignent sur l'âge de cristallisation. Pour des zircons hérités dans des granites cristallisés à partir de liquides silicatés issus de la fusion partielle, l'intercept supérieur donne les âges de leurs sources tandis que l'intercept inférieur donne l'âge de perturbation isotopique qui peut être due par la cristallisation de nouveaux zircons ou de bordures métamorphiques, ou fracturation/altération de la structure cristalline du zircon. Pour des zircons détritiques dans les sédiments ou métasédiments l'intercept supérieur peut

donner l'âge de leurs protolithes de provenance. L'intercept inférieur peut renseigner sur un événement métamorphique suffisamment important pour perturber les rapports isotopiques (faciès amphibolite ou granulite) dans le cas des métasédiments.

- Dans le cas de zircon ayant subi une recristallisation par dissolution/reprécipitation sans formation d'une nouvelle zone de croissance, la remise à zéro des systèmes isotopiques est très imparfaite et les âges obtenus sont sujets à caution (Martin et al., 2008).
- Des analyses discordantes peuvent également correspondre à des mélanges entre des zones aux signatures distinctes mais aux dimensions inférieures à la taille des zones analysées. C'est particulièrement le cas lors d'analyse de populations de grains de zircon mais c'est également possible par analyse à la sonde ionique si la taille du faisceau d'ion excède celle des zones de croissances.

Nous présenterons les descriptions morphologiques ainsi que les résultats de géochronologie U-Pb in-situ par LA-ICP-MS (Resonetics Revolution M-50 ; laboratoire Magma et Volcans ; Clermont-Ferrand) sur zircons séparés mais aussi sur monazites en lame minces de certaines roches des unités.

I. 1 L'UNITE INFÉRIEURE

Les principales lithologies de l'unité inférieure ont été échantillonnées, Quatre types de roches y ont été étudiés : un orthogneiss, potentiel témoin de socle ; un diapir granitique ; des diatexites paragneissiques ainsi qu'une enclave d'amphibolite dans les diatexites du complexe gneissique d'Abbabis.

ORTHOGNEISS. ECHANTILLON 9544-38

Les zircons de l'orthogneiss 9544-38 observés au microscope binoculaire (MB) sont pour la plupart translucides légèrement colorés en brun et de forme hexagonale à double terminaison prismatique (1, Figure IV.52) typiques des zircons magmatiques. Ils sont assez trapus avec un rapport longueur/largeur (L/l) ≈ 3 et ont une taille voisine de 200 μm pour les zircons entiers. Certains zircons présentent des

bordures résorbées allant parfois jusqu'à des formes sub-arrondies. Ils comportent des zonations avec des parties internes plus brillantes que la bordure.

L'observation en cathodoluminescence (CL) indique que ces zircons sont fracturés, et caractérisés par une zonation oscillatoire magmatique (2, Figure IV.52).

Les datations effectuées sur ces zircons donnent des âges Pb^{207}/Pb^{206} Paléoprotérozoïques voisins de 2 Ga aussi bien sur les cœurs que sur les surcroissances magmatiques. A cet effet, le diagramme concordia des datations effectuées sur cet échantillon affiche des âges d'intercepts supérieur et inférieur respectivement à 2024 ± 14 Ma et 505 ± 64 Ma (A, Figure IV.53).

L'âge de l'intercept supérieur est cohérent avec les données in-situ des zircons (avec un âge moyen à 1977 ± 23 Ma ; B, Figure IV.53) tandis que l'âge néoprotérozoïque de l'intercept inférieur (assez imprécis) serait celui d'une perturbation que subissent les zircons de l'orthogneiss, qui pourrait être lié à leur fracturation à un enrichissement en U (Tableau IV.18) des bordures de zircons par rapports aux cœurs. Ce qui se confirme par le fait que le point le plus bas dans le diagramme Concordia soit en périphérie du zircon A (Figure IV.52 et donne un âge très discordant à 1701 ± 46 Ma.

Des monazites sur lame mince de cet orthogneiss (Figure IV.54) ont elles aussi été datées et elles enregistrent un événement géochronologique à ca. 510 Ma (A et B, Figure IV.54). Ces monazites sont en inclusions dans des biotites qui définissent la foliation des orthogneiss et sont interprétées comme ayant cristallisé lors du métamorphisme panafricain.

Les Tableau IV.18 et Tableau IV.19 présentent le détail des mesures géochronologiques effectuées respectivement sur les zircons et les monazites de l'orthogneiss 9544-38. On y observe que les zircons de l'orthogneiss (Tableau IV.18) ont des concentrations médianes en Th et U respectifs de 203 ppm et 526 ppm pour un rapport Th/U médian de 0,40. Les valeurs extrêmes sont enregistrées par les bordures avec des teneurs en U pouvant aller jusqu'à 2000 ppm. Ces valeurs suggèrent un enrichissement postérieur en U dans les bordures de zircons.

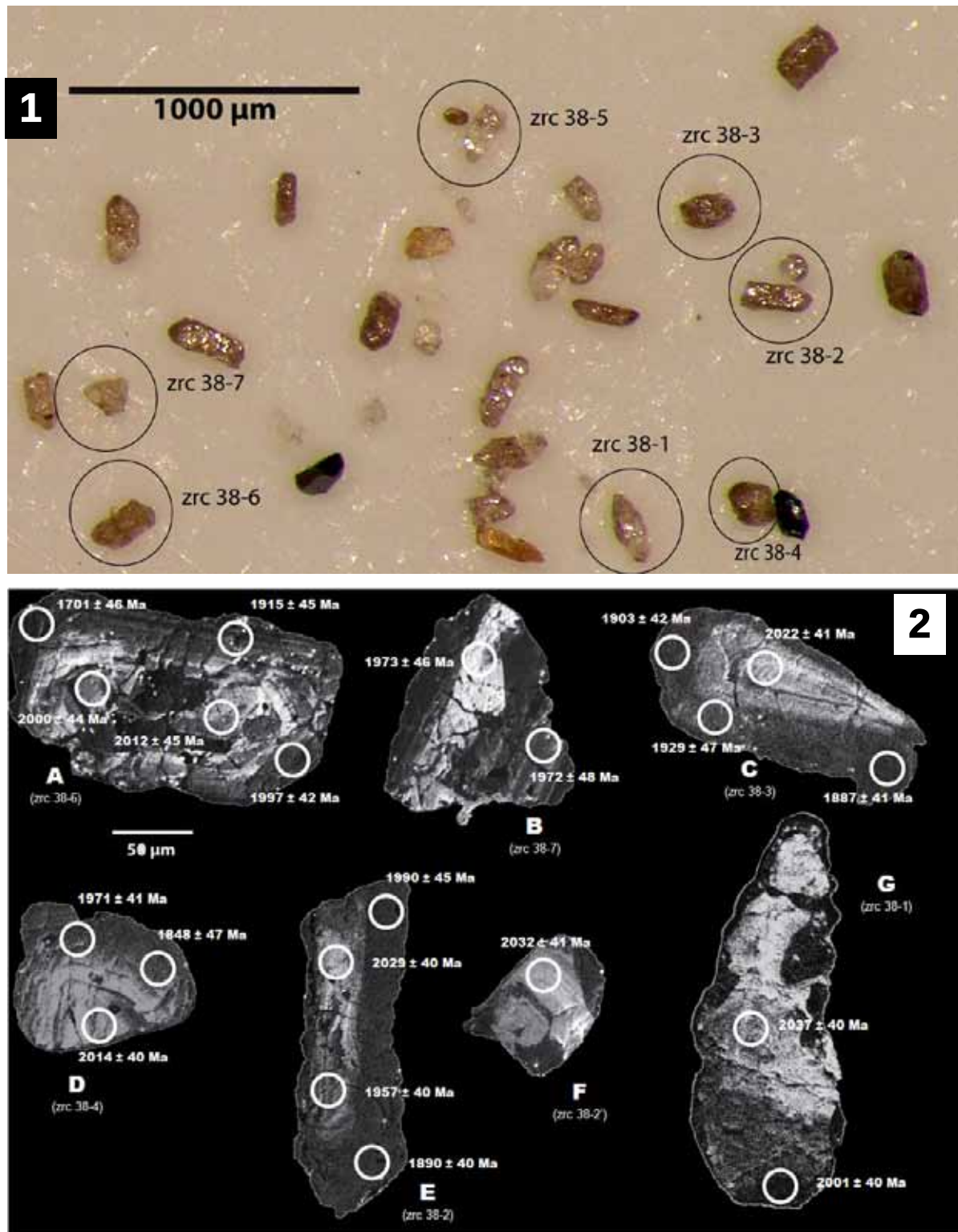


Figure IV.52 : Texture et âges Pb/Pb des zircons d'un orthogneiss (9544-38) du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2 σ .

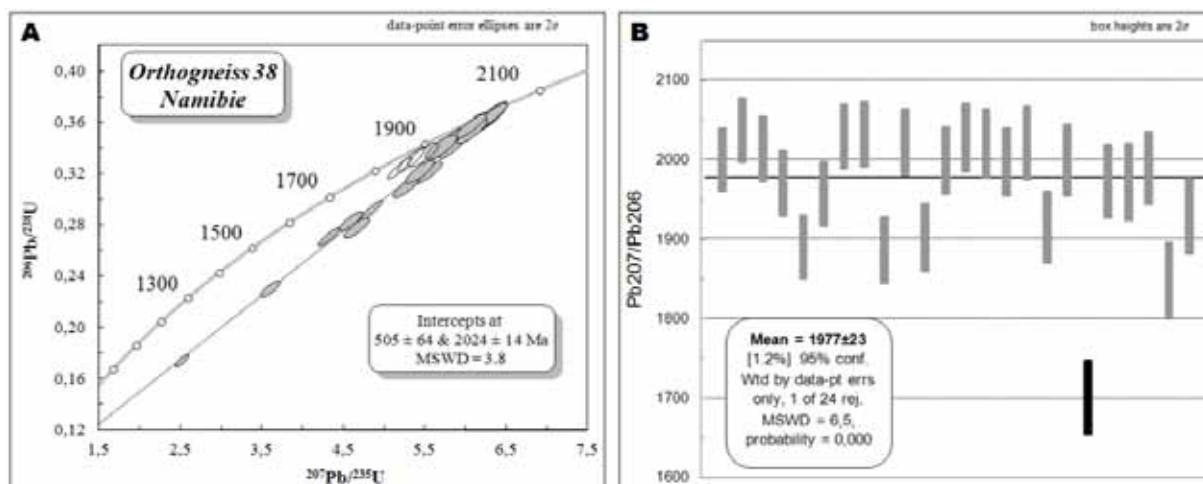


Figure IV.53 : A. Diagramme concordia- des zircons d'un orthogneiss (9544-38) du complexe gneissique d'Ababis. Unité inférieure. B. Age moyen Pb^{207}/Pb^{206} des zircons de l'échantillon 9544-38.

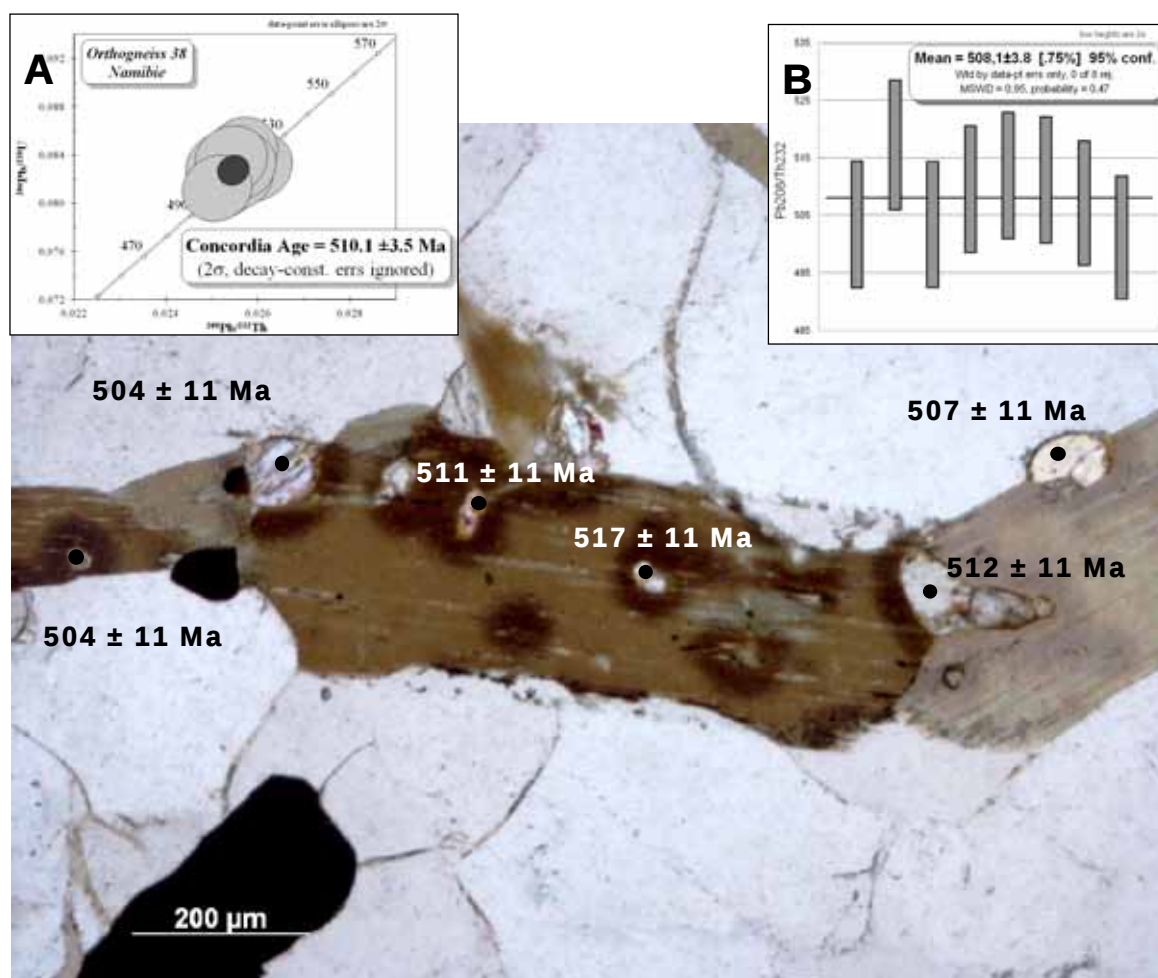


Figure IV.54 : Points d'analyses pour les datations Pb^{208}/Th^{232} des monazites de l'échantillon 9544-38. Insert A. Ages concordants des monazites de l'orthogneiss 9544-38. Insert B. Age moyen Pb^{208}/Th^{232} des monazites de l'orthogneiss 9544-38.

Orthogneiss 38		Common Lead corrected values										Age (Ma)	
id. zircons	Analysis_#	Localization	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	±	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	±	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±
G ; zircon 38-1	05070911e	magm. Overgrowth	136	207	430	0,48	5,9710	0,1418	0,3520	0,0077	0,92	2001	40
	06070911e	core	68	119	202	0,59	6,2875	0,1521	0,3630	0,0080	0,91	2037	40
E ; zircon 38-2	09070911e	rim	497	223	1873	0,12	5,1843	0,1220	0,3250	0,0071	0,93	1890	40
	10070911e	core	189	198	757	0,26	4,8383	0,1159	0,2922	0,0064	0,91	1957	40
	11070911e	core	163	237	500	0,47	6,2965	0,1510	0,3652	0,0080	0,91	2029	40
	30070911e	rim	167	226	578	0,39	5,4311	0,1457	0,3221	0,0072	0,83	1990	45
F ; zircon 38-2'	12070911e	core	71	108	216	0,50	6,2579	0,1520	0,3624	0,0080	0,90	2032	41
C ; zircon 38-3	15070911e	rim	210	249	901	0,28	4,3236	0,1056	0,2716	0,0060	0,90	1887	41
	16070911e	core	118	164	359	0,46	6,3103	0,1544	0,3674	0,0081	0,90	2022	41
	17070911e	rim	308	326	1091	0,30	5,3132	0,1328	0,3308	0,0073	0,88	1903	42
	32070911e	rim	189	173	649	0,27	5,4649	0,1508	0,3353	0,0075	0,81	1929	47
D ; zircon 38-4	07070911e	core	86	96	287	0,33	5,8357	0,1411	0,3415	0,0075	0,91	2014	40
	08070911e	magm. Overgrowth	351	218	1208	0,18	5,7930	0,1402	0,3473	0,0076	0,91	1971	41
	31070911e	rim	386	316	1968	0,16	3,5916	0,0977	0,2305	0,0052	0,82	1848	47
zircon 38-5	18070911e	rim	102	191	308	0,62	6,0886	0,1513	0,3592	0,0079	0,89	1999	42
	19070911e	core	83	122	246	0,50	6,3068	0,1583	0,3660	0,0081	0,88	2028	42
	20070911e	magm. Overgrowth	85	114	265	0,43	6,0715	0,1544	0,3537	0,0078	0,87	2021	43
A ; zircon 38-6	21070911e	magm. Overgrowth	137	95	444	0,21	6,0595	0,1522	0,3579	0,0079	0,88	1997	42
	22070911e	core	80	132	270	0,49	5,5192	0,1475	0,3215	0,0072	0,84	2021	45
	25070911e	rim	170	222	674	0,33	4,5841	0,1199	0,2835	0,0063	0,85	1915	45
	26070911e	core	161	326	552	0,59	5,2646	0,1386	0,3104	0,0069	0,85	2000	44
	27070911e	rim	263	252	1787	0,14	2,5131	0,0665	0,1748	0,0039	0,84	1701	46
B ; zircon 38-7	28070911e	core	158	255	623	0,41	4,6504	0,1257	0,2783	0,0062	0,83	1973	46
	29070911e	magm. Overgrowth	101	178	313	0,57	5,6980	0,1608	0,3413	0,0077	0,80	1972	48

Tableau IV.18 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de l'orthogneiss 9544-38 du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ.

orthogneiss 38		Common Lead corrected values										Age (Ma)	
id. monazite	Analysis_#	Localization	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	±	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	±	Rho	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	±
Monazites 38	05080911f	spot 1	1672	59532	4288	13,9	0,02522	0,00064	0,08310	0,00237	0,1	504	11
	06080911f	spot 2	1428	52914	2348	22,5	0,02592	0,00067	0,08310	0,00239	0,1	517	11
	07080911f	spot 3	1762	55203	7098	7,8	0,02522	0,00064	0,08153	0,00228	0,1	504	11
	08080911f	spot 4	521	16096	2043	7,9	0,02554	0,00064	0,08230	0,00230	0,1	510	11
	09080911f	spot 5	2791	79797	14211	5,6	0,02565	0,00064	0,08430	0,00235	0,1	512	11
	10080911f	spot 6	1597	61544	2573	23,9	0,02561	0,00064	0,08313	0,00232	0,1	511	11
	11080911f	spot 7	1310	47800	3115	15,3	0,02541	0,00064	0,08363	0,00235	0,1	507	11
	12080911f	spot 8	2456	63159	15697	4,0	0,02511	0,00062	0,08127	0,00225	0,1	501	11

Tableau IV.19 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les monazites de l'orthogneiss 9544-38 du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ.

DIATEXITES

DIATEXITE 9544-35A

Les zircons de la diatexite paragneissique 9544-35A sont hexagonaux à double extrémité pyramidale (1, Figure IV.55). Ils ont des tailles d'environ 200 μm et leur ratio longueur/largeur sont voisins de 3. Contrairement aux zircons de l'orthogneiss ils présentent des bordures quasi automorphes non-résorbées. Ils sont de couleur brune foncée et présentent peu de zonations internes brillantes.

En cathodoluminescence (2, Figure IV.55) les zircons présentent des structures complexes avec des cœurs hérités et des contours diffus. Les cœurs de ces zircons sont résorbés et très fracturés au point de s'effriter au polissage (zircons E et F, Figure IV.55).

Les cœurs hérités donnent deux pics d'âges $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, l'un Paléoproterozoïque autour de 2 Ga, et l'autre du début du Néoproterozoïque autour de 1 Ga. Les bordures métamorphiques donnent quant à elles un âge médian à 550^{+24}_{-42} Ma.

Dans un diagramme concordia, les analyses correspondant aux deux populations de cœurs hérités s'alignent sur des discordias distinctes avec des intercepts supérieurs respectivement à 2015 ± 18 Ma et 1021 ± 30 Ma. Les intercepts inférieurs de ces discordias, respectivement à 484 ± 52 Ma et à 477 ± 16 Ma sont cohérents avec une perturbation des signatures isotopiques des cœurs hérités lors du métamorphisme panafricain.

Le Tableau IV.20 présente les résultats des mesures géochronologiques effectuées sur les zircons de l'échantillon de diatexite 9544-35A. Dans le cas des zircons entiers (A, B et D, Figure IV.55) ou des cœurs hérités les rapports Th/U sont voisins de 0,5 tandis que dans leurs bordures ce rapport baisse d'un ordre de grandeur à 0,05 avec des teneurs en U exceptionnelles allant jusqu'à 3706 ppm. Ces très faibles rapports Th/U indiqueraient que la cristallisation de zircon des bordures soient d'origine métamorphique (Rubatto, 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003; Martin et al., 2008)

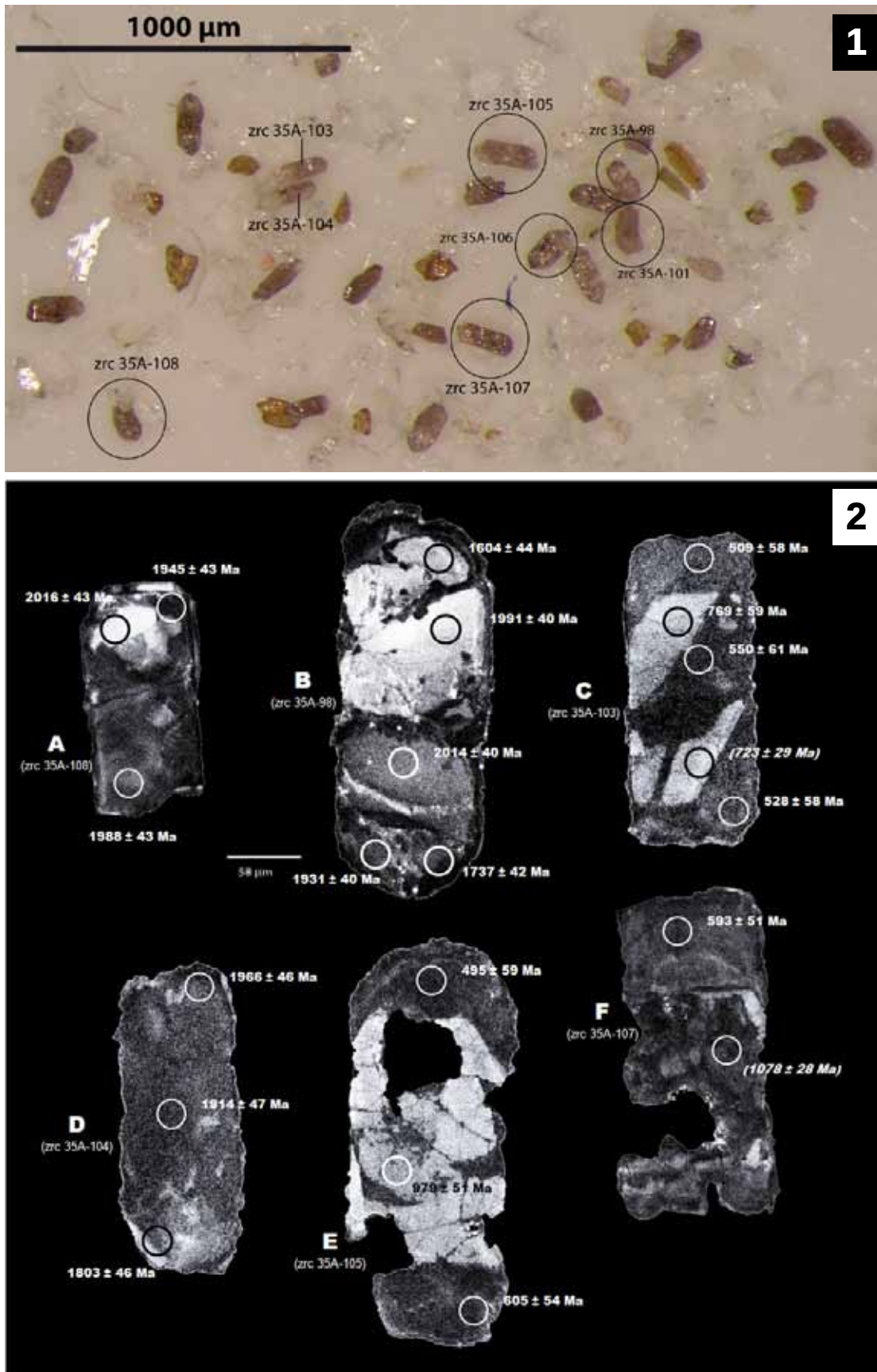


Figure IV.55 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'une diatexite (9544-35A) du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Les âges entre parenthèses sont avec une incertitude à 1 σ et ne sont pas utilisés pour le calcul des discordia.

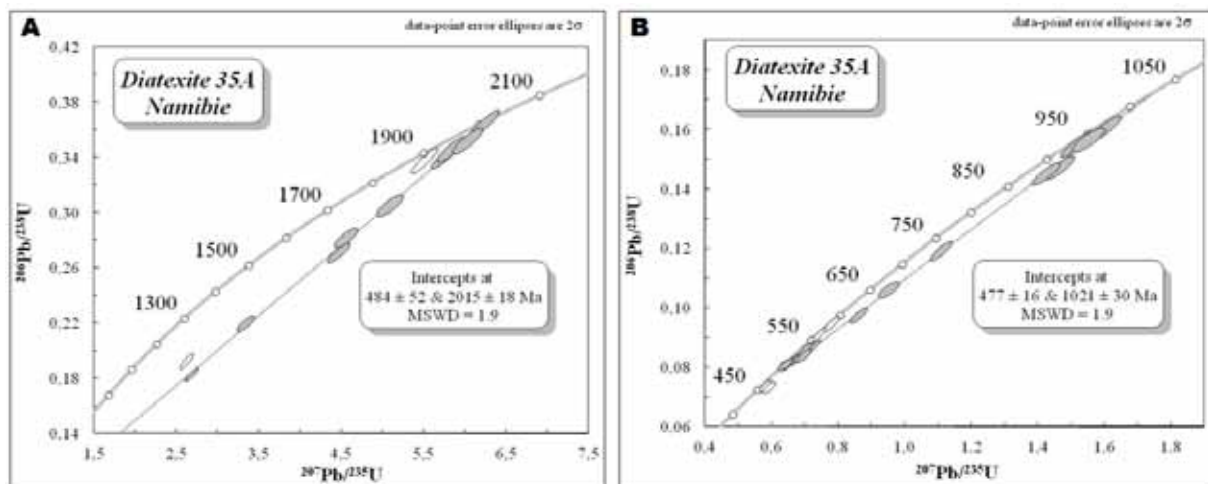


Figure IV.56 : Diagramme concordia-discordia des zircons de la diatexite 9544-35A du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure. A. Population de zircons ou cœurs hérités à ca. 2Ga. B. Populations des zircons et cœurs hérités à ca. 1 Ga. Les intercepts inférieurs sont compatibles avec une perturbation des signatures isotopiques U et Pb lors du métamorphisme panafricain à ca. 500 Ma.

Diatexite 35A		Common Lead corrected values										Age (Ma)	
id. zircons	Analysis #	Localization	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	±	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	±	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±
B ; zircon 35A-98	04070911b	rim	129	126	762	0,17	2,6314	0,0670	0,1929	0,0044	0,90	1604	44
	05070911b	core	182	300	589	0,51	5,7670	0,1429	0,3418	0,0078	0,92	1991	40
	06070911b	core	196	313	591	0,53	6,2278	0,1529	0,3643	0,0082	0,92	2014	40
	07070911b	rim	167	199	565	0,35	5,5111	0,1347	0,3378	0,0076	0,92	1931	40
	08070911b	rim	190	132	1253	0,11	2,6868	0,0658	0,1833	0,0041	0,92	1737	42
zircon 35A-99	01070911b	core (magm. Overg.?)	241	194	3706	0,05	0,6652	0,0168	0,0825	0,0019	0,90	548	50
	02070911b	rim (core??)	194	149	2794	0,05	0,7249	0,0179	0,0871	0,0020	0,92	616	48
	03070911b	rim (magm. Overg.?)	182	124	2507	0,05	0,7433	0,0183	0,0912	0,0021	0,93	570	48
zircon 35A-101	11070911b	rim	165	96	2161	0,04	0,8607	0,0222	0,0976	0,0022	0,86	740	51
	12070911b	core	175	67	1436	0,05	1,5140	0,0369	0,1552	0,0034	0,91	951	47
	14070911b	rim	209	104	2224	0,05	1,1092	0,0275	0,1193	0,0026	0,89	851	49
C ; zircon 35A-103	34070911b	rim (metam.)	87	40	1367	0,03	0,6471	0,0169	0,0812	0,0017	0,81	523	58
	36070911b	recrystallisation	105	71	1874	0,04	0,5919	0,0164	0,0733	0,0016	0,77	550	61
	37070911b	core	85	26	1036	0,03	0,9506	0,0261	0,1064	0,0023	0,77	769	59
	38070911b	rim (metam.)	112	61	1804	0,03	0,6411	0,0169	0,0809	0,0017	0,80	509	58
D ; zircon 35A-104	31070911b	magm. Overgrowth	132	138	689	0,20	3,3447	0,0849	0,2201	0,0047	0,84	1803	46
	32070911b	core	131	227	500	0,46	4,5591	0,1190	0,2821	0,0060	0,82	1914	47
	33070911b	rim	184	250	664	0,38	5,0872	0,1316	0,3058	0,0065	0,82	1966	46
E ; zircon 35A-105	25070911b	core	73	28	594	0,05	1,5503	0,0395	0,1567	0,0034	0,85	979	51
	26070911b	rim (recrystallisation)	100	83	1744	0,05	0,5816	0,0156	0,0739	0,0016	0,81	495	59
	27070911b	rim (recrystallisation)	82	76	1220	0,06	0,6993	0,0178	0,0860	0,0018	0,84	566	55
zircon 35A-106	15070911b	core	130	791	822	0,96	1,6020	0,0396	0,1607	0,0035	0,89	994	48
	16070911b	core	144	611	1087	0,56	1,4643	0,0368	0,1473	0,0032	0,88	989	49
	17070911b	rim	127	75	1100	0,07	1,4230	0,0354	0,1453	0,0032	0,88	958	48
F ; zircon 35A-107	18070911b	magm. Overgrowth	96	45	1300	0,03	0,7811	0,0195	0,0949	0,0021	0,88	593	51
	21070911b	core (destablized)	111	100	1685	0,06	0,6770	0,0169	0,0830	0,0018	0,87	574	52
A ; zircon 35A-108	22070911b	core	211	380	642	0,59	5,8403	0,1457	0,3467	0,0075	0,87	1988	43
	23070911b	magm. Overgrowth (gain?)	200	354	595	0,60	6,0300	0,1500	0,3525	0,0076	0,87	2016	43
	24070911b	magm. Overgrowth	218	271	887	0,31	4,4634	0,1105	0,2715	0,0059	0,87	1945	43
zircon 35A-109	28070911b	core	96	78	1451	0,05	0,6968	0,0178	0,0842	0,0018	0,84	605	54

Tableau IV.20 : Analyses isotopiques U et Pb (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de la diatexite 9544-35A du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ tandis que les âges à 1 σ n'y figurent pas.

DIATEXITE 9544-35B

Les zircons de la diatexite paragneissique 9544-35B sont sub-hexagonaux avec des pointes sub-arrondies (Figure IV.57). Certains d'entre eux sont cassés, mais les tailles sont de l'ordre de 200 μm avec un ratio longueur/largeur de 2 à 3,5. Les zircons sont transparent (zrc 35B-112) à translucides pour la plupart avec des couleurs dans les variations de brun clair à foncé. Certains d'entre eux présentent de nombreuses zonations internes avec des zones centrales plus brillantes que les bordures.

En cathodoluminescence (2, Figure IV.57) les zircons présentent des surcroissances magmatiques (zircon A) mais aussi des cœurs hérités (zircon C). Les âges $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$, s'étalent de ca. 900 Ma pour les plus anciens (cœurs et surcroissances oscillatoires magmatiques) à ca. 550 Ma pour certaines bordures. Un grain de zircon (zircon A) est complètement distinct des autres grains de cet échantillon (Tableau IV.21). Il présente de faibles teneurs en U, Th, et Pb (tous inférieurs à 100 ppm) et des rapports U/Th supérieurs à 0,5 (jusqu'à 1,67).

Dans un diagramme concordia, les analyses isotopiques de ces zircons s'alignent sur une discordia avec des intercepts supérieur et inférieur mal contraints ($\text{MSWD} = 29$) à 1010 ± 130 Ma et 406 ± 60 Ma. Ces intercepts ne correspondent à aucun âge concordant et ne permettent pas de définir des âges précis. Ces données suggèrent néanmoins que le leucosome de la diatexite renferme des zircons présentant des cœurs magmatiques hérités d'âge néoprotérozoïque et dont la signature isotopique en U et Pb a été perturbée lors du métamorphisme panafricain.

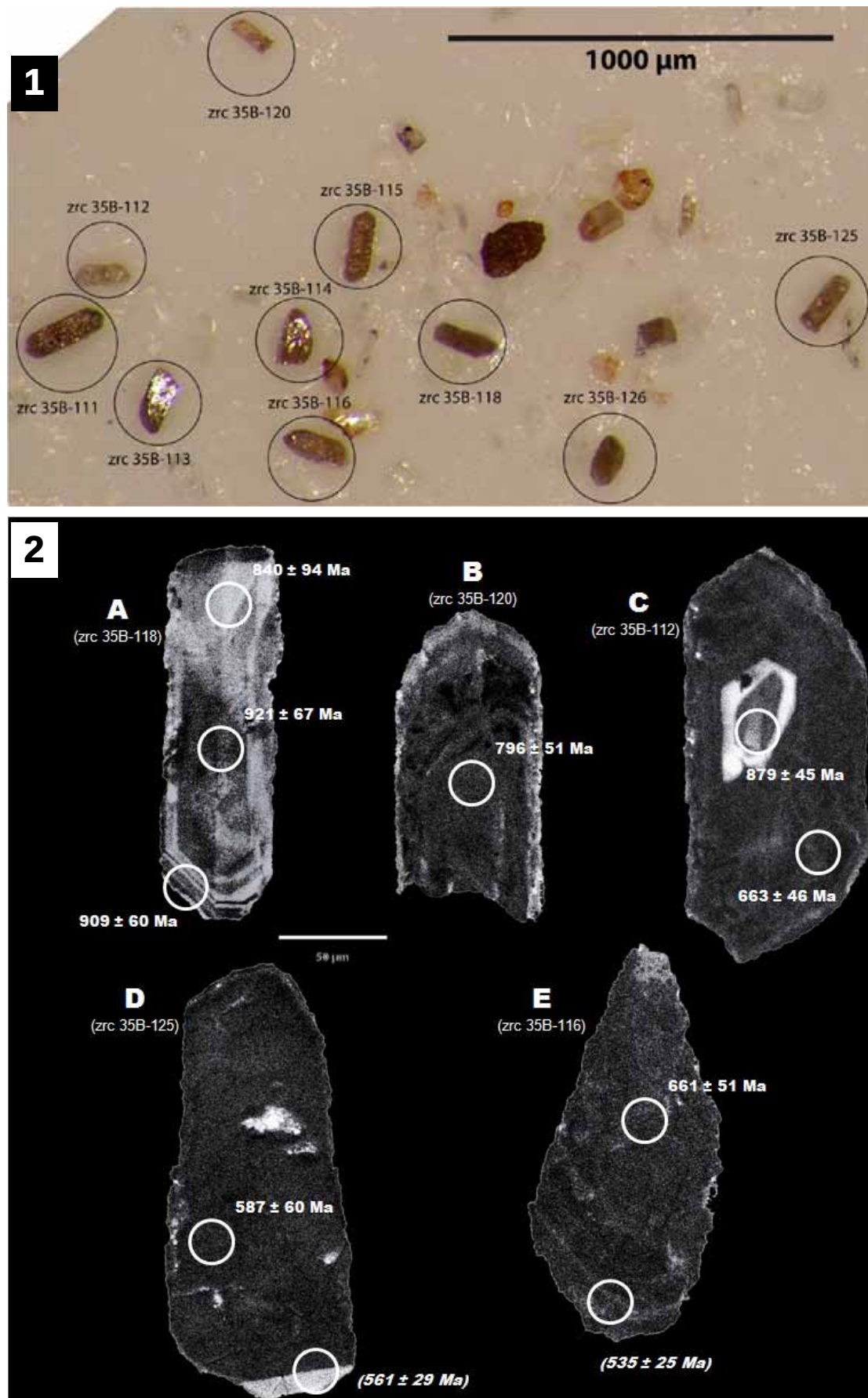


Figure IV.57 : Texture et âges $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ des zircons d'une diatexite (9544-35B) du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$). Incertitudes d'âges à 2 σ sauf pour les âges entre parenthèses (1 σ).

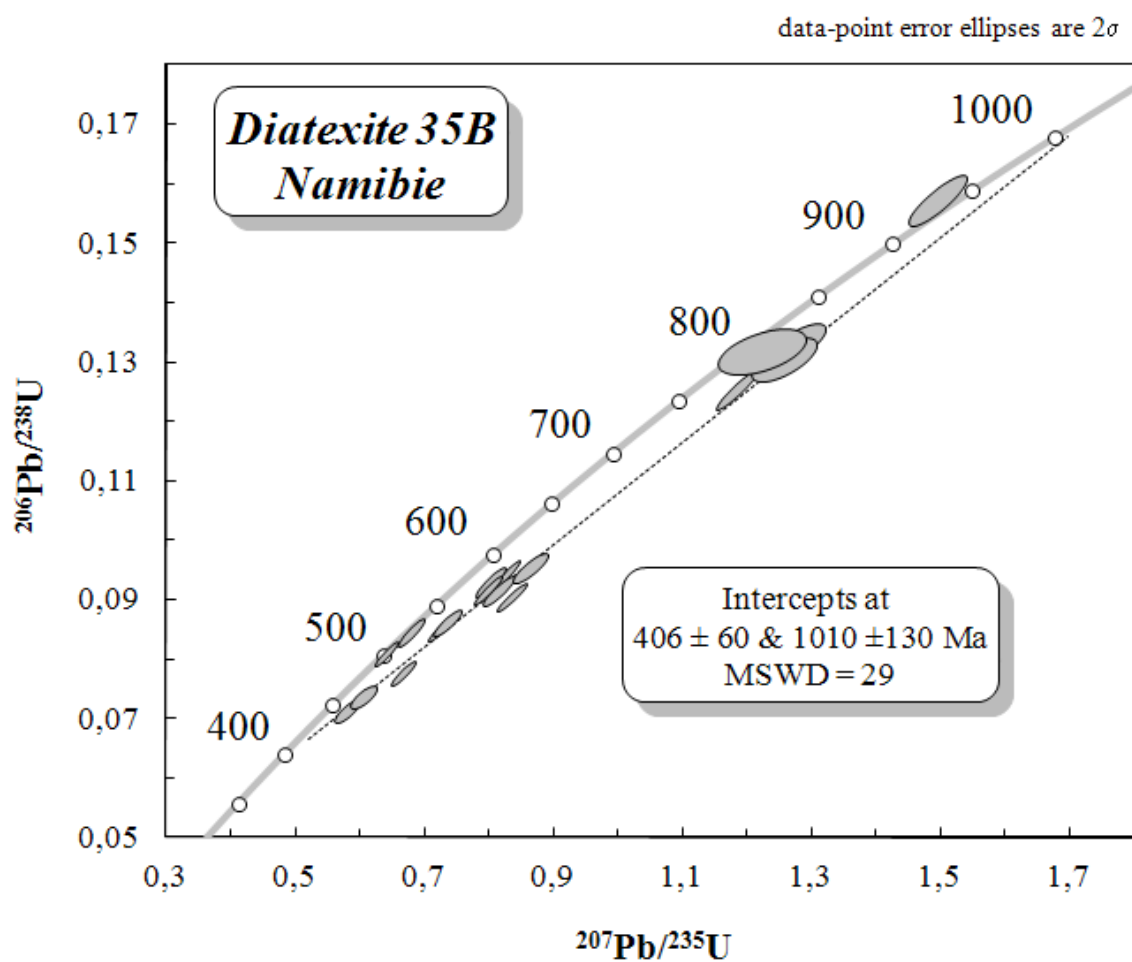


Figure IV.58 : Diagramme concordia-discordia des zircons de la diatexite 9544-35B du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure.

Diatexite 35B		Common Lead corrected values										Age (Ma)	
id. zircons	Analysis #	Localization	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	±	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	±	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±
zircon 35B-111	05070911c	rim	144	96	1950	0,05	0,8256	0,0184	0,0943	0,0020	0,96	725	45
	06070911c	core (destabilized??)	103	70	1406	0,05	0,8014	0,0186	0,0931	0,0020	0,92	688	47
	07070911c	rim metam.	120	100	1932	0,05	0,6413	0,0146	0,0811	0,0017	0,94	506	48
C ; zircon 35B-112	08070911c	rim	286	360	4239	0,08	0,7247	0,0163	0,0852	0,0018	0,95	663	46
	09070911c	core	108	228	1026	0,22	1,1840	0,0269	0,1256	0,0027	0,95	879	45
zircon 35B-113	10070911c	rim	208	130	2862	0,05	0,7973	0,0182	0,0918	0,0020	0,94	708	46
zircon 35B-114	11070911c	core	169	101	2321	0,04	0,8357	0,0189	0,0907	0,0020	0,95	832	45
	12070911c	rim	148	73	2408	0,03	0,6669	0,0155	0,0778	0,0017	0,93	681	47
E ; zircon 35B-116	16070911c	core	165	102	2449	0,04	0,7341	0,0181	0,0864	0,0019	0,88	661	51
	17070911c	rim	135	80	2051	0,04	0,6790	0,0160	0,0847	0,0018	0,92	535	50
A ; zircon 35B-118	18070911c	rim	12	73	92	0,79	1,2739	0,0381	0,1332	0,0030	0,74	909	60
	19070911c	core	8	40	62	0,64	1,2566	0,0416	0,1307	0,0029	0,68	921	67
	20070911c	rim	14	146	93	1,57	1,2210	0,0555	0,1321	0,0032	0,53	840	94
zircon 35B-115	21070911c	rim	162	77	2256	0,03	0,8147	0,0195	0,0916	0,0020	0,90	758	48
B ; zircon 35B-120	26070911c	core	143	545	1806	0,30	0,8644	0,0220	0,0955	0,0021	0,86	796	51
D ; zircon 35B-125	29070911c	rim	75	101	1329	0,08	0,5795	0,0159	0,0714	0,0016	0,81	561	58
	31070911c	core	81	96	1385	0,07	0,6063	0,0175	0,0739	0,0016	0,77	587	60
zircon 35B-126	28070911c	core	104	348	753	0,46	1,4936	0,0375	0,1574	0,0034	0,87	893	49

Tableau IV.21 : Analyses isotopiques U et Pb (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de la diatexite 9544-35B du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ.

ENCLAVE D'AMPHIBOLITE. 9544-34

Les zircons de cette amphibolite 9544-34 en enclave dans les diatexites du complexe gneissique d'Abbabis (même zone d'échantillonnage que les diatexites 95444-35A & B) sont de formes variées (1, Figure IV.59) allant de la forme hexagonale allongée à double terminaison prismatique (zrc 34-97) à des formes arrondies (zrc 34-93). A l'exception du zircon 34-97, les zircons sont de tailles inférieures ou égales à 100 μm et sont trapus (ratio Longueur/largeur entre 1 et 2). Ils sont translucides avec des variations de couleurs du brun clair au brun foncé.

En cathodoluminescence et en imagerie MEB (mode électrons rétrodiffusés) (2, Figure IV.59), le zircon A (34-93) présente des zonations oscillatoires magmatiques partiellement affectées par de la recristallisation. Les autres zircons sont composites montrant des parties fracturées et des zones de recristallisation en périphérie du grain (zircons E, F, G).

Les analyses sur le zircon A donnent un âge $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ paléoprotérozoïque à ca. 2Ga tandis que tous les autres zircons de cet échantillon donnent des âges néoprotérozoïques. Certaines bordures de zircons ont un âge à environs 550 Ma.

Dans un diagramme concordia les analyses isotopiques de ces zircons s'alignent sur une discordia dont les intercepts supérieurs et inférieurs sont respectivement à 997 ± 45 Ma et 446 ± 50 Ma (Figure IV.60) en excluant le zircon A paléoprotérozoïque interprété comme un xénocrystal. Il pourrait provenir de fragments de roches contaminant le magma basaltique lors de son ascension crustale.

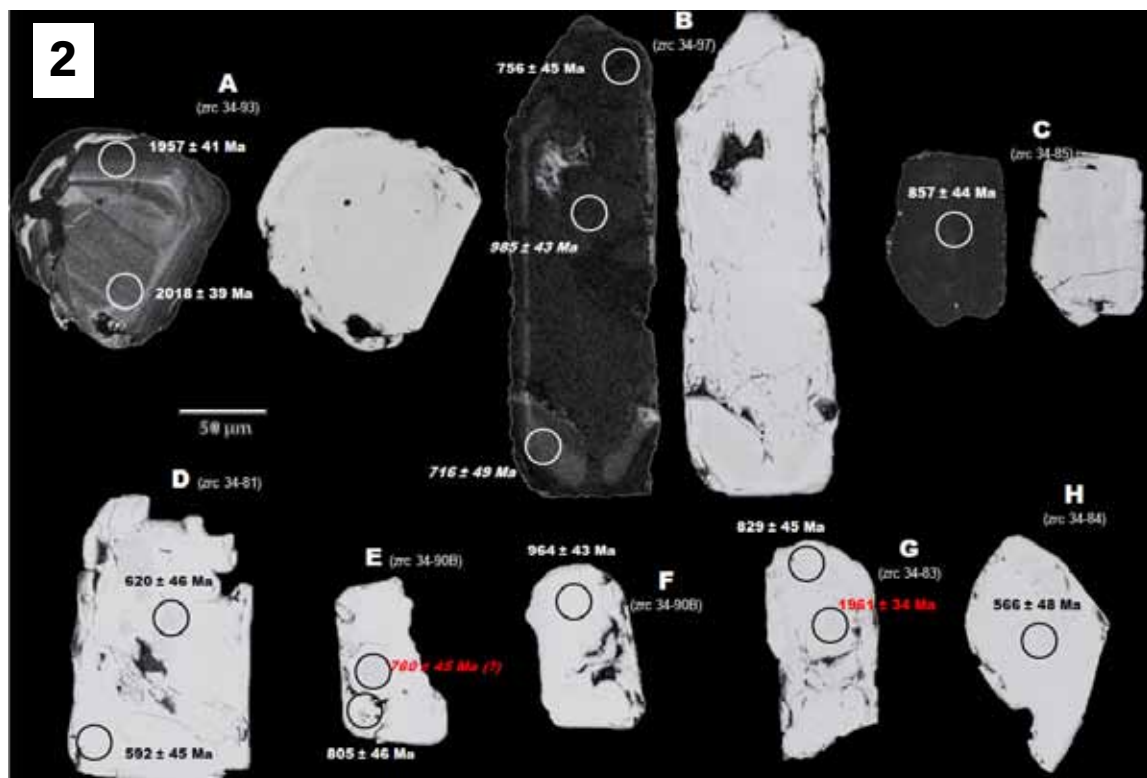
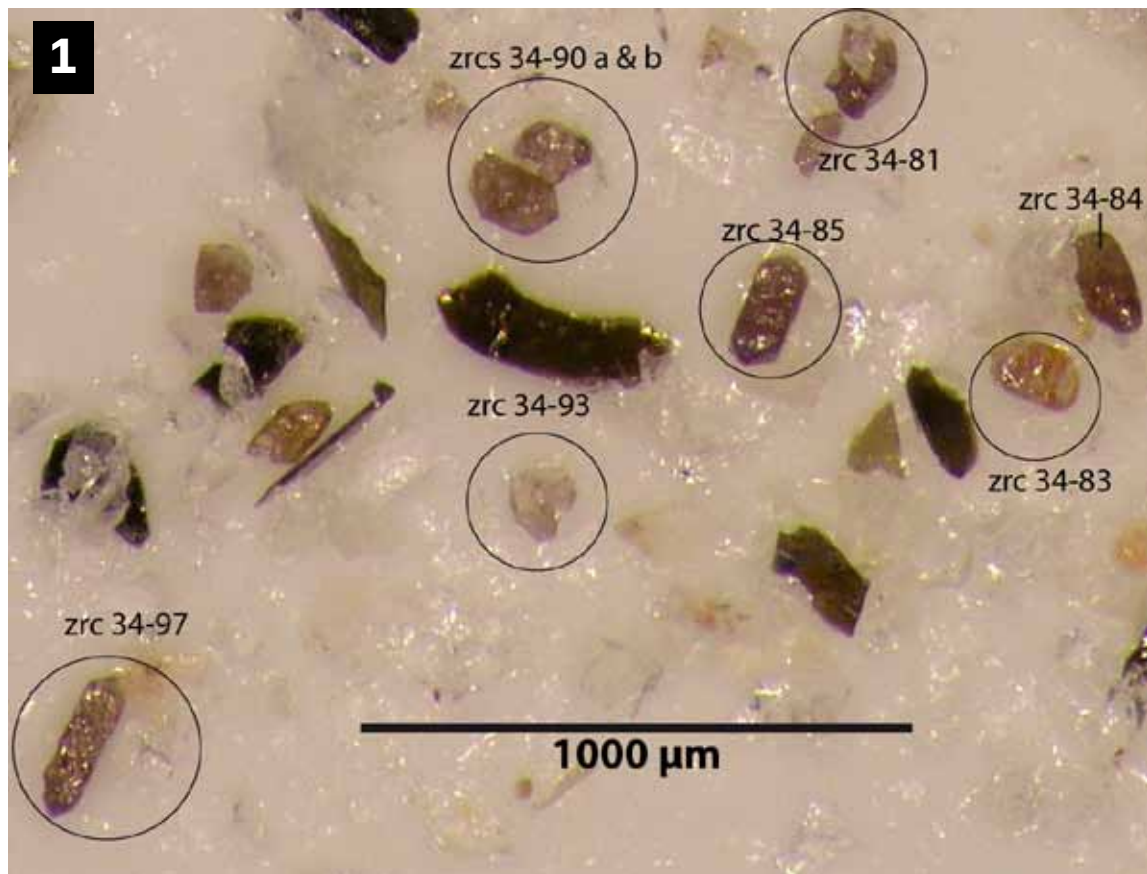


Figure IV.59 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'une enclave amphibolitique (9544-34) du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et en électrons rétrodiffusés. Spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ .

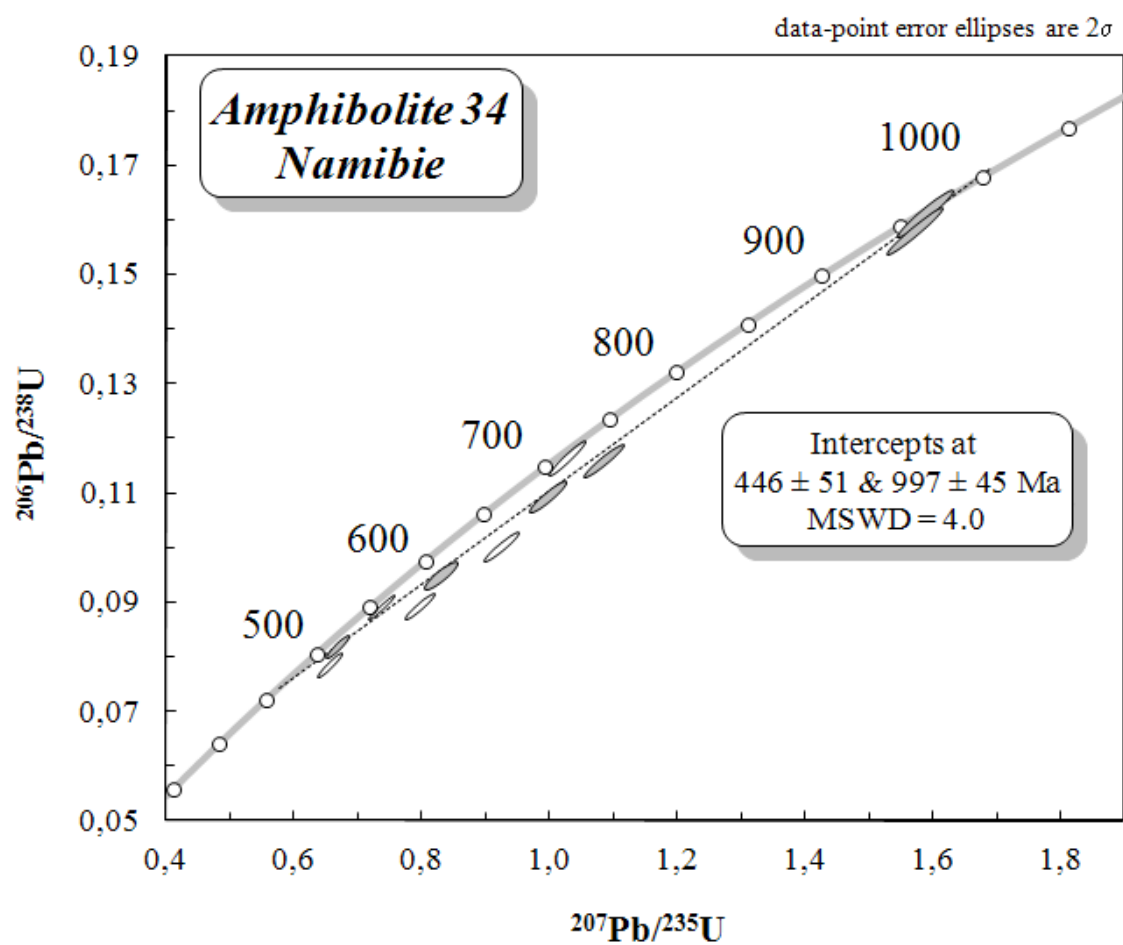


Figure IV.60 : Diagramme concordia-discordia des zircons de l'amphibolite 9544-34 du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure.

Amphibolite 34		Common Lead corrected values										Age (Ma)	
id. zircons	Analysis_#	Localization	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	±	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	±	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±
G ; zircon 34-83	08070911a	core	107	156	337	0,46	5,7832	0,1329	0,3487	0,0078	0,97	1961	37
	09070911a	rim	213	372	2636	0,14	0,9230	0,0217	0,1003	0,0022	0,95	829	45
H ; zircon 34-84	10070911a	core	179	87	2803	0,03	0,6679	0,0158	0,0822	0,0018	0,93	566	48
C ; zircon 34-85	11070911a	core	225	226	2444	0,09	1,0839	0,0251	0,1163	0,0026	0,96	857	44
D ; zircon 34-81	12070911a	core	340	417	5455	0,08	0,6569	0,0154	0,0788	0,0018	0,95	620	46
	15070911a	rim	260	235	3701	0,06	0,7352	0,0167	0,0894	0,0020	0,97	592	45
F ; zircon 34-90A	06070911a	core	129	30	1021	0,03	1,5866	0,0365	0,1615	0,0036	0,96	964	43
E ; zircon 34-90B	07070911a	core	87	53	953	0,06	1,0278	0,0238	0,1165	0,0026	0,96	740	45
	22070911a	rim	122	65	1402	0,05	0,9969	0,0238	0,1097	0,0024	0,93	805	46
A ; zircon 34-93	16070911a	core	89	136	294	0,46	5,6721	0,1348	0,3311	0,0074	0,94	2018	39
	17070911a	magm. Overgrowth	99	136	306	0,44	5,8557	0,1450	0,3538	0,0080	0,91	1957	41
B ; zircon 34-97	19070911a	core	158	68	1259	0,05	1,5703	0,0359	0,1583	0,0035	0,97	985	43
	20070911a	rim	158	108	2118	0,05	0,8296	0,0206	0,0952	0,0021	0,90	716	49
	21070911a	rim	232	137	3269	0,04	0,7961	0,0186	0,0896	0,0020	0,95	756	45

Tableau IV.22 : Analyses isotopiques U et Pb (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de l'amphibolite 9544-34 du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ.

DIAPIR GRANITIQUE : ECH. 9544-36A

Seulement trois zircons ont été extraits de cet échantillon du diapir granitique 9544-36A dont le volume et le poids étaient pourtant conséquents (environ 2 kilos). Ces zircons sont de couleur brun clair et de tailles inférieures ou égales à 150 μm . Ils sont de formes plutôt rectangulaires (avec une pointe assez arrondie pour le zircon 36A-129) et sont trapus (1, Figure IV.61). Le zircon 36A-129 renferme un xénocrystal d'apatite.

En cathodoluminescence et en MEB (2, Figure IV.61), les zircons présentent des zonations oscillatoires en bordures de grains interprétées des zonation magmatiques et il n'y a pas de recristallisation diffuse de bordure métamorphique. Le zircon A est particulier, on peut penser que l'incorporation de l'apatite s'est faite lors de la croissance magmatique du zircon étant donné l'appartenance à la même classe (en tenant compte des incertitudes) des âges $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ des bordures avec le cœur

Les zircons de cet échantillon donnent tous des âges concordants mésoprotérozoïques (A, Figure IV.62) avec une moyenne de $1216 \text{ Ma} \pm 26 \text{ Ma}$ (B, Figure IV.62). A noter que dans le diagramme concordia, les analyses s'étalent sur une grande portion de la concordia de 1250 à 1100 Ma ce qui n'est pas en faveur d'une croissance magmatique simple pour ces grains mais plutôt d'un mélange entre des âges hérités et une remise à zéro partielle.

Les données géochronologiques des zircons (Tableau IV.23) montrent qu'ils sont très appauvris en Pb (médiane à 45 ppm) avec des concentrations Th supérieures à U (médianes respectives à 317 et 181 ppm) avec des rapports $\text{Th}/\text{U} > 1$ (4,2 max). Cela est cohérent avec les caractéristiques des zircons magmatiques ($\text{Th}/\text{U} > 0,5$; Hoskin et Schaltegger, 2003) ;

A noter que ces zircons n'enregistrent pas de perturbations isotopiques à ca. 550 Ma alors qu'ils sont issus d'un pluton granitique qui recoupe la structure de diatexites qui elles contiennent des zircons avec des âges panafricains (figure 7, Toé et al., n.d.). Cette absence peut s'expliquer par le nombre restreint de grains analysés et donc de leur faible représentativité. Des xénocristaux sont courants dans les magmas issus de la fusion partielle de la croûte continentale inférieure tel que relevé par Rudnick et Williams (1987); on peut donc penser que ces diapirs transportent des zircons (ou proviennent de) de ce niveau crustal inférieur.

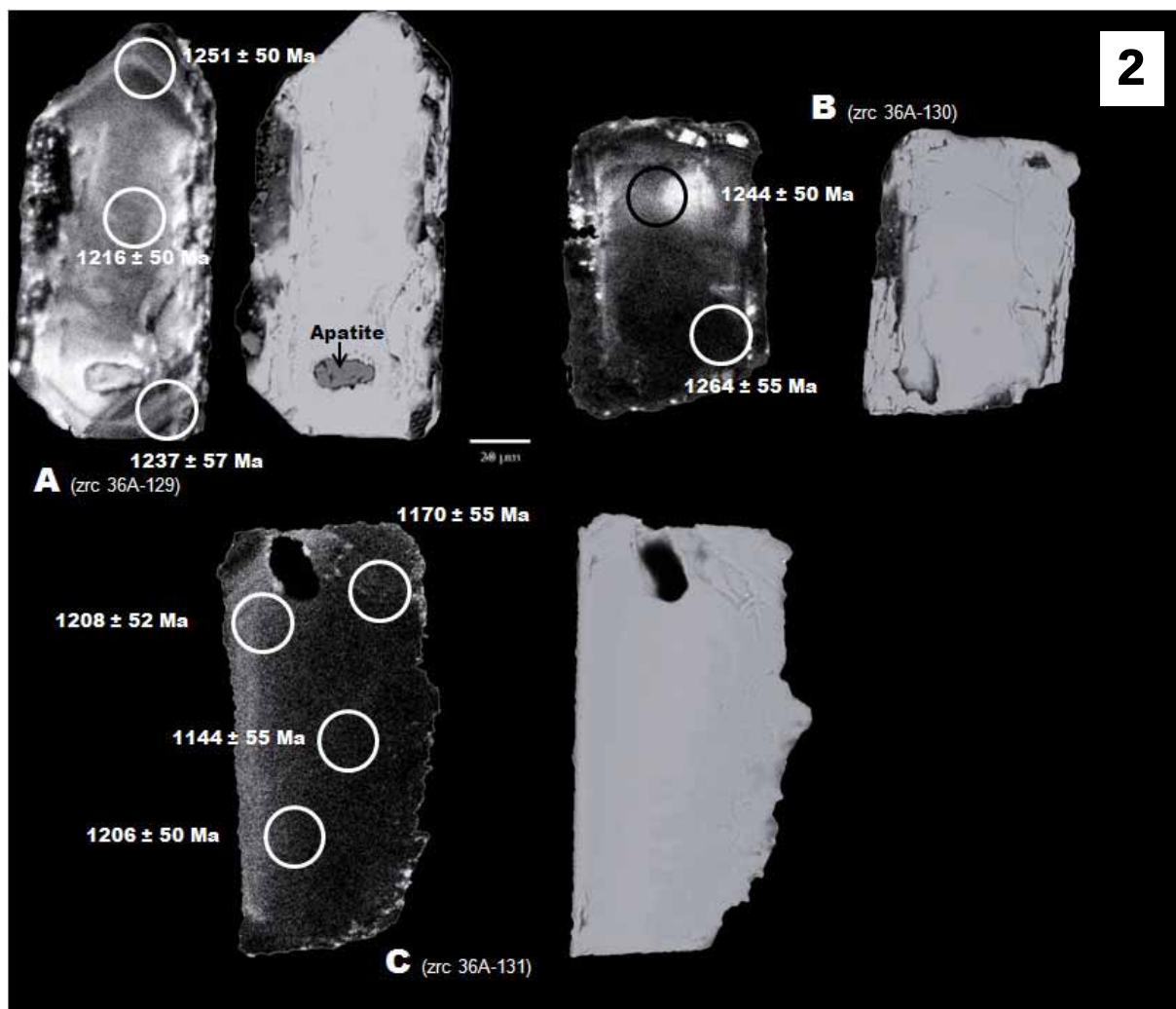
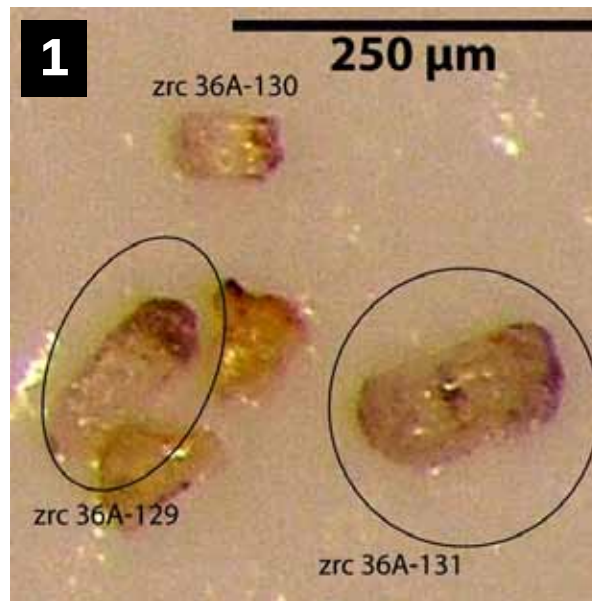


Figure IV.61 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'un pluton granitique (9544-36A) intrusif dans les diatexites du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et en électrons rétrodiffusés. Spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ

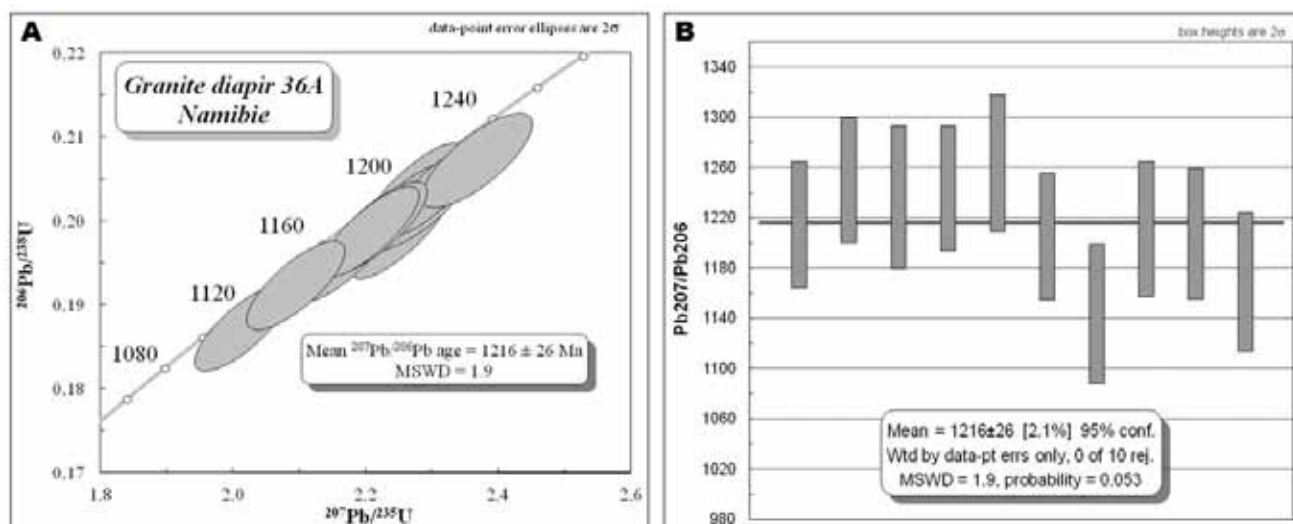


Figure IV.62 : A. Diagramme concordia des zircons du diapir granitique 9544-36A du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure. B. Représentation du calcul de l'âge moyen $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ des zircons.

