



HAL
open science

Distribution et transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale. Investigations géochimique et géophysique des granulites de Madagascar

Eric Pili

► **To cite this version:**

Eric Pili. Distribution et transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale. Investigations géochimique et géophysique des granulites de Madagascar. Géochimie. Université Claude Bernard Lyon 1, 1997. Français. NNT: . tel-02288871

HAL Id: tel-02288871

<https://theses.hal.science/tel-02288871>

Submitted on 16 Sep 2019

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

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

N° d'ordre : 013-97

Année 1997

THÈSE

présentée

devant l'**UNIVERSITÉ CLAUDE BERNARD - LYON I -**

pour l'obtention

du **DIPLÔME DE DOCTORAT**

(arrêté du 30 mars 1992)

par

Éric PILI

Distribution et transfert des fluides

à l'échelle de la lithosphère continentale.

Investigations géochimique et géophysique des granulites de Madagascar

soutenue le 10 janvier 1997.

devant le **JURY**: Pr. Serge **FOURCADE**

Pr. Albert **JAMBON**

Pr. Pierre **CHOUKROUNE**

Pr. Philippe **GILLET**

Pr. Colin **GRAHAM**

Pr. Jean-Marc **LARDEAUX**

Dr. Simon **SHEPPARD**

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Examineur

Directeur de thèse

Thèse préparée au Laboratoire de Sciences de la Terre de l'École
Normale Supérieure de Lyon.

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I -

Président de l'Université
1er Vice-Président Fédération Santé
1er Vice-Président Fédération Sciences
Président du Comité de coordination
des Etudes Médicales
Secrétaire Général

M. le Professeur M. DECHAVANNE
M. le Professeur J. DOURY
M. le Professeur Y. LEMOIGNE

M. le Professeur M. DECHAVANNE
M. J. FLACHER

FEDERATION SANTE

UFR de Médecine LYON-GRANGE-BLANCHE
UFR de Médecine R. T. H. LAENNEC
UFR de Médecine LYON-NORD
UFR de Médecine LYON-SUD
Institut des Sciences Biologiques et
Pharmaceutiques
UFR d'Odontologie
Institut des Techniques de réadaptation
Département de Biologie Humaine
Département d'Innovation et de
Coordination Pédagogique

Directeur : Mme le Pr. PELLET
Directeur : M. le Pr. PERRIN
Directeur : M. le Pr. PATRICOT
Directeur : M. le Pr. GERARD

Directeur : M. le Pr. COLLOMBEL
Directeur : M. le Pr. DOURY
Directeur : M. le Pr. EYSSETTE
Directeur : M. le Pr. BRYON

Directeur : M. le Pr. LAVILLE

FEDERATION SCIENCES

UFR de Biologie
UFR de Chimie et Biochimie
UFR de Génie Electrique et des Procédés
UFR d'informatique
UFR de Mathématiques
UFR de Mathématiques Appliquées,
de Gestion et d'Economie
UFR de Mécanique
UFR de Physique
UFR de Sciences de la Terre
UFR des Activités Physiques et Sportives
I.U.T. A
I.U.T. B
Département de 1er cycle pluridisciplinaire
Sciences

Administrateur Provisoire : M. le Pr. DEBOUZIE
Administrateur Provisoire : Mme VARAGNAT (M.d.C.)
Administrateur Provisoire : M. le Pr. GRELLET
Administrateur Provisoire : M. le Pr. VANDORPE
Administrateur Provisoire : M. le Pr. MORVAN

Administrateur Provisoire : M. le Pr. AUGROS
Administrateur Provisoire : M. le Pr. GENGE
Administrateur Provisoire : M. le Pr. BROYER
Administrateur Provisoire : M. le Pr. LARDEAUX
Directeur : M. le Pr. THIRIET
Directeur : M. le Pr. GIELLY
Directeur : M. le Pr. PIVOT
Directeur : M. PONCET (M.d.C.)

À la mémoire de Jean-Michel Caron.

TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS.....	1
INTRODUCTION.....	3
1. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LA NATURE ET LA DISTRIBUTION DES FLUIDES À L'ÉCHELLE DE LA LITHOSPHERE.....	6
1.1 Nature des fluides de la lithosphère	6
1.2 Méthodes d'étude des fluides	8
1.3 Distribution des principaux flux de fluides concernant la lithosphère.....	10
1.4 Image des fluides lithosphériques	13
1.4.1 Panorama Pression-Profondeur-Température des fluides dans la lithosphère	13
1.4.2 Écoulement des fluides	17
1.4.3 Échantillonnage direct des fluides de la lithosphère : les inclusions fluides.....	20
1.5 Le débat sur les fluides dans les granulites.....	21
1.6 Conclusions.....	24
2. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES C-O-H DE QUELQUES RÉSERVOIRS DE LA LITHOSPHERE	27
2.1 Le manteau et ses fluides	27
2.2 Les réservoirs crustaux	30
2.3 Conclusions.....	35
3. APERÇU SUR LA GÉOLOGIE DE MADAGASCAR ET DE SES GRANULITES	37
3.1 Cadre global et géodynamique.....	37
3.2 Lithologie, pétrologie et structures des granulites malgaches	40
3.3 La campagne de terrain	44
3.4 Les traces des fluides sur le terrain.....	45
3.5 Formation des gisements de phlogopites.....	50
3.6 Conclusion	54

4. DISTRIBUTION DES FLUIDES ET ÉCOULEMENTS EN FONCTION DES STRUCTURES TECTONIQUES : UNE APPROCHE PAR LA GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES	57
4.1 Écoulement des fluides en fonction de l'échelle des zones de cisaillement (article : Fluid flow versus scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox).....	57
4.2 Complément sur les interactions fluide-roche à l'échelle de la croûte inférieure malgache obtenu par l'analyse des carbonates de lithologies variées.	71
4.2.1 Complément sur les marbres : hétérogénéités locales.....	75
4.2.2 Caractérisation de l'altération des marbres	76
4.2.3 Étude systématique du carbonate des metabasites et clinopyroxénites.....	77
4.2.4 Les carbonates associés au magmatisme crustal.....	81
4.2.5 Les carbonates des gneiss.....	83
4.3 Le graphite : l'autre regard sur le carbone crustal.....	84
4.3.1 Équilibres calcite-graphite et thermométrie.....	86
4.3.2 Compositions isotopiques des graphites et infiltration.....	90
4.4 Bilan de l'étude des isotopes stables C-O des roches carbonatées en relation avec les structures tectoniques.....	93
4.4.1 Les marbres et les différents couplages entre compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène : vers un modèle de mélange	94
4.4.2 Importance de la dévolatilisation	97
4.5 Conclusion	103
5. MODÉLISATION DE L'INFILTRATION.....	109
5.1 Revue critique des modèles d'infiltration.....	109
5.2 Choix du modèle d'infiltration.....	113
5.3 Établissement et exploitation du modèle	115
5.3.1 Énoncé du modèle	115
5.3.2 Écriture du bilan de masse et choix des paramètres	115
5.3.3 Résultats	118
5.3.4 Discussion et conclusions.....	125
6. PANORAMA DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'HYDROGÈNE	129
6.1 Compositions isotopiques des micas de lithologies variées	131
6.2 Hydrogène et fluor des phlogopites des mines	135
6.3 Conclusion à l'étude des compositions isotopiques et teneurs en l'hydrogène	146

7. ENRACINEMENT LITHOSPHERIQUE DES ZONES DE CISAILLEMENT MAJEURES	149
7.1 Zones de cisaillement d'échelle lithosphérique et connexions manteau-croûte (article : Lithospheric shear zones and mantle-crust connections).....	149
7.2 Commentaires et développements sur l'article	173
7.2.1 Les zones de cisaillement : des chenaux d'échelle lithosphérique	173
7.2.2 Multiples occurrences d'anomalies gravimétriques liées à des zones de cisaillement d'échelle crustale dans le monde.....	176
Conclusion.....	182
8. SYNTHÈSE SUR LA DISTRIBUTION ET LE TRANSFERT DES FLUIDES À L'ÉCHELLE DE LA LITHOSPHERE.....	183
8.1 Situation de la présente étude par rapport aux autres modèles de fluide dans les granulites.....	183
8.2 Les fluides dans les minéraux.....	187
8.3 Transferts des fluides à l'échelle de la lithosphère.....	191
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	197
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	201
ANNEXES	227
ANNEXE A. Vade-mecum de la géochimie des isotopes stables	227
ANNEXE B. Analyse des compositions isotopiques C-O des carbonates des roches.....	229
ANNEXE C. Analyse des compositions isotopiques du carbone des graphites.....	235
ANNEXE D. Analyse des compositions isotopiques de l'hydrogène des micas.....	237
ANNEXE E. Études des inclusions fluides.....	239
Matériel utilisé et description.....	239
Analyse par microthermométrie.....	241
Nature des fluides et conditions de piégeage.....	242
Conclusion	246
ANNEXE F. Spectrométrie infrarouge des minéraux nominaleme ⁿ t anhydres	247
ANNEXE G. Localisation et description des échantillons	249

AVANT-PROPOS

À l'issue de ces trois années de travail au sein du Laboratoire de Science de la Terre de l'ENS Lyon, dirigé par Jean-Michel Caron puis Philippe Gillet, je tiens à exprimer ma gratitude à tous ceux qui ont partagé mon enthousiasme et collaboré, d'une manière ou d'une autre, à ce travail. Merci à Simon Sheppard d'avoir accepté de guider mes pas dans le monde des isotopes stables, et d'avoir été un interlocuteur attentionné de chaque instant. Merci à Jean-Marc Lardeaux de m'avoir ouvert les portes de ses projets malgaches et d'avoir co-dirigé cette étude. Jannick Ingrin m'a accueilli et encadré à Orsay pour la spectrométrie infrarouge; Yanick Ricard a eu la gentillesse de me guider dans l'établissement de la carte gravimétrique de Madagascar ; je les remercie pour leur disponibilité. Un grand merci aux techniciens et ingénieurs, pour leur travail excellent et dans la bonne humeur : Mesdames Clermont (lames minces), Émery (lames minces et analyses isotopiques), Grisard (lames minces), Uberty (secrétariat) et Veschambre (microsonde) ainsi que Messieurs Berlandi (lames minces) et Capiez (analyses chimiques). Ce travail a bénéficié de l'expérience malgache de Christian Nicollet, d'une collaboration avec les universités de Tananarive (Raymond Rakotondrazafy) et de Bonn (Kerstin Rosen), ainsi que du développement simultané des thèses de Stéphanie Duchêne (chronologie et mécanismes de remontée des éclogites), Hervé Cardon (analyse structurale du rift est-africain) et Jean-Emmanuel Martelat (développement des structures lithosphériques de Madagascar). David Bridgwater, Doug Rumble, Karel Schulmann et Bill White, de passage au laboratoire, ont été des interlocuteurs attentifs.

Ma reconnaissance va à tous les membres du laboratoire, permanents ou de passage, qui n'ont jamais fermé leur porte ni ménagé leur temps pour répondre à mes questions.

A tous, un grand merci.

Lyon, le 14 novembre 1996.

INTRODUCTION

À l'échelle globale, la croûte continentale peut être vue comme l'interface entre un cycle interne des éléments, qui se déroule en grande partie dans le manteau, et un cycle externe, régi par les interactions entre atmosphère, hydrosphère, biosphère et sédiments. La croûte supérieure est le reflet plus ou moins direct du cycle externe, de par l'érosion et la sédimentation. La croûte inférieure présente une situation a priori plus compliquée parce que les transferts de matière (déformation, métamorphisme, métasomatisme, magmatisme) sont plus difficiles à quantifier et même seulement à identifier. En particulier, les relations entre croûte et manteau ne sont pas toutes élucidées.

L'importance des fluides dans la croûte terrestre est attestée par leur implication dans de nombreux phénomènes géologiques importants tels les minéralisations à caractères économiques, le cycle de certains éléments comme le carbone, les transferts de chaleur, la modification de la rhéologie et le contrôle de la déformation (des séismes à la séparation des continents), la production de magmas et la variété des magmas produits. Bien que désignés comme étant une phase à l'équilibre avec les roches métamorphiques et magmatiques, les fluides sont rarement conservés au sein des roches. Leur sources, leurs flux et leurs modes d'écoulement sont relativement mal connus bien qu'ils soient l'objet de nombreux travaux.

Les études de la croûte inférieure dans les localités réputées (Bamble, Rogaland et Tromsø (Norvège), Adirondacks (Grenville, USA), sud de l'Inde, Sri Lanka, Ivree (Alpes italiennes), Nordeste brésilien ...) ont rarement été des approches pluridisciplinaires et aucune n'a à ce jour combiné la géologie structurale, la pétrologie, la géochimie des isotopes stables et la gravimétrie à l'échelle du segment de croûte exposé afin d'en obtenir une image complète et tridimensionnelle. En particulier, si les Adirondacks ont fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et géochimiques des fluides, les relations avec les structures tectoniques ne sont pratiquement pas envisagées. À l'opposé, les études structurales foisonnent dans le Nordeste

brésilien alors que les interrogations d'ordres pétrologique et géochimique demeurent. En outre, les échelles d'étude restent locales ou régionales et concernent rarement le continent, et encore moins la lithosphère, bien que la littérature sur les granulites désigne fréquemment le manteau comme l'un des acteurs principaux. Inversement, la gravimétrie, excepté dans le cadre de prospections minières, retient généralement des longueurs d'onde de l'ordre du millier de kilomètres, ce qui empêche toute possibilité de l'associer à des caractéristiques structurales et géochimiques de la croûte continentale.

Parce que la croûte inférieure est à l'évidence un système où interagissent à la fois la déformation, le métamorphisme et les flux de fluides, de manière interne ou en liaison avec le manteau à sa base et la croûte supérieure à son sommet, il nous a paru intéressant de développer une approche combinée qui puisse à la fois rendre compte de la nature des phénomènes et des échelles auxquelles ils se produisent. Dès lors, la géologie structurale, la pétrologie métamorphique, la géochimie des isotopes stables et la gravimétrie apparaissent comme des outils de choix.

Pour appliquer une telle combinaison de méthodes, le domaine granulitique de Madagascar, révélé un an auparavant dans son immensité par les programmes INSU-CNRS "Tectoscope" & DBT "Métamorphisme de l'extension", ainsi que les travaux antérieurs de C. Nicollet, présente de sérieux atouts. Il s'agit d'un terrain de plus de 300 000 km² de granulites panafricaines de lithologies variées, affleurant dans un état de conservation remarquable et offrant une structure spectaculaire. Cette portion de croûte inférieure aujourd'hui mise à nu présente en particulier un réseau de zones de cisaillement verticales d'échelle crustale. Notre projet d'étude des transferts de fluides à l'échelle de la lithosphère était né, et a grandi sous la bannière d'un projet DBT-CNRS "Fluide dans la croûte".

Caractériser la lithosphère et non pas seulement une localité de faciès granulite demande de prendre du recul, et donc d'échantillonner sur une vaste étendue, aux dépens de la résolution que l'on peut avoir localement. C'est le parti délibéré que nous avons pris. Il en coûte parfois de ne pas posséder un maillage d'échantillons suffisamment serré. Le recours à des ensembles dont certaines caractéristiques sont connues indépendamment, par exemple un type de structures (les zones de cisaillement) ou de lithologies (les marbres, les granites ...), apporte souvent un

complément d'information. L'imagerie satellitaire et la gravimétrie fournissent une densité de données à l'échelle du continent avec une très bonne résolution.

Ce mémoire présente les résultats des travaux menés durant trois années, depuis la campagne de terrain et sa préparation, jusqu'à la publication de deux articles ces derniers mois. Il s'organise autour de sept chapitres. Les deux premiers constituent un travail d'analyse bibliographique destiné à servir de cadre à cette étude des fluides dans la lithosphère continentale. J'insiste sur les caractères, connus ou probables, des fluides en contexte granulitique, et montre la spécificité de ce contexte, ainsi que l'intérêt de travailler à l'échelle de la lithosphère. Vient ensuite une brève description de la géologie de Madagascar et de son cadre géodynamique, situés par rapport aux autres chaînes panafricaines ayant structurées le Gondwana. Une grande part de mon travail a consisté en l'étude de la géochimie isotopique des carbonates, en rapport avec la pétrologie et la géologie structurale. Ainsi, le chapitre 4, augmenté d'une analyse de la géochimie isotopique du graphite, présente comment cette étude a permis de caractériser l'écoulement des fluides à travers la croûte granulitique malgache, pour aboutir à la conception d'un modèle, dont la mise en équations et les résultats numériques sont présentés dans le chapitre 5. Après le carbone et l'oxygène, une étude de reconnaissance sur l'hydrogène termine ce travail sur les constituants majeurs des volatils. Le chapitre 6 traite ainsi des compositions isotopiques de micas de lithologies variées et profite d'une étude détaillée de la géochimie isotopique de gisements de phlogopite pour discuter des relations entre compositions chimiques et isotopiques des micas. Le retour à l'échelle lithosphérique, du point de vue géophysique cette fois, se fait dans le chapitre 7, où la carte des anomalies gravimétriques de Madagascar est brossée puis discutée en ce qui concerne l'écoulement des fluides, à la lumière des résultats de la géochimie et de la géologie structurale. Un modèle de fonctionnement des zones de cisaillement majeures de Madagascar est présenté, incluant leur rôle important dans les transferts de fluide à l'échelle de la lithosphère. Une discussion est ensuite menée, pour aboutir à la conclusion générale de ce travail.

1. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LA NATURE ET LA DISTRIBUTION DES FLUIDES À L'ÉCHELLE DE LA LITHOSPHERE

Les fluides sont impliqués dans une très grande variété de processus géologiques. Leur nature, leurs origines, leur distribution et leurs effets ont été étudiés en de très nombreuses circonstances, depuis des environnements de croûte supérieure jusque dans le manteau, pour les continents comme pour les océans. Cependant, les études intégrées des fluides à l'échelle de la lithosphère restent rares. Ce chapitre présente une revue des principaux fluides impliqués dans la lithosphère. Nous nous attacherons à déterminer plus particulièrement quels sont les paramètres qui contrôlent la présence et la mobilité des fluides, en particulier dans la partie supérieure du manteau et dans la croûte inférieure, afin d'en donner une image synthétique à partir de travaux récents. La lithosphère désigne la croûte et la partie supérieure du manteau, distinguée de l'asthénosphère par ses propriétés mécaniques (voir la récente discussion de Anderson (1995)). Discuter des transferts de fluide à l'échelle de la lithosphère nécessite de se référer au cadre géodynamique de la tectonique des plaques.

1.1 Nature des fluides de la lithosphère

Le terme "fluide" regroupe ici les magmas (silicatés et carbonatés) ainsi que les volatils. Les magmas silicatés, d'origine mantellique ou crustale, sont de loin les plus abondants et les mieux échantillonnés des magmas, parce que disposant de nombreux dérivés en surface. Les magmas carbonatés (carbonatites et kimberlites) sont rares à la surface de la Terre. Cette rareté est l'objet de discussions. Barker (1996) souligne la quasi-impossibilité pour ces magmas de s'extraire du manteau et non pas la rareté de la production de ces magmas à partir d'un système péridotite-CO₂-H₂O, qui peut être fertile (Wyllie, 1979). Les magmas carbonatés sont considérés comme de puissants agents du métasomatisme dans le manteau (voir par exemple Harte, 1987 et Menzies, 1990). La migration des magmas silicatés est aussi responsable de

modifications chimiques des roches mantelliques (Bodinier et al., 1990). L'importance des magmas sera ici restreinte à leur capacité à transférer de la chaleur et de la matière, et plus particulièrement à incorporer, transporter et libérer des volatils (Burnham, 1979; Carroll et Holloway, 1994).

Le terme "volatil" regroupe les fluides non magmas, donc de faible viscosité, à l'état vapeur, critique ou liquide, de natures chimiques variées. Les magmas ont été les premiers éléments reconnus impliqués dans les transferts manteau - croûte. Les volatils sont moins bien connus parce que plus difficilement "fossilisés" que les magmas. Ils représentent également des volumes moindres et ont une capacité plus forte que les magmas à migrer dans la croûte. Toutefois les volatils de la lithosphère présentent un intérêt majeur parce qu'ils sont un lien entre les cycles géochimiques internes et externes et de ce fait interagissent avec l'atmosphère et les océans. Ils peuvent également conduire à des minéralisations à caractère économique. De plus, les volatils affectent fortement les conditions de fusion et de déformation des roches. Leur distribution est donc de première importance pour comprendre la rhéologie de la lithosphère, depuis la tectonique des plaques jusqu'aux séismes.

Les principaux volatils de la lithosphère contiennent les éléments H, C, O, N, S, F, Cl, combinés pour les principaux sous des formes peu nombreuses en fonction de l'état d'oxydation de la portion de lithosphère considérée: H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2 , CO , H_2 (Watson et Brenan, 1987 ; Wyllie, 1987 ; Brenan et Watson, 1988 ; Wood et al., 1990; Evans, 1996). La répartition des volatils dans les différents réservoirs terrestres est très inégale (Jambon, 1994). Elle dépend de la stabilité des phases-hôtes du volatil dans le réservoir considéré, de la quantité initiale sur Terre de ses éléments constitutifs, de la masse du réservoir et des flux entrants et sortants.

Il est difficile de présenter les teneurs en volatils des principaux réservoirs de la lithosphère (manteau, croûte, magmas basaltiques et granitiques ...). La croûte est extrêmement hétérogène du point de vue de sa composition chimique. Une valeur moyenne est peu représentative. Les processus magmatiques fractionnent très fortement les volatils (incompatibles) et l'étude des produits du magmatisme renseigne peu facilement sur les teneurs en volatils du manteau, d'où de nombreuses controverses. Des Marais (1985) discute la

méthode de Javoy et al. (1982), et Zhang et Zindler (1993) discutent la méthode de Marty et Jambon (1987). L'expérimentation mesure surtout les solubilités, donc les valeurs à saturation des volatils dans les magmas et les principaux facteurs qui les gouvernent, mais on ne connaît que très peu les teneurs en situation naturelle (voir le volume édité par Carroll et Holloway, 1994). De nombreuses tentatives de bilans des volatils dans le manteau et de calculs de flux sortants ont toutefois été menées (voir par exemple Javoy et al., 1982 ; Des Marais, 1985 ; Marty et Jambon, 1987 ; Zhang et Zindler, 1993 ; Jambon, 1994 et Wood et al., 1996).

La distribution et le transfert des halogènes dans la lithosphère sont encore peu connus (Wedepohl, 1974 ; Smith et al., 1981 ; Brenan, 1993 ; Jambon, 1994). Le fluor et le chlore entrent en proportion parfois importante dans les amphiboles (Vanko, 1986), les micas (Stern et Klein, 1983) et certains magmas (Förster, 1990). Ils sont reconnus comme étant de puissants ligands impliqués dans la mobilité de nombreux éléments chimiques (voir la revue de Yardley et Banks (1994)).

Les gaz rares sont des volatils particuliers. Ils ne sont apparemment pas retenus dans les réservoirs lithosphériques, n'interagissent avec aucun élément et tendent à se concentrer dans l'atmosphère, ce qui en fait de bons traceurs -quoique controversés (Zhang et Zindler, 1993)- du dégazage mantellique. Ce sont des éléments passifs qui n'ont pas de rôle connu dans la stabilité des phases de la lithosphère, contrairement aux autres volatils cités précédemment.

1.2 Méthodes d'étude des fluides

Les méthodes d'études des fluides dans la lithosphère sont variées parce que rarement directes. Elles ont généralement une représentativité faible car elles sont inféodées à un objet géologique particulier.

Le volcanisme est le phénomène majeur révélant des fluides d'origine lithosphérique ou asthénosphérique: magmas silicatés et carbonatés, volatils. L'hydrothermalisme, continental comme océanique, est une manifestation probante de l'existence de la circulation de fluides, sur des échelles locales à régionales. La géologie minière et la pétrologie métamorphique ont souligné l'importance des transports de masse sous contrôle d'une phase fluide. La géochimie

des isotopes stables a prouvé sa capacité à démontrer l'existence de circulations fluides dans des portions variées de la lithosphère et à déterminer l'origine des fluides impliqués (voir par exemple, Valley et al. (1986)).

L'étude des fluides dans la lithosphère se réduit souvent à l'étude des roches à l'affleurement ou obtenues lors de forages, ce qui représente une infime partie de la lithosphère, avec beaucoup de croûte supérieure, peu de croûte inférieure et seulement de rares portions exposées de manteau (massif de péridotites, ophiolites). Les forages ont l'avantage de permettre la récupération *in situ* des fluides, et de confronter les observations pétrologiques, géochimiques et géophysiques (Fuchs et al., 1990). Seuls deux grands forages continentaux existent (KTB en Allemagne, et le forage en presqu'île de Kola, projet russe). Leur implication sur la connaissance des fluides dans la lithosphère reste faible. Les forages en domaine océanique sont plus nombreux ; ils constituent le seul véritable mode d'exploration du plancher du monde du silence. Les forages profonds ou réalisés dans des croûtes amincies restent rares (programmes ODP 504b, 735b et Hess Deep, voir par exemple Mével et Cannat, 1991 ; Robinson et al., 1991 et Gillis, 1993). Les xénolites, enclaves de roches remontées par les laves des volcans, sont volumétriquement très peu importants mais ont produit l'échantillonnage le plus varié et le plus profond du manteau (Nixon, 1987), comme de la croûte (Rudnick, 1992). La position anormale de morceaux profonds de lithosphère à l'affleurement est déjà une première barrière quant à la représentativité de ces roches vis à vis du manteau "normal". La pétrologie expérimentale à haute pression tente de recréer les conditions de pression et température de la lithosphère et de l'asthénosphère, mais cette technique se heurte à la petite taille des échantillons produits. L'avenir est maintenant à l'utilisation des paramètres thermodynamiques mesurés sur des systèmes simples à haute pression et/ou à haute température dans des modèles minéralogiques numériques du manteau (Matas et al., 1996). Toutefois, la prise en compte des fluides dans ces modèles n'est pas encore à l'ordre du jour.

Les études *in situ* des fluides à l'échelle de la lithosphère reposent principalement sur les méthodes indirectes de la géophysique; essentiellement des mesures de conductibilité électrique (Frost et al., 1989b; Thompson et Connolly, 1990; Glover et Vine, 1994; Marquis et al., 1995). Les interprétations font encore l'objet de débats quant à la nature (fluide, film minéral,

déformation localisée ?) des anomalies de vitesse sismique et de conductivité électrique (Frost et Bucher, 1994 ; Suetnova et al., 1994 ; Gough, 1986). Les sismologues discutent encore de la mise en jeu de fluides dans les mécanismes de rupture des failles (Melosh, 1996).

1.3 Distribution des principaux flux de fluides concernant la lithosphère

Du fait de leur fort pouvoir de migration et de leur présence dans des objets géologiques variés, les fluides de la lithosphère s'appréhendent le mieux en termes de réservoirs, de flux, de temps de résidence et de moteur de leur migration, notions dérivant de la physique des systèmes ouverts. La Figure 1.1 représente schématiquement les principaux flux de fluides concernant la lithosphère en les replaçant dans leur contexte.

1a) La croûte supérieure est l'interface entre la lithosphère et l'atmosphère plus l'hydrosphère (océans, mers, lacs, rivières ...). Les interactions les plus superficielles avec la lithosphère se font via l'altération des roches, la sédimentation et la dévolatilisation (Sundquist, 1991).

1b) Le moteur des flux de fluide depuis l'atmosphère et l'hydrosphère vers la croûte est essentiellement la gravité. Les transferts sont facilités par la présence de zones de plus forte perméabilité, souvent des zones de déformation, failles fragiles ou ductiles dites aussi zones de cisaillement. Toutefois l'eau d'origine météorique ou marine, guidée par la gravité, a toutes les chances d'être stoppée :

- par la transition fragile-ductile et la chute de perméabilité qui l'accompagne (voir la synthèse de Yardley et Valley., 1994)
- par les réactions métamorphiques du faciès des schistes verts, qui consommeraient l'eau plus rapidement qu'elle ne serait transportée (Frost et Bucher, 1994),
- à plus forte profondeur par les produits de la fusion partielle, qui piègent les volatils (Wickham et Taylor, 1987)

Il faudrait alors invoquer un moteur supplémentaire (le pompage sismique ?, voir McCaig et al., 1990 ; Sibson, 1994) pour justifier la présence d'eau marine (ou de formation)

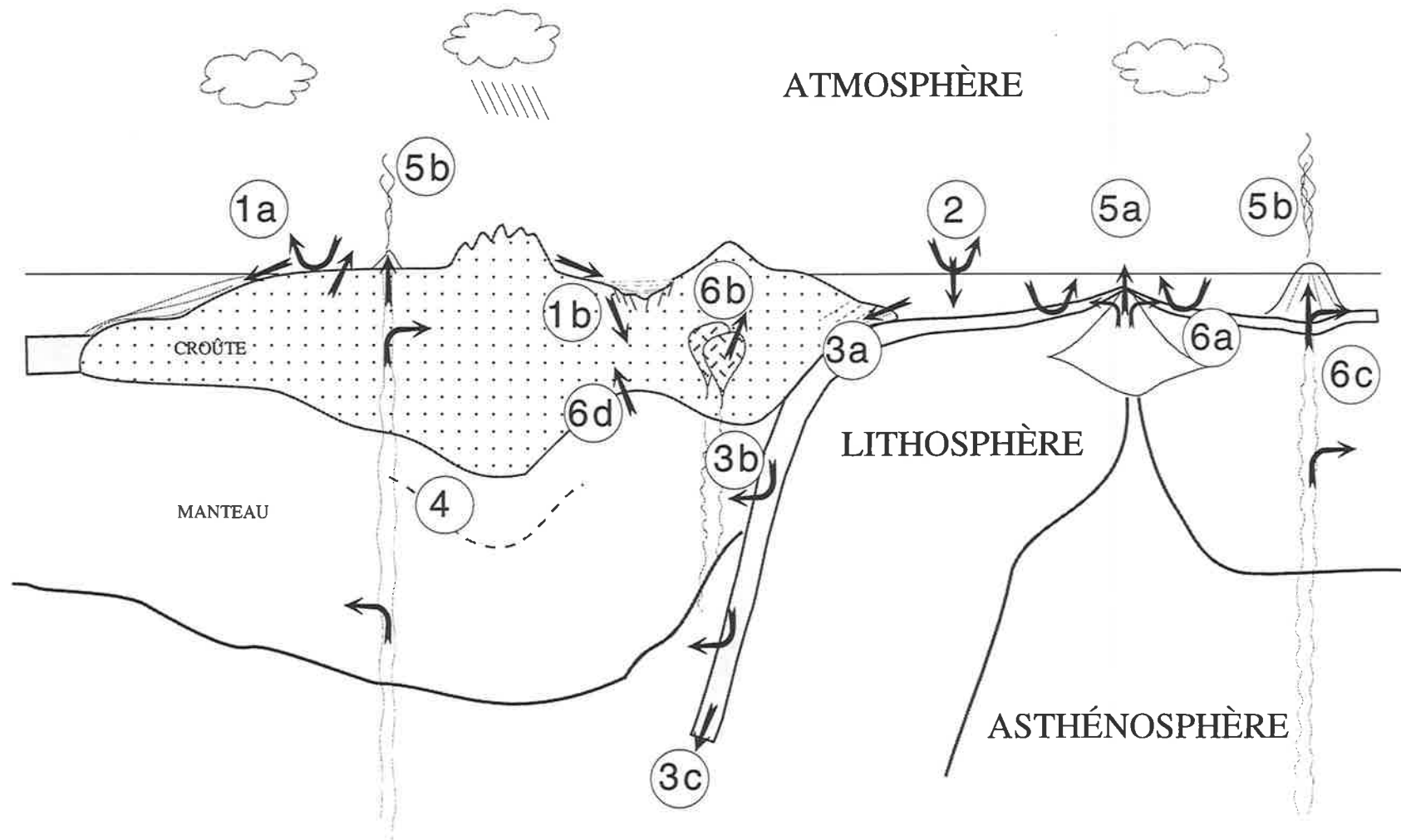


Figure 1.1 : Distribution des principaux flux de fluide dans la lithosphère. Les flèches représentent les transferts de fluide (magmas et/ou volatils). Voir le texte pour la description des phénomènes, numérotés de 1 à 6. La lithosphère, formée de la croûte (continentale ou océanique) et d'une partie du manteau supérieure, est à l'interface de l'hydrosphère (atmosphère + océans + glaciers + lacs + rivières ...) et de l'asthénosphère.

impliquée jusqu'à des profondeurs de 14 km dans les terrains de faciès amphibolite associés au rifting Hercynien dans les Pyrénées (voir Wickham et Taylor, 1985, tempéré par Wickham et Taylor, 1987).

2) La déformation ductile cisailante en extension, mise en évidence de part et d'autre des dorsales océaniques, est le siège d'une hydratation dynamique profonde de la croûte océanique (Mével et Cannat, 1991; Pili, 1992). Parallèlement, l'hydratation statique superficielle de la croûte océanique nouvellement formée se ferait via la création d'un important réseau de fissures subverticales engendré lors du refroidissement (Lister, 1977). Ce modèle ne paraît pas adapté à la croûte continentale, dont le régime thermique est très différent.

La remontée des fluides descendants dans les systèmes hydrothermaux, océaniques comme continentaux, est assurée pour des raisons thermiques par la convection (Norton, 1984; Elderfield et Schultz, 1996), et peut être assistée d'une intense fracturation hydraulique engendrée par la démixtion de magmas (Burnham, 1979).

3) Les transferts de fluides depuis la croûte vers le manteau sont dominés par la subduction de la croûte océanique, hydratée et carbonatée, dans le manteau. La croûte océanique est un réservoir important potentiels de fluides CO₂-H₂O car elle porte des sédiments et subit altération et hydrothermalisme. Une importante part de l'eau et du CO₂ est retenue dans le prisme d'accrétion (3a) ou est volatilisée lors du métamorphisme de haute pression et basse température (HP-BT) (3b) mais des phases carbonatées (Green et al., 1993) ou hydratées (Thompson, 1992) persistent dans le manteau et proviendraient majoritairement de la plaque subductée (3c). Les phases hydratées comprennent les minéraux hydroxylés (amphiboles, micas, épidote ...) mais aussi les minéraux nominalement anhydres incorporant des groupements OH dans leur structure (Bell et Rossman, 1992).

4) La délamination tectonique d'une partie de la croûte inférieure (Turcotte, 1989) invoquée pour la "débasification" de la croûte continentale ne représenterait que 4% du taux de subduction actuelle et concerne la partie crustale la plus déficitaire en fluides. Ce n'est donc pas un acteur important sur la scène des fluides lithosphériques.

5) Par suite du dégazage des magmas, les rides océaniques (5a) et les volcans (5b) sont les principaux chenaux d'un flux de fluide essentiellement H₂O-CO₂ (Fyfe et al., 1978), depuis la lithosphère vers l'hydrosphère et l'atmosphère.

6) Le magmatisme de ride océanique stocke également des fluides dans la croûte néoformée (6a) (Pineau et Javoy, 1983; Carroll et Holloway, 1994). Le magmatisme d'arc insulaire réintroduit une part des volatils piégés et engloutis dans les zones de subduction (6b) (von Huene et Scholl, 1991 ; Plank et Langmuir, 1993); de même le magmatisme des points chauds et des rifts continentaux injectent des fluides déjà recyclés ou originellement mantelliques (6c). La genèse des granulites est en partie imputée à l'introduction de fluides dérivés du manteau en base de croûte continentale (6d).

1.4 Image des fluides lithosphériques

1.4.1 Panorama Pression-Profondeur-Température des fluides dans la lithosphère

La Figure 1.2 est une compilation des données pertinentes concernant les volatils majeurs H₂O-CO₂ et les magmas à l'échelle de la lithosphère. Elle comprend l'état thermique de la lithosphère, les diagrammes de phases gouvernant la présence des fluides (magmas et volatils) dans le manteau, les solidi des granitoïdes et les rares données concernant l'immiscibilité dans le système H₂O-CO₂-NaCl. Les mesures de pression (P) et de température (T) pour les granulites de Madagascar (voir chapitre 3) représentent une fenêtre sur l'état thermique de cette portion de croûte inférieure au Panafricain.

La formation de granulites de basse pression ($P \leq 12$ kbar et $T > 700^\circ\text{C}$) témoigne d'une perturbation thermique importante de la lithosphère. Sont représentés dans la Figure 1.2 les géothermes qui ont pu exister durant la formation des granulites de Madagascar. Un paléogéotherme se calcule pour un âge donné à partir des données pression-température de xénolites et de roches affleurantes. Comme les volcans de Madagascar n'ont à ma connaissance pas remonté d'information sur l'état thermique profond, je me suis inspiré des déterminations existantes pour les terrains granulitiques jumeaux de la Grande Île : l'Inde et l'Afrique de l'est.

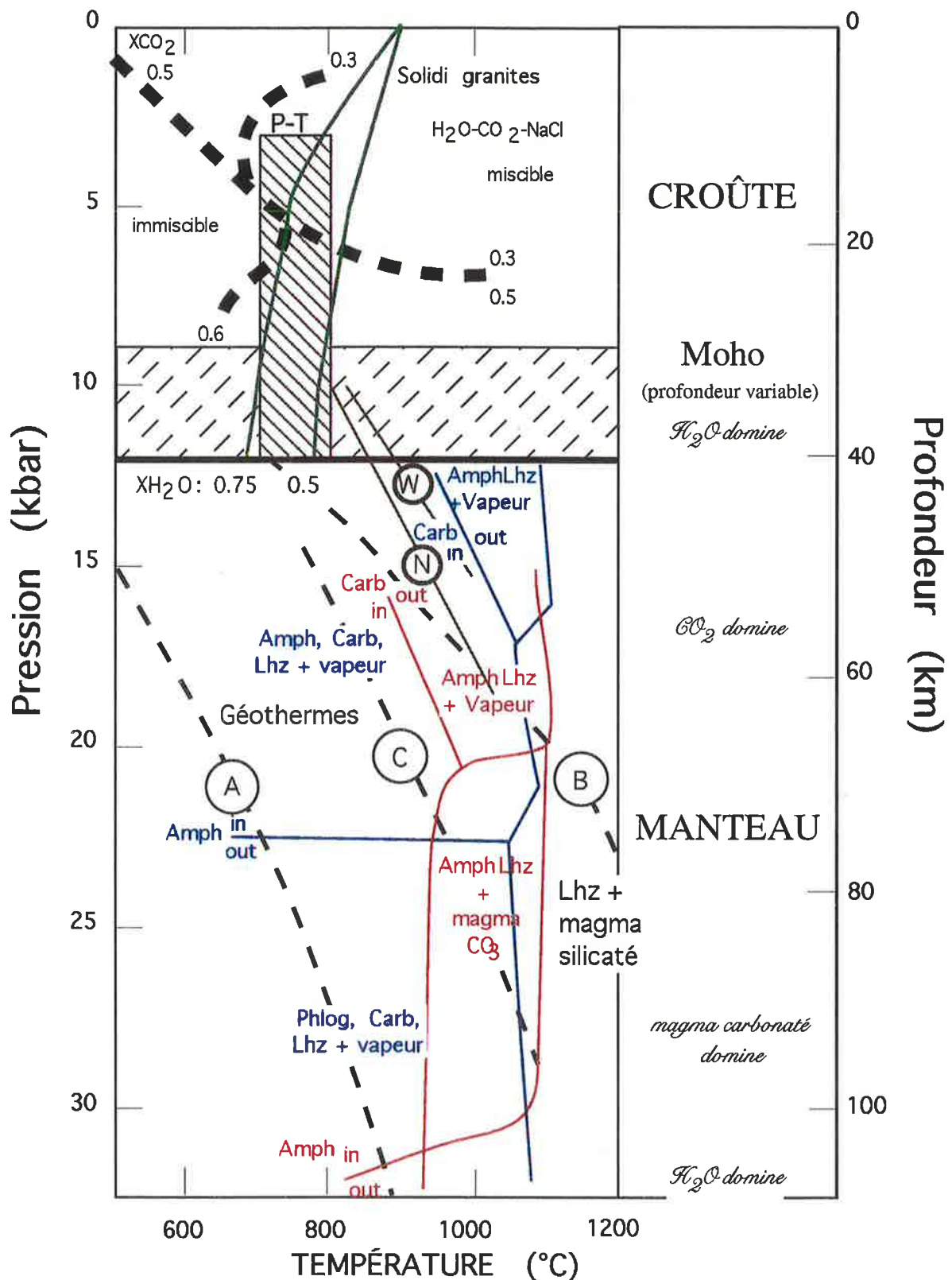


Figure 1.2 : Panorama Température-Pression (Profondeur) des principaux paramètres gouvernant la distribution des fluides dans la lithosphère (voir texte). Diagrammes de phase dans les systèmes Lhz-Amph-Phlog-Carb-H₂O-CO₂ en bleu (Olafsson et Eggler, 1983) et Lhz-Carb-H₂O-CO₂ en rouge (Falloon et Green, 1989). Amph= amphibole, Carb ou CO₃= carbonate, Lhz=lherzolite, Phlog= phlogopite. Courbes marron N et W : réaction $MgCO_3 + MgSiO_3 = Mg_2SiO_4 + CO_2$ selon Newton et Sharp (1975) et Wyllie et Huang (1976). Lignes pointillées fines = géothermes (A) normal, (B) maximum, (C) probable pour Madagascar. Lignes pointillées épaisses: limites d'immiscibilité du système H₂O-CO₂-NaCl pour XCO₃ = 0.3, 0.5 et 0.6. Courbes vertes : solidi d'un granite alcalin pour XH₂O = 0.5 et 0.75. Rectangle hachuré : conditions P-T des granulites de Madagascar. Inscriptions en marge : fluide le plus probable, s'il existe.

Le géotherme A (Figure 1.2) a été dérivé par Ganguly et al. (1995) à partir de xénolites arrachés il y a 1 Ga de sous le craton indien. Il est supposé représenter l'état thermique de l'Inde avant l'épisode granulitique panafricain, si tant est que les deux structures lithosphériques (craton archéen du nord de l'Inde - chaîne mobile panafricaine au sud) puissent être comparées. Ce géotherme beaucoup trop froid montre que la création des granulites est une réponse à une perturbation thermique due à la remontée de l'asthénosphère ou le transfert de chaleur par des fluides (Bohlen, 1991). Un géotherme hypothétique pouvant assurer 750°C au Moho est représenté (géotherme B, Figure 1.2). Il représente la limite supérieure des conditions thermiques. Des événements thermiques locaux (magmas, volatils) à partir des zones plus profondes d'un géotherme globalement plus froid constituent le seul modèle raisonnable. Le géotherme C (Figure 1.2) dérivé des xénolites granulitiques remontés par des volcans d'Afrique de l'est (MacDonald et al., 1994) illustre une situation favorable au transfert de chaleur par des fluides. Je le retiens comme géotherme probable, ayant présidé à la formation des granulites de Madagascar. Ces granulites montrent, comme beaucoup d'autres (Harley, 1989), un intervalle de température étroit pour une large gamme de variation en pression. Si les données sont diachrones, elles pourraient représenter un chemin pression-température-temps en décompression isothermale, mais l'information chronologique est manquante. Le tamponnage des températures par des épisodes magmatiques peut également rendre compte de cette distribution particulière de la température avec la profondeur (Warren et Ellis, 1996 ; Stüwe, 1995 ; Ehlers et al., 1994). D'autres auteurs rappellent toutefois que les mesures de pression et température peuvent être biaisées par une température de blocage des thermomètres indépendamment des baromètres (Frost et Chacko, 1989).

Des différences marquées apparaissent entre les diagrammes de phase pour le système péridotite-amphibole-phlogopite-carbonate-H₂O-CO₂ (Olafsson et Eggler, 1983) et péridotite-carbonate-H₂O-CO₂ (Falloon et Green, 1989). Toutefois, ces diagrammes montrent (Figure 1.2) que le CO₂ est la phase volatile potentiellement présente dans le manteau à des profondeurs inférieures à 70 km parce que les carbonates ne sont pas stables, alors que la stabilité des amphiboles empêche la présence de H₂O libre. À des profondeurs entre 75 et 100 km, la déstabilisation de l'amphibole libère H₂O, que la rareté de la phlogopite (contrôlée par la teneur

en K_2O du manteau), ne suffirait pas à piéger. Ces diagrammes ne sont pas utilisables à l'approche du Moho. À partir des diagrammes harzburgite- H_2O-CO_2 , Bucher-Nurminen (1990) montre la nécessité d'une température supérieure à $660^\circ C$ pour la présence au Moho d'une phase volatile H_2O-CO_2 dérivée du manteau. Le fluide le plus carbonique obtenu a alors une composition faiblement carbonique ($X_{CO_2} = CO_2/(CO_2 + H_2O) < 0.4$), les teneurs maximales en CO_2 étant obtenues pour les températures fortes et les pressions faibles. Les courbes de décarbonatation de Newton et Sharp (1975) et Wyllie et Huang (1976), $MgCO_3 + MgSiO_3 = Mg_2SiO_4 + CO_2$, suggèrent que les carbonates peuvent être stables au Moho. Cependant, les incertitudes sont larges, pouvant couvrir $200^\circ C$ et 10 kbar entre les différents systèmes chimiques expérimentaux (simplifiés) utilisés. Une réponse univoque de la stabilité des carbonates au Moho ne peut être apportée. Ces diagrammes restent néanmoins de bons éléments de réflexion et montrent que les granulites sont les seules conditions, s'il en existe, dans lesquels il est possible de faire percoler du CO_2 d'origine mantellique dans la croûte continentale.

La confrontation des diagrammes de phases avec les géothermes montre que la zone de fusion avec formation de magmas carbonatés est aisément atteinte ; ces magmas peuvent être éventuellement associés à des magmas silicatés. Les flux de CO_2 invoqués par Ganguly et al. à partir du géotherme A (Figure 1.2) depuis des températures de $800^\circ C$ ($P \approx 25$ kbar) démarrent dans le champ de stabilité des carbonates et restent improbables à moins d'invoquer la déstabilisation des carbonates lors de leur remontée (Canil, 1990).

Les conditions P-T des granulites et les solidi des roches crustales se superposent. Sont représentés sur la Figure 1.2 les solidi d'un granite en présence de fluide H_2O-CO_2 selon Bohlen et al. (1995), rappelant le rôle déterminant que peuvent jouer les granitoïdes et la fusion partielle dans la genèse des granulites et les transferts de fluides à la base de la croûte continentale. Les conditions granulitiques correspondent également à la fenêtre d'immiscibilité des fluides H_2O-CO_2-NaCl (compilation d'après Sisson et al., 1981 ; Johnson, 1991 ; Shmulovitch et Plyasunova, 1993 ; Shmulovich et al., 1994), suggérant que l'histoire des fluides dans les granulites peut être complexe. Les propriétés de fusion des roches en présence de fluides H_2O-CO_2 ou $H_2O-NaCl$ peuvent être différentes d'environ $70^\circ C$ à des pressions

supérieures à 9 kbar (Shmulovich et Graham, 1996). De plus, les sels pourraient être une alternative à l'absence de fluide (Thompson, 1983), la fusion partielle (Clemens, 1990) ou encore la percolation par de larges flux de CO₂ (Newton, 1987) pour expliquer la formation des granulites, dont les activités en eau sont faibles.

1.4.2 Écoulement des fluides

Former des magmas par fusion partielle ou des volatils par dévolatilisation (réactions métamorphiques, cristallisation de magmas) n'est encore pas suffisant. Il faut que ces fluides puissent se déplacer. La migration des fluides sur des distances appréciables requiert une porosité interconnectée et de larges gradients de pression fluide ou de charge hydraulique. Les fluides peuvent généralement circuler par hydrofracturation (développement de surpressions fluides locales), écoulement poreux (en réponse à un gradient hydraulique) ou infiltration poreuse déclenchée et maintenue par les tensions de surface (Brenan, 1991). Si un fluide a envahi un milieu poreux, ses éléments peuvent se déplacer par diffusion. Le fluide peut avancer avec ses éléments constitutifs, c'est l'advection.

L'écoulement poreux et l'application de la loi de Darcy en ce qui concerne la croûte continentale inférieure sont revus par Connolly et Thompson (1989) et Thompson et Connolly (1990). Selon cette approche, la présence de fluides avec des pressions équivalentes à la pression lithostatique est nécessaire pour maintenir une porosité grâce au comportement plastique des roches. Sous ces pressions hydrauliques, les fluides vont migrer et cette migration ne peut se faire que vers le haut et a toutes les chances d'être éphémère si elle n'est pas entretenue par une source importante de fluide. Connolly et Thompson (1989) ne prennent pas en compte une source externe de fluide mais seulement une production interne par les réactions de déshydratation.

L'infiltration indépendamment d'un gradient hydraulique est possible à travers les roches même pour des porosités extrêmement faibles limitées aux seuls joints de grains. Bulau et al. (1979) ont montré que la mobilité de la phase fluide dans un milieu isotrope à l'équilibre dépend de sa distribution à l'échelle du grain, et que celle-ci est contrôlée par les énergies des

interfaces. Les résultats expérimentaux ne concernent qu'un nombre limité d'assemblages monominéralogiques et de rares assemblages polyminéralogiques, pour des conditions P-T restreintes et des fluides H₂O-CO₂, parfois avec NaCl, rarement MgCl₂ ou KCl. En ce qui concerne le manteau, le CO₂ pur ne peut pas développer de réseau interconnecté dans les roches riches en olivine (Brenan et Watson, 1988), ni H₂O pur dans les roches riches en clinopyroxène (Watson et Lupulescu, 1993). CO₂ peut toutefois migrer par propagation de fissures formées par des surpressions locales (dévolatilisation de magmas ou déstabilisation de carbonates). En ce qui concerne la croûte pour des pressions ≤ 9.5 kbar, les fluides H₂O-CO₂-NaCl ne développent pas de réseaux interconnectés dans les roches riches en quartz. Au delà de 9.5 kbar, les fluides aqueux et les saumures forment des réseaux, mais pas les fluides à CO₂ dominant (Watson et Brenan, 1987 ; Holness, 1993). Là encore, la propagation des fluides par fracturation est observée (Brenan et Watson, 1988). La présence de feldspath avec le quartz n'a pas d'effet sur le comportement du CO₂, alors que la présence d'albite permet l'établissement d'un réseau connecté pour H₂O dès 4 kbar et 700°C (Holness, 1995). A l'approche de la fusion, les porosités deviennent connectées (Holness, 1995); phénomène important pour les granulites qui sont le siège d'une intense fusion partielle. Dans les carbonates ne circulent que les saumures (salinité supérieure à 30 % NaCl en masse) ou les fluides intermédiaires $X_{CO_2}=0.2$ à 0.6, pour des pressions très faibles (inférieures à 2 kbar, Holness et Graham, 1995). Le Tableau 1.1 récapitule les résultats expérimentaux énoncés ci-dessus en essayant de les intégrer dans une coupe de la lithosphère. Les magmas carbonatés développent des réseaux aux joints de grains pour de vastes conditions P-T (Minarik et Watson, 1995). En somme, les volatils, s'il peuvent facilement migrer à l'échelle du grain (Brenan et Watson, 1988 ; Ingrin et al., 1995), sont en fait très peu mobiles par eux-mêmes dans la lithosphère. Pour être mobiles, ces volatils devront soit être incorporés dans des magmas et migrer avec eux, soit emprunter des zones de déformation (Holness et Graham, 1991 et 1995). Il semble également que le CO₂ ne puisse migrer que s'il est fortement dilué dans l'eau (X_{CO_2} faibles).

TABLEAU 1.1 : RÉSUMÉ DES CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT D'UN RÉSEAU POREUX INTERCONNECTÉ GOUVERNÉ PAR LES ANGLES DIÈDRES POUR LES ANALOGUES DE CROÛTE ET MANTEAU EN PRÉSENCE DE FLUIDES DE COMPOSITIONS VARIÉES*

	Pression (kbar)	CO ₂ pur	CO ₂ -H ₂ O	H ₂ O pur	NaCl CO ₂ .. - ..H ₂ O	H ₂ O + Albite	
"Croûte" (quartz)	4				o u i (m a r b r e)	o u i	
	9.5	n o n	n o n	n o n	n o n	n o n	?
	13	n o n	o u i	o u i	n o n	o u i	?
"manteau" (olivine ou clinopyroxène)		n o n	n o n	n o n	?	?	

*Voir le texte pour les références

La migration des fluides à la faveur des zones de déformation est l'objet de l'intérêt des géologues depuis de très nombreuses années (voir les revues de Beach (1976), Kerrich et al. (1977), Hickman et al. (1995)). Ces auteurs ont souligné l'importance des migrations de volatils liées à des zones de cisaillement, ductiles ou fragiles. La déformation cisailante est invoquée pour maintenir dynamiquement des films fluides quand les angles dièdres ne sont pas favorables au développement statique de réseaux interconnectés (Tullis et al., 1996 ; Holness et Graham, 1995). La circulation des magmas dans le manteau est elle aussi favorisée lorsqu'elle est focalisée dans des zones de cisaillement (Kelemen et Dick , 1995 ; Vissers et al., 1995). Les distributions spatiales et temporelles de la porosité dans les zones de cisaillement ont fait l'objet d'études récentes (Boullier et al., 1994 ; Géraud et al., 1995).

En conclusion, la migration des volatils dans la lithosphère n'a de chance de pouvoir s'opérer qu'à la faveur de déformations et ce sont les zones de cisaillement ductiles qui retiennent notre attention en ce qui concerne le manteau et la croûte inférieure. Les magmas, qui peuvent infiltrer les roches aux joints de grains, trouvent également dans les zones de cisaillement des chemins préférentiels pour leur migration. Dès lors, il faut s'attendre à des flux de fluide chenalisés plutôt que pervasifs, mais cette notion est extrêmement dépendante de

l'échelle d'étude. Une revue récente des écoulements fluides associés à la déformation et au métamorphisme à l'échelle régionale est présentée par Oliver (1996).

1.4.3 Échantillonnage direct des fluides de la lithosphère : les inclusions fluides.

Les inclusions fluides sont un moyen efficace d'échantillonner les volatils profonds, de manière pratiquement indépendante de la phase minérale. Les inclusions fluides des minéraux ont été étudiées dans des minéraux variés, de xénolites ou de massifs de péridotites. Le CO₂ est ubiquiste. Ces inclusions contiennent très fréquemment les éléments H, C et S, avec des nombres d'oxydation variés, notamment pour le carbone : CO, CO₂, CH₄ (voir par exemple Roedder, 1984). Les compositions chimiques, majeurs et traces, de ces inclusions montrent des compositions en équilibre avec le manteau, ou fortement perturbées (Rosenbaum et al., 1996). Certains fluides sont donc potentiellement métasomatiques (et supposés dériver de carbonatites), d'autres non.

Les inclusions fluides des granulites ont été étudiées intensivement depuis les travaux de Touret (1971). CO₂ est le fluide majoritaire de ces inclusions, avec CO₂ >> H₂O > CH₄-N₂ et peut-être des saumures, jusque là sous-estimées (Shmulovich et Graham; 1996 ; Touret, 1996). Certaines exceptions existent, notamment dans les Adirondacks (Grenville, USA) où Hollister et al. (1979) mesurent un $X_{CO_2} < 0.5$. D'où un débat sur la nécessité de CO₂ dans la formation des granulites (voir ci-dessous). La représentativité des inclusions quant aux conditions de pression et température mais aussi quant aux fluides piégés est débattue dans la littérature. La densité du fluide résulte-t-elle du pic de température ou d'une rééquilibration rétrograde (voir par exemple Lamb, 1990 ; et Johnson et Hollister, 1995) ? De plus, le fluide piégé représente-t-il fidèlement le fluide réel, peut-il exister un fractionnement du fluide piégé ? Les mesures expérimentales montrent que l'effet du piégeage sur la composition du fluide existe mais serait faible (Johnson et Jenkins, 1991).

Les premiers résultats sur les inclusions fluides des granulites de Madagascar ont été publiés par Berglung et Touret (1976), à partir de l'étude d'un gneiss à grenat du nord de l'île,

et montrent un fluide à CO₂, d'après les méthodes classiques de microthermométrie. Cependant l'analyse par chromatographie des fluides expulsés par chauffage des inclusions des grenats montre un fluide à CO₂-H₂O contenant 40% de H₂O (en masse). Ces auteurs pensent que cette eau est rétromorphique, postérieure au piégeage du CO₂. Leurs arguments reposent sur la présence de nombreuses fractures peut-être minéralisées par des minéraux hydratés, ainsi que sur le développement tardif de biotite dans la roche. La densité du fluide de 0.9 g/cm³ et l'homogénéité des mesures quelle que soit la taille de l'inclusion et le grenat considérés sont des arguments également mis en avant pour défendre la formation précoce d'inclusions à XCO₂ très élevés. Les inclusions fluides de granulites malgaches particulières, des skarns à U-Th issus du métasomatisme de séries carbonatées, ont également été étudiées (Rakotondrazafy et al., 1996). J'ai également entrepris, en collaboration avec R. Rakotondrazafy (Université de Tananarive), une étude exploratoire des inclusions fluides des lithologies les plus typiques des granulites malgaches : gneiss à grenat, saphirine, cordiérite, kornéropine ...(voir l'Annexe E et le chapitre 8). Le CO₂ est le fluide dominant. Ni H₂O, ni CH₄, ni N₂ n'ont pu être détectés à la microsonde à effet Raman (mesures exploratoires effectuées avec P. Gillet, ENS Lyon et I. Daniel, Université de Lyon). La sonde à effet Raman a cependant une sensibilité faible dans son usage courant et doit encore être améliorée pour mesurer les concentrations de ces volatils (Dubessy et al., 1989).

1.5 Le débat sur les fluides dans les granulites

Les fluides dans les granulites ont été étudiés à de nombreuses reprises en des terrains variés. Cela a conduit à différents résultats et modèles en ce qui concerne leur nature (H₂O et/ou CO₂) et leur écoulement (chanalisé ou pervasif). Rappelons que ce faciès métamorphique correspond à une anomalie thermique et a la réputation d'être déficitaire en H₂O et riche en CO₂, ce qui est une dérivation abusive de la faible activité d'eau calculée pour ces roches. Ces faibles activités ont été attribuées à l'absence de fluide (Thompson, 1983), la fusion partielle (Clemens, 1990), la percolation par de larges flux de CO₂ (Newton, 1987) ou encore la présence de saumures en forte proportion (Shmulovich et Graham, 1996).

La nature des fluides dans les granulites a été révélée par l'étude des inclusions fluides (voir ci-dessus). La géochimie des isotopes stables a été largement employée pour étudier les échelles auxquelles ces fluides ont pu être impliqués et déterminer l'origine de ces fluides.

De larges flux de CO₂ d'origine mantellique ont été proposés pour expliquer le métamorphisme granulitique du sud de l'Inde et en particulier certaines charnockites (Newton, 1987 ; Jackson et al., 1988 ; Harris et al., 1993 ; Santosh et al., 1995), mais d'autres proviendraient de la formation *in situ* de CO₂ à partir de graphite (Raith et Srikantappa, 1993). Les charnockites sont des granites équilibrés dans les conditions du faciès granulitiques avec une activité faible d'eau, responsable de la formation de pyroxène. Les flux de fluides sont réputés pervasifs à l'échelle du continent indien par les précédents auteurs, mais sont décrits comme principalement reliés à la déformation, particulièrement à des zones de cisaillement centimétriques à hectométriques et à des plans axiaux de plis où se sont développées la plupart des charnockites. La distribution des fluides à l'échelle d'un segment de croûte intégrant des zones déformées et d'autres moins, ainsi que des lithologies variées, n'a jamais été entreprise pour mettre en évidence un flux de CO₂ pervasif et d'origine mantellique. Les rapports isotopiques de l'hélium extrait d'inclusions fluides à CO₂ montrent des valeurs attribuables sans ambiguïté à une origine mantellique pour des échantillons prélevés au confluent des zones de cisaillement majeures de Moyar et Bhavani (Dunai et Touret, 1993 ; voir la Figure 1.3). C'est la seule localité d'Inde (40 km x 30 km, Dunai, communication personnelle) qui a montré un flux d'origine mantellique certifié. Ce flux de CO₂ d'origine mantellique est étroitement lié à l'existence de zones de cisaillement majeures, comme nous le verrons dans le cas des granulites de Madagascar. Des émanations de CO₂ d'origine mantellique sont également décrites par Baker et Fallick (1988) à l'aide des isotopes stables du carbone et de l'oxygène de marbres granulitiques dans les Lofoten (Norvège), dans un contexte structural non défini.