Tableau IV.23 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons du diapir granitique 9544-36A du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ .

I. 2 ZONE DE TRANSITION OUEST : UNITES INFERIEURE ET INTERMEDIAIRE.

La zone de transition est marquée par d'importants plutons granitiques intrusifs qui recoupent les séries métasédimentaires du Chuos tandis que d'autres granites de cette zone sont interprétés comme provenant des séries sédimentaires dans lesquelles on les retrouve (in-situ) sur la base des critères structuraux de terrain et de leurs signatures pétrographiques et géochimiques (cf. parties 2 et 3).

GRANITE A BIOTITE ET MONAZITE INTRUSIF. ECH 9544-33A

En observation au microscope binoculaire (1, Figure IV.63) ; les zircons de ce granite 9544-33A sont hexagonaux sub-euhédraux avec des bordures résorbées et des pointes sub-arrondies. Les zircons ont des tailles allant de 200 à 300µm avec des formes effilées (rapports longueur/largeur allant de 2,5 à 5). Ils sont tous translucides de couleur marron clair. Ils présentent pour certains des zonations internes avec des parties centrales brillantes à la lumière naturelle.

En cathodoluminescence (2, Figure IV.63), les zircons présentent des structurations complexes avec des cœurs autour desquels se définissent plusieurs générations de zonations oscillatoires (zircons A, B, E, F) ainsi qu'une bordure isotrope sécante sur les zonations des cœurs. Les datations effectuées sur les différentes parties de ces zircons révèlent que les cœurs présentent des âges paléoprotérozoïques (ca. 2Ga) à mésoprotérozoïques (ca. 1 Ga). Certaines bordures donnent des âges à ca. 600 Ma. Sur un diagramme concordia, ces trois classes d'âges (Figure IV.64) sont définies par des clusters d'âges concordants à 2022 ± 12 Ma, 1010 ± 19 Ma, et 609 ± 19 Ma (calcul effectué à partir de 7 mesures d'âges à ca. 600 Ma, voir Tableau IV.24).

La variété des clusters d'âges concordant pourrait signifier des sources crustales hétérogènes ayant fondu pour donner ces granites intrusifs une première à ca. 2 Ga ; une seconde à ca. 1 Ga. Les âges à ca. 600 Ma représentent les bordures métamorphiques de ces zircons avec des concentrations relativement plus importantes en uranium et des rapports Th/U plus faibles que dans les cœurs.

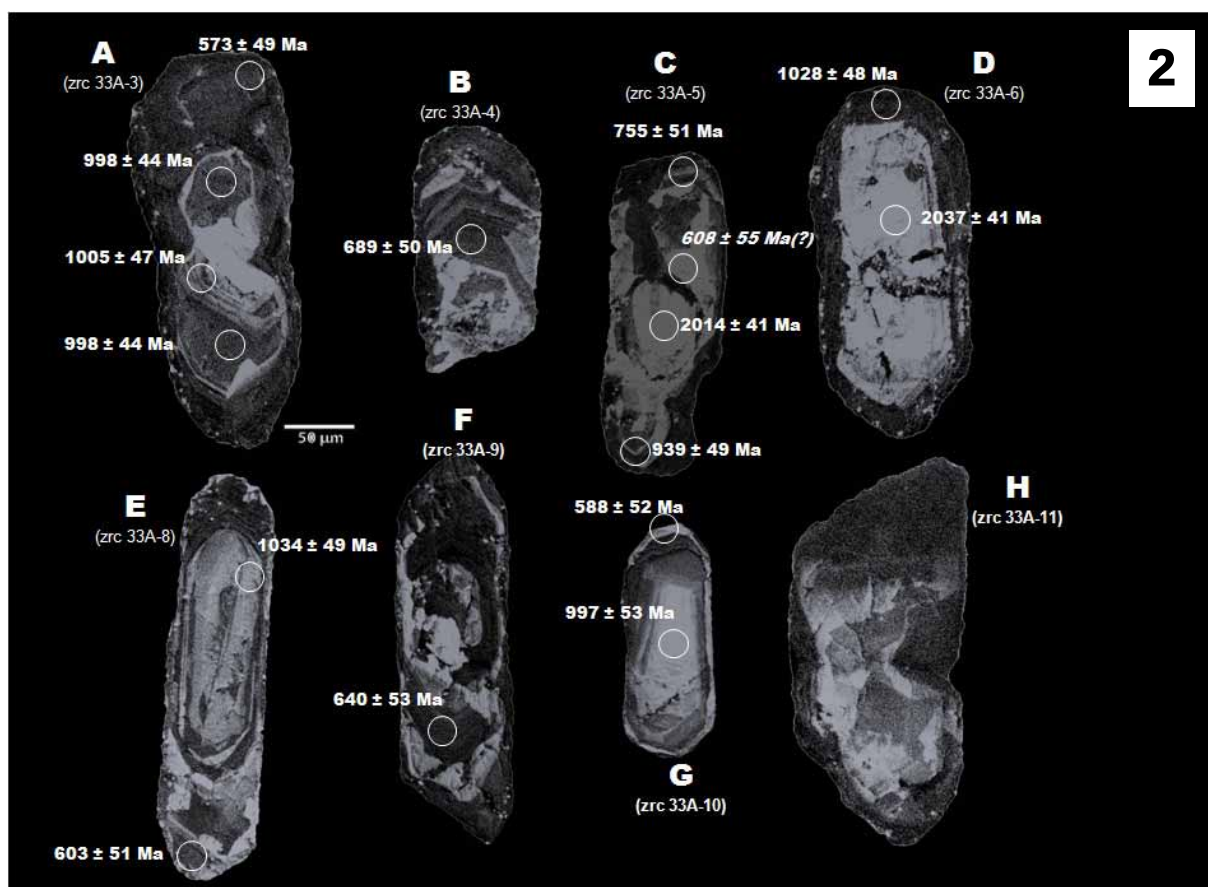
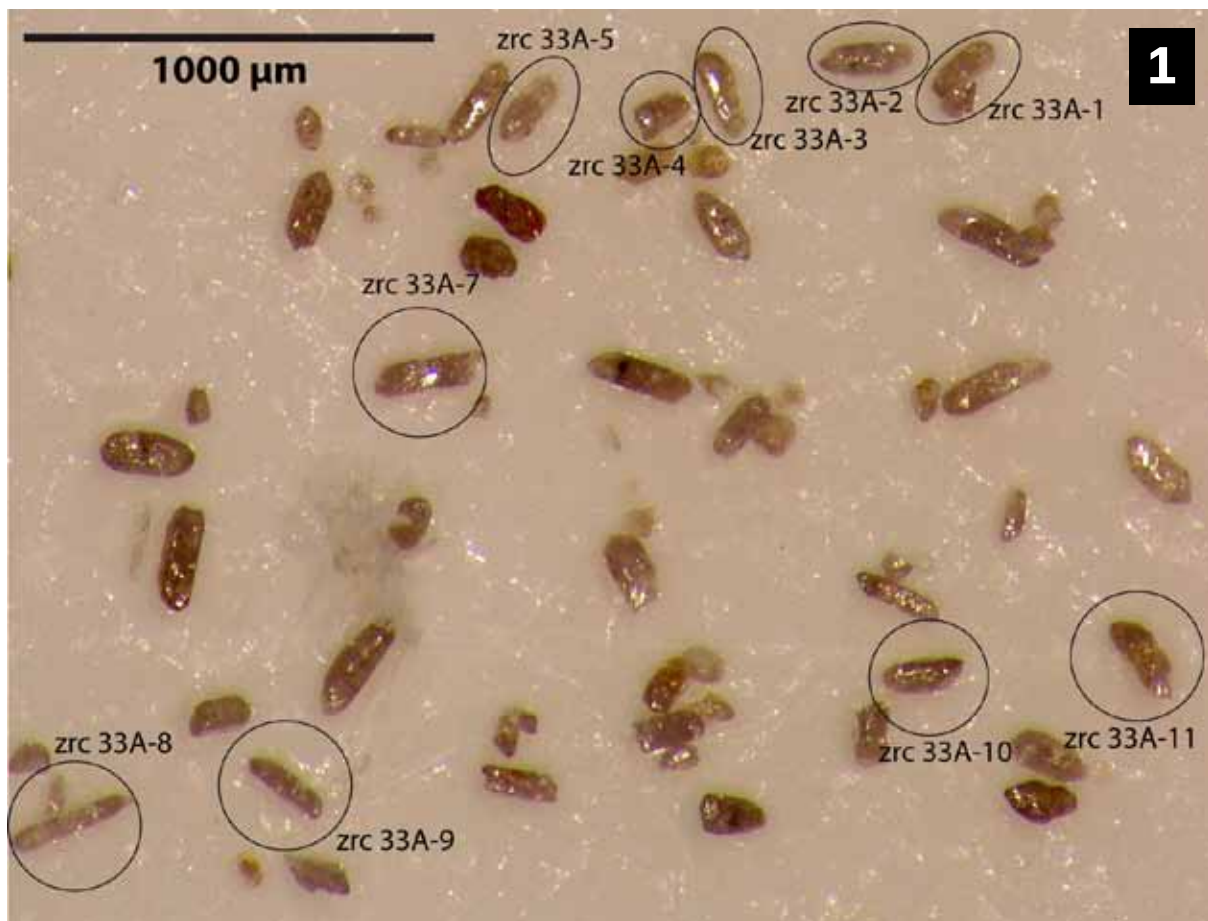


Figure IV.63 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'un granite à biotite (9544-33A) de la zone de transition Ouest Unités Inférieure et intermédiaire. Planche 1: Observations au microscope binoculaire. Planche 2: Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ .

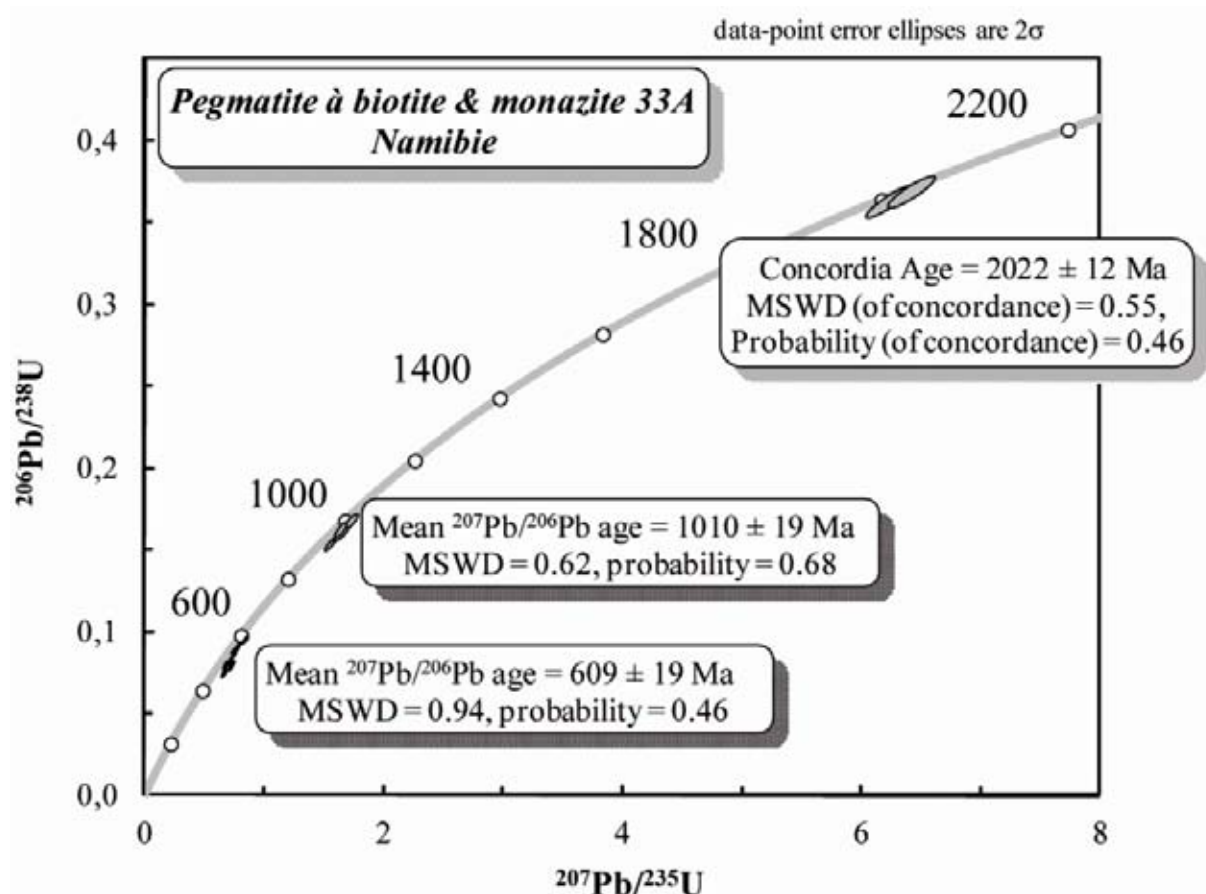


Figure IV.64 : Diagramme concordia des zircons du granite à biotite et monazite 9544-33A.

Les monazites de ce granite se présentent en agrégats parfois de taille considérable ($> 2000 \mu\text{m}$) en périphérie ou à l'intérieur des biotites (Figure IV.65). Les mesures géochronologiques donnent que toutes les monazites sont cogénétiques à ca. 520 Ma (Figure IV.65) avec un âge concordant à 509 ± 4 Ma (A, Figure IV.65) et un âge moyen à $517 \pm 2,8$ Ma (B, Figure IV.65). Les monazites enregistrent l'impact du métamorphisme pan-africain du Damara.

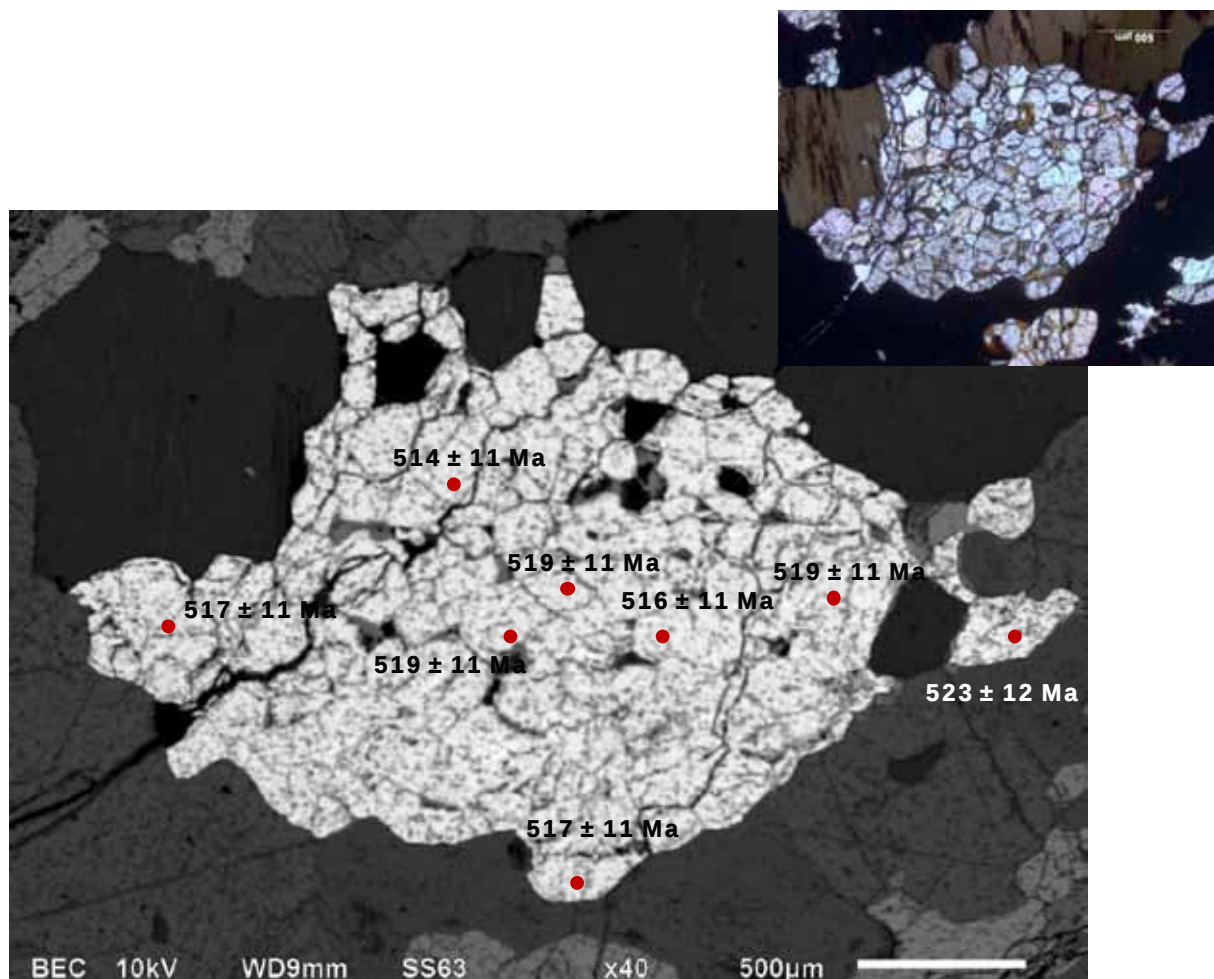


Figure IV.65 : Etude morphologique (photographies au microscope optique en Lumière Naturelle et au MEB) et datations des monazites d'un granite à biotite et monazite (9544-33A) de la zone de transition Ouest Unités Inférieure et intermédiaire.

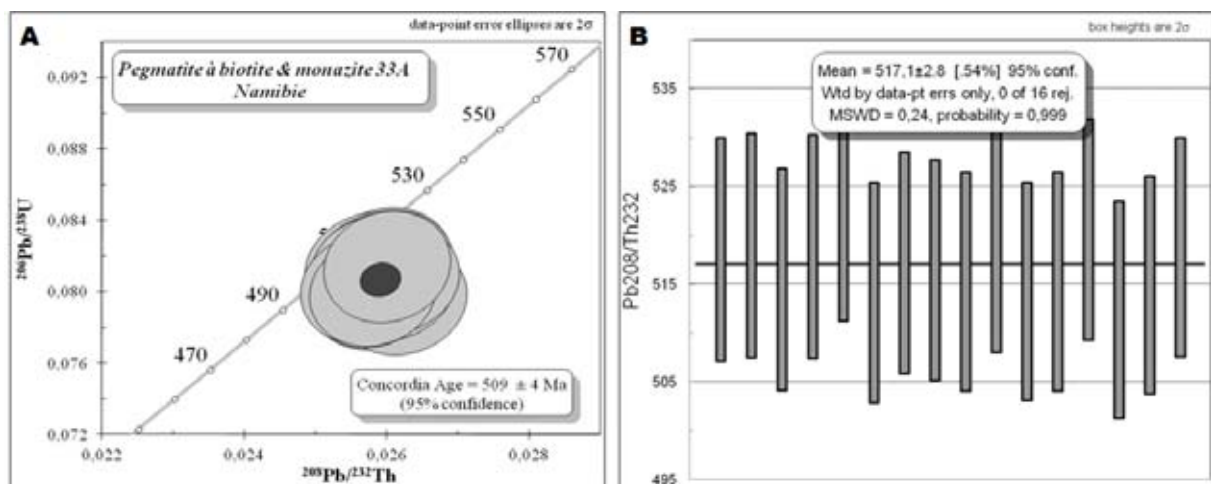


Figure IV.66 : A. Diagramme concordia des monazites d'un granite à biotite et monazite (9544-33A) de la zone de transition Ouest Unités Inférieure et intermédiaire. B. Représentation du calcul de l'âge moyen Pb^{207}/Pb^{206} des monazites.

Pegmatite à biotite et monazite 33A		Localization	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Common Lead corrected values				Rho	Age (Ma)	
id. zircons	Analysis #						Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	±	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	±		Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±
zircon 33A-2	05080911c	rim	72	393	969	0,41	0,7298	0,0178	0,0869	0,0020	0,93	637	48
	06080911c	core	30	221	168	1,31	1,7121	0,0463	0,1680	0,0039	0,85	1039	51
	07080911c	core	35	135	454	0,30	0,7568	0,0194	0,0912	0,0021	0,89	610	51
A ; zircon 33A-3	10080911c	magm. overgrowth	143	339	1047	0,32	1,6237	0,0387	0,1626	0,0037	0,95	998	44
	11080911c	core	87	336	635	0,53	1,5439	0,0389	0,1541	0,0035	0,90	1005	47
	12080911c	core	121	329	879	0,37	1,6079	0,0385	0,1610	0,0036	0,94	998	44
	15080911c	rim	85	65	1362	0,05	0,6577	0,0162	0,0806	0,0018	0,91	573	49
B ; zircon 33A-4	16080911c	core	52	338	605	0,56	0,8277	0,0209	0,0961	0,0022	0,90	689	50
C ; zircon 33A-5	18080911c	rim	56	333	813	0,41	0,7197	0,0188	0,0810	0,0018	0,87	755	51
	19080911c	core (loss?)	30	198	379	0,52	0,7410	0,0201	0,0894	0,0020	0,84	608	55
	20080911c	core	52	79	156	0,51	6,2107	0,1548	0,3634	0,0082	0,91	2014	41
	22080911c	rim	152	368	2308	0,16	0,7738	0,0199	0,0798	0,0018	0,88	939	49
D ; zircon 33A-6	25080911c	rim	133	193	2057	0,09	0,7957	0,0204	0,0785	0,0018	0,88	1028	48
	26080911c	core	46	72	133	0,54	6,4056	0,1613	0,3699	0,0084	0,90	2037	41
E ; zircon 33A-8	27080911c	core	66	349	423	0,82	1,6330	0,0426	0,1607	0,0036	0,86	1034	49
	28080911c	rim	74	94	1024	0,09	0,7548	0,0192	0,0913	0,0021	0,89	603	51
F ; zircon 33A-9	29080911c	core	64	474	888	0,53	0,6988	0,0183	0,0830	0,0019	0,86	640	53
G ; zircon 33A-10	31080911c	core	45	157	319	0,49	1,6253	0,0448	0,1629	0,0037	0,82	997	53
	32080911c	rim	94	47	1527	0,03	0,6639	0,0171	0,0808	0,0018	0,87	588	52

Tableau IV.24 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de la pegmatite à biotite et monazite 9544-33A de la zone de transition ouest. Les incertitudes sont à 2σ.

Pegmatite à biotite et monazite 33A		Localization	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Common Lead corrected values				Rho	Age (Ma)	
id. monazites	Analysis #						Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	±	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	±		Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	±
Monazite 33A-4	05080911e	core	3274	117135	7342	16,0	0,02599	0,00075	0,08159	0,00260	0,1	519	11
	06080911e	core	3451	128313	5838	22,0	0,02601	0,00075	0,08142	0,00260	0,1	519	11
	07080911e	core	3430	122298	8131	15,0	0,02583	0,00075	0,07990	0,00255	0,1	516	11
	08080911e	rim	3336	119689	7150	16,7	0,02601	0,00075	0,08102	0,00257	0,1	519	11
	09080911e	rim	4114	146064	10054	14,5	0,02620	0,00075	0,07961	0,00252	0,1	523	12
	10080911e	rim	3985	144598	9179	15,8	0,02577	0,00075	0,08132	0,00257	0,1	514	11
	11080911e	rim	4414	157212	10831	14,5	0,02592	0,00075	0,08111	0,00257	0,1	517	11
	12080911e	rim	3602	126822	9356	13,6	0,02588	0,00075	0,08128	0,00257	0,1	517	11
Monazite 33A-3	15080911e	rim	3264	113947	8821	12,9	0,02582	0,00075	0,08029	0,00252	0,1	515	11
	16080911e	core	3475	120667	9182	13,1	0,02603	0,00075	0,08037	0,00252	0,1	519	11
	17080911e	rim	3252	114415	8444	13,5	0,02577	0,00073	0,07998	0,00252	0,1	514	11
	18080911e	rim	3612	124464	10014	12,4	0,02582	0,00073	0,08116	0,00255	0,1	515	11
Monazite 33A-5	19080911e	core	2434	77035	9473	8,1	0,02609	0,00075	0,08074	0,00252	0,1	521	11
	20080911e	rim	2728	90121	9734	9,3	0,02568	0,00073	0,08023	0,00252	0,1	512	11
	21080911e	rim	3194	109619	9633	11,4	0,02580	0,00073	0,08003	0,00250	0,1	515	11
Monazite 33A-6	22080911e	core	3554	123340	9600	12,8	0,02600	0,00073	0,08144	0,00255	0,1	519	11

Tableau IV.25 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les monazites de la pegmatite à biotite et monazite 9544-33A de la zone de transition ouest. Les incertitudes sont à 2σ.

I. 3 UNITE INTERMEDIAIRE : LEUCOSOME EN RESEAU DE VEINULES GRANITIQUES : ECH. 9544- 29C_LEUC

L'étude morphologique au microscope binoculaire (1, Figure IV.67) montre que les zircons sont hexagonaux avec une double terminaison prismatique assez bien définie pour certains, tandis que d'autres ont un aspect sub-arrondi (zircons 29C-2 ; 29C-5 et 29C-6). Les tailles sont de l'ordre de 200 μm pour les zircons intacts avec un rapport longueur/largeur égale à 3. Les zircons sont transparents à translucides avec des couleurs variant du brun clair au brun foncé. Les zircons transparents comportent des zonations internes brillantes.

L'observation en cathodoluminescence (2, Figure IV.67) montre des zircons zonés, parfois fracturés (zircon E ; 29C-5) avec des cœurs (zircon A ; 29C-1) ou des bordures (zircon D ; 29C-4) complexes avec respectivement plusieurs phases de croissances ou de la dissolution-reprécipitation.

Les âges $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ des zircons de cet échantillon présentent deux classes : la première à ca. 2600 Ma et la seconde à ca. 2000 Ma. Le zircon A (29C-1) présente des âges à ca. 850 Ma. Un seul âge à 537 ± 59 Ma a été obtenu sur un zircon (F, 29C-7) mais son interprétation est assez délicate du fait de la morphologie ce dernier.

Le diagramme concordia de cet échantillon présente une discordia statistiquement mal contrainte ($\text{MSWD} = 13$) ce qui traduit sans doute la préservation de plus de deux événements géologiques dans les signatures isotopiques de cette population de grains.

Le fait que le leucosome soit en relation structurale très proche de son métasédiment d'origine (encaissant), il se peut qu'il ait incorporé que des zircons hérités de ce dernier.

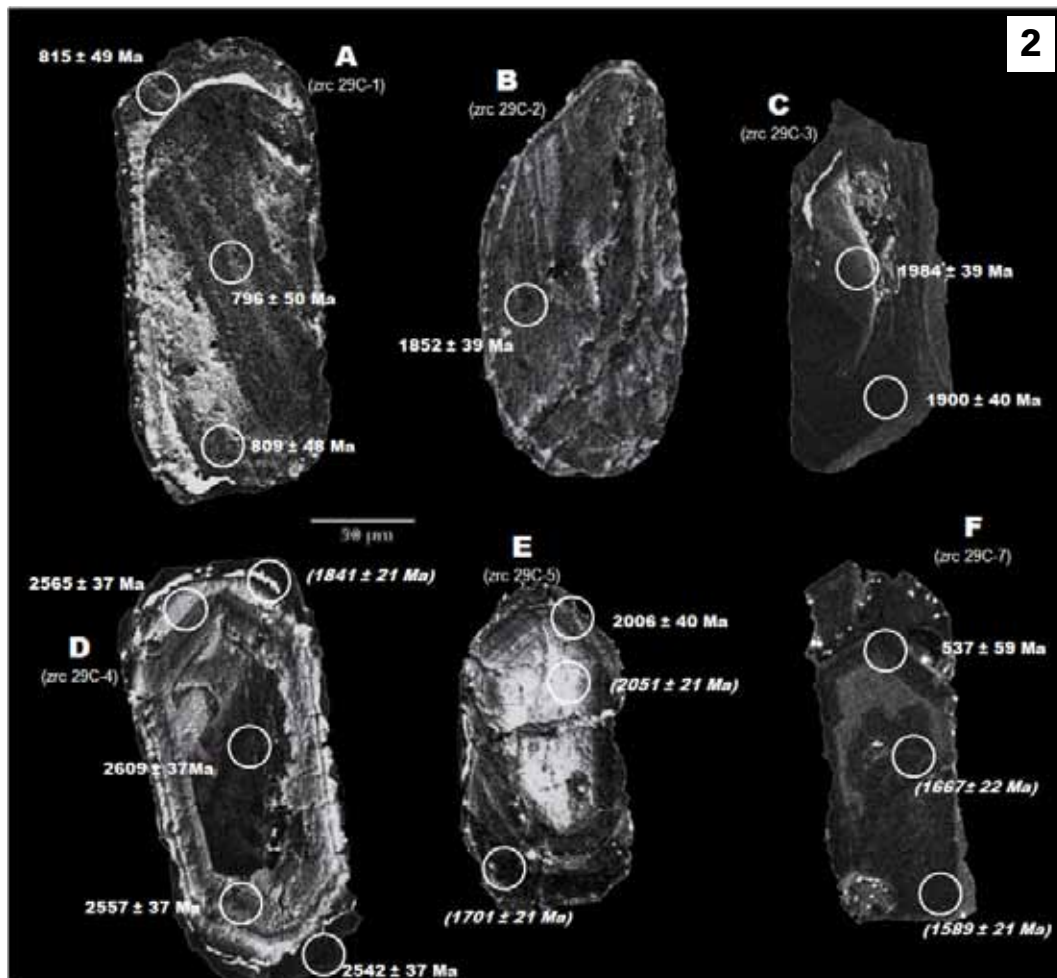
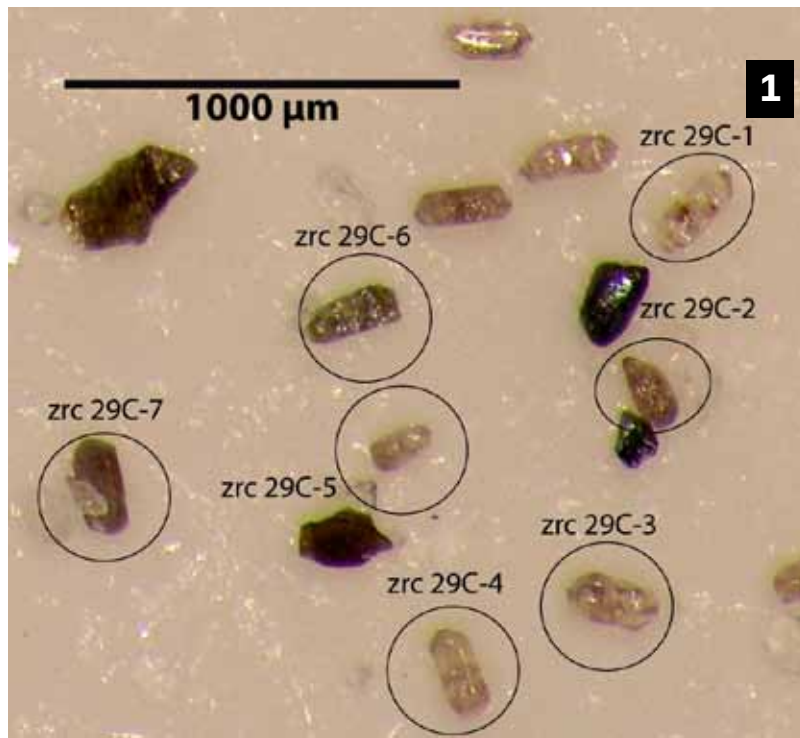


Figure IV.67 : Etude morphologique et datations des zircons d'un leucosome en réseau de veinules granitiques (9544-29C_LEUC) de la formation de Chuos. Unité intermédiaire. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ sauf entre parenthèses.

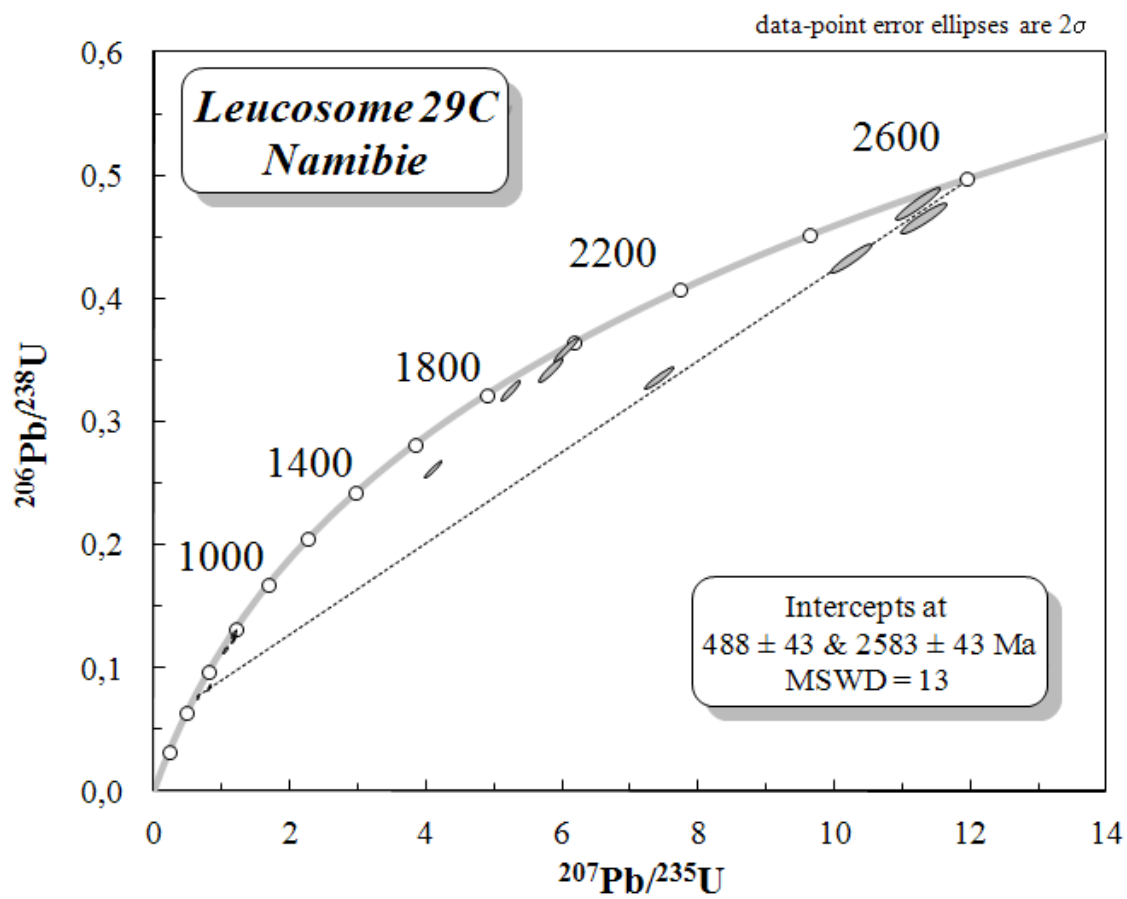


Figure IV.68 : Diagramme concordia du leucosome 9544-29C_LEUC.

Leucosome 29C		Common Lead corrected values										Age (Ma)	
id. zircons	Analysis #	Localization	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	±	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	±	Rho	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	±
A; zircon 29C-1	05080911a	magm. Overgrowth	38	220	319	0,69	1,1684	0,0290	0,1283	0,0029	0,91	809	48
	06080911a	rim	42	214	373	0,57	1,1472	0,0283	0,1235	0,0028	0,91	848	47
	07080911a	core	55	400	495	0,81	1,0379	0,0267	0,1146	0,0026	0,88	796	50
	08080911a	core	34	116	471	0,25	0,7792	0,0196	0,0853	0,0019	0,88	815	49
B; zircon 29C-2	09080911a	core	209	244	916	0,27	4,0896	0,0957	0,2619	0,0058	0,95	1852	39
C; zircon 29C-3	10080911a	core	97	72	313	0,23	6,0323	0,1421	0,3589	0,0080	0,95	1984	39
	11080911a	rim	166	74	610	0,12	5,2208	0,1255	0,3257	0,0073	0,93	1900	40
D; zircon 29C-4	12080911a	magm. Overgrowth	104	172	315	0,55	7,3979	0,1747	0,3362	0,0075	0,94	2452	37
	15080911a	magm. Overgrowth	190	259	401	0,64	11,2000	0,2642	0,4781	0,0106	0,94	2557	37
	16080911a	core	209	354	434	0,81	11,2758	0,2682	0,4664	0,0104	0,93	2609	37
	18080911a	magm. Overgrowth	193	131	491	0,27	10,2124	0,2422	0,4339	0,0096	0,93	2565	37
E; zircon 29C-5	21080911a	magm. Overgrowth	151	92	518	0,18	5,8235	0,1397	0,3423	0,0076	0,92	2006	40
	25080911a	rim	77	116	1250	0,09	0,6255	0,0173	0,0779	0,0017	0,81	537	59

Tableau IV.26 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons du leucosome à veinules interconnectées 9544-29C_LEUC de la formation de Chuos. Unité intermédiaire. Les incertitudes sont à 2σ.

I. 4 UNITE SUPERIEURE

L'unité supérieure est représentée par les dykes et laccolites granitiques qui forment le dôme d'Ida. Plusieurs types de granites y sont recensés à l'affleurement. Nous avons choisi d'étudier une pegmatite à quartz fumé (échantillon 9544-41A) comme représentant des granites intrusifs.

GRANITE INTRUSIF A QUARTZ FUMÉ: ECH. 9544-41A

Les zircons extraits de ce granite (1, Figure IV.69) sont regroupés en plusieurs familles:

Des zircons trapus à terminaison sub-arrondies avec des tailles $\geq 200 \mu\text{m}$ et des rapports $L/l \leq 2$, translucides de couleurs brun foncé.

Des zircons euhédraux à double terminaison prismatique avec des tailles $\approx 200 \mu\text{m}$ avec des rapports $L/l \geq 3$; translucides de couleur brun clair.

Des zircons allongés transparents à translucides avec des rapports $L/l \geq 4$ et des tailles $\geq 200 \mu\text{m}$

Des zircons cassés losangiques à sub-arrondis avec des rapports $L/l \approx 1$ et des tailles $\leq 150 \mu\text{m}$.

Certains zircons sont zonés et/ou fracturés (zircons B et C). Cependant seuls quelques zircons (2, Figure IV.69) ont pu être datés au LA-ICP-MS. Ils ont des cœurs hérités et des bordures d'âges variés étalés du Paléoproterozoïque au Néoproterozoïque. L'impossibilité de dater ces zircons séparés est due à la présence d'importantes quantités de plomb commun, rendant les mesures très aléatoires. Cela peut être expliqué par la présence de microparticules d'uraninite incorporées dans les zircons qui perturbent les analyses. En effet, les observations en lame mince démontrent une très étroite relation entre de mégacristaux d'uraninite (env. $500 \mu\text{m}$) en contact direct avec des amas de zircons (Figure IV.70) qui se sont révélés eux aussi impossibles à dater directement par LA-ICP-MS sur lame mince.

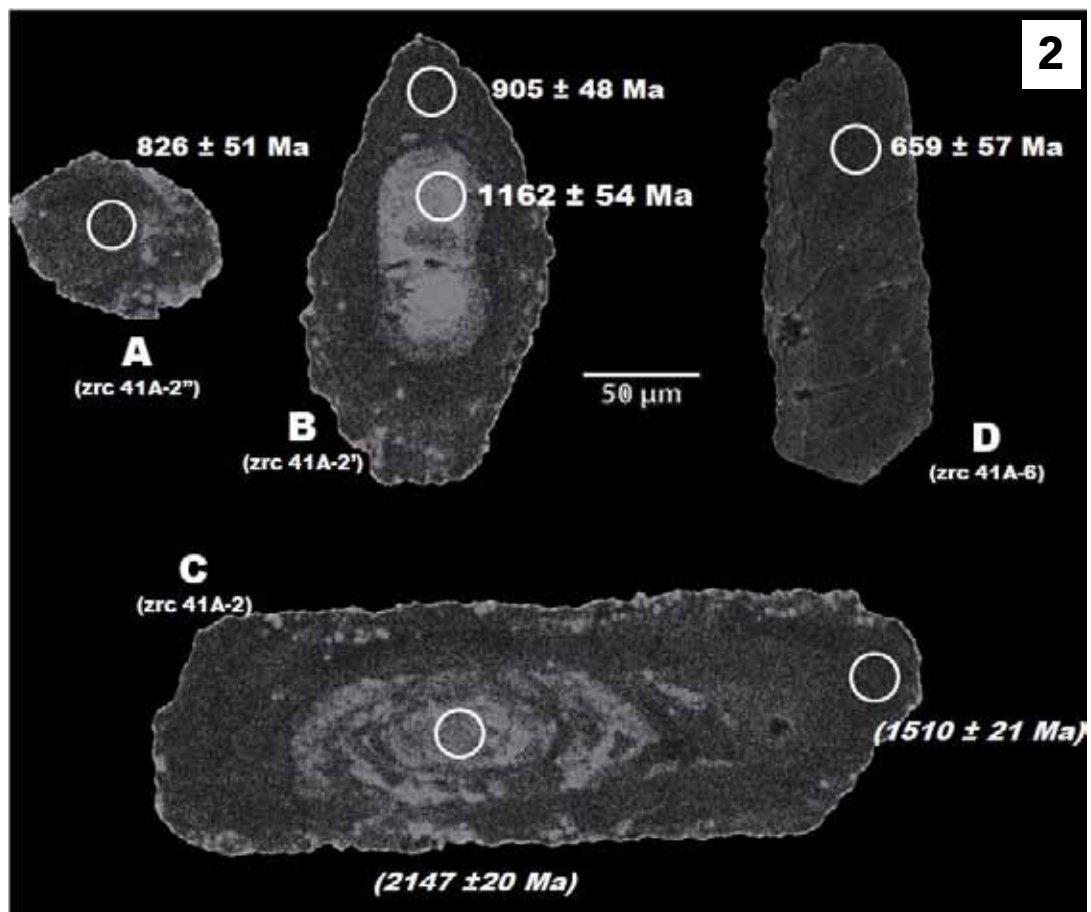


Figure IV.69 : Texture et points d'analyses pour la datation U/Pb (les âges Pb/Pb sont indiqués) des zircons d'un granite intrusif (9544-41A) dans le dôme d'Ida. Unité Supérieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ sauf entre parenthèses.

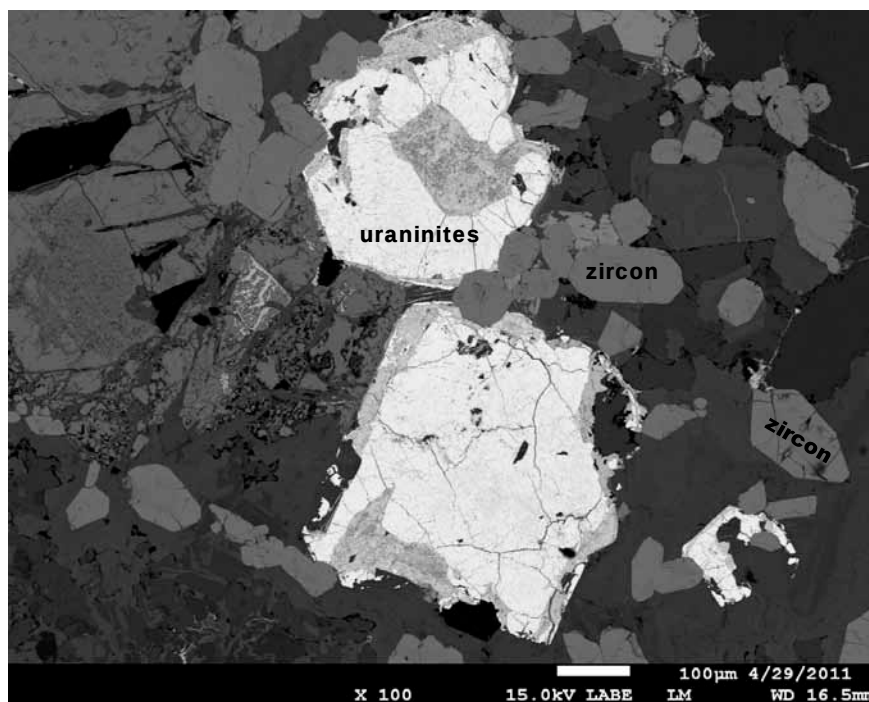


Figure IV.70 : Exemple de relation spatiale entre uraninites et zircons de l'échantillon de granite intrusif 9544-41A. Photographie MEB.

Les zircons qui ont été datés (2, Figure IV.69) donnent des âges s'étalant du Paléoprotérozoïque au Néoprotérozoïque et sont interprétés comme des xénocristaux hérités de la source des granites. Il n'est pas possible de construire un diagramme concordia-discordia pour cet échantillon du faible nombre d'analyses radiométriques valables. L'apport postérieur de plomb commun accompagne les microparticules d'uraninite qui adhèrent ou s'incorporent à la structure de zircon au gré des fractures dans le minéral.

La datation directe des uraninites de cet échantillon par microsonde CAMECA IMS 1270 au CRPG Nancy, fournit un âge d'intercept supérieur à 520 ± 17 Ma. Cet âge peut être donné comme celui de la minéralisation uranifère dans le dôme d'Ida, mais en raison de l'étroite relation entre les uraninites datées et les zircons (Figure IV.70), on peut extrapoler cet âge comme étant celui de l'intrusion du laccolite dans lequel cet échantillon a été prélevé. Alternativement, en considérant que le laccolithe est en réalité constitué de plusieurs générations d'injections granitiques, cet âge ne serait que celui d'une veine tardive de granite intrusif minéralisé dans le laccolithe. Cet âge (avec sa marge d'erreur) est à corréliser avec des travaux précédents dans le dôme

d'Ida qui ont daté des granites intrusifs à ca. 542 Ma : âge isochrone Rb-Sr sur roche totale à 542 ± 33 Ma (Marlow, 1983) et âge U-Pb sur zircon à 542 ± 6 Ma (Tack et al., 2002). Ces auteurs définissent les granites qu'ils ont datés comme syn-collisionnels. Cette interprétation n'est cependant pas en accord avec la position structurale des veines d'alimentation du laccolithe qui sont partiellement à totalement transposées dans des zones de cisaillement top vers le SE compatibles avec l'exhumation de la zone centrale de la ceinture orogénique. Une explication de ces âges apparemment conflictuels avec le nôtre, peut être tirée des travaux de Longridge et al. (2011) qui proposent que deux générations de granites intrusifs soient conservées dans la zone centrale. La première est liée à la progression de la collision des cratons une classe d'âges entre 560 Ma à 540 Ma. La seconde est liée aux phases d'épaississement crustal ainsi qu'à la relaxation thermique et exhumation subséquentes à cette collision et présentent des classes d'âges entre 525 et 504 Ma.

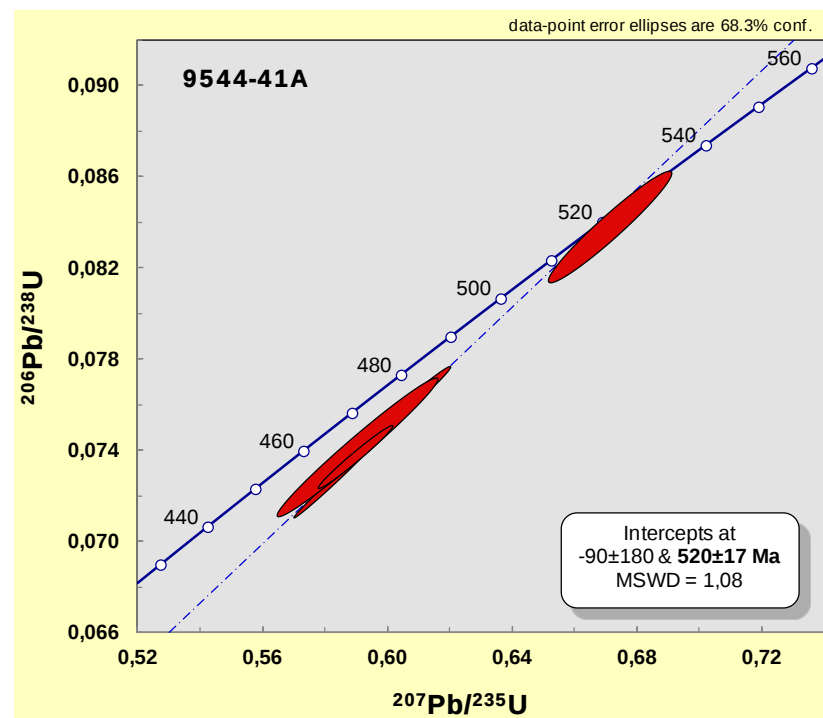


Figure IV.71 : Diagramme concordia des uraninites du granite intrusif 9544-41A dans la région du dôme d'Ida. Unité Supérieure.

Granite intrusif 41A	Common Lead corrected ratios						Pb/U calibration					Ages U-Pb				Ages Pb-Pb	
id. Uraninites	207Pb/206Pb	±	208Pb/206Pb	±	206Pb/238U	±	206Pb/238U	±	207Pb/206Pb	±	Correl.err	206Pb/238U	±	207Pb/235U	±	207Pb/206Pb corrected	±
9544_41a@1	0,058	0,005	0,027	0,007	0,08	0,02	0,0838	0,0191	0,671	0,02	0,962	519,0	9,5	521,4	8,1	555	11
9544_41a@2	0,057	0,003	0,027	0,007	0,0766	0,01	0,0767	0,0165	0,607	0,017	0,979	476,6	7,6	481,7	6,4	530	7
9544_41a@3	0,058	0,001	0,027	0,002	0,0788	0,01	0,0726	0,0133	0,582	0,013	0,994	451,8	5,8	465,5	5	559	3
9544_41a@4	0,058	0,002	0,027	0,003	0,0865	0,01	0,0759	0,0157	0,605	0,016	0,988	471,8	7,1	480,4	6	544	5
9544_41a@5	0,058	0,005	0,028	0,01	0,0784	0,03	0,0742	0,0275	0,59	0,028	0,981	461,2	12,2	471	10,5	544	11
9544_41a@6	0,058	0,002	0,026	0,002	0,0775	0,01	0,0738	0,0127	0,59	0,013	0,982	458,7	5,6	470,6	4,8	551	5

Tableau IV.27 : Mesures géochronologiques (CAMECA IMS 1270) effectuées sur les uraninites du granite intrusif 9544-41A dans le dôme d'Ida. Unité supérieure.

I. 5 DISCUSSION SUR LES DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES SUR LES ROCHES DE LA RIVIERE SWAKOP

SIGNIFICATIONS DES DATATIONS ABSOLUES

La majorité des zircons des granites de la Swakop River présentent des cœurs hérités avec des zonations oscillatoires typiques des grains magmatiques. Ces zonations sont en général recoupées par des zones plus homogènes aux contours diffus qui sont interprétées comme reflétant la recristallisation par les processus de dissolution / reprécipitation des zircons lors du métamorphisme et de la fusion partielle (Rubatto et al., 2001; Hoskin and Schaltegger, 2003; Martin et al., 2008).

Certains zircons des paragneiss diatexitiques (35A & 35B) et orthogneiss (38) du complexe d'Abbabis sont fracturés et témoignent d'une histoire géologique assez complexe.

Un des zircons du diapir granitique (36A) renferme un minéral d'Apatite qui fait penser à sa cristallisation dans un liquide silicaté extrait depuis des niveaux profonds de la croûte continentale inférieure (Rudnick & Williams, 1987).

Les zircons des granites intrusifs à uraninites (41A) sont impossibles à dater du fait de la présence d'un excès de plomb radiogénique certainement due à une adsorption ou une incorporation de microparticules d'uraninites.

D'une façon générale, les zircons présentent des concentrations en U sur leurs bordures supérieures à celles des cœurs (cf. tableaux par échantillon). Les zircons des diatexites et enclaves d'amphibolite de l'unité inférieure présentent de fortes teneurs en U par rapport aux orthogneiss métatexitiques et au pluton granitique intrusif dans les diatexites (Tableau IV.28); cela peut s'expliquer par le fait que l'importante fraction de liquide silicaté qui les compose devait s'accompagner de nombreux éléments dissouts tels que l'uranium. Les rapports Th/U dans des diatexites est très faible à 0.06 confirmant un enrichissement relatif en U corrélé à un appauvrissement relatif en Th.

Globalement trois classes d'âges Pb^{207}/Pb^{206} sont enregistrées dans les zircons de la Swakop River (Figure IV.72) :

Des âges paléoprotérozoïques à ca. 2000 Ma (et jusqu'à 2,5 Ga pour le leucosome 29C) obtenus sur des cœurs de zircon hérités du protolithe des granites. Ces cœurs hérités peuvent correspondre (i) à des zircons magmatiques d'un

orthogneiss qui aurait partiellement fondu pour donner les granites, et/ou (ii) à des zircons détritiques issus de l'érosion des cratons et déposés dans une pélite représentant le protolithe paragneissique ayant ensuite subi la fusion partielle.

Des âges mésoprotérozoïques (ca. 1000 Ma et ca. 1200 Ma) obtenus également sur des cœurs de zircon interprétés comme étant des grains hérités des sédiments issus de l'érosion des cratons et constituant le protolithe paragneissique de la fusion partielle à l'origine de la genèse des granites. On retrouve également cette classe d'âge dans les amphibolites en enclaves dans les diatexites de l'unité inférieure.

Des âges Néoprotérozoïques (entre 450 et 550 Ma) obtenus sur les bords des grains de zircons et sur monazites interprétés comme enregistrant l'impact du métamorphisme et de la fusion partielle Pan-africains lors de la collision et la suture des cratons du Congo et du Kalahari dans l'orogène du Damara. Cette période correspond aussi à la mise en place des granites intrusifs de la zone supérieure ainsi qu'à la minéralisation uranifère dans le dôme d'Ida.

RELATION SATURATION EN ZIRCONIUM ET MINÉRALISATION URANIFÈRE

Les données présentées ci-dessus indiquent qu'il n'y a pas de néoformation de zircons magmatiques dans les fractions granitiques des migmatites et les granites de la Swakop River lors de l'orogène du Damara. Watson and Harrison (1983). ont montré dans leurs travaux que le pouvoir de dissolution du zircon dans les liquides silicatés issus de la fusion partielle de roches de la croûte continentale était relativement faible. Ils ont établi une formule quantifiant le coefficient de partage du zirconium entre zircon et liquide silicaté dépendant à la fois de la chimie du liquide silicaté et de sa température .

$$Ln \quad = \{-3,80 - [0,85 (M - 1)]\} + 12900/T$$

= rapport de concentration de Zr dans un zircon
stœchiométrique dans le liquide silicaté.

T = température absolue (°K)

M = rapport cationique (Na+K+2Ca) / (Al x Si)

Ils ont montré que pour des températures de liquides silicatés à 750°C, un protolithe avec des teneurs en Zr $\geq$ 100 ppm conservera toujours des zircons résiduels quel que soit le degré de fusion partielle. Ils ont aussi montré que les teneurs en REE, Y, U, Th et Hf dans les liquides silicatés dépendent de la quantité de zircons non-dissous qu'ils comportent, laquelle quantité est contrôlée par la teneur d'origine de la source du liquide silicaté. McDermott et al., (1996) ont montré que la plupart des granites de la rivière Swakop correspondent à la cristallisation de liquides silicatés à ca. 675°C à partir de géothermomètre utilisant la solubilité du Zr dans les zircons et les monazites (Watt and Harley, 1993; Harris et al., 1995).

Sachant que les sédiments de la Swakop River contiennent tous plus de 100 ppm de Zr (Tableau IV.29 et tableau III ; McDermott and Hawkesworth, 1990), cela explique l'absence de minéraux de zircon néoformé lors de la cristallisation du leucosome et la prédominance de minéraux hérités.

Le cas du granite intrusif minéralisé en U 9544-41A est particulièrement intéressant puisqu'on a montré qu'il contient d'importantes quantités de zircons hérités (qui incorporent du plomb radiogénique issu des microparticules d'uraninite) mais aussi des uraninites massives (1, Figure IV.69 ; Figure IV.70).; Ceci suggère que la minéralisation en U est intrinsèquement liée au pouvoir de transport des éléments dissous dans le liquide silicaté. En l'occurrence, pour cet échantillon, on peut proposer le schéma suivant : (i) les éléments U, Th, Y sont transportés sous forme dissoute dans les liquides silicatés, et U est dans un premier temps associé aux zircons préexistants au travers des microparticules d'uraninites (Zr est donc transporté mécaniquement sous forme non dissoute associé au zircons) mais (ii) le liquide silicaté étant saturé en Zr (644 ppm en roche totale, Tableau IV.29) du fait des zircons hérités et ainsi saturé. (iii) U et Y dissous se retrouvent donc en excédent dans ce liquide silicaté et précipitent sous forme d'uraninite riche en Y typiques des uraninites magmatiques.

Mesures Pb, Th, U zircons		Valeurs médianes			
Id. Echantillons	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	n
Leucosome 29C	104,14	172,37	471,43	0,27	13
Pegmatite à biotite et monazite 33A	66,04	220,76	813,42	0,41	19
Granite diapir 36A	44,94	317,24	180,55	1,47	10
Amphibolite 34	158,27	135,85	1759,73	0,06	14
Diatexite 35A	138,28	124,96	1160,10	0,06	30
Diatexite 35B	127,71	100,26	1869,11	0,06	18
Orthogneiss 38	159,23	202,73	526,12	0,40	24

Tableau IV.28 : Valeurs médianes des mesures des concentrations en Pb, Th et U des zircons des différentes roches étudiées. N= nombre d'analyses prises en compte.

id. Ech.	Type de roche et Unités	Hf ppm	Th ppm	U ppm	Y ppm	Zr ppm
9544_35A	diatex. U. Inf.	4,357	27,75	5,374	33,64	152,9
9544_35B	//	6,17	77,61	19,86	93,3	191,8
9544-35C	granit hétérog. U. Inf.	1,086	1,926	1,513	12,82	36,26
9544-35D	//	0,37	7,397	7,349	33,48	9,233
9544_36A	granit diapir U. Inf.	4,607	42,64	7,93	15,49	133,6
9544-36B	//	2,512	1,926	1,933	8,234	76,02
9544_38	gneiss U. Inf.	9,731	43,41	8,074	56,27	352,6
9544-38"	//	6,402	23,78	4,217	34,39	251,5
9544_33B1ter	gran. transition Ouest	11,94	57,99	7,153	34,96	451,7
9544_33C	//	2,184	26,07	5,708	18,48	69,83
9544_33D	//	3,603	55,19	5,197	12,28	129,1
9544_33E	gran. intrusif U.	0,669	847,4	84,29	1181	13,03
9544_29B_LEUC	gran. U. Interm.	3,217	12,28	1,197	19,55	114,5
9544_29C_LEUC	//	5,304	17,12	6,018	19,99	191,4
9544_29Cbis_LEUC	//	3,28	19,04	1,399	14,11	119,9
9544_32PEGMATITE	//	2,437	26,3	2,581	10,65	89,4
9544_29D	Veine U interm.	0,71	3,101	2,989	106,3	19,68
9544_25B	métatex. U. Interm	6,755	8,548	3,778	97,22	257,1
9544_27A	//	4,64	11,39	1,493	20,61	170,1
9544-27B	//	5,284	14,2	1,507	19,25	196,3
9544_29B	//	5,772	16,14	1,488	16,57	217,3
9544_32	//	5,698	14,4	2,207	15,76	222,4
9544_33B1bis	métatex. Transition Ouest	17,47	95,92	11,27	62,68	696,5
9544_39A	gran. intrusif U. Sup.	1,421	11,69	232	23,93	34,86
9544_39D	//	0,181	3,315	3,518	5,453	3,558
9544_41A	//	19,57	66,84	909,4	64,18	644,2
9544-41B	//	2,118	11,62	36,63	25,97	56,42
9544_41C	//	1,527	2,875	6,47	9,03	34,39
9544-99	//	4,977	51,45	59,34	16,08	148,9
9544_41E_veine	gran. In-situ U sup	4,133	11,58	5,578	17,06	151,7
9544_39B1	métased U. Sup	6,41	18,46	5,418	29,86	245,6
9544_41E(SCHISTE)	//	4,306	10,51	4,235	17,46	157,6

Tableau IV.29 : Concentrations Roches totales en Hf, U, Y, Zr des roches des différentes unités de la rivière Swakop. En grisé les métasédiments et orthogneiss. En rouge : le granite intrusif minéralisé en U du dôme d'Ida (unité supérieure).

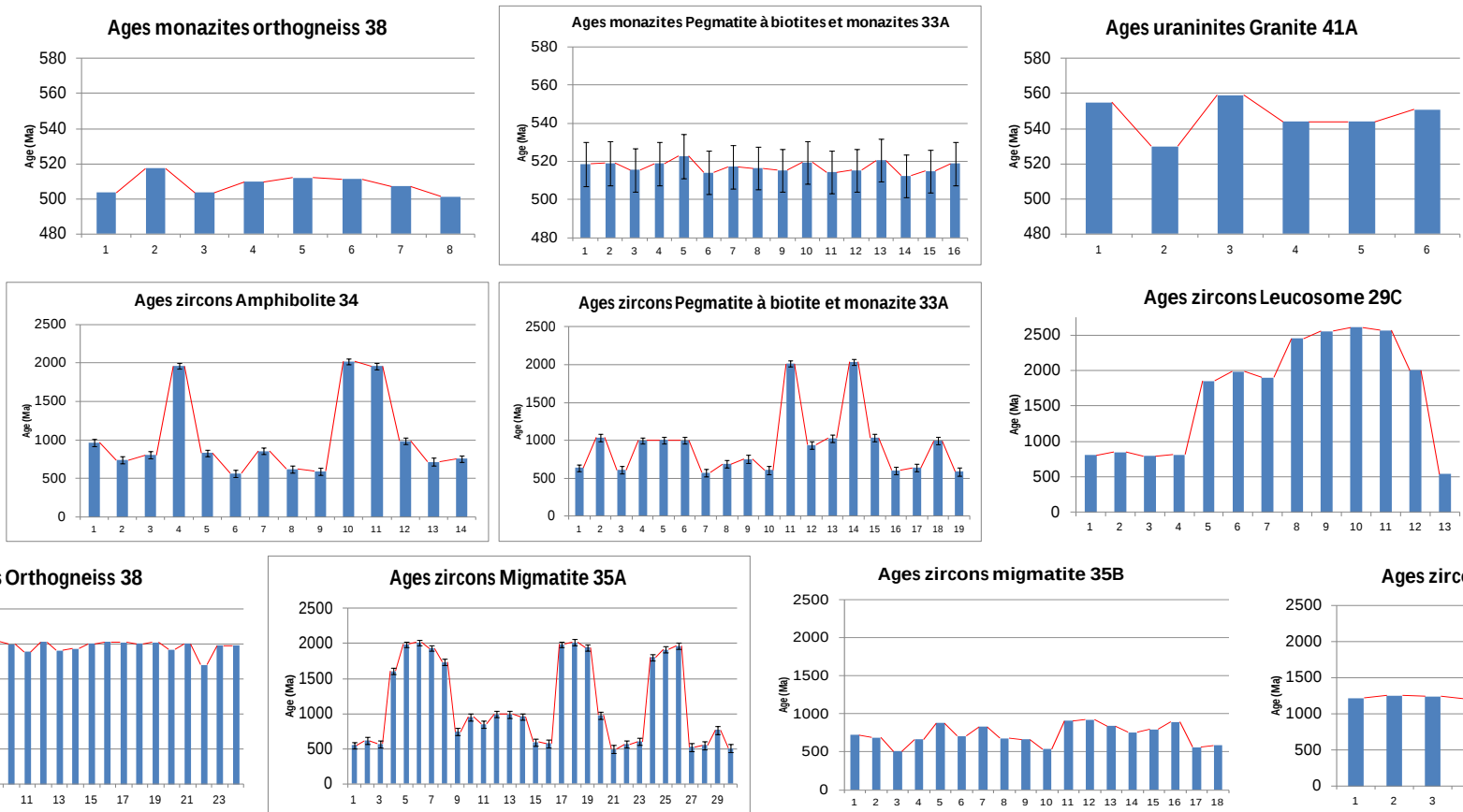


Figure IV.72 : Synthèse des âges Pb^{207}/Pb^{206} obtenus sur les zircons, et uraninites et âges Pb^{208}/Th^{232} des monazites des échantillons des différentes unités de la Swakop River. L'axe des abscisses représente le nombre de mesures. Les âges sont représentés avec les incertitudes à 2σ .

II CONTRAINTES ISOTOPIQUES Sm / Nd DES MIGMATITES ET GRANITES DE LA SWAKOP RIVER

Les mesures isotopiques Sm/Nd ont été effectuées dans le laboratoire Géosciences Rennes à l'aide d'un spectromètre de masse source solide de type TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) (ex. Finningan MAT-262 multi collecteurs).

II. 1 RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES MESURES ISOTOPIQUES

Les isotopes du Sm et du Nd ne sont pas (ou peu) sensibles au fractionnement dans la croûte continentale par les processus métamorphiques et sédimentaires, et préservent le rapport isotopique de leur protolithe. L'isotopie Sm-Nd permet donc de tracer les caractéristiques des potentiels réservoirs isotopiques crustaux ou mantelliques (ou mixtes) des différents types de roches (magmatique, sédimentaire ou métamorphique). Elle permet aussi de calculer des **âges modèles** par rapport au manteau appauvri (dont les interprétations sont fortement dépendantes du type de roches (Rollinson, 1993):

Pour des granitoïdes dérivés de la fusion de croûte continentale, ils reflètent l'âge de leur protolithe.

Pour des granites issus du manteau, ils reflètent l'âge d'extraction de leurs protolithes basaltiques issus de la fusion partielle du manteau et sont proches des âges de cristallisation de ces granites. L'interprétation est cependant plus compliquée dans le cas de granitoïdes d'origine mixte croûte/manteau.

Pour les sédiments (et métasédiments) clastiques, l'âge modèle représente leur temps de résidence (O'Nions et al., 1983) dans les niveaux crustaux. Ce temps de résidence est cependant biaisé par le fait que ces sédiments résultent d'érosion de plusieurs sources crustales ; dans ce cas les âges modèles Nd, représentent soit un âge minimum de résidence crustale ou la moyenne des âges de résidence.

Un autre paramètre calculé à partir des concentrations isotopiques est ϵ_{Nd}^t qui est la mesure de l'écart à un âge donné (t) entre les rapports ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) respectivement d'un échantillon et du Réservoir Chondritique Uniforme (angl. *CHUR*; DePaolo and Wasserburg, 1976) représentant l'évolution isotopique d'un système idéalement clos

depuis la création du système solaire. Le calcul d' ϵ_{Nd} se fait généralement à $t = \text{âge de cristallisation de la roche}$ (en Ma) ou $t = 0 \text{ Ma (actuel)}$; il peut aussi se faire à un âge $t \text{ donné}$ pour pouvoir comparer les signatures isotopiques entre plusieurs roches à un instant donné.

D'une façon général, (i) $\epsilon_{Nd}^t = 0$ signifie que la roche a conservé le même rapport isotopique que le CHUR jusqu'à l'âge t ; (ii) $\epsilon_{Nd}^t > 0$ signifie une origine mantellique (ou du manteau appauvri) et (iii) $\epsilon_{Nd}^t < 0$ signifie une origine crustale (ou du manteau enrichi).

Les calculs de ces paramètres sont donnés dans les équations suivantes :

$$\epsilon_{Nd} = \left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{roche, t}}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{CHUR, t}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (1)$$

$$\epsilon_{Nd}^t = \left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{roche, t}}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{CHUR, t}}} - 1 \right] \times 10^4 \quad (2)$$

Avec :

$$\begin{aligned} (^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{roche, t}} &= (^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{roche, actuel}} - [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{\text{roche, actuel}} \times (e^{\lambda t} - 1)] \\ (^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{CHUR, t}} &= (^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{CHUR, actuel}} - [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{\text{roche, actuel}} \times (e^{\lambda t} - 1)] \end{aligned}$$

$$= - \times \ln \left[\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{roche, t}}}{(^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{CHUR, t}}} + 1 \right] \quad (3)$$

$$\lambda = 6.54 \cdot 10^{-12}$$

$(^{143}Nd/^{144}Nd)_{\text{CHUR, actuel}}$; $(^{147}Sm/^{144}Nd)_{\text{roche, actuel}}$ = valeurs connues variables selon auteurs. Pour notre étude (Goldstein et al., 1984; Peucat et al., 1989)

Le Tableau IV.30 représente les résultats des mesures isotopiques et les calculs des ϵ_{Nd}^t (à $t = 0$ et $t = 500 \text{ Ma}$) et des âges modèles faits sur les roches de la rivière Swakop.

Les roches de l'unité inférieure à l'exception de l'enclave d'amphibolite ont toutes des valeurs de ϵ_{Nd}^0 actuels très négatives comprises respectivement entre -26,13 et -24,98 (valeurs recalculées à 500 Ma : -20,38 et -19,01). La diatexite 9544-

35B et le diapir granitique 9544-36A ayant respectivement les plus basses et les plus fortes valeurs. Les âges modèles donnent des âges de protolithes à la transition Archéen Supérieur à début Paléoproterozoïque entre 2.45 Ga et 2.61 Ga. Dans la représentation $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Figure IV.73), les signatures de ces roches sont regroupées dans un même cluster, indiquant des caractéristiques isotopiques très semblables de leurs protolithes issus de la croûte continentale inférieure ($\epsilon < 0$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0.511$: Taylor et al., 1984).

Pour ce qui est de l'enclave d'amphibolite, avec des ϵ_{Nd}^0 moins négatifs à -10,48 (valeur recalculée à 500 Ma : - 6,17) et un âge modèle à 1.89 Ga, sa source est clairement différente de celle(s) des roches hôtes. Il pourrait s'agir d'une intrusion basique mise en place au sein de la croûte continentale qui aurait été reprise lors du métamorphisme et la fusion partielle des roches accompagnant la collision des cratons du Congo et du Kalahari dans l'orogène du Damara. Cette amphibolite, très pauvre en SiO_2 (46 , 35%) et riche en Zr (200 ppm) a une signature de basalte calco-alcalin, intraplaque continentale selon les critères de Pearce et al., 1975; Winchester and Floyd, 1976; Pearce and Norry, 1979.

Dans l'unité intermédiaire, il faudrait distinguer les cas particuliers de la métatexite à leucosomes à grenats (9544-25B) et de la syénite intrusive (9544-29D) de celui des métatexites et leurs leucosomes in-situ. Ces 2 derniers groupes ont des ϵ_{Nd}^t voisins (ca. - 21 $\pm$ 0,5 et ca. - 15,5 $\pm$ 0.5 respectivement à $t=0$ et 500 Ma) et un âge modèle moyen à 2,36 Ga pour leurs sources crustales.

La différence pour la métatexite à leucosome à grenat pourrait résider dans l'influence du grenat qui est une phase périclitique de la fusion partielle en faciès amphibolites des métasédiments. De plus, c'est un minéral qui concentre le Sm en défaveur des liquides silicatés hyper siliceux avec un coefficient de partage voisin de 2 (Irving and Frey, 1978; Watson and Harrison, 1983). Ce fractionnement du Sm se répercute sur la composition isotopique de la roche totale

Les relations structurale, minéralogique et géochimique entre leucosomes in-situ et métatexites présentées dans le chapitre précédent se retrouvent aussi en isotopie Sm/Nd comme l'atteste le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Figure IV.73) dans lequel, leucosomes et métatexites ont des rapports isotopiques semblables.

La syénite intrusive dans l'unité intermédiaire (9544-29D), présente des valeurs de ϵ moins négatives que les métatexites ($\epsilon_{\text{Nd}}^0 = -18,44$ contre - 21 $\pm$ 0,5) ; son protolithe est différent et a un âge modèle de 2,13 Ga. Cette syénite est métalumineuse et on

pourrait penser à une contribution minime d'un matériel mantellique subcontinental (Barbarin, 1990, 1999).

Les granites intrusifs de l'unité supérieure (9544-39A et 9544-41A) se caractérisent par des ϵ fortement négatifs ($\epsilon_{\text{Nd}}^0 \approx -22$). Ils proviendraient de niveaux crustaux plus profonds et plus anciens (≈ 2.45 Ga) que les métatexites qu'ils recoupent. Ils ont des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ plus élevés (entre 0,18124 et 0,25065 respectivement pour 9544-39A et 9544-41A) que les autres roches.

Unités	N°échantillon	Type de roche	Interprétation	Sm (p pm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	$\pm (2\sigma)$	ϵ_{Nd}^0	$\epsilon_{\text{Nd}}^{0.5 \text{ Ga}}$	$T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$ (Ga)
Unité Inférieure	9544_34	amphibolite	enclave amphibolitique	8,5	39,6	0,12912	0,512101	0,000004	-10,48	-6,17	1,89
	9544_35A	paragneiss	diatexite	8,9	52,1	0,10323	0,511322	0,000004	-25,67	-19,72	2,51
	9544_35B	paragneiss	diatexite	22,2	126,0	0,10636	0,511299	0,000006	-26,13	-20,38	2,61
	9544_36A	granite	diapir granitique	4,9	28,7	0,10283	0,511357	0,000004	-24,98	-19,01	2,45
	9544_38	Orthogneiss	Orthogneiss métatexitique	11,8	66,2	0,10782	0,511331	0,000005	-25,50	-19,85	2,60
Unité Intermédiaire	9544_25B	gneiss à leucosome à grenats	Métatexite métasédimentaire	7,6	32,7	0,13949	0,512081	0,000005	-10,86	-7,22	2,19
	9544_27A	métagrauwacke	Métatexite métasédimentaire	3,9	20,7	0,11464	0,511558	0,000005	-21,07	-15,84	2,44
	9544_29B_LEUC	leucosome	leucosome	3,7	20,4	0,10862	0,511535	0,000006	-21,52	-15,91	2,33
	9544_29B	métagrauwacke	Métatexite métasédimentaire	5,5	29,8	0,11099	0,511589	0,000005	-20,45	-15,00	2,31
	9544_29D	syénite	syénite intrusive	14,3	44,6	0,19404	0,511976	0,000006	-18,44	-18,25	2,13
Unité Supérieure	9544_39A	granite à microcline	granite intrusif	2,3	7,6	0,18124	0,511710	0,000005	-22,78	-21,78	2,45
	9544_41A	pegmatite à quartz fumé	granite intrusif	5,5	13,3	0,25065	0,511982	0,000005	-22,62	-26,06	2,44
	9544_41E_VEINE	granite à diopside	veine (leucosome)	3,9	20,0	0,11863	0,511608	0,000006	-20,09	-15,12	2,46
	9544_41E	Calcschiste	Calcschiste	5,3	27,8	0,11486	0,511574	0,000005	-20,75	-15,54	2,42
							0,511695				
							0,511472				
							0,511480				

Tableau IV.30 : Mesures et calculs isotopiques Sm et Nd des roches de la rivière Swakop. Les valeurs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en rouge pour les granites intrusifs sont des valeurs corrigées de l'impact des perturbations (fluides) synchrones ou postérieures à leur mise en place à ca. 500 Ma (valeurs mesurées en noir). Calculs des ϵ calculés à t=0 et 500 Ma selon CHUR (Nd = Goldstein et al., 1984; Sm = (Peucat et al., 1989)). Calculs T_{DM} avec les données de Peucat et al., 1989.

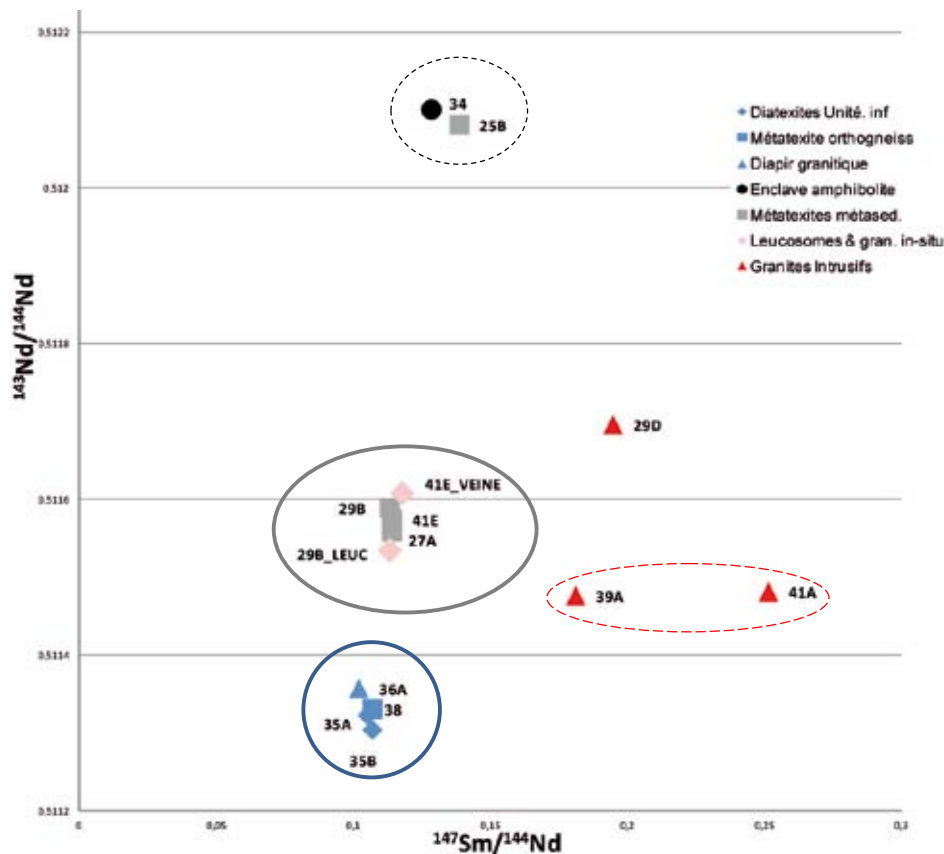


Figure IV.73 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des échantillons de la Swakop River. 4 clusters apparents avec les roches de l'unité inférieure ; les métatexites et leucosomes in-situ ; les granites intrusifs et les cas particuliers de l'enclave amphibolitique et la métatexite à leucosome à grenat.

II. 2 DISCUSSION : SOURCES DES GRANITES INTRUSIFS

Les mesures isotopiques Sm/Nd faites sur les échantillons de la rivière Swakop montrent qu'ils ont tous des signatures crustales avec des valeurs de ϵ_{Nd}^t fortement négatives pour l'ensemble des faciès. Nous avons montré que diatexites, diapir de granite et orthogneiss de l'unité inférieure ont des caractéristiques isotopiques quasi similaires ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0,5114$; $\epsilon_{\text{Nd}}^0 \approx -25$; entre 2,5 et 2,6 Ga) et qu'elles représenteraient un matériel de croûte inférieure. Les leucosomes et métatexites associées ont aussi des caractères isotopiques voisins, confirmant le modèle pétrogénétique proposé sur la base des relations structurales, minéralogiques géochimiques et invoquant une origine des leucosomes par ségrégation d'un liquide silicaté issu de la fusion partielle des métasédiments encaissants. Les granites intrusifs proviendraient de niveaux structuraux plus profonds et plus anciens que les métatexites métasédimentaires qu'ils recoupent

dans les unités intermédiaire et supérieure. McDermott and Hawkesworth, (1990) ; ont calculé des âges modèles pour les formations métasédimentaires de la région entre de la rivière Swakop à (de haut en bas stratigraphiquement):

1,39 -1,51 Ga pour la formation du Kuiseb, au sommet de la pile métasédimentaire

1,59 – 2, 16 Ga pour la formation de Khan ;

1,57 - 2,24 Ga pour la formation d'Etusis.

Ils proposent donc un accroissement des âges des protolithes en relation avec la profondeur du niveau stratigraphique.

Les travaux de Jung et al. (2003) fournissent une importante base de données isotopique (Sm, Sr, Pb, O,

Tableau IV.31). Etant donné que leur étude s'est effectuée dans la rivière Khan, sécante à la Swakop (Figure IV.74) ; nous pourrions nous inspirer de leurs observations et interprétations sur les sources possibles des granites.

Tous les granites et granodiorites de leur étude sont peralumineux (origine crustale) ; ils ont montré que les roches métasédimentaires soumises ou non à la fusion partielle) ayant des ϵ_{Nd} fortement négatifs sont trop radiogéniques en $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour être les potentielles sources des granites, ces derniers étant également caractérisés par des ϵ_{Nd} très négatifs. La composition isotopique enrichie en Pb des granites suggère des origines de roches archéennes à protérozoïques du socle Pré-Pan-africain (représenté ici par le complexe gneissique d'Abbabis) qui aurait pu contenir des sédiments cratoniques anciens. Le mode de production de ces granites serait une fusion partielle progressive de séquences de ces roches aux signatures Nd Archéennes à Protérozoïques. Cette fusion partielle serait entretenue en partie par la chaleur provenant de la radioactivité du matériel crustal felsique riche en K, Th et U que représente le socle. Le fait que les granites intrusifs présentent des âges modèles Nd anciens expliquerait leur provenance de protolithes à majorité archéens. Ils suggèrent que la fusion partielle est entièrement intracrustale, même si ils reconnaissent l'existence de syénites syn-orogéniques avec une signature mantellique, pour lesquelles ils proposent une origine profonde (Jung, 1998).

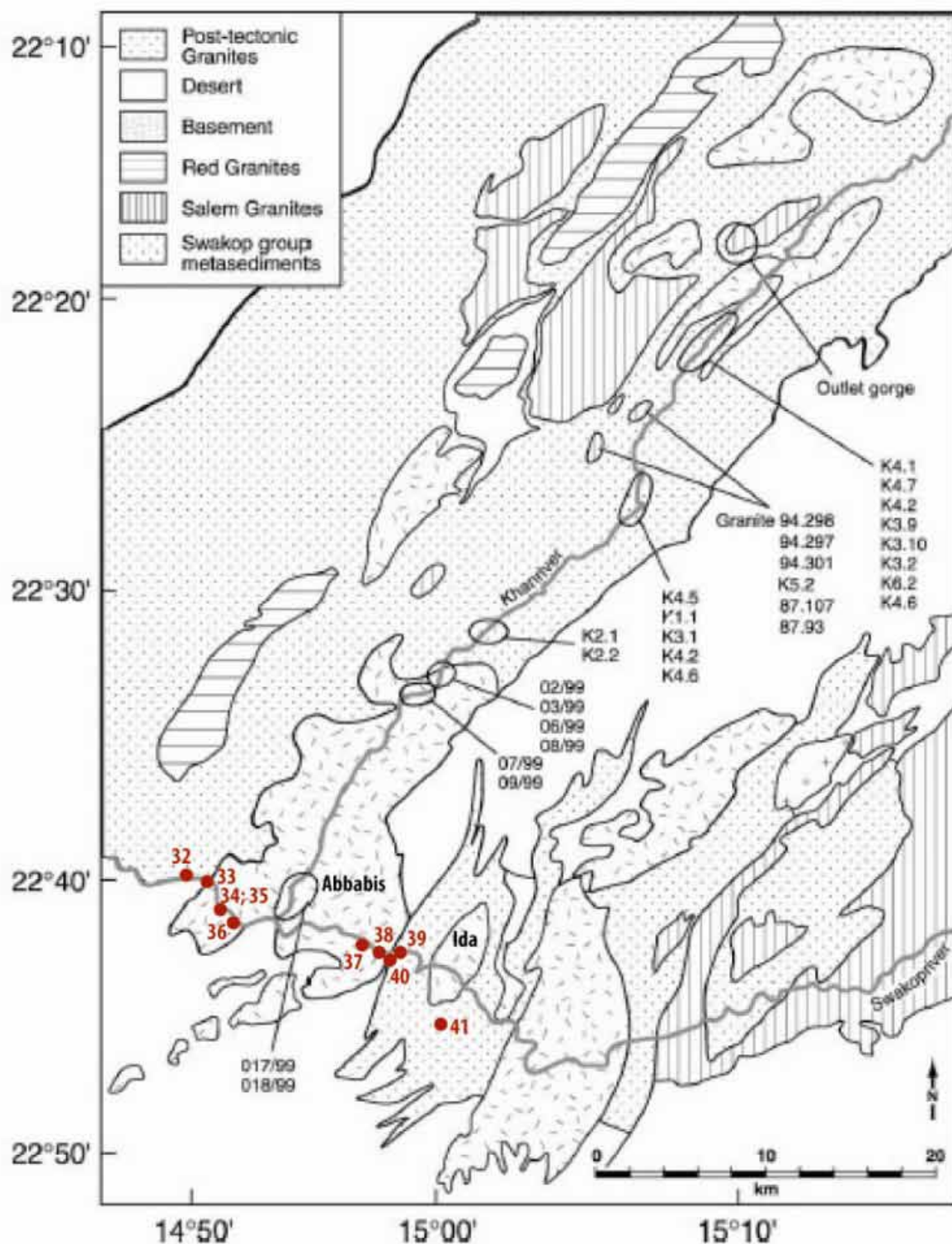


Figure IV.74 : Zone d'échantillonnage des roches par Jung et al. 2003 le long de la rivière Khan en relation avec les stations de notre étude sur la rivière Swakop. A noter la conception suivant laquelle le dôme d'Ida serait un socle tout comme le complexe gneissique d'Abbabis (même figuré). Modifié d'après Jung et al., 2003.

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(m)	± (2σ)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(500Ma)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (500Ma)	T _{DM}	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(m)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(500Ma)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	δ ¹⁸ O	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Granites khan																	
94.301	8,88	36,00	0,511557	0,000012	0,511019	0,1490	-18,6	2,50	261,9	81,8	0,794528(12)	0,732032	9,333	11,35	18,814	15,732	38,972
94.298	1,34	5,34	0,511592	0,000016	0,511046	0,1520	-18,1	2,40	131,7	207,4	0,737797(14)	0,727454	1,843	10,3	17,9	15,704	38,245
K 6.2	1,62	8,51	0,511442	0,000009	0,510918	0,1137	-17,9	2,30	352,1	97	0,802143(14)	0,727876	10,64	11,9	18,531	15,729	38,732
K 5.2	1,82	6,08	0,511755	0,000009	0,511102	0,1810	-16,7	2,30	243	69,2	0,794428(14)	0,725144	10,24	11,1	17,787	15,691	38,147
K 4.6 L	13,10	60,68	0,511654	0,000008	0,511227	0,1305	-15,0	2,20	202,3	130,3	0,763967(13)	0,731772	4,519	13	18,541	15,746	38,686
87.107	15,50	88,83	0,511428	0,000009	0,511083	0,1050	-17,8	2,20	167,7	94,1	0,767562(18)	0,731252	5,2	10,35	18,573	15,731	38,894
K 3.2	3,73	17,91	0,511660	0,000010	0,511248	0,1257	-14,6	2,20	21,86	43,8	0,736409(11)	0,726099	1,447	13,85	18,629	15,714	38,753
K 4.2 L	8,24	37,61	0,511745	0,000012	0,511268	0,1324	-13,6	2,10	199,4	112,2	0,762898(21)	0,724566	5,192	12,65	18,788	15,676	38,756
K 4.7 L	7,59	35,07	0,511751	0,000008	0,511280	0,1308	-13,3	2,10	197,4	118,8	0,760481(20)	0,724531	4,832	12,72	18,84	15,669	38,499
K 4.1	8,94	41,96	0,511787	0,000014	0,511323	0,1287	-12,5	2,00	207	151,9	0,751945(16)	0,723107	3,96	12,9	18,284	15,655	38,063
94.297	11,11	43,58	0,512062	0,000012	0,511708	0,1540	-8,8	1,70	138,3	138,4	0,745234(15)	0,723345	2,898	15,2	18,253	15,654	37,884
87.93	6,93	40,60	0,511865	0,000009	0,511512	0,1078	-9,5	1,70	131,6	236,7	0,726493(14)	0,715701	1,611	11,6	17,837	15,624	37,81
K 3.9	0,25	0,87	0,512305	0,000011	0,511607	0,1970	-6,5	1,60	215,2	52,5	0,804393(14)	0,722716	11,46	13,81	18,231	15,641	37,859
K 3.10	0,51	1,31	0,512372	0,000020	0,511571	0,2159	-6,5	1,60	215,2	52,5	0,808117(12)	0,722771	11,98	13,7	18,22	15,625	37,823
K 2.2	7,98	34,35	0,511599	0,000011	0,511139	0,1224	-16,7	2,80	217	35,57	0,882805(13)	0,754899	17,95	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
09/99	11,37	76,55	0,511341	0,000011	0,511047	0,0897	-18,5	2,00	265,2	99,51	0,842291(15)	0,786638	7,811	n.d.	18,564	15,719	38,676
07/99	7,17	32,45	0,511462	0,000009	0,511024	0,1336	-18,9	2,80	278,2	62,63	0,818932(19)	0,72546	13,11	n.d.	19,407	15,781	39,451
017/99	22,17	124,90	0,511507	0,000012	0,511155	0,1073	-16,4	2,10	228,9	93,01	0,806526(17)	0,755297	7,189	n.d.	18,843	15,74	38,921
018/99	24,21	122,90	0,511535	0,000011	0,511145	0,1190	-16,6	2,30	320	120,9	0,810441(17)	0,755327	7,735	n.d.	18,542	15,704	38,612
Granodiorites Oulet gorge																	
KD113	5,23	30,22	0,511803	0,000010	0,511460	0,1046	-10,4	1,70	177,2	245,9	0,728457(10)	0,712077	2,089	11,9	n.d.	n.d.	n.d.
KD115	6,98	37,14	0,511828	0,000010	0,511455	0,1137	-10,5	1,80	123,2	228,3	0,726084(9)	0,713818	1,564	11,8	n.d.	n.d.	n.d.
KD116	6,55	39,64	0,511812	0,000011	0,511485	0,0998	-9,9	1,60	109	252,6	0,723882(9)	0,714087	1,25	12	n.d.	n.d.	n.d.
KD120	9,33	60,86	0,511749	0,000009	0,511446	0,0927	-10,7	1,60	125,4	195,3	0,727915(10)	0,713316	1,862	11,7	n.d.	n.d.	n.d.
KD123	8,91	54,17	0,511769	0,000008	0,511444	0,0994	-10,8	1,70	204,1	190,9	0,736786(10)	0,713465	3,102	11,7	n.d.	n.d.	n.d.
Granodiorites Khan																	
02/99	8,54	44,09	0,511906	0,000015	0,511522	0,1171	-9,2	1,80	199,6	120,4	0,762642(22)	0,728272	4,824	n.d.	19,977	15,839	39,139
03/99	9,02	46,61	0,511849	0,000011	0,511511	0,1169	-9,4	1,80	213,9	249	0,735101(16)	0,717344	2,492	n.d.	20,047	15,833	39,195
06/99	5,95	41,59	0,511605	0,000008	0,511322	0,0868	-13,1	1,70	215,3	259,1	0,732595(14)	0,715427	2,409	n.d.	18,583	15,733	38,611
08/99	11,66	77,94	0,511898	0,000011	0,511594	0,0927	-7,8	1,40	197	271,7	0,728508(20)	0,713528	2,102	n.d.	18,179	15,706	38,518
Metasedimentary rocks and migmatite:																	
K2.1	6,28	31,04	0,512188	0,000010	0,511788	0,1404	-4,0	1,40	208,2	170,4	0,742211(14)	0,716942	3,546	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K1.1	7,85	39,43	0,512113	0,000012	0,511719	0,1204	-5,4	1,70	129,6	102,9	0,756661(16)	0,730038	3,663	12,65	n.d.	n.d.	n.d.
K3.1	8,30	42,21	0,512053	0,000014	0,511663	0,1189	-6,5	1,80	220,3	117,7	0,764727(17)	0,726703	5,446	13	n.d.	n.d.	n.d.
K4.5	7,46	37,03	0,512008	0,000012	0,511569	0,1219	-7,0	1,90	225,3	152,8	0,751436(16)	0,720426	4,283	12	n.d.	n.d.	n.d.
K4.2M	9,98	45,73	0,511879	0,000012	0,511438	0,1319	-10,6	1,90	351,9	137,3	0,781588(12)	0,726185	7,476	12,3	n.d.	n.d.	n.d.
K4.6M	10,33	54,31	0,512046	0,000008	0,511632	0,1150	-5,8	1,50	202,3	130,3	0,763478(13)	0,714471	6,367	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K4.7M	12,93	58,59	0,511880	0,000010	0,511414	0,1333	-10,5	1,90	383,7	119	0,791065(12)	0,719608	9,406	11,6	n.d.	n.d.	n.d.

Tableau IV.31 : Données isotopiques de Jung et al., 2003 sur les granitoïdes et migmatites de la rivière Khan. Voir localisation des échantillons sur la carte précédente. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_(m), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_(m) = rapports initiaux. Rattachés au numéro d'échantillons, L = leucosome ; M = mélanosome. ε_{Nd} avec valeurs de CHUR selon Jacobsen and Wasserburg, 1980. Ages modèles calculés avec Michard et al., 1985.

CONCLUSION

Les caractéristiques morphologiques des zircons des roches de la rivière Swakop révèlent qu'ils sont pour la plupart sub-euhédraux, avec des surcroissances magmatiques bien marquées. Certains de ces zircons présentent cependant des structures internes très complexes, témoignent d'une évolution post-cristallisation magmatique perturbée par de la recristallisation et des surcroissances marquées par l'enregistrement de plusieurs âges géochronologiques sur un même cristal.

Trois classes d'âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ont été obtenues sur les échantillons :

Des âges paléoprotérozoïques à ca. 2000 Ma, (voire 2500 Ma) mesurés sur des zircons magmatiques d'un orthogneiss ou sur des zircons hérités dans les paragneiss et métasédiments, ainsi que dans des granites intrusifs.

Des âges mésoprotérozoïques (ca. 1200 Ma et 1000 Ma) obtenus sur les zircons du diapir granitique et de l'amphibolite de l'unité inférieure ainsi que sur des zircons hérités dans des métasédiments.

Des âges néoprotérozoïques s'étalant entre 450 et 550 Ma obtenus sur les bordures de zircons hérités et sur des monazites. Ces âges marqueraient l'impact du métamorphisme panafricain du Damara accompagné de la fusion partielle de roches de divers niveaux structuraux.

Les gneiss du complexe d'Abbabis ainsi que plupart des formations métasédimentaires de la région de la rivière Swakop ont des teneurs en zirconium très élevées supérieures à 100 μm (cette étude, McDermott and Hawkesworth, 1990). Avec une telle teneur en Zr, les cristaux de zircon ne peuvent pas subir une dissolution complète, et ce, quels que soient le taux de fusion et la température (Watson and Harrison, 1983). Sachant que le zircon est un minéral présentant un fort pouvoir d'incorporation d'U au détriment des liquides silicatés hypersiliceux (coefficient de partage, $D^{\text{U}}_{\text{zircon/liq.}} = 340, 50$; nous proposons que le fait que les liquides silicatés soient déjà saturés en Zr (sous forme de zircons hérités) laisse la possibilité de former des minéraux d'U. C'est le cas du granite intrusif 9544-41A dans lequel de nombreux cristaux d'uraninite sont présents.

L'absence de minéralisation uranifère dans les leucosomes dépend fortement de la concentration préalable en U de leur protolithe métasédimentaire étant donné qu'ils ont des caractéristiques minéralogiques, géochimiques et isotopiques similaires ; ils

ne subissent pas ou très peu de ségrégation chimique du fait des taux de fusion partielle relativement faibles tel que nous l'avons montré dans le chapitre précédent sur la géochimie des roches.

L'origine profonde des granites intrusifs (cette étude, Jung et al., 2003) pourrait être associée à une migration des liquides silicatés au travers des niveaux crustaux favorisant la cristallisation fractionnée, d'assimilation ou de contamination magmatique. Les granites intrusifs proviennent de niveaux crustaux profonds (croûte inférieure) et anciens représentés par les complexes gneissiques constitués de variétés de roches archéennes à protérozoïques (Jung et al., 2003).

Les ϵ_{Nd} fortement négatifs des roches de la rivière Swakop ainsi que le découplage entre âges modèles () et âges absolus U-Pb sur zircons plaident en faveur de fusion partielle de matériels crustaux hétérogènes et en ce sens les complexes gneissiques présentent des caractéristiques adéquates, étant donné qu'ils renferment une diversité de roches plutoniques à métamorphiques (orthogneiss, paragneisses) anciennes.

Si les granites intrusifs proviennent de socles Pré-Pan-africain et non des métasédiments de couverture, la question demeure cependant sur la signification géodynamique de ces socles. Ils pourraient être vus comme des fragments de la marge du craton du Congo (plaque chevauchante) repris dans l'orogène du Damara lors du stade de collision avec le craton du Kalahari (plaque subductante). Cela reviendrait donc à dire qu'il existerait (aurait existé) des zones de préconcentration dans ce craton et que la fusion partielle intracrustale serait le processus de concentration de la ressource uranifère dans la zone centrale de l'orogène du Damara.

.

BIBLIOGRAPHIE

- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2003. Diffusion in Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 113–143.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 469–500.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3, 249.
- Geological Survey of Namibia, 1995. Geological map of Namibia 1:250 000 geological series. Sheet 2214 - Walvis Bay.
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., 1984. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters* 70, 221–236.
- Harris, N., Ayres, M., Massey, J., 1995. Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: Implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *J. Geophys. Res.* 100, 15767–15,777.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27–62.
- Irving, A.J., Frey, F.A., 1978. Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 771–787.
- Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 139–155.
- Jung, S., 1998. Geochemical and Isotopic Studies of Syenites from the Proterozoic Damara belt (Namibia): Implications for the Origin of Pan-African syenites. *Mineralogical Magazine* 62A, 729–730.
- Jung, S., Mezger, K., Hoernes, S., 2003. Petrology of basement-dominated terranes. II. Contrasting isotopic (Sr, Nd, Pb and O) signatures of basement-derived granites and constraints on the source region of granite (Damara orogen, Namibia). *Chem. Geol.* 199, 1–28.
- Longridge, L., Gibson, R.L., Kinnaird, J.A., Armstrong, R.A., 2011. Constraining the timing of deformation in the southwestern Central Zone of the Damara Belt, Namibia. *Geological Society, London, Special Publications* 357, 107–135.
- Marlow, A., 1983. Geology and Rb-Sr geochronology of mineralized and radioactive granites and alaskites, Namibia. In: Miller, R.McG. (Ed.) *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr., 11 515 pp.
- Martin, L.A.J., Duchene, S., Deloule, E., Vanderhaeghe, O., 2008. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: Consequences for geochemical tracing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 161–174.
- McDermott, F., Harris, N., Hawkesworth, C., 1996. Geochemical constraints on crustal anatexis: A case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia RID F-3096-2010 RID C-3349-2009. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 406–423.
- McDermott, F., Hawkesworth, C., 1990. Intracrustal recycling and upper-crustal evolution - a case-study from the Pan-African Damara mobile Belt, central Namibia. *Chem. Geol.* 83, 263–280.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarede, F., 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 601–610.

- O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., Hooker, P.J., 1983. A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *Earth and Planetary Science Letters* 63, 229–240.
- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33–47.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C., 1975. The TiO₂–K₂O–P₂O₅ diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 24, 419–426.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Condie, K.C., 1989. Sr, Nd, and Pb isotopic systematics in the archaean low-to high-grade transition zone of Southern India: syn-accretion vs. post-accretion granulites. *The Journal of Geology* 537–549.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 207–220.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Limited, London.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138.
- Rubatto, D., Williams, I.S., Buick, I.S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 458–468.
- Tack, L., Williams, I., Bowden, P., 2002. SHRIMP constraints on early post-collisional granitoids of the Ida Dome, central Damara (Pan Africa) Belt, western Namibia., in: Abs. 11th IAGOD Quadrennial Symposium & Geocongress, Winfhoek, Namibia. *Geol. Surv. Namibia*.
- Taylor, P.N., Jones, N.W., Moorbath, S., 1984. Isotopic Assessment of Relative Contributions from Crust and Mantle Sources to the Magma Genesis of Precambrian Granitoid Rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 310, 605–625.
- Toé, W., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Feybesse, J.-L., Milési, J.-P., n.d. From migmatites to granites in the Pan-african Damara Belt, Namibia. Submitted *J. of Afr. Earth Sciences*.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304.
- Watt, G.R., Harley, S.L., 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 550–566.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 459–469.

CHAPITRE 4

CONTEXTE GEOLOGIQUE DES GISEMENTS D'URANIUM DE TYPE INTRUSIF DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA : DE LA SOURCE MIGMATITIQUE AU GISEMENT PLUTONIQUE

CONTEXTE GEOLOGIQUE DES GISEMENTS D'URANIUM DE TYPE INTRUSIF DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA : DE LA SOURCE MIGMATITIQUE AU GISEMENT PLUTONIQUE

INTRODUCTION ET OBJECTIFS

La Namibie constitue une importante province uranifère comportant des gisements de classe mondiale. Plusieurs styles de gîtes et gisements y sont répertoriés allant du type magmatique – intrusif (Rössing, Husab, Valencia, Goanikontes (Etango), et Ida Dome) dont les mises en place sont associées à l'orogène Pan-africaine du Damara, jusqu'au type de dépôt supergène, datés du Tertiaire, et de type calcrête (Trekkopje, Langer Heinrich et Marenica).

L'objectif de cette partie est de comprendre le système minéralisé du district uranifère de Rössing selon le modèle Source – Transport – Dépôt.

La source ayant été discutée dans le chapitre précédent, ce chapitre va se focaliser sur la partie dépôt de ce système minéralisé et permettra d'argumenter sur les hypothèses concernant la (les) source(s) émises précédemment.

Pour cela, plusieurs occurrences minéralisées de la Zone Centrale ont été étudiées. Il s'agit de leucogranites (i.e. alaskites) et skarns échantillonnés dans la région du dôme d'Ida et dans le gisement de Rössing.

Après avoir présenté le contexte gîtologique de nos échantillonnages, une étude métallographique des phases porteuses d'U sera faite au microscope électronique à balayage (MEB). Les caractéristiques chimiques de ces phases seront contraintes à la fois par microsonde électronique pour les oxydes majeurs et par ablation laser LA-ICP-MS pour les éléments des Terres Rares (ETR). Les spectres des ETR nous permettront de discuter de la typologie des gisements considérés (Bonhoure, 2007; Mercadier et al., 2011). Les datations des minéralisations ont été faites par sonde ionique (*IMS 1270*, CRPG Nancy) et permettront de recalibrer les événements de dépôts uranifères dans le contexte géodynamique.

I CADRE GELOGIQUE

I. 1 SEQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA ZONE CENTRALE DU DAMARA

La Zone Centrale de la ceinture orogénique du Damara comprend le Complexe Gneissique d'Abbabis (CGA) interprété comme un socle Paléo- à Mésoprotérozoïque (Jacob and Kröner, 1977; Kröner et al., 1991; Tack et al., 2002) recouvert par deux groupes de formations métasédimentaires, NOSIB et SWAKOP dont les dépôts s'effectuent au Néoprotérozoïque (Tableau V.32 ; Jacob et al., 1986). La fusion partielle de ces diverses roches est attestée par les migmatites dans la partie sud-ouest de la zone centrale ca. 70 km à l'est de la ville de Swakopmund. La séquence métasédimentaire est recoupée par plusieurs plutons granitiques (Marlow, 1983; Miller, 1983; De Kock et al., 2000; Jacob et al., 2000). La partie sud de la Zone Central expose les niveaux les plus profonds de la ceinture orogénique du Damara. Avec des dômes plurikilométriques à cœur de roches pré-pan-africaine ou roches métasédimentaires ou les deux groupes comme c'est le cas dans le complexe gneissique d'Abbabis (dôme de Palmenhorst) et le dôme d'Ida recoupés par la rivière Swakop (Figure V.75).

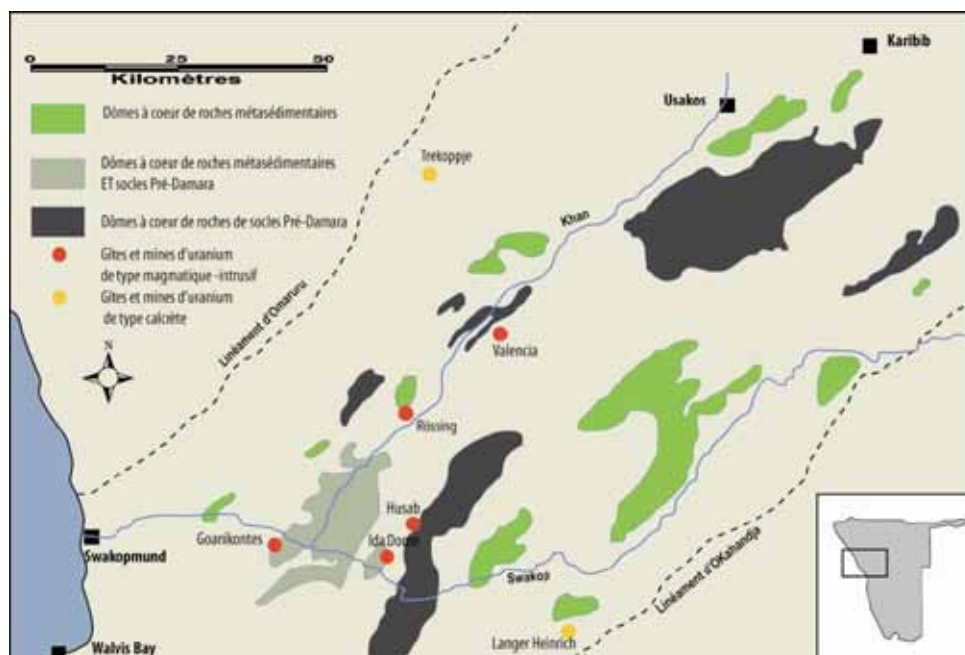


Figure V.75 : Localisations des antiformes et des gîtes et gisements d'U de la Zone Centrale dans la région de Swakopmund.

Ages stratig.	Groupe	Sous-Groupe	Formation	Lithologies	Epaisseurs max. (m)
(600 Ma) (6)	SWAKOP	Khomas	Kuiseb	Schistes quartzo-feldpathiques riches en biotite, schistes à biotite-grenat-cordierite, quartzites Migmatites	> 3000
(ca. 710 Ma) (5)			karibib	Marbres, roches calc-silicatées, schistes à biotite, schistes quartzeux. Migmatites	1000
			Chuoss	Diamictite, roches calc-silicatées, schistes à galets et boulders; quartzites Migmatites	700
		Discordance			
		Ugab	Rössing	Marbre, quartzite conglomératique, schistes à biotite, schistes et gneiss à cordierite et biotite; schistes à biotite-hornblende; roches calc-silicatées. Migmatites	200
Discordance					
746 ± 2 Ma (4)	NOSIB		Khan	Quartzite feldspathique à pyroxène-amphibole, gneiss à amphibole-pyroxène, schistes à amphibole-bitotite, quartzite, métaconglomérats. Migmatites	1100
752 ± 7 Ma (3)			Etusis	Quartzite, métaconglomérat, schistes et gneiss pélitiques à semi-pélitiques, gneiss feldspathiques à clinopyroxène-amphibole, roches calc-silicatées, amphibolite, métarhyolite. Migmatites	3000
840 ± 13 (2)					
INCONFORMITE MAJEURE					
1038 ± 58 Ma (1)	COMPLEXE GNEISSIQUE ABBABIS			Granite gneissique, gneiss oeillé, gneiss quartzofeldspathique, schistes et gneiss pélitiques, quartzite, marbre, roches calc-silicatées, amphibolite. Migmatites	
2093 ± 51 Ma (1)					

Tableau V.32 : Séquence lithostratigraphique du Damara. Modifiée de Jacob et al. (1986). Détails sur les âges : (1) (Kröner et al., 1991); (2) (Tegtmeyer and Kröner, 1985) ; (3) (De Kock et al., 2000) ; (4) (Hoffman et al., 1996) ; (5) (Hoffman, 2005) estimation à partir de l'affiliation à l'évènement « *Snow Ball Earth* » de la formation du Chuoss. (6) estimation à partir de corrélations à travers les différents domaines de l'orogène du Damara.

I. 2 GRANITES ET MINERALISATIONS URANIFERES

TYPES DE GRANITES DANS LA ZONE CENTRALE

La zone Centrale de l'orogène du Damara est marquée par d'importantes intrusions granitiques couvrant au moins une superficie de 75 000 km². Les tailles des intrusions granitiques varient de 5 000 km² (intrusion de Donkerhuk) jusqu'à de multiples intrusions d'à peine 100 m² ou moins (Miller, 1983). Plusieurs classifications de granites basées sur les caractéristiques structurales et minéralogiques complétées par des contraintes géochimiques et isotopiques ont été proposées dans cette zone (Marlow, 1981; Brandt, 1985, 1987; McDermott et al., 1996; Nex et al., 2001). Trois groupes de granites sont couramment proposés en s'appuyant sur leurs occurrences syn-, tardi- ou post-orogénique du Damara :

- **Les granitoïdes de type Salem** (nom donné à partir de la ferme Salem où ils ont été cartographiés pour la première fois par Gevers, 1931), qui regroupent diverses générations de granodiorites, des granites à biotite à grains grossiers, ont des occurrences variées syn-, tardi- et post-orogéniques (Brandt, 1985). Johnson et al. (2006) ont fourni un âge U-Pb sur zircons à 549 ± 11 Ma pour un de ces granites (syn-collisionnel).

- **Les granites, diorites et leucogranites syn-collisionnels** (Marlow, 1981) avec par exemples des leucogranites du dôme d'Ida datés à 542 ± 6 Ma (U-Pb sur zircon, Tack et al., 2002) ou encore dans la région de Goanikontes à 534 ± 7 Ma (U-Pb sur zircon, Briqueu et al., 1980). Le terme « granites rouges » proposé par Marlow (1983) pour une partie de ces granites s'applique à des granites équigranulaires foliés.

- **Les granites et leucogranites post-tectoniques** auxquels sont rattachés les alaskites. Les nombreuses intrusions sont datées de ca. 520 Ma à ca. 500 Ma (SHRIMP U-Pb sur zircons de $520,4 \pm 4,2$ Ma à $519,1 \pm 4,2$ Ma, Longridge et al., 2011; 509 ± 1 Ma et 508 ± 2 Ma, Briqueu et al., 1980).

A noter qu'il n'y a pas de consensus dans les catégorisations des granites selon les auteurs, donnant lieu à une diversité de description minéralogiques, positions structurales ou période de mise en place. Longridge et al. (2011) reconnaissent que les événements tectono-métamorphiques (pic de métamorphisme, pic de

magmatisme) ne se sont pas déroulés de façon synchrone dans toute la Zone Centrale et qu' « un type de granite interprété syntectonique dans une localité peut être jugé post-tectonique dans l'autre ».

Un récapitulatif des âges U-Pb des roches du Complexe Gneissique d'Abbabis et des granites intrusifs dans la Zone Centrale du Damara est présenté dans le Tableau V.33 ci-après.

Lithologies Localités	Méthode de datation, Minéral	Interprétation par l'auteur	Age (Ma)	Références
Granite gneissique rivière Khan, (Abbabis)	U-Pb, SHRIMP, cœurs de zircons	Cristallisation de granites gneissiques du socle	2093 ± 51	Kröner et al. (1991)
Orthogneiss rivière Swakop, Abbabis	U-Pb, LA-ICP-MS, zircons	Cristallisation du protolithe magmatique	1977 ± 23	Cette thèse
Diapir granitique rivière Swakop, Abbabis	U-Pb, LA-ICP-MS, zircons	zircons hérités	1216 ± 26	
Granite gneissique rivière Khan, (Abbabis)	U-Pb, SHRIMP, cœurs de zircons	Cristallisation de granites gneissiques du socle	1038 ± 58	Kröner et al. (1991)
	U-Pb, SHRIMP, bordures de zircons	Impact du métamorphisme pan-africain du Damara	571 ± 64	Kröner et al. (1991)
Orthogneiss rivière Swakop, Abbabis	U-Pb, LA-ICP-MS, monazite	Impact du métamorphisme pan-africain du Damara	510,1 ± 3,5	Cette thèse
Diorite de Mon Repos, Navachab	U-Pb, SHRIMP, zircons	Intrusion granitique	563 ± 4 à 546 ± 6	Jacob et al. (2000)
Monzogranite de Rotekuppe Navachab	U-Pb, SHRIMP, zircons	Intrusion granitique	543 ± 5 à 539 ± 6	Jacob et al. (2000)
Granitoïdes Ida Dome	U-Pb, SHRIMP, zircons	Granites syn-collisionnels	ca. 542 à 526	Bowden et al. (1999)
Granitoïdes Ida Dome	U-Pb, SHRIMP, zircons	Granites syn-collisionnels	542 ± 6	tack et al. (2002)
Granite rouge foliés, Goanikontès	U-Pb, zircon isolé	Anatexie syn-métamorphique	534 ± 7	Briqueu et al. (1980)
Leucogranite à uraninite, Ida Dome	U-Pb, SIMS, uraninite	Minéralisation uranifère, intrusion granitique	520 ± 17	Cette thèse
Leucogranite (alaskite), Zone Centrale	U-Pb, SHRIMP, zircon	Alaskite pré-D3	520,3 ± 4,6	Longridge et al. (2008)
Granite gris, Zone Centrale	U-Pb, SHRIMP, zircon	Intrusion granitique, tardi-tectonique	520, 4 ± 4,2 à 519,1 ± 4,2	Longridge et al. (2008)
Granite gris non-folié, Goanikontès	U-Pb, monazite	Anatexie syn-métamorphique	517 ± 7	Briqueu et al. (1980)
Diorite d'Okongava	U-Pb, évaporation zircon	Intrusion granitique	516 ± 6	De Kock et Walvaren (1994)
Granite de type Salem, Goas	U-Pb, zircon	Intrusion granitique syn-métamorphique	512 ± 40	Allsop et al. (1983)
Gneiss de la formation de Khan, Goanikontès	U-Pb, monazite	croissance syn-métamorphique	510 ± 3	Briqueu et al. (1980)
Leucogranite (alaskite), Goanikontès	U-Pb, uraninite	Intrusion, surection post-tectonique	509 ± 1	Briqueu et al. (1980)
Leucogranite (alaskite), Goanikontès	U-Pb, monazite	Intrusion, surection post-tectonique	508 ± 2	Briqueu et al. (1980)
Granite à biotite et monazite, Goanikontès	U-Pb, LA-ICP-MS, monazite	Intrusion granitique, hydrothermalisme	509 ± 4 Ma	Cette thèse
granite de Donkerhuk, Otjimbingwe	U-Pb, zircon	Intrusion tardi-tectonique	505 ± 4	Kukla et al. (1991)
Sill méta-lamprophyre, Navachab	U-Pb, SHRIMP sur surcroissance métam., Titanite	Minéralisation, décompression crustale	496 ± 12	Jacob et al. (2000)
Veines de quartz minéralisées, Navachab	U-Pb, SHRIMP, Titanite	Minéralisation, décompression crustale	494 ± 8 à 500 ± 10	Jacob et al. (2000)

Tableau V.33 : Récapitulatifs des âges obtenus pour les roches du Complexe Gneissique d'Abbabis et les granites intrusifs dans la Zone Centrale.

« ALASKITES » OU GRANITE A FELDSPATHS ALCALINS

La terminologie « alaskite » est donnée par les géologues d'exploration sur le terrain depuis le début du 20^{ème} siècle pour désigner un granite hololeucocrate, riche en feldspaths alcalins et très pauvre en minéraux mafiques. Il n'est pas nécessairement synonyme de granite minéralisé en uranium. Actuellement, ce terme définit de façon plus concise une roche plutonique dont la représentation dans le diagramme QAP (Streckeisen, 1974) avec la proportion de quartz (Q) entre 20 et 60% et un rapport Feldspaths alcalins (A) sur Plagioclases (P) supérieur ou égal à 90/10. Autrement $P/(A+P) < 10 \%$.

Les plus importantes concentrations d'alaskites minéralisées se retrouvent presque toutes à proximité de dômes structuraux à cœurs variables de roches de socle pré-panafricain, métasédiments du Supergroupe du Damara ou un mélange de ces deux groupes de roches (Figure V.75). Les alaskites minéralisées ont une mise en place post-tectonique (Briqueu et al., 1980; Nex et al., 2001; Basson and Greenway, 2004) même si quelques unes ont une mise en place syn-collisionnelle comme par exemple dans le dôme d'Ida (notre étude).

II GITOLOGIE - ECHANTILLONNAGE

L'échantillonnage d'alaskites minéralisées en uranium a été effectué à l'affleurement le long de la rivière Swakop (9544-39A), dans le dôme d'Ida (9544-41A) et dans le district de Rössing (9394-2 & 1). Un prélèvement sur carottes de sondage a aussi été possible avec l'autorisation de la compagnie Deep Yellow Ltd (DYL) sur leur prospect d'Inca (Inca-7). Il faut ainsi rappeler que les différents permis d'exploration dans la zone ont quelque peu compliqué l'échantillonnage (autorisations).

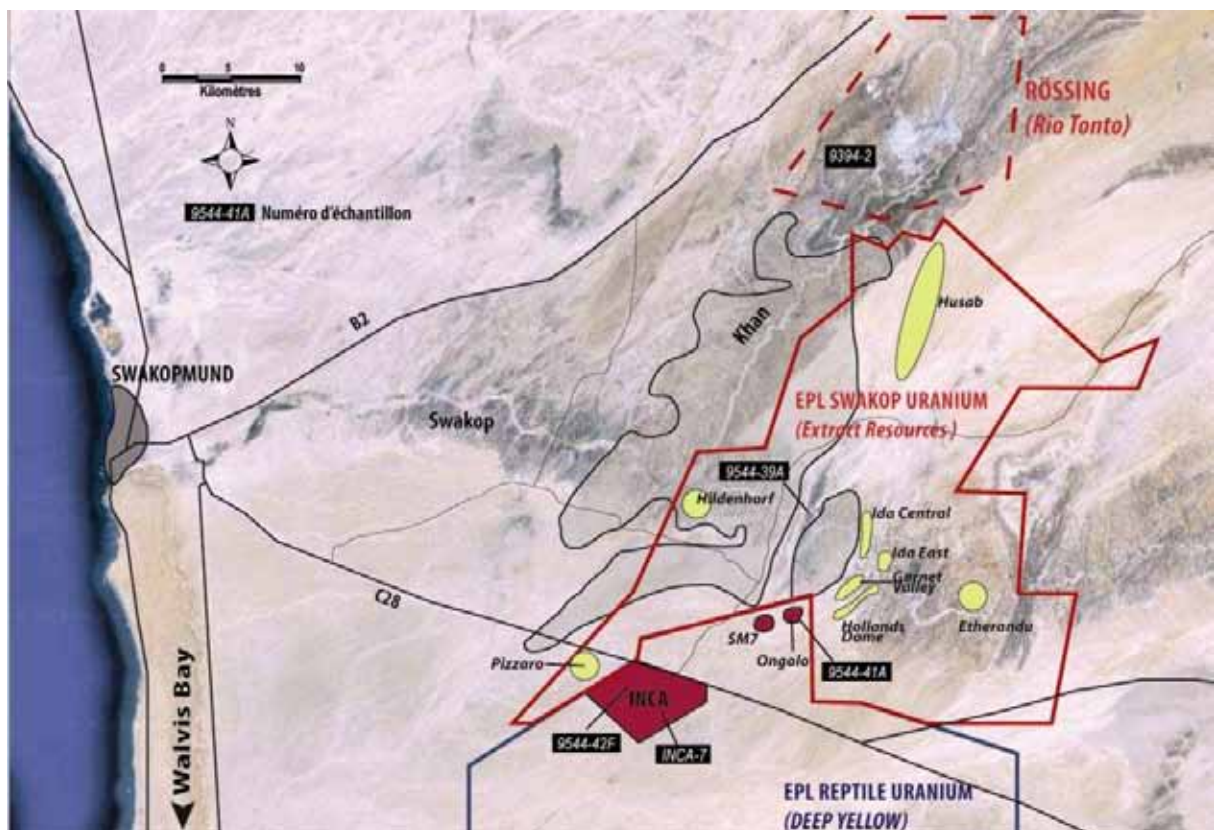


Figure V.76 : Carte des permis d'exploration (EPL) des compagnies d'exploration Reptile Uranium et Swakop Uranium. La zone de la mine de Rössing est représentée au Nord. Les zones en jaune ou rouge représentent les régions de fortes anomalies radiométriques dans chacun des permis. Les échantillons INCA-7 (sondage n° INCRD304, dans la zone d'Inca) ; 9544-39A (zone de transition Abbabis-Ida) ; 9544-41A (dans la zone d'Ongolo) et l'échantillon 9394-2 & 3 dans la zone de Rössing (provenant de la lithothèque Areva Bessines-sur-Gartempe). Carte compilée d'après les images Google Maps ® ; et documents des sites internet des compagnies (Deep Yellow Limited, 2011 ©; Extract Resources, 2012 ©).

II. 1 LE DÔME D'IDA

Les roches du dôme d'Ida ont été auparavant assimilées au socle d'Abbabis sur la carte géologique de la zone (feuille 2214, Walvis Bay ; Geological Survey of Namibia, 1995) ainsi que par Miller (2008). Cependant, les travaux d'autres auteurs tels que Barnes (1981) ainsi que nos observations de terrain (Toé et al., n.d.), nous amènent à penser qu'il s'agit d'un mélange à la fois de métasédiments et de fractions de socles repris par d'importants dykes et laccolithes granitiques de puissances variables métriques à hectométriques (Unité Supérieure, Toé et al., n.d.).

Certains de ces granites sont minéralisés en uranium. Le minerai se présente sous forme de poches de granites pegmatitiques à quartz fumé disséminés dans la masse de granitoïdes le plus souvent stériles. Le potentiel minier de ce dôme a d'abord été exploité via une mine de cuivre au début du 20^e siècle et c'est à la fin de la seconde guerre mondiale que son potentiel uranifère a été révélé (Kinnaird et al., 2009). Le dôme d'Ida a été prospecté par plusieurs opérateurs miniers depuis les années 1970 et est actuellement couvert par des permis d'exploration des compagnies Reptile Uranium (Deep Yellow Ltd.) et Swakop Uranium (Extract Resources) (Figure V.76).

AFFLEUREMENT 41 (PROSPECT D'ONGOLO, SUD-EST DU DÔME D'IDA)

Le dôme d'Ida correspond à l'Unité Supérieure de notre étude sur les relations entre migmatites et granites dans la Swakop River (A, B & C, Figure V.77). Un échantillon de pegmatite intrusive (9544-41A ; étudié dans les sections précédentes) y est fortement radioactif. Il se présente en poche de granite à quartz fumé (D, Figure V.77 ; 1, Figure V.78) autour de laquelle se développe une auréole (ou halo) d'oxydation dans l'intrusion granitique hôte. Cette pegmatite minéralisée est classée selon Nex et al. (2001) dans leur groupe des granites de *Type E*. La minéralisation uranifère y est étroitement associée aux oxydes et hydroxydes de fer ainsi qu'à des zircons (Figure V.78 et Figure V.79).

Cet échantillon a des fortes concentrations en U (909,14 ppm) ; Th (66,84 ppm) ; Zr (644,2 ppm) ; Y (64,18 ppm). Rapport Th/U = 0,07.

La zone de l'affleurement 41 correspond actuellement à la zone d'intérêt économique d'Ongolo dans le permis de DYL (Figure V.76)



Figure V.77 : Domaine sud du dôme d'Ida. A & B. Laccolithes et intrusions granitiques dans les métasédiments de la formation de Khan. C. Zone de contact franc entre intrusion granitique et calcschistes de la formation de Khan. D. Poche de granite à quartz fumé avec auréole d'oxydation dans une intrusion.