L'importante fusion partielle observée dans les terrains granulitiques a été également invoquée pour rendre compte de la faible activité en eau de ces roches. Les magmas concentreraient l'eau des roches alentours et pourraient expliquer l'enrichissement en CO₂ observé localement (Valley et al., 1990). Mais Frost et al. (1989a) défendent à partir des granulites de Bamble (Norvège) que des flux de CO₂ et la fusion partielle sont liés au même

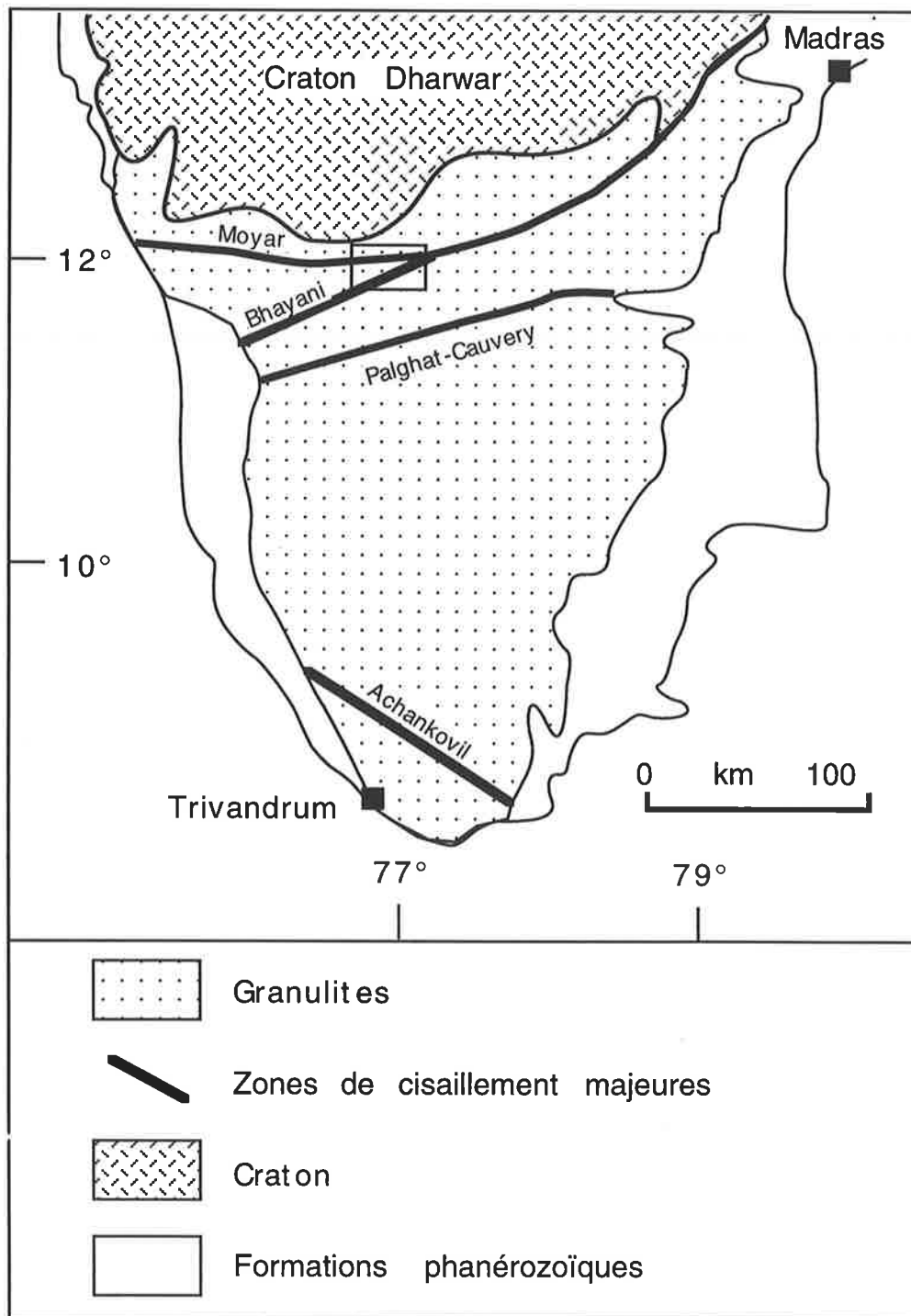


Figure 1.3 : Localisation de la zone ayant donnée les rapports isotopiques de l'hélium en accord avec une origine mantellique du CO₂ des inclusions fluides dans les grenats de charnockites (Dunai et Touret, 1993). Situation en regard des zones de cisaillement majeures qui structurent les granulites du sud de l'Inde (modifié d'après Dunai, communication personnelle).

processus d'intrusions magmatiques dans la croûte inférieure, qui apportent chaleur et CO₂ dérivé du manteau, comme justifié par Pineau et al. (1981) et Van den Kerkhof et al. (1994) d'après la géochimie des isotopes stables. Ce modèle est également retenu par Wickham et al. (1994) pour une localité d'Inde, et par Iyer et al. (1995) au Brésil. Dans ce modèle, les magmas sont chenalisés mais les intrusions nombreuses libèrent de façon pervasive leur volatils. L'existence de gradients locaux dans la composition des fluides est en faveur d'un modèle où les fluides, même s'ils sont d'origine mantellique, sont chenalisés (Valley et al., 1983). Les transferts de fluides d'origine mantellique seraient extrêmement réduits en ce qui concerne les granulites de la zone d'Ivrée (Italie; Baker, 1988).

La dévolatilisation métamorphique (Skippen et Marshall, 1991), comme la fusion en l'absence de fluides (Stevens et Clemens, 1993) sont des théories également défendues pour expliquer la formation des granulites. Le métamorphisme de roches initialement déficitaires en fluide, avec une origine du CO₂ interne et rétrograde, déconnectée de l'événement tectono-métamorphique responsable des granulites, est aussi proposé pour les Adirondacks (Morrison et Valley, 1988 ; Morrison et Valley, 1991).

1.6 Conclusions

Ce panorama de la distribution des fluides dans la lithosphère continentale suggère plusieurs lignes de conduite pour l'exploration d'une portion de croûte inférieure telle celle que nous nous proposons d'effectuer à Madagascar.

Tout d'abord la nature des fluides en base de croûte étant controversée, il nous faut attester de la présence et de l'origine des fluides. En particulier, on s'attachera à déchiffrer les venues mantelliques des venues crustales. La forte dépendance entre déformation et écoulement des fluides devra être prise en compte et testée, notamment en ce qui concerne l'échelle et la distribution spatiale de ce phénomène. À cet égard, l'opportunité d'un échantillonnage spatial de l'échelle métrique à l'échelle du continent constituera un atout fondamental par rapport à l'utilisation des xénolites ou l'étude de localité d'une centaine de km². De même, l'étude bénéficiera de pouvoir s'appuyer sur une lithologie variée, qui devra représenter les principaux

réservoirs de fluides: les magmas mantelliques et crustaux mais aussi les roches d'origine sédimentaire (marbres et métapélites à graphite en ce qui concerne le carbone en particulier). Les roches d'origine métasomatique seront également à l'honneur pour des raisons évidentes d'implications des fluides dans leur formation. Au sein des roches, les micro-réservoirs de fluides (inclusions) et les minéraux hydroxylés ou carbonatés seront nos cibles.

Parmi les éléments majeurs présents dans les fluides, le carbone occupe une place de choix, parce qu'il possède des habitus variés mais pas trop, un coefficient de partage entre fluides et roches fort à faible, parce qu'il possède un temps de résidence long dans la lithosphère et parce que c'est un système qui comporte des isotopes dont le comportement est connu et présente un important fractionnement entre des phases hôtes aux nombres d'oxydation variés (voir pour références Valley et al., 1986). Le cycle lithosphérique du carbone apparaît comme un cycle majeur. L'hydrogène présente un comportement similaire et sera aussi l'objet de cette étude, bien que moins représenté dans les roches et plus dans les fluides parce que très incompatible. Enfin, l'oxygène, constituant principal de la lithosphère, est aussi un élément intéressant par les couplages à différents degrés qu'il peut offrir avec les cycles du carbone et de l'hydrogène. Dès lors, la géochimie des isotopes stables, particulièrement adaptée aux éléments C-O-H, constitue un outil en parfaite adéquation avec notre étude. Pour mener à bien cette étude des transferts de fluides à la base de la croûte continentale, nous confronterons les résultats d'une approche géochimique, pétrologique et de géologie structurale, depuis l'échelle métrique jusqu'à l'échelle du continent et de la lithosphère.

TABLEAU 2.1 : COMPOSITIONS ISOTOPIQUES (O, C, H) DES PHASES SOLIDES ET FLUIDES DU MANTEAU

Phase	Valeurs mesurées			Fractionnement volatil - phase 850°C	Valeurs calculées			
	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	δD SMOW		$\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$ SMOW	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ SMOW	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ PDB	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ SMOW
Olivine	4.8 à 5.8 [1,2,3]			5.9 [19, 20] 2.6 [19, 21]	10.7 à 11.7	7.4 à 8.4		
Clinopyroxène	5.3 à 6.2 [2,3] 4.9 à 8.4 [1]			5.2 [19, 20] 1.8 [19, 21]	10.5 à 11.4	6.8 à 10.3		
Phlogopite			-70 à -40[4] -85 à -48[5] -87 à -55 [6]	5 à 15 [22] (dépend de la chimie)				-65 à -25 -80 à -33 -82 à -40
Amphibole			-110 à -30[5] -91 à -86 [6]	23.5 [23] (dépend de la chimie)				-87 à -7 -68 à -62
Diamant		-37 à +3 [7] -8 à -2 (73%)						
Graphite		-12.3 à -3.8 [8, 9]		6.6 [24]			-5.7 à 2.8	
Basalte	2.9 à 11.4 [13] 5 à 7.5 [18]	vésicule CO ₂ : -9 à -4 [9]	-90 à -50 [25, 26, 27]				-9 à -4	
		carbonate : -20 à -2.6 [9]		3.2 [20]			-16.8 à 0.6	
		carbone dissous: -7 à -5 [7] -30 à -9 [9, 10]						
Carbonatite	6 à 8 [11, 12]	-8.5 à -4.5 [11, 12]		3.2 (C-CO ₂) [20]	9.9 à 11.9	5 à 9	-5.3 à -1.3	
	4.2 à 24.5 [13]	-12.5 à +2.5 [13]		3.9 (O-CO ₂) [20]	8.1 à 28.4	3 à 26	-9.3 à 5.7	
	6.6 à 19.3 [14]	-7.5 à -4.8 [14]		±1 (O-H ₂ O) [21]	10.5 à 23.2	6 à 18	-4.3 à -1.6	
Carbonates des kimberlites		-9 à -2 [15]		3.2 [20]			-5,8 à 1.2	
CO ₂ inclusions		-10 à -4 [16, 17]					-10 à -4	

[1]- Javoy, 1980 ; [2]- Ionov et al., 1994 ; [3]- Matthey et al., 1994 ; [4]- Sheppard et Epstein (1970) et Sheppard et Dawson (1975); [5]- Boettcher et O'Neil, 1980 ; [6]- Moine, 1996 ; [7]- Matthey, 1987 ; [8]- Pearson et al., 1994 ; [9]- Pineau et Javoy, 1983 ; [10]- Javoy et al., 1982 ; [11]- Taylor et al., 1967 ; [12]- Pineau et al., 1973 ; [13]- Deines, P., 1989 ; [14]- Santos et Clayton, 1995 ; [15]- Sheppard et Dawson, 1975 ; [16]- Nadeau et al., 1990 ; [17]- Watanabe et al., 1983 ; [18]- Harmon et Hoefs, 1995 ; [19]- Chiba et al., 1989 ; [20]- Chacko et al., 1991 ; [21]- Friedman et O'Neil, 1977 ; [22]- Suzuoki et Epstein, 1979 ; [23]- Graham et al., 1984 ; [24]- Scheele et Hoefs, 1992 ; [25]- Craig et Lupton, 1976 ; [26]- Kyser et O'Neil, 1984 ; [27]- Agrinier et al., 1995.

2. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES C-O-H DE QUELQUES RÉSERVOIRS DE LA LITHOSPHERE

La géochimie des isotopes stables a maintes fois prouvé sa capacité à attester l'existence ou l'absence d'une circulation fluide au sein d'un massif rocheux et à déterminer l'origine de ou des fluides impliqués. Cela tient tout particulièrement au fait que certains réservoirs fluides et certains réservoirs rocheux (qui peuvent tamponner les fluides), ont des compositions isotopiques C-O-H distinctes et relativement bien caractérisées. C'est notamment le cas d'une variété de phases du manteau, et des roches carbonatées crustales, sédimentaires ou métamorphiques. Ce chapitre présente une revue des compositions isotopiques C-O-H des principales phases solides et fluides du manteau, et les compositions des volatils en équilibre que l'on peut en déduire. Nous verrons également comment la confrontation des compositions isotopiques des marbres de différents faciès métamorphiques permet une première approche des interactions fluide-roche en fonction du contexte géodynamique (Pili et al., 1996 c); et quelles sont les particularités du faciès granulite.

2.1 Le manteau et ses fluides

Vu comme source de volatils CO₂-H₂O, le manteau et ses magmas ont un comportement variable envers les éléments C, H et O selon leur abondance. En effet, l'oxygène est l'élément le plus abondant du manteau et des magmas, alors que le carbone et l'hydrogène en sont des éléments traces, excepté les carbonatites dont le carbone est un élément majeur. Le Tableau 2.1 présente une synthèse des compositions isotopiques des principales phases solides ou fluides du manteau et des volatils qui seraient en équilibre avec ces phases, pour des températures au Moho correspondant aux granulites (850°C).

La composition isotopique de l'oxygène des olivines et pyroxènes, qui forment plus de 80% du manteau, est très peu variable pour ce que l'on en connaît d'après les xénolites et les

2. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES C-O-H DE QUELQUES RÉSERVOIRS DE LA LITHOSPHERE

massifs péridotitiques (voir par exemple Javoy, 1980 ; Ionov et al., 1994 ; Matthey et al., 1994). Les olivines montrent un intervalle $\delta^{18}\text{O} = 4.8$ à 5.8‰ (déviation en unité pour mille par rapport au standard eau de mer SMOW), les orthopyroxènes $\delta^{18}\text{O} = 5.4$ à 6.1‰ et les clinopyroxènes $\delta^{18}\text{O} = 5.3$ à 6.2‰ , avec un fractionnement très faible (inférieur à 0.7‰) entre deux silicates adjacents (Javoy, 1980 ; Ionov et al., 1994 ; Matthey et al., 1994). Devant ce réservoir immense et quasi uniforme d'oxygène, il apparaît clairement que le CO_2 en équilibre avec le manteau aura une composition isotopique de l'oxygène peu variable et en première approximation seulement modifiée en fonction de la température selon le fractionnement olivine- CO_2 . La valeur de ce fractionnement est obtenue à partir des données de Chiba et al. (1989) pour forstérite-calcite et Chacko et al. (1991) pour calcite- CO_2 . À 850°C , il vient un fractionnement d'environ 6 pour la paire CO_2 -forstérite. Le CO_2 en équilibre avec le manteau à la base de la croûte doit donc avoir un $\delta^{18}\text{O}$ entre 11 et 12‰ (Tableau 2.1). De même, l'eau en équilibre avec l'olivine aurait un $\delta^{18}\text{O}$ entre 5 et 9‰ , mais la valeur du fractionnement carbonate-eau à des températures supérieures à 750°C est beaucoup plus incertaine (voir Friedman et O'Neil, 1977).

Si les péridotites tamponnent directement CO_2 et H_2O , il faut concevoir ces phases comme étant libres dans le manteau ou piégées dans la structure des minéraux. Les transferts de volatils étant facilités par les transferts de magmas, nous devons également envisager les compositions isotopiques des volatils en équilibre avec les magmas : basaltes et carbonatites. Cependant, ces magmas sont en équilibre avec les péridotites pour l'oxygène, comme nous pouvons le calculer en ce qui concerne les carbonatites (Tableau 2.1). Pour les basaltes, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ les plus fréquentes sont confondues avec celles des péridotites (Tableau 2.1 et Kyser, 1986). Bien que n'étant pas déterminé, il faut s'attendre à un fractionnement minéral-magma très faible pour deux matériaux de constitution moléculaire proche, à des températures magmatiques. En somme, que l'oxygène des volatils soit tamponné par les péridotites ou les magmas mantelliques ne change pratiquement pas sa composition isotopique. Nous retiendrons une valeur $\delta^{18}\text{O}$ d'un CO_2 mantellique dans l'intervalle $9\text{-}12\text{‰}$, pour des températures supérieures à 850°C .

Par rapport à celles des péridotites, les compositions isotopiques des basaltes et carbonatites présentent une forte variabilité, essentiellement du fait de leur différenciation, des interactions avec la croûte (Pineau et al., 1973, Santos et Clayton, 1995), ou de leur dégazage (Javoy et al., 1982). Il est difficile de travailler avec ces données et il faut soit prendre en compte les modes de ces histogrammes pour lesquelles les valeurs "étalées" sont très peu fréquentes (Mattey, 1987; Deines, 1989), soit étudier attentivement chaque échantillon pour déterminer si oui ou non il représente le magma primaire, avant interaction avec la croûte ou dégazage (Pineau et al., 1973, Santos et Clayton, 1995). Il est difficile de calculer la composition isotopique d'un volatil en équilibre avec un magma, car les fractionnements sont très peu connus (Blank et Brooker, 1994). Les fractionnements isotopiques de l'oxygène sont inconnus. En ce qui concerne les magmas carbonatitiques, une approximation peut être fournie avec le fractionnement CO₂-calcite.

Par rapport à l'oxygène, la composition isotopique du carbone dans le manteau est autrement plus variable. Par delà le problème des sources, cela est essentiellement dû à la multiplicité des formes que peut prendre le carbone dans le manteau (C-C, CO₃, CO₂, CH₄ ...), en fonction de son degré d'oxydation et des conditions thermodynamiques de stabilité. Sont reportées dans le Tableau 2.1 les données concernant les compositions isotopiques connues pour le carbone sous ses formes variées, avec les fractionnements permettant de caractériser la composition isotopique du CO₂. Si l'on considère des formes de carbone équivalentes, les intervalles de compositions peuvent être très proches. C'est le cas du CO₂ des inclusions fluides et des vésicules des basaltes et des valeurs les plus fréquemment rencontrées pour les diamants et le graphite (Tableau 2.1). Des compositions semblables pour du carbone originaire de différentes profondeurs et de différentes régions du monde suggèrent un réservoir globalement homogène ($\delta^{13}\text{C} \approx -6 \pm 3\text{‰}$), avec une influence de la forme sous laquelle apparaît le carbone. La composition isotopique des carbonates en trace dans les basaltes présente une très forte variabilité ($\approx 20\text{‰}$) pouvant être attribuée à des phénomènes de dégazage (Javoy et al., 1982), ou de mélanges entre différentes formes de carbone lors de l'extraction : mauvaise résolution des chauffages par paliers, attaque acide des carbonates mais aussi des silicates qui peuvent libérer les inclusions fluides.

Si l'on veut retenir une valeur $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 à la base de la croûte continentale, nous considérerons les réservoirs peu profonds (carbonatites, MORB, graphite et inclusions fluides des xénolites) pour lesquelles la variabilité n'excède pas 10‰. Le CO_2 en équilibre avec le graphite présente des valeurs élevées ($\delta^{13}\text{C} \approx 2.8$ à -5.7‰) qui tranchent par rapport à celles des autres réservoirs. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ les plus fréquentes pour le CO_2 dans le manteau peu profond et communes à toutes les formes de carbone sont restreintes à l'intervalle -4 à -6‰ . Pineau et Javoy (1983) proposent que le réservoir de carbone mantellique est globalement homogène, et que les fractionnements sont liés à la distribution du carbone sous différentes formes (CO_2 , $-\text{CO}_3$, graphite, diamant ...), en particulier lors des processus magmatiques.

En ce qui concerne l'hydrogène, les réservoirs sont moins diversifiés (Thompson, 1992). Les amphiboles et les phlogopites des xénolites de péridotites et les mégacristsaux des kimberlites montrent une certaine variabilité (Tableau 2.1). Il vient des valeurs δD pour l'eau en équilibre avec les réservoirs connus du manteau dans l'intervalle -10 à -80‰ .

Nul doute que la détermination de la composition isotopique des fluides piégés dans les structures des minéraux nominalemeent anhydres (Bell et Rossman, 1992) constituera une avancée dans la connaissance des volatils du manteau ; la somme de ces micro-réservoirs étant estimée de 1 à 20 océans.

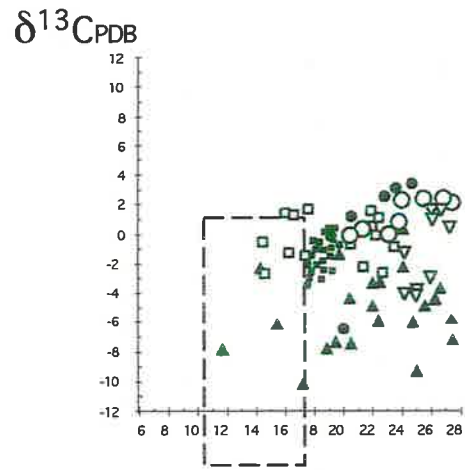
2.2 Les réservoirs crustaux

A la différence du manteau, les compositions isotopiques des réservoirs crustaux sont plus hétérogènes parce que ces réservoirs concernent des lithologies beaucoup plus variées, connaissent des températures plus variables et plus faibles (les fractionnement sont grands) et ne bénéficient pas, ou seulement localement, de la convection. Cependant, les compositions isotopiques des réservoirs crustaux sont plus faciles à déterminer en liaison directe avec le terrain étudié ; c'est ce que je ferai pour Madagascar. Là encore, l'étude directe des fluides n'est pratiquement pas possible, excepté en ce qui concerne les inclusions fluides et les fluides de constitution de quelques minéraux. Il nous faudra travailler avec les réservoirs rocheux pour étudier les fluides, soit parce que les roches ont tamponné la composition des fluides, soit parce que les fluides ont modifié la composition des roches.

Le débat sur les granulites concernant majoritairement le rôle du CO₂, les roches carbonatées représentent une cible privilégiée puisqu'elles contiennent à la fois carbone et oxygène. Des variations de la composition isotopique des marbres résultant de l'infiltration d'un fluide CO₂-H₂O ont été à maintes reprises observées (voir par exemple Rye et Bradbury, 1988). Les marbres à silicates peuvent en plus être le siège de réactions métamorphiques mixtes fluide-solide de décarbonatation ou déshydratation, dont certaines sont déclenchées par l'infiltration de fluide (Spear, 1993). Les marbres à silicates sont donc pétrologiquement sensibles aux interactions avec les fluides. Les réactions les plus courantes sont les réactions de décarbonatation en réponse à l'infiltration d'eau. La décarbonatation s'accompagne d'un fractionnement des isotopes du carbone et de l'oxygène entre le CO₂ produit et le carbonate restant (voir la revue de Valley, 1986). La géochimie des isotopes stables couplée à la pétrologie offre donc la possibilité de suivre les interactions fluide-roche au sein des roches carbonatées (Rumble et al., 1982).

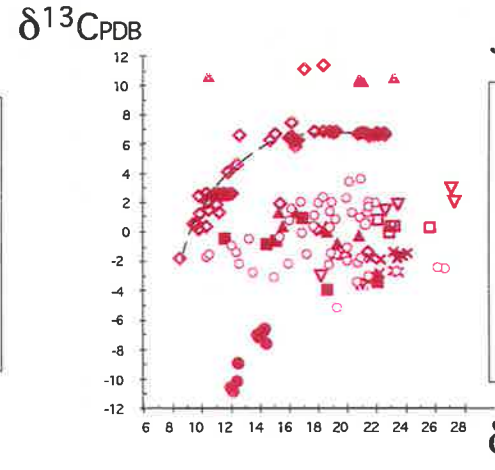
L'abondante littérature sur la géochimie des isotopes stables C-O des roches carbonatées de faciès granulite me permet, par comparaison avec les autres faciès métamorphiques, d'en présenter les particularités en relation avec leur contexte géodynamique. La Figure 2.1 présente une compilation d'après la littérature des données isotopiques C-O des marbres pour les faciès schiste vert, schiste bleu et éclogite, amphibolite et granulite.

Des quatre faciès métamorphiques, le faciès granulite offre la distribution la plus réglée, avec une diminution corrélée du $\delta^{13}\text{C}$ avec le $\delta^{18}\text{O}$ pour huit localités granulitiques mondialement réputées. Nous détaillerons au cours de ce travail la nature du couplage entre carbone et oxygène. Une telle évolution isotopique impliquant à la fois le carbone et l'oxygène suggère fortement la mise en jeu de CO₂. Rappelons que les carbonates en équilibre avec un CO₂ d'origine mantellique ($\delta^{13}\text{C} = -4$ à -6 ; $\delta^{18}\text{O} = 9$ à 12) présenteraient une composition $\delta^{13}\text{C} = -7$ à -9 et $\delta^{18}\text{O} = 5$ à 8 , qui se situe à l'origine de la variation observée pour les marbres en faciès granulite (Figure 2.1). Les localités réputées pour leurs fortes proportions de roches dérivées du manteau (Bamble (Norvège) et Antarctique) montrent les compositions les plus proches de ce pôle. Les marbres de faciès granulite montrent une variation de la composition isotopique du carbone mais ne dépassent pas la limite $\delta^{13}\text{C} \approx -9\text{‰}$, contrairement aux marbres



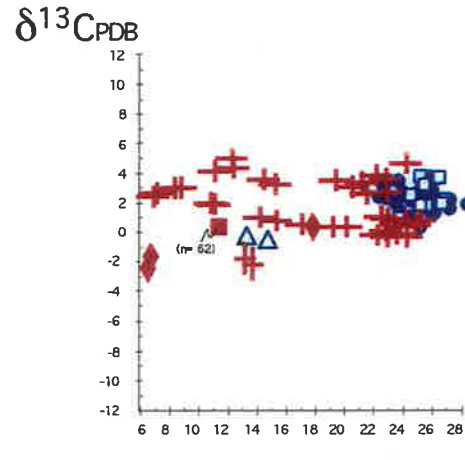
Schiste Vert

- Vermont, Sheppard & Schwarcz, 1970
- Scottish Dalradian, Graham et al., 1963
- Sifnos, Schliestedt & Matthews, 1987
- Tinos, Ganor et al., 1991
- ▽ Naxos, Baker et al., 1989
- Waterville Formation, Rumble et al., 1991
- ▲ Scottish Highlands, Fein et al., 1994



Amphibolite

- California, Morrison & Hoisch, 94; Rothstein et al., 94
- ◇ Nevada, Wickham & Peters, 92; Peters & Wickham, 94
- ▲ Scottish Highlands, Fein et al., 1994
- Connecticut, Tracy et al., 1963
- ▽ Adirondacks, Valley & O'Neil, 1981
- Kassandra, Greece, Gilg, 1993
- × Montana, Bowman et al., 1985
- ▲ Namibia, Pineau et al. 1976
- Naxos, Baker et al. 1989

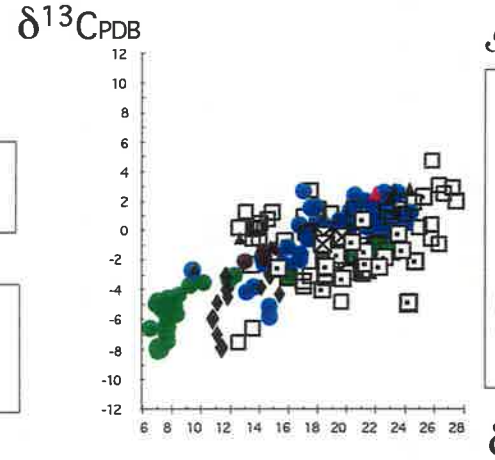


Schiste Bleu

- Naxos, Baker et al., 1989
- Tinos, Ganor et al., 1991
- △ Ward Creek, California, Taylor & Coleman, 1968

Éclogite

- Sesia, Getty & Selverstone, 1994
- ◇ W Gneiss Region (Norway), Agrinier et al, 1985
- × Dabieshan, Su Lu (China), Rumble et al, 1996, pers. comm.
- × Kokchetav (Russia), Rumble et al, 1996, pers. comm.



Granulite de Basse Pression

- ⊠ Adirondacks, Pineau et al., 1976
- Adirondacks, Valley & O'Neil, 1981
- Adirondacks, Gerdes & Valley, 1994
- Sri Lanka, Hoffbauer & Spiering, 1994
- ▲ South India, Wickham et al., 1994
- Antarctica, Buicket et al., 1994
- ◇ Bamble, Broekmans et al., 1994
- Hoggar, Pineau et al., 1976
- Reynold Range, Australia, Buicket et al., 1994
- ▲ Valpelline, Italian Alps, Gardien & Pili, unpub. data

Figure 2.1 : Compilation des compositions isotopiques C-O des marbres en fonction de leur faciès métamorphique (schiste vert, amphibolite, schiste bleu et éclogite et granulite de basse pression). Schistes verts et amphibolites caractérisent des conditions sans tectonique à l'échelle de la lithosphère. Les compositions isotopiques y sont régies par des processus variés. Schistes bleus, éclogites et granulites impliquent la lithosphère ; les compositions isotopiques associées sont uniformes.

des faciès amphibolite et schiste vert. L'uniformité des relations $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ dans les marbres de faciès granulite suggère qu'un processus unique et dominant les contrôle. L'infiltration de CO_2 d'origine mantellique apparaît comme un paramètre à ne pas négliger.

La corrélation des compositions C-O des marbres granulitiques de par le monde n'a, à ma connaissance, pas fait l'objet d'investigation. Seuls les marbres de Bamble (Norvège) ont fait l'objet d'une approche semblable (Broekmans et al., 1994) qui souffre selon moi de ne concerner qu'une faible gamme de compositions isotopiques (losanges noirs, Figure 2.1) dans une seule localité pour arriver à la conclusion que ces variations corrélées du carbone et de l'oxygène sont d'origine diagénétique à faiblement métamorphique. La confrontation des données des granulites avec celles des schistes verts (Figure 2.1) dément à mon sens cette conclusion.

Le faciès amphibolite représente le faciès jumeau des granulites pour une croûte inférieure stable ; il ne résulte pas d'une activité tectonique à l'échelle de la lithosphère. En particulier le gradient géothermique y est normal, comme l'épaisseur de la croûte dans laquelle se forme ces terrains. Les marbres de faciès amphibolite ne présentent pas la distribution ordonnée des granulites (Figure 2.1). Leurs compositions présentent une variabilité beaucoup plus grande sans corrélation entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ à l'échelle globale. Cela suggère que le carbone et l'oxygène ne répondent pas à un déterminisme simple, mais sont contrôlés par des phénomènes locaux, variables et en système fermé à l'échelle de la croûte inférieure, sans relation directe avec de grands réservoirs uniformes extérieurs. Par exemple, la distribution plus ou moins en arc de cercle des compositions mesurées par Wickham et Peters (1992) et soulignée dans la Figure 2.1 pour les amphibolites du Nevada s'accorde avec un modèle d'infiltration d'un fluide H_2O - CO_2 (riche en eau), issu de la cristallisation de magmas dérivés du manteau mis en place à proximité des marbres.

Les données isotopiques concernant les marbres en faciès de haute pression - basse température sont relativement rares dans la littérature. Les compositions isotopiques du carbone ne descendent pas en dessous de -3‰, alors que le $\delta^{18}\text{O}$ varie très largement, entre 28‰ et 6‰. Les schistes bleus de l'île de Naxos (Grèce) sont réputés pour rendre compte d'une interaction entre les marbres et un fluide riche en eau (Baker et al., 1989). Cela se traduit dans le

diagramme Figure 2.1 par une variation limitée et constante de la composition du carbone ($\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 4\text{‰}$) indépendante de la composition en oxygène. Les schistes bleus de Sifnos (Grèce, Schliestedt et Matthews, 1987) et les éclogites de Sésia (Italie, Getty et Selverstone, 1994), de Norvège (Agrinier et al., 1985) comme celles des terrains de très haute pression de Chine et Russie (Rumble et al., 1996, communication personnelle) entrent également dans cette gamme de variation. Ces carbonates ont conservé une signature isotopique en carbone très proche de celle des sédiments marins, alors que l'oxygène des carbonates est en équilibre avec celui des silicates du faciès éclogite. Les portions de croûte en conditions de haute pression - basse température n'interagissent apparemment pas avec d'autre réservoir de carbone et apparaissent donc comme des systèmes fermés de ce point de vue. Un fluide à H_2O est le seul candidat pour effectuer les échanges isotopiques de l'oxygène.

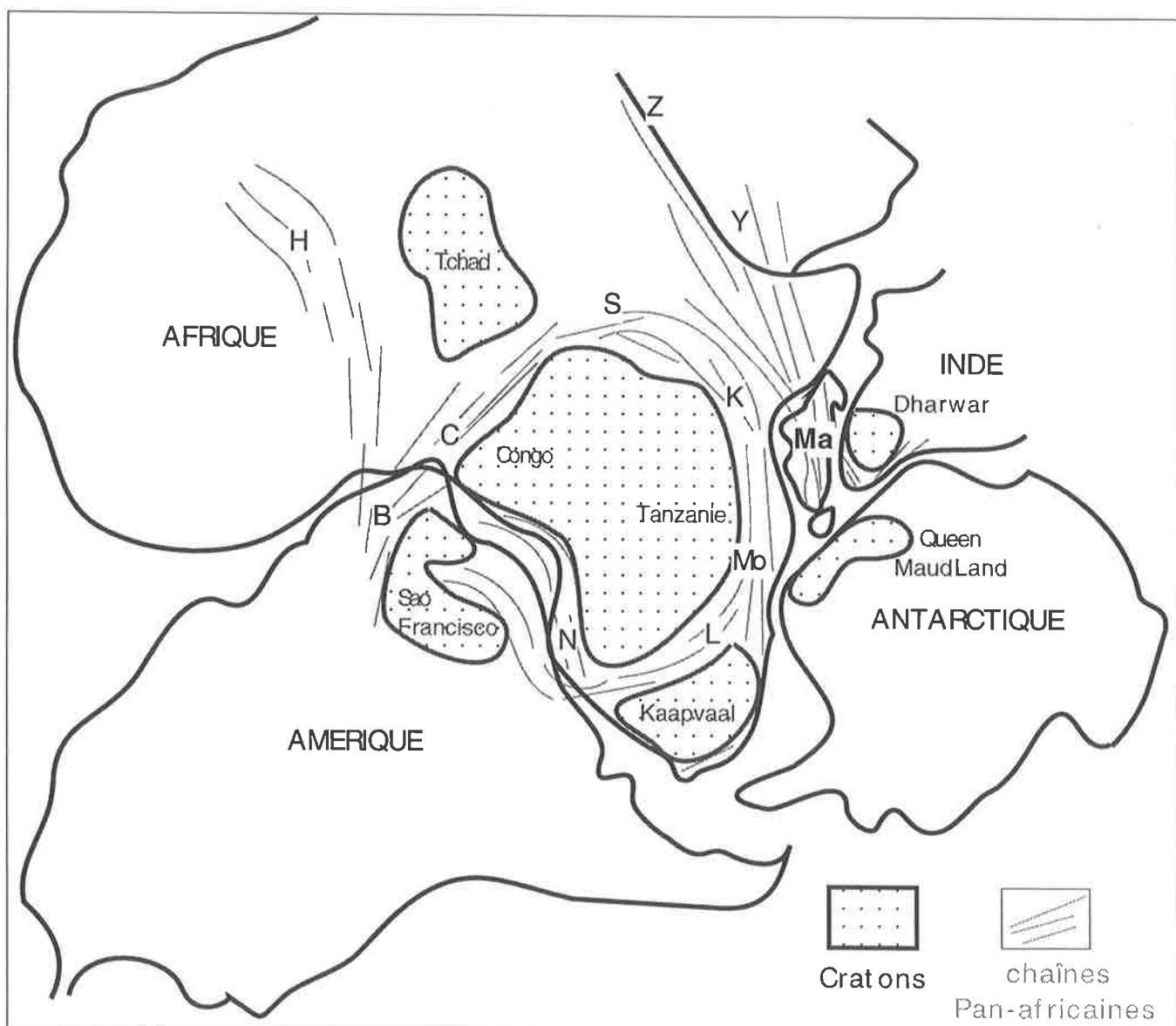
La très large distribution des compositions isotopiques pour l'ensemble des schistes verts suggère, comme pour les amphibolites, que les processus qui les gouvernent sont variés et répondent à des phénomènes locaux tamponnés par les roches crustales, avec ou sans fluide.

Les environnements géodynamiques stables à l'échelle de la lithosphère (schistes verts et amphibolites) apparaissent donc caractérisés par des interactions fluide-roche variées et non uniques résultant de phénomènes d'échelle sinon locale, au moins intracrustale, sans processus unificateur à un ordre supérieur. Les environnements résultant d'une activité tectonique à l'échelle de la lithosphère (subduction et/ou collision pour les schistes bleus et éclogites ; extension ou transpression pour les granulites de basses pression) présentent en plus d'interactions fluide-roche locales incontournables, des interactions d'un ordre supérieur, probablement avec le manteau via le CO_2 pour les granulites, et avec un fluide riche en eau dont l'origine n'est pour le moment pas établie pour les éclogites. Que cette eau soit originaire du manteau ou non, il est intéressant de se demander pourquoi les granulites mettraient en avant le rôle du CO_2 , et les éclogites l'eau. L'importante fusion partielle de la croûte observée dans les granulites, et son absence dans les éclogites, pourrait être un premier élément de réponse. L'eau est environ 2.5 fois plus abondante que le CO_2 dans le manteau (voir par exemple, Jambon, 1994). L'eau des éclogites pourrait également être fournie en quantité par la déshydratation d'une croûte océanique (riche en eau) lors de la subduction.

Après la présentation détaillée de l'origine du couplage entre carbone et oxygène des marbres granulitiques à partir de l'étude des granulites malgaches (chapitre 4), j'aborderai quelques aspects théoriques de ce couplage dans le chapitre 5.

2.3 Conclusions

Les isotopes stables du carbone, de l'oxygène et de l'hydrogène permettent de caractériser les volatils potentiellement impliqués dans la croûte continentale inférieure. Nous avons envisagé les fluides tamponnés par le manteau sous diverses formes (péridotites et magmas basaltique ou carbonatitique). Dans le cas de fluides tamponnés par la croûte elle-même, nous envisagerons la composition de ces réservoirs crustaux au fur et à mesure, car ces réservoirs sont variés et ont fait l'objet d'une caractérisation lithologique, structurale et isotopique spécifique à Madagascar. Nous verrons néanmoins que de très fortes analogies existent entre les terrains granulitiques de basse pression de par le monde, comme nous l'avons déjà vu à travers la compilation des compositions isotopiques des marbres. En particulier, la variation corrélée du carbone et de l'oxygène a été l'objet de mon attention au cours de ce travail et j'essaierai d'en montrer l'origine et les mécanismes avant de proposer l'étude des variations isotopiques C-O des marbres comme jauge des interactions entre fluide et roche au sein de la croûte inférieure.



Réseau des zones de cisaillement majeures panafricaines de faciès granulite connues à travers le Gondwana et localités réputées pour leurs granulites :

- | | | | |
|---------------|--------------------|-----------------|--------------|
| B : NE Brésil | K : Kenya | Mo : Mozambique | Y : Yemen |
| C : Cameroun | L : Limpopo | N : Namibie | Z : Zabargad |
| H : Hoggar | Ma : SE Madagascar | S : Soudan | |

Figure 3.1 : Localisation de Madagascar au panafricain par rapport aux autres morceaux continentaux composant le supercontinent Gondwana. La chaîne panafricaine est composée en grande partie de réseaux de zones de cisaillement en faciès granulites, dont les principales localités sont indiquées.

3. APERÇU SUR LA GÉOLOGIE DE MADAGASCAR ET DE SES GRANULITES

Le but de ce chapitre est d'apporter les éléments lithologiques, pétrologiques et structuraux nécessaires au développement de mon propos sur les transferts de fluides dans la croûte inférieure telle qu'elle est observable à Madagascar. La présentation ci-dessous des quelques points clefs de la géologie malgache résulte d'une synthèse de la littérature (peu abondante dans les 25 dernières années) et des deux campagnes de terrain menées par notre équipe au sein des programmes INSU-CNRS DBT "Métamorphisme de l'extension" et "Tectoscope" (Martelat, Lardeaux, Nicollet en 1992 et Martelat, Pili, Lardeaux, Nicollet en 1993). Réaliser une campagne de terrain a été un atout considérable qui justifie à mes yeux le développement de ce chapitre. Nos efforts ont porté plus particulièrement sur les granulites de la partie sud-est de Madagascar. Voici donc le cadre géologique de l'échantillonnage réalisé dans le but d'étudier les transferts de fluide à l'échelle de la lithosphère, par le biais de l'observation d'une vaste portion de croûte inférieure et de ces relations avec le manteau.

3.1 Cadre global et géodynamique

Au Précambrien, avant l'ouverture du canal du Mozambique et de l'Océan Indien, Madagascar s'allongeait (Figure 3.1) entre, d'une part, la Somalie, le Kenya, la Tanzanie et le Mozambique, à l'ouest, et d'autre part, l'Inde, le Sri Lanka et l'Antarctique, à l'est et au sud. La Grande Île occupait ainsi une place privilégiée au sein de la chaîne Mozambique (Kröner, 1977 ; Katz et Premoli, 1979), qui représente la zone d'affrontement entre les cratons archéens tanzanien à l'ouest, et indien (Dharwar) à l'est. La chaîne Mozambique fait partie d'un ensemble nommé "chaînes mobiles" qui parcourait le supercontinent Gondwana (Figure 3.1) et fut, au Panafricain, le siège d'une déformation et d'un métamorphisme intenses caractérisés par le développement d'un réseau de zones de cisaillement ductiles dans les faciès amphibolite à granulite. À Madagascar (Martelat et al., 1995 ; Pili et al., 1996a), en Inde (Drury et Holt,

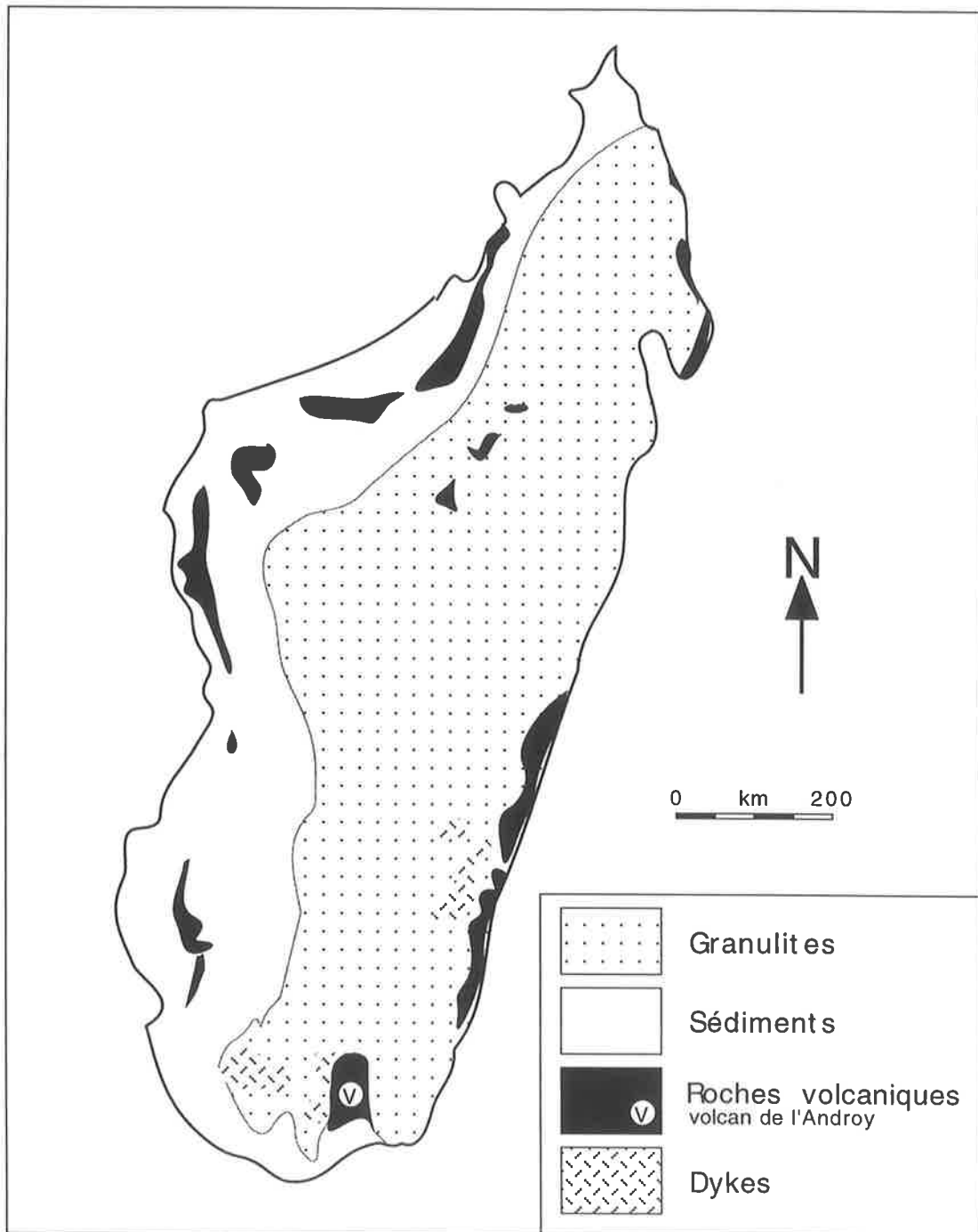


Figure 3.2 : Carte géologique simplifiée de l'île, montrant la localisation des granulites, des terrains sédimentaires, et des manifestations volcaniques (volcan, coulées, dykes).

1980), au Kenya (Smith et Mosley, 1993), du Cameroun au Soudan (Cornacchia et Dars, 1983 ; Ngako et al., 1991 ; Ibrahim et al., 1996) et jusqu'au Brésil (Martin et al., 1981 ; Caby et al., 1991), dans le Hoggar (Caby, 1970), en Namibie et au Congo (Dürr et Dingeldey, 1995), la Chaîne Panafricaine apparaît comme une très longue (environ 10 000 kilomètres) zone de transpression, large de quelques centaines de kilomètres, dont la déformation se "localise" (à l'échelle du supercontinent) sous la forme d'un réseau de zones de cisaillement majeures d'une trentaine de kilomètres de large sur près d'un millier de kilomètres de long. Ces zones de transpression (hétérogènes à l'échelle de la dizaine de kilomètres) isolent des cratons (à l'échelle de milliers de kilomètres) et soulignent le caractère hétérogène de la déformation de la lithosphère (Tommasi et al., 1995). Ces zones tectoniques particulières représentent l'affrontement frontal avec échappement latéral de cratons, épais et froids (Nyblade et Pollack, 1993). Il est tentant de rajouter aux "Chaînes Mobiles" de la Figure 3.1, l'île de Zabargad, pour ces granulites et sa tectonique en cisaillement (Nicolas et al., 1987), et le Yémen occidental pour ses granulites et sa tectonique panafricaine (Windley et al., 1996). Toutefois ces deux localités ne sont pas classiquement associées aux grands cisaillements panafricains. Le sud de l'Afrique, et en particulier la Limpopo Belt, sont connus pour leurs cisaillements d'échelle crustale (Coward, 1980 ; McCourt et Vearcombe, 1992) ; mais la plupart sont des chevauchements et sont attribués à une tectonique archéenne. Cependant, très peu de données géochronologiques existent et la tectonique panafricaine est peu documentée dans cette région..

La tectonique panafricaine à Madagascar correspond à l'intervalle 500-650 Ma (Paquette et al., 1994 ; Ashwal et al., 1995 ; Nicollet et al., 1995). Les zones de cisaillement majeures livrent des âges plus récents (jusqu'à 375 Ma ; U-Th-Pb sur monazite) que les interzones. Les âges les plus anciens retrouvés dans les zones cratonisées ou au cœur de certains minéraux (même dans les zones de cisaillement) remontent du Protérozoïque à l'Archéen. Les granulites panafricaines couvrent les 3/5 de l'île du nord au sud, soit plus de 300.000 km² (Figure 3.2). Un bassin sédimentaire d'âge mésozoïque s'étend sur le littoral occidental et résulte de l'ouverture du canal Mozambique. La troisième formation géologique notable de l'île (Figure 3.2) est un ensemble de coulées basaltiques et rhyolitiques associé à un réseau de dykes Crétacé (Dostal et al., 1992) ainsi qu'un volcan avec caldeira situé à la pointe sud de l'île, attribués au

passage de l'île sur le point chaud Marion (Mahoney et Nicollet, 1991, Storey et al., 1995). La situation des épanchements volcaniques en périphérie de l'île ainsi que leur âge et la longue durée de ces événements suggèrent également un lien entre le volcanisme et l'ouverture du canal Mozambique et de l'Océan Indien.

Les preuves d'une racine lithosphérique et donc d'une chaîne de montagne (granulites de haute pression, éclogites) manquent pour attribuer une tectonique en épaissement à la chaîne panafricaine. Les schistes blancs du Mozambique ne sont pas datés et la seule véritable éclogite répertoriée à Madagascar provient d'un tiroir du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris (collection A. Lacroix) et n'a jamais été retrouvée sur le terrain (Nicollet, 1988 et comm. pers., 1994). D'autres éclogites "fantômes" se sont révélées être des granulites (Nicollet, 1988), dont la couleur verte avait apparemment abusé les cartographes de l'époque. Les cartes de Madagascar (Besairie, 1970 a et b) indiquent donc de fausses éclogites, et la littérature continue de propager ces erreurs (Windley et al., 1994). Les roches de plus haute pression observées à Madagascar sont des granulites équilibrées jusqu'à des pressions de 12 kbar (1.2 GPa). La croûte a une épaisseur actuelle d'environ 30 km.

3.2 Lithologie, pétrologie et structures des granulites malgaches

L'ensemble granulitique malgache comporte une grande variété de lithologies d'origines sédimentaires, magmatiques et métasomatiques. Historiquement, la géologie de la Grande Île a bénéficié de plus d'un siècle de travaux, sur le terrain avec le Service des Mines et le Service Géologique de Madagascar, et au laboratoire tout particulièrement avec les remarquables travaux d'Alfred Lacroix (1863 - 1948). Madagascar est réputée pour ces minéraux gemmes (béryls, saphirs, grenats, cordiérites...), ces mines de phlogopites et de graphites, et ces minéraux rares (Lacroix, 1922-23 ; Nicollet, 1990b ; Rakotondrazafy et al., 1996). L'abondante cartographie disponible à différentes échelles est de très bonne qualité et constitue une précieuse base de travail. J'ai préférentiellement utilisé les cartes géologiques au 1/500.000 couvrant la moitié sud du pays (Besairie, 1970 a et b).

Par delà la lithostratigraphie un peu obsolète mais encore vivace (Besairie, 1967 ; Ackermann et al., 1989 ; Windley et al., 1994) qui a consisté à diviser les terrains granulitiques de Madagascar en trois grands ensembles et de multiples sous-ensembles sur la base de critères lithologiques mêlés de manière peu claire à des critères de déformation, nous avons choisi de traiter l'ensemble des granulites malgaches, avec leur variabilité lithologique, comme un seul segment de croûte moyenne à inférieure impliqué dans un même champ de déformation finie. En particulier, un réseau de quatre (voire cinq) grandes zones de cisaillements verticales, chacune d'une trentaine de kilomètre de large et plusieurs centaines (à quelques milliers ?) de kilomètres de long, a été cartographié (Figure 3.3) à partir d'un travail de terrain, d'images satellitaires (Martelat, 1995), de compilations de cartes géologiques, et d'interprétations d'anomalies gravimétriques (Pili et al., 1996a). Ces zones de cisaillement sont appelées zones de cisaillement majeures, abrégées par la suite MSZ pour "major shear zone". De multiples autres zones de cisaillements (Figure 3.3) viennent se raccorder au réseau principal et constituent les zones de cisaillement mineures, ou mSZ pour "minor shear zone". Ce réseau de déformation cisailante structure l'ensemble des granulites malgaches, comme cela ressort en comparant la Figure 3.3 avec les cartes lithostratigraphiques précédemment établies (Figure 3.4). En particulier, les trajectoires de foliation se déduisent remarquablement bien des contours lithologiques du fait de la très forte transposition tectonique (Martelat et al., 1995).

Le réseau de zones de cisaillement transpressif vertical est structuralement et chronologiquement superposé à une foliation initialement plate (Figure 3.3) et dessine de belles figures plissées d'interférence (Martelat et al., 1995) d'échelle pluri-kilométrique. Les deux phases de déformation majeures ont eu lieu en faciès granulitique. Les zones de cisaillement sont caractérisées par une foliation subverticale et des linéations horizontales de paragenèses granulitiques (saphirines, spinel-quartz ...).

Les granulites du sud-est de Madagascar ont été caractérisées pétrologiquement en différentes localités (Berglund et Touret, 1976 ; Moine et al., 1985 ; Nicollet, 1985 ; Nicollet, 1988 ; Ackermann et al., 1989 ; Nicollet, 1990 a et b ; Rakotondrazafy et al., 1996 ; Martelat et al., 1996). Les thermobaromètres cationiques et les méthodes multi-équilibres livrent tous des températures dans l'intervalle 750-850°C distribuées de façon homogène sur tout le sud de l'île,

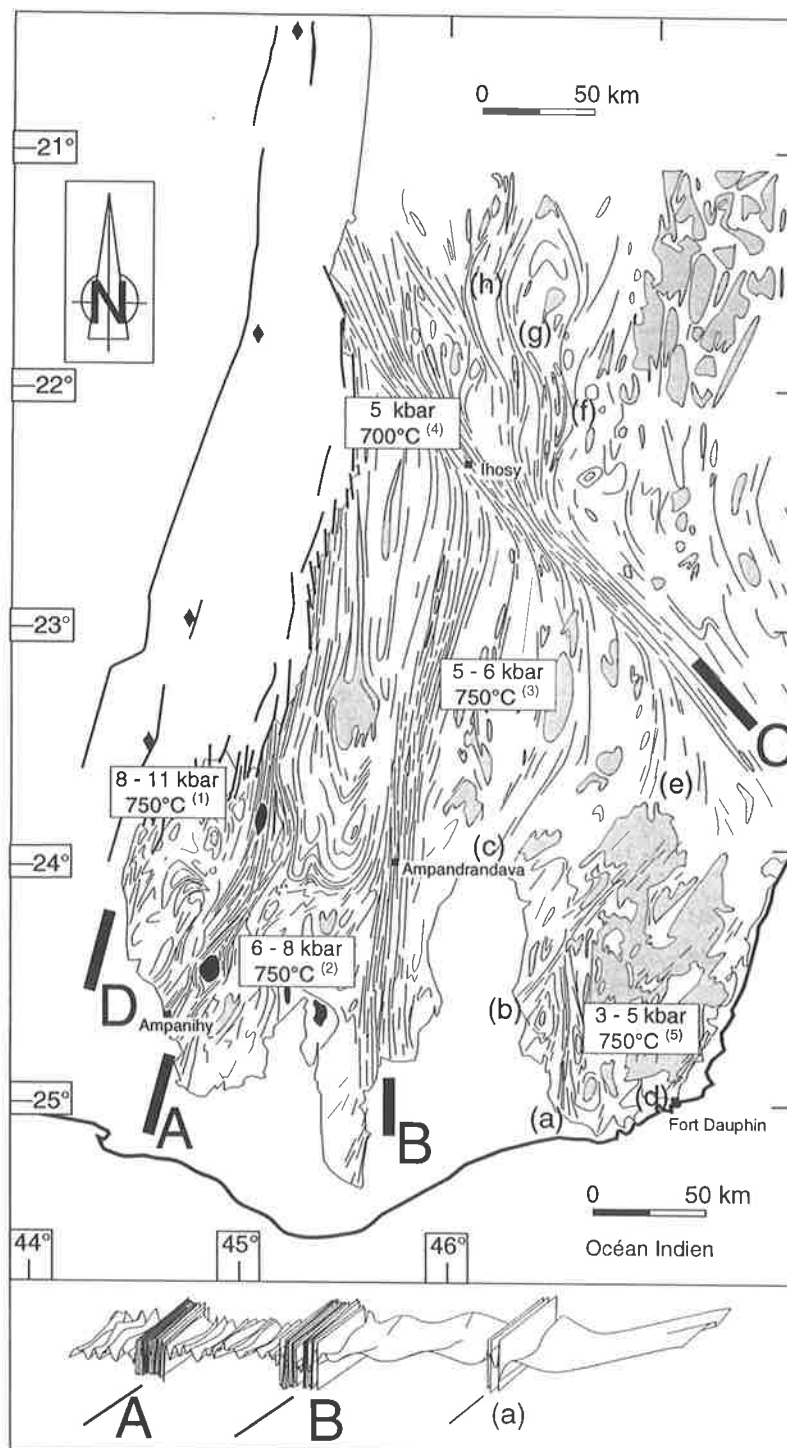


Figure 3.3 : Schéma structural simplifié et coupe est-ouest interprétative, modifiés d'après J.-E. Martelat (communication personnelle, 1996). Les lignes indiquent la trace du plan de foliation. A, B, C : zones de cisaillement majeures. D : zone de cisaillement peu apparente dans la partie cristalline, que l'on peut suivre vers le nord avec la distribution des failles (lignes épaisses) et des points les plus profonds du bassin sédimentaire à - 8000 m sous la surface (losanges, Besairie, 1964). (a) à (h) zones de cisaillement mineures. Données pression-température (1) Nicollet (1990), (2) Martelat et al. (1996), (3) Ackermann et al. (1989), (4) Nicollet (1985), (5) Moine et al. (1985) et Nédélec (communication personnelle, 1994). Zones en grisé = granitoïdes, en noir = anorthosites. Zone blanche : sédiments et roches volcaniques mésozoïques.