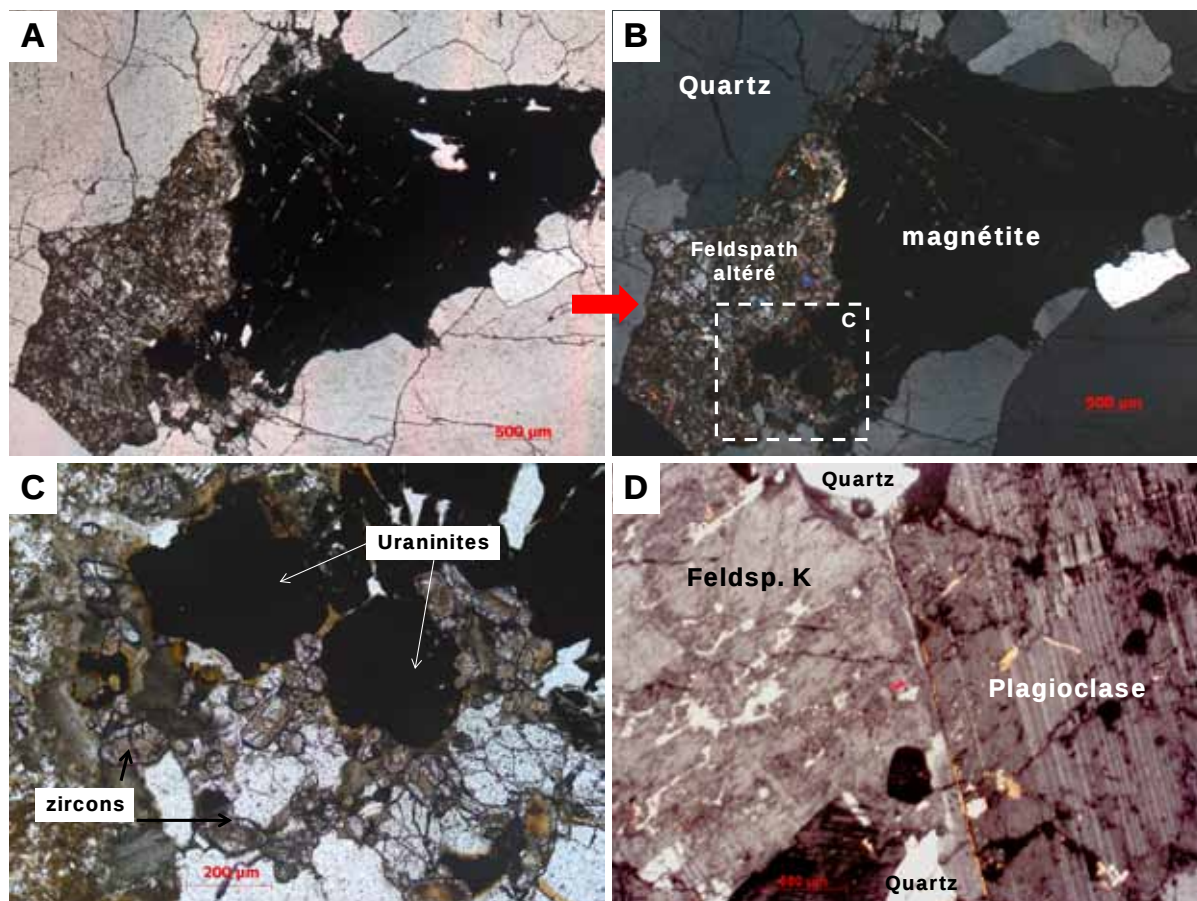


Figure V.78 : 1. Echantillon 9544-41A = pegmatite à quartz fumé et feldspaths potassiques. A & B. Zone à quartz fumé, magnétite et feldspaths altérés, respectivement en Lumière Naturelle (LN) et Lumière Polarisée Analyisée (LPA). C. Uraninites altérées en proche contact avec des zircons, ces uranites causent la déstabilisation des feldspaths. D. Zone à mégacristaux de quartz et feldspath altérés avec quartz interstitiel.

Les uraninites (UO_2) sont par endroits altérées en uranophane de formule générale $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{HSiO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (Figure V.79). Cette altération survient en périphérie du cristal ou au travers de fracturations. La minéralisation se présente en cristaux sub-automorphes atteignant des tailles millimétriques ou sous forme d'agrégats collomorphes associés à l'hématitisation de la magnétite ou à l'altération des biotites. Du point de vue chimique (Tableau V.34), les concentrations médianes en UO_2 , ThO_2 et PbO_2 de ces uraninites ont respectivement de 70,845 % ; 5,865 % et 5,35 % poids d'oxydes. Des concentrations remarquables en Y_2O_3 dans les uraninites de 4,9 % poids d'oxydes sont aussi relevées. Y est un élément incompatible et s'incorpore dans le réseau cristallin des uraninites en remplacement de U et des ETR lourdes à intermédiaires pour les hautes températures (dilatation du réseau cristallin). Cette incorporation est aussi due à l'inexistence (ou faible proportion) d'autres minéraux préférentiels tels que le xénotime (YPO_4) coexistant dans le liquide silicaté (les concentrations en P_2O_4 des granites est inférieure à 0,5 %). Les uraninites présentent des teneurs quasi nulles en Zirconium.

L'abondance des éléments Terres Rares (ETR ou *angl.* REE), matérialisée par la somme des teneurs des 14 éléments (ΣREE), est de l'ordre de 43 000 ppm pour les uraninites et 23 000 ppm pour les uranophanes. Tous ces minéraux présentent un fractionnement ($\Sigma\text{LREE}_N / \Sigma\text{HREE}_N$) en faveur des Terres Rares Lourdes (*angl.* HREE) au détriment des légères (*angl.* LREE) à en juger par les faibles rapports normalisés voisins de 0,25. Normalisation par rapport aux valeurs de McDonough and Sun (1995). La cristallisation des uraninites se fait dans un liquide silicaté oxydé au travers de l'indice Eu^* très faible à ca. 0,20.

Les analyses des ETR par LA-ICP-MS ont permis de tracer les spectres ETR des cristaux d'uraninite qui seront présentés par la suite.

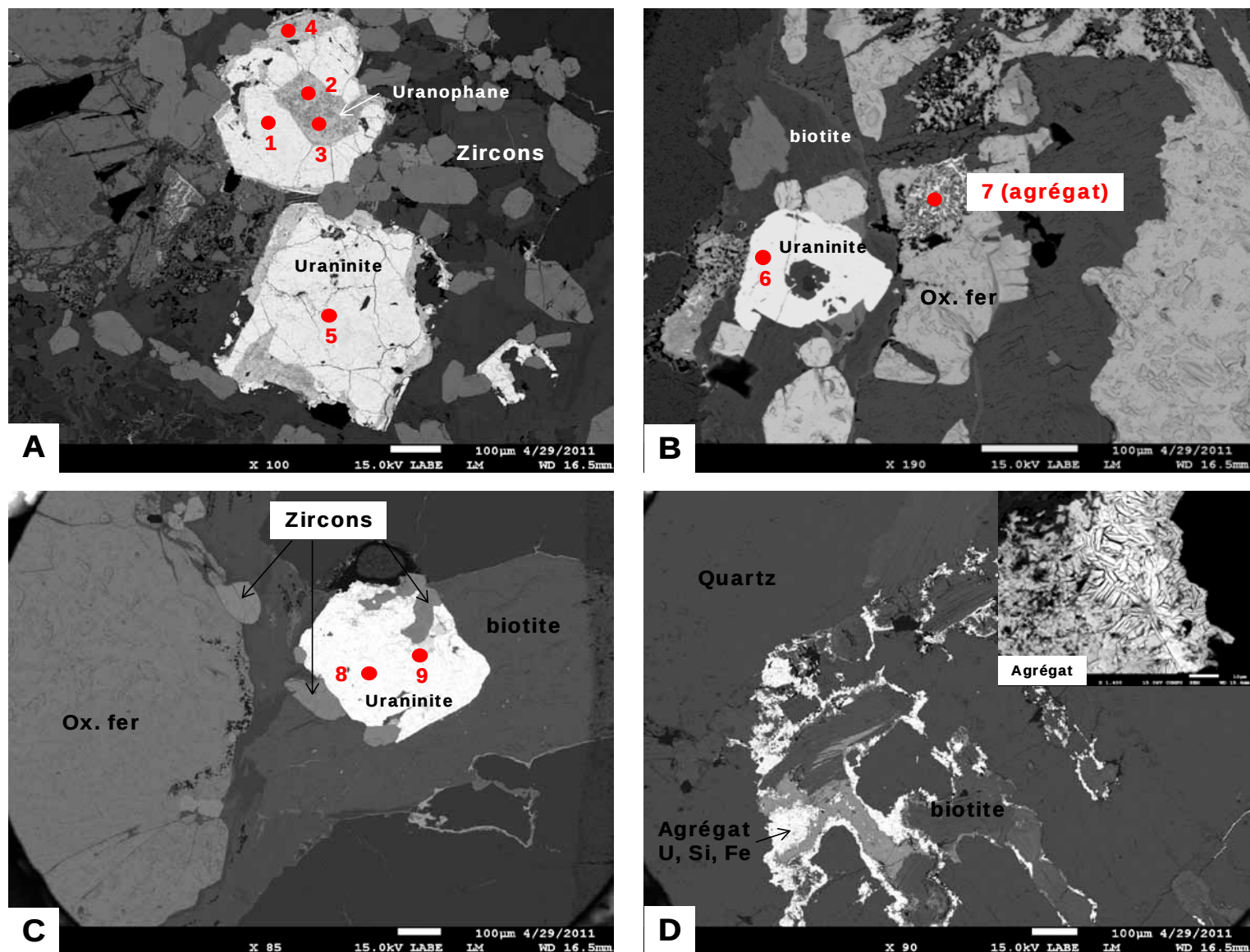


Figure V.79 : Métallographie du leucogranite à quartz fumé du dôme d'Ida (9544-41A). A. Uraninites altérées en uranophane. B. Uraninite dans une zone d'altération de magnétite et biotite. C. Zircons en nucléi de croissance des uraninites. D. Agrégat d'U, Si, Fe dans une zone d'altération de feldspaths et de biotites. Numéros = spot d'analyses microsonde électronique et LA-ICP-MS dans le tableau associé ci-contre. Images en électrons rétrodiffusés au microscope électronique à balayage (MEB) Hitachi S-4800 (SCMEM Nancy)

9544-41A : Ongolo Prospect SE-Ida Dome										
id. Spot	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Minéral	Uraninite	Uranophane			Uraninite		Agrégat	Uraninite	Uranophane	
										Valeurs médianes Uraninites
										Valeurs médianes Uranophanes
Oxydes (%)										
SiO ₂	0,15	9,28	7,13	7,77	0,04	0,34	24,11	0,00	7,24	0,147
K ₂ O	0,23	0,74	0,19	0,47	0,24	0,23	1,00	0,21	1,48	0,231
CaO	1,36	3,99	1,44	2,79	0,45	1,21	4,63	0,65	2,43	1,205
TiO ₂	0,06	0,32	0,61	0,13	0,00	0,01	0,11	0,00	0,00	0
V ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,11	0,00	0,00	0
FeO	0,01	0,07	0,10	0,10	0,01	0,00	11,32	0,02	0,00	0,007
Y ₂ O ₃	4,90	0,78	2,45	1,50	5,58	4,93	0,08	6,26	1,15	4,931
ZrO ₂	0,00	0,30	1,54	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0
Ce ₂ O ₃	0,81	0,16	0,23	0,28	0,54	0,77	0,00	0,91	0,33	0,769
Nd ₂ O ₃	0,90	0,28	0,40	0,38	0,51	0,78	0,10	0,88	0,34	0,784
Dy ₂ O ₃	1,52	0,45	1,71	1,05	1,62	1,58	0,00	2,05	0,68	1,582
PbO	5,25	2,94	2,70	3,66	5,50	5,37	2,68	5,35	4,87	5,35
ThO ₂	5,87	4,82	13,17	10,01	6,28	5,17	0,01	6,17	4,91	5,865
UO ₂	71,04	64,85	38,20	59,58	70,91	70,85	42,94	70,33	67,21	70,845
Total	92,08	88,97	69,85	87,86	91,67	91,27	87,08	92,84	90,64	91,666
Traces (ppm)										
La	353	217	140	251	264			482		353
Ce	7606	2417	1611	2493	6280			11229		7606
Pr	797	284	167	323	711			970		797
Nd	4987	2501	1541	2959	4784			5278		4987
Sm	2730	2604	1539	2756	3042			2343		2730
Eu	189	247	130	247	138			222		189
Gd	3427	2758	1644	2884	4611			2932		3427
Tb	876	703	442	765	1197			756		876
Dy	7987	5016	3119	5351	12042			6171		7987
Ho	1537	878	553	952	2551			1347		1537
Er	5108	2512	1688	2732	7975			4771		5108
Tm	639	355	220	379	857			791		639
Yb	3985	2296	1527	2545	5580			5943		3985
Lu	459	233	149	251	622			830		459
Hf	39	200	158	260	33			10		39
Y	31273	13516	9227	15874	46796			34396		31273
Zr	2133	9189	7400	12039	1437			399		2133
ΣREE	40679	23020	14468	24888	50653			44065		40679
ΣLREE _N / ΣHREE _N	0,33	0,25	0,24	0,26	0,20			0,32		0,33
Eu*	0,19	0,28	0,25	0,26	0,11			0,26		0,19

Tableau V.34 : Composition chimiques des phases porteuses de l'U dans le leucogranite à quartz fumé du dôme d'Ida (9544-41A). $\Sigma LREE_N / \Sigma HREE_N = (La_N + Ce_N + Pr_N + Nd_N) / (Er_N + Yb_N + Tm_N + Lu_N)$. $Eu^* = Eu_N / [(Sm_N \times Gd_N)^{1/2}]$ Normalisation par rapport à McDonough & Sun, 1995. Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy).

HOLLANDS DOME ET GARNET VALLEY (PERMIS SWAKOP URANIUM)

La partie orientale du dôme d'Ida semble être la plus propice à la minéralisation uranifère (Spivey et al., 2010). Plusieurs occurrences minéralisées d'importances économiques y ont été démontrées (Figure V.76). Elle représente la zone où culminent les intrusions granitiques à travers les séries métasédimentaires du groupe du Swakop (A & B, Figure V.80). Le minerai uranifère s'y présente majoritairement comme dans l'affleurement 41, à savoir sous forme de poches de granite à quartz fumé avec développement d'une auréole d'oxydation dans un volume beaucoup plus important de granite stérile (C & D, Figure V.80). La minéralisation uranifère est de type intrusif, disséminé à faible teneur et fort tonnage (cf. les données des sites pour précisions Extract Resources, 2012; International Atomic Energy Agency (IAEA), 2012). Nous n'y avons pas été autorisés à échantillonner.



Figure V.80 : Vues de terrain Granites intrusifs dans les métasédiments de la région du dôme d'Ida (permis Swakop Uranium). A. Hollands Dome, les véhicules tous-terrains blancs en échelle. B. Garnet Valley. C. Poches de pegmatite à quartz fumé dans une intrusion granitique. D. Anomalie radioactive dans la veine de quartz fumé.

AFFLEUREMENT 39 (NORD-OUEST DU DOME D'IDA)

L'affleurement 39 correspond à la zone de transition entre l'Unité Inférieure du Complexe d'Abbabis et l'Unité Supérieure. Un leucogranite intrusif (9544-39A) dans les métasédiments de la formation de Khan est minéralisé en uranium sous forme de bétafite. Il présente des concentrations anormales en U (232 ppm) ; Th (11,69 ppm) ; Zr (34,86 ppm) ; Y (23,93) avec un rapport Th/U = 0,05.

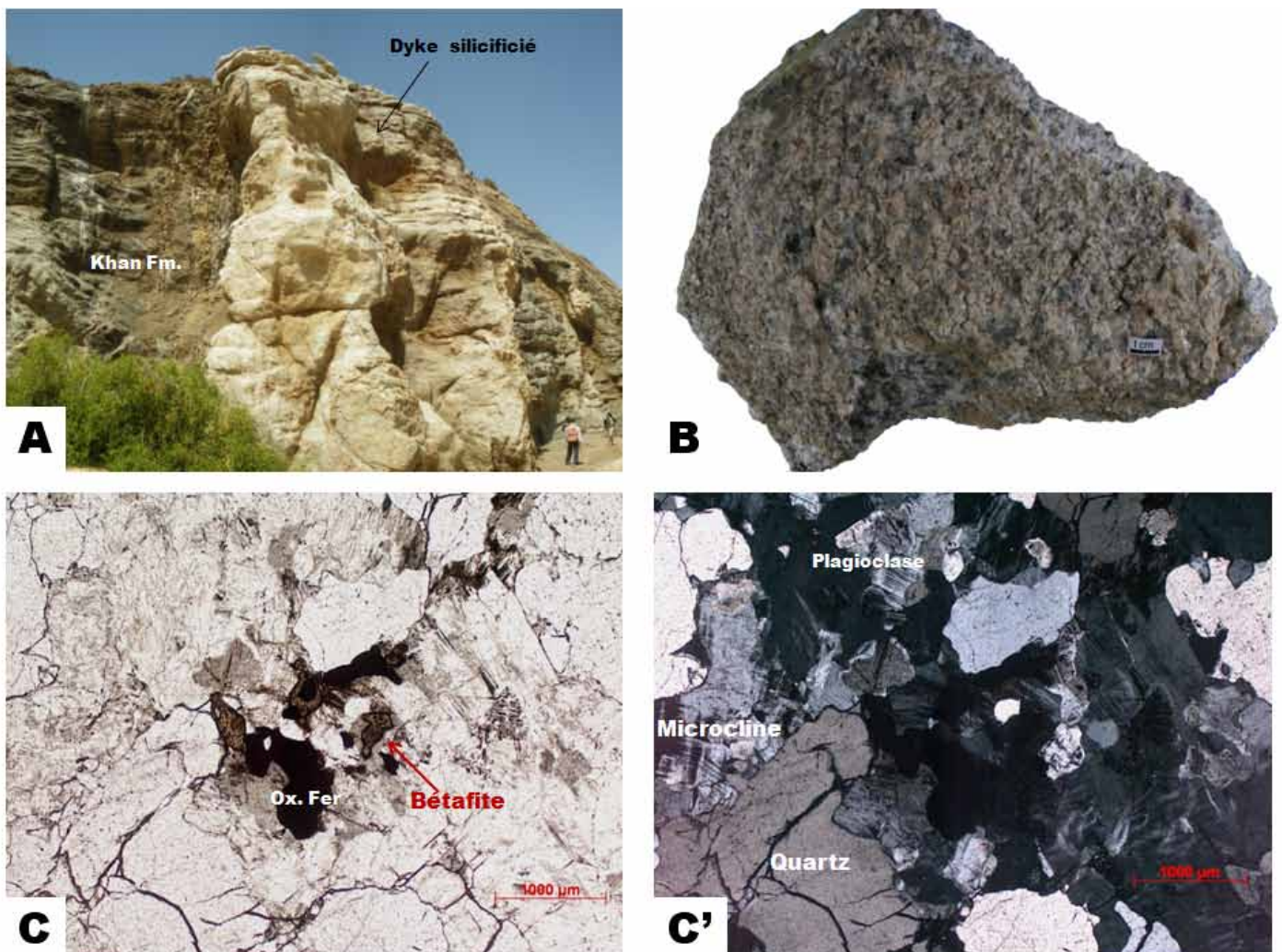


Figure V.81 : Zone d'anomalie radioactive d'un granite intrusif dans les métasédiments de la formation de Khan dans la zone de transition Abbabis et dôme d'Ida. A. Affleurement. B. Échantillon macroscopique de leucogranite intrusif. C & C' pétrographie du granite et minéralisation uranifère sous forme de bétafite (LN et LPA).

Les phases porteuses d'U (Figure V.82) dans ce leucogranite sont des niobotantalates zonés à U, Ti du groupe de la bétafite de formule générale $(\text{Ca,U})_2(\text{Ti,Nb,Ta})_2\text{O}_6(\text{OH})$.

Ces bétafites ont des concentrations médianes en U de 23% poids d'oxydes (Tableau V.35), mais des hétérogénéités et zonations entre certains cœurs et bordures des cristaux font que celles-ci ont des concentrations pouvant aller au-delà de 45% poids d'oxydes. L'abondance en ETR est de l'ordre de 13 000 ppm avec des maximales à 29 000 ppm. Ces bétafites contiennent plus de ETR légères que de lourdes, témoignant de différences de compatibilité entre ces éléments pour la structure cristalline du minéral.

A travers l'aspect métallographique montrant des structures collomorphes en bordure de minéral (Figure V.82), on pourrait penser qu'une altération postérieure à la cristallisation magmatique ait pu se produire.

Niobotantalates zonés et hétérogènes avec cœurs et bordures plus riches en U

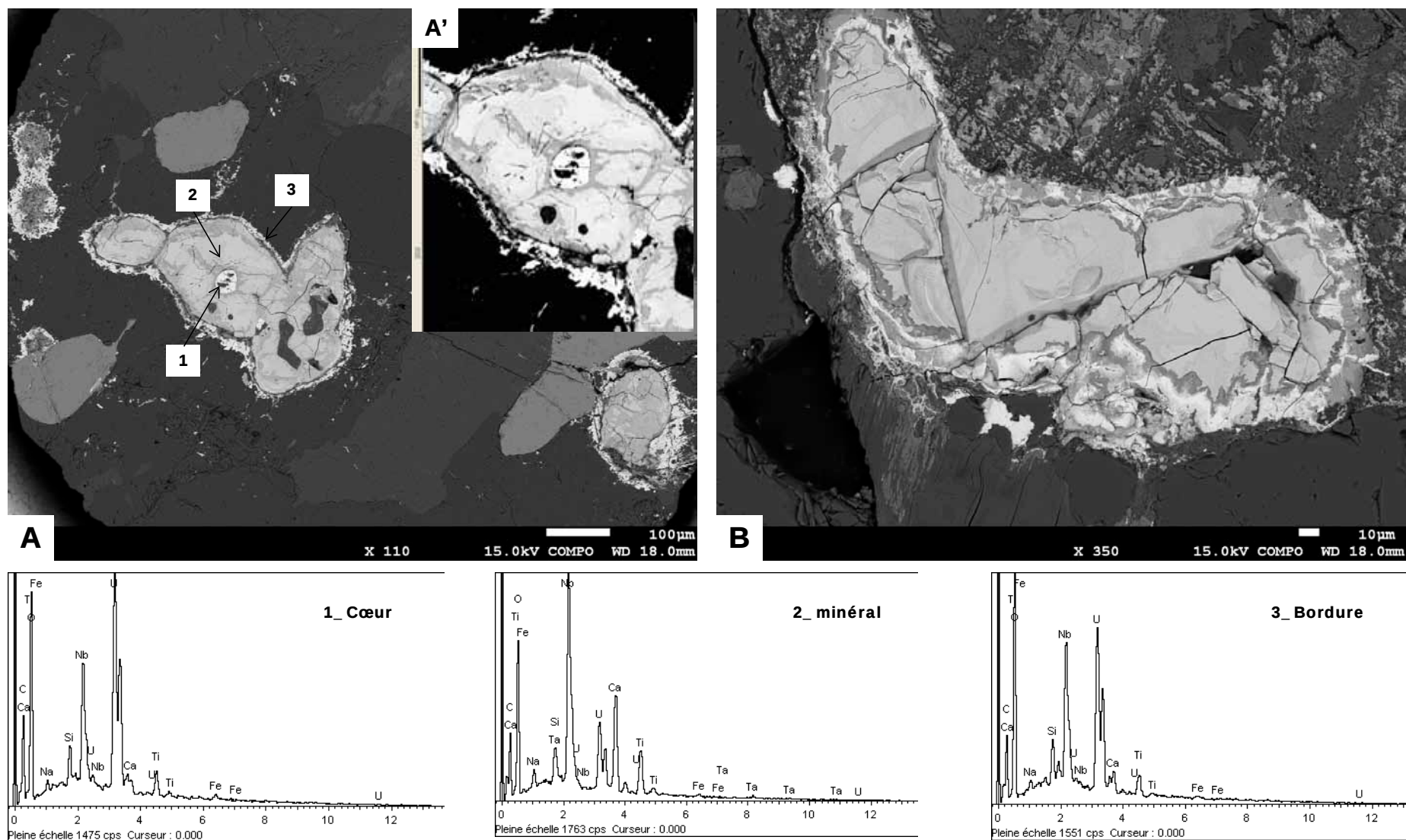


Figure V.82 : A & B. Métallographie des niobotantalates à U, Ti (Bétafite) zonés et hétérogènes d'un leucogranite intrusif au NW du dôme d'Ida (9544-39A). A' Bétafite en fort contraste avec la matrice quartzo-feldspathique. Les numéros correspondent au spot d'analyses dans le tableau associé ci-contre. Les spectres représentent les zonations chimiques mesurées en spectrométrie EDS (Energy Dispersive Spectrometry) MEB.

9544-39A : NW IDA DOME													
id. Spot Minéral	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Valeurs médianes bétafites
Niobotantalates U, Ti = Bétafite													
Oxydes (%)													
SiO ₂	6,09	0,00	2,11	0,06	5,59	0,00	0,00	0,00	7,22	9,89	0,00	0,00	0,03
K ₂ O	1,08	0,05	1,19	0,51	1,38	1,00	0,79	0,04	1,13	0,80	0,10	0,46	0,795
CaO	2,41	14,99	1,47	3,67	2,51	3,71	3,48	15,15	2,93	2,77	14,77	11,40	3,575
TiO ₂	5,46	12,60	5,02	12,55	9,35	13,62	12,96	14,32	7,44	13,64	14,27	13,53	12,78
V ₂ O ₃	0,13	0,00	0,02	0,24	0,34	0,00	0,19	0,03	0,12	0,00	0,14	0,06	0,09
FeO	0,38	0,79	0,95	0,76	0,84	0,83	0,34	0,69	2,08	0,85	0,84	1,30	0,835
Y ₂ O ₃	1,86	0,08	1,52	0,15	0,65	0,00	0,06	0,07	0,89	1,96	0,15	0,05	0,15
ZrO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0
Ce ₂ O ₃	0,08	1,29	0,25	1,62	0,28	1,33	0,66	1,11	0,56	0,12	1,10	1,12	0,88
Nd ₂ O ₃	0,42	0,19	0,47	0,43	0,12	0,60	0,04	0,43	0,60	0,41	0,21	0,08	0,415
Dy ₂ O ₃	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0
PbO	0,30	1,60	0,39	3,59	0,15	2,01	3,60	1,61	0,35	1,50	1,86	1,76	1,605
ThO ₂	0,00	0,59	0,00	0,98	0,42	0,65	0,62	0,93	0,97	2,31	0,82	0,87	0,735
UO ₂	45,62	21,65	54,69	21,84	48,84	23,40	23,25	22,53	42,09	20,39	22,88	21,64	23,065
P ₂ O ₅	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,08	0,06	0,01
La ₂ O ₃	0,10	0,19	0,06	0,12	0,04	0,18	0,00	0,03	0,28	0,34	0,04	0,01	0,08
Total	64,26	54,08	68,17	46,51	70,53	47,33	45,99	56,96	66,72	55,13	57,27	52,35	56,045
Traces (ppm)													
La	1358	1407		2141	1477	1231	1114	1379	2787	4470	451	580	1379
Ce	2916	8480		5424	2445	6315	2270	8609	18588	1114	6393	6011	6011
Pr	594	713		868	552	664	676	708	1414	1224	585	552	676
Nd	2692	2243		3163	2452	2554	2989	2298	4582	5952	1951	1880	2554
Sm	946	365		833	788	578	883	380	713	1904	343	366	713
Eu	51	9		42	40	23	38	12	22	98	12	13	23
Gd	1108	126		865	810	465	836	173	268	2564	143	216	465
Tb	228	14		173	166	85	180	23	30	511	20	43	85
Dy	1615	53		1210	1199	547	1196	126	130	3632	88	237	547
Ho	315	4		254	227	115	264	19	17	815	10	40	115
Er	962	7		834	712	353	860	61	45	2654	18	123	353
Tm	164	1		135	125	52	128	9	5	432	2	19	52
Yb	1277	3		1050	1009	391	959	71	33	3266	13	135	391
Lu	153	0		143	108	51	136	9	4	451	1	18	51
ΣREE	14379	13424		17135	12108	13424	12530	13876	28638	29087	10028	10235	13416
ΣLREE _N / ΣHREE _N	0,85	350,32		1,49	1,07	3,21	1,01	21,09	76,02	0,65	72,61	7,19	3,24
Eu*	0,15	0,13		0,15	0,15	0,13	0,13	0,14	0,15	0,14	0,16	0,14	0,12

Tableau V.35 : Compositions chimiques des phases porteuses de l'U dans le leucogranite intrusif au Nord Ouest du dôme d'Ida (9544-39A). Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy). A noter le total à ca. 60% des analyses microsonde en partie dû à la non-mesure du Nb et Ta (observés au MEB, spectres figure précédente)

II. 2 PROSPECT D'U D'INCA (REPTILE URANIUM)

Le prospect d'U d'Inca (propriété de Deep Yellow Limited,) est actuellement en phase de développement (Deep Yellow Limited, 2011). Contrairement au dôme d'Ida, il n'y a aucun affleurement dans le prospect qui apparaît comme une vaste pénéplaine désertique. La prospection se fait à partir des données radiométriques et une vaste campagne de sondages (Figure V.83).



Figure V.83 : Vue aérienne du prospect d'Inca, permis d'exploration de Reptile Uranium (Deep Yellow Ltd ©). Image tirée du site de la compagnie. (Deep Yellow Limited, 2011)

SKARN A URANINITE (INCA 7)

La compagnie Deep Yellow Limited nous a autorisé divers prélèvements de fractions de carottes de sondages. C'est ainsi que nous avons pu étudier un échantillon de skarn à uraninite (INCA 7) provenant du sondage n° INCRD304 (profondeur verticale 236,95 à 237,02 m) dans le prospect d'Inca.

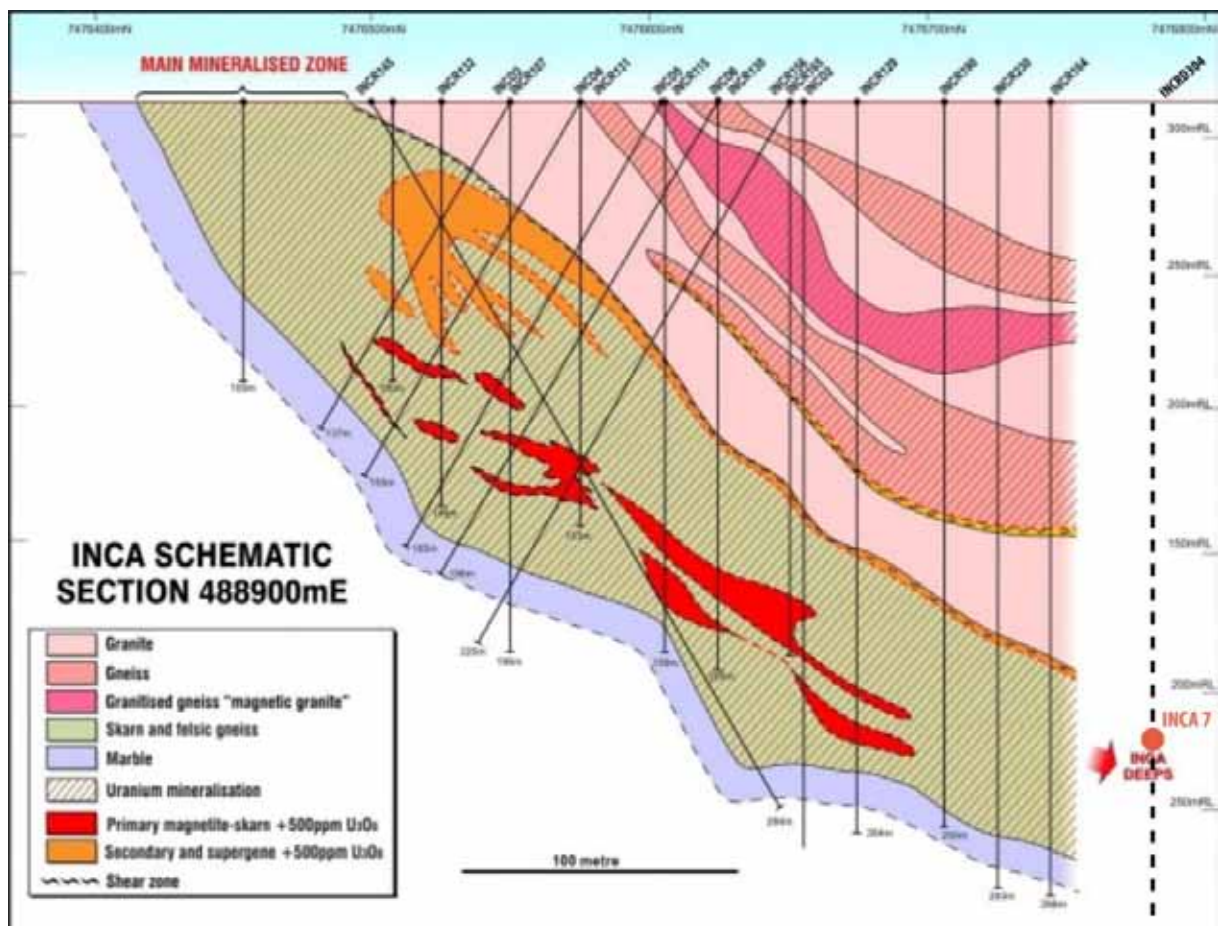


Figure V.84 : Coupe schématique dans le prospect d'Inca (image DYL©) avec localisation approximative du sondage INCRD304 et de l'échantillon INCA 7.

L'échantillon (INCA-7, Figure V.85) présente des zones granitiques à quartz+feldspaths+ magnétite (hématite) et ilménite (FeTiO_3), évoluant vers des niveaux de transition granite-carbonate à amphibole et pyroxènes calciques (augite et andradite). La minéralisation uranifère sous forme de nodules millimétriques d'uraninite est associée à de l'anhydrite.

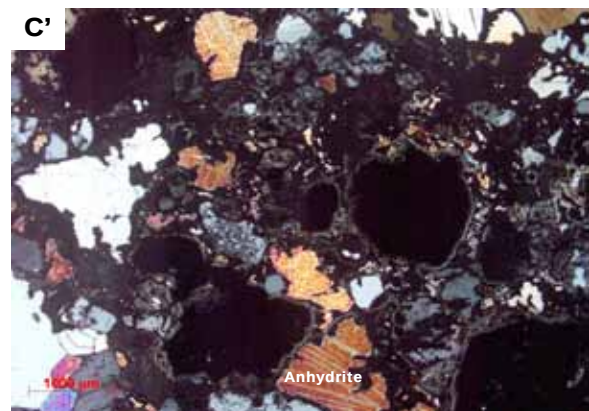
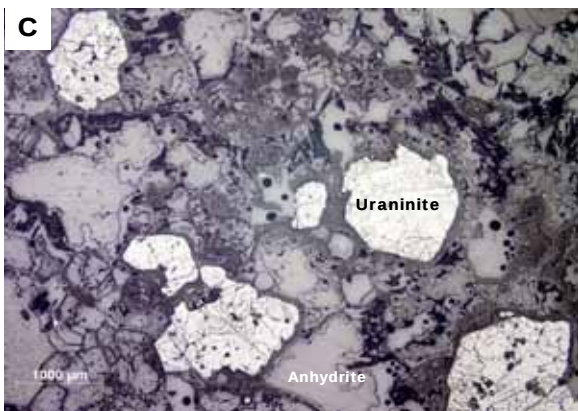
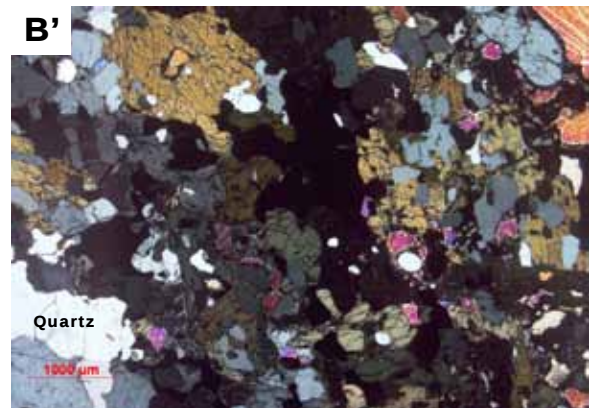
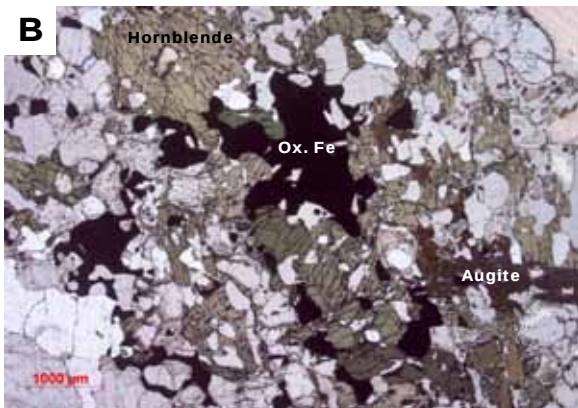
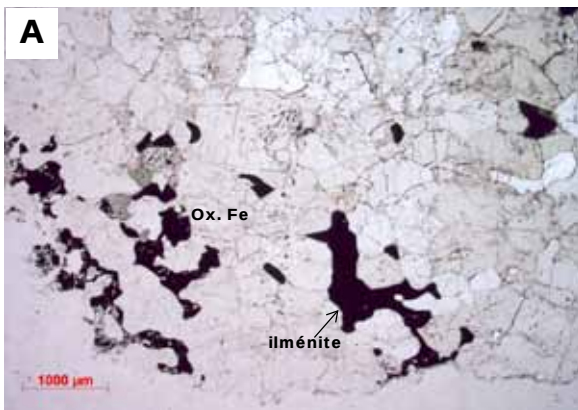


Figure V.85 : 1. Echantillon de skarn minéralisé en Uranium dans un sondage du prospect d'Inca (DYL). A & A' fraction granitique à quartz et feldspaths (respectivement LN et LPA). B & B' Zone de transition à amphiboles et oxydes de fer et ilménite. Zone minéralisée à méganodules uraninite et anhydrite.

D'un point de vue métallographique, les uraninites de cette roche sont d'aspects sub-arrondis à arrondis avec des auréoles de métamictisation concentriques (Figure V.86). Les minéraux millimétriques d'uraninites sont craquelés à complètement fracturés, attestant le métamorphisme de contact accompagnant l'intrusion granitique dans les séries carbonatées. Certaines uraninites se sont développées en relation étroite avec la magnétite; qui semble avoir été un nucléus de croissance pour elles (C et D, Figure V.86). Les uraninites ne présentent pas d'altération en uranophane.

Les uraninites ont des concentrations en UO_2 voisines de 80% poids d'oxydes et en PbO_2 de 5.74 % (médiane). Elles ont cependant une faible concentration en ThO_2 de seulement 2 % ainsi qu'une concentration assez élevée en Y_2O_3 de 3,6 % (médiane). Elles présentent des teneurs quasi nulles en zirconium (Tableau V.36).

L'abondance en ETR est de l'ordre de 33 000 ppm tandis que le fractionnement est de l'ordre de 0,37, exprimant une plus forte incorporation des ETR lourdes que légères.

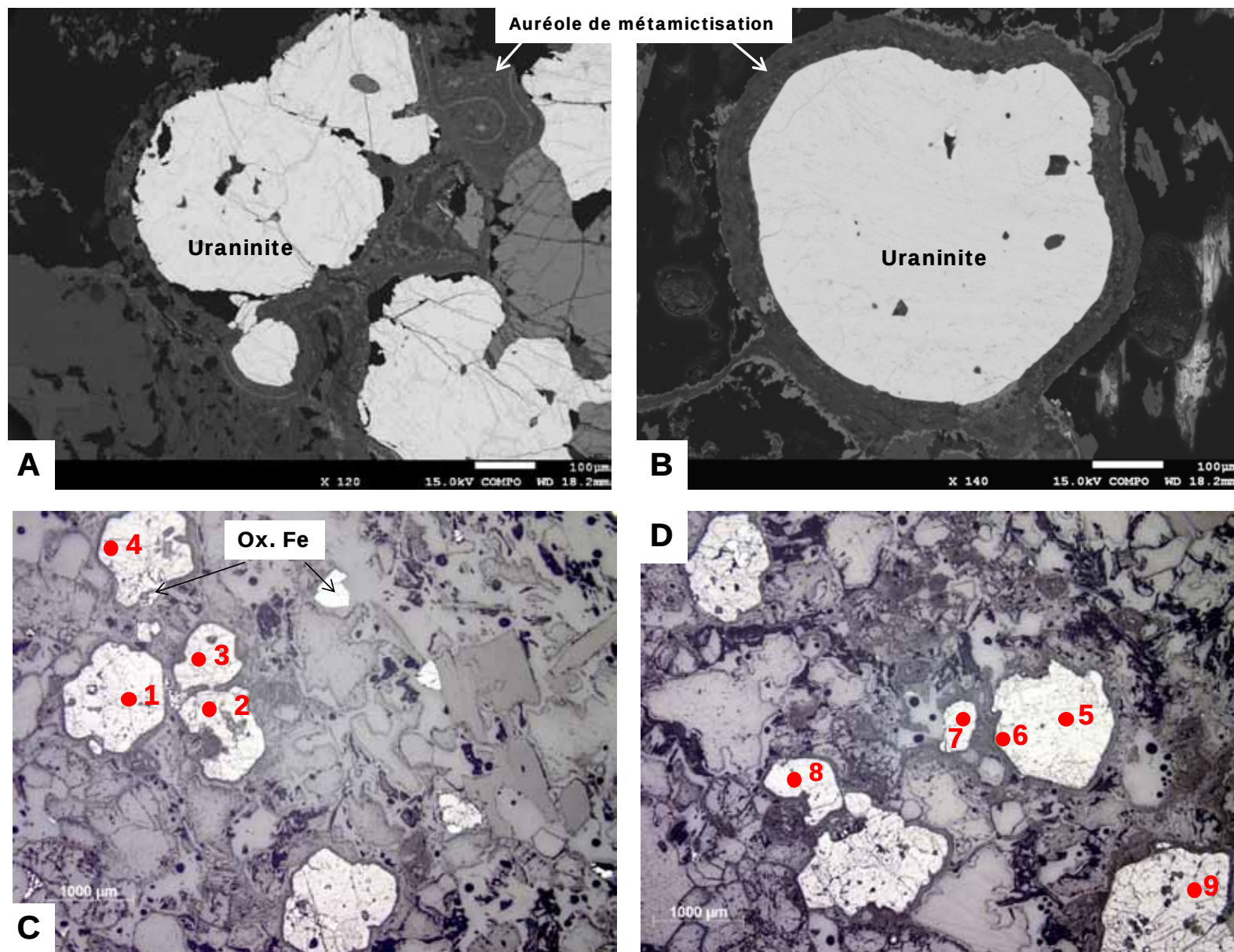


Figure V.86 : Métallographie des phases porteuses de l'U dans le skarn à uraninite (INCA 7) du prospect d'INCA. A & B. Uraninites avec auréoles de métamictisation dans l'exoskarn. Images MEB. C & D. Localisation des spots d'analyses sur les uraninites dans le tableau associé ci-contre. Images en microscope optique en lumière réfléchie.

INCA 7 : INCA PROSPECT										
id. Spot	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Valeurs médianes Uraninites
Minéral	Uraninite					B. métamictite	Uraninite			
Oxydes (%)										
SiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,80	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,23	0,22	0,23	0,22	0,24	1,28	0,21	0,25	0,24	0,23
CaO	1,51	1,46	1,33	1,48	1,32	2,58	1,26	1,15	1,56	1,40
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90	0,00	0,00	0,00	0,00
Y ₂ O ₃	3,33	3,71	3,54	3,33	3,64	0,00	3,99	4,03	3,40	3,59
ZrO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ce ₂ O ₃	0,80	0,76	0,97	0,88	0,87	0,00	0,87	0,73	0,99	0,87
Nd ₂ O ₃	0,81	1,03	0,84	0,96	0,93	0,00	0,80	0,94	0,93	0,93
Dy ₂ O ₃	0,98	1,02	1,11	1,15	1,13	0,00	1,15	1,21	0,87	1,12
PbO	5,86	5,68	5,89	5,79	5,70	0,06	5,66	5,62	5,79	5,74
ThO ₂	1,96	1,82	1,84	2,03	0,74	0,00	2,56	2,26	2,41	1,99
UO ₂	79,77	78,76	79,29	79,90	80,62	65,73	78,52	79,33	79,22	79,31
Total	95,28	94,46	95,05	95,79	95,19	88,34	95,01	95,53	95,40	95,23
Traces (ppm)										
La	285	270	446	403	332		385	384	417	385
Ce	6597	5730	7198	6391	6532		7150	6421	6846	6564
Pr	838	777	851	766	875		838	782	818	828
Nd	5286	4837	5205	4851	5635		5424	5124	5028	5164
Sm	2439	2271	2266	2220	2444		2644	2409	2479	2424
Eu	411	375	352	342	420		319	345	299	349
Gd	2548	2316	2327	2246	2497		2938	2584	2511	2504
Tb	648	578	565	554	646		688	629	582	605
Dy	5246	4606	4480	4280	4979		5475	4864	4627	4746
Ho	1155	1004	1016	950	1085		1160	1082	988	1049
Er	4064	3492	3403	3224	3778		3930	3644	3402	3568
Tm	632	546	542	491	579		593	558	524	552
Yb	4581	3750	3832	3539	4157		4117	3861	3508	3846
Lu	586	448	457	443	518		496	469	413	463
Hf	9	6	9	8	9		9	9	9	9
Y	24118	21481	22112	20097	24721		25521	22870	21903	22491
Zr	229	159	321	329	223		451	369	329	325
ΣREE	35315	31000	32940	30700	34480		36157	33157	32442	33048
ΣLREE _N / ΣHREE _N	0,32	0,34	0,40	0,39	0,36		0,36	0,36	0,40	0,37
Eu*	0.50	0.50	0.47	0.47	0.52		0.35	0.42	0.36	0.43

Tableau V.36 : Compositions chimiques des phases porteuses d'U dans le skarn à uraninites (INCA7) du prospect d'INCA. B. métamictite = bordure métamictite. Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy).

SKARN À MAGNÉTITE – HÉMATITE (9544-42F)

Un skarn à magnétite du prospect d'Inca (Figure V.84) a été échantillonné dans les déblais d'une ancienne traverse d'exploitation de minerais de fer (A, Figure V.87). Ces skarns à magnétite présentent des anomalies radioactives et sont des minerais d'U potentiels. La minéralisation uranifère se présente sous forme de cristaux infra millimétriques d'uraninite et d'uranophane en inclusions dans les oxydes/hydroxydes de fer ou les épidotes, majoritairement des allanites (Figure V.87, Figure V.88). Les allanites proviennent du métasomatisme lié au métamorphisme de contact entre une intrusion granitique et son encaissant carbonaté. Les altérations à albite – épidote sont liées à la présence de fluides riches en Si, Na et Ca provenant des interactions fluides-roches entre l'intrusion et son encaissant (Einaudi and Burt, 1982).

Les concentrations de cet échantillon concentre à peu près autant U (276,4 ppm), Th (313, 7 ppm) et Y (278, 3 ppm) et très peu de Zr (13,33 ppm).

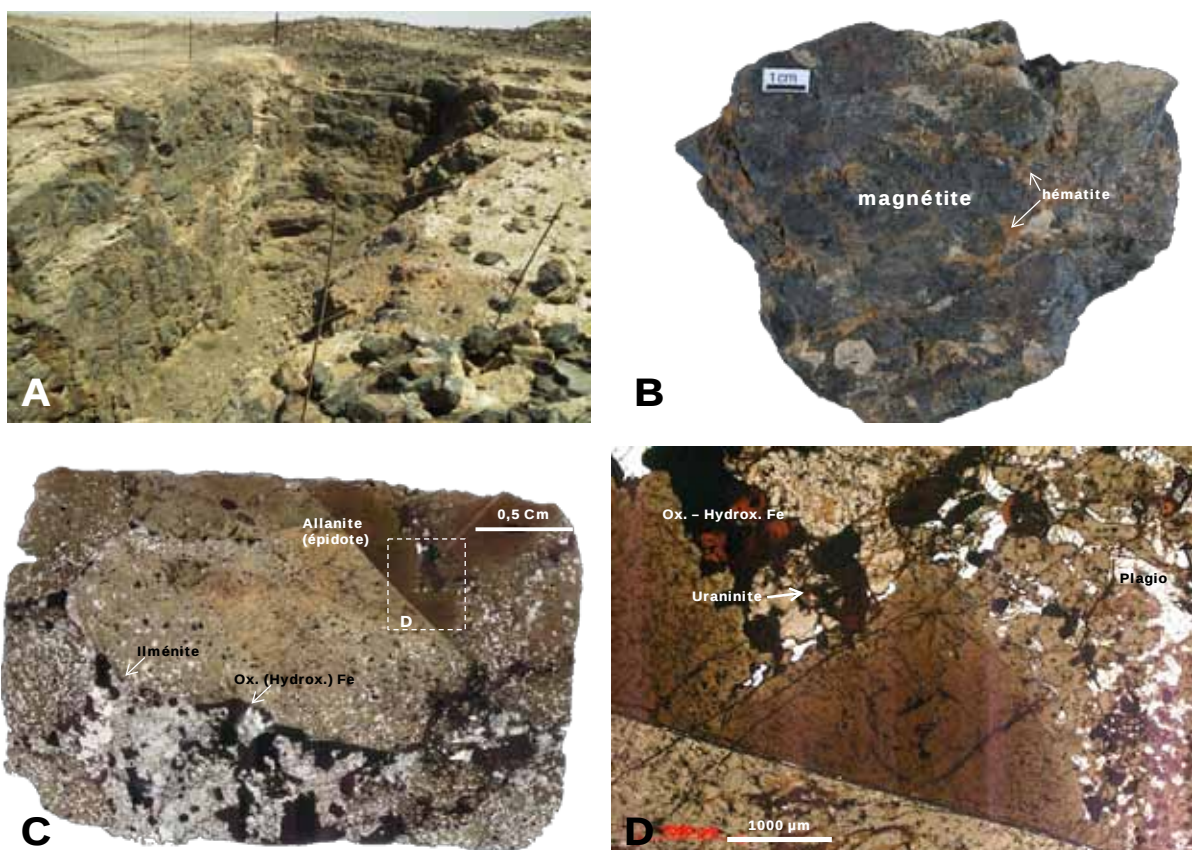


Figure V.87 : Zone de minéralisation dans un contexte de skarn à magnétite uranifère dans le prospect d'Inca (DYL). A. Ancienne traverse d'exploitation de minerais de Fer. B. Echantillon radioactif macroscopique : roche à magnétite massive (altérée en hématite) et interstices granitiques. C. Lame mince d'un interstice à mégacristal d'épidote. D. Localisation de microcristaux d'uraninite en inclusion dans l'allanite.

Les cristaux micrométriques d'uraninite ou d'uranophane dispersés dans les oxydes-hydroxydes de Fe et les épidotes de type allanite se repèrent au MEB à partir de leurs auréoles de métamictisation (Figure V.88).

D'un point de vue métallographique, on peut penser que les uranophanes proviennent de l'altération des uraninites étant donné qu'il s'agit d'un contexte de métamorphisme de contact avec circulations de fluides hydrothermaux, mais aussi par le fait que l'échantillon récolté a été soumis à l'altération supergène (déblais). Ceci est d'autant plus confirmé par la présence de particules d'uraninite et confirmé également par les analyses de microsonde électronique (spot 7, tableau Figure V.88).

Du fait des tailles le plus souvent inférieures à 20 μm des uraninites et uranophanes, il n'a pas été possible de réaliser des mesures par LA-ICP-MS, faute d'un faisceau d'ablation de taille minimale à 16 μm (différentes tailles de faisceau utilisées à 16, μm , 24 μm et 32 μm). Avec de telles limites, des mélange entre les plusieurs phases minérales auraient été fort probables.

Uraninite et Uranophane métamictes dans ox. / hydrox. de Fe et allanites

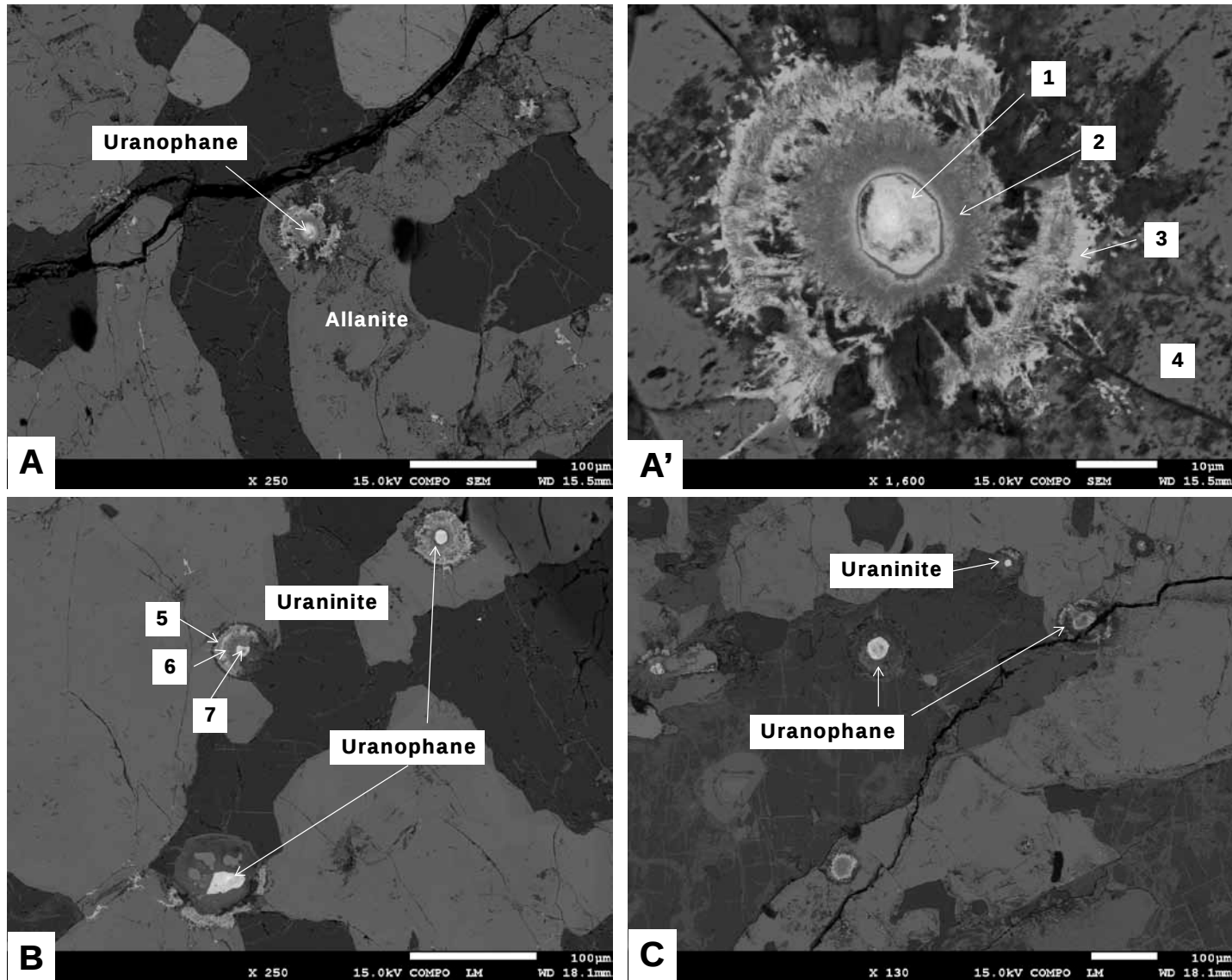


Figure V.88 : Métallographie des phases porteuses d'U dans un Skarn à magnétite – Hématite (9544-42F). Images en électrons rétrodiffusés MEB (JEOL J7600F, SCMEM NANCY).

9544-42F : INCA PROSPECT

id. Spot Minéral	1 Uranophane	2	3	4 Allanite (Ce)	5	6	7 Uraninite	8	9 Uranophane	10	Valeurs médianes uranophane
Oxydes (%)											
SiO ₂	22,59	12,53	15,74	8,74	1,24	3,70	2,90	24,82	18,48	12,52	20,54
K ₂ O	2,18	0,31	0,45	0,38	0,00	0,16	0,47	1,47	1,31	1,53	1,50
CaO	2,24	1,35	1,14	1,74	1,46	1,21	2,00	2,44	2,47	2,35	2,40
TiO ₂	0,00	0,19	0,24	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,03	0,04
FeO	0,81	33,92	43,27	8,84	17,00	10,03	2,44	1,67	0,70	1,18	1,00
Y ₂ O ₃	0,84	0,16	0,11	0,38	0,49	0,19	2,31	0,04	0,10	1,28	0,47
ZrO ₂	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,12	0,07
Ce ₂ O ₃	2,57	10,93	5,36	24,34	25,87	29,73	0,95	0,74	0,51	4,27	1,66
Nd ₂ O ₃	0,08	3,11	1,24	5,84	7,29	6,49	0,47	0,34	0,00	0,34	0,21
Dy ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,10	0,06	0,14	0,07	0,06	0,02	4,11	0,11	0,07	0,05	0,09
ThO ₂	3,93	0,93	0,67	1,43	0,06	0,00	0,39	0,34	1,15	1,25	1,20
UO ₂	56,98	0,21	0,30	0,00	0,49	0,06	74,87	56,17	64,18	44,41	56,58
P ₂ O ₅	0,16	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06	0,01	0,07	0,40	0,12
La ₂ O ₃	0,39	8,46	4,07	15,52	16,21	17,81	0,06	0,42	0,27	0,41	0,40
Total	93,10	72,17	72,75	67,38	70,18	69,41	91,03	88,62	89,33	70,15	88,98
Traces (ppm)											
La	13828	61871									
Ce	18493	93400									
Pr	1495	6598									
Nd	4441	19173									
Sm	517	1994									
Eu	52	158									
Gd	285	811									
Tb	45	78									
Dy	272	316									
Ho	50	46									
Er	172	120									
Tm	30	15									
Yb	186	100									
Lu	23	12									
ΣREE	39889	184692									
ΣLREE _N / ΣHREE	26	212									
Eu*	0,41	0,38									

Tableau V.37 : Compositions chimiques des phases porteuses d'U dans un Skarn à magnétite – Hématite (9544-42F). Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy).

II. 3 ZONE DE LA MINE DE RÖSSING

La cadre géologique de la région de la mine de Rössing (Figure V.89) est marqué par un dôme à cœur de quartzites et schistes de la formation d'Etusis séparée des gneiss à calc-silicates de la formation de Khan et des marbres et conglomérats de la formation de Rössing (Oliver and Kinnaird, 1996). Les intrusions granitiques minéralisées sont post-collisionnelles, datées du Cambrien, et recoupent les métasédiments du Damara au Sud-Ouest du dôme de Rössing (Herd, 1997; Basson and Greenway, 2004; Kinnaird and Nex, 2007).

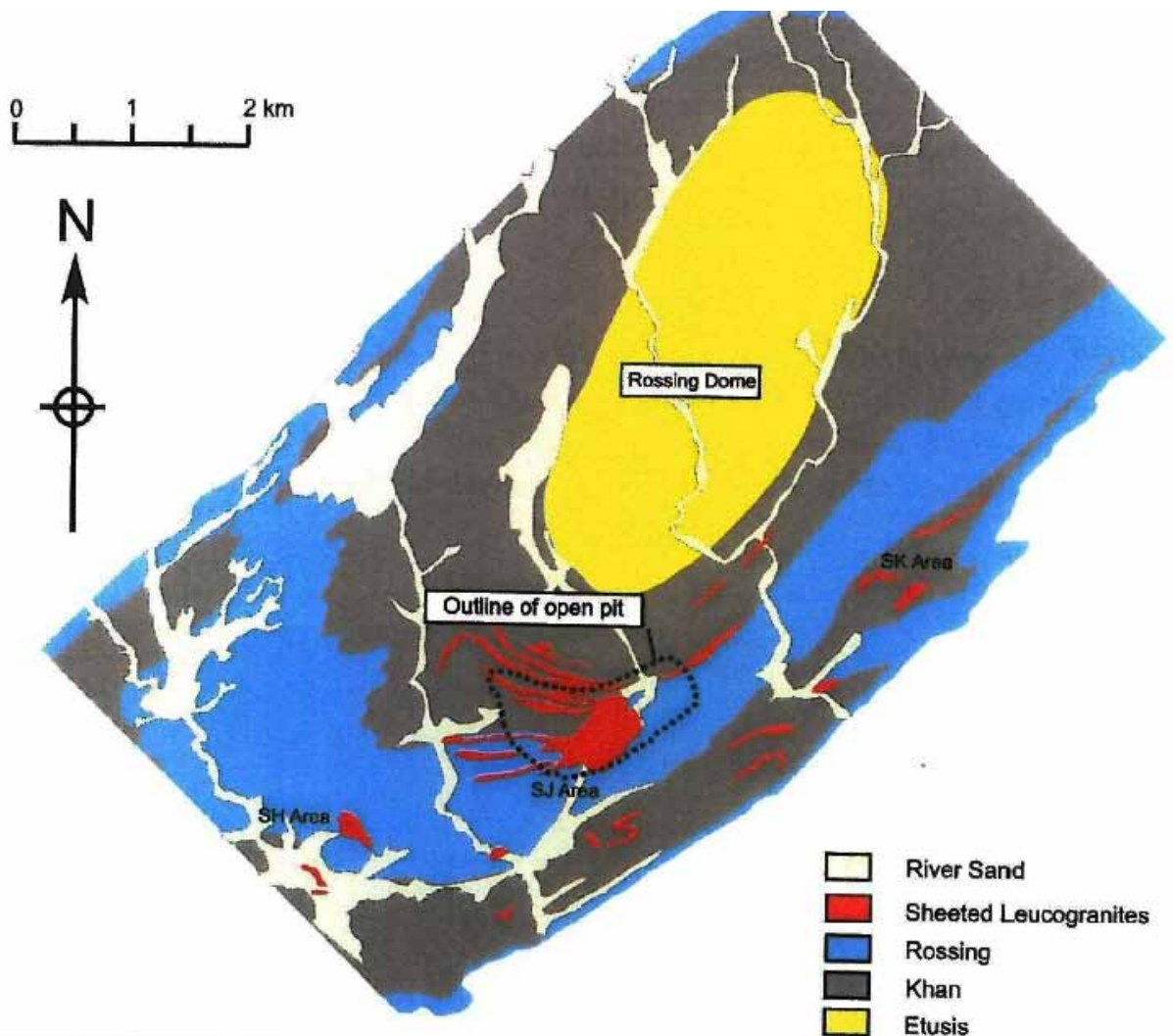


Figure V.89 : Carte géologique simplifiée de la région de la mine de Rössing avec les localisations des zones minéralisées d'intérêt économique SK, SH et SJ dans laquelle se situe la mine à ciel ouvert. D'après Kinnaird et al. (2009) modifié de Smith (1965).

Des lames minces d'échantillons provenant de la lithothèque d'Areva à Bessines-sur-Gartempe nous ont permis d'étudier un type de leucogranite minéralisé dans le district de Rössing.

Le leucogranite minéralisé 9394-2 (Figure V.90) a été échantillonné dans la zone SJ de la mine. Il est constitué de cristaux de quartz xénomorphes représentant environ 30% de la roche. Les feldspaths alcalins (microcline) sont majoritaires en proportion sur les plagioclases sans atteindre des ratios élevés (respectivement 35% et 25 % de la roche). Certains plagioclases sont altérés en séricite. Très peu de biotites sont observées (< 3%) et les minéraux accessoires sont le plus souvent des oxydes de fer et très peu d'ilménite et titanite (CaTiOSO_4), des monazites et zircons ainsi que de très rares cristaux d'uraninite.