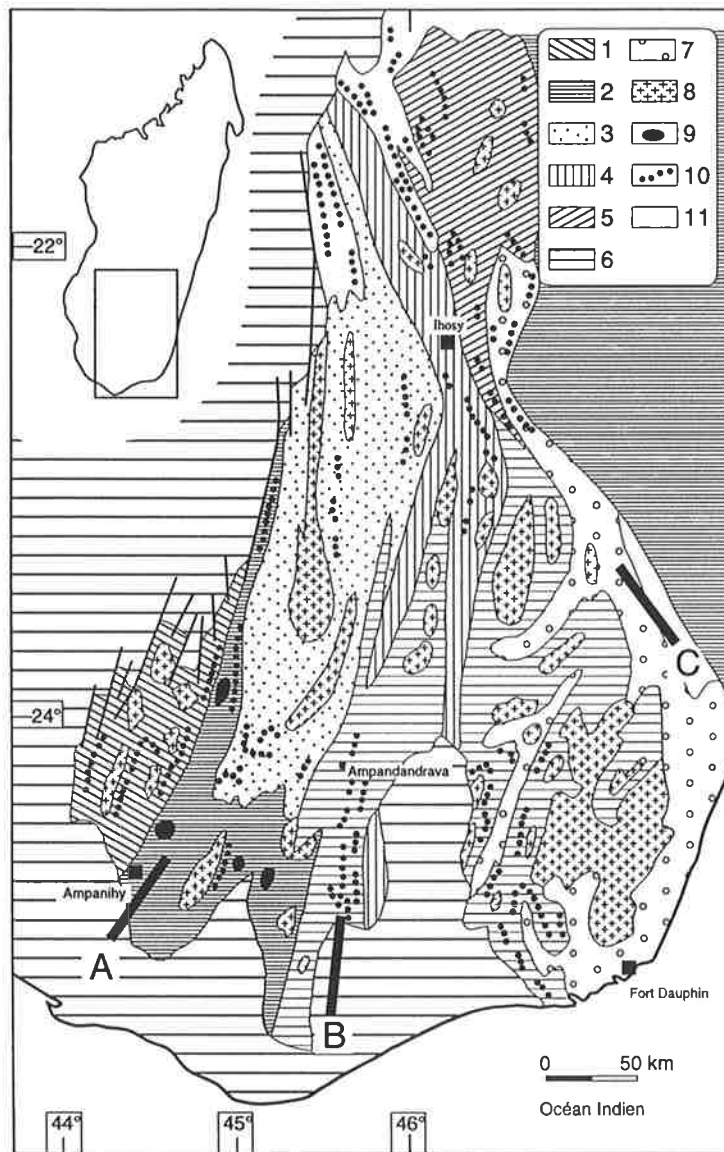


Figure 3.4 : Principales unités lithostratigraphiques du sud de Madagascar. Carte modifiée d'après Besairie (1970 a et b) et Nicollet (1985). Séquence du Vohibory : 1 - Formation du Vohibory: gneiss amphibolitiques, amphibolites, marbres. Séquence du Graphite : 2- Formation d'Ampanihy : gneiss à biotite et/ou amphibole brune, gneiss à graphite, leptynites à grenat. Séquence Androyenne : 3- Formation de l'Horombe : leptynites à grenat +/- cordiérite et sillimanite, rares pyroxénites. 4- Formation d'Ibohy: gneiss rubanés à cordiérite et grenat, leptynites à cordiérite; 5- Formation de Tsiandroina : migmatites et leptynites ; 6- Formation de Tranomaro: leptynites, gneiss rubanés à cordiérite, marbres, pyroxénites wernéritiques, wernérites, charnockites, 7- Formation de Fort Dauphin : leptynite et gneiss à cordiérite; Lithologies diverses : 8- Charnockites, granites et orthogneiss ; 9- Anorthosites ; 10- Marbres ; 11 Formations post-précambriennes.

tandis que les pressions décroissent vers l'est depuis 8-11 kbar (0.8-1.1 GPa) jusqu'à 3-5 kbar (0.3-0.5 GPa) à l'extrême sud-est de l'île (Figure 3.3). Les granulites du nord de l'île sont de plus haute température ($T > 900^{\circ}\text{C}$) et leur histoire métamorphique aurait débuté plus tôt (Nicollet et al., 1996). Les zones de cisaillement séparent des blocs crustaux remontés de façon différentielle et livrent donc à l'affleurement une coupe oblique d'ouest en est à travers la croûte inférieure à moyenne. Les granites migmatitiques syntectoniques et les charnockites sont abondants dans la partie relativement peu profonde à l'est de l'île, tandis que les roches dérivées du manteau sont essentiellement observées dans les domaines de plus fortes pressions, à l'ouest (Figure 3.3) où les granites sont moins nombreux. Un inventaire des lithologies donne grossièrement la distribution globale suivante: 55 % de paragneiss et micaschistes, 25% de granites, migmatites et charnockites, 10% de marbres et 10% de metabasites.

3.3 La campagne de terrain

Conformément à notre objectif qui était d'identifier les transferts de fluides et leur échelle dans la croûte inférieure, nous avons échantillonné les différentes lithologies des granulites de Madagascar, tout en dressant le schéma structural d'ensemble. Les lithologies qui ont fait l'objet d'attentions particulières sont : les marbres parce qu'ils présentent les deux éléments carbone et oxygène ; les roches à graphite pour compléter l'étude du carbone ; les roches comportant les minéraux symptomatiques du faciès granulite (saphirine, grenat, cordiérite ...) afin d'en étudier les inclusions fluides et les fluides structuraux ; et enfin les roches à minéraux hydroxylés (biotites, amphiboles ...) pour ce qui concerne l'hydrogène. Les roches qui signent des transferts de fluides à différentes échelles ont également été échantillonnées. Ce sont les roches métasomatiques (skarns) et les roches magmatiques syntectoniques (migmatites, granites et charnockites) ou antéctectoniques (métagranites, metabasites, méta-anorthosites). Pour étudier les relations entre manteau et croûte, nous avons récolté les roches d'origine mantellique telles les anorthosites, métagabbros et metabasites, que nous désignerons sous le terme générique de metabasites.

L'échantillonnage a été soigneux afin de s'affranchir de toute altération superficielle et quelques roches altérées ont été ramassées et caractérisées pour se prémunir de ce problème par

la suite. Ainsi, y compris les échantillons récoltés par J.-E. Martelat pour compléter l'étude pétrographique et thermobarométrique du Sud malgache, ce ne sont pas moins de 350 kg de roches qui ont été étudiées et 5.000 km de pistes ont été parcourus, pour la seule deuxième campagne de terrain. Nos efforts ont porté plus particulièrement sur les granulites de la partie sud-est de Madagascar, soit une région de près de 100.000 km², pour lesquelles les conditions d'affleurement sont bonnes à excellentes et dont nous possédons une couverture satellitaire d'images SPOT. La végétation est une savane clairsemée dans le sud de l'île tandis que les contreforts de l'extrême Est supportent une véritable jungle. Une latérite se développe par zone, en relation avec le déboisement opéré par les populations. De très nombreuses carrières ont été ouvertes pour remblayer les routes ou extraire des minerais. Elles permettent un échantillonnage de très bonne qualité. De très nombreux cours d'eau, la plupart à sec pendant de très longues périodes, offrent également de très belles surfaces d'observation. La topographie accidentée, mais non forte, du terrain permet également une bonne vision des roches dans la dimension verticale.

3.4 Les traces des fluides sur le terrain

La campagne de terrain a permis d'aborder l'étude des fluides par leurs manifestations les plus visibles et d'observer les relations entre les circulations de fluides et la déformation. Sur le terrain, les manifestations de la présence de fluides sont essentiellement les skarns, les filons hydrothermaux, le magmatisme et la déformation par fracturation hydraulique.

Les skarns sont des roches métasomatiques souvent mono- à biminérales qui ont été observées sous deux formes. La première mériterait le nom de skarns de contact et résultent, à l'échelle métrique, de la différence de potentiels chimiques de certains éléments (silicium, magnésium, carbone...) entre deux lithologies adjacentes, généralement un marbre et un paragneiss ou un granite. Le plus souvent, ces roches contiennent des minéraux tels le diopside, la wollastonite, le scapolite et/ou la phlogopite (voir la revue de Moine et al. (1985) et l'étude d'un type particulier de skarn à hibonite par Rakotondrazafy et al. (1996)). La source de fluide permettant ce métasomatisme est d'origine locale (Pili et al., 1996b, voir le chapitre 4).

À des échelles beaucoup plus importantes (des centaines de mètres à la dizaine de kilomètres), d'autres skarns, que j'aimerais appeler skarns d'infiltration, ont particulièrement attiré notre attention. Il s'agit de clinopyroxénites formées par transformation progressive d'une métabasite en présence de leucosomes et de filons hydrothermaux riches en carbonate et diopside, déjà décrits dans Lacroix (1941). Pour éviter toute confusion entre les deux types de roches métasomatiques, je réserve la dénomination "**skarn**" pour les roches développées à l'interface sédiment carbonaté / roche acide, tandis que j'appelle "**clinopyroxénites**" les roches développées à partir des métabasites.

Le plus généralement, les métabasites sont intercalées dans des gneiss plus ou moins migmatitiques. La fracturation magmatique ou hydraulique (photo 3.1) est localement importante et forme des brèches hydrothermales (photo 3.2). Ce type d'hydrothermalisme à clinopyroxènes est symptomatique des hautes températures et présente des similitudes avec l'hydrothermalisme océanique profond dans la couche 3 (gabbros) (Vanko et Stakes, 1991 ; Pili et Mével, 1994). Les clinopyroxénites sont souvent minéralisées en phlogopite et peuvent conduire à des gisements d'intérêt économique, exploités ou non, étendus sur des kilomètres. Métabasites et clinopyroxénites associées sont riches en carbonates. Pyroxènes et plagioclases des métabasites sont recoupés par de très fines veines de carbonates ou remplacés en de petites zones par de la calcite (photo 3.4). Les clinopyroxénites sont plus riches en carbonates que les métabasites (photo 3.5) et contiennent des carbonates intergranulaires à joints de grains à 120° montrant l'équilibre textural de ces assemblages. Ce processus métasomatique de carbonatation des métabasites est décrit en détail dans le chapitre 4 et dans Pili et al. (1996b). Des filons pegmatitiques à quartz-feldspath-amphiboles±phlogopite recoupent très souvent l'alternance métabasite / gneiss migmatitique (photo 3.3).



Photo 3.1 : Fracturation hydraulique/ magmatique dans les clinopyroxénites
Photo 3.2 : Brèche magmatique ou hydrothermale
Photo 3.3 : Filon pegmatitique à quartz - feldspath - amphibole - phlogopite traversant une clinopyroxénite

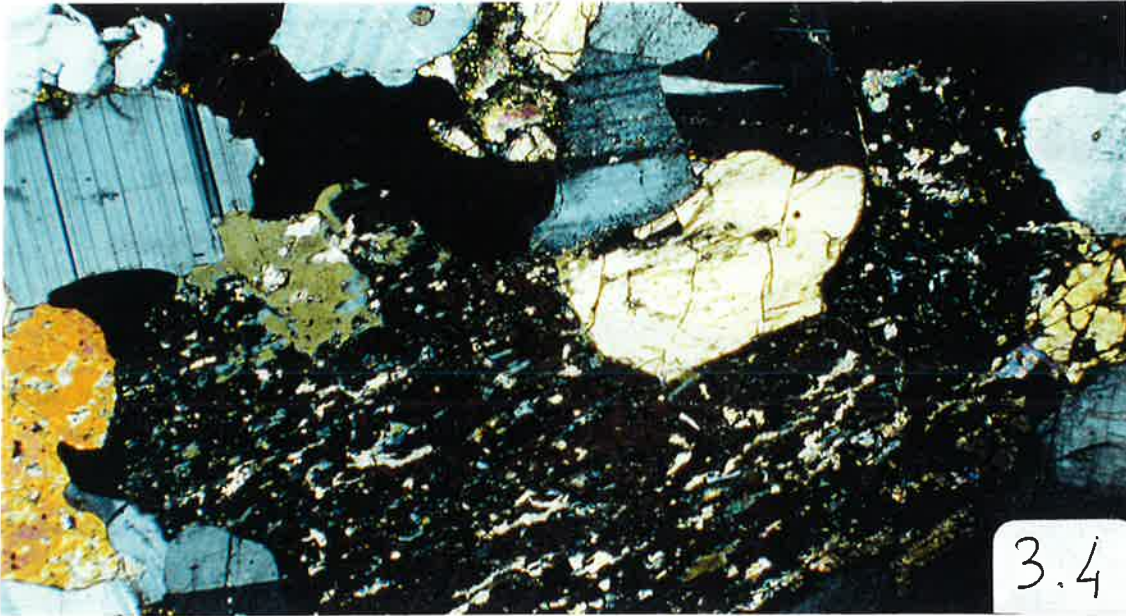


Photo 3.4 : Métabasite : clinopyroxènes et plagioclases sont recoupés par des veines micrométriques de calcite (Échantillon 64 b).

Photo 3.5 : Clinopyroxénite : les plagioclases sont rares, les phlogopites se développent ; le remplacement des clinopyroxènes par des plages de calcite est plus important (Échantillon 64 e).

Vues au microscope en lumière polarisée et analysée. Grand côté des photos = 5 mm.
Les deux échantillons ont été prélevés à environ 30 cm d'intervalle. La clinopyroxénite 64 e est celle de la Photo 3.3.

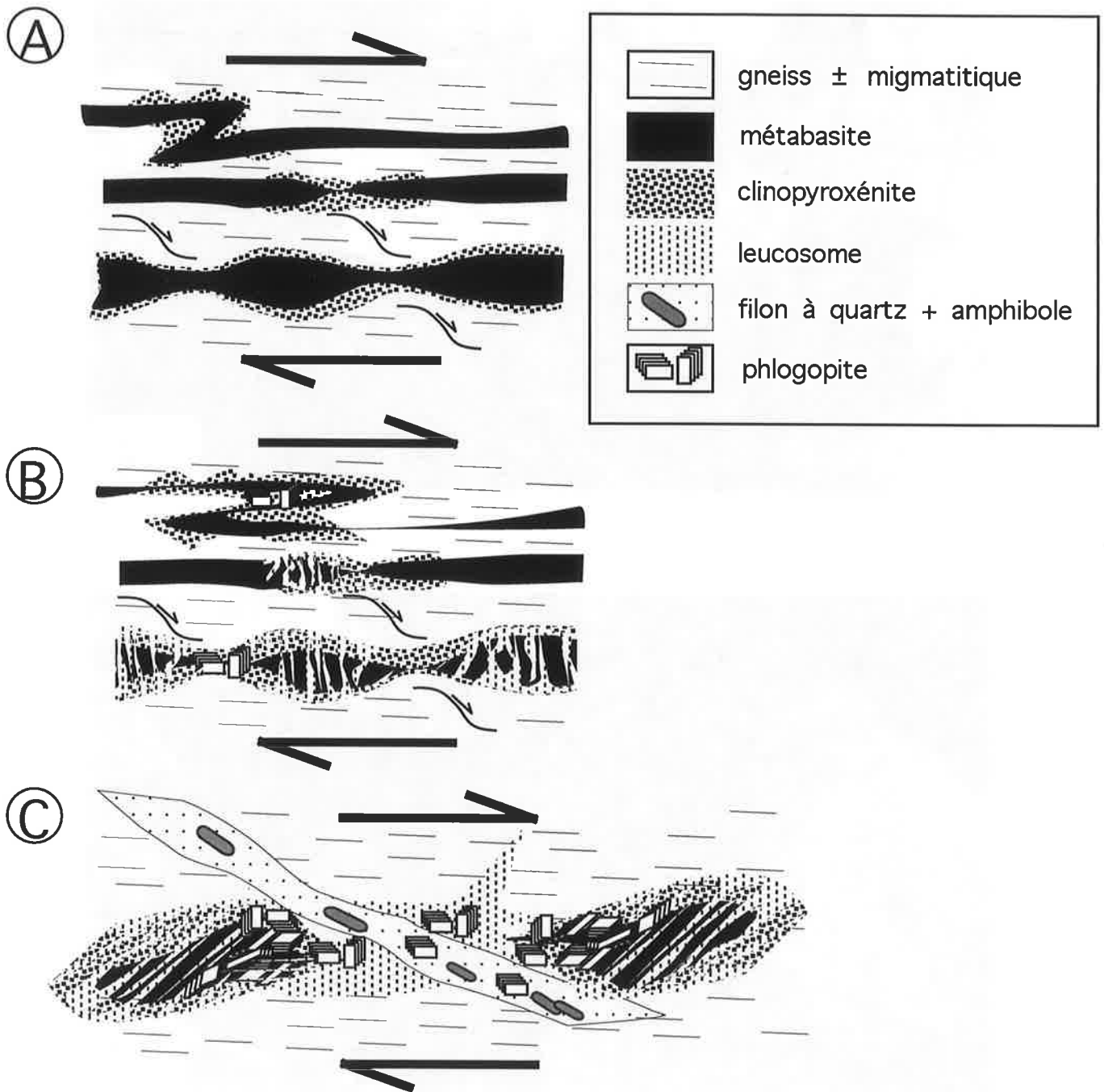


Figure 3.5 : Schémas récapitulant la formation des clinopyroxénites et des minéralisations à phlogopites à partir des métabasites, au cours de la déformation cisailante (voir texte). A : Le cisaillement crée des plis isoclinaux et du boudinage, et favorise la transformation des métabasites en clinopyroxénites. B : Les charnières de plis et interboudins sont préférentiellement minéralisées. Des magmas leucocrates exercent une fracturation hydraulique et cimentent des brèches de métabasites et clinopyroxénites. C : Le cisaillement qui se poursuit déforme les brèches et continue de collecter des fluides hydrothermaux et/ou magmatiques (silicatés) minéralisateurs qui cristallisent dans les plans de cisaillement. L'échelle est arbitraire, mais la puissance des bancs de métabasites est métrique, la distance entre deux bancs est décamétrique.

Le contrôle structural sur les minéralisations à phlogopite est très fort. C'est l'un des plus beaux exemples de la contemporanéité des écoulements fluides et des cisaillements qu'il nous a été donné de voir à Madagascar. Il a fait l'objet du rapport de DEA d'un étudiant malgache que nous avons encadré sur le terrain (Andriambololona, 1995). Les phlogopites se développent essentiellement dans des volumes créés lors de la déformation cisailante: charnières de plis ou interboudins. On les trouve ainsi le plus souvent dans les zones très déformées à l'échelle régionale. De fait, les gisements de phlogopites sont localisés pour la plupart dans des zones de cisaillement, où les plis isoclinaux qui y apparaissent et le boudinage intense développent des espaces propices aux minéralisations. Le maintien des espaces structuraux implique que les fluides sont à des pressions lithostatiques, voire superlithostatiques comme en témoigne la fracturation hydraulique responsable de la formation de brèches hydrothermales ou magmatiques. Ces brèches sont elles-mêmes déformées en cisaillement. Les minéralisations à phlogopites sont donc synchrones des déformations cisailantes.

La Figure 3.5 synthétise nos observations de terrain et les place dans un contexte évolutif. Durant le cisaillement, les intercalations gneiss / métabasite sont engendrées par transposition et les métabasites, plus compétentes, sont boudinées (Figure 3.5 A).

La mise en place des métabasites dans les formations gneissiques, leur cristallisation et l'interaction avec les fluides crustaux sont responsables de la formation de zones métasomatiques locales : les clinopyroxénites, que l'on observe aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des zones de cisaillement. Les fluides sont focalisés dans les zones de cisaillement, et la déformation favorise la recristallisation des métabasites et des clinopyroxénites. La formation des clinopyroxénites est donc plus intense dans les zones de cisaillement qu'en dehors. De faibles quantités de magmas acides sont également formées. Les interboudins et les charnières de plis, zones en extensions, drainent les fluides minéralisateurs (Figure 3.5 B).

La fracturation hydraulique peut être issue de la surpression tectonique exercée sur les fluides drainés, de la cristallisation de magmas relâchant une phase volatile, ou de la démixtion d'un fluide. Elle crée des chenaux qui sont envahis par les fluides (volatils et magmas) et minéralisés. Les clinopyroxénites sont bréchifiées. Le cisaillement oblitère ces brèches et accentue le boudinage (Figure 3.5 C).

Les gisements de phlogopite sont de bons marqueurs des transferts de fluide à l'échelle de la croûte continentale. Les trois plus grandes mines d'exploitation des phlogopites de Madagascar sont localisées le long de la zone de cisaillement majeure dite d'Ampanrandava (notée B dans la Figure 3.3, voir également la Figure 3.6). Une telle mine se compose d'un réseau de strates de clinopyroxénites parallèles subverticales, de puissance métrique, et de longueur hectométrique à kilométrique, intercalées dans les gneiss et répétées sur des distances de 1 à 100 m. Les cristaux extraits peuvent atteindre 2 m de haut, 1 m de large et 50 cm d'épaisseur. Le caractère exceptionnel de ces minéralisations et les contradictions qui ont été présentées dans la littérature méritent de faire le point dans le paragraphe 3.5 suivant. La composition isotopique de l'hydrogène des phlogopites des mines est également présentée dans le chapitre 6.

Si des fluides ont circulé dans les zones de cisaillement majeures, leur nature, les proportions des différents composants (CO_2 , H_2O ...), leur potentiel redox ... ont pu être différents d'une zone de cisaillement à l'autre. En particulier, seule la zone de cisaillement d'Ampanrandava (Figure 3.3) est minéralisée en phlogopite, alors que seule la zone de cisaillement d'Ampanihy (Figure 3.3) est minéralisée en graphite. De plus, seule la zone d'Ampanihy est percée d'anorthosites. La zone d'Ampanrandava comporte, en plus des metabasaltes et métagabbros que l'on trouve pratiquement partout, des péridotites, que Lacroix (1941, page 79) ne peut s'empêcher de comparer à celles de Zabargad, de part la taille impressionnante des cristaux et leur qualité gemme.

3.5 Formation des gisements de phlogopites

Le problème de la genèse des gisements de phlogopites a été envisagé dès le début du siècle par Lacroix et synthétisé dans son ouvrage "Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment" (Lacroix, 1941). Je ne me démarquerais de ce travail remarquable qu'en insistant sur le fait que les pyroxénites minéralisées en phlogopite ne sont pas d'anciennes marnes mais dérivent, par métasomatisme, de roches magmatiques basiques. Les fortes teneurs en K_2O et Al_2O_3 des clinopyroxénites ont poussé Lacroix, mais aussi de la

Roche (1958) et Joo (1972) à préférer un protolithe sédimentaire plutôt que mafique. C'est oublier le métasomatisme par lequel ont été formées les clinopyroxénites à partir des metabasites, avant d'être éventuellement minéralisées en phlogopite. Les auteurs sont pourtant unanimes pour souligner "la cause extérieure" (Lacroix, 1941) responsable des minéralisations à phlogopites, à partir des pyroxénites. L'analyse des minéraux associés aux gisements a conduit Lacroix à définir un fluide minéralisateur riche en CO_2 , H_2O , fluor, phosphore, soufre, tungstène et molybdène, par l'observation en abondance de calcite, fluorphlogopite, fluorine, fluorapatite, anhydrite, et de minerais de tungstène et molybdène. De la Roche (1958) a calculé les premiers bilans de masse pour former les roches à phlogopite à partir des clinopyroxénites. Ces bilans ont été précisés ensuite par Stern et Klein (1983), mais la mobilité réelle des éléments n'est pas discutée. Ainsi, la formation des phlogopites et leur cortège de minéraux accessoires à partir des clinopyroxénites nécessiterait l'apport (par ordre décroissant d'importance) de CO_2 , K_2O , Al_2O_3 , SO_3 , MgO , H_2O et F, en proportion variable entre 0 et 10% en masse selon les localités, et le départ d'environ 20% de SiO_2 et 10% de CaO .

Nous pouvons observer sur le terrain et en lames minces la gradation depuis les metabasites jusqu'aux clinopyroxénites. La similitude des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates de ces deux types de roches (voir chapitre 4 et Pili et al, 1996b) est également un argument pour dire que les clinopyroxénites dérivent des metabasites et non d'un protolithe sédimentaire. La présence de reliques de péridotites et de gabbros (Lacroix, 1941, page 77; de la Roche, 1958, page 43, et Rakotondratsima, 1983, page 162) au sein des clinopyroxénites et l'absence de marnes ou de marbres reliques au sein des bancs ou à proximité intriguaient d'ailleurs ces auteurs. De Kun (1965) attribue sans ambiguïté les gisements de phlogopites aux roches ultrabasiqes. Les roches ultramafiques intercalées dans des unités quartzofeldspathiques sont reconnues pour concentrer les éléments H_2O , CO_2 , Al_2O_3 , CaO , SiO_2 lors de réactions métasomatiques avec l'encaissant (Rosing et Rose, 1993). De plus, le métamorphisme prograde aurait pour effet de libérer les fluides stockés dans les roches basiques métasomatisées en deux pulsations. La première serait un fluide de $X\text{CO}_2$ intermédiaire et riche en aluminium, la seconde un fluide CO_2 pur (Rosing et Rose, 1993). Ces résultats proviennent de l'étude des minéralisations de zones de cisaillement dans la croûte continentale inférieure et

s'accordent avec les relations observées, dans les zones de cisaillement malgaches, entre metabasites, clinopyroxénites et minéralisations à phlogopite.

La formation de roches à clinopyroxènes à partir de roches carbonatées d'origine sédimentaire est courante à Madagascar (voir la revue de Moine et al., 1985). Il s'agit dans ce cas de skarns au contact de marbres ou marnes, à l'interface avec des granites ou des gneiss. Bon nombre de skarns étudiés au chapitre 4, et sans conteste associés à des échanges chimiques locaux sous contrôle d'un fluide riche en eau, mériteraient le nom de clinopyroxénite du fait de leurs fortes teneurs en diopside. Les précédents auteurs faisaient un amalgame entre ces skarns, développés au contact des marbres ou marnes, et les clinopyroxénites dérivées de metabasites, dont les carbonates (infiltrés) sont d'origine externe. Pour éviter toute confusion, je réserve la dénomination "skarn" pour les roches métasomatiques développées à l'interface sédiment carbonaté/roche acide, tandis que j'appelle "clinopyroxénites" les roches métasomatiques développées à partir des metabasites. Pour compliquer le tout, les skarns à clinopyroxènes développent parfois en abondance des phlogopites, qu'il faut voir plus comme le résultat des réactions métamorphiques que comme de véritables minéralisations. Ce ne sont jamais des filons. Les tailles des minéraux et les quantités produites n'ont généralement rien de commun entre skarn à phlogopite (paillettes au plus centimétriques), clinopyroxénite à phlogopite (cristaux jusqu'à décimétriques) et minerai de phlogopite (cristaux métriques). Si l'on veut appréhender la formation des phlogopites à l'échelle du continent malgache, la confusion des origines est gênante quand il s'agit de compiler les travaux cartographiques. La distribution spatiale des minéralisations à phlogopite reste néanmoins intéressante, mais ne peut pas être interprétée sans restriction. La Figure 3.6 présente une compilation de la localisation des gisements de phlogopite d'après les cartes de Besairie (1970 a et b) et notre campagne de terrain, sans pouvoir démêler totalement leur origine. Les mines de Benato (B), Ampandrandava (A) et Sakamasy (S) sont les principaux gisements de phlogopites associées au métasomatisme de corps basiques. Toutes les localités reportées en noir le long de la zone de cisaillement majeure d'Ampandrandava ont été vérifiées pendant la campagne de terrain et sont associées à des roches basiques. Les autres points noirs désignent les dépôts exploités de

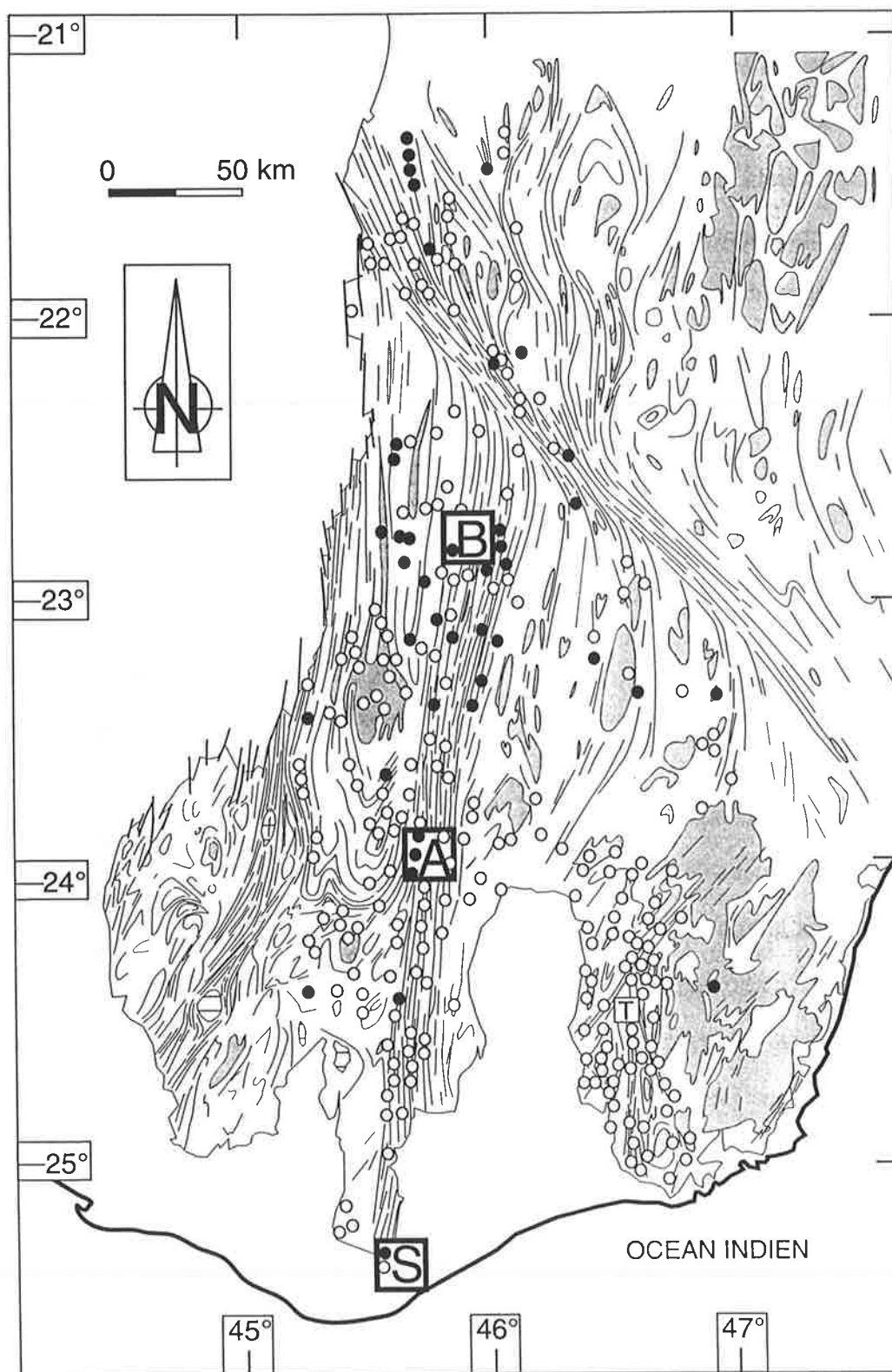


Figure 3.6 : Carte de localisation des roches à clinopyroxène et phlogopite, d'après la carte géologique de Madagascar 1/50000 (Besairie, 1970 a et b), et les observations de terrain (cette étude). Les secteurs encadrés en gras désignent les mines de phlogopites de Benato (B), Ampandrandava (A) et Sakamasy (S). La lettre T désigne le secteur de Tranomaro (quart sud-est de l'île). Les points noirs représentent les occurrences de phlogopite des clinopyroxénites dérivant de métabasites (occurrences certaines dans la zone de cisaillement d'Ampandrandava, probable ailleurs, voir texte). Les points blancs désignent les occurrences de phlogopites de skarns dérivant de métasédiments carbonatés (certaines dans la zone de cisaillement d'Ampandrandava et dans le secteur de Tranomaro, probable ailleurs).

phlogopites, ce qui signifie des concentrations économiquement intéressantes, qui pourraient être issues de roches basiques. Dans l'extrême sud-est de l'île, zone de Tranomaro (T), les points blancs désignent des roches à pyroxène et phlogopite dont la majeure partie a été identifiée, sur le terrain, en lame mince et pour certaines, par les isotopes stables de l'oxygène et du carbone, comme étant des skarns dérivant de marbres ou marnes. Les autres points blancs désignent les faibles concentrations de phlogopites, non exploitées, qui pourraient également être issues de roches métasédimentaires. Il est toutefois remarquable que la quasi-totalité des occurrences de phlogopite soient étroitement liées à la déformation (Figure 3.6), zones de cisaillement majeures comme mineures; car toutes proviennent d'un processus métasomatique avec transfert de fluide, favorisé — sinon déclenché et entretenu — dans les zones les plus déformées.

3.6 Conclusion

Les granulites exposées sur plus de 100 000 km² dans le sud de Madagascar représentent un segment de croûte inférieure à moyenne soumis à des conditions de haute température, dans la zone d'affrontement entre deux cratons. Ce fort régime thermique est associé à une déformation transpressive non pas seulement pénétrative comme on pourrait s'y attendre dans un tel contexte mais localisée, à l'échelle de la croûte, le long de zones de cisaillement en réseau. Les lithologies, paragenèses métamorphiques et styles de déformation rencontrés à Madagascar sont similaires à celles décrits dans de nombreuses autres localités granulitiques du monde. Par rapport à celles de Norvège et de l'Antarctique, les granulites malgaches sont globalement moins basiques, comme celles des Adirondacks (USA) et du sud de l'Inde. Les transferts de fluides ont été volumétriquement importants dans ce contexte, sous des formes variées : intrusions basiques, magmas migmatitiques, circulations de fluides minéralisateurs à CO₂ et H₂O et formations de roches métasomatiques. Les transferts de fluide sont le plus souvent associés à la déformation, et les zones de cisaillement majeures apparaissent comme des chenaux privilégiés. Le chapitre 4 suivant va s'attacher à préciser la nature des fluides et des écoulements dans ce contexte.

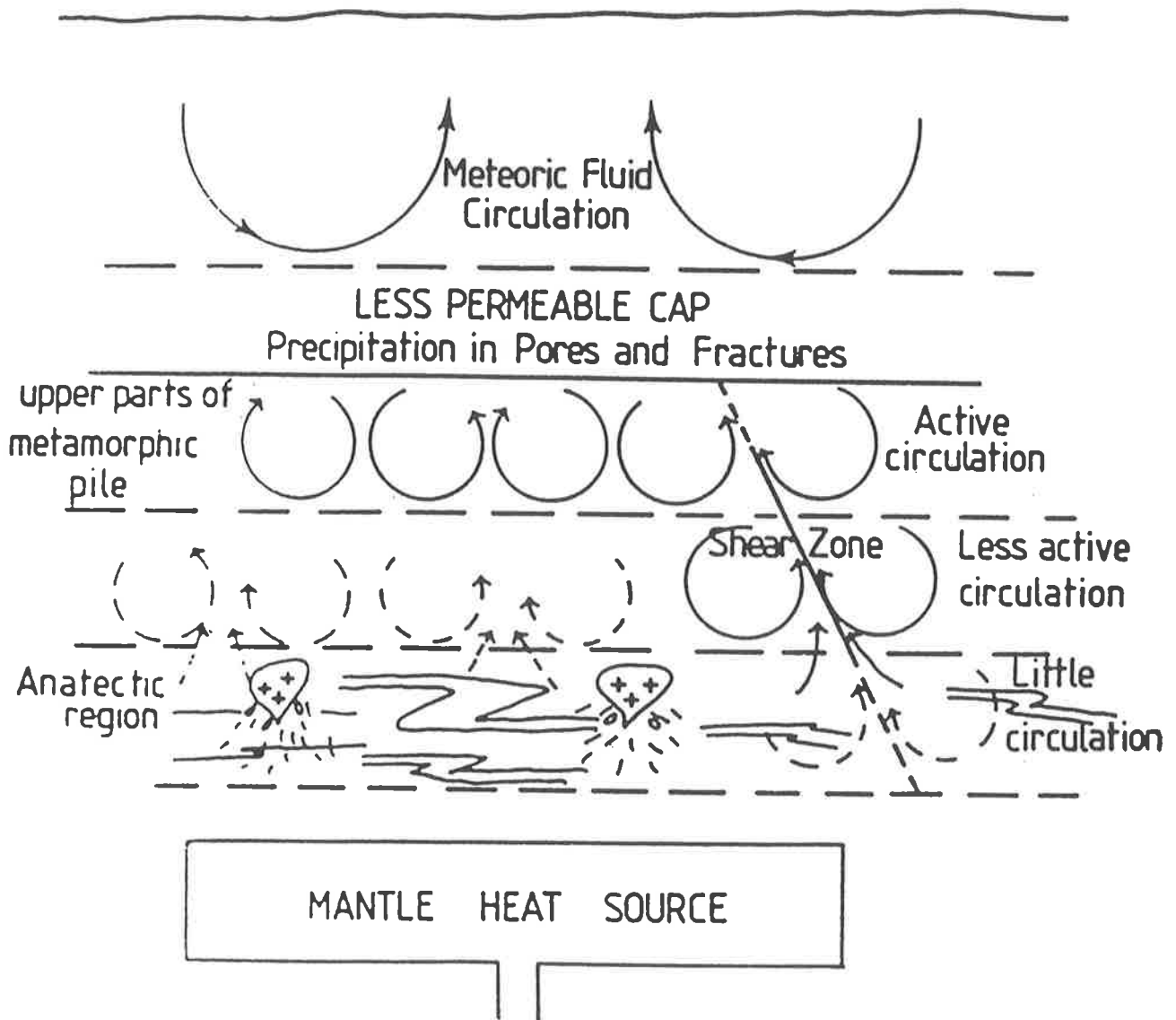


Figure 4.1 : Schéma synthétique de la distribution et de l'écoulement des fluides à l'échelle de la croûte continentale, d'après Etheridge et al. (1983). Peu de réservoirs sont figurés, à part une zone d'anatexie et l'eau météorique. Les zones de cisaillement sont désignées comme étant les seules structures permettant un transfert de fluide à travers la croûte ductile, peut-être depuis le manteau (le problème est laissé en suspens).

4. DISTRIBUTION DES FLUIDES ET ÉCOULEMENTS EN FONCTION DES STRUCTURES TECTONIQUES :

UNE APPROCHE PAR LA GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES

Nous avons vu que la croûte malgache présente une importante structuration par des zones de cisaillement. Il est connu depuis une vingtaine d'années que les fluides s'écoulent préférentiellement dans des zones de cisaillement (Beach et Fyfe, 1972; Kerrich et al., 1984), mais les études menées jusqu'alors concernaient l'échelle du mètre. La somme de nombreuses études locales a permis à Etheridge et al. (1983) de schématiser la distribution et l'écoulement des fluides à l'échelle de la croûte continentale (Figure 4.1). Cependant aucune étude n'est venue corroborer ce modèle à une telle échelle. Afin de donner une image spatiale de la distribution des fluides à l'échelle de la croûte inférieure, j'ai étudié la composition isotopique des carbonates et du graphite de lithologies variées échantillonnées en fonction de leur position à l'intérieur ou à l'extérieur du réseau de zones de cisaillement (majeures et mineures) qui structure la croûte malgache. La méthode analytique étant développée dans les Annexes A et B, ce chapitre présente les résultats principaux sous la forme d'un article, assorti d'une étude plus systématique qui alimente une discussion puis une conclusion.

4.1 Écoulement des fluides en fonction de l'échelle des zones de cisaillement (Article).

Cet article est actuellement sous presse à *Geology*.

Résumé de l'article

L'origine interne ou externe des fluides (H₂O et/ou CO₂) de la croûte continentale inférieure et leur écoulement (pervasif ou chenalisé) ont été envisagés par de nombreux auteurs

et à conduit à l'établissement de modèles apparemment contradictoires. Les rapports isotopiques C-O des carbonates de marbres et métabasites ainsi que les roches métasomatiques qui leur sont associées dépendent de la position de ces roches à l'intérieur et à l'extérieur d'un réseau de zones de cisaillement majeures (30 km de large et plus de 300 km de long) et mineures (jusqu'à 7 km de large et 50 km de long) qui structure la croûte inférieure granulitique de Madagascar. En dehors des zones de cisaillement, les marbres ont des compositions isotopiques ($0 < \delta^{13}\text{C} < 4$; $17 < \delta^{18}\text{O} < 24\text{‰}$) similaires à celles des carbonates non métamorphisés de même âge, et les métabasites montrent un $\delta^{13}\text{C}$ à signature mantellique. Les marbres des zones de cisaillement majeures sont appauvris en ^{13}C jusqu'à des valeurs de -3‰ , avec peu de variations de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O} > 17$), du fait de l'échange avec une source de carbone dérivée du manteau. Seuls une mylonite à wollastonite et le carbonate associé aux minéralisations géantes à phlogopite montrent des signatures plus mantelliques ($\delta^{13}\text{C} = -4.4\text{‰}$ et $\delta^{18}\text{O} = 10.9\text{‰}$). L'ensemble des métabasites présente des teneurs en carbonates pouvant être fortes (de 0.04 à 2 % en masse) qui témoignent des transferts de matière impliquant le CO_2 .

L'introduction de carbone mantellique a lieu dans les zones de cisaillement majeures qui prennent leurs racines dans le manteau, en plus de l'introduction précoce de carbone mantellique associée au magmatisme basique de base de croûte. L'oxygène a toujours été tamponné par la croûte. Les marbres des zones de cisaillement mineures et les skarns associés ont vu leurs compositions isotopiques évoluer du fait de réactions métamorphiques de dévolatilisation déclenchées et entretenues par l'infiltration d'un fluide riche en eau d'origine crustale. Aucune trace de carbone mantellique n'a pu être mise en évidence. De larges hétérogénéités isotopiques ($\Delta^{18}\text{O} > 4\text{‰}$) à l'échelle du mètre dans une même lithologie au sein d'une zone de cisaillement reflètent la distribution hétérogène de l'écoulement des fluides, et donc l'hétérogénéité de la perméabilité, associée à l'hétérogénéité de la déformation et de la pétrologie des roches. La considération des relations entre structure et géochimie permet de réconcilier les arguments apparemment conflictuels quant à l'implication des fluides $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ dans la genèse des granulites.

Fluid flow vs. scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox*

Eric Pili, Simon M. F. Sheppard

Laboratoire de Sciences de la Terre, CNRS UMR 5570, École Normale Supérieure de Lyon, F-69007 Lyon, France

Jean-Marc Lardeaux

Laboratoire de Pétrologie et Tectonique, CNRS UMR 5570, Université Lyon I, F-69100, France

Jean-Emmanuel Martelat, Christian Nicollet

Département de Géologie, URA 10, Université Clermont, F-63038 Clermont-Ferrand, France

ABSTRACT

The external or internal origin of CO₂ and H₂O in marbles and metabasites from a large-scale granulite section is related to their structural setting: outside shear zones, within major shear zones (\approx 25 km wide by more than 340 km long), or within minor shear zones (less than 10 km wide by less than 150 km long). Outside shear zones, marbles have isotopic compositions similar to their protoliths values and metabasites record mantle $\delta^{13}\text{C}$ signatures. Marbles from major shear zones show little variation of $\delta^{18}\text{O}$ but are depleted in ^{13}C down to -3‰ due to exchange with mantle-derived carbon. In addition to an earlier input of mantle carbon related to mafic magmatism, major shear zones act as conduits for mantle carbon influx. They are probably mantle-rooted. Oxygen was buffered by the crust. Marbles and their related skarns from minor shear zones were subjected to devolatilization reactions and water-rich infiltration from crustal sources with no evidence for a mantle carbon contribution. Large isotopic variations at the metre scale in the shear zones reflect the heterogeneous distribution of fluid flow associated with heterogeneous deformation and contrasting petrologic features and permeabilities. These geochemical-structural relationships reconcile the conflicting arguments on the origin of fluids during granulite genesis.

* Data Repository item 0000 contains additional material related to this article

INTRODUCTION

Fluids in the lower crust have been addressed by many authors, leading to a variety of models concerning their composition (CO₂ and/or H₂O) and their flow (pervasive or channeled). Large-scale mantle-derived CO₂ fluxes are proposed for Bamble and Lofoten (Pineau et al., 1981; Baker and Fallick, 1988) and south India (Newton, 1987), in contrast to local crustally derived H₂O-CO₂ fluid infiltration for the Adirondacks (Valley et al., 1990) and the Ivrea Zone (Baker, 1988). Most studies have not related the fluid characteristics to both local- and regional- scale tectonic structures. This paper examines fluid flow related to a crustal-scale shear-zone network within the lower crust based on a study of the granulites of Madagascar.

The Madagascan Archean and Proterozoic crust was reworked during the Pan-African event (530-630 Ma, Paquette et al., 1994). In southeast Madagascar, low-pressure granulite-facies lithologies related to postorogenic extension crop out over 100 000 km² (e.g., Nicollet, 1990 a). This basement is crosscut by granulite-facies vertical shear zones formed in a crustal-scale strike-slip system superimposed upon the overall granulite-facies flat strain pattern. Some of the U-Th ages of granulitic assemblages are younger (down to 400 Ma) in the major shear zones than outside (Nicollet et al., 1995). Structures have been mapped via remote sensing (Martelat et al., 1995), geological maps (Besairie, 1970 a & b), and field investigations. Deformation is localized into major (\approx 25 km by more than 340 km) and minor (5 by 50 up to 7 by 140 km) ductile shear zones (Figure 4.2). Three major shear zones and half a dozen minor ones can be recognized. From field studies and petrology, no difference has been observed between minor and major shear zones. Rocks are \approx 1m- to 200m-thick layers parallel to the foliation. Retrograde alteration is only locally detectable. Carbonate-bearing rocks crop out widely both within and outside the shear zones. This study presents their C and O isotope geochemistry on a regional scale in order to (1) characterize the composition of the middle to lower crustal fluids, and (2) define the relationship between the structural setting and the nature and flow characteristics of the fluids.

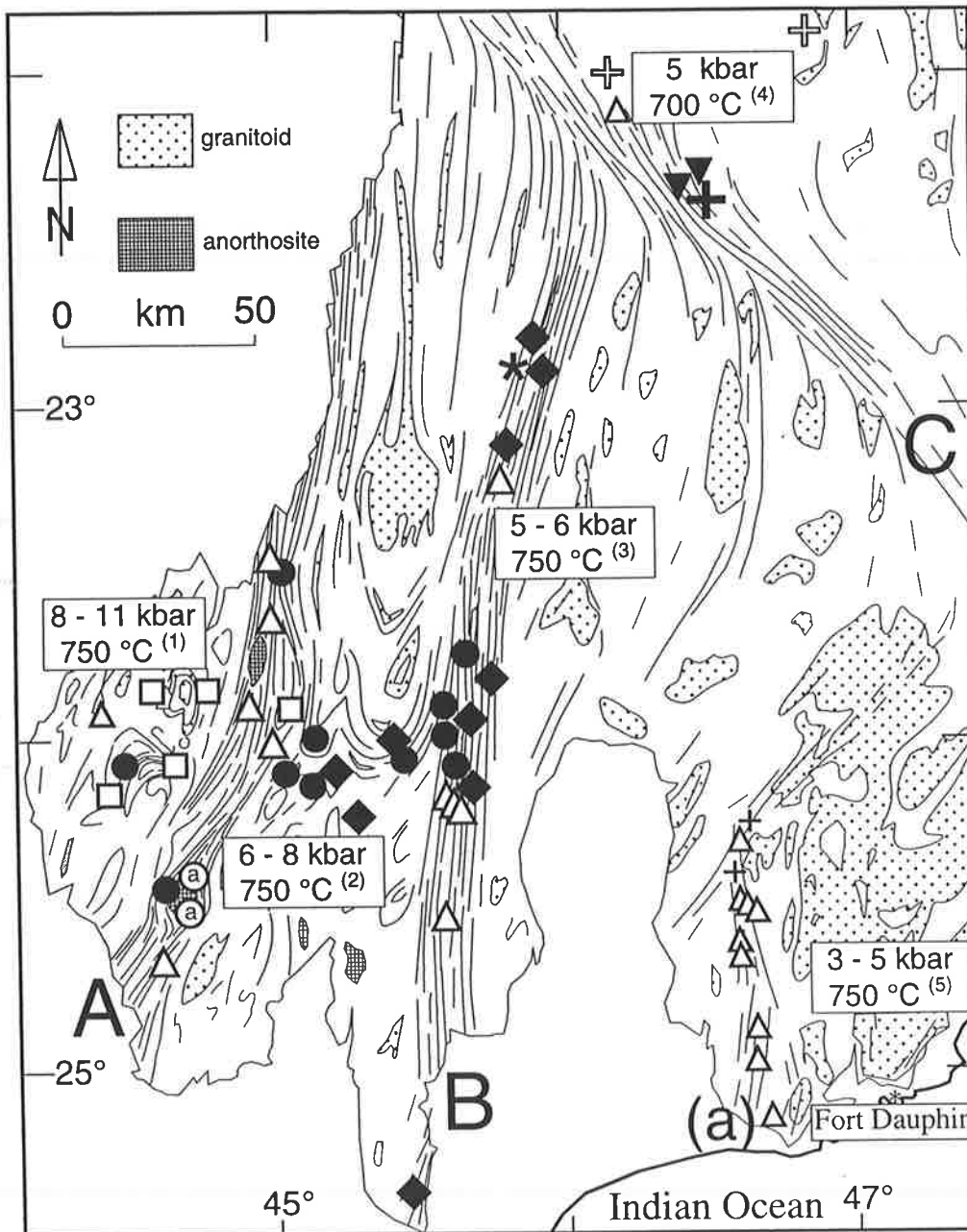


Figure 4.2: Structural sketch-map of southeast Madagascar with foliation planes (lines), the three major shear zones (A, B, and C), the studied minor shear zone (a), and sample locations (see Figure 4.3 for symbol legend). A given symbol may represent samples as much as 15 km apart. P-T data: (1, 2, 4) Nicollet (1990), (3) Ackermann et al. (1989), (5) Moine et al. (1985). Unmapped areas = sedimentary and volcanic rocks.

SAMPLING STRATEGY AND PETROLOGY

Sixty-eight carbonate-bearing rocks, generally surrounded by metapelites, were sampled from outside and within three major and one minor shear zones and analyzed petrologically and isotopically. The rocks are divided into four groups: marbles with or without silicates, skarns (i.e., metasomatized limestones), carbonate-bearing metabasites, and clinopyroxenites (i.e., metasomatized metabasites).

Pure marbles with or without graphite have been rarely found either within major shear zones or to the east of shear zone A (Figure 4.2). Silicate-bearing marbles (index minerals 2, 3, 4, and 5 in Table 4.1) with variable carbonate contents are common within and outside the shear zones. A wollastonite-bearing mylonite (4) has been observed in major shear zone C. Corona assemblages in minor shear zones show the late-stage reaction $Fo + Cc + CO_2 + H_2O = Dol +$ various Mg silicates which is responsible for the late production of dolomite (5). Where present, quartz is enclosed in diopside, hence the reaction $Dol + Q = Di + CO_2$ did not reach completion (5). Unreacted adjacent quartz and dolomite imply high X_{CO_2} outside the shear zones (2). The lack of quartz in the major shear-zone assemblages suggests high reaction progress triggered by deformation or fluid infiltration or both.

Metabasites have never been observed within a kilometre of marbles. Outside the shear zones metabasites (index minerals 6 in Table 4.1) bear intergranular carbonates ($\approx 250 \mu m$) and minute replacement of pyroxene and plagioclase by carbonates (cryptic carbonatization) with no or only minor amphibole veins. Carbonatization of plagioclase mainly results from scapolite destabilization. Carbonatization of pyroxene requires metasomatic processes involving CO_2 . Carbonates from shear-zone metabasites (7) are intergranular or cryptic and are often associated with contemporaneous amphibole development in micrometre-scale veins and minute coronas around pyroxenes.

The clinopyroxenites (8 and 9, Table 4.1) formed during deformation of metabasites on a metre-scale in structures that drained fluids (isoclinal fold hinges or interboudins), in association with amphibole + quartz pegmatites. Field investigations show no link between these carbonate-bearing rocks and any marble. In the clinopyroxenites, triple junctions between adjacent pyroxene and calcite grains show textural equilibrium, contrary to the carbonatized

metabasites, which show minute secondary mineral replacement by carbonates. Phlogopite development in clinopyroxenites is related to the shearing event and lead locally to economic phlogopite deposits in the major shear zones.

TABLE 1. SUMMARY OF RELEVANT MINERAL ASSEMBLAGES WITHIN THEIR STRUCTURAL SETTING

Lithology *	Index minerals [†]	Carbonate content (wt. %)
<i>Outside shear zones:</i>		
marble (4)	1: ± Graphite	94 - 100
silicate-bearing marble (6)	2: Fo or Di ± Q	65 - 86
skarn (2)	11: Di ± Sc	0.4 - 40
metabasite (5)	6: Am ± Sc + Cc	0.1 - 2.0
clinopyroxenite (5)	8: Am ± Sc + Cc	0.1 - 4.0
<i>Major shear zones:</i>		
marble (1)	1: Graphite	92
silicate-bearing marble (14)	3: ± Sc ± Q ± Graphite	43 - 95
	4: Wo ± Kf (mylonite)	59
skarn (1)	11: Di + Sc	4.4
metabasite (5)	7: ± Sc + Cc	0.2 - 1.1
clinopyroxenite (8)	9: Ph + Cc ± Am	0.2 - 4.9
carbonate lens (1)	10: Cc + Di	95
anorthosite (2)	13: Pl + Di + Cc	0.1 - 1
<i>Minor shear zones:</i>		
silicate-bearing marble [§] (6)	5: Fo or Di ± Sc ± Q	47 - 91
skarn (8)	12: Fo or Di ± Sc ± Ch	1 - 18

* Number of samples given in parentheses.

[†] Index minerals that are referred to by number in the text.

[§] wt.% silicate/Dol relationship: 9/12, 20/13, 27/5, 53/21.

Am: amphibole; Cc: calcite; Ch: clinohumite; Di: diopside; Dol: dolomite; Fo: forsterite; Kf: K-feldspar; Pl: plagioclase; Ph: phlogopite; Px: pyroxene; Q: quartz; Sc: scapolite; Wo: wollastonite.

STABLE ISOTOPES

Carbon and oxygen isotope analyses from carbonates are reported in per mil with reference to PDB and SMOW standards, respectively. Isotopic compositions and whole rock carbonate yields were measured¹ on CO₂ gas extracted via H₃PO₄ (e.g., Sharma and Clayton, 1965). When present, scapolite contributes to the extracted CO₂, but fractionations between scapolite and calcite are nearly zero (Moecher et al., 1994).

¹ GSA Data Repository item 0000, isotopic data of carbonates from Madagascan granulites, is available on request from Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301. E-mail: editing@geosociety.org

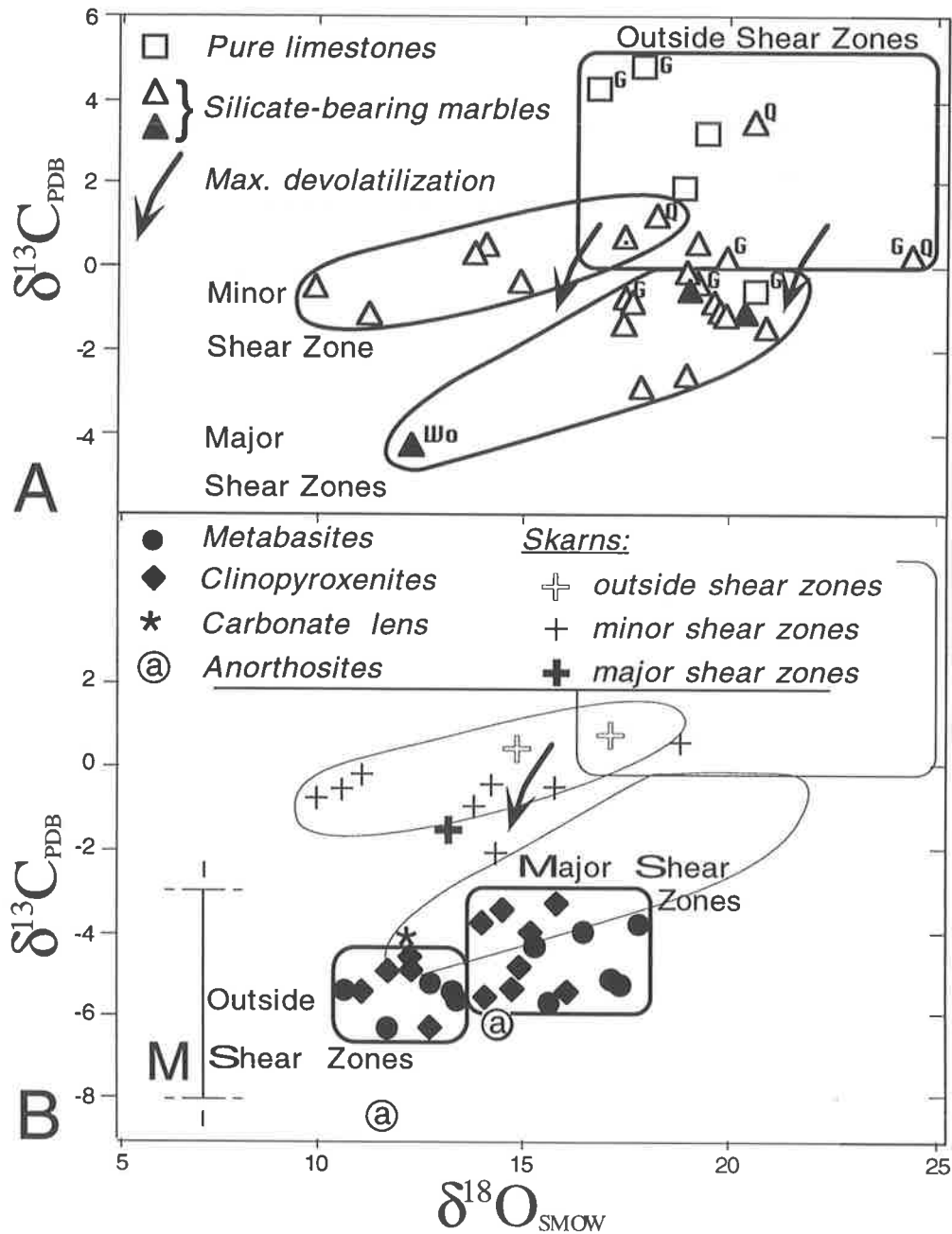


Figure 4.3 : $\delta^{13}\text{C}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ diagrams of carbonates. A: Carbonates from pure and silicate-bearing marbles. Fields refer to tectonic setting: outside, inside minor, and inside major shear zones. Superscript Q for Dol + Q, Wo for wollastonite, and G for graphite-bearing assemblages. The open triangle with dot comes from outside shear zone. Filled triangles are low strain to mylonitic samples from a 25 m travers. Curved arrow: Rayleigh decarbonation. B: Carbonates from skarns, metabasites, and clinopyroxenites. M: Carbonates of mantle derivation.

The C and O isotope composition of carbonates from marbles outside the shear zones and those within minor and major shear zones are shown in Figure 4.3A. Quartz is only present in the marbles with the highest isotopic values within a given structural setting. Little to no overlap occurs among the three fields. Outside shear zones values are grouped. Pure marbles and the quartz-bearing marble have higher $\delta^{13}\text{C}$ values (4 ± 1) than the silicate-bearing marbles (0.5 ± 0.5). Marbles from the minor shear zone follow a narrow band, down to $\delta^{13}\text{C} = -1$ and $\delta^{18}\text{O} = 11$. Marbles from major shear zones range from 0 to -4.4 for $\delta^{13}\text{C}$ and from 21 to 11 for $\delta^{18}\text{O}$. However, isotopic values are typically $\delta^{13}\text{C} > -3$ and $\delta^{18}\text{O} > 17$, except for one wollastonite-bearing mylonite (Figure 4.3A). Within the marbles with $\delta^{18}\text{O} > 17$, no relationship is observed between either $\delta^{13}\text{C}$ or $\delta^{18}\text{O}$ values and silicate content. Most of the skarns display isotopic compositions in the same range as those of the minor shear-zone marbles (Figure 4.3B).

Carbonates from mafic rocks (Figure 4.3B) have $\delta^{13}\text{C} = -5.7 \pm 0.5$ for those located outside and -4.8 ± 1 for those located within shear zones. The $\delta^{18}\text{O}$ values are much more variable, related to petrology and structural setting as follows. Carbonated metabasites and clinopyroxenites are located outside shear zones and have $\delta^{18}\text{O} = 10.7$ to 13.5; carbonated and amphibole-veined metabasites and clinopyroxenites are located inside the major shear zones and have $\delta^{18}\text{O} = 14$ to 17.8. Mafic rocks located within major shear zones have been infiltrated by hydrous fluids resulting in formation of amphibole and phlogopite, and higher $\delta^{18}\text{O}$ values. A hydrothermal calcite-diopside lens associated with a giant phlogopite deposit in major shear zone B (Figure 4.1) is of the same composition as carbonates from metasomatized mafic rocks (Figure 4.3B).

DISCUSSION

Rocks Before Shearing Event and Fluid Reservoirs

The pure marbles outside shear zones, without silicate-driven decarbonation, are most likely to have been the least modified by infiltration and devolatilization. Their C and O isotope compositions could be inherited from their protoliths. The field shown in Figure 4.3A for

marbles outside shear zones is in fact indistinguishable from that of Precambrian limestones (Veizer and Hoefs, 1976). The isotopic compositions of the silicate-bearing marbles outside shear zones (silicate <25 wt.%) could have been modified from their protolith values during devolatilization. Unreacted dolomite and quartz are preserved in the only high- $\delta^{13}\text{C}$ silicate-bearing marble. The initial carbonate composition is estimated by assuming that the rock was composed of carbonate plus quartz, and only forsterite formed according to the reaction $2\text{Dol} + \text{Q} + 2\text{Cc} = \text{Fo} + 4\text{Cc} + 2\text{CO}_2$. Among the possible reactions (Spear, 1993), the above one produces up to 25 wt.% Fo and leads to the largest C and O isotope depletions. From their model forsterite content (i.e., all silicates taken as Fo [Table 4.1]), these marbles could have lost as much as 9 vol.% of carbonate. Estimated δ values of the initial limestone, based on a Rayleigh distillation model, are enriched by less than 1.3‰ in ^{13}C and 0.9‰ in ^{18}O compared to their final values.

For the potential mantle reservoir, the range of C and O isotope values for carbonates in equilibrium with mantle rocks is taken as the reference ($\delta^{13}\text{C} = -3$ to -8 and $\delta^{18}\text{O} \approx 7$, Figure 4.3B, e.g., Javoy et al., 1986). Carbonates are strictly minor to trace minerals in the metabasites (Table 4.1). The tightly clustered $\delta^{13}\text{C}$ values of the metabasites outside shear zones are within the mantle range and have most probably been controlled by their mantle source (Figure 4.3B). The calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ values in equilibrium with mantle-derived rocks ($\delta^{18}\text{O}_{\text{feldspar}} = 6$) at mantle to lower crustal temperatures are less than 8. The higher values require exchange with crustal rocks, probably via water infiltration. Mass-balance calculations rule out closed-system exchange between carbonate and metabasite silicates (Chiba et al., 1989). The local development of clinopyroxenites with carbonates of a similar isotopic composition to that in the parent metabasites implies that at least part of the mantle-derived carbon was mobile on a metric scale outside the shear zones during granulite-facies metamorphism.

Minor Shear Zones

A well-defined isotopic trend for the minor shear zone is shown in Figure 4.3A. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$ values vary by up to 4‰ on a metre scale. Rayleigh devolatilization can generate

coupled $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations, as illustrated by the curved arrow. It represents an upper limit for our marbles with 22 vol.% decarbonation and 53 wt.% of diopside for the reaction $2\text{Q} + \text{Dol} + 2\text{Cc} = \text{Di} + 2\text{Cc} + 2\text{CO}_2$ (1). This model is not sensitive to temperature variations for $T > 350^\circ\text{C}$. The $\delta^{13}\text{C}$ values of our marbles can be explained by decarbonation reactions. The substantially larger observed $\delta^{18}\text{O}$ variations require additional water infiltration. Either infiltration follows decarbonation [reaction (1)] or coupled isotopic variations occurred according to the reaction: carbonate + silicate + H_2O = hydrous phase + silicate + CO_2 . The correlation of the C-O isotopic shifts with the increasing silicate content, the disappearance of the high- XCO_2 paragenesis Dol + Q, and the decreasing, then increasing dolomite content (5, Table 4.1) support that infiltration was controlled by the degree of devolatilization. However, it is still unclear whether infiltration triggered or has been enhanced by devolatilization. Two other possible mechanisms are ruled out by the above relations: (i) a mixing process between our “un-sheared marble end-member” and a pole near $\delta^{13}\text{C} = -2$ and $\delta^{18}\text{O} = 11$, which is not known to be characteristic of any fluid reservoir or buffer, and (ii) the infiltration of fluids whose isotopic heterogeneity was externally controlled.

Skarns show isotopic compositions either similar to those of the marbles from the minor shear zone or easily explained via Rayleigh devolatilization (Figure 4.3B). We infer that metamorphism in marbles and metasomatism in skarns were related to comparable mechanisms based on devolatilization reactions and influx of H_2O within the minor shear zones. The initially homogeneous aqueous fluid had a calculated $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}} \leq 11$ at 750°C (O'Neil et al., 1969); the lower the $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ value, the lower the fluid/rock ratio. Such relatively high $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ values imply that the external fluids were buffered by or originated from supracrustal rocks. The crystallization of abundant syntectonic migmatitic granites is a likely source for the fluid. Since it failed to homogenize the $\delta^{18}\text{O}$ rock values within the shear zones, even on a metre or finer scale, permeabilities must have been locally quite variable, arguing for a network of centimetre-wide channels rather than a larger single fluid path.

Major Shear Zones

Both the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations within the major shear-zone trend (Fig 4.3A) are too large to be explained only by devolatilization. The maximum devolatilization effect on the carbon values is shown by the most depleted samples from the minor shear zones and is only attained via water-rich infiltration. Graphite is not responsible for ^{13}C depletion in major shear zones because all these marbles do not bear it (Figure 4.3 A). Graphite also occurs in some marbles outside shear zones, but these marbles are less depleted than within major shear zones. Infiltration of an externally derived $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ fluid with a relatively low $\delta^{13}\text{C}$ value is required for all the samples from major shear zones. The complete range of C and O isotope variations are observed in three variably deformed samples (Figure 4.3A) collected along a 25-meter section. Heterogeneous deformation is related to heterogeneous fluid flow. The most strained marble is the wollastonite-bearing mylonite (0.2 mm grain size), depleted in ^{13}C by 4‰ and in ^{18}O by 10‰ relative to the two coarse-grained (2 mm), isotopically similar samples, 15 and 25 m away. Wollastonite probably results from decarbonation reactions at lower X_{CO_2} , such as $\text{Cc} + \text{Q} = \text{Wo} + \text{Cc} + \text{CO}_2$ but the observed ^{13}C and ^{18}O depletions are larger than those predicted by a Rayleigh model that produces 33 wt.% Wo (i.e., all silicate taken as Wo). Thus mantle-type CO_2 infiltration is required in addition to crustal H_2O . The lowest $\delta^{18}\text{O}$ values recorded in major shear zones are similar to those from the minor ones and to the minimum ^{18}O enrichment in metabasites (Figure 4.3B). This is consistent with a similar crustal control attributed to H_2O -bearing fluid circulation with $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}} \approx 11$. Wollastonite development with $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} = 11.4$ thus corresponds to an extremely high water/rock ratio.

The only pure marble sampled in a major shear zone shows $\approx 4\%$ ^{13}C depletion (Figure 4.3A) relative to its outside shear-zone counterparts: $\text{CO}_2 (\pm \text{H}_2\text{O})$ has been infiltrated. In the absence of devolatilization for enhancing permeability, fluid infiltration was nevertheless effective. The pure marble is among the marbles least depleted in ^{18}O , emphasizing that the silicate-bearing marbles have been more affected because of loss of $^{13}\text{CO}_2$ by devolatilization, which creates porosity that in turn enhances infiltration. In contrast to the H_2O -dominated process unraveled in the minor shear zone associated with high ^{18}O variations, isotopic evolution of marbles from within the major shear zones is limited for oxygen but larger for

carbon, implying that CO₂ infiltration played a major role in this context. However, the skarn sampled in a major shear zone (Figure 4.3B) records the same H₂O-rich metasomatic process and devolatilization as marbles from within the minor shear zones.

The amphibole veining and the giant phlogopite deposits suggest H₂O infiltration in the major shear zones. This is supported by the large $\delta^{18}\text{O}$ increase with little or no $\delta^{13}\text{C}$ variation of the metabasites compared to their counterparts outside the shear zones (Figure 4.3B). Increasing $\delta^{18}\text{O}$ implies lower exchange temperatures, at least for the most enriched samples. The marbles, metabasites, and pyroxenites are coherent in supporting the presence of mantle-derived CO₂ within the major shear zones plus mixing processes with marble-derived oxygen and carbon (Figure 4.3B).

CONCLUSION

Metabasites with euhedral scapolite and the development of clinopyroxenites from metabasites both outside and within shear zones record early but local CO₂ circulation related to mafic magmatism that was independent from shearing events. However, there is no isotopic evidence for widespread, pervasive infiltration of CO₂. Postdating the magma-related carbon influx, the regional shearing structures, divided into minor (less than 140 * 7 km) and major (more than 340 * 25 km) shear zones, focused crustal H₂O-CO₂ for the former and crustal H₂O-CO₂ plus mantle-derived CO₂ for the latter. The major shear zones are thus probably rooted in the mantle. The extent of infiltration was highly variable on a metre or finer scale, and the largest time-integrated fluxes were restricted to a network of metre to centimetre-wide channels within the shear zones. The nature of the circulating fluids was controlled by the tectonic root of the shear zone, whereas variations in fluid flow must have been controlled by the local permeability, closely related to both deformation and the extent of decarbonation in carbonate rocks. The ¹⁸O composition of the rocks from both the major and minor shear zones was controlled by supracrustal oxygen. XCO₂ values were locally highly variable. The apparent conflicting results for fluid composition, origin, and flow derived by previous authors can be reconciled by studying a large-scale section of the lower crust with an integrated geochemical and structural approach.

ACKNOWLEDGMENTS

Partially financed by the INSU-CNRS "Tectoscope" and DBT "Fluides dans la croûte" programs. We thank M. Émery for technical assistance, K. Rosen and R. Rakotondrazafy for kind collaboration and providing additional samples, and J. Ague and D. Rumble for helpful reviews.

GSA DATA REPOSITORY item 0000, Pili et al., 1996.
C-O stable isotopes data of carbonates from Madagascan granulites

Sample #	Lithology	Index mineral	Shear zones	wt% Carbonate	delta18O (SMOW)	delta13C (PDB)
1a	anorthosite		major	0,1	14,46	-5,99
166a	anorthosite		major	1	11,67	-8,45
78a	metabasite		outside	0,4	11,73	-6,22
83	métabasite		outside	0,4	13,32	-5,39
87	métabasite		outside	2	12,93	-5,20
96	métabasite		outside	ND	10,69	-5,28
181a	metabasite		outside	0,1	13,45	-5,64
62c	métabasite		major	0,3	16,39	-3,93
64b	metabasite		major	ND	17,06	-5,07
64c	metabasite		major	ND	15,20	-4,16
66	metabasite		major	0,2	17,81	-3,74
86c expé92	metabasite		major	1,1	15,50	-5,89
368bR	métabasite		major	0,30	17,19	-5,11
79	clinopyroxenite		outside	0,9	11,82	-4,90
84b	clinopyroxenite		outside	0,9	12,40	-4,84
84c	clinopyroxenite		outside	0,1	12,86	-6,23
105c	clinopyroxenite		outside	4	11,09	-5,36
105d	clinopyroxenite		outside	1,4	12,30	-4,46
59	clinopyroxenite		major	ND	15,14	-3,98
64d	clinopyroxenite	phlogopite	major	ND	15,72	-3,15
64e	clinopyroxenite	phlogopite	major	0,75	16,01	-5,28
Cpx Benato	clinopyroxenite	phlogopite	major	4,9	14,75	-5,23
AMP	clinopyroxenite	phlogopite	major	1,2	14,51	-3,41
Be+	clinopyroxenite	phlogopite	major	1,8	14,11	-5,56
B+	clinopyroxenite	phlogopite	major	1,4	14,01	-3,70
Tsihombe	clinopyroxenite	phlogopite	major	0,2	14,95	-4,77
Carb Benato	carbonate lens	diopside	major	95	12,36	-4,20
40a	marbre	quartz	outside	86	20,57	3,46
40b	marbre		outside	65	17,43	0,81
43dj	marbre	graphite	outside	ND	19,96	-0,05
131b	marbre		outside	ND	19,18	0,67
179	marbre	graphite	outside	100	16,88	4,33
182	marbre	graphite	outside	76	17,94	4,87
185	marbre	graphite+quartz	outside	95	24,32	0,23
188a	marbre		outside	94	19,48	3,19
KR31/1	marbre		outside	81	18,89	1,85
148-1	marbre		minor	75	14,09	0,54
148-2	marbre		minor	47	9,92	-0,45
148c	marbre		minor	91	13,83	0,24
149b	marbre	quartz	minor	ND	18,32	1,06
154	marbre		minor	ND	14,91	-0,29
155	marbre		minor	50	11,33	-1,07
53c	marbre	wollastonite	major	59	10,95	-4,37
53d	marbre		major	83	18,92	-0,52
53f	marbre		major	71	20,31	-1,10
86j expé 92	marbre	graphite	major	75	17,27	-0,86
101a	marbre		major	95	17,46	-0,86
101b	marbre		major	ND	18,88	-0,09
106bN	marbre		major	55	18,85	-2,62
190	marbre	graphite	major	70	19,03	-0,44
228bN	marbre		major	63	20,85	-1,54
249bN	marbre		major	80	17,76	-2,94
384R	marbre		major	43	19,65	-1,17
R208b	marbre		major	91	19,85	-1,13
R262	marbre		major	89	17,38	-1,44
R156	marbre		major	95	19,43	-0,95
KR27/1	marbre	graphite	major	92	20,65	-0,61
42	skarn	phlogopite	outside	40	17,11	0,98
322cR	skarn		outside	0,4	14,83	0,62
53e	skarn		major	4,4	13,37	-1,23
148a	skarn		minor	15	13,95	-0,85
148-3	skarn		minor	18	10,74	-0,31
148-4	skarn		minor	1	14,22	-0,27
148-5	skarn		minor	11	11,22	-0,08
148d	skarn	clinohumite	minor	10	10,04	-0,68
149c	skarn	diopside	minor	ND	18,92	0,73
150	skarn	scapolite	minor	ND	15,80	-1,15
151b	skarn	wollastonite	minor	1,1	14,42	-1,94

4.2 Complément sur les interactions fluide-roche à l'échelle de la croûte inférieure malgache obtenu par l'analyse des carbonates de lithologies variées.

Afin de parfaire l'étude de la distribution des fluides au sein de la croûte malgache dans son ensemble, j'ai entrepris une étude plus systématique de la composition isotopique et des teneurs en carbonates des lithologies échantillonnées lors de la campagne de terrain. L'abondante carbonatation des metabasites m'incite à rechercher des traces équivalentes dans le magmatisme crustal, représenté par les granites, charnockites et migmatites.

Par delà les champs définis initialement à partir de 55 échantillons de marbres, skarns, metabasites et clinopyroxénites analysés, étendus à 68 au moment de la mise sous presse de l'article, ce sont finalement 136 analyses isotopiques des carbonates de 11 lithologies différentes dans les trois contextes structuraux, à l'intérieur et à l'extérieur des zones de cisaillement majeures et mineures, qui sont présentées (Tableau 4.2). Aucune contradiction n'est apportée par ces analyses complémentaires. Elles soulignent d'abord l'implication de l'ensemble des lithologies de la croûte malgache dans les processus d'infiltration définis précédemment, et ensuite la distribution spatiale hétérogène des interactions fluide-roche et le rôle joué par la rétrogenèse et l'altération. La Figure 4.4 A reprend les champs définis précédemment (section 4.1) pour les carbonates des marbres et metabasites ainsi que les roches métasomatiques associées, et représente les nouvelles analyses effectuées. Dans une large mesure, les mêmes symboles sont utilisés dans les Figures 4.3 (article) et 4.4 A.

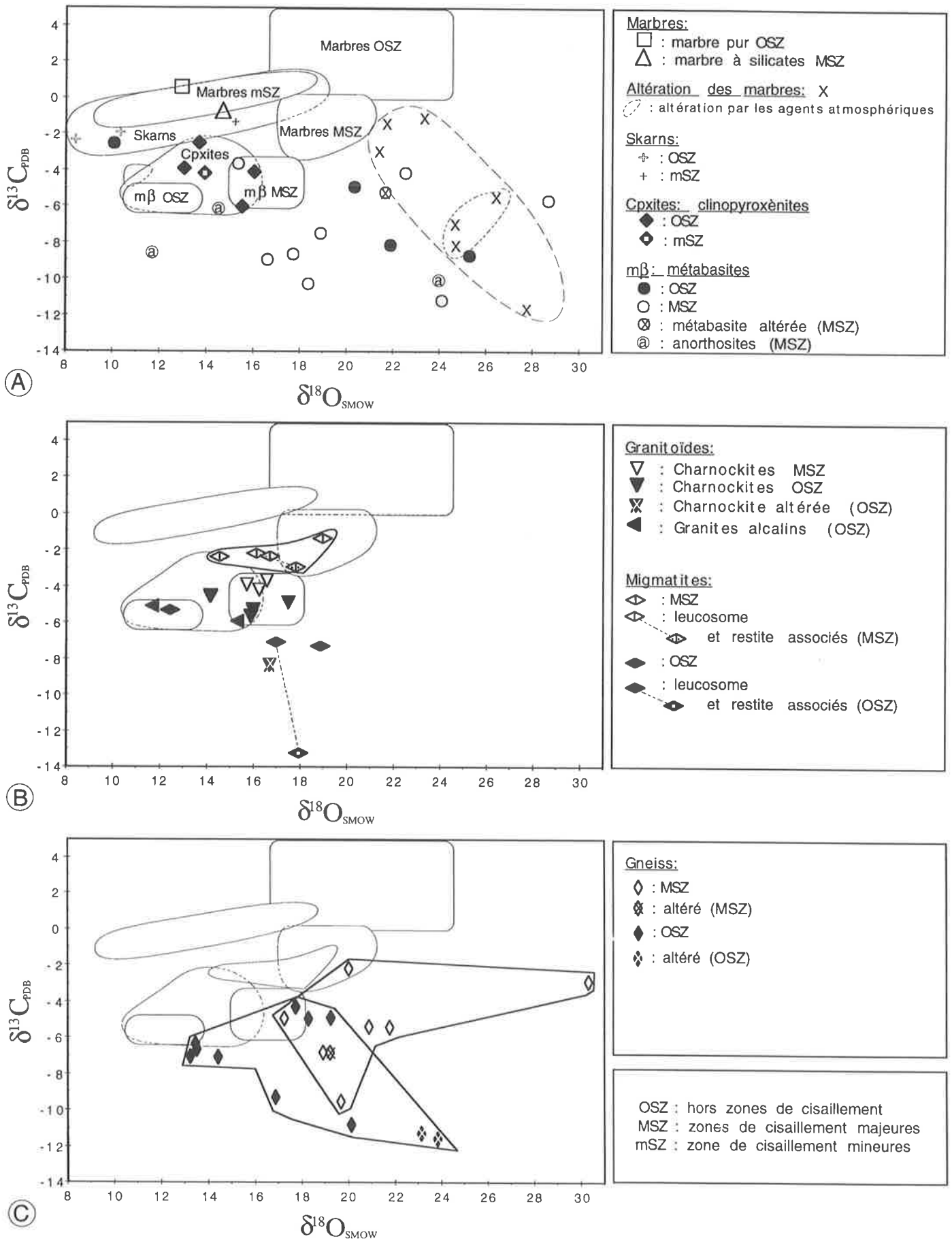


Figure 4.4 : Compositions isotopiques en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et en oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des carbonates de lithologies variées (voir signification des symboles en encadré de chaque graphe). A : Récapitulatif des champs définis pour les marbres, les skarns, les métabasites et les clinopyroxénites en fonction de leur contexte tectonique, à l'intérieur et à l'extérieur des zones de cisaillement, et superposition des données nouvellement acquises. B : carbonates des granitoïdes (charnockites, granites alcalins) et des migmatites (deux paires leucosome-restite sont reliées par un segment). C : carbonates des gneiss.

4. DISTRIBUTION DES FLUIDES EN FONCTION DES STRUCTURES TECTONIQUES

TABLEAU 4.2: COMPOSITIONS ISOTOPIQUES C-O DES CARBONATES DE LITHOLOGIES VARIÉES, TENEUR EN CARBONATES ET POSITION PAR RAPPORT AUX ZONES DE CISAILLEMENT

Echantillon	Lithologie	Position*	wt% Carb	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Remarque (voir Annexe B)
1a	anorthosite	MSZ	0,10	14,46	-5,99	
166a	anorthosite	MSZ	1,00	11,67	-8,45	
191	anorthosite	MSZ	0,04	24,00	-10,03	
47	altération charnockite	MSZ	0,10	16,73	-8,26	
56b	charnockite	MSZ	0,24	16,59	-3,55	
56c	charnockite	MSZ	0,70	16,24	-4,07	
56d	charnockite	MSZ	0,70	15,75	-3,75	
124a	charnockite	OSZ	0,30	17,50	-4,75	
128	charnockite	OSZ	0,70	14,13	-4,36	
137	charnockite	OSZ	0,50	15,88	-5,52	
142b	charnockite	OSZ	0,30	15,95	-5,11	
105a	leucosome	OSZ	0,01	18,93	-7,33	doigt froid
16b	leucosome	OSZ	0,60	12,46	-5,33	
143a	leucosome	OSZ	0,07	17,02	-7,07	
143e	restite associée	OSZ	0,07	17,98	-13,23	phosphate d'argent
50	leucosome	MSZ	0,20	18,98	-1,30	
52	migmatite	MSZ	0,30	14,60	-2,31	
36a	leucosome	MSZ	0,40	16,18	-2,07	
36b	contact leuco/gneiss	MSZ	0,10	16,75	-2,25	
36c	restite	MSZ	0,06	17,85	-2,85	
35	gneiss	MSZ	0,10	18,90	-6,61	
53g	gneiss	MSZ	0,0003	21,79	-5,22	
62a	gneiss	MSZ	0,07	30,31	-2,82	doigt froid
101c	gneiss	MSZ	0,03	20,01	-1,99	
114b	gneiss à graphite	MSZ	0,01	20,86	-5,16	
229bN	gneiss à saphirine	MSZ	0,01	19,64	-9,35	doigt froid
84a	gneiss	OSZ	0,002	20,18	-10,82	doigt froid
92b	altération gneiss	OSZ	0,00005	23,20	-11,30	doigt froid
97b	gneiss à saphirine	OSZ	0,04	18,32	-4,91	
98	altération gneiss	OSZ	0,0001	23,90	-11,63	doigt froid
105b	gneiss	OSZ	0,70	19,31	-4,84	
135b	gneiss	OSZ	0,50	13,48	-6,23	
142a	gneiss	OSZ	0,25	17,76	-4,20	
143b	gneiss	OSZ	0,11	13,53	-6,63	
143c	gneiss	OSZ	2,60	13,25	-6,95	
143d	gneiss	OSZ	0,38	14,43	-7,04	phosphate d'argent
155bis	gneiss	OSZ	0,00008	16,90	-9,27	doigt froid
25a	granite	OSZ	0,30	15,37	-5,92	
126	granite	OSZ	0,60	11,77	-5,07	
78a	métabasite	OSZ	0,40	11,73	-6,22	
83	métabasite	OSZ	0,40	13,32	-5,39	
87	métabasite	OSZ	2,00	12,93	-5,20	
96	métabasite	OSZ		10,69	-5,28	
104a	métabasite	OSZ	0,01	21,91	-8,18	doigt froid
129	métabasite	OSZ	0,09	25,27	-8,71	
174	métabasite à grenat	OSZ	0,10	20,35	-4,92	
181a	métabasite à grenat	OSZ	0,10	13,45	-5,64	
187b	métabasite	OSZ	4,00	10,10	-2,39	contact granite
37	métabasite	MSZ	1,40	15,32	-3,62	
53a	métabasite	MSZ	0,015	18,37	-10,25	doigt froid

4. DISTRIBUTION DES FLUIDES EN FONCTION DES STRUCTURES TECTONIQUES

Tableau 4.2 (suite)

62b	métabasite	MSZ	0,15	17,24	-4,83	
62bcroûte	altération métabasite	MSZ	0,03	19,16	-6,77	
62c	métabasite	MSZ	0,30	16,39	-3,93	
64b	métabasite	MSZ		17,06	-5,07	
64c	métabasite	MSZ		15,20	-4,16	
66	métabasite	MSZ	0,20	17,81	-3,74	
68	métabasite	MSZ	0,10	28,69	-5,69	
69	métabasite	MSZ	0,01	24,10	-11,10	doigt froid
86aexpé92	altération métabasite	MSZ	0,30	21,67	-5,26	
86c expé92	métabasite	MSZ	1,10	15,50	-5,89	
86e expé92	métabasite	MSZ	0,90	18,90	-7,45	
86g expé92	métabasite	MSZ	2,00	16,62	-8,92	
113a	métabasite	MSZ	0,50	17,77	-8,65	
170	métabasite	MSZ	0,04	22,58	-4,11	
368bR	métabasite	MSZ	0,30	17,19	-5,11	
43	clinopyroxénite	OSZ	0,40	16,09	-4,06	
79	clinopyroxénite	OSZ	0,90	11,82	-4,90	
84b	clinopyroxénite	OSZ	0,90	12,40	-4,84	
84c	clinopyroxénite	OSZ	0,10	12,86	-6,23	
84d	clinopyroxénite	OSZ	0,30	13,05	-3,94	
94b	clinopyroxénite	OSZ	5,00	13,70	-2,34	
105c	clinopyroxénite	OSZ	4,00	11,09	-5,36	
105e	clinopyroxénite	OSZ	1,20	15,63	-6,14	
105d	clinopyroxénite	OSZ	1,40	12,30	-4,46	
A-	clinopyroxénite	mSZ	0,40	13,91	-4,16	
59	clinopyroxénite	MSZ		15,14	-3,98	
64d	clinopyroxénite	MSZ		15,72	-3,15	
64e	clinopyroxénite	MSZ	0,75	16,01	-5,28	
Cpx Benato	clinopyroxénite	MSZ	4,90	14,75	-5,23	
AMP	clinopyroxénite	MSZ	1,20	14,51	-3,41	
Be+	clinopyroxénite	MSZ	1,80	14,11	-5,56	
B+ (Benato)	clinopyroxénite	MSZ	1,35	14,01	-3,70	
TS	clinopyroxénite	MSZ	0,20	14,95	-4,77	
Carb Benato	veine de carbonate	MSZ	100	12,36	-4,20	
40a	marbre	OSZ	86	20,57	3,46	
40b	marbre	OSZ	65	17,43	0,81	
43dj	marbre	OSZ		19,96	-0,05	
92a	altération marbre	OSZ	80	21,70	-1,41	
123	altération marbre	OSZ		27,74	-11,68	
131b	marbre	OSZ		19,18	0,67	
179	marbre	OSZ	100	16,88	4,33	
182	marbre	OSZ	76	17,94	4,87	
185	marbre	OSZ	95	24,32	0,23	
188a	marbre	OSZ	94	19,48	3,19	
KR31/1	marbre	OSZ	81	18,89	1,85	
KR31/2	marbre	OSZ	97	14,73	-0,90	
148-1	marbre	mSZ	75	14,09	0,54	
148-2	marbre	mSZ	47	9,92	-0,45	
148c	marbre	mSZ	91	13,83	0,24	
149b	marbre	mSZ	100	18,32	1,06	
154	marbre	mSZ	100	14,91	-0,29	
155	marbre	mSZ	50	11,33	-1,07	
155 croûte	altération marbre	mSZ		24,67	-7,01	
53C	marbre	MSZ	59	10,95	-4,37	
53d	marbre	MSZ	83	18,92	-0,52	
53f	marbre	MSZ	71	20,31	-1,10	

4. DISTRIBUTION DES FLUIDES EN FONCTION DES STRUCTURES TECTONIQUES

86j expé 92	marbre	MSZ	75	17,27	-0,86
<u>Tableau 4.2 (suite)</u>					
100	altération marbre	MSZ	92	21,38	-3,00
101croûte	altération marbre	MSZ	87	24,71	-8,16
101a	marbre	MSZ	95	17,46	-0,86
101b	marbre	MSZ	100	18,88	-0,09
106bN	marbre	MSZ	55	18,85	-2,62
114a	altération marbre	MSZ	84	26,39	-5,48
114c	altération marbre	MSZ	99	23,31	-1,11
190	marbre	MSZ	70	19,03	-0,44
228bN	marbre	MSZ	63	20,85	-1,54
249bN	marbre	MSZ	80	17,76	-2,94
382R	marbre	MSZ	61	12,96	0,92
384R	marbre	MSZ	43	19,65	-1,17
R208b	marbre	MSZ	91	19,85	-1,13
R262	marbre	MSZ	89	17,38	-1,44
R156	marbre	MSZ	95	19,43	-0,95
KR27/1	marbre	MSZ	92	20,65	-0,61
42	skarn	OSZ		17,11	0,98
322bR1	skarn	OSZ	42	8,42	-2,36
322br2	skarn	OSZ	5	10,36	-1,97
322cR	skarn	OSZ	0,4	14,83	0,62
53e	skarn	MSZ	4,4	13,37	-1,23
148a	skarn	mSZ	15	13,95	-0,85
148b	skarn	mSZ	14	15,22	-1,37
148-3	skarn	mSZ	18	10,74	-0,31
148-4	skarn	mSZ	1,0	14,22	-0,27
148-5	skarn	mSZ	11	11,22	-0,08
148d	skarn	mSZ	10	10,04	-0,68
149c	skarn	mSZ		18,92	0,73
150	skarn	mSZ		15,80	-1,15
151b	skarn	mSZ	1,1	14,42	-1,94

* OSZ: hors des zones de cisaillement (outside shear zone)

mSZ: zones de cisaillement mineures (minor shear zone)

MSZ: zones de cisaillement majeures (major shear zone).

4.2.1 Complément sur les marbres : hétérogénéités locales

Deux marbres (échantillons KR31/2 et 382R, Tableau 4.2), fournis par K. Rosen (Université de Bonn) et R. Rakotondrazafy (Université de Tananarive) et provenant respectivement d'une zone hors cisaillement et d'un cisaillement majeur, montrent des compositions situées dans le champ des skarns (ou cisaillements mineurs — nous avons vu que les phénomènes métamorphiques et métasomatiques sont étroitement liés dans ce contexte). Aucune observation de terrain n'est disponible quant au voisinage de ces deux roches. Je ne peux donc conclure de manière certaine mais les faibles valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de ces marbres (13 et 15‰ respectivement) associées à des valeurs $\delta^{13}\text{C} \approx 0 \pm 1\%$ sont symptomatiques d'échanges

avec un fluide riche en eau. La dévolatilisation n'est pas forcément impliquée, puisque l'échantillon KR31/2 est un marbre pur.

Les champs de compositions isotopiques C-O définis pour les différentes lithologies, en particulier les marbres, n'entendent pas être strictement limitatifs. Ils n'en définissent pas moins les processus majeurs qui contrôlent les interactions fluide-roche au sein de la croûte malgache. Un marbre échantillonné près d'un granite, quel que soit le contexte structural, aura toutes les chances de montrer des compositions définies comme celles prévalant dans les zones de cisaillement mineures, à savoir l'infiltration, contrôlée localement, d'un fluide riche en eau. De même, l'hétérogénéité de la déformation et de l'infiltration permet à des marbres échantillonnés au sein d'une bande de cisaillement de 25 km de large de ne pas avoir subi d'infiltration et de montrer une composition de type "hors zone de cisaillement". C'est le cas des échantillons 40 a et b (Tableau 4.2), qui proviennent d'une zone à foliation horizontale préservée au sein d'un cisaillement majeur à foliation verticale.

Les analyses complémentaires concernant les skarns (Figure 4.4 A), en dehors et au sein des zones de cisaillement mineures confirment la corrélation positive entre ^{13}C et ^{18}O définie précédemment. Les compositions extrêmes atteignent $\delta^{18}\text{O} = 8.4\text{‰}$ et $\delta^{13}\text{C} = -2.4\text{‰}$.

4.2.2 Caractérisation de l'altération des marbres

Afin d'éliminer toute suspicion quant au rôle de l'altération dans les relations précédemment établies entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des marbres en fonction du contexte structural, j'ai voulu caractériser les effets isotopiques liés à l'altération. La Figure 4.4 A présente les analyses de quatre marbres fortement altérés (olivines entièrement serpentinisées, carbonates "nuageux" piquetés d'opacités, présence d'argiles et d'hydroxydes, abondance de veines à chlorite + quartz ...) et celles de trois croûtes d'altération d'épaisseur millimétrique résultant des agents atmosphériques ("weathering"). Les deux types d'altération des marbres se traduisent par un décalage des $\delta^{18}\text{O}$ vers les valeurs fortes (jusqu'à 28‰), et des $\delta^{13}\text{C}$ vers les valeurs faibles (jusqu'à -12‰). Deux échantillons (114a et 114c, voir Tableau 4.2) pris respectivement à la périphérie et au cœur d'un banc de marbre altéré montrent les mêmes relations à l'échelle du mètre (respectivement $\delta^{13}\text{C} \approx -5.5$, $\delta^{18}\text{O} \approx 26.4$ pour le plus altéré et $\delta^{13}\text{C} \approx -1.1$, $\delta^{18}\text{O} \approx$

23.3 pour le moins altéré). À l'échelle du millimètre, au sein d'un même échantillon, les mêmes relations sont conservées. L'altération apparaît sous la forme de plages diffuses de couleur brunâtre, avec un carbone 2 à 4 ‰ plus léger que les zones saines, et un oxygène 2 à 4‰ plus lourd. De telles valeurs élevées de la composition isotopique de l'oxygène des carbonates proviennent probablement d'échanges avec des eaux météoriques à basse température. L'appauvrissement en ^{13}C pourrait provenir d'interactions avec les fluides du sol.

Ces compositions isotopiques particulières et la corrélation négative entre C et O écartent d'emblée toute méprise avec les infiltrations de haute température caractérisées précédemment.

4.2.3 Étude systématique du carbonate des metabasites et clinopyroxénites.

Comme présenté dans la section 4.1, la composition isotopique des metabasites en dehors des zones de cisaillement est contrôlée par le protolithe, avec une influence crustale, tandis qu'elle reflète une interaction avec les marbres (circulation de CO_2) et une infiltration d'eau dans les zones de cisaillement majeures. En dehors des zones de cisaillement, le carbone conserve une signature mantellique ($\delta^{13}\text{C} \approx -5$ à -7‰) tandis que l'oxygène montre des compositions crustales ($\delta^{18}\text{O} \approx 10$ - 13‰). Ces compositions sont similaires à celles préalablement reportées par Sheppard et Dawson (1975) et Pineau et al. (1983), pour les mêmes types de metabasites granulitiques carbonatées. Dans les zones de cisaillement majeures, l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ (1 à 2‰) rend compte de la circulation de CO_2 , de composition intermédiaire entre un pôle mantellique et un pôle "marbre". La forte augmentation des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (jusqu'à 8‰ d'augmentation) par rapport aux metabasites hors zone de cisaillement est imputable à une infiltration d'eau à des températures décroissantes. Des échanges rétrogrades entre oxygène des carbonates et silicates peuvent expliquer en partie l'étalement des valeurs $\delta^{18}\text{O}$. Comme explicité dans le Tableau 4.3, ces échanges ne peuvent être responsables que de faibles augmentations de $\delta^{18}\text{O}$, tandis que l'infiltration d'eau est beaucoup plus efficace. De plus, si l'infiltration d'eau peut avoir eu lieu seulement dans les zones de cisaillement majeures, l'échange en système fermé ne peut pas expliquer les différences de composition isotopique des

métabasites en dehors et à l'intérieur des zones de cisaillement. L'oxygène des silicates des métabasites n'a pas été analysé pour le moment.

TABLEAU 4.3. COMPARAISON DES MÉCANISMES DE RÉTROGRESSION ISOTOPIQUE POUVANT CONDUIRE À L'OBTENTION DE FORTES VALEURS $\delta^{18}\text{O}$ DANS LES CARBONATES DES MÉTABASITES

Echange en système fermé entre calcite en trace et silicate des métabasites, à températures décroissantes	Echange en système ouvert entre calcite et eau, à températures décroissantes
<p>La composition isotopique de l'oxygène du carbonate en inclusion dans le silicate est totalement dominée par ce dernier et s'écrit:</p> $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cb}}^{\text{f}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{i}} + 10^3 * \ln\alpha_{\text{Cb-Sil}}(\text{T}_{\text{ech}})$ <p>où Cb = carbonate, Sil = silicate, f = final, i = initial, $10^3 * \ln\alpha$ = fractionnement à la température d'échange T_{ech}</p>	<p>La composition isotopique de l'oxygène du carbonate rééquilibré par le fluide (réservoir infini) s'écrit:</p> $\delta^{18}\text{O}_{\text{Cb}}^{\text{f}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{i}} + 10^3 * \ln\alpha_{\text{Cb-H}_2\text{O}}(\text{T}_{\text{ech}})$
<p>Les 2 relations ci-dessus sont similaires: elles rendent compte dans les 2 cas que l'un des réservoirs (fluide ou silicate) est infini devant l'oxygène contenu par le carbonate</p>	
<p><u>Composition isotopique initiale du silicate:</u> Par approximation, une métabasite est une roche à feldspath et pyroxène. Le feldspath étant réputé se rééquilibrer le plus facilement (Gregory et Taylor, 1981), c'est lui qui effectuera l'échange:</p> $\delta^{18}\text{O}_{\text{Feldspath}}^{\text{i}} \approx 8\text{‰}$	<p><u>Composition isotopique initiale de l'eau:</u> L'eau est en équilibre à 750°C avec les roches crustales (granitoïdes, gneiss ...) ($\delta^{18}\text{O}_{\text{WR}} \approx 7-12\text{‰}$), avec les fractionnements quartz-eau et feldspath-eau (in Friedman et O'Neil, 1977), il vient :</p> $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{i}} \approx 8-13\text{‰}$
<p><u>Fractionnements Calcite-Feldspath</u> (Chiba et al., 1989 ; O'Neil et Taylor, 1967)</p> <p>à 800°C, $10^3 * \ln\alpha_{\text{Calcite-Feldspath}} \approx 1\text{‰}$ à 500°C, $10^3 * \ln\alpha_{\text{Calcite-Feldspath}} \approx 2\text{‰}$ à 300°C, $10^3 * \ln\alpha_{\text{Calcite-Feldspath}} \approx 3\text{‰}$ à 150°C, $10^3 * \ln\alpha_{\text{Calcite-Feldspath}} \approx 5\text{‰}$</p>	<p><u>Fractionnements Calcite-Eau</u> selon O'Neil et al. (1969):</p> <p>à 800°C, $10^3 * \ln\alpha_{\text{Calcite-H}_2\text{O}} \approx 0\text{‰}$ à 500°C, $10^3 * \ln\alpha_{\text{Calcite-H}_2\text{O}} \approx 2\text{‰}$ à 300°C, $10^3 * \ln\alpha_{\text{Calcite-H}_2\text{O}} \approx 6\text{‰}$ à 150°C, $10^3 * \ln\alpha_{\text{Calcite-H}_2\text{O}} \approx 13\text{‰}$</p>
<p>L'échange en système fermé entre carbonate et silicate est plus à même de justifier les valeurs $\delta^{18}\text{O} < 13\text{‰}$, d'ailleurs peu dispersées, et l'infiltration d'eau toutes les valeurs $\delta^{18}\text{O} > 13\text{‰}$, par ailleurs très dispersées.</p>	

La carbonatation et l'hydratation des roches basiques lors du métamorphisme en faciès amphibolite à granulite est un phénomène caractérisé par des études pétrologiques (Rosing et Rose, 1993) et par la géochimie des isotopes stables du carbone et de l'oxygène (Pineau et al., 1981). L'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des silicates de roches basiques par de l'eau à température

décroissante a été montrée par Muehlenbachs et Clayton (1972) dans les basaltes océaniques, et par Gregory et Taylor (1981) dans l'ophiolite d'Oman.

Les analyses complémentaires des carbonates des clinopyroxénites confirment le caractère très homogène de ce groupe de roches (Figure 4.4 A). Le seul échantillon de clinopyroxénites appartenant à la zone de cisaillement mineure (notée (a), Figure 4.2) montre une composition isotopique similaire à toutes les autres clinopyroxénites. J'ai dessiné séparément les champs de compositions pour les metabasites hors cisaillement, les metabasites des zones de cisaillement majeures, et les clinopyroxénites quel que soit leur contexte (Figure 4.4 A). Les carbonates des metabasites, dans les zones de cisaillement, apparaissent nettement influencés par le carbone et l'oxygène des marbres. La séparation entre clinopyroxénites des zones de cisaillement et hors cisaillement tend à devenir moins nette, renforçant le caractère local (lié aux metabasites) et anté-cisaillement de ce métasomatisme (mise à part la genèse de la phlogopite, voir chapitre 3).

L'analyse systématique des carbonates des metabasites a montré pour certains échantillons une dispersion importante des compositions isotopiques en dehors des champs définis précédemment (Figure 4.4 A). Ces compositions hors champs ne représentent pas, à une exception près, les conditions métamorphiques initiales de haute température. L'échantillon 187b (Tableau 4.2) est le seul à montrer une composition dans le champ des skarns (Figure 4.4 A). Il s'agit d'un échantillon en contact avec un granite, en dehors d'une zone de cisaillement. Un phénomène métasomatique local entre ces deux lithologies chimiquement contrastées est très certainement à l'origine de ces compositions dont l'oxygène et le carbone sont à forte composante crustale.

Les carbonates des metabasites dont les compositions homogènes définissent les champs de la figure 4.4 A sont en concentrations fortes, de 0.1 à 4 % en masse. Les metabasites dont les carbonates ont des compositions très hétérogènes, qui s'éloignent donc des champs définis, ont des teneurs en carbonates inférieures à 0.1 %, la plupart ayant des teneurs inférieures à 0.01 %. Ces très faibles teneurs ne sont pas attribuables de façon certaine à des carbonates, car ceux-ci ne sont jamais visibles en lame mince, pour de si faibles teneurs. L'extraction à l'acide phosphorique attaque en partie les silicates et pourrait libérer le contenu d'inclusions, fluides ou

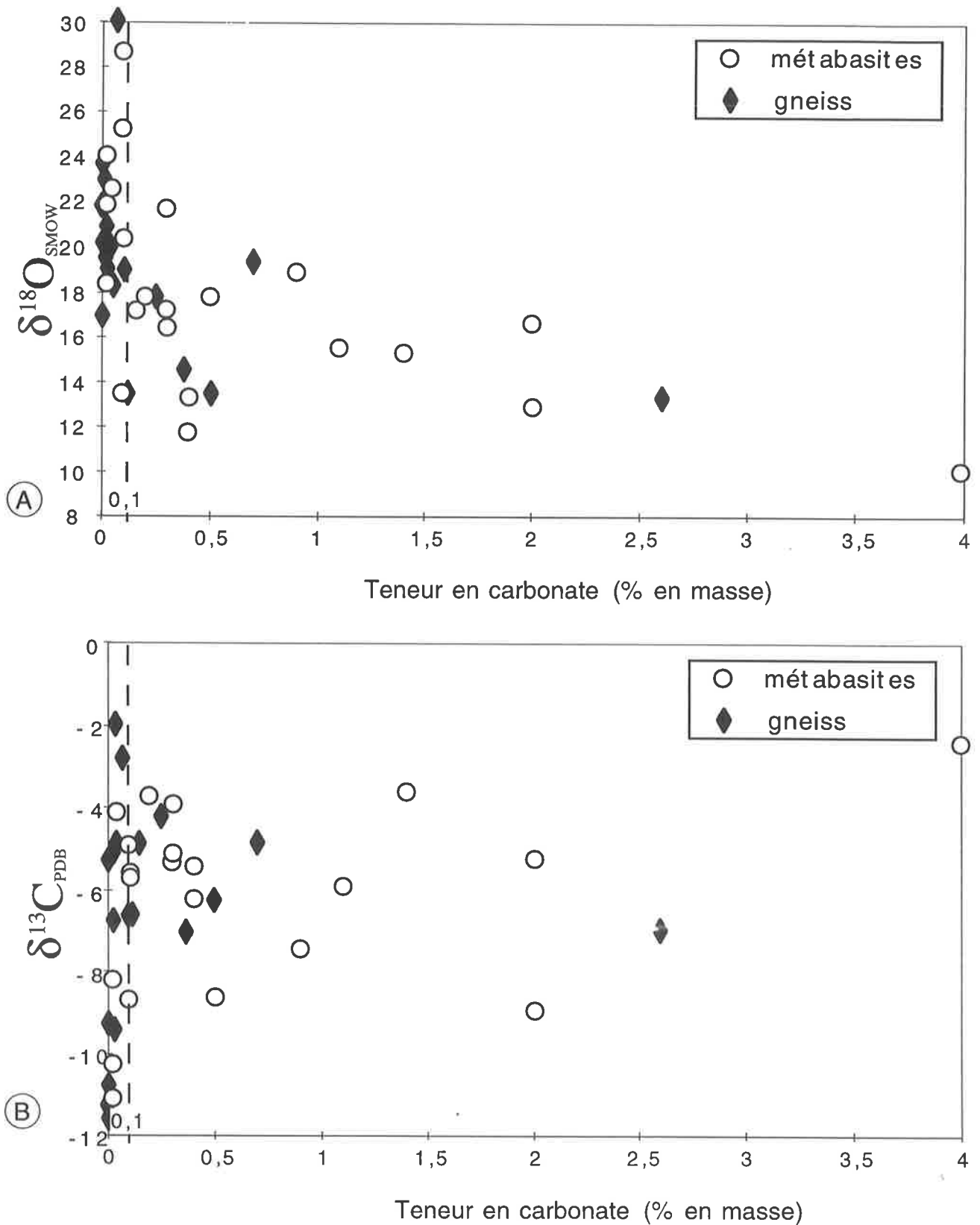


Figure 4.5 : Compositions isotopiques de l'oxygène (Figure A) et du carbone (Figure B) des carbonates des métabasites et des gneiss en fonction de la teneur en carbonate de ces roches.

solides, sans rapport avec les carbonates étudiés. Les échantillons à très faibles teneurs en carbonate ne seront pas pris en compte par la suite. La Figure 4.5 montre cette dispersion des compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone en fonction de la teneur en carbonate des metabasites. Plus les teneurs en carbonates sont fortes, moins les compositions isotopiques de l'oxygène sont dispersées. Ces variations de la composition de l'oxygène sont probablement dues à l'infiltration d'eau à température décroissante (Tableau 4.3). La distinction entre metabasites des zones de cisaillement et metabasites en dehors ne peut plus être faite pour ces roches aux valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ erratiques, ce qui suggère un phénomène tardif. Un seul échantillon (voir Figure 4.4 A) présente des signes pétrographiques d'altération, alors que les autres paraissent sains.

Les compositions isotopiques du carbone sont plus difficiles à expliquer. Ces carbonates de $\delta^{13}\text{C} < -6\text{‰}$ ne peuvent pas résulter d'un échange rétrograde avec un CO_2 initialement équilibré à 750°C avec un carbonate ($\delta^{13}\text{C} \approx 0 \pm 4\text{‰}$), car le fractionnement CO_2 -carbonate diminue avec la température (Chacko et al., 1991). La dispersion des compositions isotopiques du carbone et les valeurs plus basses que -6‰ pourraient être primaires, et provenir en parti du dégazage du magma (Javoy et al., 1982). Un échantillon de méta-anorthosite montre en effet un $\delta^{13}\text{C} \approx -8$, pour un $\delta^{18}\text{O} \approx 12\text{‰}$, supposé primaire.

Les carbonates en traces des metabasites sont donc des marqueurs fragiles s'ils sont en quantité inférieure à 0.1 % en masse (Figure 4.5). L'homogénéité de compositions isotopiques et les compositions associées aux plus fortes teneurs en carbonates sont à prendre en compte pour distinguer les valeurs significatives de celles liées à l'altération.

4.2.4 Les carbonates associés au magmatisme crustal.

Les granulites sont associées à une abondante fusion partielle de lithologies variées, au premier rang desquelles se trouvent les paragneiss. Les migmatites sont extrêmement répandues dans le sud de Madagascar (Besairie, 1970 a et b). On trouve des migmatites dans les zones de cisaillement majeures et en dehors. Les migmatites des zones de cisaillement sont contemporaines de la déformation. Elles sont canalisées sur des distances supérieures au kilomètre dans les cisaillements. Des granites migmatitiques en structures parallèles à la foliation

TABLEAU 4.4. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES GRAPHITES DES GNEISS ET DES MARBRES, COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES CALCITES ASSOCIÉES, ET TEMPÉRATURES CALCULÉES

Référence et Localisation*	$\delta^{13}\text{C}$ graphite (‰ PDB)	Teneur en calcite (% en masse)	$\delta^{13}\text{C}$ calcite (‰ PDB)	$\Delta^{13}\text{C}$ calcite - graphite	Températures calculées (°C)				
					selon VON 81	selon DV92	selon SH 92	selon B 69	
Quartzite									
7dj	OSZ	-12,96	0						
Gneiss									
92b†	OSZ	-3,28	5E-5	-11,30	-8,02	-	-	-	-
98†	OSZ	-23,08	0.0001	-11,63	11,45	-	370	339	280
108a	OSZ	-22,75	0						
109	OSZ	-25,46	0						
135b	OSZ	-6,58	0.5	-6,23	0,35	(1113)	(1128)	-	-
143c	OSZ	-19,96	2.6	-6,95	13,01	-	337	307	230
155bis	OSZ	-3,70	8E-5	-9,27	-5,57	-	-	-	-
65b	MSZ	-10,19	0						
114b	MSZ	-7,57	0.01	-5,16	2,41	839	803	-	-
Marbres									
43dj	OSZ	-1,47		-0,05	1,42	(971)	(928)	-	-
92a†	OSZ	-1,94	80	-1,41	0,53	(1090)	(1087)	-	-
179	OSZ	0,43		4,33	3,90	639	672	774	-
182a	OSZ	3,36		4,87	1,51	(959)	(915)	-	-
185	OSZ	-4,86	95	0,23	5,09	(480)	596	616	-
KR31/2	OSZ	-1,65	97	-0,90	0,75	(1060)	(1042)	-	-
86j	MSZ	-4,33	75	-0,86	3,47	696	705	876	-
114a†	MSZ	-6,27	84	-5,48	0,79	(1054)	(1034)	-	-
114c†	MSZ	-4,58	99	-1,11	3,47	696	705	876	-
KR27/1	MSZ	-3,46	92	-0,61	2,85	779	759	-	-

* localisation: OSZ: hors zone de cisaillement ; MSZ: zone de cisaillement majeure ; †: roche altérée ; - : fractionnements permettant pas le calcul d'une température. Les valeurs entre parenthèses sortent du domaine de calibration du thermomètre VON81 : Valley et O'Neil (1981); DV92 : Dunn et Valley (1992); SH92 : Scheele et Hoefs (1992); B 69 : Bottinga (1969).

4.3.1 Équilibres calcite-graphite et thermométrie.

La coexistence de calcite et graphite permet, si les minéraux étudiés ont été à l'équilibre, de calculer la dernière température à laquelle le système s'est équilibré. Plusieurs calibrations, numérique (Bottinga, 1969), empiriques (Valley et O'Neil, 1981 ; Dunn et Valley, 1992) et expérimentale (Scheele et Hoefs, 1992), existent et ont été utilisées sur les seize couples minéraux disponibles (Tableau 4.4). L'application des thermomètres renvoie des résultats très variables pour une même paire calcite-graphite selon la calibration utilisée. Les différences isotopiques entre calcite et graphite ne permettent pratiquement jamais de calculer une

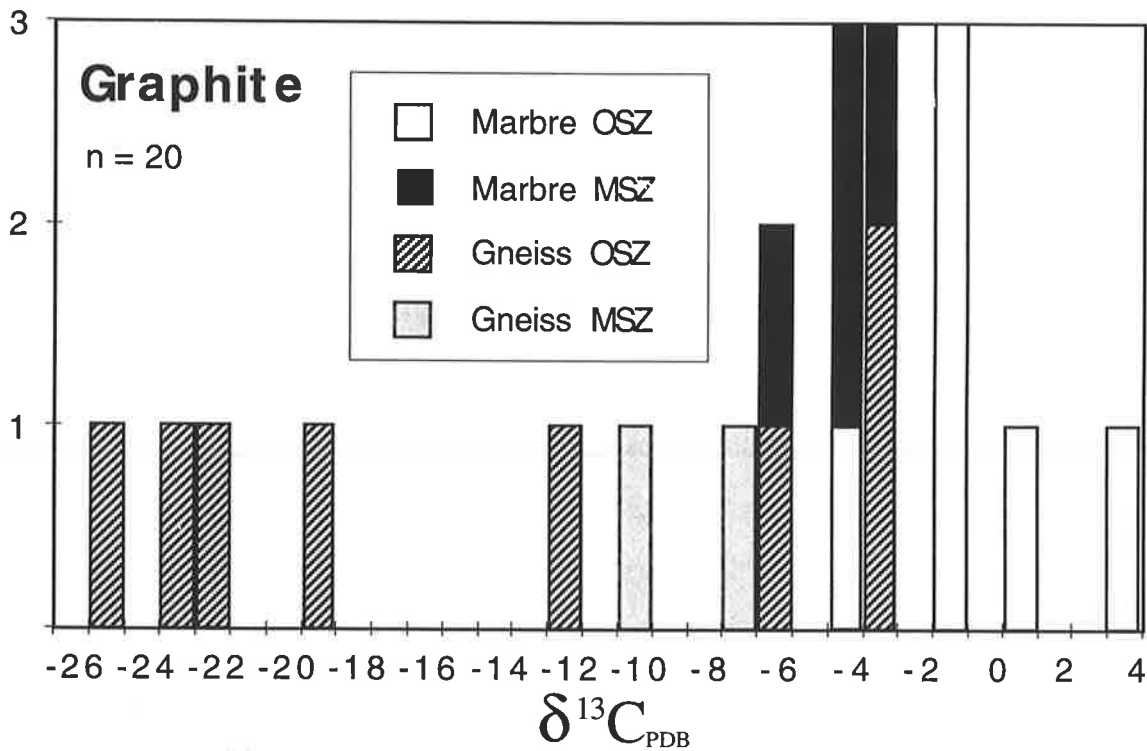


Figure 4.8 : Histogramme des compositions isotopiques du graphite des marbres et des gneiss, dans et à l'extérieur des zones de cisaillements majeures.

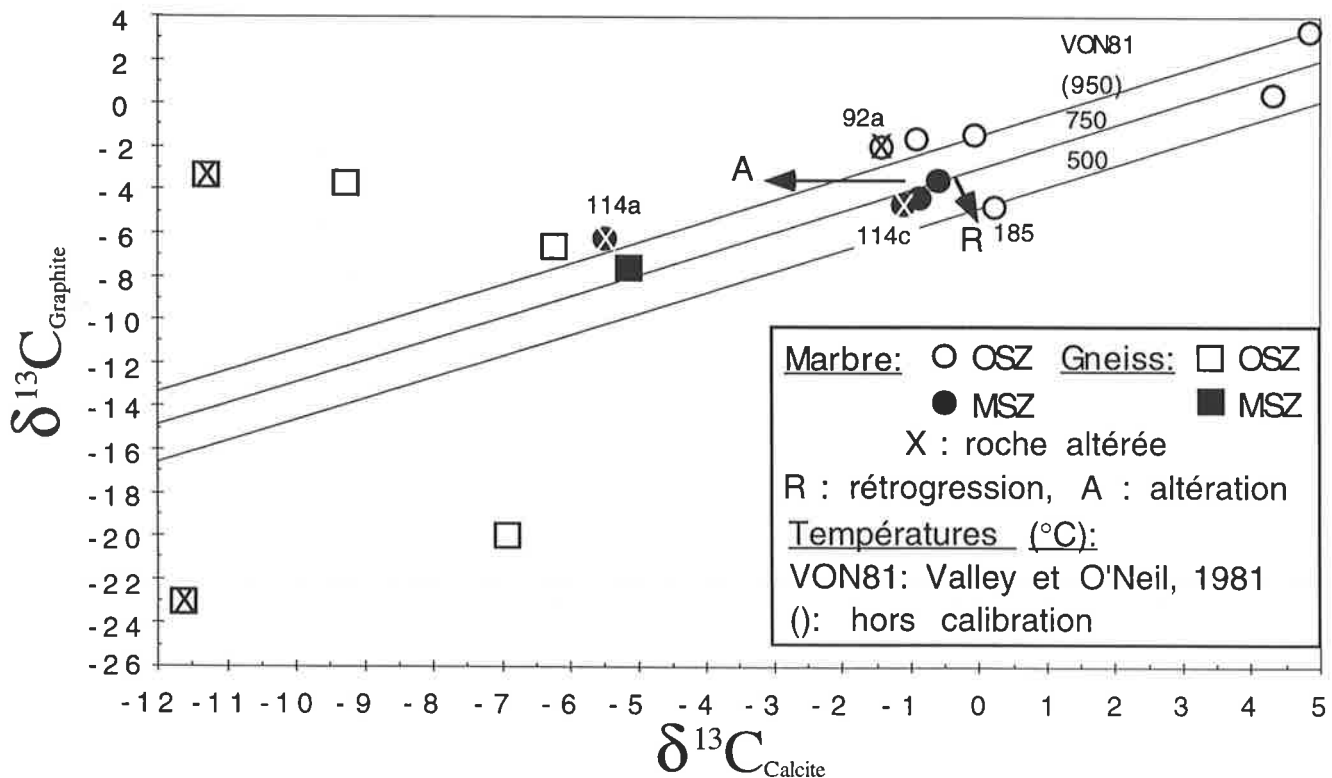


Figure 4.9 : Compositions isotopiques en carbone du graphite et du carbonate associé, dans les gneiss et les marbres. Les symboles sont explicités dans l'encadré. Les numéros renvoient aux références des échantillons. Les trois droites représentent l'équilibre d'une paire calcite-graphite à des températures données selon la calibration de Valley et O'Neil, 1981. La flèche notée A désigne l'évolution isotopique lors d'un processus d'altération, celle notée R désigne la rétrogression.

température selon la calibration de Bottinga (1969), peut être à cause de la méthode de calcul (Valley et O'Neil, 1981 ; Chacko et al., 1991). Cette calibration a été établie pour des températures inférieures à 700°C, ce qui rend de fait caduque son utilisation dans le domaine des granulites. La qualité des calibrations empiriques est difficile à juger. La dispersion des mesures du fractionnement calcite-graphite de Valley et O'Neil (1981), pour une même température, est forte ($\approx 1\%$), et conduit à des incertitudes fortes ($\pm 75^\circ\text{C}$). En ce qui concerne la calibration expérimentale de Scheele et Hoefs (1992), il s'agit de la combinaison de données obtenues par réaction d'échange CO_2 -calcite et CO_2 -graphite. A cause des problèmes cinétiques, le fractionnement CO_2 -graphite à l'équilibre provient de l'extrapolation de réactions d'échanges partiels. Les incertitudes ne sont pas données. Pour une même température, le fractionnement expérimentale est d'environ 1% plus grand que le fractionnement empirique, ce qui correspond à une différence de température entre les deux types de calibration de plus d'une centaine de degrés.