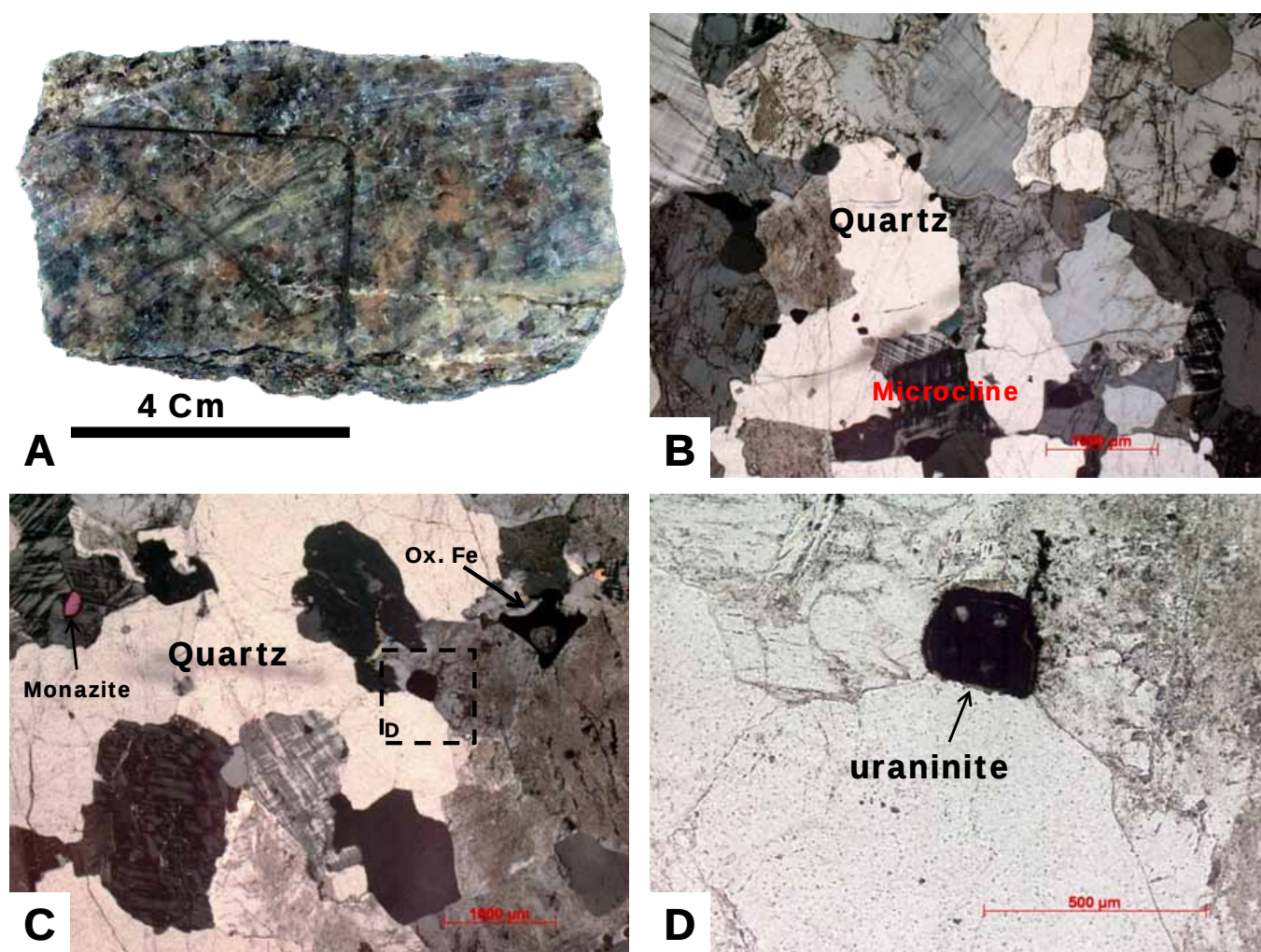


Figure V.90 : Echantillon de leucogranite minéralisé en U échantillonné dans le district de Rössing (lithothèque Areva). A. Échantillon macroscopique. (Photo M. Brouand). B. Texture grenue avec quartz et Feldspaths alcalins. C. Minéraux accessoires dans le leucogranite. D. Uraninite avec bordure de métamictisation (les 4 petites cercles sont des cratères d'ablation LA-ICP-MS).

Les uraninites de cet échantillon présentent une taille de l'ordre de 100 à 200 μm (Figure V.91). Elles présentent des surfaces craquelées avec des trous dus soit à la dissolution, soit à l'arrachement de fragments. Les relations étroites entre uraninites et zircons se retrouvent dans cet échantillon ; ces derniers servant de nucléi de croissances aux premières. (B, Figure V.91) De la thorite (ThSiO_4) associée aux feldspaths altérés en argiles est observée par endroits.

Les concentrations en UO_2 , ThO_2 , PbO_2 présentent des valeurs médianes respectives de 71,11% ; 5% et 4,36% poids d'oxydes (Tableau V.38). Les concentrations en Y_2O_3 sont de l'ordre de 3,9% poids d'oxydes, témoignant d'une forte incorporation d'Y dans le réseau cristallin des uraninites. Les concentrations en ZrO_2 sont quasi nulles.

Ces uraninites présentent une abondance élevée en ETR de l'ordre de 55 000 ppm et une incorporation plus forte de ETR lourdes dans leur réseau cristallin, attestée par des fractionnements ($\Sigma\text{LREE}_\text{N} / \Sigma\text{HREE}_\text{N}$) faibles de l'ordre de 0,15.

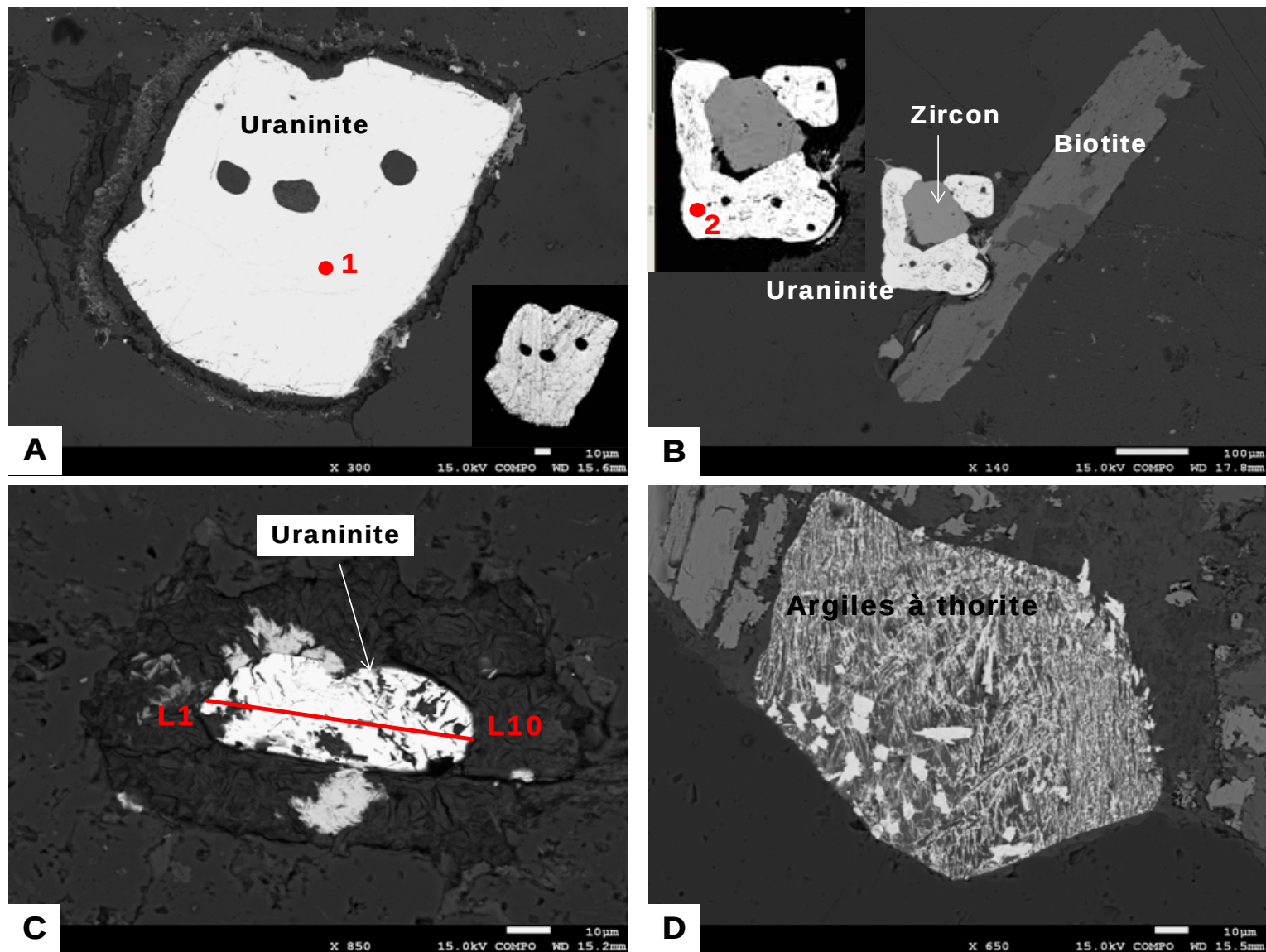


Figure V.91 : Métallographie des phases porteuses de l'U dans un leucogranite minéralisé (9394-2) du district de Rössing. A. Uraninite avec auréole de métamictisation. B. Zircon en nucléi de croissance d'uraninite altérée dans une matrice à quartz-feldspathique. C. Uraninite avec auréole de métamictisation. D. Argiles à thorite $(\text{Th,U})\text{SiO}_4$ dans les zones d'altération de biotite. Images MEB. Localisation des spots d'analyses sur les uraninites dans le tableau associé ci-contre.

9394-2 : Rössing SJ AREA													
id. Spot	1	2	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L10	Valeurs médianes Uraninites
Minéral	Uraninite												
Oxydes (%)													
SiO ₂	0,23	0,00	0,00	0,00	0,79	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0
K ₂ O	0,25	0,22											0,235
CaO	1,47	1,37	1,35	0,86	1,07	0,93	0,96	0,87	0,85	0,82	0,96	0,94	0,949
TiO ₂	0,00	0,00											0
V ₂ O ₃	0,01	0,00											0,005
FeO	0,07	0,03	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,04	0,0065
Y ₂ O ₃	6,51	7,41	3,99	3,86	3,76	3,73	3,70	3,90	3,87	4,08	3,98	3,83	3,884
ZrO ₂	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,07	0,00	0
Ce ₂ O ₃	1,07	1,11											1,09
Nd ₂ O ₃	0,89	0,58											0,735
Dy ₂ O ₃	1,61	1,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,07	0,00	0,00	0
PbO	7,26	5,03	3,91	4,38	3,85	4,36	4,24	4,36	4,45	4,54	4,25	4,19	4,364
ThO ₂	5,05	4,86	5,08	5,25	5,09	5,38	5,46	5,19	5,03	4,94	4,95	5,37	5,083
UO ₂	65,17	69,16	70,48	71,57	70,18	71,13	71,58	71,51	71,15	71,68	71,10	70,57	71,1145
Total	89,62	91,41	84,67	86,02	84,48	85,36	85,77	85,90	85,50	85,92	85,33	84,98	85,634
Traces (ppm)													
La	310	337				254			309				310
Ce	7394	8651				6512			7235				7315
Pr	818	670				728			809				768
Nd	5133	4358				4690			5138				4911
Sm	2656	2637				2264			2206				2450
Eu	172	201				206			176				189
Gd	4272	3723				4452			4254				4263
Tb	1217	1037				1294			1227				1222
Dy	10298	11586				11202			10317				10760
Ho	2420	2651				2593			2363				2507
Er	8362	9166				9222			8359				8764
Tm	1306	954				1512			1311				1308
Yb	9188	6716				10865			9332				9260
Lu	1048	730				1334			1088				1068
Hf	21	20				18			21				20
Y	40527	44018				44574			41488				42753
Zr	1329	983				956			1284				1134
ΣREE	54594	53416				57129			54124				55095
ΣLREE _N / ΣHREE _N	0,16	0,19				0,12			0,16				0,15
Eu*	0,16	0,20				0,20			0,18				0,18

Tableau V.38 : Compositions chimiques des phases porteuses d'U dans un leucogranite minéralisé du district de Rössing (9394-2). Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy).

III ETUDE METALLOGENIQUE COMPAREE

Les analyses quantitatives par LA-ICP-MS des concentrations en ETR sur les minéraux d'uranium (Lach et al., n.d.), rendues possibles au laboratoire G2R, Nancy, nous permettent une comparaison des uranites des leucogranites et skarn minéralisés de la région du dôme d'Ida et du gisement de Rössing.

III. 1 SPECTRES DE TERRES RARES DES URANINITES

Les spectres de ETR sont utilisés en routine pour les discriminations et comparaisons pétrologiques des roches totales (Pearce, 1984; Taylor and McLennan, 1985; Sun and McDonough, 1989; McDonough and Sun, 1995). Il est possible à partir des concentrations mesurées sur les oxydes d'uranium (uraninites de préférence) par LA-ICP-MS d'avoir une idée du type et des caractéristiques de la minéralisation (Bonhoure et al. 2007; Mercadier et al., 2011).

La Figure V.92 représente les spectres de ETR comparés des uraninites (et uranophanes le cas échéant) des leucogranites minéralisés du Sud-Est du dôme d'Ida (prospect d'Ongolo) et du gisement de Rössing ainsi que le skarn minéralisé du prospect d'Inca. Ces spectres sont comparés avec ceux de la bibliographie (Bonhoure et al. 2007, Mercadier et al., 2011) d'autres gisements d'U de classe mondiale (y compris Rössing).

L'allure générale des spectres des uraninites de chacun des échantillons est assez conforme au domaine des spectres de références des gisements de type magmatique lié à la fusion partielle (Figure V.92). Les spectres présentent une anomalie négative en Eu témoignant d'une cristallisation dans des liquides silicatés issus de matériel fractionné. L'Eu se retrouve préférentiellement dans les plagioclases cristallisant. La pente générale positive des spectres traduit l'incorporation préférentielle des ETR lourdes dans le réseau cristallin des uraninites. Les ETR légères ayant au préalable été fractionnée dans d'autres minéraux plus propices tels que les monazites et les épidotes de type allanite (valables pour Ce et La) qui coexistent avec les uraninites. Les uraninites étant les dernières phases minérales à cristalliser dans les liquides silicatés, elles intègrent la plupart des éléments incompatibles en substitution de l'uranium dans son réseau cristallin. Ces

substitutions se passent dans des conditions de haute température dans le liquide silicaté (Figure V.93) qui permettent aussi l'incorporation en quantité non négligeable d'Yttrium (Cuney and Friedrich, 1987; Bea, 1996; Förster, 1999) (tableaux géochimiques précédents).

Les spectres des ETR des uraninites du leucogranite du prospect d'Ongolo sont plus dispersés dans les concentrations en ETR lourdes, ce qui peut s'expliquer par la fracturation ainsi que l'altération qu'elles subissent. Ceci n'est pas le cas des uraninites des deux autres échantillons qui sont assez homogènes c'est-à-dire sans zonations internes à l'intérieur d'un même cristal (plusieurs spectres sur une même uranite) mais aussi entre cristaux différents du même échantillon. Cette homogénéité est d'autant plus surprenante dans le cas du skarn, ce qui tendrait à montrer que les processus métasomatiques qui accompagnent le métamorphisme de contact sont sans impact majeur sur la structure cristalline des uraninites magmatiques. Dans le cas de l'échantillon de Rössing, l'homogénéité peut être expliquée par les relatives petites tailles des uraninites, inférieures à 200 μm qui empêchent la zonation chimique ou l'altération qu'auraient pu présenter les cristaux de plus grande taille.

La représentation du spectre de ETR roche totale du leucogranite du prospect d'Ongolo atteste que les concentrations en ETR sont étroitement tributaires de la minéralisation uranifère (au moins pour les ETR lourdes), avec un spectre « plat » différent d'un spectre typique de granite à pente négative avec $\Sigma\text{LREE}_N \gg \Sigma\text{HREE}_N$. (cf. pour mémoire l'allure des spectres des granites intrusifs de l'unité supérieure dans les sections précédentes).

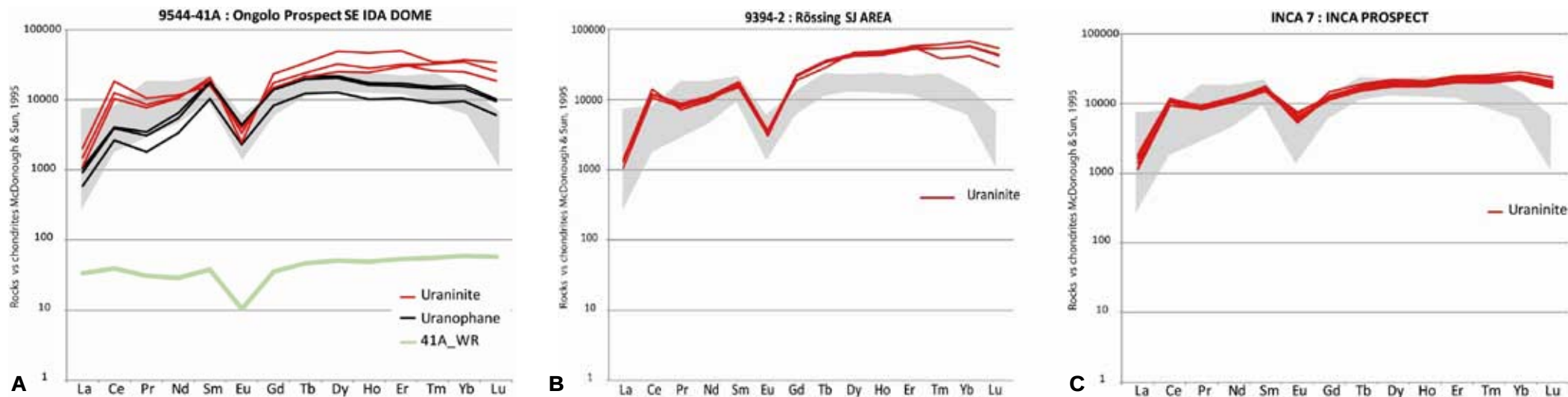
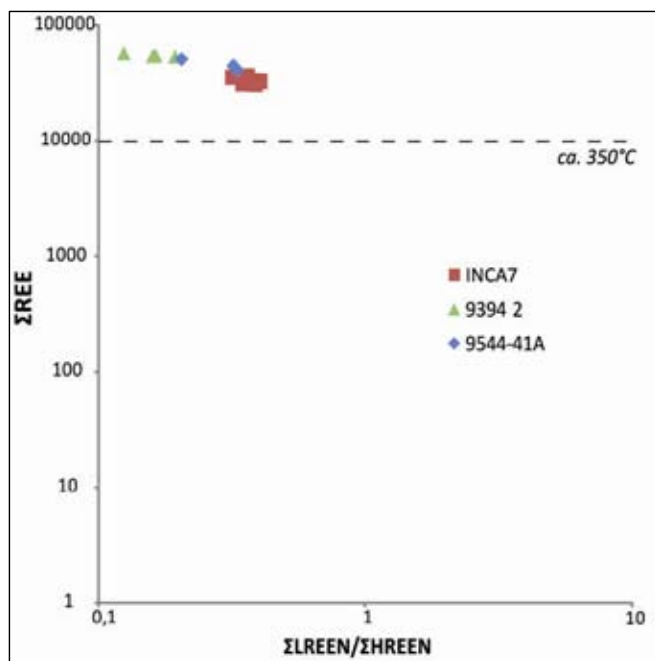


Figure V.92 : Spectres comparés des éléments Terres Rares des uraninites (et uranophanes) des échantillons de leucogranites et de skarn. Le domaine grisé représente les spectres de certains gisements de types magmatiques du monde : Rössing (Namibie) ; Moore Lake (Canada) Luthi (Finlande) et Kola (Russie) selon les données de (Mercadier et al., 2011). Le spectre roche totale du leucogranite à quartz fumé du dôme d'Ida est représenté en A (WR = Whole Rock).



ΣREE (ppm)			ΣLREEN / ΣHREEN
9544-41A : Ongolo Prospect SE-Ida Dome			
id. Spot			
1	Uraninite	40679	0,33
5	//	50653	0,20
8	//	44065	0,32
Mediane		42589	0,27
INCA 7 : INCA PROSPECT			
id. Spot			
1	Uraninite	35315	0,32
2	//	31000	0,34
3	//	32940	0,40
4	//	30700	0,39
5	//	34480	0,36
7	//	36157	0,36
8	//	33157	0,36
9	//	32442	0,40
Mediane		33048	0,37
9394-2 : Rössing District			
id. Spot			
1	Uraninite	54594	0,16
2	//	53416	0,19
L4	//	57129	0,12
L7	//	54124	0,16
Mediane		55095	0,15

Figure V.93 : Diagramme abondance des Terres Rares (ΣREE) Vs Fractionnement (ΣLREEN / ΣHREEN) et tableau des valeurs calculées des leucogranites du prospect d'Ongolo, du district de Rössing et du skarn du prospect d'Inca. $\Sigma \text{ REE} = \text{La} + \text{Ce} + \text{Pr} + \text{Nd} + \text{Sm} + \text{Eu} + \text{Gd} + \text{Tb} + \text{Dy} + \text{Ho} + \text{Er} + \text{Yb} + \text{Tm} + \text{Lu}$. $\Sigma \text{LREEN} / \Sigma \text{HREEN} = (\text{LaN} + \text{CeN} + \text{PrN} + \text{NdN}) / (\text{ErN} + \text{YbN} + \text{TmN} + \text{LuN})$.

III. 2 SPECTRES DES TERRES RARES DES BETAFITES HETEROGENES (9544-39A) ; URANOPHANE ET ALLANITE (9544-42F)

Les spectres de ETR des bétafites zonées et hétérogènes du leucogranite au NW du dôme d'Ida ainsi que les uranophanes et allanites du skarn à magnétite-hématite du prospect d'Inca sont représentés en Figure V.94. Leurs spectres des ETR en roches totales sont présentés en comparaison.

Dans le cas des bétafites, les zonations se traduisent par une perte marquée en ETR lourdes des bordures par rapport aux cœurs. Cela s'explique par la silicification observée à l'affleurement qui se produit lors d'une phase hydrothermale que nous pensons être tardi-magmatique. Alternativement, on pourrait penser que cette zonation serait tout simplement due à une auto-métamictisation du cristal, mais le fait d'avoir systématiquement plus d'uranium dans les bordures que dans la matrice du cristal ne saurait se justifier (Figure V.82). Encore une fois dans ce cas, la

concentration des ETR de la roche totale est directement contrôlée par la minéralisation uranifère.

Pour le skarn à magnétite, les concentrations en ETR sont fortement contrôlées par l'allanite qui est une épidote riche en ETR légères (Gieré and Sorensen, 2004). Les uranophanes sont appauvries en ETR lourdes. Nous pensons qu'elles sont les phases d'altération métasomatique des uraninites et qu'à ce titre, ces spectres représenteraient un appauvrissement relatif par soustraction des ETR lourdes.

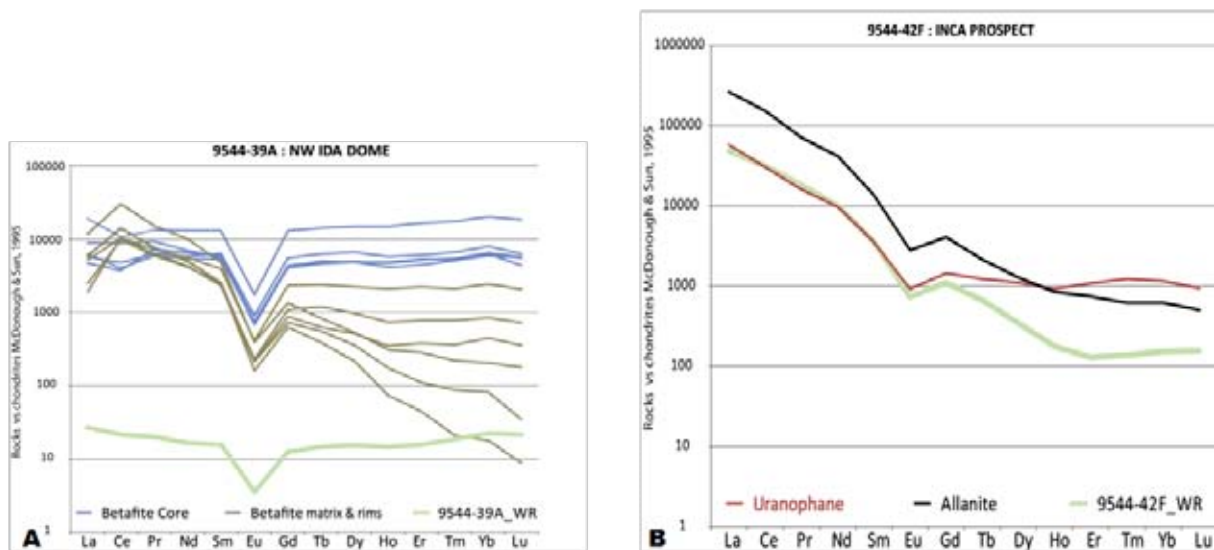


Figure V.94 : A. Spectres des Terres Rares des bétafites zonées et hétérogènes du leucogranite intrusif au NW du dôme d'Ida avec spectre roche totale (WR = Whole Rock). B. Spectres de Terres rares d'une allanite, d'une uranophane et de la roche totale (WR) d'un skarn à magnétite-hématite minéralisé.

III. 3 AGE DES MINERALISATIONS

Les granites minéralisés de la Zone Centrale du Damara sont pour la plupart tardi- à post-tectonique, de ca. 520 Ma à 500 Ma (Tableau V.33). Ces datations ont pour la plupart été faites sur des zircons ou des monazites et seulement quelques contraintes sur des uraninites ont été faites par Briquieu et al. (1980).

Les datations sur uraninites du leucogranite à quartz fumé du dôme d'Ida et du skarn à uraninite du prospect d'Inca ont été faites en utilisant la sonde ionique (*IMS 1270*) du CRPG de Nancy.

DATATION DES OXYDES D'URANIUM DU LEUCOGRANITE A QUARTZ FUME DU DOME D'IDA (9544-41A)

Les uraninites de cette roche sont altérées en uranophane en bordure de cristal ou dans les fractures du minéral (Figure V.79). Pour les datations par SIMS, la taille du faisceau d'ions est d'environ une quinzaine de micromètres (A, Figure V.95), nous avons donc sélectionné les plages les plus nettes de la matrice du cristal. Un effet de perturbation est cependant observable pour la mesure du spot 2 (A, Figure V.95) pour laquelle une fracture vient perturber l'analyse. Les résultats de cette dernière représentés dans le tableau de la Figure V.95 présentent un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ rajeuni n'étant pas dans la fourchette des autres mesures. Nous n'avons pas tenu compte de cette analyse dans le traitement du diagramme concordia-discordia. Ce diagramme présente un âge d'intercept supérieur pour cette uraninite de **520 ± 17 Ma**. L'âge d'intercept supérieur dans les datations d'uraninites représente un évènement de cristallisation ou le dernier évènement de recristallisation (Kister, 2003).

On donc peut proposer que la minéralisation du leucogranite à quartz fumé d'Ida se fait à 520 ± 17 Ma. Cet âge pourrait être celui de la cristallisation du leucogranite étant donné l'étroite relation entre les zircons et les uraninites de cette roche et aussi du caractère magmatique de ces dernières (voir spectres de Terres Rares).

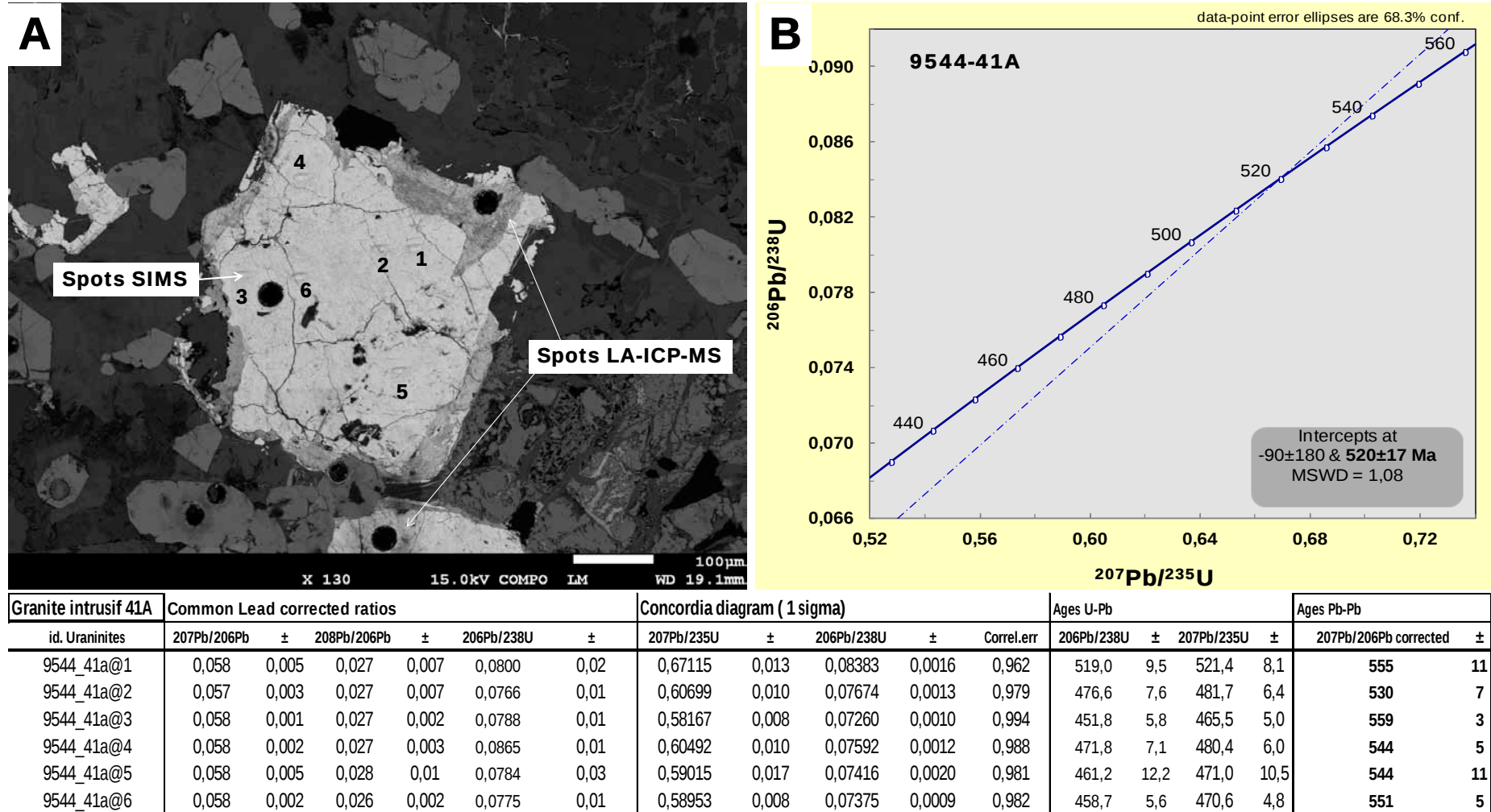


Figure V.95 : Géochronologie U-Pb d'une uraninite du leucogranite intrusif à quartz fumé (9544-41A) au SE du dôme d'Ilda. A. Localisation des faisceaux d'analyses de sonde ionique. B Diagramme concordia-discordia des mesures et tableau des valeurs.

DATATION DES OXYDES D'URANIUM DU SKARN A URANINITES DU PROSPECT INCA (INCA7)

L'uraninite datée dans cette roche présente une surface très hétérogène (A, Figure V.96) et à cet effet les analyses ont été réalisées sur des zones à priori homogènes. Cependant, nous avons été amenés à exclure les analyses 1, 3 4, 8 et 9 dont les coefficients de corrélations sont supérieurs à 1, valeur irréaliste.

Les mesures donnent un âge quasi concordant à **496 Ma**. L'interprétation de cet âge peut sembler délicate étant donné l'absence de valeur d'incertitude ; néanmoins, on peut penser que l'intrusion granitique dans les séries carbonatées du prospect d'Inca pourrait être postérieure à celle du leucogranite intrusif à quartz fumé au SE du dôme d'Ida, voire représenter les dernières générations de granites intrusifs dans la zone Centrale de l'orogène du Damara. Il est donc envisageable que la minéralisation se soit faite bien dans une fourchette d'âge allant de 500 à 480 Ma.

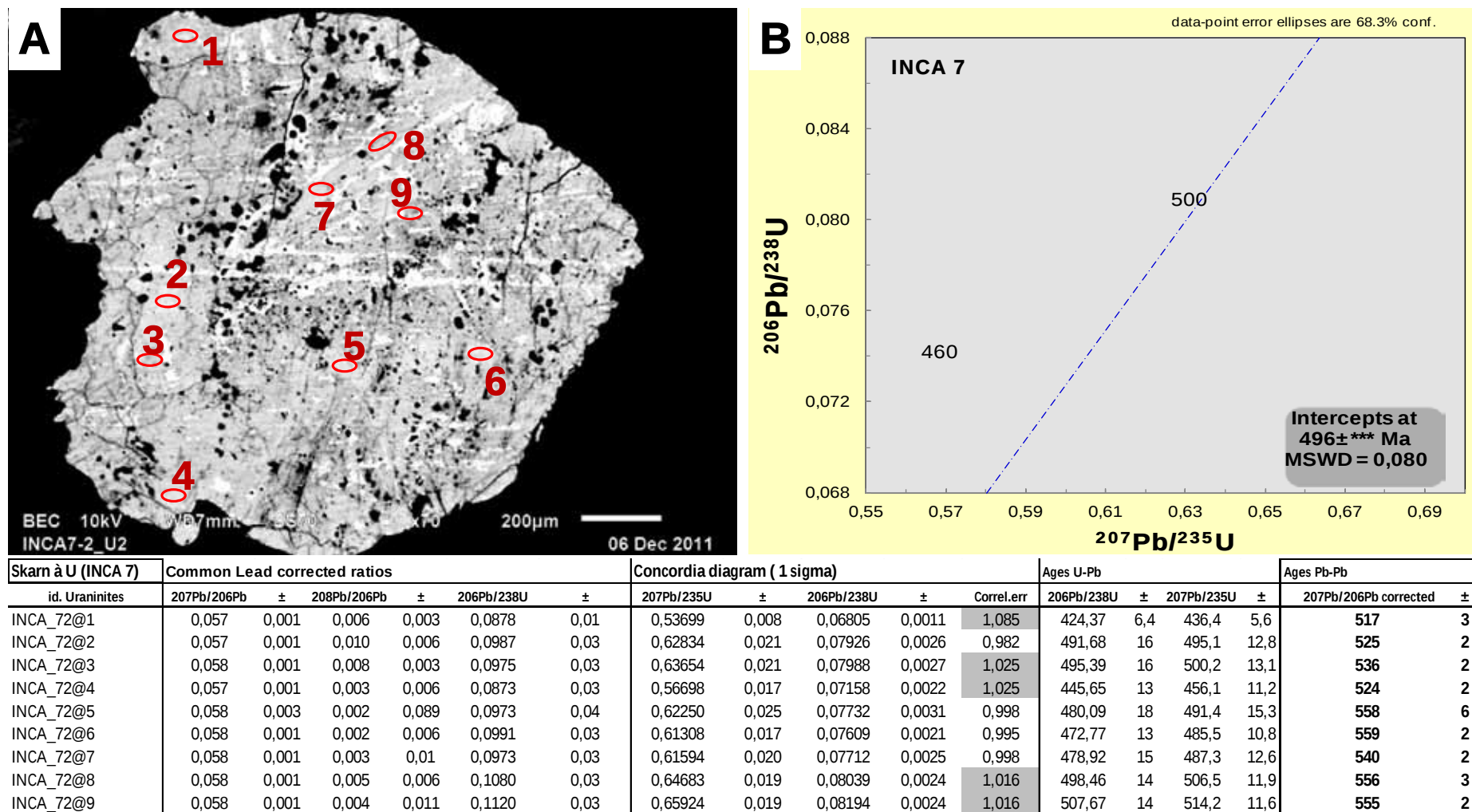


Figure V.96 : Géochronologie U-Pb d'une uraninite du skarn minéralisé (INCA7) du prospect d'INCA.. A. Localisation des faisceaux d'analyses de sonde ionique. B Diagramme concordia-discordia des mesures et tableau des valeurs. Grisé = mesures non prises en compte.

IV DISCUSSION – MODELE METALLOGENIQUE DE LA MINERALISATION URANIFERE DE LA ZONE CENTRALE

IV. 1 SOURCES DES GRANITES

Le mode de minéralisation uranifère dans la zone centrale est aujourd'hui unanimement reconnue comme étant liée aux granites issus de la fusion partielle de roches crustales (Cuney, 1981; Berning, 1986; Oliver and Kinnaird, 1996; Nex et al., 2001). Cependant la nature exacte du protolithe (orthogneiss ? paragneiss ? matériel source des paragneiss ?) ayant subi une fusion partielle à l'origine de la genèse des granites est débattue. Plusieurs sources potentielles ont été proposées à savoir un socle Pré-Pan-Africain; les sédiments du groupe de Nosib, principalement la formation d'Etusis; ou les sédiments au dépôt plus récent du groupe de Swakop.

Les granites intrusifs de la Zone Centrale ont des âges modèles Nd homogènes autour de 2.45 Ga ce qui suggère qu'ils sont issus de la fusion partielle d'un protolithe avec une signature isotopique paléoprotérozoïque. Les séries métasédimentaires de la zone centrale de la ceinture du Damara ont des âges modèles hétérogènes. Les sédiments du groupe de Nosib (Etusis et Khan) présentent des caractéristiques isotopiques similaires à celles des granites intrusifs avec des âges modèles Nd homogènes autour de 2, 4 Ga, alors que les métasédiments du groupe du Swakop ont des âges modèles Nd dispersés entre 1.3 et 2.4 Ga (Mc Dermott et al., 1996). Ainsi, les métasédiments du groupe de Nosib ainsi que le socle Pré-Pan-Africain sont des sources potentielles de certains granites et leucogranites intrusifs (Hawkesworth et al., 1981; McDermott and Hawkesworth, 1990; McDermott et al., 1996). Ces interprétations sont corroborées par Jung et al. (2003) qui, dans la région du Complexe Gneissique d'Ababis le long de la rivière Khan, ont proposé que la plupart des granites proviennent de la fusion partielle de ce socle Pré-Pan-Africain. Leurs assertions se basent sur les âges modèles Nd () anciens Paléoprotérozoïques entre 2,5 et 2,0 Ga ainsi que d'autres critères géochimiques et isotopiques qu'ils corrèlent à ceux du socle. (Voir discussion section isotopie Sm/Nd de cette thèse).

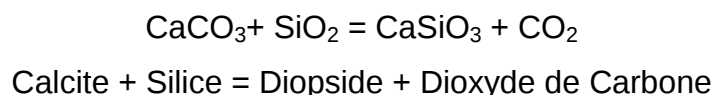
De plus, dans le chapitre 3 nous avons montré que ces sédiments métatexitiques représentés à l'affleurement le long de la rivière Swakop par le groupe de Swakop, contiennent essentiellement des leucosomes et granites in-situ qui ne sont pas minéralisés puisqu'ils reflètent les compositions des leurs sédiments d'origine, pauvres en U.

Les échantillons minéralisés de leucogranite à quartz fumé (9544-41A) et du leucogranite intrusif (9544-39A) respectivement au SE et au NW du dôme d'Ida ont des âges modèles à ca. 2,4 Ga et des ϵ_{Nd}^0 très négatifs à -22. Aussi, le granite à quartz fumé du SE du dôme d'Ida (9544-41A) contient des zircons hérités d'âges méso à paléoprotérozoïques. Ces arguments sont en faveur d'une origine crustale de l'uranium. La minéralisation uranifère est datée à 520 ± 17 Ma (Figure V.95).

IV. 2 MISE EN PLACE DES GRANITES ET DEPOTS DES MINERALISATIONS

La plupart des granites intrusifs dans les métasédiments et socle Pré-Pan Africain ne sont pas minéralisés en U. En revanche, la plupart des granites minéralisés sont des leucogranites post-tectoniques (< 520 Ma) et mis en place durant la phase de relaxation thermique de l'orogène accompagnée par l'exhumation de niveaux crustaux inférieurs (Longridge et al., 2011).

Les concentrations minérales d'intérêt économique comme les gisements de Rössing ou le skarn du prospect d'Inca sont à majorité dues au métamorphisme de contact entre les granites intrusifs et les séries carbonatées des formations de Khan et/ou de Rössing (Cuney, 1981; Berning, 1986; Basson and Greenway, 2004; Nex and Kinnaird, 2007; Cuney and Kyser, 2009). Les séries carbonatées suivant une réaction de décarbonatation de type :



La libération de CO_2 rend les fluides métasomatiques plus réducteurs, ce qui favorise la complexation et le dépôt de l'uranium dissous dans les liquides silicatés d'anatexie. Jacob (1974) avait proposé un rôle de barrière physique pour la

minéralisation uranifère, cela pourrait être applicable pour le skarn du prospect d'Inca (Figure V.84). Cependant des travaux récents de prospection dans le district de la mine de Rössing (Basson et al., 2004) ainsi que certaines observations de terrain à l'Est du dôme d'Ida montrent que des granites intrusifs sont minéralisés de part et d'autre des barrières de formations carbonatées qu'ils recoupent.

Nex et al. (2001) ont aussi mis un bémol au rôle prépondérant de la décarbonatation des formations carbonatées dans la minéralisation uranifère puisqu'ils observent des granites minéralisés (type E) dans toutes les formations métasédimentaires à l'exception de la formation du Kuiseb dans la région de Goanikontès.

Il reste néanmoins évident que les formations carbonatées jouent un rôle chimique prépondérant dans le piégeage de l'uranium magmatique. Bien que les travaux de modélisation du gisement d'Inca ajoutent le rôle de barrière physique en adossant les granites minéralisés à la formation à marbre de Rössing.

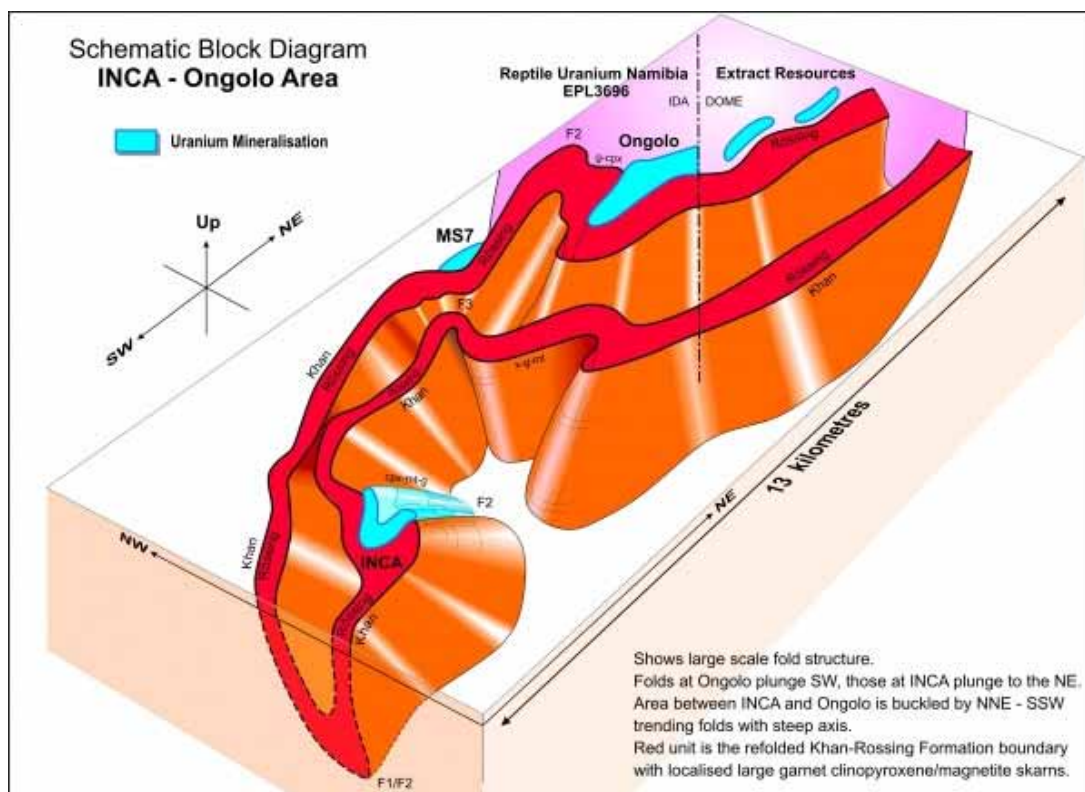


Figure V.97 : Modèle gîtologique du Prospect d'Inca, Ms7 et Ongolo. image site internet DYL©

L'hydrothermalisme tardi-magmatique (accompagnant la cristallisation des liquides silicatés très hydratés) et/ou encore l'hydrothermalisme post-magmatique dues aux réactivations de failles sont importants pour une concentration uranifère économiquement intéressante. C'est le cas pour la mine de Rössing (Basson et al.,

2004) au détriment de la minéralisation uranifère dans la région de Goanikontès qui reste toujours au stade de gîte (Nex et al., 2001).

La minéralisation uranifère dans des poches de leucogranites à quartz fumés correspond au type E de Nex et al., (2001) décrite comme « rose, de couleur et de taille de grain variable, contenant des **auréoles d'oxydation** et **occasionnellement boudinés** » (citation de Kinnaïrd et Nex, 2007). Ils infirment les travaux de Barnes and Hambleton-Jones, (1978) qui les assimilaient à des fragments de la formation d'Etusis repris dans l'intrusion, par le fait que ces auréoles oxydées sont granitiques. Ce qui est effectivement le cas pour les minéralisations à l'Est du dôme d'Ida. Seulement, ils proposent, sur la base des travaux de Corner (1981), sur les signatures paléomagnétiques des granites uranifères du Damara, que ces poches d'oxydation sont dues aux circulations de fluides associées à une extension crustale et une séparation continentale au Crétacé.

Nous proposons que ces poches sont formées lors de la cristallisation fractionnée des leucogranites. Elles pourraient être dues à la cristallisation de liquides silicatés tardifs injectés dans un volume de granite intrusif en grande partie déjà cristallisé. Cela expliquerait les teneurs importantes en éléments incompatibles dont U et Y ainsi que la présence de zircons hérités (il serait difficile que la zonation chimique s'accompagne d'une séparation physique des zircons). Ces derniers ont des microparticules d'uranium adsorbés ou intégrés dans le cristal tel que c'est le cas de l'échantillon 9544-41A, du prospect d'Ongolo. Dans le cas de veines injectées, la vision sous forme d'auréole ne serait qu'une perspective de coupe (plan d'observation 2D d'un matériel en 3D) du fait de boudinages subis par ces veines (auréoles) tel que cité plus haut.

CONCLUSION

Les minéraux porteurs d'uranium de 5 occurrences minéralisées dans la Zone Centrale ont été étudiés. Le principal minéral d'U est l'uraninite (UO_2) cristallisée dans les leucogranites et skarns des prospects d'Ongolo (SE du dôme d'Ida) et d'Inca, propriétés de la compagnie Deep Yellow Ltd, ainsi que du district de la mine de Rössing. Les autres minéraux d'uranium magmatiques sont des niobotantalates d'uranium et de Titane du groupe de la bétafite $[(\text{Ca},\text{U})_2(\text{Ti},\text{Nb},\text{Ta})_2\text{O}_6(\text{OH})]$ ainsi que de l'uranophane $[\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{HSiO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}]$ issue de l'altération des uraninites.

Les uraninites de ces occurrences présentent des compositions chimiques quasi semblables avec des teneurs en UO_2 entre 70 et 80% poids d'oxydes ; ThO_2 à ca. 5% poids d'oxydes (sauf pour les uraninites du skarn d'Inca à 1-2%) ; PbO_2 entre 5 et 7% poids d'oxydes. Le caractère notable de ces uraninites est la concentration en Y_2O_3 variant entre 3,33 et 7,41%. Cela peut s'interpréter par une cristallisation tardive des uraninites qui concentrent la majorité des éléments incompatibles dans les conditions de haute température (supérieures à 600°C au moins) des liquides silicatés. Cela est confirmé par les spectres de Terres Rares (ETR) des uraninites fortement enrichie en ETR lourdes.

Les concentrations des uraninites en ZrO_2 sont quasi nulles, reflétant des liquides silicatés ne contenant pas de Zr sous forme dissoute. Cela est dû à la saturation des liquides silicatés en Zr et sa migration sous forme de zircons hérités. Les concentrations en CaO des uraninites varient entre 1 et 2% poids d'oxydes et pourraient refléter le rôle de la décarbonatation des formations métasédimentaires à marbre dominant des formations de Rössing et de Khan.

La minéralisation uranifère au Sud Est du dôme d'Ida dans le leucogranite à quartz fumé du prospect d'Ongolo est datée à 520 ± 17 Ma, tandis que celle du skarn du prospect d'Inca est contrainte à 496 Ma.

Les sources anatectique des granites intrusifs minéralisés est un matériel crustal ancien (à ca. 2,4 Ga) qui pourrait être un socle Pré-Pan-Africain tel que le Complexe Gneissique d'Abbabis (CGA).

Bibliographie

- Barnes, J.F.H., 1981. Some aspects of the tectonic history of the Khan-Swakop region of the Damara Belt, Namibia.
- Barnes, J.F.H., Hambleton-Jones, B.B., 1978. A review of the geological and geochemical setting of uraniferous granites in the Damara Orogen. (Lecture to the IAEA working group meeting, Nancy, France No. Report GEA 525). Pelindaba, Nuclear Development Corporation of South Africa.
- Basson, I., Greenway, G., 2004. The Rossing uranium deposit: a product of late-kinematic localization of uraniferous granites in the Central Zone of the Damara Orogen, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 38, 413–435.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in Granites and Crustal Protoliths; Implications for the Chemistry of Crustal Melts. *J. Petrology* 37, 521–552.
- Berning, J., 1986. The Rössing uranium deposit, South West Africa/Namibia. In: Anhaeusser, C. R. & Maske, E. (eds) *Mineral Deposits of Southern Africa*, Vol. II. p. 1819–1832.
- Bonhoure, J., 2007. Géochimie des éléments de terres rares et du plomb dans les oxydes d'uranium naturels.
- Brandt, R., 1985. Preliminary report on the geology of the Damara Sequence and the geology and geochemistry of the Damara granites in the area between Walvis bay and Karibib. *Communs geol. Surv. S. W. Afr./Namibia*, 1 31–43.
- Brandt, R., 1987. A revised stratigraphy for the Abbabis Complex in the Abbabis Inlier, Namibia. *South African Journal of Geology* 90, 314–323.
- Briqueu, L., Lancelot, J.R., Valois, J.-P., Walgenwitz, F., 1980. Géochronologie U-Pb et genèse d'un type de minéralisation uranifère: Les alaskites de Goanikontès (Namibie) et leur encaissant. *Bulletin Centres Recherches Exploration Production Elf, Aquitaine* p. 759–811.
- Corner, B., 1981. An interpretation of the aeromagnetic data covering portions of the Damara Orogenic Belt with special reference to the occurrence of uraniferous granite. (PhD thesis).
- Cuney, M., 1981. Comportement de l'uranium et du thorium au cours du métamorphisme. Rôle de l'anatexie dans la genèse des magmas riches en radio éléments. (Doctoral thesis).
- Cuney, M., Friedrich, M., 1987. Physicochemical and crystal-chemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bull. Mineral.* 110 235–247.
- Cuney, M., Kyser, T.K., 2009. Recent and Not-So-Recent Developments in Uranium Deposits and Implications for Exploration. *Mineralogical Association of Canada*.
- De Kock, G.S., Eglington, B., Armstrong, R.A., Harmer, R.E., Walraven, F., 2000. U-Pb and Pb-Pb ages of the Naauwpoort rhyolite, kawakeup leptite and Okongava Diorite: implications for the onset of rifting and orogenesis in the Damara belt, namibia. *Communs Geological Survey of Namibia*, 12 81–88.
- Deep Yellow Limited, 2011. EPL informations. www.deeptyellow.com.au/.
- Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982. Introduction; terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77, 745–754.
- Extract Resources, 2012. EPL Informations. www.extractresources.com.
- Förster, H.-J., 1999. The chemical composition of uraninite in Variscan granites of the Erzgebirge, Germany. *Mineralogical Magazine* 63, 239–252.

- Geological Survey of Namibia, 1995. Geological map of Namibia 1:250 000 geological series. Sheet 2214 - Walvis Bay.
- Gevers, T.W., 1931. The Fundamental Complex of western Damaraland, South West Africa.
- Gieré, R., Sorensen, S.S., 2004. Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 56, 431–493.
- Hawkesworth, C.J., Kramers, J.D., Miller, R.M., 1981. Old model Nd ages in Namibian Pan-African rocks. *Nature* 289, 278–282.
- Herd, D.A., 1997. Geochemistry and mineralisation of Alaskite in selected areas of the Rössing Uranium Mine, Namibia.
- Hoffman, P.F., 2005. 28th DeBeers Alex. Du Toit Memorial Lecture, 2004. On Cryogenian (Neoproterozoic) ice-sheet dynamics and the limitations of the glacial sedimentary record. *South African Journal of Geology* 108, 557–577.
- Hoffman, P.F., Hawkins, D.P., Isachsen, C.E., Bowring, S.A., 1996. Precise U-Pb zircons ages for early Damara magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia. *Communs geol. Surv. S. W. Afr./Namibia*, 11 47 – 52.
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 2012. UDEPO Country report database. Namibia.
- Jacob, R.E., Corner, B., Brynard, H., 1986. The regional geological and structural setting of the uraniferous granitic provinces of southern Africa. In: Annhauser, C.R., Maske, S. (Eds.), *Mineral Deposits of Southern Africa*. Geological Society of South Africa II p. 1807–1818.
- Jacob, R.E., Kröner, A., 1977. The stratigraphic position of supposed pre-Damara rocks in the Damara Belt south of the Brandberg, South West Africa. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 80 97–99.
- Jacob, R.E., Moore, J.M., Armstrong, R.A., 2000. Zircon and titanite age determination from igneous rocks in the Karibib district, Namibia: implications for Navachab vein-style gold mineralization. *Communs Geological Survey of Namibia*, 12 157–166.
- Kinnaird, J.A., Nex, P.A.M., 2007. A review of geological controls on uranium mineralisation in sheeted leucogranites within the Damara Orogen, Namibia. *Applied Earth Science* 116, 68–85.
- Kinnaird, J.A., Nex, P.A.M., Freemantle, G., 2009. Uranium deposits in Central Namibia Field guide.
- Kister, P., 2003. Mobilité des éléments géochimiques dans un bassin sédimentaire clastique, du Protérozoïque à nos jours/ le bassin Athabasca (Saskatchewan, Canada). Thèse de doctorat, non publiée. INPL Nancy.
- Kröner, A., RETIEF, E.A., COMPSTON, W., JACOB, R.E., BURGER, A.J., 1991. Single-grain and conventional zircon dating of remobilized basement gneisses in the central Damara belt in Namibia. *South African journal of geology* 94, 379–387.
- Lach, P., Mercadier, J., Dubessy, J., Boiron, M.-C., Cuney, M., n.d. In-situ quantitative measurement of rare earth elements in uranium oxides by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. Submitted *Geostandards and Geoanalytical Research*.
- Longridge, L., Gibson, R.L., Kinnaird, J.A., Armstrong, R.A., 2011. Constraining the timing of deformation in the southwestern Central Zone of the Damara Belt, Namibia. *Geological Society, London, Special Publications* 357, 107–135.

- Marlow, A., 1983. Geology and Rb-Sr geochronology of mineralized and radioactive granites and alaskites, Namibia. In: Miller, R.McG. (Ed.) *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr., 11 515 pp.
- Marlow, A.G., 1981. Remobilisation and primary uranium genesis in the Damara Orogenic Belt, Namibia.
- McDermott, F., Harris, N., Hawkesworth, C., 1996. Geochemical constraints on crustal anatexis: A case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia RID F-3096-2010 RID C-3349-2009. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 406–423.
- McDermott, F., Hawkesworth, C., 1990. Intracrustal recycling and upper-crustal evolution - a case-study from the Pan-African Damara mobile Belt, central Namibia. *Chem. Geol.* 83, 263–280.
- McDonough, W.F., Sun, S.-s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- Mercadier, J., Cuney, M., Lach, P., Boiron, M.-C., Bonhoure, J., Richard, A., Leisen, M., Kister, P., 2011. Origin of uranium deposits revealed by their rare earth element signature. *Terra Nova* 23, 264–269.
- Miller, R.M., 1983. The Pan-African Damara orogen of South West Africa/Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.* p. 431–515.
- Miller, R.M., 2008. The geology of Namibia. Volume 2 Neoproterozoic to Lower Palaeozoic. *Geol. Surv. Namibia*.
- Nex, P.A.M., Kinnaird, J.A., 2007. A review of geological controls on uranium mineralization in sheeted leucogranites within the Damara Orogen, Namibia. *Irish Assoc Econ Geol, Dublin* 4.
- Nex, P.A.M., Kinnaird, J.A., Oliver, G.J.H., 2001. Petrology, geochemistry and uranium mineralisation of post-collisional magmatism around Goanikontes, southern Central Zone, Damara Orogen, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 33, 481–502.
- Oliver, G.J.H., Kinnaird, J.A., 1996. The Rössing-SJ Dome, Central Zone, Damara Belt, Namibia: an example of mid crustal extensional ramping. *Commun Geological Survey of Namibia*, 11 53–64.
- Pearce, J.A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* p. 956–983.
- Spivey, M., Penkethman, A., Culpan, N., 2010. Geology and mineralization of the recently discovered Rössing South uranium deposit, Namibia, in: *Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 15*. pp. 729–746.
- Streckeisen, A., 1974. Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773–786.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic studies of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. IN: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds) *Magmatism in oceanic basins*. Spec. Publ. eol. soc. London, 42 313–345.
- Tack, L., Williams, I., Bowden, P., 2002. SHRIMP constraints on early post-collisional granitoids of the Ida Dome, central Damara (Pan Africa) Belt, western Namibia., in: *Abs. 11th IAGOD Quadrennial Symposium & Geocongress, Winfhoek, Namibia*. *Geol. Surv. Namibia*.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publishers.

- Tegtmeyer, A., Kröner, A., 1985. U-Pb zircon ages for granitoid gneisses in northern Namibia and their significance for proterozoic crustal evolution of southwestern Africa. *Precambrian Research* 28, 311–326.
- Toé, W., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Feybesse, J.-L., Milési, J.-P., n.d. From migmatites to granites in the Pan-african Damara Belt, Namibia. Submitted *J. of Afr. Earth Sciences*.

CHAPITRE 5

VERS LA CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GEOCHIMIQUES A L'ECHELLE DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA ET DES MARGES DES CRATONS DU CONGO ET DU KALAHARI

VERS LA CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GEOCHIMIQUES A L'ECHELLE DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA ET DES MARGES DES CRATONS DU CONGO ET DU KALAHARI

I LES DOMAINES DE ROCHES PRE-PAN-AFRICAINES DES MARGES DES CRATONS DU CONGO ET DU KALAHARI

Les marges des cratons du Congo et du Kalahari (Figure VI.98 et Figure VI.99) sont présentées en considérant les unités lithologiques de l'Archéen et du Néoprotérozoïque formées antérieurement à l'orogénèse panafricaine, présentes à la fois en bordure du craton mais également au sein de la ceinture orogénique du Damara.

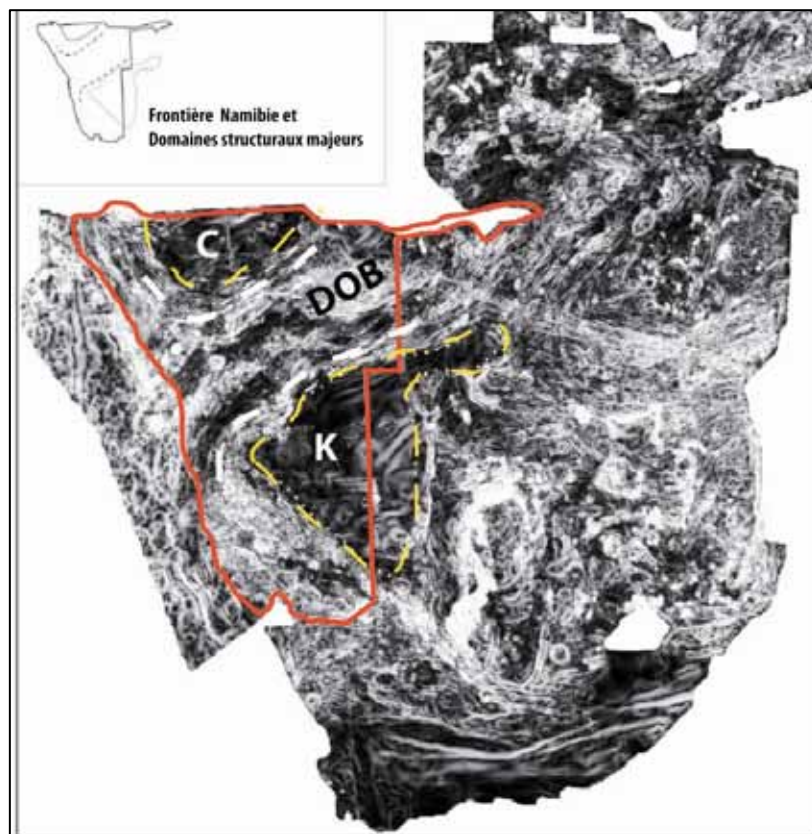


Figure VI.98 : Délimitations des cratons du Kalahari (K), du Congo (C) et de la ceinture orogénique du Damara (DOB) dans la carte géophysique régionale de l'Afrique Australe (méthode de dérivée horizontale totale du champ magnétique total). Modifié d'après (Becker et al. 2005).

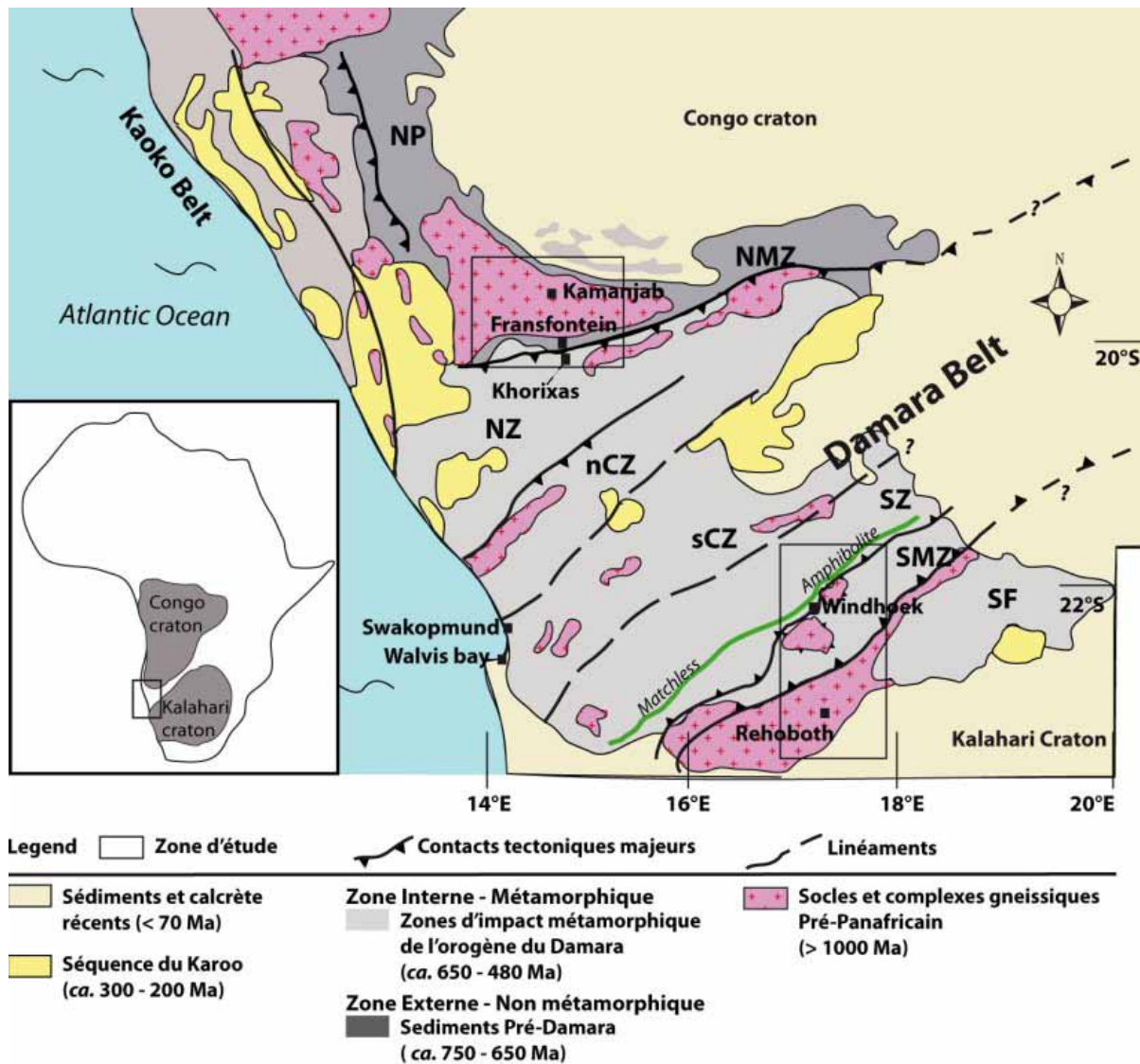


Figure VI.99 : Carte géologique simplifiée de la ceinture du Damara et des marges des cratons du Kalahari et du Congo. Modifié d'après (Konopasek et al., 2005). Northern Platform (NP), Northern Margin Zone (NMZ), Northern Zone (NZ), northern Central Zone (nCZ), southern Central Zone (sCZ), Southern Zone (SZ), Southern Margin Zone (SMZ), Southern Foreland (SF)

I. 1 LE SOCLE PROTEROZOÏQUE DE REHOBOTH DANS LA PARTIE NORD DE LA MARGE DU CRATON DU KALAHARI

Le socle Paléo- à Mésoprotérozoïque de Rehoboth (Rehoboth Basement Inlier, RBI) au Sud de Windhoek est situé dans le domaine de la Southern Margin Zone (SMZ, Figure VI.99). Ce socle est composé de roches ignées et volcano-sédimentaires diverses ayant subi le métamorphisme panafricain suivant un gradient décroissant du Nord vers le Sud (Figure VI.99). Les roches métavolcaniques et métasédimentaires affleurantes dans la région de Rehoboth sont subdivisées en deux groupes majeurs : le **Groupe Paléoprotérozoïque de Rehoboth (GPR)** dont les roches présentent des âges relatifs de ca. 1,8 Ga et ca. 1,5 Ga et le **Supergroupe Mésoprotérozoïque de Sinclair (SMS)** dont les roches sont datées entre ca. 1,2 Ga et ca. 1,1 Ga. Les datations ayant été effectuées par U-Pb sur zircons détritiques dans les formations sédimentaires et zircons magmatiques dans les plutons intrusifs dans ces formations. Ces roches sont recouvertes par endroits par une couverture métasédimentaire néoprotérozoïque du groupe du Nosib.

Ces groupes majeurs (GPR et SMS) reposeraient sur une croûte continentale dont les rares vestiges sont représentés par le **Complexe métamorphique du Kangas** (SACS, 1980) formé de granitoïdes fortement métamorphiques qui contiennent des zircons sur lesquels un âge U-Pb par intercept supérieur à 1784 ± 45 Ma a été obtenu (Burger and Walvaren, 1978, 1979). L'existence de ce complexe du Kangas est sujette à caution du fait de confusions possibles et fréquentes avec les roches métamorphiques du GPR (Schalk 1988 ; Becker et al. 2000).

L'histoire tectonique protérozoïque des unités lithologiques constituant le socle de Rehoboth est reconstruite à partir des paléo-environnements de dépôt des roches métasédimentaires et la pétrologie des roches magmatiques.

Ages Formations (Ma)		(Supergroupe) Groupe	Formation	Lithologies (volcano-sédimentaires)	Lithologies (intrusives)	intrusions	Ages Intrusions (Ma)	
650 Ma	Néoproterozoïque	NOSIB	DURUCHAUSS	Grès; Evaporites; Micaschistes; Conglomérats; Quartzites				
			KAMTAS	Quartzites				
900		TSUMIS	KLEIN AUB	Quartzite calc.; Ardoises; Conglomérats				
			DOORNPORT	Quartzites rouges; Conglomerats; Calcaires				
1000 Ma	Mésoproterozoïque	SINCLAIR	NAUZERUS	SKUMOK	Quartzites (+conglomérats); Brèche basale	Syénogranite; Granite; Granite à biotite; granodiorite	CAPRICORNE SUITE	930 ± 70
				OPDAM	Basalte + quartzites			1104 ± 20
				LANGBERG	Quartzite; Rhyolite		GAMSBURG SUITE	1095 ± 21
				GRAUWATER	Quartzite (+conglomérats)			1207 ± 15
				NUKOPF	Tuff et porphyres rhyolitiques			
1090 ± 15			BILLSTEIN	Quartzite (+conglomérats)				
1225 ± 46			MARIENHOF	Metarhyolite; Metabasalte; quartzite; schistes; gneiss; amphibolites	Granite; Granodiorite; orthogneiss	PIKSTEEL SUITE	1511 ± 51	
				ELIM				Amphibolite; schistes à chlorite; quartzites; Tuffs rhyolitiques basaltes
1650		REHOBOTH	GAUB VALLEY	Schistes quartzo-sericitiques; Conglo. Polymictique; Conglo. Monomictique volcanite; Arénite conglomératique Volcanites felsiques	Amphibolite; Anorthosite; Serpentine.	ALBERTA COMPLEX	1780 ± 80	
					Granite; Granodiorite; Gabbro; Diorite	Weener Complex	1767 ^{+76/-27}	
1782 ± 10			KANGAS METAM. COMPLEX	Granite gneissique; Granodiorite				
2000 Ma	Paléoproterozoïque							

Tableau VI.39 : Tableau VI.synthétique des découpages lithologiques majeurs à l'affleurement dans les régions de Rehoboth et de Windhoek. Ages U/Pb sur zircons détritiques dans les formations sédimentaires et sur zircons magmatiques dans les roches intrusives. (Burger and Coertze, 1978; Burger and Walvaren, 1978, 1979; Ziegler and Stoessel, 1993; Becker et al., 1996, 2005; Nagel et al., 1996; Nagel, 2000; Schneider et al., 2004).

I. 1. 9. EVOLUTION PETROGENETIQUE PROTEROZOIQUE DES ROCHES DE LA REGION DE REHOBOTH

EVOLUTION PALEOPROTEROZOIQUE

Les rares vestiges du métamorphisme paléoprotérozoïque, non effacé par le métamorphisme panafricain, témoignent de moyen à haut degré de métamorphisme attesté par la présence de gneiss et de migmatites. Les conditions de pic de métamorphisme estimées dans cette zone donnent des températures de 600-750°C et des pressions de 8-12 Kbars (Kasch, 1983a). Dans cette zone, la fabrique tectonique majoritaire est gneissique et présente des plis isoclinaux ainsi que des plis plurikilométriques très ouverts (Kasch, 1983b; Miller, 1983, 2008a).

A partir de corrélations des données de lithostratigraphie, de géochimie, de géochronologie et d'isotopie des roches, Becker et al. (2004) proposent, une genèse et mise en place simultanée des roches volcaniques de la formation de Gaub Valley, au sein du Groupe de Rehoboth, et du complexe granitique de Weener dans un contexte de subduction avec des signatures géochimiques d'arc magmatique. La géochimie des intrusions volcaniques basiques dans la formation d'Elim, qui est incluse dans le groupe de Rehoboth, donne des signatures tholéitiques, sub-alkalines apparentées aux E-MORB qui sont typiques des basaltes d'arrière-arc.

Ceci suggère une évolution depuis la mise en place des roches magmatiques de la formation de Gaub Valley autour de 1800 Ma en contexte d'arc évoluant vers l'ouverture d'un bassin d'arrière arc avec la mise en place des roches magmatiques de la formation Elim autour de 1600 Ma.

La Figure VI.100 présente la synthèse de l'évolution paléoprotérozoïque proposée par (Becker et al., 2000) de la zone de Rehoboth et les sources des différentes intrusions granitiques dans un contexte d'arc/ arrière-arc.

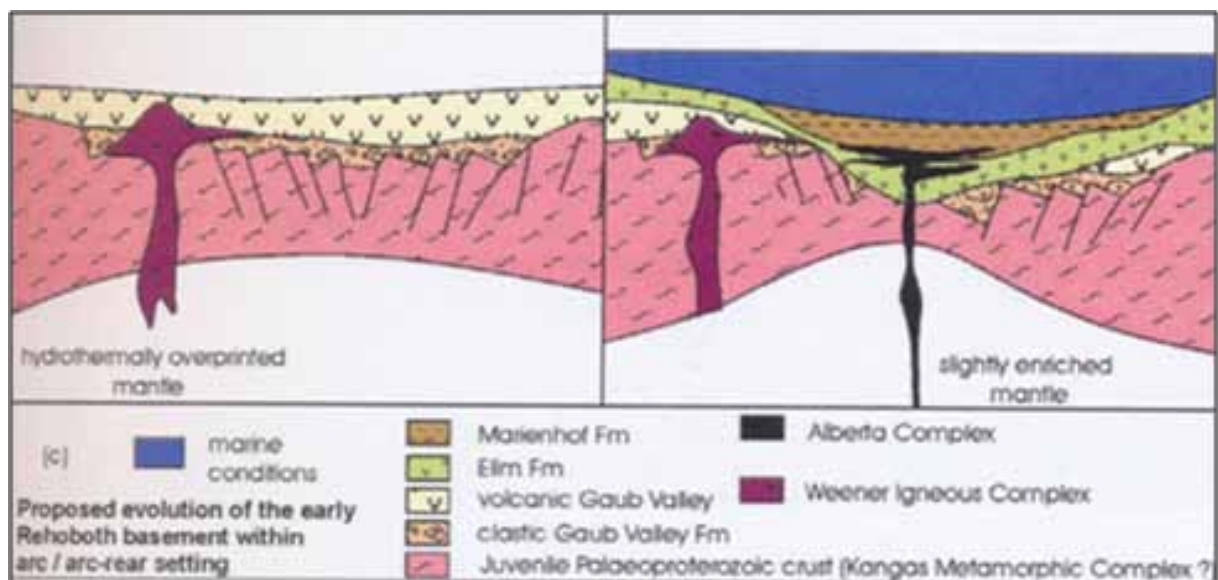
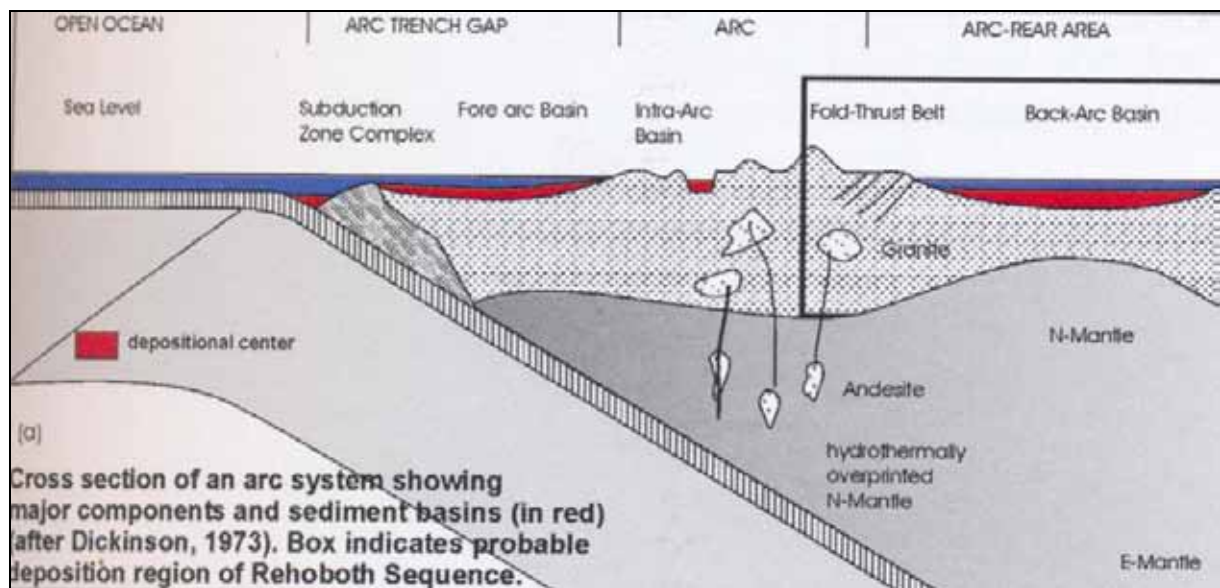


Figure VI.100 : Evolution géodynamique paléoprotérozoïque de la séquence de Rehoboth. (Miller, 2008a, modifié d'après Becker et al., 2000.

EVOLUTION MESOPROTEROZOÏQUE

Au Mésoprotérozoïque, la région de Rehoboth se trouvait dans un environnement de convergence de plaques tectonique dont le paléo-front de convergence avait une orientation générale Nord-Est et une vergence de subduction vers le Sud-Est (Figure VI.101). La marge du craton de Kalahari dans la région de Rehoboth correspondait à une marge continentale active (Watters, 1976) évoluant vers le développement de bassins arrière-arc (Hoal, 1990; Becker et al., 2005) dans le cadre de la convergence avec une plaque océanique subductante dont il ne subsiste actuellement que le magmatisme typique de granites calc-alcalins parfois hyperpotassiques (monzogranites et granodiorites de la suite de Gamsberg).

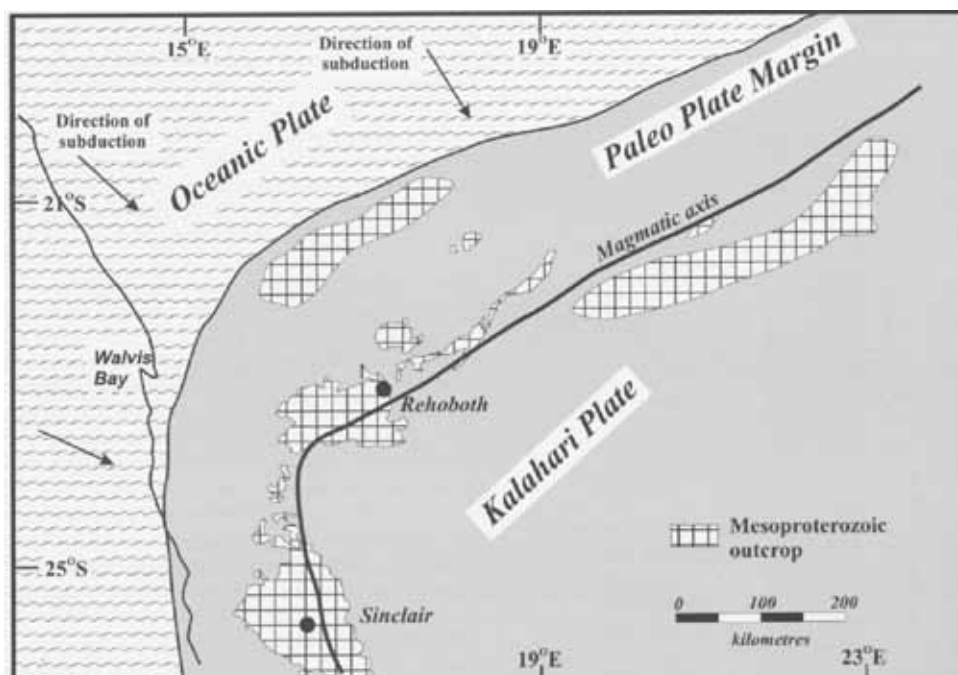


Figure VI.101 : Arc magmatique de la marge du craton du Kalahari et direction de subduction au Mésoprotérozoïque. Becker et al., 2005.

EVOLUTION NEOPROTEROZOÏQUE

Les séries sédimentaires néoprotérozoïques du Nosib attestent de dépôt en conditions de plateforme continentale débutant à la fin du Mésoprotérozoïque avec les formations du groupe de Tsumis.

La Figure VI.102 présente une synthèse de l'évolution protérozoïque générale de la marge du craton du Kalahari dans la région de Rehoboth.

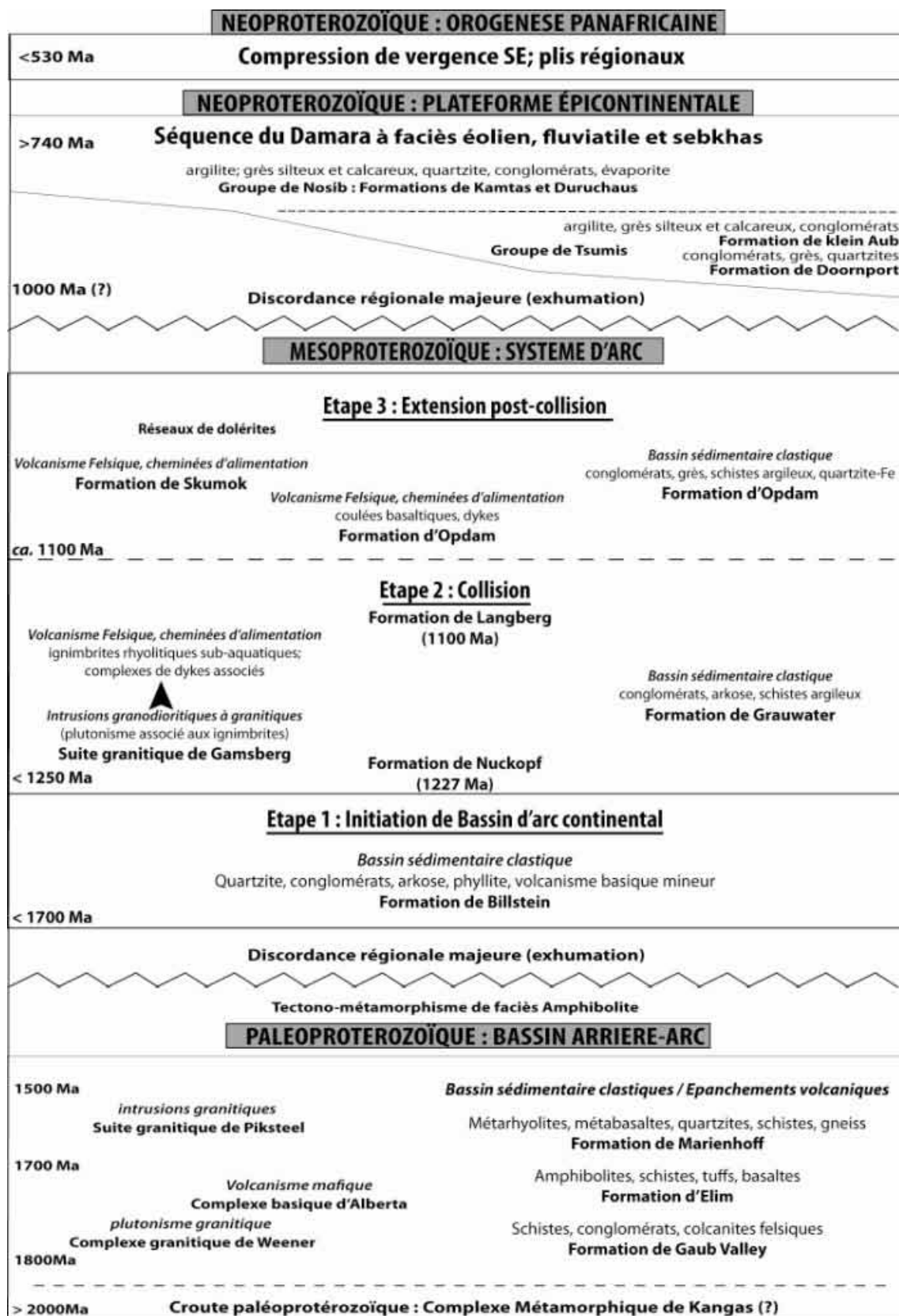


Figure VI.102 : Evolution géodynamique durant le Protérozoïque de la région de Rehoboth. Modifié d'après Becker et al., 2005.

I. 2 LE BOUCLIER DE KAMANJAB DANS LA MARGE DU CRATON DU CONGO

L'évolution géologique du socle pré-pan Africain dans la fenêtre tectonique de Kamanjab représentant la marge sud du craton du Congo est très peu documentée. Les travaux de cartographie les plus complets de la zone ont été réalisés de 1962 à 1974 (Clifford et al., 1962, 1969; Frets, 1969; Porada, 1974). D'une façon générale, 4 groupes de formations y sont cartographiées :

Le Complexe Métamorphique d'Huab (CMH) au Sud-ouest de la fenêtre de Kamanjab est composé essentiellement de « gneiss granitique » (orthogneiss) et de paragneiss. Des amphibolites sont aussi observées par endroits (Frets, 1969). Les âges U-Pb obtenus par LA-ICP-MS sur zircon par Kleinhanns et al. (2011) sont compris entre 1,86 et 1,83 Ga pour les orthogneiss du CMH.

Les formations métavolcano-sédimentaires du Khoabendus faites de quartzites et de rhyolites. Les dépôts des protolithes des roches métasédimentaires alternent avec les passés volcaniques suggérant des coulées volcaniques simultanées aux dépôts sédimentaires qui se sont faits dans des conditions sub-marines peu profondes (Porada, 1974). Dans les régions de Kamanjab et de Fransfontein, les formations du Khoabendus reposent sur un socle gneissique d'âge approximatif à 2 Ga. Les données géochimiques disponibles dans la littérature (Miller, 2008a) suggèrent que les intrusions volcaniques de composition calco-alcaline se sont faites dans un contexte de marge continentale active.

La suite granitique de Fransfontein dont les roches recoupent les formations du CMH et du Khoabendus. Cette suite est composée de plusieurs intrusions granitiques de pétrographie variée. Les travaux récents de Kleinhanns et al. (2011) donnent des âges U-Pb sur zircons par LA-ICP-MS compris entre 1,88 et 1,83 Ga pour les granites de Fransfontein.

La formation de Naauwport composées de roches volcaniques et plutoniques acides. Elle est surtout observée dans la région de Khorixhas dans la zone de

transition entre la zone de la marge du Congo (NMZ) et la Zone Nord (NZ) (Figure VI.99). Cette formation est marquée par les ignimbrites des localités de Summas Mountain et d'Austerlitz. Ces ignimbrites représenteraient un volcanisme de rift daté du Néoprotérozoïque à 746 ± 2 Ma par U/Pb sur zircons par Hoffman et al. (1996). La formation de Naauwport est imbriquée dans les sédiments métamorphisés du groupe de Nosib dans la région de la marge du Congo. Elle est considérée comme synchrone à l'ouverture océanique de l'océan du Khomas dont le vestige est la ceinture de la Matchless affleurant dans la zone de marge Sud, dans la région de Windhoek (Kasch, 1983b; Miller, 1983, 2008b; Hoffman et al., 1996). Le domaine d'affleurement de la formation de Naauwport dans la région de la marge Nord est cependant plus restreint que la ceinture de la Matchless au Sud..

I. 3 LA ZONE CENTRALE DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA

Les travaux sur la zone centrale ont été présentés dans les parties précédentes. Cette zone est marquée par l'intrusion de granites dans la période allant de la fin du Néoprotérozoïque jusqu'au Cambrien respectivement de 550 à ca. 480 Ma. Ces granites intrusifs recoupent des formations sédimentaires déposées au Néoprotérozoïque, entre ca.840 et ca. 600 Ma, puis métamorphisées durant l'orogénese panafricaine. Ces formations, sous l'effet du métamorphisme de faciès amphibolite (Haute Température- basse Pression) ont partiellement fondu et contiennent des leucosomes de composition granitique. Des complexes gneissiques (Abbabis) pré-pan-africains Paléoprotérozoïques à Mésoprotérozoïques, datés de ca. 2000 Ma à 1100 Ma, sont recensés à l'affleurement dans la zone Centrale. Ils subissent eux aussi la fusion partielle due au métamorphisme Pan-africain. Ils sont assimilés selon la littérature à des fragments du Craton du Congo (Jacob and Kröner, 1977; Miller, 1983, 2008a; Kröner et al., 1991).

II CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GEOCHIMIQUES

II. 1 OBJECTIFS DE LA BASE DE DONNEES ET COLLECTE DES INFORMATIONS

Les complexes pré-pan-africain des marges des cratons du Congo et du Kalahari ont des lithologies datées du Paléoprotérozoïque au Mésoprotérozoïque (Miller, 1983, 2008a; Becker et al., 1996, 2005; Nagel et al., 1996; Nagel, 2000; Kleinhanns et al., 2011). Selon le modèle géodynamique proposé par (Miller, 2008), le complexe métamorphique d'Ababis serait l'équivalent de la marge du craton du Congo, qui aurait été isolée lors des phases de rifting avant l'amorce de la convergence des plaques du Congo et du Kalahari.

Dans le cadre de cette thèse, les zones d'avant pays au Nord et au Sud de la ceinture orogénique du Damara ont été étudiées avec pour objectif de caractériser les marges des cratons non affectées par le métamorphisme et la déformation panafricaines et ainsi identifier des zones de pré-enrichissement en U et Th. 49 roches des marges de cratons ont été analysées dont 27 pour la marge du Kalahari dans la région de Rehoboth et de Windhoek ainsi que 22 roches dans les régions de Kamanjab, Khorixhas et Fransfontein pour la marge du craton du Congo. En complément, 42 échantillons de roches prélevées dans la Zone Centrale de la ceinture orogénique du Damara dans la région de Swakopmund et dans le lit de la rivière Swakop ont été analysées. Ainsi, un total de 91 analyses géochimiques des éléments majeurs et traces ont été faites durant cette thèse.

Les données disponibles dans la littérature ont également été compilées représentant un total de 413 analyses géochimiques.

Articles et documents	
1	Clifford, T. N., Nicolaysen, L. O., & Burger, A. J. (1962) Petrology and Age of the Pre-Otavi Basement Granite at Franzfontein, Northern South-West Africa, Journal of Petrology, 3: 244-279
2	Clifford, T. N., Rooke, J. M., & Allsopp, H. L. (1969) Petrochemistry and Age of the Franzfontein Granitic Rocks of Northern South-West Africa, Geochimica et Cosmochimica Acta, 33: 973-986.
3	McDermott, F. and Hawkesworth, C.J., (1990), Intracrustal recycling and upper-crustal evolution: A case study from the Pan-African Damara belt, central Namibia. In: B.K. Nelson and Ph. Vidal (Guest-Editors), Development of Continental Crust through Geological Time. Chem. Geol., 83: 263-280.
4	Hoal. B.G., (1993), The Proterozoic Sinclair Sequence in Southern Namibia: intracratonic rift or active continental margin setting? Precambrian Research, 63, 143 - 162.
5	McDermott, F. Harris. N.B.W., Hawkesworth, C.J., (1996), Geochemical constraints on crustal anatexis: a case study from the Pan-African Damara Granitoids of Namibia. Mineral.Petrol, 123, 406 - 423.
6	Jung. S, Mezger. K, Hoernes.S, (1998), Petrology and geochemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites: a major and trace element study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia. Lithos, 45, 147-175.
7	Becker T. and Brandenburg A.. (2000), The evolution of the alberta complex, naub Diorite and Elim Formation within the rehoboth basement Inlier, Namibia: geochemical constraints. Geological survey of namibia, 12, 29-39
8	S. Jung S. Hoernes K. Mezger. (2002) Synorogenic melting of mafic lower crust: constraints from geochronology, petrology and Sr, Nd, Pb and O isotope geochemistry of quartz diorites (Damara orogen, Namibia). Contrib Mineral Petrol. 143: 551–566
9	Becker. T, Garoeb. H, Ledru. P, Milesi, J.P, (2005) The Mesoproterozoic event within theRehoboth Basement Inlier of Namibia:review and new aspects of stratigraphy, geochemistry,structure and plate tectonic setting, Geological Society of South Africa.South African Journal Of Geology, 108, 465-492
10	Sanz A. L.-G. (2005), Pre- and Post-Katangan granitoids of the greater Lufilian Arc: Geology, Geochemistry, Geochronology and Metallogenic Significance. A thesis submitted to the Faculty of Science University of the Witwatersrand, JohannesburgFor the Degree of Doctor of Philosophy, Volume 1
11	Jung. S, Hoffer. E, Hoernes. S. (2006) - Neo-Proterozoic rift-related syenites (Northern Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd–Sr–Pb–O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. Lithos, 96, 415 – 435.
12	Cette Thèse.

Tableau VI.40 : Liste des articles et documents utilisés pour la base de données géochimiques et géochronologiques.

Il est à noter qu'un nombre conséquent de données de géochimie et de géochronologie des roches provient de la compilation des observations, des découvertes et des conclusions d'un projet de recherche intitulé « Pre- and Post-Katangan Granitoids of the Greater Lufilian Arc : Geology , Geochemistry, Geochronology and Metallogenic Significance » (Sanz, 2005). Les cibles de ce projet sont présentées en Figure VI.103. Cette étude a permis de construire une base de données de 508 analyses chimiques (351 roches plutoniques et 157 de sources diverses). Un total de 255 analyses géochimiques concerne notre cible d'étude namibienne, c'est-à-dire les marges du craton du Congo et du Kalahari ainsi que la ceinture orogénique du Damara.

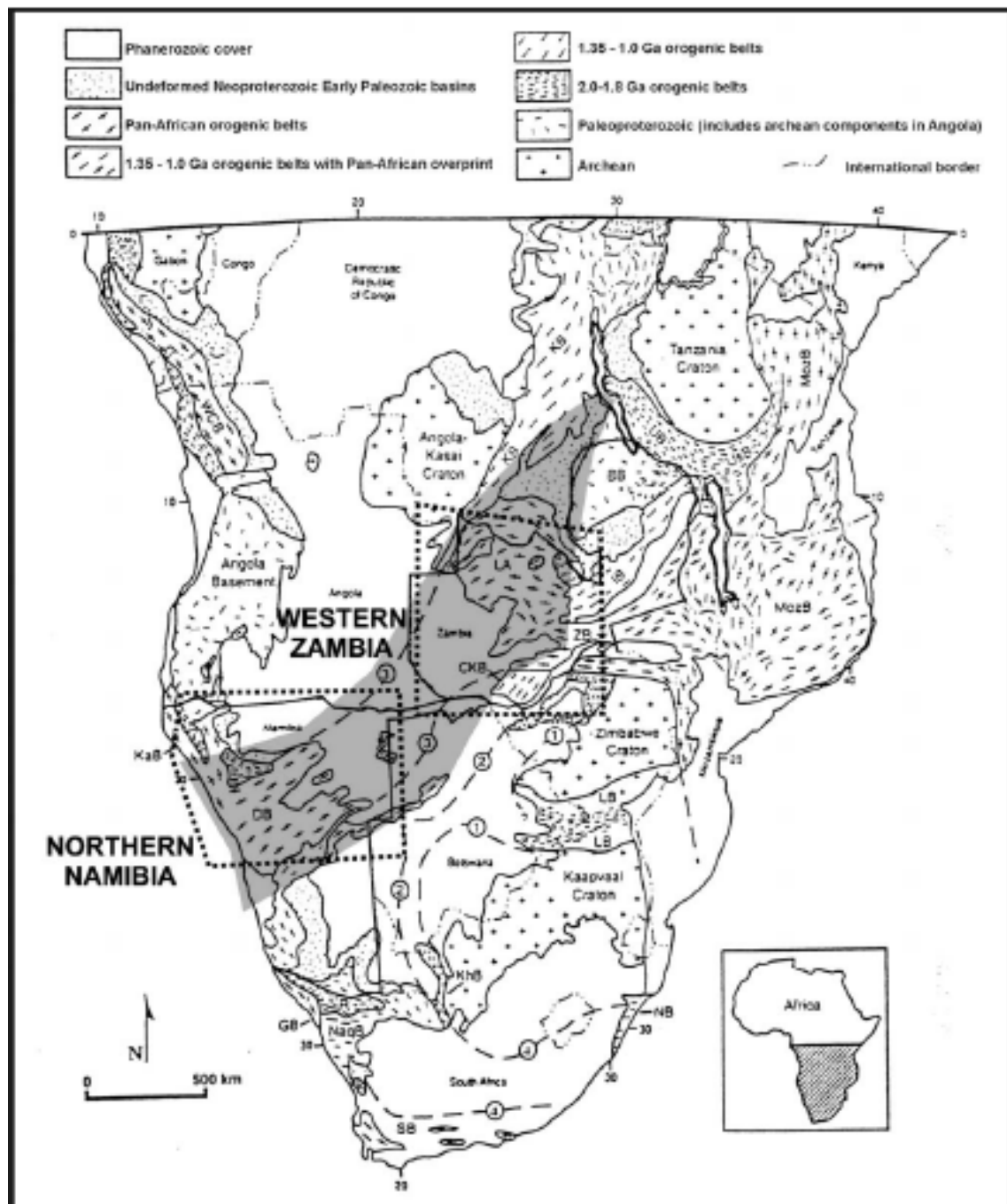


Figure VI.103 : Cibles d'étude du projet Pre- and Post-Katangan Granitoids of the Greater Lufilian Arc : Geology , Geochemistry, Geochronology and Metallogenic Significance (Sanz, 2005; 2008)

La base de données que nous avons établi contient une série de 504 analyses géochimiques toutes provenances confondues (91 pour cette thèse et 413 pour la bibliographie). 241 analyses de roches ont des rapports U et Th simultanément quantifiés et exploitables ; c'est-à-dire qu'on a exclu les mesures nulles ou vagues telles que les mentions " < x ppm" (exemple U < 5 ppm).

II. 2 PRESENTATION DES PARAMETRES

Les paramètres de classifications des données sont au nombre de 7, auxquels s'ajoutent la citation de la référence de l'information :

Identifiant de l'échantillon tel que mentionné dans la source

Type de roche avec sous-paramètres :

- Plutonique Acide (PA)
- Plutonique basique (PB)
- Volcanique Acide (VA)
- Volcanique Basique (VB)
- Sédimentaire / Métasédimentaire (S / MS)

NB : Les roches plutoniques ou volcaniques métamorphisées conservent la dénomination du caractère initial.

Formation lithostratigraphique telle que dénommée dans la source.

Localité d'échantillonnage.

Domaine tectono-métamorphique d'échantillonnage : NP, NZ, NMZ, nCZ, sCZ, SZ, SMZ, SF (pour les définitions voir Figure VI.99)

Age Interprété qui est une fourchette d'âge extrapolé à partir de datations absolues ou relative donnée dans la source documentaire.

Période et époque Géologique (Paléo-, Més-, Néoprotérozoïque et Cambrien)

I. 1. 10. EXEMPLE DE TABLEAU

Le tableau ci-après présente un extrait de la base de données compilée.

réf	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
id. échantillon	X-19	C-2	Kh523	Xa	KND 2.5	S29	PR01	Tnt M20	M99-11	L-863	98/1.24	9544-67++
type de roche	VA	PA	MS	VB	PA	PB	PA	PA	VA	PA	PB	VA
Formation lithostratig.	Fransfontein	Fransfontein	Kuiseb	Awasisib group	Salem granite	post-damara intrusive	Weener Igneous Complex	intrusive Chuos	Nuckopf	Fransfontein	Naauwpoort	Khoabendus
Localité	kamanjab	kamanjab	Windhoek	Awasisib Mountains	Bloedkoppie	Omaruru	Rehoboth	Khan River	Rehoboth	kamanjab	khorigas	kamanjab
domaine tectono-métam.	NMZ	NMZ	SMZ	SF	sCZ	nCZ	SMZ	sCZ	SMZ	NMZ	NMZ	NMZ
Age interprété	1880 - 1830 Ma	1880 - 1830 Ma	650 - 600 Ma	ca. 1100 Ma	550-520 Ma	<520 MA	ca. 1800 Ma	550 - 480 Ma	1100 Ma	1880 - 1830 Ma	750 - 760 Ma	1900 Ma
Période / Epoque	Paleoproterozoic	Paleoproterozoic	Neoproterozoic	Mesoproterozoic	Neoproterozoic - Camb.	Cambrian	Paleoproterozoic	Neoproterozoic	Mesoproterozoic	Paleoproterozoic	Neoproterozoic	Paleoproterozoic
SiO2	72,02	69,71	-	53,49	75,12	69,66	60,50	-	71,47	64,77	47,83	67,40
Al2O3	13,78	14,17	-	14,12	13,29	14,90	15,70	-	13,07	14,71	19,95	12,70
Fe2O3	2,24	3,26	-	9,73	1,36	3,48	6,72	-	4,03	5,42	5,41	2,05
MnO	0,02	0,04	-	0,16	0,05	0,08	-	-	0,08	0,08	0,21	0,10
MgO	0,20	0,84	-	8,62	0,48	1,05	0,09	-	0,23	1,57	0,76	0,75
CaO	0,39	0,82	-	7,85	1,07	2,40	1,47	-	1,47	3,06	6,07	4,81
Na2O	4,07	4,10	-	2,84	3,04	3,29	4,41	-	2,95	3,37	6,36	6,61
K2O	5,18	5,30	-	2,02	5,40	4,00	2,88	-	5,51	3,86	5,38	0,77
TiO2	0,32	0,68	-	0,90	0,19	0,51	0,81	-	0,42	0,71	1,13	0,23
P2O5	0,03	0,27	-	0,28	0,00	0,15	2,02	-	0,06	0,24	0,55	0,10
LOI	0,65	0,67	-	-	-	0,42	-	-	0,25	1,14	4,20	4,59
Total	99,92	99,86	-	-	-	99,94	-	-	99,57	98,93	99,53	100,10
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
As	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,40
Ba	-	2100,00	-	638,00	326,00	651,00	953,00	-	1553,00	1004,00	2956,00	261,40
Be	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,47
Bi	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<L.D.
Cd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<L.D.
Ce	-	-	65,00	32,00	114,70	94,80	-	-	209,50	89,00	205,00	33,07
Co	-	-	-	40,00	-	13,00	21,00	-	<3	14,00	7,00	3,28
Cr	-	25,00	-	712,00	-	40,00	57,00	-	110,00	122,00	5,00	72,07
Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	1,17
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,89
Dy	-	-	-	-	-	4,67	-	-	18,40	-	5,45	2,29
Er	-	-	-	-	-	3,00	-	-	12,30	-	2,27	1,41
Eu	-	-	1,60	-	-	1,16	-	-	3,16	-	3,28	0,83
Ga	-	25,00	-	-	-	22,00	15,00	-	22,00	18,00	19,00	7,60
Gd	-	-	-	-	-	6,16	-	-	16,80	-	8,57	2,56
Ge	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,77
Hf	-	-	5,24	-	-	28,39	-	-	-	-	0,00	2,85
ho	-	-	-	-	5,37	-	-	-	15,40	-	-	0,47
In	-	-	32,60	-	-	-	-	-	-	-	-	<L.D.
La	-	90,00	-	18,00	58,46	42,50	-	-	104,50	44,00	97,10	19,75
Lu	-	-	0,49	-	0,39	0,42	-	-	2,00	-	0,29	0,25
Mo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<L.D.
Nb	-	30,00	11,70	5,60	21,00	16,00	6,00	-	38,00	19,00	207,00	5,87
Nd	-	-	-	23,00	51,30	33,80	-	-	86,40	-	74,20	16,10
Ni	-	-	-	201,00	-	30,00	38,00	-	<3	15,00	4,00	11,68
Pb	-	8,00	-	21,00	-	32,00	6,00	21,90	24,10	-	5,00	5,17
Pr	-	-	-	1,80	-	-	-	-	10,00	-	-	4,00
Rb	-	70,00	-	62,00	233,00	212,00	76,00	-	181,50	155,00	130,00	21,18
Sc	-	-	-	25,00	-	6,00	17,00	-	7,00	11,00	3,00	<L.D.
Sb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,32
Sm	-	-	-	-	9,02	8,07	-	-	17,60	-	14,30	2,98
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,78
Sr	-	110,00	-	525,00	83,00	301,00	320,00	-	71,00	288,00	1655,00	184,60
Ta	-	-	0,99	3,60	-	-	-	-	4,02	-	-	0,46
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	6,64	-	-	0,38
Th	-	-	8,00	1,70	40,69	24,00	-	-	44,00	17,00	2,00	6,28
Tm	-	-	-	-	5,23	-	-	-	4,03	-	-	0,21
U	-	-	2,67	1,30	4,19	9,00	-	143,00	5,68	<6	2,00	1,53
V	-	35,00	-	167,00	-	47,00	106,00	-	<5	100,00	76,00	29,58
W	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,57
Y	-	45,00	39,00	23,00	29,00	33,00	17,00	-	116,50	33,00	27,00	14,35
Yb	-	-	3,25	10,00	2,52	2,40	-	-	12,30	-	2,03	1,51
Zn	-	-	-	75,00	-	53,00	75,00	-	105,00	72,00	91,00	<L.D.
Zr	-	550,00	216,00	118,00	152,00	414,00	183,00	-	655,00	228,00	558,00	118,30

Tableau VI. 41 : Exemple de Tableau extrait de la base de données. A noter le caractère incomplet de certaines analyses de roches. Les codes des références tels que dans le Tableau VI.40.

II. 3 PRESENTATION DES RESULTATS

Ces différents paramètres permettent des combinaisons entre eux et peuvent répondre à plusieurs requêtes.

DIAGRAMMES U-TH DES ROCHES

La majeure partie des sédiments métamorphisés de la Zone Centrale (Swakop Group) provient de l'altération des marges de cratons. On peut s'interroger sur une éventuelle préconcentration en U et Th aussi bien des métasédiments que des roches plus anciennes que ca. 750 Ma sur les marges des cratons. Il s'agit notamment des socles pré-pan africain de Rehoboth (marge du Kalahari) et de Kamanjab (marge du Congo).

Pour répondre à cette question nous pouvons faire la combinaison :

Type de roche F VA, PA, MS

+

Domaine tectono-métamorphique d'échantillonnage F NMZ, SMZ, sCZ, nCZ

+

Période / Epoque géologique F Paléo-, MésO-, Néoprotérozoïque et Cambrien

Les résultats de ces requêtes sont présentés dans les tableaux ci-après. Les codes sont :

NMZ_P ; NMZ_M ; NMZ_N pour la Zone de Marge Nord (Kamanjab) respectivement au Paléo-, MésO-, Néoprotérozoïque

SMZ_P ; SMZ_M ; NMZ_N pour la Zone de marge Sud (Rehoboth) pour les périodes indiquées.

sCZ_P ; sCZ_M ; sCZ_N ; sCZ_NC ; sCZ_C pour la Zone Centrale Sud (Swakopmund) pour les périodes respectives du Paléo-, MésO-, Néoprotérozoïque ainsi que les granites intrusifs de la fin du Néoprotérozoïque au Cambrien (520 – 480 Ma). Les codes sont identiques pour la nCZ.

U vs Th Diagram Metasediments

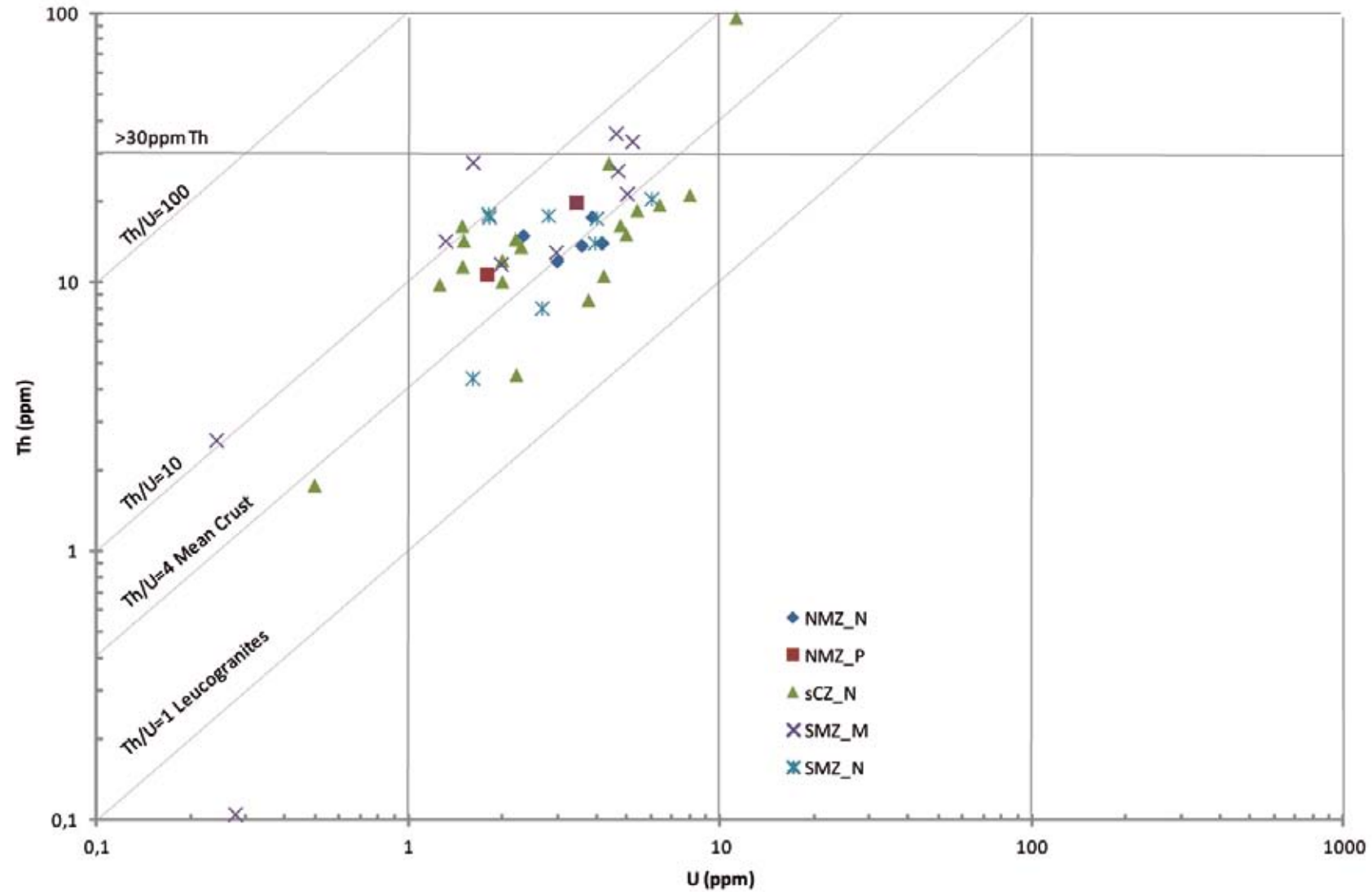


Figure VI.104 : Diagramme U-Th des sédiments des domaines tectono-métamorphiques des marges de cratons et du centre du Damara en fonction de leur période géologique de mise en place au Paléo- ; Méso- et Néoprotérozoïque. NB période Néoprotérozoïque > 600 Ma = fin du dépôt de la formation de Kuiseb.

U vs Th Diagram Volcanic Acid

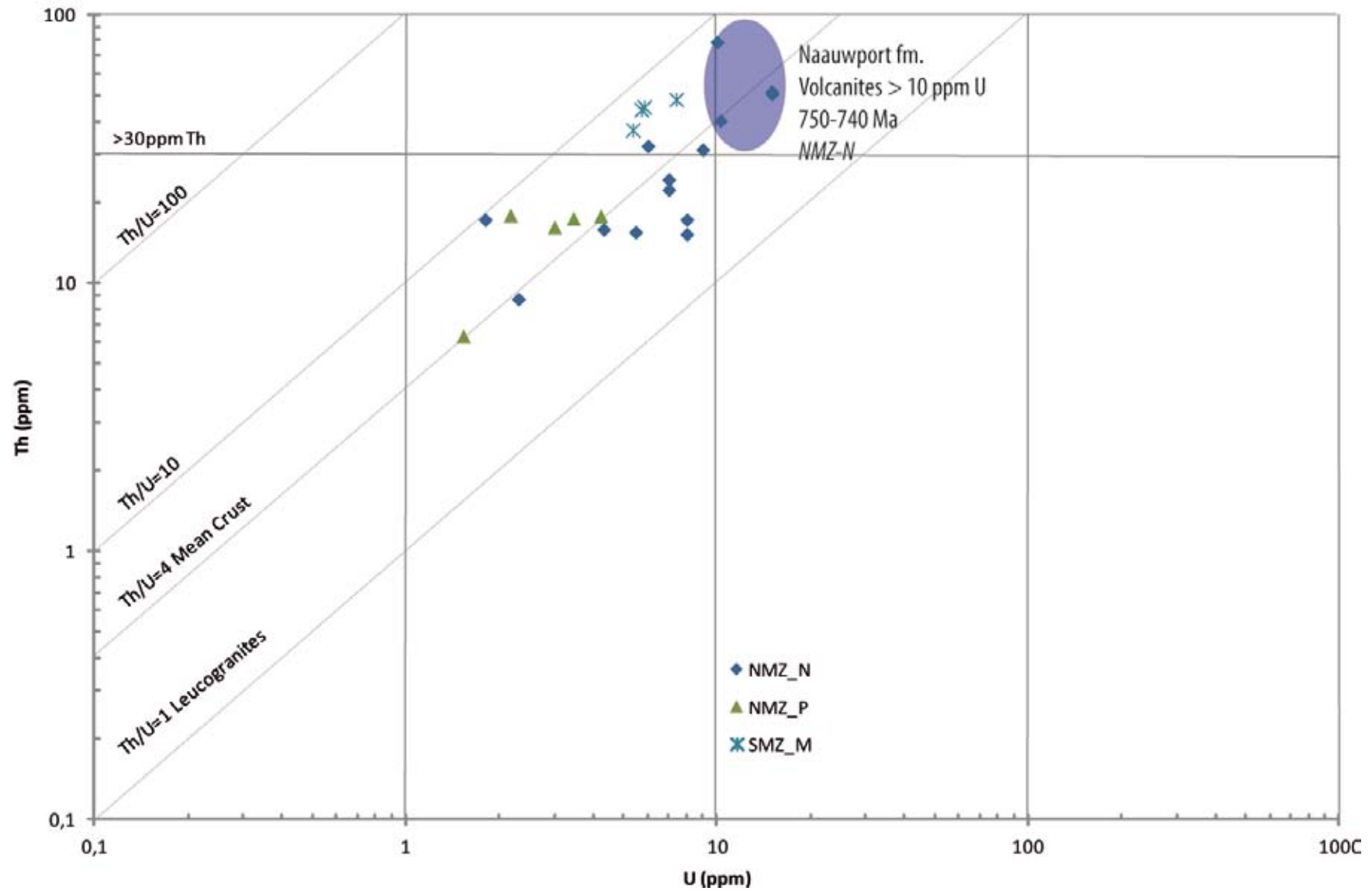


Figure VI.105 : Diagramme U-Th des roches volcaniques acides des marges des cratons du Congo (NMZ) et du Kalahari (SMZ) au Paléo- ; Mésopro- et Néoprotérozoïque.

U vs Th Diagram Plutonic Acid

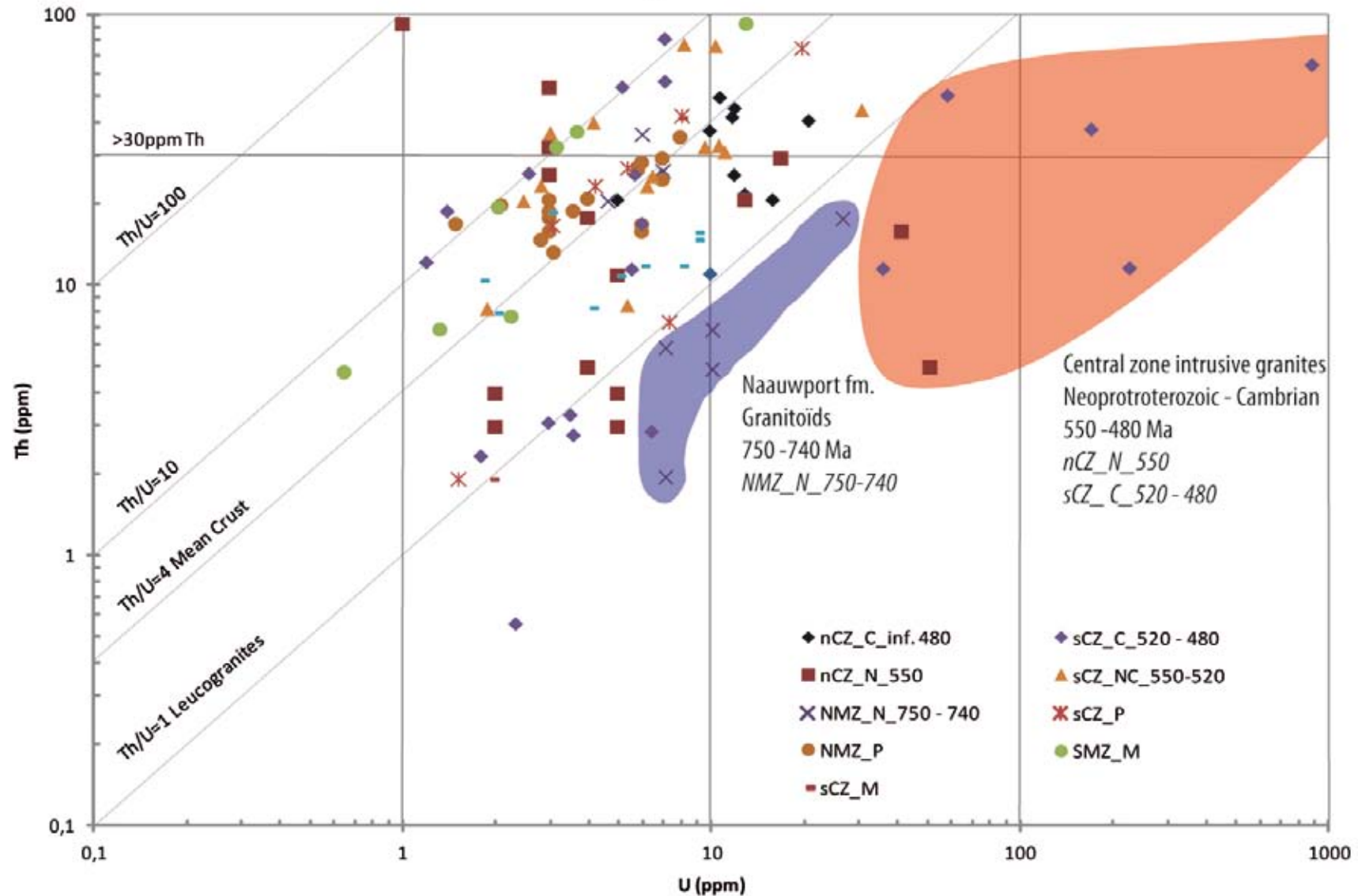


Figure VI.106 : Diagramme U-Th des roches plutoniques acides des domaines tectono-métamorphiques des marges de cratons et du centre du Damara en fonction de leur période géologique de mise en place au Paléo- ; Méso- ; Néoprotérozoïque et Cambrien.

INTERPRETATION DES FIGURES

La Figure VI.104 présente les rapports U-Th des métasédiments des marges des cratons du Kalahari (SMZ), du Congo (NMZ) et de la zone centrale. Tous les sédiments métamorphisés ont des concentrations en U et Th dont les rapports Th/U sont typiques de la croûte continentale moyenne (Rudnick, 1995; Taylor and McLennan, 1995; Wedepohl, 1995). Les métasédiments de la zone centrale ont pour la quasi-totalité des teneurs inférieures à 10 ppm. Les sédiments de cette zone sont soumis à un métamorphisme de Haute Température et Basse Pression ayant conduit à leur migmatisation et ils sont les protolithes migmatitiques des granites in-situ.

La Figure VI.105 présente les roches volcaniques acides des marges des cratons du Congo et du Kalahari durant les périodes du Protérozoïque. Ces roches ont des rapports Th/U voisins de 4, typiques de la croûte continentale et des teneurs en U inférieures à 10 ppm. Une formation qui retient l'attention avec des teneurs en U > 10 ppm est celle de Naauwport dans la région de Khorixhas. Ces formations représentent un volcanisme acide de rift continental daté à 746 ± 2 Ma (Hoffman et al., 1996). Les volcanites de cette formation corrélée à la formation du Nosib (Miller 2008b) auraient pu être des sources potentielles de préconcentration de l'U. Seulement, nos travaux ont montré que les granites minéralisés ont des âges modèles Nd indiquant une source paléoprotérozoïque plus ancienne que cette formation néoprotérozoïque. Les volcanites paléoprotérozoïques échantillonnées dans la région de Kamanjab (formation du Khoabendus) tout comme les volcanites mésoprotérozoïques de la Formation du Nückopf dans la région de Rehoboth seraient cependant peu propices en tant que sources de préconcentration de l'Uranium.

La Figure VI.106 représente le diagramme U-Th des roches plutoniques acides des différents domaines tectono-métamorphiques de toutes les époques du Protérozoïque jusqu'au Cambrien. Par rapport aux diagrammes précédents, une distinction y a été faite entre les différentes classes d'âges des granitoïdes néoprotérozoïques à cambriens en vue de distinguer les générations.

nCZ_C_inf. 480 représente les granites cambriens anorogéniques alcalins de la zone centrale nord, formant des complexes granitiques annulaires.

sCZ_C_520-480 représente les granites peralumineux cambriens tardi- à post-orogéniques.

nCZ_N_550 représente les granites syn-orogéniques de la zone centrale nord.

sCZ_N_550-520 représente les granites syn- à tardi orogéniques de la zone centrale avec notamment les granites de type Salem et les granites in-situ provenant de la migmatisation des sédiments.

NMZ_N_750-740 est une classe spéciale faite pour les granitoïdes de la formation de Naauwport.

NMZ_P ; sCZ_P ; sCZ-M et SMZ-M sont des notations classiques déjà présentées auparavant.

La majorité des granitoïdes du Paléo- et du Mésoprotérozoïque des marges de cratons (NMZ_P et SMZ-M) ne correspondent pas à des lithologies préconcentrées en U en raison ainsi que l'exprime leur rapport Th/U élevé entre 4 et 10, et leurs faibles teneurs en U (inférieures à 10 ppm). Les minéraux contenant l'uranium y sont probablement des phases accessoires telles que des monazites ou des allanites et ils ne contiennent pas de minéraux à uranium majoritaire (tels que les oxydes d'U).

Certains granitoïdes de la formation de Naauwport ont des rapports Th/U inférieurs à 1 mais ont des teneurs en U relativement faibles. Leur altération pourrait dans une certaine mesure contribuer à la mobilisation de l'uranium dans les séries métasédimentaires du Damara.

Les granitoïdes à la transition entre le Néoprotérozoïque et le Cambrien dans la zone centrale sud (sCZ_NC_ 550 – 520) sont pour en partie des granites in-situ issus de la fusion des métasédiments et des granites de type Salem. Ils ont des concentrations en Th plus élevées que U avec des rapports Th/U compris entre 4 et 10 pour la plupart. Ces rapports et ces teneurs rappellent ceux des métasédiments de la Zone centrale (Figure VI.104). La faible concentration initiale en U de ces métasédiments alliée à de faibles taux de fusion partielle seraient une cause probable de la faible minéralisation en U des leucosomes et granites in-situ.

Quelques uns des granites syn-orogéniques (ca. 550 Ma) dans la zone centrale nord ainsi que des granitoïdes tardi- à post-orogéniques dans la zone centrale sud (520 - 480 Ma) ont un rapport Th/U fortement inférieur à 1. Pour ce qui est de la zone centrale sud, ce sont des granites intrusifs dans les formations métasédimentaires

(l'échantillon à ca. 900 ppm est le granite minéralisé 9544-41A du dôme d'Ida de notre échantillonnage).

Les granites anorogéniques de la zone centrale Nord ont des rapports Th/U inférieurs à ceux des leucogranites, et bien qu'il y ait des concentrations en U parfois importantes, ils ne représentent pas d'intérêt métallogénique particulier.

BILAN

A la suite des observations précédentes, il est à priori difficile de corrélérer la minéralisation uranifère dans la zone centrale à une préconcentration dans une lithologie particulière au niveau des marges de cratons. Ainsi, on pourrait penser que les sédiments provenant de l'érosion des cratons ne sont pas (ou peu propices) des sources potentielles de l'uranium. Les travaux sur les sources des granites ont montré qu'ils proviendraient de socles pré-pan africain comme par exemple le complexe gneissique d'Abbabis. Etant donné que le complexe d'Abbabis devrait être un fragment du craton du Congo repris dans l'orogène du Damara, il pourrait avoir des caractéristiques lithologiques proches de la fenêtre tectonique de Kamanjab. Aussi, toutes les lithologies pré-Damara de la région de Kamanjab ont des concentrations en U faibles inférieures à 10 ppm et des rapports Th/U de la croûte continentale moyenne ($\text{Th/U} \approx 4$) voire plus élevés.

Les roches du complexe gneissique d'Abbabis avant d'être impliquées dans le métamorphisme pan-africain du Damara ne devait pas avoir de concentrations exceptionnelles en uranium (cf. teneurs des roches acides de Kamanjab). Cependant, un enfouissement conséquent de ce fragment de craton du Congo lors de la subduction du craton du Kalahari, jusqu'aux niveaux inférieures de la croûte aurait pu occasionner des taux de fusion partielle importants du fait des températures élevées (géotherme entre 600 et 800°C).

La combinaison des mécanismes nécessaires à la remobilisation de l'uranium dans le Damara serait l'accroissement du taux de fusion partielle des roches (dû à la remontée des géothermes crustaux) associée à une extraction/migration des liquides silicatés en dehors de leur protolithe migmatitique. Les formations métasédimentaires de la zone centrale se trouvent dans des niveaux crustaux peu profonds et sont par conséquent soumis à de faibles taux de fusion partielle. Le corollaire en est des leucosomes et granites in-situ non minéralisés.

III CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'évolution géodynamique de la marge du Kalahari dans les régions de Windhoek et de Rehoboth est documentée par une multitude de travaux de lithostratigraphie et de pétrologie des roches magmatiques (Clifford et al., 1962, 1969; Frets, 1969; Porada, 1974; Watters, 1976; Kasch, 1983b; Miller, 1983, 2008a, 2008b; Porada and Wittig, 1983; Kasch, 1983a; Breitskopf and Maiden, 1988; Hoffman et al., 1996; Becker et al., 2004, 2005; Gray et al., 2006, 2008). L'évolution tectonique Protérozoïque pré-Damara de la marge du Kalahari se déroule en contexte de marge continentale active avec subduction de croûte océanique et production de magmatisme calco-alcalin. L'empreinte du métamorphisme pré-Damara se surimpose aux métamorphismes antérieurs et efface les événements géologiques antérieurs au moins partiellement.

L'évolution géodynamique de la marge du craton du Congo, notamment la fenêtre tectonique de Kamanjab est peu documentée. Les différentes formations de ce secteur sont datées du Paléoprotérozoïque entre 2000 et 1830 Ma. Les roches plutoniques de la zone de Kamanjab ont des compositions calco-alcalines qui pourraient faire penser à une évolution assez similaire à la marge du Kalahari dans un contexte de marge continentale active. Aussi, les travaux dans la région de Khorixas révèlent des formations volcaniques (formation de Naauwport) typiques de rifts continentaux à ca. 750 Ma. Ces âges sont quasi similaires à ceux des amphibolites de la ceinture de la Matchless dans la marge du Kalahari par la méthode Rb/Sr sur roche totale qui ont donné des âges minimum de 763 ± 37 Ma (Hawkesworth et al., 1981).

La base de données réalisée pour le travail de comparaison des roches à l'échelle du Damara impliquent que les roches des marges de cratons ne représentent pas des zones préférentielles de préconcentration en uranium. Les sédiments issus de l'érosion des cratons sont de même peu concentrés en uranium. Les sources possibles des granites minéralisés en uranium seraient les roches du Complexe Gneissique d'Ababis dans la zone centrale qui sont soumis à de forts taux de fusion partielle du fait de l'enfouissement crustal qu'ils subissent ainsi qu'à l'élévation de

température liée aux modifications des géothermes crustaux. Cependant il n'a pas été possible de corréler l'hypothétique pré-enrichissement en uranium des complexes gneissiques d'Abbabis avec les roches magmatiques acides ou les métasédiments des marges de cratons du Congo et du Kalahari. La question demeure ainsi posée sur la signification du complexe gneissique d'Abbabis dans l'orogène du Damara.

Cette base de données représente une compilation des informations disponibles dans la littérature. Elle peut être complétée avec de nouvelles données à l'avenir. Cependant, il est à noter qu'une partie significative des informations sur les concentrations en uranium des granites minéralisés n'est pas disponible du fait de leur confidentialité.

A partir des faibles concentrations des roches pré-pan-africaine présentées plus haut il pourra être intéressant d'effectuer des calculs de facteurs de concentrations possibles associés à la fusion partielle d'un volume de roche donné qui permettraient d'avoir des granites minéralisés à 250 – 300 ppm d'uranium en moyenne. L'idéal aurait cependant été que les concentrations en uranium de ces roches aient été d'au moins 15 à 30 ppm d'uranium.