Les températures calculées pour les marbres (Tableau 4.4) forment un ensemble relativement cohérent, compatible avec les résultats obtenus à l'aide des thermomètres cationiques pour les granulites malgaches (voir chapitre 3). Cinq fractionnements calcite-graphite sont inférieurs aux plus petits des fractionnements empiriques. Les températures associées seraient supérieures à 900°C, si l'extrapolation est valable et si ces minéraux sont à l'équilibre. Sans prendre en compte ces cinq échantillons et en comparant calibration par calibration, les températures calculées pour les marbres dans les zones de cisaillement (trois déterminations) sont environ de 50 à 100°C plus élevées qu'en dehors des zones de cisaillement (deux déterminations) (Tableau 4.4). La calibration de Valley et O'Neil est issue des fractionnements mesurés dans des marbres granulitiques des Adirondacks (USA), en contexte très similaire de ceux de Madagascar. Utilisée sur les données malgaches, la calibration de Scheele et Hoefs, si elle peut être appliquée, surestime les températures. Alternativement, si la cinétique n'est pas en cause dans la calibration expérimentale, et si le graphite est plus résistant que la calcite, toutes les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}}$ étaient d'environ 1% plus élevées avant l'altération rétrograde des calcites en système ouvert.

À une température donnée, l'équilibre entre calcite et graphite est représenté par une droite de pente 1 dans un diagramme $\delta^{13}\text{C}_{\text{Calcite}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{Graphite}}$. L'ordonnée à l'origine de ces droites n'est fonction que de la température. La majorité des couples calcite-graphite des marbres est donc à l'équilibre ou proche de l'équilibre pour des températures métamorphiques (Figure 4.9). Les couples calcite-graphite des gneiss ne sont pas à l'équilibre dans au moins quatre cas sur six. L'incohérence des températures calculées qui en découle montre la difficulté d'utiliser ces lithologies où les carbonates sont des minéraux en trace, facilement altérables et ne se rééquilibrant pas forcément avec le graphite. Les marbres offrent les systèmes calcite-graphite les plus riches en carbone, donc les plus difficilement influençables par des rééquilibrations partielles (de l'un ou des deux composants) par des réservoirs externes (CO_2 , matière organique, activité biologique ...). C'est la lithologie la plus appropriée pour la thermométrie calcite-graphite, si tant est que ce thermomètre isotopique puisse être utilisé (Kreulen et Van Beek, 1983).

La dispersion des points de mesure par rapport au faisceau de droites (Figure 4.9) peut en partie s'expliquer, dans le cas d'un équilibre calcite-graphite conservé, par une équilibration à température plus faible (avant arrêt des échanges isotopiques). Graphite et calcite changent alors mutuellement de composition isotopique selon la relation :

$$n\text{C}_{\text{graph}} * \delta^{13}\text{C}_{\text{graph}}^i + n\text{C}_{\text{carb}} * \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}^i = n\text{C}_{\text{graph}} * \delta^{13}\text{C}_{\text{graph}}^f + n\text{C}_{\text{carb}} * \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}^f$$

où graph = graphite, carb = carbonate, i= initial, f= final, nC= nombre de mole de carbone

d'où la pente du vecteur représentant la rétrogression dans un diagramme $\delta^{13}\text{C}_{\text{Graphite}}-\delta^{13}\text{C}_{\text{Calcite}}$:

$$\frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{graph}}^f - \delta^{13}\text{C}_{\text{graph}}^i}{\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}^f - \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}^i} = \frac{n\text{C}_{\text{carb}}}{n\text{C}_{\text{graph}}} = \frac{(100-w)*M_{\text{graph}}}{w*M_{\text{carb}}}, \text{ où } w \text{ représente la}$$

teneur (% en masse) en graphite du marbre, M_{graph} et M_{carb} la masse molaire du graphite et du carbonate. Quelques valeurs de la pente de rétrogression à l'équilibre sont présentées ci-dessous selon la teneur en graphite du marbre:

% graphite en masse	1	2	3	5	10
pente du vecteur	11.88	5.88	3.88	2.88	1.08

Les variations isotopiques liées à la rétrogression suivent la flèche notée R sur la Figure 4.9, représentée dans le cas d'un marbre à 2% en masse de graphite. C'est probablement le cas de l'échantillon 185 (Tableau 4.4).

L'autre cause d'écart à l'équilibre provient du changement de composition isotopique d'un des deux minéraux indépendamment de l'autre, dans un système ouvert. Les températures calculées augmentent quand la différence des rapports isotopiques entre calcite et graphite diminue. Par ailleurs, nous avons vu (section 4.2) que l'altération tend à faire baisser le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates. La surestimation des températures peut en partie provenir de ce fait, en particulier pour les échantillons 92a et 114a, qui sont pétrographiquement altérés (Tableau 4.4 et Figure 4.9). L'altération est visualisée par la flèche notée A sur la Figure 4.9. L'échantillon 114c représente l'équivalent très peu altéré de l'échantillon 114a (respectivement cœur et bordure d'un marbres, sur une échelle métrique).

Graphite et calcite d'un gneiss provenant d'une zone de cisaillement majeure montrent des compositions isotopiques apparemment à l'équilibre aux températures granulitiques (Figure 4.9). Le système calcite-graphite des échantillons de gneiss hors zones de cisaillement a été ouvert ou n'est jamais arrivé à l'équilibre car ces minéraux sont rarement en contact direct. Les quantités de carbonate extrêmement faibles des gneiss 92b et 155bis (respectivement 5 et 8 10^{-3} % en masse, Tableau 4.4) suggèrent que le graphite de ces échantillons a interagi avec une source externe de carbone. Les teneurs en carbonates supérieures à 10^{-4} % conduisent à des températures (rétrogrades) réalistes suggérant que l'équilibre calcite-graphite a pu être réalisé. Les échantillons 98b et 143C, avec respectivement 10^{-4} et 2.6 % de carbonate, montrent des températures similaires.

4.3.2 Compositions isotopiques des graphites et infiltration.

Calcite et graphite des marbres présentent de manière remarquable la même distribution des $\delta^{13}\text{C}$ contrôlée par leur position en dehors et à l'intérieur des zones de cisaillement (Figures 4.2 et 4.8). Le système calcite-graphite des marbres est globalement à l'équilibre (Figure 4.9) et a été modifié dans les zones de cisaillement majeures par échange avec un réservoir externe contenant du carbone, via un fluide.

La présence de graphite dans les marbres n'est pas la cause de leur appauvrissement en ^{13}C dans les zones de cisaillement majeures. Les marbres des zones de cisaillement ne contiennent pas tous du graphite, et inversement certains marbres hors zone de cisaillement contiennent du graphite et ne sont pas appauvris. Seule l'infiltration d'un fluide contenant du carbone "léger" et d'origine externe par rapport aux marbres permet d'expliquer que tous les marbres des zones de cisaillement majeures, avec ou sans graphite, montrent des compositions isotopiques systématiquement plus basses que tous les marbres en dehors des zones de cisaillement. Cependant, l'infiltration de ce carbone déficitaire en ^{13}C n'est pas capable d'abaisser fortement les compositions isotopiques des marbres en dessous de -3‰, -4.4‰ dans le cas particulier de la mylonite à wollastonite (section 4.1). Les métabasites montrent au contraire un $\delta^{13}\text{C}$ plus élevé dans les zones de cisaillement majeures qu'en dehors. Il n'est donc pas possible que la source de carbone soit un réservoir de carbone réduit, de valeur $\delta^{13}\text{C} \approx -25\text{‰}$ (Schidlowski et al., 1983).

Si le graphite est présent dans certains paragneiss de façon assez récurrente pour avoir donné le nom de "Système du Graphite" à une unité lithostratigraphique (voir section 3.2, Figure 3.4), il est présent à l'extérieur et à l'intérieur des zones de cisaillement. Cependant, la localisation très particulière d'une partie des gneiss graphiteux le long de la zone de cisaillement majeure dite d'Ampanihy (Figure 3.4) pourrait être due à l'infiltration de CO_2 dans le milieu réducteur tamponné par les associations minéralogiques de faciès granulite (Lamb et Valley, 1984). Le fractionnement du carbone entre CO_2 et graphite dans l'intervalle 650-900°C étant de $7 \pm 1\text{‰}$ (Scheele et Hoefs, 1992), un CO_2 d'origine mantellique ($\delta^{13}\text{C} \approx -6\text{‰}$), formerait un graphite de $\delta^{13}\text{C} \approx -13\text{‰}$ si tout le carbone est en équilibre avec le manteau. Les compositions isotopiques observées, aussi bien pour le gneiss que pour les marbres des zones de cisaillement majeures, ne permettent pas de conclure mais n'excluent pas cette hypothèse.

Sur le terrain, le graphite n'a jamais été observé sous forme de veines hydrothermales (voir par exemple Rumble et al., 1986), mais sous forme disséminée au sein d'une lithologie donnée (marbre, gneiss, quartzite). Aucun système d'infiltration nourri par du carbone réduit n'a été identifié, alors que la composition isotopique des carbonates des veines hydrothermales présentes dans les mines de phlogopite (zones de cisaillement majeures) est compatible avec une

infiltration de CO₂ d'origine mantellique ($\delta^{13}\text{C} = -4.2$; $\delta^{18}\text{O} = 12.3$, Tableau 4.2, Figure 4.3). Pierdzig (1992) rend compte de lentilles de carbonates probablement hydrothermales de compositions similaires à la veine que nous avons analysée (mine de Benato), dans son étude de la mine d'Ampanrandava (150 km plus au sud).

La composition isotopique d'un carbone crustal "moyen" (Derry et al., 1992), mélange entre carbonate marin et carbone réduit (pour nous, le graphite), et la composition isotopique d'un carbonate mantellique sont approximativement égales et peuvent faire peser une ambiguïté sur l'interprétation des données pour le carbone. Un tel réservoir pourrait expliquer que les marbres soient appauvris en ^{13}C et les métabasites enrichies dans les zones de cisaillement majeures. Les compositions isotopiques de l'oxygène associé à un CO₂ qui serait tamponné par les gneiss (réservoirs majeur de graphite) et les marbres sont supérieures à 10‰, alors que le $\delta^{18}\text{O}$ du CO₂ en équilibre avec le manteau ou les carbonates du manteau varie de 6 à 10‰. Il n'est donc pas facile de les distinguer.

Comme nous l'avons vu précédemment, le graphite n'est pas symptomatique des zones de cisaillement majeures. De plus, puisqu'il est d'origine interne à la croûte, le "carbone crustal moyen" devrait être également distribué dans toute la croûte, dans et en dehors des zones de cisaillement majeures et mineures, ce qui ne pourrait pas créer de différences isotopiques selon le contexte structural, à moins que le carbone réduit ne soit infiltré à la faveur des zones de cisaillement. Nous avons également envisagé l'infiltration d'un CO₂ seulement d'origine organique et vu que cela n'était pas possible. L'infiltration d'un fluide d'origine mantellique dans les zones de cisaillement majeures est par conséquent la seule hypothèse que je retiens.

L'échantillon 143 C (Tableau 4.4) est un gneiss charnockitique à graphite similaire à ceux décrits en Inde et au Sri Lanka (Raith et Srikantappa, 1993). Ces gneiss charnockitiques se présentent sous la forme de tâches sombres verdâtres dans des gneiss clairs migmatitiques à grenats (leptynites), qui sont probablement d'anciens sédiments. Ces auréoles sont discordantes sur la foliation et ne présentent pas de relation avec des structures (zone de cisaillement, pli). La formation de charnockites requiert une activité faible d'eau, attribuée généralement à une forte activité de CO₂. Ces charnockites en tâches sont des poches isolées et n'ont pas été formées par infiltration de CO₂. La source de fluide est locale. La composition isotopique du graphite extrait

de ce gneiss charnockitique ($\delta^{13}\text{C} \approx -20\text{‰}$) et le fait qu'il ne soit associé à aucune structure pouvant chenaliser les fluides attestent que ces charnockites en tâches ne proviennent pas de l'infiltration de CO_2 magmatique ou mantellique, mais de l'oxydation de matière organique devenue graphite, dont nous observons encore la présence. Ces conclusions sont identiques à celles émises par Raith et Srikantappa (1993) pour les gneiss charnockitiques d'Inde, dont les compositions isotopiques des graphites sont similaires à celle de l'échantillon malgache.

4.4 Bilan de l'étude des isotopes stables C-O des roches carbonatées en relation avec les structures tectoniques.

Cette étude s'est attachée à souligner les différences de compositions isotopiques pour les carbonates et graphites d'une lithologie donnée en fonction de son contexte structural, et ce pour des lithologies variées. Les différences systématiques mises en évidence montrent que les phénomènes observés ont affecté la croûte continentale dans son ensemble, et ne sont pas liés au comportement d'une seule lithologie. Les marbres apparaissent comme la lithologie la plus favorable pour l'étude des interactions fluide-roche.

La forte teneur en carbone des marbres empêche ce système de réagir aux infiltrations de CO_2 avec de très fortes variations isotopiques, à moins que les quantités infiltrées ne soient fortes. Bien que les différences de compositions isotopiques observées à Madagascar entre zones de cisaillement majeures, mineures et en dehors soient nettes, des zones de recouvrement importantes sont à craindre dans des contextes moins favorables. L'étude préliminaire de marbres de la Faille du Fleuve Rouge, réputée être une structure d'échelle lithosphérique associée à la collision Inde-Asie (Leloup, 1991), ne montre pas pour le moment de résultat en faveur d'une infiltration de CO_2 d'origine mantellique.

Des processus différents peuvent conduire à une même composition isotopique, mais l'étude des couplages entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, et le recours à la pétrologie ou à la géologie structurale ont permis de lever les ambiguïtés. Les effets favorables de l'infiltration d'eau sur la dévolatilisation (et réciproquement) exacerbent les variations isotopiques et permettent une meilleure identification de ces phénomènes que s'ils se produisaient seuls. D'une façon

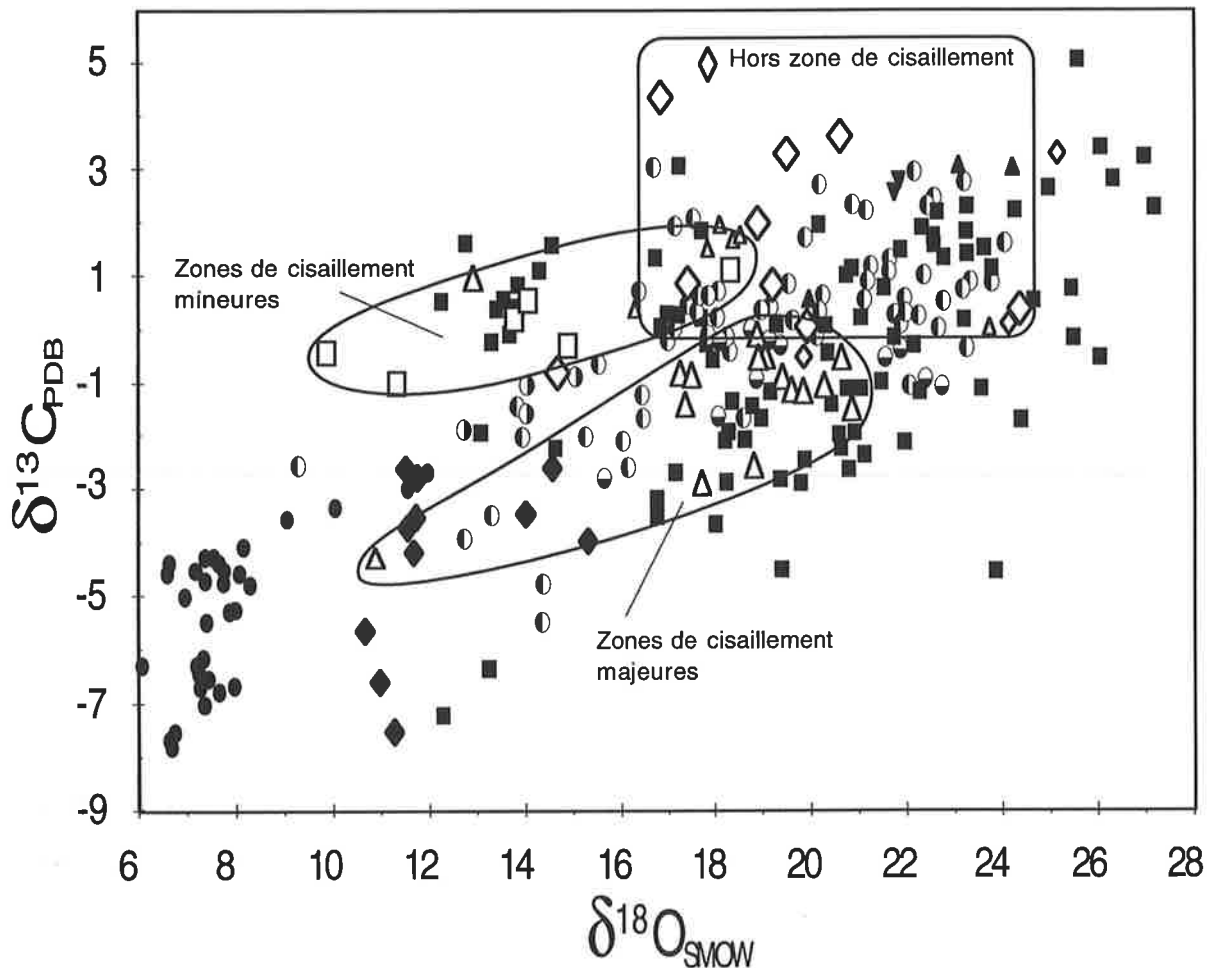
générale, la dévolatilisation favorisant l'infiltration, les marbres à silicates sont la lithologie la plus à même d'enregistrer les infiltrations, pour peu que nous soyons capables de soustraire l'effet isotopique de la dévolatilisation.

Les paragraphes suivants s'attachent à souligner les aspects les plus intéressants de l'étude isotopique des marbres à la lumière du travail exposé précédemment.

4.4.1 Les marbres et les différents couplages entre compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène : vers un modèle de mélange

L'analyse des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates des marbres a montré trois types de couplage entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 4.3). Nous avons également vu que, pour l'ensemble des localités étudiées dans le monde, les marbres du faciès granulitique présentent une variation corrélée de leurs compositions isotopiques en carbone et oxygène (Figure 2.1 du chapitre 2) La Figure 4.10 reprend de manière synthétique les données globales et les données obtenues à Madagascar. Les champs obtenus pour les marbres hors zones de cisaillement, dans les zones de cisaillement mineures et dans les zones de cisaillement majeures sont également reportés. Ils permettent à eux trois de décrire l'ensemble des données de la littérature: les fortes valeurs $\delta^{13}\text{C}$ (0 - 5‰) associées à des $\delta^{18}\text{O}$ variables (17 - 27‰); les basses valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (10 - 18‰) faiblement corrélées à des valeurs $\delta^{13}\text{C} \approx 0 \pm 1.5‰$; les larges variations de $\delta^{13}\text{C}$ (jusqu'à -8‰) corrélées à de larges variations $\delta^{18}\text{O}$. Les localités réputées pour l'abondance des roches basiques (Bamble en Norvège, Antarctique) montrent les compositions isotopiques C-O les plus basses.

Neuf analyses de marbres provenant de Madagascar (Rosen, 1994) ont été ajoutées à la compilation. La distinction cisaillement majeur / hors zone n'a pu être effectuée pour ces échantillons que d'après la carte d'échantillonnage. Cette approche rend caduque le repérage d'échantillons provenant de zones de cisaillement mineures ou associées à des lithologies (granites, métabasites ...) ayant pu affecter leur composition isotopique et/ou chimique (skarns). La majorité des échantillons se trouve dans la zone d'interférence des trois champs:



<u>Madagascar:</u>	(cette étude)	<u>Madagascar:</u>	Rosen (1994)
◇	hors zone de cisaillement,	◇	hors zone de cisaillement,
□	zones de cisaillement mineures	△	zones de cisaillement majeures
△	zones de cisaillement majeures		
<u>Autres localités :</u>			
■	Adirondacks:	Pineau et al., 1976	
		Valley et O'Neil, 1981	
		Gerdes et Valley, 1994	
◆	Bamble:	Broekmans et al., 1994	
○	Hoggar:	Pineau et al., 1976	
▲	Valpelline:	Gardien et Pili, unpub. data	
◐	Sri Lanka:	Hoffbauer et Spiering, 1994	
▼	Inde:	Wickham et al., 1994	
●	Antarctique:	Buick et al., 1994	
◑	Australie:	Buick et al., 1994	

Figure 4.10 : Compilation des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates des marbres de faciès granulite de différentes localités du monde (voir références en encadré, et la Figure 2.1). Les compositions des marbres de Madagascar sont superposées, avec leur champ respectif, en dehors et dans les zones de cisaillement mineures et majeures.

zones de cisaillement majeures, mineures et en hors zone de cisaillement, avec un $\delta^{13}\text{C} \approx 0 \pm 1\text{‰}$ et $16 < \delta^{18}\text{O} < 25$ et n'apporte pas plus de renseignement (Figure 4.10).

En dehors des zones de cisaillements, où aucune infiltration fluide ne domine, carbone et oxygène des marbres ne sont pas couplés de façon générale, excepté par l'effet des réactions de dévolatilisation qui peuvent avoir lieu localement dans les lithologies siliceuses (voir section 4.1).

Dans les zones de cisaillement mineures, la chenalisation de fluides riches en eau contrôle la composition isotopique de l'oxygène, et indirectement celle du carbone en favorisant les réactions de dévolatilisation. La dévolatilisation augmente la perméabilité et favorise ainsi l'infiltration. Dévolatilisation et infiltration induisent ainsi une variation couplée des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène. Néanmoins les deux effets peuvent se distinguer : la dévolatilisation contrôle principalement le carbone et l'infiltration d'eau uniquement l'oxygène. Les variations isotopiques de l'oxygène ($\approx 10\text{‰}$) sont beaucoup plus importantes que celles du carbone ($\approx 2\text{‰}$) et résultent en une distribution des compositions isotopiques de pente faible dans un diagramme $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$.

Dans les zones de cisaillement majeures, la chenalisation de fluide à CO_2 et H_2O a pour conséquence une évolution couplée des compositions isotopiques des marbres selon un processus de mélange entre un pôle "marbres non affectés" (présents hors cisaillement) et un pôle " CO_2 mantellique". Toutefois, les marbres n'étant pas la seule lithologie présente dans la croûte, ni même la lithologie la plus abondante, la composition isotopique de l'oxygène du CO_2 est très certainement influencée par les autres roches crustales. La composition isotopique du carbone est contrôlée par les deux réservoirs majeurs, les roches mantelliques et les marbres. L'infiltration de CO_2 impose un couplage fort entre les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène. Ce couplage est modulé par l'infiltration d'eau, qui se produit en même temps que le CO_2 ou à des instants différents. Une partie de l'eau est d'origine crustale, mais il se peut qu'une partie soit d'origine mantellique et migre avec ou séparément du CO_2 (voir le chapitre 1 sur la nature des fluides $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ et leur miscibilité à la base de la croûte).

Ainsi, les interactions fluide-roche au sein des marbres en système ouvert à l'échelle de la croûte continentale peuvent se concevoir selon un modèle simple de mélange impliquant les

marbres et un fluide mixte CO₂-H₂O en proportions variables ($X_{CO_2} = 0$ à 1), dont les compositions isotopiques sont contrôlées par le manteau pour le carbone et par la croûte (avec influence du manteau) pour l'oxygène. Le chapitre 5 aura pour objet le développement et l'exploitation de ce modèle.

La géochimie des isotopes stables du carbone et de l'oxygène des marbres est donc un outil privilégié pour étudier les interactions fluide-roche au sein d'une section de lithosphère. Le type de couplage entre C et O est caractéristique d'un type d'interaction fluide-roche: système fermé, système ouvert en présence d'eau, système ouvert en présence de CO₂±H₂O. Les compositions isotopiques sont en plus caractéristiques des réservoirs de fluides impliqués: CO₂ d'origine interne dans le système fermé, H₂O d'origine crustale dans les drains locaux à régionaux que représentent les zones de cisaillement mineures, et CO₂ d'origine mantellique dans les drains d'échelle lithosphérique que représentent les zones de cisaillement majeures.

4.4.2 Importance de la dévolatilisation

La plupart des marbres contiennent des silicates qui ont été formés au cours de réactions dont la plupart impliquent CO₂ et/ou H₂O (voir par exemple Spear, 1993). Les assemblages minéralogiques sont capables de produire des fluides avec des X_{CO_2} variés, et de tamponner leur composition en système fermé pendant des épisodes métamorphiques qui peuvent être longs (Greenwood, 1975). L'infiltration n'est donc pas la seule façon d'imposer un type de fluide de manière assez constante dans un volume de roche donné. La formation des fluides CO₂ (et H₂O) par dévolatilisation métamorphique s'accompagne d'un fractionnement des isotopes de l'oxygène et du carbone (de l'hydrogène) entre le fluide produit et la phase carbonatée (hydratée) résiduelle. La formation de CO₂ par dévolatilisation est en particulier un moyen efficace pour abaisser le $\delta^{13}C$ des marbres (voir la revue de Rumble, 1982), car le CO₂ produit est enrichi en ¹³C par rapport au carbonate résiduel (Chacko et al., 1991). Cependant, l'application non contrôlée des lois de fractionnement, en particulier le modèle de distillation de Rayleigh (1896) (voir Broecker et Oversby, 1971 et Albarède, 1995) donne très facilement des valeurs très basses de $\delta^{13}C$ qui satisfont les auteurs qui ne veulent pas invoquer une autre cause (infiltration d'un fluide à valeur $\delta^{13}C$ faible, magmatique, mantellique ou dérivé de la matière

organique). En particulier, la quantité de silicates produits et la disparition concomitante des carbonates ne peuvent dépasser certains seuils sinon la roche considérée n'est plus un marbre. Ces facteurs limitants furent assez longtemps négligés (Valley, 1986). Le modèle de Rayleigh s'écrit par exemple :

$$\delta_{\text{final}} - \delta_{\text{initial}} = 10^3 * (F^{(\alpha - 1)} - 1) ,$$

où les compositions initiale et finale d'un carbonate sont fonction du fractionnement isotopique α CO₂-carbonate pour l'élément considéré, et de la fraction atomique de l'élément restant dans la roche par rapport à l'état initial. Ce type de modèle dépend donc de la réaction métamorphique considérée et des proportions initiales des différents minéraux dans la roche. En particulier, F ne varie pratiquement jamais entre 1 (stade initial) et 0 (stade où tout le carbone ou tout l'oxygène est volatilisé). Ce résultat est évident pour l'oxygène, car la plupart des silicates ne se volatilisent pas, mais il faut en tenir compte également pour le carbone. Les minéraux "spectateurs", qui ne sont pas impliqués dans la réaction, jouent un rôle essentiel dans la limitation des valeurs que peut prendre F. Dans le travail présenté section 4.1, nous avons pris soin d'associer nos calculs à une réaction en particulier, en tenant compte de:

- (1) la réaction la plus en relation avec la minéralogie observée dans nos échantillons, en nous aidant de la revue de Spear (1993),
- (2) la proportion maximale de silicate que l'on puisse produire avec des proportions initiales raisonnables de quartz, calcite et dolomite,
- (3) la réaction responsable de la plus grande variation isotopique que l'on puisse obtenir.

Un exemple d'évolution de la minéralogie, des compositions isotopiques, et de la perte de volume associés à une réaction de dévolatilisation est présentée dans le Tableau 4.5. Cette exemple simple a été choisi pour montrer l'effet des minéraux spectateurs, la rapide limitation de la réaction par la quantité de silicates produits, la perte de volume et l'ampleur des variations isotopiques du carbone. Le nombre de mole n de minéral spectateur (ici la calcite) est pris en compte dans le calcul du facteur F bien que la calcite ne participe pas à la réaction. Dans notre simulation, la réaction est menée jusqu'à épuisement des réactifs, ici en proportion stoechiométrique pour simplifier, et ce sont donc les proportions initiales de calcite, dolomite et quartz qui règlent les proportions de diopside à la fin de la réaction. Le fait que l'on respecte la

4. DISTRIBUTION DES FLUIDES EN FONCTION DES STRUCTURES TECTONIQUES

minéralogie d'un marbre telle qu'elle est observée et que l'on ne produise pas 100% de diopside à la fin de la réaction influence énormément les variations isotopiques que l'on peut attendre des réactions de dévolatilisation (Figure 4.11 et Tableau 4.5). La prise en compte d'un silicate "spectateur" en plus d'un carbonate ne ferait que diminuer encore la variation isotopique de l'oxygène (Valley, 1986).

TABLEAU 4.5 VARIATION DES COMPOSITIONS MINÉRALOGIQUES, ISOTOPIQUES, ET PERTE DE VOLUME RÉSULTANT DE LA RÉACTION DE DÉVOLATILISATION
 $2 \text{ Quartz} + \text{ Dolomite} + n \text{ Calcite} = \text{ Diopside} + n \text{ Calcite} + \text{ CO}_2$

n*	% massique des minéraux						$\delta^{13}\text{C}$ initial = 2	
	avant réaction			après réaction			$\delta^{18}\text{O}$ initial = 20	
	quartz	dolomite	calcite	diopside	calcite	Δ volume (%)	$\delta^{13}\text{C}^\dagger$	$\delta^{18}\text{O}^\dagger$
20	5	8	87	10	90	-5	1.70	19.77
10	9	14	77	18	82	-9	1.42	19.59
5	15	23	62	30	70	-14	0.93	19.32
4	17	26	57	35	65	-16	0.71	19.22
3	20	30	50	42	58	-19	0.38	19.08
2	24	36	40	52	48	-22	-0.20	18.88
1.25	28	43	29	63	37	-26	-1.03	18.66
1	30	45	25	68	32	-28	-1.48	18.57
0.5	34	52	14	81	19	-32	-3.00	18.34
0	39	61	0	100	0	-38	-9.98	18.01

* nombre de moles de carbonate spectateur dans la réaction

† calcul selon le modèle de fractionnement de Rayleigh

La dévolatilisation est un processus qui a pu affecter tous les marbres à silicates, mais ce n'est pas le phénomène responsable des différences de compositions isotopiques entre les marbres dans et hors zones de cisaillement. En effet, les paragenèses métamorphiques des marbres dans les zones de cisaillement majeures, mineures et en dehors ne sont pas sensiblement différentes (voir section 4.1 et Tableau 4.1). De plus, les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des marbres dans les zones de cisaillement majeures et en dehors sont peu dépendantes de leur teneur en carbonate (Figure 4.12), alors que ceux qui proviennent des zones de cisaillement mineures semblent montrer une dépendance plus stricte. Malgré les incertitudes liées aux différences de protolithes, ces relations montrent que la

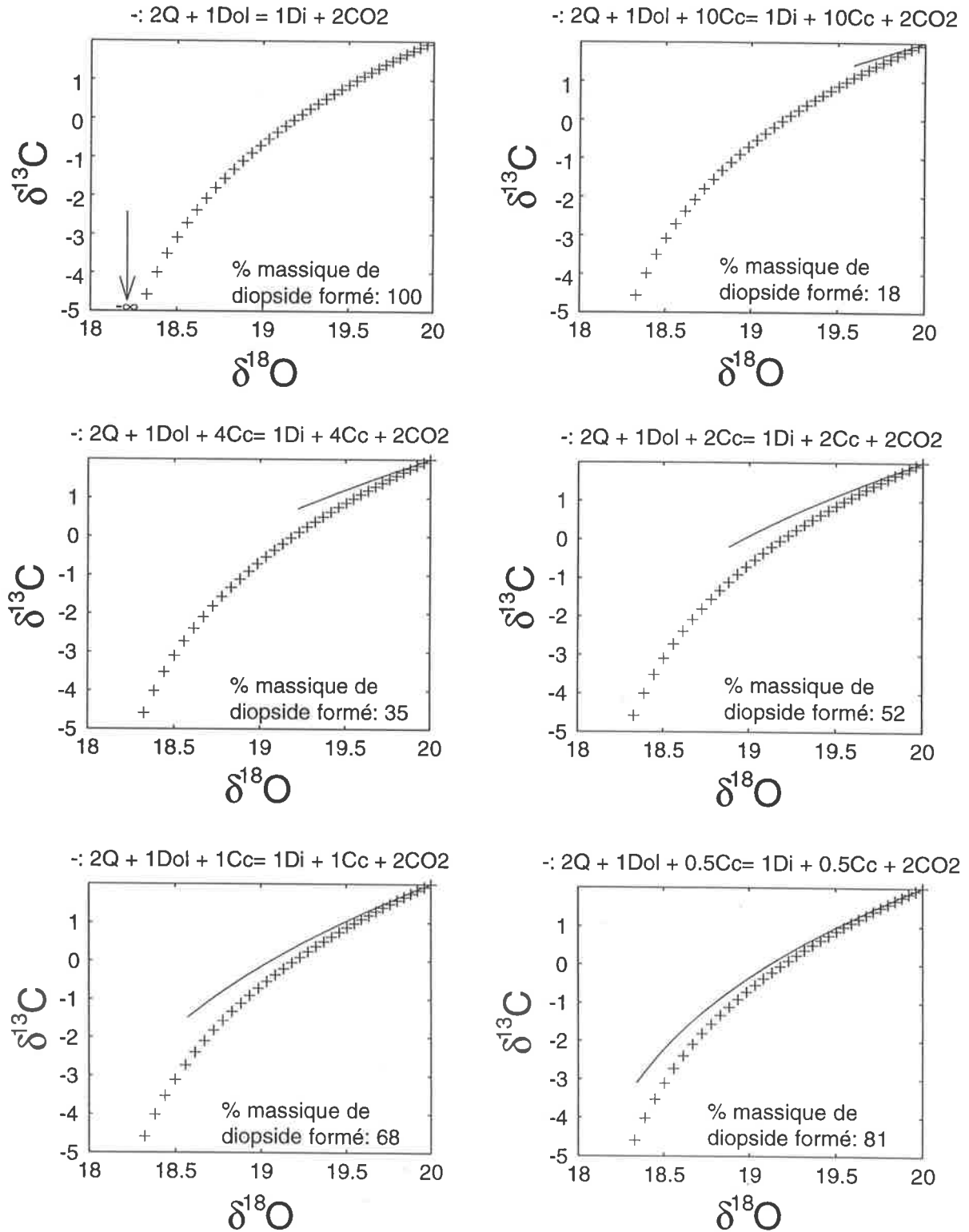


Figure 4.11 : Simulation de l'effet de la dévolatilisation sur la composition isotopique du carbonate d'un marbre initialement formé de dolomite et quartz, plus une quantité variable de calcite. Q = quartz, Dol = dolomite, Di = diopside, Cc = calcite. Les différents graphes illustrent l'évolution isotopique des réactions faisant intervenir des quantités décroissantes de calcite (phase n'intervenant pas dans la réaction) jusqu'à épuisement de l'une des deux phases Q et/ou Dol. Le pourcentage massique de diopside formé en tout est indiqué. L'évolution marquée avec des croix est la réaction de référence sans calcite : $\text{Q} + \text{Dol} = \text{Di} + \text{CO}_2$. Voir également le Tableau 4.5.

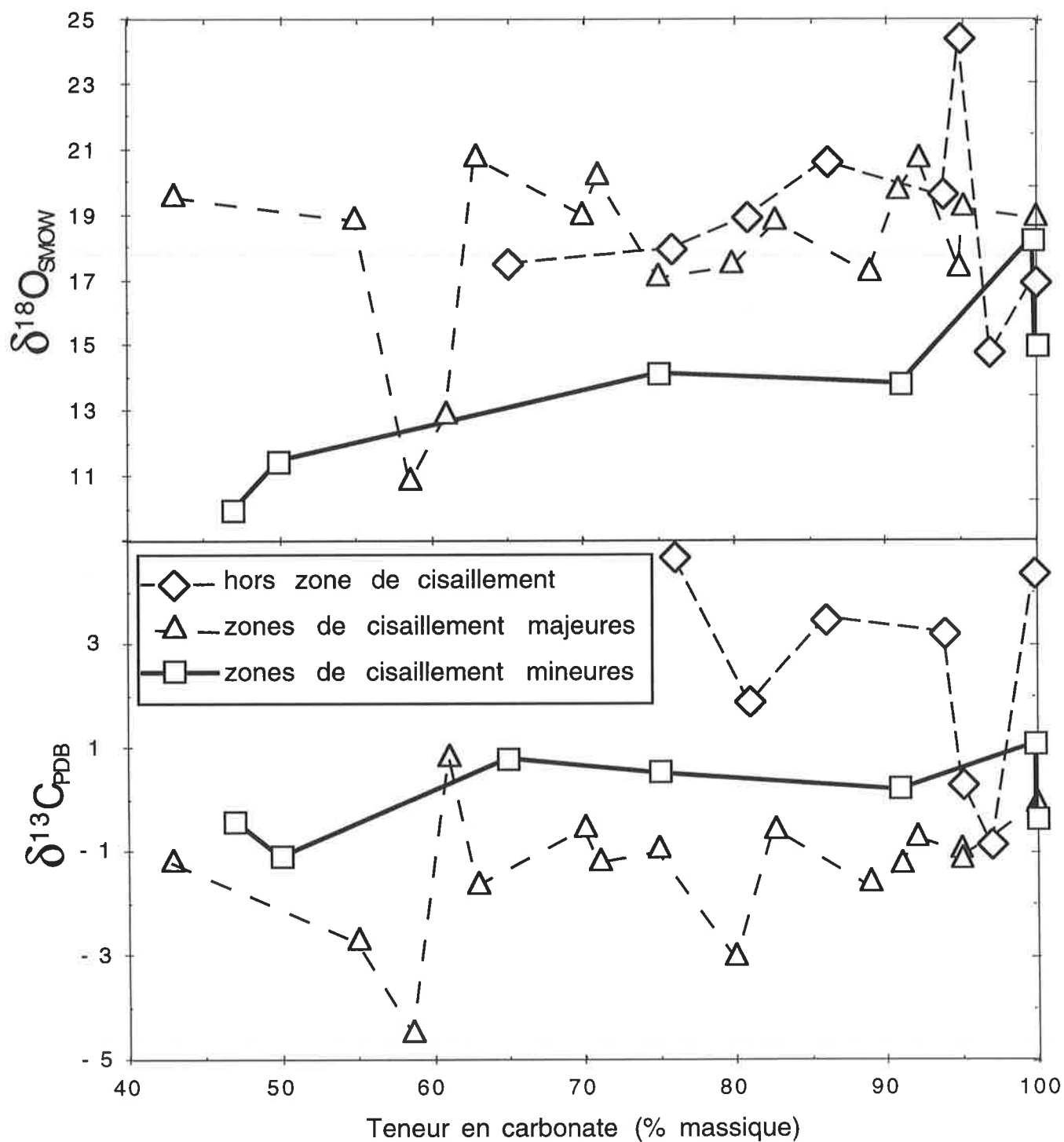


Figure 4.12 : Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des carbonates des marbres des zones de cisaillement majeures, mineures, et en dehors, en fonction de la teneur en carbonate de ces roches.

dévolatilisation n'est un processus de premier ordre que si elle est associée à une infiltration importante d'eau (basses valeurs de $\delta^{18}\text{O}$), en accord avec les travaux de Rumble (1982). Les fortes variations de compositions isotopiques du carbone dans les zones de cisaillement majeures ne sont pas associées à une forte infiltration d'eau, sauf dans le cas de la mylonite à wollastonite, et l'amplitude de l'appauvrissement en ^{13}C n'est pas compatible avec les modèles de dévolatilisation (Tableau 4.5). C'est donc bien l'infiltration d'un fluide contenant du carbone "léger" qui est responsable des compositions isotopiques observées dans les zones de cisaillement majeures.

Si la dévolatilisation est un phénomène présent dans tous les marbres à silicates quel que soit leur contexte, elle ne s'exprime pas de la même manière à l'intérieur des zones de cisaillement majeures et mineures, et en dehors. En système fermé, sans infiltration ni d'eau ni de CO_2 , la dévolatilisation reste modeste en dehors des zones de cisaillement. L'estimation de la perte de volume liée à la dévolatilisation est inférieure à 9% (section 4.1). En retour, ces faibles pertes de volume ne favorisent pas les infiltrations. Dans les zones de cisaillement mineures, l'infiltration d'eau favorise la dévolatilisation et la perte de volume calculée est inférieure à 22% (section 4.1). La quantification de la dévolatilisation repose essentiellement sur la variation de la composition isotopique du carbone et non de l'oxygène, car c'est le $\delta^{13}\text{C}$ qui subit les plus grandes variations, et parce que l'infiltration d'eau dans les zones de cisaillement mineures ou majeures efface les faibles variations isotopiques de l'oxygène dues à la dévolatilisation (Tableau 4.5). La dévolatilisation est difficile à estimer dans le cas des zones de cisaillement majeures car les variations isotopiques du carbone sont en partie dues à l'infiltration de CO_2 . De plus l'infiltration de CO_2 ne favorise pas a priori les réactions qui produisent du CO_2 (loi de Le Chatelier).

Enfin, faut-il considérer un rôle moteur de la déformation cisailante dans le développement des réactions métamorphiques de dévolatilisation ou seulement l'effet de l'infiltration? Les fortes pertes de volume estimées dans les zones de cisaillement ($\approx 20\%$) sont un facteur favorable à l'infiltration, mais aussi à la localisation de la déformation dans les zones de cisaillement. L'infiltration peut en retour favoriser la déformation en abaissant la résistance des roches, par amollissement hydraulique des minéraux (effet de H_2O seulement ; Griggs,

1967 ; Kronenberg et al., 1990) ou en créant des films fluides lubrifiants (H_2O comme CO_2) dynamiquement entretenus entre les grains (Holness et Graham, 1991).

4.5 Conclusion

La mesure des signatures $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des carbonates renseigne sur leur comportement en système fermé ou ouvert et sur les caractéristiques isotopiques des réservoirs de fluide ayant pu les infiltrer. Les marbres sont un matériau favorable car leurs compositions de protolithes offrent une référence relativement bien définie. Les marbres à silicates ont une réactivité forte à l'infiltration et offrent un bon enregistrement isotopique et métamorphique des interactions fluide-roche. Les metabasites, elles aussi de compositions initiales peu variables et bien connues, permettent d'étudier le comportement des représentants du manteau dans la croûte continentale. Ensuite, l'étude du couplage entre carbone et oxygène, en relation avec les caractéristiques pétrologiques, permet d'identifier les processus de dévolatilisation en système fermé ou associés à l'infiltration d'eau et/ou de CO_2 . La quantification de la dévolatilisation est possible via la mesure des variations isotopiques (en particulier celles du carbone) et des caractéristiques pétrologiques des roches (teneurs en silicates, identification des réactions). Un contrôle strict des modèles de dévolatilisation à partir des observations pétrologiques et des variations volumiques calculées est nécessaire.

Les résultats de cette étude montrent que les écoulements fluides dans une portion de lithosphère sont, à grande distance, fortement chenalés par des structures de déformation localisées (zones de cisaillement) ou des magmas, ou réduits à des interactions fluide-roche de voisinage. Les variations isotopiques C-O s'expliquent avec une combinaison des fluides $CO_2 \pm H_2O$, en accord avec les fluides principalement observés dans les inclusions fluides. Les fluides sont en partie d'origine locale, issus des réactions de dévolatilisation des marbres mais également de toutes les lithologies comportant des minéraux hydroxylés ou carbonatés. Une source régionale de fluide est apportée par la cristallisation des nombreux granitoïdes et migmatites. Le magmatisme basique et le manteau sont identifiés comme sources respectivement locale et régionale de CO_2 . L'effet d'un éventuel composant H_2O mantellique n'est pas

décrypté par cette systématique C-O, mais fera l'objet d'une étude des rapports isotopiques de l'hydrogène (voir chapitre 6).

Les flux de CO₂ ne sont pas une condition indispensable à la formation des granulites (Lamb et Valley, 1984). Cependant, d'importants flux de CO₂ ont été invoqués sur la base d'observation d'inclusions fluides, notamment dans des localités où abondent les roches basiques (Frost et al., 1989a). L'existence de flux pervasifs de CO₂±H₂O en base de croûte continentale est controversée, certains auteurs ne voient qu'une source interne de CO₂ formé à partir des réactions de dévolatilisation (voir chapitre 1). Regarder la distribution spatiale des fluides et leur composition à l'échelle d'un segment de croûte continentale inférieure permet de proposer une alternative réconciliant ces oppositions en montrant que les différentes sources de fluide identifiées dans les granulites peuvent coexister et en identifiant les structures qui les contrôlent. Les flux de fluides dans les granulites de Madagascar ne concernent qu'une surface relativement faible de la croûte, restreinte à la périphérie des roches basiques et aux zones de cisaillement majeures. La Figure 4.13 synthétise l'ensemble des interactions fluide-roche décryptées et leur contexte. Si des flux de CO₂ peuvent être associés au magmatisme basique de base de croûte, ces flux restent locaux et sont précoces. À Madagascar, les zones de cisaillement majeures sont des structures qui chenalisent un flux de CO₂ mantellique, sans lien avec le magmatisme basique identifié par ailleurs. Nous proposons qu'il s'agit de structures d'échelle lithosphérique responsables de l'injection de CO₂ en provenance directe du manteau. Le chapitre 7 aura pour objet de montrer par l'étude des anomalies gravimétriques que les zones de cisaillement majeures dépassent la limite croûte-manteau et donnera quelques précisions sur la géométrie de ces objets. Les zones de cisaillement majeures chenalisent également des fluides crustaux d'origine interne, tandis que les zones de cisaillement mineures chenalisent uniquement des fluides crustaux. L'eau y est le fluide majeur et le métasomatisme (développement de skarns) y est important. En dehors des zones de cisaillement, bien que les roches soient également déformées, les infiltrations sont limitées et les interactions fluide-roche, essentiellement liées au métamorphisme, se déroulent en système clos. Les zones de cisaillement majeures peuvent évidemment enregistrer des phénomènes caractérisés dans les

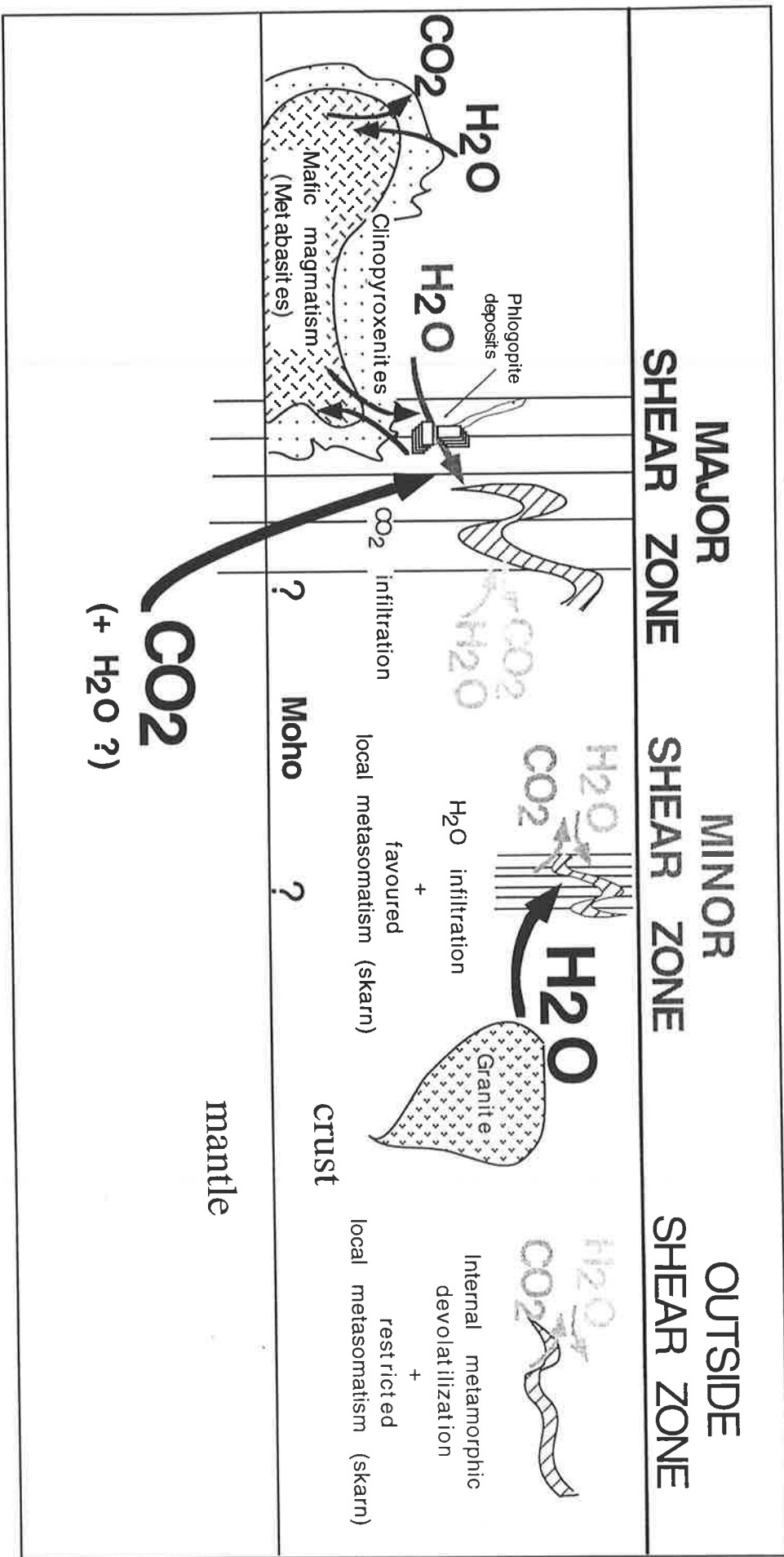


Figure 4.13 : Schéma de la nature et de la distribution des fluides dans la croûte continentale inférieure de Madagascar en fonction des structures cisailantes, modifié d'après Pili et al., 1996.

zones de cisaillement mineures, qui elles-mêmes peuvent enregistrer les phénomènes identifiés en dehors des zones de cisaillement.

Les infiltrations de fluide sont hétérogènes à l'échelle de la croûte continentale, parce qu'étroitement liées à la déformation qui est elle-même hétérogène (réseau de bandes de cisaillement), ou parce que liées à une lithologie particulière (métabasite et leurs couronnes de clinopyroxénites, marbres et skarns, granites et skarns ou roches en contact simplement modifiées isotopiquement et non minéralogiquement). Les circulations fluides sont également hétérogènes à l'échelle du mètre, car la déformation et la porosité qu'elles contrôlent sont aussi hétérogènes à cette échelle (Géraud et al., 1995). La lithologie et la minéralogie contrôlent également les possibilités d'infiltration, en association avec les réactions métamorphiques. Les relations entre déformation, infiltration, et dévolatilisation au sein d'une zone de cisaillement sont synthétisées dans la Figure 4.14.

À l'échelle d'une portion de lithosphère, les interactions fluide-roche peuvent s'identifier aisément à l'aide de la composition isotopique C-O des roches carbonatées. Les interactions manteau-croûte se traduisent par un processus de mélange bien enregistré dans les marbres et pouvant se concevoir au premier ordre par un modèle impliquant les marbres, du CO₂ mantellique et de l'eau d'origine crustale. L'étude détaillée de la composition isotopique des marbres de Madagascar, en association avec la géologie structurale et la pétrologie, permet d'éclairer la distribution particulière des compositions isotopiques des marbres de faciès granulites de toutes les localités du monde (Figure 4.10).

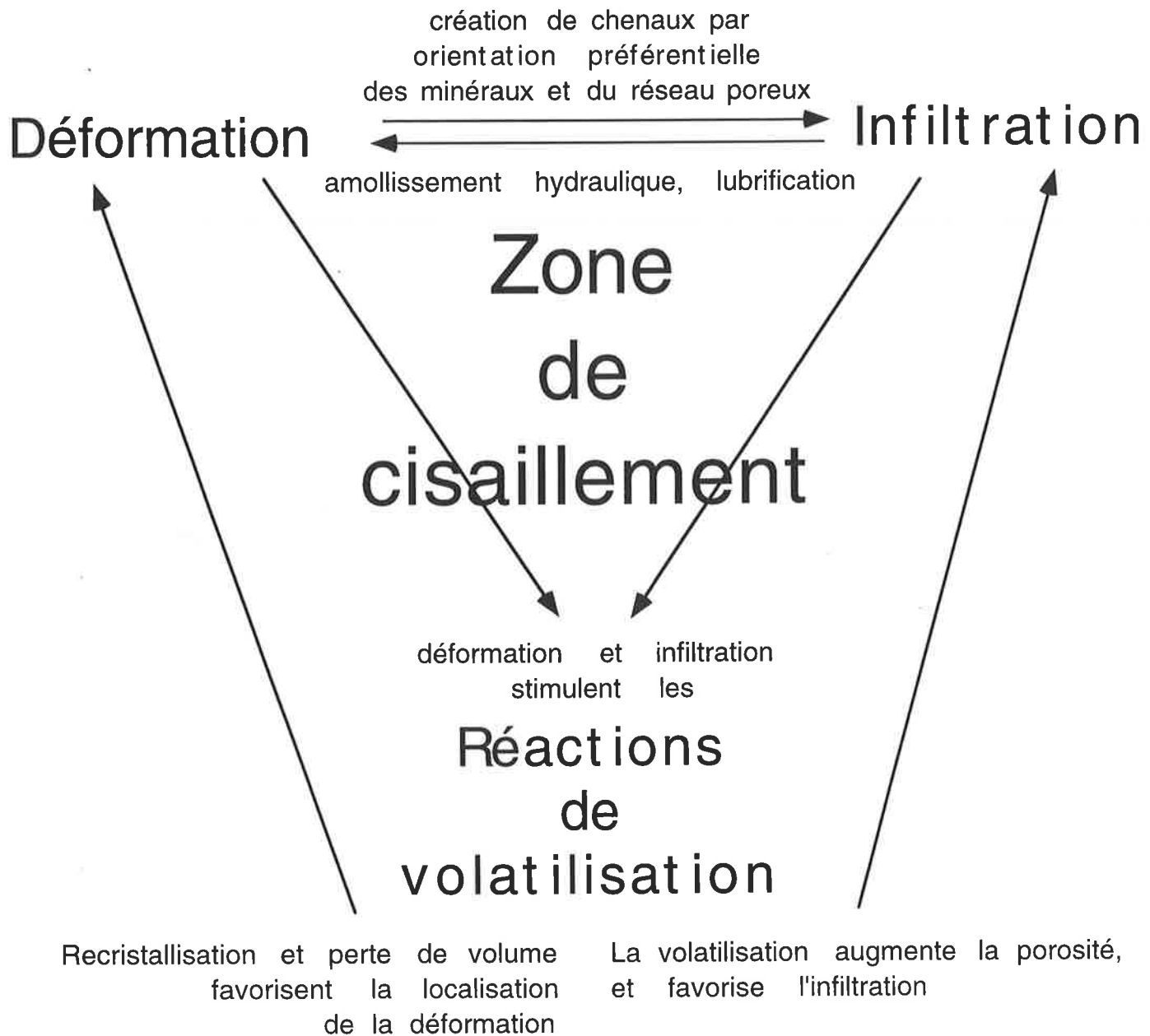


Figure 4.14 : Schéma des relations entre déformation, infiltration et dévolatilisation, montrant les effets positifs des uns sur les autres au sein d'une zone de cisaillement.

5. MODÉLISATION DE L'INFILTRATION

Les phénomènes d'infiltration mis en évidence à Madagascar et étudiés à travers les compositions isotopiques C-O des marbres peuvent se concevoir comme impliquant au premier ordre un fluide à CO₂ d'origine mantellique, dont la composition isotopique du carbone est tamponnée par le manteau et celle de l'oxygène plus ou moins par la croûte, plus un fluide à H₂O dont la composition est tamponnée par la croûte. Un modèle simple d'infiltration sera développé à partir de ces données afin de vérifier si les quantités de fluides mises en jeu sont réalistes, et si les variations isotopiques observées sont en accord avec un tel modèle. Le couplage C-O fera l'objet d'une attention particulière. Le choix d'un modèle de type 0-D plutôt que 1-D ou 2-D ... est tout d'abord discuté, puis les résultats sont présentés et interprétés.

5.1 Revue critique des modèles d'infiltration

Nous allons brièvement passer en revue les modèles d'infiltration de fluides dans les roches, et nous attacher aux hypothèses et contraintes qui y sont associées. De nombreuses revues intéressantes et de nombreux débats existent dans la littérature à propos de l'emploi des différents modèles, parmi lesquels: Gregory et Criss (1986), Baumgartner et Rumble (1988), Blattner et Lassey (1990), Bowman et al. (1994) et Young (1995). Les modèles d'infiltration développés dans la littérature ne nécessitent pas tous un fluide d'origine externe. Les travaux de Dipple et Ferry montrent en effet que les fluides métamorphiques autochtones, s'ils sont transportés selon des gradients de températures, peuvent être responsables de modifications isotopiques de l'oxygène de l'ordre de 5 à 8‰ (Dipple et Ferry, 1992 a et b).

Les premiers modèles d'infiltration d'un fluide dans une roche ont simplement considéré l'apport n fois répété d'une certaine quantité de fluide de composition donnée dans un volume donné de roche. Le fluide et la roche changent de compositions isotopiques, selon les fractionnements des isotopes considérés à une température donnée et le bilan de masse entre fluide et roche. Le fluide est alors remplacé par un nouvel aliquote. Ce modèle ne tient compte

que d'un bilan de masse entre isotopes d'un élément donné du fluide et son équivalent dans la roche (voir Sheppard et al., 1969). Il revient en fait à un mélange progressif entre deux réservoirs, et a été appelé "box-model" ou modèle 0-D (zéro dimension). En effet, il ne dépend ni du temps ni d'une coordonnée d'espace.

En utilisant un modèle de chromatographie (De Vault, 1943) appliqué à la géologie par Hofmann (1972) et développé par Bickle et McKenzie (1987), une série de modèles d'infiltration unidirectionnelle a été établie. Les effets de l'advection (transport en masse du fluide), de la diffusion (agitation d'une particule du fluide), de la dispersion hydrodynamique (la vitesse du fluide dans les différents pores n'est pas la même) et de la cinétique d'échange peuvent être pris en compte mais les solutions analytiques sont complexes voire inexistantes. Il faut alors se restreindre à des hypothèses simplificatrices pour appliquer ces modèles compliqués (Baumgartner et Rumble, 1988 ; Bickle et Baker, 1990a ; Bowman et al., 1994 ; Baker et Spiegelman, 1995). Ces modèles intègrent une coordonnée d'espace et/ou de temps. Les restrictions à l'utilisation de ces modèles sont nombreuses. L'utilisation d'un tel formalisme passe par l'identification d'un "front isotopique" et requiert au moins une dizaine d'échantillons attribués rigoureusement au même protolithe sur une distance d'une dizaine à une centaine de mètres, alignés dans le sens supposé de l'écoulement du fluide. La plupart des études ont concerné des profils de composition isotopique en oxygène des carbonates. En effet, nous avons vu (chapitre 4) que l'oxygène des carbonates est peu sensible à la volatilisation mais peut être réactif à l'infiltration. Comme les compositions en carbone ne sont pas bien comprises en terme d'infiltration, rares sont les modèles présentés qui examinent le couplage entre carbone et oxygène, à part celui de Baumgartner et Rumble (1988) qui reste du domaine théorique, avec des hypothèses très fortes et non consensuelles (Blattner et Lassey, 1990). Aucun modèle ne satisfaisant à la fois les contraintes imposées par les isotopes du carbone et de l'oxygène, Gerdes et al. (1995) ont développé un modèle en deux dimensions.