De plus, cette base de données pourra servir à d'autres requêtes géochimiques pour par exemple la pétrologie comparée des granitoïdes des marges de cratons.

Bibliographie

- Becker, T., Diedrichs, B., Hansen, B.T., Weber, K., 2000. Weener Igneous Complex: geochemistry and implications for the evolution of the Palaeoproterozoic Rehoboth basement inlier; Namibia. *Communs Geological Survey of Namibia*, v. 12 p. 41–52.
- Becker, T., Garoeb, H., Ledru, P., Milesi, J.P., 2005. The Mesoproterozoic event within the Rehoboth Basement Inlier of Namibia: review and new aspects of stratigraphy, geochemistry, structure and plate tectonic setting. *S. Afr. J. Geol.* 108, 465–492.
- Becker, T., Hansen, B.T., Weber, K., Wiegand, B., 1996. U-Pb and Rb-Sr isotopic data of the Moirivier Complex, the Weener Igneous Suite, and the Gaub Valley Formation (Rehoboth Sequence), Nauchas area, and their significance for the Paleoproterozoic evolution of Namibia. *Commun Geological Survey of Namibia*, 11 31–46.
- Becker, T., Wiegand, B., Hansen, B.T., Webber, K., 2004. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb data from the Rehoboth Basement Inlier, Namibia: evidence of a Palaeoproterozoic magmatic arc. *Communs Geol. Surv. Namibia*, 13 75–84.
- Breitkopf, J.H., Maiden, K.J., 1988. Tectonic setting of the Matchless Belt pyritic copper deposits, Namibia. *Economic Geology* 83, 710–723.
- Burger, A.J., Coertze, F.J., 1978. Summary of age determinations carried out during the period April 1974 to March 1975. *Ann. geol. Surv. S. Afr.*, 11 323–329.
- Burger, A.J., Walvaren, F., 1978. Summary of age determinations carried out during the period April 1975 to March 1976. *Ann. geol. Surv. S. Afr.*, 11.
- Burger, A.J., Walvaren, F., 1979. Summary of age determinations carried out during the period April 1977 to March 1978. *Ann. geol. Surv. S. Afr.*, 12.
- Clifford, T., Rooke, J., Allsopp, H., 1969. Petrochemistry and age of the Franzfontein granitic rocks of northern South-West Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 33, 973–986.
- Clifford, T.N., Nicolaysen, L.O., Burger, A.J., 1962. Petrology and Age of the Pre-Otavi Basement Granite at Franzfontein, Northern South-West Africa. *J. Petrology* 3, 244–279.
- Frets, D.C., 1969. Geology and structure of the Huab-Welwitschia area South West Africa. *Bull. Precambr. Res. Unit, Univ. Cape Town*, 5 235 pp.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Goscombe, B., Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2006. Ar⁴⁰/Ar³⁹ thermochronology of the Pan-African Damara Orogen, Namibia, with implications for tectonothermal and geodynamic evolution RID F-1727-2010. *Precambrian Res.* 150, 49–72.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R. a. J., Passchier, C.W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 257–278.
- Hawkesworth, C.J., Kramers, J.D., Miller, R.M., 1981. Old model Nd ages in Namibian Pan-African rocks. *Nature* 289, 278–282.
- Hoal, B.G., 1990. The geology and geochemistry of the Proterozoic Awasib Mountain Terrain, southern Namibia. *Mem. geol. Surv. Namibia*, 11 163 pp.
- Hoffman, P.F., Hawkins, D.P., Isachsen, C.E., Bowring, S.A., 1996. Precise U-Pb zircon ages for early Damaran magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia. *Communs geol. Surv. S. W. Afr./Namibia*, 11 47 – 52.

- Jacob, R.E., Kröner, A., 1977. The stratigraphic position of supposed pre-Damara rocks in the Damara Belt south of the Brandberg, South West Africa. *Trans. geol. Soc. S. Afr.*, 80 97–99.
- Kasch, K.W., 1983a. Regional P-T variations in the damara orogen with particular reference to early high pressure metamorphism along the Southern Margin,. In: Miller, R.McG. (Ed.) *Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia*. Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr., 11 243–253.
- Kasch, K.W., 1983b. Continental collision, suture progradation and thermal relaxation: A plate tectonic model for the Damara orogen in central Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.* p. 423–429.
- Kleinhanns, I.C., Wilsky, F., Nolte, N., Becker, T., Hansen, B.T., Klemm, R., Fliegel, D., 2011. Geodynamic implications of new U-Pb zircon ages for the Kamanjab Inlier (NW-Namibia), in: *Goldschmidt Conference Abstracts*. Presented at the Goldschmidt Conference, p. pp. 1200.
- Konopasek, J., Kroner, S., Kitt, S., Passchier, C., Kroner, A., 2005. Oblique collision and evolution of large-scale transcurrent shear zones in the Kaoko belt, NW Namibia. *Precambrian Res.* 136, 139–157.
- Kröner, A., RETIEF, E.A., COMPSTON, W., JACOB, R.E., BURGER, A.J., 1991. Single-grain and conventional zircon dating of remobilized basement gneisses in the central Damara belt in Namibia. *South African journal of geology* 94, 379–387.
- Miller, R.M., 1983. The Pan-African Damara orogen of South West Africa/Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.* p. 431–515.
- Miller, R.M., 2008a. The geology of Namibia. Volume 1 Archaean to Mesoproterozoic. *Geol. Surv. Namibia*.
- Miller, R.M., 2008b. The geology of Namibia. Volume 2 Neoproterozoic to Lower Palaeozoic. *Geol. Surv. Namibia*.
- Nagel, R., 2000. Eine Milliarde Jahre geologischer Entwicklung am NW-Rand des Kalahari Kratons (Dr. rer. nat. thesis).
- Nagel, R., Warkus, F., Becker, T., Hansen, B.T., 1996. U/Pb-Zirkondatierungen der Gaub Valley Formation am Südrand des Damara Orogens/Namibia und ihre Bedeutung für die Entwicklung des Rehoboth Basement Inlier. *Zt. Geol. Wiss.*, 24 611 – 618.
- Porada, H., 1974. The Koabendus Formation in the area northwest of Kamanjab and in the southeastern Kaokoland, South West Africa. *Mem. geol. Surv. S. Afr.*, S. W. Afr. Ser., 4 23 pp.
- Rudnick, R., 1995. Making Continental-Crust. *Nature* 378, 571–578.
- SACS, S.A.C. for S., 1980. Stratigraphy of South Africa. Kent, L.E. (Comp); Part 1. Lithostratigraphy of the Republic of South Africa, South West Africa/Namibia, and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda. *Handb. geol. Surv. S. Afr.*, 8.
- Sanz, A.L.-G., 2005. Pre- and Post-Katangan granitoids of the Greater Lufilian Arc - Geology, Geochemistry, Geochronology and Metallogenic Significance. (Ph. D. Thesis).
- Schneider, T., Becker, T., Borg, G., Hilken, U., Weber K., 2004. New U-Pb zircon ages of the Nückopf Formation and their significance for the Mesoproterozoic event in Namibia. *Commun Geological Survey of Namibia*, 13 63–74.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The Geochemical Evolution of the Continental-Crust. *Rev. Geophys.* 33, 241–265.

- Watters, B.R., 1976. Possible late Precambrian subduction zone in South West Africa. , Published online: 12 February 1976; | doi:10.1038/259471a0 259, 471–473.
- Wedepohl, K., 1995. The Composition of the Continental-Crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1217–1232.
- Ziegler, U.R.F., Stoessel, G.F.U., 1993. Age determinations in the Rehoboth Basement Inlier, Namibia. *Mem. geol. Surv. Namibia*, 14 106 pp.

DISCUSSION - CONCLUSION GENERALE

DISCUSSION - CONCLUSION GENERALE

I LA ZONE CENTRALE DU DAMARA

I. 1 METAMORPHISME ET DISTRIBUTION STRUCTURALE DES MIGMATITES ET GRANITES

La zone centrale métamorphique de la ceinture orogénique Pan-Africaine du Damara, en particulier le zone centrale sud, présente à l’affleurement des roches métasédimentaires silico-clastiques à carbonatées et des granitoïdes divers. La déformation et le métamorphisme régional des roches de cette zone sont liés à la convergence et à la collision des cratons du Congo et du Kalahari entre ca. 550 et ca. 500 Ma. Le métamorphisme dominant est du faciès amphibolite avec une température de $675 \pm 25^{\circ}\text{C}$ et une pression de 4.5 ± 0.5 Kbars (Hoffmann, 1976; Blaine, 1977; Sawyer, 1981). Localement, ces roches métamorphiques contiennent des reliques de faciès granulite inférieur avec une température et une pression respectivement à $725 \pm 25^{\circ}\text{C}$ et 5.5 ± 0.5 Kbars (Masberg *et al.*, 1992; Masberg, 2000; Ward *et al.*, 2008). Ce métamorphisme est associé à la fusion partielle des métasédiments de la zone centrale.

Nos observations et interprétations le long de la rivière Swakop dans la zone centrale nous ont permis de distinguer trois unités structurales représentant une coupe au travers de la ceinture orogénique du Damara. Ces trois unités sont distinguées sur des critères structuraux de terrain, nommément (i) la proportion de la fraction granitique (roche dominée par la fraction gneissique contenant des leucosomes isolés ou formant un réseau interconnecté, roche dominée par la fraction granitique contenant des enclaves) et (ii) la nature des contacts entre la fraction granitique et les métasédiments encaissants (contact diffus ou franc).

L’unité inférieure est caractérisée par des diatexites et des plutons et diapirs granitiques. Elle est assimilée à la zone magmatique et correspond au niveau crustal inférieur de la croûte continentale. Elle correspond de plus aux roches du complexe métamorphique. L’unité intermédiaire est composée essentiellement par des métatexites avec des protolithes à dominante métasédimentaires et des leucosomes

isolés ou connectés en réseau ainsi que des granites in-situ. Cette unité correspond à une zone de fusion partielle des roches à des degrés moindres que ceux du niveau inférieur. L'unité supérieure est dominée par des séries métasédimentaires métamorphisée dans le faciès des amphibolites et recoupée par des granites aux contacts francs formant des dykes, sills et des laccolithes. Une partie de ces dykes sont partiellement à totalement transposés dans la structure de la roche encaissante. Cette unité correspond à une zone d'intrusion granitique.

I. 2 GRANITES IN SITU ET GRANITES INTRUSIFS

A l'affleurement les leucosomes et granites in-situ de l'unité intermédiaire ont des contacts diffus avec les roches encaissantes alors que les granites intrusifs de l'unité supérieure ont des contacts francs avec les roches encaissantes. Granites in situ et granites intrusifs se distinguent également pétrographiquement et géochimiquement. Pétrographiquement, les leucosomes et granites in-situ diffèrent des granites intrusifs par la présence de grenats métamorphiques et des cristaux de quartz et feldspaths à l'hypersolvus. La présence de minéraux tels que la magnétite, l'ilménite, la myrmékite et de biotite dans certains d'entre eux suggère une ségrégation et une migration confinée dans leur protolithe. En ce qui concerne la géochimie de ces leucosomes et granites in-situ, ils sont peralumineux et les allures de leurs spectres des éléments des terres rares (ETR) sont semblables à leur protolithe métatexitique métasédimentaire. Dans une normalisation par rapport aux chondrites (McDonough and Sun, 1995), ils présentent un enrichissement relatif en ETR légères par rapport aux ETR lourdes ($\sum \text{ETR légères}_N / \sum \text{ETR lourdes}_N$ médian = 12,20). Il en est de même pour leurs métasédiments métatexitiques dans lesquels on les retrouve ($\sum \text{ETR légères}_N / \sum \text{ETR lourdes}_N$ médian = 8,43). De plus, ces leucosomes et granites présentent des anomalies négatives (avec $\text{Eu}^* < 0,95$) suggérant une origine par fusion partielle de sources déjà différenciée, en l'occurrence les métasédiments. Ces caractéristiques chimiques sont en accord avec les observations pétrographiques de minéraux tels que les monazites dans ces granites qui sont des minéraux qui incorporent préférentiellement les ETR légères.

Pétrographiquement, les granites intrusifs sont pour la plupart des leucogranites c'est-à-dire avec une majorité de minéraux clairs (quartz et feldspaths

pouvant aller jusqu'à 90% de la roche) au détriment d'une minorité de minéraux sombres (biotites). A la différence des granites in-situ, certains granites intrusifs contiennent des oxydes d'uranium non recensés dans les métatexites, ce qui a pour corollaire, une radioactivité plus forte. D'un point de vue géochimique, les granites intrusifs sont moins concentrés en ETR que les granites in-situ et les métasédiments ($\Sigma\text{ETR médian} \approx 50$ ppm au lieu de 130 à 150 ppm pour les métatexites métasédimentaires et les granites in-situ). Un fractionnement des ETR lors de cristallisation fractionnée des granites intrusifs ainsi que la présence de minéraux capables de concentrer les ETR dans leurs réseaux (monazite, allanite, zircon) dans les premières phases cristallisées pourraient expliquer cet état des faits. Les spectres d'ETR des granites intrusifs ont des pentes négatives moins marquées que celles des granites in-situ ($\Sigma\text{ETR légères}_N / \Sigma\text{ETR lourdes}_N$ médian = 1,95) ce qui traduit la présence de minéraux pouvant intégrer des terres rares lourdes dans leur réseau cristallin (cas de l'uraninite lors de la cristallisation de fractions silicatées ultimes).

Les transferts d'éléments chimiques entre les fractions granitiques et leur protolithes métatexitiques ont été modélisés par la technique des isocônes. La comparaison entre leucomes et mésosome d'une métatexite métasédimentaire grauwackeuse indique un fractionnement des éléments lithophiles dans le leucosome et des éléments sidérophiles dans le mésosome. Le Zr et le Th sont plus concentrés dans le mésosome que dans les leucosomes. La grande partie des terres rares se comporte de la même manière que SiO_2 , ce qui suggère qu'elles sont incorporées dans le réseau des divers silicates qui constituent les granites et exclut un fractionnement important dans des phases accessoires.

En contraste, l'Uranium est plus concentré dans les leucosomes discordants que dans les leucosomes concordants. Il apparaît que l'U a un comportement spécifique par rapport aux terres rares ce qui pourrait se refléter par la cristallisation d'oxydes d'uranium dans ces leucomes bien que cela requiert des teneurs en U plus importante que celles des leucosomes et granites in-situ seulement de l'ordre de 6 ppm.

I. 3 SOURCES DES FRACTIONS GRANITIKES ISSUES DE LA FUSION PARTIELLE

Les caractéristiques morphologiques des zircons des roches des différentes unités de la rivière Swakop révèlent qu'ils sont pour la plupart sub-euhédraux, avec des surcroissances magmatiques. Certains de ces zircons présentent cependant des structures internes très complexes, témoignent d'une évolution post-cristallisation magmatique perturbée par de la recristallisation et des surcroissances marquées par l'enregistrement de plusieurs âges géochronologiques sur un même cristal.

Trois classes d'âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ont été obtenues sur les échantillons :

- Des âges paléoprotérozoïques à ca. 2000 Ma, (voire 2500 Ma) mesurés sur des cœurs de zircon caractérisés par des zonations magmatiques présents soit sous forme de xénocristaux hérités au sein d'un orthogneiss ainsi que dans des granites intrusifs ou sous la forme de grains détritiques dans les paragneiss et métasédiments. Ces zircons reflètent les différentes étapes du remaniement de la croûte paléoprotérozoïque par érosion puis par sédimentation dans des séries sédimentaires plus jeunes. Ces séries sédimentaires constituent le protolithe des migmatites et des granites dans lesquels les cœurs de zircons détritiques sont préservés sous forme de xénocristaux.
- Des âges mésoprotérozoïques (ca. 1200 Ma et 1000 Ma) obtenus sur les zircons du diapir granitique et de l'amphibolite de l'unité inférieure ainsi que sur des zircons hérités dans des métasédiments. Dans le cas du diapir granitique, l'interprétation de cet âge mésoprotérozoïque à ca. 1200 Ma est assez délicate, car ces diapirs recoupent la foliation synmigmatitique des paragneiss diatexitiques dont le développement est contemporain du métamorphisme pan-africain d'après les âges obtenus sur monazite et uraninite. Ces âges ont été obtenus sur une petite population de zircons (n=3) ce qui n'est peut-être pas représentatif de l'ensemble des zircons contenus dans ce faciès. Nous pensons donc que ces diapirs sont à ranger dans le groupe des granites intrusifs syn-à post orogéniques du Damara. L'âge à ca. 1000 Ma des zircons des métasédiments traduit l'héritage de sources à la transition entre le Mésoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque. L'ensemble de

ces âges mésoprotérozoïques pourrait être rattaché au magmatisme accompagnant l'orogénèse Kibarienne (dans le sens large) de ca. 1400 Ma à 1000 Ma (Kokonyangi et al., 2006; Tack et al., 2010).

- Des âges néoprotérozoïques s'étalant entre 550 et 450 Ma obtenus sur les bordures de zircons hérités et sur des monazites. Ces âges marqueraient l'impact du métamorphisme panafricain du Damara accompagné de la fusion partielle de roches de divers niveaux structuraux. La majeure partie des enregistrements de ces âges s'est faite sur les bordures de zircons et les analyses ont montré une forte concentration en U pouvant aller jusqu'à plusieurs milliers de ppm et des rapports Th/U de l'ordre de 0,2 typiques d'un enrichissement en uranium dû à la circulation de fluides métamorphiques liés à la migration des liquides silicatés (Rubatto, 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003; Martin et al., 2008). Il est à noter que tous les zircons des roches de la zone centrale comprennent une fine surcroissance très luminescente qui n'ont pas pu être analysées du fait de leur faible épaisseur.

Nous avons de plus montré qu'il pourrait y avoir un lien entre les teneurs en zirconium des protolithes de fusion partielle et la minéralisation uranifère des granites. En effet, les travaux expérimentaux de Watson and Harrison, 1983 sur la solubilité des zircons dans les liquides d'anatexie indiquent qu'avec une concentration initiale du protolithe en Zirconium supérieure à 100 ppm, la fusion partielle ne permet pas la dissolution complète des zircons. Ainsi, ces zircons peuvent être entraînés dans les magmas issus de la fusion partielle de ces roches et former des xénocristaux.

Au cours de la fusion partielle des roches, le zircon de formule $\text{Zr}^{4+}\text{Si}^{4+}(\text{O}^{2-})_4$ est un piège à ion U^{4+} , qui est facilement incorporé dans son réseau cristallin en remplacement de Zr^{4+} . Il est de ce fait un minéral présentant un fort pouvoir d'incorporation d'U au détriment des liquides silicatés hypersiliceux (coefficient de partage, $D_{\text{zircon/liq.}}^{\text{U}} = 340, 50$; Mahood and Hildreth, 1983). Cependant le fait que les liquides silicatés soient déjà saturés en Zr sous forme de zircons hérités, U^{4+} circule sous forme dissoute dans les liquides silicatés et s'associe à l'Oxygène pour cristalliser sous forme d'oxydes d'uranium. La migration des éléments incompatibles tels que les ETR lourdes et Y et dans une moindre mesure le Th ont des comportements similaires à l'uranium et pourront co-cristalliser dans les mêmes phases minérales, en l'occurrence l'uraninite dans le cas présent.

L'origine profonde des granites intrusifs (cette étude, Jung et al., 2003) pourrait être associée à une migration des liquides silicatés au travers des niveaux crustaux favorisant la cristallisation fractionnée, l'assimilation ou la contamination magmatique. Les granites intrusifs proviennent de niveaux crustaux profonds (croûte inférieure) et anciens représentés par les complexes gneissiques constitués de variétés de roches archéennes à protérozoïques (Jung et al., 2003).

Les ϵ_{Nd} fortement négatifs des roches de la rivière Swakop renseignent sur le fait qu'il n'y a pas d'apport juvénile de liquides silicatés provenant de la fusion partielle d'un matériel mantellique dans la composition des granites de la zone centrale. Ceci est cohérent avec la signature peralumineuse des granites de la région de la zone centrale.

Les ϵ_{Nd} fortement négatifs des roches de la rivière Swakop ainsi que le découplage entre âge modèles () et âges absolus U-Pb sur zircons plaident en faveur de fusion partielle de matériels crustaux hétérogènes et en ce sens les complexes gneissiques présentent des caractéristiques adéquates, étant donné qu'ils renferment une diversité de roches plutoniques à métamorphiques issues du remaniement de roches anciennes.

I. 4 MODELE METALLOGENIQUE DE L'URANIUM DANS LA ZONE CENTRALE DU DAMARA

SOURCES DES GRANITES

Le mode de minéralisation uranifère dans la zone centrale est aujourd'hui unanimement reconnue comme étant liée aux granites issus de la fusion partielle de roches crustales (Cuney, 1981; Berning, 1986; Oliver and Kinnaird, 1996; Nex et al., 2001).

Les signatures isotopiques des sédiments et des granites de la Zone Centrale suggèrent que les granites intrusifs sont issus de la fusion partielle de roches plus anciennes que les métasédiments du groupe de Swakop car ceux-ci ont des âges modèles Nd plus jeunes que les granites intrusifs (McDermott et al., 1996). Par contre, les sédiments du groupe de Nosib (Etusis et Khan) présentent des caractéristiques isotopiques similaires à celles des granites intrusifs et du socle, notamment des âges modèles Nd proches les uns des autres à ca. 2, 4 Ga. Les sédiments du groupe de Nosib ainsi que le socle Pré-Pan-Africain sont des sources potentielles de certains granites et leucogranites intrusifs (Hawkesworth et al., 1981; McDermott and Hawkesworth, 1990; McDermott et al., 1996). Ces interprétations sont confirmées par Jung et al. (2003) qui, dans la région du Complexe Gneissique d'Abbabis le long de la rivière Khan, ont proposé que la plupart des granites proviennent de la fusion partielle de ce socle Pré-Pan-Africain. Leurs assertions se basent sur les âges modèles Nd () anciens Paléoprotérozoïques entre 2,5 et 2,0 Ga ainsi que d'autres critères géochimiques et isotopiques qu'ils corrélient à ceux du socle. (Voir discussion section isotopie Sm/Nd de cette thèse).

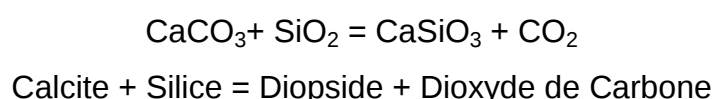
Par ailleurs, ces sédiments métatextitiques représentés à l'affleurement le long de la rivière Swakop par le groupe de Swakop, contiennent essentiellement des leucosomes et granites in-situ qui ne sont pas minéralisés et dont la composition en éléments majeurs et traces, caractérisée en particulier par une faible teneur en uranium, reflète la composition des roches encaissantes interprétées comme le protolithe de la fusion partielle.

Les échantillons minéralisés de leucogranite à quartz fumé (9544-41A) et du leucogranite intrusif (9544-39A) respectivement au SE et au NW du dôme d'Ida ont

des âges modèles à ca. 2,4 Ga et des ϵ_{Nd}^0 très négatifs à -22. Le granite à quartz fumé du SE du dôme d'Ida (9544-41A) contient des zircons hérités d'âges méso à paléoprotérozoïques. Ces arguments sont en faveur d'une origine de l'uranium par mobilisation lors de la fusion partielle d'un protolithe métasédimentaire alimenté par diverses sources protérozoïques. La minéralisation uranifère est datée à 520 ± 17 Ma.

MISE EN PLACE DES GRANITES ET CONDITIONS DE DEPOTS DES MINERALISATIONS

La plupart des granites intrusifs dans les métasédiments et socle Pré-Pan Africain ne sont pas minéralisés en U. En revanche, la plupart des granites minéralisés sont des leucogranites post-tectoniques (< 520 Ma) et mis en place durant la phase de relaxation thermique de l'orogène accompagnée par l'exhumation de niveaux crustaux inférieurs (Longridge et al., 2011). Les concentrations minérales d'intérêt économique comme les gisements de Rössing ou le skarn du prospect d'Inca sont à majorité dues au métamorphisme de contact entre les granites intrusifs et les séries carbonatées des formations de Khan et/ou de Rössing (Cuney, 1981; Berning, 1986; Basson and Greenway, 2004; Nex and Kinnaird, 2007; Cuney and Kyser, 2009). Les séries carbonatées suivant une réaction de décarbonatation de type :



La libération de CO_2 rend les fluides métasomatiques plus réducteurs, ce qui favorise la complexation et le dépôt de l'uranium dissous dans les liquides silicatés d'anatexie. Jacob (1974) avait proposé un rôle de barrière physique pour la minéralisation uranifère, cela pourrait être applicable pour le skarn du prospect d'Inca (Figure V.84). Cependant des travaux récents de prospection dans le district de la mine de Rössing (Basson et al., 2004) ainsi que certaines observations de terrain à l'Est du dôme d'Ida montrent que des granites intrusifs sont minéralisés de part et d'autre des barrières de formations carbonatées qu'ils recoupent.

Nex et al. (2001) ont aussi mis un bémol au rôle prépondérant de la décarbonatation des formations carbonatées dans la minéralisation uranifère puisqu'ils observent des granites minéralisés (type E) dans toutes les formations métasédimentaires à l'exception de la formation du Kuiseb dans la région de Goanikontès.

Il reste néanmoins évident que les formations carbonatées jouent un rôle chimique prépondérant dans le piégeage de l'uranium magmatique. Bien que les travaux de modélisation du gisement d'Inca ajoutent le rôle de barrière physique en adossant les granites minéralisés à la formation à marbre de Rössing.

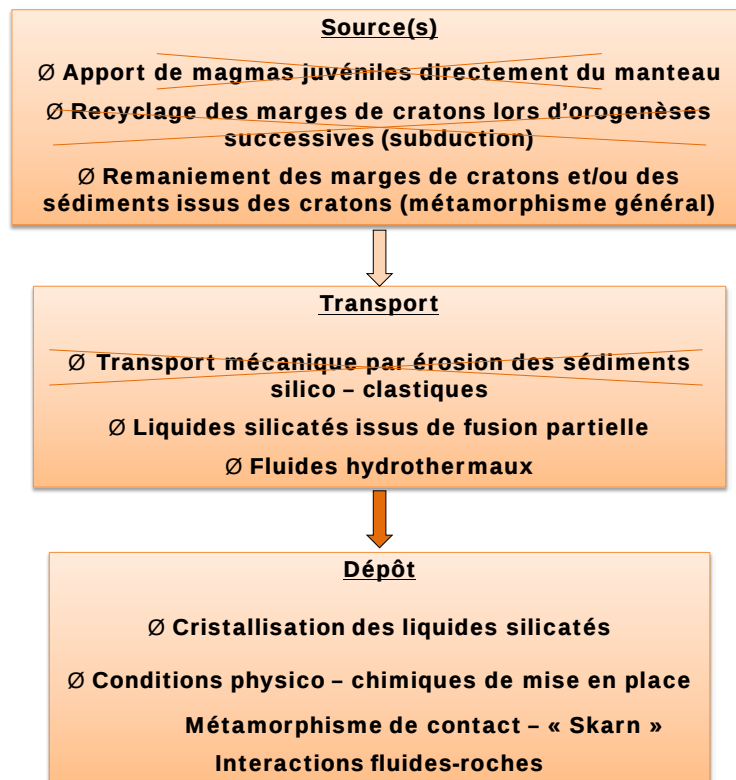


Figure VII.107 : Modèle métallogénique de l'uranium primaire dans la zone centrale de l'orogène du Damara, Namibie.

II IMPLICATIONS DES RESULTATS PRESENTES DANS CE MEMOIRE POUR LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA

II. 1 SIGNIFICATION DU COMPLEXE GNEISSIQUE D'ABBABIS

Les granites intrusifs sont générés par la fusion partielle de roches dont la signature indique un remaniement d'un socle paléoprotérozoïque. Ces roches pourraient correspondre soit directement à la marge d'un des cratons impliqués dans la zone de collision, soit à des sédiments issus de l'érosion des marges des cratons. Dans le cas où c'est directement l'une des marges continentale qui est impliquée, celle-ci pourrait être soit la marge du craton du Congo (plaque chevauchante) soit la marge du craton du Kalahari (plaque subductante).

Les complexes pré-pan-africain des marges des cratons du Congo et du Kalahari ont des lithologies datées du Paléoprotérozoïque au Mésoprotérozoïque (Miller, 1983, 2008a; Becker et al., 1996, 2005; Nagel et al., 1996; Nagel, 2000; Kleinhanns et al., 2011). Selon le modèle géodynamique proposé par (Miller, 2008), le complexe métamorphique d'Abbabis serait l'équivalent de la marge du craton du Congo, qui aurait été isolée lors des phases de rifting avant l'amorce de la convergence des plaques du Congo et du Kalahari.

II. 2 ZONE DE PRECONCENTRATION DANS LES MARGES DE CRATONS ?

PRECONCENTRATION PALEOGEOGRAPHIQUE ?

A partir des comparaisons des teneurs en U-Th des roches magmatiques acides et des métasédiments des différents domaines tectono-métamorphiques de la ceinture orogénique du Damara en fonction des périodes géologiques de mise en place, il n'est pas possible d'affirmer que les roches paléo- et mésoprotérozoïques des marges de cratons ont des préconcentrations exceptionnelles favorables à l'uranium. Les sédiments de la zone centrale issus de l'érosion des cratons et qui ont été par la suite métamorphisés dans l'orogène du Damara sont eux aussi peu concentrés en uranium.

Il faudrait donc des facteurs de concentrations importants pour, à partir de matériels crustaux faiblement concentrés en uranium (ca. 10 ppm), obtenir des granites d'anatexie avec des concentrations en uranium de l'ordre de 200 à 300 ppm. Nous proposons que cette concentration soit tout d'abord liée à la fusion partielle des roches lors de la relaxation thermique de la ceinture orogénique du Damara associée à une ségrégation puis migration des liquides silicatés en dehors de leur protolithe migmatitique pour former des leucogranites intrusifs. Cette fusion partielle a potentiellement eu lieu au niveau de l'unité inférieure qui correspondait à la zone magmatique de la racine de la ceinture orogénique. En effet, les signatures isotopiques des leucosomes et des métasédiments encaissants de l'unité intermédiaire sont distincts de celles des granites intrusifs ce qui suggère que les roches de l'unité intermédiaire sont peu ou pas impliquées dans la genèse des granites intrusifs. Après migration, la cristallisation fractionnée de ces magmas leucogranitiques sur leur site de mise en place est marquée par la constitution de poches de liquides silicatés résiduels dans lesquels l'uraninite cristallise.

PRECONCENTRATION TEMPORELLE ?

Une autre manière d'aborder la question de la préconcentration d'uranium dans les roches pré-pan-africaine est présentée dans la Figure VII.108. Tous les types de roches pré-pan-africaines, en incluant les métasédiments néoprotérozoïques de la zone centrale ($t > 600$ Ma) ont des concentrations médianes en U faibles inférieures à 10 ppm. Les concentrations maximales pour ces roches sont de l'ordre de 15 à 20 ppm d'U. Le constat est légèrement différent pour les roches plutoniques acides (granitoïdes) du Néoprotérozoïque jusqu'au Cambrien ($480 \leq t \leq 550$ Ma). Les concentrations médianes en uranium sont aussi inférieures à 10 ppm mais quelques faciès ont des teneurs maximales exceptionnellement élevées. Les granites syn-orogéniques (PA NeoP. 550 Ma) ont des teneurs maximum de 340 ppm et les granites tardi à post orogéniques à la transition Néoprotérozoïque – Cambrien (PA NeoP – Camb.) ont des teneurs maximum de 909 ppm. Ces deux groupes de granites sont liés à la fusion partielle des roches formant la racine orogénique de la ceinture du Damara.

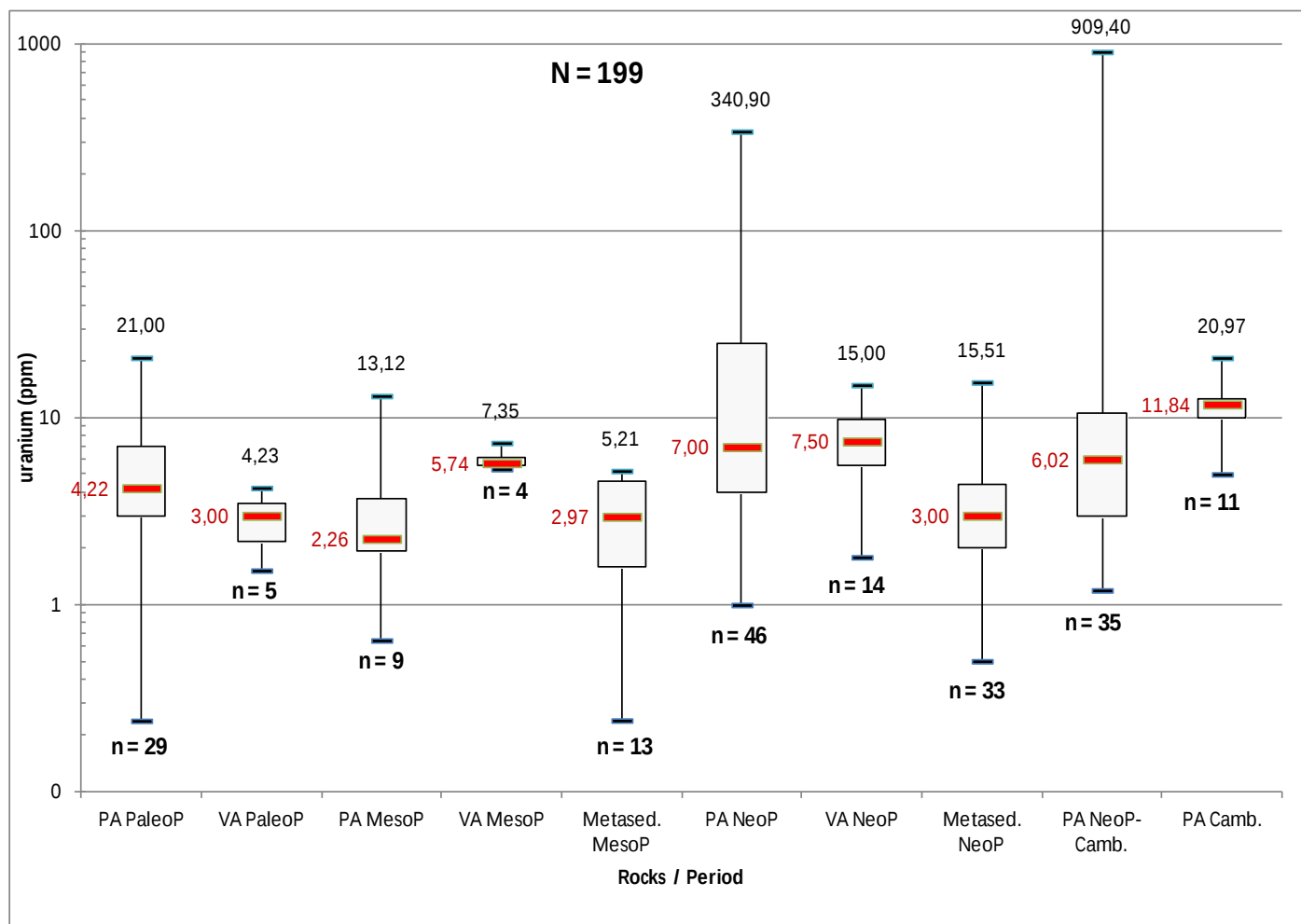


Figure VII.108 : Variations des concentrations en uranium des roches selon leur type (PA = Plutonic Acid ; VA = Volcanic Acid ; Metased = Metasediments) en fonction des périodes géologiques du Paléo- ; Més- ; Néoprotérozoïque et du Cambrien.

II. 3 IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

L'évolution de la ceinture orogénique du Damara au Néoprotérozoïque se présente comme suit :

DISTENSION CONTINENTALE ET REMPLISSAGE DE BASSINS SEDIMENTAIRES.

La distension entre les cratons du Congo et du Kalahari préalablement soudés s'accompagne de la sédimentation de roches du Supergroupe du Damara. Le dépôt des roches sédimentaires de la formation d'Etusis jusqu'à celle du Kuiseb se serait déroulé entre ca. 840 Ma (Tegtmeyer and Kröner, 1985) et ca. 600 – 580 Ma à partir des différentes corrélations stratigraphiques à travers l'orogène (Hoffmann, 1983, 1989; Miller, 1983, 2008b). Cette distension continentale atteint le stade d'océanisation avec la présence d'un plancher océanique (océan du Khomas) dont le vestige est l'actuelle ceinture amphibolitique de la Matchless.

CONVERGENCE CRUSTALE

La convergence lithosphérique a lieu entre 580 et 560 Ma (Gray et al., 2006, 2008) et est accommodée par la subduction vers le Nord ou Nord-Ouest de la plaque portant le craton du Kalahari sous celle portant le craton du Congo. La fermeture progressive de l'océan du Khomas dans la Zone Sud se traduit par des séquences métasédimentaires de prime d'accrétion (Kasch, 1983; Kukla and Stanistreet, 1991). Une phase de déformation D1 y est recensée entre ca. 580 et 575 Ma (Miller, 2008b).

DE LA CONVERGENCE LITHOSPHERIQUE A LA COLLISION CONTINENTALE

La fermeture complète de l'océan du Khomas et la collision des cratons du Congo et du Kalahari se seraient déroulées vers 540 Ma dans la Zone Centrale (Miller, 1983, 2008b; Jacob et al., 2000; Kisters et al., 2004; Gray et al., 2006).

La collision continentale a conduit à un épaississement crustal et à la structuration symétrique à double vergence de la ceinture orogénique du Damara avec une

direction générale ENE pour l'azimuth de la foliation métamorphique (Miller, 1983, 2008b).

L'épaississement crustal s'accompagne d'un premier pic de métamorphisme M1 supposé entre 550-540 Ma (ca. 4 ± 1 Kbar et 550-600°C; (Nex et al., 2001) et de l'intrusion de la plupart des granites syn-tectoniques dans la Zone Centrale (Jacob et al., 2000; Nex et al., 2001; Gray et al., 2006).

La suture complète des cratons se serait produite à ca. 540 Ma (539 ± 6 Ma ; Jacob et al., 2000).

EVOLUTION POST-COLLISION

L'évolution post-collision du Damara est marquée dans la Zone Centrale par la surrection et la décompression des roches résultant de l'amincissement crustal et de l'extension (Tack and Bowden, 1999; Jung and Mezger, 2003; Johnson et al., 2006) ou encore un épaississement crustal suivi d'une maturation thermique d'un effondrement gravitaire consécutif (Toé et al., n.d.; Vanderhaeghe, 2012).

De nombreuses intrusions de granites tardi- à post-orogéniques sont recensées entre 540 et 480 Ma (Jacob et al., 2000; Jung and Mezger, 2003; Longridge et al., 2008). Ces multiples intrusions induisent un second évènement métamorphique M2 Haute Température – Basse Pression marqués par divers pics allant jusqu'au faciès granulite inférieur entre 505 Ma et 478 Ma (Bowden et al., 1999; Jacob et al., 2000; Jung and Mezger, 2003; Longridge et al., 2008). Gray et al. (2006) montrent que la phase d'exhumation se termine vers 460 Ma sur la base des âges de refroidissement Ar – Ar.

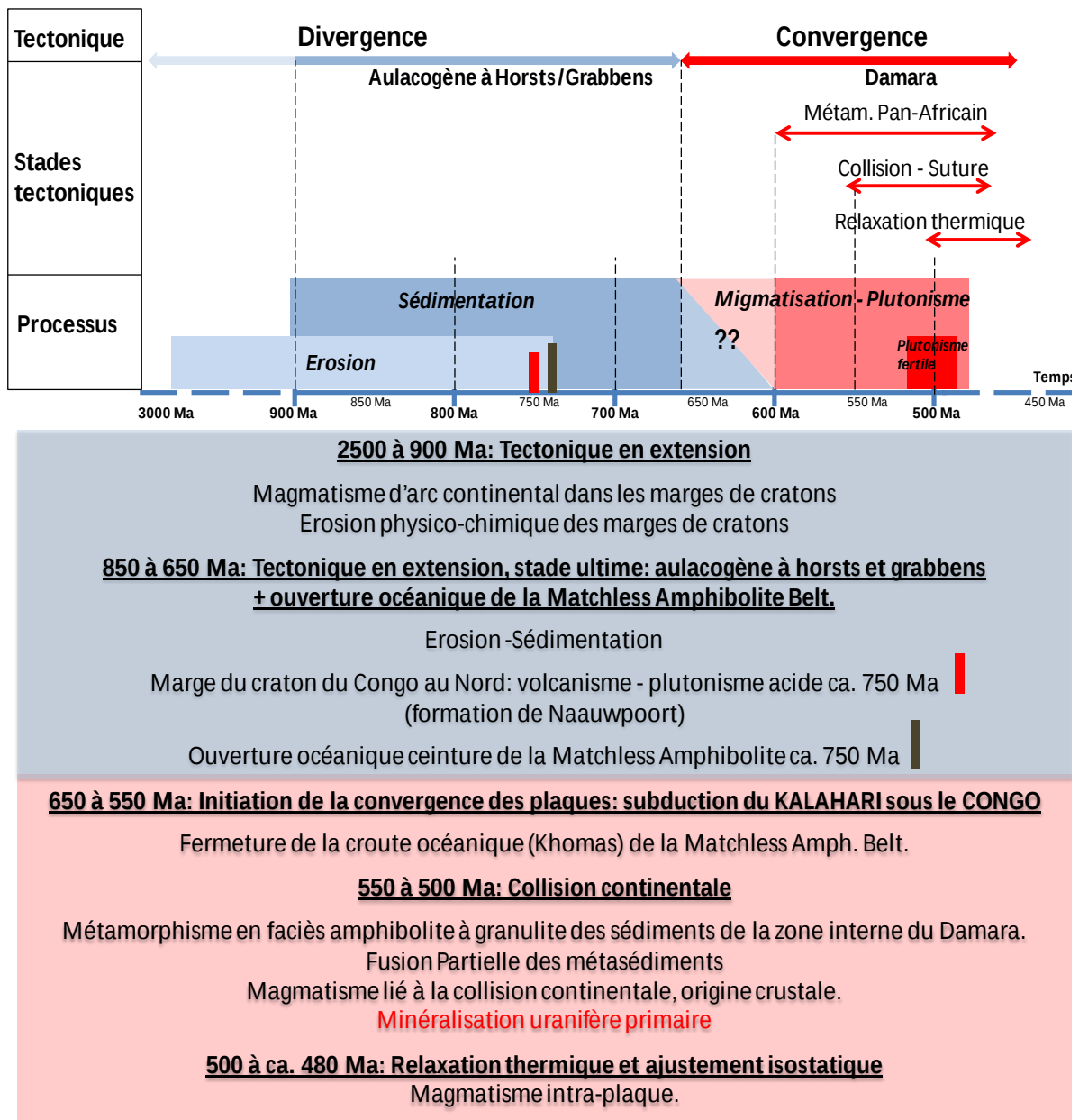


Figure VII.109 : Evolution géodynamique et minéralisation uranifère primaire dans l'orogène du Damara.

Bibliographie

- Basson, I., Greenway, G., 2004. The Rossing uranium deposit: a product of late-kinematic localization of uraniferous granites in the Central Zone of the Damara Orogen, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 38, 413–435.
- Becker, T., Garoeb, H., Ledru, P., Milesi, J.P., 2005. The Mesoproterozoic event within the Rehoboth Basement Inlier of Namibia: review and new aspects of stratigraphy, geochemistry, structure and plate tectonic setting. *S. Afr. J. Geol.* 108, 465–492.
- Becker, T., Hansen, B.T., Weber, K., Wiegand, B., 1996. U-Pb and Rb-Sr isotopic data of the Moirivier Complex, the Weener Igneous Suite, and the Gaub Valley Formation (Rehoboth Sequence), Nauchas area, and their significance for the Paleoproterozoic evolution of Namibia. *Commun Geological Survey of Namibia*, 11 31–46.
- Berning, J., 1986. The Rössing uranium deposit, South West Africa/Namibia. In: Anhaeusser, C. R. & Maske, E. (eds) *Mineral Deposits of Southern Africa*, Vol. II. p. 1819–1832.
- Blaine, J.L., 1977. Tectonic evolution of the Waldau Ridge structure and the Okahandja lineament in part of the Central Damara Orogen, west of Okahandja, south west Africa. *Bull. Precamb. Res. Unit, Univ. Cape Town*, 21 99 pp.
- Bowden, P., Tack, L., Williams, I.S., Deblond, A., 1999. Transpressional and transtensional magmatism in the Central Damaran(Pan-African) orogenic belt, Western Namibia. *Journal of African Earth Sciences*. v. 28 13.
- Cuney, M., 1981. Comportement de l'uranium et du thorium au cours du métamorphisme. Rôle de l'anatexie dans la genèse des magmas riches en radio éléments. (Doctoral thesis).
- Cuney, M., Kyser, T.K., 2009. Recent and Not-So-Recent Developments in Uranium Deposits and Implications for Exploration. *Mineralogical Association of Canada*.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Goscombe, B., Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2006. Ar40/Ar39 thermochronology of the Pan-African Damara Orogen, Namibia, with implications for tectonothermal and geodynamic evolution RID F-1727-2010. *Precambrian Res.* 150, 49–72.
- Gray, D.R., Foster, D.A., Meert, J.G., Goscombe, B.D., Armstrong, R., Trouw, R. a. J., Passchier, C.W., 2008. A Damara orogen perspective on the assembly of southwestern Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications* 294, 257–278.
- Hawkesworth, C.J., Kramers, J.D., Miller, R.M., 1981. Old model Nd ages in Namibian Pan-African rocks. *Nature* 289, 278–282.
- Hoffmann, C., 1976. Granites and migmatites of the Damara Belt, South West Africa. *Petrography and melting experiments*. *Geol. Rdsch.*, 65 939 – 966.
- Hoffmann, K.-H., 1983. Lithostratigraphy and facies of the Swakop Group of the southern Damara Belt, SWA/Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.* 11 43 – 63.
- Hoffmann, K.-H., 1989. New aspects of lithostratigraphic subdivision and correlation of late Proterozoic to early Cambrian rocks of the southern Damara Belt, and their correlation with the central and northern Damara Belt and the Gariep Belt. *Communs geol. Surv. S. W. Afr./Namibia*, 5 59–67.

- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 27–62.
- Jacob, R.E., Moore, J.M., Armstrong, R.A., 2000. Zircon and titanite age determination from igneous rocks in the Karibib district, Namibia: implications for Navachab vein-style gold mineralization. *Communs Geological Survey of Namibia*, 12 157–166.
- Johnson, S.D., Poujol, M., Kisters, A.F.M., 2006. Constraining the timing and migration of collisional tectonics in the Damara Belt, Namibia: U-Pb zircon ages for the syntectonic Salem-type Stinkbank granite. *S. Afr. J. Geol.* 109, 611–624.
- Jung, S., Mezger, K., 2003. U-Pb garnet chronometry in high-grade rocks - case studies from the central Damara orogen (Namibia) and implications for the interpretation of Sm-Nd garnet ages and the role of high U-Th inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 146, 382–396.
- Jung, S., Mezger, K., Hoernes, S., 2003. Petrology of basement-dominated terranes. II. Contrasting isotopic (Sr, Nd, Pb and O) signatures of basement-derived granites and constraints on the source region of granite (Damara orogen, Namibia). *Chem. Geol.* 199, 1–28.
- Kasch, K.W., 1983. Continental collision, suture progradation and thermal relaxation: A plate tectonic model for the Damara orogen in central Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.* p. 423–429.
- Kisters, A.F., Jordaan, L.S., Neumaier, K., 2004. Thrust-related dome structures in the Karibib district and the origin of orthogonal fabric domains in the south Central Zone of the Pan-African Damara belt, Namibia. *Precambrian Research* 133, 283–303.
- Kleinmanns, I.C., Wilsky, F., Nolte, N., Becker, T., Hansen, B.T., Klemd, R., Fliegel, D., 2011. Geodynamic implications of new U-Pb zircon ages for the Kamanjab Inlier (NW-Namibia), in: *Goldschmidt Conference Abstracts*. Presented at the Goldschmidt Conference, p. pp. 1200.
- Kokonyangi, J.W., Kampunzu, A.B., Armstrong, R., Yoshida, M., Okudaira, T., Arima, M., Ngulube, D.A., 2006. The Mesoproterozoic Kibari belt (Katanga, SE DR Congo). *J. Afr. Earth Sci.* 46, 1–35.
- Kukla, P.A., Stanistreet, I.G., 1991. Record of the Damara Khomas Hochland accretionary prism in central Namibia: Refutation of an “ensialic” origin of a Late Proterozoic orogenic belt. *Geology* 19, 473–476.
- Longridge, L., Gibson, R.L., Kinnaird, J.A., Armstrong, R.A., 2008. Timing of deformation and granite emplacement in the central zone of the Damara orogen, Namibia., in: *SEG Student Geocongress Abstract Volume*.
- Longridge, L., Gibson, R.L., Kinnaird, J.A., Armstrong, R.A., 2011. Constraining the timing of deformation in the southwestern Central Zone of the Damara Belt, Namibia. *Geological Society, London, Special Publications* 357, 107–135.
- Mahood, G., Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 11–30.
- Martin, L.A.J., Duchene, S., Deloule, E., Vanderhaeghe, O., 2008. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: Consequences for geochemical tracing. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 161–174.
- Masberg, H.P., Hoffer, E., Hoernes, S., 1992. Microfabrics indicating granulite-facies metamorphism in the low-pressure central Damara Orogen, Namibia. *Precambrian Research* 55, 243–257.

- Masberg, P., 2000. Garnet growth in medium-pressure granulite facies metapelites from the central Damara Orogen: igneous metamorphic history, 115-124. In: Miller, R.McG. (Ed.) Henno Martin Commemorative volume, *Communs geol. Surv. Namibia*, 12. 414 pp.
- McDermott, F., Harris, N., Hawkesworth, C., 1996. Geochemical constraints on crustal anatexis: A case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia RID F-3096-2010 RID C-3349-2009. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 406–423.
- McDermott, F., Hawkesworth, C., 1990. Intracrustal recycling and upper-crustal evolution - a case-study from the Pan-African Damara mobile Belt, central Namibia. *Chem. Geol.* 83, 263–280.
- McDonough, W.F., Sun, S. -s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- Miller, R.M., 1983. The Pan-African Damara orogen of South West Africa/Namibia. *Spec. Publ. geol. Soc. S. Afr.* p. 431–515.
- Miller, R.M., 2008a. The geology of Namibia. Volume 1 Archaean to Mesoproterozoic. *Geol. Surv. Namibia*.
- Miller, R.M., 2008b. The geology of Namibia. Volume 2 Neoproterozoic to Lower Palaeozoic. *Geol. Surv. Namibia*.
- Nagel, R., 2000. Eine Milliarde Jahre geologischer Entwicklung am NW-Rand des Kalahari Kratons (Dr. rer. nat. thesis).
- Nagel, R., Warkus, F., Becker, T., Hansen, B.T., 1996. U/Pb-Zirkondatierungen der Gaub Valley Formation am Südrand des Damara Orogens/Namibia und ihre Bedeutung für die Entwicklung des Rehoboth Basement Inlier. *Zt. Geol. Wiss.*, 24 611 – 618.
- Nex, P.A.M., Kinnaird, J.A., 2007. A review of geological controls on uranium mineralization in sheeted leucogranites within the Damara Orogen, Namibia. *Irish Assoc Econ Geol, Dublin* 4.
- Nex, P.A.M., Kinnaird, J.A., Oliver, G.J.H., 2001. Petrology, geochemistry and uranium mineralisation of post-collisional magmatism around Goanikontes, southern Central Zone, Damara Orogen, Namibia. *J. Afr. Earth Sci.* 33, 481–502.
- Oliver, G.J.H., Kinnaird, J.A., 1996. The Rössing-SJ Dome, Central Zone, Damara Belt, Namibia: an example of mid crustal extensional ramping. *Commun Geological Survey of Namibia*, 11 53–64.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138.
- Sawyer, E.W., 1981. Damara structural and metamorphic geology of an area southeast of Walvis Bay, S.W. Africa/Namibia. *Mem. geol. Surv. S. W. Afr.*, 7 94.
- Tack, L., Bowden, P., 1999. Post-collisional granite magmatism in the central Damara (Pan-African) Orogenic Belt, western Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, v. 28 p. 653–674.
- Tack, L., Wingate, M.T.D., De Waele, B., Meert, J., Belousova, E., Griffin, B., Tahon, A., Fernandez-Alonso, M., 2010. The 1375Ma “Kibaran event” in Central Africa: Prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. *Precambrian Research* 180, 63–84.

- Tegtmeyer, A., Kröner, A., 1985. U-Pb zircon ages for granitoid gneisses in northern Namibia and their significance for proterozoic crustal evolution of southwestern Africa. *Precambrian Research* 28, 311–326.
- Toé, W., Vanderhaeghe, O., André-Mayer, A.-S., Feybesse, J.-L., Milési, J.-P., n.d. From migmatites to granites in the Pan-african Damara Belt, Namibia. Submitted *J. of Afr. Earth Sciences*.
- Vanderhaeghe, O., 2012. The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics* 56–57, 124–145.
- Ward, R., Stevens, G., Kisters, A., 2008. Fluid and deformation induced partial melting and melt volumes in low-temperature granulite-facies metasediments, Damara Belt, Namibia. *Lithos* 105, 253–271.
- Watson, E.B., Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295–304.

ANNEXES ANALYTIQUES

Annexes analytiques

ETUDES PETROGRAPHIQUES DES ECHANTILLONS

MICROSCOPIES OPTIQUE ET ELECTRONIQUE

MICROSCOPIE OPTIQUE

Après une description macroscopique, les échantillons préparés sous forme de lames minces polies (Laboratoire de litho-préparation du département des Sciences de la Terre, Vandœuvre-lès-Nancy et Atelier de lithopréparation d'AREVA Bessines) sont étudiés à l'aide d'un microscope optique en lumière transmise polarisée (LTP) et analysée (LTPA), et en lumière réfléchie polarisée (LRP) et analysée (LRPA), microscope couplé à une caméra.

MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB)

Les MEB à effet de champ JEOL J7600F et Hitachi S-4800 du *Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses X –(SCMEM)* de l'*Université Henri Poincaré - Nancy I* ont été utilisés au cours de cette thèse. Ils permettent, après les observations préliminaires en microscopie optique et la métallisation au carbone de la lame mince :

- une imagerie en électrons secondaires de basse énergie qui sont sensibles à la topographie de l'échantillon et donnent ainsi des informations sur la morphologie de la surface de ce dernier.
- en mode électrons rétrodiffusés, de procurer des images du poids atomique moyen des phases minérales associées.
- en imagerie de photons X, de révéler au sein des phases observées la distribution des éléments pour mettre en évidence des variations de composition élémentaire des relations texturales complexes entre ces phases.
- couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS), permet la réalisation d'analyses chimiques semi-quantitatives. Les observations ont été réalisées avec une tension de travail allant de 10 à 20 kV.

Microsonde électronique (microsonde de Castaing)

Principe de la méthode

La réalisation de microanalyses par sonde électronique (EPMA) est basée sur l'utilisation d'un des phénomènes résultant de l'interaction électron-matière : l'émission X. Lorsqu'un faisceau électronique monocinétique interagit avec un matériau solide, des photons caractéristiques des éléments constitutifs de ce matériau sont émis en quantité proportionnelle à la composition élémentaire de la zone excitée. Les photons X émis sont collectés, séparés en fonction de leur longueur d'onde (par un spectromètre en dispersion de longueur d'onde) et comptés. Le résultat obtenu est comparé avec un fichier contenant le nombre de photons X de même nature émis dans les mêmes conditions par un composé de composition connue. Après correction des effets de matrice, la composition élémentaire de la zone analysée, généralement de l'ordre de 1 à 5 μm^3 , est obtenue.

Descriptif technique du matériel utilisé

(i) Microsonde électronique de type CAMECA SX100 (*Service Commun de Microscopies Electroniques et de Microanalyses X, UHP - Nancy I, Vandœuvre-lès-Nancy*) équipé d'un canon à électrons (0,2 à 50 kV) à filament de tungstène couplé à cinq spectromètres à dispersion de longueur d'onde, permettant l'analyse des éléments du Bore à l'Uranium sous les conditions d'analyses suivantes (Faisceau primaire : 10 nA, Tension d'accélération : 15 kV, Diamètre du faisceau : 2 μm) :

- Sp1 : LiF / PET - Sp2 : TAP / PC0 / PC1 / PC2 / PC3
- Sp3 : PET / LiF - Sp4 : TAP / PC1 / PC2 / PC3 / PC4
- Sp 5 : LPET / LiF (cristaux larges avec meilleur sensibilité)

(ii) Un système d'observation (grandissement variable) par lumière transmise, polarisée ou non

(iii) Un détecteur d'électrons secondaires, permettant la réalisation d'images électroniques montrant le contraste de topographie (résolution de l'ordre du μm).

(iv) Un détecteur d'électrons rétrodiffusés, permettant la réalisation d'images électroniques montrant les contrastes de numéros atomiques (résolution de l'ordre du μm)

(v) Cartographie élémentaire par imagerie de photons X

La microsonde électronique permet d'obtenir des données quantitatives (concentrations) pour des éléments suffisamment concentrés, (plusieurs centaines de ppm). La composition est donnée en pourcentage d'éléments (% oxydes, % poids ou % atomique). Les temps de comptage, standards, limites de détection et précisions sont donnés dans le Tableau 42

La microsonde électronique permet d'obtenir une analyse ponctuelle précise. Elle peut mettre en évidence des variations de composition en éléments majeurs de l'échantillon à l'échelle micrométrique. Cette étape est d'une importance capitale pour pouvoir appliquer par la suite, l'analyse des éléments traces et terres rares par ablation laser-ICP-MS.

élément	standard	temps de comptage (s)	limite de détection (ppm)	précision (% erreur)
Ca	wollastonite	10	470	0,07
U	UO ₂	20	1650	0,43
Th	ThO ₂	20	1350	0,11
Pb	PbCrO ₄	20	1000	0,37
Si	orthose	20	220	0,03
Fe	hématite	40	570	0,05
Na	albite	10	550	0,06
K	orthose	20	450	0,09

Tableau 42 : Paramètres instrumentaux des analyses des oxydes d'uranium réalisés par sonde électronique Cameca SX100

Le calcul des concentrations en éléments traces et terres rares par LA-ICP-MS nécessite la connaissance de la concentration d'un élément de l'échantillon. Cet élément est appelé standard interne. Très souvent il s'agit de la concentration d'un élément majeur de la matrice, dans notre cas, déterminée à l'aide de la microsonde électronique. La précision des données et du repérage des analyses du standard interne par microsonde électronique gouvernera la précision des analyses par LA-ICP-MS.

LASER ABLATION INDUCTIVELY COUPLED PLASMA MASS SPECTROMETRY (LA-ICP-MS)

Les textures des minéralisations (Microscope optique et MEB), les compositions en éléments majeurs de chaque zone du minéral à analyser (sonde électronique) sont connues avant de réaliser les analyses en éléments traces à l'aide du système LA-ICP-MS. Sachant que cette technique LA-ICP-MS est destructive, il convient de réaliser, le cas échéant, les datations des différentes zones du minéral au préalable (sonde ionique).

DESCRIPTION

L'équipement LA-ICP-MS est installé dans les locaux de l'UMR G2R (7566) de la fédération EST. Il est composé : I) d'un système d'échantillonnage par ablation laser type MicroLas Pro ArF 193nm, II) d'un système de transport du matériel par flux d'hélium contrôlé, III) d'un système d'analyse par spectrométrie de masse de type Agilent 7500 cs Quadripolaire équipé d'une cellule de collision-réaction (Fig. 1).



Fig. 1 Ablation laser ICP-MS installé dans l'UMR G2R. On distingue le laser d'ablation (MicroLas) le microscope permettant de focaliser le laser et de contrôler le diamètre d'ablation. L'ICP-MS (série 7500, Agilent) est situé au dernier plan.

ANALYSE DES TERRES RARES DES OXYDES D'URANIUM PAR LA-ICP-MS

Une méthodologie d'analyse des terres rares par LA-ICP-MS sur des oxydes d'uranium a été mise au point. La détermination des meilleures conditions analytiques est premièrement testée sur un oxyde d'uranium (Mistamisk) pour lequel les concentrations en ETR ont été antérieurement estimées par d'autres techniques.

La comparaison entre l'utilisation de U ou Pb comme standard interne montre clairement un effet de fractionnement dépendant du diamètre pour Pb à petit diamètre (16 et 24 μm), ce qui n'a pas été observé pour U. La quantification des concentrations en ETR dans un oxyde d'uranium de composition connue en utilisant des standards externes de même matrice ou de matrice différente (verre silicaté certifié SRM NIST610) ne montre pas de différence significative, démontrant des effets de matrice limités pour l'analyse des ETR par LA-ICP-MS. De plus, aucune interférence majeure n'a pu être détectée pour les ETR par LA-ICP-MS. La méthodologie proposée (NIST610 comme standard externe et U comme standard interne) est appliquée à des échantillons en provenance de différents types de gisements mondiaux d'uranium. Les résultats montrent que la technique LA-ICP-MS est actuellement la meilleure méthode d'analyse localisée pour déterminer des concentrations en ETR, jusqu'à des teneurs de l'ordre du $\mu\text{g.g}^{-1}$, dans les oxydes d'uranium à l'échelle micrométrique. L'ensemble de la méthodologie est présentée dans l'article sous presse suivant.

ETUDES RADIOMETRIQUES ET ISOTOPIQUES DES ECHANTILLONS

DATATIONS U/PB SUR ZIRCONS ET MONAZITES

PREPARATION DES ECHANTILLONS

Pour l'extraction des phases minérales pures de zircon des roches (ou zircons séparés), les échantillons macroscopiques sélectionnés ont tout d'abord été broyés à l'aide d'un broyeur à mâchoires, puis de rouleaux. Les différents broyats ont ensuite été tamisés afin de récolter tous les minéraux de taille inférieure à 400 µm qui sont ensuite séparés en fonction de leur densité à l'aide de liqueurs denses : bromoforme et diodométhane.

Le bromoforme pur permet une séparation des minéraux en deux classes, ceux ayant une densité supérieure à lui (2,89) tels que amphibole, biotite... (étape 1) et ceux ayant une densité inférieure (tels que quartz, feldspath...) (étape 2).

L'étape suivante consiste en une séparation en deux nouveaux groupes de minéraux à partir du mélange bromoforme + éthanol fixé à une densité de 2,63 (densité maximale de l'albite) : groupe des minéraux ayant une densité comprise entre 2,63 et 2,9 tels que quartz, plagioclase... (étape 3) et groupe des minéraux ayant une densité inférieure à 2,63 (tels que les argiles, microcline, orthose, feldspathoïdes...) (étape 4).

A l'aide du diodométhane (iodure de méthylène ayant une densité de 3,3), le même protocole expérimental peut être suivi pour obtenir deux classes densimétriques : celle des minéraux ayant une densité supérieure à 3,3 (zircon, magnétite...) et celle des minéraux ayant une densité inférieure à 3,3 (carbonates, hornblendes, apatites...).

A l'aide d'une loupe binoculaire, la séparation finale, « à la main », des différents grains de zircon se fait à partir de leurs caractéristiques pétrographiques.

Les zircons séparés sont disposés dans une bague à l'aide d'une résine thermo-durcissante en vue de leur passage à la sonde ionique ou au LA-ICP-MS.

Il est à noter la possibilité d'effectuer les analyses isotopiques directement sur lame mince pour la technique LA-ICP-MS. C'est le cas notamment pour nos analyses

de monazites qui se sont faites directement sur lames minces. Il en est de même pour certaines analyses sur zircons non séparés.

INSTRUMENTATION ET METHODE ANALYTIQUE POUR LA DATATION U-PB PAR LA-ICP-MS

Les analyses U-Pb in-situ par LA-ICP-MS ont été menées au Laboratoire Magma et Volcans (LMV) de Clermont-Ferrand sous la supervision de Jean-Louis Paquette, Directeur de Recherches CNRS.

LA-ICPMS: instrumentation and analytical method.

U-Th-Pb isotopic data for the zircons were obtained by laser ablation inductively coupled plasma spectrometry (LA-ICPMS). The analyses involved the ablation of minerals with a Resonetics Resolution M-50 powered by an ultra-short-pulse (<4ns) ATL Atlex Excimer laser system operating at a wavelength of 193 nm (detailed description in Müller et al., 2009). Spot diameters of 20µm for zircon and 7µm for monazite associated with repetition rates of 3 Hz and 1Hz respectively and a laser energy of 4 mJ producing a fluence of 9.5 J/cm² for zircon dating and 8mJ producing a fluence of 15 J/cm² for monazite dating were used. The ablated material was carried into helium and then mixed with nitrogen and argon before injection into the plasma source of an Agilent 7500 cs ICP-MS equipped with a dual pumping system to enhance sensitivity. The alignment of the instrument and mass calibration were performed before every analytical session using the NIST SRM 612 reference glass, by inspecting the signal of ²³⁸U and by minimising the ThO⁺/Th⁺ ratio (<< 1%). The mean sensitivity on ²³⁸U using a spot size of 44 nm is about 20,000 cps/ppm. The analytical method for isotope dating of zircon with laser ablation ICPMS is basically similar to that developed for zircon and monazite and reported in Tiepolo (2003) and Paquette and Tiepolo (2007). The signal of ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th and ²³⁸U masses are acquired. The occurrence of common Pb in the sample can be monitored by the evolution of the ²⁰⁴(Pb+Hg) signal intensity, but no common Pb correction was applied owing to the large isobaric interference from Hg. The ²³⁵U signal is calculated from ²³⁸U on the basis of the ratio ²³⁸U/²³⁵U= 137.88. Single analyses consisted of 30 seconds of background integration with laser off followed by 1 minute integration with the laser firing and a 30 seconds delay to wash out the

previous sample (approximatively 10 seconds for 6 orders of magnitude) and prepare the next analysis.

Data are corrected for U-Pb fractionation occurring during laser sampling and for instrumental mass discrimination (mass bias) by standard bracketing with repeated measurements of 91500 zircon standard (Wiedenbeck et al., 1995). or the Moacir monazite standard (Gasquet et al. 2010). Repeated analyses of GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004) or Manangoutry monazite standard (Paquette and Tiepolo 2007), treated as unknowns, independently control the reproducibility and accuracy of the corrections. Data reduction was carried out with the software package GLITTER[®] from Macquarie Research Ltd (van Achterbergh et al., 2001; Jackson et al., 2004). For each analysis, the time resolved signal of single isotopes and isotope ratios was monitored and carefully inspected to verify the presence of perturbations related to inclusions, fractures, mixing of different age domains or common Pb. Calculated ratios were exported and Concordia ages and diagrams were generated using Isoplot/Ex v. 2.49 software package by Ludwig (2001). The concentrations in U-Th-Pb were calibrated relative to the certified contents of 91500 zircon standard (Wiedenbeck et al., 1995) and Moacyr monazite standard (Seydoux-Guillaume et al., 2004

ISOTOPES RADIOGENIQUES Sm/Nd

Les mesures d'isotopie radiogénique Sm/Nd ont été effectuées au laboratoire de Géosciences à Rennes sous la supervision du Dr. Marc Poujol. L'analyse géochimique d'isotopes radiogéniques peut concerner tous les échantillons de type granitique. Elle correspond aux analyses du Strontium (Sr) et du Samarium-Néodyme (Sm-Nd). Ces analyses, effectuées sur de la poudre de roche dissoute et traitée chimiquement, se réalisent à l'aide d'un spectromètre de masse source solide de type TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry) (ex : Finnigan MAT-262 multicollecteurs).

Extraction des éléments Sr, Nd et Sm :

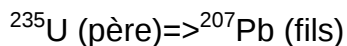
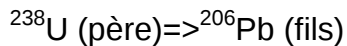
La poudre est pesée précisément (généralement 100mg) dans des béchers en téflon. Pour un calcul précis des teneurs en Sr, Sm et Nd par spectrométrie de masse, on « dope » le prélèvement avec une quantité précise d'une solution de concentration connue contenant un des isotopes de l'élément à analyser, il s'agit du « spike ». La poudre est ensuite dissoute à l'aide de 3 attaques chimiques acides successives de 48h à 90°C, les 2 premières attaques utilisent un mélange d'acides distillés et concentrés HF/HNO₃ (2/3-1/3), la 3^{ème} avec de l'HCl 6N distillé; à la fin de chaque attaque l'échantillon est séché sur plaque chauffante. Le résidu, repris avec de l'HCl 2,5N, est chargé sur une colonne échangeuse d'ions contenant une résine cationique (de type AG50W-X8) pour une séparation du Sr et des Terres Rares (T.R.) par chromatographie. La fraction Sr, séchée sur plaque chauffante, est prête pour l'analyse au spectromètre de masse ; Le Nd et le Sm contenus dans la fraction T.R. sont séparés à l'aide d'une autre colonne échangeuse d'ion de type Ln Spec (marque Eichrom), les 2 fractions séchées de Nd et Sm peuvent ensuite passer en spectrométrie. Lors de l'analyse au spectromètre de masse des blanks d'analyses sont effectués en routine pour contrôler la « propreté » de la chimie en amont ; on effectue également l'analyse de solutions de standards internationaux pour contrôler et corriger la valeur des rapports isotopiques recherchés.

SONDE IONIQUE ET DATATION U-Pb SUR OXYDES D'URANIUM

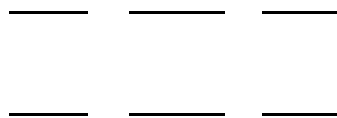
Principe de la datation isotopique

La composition isotopique en uranium et plomb des oxydes d'uranium permet de déterminer leur âge.

En effet, la désintégration de l'uranium conduit à la formation de plomb. Deux filiations isotopiques sont utilisées comme géochronomètres.



La désintégration de l'uranium aura pour conséquence : i) l'augmentation de la concentration des différents isotopes du Pb, ii) et la diminution des isotopes de U dans le minéral porteur de l'uranium, en fonction du temps après la formation du cristal de UO_2 . C'est la décroissance radioactive. Les rapports U/Pb peuvent donc s'exprimer en fonction du temps pour chacune des deux filiations.



L'utilisation des isotopes radiogéniques pour l'obtention d'âge absolus suppose :

Que le taux de décroissance est indépendant de tous facteurs physiques comme la température et la pression

Que les processus chimiques ne peuvent pas changer le rapport isotopique d'un même élément (deux isotopes d'un même élément sont supposé chimiquement identiques).

La composition isotopique en élément fils créé (Pb) et père restant (U) à l'actuel, permet de quantifier le temps écoulé entre la formation du minéral initialement dépourvu d'éléments radiogéniques fils (Pb) et l'actuel.

Les âges isotopiques U-Pb obtenus sur des oxydes d'uranium sont interprétés sur des diagrammes Concordia exprimant les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en fonction de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Fig. 2). Sur de tels diagrammes, la courbe Concordia, graduée en temps, est définie comme le lieu géométrique des points d'âges concordant pour les deux géochronomètres (Wetherill, 1956).

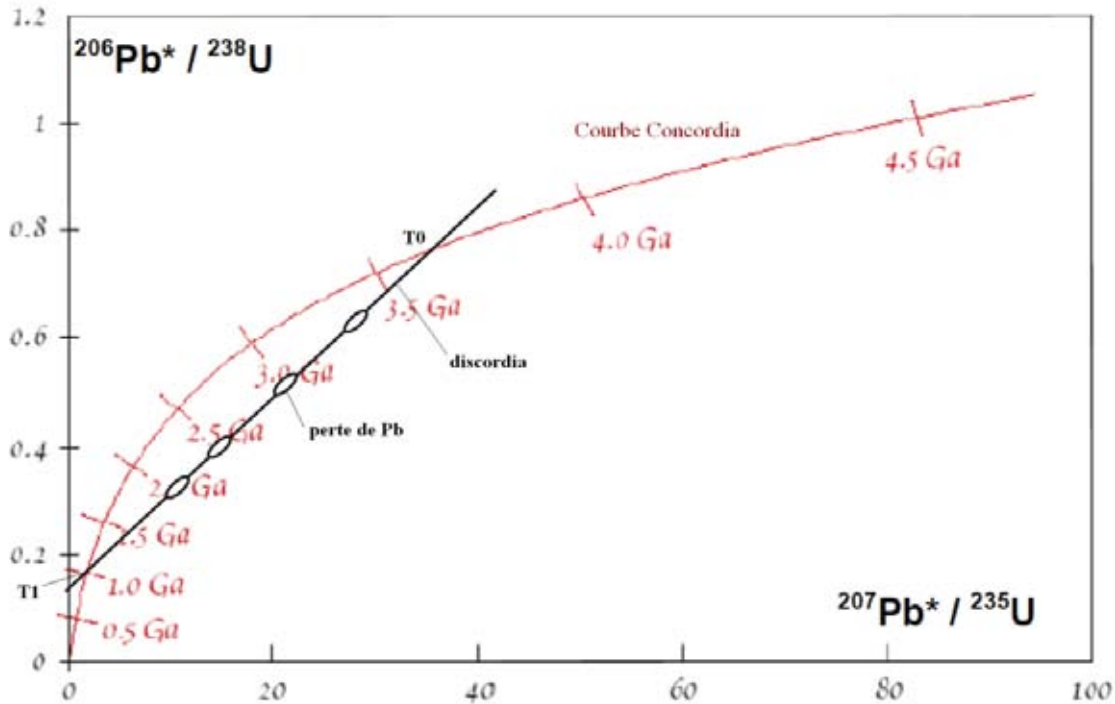


Fig. 2 : Diagramme Concordia qui est la courbe d'équivalences d'âges des méthodes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. La droite discordia noire est un exemple de perte de plomb à un instant T1 d'un minéral qui a cristallisé à T0.

Cependant des âges concordant ne sont que rarement obtenus pour les oxydes d'uranium. Plusieurs raisons permettent de l'expliquer.

Le rayon ionique de Pb^{2+} (1.29Å) étant plus grand que celui de U^{4+} (1.06Å), cet élément a tendance à quitter le réseau de UO_2 , ce qui entraîne une diminution des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. De plus les oxydes d'uranium peuvent recristalliser très facilement lors de la circulation de fluides tardifs et les oxydes d'uranium recristallisés ne réincorporent pas le plomb radiogénique initial.

Les pertes de certains isotopes fils intermédiaires de la chaîne de désintégration sont également à prendre en compte (Ludwig 1979).

Plusieurs générations d'oxydes d'uranium peuvent coexister sur la zone analysée. Les rapports isotopiques mesurés représentent alors un mélange de différentes générations.

Les points obtenus sont alors discordants et peuvent être interprétés lorsqu'ils définissent une droite appelée discordia (Fig. 2) seulement dans quelques cas simples.

Lorsque les pertes de plomb radiogénique sont récentes (Stern 1966) ou par diffusion continue (Tilton 1960); l'intercepte supérieur de la discordia sur la

Concordia défini l'âge de cristallisation. L'intercepte inférieur de la discordia passe alors normalement par l'origine ($T=0$).

Lors d'un événement de perturbation/altération ponctuel à un temps T_1 . La discordia interceptera la concordia en 2 endroits. L'intercepte supérieur défini l'âge de la cristallisation, l'intercepte inférieur défini l'âge de la perturbation (Fig. 2).

Lorsque deux générations d'oxydes d'uranium sont mélangées, les points se répartissent linéairement entre les deux âges respectifs de chacune des deux générations. Ceci n'est valable que pour au plus deux générations et si aucune autre perturbation n'est survenue.

Si plusieurs de ces processus se sont produits au cours de l'histoire de l'oxyde d'uranium analysé, les interprétations des âges sur le diagramme Concordia sont délicates.

Les valeurs des points mesurés ont une certaine erreur. En géochronologie, il existe un paramètre MSWD (Mean Square Weigthed Deviation) qui sert à mesurer l'écart de l'âge obtenu par rapport, i) à la précision des mesures utilisées, ii) à la dispersion des points utilisés. Si les mesures sont précises et s'alignent parfaitement, MSWD sera proche de 0. Au Contraire si les mesures sont imprécises ou que les points sont épars, MSWD sera plus grand.

Pour obtenir des âges isotopiques interprétables sur des oxydes d'uranium il faut que la zone analysée soit la plus homogène possible, afin d'éviter le mélange de données provenant de plusieurs générations ou altérations. L'analyse isotopique par sonde ionique justifie l'étude texturale préalable de la minéralisation au même titre que l'analyse par LA-ICP-MS.

Methode d'analyse

La composition isotopique en U-Pb a été obtenue par microsonde ionique Cameca IMS -1270 au CRPG de Nancy. Le protocole analytique pour la mesure des rapports isotopiques U/Pb dans les oxydes d'uranium est décrit par Holliger (1988). Les quantités de ^{204}Pb et de thorium détectées étant négligeables, le rapport $^{235}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ a été calculé en utilisant le rapport connu $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ qui est de 137,88 et la valeur mesurée du rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. Les intersections avec la Concordia ont été calculées avec le programme ISOPLOT (Ludwig, 1999). Les incertitudes sur les âges sont données à 1σ . Lors des mesures, un fractionnement instrumental des masses induit un biais qui favorise les isotopes légers (Shimizu and Hart, 1982). Ce fractionnement

est inférieur à 1‰ pour les isotopes du plomb (Deloule et al., 1986). Les corrections du plomb commun reposent sur la mesure de ^{204}Pb , d'après la composition isotopique de Pb calculée par Stacey et Kramers (1975) pour l'âge de l'uraninite. Pour la plupart des échantillons, les rapports élevés de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (>10000) rendent la correction négligeable.

Le standard de référence pour ces mesures est une uraninite provenant du gisement uranifère de Katanga (Zambie) datée à 540 ± 4 Ma (Cathelineau et al., 1990).

Bibliographie

- Cathelineau M., Boiron M.-C., Holliger P., Poty B. 1990. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationship between U, Au and Sn-W ore deposition and geodynamic events-mineralogical and U-Pb data. *Tectonophysics*, vol. 177, pp. 59-79.
- Deloule, E., Allegre, C.J., Doe, B.R., 1986. Lead and sulfur isotope microstratigraphy in galena crystals from mississippi valley-type deposits. *Economic Geology* 81, 1307–1321.
- Gasquet D, Bertrand JM, Paquette JL, Lehmann J, Ratzov G, De Ascensão Guedes R, Tiepolo M, Boullier AM, Scaillet S, Nomade S (2010) Miocene to Messinian deformation and hydrothermalism in the Lauzière Massif (French Western Alps): New U-Th-Pb and Argon ages. *Bull Soc Géol France* 181, 227-241.
- Jackson SE, Pearson NJ, Griffin WL, Belousova EA (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47-69.
- Ludwig, K.R., 1999. Using Isoplot/Ex, Version 2.01: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, No. 1a: 47.
- Müller W, Shelley M, Miller P, Broude S (2009) Initial performance metrics of a new custom-designed ArF excimer LA-ICPMS system coupled to a two-volume laser-ablation cell. *J. Anal. At. Spectrom.*, 2009, 24, 209-214.
- Paquette JL, Tiepolo M, (2007) High resolution (5 μm) U-Th-Pb isotopes dating of monazite with excimer laser ablation (ELA)-ICPMS. *Chem. Geol.*, 240, 222-237.
- Seydoux-Guillaume AM, Wirth R, Deutsch A Schärer U (2004) Microstructure of 24-1928 Ma concordant monazites; implications for geochronology and nuclear waste deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2517-2527.
- Shimizu, N., Hart, S.R., 1982. Applications of the Ion Microprobe to Geochemistry and Cosmochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 10, 483–526.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207–221.

- Stern, T.W., Goldich, S.S. and Newell, M.F., 1966. Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton Gneiss, Minnesota. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 1: 369-371.
- Tiepolo M, (2003) In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation-inductively coupled plasma-sector field mass spectrometry. *Chem. Geol.* 141, 1-19.
- Tilton, G.R., 1960. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journal of Geophysical Research*, 65: 2933-2945.
- Van Achterbergh E, Ryan CG, Jackson SE, Griffin W, (2001) Data reduction software for LA-ICP-MS. In *Laser ablation-ICPMS in the earth science*. P. Sylvester ed. Mineralogical Association of Canada. Vol. 29, 239-243.
- Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, Griffin WL, Meier M, Oberli F, von Quadt A, Roddick JC, Spiegel W, (1995) Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostand. Newsl.* 19/1, 1-23.
- Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages. *Transactions, American Geophysical Union* 7 pp.

Liste des figures

CROISSANCE CRUSTALE ET METALLOGENIE DE L'URANIUM

- Figure I.1 : Découpage lithologique de la croûte océanique. 21
- Figure I.2: Structuration en 3 couches de vitesses sismiques différentes en estimation de l'épaisseur de croûte continentale en fonction de domaines géodynamiques variés. Rudnick & Fountain (1995) 24
- Figure I.3 : Synthèse des âges orogéniques (dernier événement tectonique recensé dans la zone) modaux de la croûte continentale (Artemieva, 2009). 29
- Figure I.4 : Modèles d'évolution des taux de croissance de la croûte continentale au cours du temps géologique (modifié d'après (White, 2012)). F : (Fyfe, 1978) ; AM : (Armstrong and Harmon, 1981) ; R&S : (Reymer and Schubert, 1984) ; D&W : De Paolo et Wasserburg (1979); M&T : (McLennan and Taylor, 1982) ; O'N : (O'Nions and Hamilton, 1981) ; C : (Condie, 2000) ; V&J : (Veizer and Jansen, 1979) ; H&R : (Hurley and Rand, 1969). 31
- Figure I.5 : Les différents processus majeurs et contextes d'échanges manteau - croûte dans le cadre de la tectonique des plaques. (Artemieva, 2009) 32
- Figure I.6: Diagramme d'incompatibilité des éléments. Rayon ionique en fonction de la charge ionique. Tiré de Rollinson (1993). 36
- Figure I.7 : Teneurs en Th et U de différentes couches terrestres et évolution de leurs rapports en fonction du Manteau Primitif.(Hofmann, 1988; Rudnick and Fountain, 1995; Taylor and McLennan, 1995; Wedepohl, 1995; Workman and Hart, 2005; White, 2012) 37
- Figure I.8 : Les différents contextes de gisements d'uranium en relation avec les principaux processus de fractionnement au cours d'un cycle géologique. (Cuney, 2009). Les réservoirs représentés sont le manteau et la croûte continentale. Les types de gisements sont en caractères rouges gras ; les mécanismes métallogéniques sont en caractères noirs gras. KCa = magma calc-alkalin potassique ; Pak = magma Peralcalin ; Pal = magma Peralumineux. 40
- Figure I.9 : Carte géologique simplifiée de la ceinture du Damara et des marges des cratons du Kalahari et du Congo. Modifié d'après (Konopasek et al., 2005). Northern Platform (NP), Northern Margin Zone (NMZ), Northern Zone (NZ), northern Central Zone (nCZ), southern Central Zone (sCZ), Southern Zone (SZ), Southern Margin Zone (SMZ), Southern Foreland (SF) 43

FROM MIGMATITES TO GRANITES IN THE PAN-AFRICAN DAMARA BELT, NAMIBIA

- Figure II.10: Geology of the Damara orogenic belt between the Congo and Kalahari cratons. Lithostratigraphic units and metamorphic isograds modified after Jung *et al.* (2001) and Konopasek *et al.* (2005). SF = Southern Foreland, SMZ = Southern margin Zone, SZ = Southern Zone, sCZ = southern Central Zone, nCZ = northern Central Zone, NZ = Northern Zone, NMZ = Northern Margin Zone, NP = Northern Platform. Isograds: (1) biotite-in; (2) garnet-in; (3) staurolite-in ; (4) kyanite-in ; (5) cordierite-in (6) andalusite

↔ sillimanite; (7) sillimanite-in due to staurolite-breakdown; (8) partial melting due to : muscovite + plagioclase + quartz + H₂O ↔ 2.1 Lithotectonic units of the Southern Central Zone 57

Figure II.11: P-T conditions recorded by rocks of the Damara orogenic belt. South Central Zone (,)

Hoffmann, 1976; (l) Blaine, 1977; (•) Sawyer, 1981; (n) Bühn *et al.*, 1995; («) Masberg, 2000

Southern Zone: (u) Kasch, 1983b. Northern Zone(u) Goscombe *et al.*, 2005. 61

Figure II.12: Swakop River schematic transect with significant stations represented with their location and coordinates. The cross section exemplified different partial melting products: metatexites leucosomes, diatexites and intrusive granites. Modified from geologic map of the studied area modified from the 1/250 000 Walvis Bay geological sheet 2214 (Geological survey of Namibia, Windhoek, 1995). 64

Figure II.13 : Transition between metatexites (middle unit) and diatexites (lower unit). A. Palmenhorst, panorama exposing the western metatexite/diatexite contact (Stop 33 to 35) superimposed on the contact between the Nosib metasedimentary sequence and the Abbabis Gneiss Complex basement. Stop 37 to 40. B. Panoramic view of the eastern transition between diatexites and metasediments of the Khan formation. Note the granitic pluton within the diatexites and the sheared granitic dikes into the metasediments. 65

Figure II.14: Stop 35 A. Diatexites of the Abbabis Gneiss Complex with enclaves of folded amphibolites and paragneiss. Stop 35 (B & C): Details of diatexite within the Abbabis Gneiss Complex B. Enclaves of metatextitic paragneiss and amphibolite in heterogeneous granite. C. Metatextitic paragneiss enclosed into heterogeneous granite. Stop 38. D. Orthogneiss considered as probable relic of a Mesoproterozoic basement. 66

Figure II.15 : Eastern transition from diatexite to metatexite with partially transposed granitic veins to the East of the Abbabis Gneiss Complex. Stop 39. A. Partially transposed granitic veins with sigmoid shapes consistent with top to the East sense of shear. Stop 38. B. Steeply dipping synmigmatitic foliation cross-cut by discordant leucosomes localized in shallow-dipping shear bands with top-to-the East kinematics. Stop 38. C. Detail of B showing the relationships between the steeply dipping synmigmatitic foliation and discordant leucosomes localized into top to the East shear zones. Stop 39. D. Concordant granitic vein with magmatic texture into metamorphosed calc-silicate of the Khan formation. 67

Figure II.16 : Stop 36 (A & B): Granitic diapir into the diatexites of the Abbabis Gneiss Complex A. Mushroom-shape granitic pluton within the diatexites. The pluton is ca. 35m high and 30m wide. B. Panoramic view of a granitic mushroom-shape pluton into diatexites on the other side of the valley. Notice the magmatic foliation underlining the shape of the pluton concordant to the foliation of the diatexites along the foot of the mushroom but discordant along the head of the mushroom. 68

Figure II.17 : Metatexite field photographs of metasediments attributed to the Chuos formation. Stop 29. A. Concordant and discordant leucosome veins in textural continuity with each other cross-cut by pegmatitic veins. B. Concordant leucosome rimmed by melanosome. Schistosity (arrow) is N35.80W. Size of pencil is 12 cm C. Discordant leucosome in textural continuity with concordant leucosome veins bordered by melanosome. Coin diameter: 2.49 cm. Stop 32. D. Detail of discordant pegmatite veins crosscutting the synmigmatitic foliation of paragneissic metatexite. Stop 32. E. Metatexite with

concordant and discordant leucosome and partially transposed discordant granitic veins in a dominantly coaxial regime characterizing the western side of the lower unit diatexite dome. 70

Figure II.18 : Stop 29. Details of the various granitic veins of the metatexites: A = concordant leucosomes equivalent to photograph 3B; B = discordant leucosome equivalent to photograph 3C. C = intrusive pegmatite equivalent to photograph 3D. A' B' and c' are respective thin section photographs showing the mineral assemblages of these different granitic veins. D Picture of a thin section showing the transition between leucosome characterized by a coarse-grained quartz-feldspar assemblage (to the right) and its associated biotite-rich finer grained melanosome into a metatexite with metasedimentary protolith. 71

Figure II.19 : "Ida dome" laccolithic granitic pluton and host calc-silicates attributed to the Khan formation. Stop 41. A. Northward panoramic view of Ida dome with sills intrusive into host calc-silicates. B. smoky quartz pegmatitic pocket in Ida leucogranites with oxidation haloes. Stop Ida4. C. Leucogranite sills within calc-silicate Nosib rocks. D. Detail of granite intrusive into calc-silicate with sharp contacts. 73

Figure II.20: A. Densities of the various lithologic facies exposed along the Swakop River. B. Schematic structural position and densities of the lithologic facies exposed along the Swakop River . Same legend as Figure II. 3. 74

MIGMATITES ET GRANITES DE LA RIVIERE SWAKOP (CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA) : DONNEES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES

Figure III.21 : Carte et coupe interprétative de la Swakop River avec les différentes stations d'étude et d'échantillonnage. Carte modifiée d'après la carte géologique au 1/250 000è de la région de Walvis Bay, feuille 2214 (Geological Survey of Namibia, 1995). 91

Figure III.22 : 1. Echantillon macroscopique de diatexite avec foliation synmigmatitique soulignée par l'orientation d'agrégats de biotite. Complexe gneissique d'Abbabis. Echantillon 9544-35A, Stop 35. A. lame mince avec orientation préférentielle de biotite au centre. B. Détail de biotites sub-automorphes. C. Plagioclases et quartz en remplissage interstitiel ou en exsolution. Aspect lobé des minéraux. D. Détail d'une hornblende verte, faciès amphibolite. 95

Figure III.23 : 1. Echantillon macroscopique de diatexite à leucosome discordant à la foliation biotitique. Complexe gneissique d'Abbabis. Echantillon 9544-35B, Stop 35. A. lame mince avec biotites de tailles pluri millimétriques. B. Biotite dendritique. C. Exsolution de quartz dans des plagioclases. D. Epidote (Zoisite) avec altération périphérique en amphibole, faciès amphibolite. 97

Figure III.24 : 1. Echantillon macroscopique de leucogranite prélevé dans un diapir de l'unité inférieure. Echantillon 9544-36B, Stop 36. A. lame mince présentant des minéraux leucocrates majoritairement (quelques oxydes de fer visibles). B et C. Pétrographie à quartz + plagioclases et rares biotites. D. Quartz fracturé et à extinction roulante. 99

Figure III.25 : 1. Echantillon de métatexite d'orthogneiss du complexe métamorphique d'Abbabis. Echantillon 9544-38, Stop 38. A. lame mince présentant l'alternance de lits clairs et de lits sombres. B. Minéralogie

- à quartz, feldspaths, myrmékite et biotites. C. Recristallisation dynamique de quartz en sous-grains, avec lits sombre de biotites et oxyde de Fer. D. Monazites en inclusion dans une biotite. 101
- Figure III.26 : Métatexte caractérisée par des veines et poches leucosome bordé de mélanosome dont la texture grenue et la composition dominée par le quartz sont interprétées comme reflétant une origine métasédimentaire. Echantillon 9544-25A. 105
- Figure III.27 : Leucosome à grenat almandin dans les métatextes. A. Echantillon macroscopique. B. lame mince. C. Relique de grenat à symplectite de quartz. Echantillon 9544-25B. 105
- Figure III.28 : Poche de leucosome au sein des méta-grauwackes. A. Méta-grauwacke de texture microgrenue à poches de leucosomes quartzo-feldspathiques grenues. B. Poches de leucosome sur lame mince coupée perpendiculairement à la linéation. C. Poche de leucosome quartzo-feldspathique de texture grenue au sein d'un méta-grauwacke de texture plus fine. La matrice est à biotite+quartz+microcline et plagioclase+calcite. Altération des biotites (chlorites) et plagioclases en faciès schiste vert postérieure à la fusion partielle. Echantillon 9544-27B. 106
- Figure III.29 : Métatextes et granites intrusifs de la zone intermédiaire. Exemple de relations structurales entre néosomes et paléosomes. A. poche de leucosome dans méta-grauwacke d'origine. B. Veines infra-centimétriques concordantes de leucosomes connectées en réseau. C. Veine supra-centimétrique concordantes de leucosome. D. Syénite pegmatitique en veine discordante dans l'affleurement. E. Relation structurale entre veine de leucosome et métasédiment encaissant. La veine est interprétée comme allochtone du métasédiment. 108
- Figure III.30 : Détails en lames minces des transitions entre méta-grauwacke/leucosome (A) et méta-grauwacke/syénite intrusive (B). 108
- Figure III.31 : Exemples de granites intrusifs à l'affleurement dans l'unité supérieure. A. Echantillon 9544-39A : granite. B. Echantillon 9544-39D : leucogranite pegmatite. C. Echantillon 9544-41A : granite pegmatitique à quartz fumé. D. Echantillon 9544-41B : granite aplitique. E. Echantillon 9544-41C : leucogranite. E. Echantillon 9544-99 : leucogranite. F : pegmatite à quartz fumé. 112
- Figure III.32 : Calcschiste avec veine de granite in-situ à diopside (clinopyroxène) altéré en hornblende (riche en Mg). Echantillon 9544-41E. 113
- Figure III.33 : Zone de transition entre unité inférieure et supérieure à l'Ouest du complexe d'Abbabis. Panorama des métatextes (protolithe : métasédiments du Chuos) avec un réseau de veines concordantes et discordantes de granites allant de l'échelle des grains jusqu'à une dizaine de mètre). A. Méta-grauwacke du Chuos avec veines de leucosome concordantes boudinées en continuité texturale avec des veines de leucosome discordantes localisées dans des bandes de cisaillement. B. Méta-grauwacke du Chuos avec transition métatextes/diatextes comprenant des leucosomes et des veines granitiques intrusives. Les numéros correspondent aux échantillons prélevés et présentés dans les figures suivantes. 115
- Figure III.34 : Variétés de granites à l'affleurement 33 (zone 2). A & B = granites in-situ dans la métatexte. C = Métatexte (métasédiment avec ségrégation de leucosome mais sans migration de liquide silicaté). D = Apex de granite intrusif dans les métatextes. E = Veines concordantes de leucosome avec bordure de

mélanosome. F = Granite intrusif avec épontes réactionnelles au contact du métasédiment encaissant.

116

Figure III.35 : Métagrauwaque métatexitique du Chuos avec leucosome (9544-33B1'') et métatexite grauwaqueuse (9544-33B1'). Les joints de grains lobés entre les cristaux de quartz et de feldspath sont typiques d'une cristallisation à partir d'un liquide silicaté. a & b = microphotographies en Lumière naturelle. a' & b' = lumière polarisée analysée.

117

Figure III.36 : Echantillon de granits intrusifs avec quartz interstitiel et contacts lobés entre les minéraux attestant d'une cristallisation à partir de liquides silicatés. Echantillon 3544-33D.

118

Figure III.37 : Eponte de granite intrusif à biotite et monazite hydrothermales. La cristallisation de ces granites s'accompagne de la libération de fluides hydrothermaux réagissant avec les métasédiments encaissants (métamorphisme de contact). Echantillon 9544-33A. A = lame mince. B = zircon dans biotite centimétrique. C = zone magmatique avec ciment calcitique entre les fragments de microclines et oxydes de fer. D = agrégat de monazites hydrothermales entre biotites et ilménite.

119

Figure III.38 : Zone d'étude de Nex et al., 2001. Avec les arrêts 32 et 33 reportés. Modifié d'après Nex et al., 2001.

120

Figure III.39 : Diagramme QAP (Quartz, feldspaths Alcalins, Plagioclases ; (Streckeisen, 1974) des granitoïdes échantillonnées pour toutes les unités de la Swakop River. (A) quartzolite ; (B) granitoïde hyperquartzueux ; (C) Granite alcalin ; (D) syénogranite ; (E) monzogranite ; (F) granodiorite ; (G) Tonalite ; (H) syénite alcaline ; (I) syénite ; (J) monzonite ; (K) monzodiorite/monzogabbro ; (L) Diorite/Gabbro.

123

Figure III.40 : Indice d'alcalinité des granites des différentes unités de la Swakop river. Diagramme de (Shand, 1947).

125

Figure III.41 : Diagramme chimico-minéralogique A-B ; avec A = degré d'aluminosité et B = indice de fractionnement des minéraux ferromagnésiens. (Debon and Le Fort, 1988)

126

Figure III.42 : Spectres de Terres Rares normalisées par rapport aux chondrites (McDonough and Sun, 1995) des métatexites métasédimentaires des différentes unités de la Swakop River.

127

Figure III.43 : Spectres de Terres Rares normalisées par rapport aux chondrites (McDonough and Sun, 1995) des granites des différentes unités de la Swakop River.

128

Figure III.44 : Comparaison des spectres de terres rares normalisées aux chondrites des métasédiments et gneiss des différentes unités de la rivière Swakop et leur domaine de granites associés

129

Figure III.45 : Métatexites de métagrauwaque du Chuos (affleurement 29). A. Vue d'ensemble de l'affleurement avec la localisation des photos de détail. B. Leucosome concordant à contact diffus bordé de mélanosome B' : Echantillon de leucosome bordé de mélanosome inclus dans un mésosome. C. veine granitique discordante en continuité texturale avec les leucosomes concordants. C' : Echantillon de veine discordante dans le mésosome de la métatexite. D. Pegmatite discordante de composition syénitique à contact francs avec la métatexite. D'. Echantillon de pegmatite discordante.

133

- Figure III.46 : Représentations isocônes des variations, par rapport au métagrauwacke de la formation de Chuos, des concentrations en oxydes majeurs des leucosomes et de la syénite intrusive et . A. leucosome concordant. B. Syénite intrusive. C. Leucosome en réseau de veines. D. Leucosome discordant. Echelle logarithmique, graduations en %. 135
- Figure III.47 : Gains et pertes d'éléments traces d'un leucosome (29C_LEUC à gauche) et la syénite intrusive (29D) par rapport au métagrauwacke de la formation de Chuos (échantillon de référence 29B). Le relatif désordre renseigne sur l'origine in-situ ou allogène de l'objet étudié (minéralogie potentiellement similaire ou non). Echelle logarithmique, graduations en ppm. 136
- Figure III.48 : Représentations des concentrations normalisées des différents composants de la métatexite de métagrauwacke du Chuos de l'affleurement 29 (*). Les concentrations des oxydes majeurs et éléments traces des différents types de veines granitiques sont normalisées par rapport à la composition du mésosome de la métatexite. A. Poche de Leucosome dans le mésosome ($P_{2O5} < L.D.$; non représenté). B. Syénite intrusive dans la métatexite. 140
- Figure III.49 : Représentations des concentrations normalisées (*) des oxydes majeurs et éléments traces entre fractions granitiques et métagrauwacke de la formation du Chuos (Affleurement 29). A. Veines de leucosome infra-centimétriques concordantes en réseau. B. Veine de leucosome supra-centimétrique concordante. 141
- Figure III.50 : Spectres de Terres Rares normalisées aux chondrites (Sun and McDonough, 1989) des roches de l'affleurement 29. 9544-29B = métagrauwacke et 9544-29D = syénite intrusive. Les autres échantillons = différents types de leucosomes. 142

SOURCES DE LA FRACTION GRANITIQUE DES MIGMATITES ET DES GRANITES INTRUSIFS DE LA RIVIERE SWAKOP : CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES

- Figure IV.51 : Carte et coupe interprétative de la Swakop River avec les différentes stations d'étude et d'échantillonnage. Carte modifiée d'après la carte géologique au 1/250 000^e de la région de Walvis Bay, feuille 2214 ((Geological Survey of Namibia, 1995). 151
- Figure IV.52 : Texture et âges Pb/Pb des zircons d'un orthogneiss (9544-38) du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2 σ . 156
- Figure IV.53 : A. Diagramme concordia- des zircons d'un orthogneiss (9544-38) du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure. B. Age moyen Pb^{207}/Pb^{206} des zircons de l'échantillon 9544-38. 157
- Figure IV.54 : Points d'analyses pour les datations Pb^{208}/Th^{232} des monazites de l'échantillon 9544-38. Insert A. Ages concordants des monazites de l'orthogneiss 9544-38. Insert B. Age moyen Pb^{208}/Th^{232} des monazites de l'orthogneiss 9544-38. 157
- Figure IV.55 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'une diatexite (9544-35A) du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : 157

Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Les âges entre parenthèses sont avec une incertitude à 1σ et ne sont pas utilisés pour le calcul des discordia.	160
Figure IV.56 : Diagramme concordia-discordia des zircons de la diatexite 9544-35A du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure. A. Population de zircons ou cœurs hérités à ca. 2Ga. B. Populations des zircons et cœurs hérités à ca. 1 Ga. Les intercepts inférieurs sont compatibles avec une perturbation des signatures isotopiques U et Pb lors du métamorphisme panafricain à ca. 500 Ma.	161
Figure IV.57 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'une diatexite (9544-35B) du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ sauf pour les âges entre parenthèses (1σ).	164
Figure IV.58 : Diagramme concordia-discordia des zircons de la diatexite 9544-35B du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure.	165
Figure IV.59 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'une enclave amphibolitique (9544-34) du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et en électrons rétrodiffusés. Spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ .	168
Figure IV.60 : Diagramme concordia-discordia des zircons de l'amphibolite 9544-34 du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure.	169
Figure IV.61 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'un pluton granitique (9544-36A) intrusif dans les diatexites du Complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et en électrons rétrodiffusés. Spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ	172
Figure IV.62 : A. Diagramme concordia des zircons du diapir granitique 9544-36A du complexe gneissique d'Abbabis. Unité inférieure. B. Représentation du calcul de l'âge moyen Pb^{207}/Pb^{206} des zircons.	173
Figure IV.63 : Texture et âges Pb^{207}/Pb^{206} des zircons d'un granite à biotite (9544-33A) de la zone de transition Ouest Unités Inférieure et intermédiaire. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ .	175
Figure IV.64 : Diagramme concordia des zircons du granite à biotite et monazite 9544-33A.	176
.	176
Figure IV.65 : Etude morphologique (photographies au microscope optique en Lumière Naturelle et au MEB) et datations des monazites d'un granite à biotite et monazite (9544-33A) de la zone de transition Ouest Unités Inférieure et intermédiaire.	177
Figure IV.66 : A. Diagramme concordia des monazites d'un granite à biotite et monazite (9544-33A) de la zone de transition Ouest Unités Inférieure et intermédiaire. B. Représentation du calcul de l'âge moyen Pb^{207}/Pb^{206} des monazites.	177
Figure IV.67 : Etude morphologique et datations des zircons d'un leucosome en réseau de veinules granitiques (9544-29C_LEUC) de la formation de Chuos. Unité intermédiaire. Planche 1 : Observations	

au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ sauf entre parenthèses.	180
Figure IV.68 : Diagramme concordia du leucosome 9544-29C_LEUC.	181
Figure IV.69 : Texture et points d'analyses pour la datation U/Pb (les âges Pb/Pb sont indiqués) des zircons d'un granite intrusif (9544-41A) dans le dôme d'Ida. Unité Supérieure. Planche 1 : Observations au microscope binoculaire. Planche 2 : Observations en cathodoluminescence et spots des datations (âges Pb^{207}/Pb^{206}). Incertitudes d'âges à 2σ sauf entre parenthèses.	184
Figure IV.70 : Exemple de relation spatiale entre uraninites et zircons de l'échantillon de granite intrusif 9544-41A. Photographie MEB.	185
Figure IV.71 : Diagramme concordia des uraninites du granite intrusif 9544-41A dans la région du dôme d'Ida. Unité Supérieure.	187
Tableau IV.27 : Mesures géochronologiques (CAMECA IMS 1270) effectuées sur les uraninites du granite intrusif 9544-41A dans le dôme d'Ida. Unité supérieure.	187
Figure IV.72 : Synthèse des âges Pb^{207}/Pb^{206} obtenus sur les zircons, et uraninites et âges Pb^{208}/Th^{232} des monazites des échantillons des différentes unités de la Swakop River. L'axe des abscisses représente le nombre de mesures. Les âges sont représentés avec les incertitudes à 2σ .	192
Figure IV.73 : Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ des échantillons de la Swakop River. 4 clusters apparents avec les roches de l'unité inférieure ; les métatexites et leucosomes in-situ ; les granites intrusifs et les cas particuliers de l'enclave amphibolitique et la métatexite à leucosome à grenat.	198
Figure IV.74 : Zone d'échantillonnage des roches par Jung et al. 2003 le long de la rivière Khan en relation avec les stations de notre étude sur la rivière Swakop. A noter la conception suivant laquelle le dôme d'Ida serait un socle tout comme le complexe gneissique d'Abbabis (même figuré). Modifié d'après Jung et al., 2003.	200

CONTEXTE GEOLOGIQUE DES GISEMENTS D'URANIUM DE TYPE INTRUSIF DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA : DE LA SOURCE MIGMATITIQUE AU GISEMENT PLUTONIQUE

Figure V.75 : Localisations des antiformes et des gîtes et gisements d'U de la Zone Centrale dans la région de Swakopmund.	210
Figure V.76 : Carte des permis d'exploration (EPL) des compagnies d'exploration Reptile Uranium et Swakop Uranium. La zone de la mine de Rössing est représentée au Nord. Les zones en jaune ou rouge représentent les régions de fortes anomalies radiométriques dans chacun des permis. Les échantillons INCA-7 (sondage n° INCRD304, dans la zone d'Inca) ; 9544-39A (zone de transition Abbabis-Ida) ; 9544-41A (dans la zone d'Ongolo) et l'échantillon 9394-2 & 3 dans la zone de Rössing (provenant de la lithothèque Areva Bessines-sur-Gartempe). Carte compilée d'après les images Google Maps ® ; et documents des sites internet des compagnies (Deep Yellow Limited, 2011 © ; Extract Resources, 2012 ©).	216

- Figure V.77 : Domaine sud du dôme d'Ida. A & B. Laccolithes et intrusions granitiques dans les métasédiments de la formation de Khan. C. Zone de contact franc entre intrusion granitique et calcschistes de la formation de Khan. D. Poche de granite à quartz fumé avec auréole d'oxydation dans une intrusion. 218
- Figure V.78 : 1. Echantillon de pegmatite à quartz fumé et feldspaths potassiques. A & B. Zone à quartz fumé, magnétite et feldspaths altérés, respectivement en Lumière Naturelle (LN) et Lumière Polarisée Analysée (LPA). C. Uraninites altérées en proche contact avec des zircons, ces uranites causent la déstabilisation des feldspaths. D. Zone à mégacrists de quartz et feldspath altérés avec quartz interstitiel. 219
- Figure V.79 : Métallographie du leucogranite à quartz fumé du dôme d'Ida (9544-41A). A. Uraninites altérées en uranophane. B. Uraninite dans une zone d'altération de magnétite et biotite. C. Zircons en nucléi de croissance des uraninites. D. Agrégat d'U, Si, Fe dans une zone d'altération de feldspaths et de biotites. Numéros = spot d'analyses microsonde électronique et LA-ICP-MS dans le tableau associé ci-contre. Images en électrons rétrodiffusés au microscope électronique à balayage (MEB) Hitachi S-4800 (SCMEM Nancy) 222
- Figure V.80 : Vues de terrain Granites intrusifs dans les métasédiments de la région du dôme d'Ida (permis Swakop Uranium). A. Hollands Dome, les véhicules tous-terrains blancs en échelle. B. Garnet Valley. C. Poche de pegmatite à quartz fumé dans une intrusion granitique. D. Anomalie radioactive dans la veine de quartz fumé. 224
- Figure V.81 : Zone d'anomalie radioactive d'un granite intrusif dans les métasédiments de la formation de Khan dans la zone de transition Abbabis et dôme d'Ida. A. Affleurement. B. Echantillon macroscopique de leucogranite intrusif. C & C' pétrographie du granite et minéralisation uranifère sous forme de bétafite (LN et LPA). 225
- Figure V.82 : A & B. Métallographie des niobotantalates à U, Ti (Bétafite) zonés et hétérogènes d'un leucogranite intrusif au NW du dôme d'Ida (9544-39A). A' Bétafite en fort contraste avec la matrice quartzo-feldspathique. Les numéros correspondent au spot d'analyses dans le tableau associé ci-contre. Les spectres représentent les zonations chimiques mesurées en spectrométrie EDS (Energy Dispersive Spectrometry) MEB. 228
- Figure V.83 : Vue aérienne du prospect d'Inca, permis d'exploration de Reptile Uranium (Deep Yellow Ltd ©). Image tirée du site de la compagnie. (Deep Yellow Limited, 2011) 230
- Figure V.84 : Coupe schématique dans le prospect d'Inca (image DYL©) avec localisation approximative du sondage INCRD304 et de l'échantillon INCA 7. 231
- Figure V.85 : 1. Echantillon de skarn minéralisé en Uranium dans un sondage du prospect d'Inca (DYL). A & A' fraction granitique à quartz et feldspaths (respectivement LN et LPA). B & B' Zone de transition à amphiboles et oxydes de fer et ilménite. Zone minéralisée à méganodules uraninite et anhydrite. 232
- Figure V.86 : Métallographie des phases porteuses de l'U dans le skarn à uraninite (INCA 7) du prospect d'INCA. A & B. Uraninites avec auréoles de métamictisation dans l'exoskarn. Images MEB. C & D.

- Localisation des spots d'analyses sur les uraninites dans le tableau associé ci-contre. Images en microscope optique en lumière réfléchie. 234
- Figure V.87 : Zone de minéralisation dans un contexte de skarn à magnétite uranifère dans le prospect d'Inca (DYL). A. Ancienne traverse d'exploitation de minerais de Fer. B. Echantillon radioactif macroscopique : roche à magnétite massive (altérée en hématite) et interstices granitiques. C. Lamelle mince d'un interstice à mégacristal d'épidote. D. Localisation de microcristaux d'uraninite en inclusion dans l'allanite. 236
- Figure V.88 : Métallographie des phases porteuses d'U dans un Skarn à magnétite – Hématite (9544-42F). Images en électrons rétrodiffusés MEB (JEOL J7600F, SCMEM NANCY). 238
- Figure V.89 : Carte géologique simplifiée de la région de la mine de Rössing avec les localisations des zones minéralisées d'intérêt économique SK, SH et SJ dans laquelle se situe la mine à ciel ouvert. D'après Kinnaird et al. (2009) modifié de Smith (1965). 240
- Figure V.90 : Echantillon de leucogranite minéralisé en U échantillonné dans le district de Rössing (lithothèque Areva). A. Échantillon macroscopique. (Photo M. Brouand). B. Texture grenue avec quartz et Feldspaths alcalins. C. Minéraux accessoires dans le leucogranite. D. Uraninite avec bordure de métamictisation (les 4 petites cercles sont des cratères d'ablation LA-ICP-MS). 242
- Figure V.91 : Métallographie des phases porteuses de l'U dans un leucogranite minéralisé (9394-2) du district de Rössing. A. Uraninite avec auréole de métamictisation. B. Zircon en nucléi de croissance d'uraninite altérée dans une matrice à quartzo-feldspathique. C. Uraninite avec auréole de métamictisation. D. Argiles à thorite $(Th,U)SiO_4$ dans les zones d'altération de biotite. Images MEB. Localisation des spots d'analyses sur les uraninites dans le tableau associé ci-contre. 244
- Figure V.92 : Spectres comparés des éléments Terres Rares des uraninites (et uranophanes) des échantillons de leucogranites et de skarn. Le domaine grisé représente les spectres de certains gisements de types magmatiques du monde : Rössing (Namibie) ; Moore Lake (Canada) Luthi (Finlande) et Kola (Russie) selon les données de (Mercadier et al., 2011). Le spectre roche totale du leucogranite à quartz fumé du dôme d'Ida est représenté en A (WR = Whole Rock). 248
- Figure V.93 : Diagramme abondance des Terres Rares (ΣREE) Vs Fractionnement ($\Sigma LREE$ / $\Sigma HREE$) et tableau des valeurs calculées des leucogranites du prospect d'Ongolo, du district de Rössing et du skarn du prospect d'Inca. $\Sigma REE = La+Ce+Pr+Nd+Sm+Eu+Gd+Tb+Dy+Ho+Er+Yb+Tm+Lu$. $\Sigma LREE / \Sigma HREE = (LaN+CeN+PrN+NdN) / (ErN+YbN+TmN+LuN)$. 249
- Figure V.94 : A. Spectres des Terres Rares des bétafites zonées et hétérogènes du leucogranite intrusif au NW du dôme d'Ida avec spectre roche totale (WR = Whole Rock). B. Spectres de Terres rares d'une allanite, d'une uranophane et de la roche totale (WR) d'un skarn à magnétite-hématite minéralisé. 250
- Figure V.95 : Géochronologie U-Pb d'une uraninite du leucogranite intrusif à quartz fumé (9544-41A) au SE du dôme d'Ida. A. Localisation des faisceaux d'analyses de sonde ionique. B Diagramme concordia-discordia des mesures et tableau des valeurs. 252

Figure V.96 : Géochronologie U-Pb d'une uraninite du skarn minéralisé (INCA7) du prospect d'INCA.. A. Localisation des faisceaux d'analyses de sonde ionique. B Diagramme concordia-discordia des mesures et tableau des valeurs. Grisé = mesures non prises en compte.	254
Figure V.97 : Modèle gîtologique du Prospect d'Inca, Ms7 et Ongolo. image site internet DYL©	257

VERS LA CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GEOCHIMIQUES A L'ECHELLE DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA ET DES MARGES DES CRATONS DU CONGO ET DU KALAHARI

Figure VI.98 : Délimitations des cratons du Kalahari (K), du Congo (C) et de la ceinture orogénique du Damara (DOB) dans la carte géophysique régionale de l'Afrique Australe (méthode de dérivée horizontale totale du champ magnétique total). Modifié d'après (Becker et al. 2005).	262
Figure VI.99 : Carte géologique simplifiée de la ceinture du Damara et des marges des cratons du Kalahari et du Congo. Modifié d'après (Konopasek et al., 2005). Northern Platform (NP), Northern Margin Zone (NMZ), Northern Zone (NZ), northern Central Zone (nCZ), southern Central Zone (sCZ), Southern Zone (SZ), Southern Margin Zone (SMZ), Southern Foreland (SF)	263
Figure VI.100 : Evolution géodynamique paléoprotérozoïque de la séquence de Rehoboth. (Miller, 2008a, modifié d'après Becker et al., 2000.	267
Figure VI.101 : Arc magmatique de la marge du craton du Kalahari et direction de subduction au Mésoprotérozoïque. Becker et al., 2005.	268
Figure VI.102 : Evolution géodynamique durant le Protérozoïque de la région de Rehoboth. Modifié d'après Becker et al., 2005.	269
Figure VI.103 : Cibles d'étude du projet Pre- and Post-Katangan Granitoids of the Greater Lufilian Arc : Geology , Geochemistry, Geochronology and Metallogenic Significance (Sanz, 2005; 2008)	274
Figure VI.104 : Diagramme U-Th des sédiments des domaines tectono-métamorphiques des marges de cratons et du centre du Damara en fonction de leur période géologique de mise en place au Paléo- ; Mésopro- et Néoprotérozoïque. NB période Néoprotérozoïque > 600 Ma = fin du dépôt de la formation de Kuiseb.	278
Figure VI.105 : Diagramme U-Th des roches volcaniques acides des marges des cratons du Congo (NMZ) et du Kalahari (SMZ) au Paléo- ; Mésopro- et Néoprotérozoïque.	279
Figure VI.106 : Diagramme U-Th des roches plutoniques acides des domaines tectono-métamorphiques des marges de cratons et du centre du Damara en fonction de leur période géologique de mise en place au Paléo- ; Mésopro- ;Néoprotérozoïque et Cambrien.	280

DISCUSSION - CONCLUSION GENERALE

Figure VII.107 : Modèle métallogénique de l'uranium primaire dans la zone centrale de l'orogène du Damara, Namibie.	305
--	-----

Figure VII.108 : Variations des concentrations en uranium des roches selon leur type (PA = Plutonic Acid ; VA = Volcanic Acid ; Metased = Metasediments) en fonction des périodes géologiques du Paléo- ; Méso- ; Néoprotérozoïque et du Cambrien. 308

Figure VII.109 : Evolution géodynamique et minéralisation uranifère primaire dans l'orogène du Damara. 311

Liste des tableaux

CROISSANCE CRUSTALE ET METALLOGENIE DE L'URANIUM

Tableau I.1: compositions des chondrites et manteau primitif suivant différents auteurs. (Hart and Zindler, 1986; Ringwood, 1991; Allègre et al., 1995; McDonough and Sun, 1995)	19
Tableau I.2: Concentrations élémentaires du manteau primitif. (White, 2012)	19
Tableau I.3 : Abondance minéralogique modale, compositions en oxydes majeurs et éléments traces des MORB de manteau appauvri. (Workman and Hart, 2005).	20
Tableau I.4: Composition géochimique de la croûte océanique. (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Hofmann, 1988; Langmuir et al., 1992)	22
Tableau I.5: Composition de la croûte continentale supérieure en fonction des auteurs. (Taylor and McLennan, 1985, 1995; Wedepohl, 1995). Les valeurs entre parenthèses sont les révisions de Plank et Langmuir (Plank and Langmuir, 1998) des mesures de Taylor et McLennan.....	25
Tableau I.6 : Compositions de fractions intermédiaire et inférieure de la croûte continentale. R&F = (Rudnick and Fountain, 1995) ; Wedepohl (1995)	27
Tableau I.7: Composition chimique globale de la croûte continentale. R&F = Rudnick and Fountain (1995) révisé par (Plank and Langmuir, 1998); T&M = Taylor and McLennan (1985, 1995); W&T = (Weaver and Tarney, 1984)); We = Wedepohl (1995); Shaw = (Shaw et al., 1986).....	28

MIGMATITES ET GRANITES DE LA RIVIERE SWAKOP (CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA) : DONNEES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES

Tableau III.8 : Affiliations, positions, descriptions et interprétations des roches échantillonnées dans la rivière Swakop.	92
Tableau III.9 : Géochimie des oxydes majeurs et normalisation CIPW des roches échantillonnées dans l'unité inférieure, complexe gneissique d'Abbabis. Calculs CIPW avec GeoPlot® (Zhou et Li, 2006).	103
Tableau III.10 : Géochimie des oxydes majeurs et normalisation CIPW des roches échantillonnées dans l'unité intermédiaire. Calculs CIPW avec GeoPlot® (Zhou et Li, 2006).	110
Tableau III.11 : Géochimie des oxydes majeurs et normalisation CIPW des roches échantillonnées dans l'unité supérieure et la zone de transition Est. Calculs CIPW avec GeoPlot® (Zhou et Li, 2006).	114
Tableau III.12 : Classification de Nex et al. (2001) des types de granites rencontrés dans la région de Goanikontès à la limite Socle/Couverture selon la conception en vigueur (zone de forte contrainte) et équivalente à la zone de transition Ouest entre unités inférieure et intermédiaire. Les valeurs entre parenthèses sont les nombres maxima de coups par seconde enregistrés par scintillomètre. Interprétation en termes de relations génétique avec l'encaissant.	122
Tableau III.13 : Concentrations des éléments majeurs des métasédiments métatexitiques de la Swakop River. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs les plus élevées. Pour SiO ₂ = métatexite à forte proportion de leucosomes en poches centimétriques du Chuos (9544-27A). Fe ₂ O ₃ = métatexite à leucosome à grenats (9544-25B) et CaO = calcsiste à diopside (9544-41E).	124

Tableau III.14 : Concentrations en terres rares des roches des différentes unités de la rivière Swakop. Les calculs des valeurs normalisées (non représentées dans ce tableau) sont faits par rapport aux chondrites (McDonough & Sun, 1995). $\Sigma \text{REE} = \text{La} + \text{Ce} + \text{Pr} + \text{Nd} + \text{Sm} + \text{Eu} + \text{Gd} + \text{Tb} + \text{Dy} + \text{Ho} + \text{Er} + \text{Yb} + \text{Tm} + \text{Lu}$. $\Sigma \text{LREE}_N / \Sigma \text{HREE}_N = (\text{La}_N + \text{Ce}_N + \text{Pr}_N + \text{Nd}_N) / (\text{Er}_N + \text{Yb}_N + \text{Tm}_N + \text{Lu}_N)$. $\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / [(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}]$. Les valeurs médianes ont été calculées en vue d'éviter les effets des fortes concentrations d'échantillons exceptionnels.	130
Tableau III.15 : Concentrations en oxydes majeurs et éléments traces des leucosomes et syénite intrusive normalisées à celle du métagrauwacke de la formation du Chuos. Affleurement 29. (*) = échantillon normalisé. M^A/M^O = Rapport des densités. Oxydes en % en traces en ppm.	134
Tableau III.16 : Calcul des concentrations normées (*) des oxydes majeurs selon la technique de Humphris et al., 1998. C_i^O = concentration mesurée de l'élément i dans le métagrauwacke 9544-29B ; C_i^A = concentration mesurée de l'élément i dans les leucosomes ou veine intrusive. C_i^{O*} et C_i^{A*} respectivement concentrations normées du métagrauwacke et des objets comparés.	138

SOURCES DE LA FRACTION GRANITIQUE DES MIGMATITES ET DES GRANITES INTRUSIFS DE LA RIVIERE SWAKOP : CONTRAINTES GEOCHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES

Tableau IV.17 : Affiliations, positions, descriptions et interprétations des roches échantillonnées dans la rivière Swakop. En bleu, les échantillons étudiés en géochronologie U-Pb sur zircons séparés (+ monazites et uraninites en mince le cas échéant) ; en vert, les échantillons étudiés en isotopie Sm-Nd roches totales. A noter que les échantillons étudiés en géochronologie ont tous été étudiés en isotopie Sm-Nd sauf le leucosome en réseau (9544-29C-leuc) et la pegmatite à biotite et monazite (9544-33A).	152
Tableau IV.18 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de l'orthogneiss 9544-38 du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ	158
Tableau IV.19 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les monazites de l'orthogneiss 9544-38 du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ	158
Tableau IV.20 : Analyses isotopiques U et Pb (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de la diatexite 9544-35A du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ tandis que les âges à 1σ n'y figurent pas.	162
Tableau IV.21 : Analyses isotopiques U et Pb (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de la diatexite 9544-35B du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ	166
Tableau IV.22 : Analyses isotopiques U et Pb (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de l'amphibolite 9544-34 du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ	170

Tableau IV.23 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons du diapir granitique 9544-36A du complexe gneissique d'Abbabis. Unité Inférieure. Les incertitudes sont à 2σ .	173
Tableau IV.24 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons de la pegmatite à biotite et monazite 9544-33A de la zone de transition ouest. Les incertitudes sont à 2σ .	178
Tableau IV.25 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les monazites de la pegmatite à biotite et monazite 9544-33A de la zone de transition ouest. Les incertitudes sont à 2σ .	178
Tableau IV.26 : Mesures géochronologiques (LA-ICP-MS Resonetics Revolution M-50) effectuées sur les zircons du leucosome à veinules interconnectées 9544-29C_LEUC de la formation de Chuos. Unité intermédiaire. Les incertitudes sont à 2σ .	182
Tableau IV.27 : Mesures géochronologiques (CAMECA IMS 1270) effectuées sur les uraninites du granite intrusif 9544-41A dans le dôme d'Ida. Unité supérieure.	187
Tableau IV.28 : Valeurs médianes des mesures des concentrations en Pb, Th et U des zircons des différentes roches étudiées. N= nombre d'analyses prises en compte.	190
Tableau IV.29 : Concentrations Roches totales en Hf, U, Y, Zr des roches des différentes unités de la rivière Swakop. En grisé les métasédiments et orthogneiss. En rouge : le granite intrusif minéralisé en U du dôme d'Ida (unité supérieure).	191
Tableau IV.30 : Mesures et calculs isotopiques Sm et Nd des roches de la rivière Swakop. Les valeurs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en rouge pour les granites intrusifs sont des valeurs corrigées de l'impact des perturbations (fluides) synchrones ou postérieures à leur mise en place à ca. 500 Ma (valeurs mesurées en noir). Calculs des ϵ calculés à $t=0$ et 500 Ma selon CHUR (Nd = Goldstein et al., 1984; Sm = (Peucat et al., 1989)). Calculs T_{DM} avec les données de Peucat et al., 1989.	197
Tableau IV.31 : Données isotopiques de Jung et al., 2003 sur les granitoïdes et migmatites de la rivière Khan. Voir localisation des échantillons sur la carte précédente. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(m)}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(m)}$ = rapports initiaux. Rattachés au numéro d'échantillons, L = leucosome ; M = mélanosome. ϵ_{Nd} avec valeurs de CHUR selon Jacobsen and Wasserburg, 1980. Ages modèles calculés avec Michard et al., 1985.	201

CONTEXTE GEOLOGIQUE DES GISEMENTS D'URANIUM DE TYPE INTRUSIF DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA : DE LA SOURCE MIGMATITIQUE AU GISEMENT PLUTONIQUE

Tableau V.32 : Séquence lithostratigraphique du Damara. Modifiée de Jacob et al. (1986). Détails sur les âges : (1) (Kröner et al., 1991); (2) (Tegtmeyer and Kröner, 1985) ; (3) (De Kock et al., 2000) ; (4) (Hoffman et al., 1996) ; (5) (Hoffman, 2005) estimation à partir de l'affiliation à l'évènement « <i>Snow Ball Earth</i> » de la formation du Chuos. (6) estimation à partir de corrélations à travers les différents domaines de l'orogène du Damara.	211
---	-----

Tableau V.33 : Récapitulatifs des âges obtenus pour les roches du Complexe Gneissique d'Abbabis et les granites intrusifs dans la Zone Centrale.	214
Tableau V.34 : Composition chimiques des phases porteuses de l'U dans le leucogranite à quartz fumé du dôme d'Ida (9544-41A). $\Sigma LREE_N / \Sigma HREE_N = (La_N + Ce_N + Pr_N + Nd_N) / (Er_N + Yb_N + Tm_N + Lu_N)$. $Eu^* = Eu_N / [(Sm_N \times Gd_N)^{1/2}]$ Normalisation par rapport à McDonough & Sun, 1995. Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy)	223
Tableau V.35 : Compositions chimiques des phases porteuses de l'U dans le leucogranite intrusif au Nord Ouest du dôme d'Ida (9544-39A). Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy). A noter le total à ca. 60% des analyses microsonde en partie dû à la non-mesure du Nb et Ta (observés au MEB, spectres figure précédente)	229
Tableau V.36 : Compositions chimiques des phases porteuses d'U dans le skarn à uraninites (INCA7) du prospect d'INCA. B. métamictite = bordure métamictite. Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy).	235
Tableau V.37 : Compositions chimiques des phases porteuses d'U dans un Skarn à magnétite – Hématite (9544-42F). Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy).	239
Tableau V.38 : Compositions chimiques des phases porteuses d'U dans un leucogranite minéralisé du district de Rössing (9394-2). Concentrations en oxydes obtenues par microsonde électronique (Cameca SX100, SCMEM Nancy) et concentrations en éléments traces obtenues par LA-ICP-MS (G2R, Nancy).	245

VERS LA CREATION D'UNE BASE DE DONNEES GEOCHIMIQUES A L'ECHELLE DE LA CEINTURE OROGENIQUE DU DAMARA ET DES MARGES DES CRATONS DU CONGO ET DU KALAHARI

Tableau VI.39 : Tableau VI.synthétique des découpages lithologiques majeurs à l'affleurement dans les régions de Rehoboth et de Windhoek. Ages U/Pb sur zircons détritiques dans les formations sédimentaires et sur zircons magmatiques dans les roches intrusives. (Burger and Coertze, 1978; Burger and Walvaren, 1978, 1979; Ziegler and Stoessel, 1993; Becker et al., 1996, 2005; Nagel et al., 1996; Nagel, 2000; Schneider et al., 2004).	269
Tableau VI.40 : Liste des articles et documents utilisés pour la base de données géochimiques et géochronologiques.....	277
Tableau VI.41 : Exemple de Tableau VI.extrait de la base de données. A noter le caractère incomplet de certaines analyses de roches. Les codes des références tels que dans le Tableau VI.40.....	280