La théorie des fronts isotopiques a été appliquée jusqu'à présent à un nombre réduit de profils où l'écoulement des fluides s'effectuait orthogonalement à une alternance lithologique (Bickle et Baker, 1990 a et b ; Bickle et Chapman, 1990 ; Ganor et al., 1991 ; Bowman et al., 1994 ; Baker et Spiegelman, 1995 ; Bickle et al., 1995 ; Skelton et al., 1995). Les variations de

compositions isotopiques le long de ces profils sont alors ajustées par une fonction erreur complémentaire (erfc). Les paramètres ajustables se réduisent au nombre de deux:

- le nombre de Péclet: $Pe = \frac{v l}{D}$, où v = vitesse du fluide, l = longueur sur laquelle

on étudie le phénomène, D = coefficient de diffusion ou de dispersion hydrodynamique.

Ce nombre compare les temps caractéristiques requis par une particule du fluide pour bouger sur une certaine distance l par advection et par diffusion ou dispersion. Si $Pe \gg 1$, l'advection domine.

- le nombre de Damkohler: $Da = \frac{k l}{v}$, où k = constante cinétique d'échange. Ce nombre permet de déterminer s'il vaut mieux employer une approche cinétique ou à l'équilibre du phénomène d'échange isotopique.

Une bonne description de ces paramètres et de leur usage est donnée par Steefel et Lasaga (1992), bien que l'application en soit les réactions chimiques et non les échanges isotopiques.

L'ajustement d'une fonction erreur sur un profil de composition isotopique permet d'obtenir les nombres de Péclet et de Damkohler. La forme du profil dépend en plus du rapport entre le nombre de moles de l'élément considéré dans le fluide et le nombre de moles du même élément dans la roche. Ce rapport fluide/roche dépend de l'instant auquel on regarde l'écoulement, il varie avec le temps. Il faut ensuite faire des hypothèses sur la longueur caractéristique du système ou la durée du phénomène, pour obtenir des informations plus précises sur la vitesse du fluide et donc sur la perméabilité de la roche et les flux de fluide (en unité de volume par unité de surface et de temps). Finalement, l'obtention de paramètres quantitatifs à partir de ces modèles repose sur des hypothèses relativement floues (longueur, durée, coefficients de diffusion et/ ou de dispersion hydrodynamique correspondant à ces longueurs, porosité ...) si bien qu'une solution unique n'existe pas et qu'au mieux il faut se ramener à une approche quasi probabiliste (Baker et Spiegelman, 1995) ou au moins traiter un grand nombre de cas possibles.

Enfin, si les modèles 1-D ont été appliqués avec succès sur des intercalations marbre/gneiss à l'échelle du mètre, leur utilisation commence à être remise en question pour l'étude d'objets de plus grande dimension et/ou qui ne peuvent pas se réduire à une symétrie

cylindrique. Une approche pseudo 3-D a été tentée par Skelton et al. (1995) en appliquant un modèle 1-D sur plusieurs profils dans différentes directions dans un pli d'échelle hectométrique. Ces auteurs en dérivent une cartographie des écoulements à travers ce pli et obtiennent que les flux maximaux sont chenalisés selon le plan axial du pli.

Le formalisme d'un modèle d'infiltration en 3-D n'a pas encore été publié mais les modèles 2-D commencent à faire leur apparition (Gerdes et al., 1995; Heinrich et Gottschalk, 1996) et remettent en question la validité des modèles 1-D. Cependant, les hypothèses simplificatrices sont ici plus qu'ailleurs nécessaires. En ce qui concerne les écoulements dans les structures tectoniques (failles, zones de cisaillement ...), les travaux n'en sont qu'à leur début (O'Hara, 1994). Les relations entre les paramètres dynamiques du fluide (perméabilité, vitesse, dispersion ...) et ceux de la structure qui permet l'écoulement (vitesse de déformation, champs de déplacement, de déformation, de contrainte ...) sont complexes (Zhang et Sanderson, 1995).

Le recours à des modèles complexes a été dicté par une volonté de décrire au mieux les interactions fluide-roche, à l'aide de variables qui dépendent du temps et de une, deux ou trois coordonnées d'espace. La théorie manipule maintenant des grandeurs vectorielles et non plus scalaires. Cependant, les paramètres utilisés sont moyennés sur un volume donné, appelé "Volume Élémentaire Représentatif", qui ne dépend en fait que de l'échelle d'observation du processus (Young, 1995). Comme je souhaite développer un modèle d'infiltration dans des zones de cisaillement à l'échelle de la croûte continentale à partir de données obtenues à la même échelle, le "Volume Élémentaire Représentatif" à l'échelle de mon système est la zone de cisaillement elle-même. À cette échelle, le système ne contient qu'un seul élément. Le problème de la connaissance des paramètres vectoriels ou scalaires ne se pose plus. L'absence de contrainte à une échelle plus précise est remplacée par l'utilisation de données observées à la même échelle. Pour ces multiples raisons, et d'autres développées ci-après, un modèle d'infiltration sans dimension a été retenu.

5.2 Choix du modèle d'infiltration

Le modèle présenté ici regroupe deux aspects:

un aspect géométrique, qui considère la disposition de l'écoulement dans l'espace et les propriétés qui en découlent;

un aspect géochimique, qui considère les interactions fluide-roche.

À Madagascar, l'alternance lithologique parallèle à la foliation verticale dans les zones de cisaillement suggère que l'écoulement se fait dans un plan vertical. Excepté dans les rares têtes des plis isoclinaux que l'on peut parfois trouver malgré la forte transposition tectonique, le parallélisme entre écoulement et foliation n'autorise pas l'utilisation de profils de composition isotopique tels qu'ils ont été appliqués jusqu'à présent dans la littérature. L'application des résultats de Skelton et al. (1995) sur l'écoulement principal dans le plan axial d'un pli est un argument supplémentaire pour un écoulement de bas en haut dans un plan vertical des fluides dans les zones de cisaillement, en plus des considérations de source (manteau) et de densité qui indiquent toutes un tel sens d'écoulement. La composante en décrochement des cisaillements (linéations horizontales) doit être responsable d'une orientation préférentielle du réseau poreux (Géraud et al., 1995) et donc d'une certaine dispersion de l'écoulement par rapport à la verticale.

Comme présenté précédemment, les nombres de Péclet et de Damkohler sont fonction de la longueur caractéristique du système étudié. Mon but est de décrire simplement un processus d'infiltration à l'échelle d'une zone de cisaillement majeure à partir de la composition isotopique C-O des marbres et d'un fluide $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ où le carbone est tamponné par le manteau et l'oxygène plus ou moins par la croûte. La dimension verticale des zones de cisaillement est grande, supérieure à 30 km (voir chapitre 7). Par conséquent, s'ils peuvent être utilisés à cette échelle (Steeffel et Lasaga, 1992), les nombres de Péclet et de Damkohler décrivant ce système sont grands et l'on peut alors retenir l'advection et l'échange isotopique à l'équilibre comme les deux processus dominants à cette échelle. Cependant, certains paramètres caractérisant l'écoulement du fluide dépendent de l'échelle d'étude. La perméabilité varie notamment de un et quatre ordres de grandeur dans des carbonates sédimentaires lorsqu'elle est mesurée

respectivement en forage et à l'échelle du bassin, par rapport aux mesures en laboratoire (Garven, 1995).

Plutôt que de faire un grand nombre d'hypothèses afin d'utiliser un modèle 1-D, qui pourrait alors conduire à l'estimation d'une gamme de flux de fluide, je préfère utiliser un modèle 0-D et le contraindre de façon forte par l'utilisation couplée de deux traceurs isotopiques, carbone et oxygène, et par un contrôle rigoureux du bilan de masse. Dans ce cas, je n'obtiendrai pas d'information sur le flux, mais sur les rapports fluide/roche. Ce modèle 0-D est intrinsèquement en régime stationnaire, car il ne dépend pas du temps. Les compositions isotopiques sont les seuls paramètres totalement connus dans cette approche. Les positions relatives des marbres par rapport à l'écoulement et la localisation de la source de fluide sont inconnues dans le cas de Madagascar, et très peu contraintes dans la plupart des cas de la littérature. L'échantillonnage conduit sur le terrain n'a pas été fait dans l'optique d'une interprétation par des modèles 1-D et les structures étudiées ne se prêtent ni dans leur taille ni dans leur agencement à une telle interprétation. La variabilité lithologique et l'écoulement vertical sont deux désavantages majeurs si l'on veut appliquer des modèles 1-D à l'échelle de la croûte continentale. La géométrie inconnue du front isotopique résultant de l'infiltration dans la zone de cisaillement (diagrammes $\delta^{13}\text{C}$ -distance et $\delta^{18}\text{O}$ -distance) ne pose pas de problème pour notre approche car l'utilisation simultanée de deux traceurs isotopiques (carbone et oxygène) permet de s'affranchir des coordonnées d'espace (diagrammes $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$). L'utilisation d'un modèle sans dimension se justifie aussi parce que l'échantillonnage a été réalisé à la même échelle que celle des zones de cisaillement majeures, c'est à dire à l'échelle de la croûte continentale. En plus des données de Madagascar, celles compilées pour tous les marbres de faciès granulite du monde (chapitre 2) garantissent une telle échelle d'échantillonnage. Les variations isotopiques liées à la volatilisation et aux hétérogénéités de protolithes sont beaucoup plus faibles que celles attendues pour un processus d'infiltration (voir chapitre 4), et seront négligées dans cette approche.

5.3 Établissement et exploitation du modèle

5.3.1 Énoncé du modèle

Le modèle retenu va simplement exprimer l'infiltration d'un fluide $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ dans les pores d'un marbre situé à un endroit donné de la zone de cisaillement. Ce marbre sera plus ou moins infiltré par le fluide, en raison de la distribution hétérogène de l'écoulement. Ce simple modèle de mélange dépend uniquement du calcul de bilan de masse pour les isotopes de l'oxygène et du carbone. La notion de front isotopique ne peut pas lui être associée. Afin de représenter correctement un marbre dans le bilan de masse, il sera tenu compte d'une certaine quantité de silicate et de carbonate dans la roche. Un aliquote du fluide remplit n fois la porosité de la roche jusqu'à ce que la roche soit en équilibre isotopique avec le réservoir de fluide. Le réservoir de fluide (supposé infini) a une composition constante. L'aliquote de fluide et la roche changent de composition isotopique mais le fluide est remplacé à l'incrément suivant par un aliquote de composition identique à celle du réservoir, si bien que la roche change de composition mais le fluide est globalement tamponné. Le fluide est en équilibre chimique avec la roche: il n'y a donc pas de transfert de matière excepté les échanges d'isotopes. Les échanges isotopiques sont gouvernés par les fractionnements des isotopes du carbone et de l'oxygène entre CO_2 , H_2O , carbonate et silicate à une température donnée, tenue constante. L'observation de températures similaires quelles que soient les pressions enregistrées (voir chapitre 3, Figure 3.3) permet cette hypothèse d'une température quasi constante dans la croûte granulitique malgache. Cette très faible variation de température est d'ailleurs reconnue dans bon nombre de terrains granulitiques (Stüwe, 1995). L'échange isotopique à l'équilibre est justifié par les fortes températures et la migration supposée lente du fluide dans les roches métamorphiques de base de croûte (Dipple et Ferry, 1992a).

5.3.2 Écriture du bilan de masse et choix des paramètres

Un marbre d'une masse de 1kg est constitué de calcite et de quartz (ou diopside, ou forstérite) en proportion massique variable telle que la calcite soit le minéral dominant. Le

nombre de moles de carbone de calcite, et d'oxygène de calcite et quartz (ou diopside ou forstérite) est calculé. La porosité peut varier entre 0 et 1%, en volume. Le volume de la roche est calculé selon les masses molaires et densités de Deer et al. (1992) pour ensuite déterminer le volume des pores. Un fluide mixte $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ est considéré, avec un X_{CO_2} de 0 à 1. Le volume molaire d'un tel fluide est donné selon Sterner et Bodnar (1991) à 6 kbar et 700°C ; il permet de déterminer le nombre de moles CO_2 et H_2O qui peuvent occuper le volume poral, et par là le nombre de moles de carbone et d'oxygène de CO_2 , d'oxygène de H_2O . Les compositions isotopiques C-O initiales de CO_2 , H_2O , de la calcite et du silicate sont connues. La température est fixée à 700°C . Les fractionnements isotopiques entre fluides et minéraux sont donnés par O'Neil et al. (1969), Chiba et al. (1989) et Chacko et al. (1991). Tous les calculs sont réalisés par la suite pour la gamme de X_{CO_2} de 0 à 1, par intervalles de 0.1. Pour chaque valeur de X_{CO_2} , la composition isotopique du fluide infiltrant est calculée et permet de déterminer la composition de la roche en équilibre avec le réservoir de fluide. A chaque incrément d'infiltration, la composition isotopique de la roche est calculée, bien que seule la composition isotopique de la calcite de la roche nous intéresse directement. L'infiltration prend fin quand la roche atteint la composition en équilibre avec le réservoir de fluide.

Les quantités de fluide infiltrées à chaque incrément, contrôlées par la porosité, sont très faibles et l'échange isotopique à l'équilibre ne concerne à chaque incrément n qu'un faible nombre de moles de carbone et d'oxygène de la roche. Le reste de la roche conserve la même composition qu'à l'incrément $n-1$. Tout le carbone du fluide s'emploie à modifier le carbone de la calcite alors que l'oxygène du fluide échange avec la calcite et le silicate du marbre, proportionnellement au nombre de moles d'oxygène dans le carbonate et le silicate. Calcite, silicate et fluide s'équilibrent autant qu'ils le peuvent, c'est à dire en fonction du nombre de moles de chacun. Les compositions isotopiques à l'incrément n sont calculées à partir de celles de l'incrément $n-1$ selon les équations présentées dans le Tableau 5.1. Une centaine à un millier d'infiltration de la porosité sont nécessaires partant d'un marbre de composition ordinaire pour arriver à une composition (hypothétique) en équilibre avec le réservoir de fluide. Dans ce processus de convergence, le calcul s'arrête quand l'écart entre la composition calculée de la

TABLEAU 5.1 FORMALISATION DU MODÈLE D'INFILTRATION

1/ Équations d'équilibres isotopiques:

Les équilibres isotopiques calcite-H₂O, calcite-CO₂ (pour oxygène et carbone), silicate-H₂O, silicate-CO₂, et calcite-silicate s'écrivent:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq H}_2\text{O}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} - 10^3 \ln \alpha_{\text{H}_2\text{O}-\text{Cc}} \quad (1)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq CO}_2} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2} - 10^3 \ln \alpha_{\text{CO}_2-\text{Cc}}^{\text{O}} \quad (2)$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}^{\text{eq CO}_2} \approx \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - 10^3 \ln \alpha_{\text{CO}_2-\text{Cc}}^{\text{C}} \quad (3)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{eq H}_2\text{O}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} - 10^3 \ln \alpha_{\text{H}_2\text{O}-\text{Sil}} \quad (4)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{eq CO}_2} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2} - 10^3 \ln \alpha_{\text{CO}_2-\text{Sil}} \quad (5)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq Q}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{Q}} - 10^3 \ln \alpha_{\text{Q}-\text{Cc}} \quad (6)$$

où $10^3 \ln \alpha$ représente le fractionnement à une température donnée.

Pour un fluide mixte CO₂-H₂O, les équilibres calcite-fluide et silicate-fluide s'écrivent :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq Fluide}} = \frac{\text{noxH}_2\text{O}}{\text{noxFluide}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq H}_2\text{O}} + \frac{\text{noxCO}_2}{\text{noxFluide}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq CO}_2} \quad (7)$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}^{\text{eq Fluide}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}^{\text{eq CO}_2} \quad (8)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{eq Fluide}} = \frac{\text{noxH}_2\text{O}}{\text{noxFluide}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{eq H}_2\text{O}} + \frac{\text{noxCO}_2}{\text{noxFluide}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{eq CO}_2} \quad (9)$$

où noxH₂O et noxCO₂ = nombres de moles d'oxygène apportées par H₂O et CO₂ respectivement, noxFluide = nombre total de moles d'oxygène dans le fluide.

2/ Bilan de masse:

Dans le cas où il y a plus d'oxygène provenant de la calcite que du silicate, et plus d'oxygène provenant du silicate que du fluide, on peut écrire entre l'incrément d'infiltration n et l'incrément précédent (n-1), les relations suivantes:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}(n-1)} * [\text{noxCc} - \text{noxSil} - \text{noxFluide} \rightarrow \text{Cc}] + \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq Sil}}(n) * \text{noxSil} + \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq Fluide}}(n) * \text{noxFluide} \rightarrow \text{Cc} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}(n)} * \text{noxCc} \quad (10)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}(n-1)} * [\text{noxSil} - \text{noxFluide} \rightarrow \text{Sil}] + \delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{eq Fluide}}(n) * \text{noxFluide} \rightarrow \text{Sil} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}(n)} * \text{noxSil} \quad (11)$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}(n-1)} * [\text{nCCc} - \text{nCFluide}] + \delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}^{\text{eq Fluide}}(n) * \text{nCFluide} = \delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}(n)} * \text{nCCc} \quad (12)$$

où noxFluide → Cc et noxFluide → Sil = nombres de moles d'oxygène du fluide réagissant respectivement avec la calcite et le silicate, noxCc et noxSil = nombres de moles d'oxygène dans la calcite et le silicate, nCCc = le nombre de moles de carbone dans la calcite, nCFluide = nombre de moles de carbone dans le fluide.

En substituant les équations (1) à (9) dans les équations (10) à (12), il vient :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}(n)} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}(n-1)} * \frac{[\text{noxSil} - \text{noxFluide} \rightarrow \text{Sil}]}{\text{noxSil}} + \delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{eq Fluide}} * \frac{\text{noxFluide} \rightarrow \text{Sil}}{\text{noxSil}} \quad (13)$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}(n)} = \frac{\text{noxFluide} \rightarrow \text{Cc}}{\text{noxCc}} * \left(\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq Fluide}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}(n-1)} \right) + \frac{\text{noxFluide} \rightarrow \text{Sil}}{\text{noxCc}} * \left(\delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}}^{\text{eq Fluide}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}(n-1)} \right) + \frac{\text{noxSil}}{\text{noxCc}} \left(\delta^{18}\text{O}_{\text{Sil}(n-1)} - \Delta_{\text{Sil}-\text{Cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}(n-1)} \right) + \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}(n-1)} \quad (14)$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}(n)} = \delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}(n-1)} * \frac{[\text{nCCc} - \text{nCFluide}]}{\text{nCCc}} + \delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}^{\text{eq Fluide}} * \frac{\text{nCFluide}}{\text{nCCc}} \quad (15)$$

3/ Partition du fluide entre calcite et silicate:

$$\text{noxFluide} = \text{noxFluide} \rightarrow \text{Cc} + \text{noxFluide} \rightarrow \text{Sil}$$

La réaction du fluide plutôt avec la calcite ou plutôt avec le quartz peut dépendre de facteurs cinétiques. En l'absence de contrainte, le fluide sera simplement partagé entre calcite et silicate

au prorata des teneurs en oxygène : $\frac{\text{noxFluide} \rightarrow \text{Cc}}{\text{noxFluide} \rightarrow \text{Sil}} = \frac{\text{noxCc}}{\text{noxSil}} \quad (16)$

Comme il ressort des Figures 5.1 c et d, la nature du silicate (quartz ou diopside, mais aussi forstérite, non représentée) n'a pratiquement aucune influence sur le résultat, malgré les variations du nombre total d'oxygène dans la roche ($\text{SiO}_2 \approx 2$ mol d'oxygène pour 60 g ; $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 \approx 6$ mol d'oxygène pour 116 g) et du fractionnement isotopique qu'elle occasionne ($1000\ln\alpha_{\text{Calcite-Quartz}} \approx -0.38\text{‰}$; $1000\ln\alpha_{\text{Calcite-Diopside}} \approx +2.37\text{‰}$, Chiba et al., 1999). Par contre, la quantité de silicate a une influence importante sur le couplage des variations $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ (changement de pentes des variations isotopiques pour 0%, 15% et 50% de diopside dans le marbre, respectivement Figure 5.1 a, c, b).

La composition isotopique du réservoir de fluide est l'autre paramètre qui contrôle la forme du faisceau de courbes présenté (comparer Figure 5.1 c et e). Les quatre premières simulations (Figure 5.1 a, b, c, d) utilisent un CO_2 de composition mantellique ($\delta^{13}\text{C} = -6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 7\text{‰}$) et H_2O d'origine crustale ($\delta^{18}\text{O} = 12\text{‰}$). La composition du réservoir de fluide est indiquée par des étoiles, et varie en fonction de X_{CO_2} , depuis un fluide pur CO_2 à pur H_2O (Figure 5.1 a, b, c, d). L'effet du tamponnage de la composition isotopique de l'oxygène du CO_2 par la croûte est simulé par une composition $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2} = 12\text{‰}$ (Figure 5.1 e).

Les diagrammes $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ ainsi obtenus sont similaires à celui présenté par Baumgartner et Rumble (1988, figure 6) à partir de la formule de Taylor (1978). Cependant, le système de coordonnées retenu par Baumgartner et Rumble :

$$\xi^{13}\text{C} = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}^{\text{initial}}}{\delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}^{\text{eq CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_{\text{Cc}}^{\text{initial}}} \quad \text{et} \quad \xi^{18}\text{O} = \frac{\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{initial}}}{\delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{eq CO}_2} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Cc}}^{\text{initial}}}$$

masque de façon artificielle l'effet de la variation de X_{CO_2} et conduit au diagramme $\xi^{13}\text{C} - \xi^{18}\text{O}$ présenté dans la Figure 5.2. Dans ce type de diagramme, la forme "en peigne" de la partie terminale du faisceau de courbes présenté dans la Figure 5.1 n'apparaît plus. L'écart entre les courbes correspondant à des X_{CO_2} successifs est artificiellement gonflé par l'obligation faite aux conditions finales de passer par un seul point (coordonnées (1, 1) sur la Figure 5.2). Ce modèle serait correct dans le cas où la composition isotopique de l'oxygène serait tamponnée par une seule source.

Le modèle d'infiltration présenté reproduit la distribution des compositions isotopiques des marbres de Madagascar et des autres localités du monde. Si cela ne valide pas ce modèle

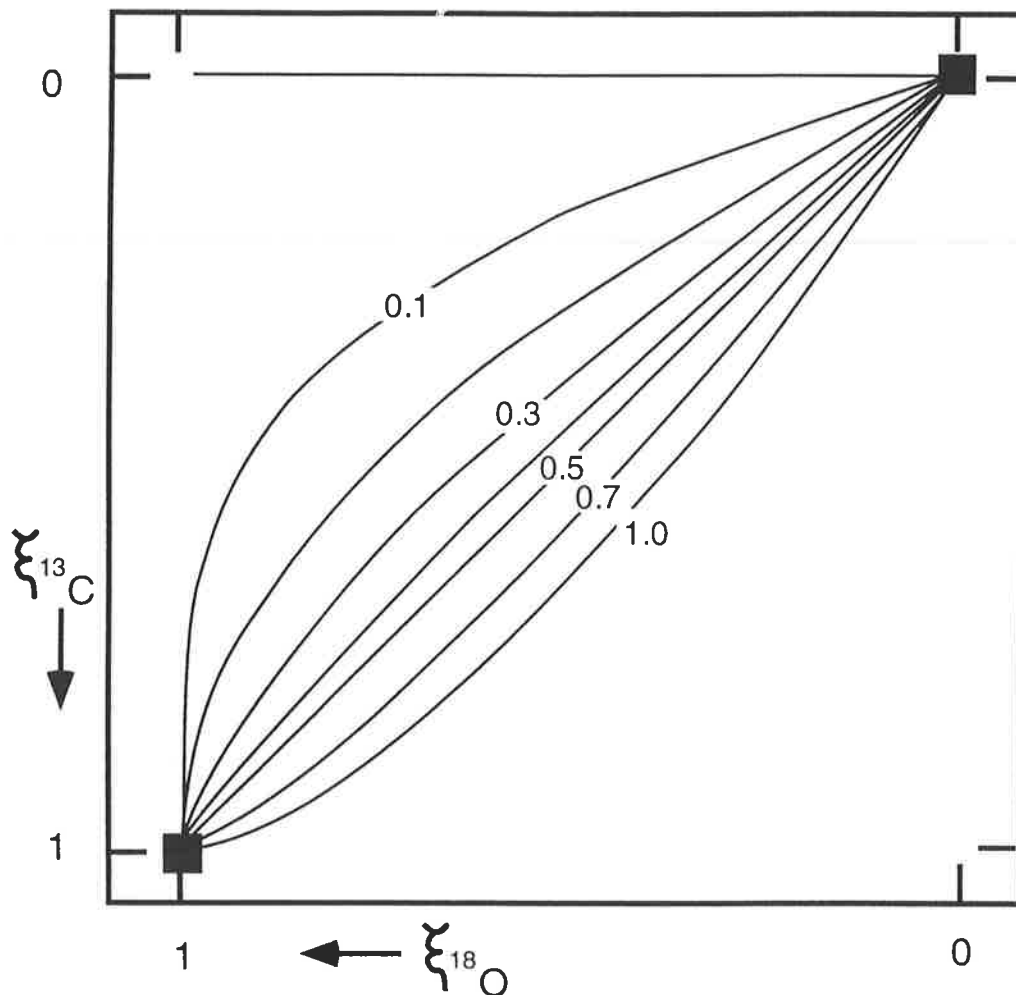


Figure 5.2 : Évolution isotopique couplée du carbone et de l'oxygène normalisée aux conditions initiales (coordonnées 0,0) et finales (1,1), pour des valeurs de X_{CO_2} de 0 à 1, par pas de 0.1, d'après Baumgartner et Rumble (1988).

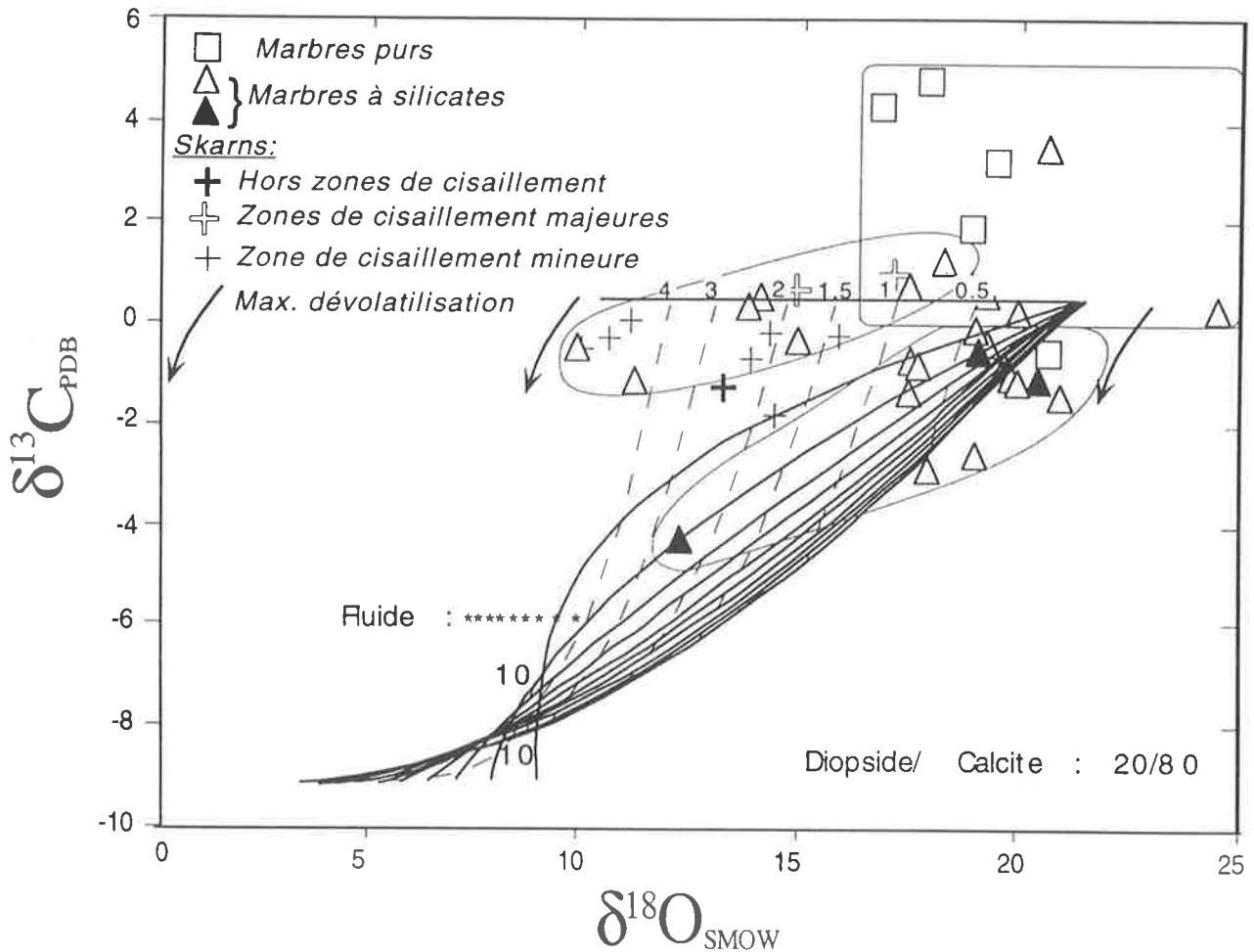
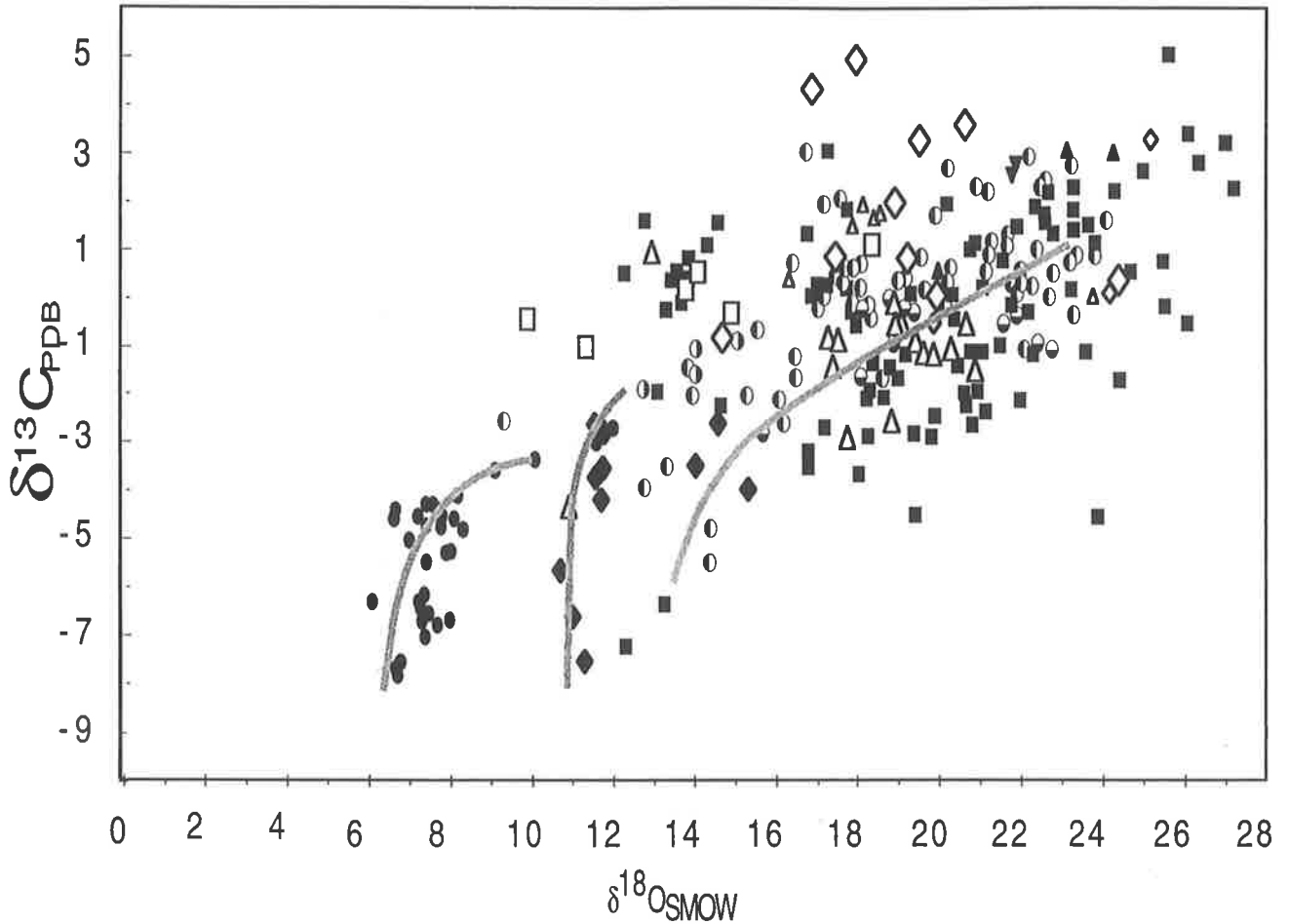


Figure 5.3 : Superposition des compositions $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ des marbres de Madagascar et de la simulation de l'infiltration. Le modèle ne rend compte de l'évolution isotopique qu'à partir d'une seule composition initiale, choisie à $\delta^{13}\text{C} = 0.5\%$ et $\delta^{18}\text{O} = 21\%$. Les notations concernant le modèle sont les mêmes que dans la Figure 5.1, celles concernant les marbres sont les mêmes que dans la Figure 4.2. La dévolatilisation n'a pas été prise en compte dans la simulation de l'infiltration. La flèche représente la dévolatilisation maximale (voir chapitre 4).

pour autant, cela ne l'exclut pas en tant que reflet du processus ayant pu conduire à la formation de telles spécificités isotopiques. Ce modèle ayant été construit à partir des hypothèses formulées au chapitre 4, il est implicite qu'il ne les contredit pas. Cependant, la modélisation apporte un calcul rigoureux du bilan de masse et du couplage entre carbone et oxygène dans le cas d'une infiltration, et permet de discuter plus en détail les caractéristiques de l'infiltration.

La Figure 5.3 compare les mesures effectuées sur les marbres de Madagascar (Figure 5.3 a) et une simulation d'infiltration (Figure 5.3 b). Choisir des compositions isotopiques initiales pour les marbres et l'eau reste un peu arbitraire mais les valeurs possibles nous sont données respectivement par les compositions des marbres en dehors des zones de cisaillement et le $\delta^{18}\text{O}$ minimum atteint par les marbres dans les zones de cisaillement mineures. La composition isotopique du CO_2 d'origine mantellique est contrainte indépendamment par les valeurs de la littérature (voir chapitres 2 et 4). L'incertitude sur ces paramètres initiaux n'a pas beaucoup d'influence sur les points discutés ci-dessous.

Les compositions isotopiques des marbres des zones de cisaillement mineures et des skarns, dont nous avons vu qu'ils ont subi une infiltration riche en eau et des réactions de dévolatilisation, montrent une distribution compatible avec un fluide à très faible X_{CO_2} . Les rapports fluide/roche minimaux requis peuvent être grands, de 1 à 10 en volume. L'ensemble des mesures effectuées sur les marbres des zones de cisaillement majeures s'accorde avec des X_{CO_2} probablement faibles, inférieurs à 0.5, compte tenu de l'influence de la dévolatilisation, qui pourrait entrer pour environ 1 à 2‰ dans le décalage des $\delta^{13}\text{C}$ vers le bas. Les rapports fluide/roche impliquant du CO_2 mantellique dans les zones de cisaillement majeures sont inférieurs à 1.5 et sont beaucoup plus faibles que ceux relatifs aux infiltrations d'eau vues dans la zone de cisaillement mineure. Le marbre mylonitique à wollastonite s'accorde avec des rapports fluide/roche beaucoup plus élevés (≈ 3), pour des X_{CO_2} bas (0.2, dans la simulation présentée), comme requis pour la formation de wollastonite (chapitre 4). Même si l'on peut discuter la réalité des rapports fluide/roche calculés à l'aide d'un modèle 0-D (voir section 5.1), ces rapports n'en permettent pas moins de comparer les différents types d'interactions fluide-roche enregistrées dans les marbres.



Madagascar: (cette étude)	Madagascar: Rosen (1994)
◇ hors zone de cisaillement,	◇ hors zone de cisaillement,
□ zones de cisaillement mineures	▲ zones de cisaillement majeures
△ zones de cisaillement majeures	
■ Adirondacks:	Pineau et al., 1976 ; Valley et O'Neil, 1981 Gerdes et Valley, 1994
◆ Bamble:	Broekmans et al., 1994
○ Hoggar:	Pineau et al., 1976
▲ Italie:	Gardien et Pili, unpub. data
○ Sri Lanka:	Hoffbauer et Spiering, 1994
▼ Inde:	Wickham et al., 1994
● Antarctique:	Buick et al., 1994
○ Australie:	Buick et al., 1994

Figure 5.4 : Compilation des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates des marbres de faciès granulite de différentes localités du monde (voir références en encadré, ainsi que la Figure 4.10 et le chapitre 2). Les données de Madagascar sont incluses. Les segments de courbes en grisé soulignent la distribution de trois ensembles de données, respectivement de gauche à droite les marbres de Sri Lanka, Bamble et Antarctique.

La distribution des compositions isotopiques des marbres de faciès granulite des autres localités du monde, rappelée sur la Figure 5.4, peut être comparée aux simulations présentées dans les Figures 5.1 et 5.3. Les compositions extrêmes des marbres, observées ou simulées, se situent dans la même gamme et montrent de fortes similarités. Les compositions peu éloignées du pôle "marbre initial" sont assez dispersées mais tendent à montrer une évolution selon une pente proche de 1 qui s'incurve vers le bas, dessinée sur la Figure 5.4 pour les marbres de Sri Lanka (données de Hoffbauer et Spiering, 1994). Les marbres de compositions proches du pôle tamponné par le réservoir de fluide, dans la partie terminale du faisceau de courbes en forme de peigne, suivent une pente quasi verticale attribuable à des valeurs de X_{CO_2} faibles et de forts taux d'infiltration pour les marbres de Bamble (Norvège) et d'Antarctique. Ces localités sont en effet réputées pour la quantité importante de magmas d'origine mantellique intrudés dans la croûte, et l'abondance des inclusions fluides riches en CO_2 (Hoefs et Touret, 1975; Pineau et al., 1981; Touret, 1985; Frost et al., 1989a et Buick et al., 1994b).

5.3.4 Discussion et conclusions

Bien que limités dans leur capacité à donner des informations sur les flux de fluide, les perméabilités et d'autres paramètres de l'écoulement, les modèles sans dimension ont l'avantage de pouvoir être appliqués avec un minimum d'hypothèses, et sont les seuls à pouvoir être utilisés dans un contexte où l'on ne connaît ni la géométrie, ni la chronologie. Les modèles 1-D, qui sont les plus couramment utilisés de nos jours, nécessitent en effet d'être capable de dire que tel échantillon, situé en amont de tel autre, a été infiltré avant. Un modèle sans dimension a été appliqué pour simuler l'infiltration dans des marbres d'un fluide à CO_2 d'origine mantellique, dont la composition isotopique du carbone est tamponnée par le manteau et celle de l'oxygène plus ou moins par la croûte, plus un fluide à H_2O dont la composition est tamponnée par la croûte. Les hypothèses dérivent de la distribution des compositions isotopiques des marbres à l'intérieur et à l'extérieur du réseau de zones de cisaillement malgache (voir chapitre 4). La modélisation apporte un calcul rigoureux du bilan de masse et du couplage entre carbone et oxygène. Il apparaît que l'infiltration, telle qu'elle est conçue dans cette étude, est capable

d'engendrer les compositions isotopiques observées dans les zones de cisaillement, et que la géométrie de la distribution dans un diagramme $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ est reproduite. L'influence de la dévolatilisation, inhérente à la présence de silicates dans les marbres, ne doit pas être oubliée, même si elle n'est pas prise en compte dans la simulation. Nous avons vu qu'il fallait tenir compte d'environ 1 à 2 ‰ de décalage des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ vers le bas.

Les rapports fluide/roche calculés ne sont pas affectés si la dévolatilisation n'est pas prise en compte, car les courbes d'isovaleurs sont pratiquement parallèles à l'axe $\delta^{13}\text{C}$. Par contre les X_{CO_2} sont légèrement surestimés.

Les valeurs estimées des rapports fluide/roche doivent être restituées dans le contexte d'une zone de cisaillement d'échelle lithosphérique. La taille de ces objets étant très grande (30 km de haut, 30 km de large, 10 000 km de long pour l'ensemble des structures similaires recensées sur l'ex-Gondwana), les flux moyens calculés pour la période du Panafricain (durée maximale de 200 Ma) sont également grands. Le calcul simple développé dans le Tableau 5.2 montre que les flux de carbone estimés d'après les rapports fluide/roche de l'ordre de 1, pour des X_{CO_2} variant de 0 à 1, sont du même ordre de grandeur que ceux estimés pour le dégazage des rides océaniques, estimé à $28 \pm 7 \cdot 10^{12}$ grammes de carbone/an, selon Zhang et Zindler (1993), d'après Javoy et al. (1986) ; Marty et Jambon (1987) ; Javoy et al. (1989).

TABLEAU 5.2 ESTIMATION DU FLUX DE CARBONE AYANT PERCOLÉ
À TRAVERS LES ZONES DE CISAILLEMENT MAJEURES

Structures:

- T : durée de orogénèse panafricaine ≈ 200 Ma
 L : longueur totale des zones de cisaillement majeures d'âge panafricain dans le Gondwana = 10^4 km;
 W : largeur moyenne des zones de cisaillement ≈ 30 km
 H : épaisseur crustale moyenne ≈ 30 km

$(1 \text{ km}^3 = 10^{15} \text{ cm}^3)$

Interactions fluide-roche:

$$F/R \approx 1$$

$$X_{CO_2} \approx 0.5$$

$$V_{molCO_2} = 43 \text{ cm}^3/\text{mol} \text{ (700}^\circ\text{C, 6 kb)}$$

$$M_{\text{carbone}} = 12 \text{ g/mol}$$

$$\begin{aligned} \text{Flux de carbone} &= \frac{W * H * L * F/R * X_{CO_2} * M_{\text{Carbone}}}{V_{\text{mol CO}_2} * T} \\ &= 6. 10^{12} \text{ grammes de carbone / an} \end{aligned}$$

Le flux calculé repose sur les hypothèses que tout le volume de la zone de cisaillement est le siège de l'infiltration, sur 30 km de large et 10 000 km de long, et que cette infiltration dure 200 Ma. Ce flux dépend avant tout de la longueur des zones de cisaillement et de la durée de l'infiltration. La durée de fonctionnement des zones de cisaillement en contexte granulitique et de l'ordre de 150 à 200 Ma (voir chapitres 3). Des durées plus courtes augmenteraient le flux, pour une même longueur. La longueur totale des zones de cisaillement majeures panafricaines connues à ce jour a été estimée à 10 000 km (ordre de grandeur). Le but de ce calcul est d'obtenir le flux associé à ces structures si elles présentent toutes les mêmes caractéristiques que celles de Madagascar. Que l'infiltration ait lieu dans tout le volume de la zone de cisaillement est une approximation ; nous avons vu en effet que les flux sont très hétérogènes dans cette zone de déformation qui est elle-même hétérogène. Les compositions isotopiques extrêmes d'une mylonite en sont un bon exemple. Cependant, la proportion des marbres isotopiquement modifiés parmi ceux existant dans les zones de cisaillement majeures devrait refléter le pourcentage de la zone de cisaillement effectivement infiltrée. Quatorze marbres sur quinze ont des compositions isotopiques significativement différentes de celles des marbres en dehors des zones de cisaillement, ce qui suggère que plus de 90% des zones de cisaillement majeures ont été infiltrées, en supposant que l'échantillonnage aléatoire des marbres, bien que réduit, est représentatif. Les rapports fluide/roche estimés, pour les marbres dans les zones de cisaillement majeures, sont de l'ordre de 1, pour des X_{CO_2} variables. Les marbres n'étant pas directement

connectés au manteau, force est de penser que toutes les roches des zones de cisaillement majeures ont connu des rapports fluide/roche similaires, le fluide pouvant se répartir entre les différentes lithologies en fonction de leur perméabilité respective. Les marbres ne sont pas considérés dans la littérature comme une lithologie particulièrement perméable*, mais aucune mesure n'existe en condition naturelle. Le rapport fluide/roche calculé pour les marbres me semble ainsi une approximation raisonnable pour l'ensemble des roches d'une zone de cisaillement majeure. Si les caractères d'infiltration observés à Madagascar se vérifient dans les autres zones de cisaillement majeures de Gondwana, ces zones sont désignées comme un maillon important du cycle du carbone et du dégazage du manteau, jusque-là négligé.

* Cette réputation vient du fait que les marbres conservent généralement des compositions isotopiques C-O similaires à celles des sédiments carbonatés tandis que les roches alentours montrent des signes d'infiltration.

6 PANORAMA DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'HYDROGÈNE

Les résultats présentés jusqu'à présent ont concerné le carbone et l'oxygène des roches, et des fluides ayant pu les infiltrer. L'influence de l'eau a été déduite indirectement du découplage entre carbone et oxygène et des larges variations de $\delta^{18}\text{O}$ sans grandes variations de $\delta^{13}\text{C}$. Les sources d'eau les plus probables dans les granulites, et celles de Madagascar en particulier, sont les réactions métamorphiques de dévolatilisation et la cristallisation de magmas, acides ou basiques. Les isotopes stables de l'hydrogène se sont révélés être un outil efficace pour pister certaines sources d'eau (Godfrey, 1962 ; Taylor, 1974 ; Sheppard, 1989). De nombreuses études de minéraux hydroxylés d'environnements géologiques variés et l'étude directe des fluides crustaux (eau météorique, eau de mer, eaux connées, inclusions fluides ...) ont montré des intervalles de compositions plus ou moins contrastées (voir par exemple Valley et al., 1986) qui peuvent servir, comme dans le cas du carbone et de l'oxygène, de base de référence. Cependant, à la différence du système carbonate marbre/manteau, les contrastes de compositions isotopiques de l'hydrogène ne sont pas aussi nets et les interprétations peuvent être équivoques.

Parmi les minéraux hydroxylés, les micas phlogopite occupent une place privilégiée à Madagascar (voir chapitre 3). D'importants gisements miniers existent dans la zone de cisaillement dite d'Ampanrandava (Figure 6.1). Ces minéralisations géantes sont un aspect de l'infiltration de fluide dans les zones de cisaillement majeures. Mon étude s'est focalisée sur deux points :

- la composition isotopique et la teneur en hydrogène et fluor des phlogopites des mines ;
- la composition isotopique de micas de lithologies et contextes structuraux variés, afin d'établir une référence isotopique locale pour une même famille minérale.

Le but recherché est d'examiner la possibilité de discriminer les eaux crustales des eaux mantelliques. J'ai ainsi analysé des phlogopites de marbres, de skarns dérivant de marbres, de

6. COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'HYDROGÈNE

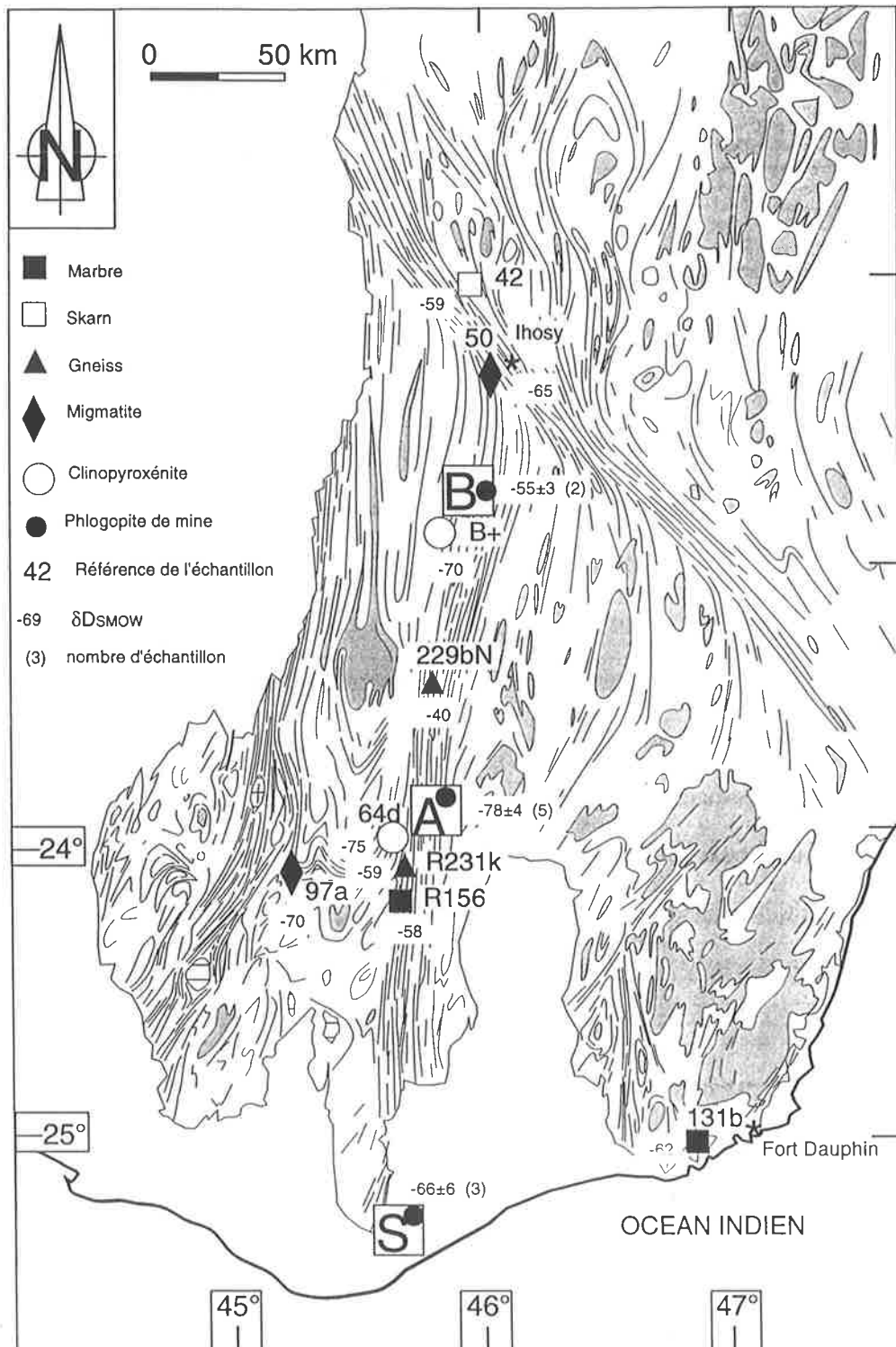


Figure 6.1 : Localisation des échantillons et composition isotopique de l'hydrogène des biotites de lithologies variées et des phlogopites des mines dans la zone de cisaillement dite d'Ampandrandava. Les lettres encadrées désignent les mines de phlogopite : Benato (B), Ampandrandava (A), Sakamasy (S).

clinopyroxénites et de gneiss. Ces mesures sont parmi les premières analyses isotopiques de l'hydrogène de minéraux hydratés du faciès granulite. Ce travail représente une étude exploratoire, d'où le petit nombre d'échantillons traités.

La méthode d'extraction (chauffage, oxydation de H₂ sur CuO, réduction de H₂O sur uranium) et d'analyse de l'hydrogène à partir des micas étant détaillée dans l'Annexe D, le paragraphe suivant (6.1) traite directement des résultats. Les teneurs en hydrogène des phlogopites des mines et leurs compositions isotopiques sont variables, et nous discuterons de la signification de cette variabilité dans le paragraphe (6.2), notamment en considérant les fortes teneurs en fluor de ces minéraux.

6.1 Compositions isotopiques des micas de lithologies variées

La Figure 6.1 présente la localisation des échantillons. Nos efforts ont porté sur les principaux gisements de phlogopite de Madagascar, tous trois situés le long de la zone de cisaillement majeure dite d'Ampanrandava, pour laquelle nous disposons également d'échantillons de lithologies variées prélevés le long. Trois échantillons sont situés à l'extérieur des zones de cisaillement. Les minéralisations géantes à phlogopite exploitées aujourd'hui dans les mines sont le reflet d'une infiltration de fluide dans la zone de cisaillement majeure et offrent un moyen d'étudier une composante du fluide infiltré via les compositions isotopiques de l'hydrogène. Les micas des lithologies variées échantillonnés le long de la zone de cisaillement sont destinés à donner un aperçu des compositions isotopiques et des teneurs en l'hydrogène dans la structure, en dehors des mines, et à être comparées avec les quelques échantillons pris en dehors des zones de cisaillement.

Les compositions isotopiques en deutérium des micas extraits de 2 gneiss, 2 clinopyroxénites, 2 marbres, 1 skarn et 2 migmatites, ainsi que les teneurs en hydrogène de ces minéraux sont présentées dans le Tableau 6.1. Les δD et teneurs en hydrogène de 10 échantillons de phlogopites provenant des trois plus grandes mines de Madagascar sont présentées dans le Tableau 6.2.

6. COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'HYDROGÈNE

TABLEAU 6.1 COMPOSITION ISOTOPIQUE ET TENEUR EN HYDROGÈNE DES MICAS DE LITHOLOGIES VARIÉES

Échantillon	Nature	Lithologie	Structure	Rendement ($\mu\text{mol}/\text{mg}$)	$\delta\text{H}_{\text{SMOW}}$
B+ 64d	phlogopite	clinopyroxénite	MSZ	1,08	-69,5
	phlogopite	clinopyroxénite	MSZ	1,39	-75,4
229bN R231k	phlogopite	gneiss à saphirine	MSZ	1,50	-40,3
	phlogopite	gneiss à saphirine	MSZ	1,54	-59,4
42	phlogopite	skarn	OSZ	2,04	-59,3
131b R156	phlogopite	marbre	OSZ	1,15	-62,5
	phlogopite	marbre	MSZ	1,55	-58,1
50 97a	biotite	migmatite (leucosome)	MSZ	1,54	-65,3
	biotite	migmatite (mélanosome)	OSZ	1,91	-70,0

TABLEAU 6.2 COMPOSITION ISOTOPIQUE ET TENEUR EN HYDROGÈNE DES PHLOGOPITES DES MINES

Échantillon	Rendement H ₂ ($\mu\text{mol}/\text{mg}$)	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$
<u>Mine de SAKAMASY</u>		
Sk72-3W*	1,48	-67,6
Sk72-7W	1,44	-71,9
Sk57-1W	1,44	-59,4
<u>Mine d'AMPANDRANDAVA</u>		
Am91-5	1,57	-74,1
Am91-6	1,81	-77,3
Am75-3	1,84	-83,8
Am121-10	1,63	-79,3
Amp	1,80	-75,8
<u>Mine de BENATO</u>		
cpxBen	1,07	-57,8
Ben2	1,18	-53,6

* SkZZ-XX et AmZZ-XX : ZZ indiquent la profondeur d'échantillonnage et XX une distance latérale dans la mine, respectivement pour Sakamasy (Sk) et Ampandrandava (Am)

La Figure 6.2 présente les compositions en deutérium des 19 micas en fonction de leur teneur en hydrogène. La Figure 6.1 replace les résultats dans leur contexte. Les compositions des phlogopites des mines et des micas des lithologies variées, dans et en dehors de la zone de cisaillement, sont $-52 < \delta D < -84\text{‰}$; seul un gneiss (229bN) montre une composition $\delta D \approx -40\text{‰}$. Les variations de δD entre micas de lithologies semblables, qui peuvent être éloignées de centaines de kilomètres (voir Figure 6.1), ne dépassent pas 6‰ , excepté pour les deux gneiss où la différence atteint 19‰ . Les variations de δD des phlogopites des mines sont inférieures à 13‰ pour une mine donnée. Les échantillons prélevés à quelques mètres les uns des autres montrent des variations inférieures à 5‰ , c'est à dire à la limite de la résolution analytique de 3‰ (Tableau 6.2 et Annexe D). Les compositions isotopiques et teneurs en hydrogène permettent de distinguer sans ambiguïté les trois sites : du nord au sud, Benato ($\delta D \approx -55 \pm 3\text{‰}$, moyenne et écart-type), Ampandrandava ($\delta D \approx -78 \pm 4\text{‰}$) et Sakamasy ($\delta D \approx -66 \pm 6\text{‰}$). Ce sont respectivement les sites B, A et S sur la Figure 6.1. Les paragraphes suivants (6.2 et 6.3) reviendront en détail sur ces gisements.

Les teneurs en hydrogène sont faibles en comparaison avec la valeur théorique maximale de $2.4 \mu\text{mol/mg}$, et varient de 1.07 à $2.04 \mu\text{mol/mg}$, à cause de la substitution des groupements OH par le fluor et le chlore. De plus, le nombre d'ions OH + F + Cl, s'il est idéalement de 4 pour une phlogopite, n'est pas fixé et ces sites peuvent être partiellement vides. Les biotites des gneiss, granites et skarns de Madagascar sont riches en fluor (Moine et al., 1996), comme les phlogopites des mines (Stern et Klein, 1983).

La gamme des compositions isotopiques mesurées pour les micas de Madagascar est relativement limitée, quels que soient la lithologie et le contexte structural. Leurs δD sont à l'intérieur de l'intervalle des valeurs mesurées pour les roches métamorphiques en général, et celles dites de "haut grade métamorphique" en particulier (O'Neil et Ghent, 1975 ; Hoernes et Hoffer, 1979 ; Wickham et al., 1991). Aucun de ces travaux ne traite de granulites mais de roches de faciès amphibolite supérieur ($\approx 3-6 \text{ kbar}$, $\approx 600^\circ\text{C}$), proche des granulites. Ces compositions isotopiques des micas de Madagascar sont également indiscernables de celles des phlogopites d'origine mantellique, qui varient entre -30 et -80‰ (Sheppard et Epstein, 1970; Sheppard et Dawson, 1975; Boettcher et O'Neil, 1980; Moine, 1996). Cela ne permet pas de

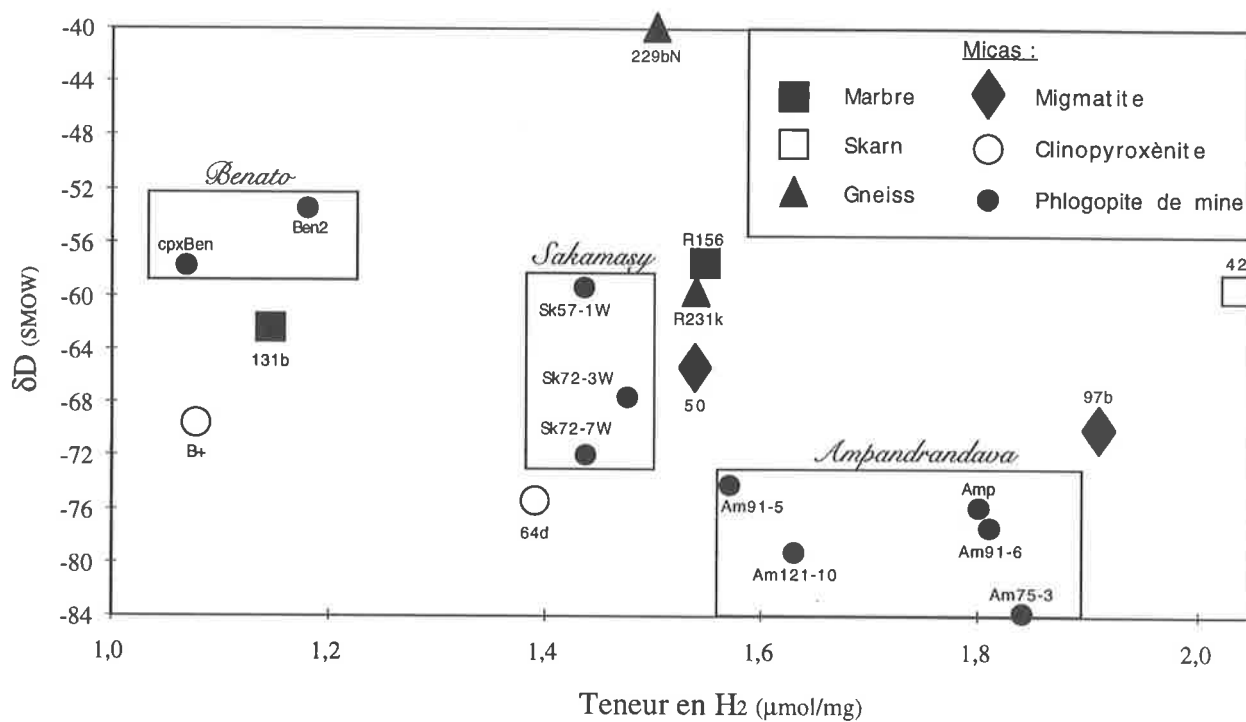


Figure 6.2 : Compositions isotopiques de l'hydrogène des biotites en fonction des rendements en hydrogène à l'extraction. Les symboles renvoient aux lithologies (voir encadré). Les trois cadres délimitent les compositions des phlogopites des mines de Benato, Ampandrandava et Sakamasy.

conclure quant à une éventuelle composante mantellique de l'eau infiltrée dans les zones de cisaillement comme étant à l'origine des gisements de phlogopites. L'infiltration de CO₂ en partie d'origine mantellique a été mise en évidence dans les zones de cisaillement majeures et une infiltration d'eau est également requise (voir chapitre 4). Bien que l'eau soit un volatil majeur du manteau (voir chapitres 1 et 2, et Thompson, 1992), nous ne pouvons pas prouver l'origine mantellique d'une partie de cette eau. Si une infiltration d'eau mantellique a eu lieu dans les zones de cisaillement majeures, elle n'a pas eu pour effet d'homogénéiser les compositions isotopiques de l'hydrogène, soit parce que les quantités infiltrées étaient faibles et non uniformément réparties, soit parce que les échanges se sont faits à des températures variables.

6.2 Hydrogène et fluor des phlogopites des mines

Dix échantillons de phlogopites des trois plus grandes mines de phlogopites de Madagascar ont été analysés. Les phlogopites des mines de Sakamasy et d'Ampanrandava ont bénéficié d'une étude minutieuse de leurs compositions chimiques en éléments majeurs, et en fluor (Tableau 6.3, extrait de Stern et Klein, 1983). Sept échantillons ont été aimablement donnés par le Professeur W. Stern (Université de Bâle), et leur composition en deutérium a ainsi pu être déterminée. La variabilité des compositions chimiques, notamment du fluor, est nette entre les deux sites miniers : les phlogopites de Sakamasy sont riches en fluor, alors que celles d'Ampanrandava sont plus pauvres, avec des teneurs respectivement de 1.8 à 2.6 et de 0.95 à 1.7 % en masse (Tableau 6.3). La variabilité chimique au sein d'une même mine n'a pas pu être interprétée en terme de localisation dans la mine (Stern et Klein, 1983) (variations de profondeur, de distance le long des veines ...), notamment parce que la faible variabilité des compositions chimiques est du même ordre que l'incertitude sur les mesures. Les profondeurs de -75, -91, -121 et -57, -72 m ont été échantillonnées respectivement à Ampanrandava et Sakamasy.

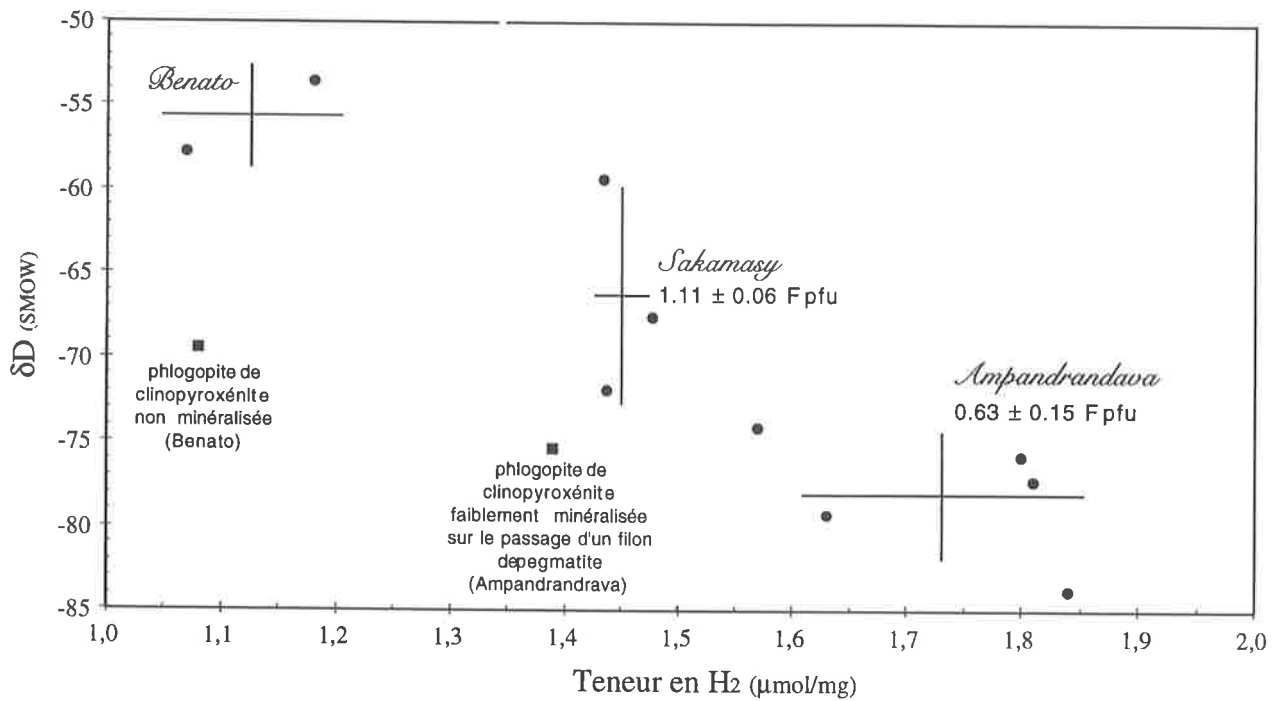


Figure 6.3 : Compositions isotopiques de l'hydrogène des phlogopites des mines de Benato, Sakamasy et Ampandrandava, reportées en fonction de leur teneur en hydrogène. Les barres représentent l'écart-type ($\pm 1\sigma$) des compositions isotopiques et teneurs en hydrogène centré sur la moyenne, pour chacune des trois mines. Les teneurs en fluor (pfu : per formula unit) des phlogopites des mines de Sakamasy et Ampandrandava ($\pm 1\sigma$) sont également précisées.

Cette étude des micas des mines est intéressante à plusieurs titres. Elle offre à la fois l'opportunité d'un regard sur l'hydrogène des fluides infiltrés dans les zones de cisaillement, et d'une étude de l'influence de la teneur en fluor (importante dans ces micas), en OH et en divers cations sur la composition en deutérium des phlogopites. L'effet de la composition chimique des minéraux hydroxylés sur le fractionnement minéral-eau a été étudié, pour de très larges gammes de compositions par Suzuoki et Epstein (1979). Je saisis l'opportunité des analyses chimiques de Stern et Klein (1983) pour présenter une étude dans une gamme de compositions beaucoup plus réduite d'un pôle minéral, les phlogopites.

La Figure 6.3 reprend les données du Tableau 6.2 et de la Figure 6.2, en mettant l'accent uniquement sur les phlogopites des mines. La corrélation négative entre δD et teneur en hydrogène, si elle apparaît clairement pour l'ensemble des mines, l'est moins à l'intérieur de chaque site. Les minerais de phlogopite montrent des teneurs et des compositions isotopiques en hydrogène distinctes pour chacun des trois sites, distants d'environ 150 km le long de la zone de cisaillement majeure. Les teneurs en fluor plus fortes à Sakamasy (1.11 ± 0.06 F pfu) qu'à Ampandrandava (0.63 ± 0.15 F pfu) sont associées à des δD décroissants d'une mine à l'autre ; les teneurs en fluor des phlogopites de la mine de Benato sont en cours de mesure. Les analyses chimiques n'ont pas la résolution nécessaire à l'établissement de corrélations entre δD et teneur en fluor pour les micas d'une même mine.

Les minerais de phlogopite (de taille décimétrique à métrique) proviennent de minéralisations qui naissent au sein des clinopyroxénites, qui elles-mêmes proviennent de la métasomatose des metabasites (voir chapitre 3). Les phlogopites (de taille millimétrique) d'une clinopyroxénite non minéralisée échantillonnée sur le site de Benato ont été analysées (Figure 6.3). Elles montrent une teneur en hydrogène similaire à celle des deux échantillons de minerai, mais un $\delta D \approx -70\text{‰}$. Les minéralisations à phlogopite ont un δD 15% plus élevé que celles de la roche-mère. Ces observations tendent à montrer que des mélanges de fluides crustaux (métamorphiques et/ou magmatiques) ou mantelliques ont eu lieu. À l'inverse, les phlogopites d'une clinopyroxénite minéralisée au passage d'un filon de pegmatite au voisinage de la mine d'Ampandrandava montrent une composition isotopique similaire à celle des phlogopites de la

6. COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'HYDROGÈNE

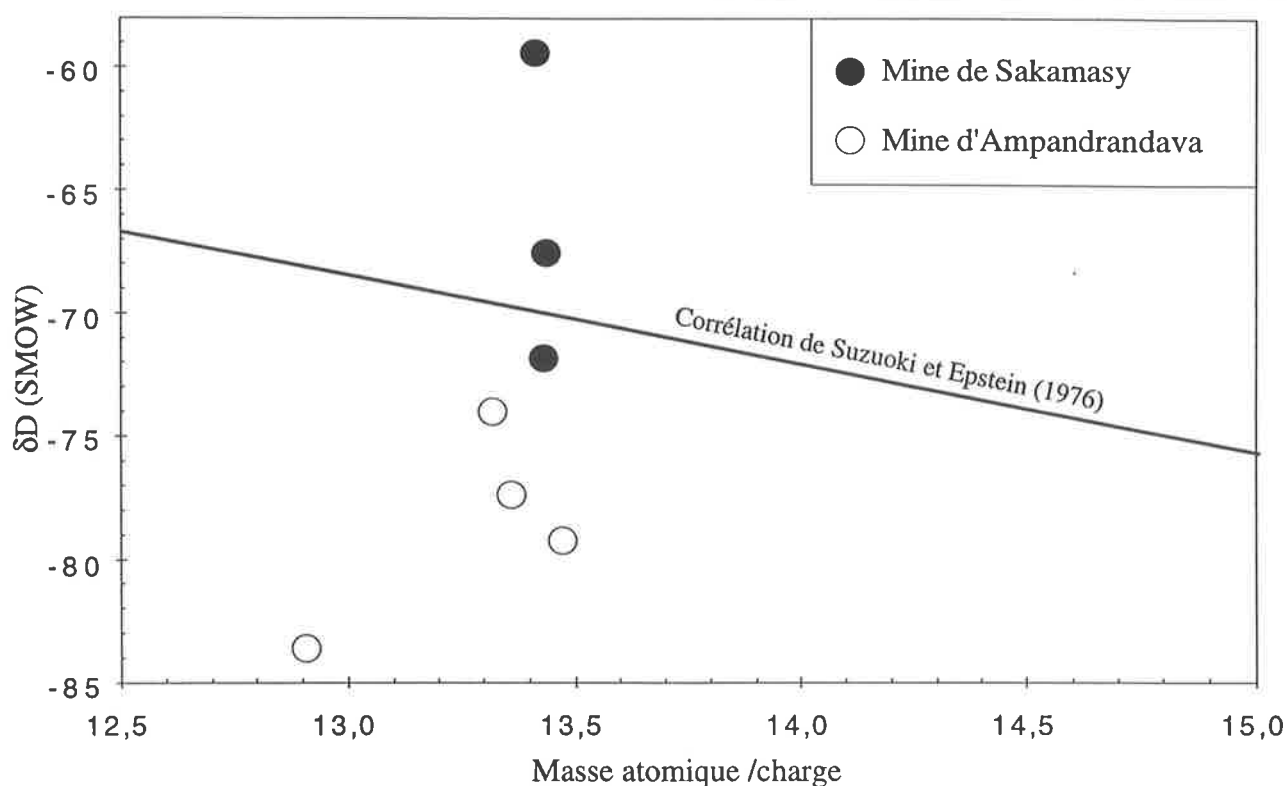


Figure 6.4 : Compositions isotopiques de l'hydrogène des phlogopites des mines en fonction du rapport masse atomique totale / charge totale de leurs cations octaédriques. La corrélation entre le fractionnement isotopique et le rapport masse/ charge déterminée par Suzuki et Epstein (1976) est reportée. L'ordonnée à l'origine est arbitraire, seule la pente compte, puisqu'il s'agit d'une relation impliquant le fractionnement et non le rapport isotopique.

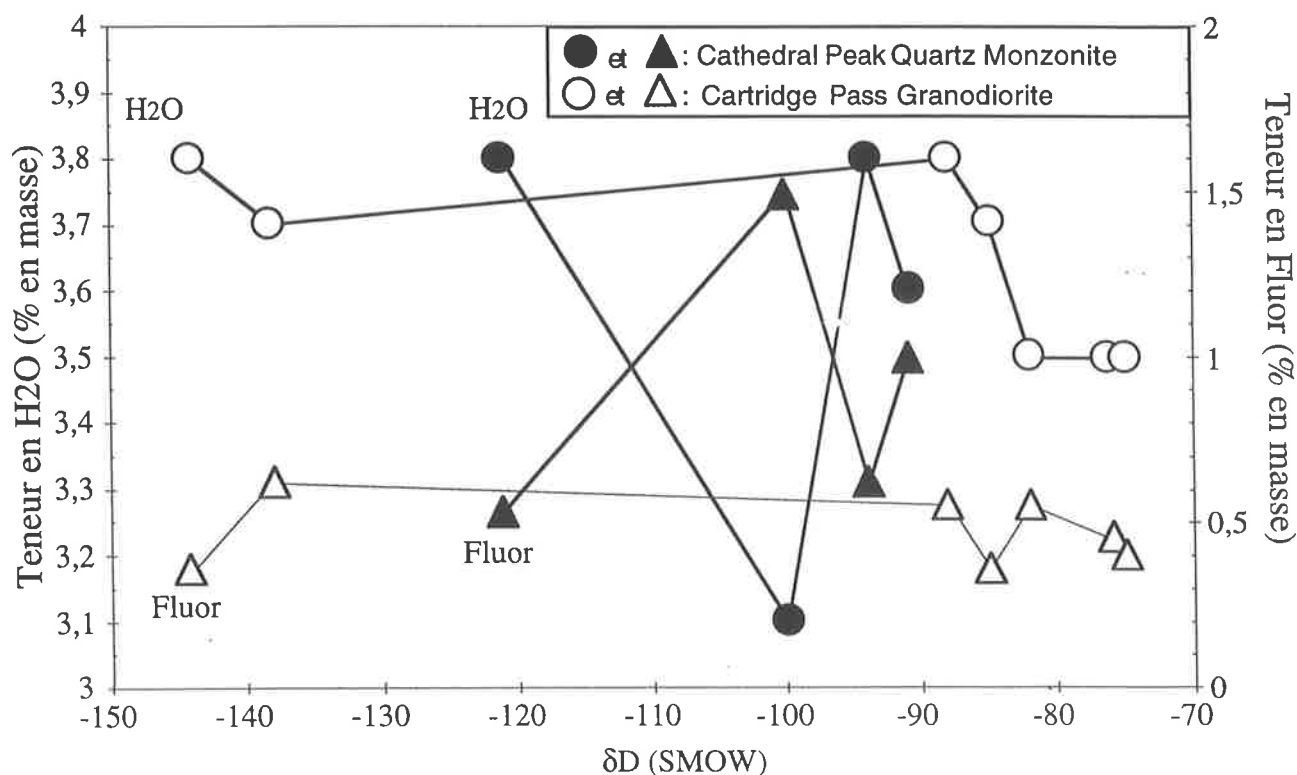


Figure 6.5 : Relations entre compositions isotopiques de l'hydrogène (δD) et teneurs en H₂O (ronds) et fluor (triangles) pour les biotites de deux granitoïdes : Cathedral Peak quartz monzonite (en noir) et Cartridge Pass granodiorite (en blanc). Données d'après Godfrey (1962).

mine. Cela suggère que ses roches ont partagé le même fluide minéralisateur, à une dizaine de kilomètres d'intervalle.

Les teneurs en hydrogène des micas sont liées à la composition du fluide, via la compétition entre halogène et OH ou via la composition en cation du mica. Les teneurs en hydrogène semblables des échantillons des trois mines suggèrent que la composition chimique du fluide était tamponnée sur des distances de l'ordre de plusieurs kilomètres.

Les variations de δD des phlogopites peuvent provenir :

- (1) de la composition isotopique du fluide en équilibre avec les micas,
- (2) de la composition chimique du fluide,
- (3) de la composition chimique des micas.

En particulier, les teneurs en cations influencent la distribution des volatils dans les micas (Robert et al., 1993). Cette modification de la distribution des atomes d'hydrogène peut être responsable de variations du fractionnement isotopique entre micas et eau. Suzuoki et Epstein (1979) ont montré que les fractionnements entre l'eau et les biotites de la solution solide annite-phlogopite dépendent étroitement du rapport (masse atomique / charge) des cations octaédriques du mica considéré. Ce rapport varie entre 12 et 28 pour la solution solide phlogopite-annite, mais ne varie qu'entre 12.9 et 13.5 pour les phlogopites de Madagascar. Pour une telle valeur du rapport masse atomique/charge, le fractionnement phlogopite-eau à 750°C est d'environ -5‰. La Figure 6.4 montre que la variation du rapport masse / charge ne peut pas expliquer les variations isotopiques mesurées et qu'un ou plusieurs autres paramètres sont impliqués dans ces variations isotopiques.

Les teneurs en fluor et en chlore influencent également la teneur en OH et leur distribution dans les micas. Elles sont donc susceptibles de modifier les fractionnements entre micas et eau. Cependant, l'étude pionnière de Godfrey (1962), sur les biotites de granites californiens, n'a pas permis d'identifier de relation claire entre teneur en fluor et δD . Cette possibilité n'a pas été réexaminée depuis. La Figure 6.5 reprend les données de Godfrey pour les biotites de deux granitoïdes, et présentent les relations entre δD et teneurs en H₂O et fluor. La symétrie imparfaite des deux séries de courbes, pour H₂O et le fluor, suggère que d'autres facteurs interviennent dans ces relations, en particulier les teneurs en cations, en chlore, et le fait

TABLEAU 6.3 COMPOSITIONS CHIMIQUES ET RENDEMENTS EN HYDROGÈNE DES PHLOGOPITES DES MINES

Échantillon	Am75-3	Am91-5	Am91-6	Am121-10	Sk57-1w	Sk72-3W	Sk72-7W
SiO ₂	39,00	38,60	38,20	38,30	38,40	38,00	37,40
Al ₂ O ₃	16,40	16,00	16,30	16,20	16,70	16,00	16,20
Fe ₂ O ₃	2,51	2,44	2,37	2,52	1,78	2,21	2,56
FeO	3,6	3,6	3,6	3,6	4,2	4,2	4,20
MnO	0,16	0,18	0,18	0,17	0,09	0,05	0,07
MgO	23,60	23,10	23,60	23,40	23,80	23,00	22,70
CaO	0,13	0,00	0,05	0,12	0,02	0,00	0,02
Na ₂ O	0,30	0,20	0,30	0,30	0,10	0,10	0,10
K ₂ O	10,09	10,15	9,98	9,86	10,27	10,19	10,14
TiO ₂	1,21	1,13	1,18	1,21	0,87	0,95	0,94
Rb ₂ O	0,06	0,06	0,07	0,00	0,07	0,07	0,09
H ₂ O	1,30	3,30	3,20	3,90	3,10	2,60	2,00
Cl	0,06	0,06	0,05	0,08	0,08	0,07	0,07
F	1,55	0,95	1,70	1,40	2,50	2,30	2,50
O=F,Cl	0,67	0,41	0,73	0,61	1,07	0,98	1,07
sum	99,30	99,36	100,05	100,45	100,91	98,76	97,92
Si	5,837	5,555	5,452	5,409	5,429	5,526	5,525
Al	2,893	2,713	2,742	2,696	2,782	2,742	2,821
Fe ₃₊	0,283	0,264	0,255	0,268	0,189	0,242	0,285
Fe ₂₊	0,45	0,43	0,43	0,43	0,50	0,51	0,519
Mn	0,020	0,022	0,022	0,020	0,011	0,006	0,009
Mg	5,266	4,956	5,022	4,927	5,016	4,986	5,000
Ca	0,021	0,000	0,008	0,018	0,003	0,000	0,003
Na	0,087	0,056	0,083	0,082	0,027	0,028	0,029
K	1,926	1,863	1,817	1,776	1,852	1,890	1,911
Ti	0,136	0,122	0,127	0,129	0,093	0,104	0,104
Rb	0,006	0,006	0,006	0,000	0,006	0,007	0,009
OH perte au feu	1,271	3,167	3,047	3,674	2,923	2,522	1,971
OH extrait H ₂	3,344	2,718	3,116	2,761	2,457	2,569	2,541
Cl	0,015	0,015	0,012	0,019	0,019	0,017	0,018
F	0,719	0,432	0,767	0,625	1,118	1,058	1,168
XF *	0,179	0,137	0,197	0,184	0,311	0,290	0,313
H ₂ perte au feu, μmol/mg	0,73	1,84	1,78	2,16	1,71	1,46	1,13
H ₂ extrait, μmol/mg	1,83	1,57	1,81	1,63	1,44	1,48	1,44
δD (SMOW)	-83.8	-74.1	-77.3	-79.3	-59.4	-67.6	-71.9

* $XF = F / (OH + F + Cl)$, où OH est la valeur mesurée lors de l'extraction avant analyse isotopique

que le site peut être partiellement vide. Aucune relation simple n'apparaît à la lecture de ce diagramme. La gamme des variations de la teneur en fluor des micas de Godfrey est similaire à celle enregistrée dans les micas malgaches. Par contre, les variations des compositions isotopiques sont de presque 70‰ dans les micas de Godfrey, alors qu'elles ne dépassent pas 13‰ pour une mine donnée, et 30‰ pour l'ensemble des trois mines de phlogopite. Godfrey concluait que les micas qu'il étudiait avaient interagi avec des fluides à δD très différents et que ces échanges masquaient l'éventuelle influence de la composition chimique des micas sur leur composition isotopique.

Les données de la Figure 6.3 suggèrent pourtant qu'il peut exister une relation entre teneur en hydrogène et δD des phlogopites, à condition que ces variations soient attribuées au minéral et non au fluide en équilibre avec le minéral. Les analyses en H_2O , F et Cl des micas sont délicates et souvent entachées d'erreurs (Stern et Klein, 1983). Les analyses produites par Stern et Klein (1983) et rassemblées dans le Tableau 6.3 ont été effectuées par fluorescence X, avec électrode sélective pour le fluor. Les incertitudes sur les compositions en fluor sont de ± 0.2 (% en masse, 1σ), et sont du même ordre que la variabilité des teneurs mesurées au sein d'une même mine. Les incertitudes sur les compositions en chlore ne sont pas données, et sont certainement plus importantes, du fait de leurs plus faibles teneurs. Si les analyses du fluor sont relativement précises, la teneur en eau, obtenue par des méthodes de perte au feu plus ou moins sophistiquées (Stern et Klein, 1983), n'est pas fiable. Par contre, l'extraction de l'eau des biotites par chauffage sous vide, utilisée pour produire l'hydrogène qui sera analysé pour son rapport D/H (voir Annexe D) est une méthode précise de dosage de l'eau des micas. La différence entre teneurs en hydrogène calculées (Tableau 6.3) d'après l'analyse en eau de Stern et Klein, et teneurs en hydrogène directement mesurées au manomètre lors de l'extraction est représentée sur la Figure 6.6. L'accord entre les deux méthodes n'est obtenu que pour 2 mesures sur 7. La variabilité des teneurs en hydrogène (0.7 à 2.2 $\mu\text{mol } H_2 / \text{mg}$) obtenue par Stern et Klein n'est pas retrouvée par nos extractions (1.4 à 1.8 $\mu\text{mol } H_2 / \text{mg}$).

Pour analyser les relations entre δD et teneur en volatils des micas, il faut pouvoir s'affranchir du problème de la variation de composition du fluide en équilibre avec les micas. La température n'est pas sensée intervenir, puisqu'elle est homogène d'après les déterminations

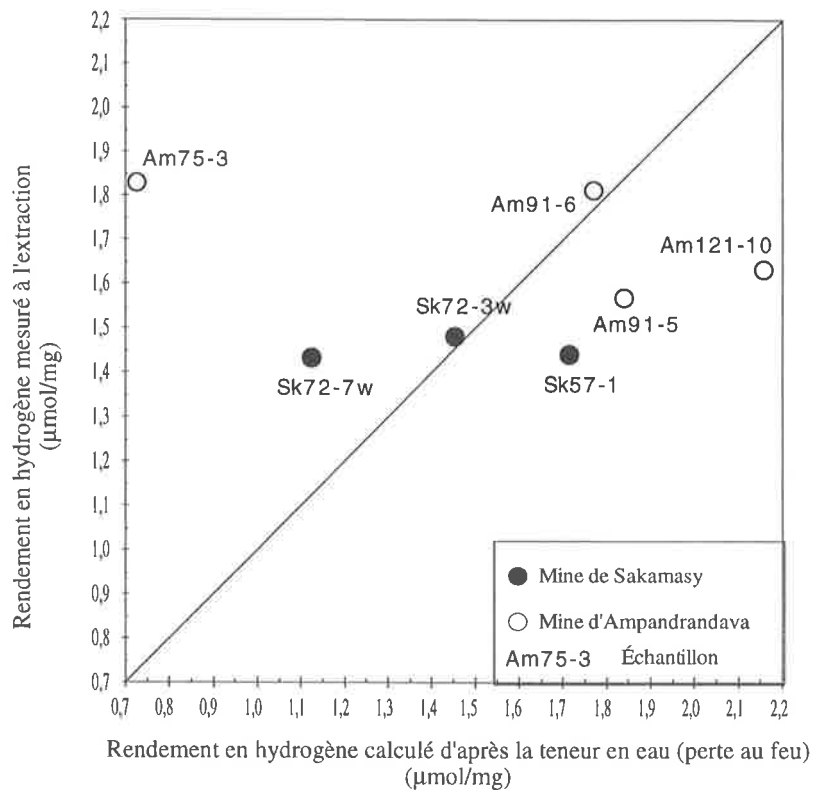


Figure 6.6 : Comparaison des rendements en hydrogène mesurés par perte au feu (Stern et Klein, 1983) et mesurés à l'extraction pour analyse isotopique (cette étude).

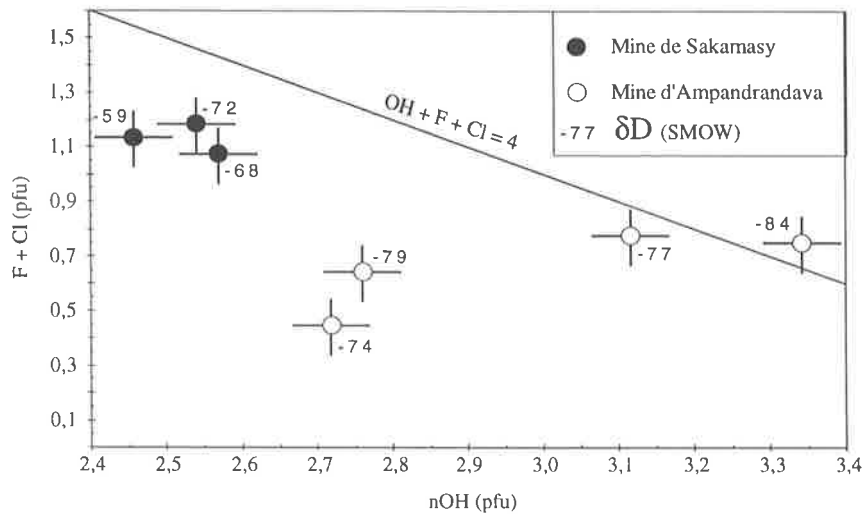


Figure 6.7 : Composition en volatils des phlogopites des mines de Sakamasy et Ampanrandava et comparaison avec les phlogopites idéales correspondantes, dont la somme $OH + F + Cl = 4$ (pfu, per formula unit). L'analyse des halogènes provient de Stern et Klein (1983), la teneur en OH (pfu) est calculée à partir des rendements en hydrogène lors de l'extraction pour analyse isotopique (cette étude).

thermométriques (voir chapitre 3). Néanmoins, en supposant que les phlogopites de la mine de Sakamasy se sont équilibrées isotopiquement avec le même fluide, l'écart de 13‰ impliquerait une variation de température d'environ 200°C. Le problème d'une composition variable du fluide peut se restreindre en étudiant les relations entre δD et volatils pour une mine donnée, voire pour des échantillons prélevés à l'échelle du mètre, pour lesquels les risques d'une variation importante de la composition isotopique du fluide sont moins forts.

Gardons cette limitation à l'esprit et raisonnant dans l'autre sens. Si la composition isotopique du fluide et la température ne sont pas impliquées dans les variations isotopiques des micas, les relations entre δD et volatils devraient se décomposer en un effet de la teneur en hydrogène et un effet de la position qu'occupent les atomes d'hydrogène dans les sites du mica. La teneur en hydrogène du mica varie en fonction de la teneur en halogènes et du taux de remplissage des sites (nombre d'ions OH + F + Cl pfu). Les sites peuvent être partiellement vides, comme illustré dans la Figure 6.7, où la somme des volatils est inférieure ou égale à 4 (phlogopite idéale). L'écart à l'idéalité (OH + F + Cl = 4) n'est pas corrélé à la composition isotopique de l'hydrogène (Figure 6.7).

Si les variations isotopiques des micas sont liées à la composition chimique du minéral, elles proviennent alors vraisemblablement de la répartition des OH dans les différents sites. La distribution des OH dépend de la nature des cations dans les sites premiers, deuxièmes et troisièmes voisins, respectivement les sites octaédriques, tétraédriques et les cations alcalins ou alcalino-terreux situés face aux atomes d'hydrogène (Robert, 1996). Les cations tétraédriques et octaédriques de charge $>2+$ ont une action déterminante sur la position et le nombre des OH ; ils sont peut-être l'origine du fractionnement isotopique de l'hydrogène. La Figure 6.8 présente six diagrammes qui permettent de tester cette hypothèse. Ces diagrammes représentent les variations de la composition isotopique de l'hydrogène en fonction des divers paramètres évoqués ci-dessus : les teneurs en OH, en fluor, la proportion de Fe³⁺, les teneurs en TiO₂, K₂O et SiO₂. Hormis OH et F, ces paramètres sont classés dans l'ordre attendu de leur effet sur le fractionnement isotopique. Les teneurs en fer II et fer III n'ont pas été mesurées par Stern et Klein mais seulement recalculées. L'aluminium, intéressant pour sa charge (3+), se partage entre site tétraédrique et octaédrique; son utilisation est donc plus complexe et n'a pas été

6. COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'HYDROGÈNE

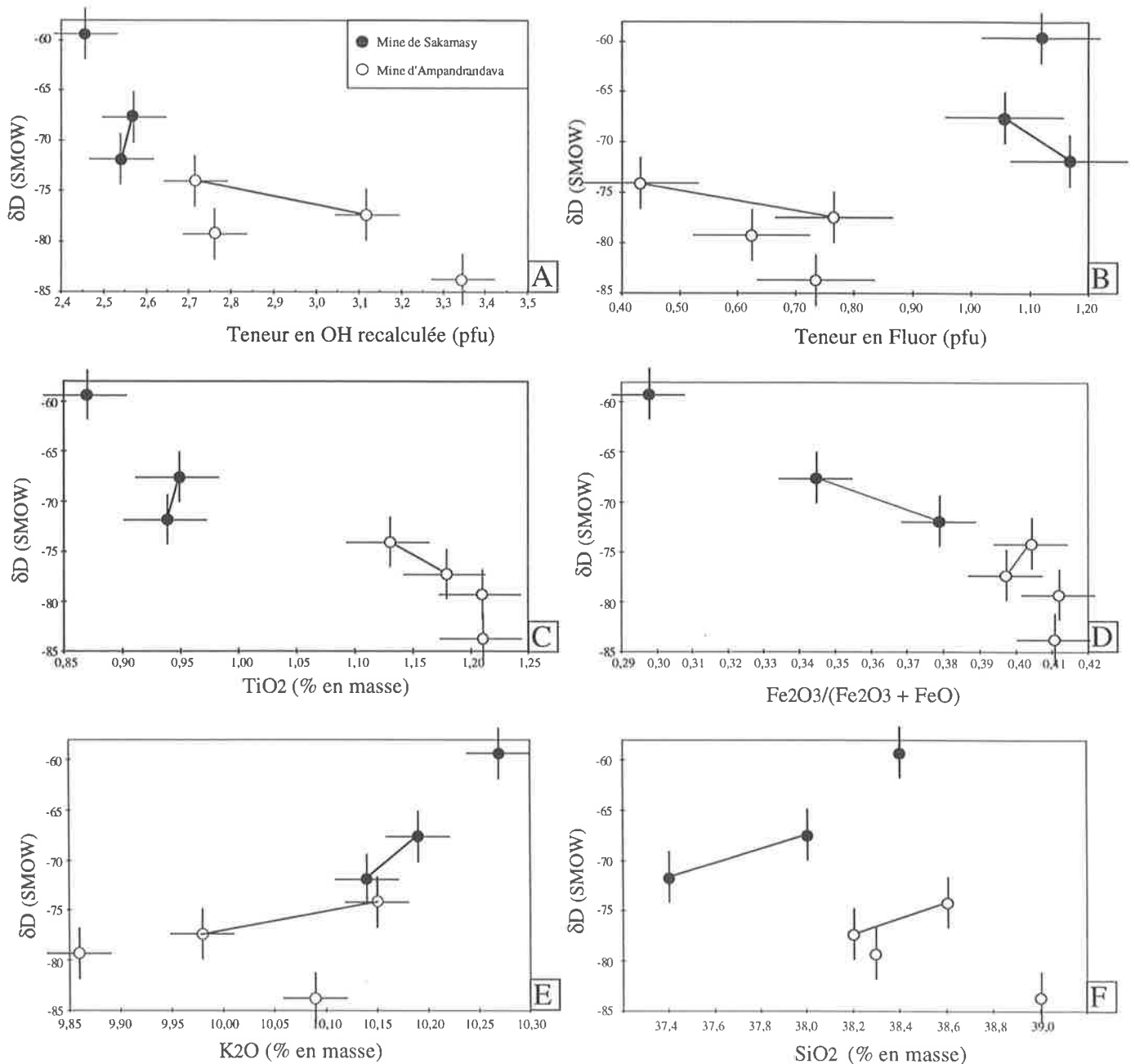


Figure 6.8 : Relations entre compositions isotopiques de l'hydrogène des phlogopites des mines (Sakamasy et Ampandrandava) et teneurs en volatils (A, hydroxyl; B, fluor) ; teneurs en divers cations à influence supposée décroissante sur le groupement OH (voir texte): C, titane (TiO₂) ; D, proportion de fer III par rapport au fer II ; E, potassium (K₂O) , F, silicium (SiO₂).

retenue. Les résultats sont donnés pour les mines d'Ampandrandava (ronds blancs) et de Sakamasy (ronds noirs). Les échantillons prélevés à l'échelle du mètre sont reliés par un segment de droite. Les Figures 6.8 A et B rappellent les relations entre δD et teneurs en OH et F. Les cations octaédriques de charge $>2+$ (Ti^{4+} et Fe^{3+}) semblent avoir une influence sur la composition isotopique de l'hydrogène (Figure 6.8 C et D), alors qu'un cation divalent en site tétraédrique (par exemple le silicium, Figure 6.8 F) ne montre pas autant d'influence sur la composition isotopique de l'hydrogène. La teneur en cation alcalin (K^+ , Figure 6.8 E) semble également être en relation avec le δD , en accord avec les liens que ces cations peuvent avoir avec les atomes d'hydrogène, contrairement au silicium. Les relations entre δD et cations correspondent à celles prédites d'après l'influence des cations sur les teneurs en OH et leur répartition dans les phlogopites. Ces relations suggèrent qu'il existe un fractionnement isotopique fonction de la composition chimique des phlogopites.

Le fait qu'une même teneur en OH, F, Ti^{4+} , Fe^{3+} et K^+ ne conduise pas à l'obtention de valeurs δD très dispersées (Figure 6.8 A, B, C, D et E) suggère que l'effet des variations de composition isotopique de l'hydrogène du fluide entre pour moins de 10‰ dans les relations observées, alors que les variations totales observées atteignent 25‰. Deux teneurs en SiO_2 très proches pour deux phlogopites de deux mines différentes (38 et 38.2 % SiO_2 en masse, Figure 6.8 F), montrent la même différence de 10‰. L'influence de la composition chimique des phlogopites sur le fractionnement isotopique de l'hydrogène serait donc important ($\approx 15‰$). Nul doute qu'une étude sur minéraux de synthèse (Robert et al., 1993; Hammouda et al., 1995) des fractionnements engendrés par les variations de composition chimique des phlogopites et la substitution en fluor permettrait de préciser le cadre général dessiné par cette étude.

6.3 Conclusion à l'étude des compositions isotopiques et teneurs en l'hydrogène

L'utilisation des compositions isotopiques de l'hydrogène des micas pour pister les échanges entre réservoirs crustaux et mantelliques dans les granulites malgaches a moins de résolution que n'en offrent le carbone et l'oxygène des carbonates. Il n'est pas possible de distinguer une origine mantellique ou crustal (métamorphique/magmatique) pour la fraction d'eau qui a circulé dans les zones de cisaillement majeures. Les compositions isotopiques des micas de lithologies variées, pris en dehors et dans une zone de cisaillement majeure montrent relativement peu de variabilité. Les teneurs en hydrogène des phlogopites des mines sont également peu variables pour une localité donnée (moins de 13‰), sur des distances de l'ordre du kilomètre. La faible variabilité entre isotopes de l'hydrogène des micas d'une lithologie donnée, entre zone de cisaillement extérieur, comme au sein de la zone de cisaillement, suggère que la composition isotopique de l'eau, quelle que soit son origine, est tamponnée localement par la lithologie. Les rapports eau/roche seraient donc faibles.

Une partie de la variabilité des compositions isotopiques de l'hydrogène peut s'expliquer par la variation des teneurs en OH et de leur distribution au sein du mica. Cette variation est liée aux teneurs en halogènes et cations des phlogopites. L'étude préliminaire des relations entre δD et teneurs en OH, F, teneurs en cations octaédriques de charges $>2+$, et teneurs en alcalin demanderaient à être précisées à partir d'une étude expérimentale, afin de mieux contraindre la température et les paramètres de composition du fluide. Une meilleure résolution des analyses chimiques, notamment du fluor et du fer III est également nécessaire.

Le fluor est présent en quantité importante dans les phlogopites des mines (Stern et Klein, 1983), mais aussi dans les micas d'un grand nombre de lithologies de faciès granulite à Madagascar (Moine et al., 1996) ainsi que dans les clinohumites formées à partir des forstérites durant la rétro-morphose des marbres (Rosen et Raith, 1995). Le fluor est reconnu comme un agent de transport efficace des Terres Rares (Pan et Fleet, 1996), il est étroitement associé à la formation des gisements de phlogopites (riches en fluor), et leur cortège de minéraux accessoires (apatite, fluorite). Les phlogopites peuvent être utilisées en tant que fluorimètre

(Aksyuk et Zhukovskaya, 1994) mais nécessitent de connaître l'activité en eau. Si l'on suppose que $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$, les molalités de HF calculées à 750°C varient entre $3 \cdot 10^{-3}$ et $9 \cdot 10^{-3} \text{ mol/dm}^3$. Ces valeurs sont similaires à celles communément calculées d'après les phlogopites riches en fluor d'environnements métasomatiques ou métamorphiques régionaux du faciès granulite (Aksyuk et Zhukovskaya, 1994).

7. ENRACINEMENT LITHOSPHERIQUE DES ZONES DE CISAILLEMENT MAJEURES

Un flux de CO₂ d'origine mantellique a été mis en évidence dans les zones de cisaillement majeures (chapitre 4). Ce flux n'est pas lié au simple dégazage des intrusions basiques que l'on peut observer dans la croûte, mais proviendrait directement du manteau. Cette indication indirecte de l'enracinement des zones de cisaillement majeures dans le manteau mérite d'être testée par une observation indépendante. La gravimétrie, par les anomalies de Bouguer, permet d'obtenir une image de la topographie du Moho. Les zones de cisaillement majeures correspondent à une topographie élevée. Elles déforment le Moho et leur extension en profondeur dépasse donc la croûte continentale. Ce sont donc des structures lithosphériques. Très peu d'études ont présenté la géométrie tridimensionnelle des grandes zones de cisaillement et prouvé leur enracinement lithosphérique. Je présente d'abord la méthode et les résultats, qui dépassent le cadre de Madagascar, puis en examine les conséquences.

7.1 Zones de cisaillement d'échelle lithosphérique et connexions manteau-croûte (article)

Cet article est sous presse à Tectonophysics.

Lithospheric shear zones and mantle-crust connections

É. Pili^{1*}, Y. Ricard¹, J.-M. Lardeaux^{1,2}, S.M.F. Sheppard¹

¹ Laboratoire de Science de la Terre -URA CNRS 726, ENS Lyon and UCB Lyon I - École Normale Supérieure de Lyon - F-69007 Lyon - France

² Laboratoire de Pétrologie et Tectonique - Université de Lyon - F-69100 Villeurbanne - France

* to whom correspondence should be addressed

Abstract

A crustal-scale ductile shear zone network in the Precambrian granulite facies crust of Madagascar is examined to determine the nature of the connections between the mantle and lower crust. Based on three independent data sets - field and satellite mapping, C- and O-isotope geochemistry and gravimetry - this crust is divided into three zones: (1) outside of shear zones, (2) minor shear zones that are less than 140 km long and 7 km wide, and (3) major shear zones that are more than 350 km long (up to 1000 km) and 20-35 km wide. The mantle is uplifted by about 10 km beneath the major shear zones. The major shear zones are rooted in and are inferred to be controlled by the mantle; they directly tapped mantle-derived CO₂. The small-scale minor shear zones were controlled by crustal processes and focused crustally-derived H₂O-rich±CO₂ fluids. The regular distribution of the shear zones on a crustal scale is in agreement with models of buckling of the continental lithosphere in a compressional context. The propagation of these mechanical instabilities promoted and channeled fluid flow. These major Pan-African shear zones thinned the crust and were reactivated during the subsequent drifting of Madagascar and opening of the Indian Ocean during Jurassic to Cretaceous times. They also controlled many of the brittle fault zones in the overlying sedimentary basins. Mantle-rooted large-scale shear zones are inferred to be a general feature of cratonic areas reactivated by shear zone systems.

1. Introduction

Deformation of the continental lithosphere is principally concentrated, at all scales, in networks of shear zones (Bak et al., 1975; Tapponier and Molnar, 1977; Carreras et al., 1980 and references therein; Caby et al., 1991). Brittle, brittle-ductile or ductile shear zones are known in various lithologies and structural levels (Ramsay, 1980) down to the upper mantle (Vissers et al., 1991). Shear zones are narrow, planar, sub-parallel sided domains where strain was concentrated relative to their surrounding regions (Ramsay, 1980). Numerous investigations of their geometry and microstructures as well as finite and progressive shear strain and strain localization analyses have been carried out since the 1970's (e.g. Ramsay and Graham, 1970; Schmidt, 1982; Ramsay and Huber, 1983; Rutter and Brodie, 1988; Dutruge et

al., 1995 and references therein). The termination of shear zones, however, is poorly documented despite some efforts (Simpson, 1983; Ingles, 1986; Vauchez and Egydio da Silva, 1992). Also, little is known about the 3D geometry of shear zones and especially of the depth of their root zones. The root zone is considered to be deep when the outcrop length of vertical major shear zones is from a few hundred to a few thousand kilometers because of their narrow parallel-sided shape. Seismic reflection profiles offer a tool to investigate deep shear zones providing they are not too steeply dipping (Reston, 1990). However, proof is usually lacking that mantle reflectors detected under the seismic Moho in extensional basins are indeed shear zones, although mantle-hosted shear zones at the scale of one kilometer have been studied in the field (Vissers et al., 1995).

The aim of this paper is to examine a large-scale outcropping shear zone network in the Madagascan Precambrian crust and to deduce whether it is probably rooted in the mantle. An attempt is made to give a 3D view of the geometry of these shear zones at the scale of the lithosphere. Integrated field investigations and satellite image analysis provide a surface view of the shear zones on a continental scale (Martelat et al., 1995). To address the problem of their vertical extent, we use two independent approaches. (1) Stable isotope geochemistry is applied to infer the crustal or mantle source of the fluids from the root zone of these structures, since shear zones are known to act as preferred pathways for fluid circulation (Beach and Fyfe, 1972). Fluids in a shear zone with mantle roots should retain a mantle isotopic signature, at least for carbon. (2) Gravimetric data provide an image of the shear zone geometry, and in particular around the level of the Moho, leading to a 3D picture of these structures at the scale of the lithosphere. Gravimetry can also reveal unmapped shear zones. This multidisciplinary approach illustrates the structural and geochemical connections between the mantle and the crust in major crustal shear zones that are rooted in the mantle, in contrast to minor shear zones which represent an internal crustally-controlled deformation process.

2. Geological setting.

High temperature and low pressure granulites are well exposed throughout SE Madagascar (e.g. Nicollet, 1990 a). This granulite terrain is divided into a number of sub-

terrains separated by shear zones that are hundreds of kilometers long by tens of kilometers wide, reflecting a crustal-scale strike-slip system (Martelat et al., 1995 and 1996). The Madagascan Precambrian crust is considered to be the eastern front of the Mozambique belt (Kröner, 1977). It consists of Archean and Proterozoic terranes reworked during the Pan-African event (530-630 Ma, Paquette et al., 1994). In southern Madagascar, various granulite facies lithologies outcrop over 100,000 km². This metamorphism is related to post-orogenic extension with a general flat strain pattern (gently dipping foliation planes). Superimposed kilometer-scale folds and vertical ductile strike-slip shear zones have been mapped (Figure 7.1) using remote sensing (Martelat et al., 1995), map compilation (Besairie, 1970a and b) and detailed field studies. The transcurrent vertical shear zone network is superimposed upon the general granulite-facies flat strain pattern otherwise observed in Madagascar (see cross section, Figure 7.1). Shearing also occurred under granulitic conditions as marked by the sub-horizontal lineations of sapphirine, spinel-quartz and other characteristic mineral associations.

3. Shear zones network.

Deformation is localized into both major (more than 350x20 km) and minor (50x5 up to 140x7 km) ductile shear zones. Figure 7.1 presents the finite strain pattern. Three major shear zones (A, B, C) and a dozen minor ones (a to h) can be recognized. The three major shear zones juxtapose blocks of different crustal levels due to their relative movements. This leads to an oblique cross-section through the lower to middle crust. At a rather constant temperature of around 750°C, pressure decreases from 11 to 8 kb in the western compartment (Nicollet, 1990 a), to values as low as 5 to 3 kb in the most southeastern part of the island (Moine et al., 1985, Martelat, Nédélec, pers. com.). Granites are abundant in the relatively shallow eastern area whereas mantle-derived rocks such as anorthosites and metabasites are abundant in the deeper western area. The anorthositic bodies (black filled areas, Figure 7.1) intruded the crust before or during the major strike slip movements (Martelat et al., 1995). The shear zones are A designated for the Ampanihy shear zone, B for Beraketa and C for Bongolova-Ranotsora shear zones. Shear zone A goes northward alongside a sedimentary basin and appears in this late structure through a fault network. D is a poorly mapped shear

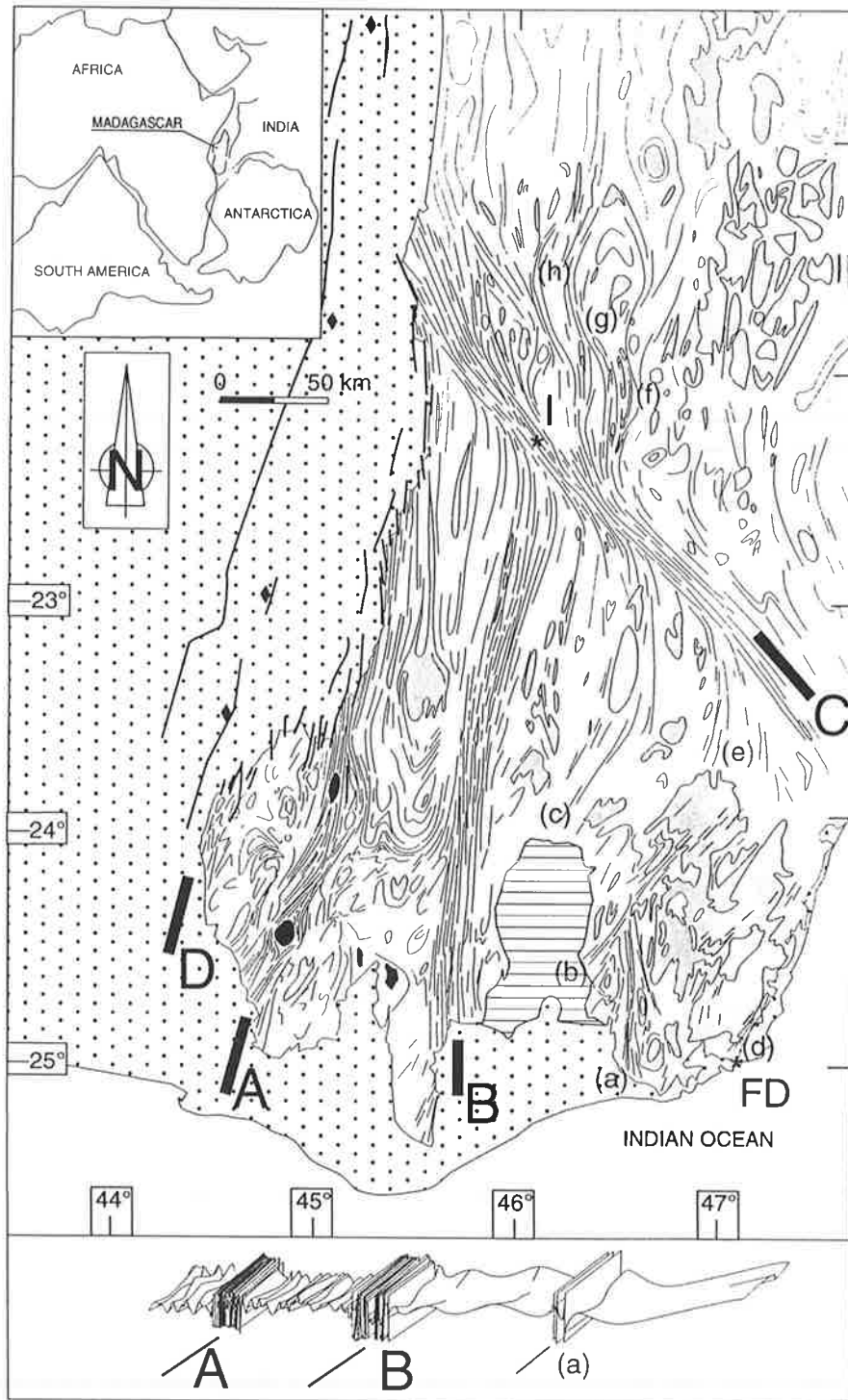


Figure 7.1: Simplified structural map and interpretative cross-section of S.E. Madagascar (modified after Martelat et al., 1995 and in prep). Light lines indicate the foliation plane directions. A, B, and C deformation corridors are three major shear zones. D is a poorly mapped shear zone that goes northward below the sedimentary basin as denoted by the distribution of the faults (heavy lines) and the location of the basement at the maximum depth -8000m below the surface (gray diamonds, Besairie, 1964). Minor shear zones are referred to as (a) to (h). Shaded areas: granites and charnockites, black filled areas: anorthosite bodies; dotted areas: sedimentary terranes, hatched areas: Androy volcano. Cities: I: Ihoso; FD: Fort Dauphin.

zone in a region of low satellite image recovery and basement outcrop but it goes northward below the sedimentary basin as shown by the distribution of the major faults and the deepest basement location points at -8000m below surface (Besairie, 1964).

In the field, shear zones are characterized by nearly vertical (75-90°) foliation planes, sub-horizontal (0-15°) lineations and, in some cases, mylonitic textures. Direct control on the steeply dipping foliation planes in the major shear zones over a vertical scale of a few hundred meters was derived from observations of the topography, in quarries and in the phlogopite mines. Localization of strain in the shear zones cannot be explained by either lithologic heterogeneities between inside and outside of shear zones as inferred from the field and map observations or by temperature distribution heterogeneities (Figure 7.1).

4. Geochemical evidence for fluid sources.

Shear zones have long been shown as preferential fluid pathways (Beach and Fyfe, 1972). Fluids in a shear zone with mantle roots should retain a mantle isotopic signature, at least for carbon, because in contrast to oxygen carbon is much less abundant in the crust and sparsely distributed. The isotopic signatures of carbonates from crustal and mantle reservoirs are well defined and contrasted. From a regional scale investigation of the C- and O-isotope compositions of carbonates from marbles and metabasites from both within and outside the shear zones, Pili et al. (1996 b) defined 3 distinct isotopic domains corresponding to contrasted composition and flow characteristics of fluids, which are summarized in Figure 7.2. Outside both the major and minor shear zones, the isotopic compositions of marbles are indistinguishable from protolith values of the same age. These marbles, with no evidence for modification by externally derived circulating fluids and only minor isotopic variations caused by internal metamorphic devolatilization, were taken as the pre-shearing reference.

Inside the minor shear zones (Figure 7.2), the oxygen isotope compositions of the marbles are shifted down to 11‰, a granitic or other sialic rock end-member. The carbon shows only little ^{13}C depletion associated with an increase of silicate content, resulting from devolatilization reactions promoted by infiltration of crustal H₂O-dominated fluids. The crystallization of abundant syntectonic migmatitic granites is the most possible source for the

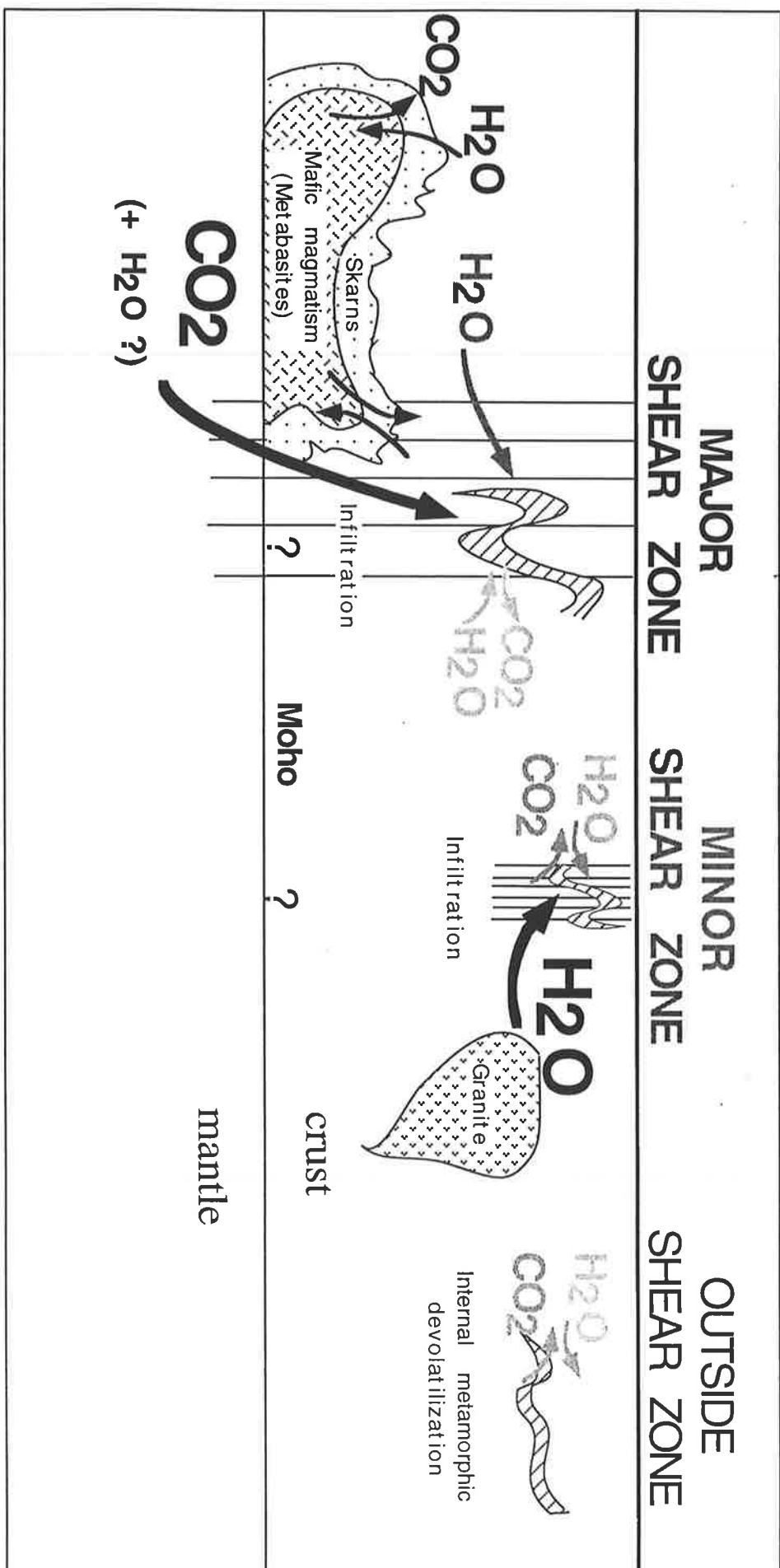


Figure 7.2: Geochemical outline of the shear zones of Madagascar, after Pili et al. (in press). The wavy hatched structures represent a marble layer. Outside shear zones, marbles only record internal metamorphic devolatilization, which depends on the initial silicate-content of the limestone and hardly modifies their C isotopic compositions. The minor shear zones only focus H₂O-rich and CO₂ fluids drained from the crust, from crystallizing symmetamorphic granites or internally produced by metamorphic reactions. Water infiltration enhances devolatilization of the marbles. In addition to crustal fluids, dominated by H₂O, the major shear zones focus CO₂(± H₂O ?) from the mantle. Mafic magmatism released CO₂ only locally and developed a corona of metasomatized rocks (clinopyroxenites) both outside and inside shear zones, and have been infiltrated by crustal H₂O. Metabasites are much more metasomatized inside than outside shear zones.

fluid. In contrast, inside the major shear zones (Figure 7.2), a strong ^{13}C -depletion ascribed to mantle-derived carbon infiltration is observed. An extreme depletion down to $\delta^{13}\text{C} = -4.5\text{‰}$ is recorded by one wollastonite-bearing mylonite. No major O-isotope shift is detectable for all the samples, except the wollastonite-bearing one. The formation of wollastonite in this setting requires the infiltration of an H_2O -rich+ CO_2 fluid where the oxygen was buffered by the crust but the $\delta^{13}\text{C}$ values were controlled by the mantle.

The metabasites (Figure 7.2) are not considered to be the immediate source of the carbon within the major shear zones. Mantle derived magmas are only a minor constituent of the Madagascan crust and they are roughly equally distributed within and outside of shear zones. The metabasites were a source of CO_2 with a mantle ^{13}C -signature in the directly associated skarns (clinopyroxenites), whether inside or outside of shear zones. However, these are only locally developed on a metre scale. They cannot account for the continental-scale CO_2 -bearing fluid focusing that occurred in the major shear zones. In the major shear zones, metabasites show isotope compositions slightly shifted towards those of the marbles. These shear zones define pathways where carbonate rocks and metabasites tends to homogenize via CO_2 circulation.

The mantle-like isotopic composition of calcite from hydrothermal veins associated with giant phlogopite deposits in major shear zones also emphasize that mantle-derived carbon circulated. There is no evidence for a regional pervasive CO_2 flux during granulite facies metamorphism outside of the major shear zones in Madagascar. Large scale C-isotope transfer into the crust is restricted to the major shear zones.

5. Gravimetric data.

The gravimetric data have been selected in two different ways. About 20,000 gravity measurements have been obtained from the Bureau Gravimétrique International (BGI). Their distribution in space is shown in Figure 7.3a. Over the ocean, free air anomalies derived from ERS1 satellite altimetry were computed on a 6x6 minutes grid by M.P. Doin (1995). In order to emphasize the Moho structure below Madagascar, only Bouguer anomalies are considered. On land, the Bouguer reduction was performed by the BGI. On sea, the plateau

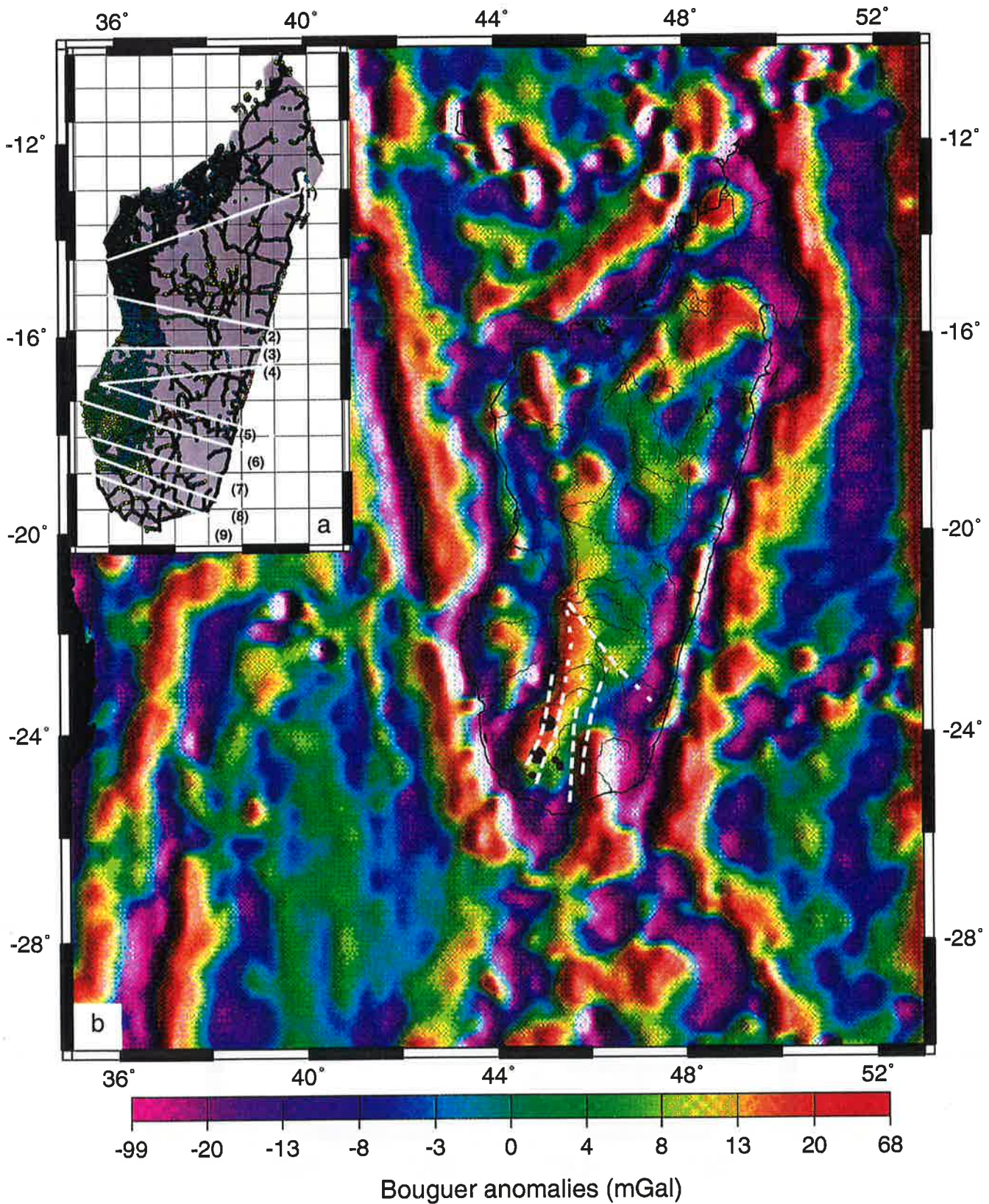
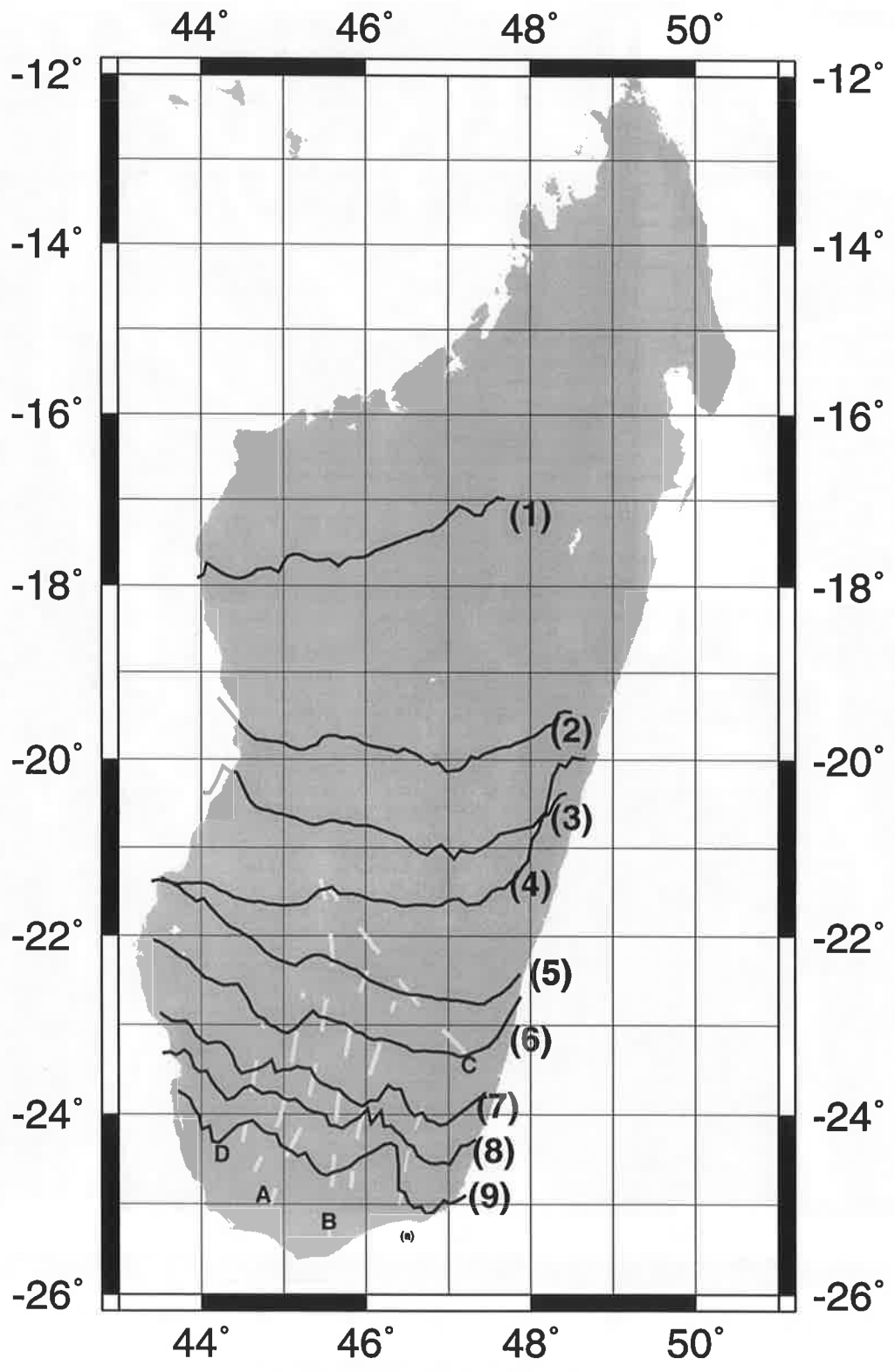


Figure 7.3: a Gravity data distribution on land and location of the 9 tracks used to stack the data. b Image of the Bouguer anomalies in mGal on the land of Madagascar (local measurements obtained from Bureau Gravimetric International) and over the sea (corrected free air anomalies derived from satellite altimetry obtained from M.-P. Doin). The data are filtered in the range 80-200 km (see text). The dashed lines stand for the strike of the shear zones A, B and C (see Fig. 1). Black filled circles are the anorthosite massifs.



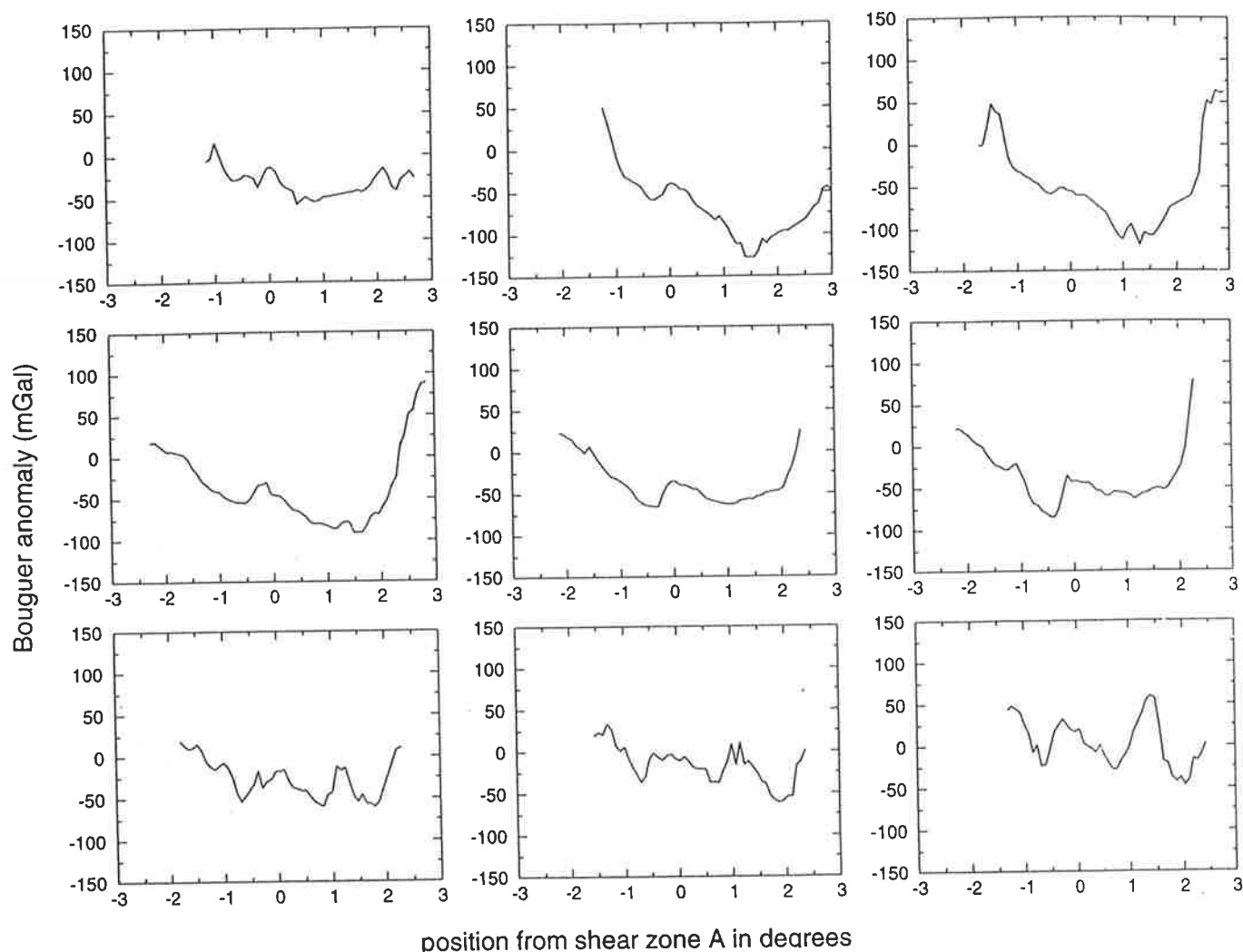


Figure 7.4: a Stacks along 9 tracks chosen to be perpendicular to the strike of the shear zone A from North to South (see Figure 7.3a). Horizontal axis is the position along the track in degrees ($1^\circ \approx 100$ km). The origin is centered on the position of the shear zone A. Vertical axis is the Bouguer anomaly amplitude in mGal. b Outline of the geographical distribution of the anomalies along the tracks and superimposition of the shear zone network.

correction with a density correction of (2.67 - 1.03) uses the topographic database ETOPO5 (NGDC, 1988). The complete data set is first averaged on a 15x15 minute grid then interpolated with a 2D spline function. The computed map is in agreement with that published by Fournon and Roussel (1994) for the eastern part of Madagascar. As we are only interested in regional structures, we apply a bandpass filter that retains wavelengths in the range 80-200 km. To avoid side effects, wavelengths between 30-80 km and 200-600 km are cosine-tapered. Results are displayed in Figure 7.3b.

Over the Mozambique Channel the major linear anomaly corresponds to the Davy Ridge along which Madagascar drifted away from Africa during the Jurassic (Coffin and Rabinowitz, 1988). Beyond the overall negative gravimetric anomalies of the Madagascan continental crust, some positive anomalies define more or less continuous bands trending roughly north-south. A large amplitude positive anomaly crosses the continental margin along ca. 46° East longitude. This anomaly matches the location of the Androy Volcano and is part of the Marion hotspot track (Storey et al., 1995). The other striking anomaly is strictly restricted to the continental part of Madagascar. It matches the shear zone network defined from our structural map of southern Madagascar. In particular, the shear zone A (Figure 7.1) appears to coincide with a major gravimetric structure of the island. However the gravity high seems to be continuous up to the North-West of the Island which suggests that shear zone A extends across the whole Island.

Although the data distribution on land is heterogeneous, we defined 9 cross-sections perpendicular to the strike of the "shear zone-like" anomaly A where the data distribution is dense (Fig 7.3a). Along each track we projected the data located within 0.5° apart and average them by mean of a moving window with a resolution of 8 km (Figure 7.4 a & b). Each track includes from 600 to 1600 data points. The 9 tracks are depicted in Figure 7.4a. They are centered across the shear zone A so that point-to-point correlations can be made. Figure 7.4b displays the same tracks as in Figure 7.4a on top of a geographical map of Madagascar. In addition to the gravimetric map (Figure 7.3) which shows filtered data, Figure 7.4 a & b displays vertical cross-sections of rough data.

As the solution of the inverse gravimetric problem does not yield a unique solution we do not try to define a best-fit model of the shape of the Moho. We simply attempt to give a

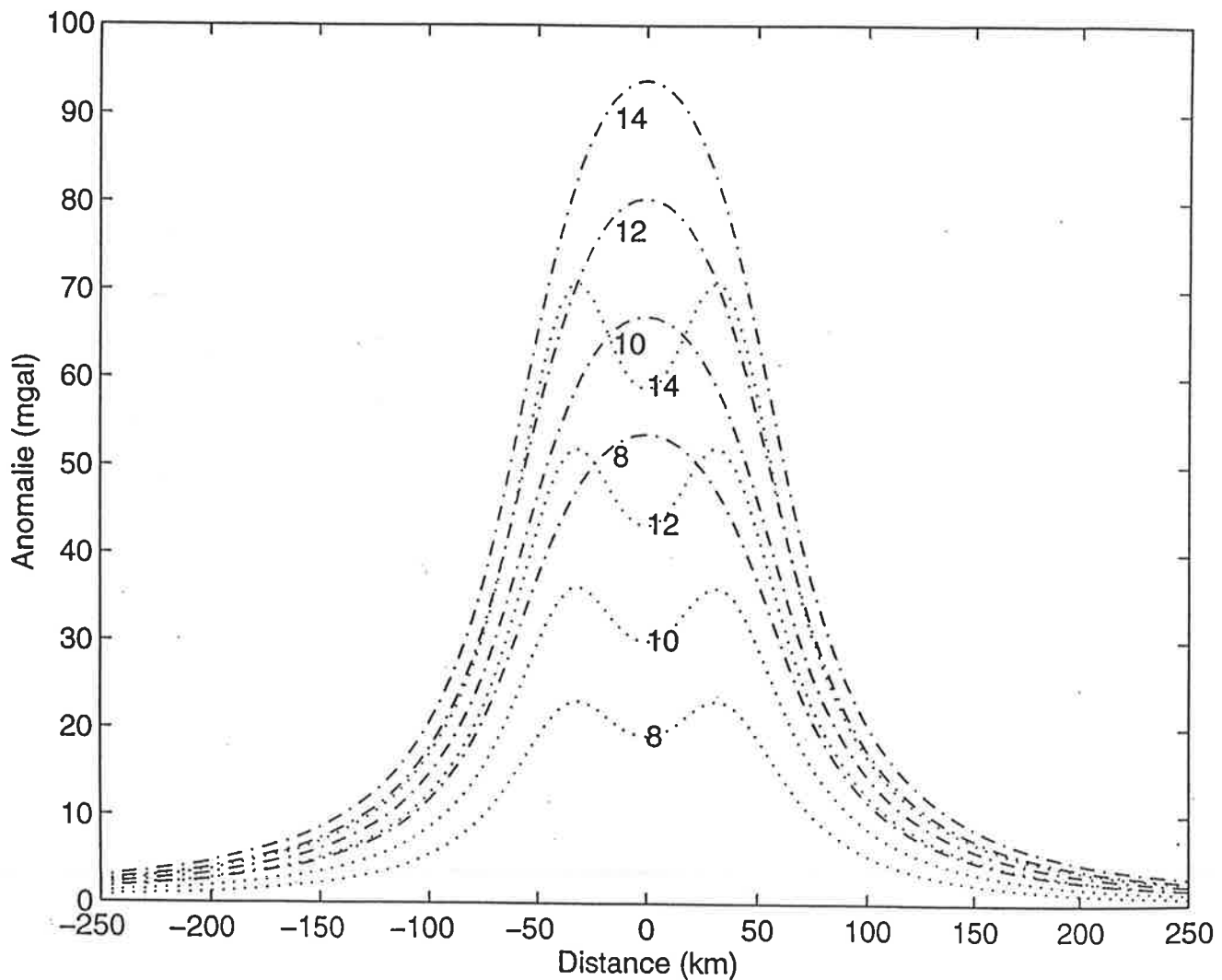


Figure 7.5: A simple model of the two shear zones A and B (see Figure 7.1 and 7.4). Calculated anomalies (mGal) yield a Moho uplift with the shape of either two parallel infinitely long cylinders (dotted curve) or a parallelepipedic volume (dash-dotted curve). The Moho depth is 35 km, the diameter of the two cylinders as well as the height of the box-like anomaly varies from 8 to 14 km. The two cylinders are 70 km apart, the box width is 110 km.

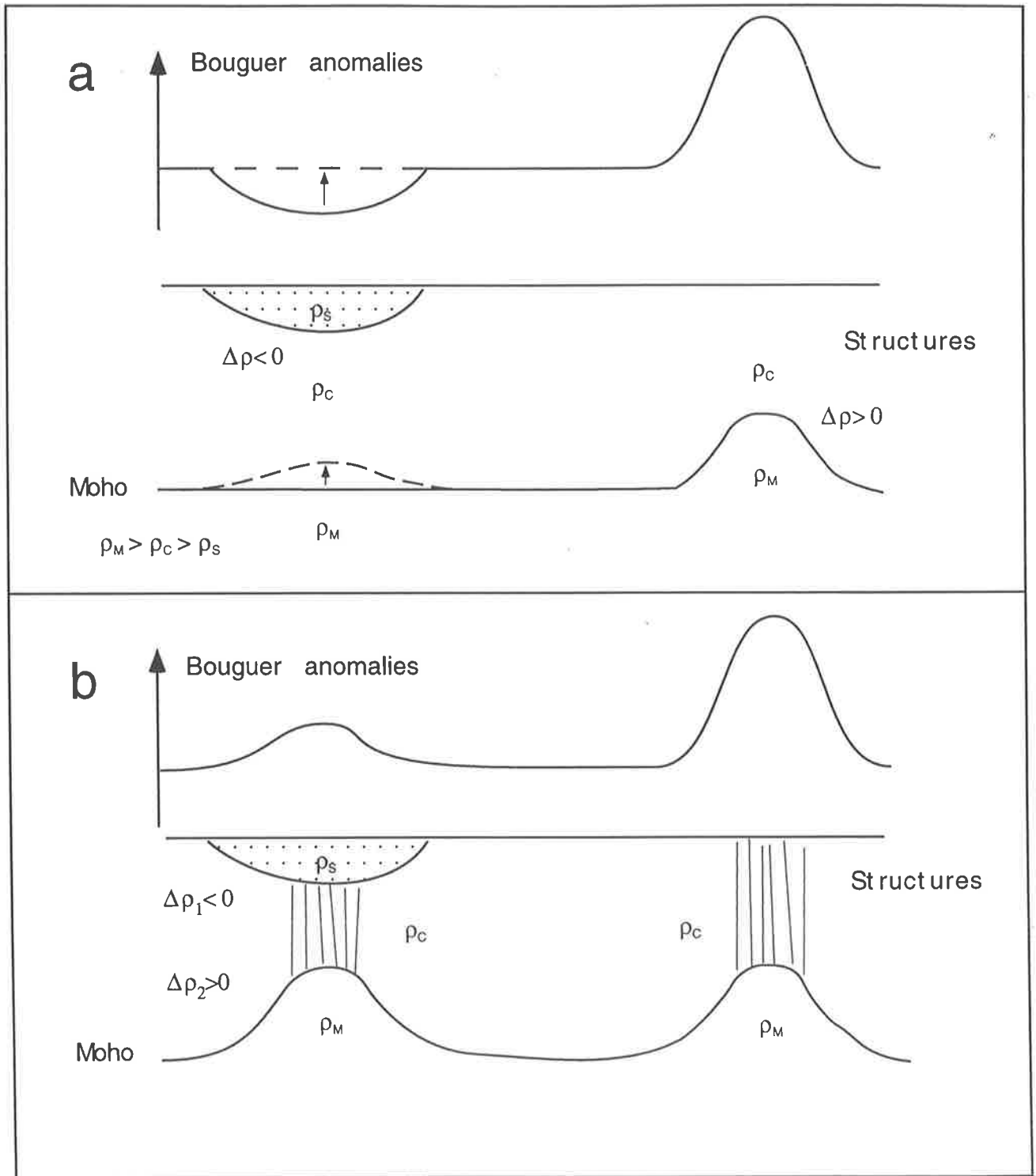


Figure 7.6: A simple model of the two shear zones A and B (see Fig. 1 and 4). Calculated anomalies (mGal) yield a Moho uplift with the shape of either two parallel infinitely long cylinders (dotted curve) or a parallelepipedic volume (dash-dotted curve). The Moho depth is 35 km, the diameter of the two cylinders as well as the height of the box-like anomaly varies from 8 to 14 km. The two cylinders are 70 km apart, the box width is 110 km.

qualitative image of the Moho in relation to the shear zone distribution. Figs. 7.3 and 7.4 suggest that the Moho depth varies a lot below Madagascar. The positive Bouguer anomalies satisfactorily fit the shear zones network location and the volcanic area (Androy Volcano). The large north-south trending anomaly seen in Figure 7.3b fits shear zone A in the southern Madagascar (Figure 7.1 and Figure 7.4a at 0° position in all tracks). Shear zone C is associated with a less conspicuous NW-SE anomaly that cuts the island from one coast to the other. Although not observed in Figure 7.3b because of the filtering of shorter wavelengths, shear zone B is recorded by the data along tracks (Figure 7.4a at 0.5° position). The poorly mapped shear zone D clearly appears in the westernmost positive anomaly (Figure 7.3b and Fig 7.4a at -1° position especially in the southern tracks). The minor shear zones (a to h) do not provoke any reasonably detectable uplift of the Moho.

The Moho uplift under shear zones A and B (Figure 7.1) is easily modeled either by a parallelepipedic volume or by two parallel cylinders of density $\rho_M - \rho_C$. These density anomalies are located at the average Moho depth, 35 km, (Fournon and Roussel, 1994) and are infinitely long along the shear zone strike. The computed anomalies are shown in Figure 7.5. For the observed Bouguer anomaly variation of about 65 mGal under the shear zones A and B, our simple model implies a Moho uplift of ca. 10 km (110 km wide box-model) or ca. 14 km (two cylinders 70 km apart).

The effects of a shear zone derived from our gravity analysis are summarized in Figure 7.6. Areas of volcanic rock emplacement (e.g. Androy volcano) are not in the scope of this paper. Positive Bouguer anomalies are due to an uplift of the Moho as illustrated in Figure 7.6a, because mantle uplift represents an excess of mass in the crust. In contrast, a sedimentary basin represents a mass deficit and should be associated with negative anomalies unless isostatic compensation fully operates (Mc Kenzie, 1978). The existence of positive Bouguer anomalies under the sedimentary basins thus may also result from a "shear zone" effect that pulls the Moho up (Figure 7.6b).

6. Discussion

6.1 Structural, geochemical and geophysical correlations.

Three independent data sets, (1) structural —the field and satellite mapping of the shear and fault zone network (Figure 7.1), (2) geochemical —the C- and O-isotope compositions of the marbles (Figure 7.2), and (3) geophysical —the distribution of gravimetric anomalies (Figure 7.3), are all coherent with the division of the Madagascan crust into three zones: outside of shear zones, minor shear zones and major shear zones. The major shear zones are geophysically and geochemically distinct from the minor shear zones.

The gravimetric anomalies that have been characterized are restricted to the continental limits of Madagascar. This means that they describe *pre-drift* continental tectonic features. They are not related to the Marion hotspot that ran alongside the eastern coast of the island from 120 to 88 Ma (Storey et al., 1995) and yielded anomalies that cross the continent ocean boundary (Figure 7.4). The cartographically defined major shear or fault zones A, B, C and D, match the positive Bouguer anomalies (Figures 7.3 and 7.4). The calculated uplifts of the Moho under the two shear zones A and B are of about 10 km (Figure 7.5). Correlations between a large-scale shear zone network and the distribution of Bouguer anomalies have been previously described in the literature (Lambeck, 1983), but they were interpreted in terms of lithospheric buckling and not as reflecting mantle-rooted shear zones (Lambeck et al., 1988).

6.2 Madagascan shear zone network

Starting from the initial cartographic, field and remote sensing image of the shear zones (Figure 7.1), the analysis of the gravimetric data has advanced our knowledge of the shear zone network in three important ways. First, the real present-day lengths of the major shear zones are longer than the classic measurements from a structural map. Secondly, certain shear zones are shown to be major. For example, although shear zone D is poorly defined from both satellite images and basement outcrop, it must be an additional major shear zone, 25 km wide by 350 km long with its strike parallel to A and B. Its northern end is also covered by the deep western sedimentary basin of Madagascar. Thirdly, certain surface features are probably related to deep shear zone structures. The striking linearity of the east coast of Madagascar is probably

controlled by a major shear zone. This coastline is parallel to shear zones A, B and D (Figure 7.1). By itself, the gravimetric signature associated with a shear zone cannot be readily separated from that related to the thinning of the crust towards the ocean and presence of basalts. However, the distribution of the Cretaceous basalts on both the western and eastern sides of Madagascar, that are related to the Marion hotspot (see Figure 1 in Mahoney, et al., 1991; Storey et al., 1995) does not fit the positive Bouguer anomalies on the western coast but it does on the eastern one. This suggests that the Bouguer anomaly along the eastern coast reflects, at least in part, the major shear zone structure. This also implies that the western coast which is not rectilinear and does not display "shear zone like" gravimetric anomalies despite the presence of similar volcanic rocks as on the eastern coast is unrelated to a hidden shear zone. The Madagascar-India breakup was initiated with strike-slip faulting (Dyment, 1991), which is consistent with the dynamics of the shear zone network. The linear east coast major shear zone that was a thinner and thus a weaker zone in the lithosphere, was more easily cut when passing over the Marion hotspot. This preexisting lithospheric weakness probably controlled the breakup of Madagascar from India (Dunbar and Sawyer, 1989; Vissers et al., 1995).

The post Jurassic tectonics of Madagascar reactivated the major Pan-African structures. The faults related to the shear zones A and D cut Jurassic to Cretaceous sediments in the western sedimentary basin, and the opening of the Indian Ocean reactivated the presumed coastal shear zone.

6.3 Shear zones geometry

Little is known about the relationships between length, width and depth of shear zones in general, although width-time (Means, 1984) and width-displacement (Hull, 1988) relations have been established. In Figure 7.7 the width of the shear zones is plotted against their length in km. Measurements were made from SPOT satellite images and the structural, the geological and the gravimetric maps. The directly observed lengths of the major shear zones are minimum values as the "ends" of these structures may be either covered by sedimentary deposits or truncated by the subsequently formed Indian Ocean and Mozambique Channel during the Cretaceous and Jurassic times respectively (Coffin and Rabinowitz, 1988; Scotese et al., 1988).

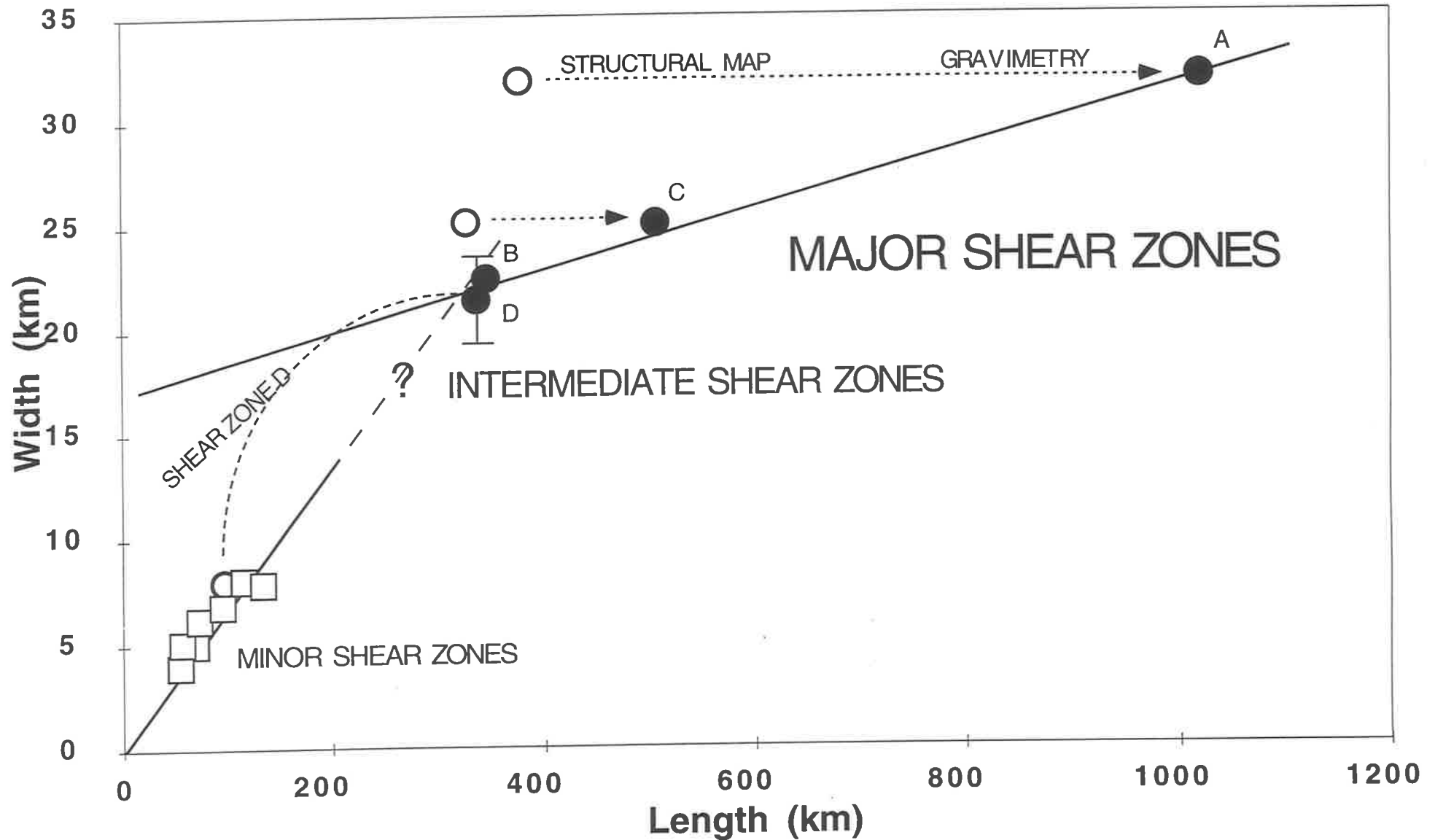


Figure 7.7: Plot of the width of the shear zones versus their length (both in km). Length is only apparent, in particular for the major shear zones, insofar as these structures may be covered by sedimentary deposits or truncated by the coast. Note one group for major shear zones - open circles are derived from the structural map (Fig.1) and closed circles from the gravimetric analysis - and another for minor shear zones (open squares). See text for discussion of intermediate shear zones.

Although the gravimetrically determined shear zone lengths are longer, these may also be truncated by the continental boundaries. Two sets of length data have been determined for the major shear zones. One contains the apparent lengths measured from our structural maps, and is biased because of the lack of outcrop. The other contains the gravimetrically determined lengths and may be biased because of the oceans. The strong elongation of rocks and parallelism of the foliation planes within the shear zones allows their widths to be directly measured on the satellite images with some certainty (Martelat et al., 1995). The minor shear zones, which are not detected by the gravimetry, provide only one set of length measurements. The width of the shear zones is reported versus their length in Figure 7.7. The revised lengths of the major shear zones derived from the gravimetric data are larger and appears clearly. The minor shear zones do not exceed 150 km long and 7 km wide, whereas the four major shear zones are more than 350 km long and 20 km wide. The minor shear zones have a length/width ratio of about 17 that passes through the origin; the less well defined length/width ratio for the major shear zones is about 60 (for a width of about 20 km at zero). The major shear zones A and C may be even longer (1000 km or more?) because they coincide with equivalent structures in Kenya, which was close to Madagascar before it drifted. Thus, their L/W ratio may be much higher. In contrast, shear zones C and D do not seem to be much longer and may be named "intermediate shear zones". They have an equivalent L/W ratio to that of the minor shear zones (Figure 7.7).

Distinct L/W ratios for the major and minor shear zones (Figure 7.7) argues for different deformation processes. Thus we infer that the major shear zones were not derived from the minor ones as the simple result of a single growth process. In contrast, the intermediate shear zones may result from the growth of the minor ones. As depicted in Figure 7.8, the minor shear zones, up to 150 km long and 7 km wide, collected only crustal H₂O-dominated fluids (Figure 7.2) and do not affect the depth of the Moho (Figures 7.3 and 7.4). We infer that these structures are rooted solely and entirely within the crust. In the case of major (and intermediate) shear zones, whose dimensions are more than 350x20 km, two independent sets of data indicate that they reach the Moho. First, they collected CO₂ directly derived from the mantle. Second, they decreased the depth of the Moho. This implies that the major shear zones are rooted in the mantle and represent lithospheric-scale structures (Figure 7.8).

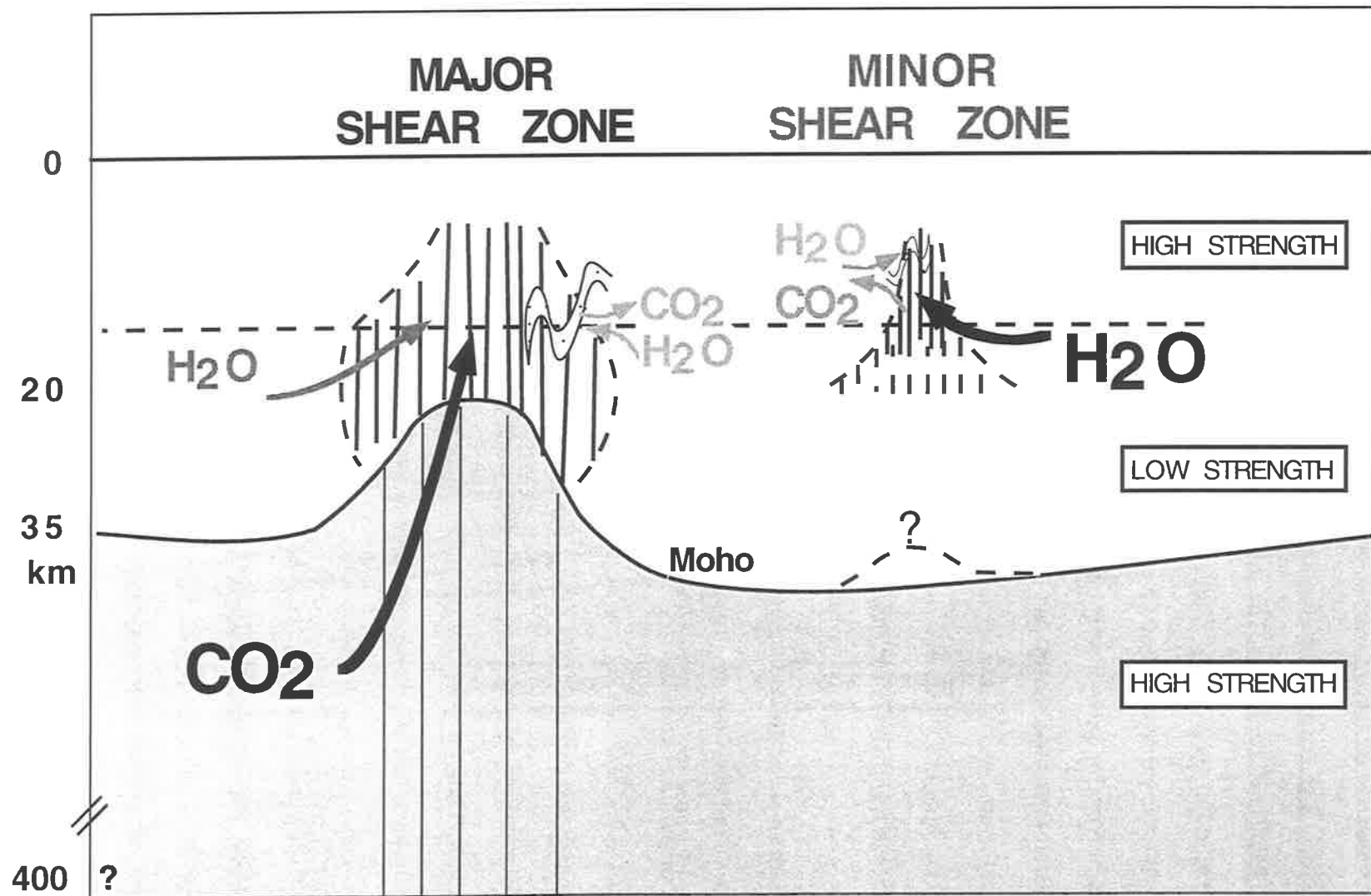
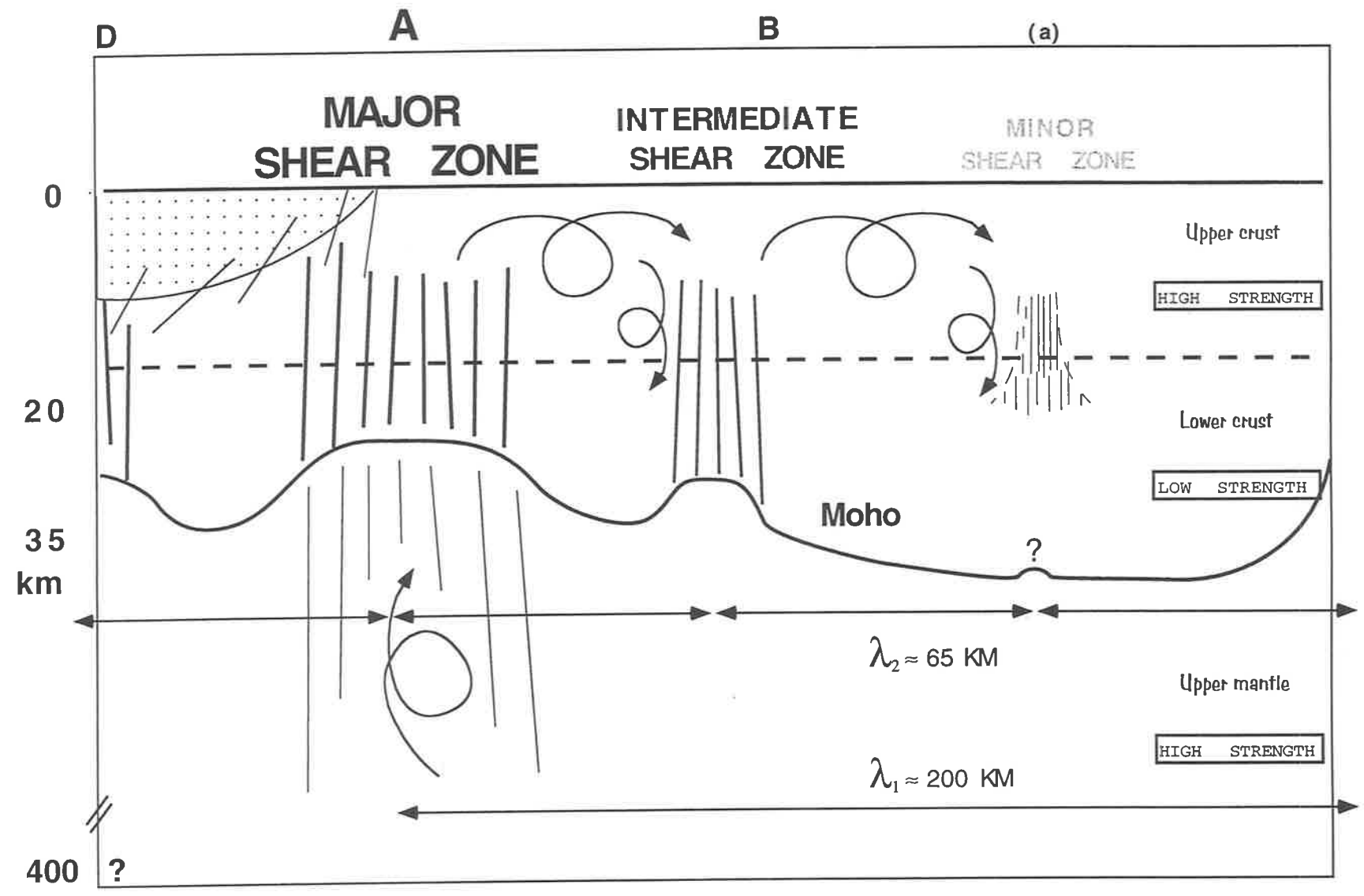


Figure 7.8 : Tectonic setting, structural and geochemical outlines of the shear zones of Madagascar. The major shear zones are rooted in the high strength upper mantle, raise the depth of the Moho, probably widen in the low strength lower crust and narrow in the high strength upper crust. These major shear zones focus $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ from the mantle, and H_2O from the crust $\pm \text{CO}_2$ from marbles. The minor shear zones are solely rooted in the crust and only focus H_2O -rich and CO_2 fluids drained from the crust or produced internally. See Figure 7.2 for details.

Since the thickness of the crust is inferred to be around 33 km in the south east of Madagascar (Fournou and Roussel, 1994), the vertical dimension of the mantle-rooted major shear zones is at least of that magnitude. Their length and width dimensions are at least 1000 km long by 30 km wide. Since shear zones are planar structures, and because it seems legitimate to extrapolate these observations to lithospheric shear zones (Tsalenko, 1970), the real vertical dimension is probably much greater, around one order of magnitude greater than their width. Pavlenkova (1995), based on tomographic results, suggests that the main features of the continents have roots down to a depth of about 400 km.

6.4 Organization of the shear zone network

The proposed shear zone network shows 4 major shear zones (A, B, C, D) parallel to the rectilinear eastern coast that probably reflect another shear zone. The distance between shear zones D and A, and A and B (Figure 7.1) is about 70 km. This inter-distance is also observed between the shear zones B and (a), and (a) and the eastern coast. Shear zone (a) is a minor shear zone, according to our structural and geochemical definitions and no significant variation of the Moho depth has been detected below it. However, this striking regularity of the shear zone distribution in space is reminiscent of the periodicity of some lithospheric extensional (boudinage) (Ricard and Froidevaux, 1986) or compressional (buckling) (Martinod, 1991) deformation models of the lithosphere. In the latter case, which is appropriate for our strike-slip system, two deformation mechanisms compete with long wavelengths (150-300 km), caused by a mantle plastic layer, and short ones (40-60 km) due to the intrinsic buckling of the upper crust (Martinod, 1991). The fact that the strain localization in the shear zones cannot be explained by either lithologic or thermal heterogeneities between inside and outside shear zones implies that the shearing process is controlled by the mantle. We propose a model (Figure 7.9) of the evolution of the shear zones from a mechanical point of view. A major shear zone (e.g. shear zone A) initiated in the mantle and controlled the large-scale deformation of the crust with a wavelength $\lambda_1 = 200$ km. The instability is propagated in the upper crust, which reacts with its own wavelength ($\lambda_2 = 60$ km), and is responsible for the nucleation of minor shear zones (e.g. minor shear zone (a)), that initially are entirely located in the crust. These widen and grow



170

Figure 7.9: Proposed mechanical distribution and evolution of the shear zones of Madagascar. Curved arrows stand for mechanical instabilities that give rise to the shear zones, with a wavelength of $\lambda_1 \approx 200$ km for those controlled by the upper mantle (major shear zones) and $\lambda_2 \approx 65$ km for those intrinsically developed within the upper crust (intermediate and minor shear zones). The propagating instabilities probably promote fluid transfer (see Fig7. 8). The dotted area represents a sedimentary basin and the vertical lines the shear zones.

downward until they pull up the Moho (i.e. intermediate shear zones B and D). Shear zone C is thought to be equivalent to shear zone A. The propagation of the mechanical instabilities is inferred to promote the transfer of fluids from the mantle to the crust and within the crust (compare Figs 7.8 and 7.9).

7. Conclusion.

This paper attempts to characterize the third dimension of an observed large-scale crustal shear zones network. Lithospheric structures have been defined in Madagascar by combining the results of structural geology, stable isotope geochemistry and gravimetry. These Pan-African thinned zones have been reactivated during the subsequent major tectonic events.

The differences in scales between shear zones in Madagascar are associated with both differences in shearing process and fluid flow. The large-scale deformation of the crust results from the development of mantle-rooted shear zones. This deformation is controlled by the probably high strength upper mantle and is associated with mantle-derived $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2\text{O}$ plus crustal H_2O drained into the major shear zones. The small-scale internally-controlled deformation of the crust is associated with internally-derived H_2O -rich $\pm \text{CO}_2$ fluids in the minor shear zones. Mantle-rooted large-scale shear zones may be a rather general feature insofar as correlations of gravimetric anomalies with well known shear zones network have been reported in the literature from other continents. These authors have only interpreted the larger wavelengths of such variations which do not resolve the mantle-crust connections (e.g. Lambeck, 1983 and 1988; Collins and Teyssier, 1989) for the granulitic crustal-scale shear zone network of the Arunta Inlier in Central Australia; Poudjom Djomani et al. (1995) for the 2000 km long Central African Shear Zone).

The combined effects of H_2O and CO_2 on deformation mechanisms are still unknown. At the lithospheric scale, the fact that deformation precedes and triggers infiltration that sustains in turn deformation is the most plausible scenario. The propagation of mechanical instabilities probably promotes fluid transfer (Figures 7.8 and 7.9).

Acknowledgments

This work has been partially financed by the INSU-CNRS (DBT "Fluides dans la croûte"). We thank M. Sarailh, and D. Toustou at Bureau Gravimétrique International, and M.-P. Doin at École Normale Supérieure (Paris) for providing the gravimetric data. Field investigations and previous work with J.-E. Martelat helped to start this paper. Discussions with K. Schulmann, G. Vidal, H. Cardon as well as many people at the "Thermal & Mechanical Interactions in Deep Seated Rocks" conference held in Prague (1995) have been stimulating and fruitful.

7.2 Commentaires et développements sur l'article

7.2.1 Les zones de cisaillement : des chenaux d'échelle lithosphérique

L'étude présentée ci-dessus est, à ma connaissance, une approche nouvelle du problème de la dimension verticale des grandes zones de déformation cisailantes connues dans la croûte continentale. En plus des connexions mécaniques entre manteau et croûte, nous avons mis en évidence des connexions géochimiques étroitement liées aux structures.

Les fluides sont connus pour avoir un effet facilitant sur la déformation. Hubbert et Rubey (1959) ont montré que maintenir des pressions porales élevées, proches des pressions lithostatiques permet de réduire fortement les forces et l'énergie nécessaires à la déformation. Irwin et Barnes (1975) et Barnes et al. (1978) ont proposé des flux de CO₂ à travers la croûte pour augmenter et maintenir cette pression porale. Bredehoeft et Ingebritsen (1990) ont calculé qu'un flux équivalent à celui proposé dans les zones de cisaillement majeures ($\approx 3.10^{12}$ moles de CO₂/an) permet d'arriver en un temps très court (environ 15 000 ans) à la création et au maintien d'une pression porale égale à la pression lithostatique (calcul pour une perméabilité de 10^{-9} darcy, une porosité de 0.1 % et une profondeur de 10 km). Ainsi, l'infiltration de CO₂ dans les zones de cisaillement pourrait avoir un effet facilitant sur la localisation de la déformation.

Les zones de cisaillement majeures de Madagascar sont encore actives du point de vue néotectonique (Bertil et Régnoult, communication personnelle, 1995, et manuscrit en préparation). Des séismes de magnitude jusqu'à 5 s'y produisent (catalogue ISC). L'utilisation d'un réseau sismique local pourrait permettre de connaître la profondeur de ces séismes et apporter une preuve supplémentaire de l'enracinement des zones de cisaillements majeures dans le manteau. Une collaboration avec le CEA est en cours (J.P. Avouac, Laboratoire de Détection et Géophysique).

La dimension lithosphérique des grandes zones de cisaillement, si elle n'a été que rarement démontrée, ne devrait pas être une surprise. À l'échelle de la tectonique des plaques, le découplage mécanique majeur se fait entre lithosphère et asthénosphère (Ranalli, 1987), et non

pas entre croûte et manteau. Les zones de cisaillement majeures sont impliquées à l'échelle de la tectonique des plaques ; par exemple, le système décrochant du Hoggar a eu un jeu de 300 km (Caby, 1970) et les décrochements d'Asie du sud-est sont une réponse à la collision Inde-Asie. Il paraît donc normal que les zones de cisaillement majeures impliquent la lithosphère dans son ensemble. Cependant, la croûte inférieure, vue en sismique réflexion, apparaît litée horizontalement et ce litage peut refléter un certain découplage entre croûte et manteau. Des études géophysiques et géochimiques suggèrent toutefois que le manteau sous-continentale reste mécaniquement lié à la croûte. En effet, les anomalies de vitesse persistent dans le manteau (Pavlenkova, 1995, Polet et Anderson, 1995), et l'âge du manteau sous-continentale est de l'ordre du milliard d'années (Reisberg et Lorand, 1995).

Les arguments que j'ai pu trouver dans la littérature en faveur d'une extension lithosphérique des zones de cisaillement majeures sont les suivants. La Faille du Fleuve Rouge (Leloup, 1991) représente une structure d'échappement latérale suite à la collision Inde-Asie et se termine en Mer de Chine. Comme cette structure passe d'une façon continue d'une croûte continentale à une croûte océanique, elle doit être contrôlée par le manteau sous-jacent. Au Brésil, le réseau de zones de cisaillement de Borborema est étendu sur plusieurs centaines de kilomètres. Par analogie avec les failles de longueur similaire repérées sur des profils sismiques et plongeant dans le manteau, Vauchez et Egydio da Silva (1992) supposent que ces zones de cisaillement sont d'échelle lithosphérique. Le magmatisme important associé à ce réseau de zones de cisaillement possède des signatures $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiales crustales, mais nécessite un apport de chaleur du manteau à travers les cisaillements (Tommasi et al., 1994). Ceux-ci doivent donc être enracinés dans le manteau. La chaîne panafricaine trans-saharienne est structurée par des zones de cisaillement réputées lithosphériques à cause du plutonisme basique à acide étroitement lié à ces zones de déformation (Caby, 1996).

Il existe donc dans la littérature un faisceau d'arguments sur l'enracinement lithosphérique des grands réseaux de zones de cisaillement, mais pas de réelle démonstration de leur passage depuis le manteau jusque dans la croûte. De plus, la géométrie 3D de ces structures n'est que très rarement abordée. L'étude présentée dans la section 7.1 (article) constitue donc une avancée dans ce domaine.

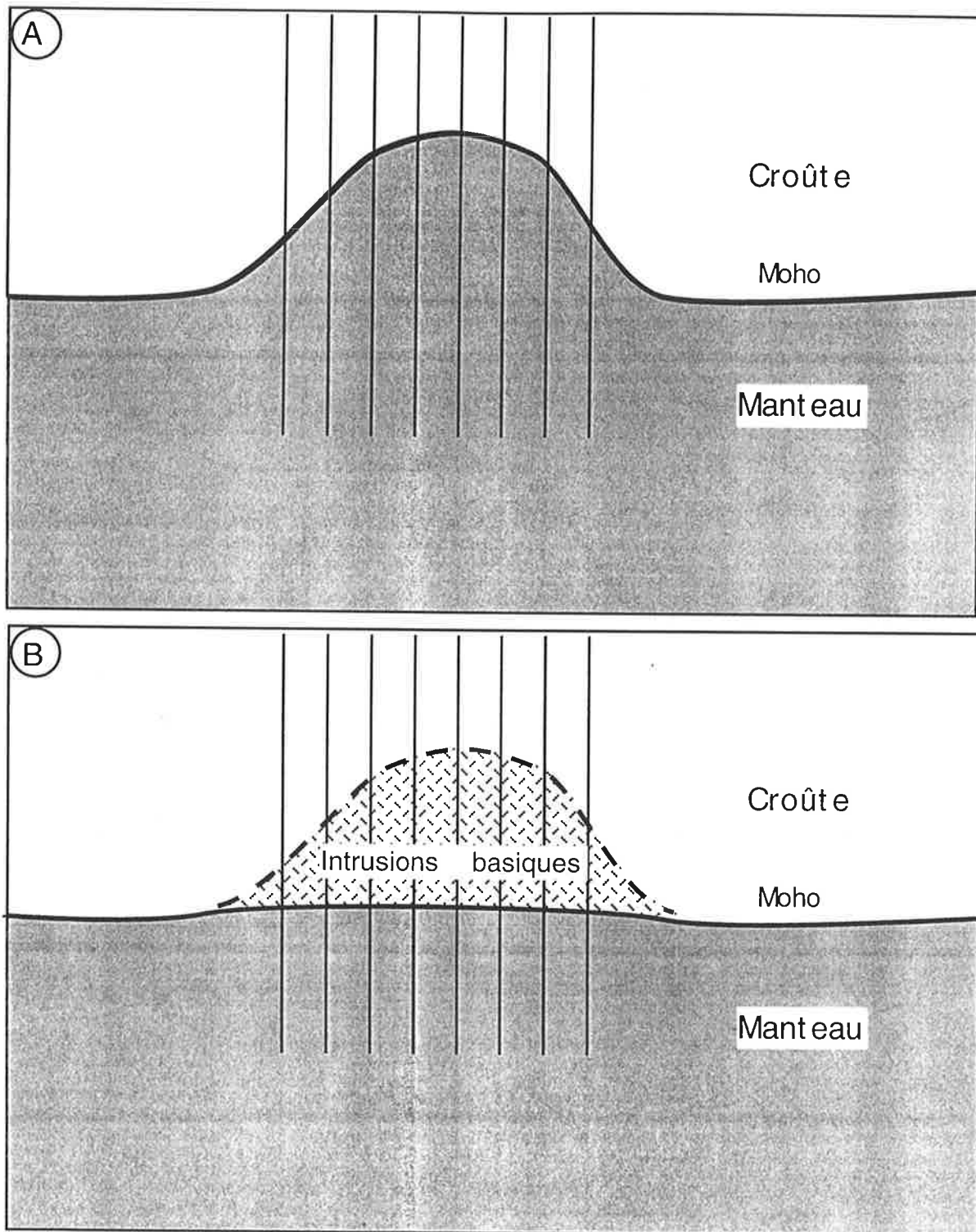


Figure 7.10 : Deux interprétations extrêmes des anomalies de densité à l’aplomb des zones de cisaillement majeures. A : Le manteau remonte à l’état solide et le Moho est réellement rehaussé. B : l’anomalie provient de magmas intrudés dans la croûte, le Moho conserve une position “normale”. Les deux interprétations convergent dans la mesure où la remontée du Moho sur 15 km a des chances de le faire fondre (voir texte).

7.2.1 Remontée du Moho ou fusion partielle du manteau ?

Une question non encore résolue est de savoir si l'anomalie gravimétrique caractérisée sous les zones de cisaillement représente seulement une remontée du Moho, et donc du manteau vers la croûte à l'état solide (cas A de la Figure 7.10), ou si la masse dense mise en évidence est un ensemble de magmas d'origine mantellique (cas B, Figure 7.10), remonté dans la zone de cisaillement et intrudé dans la croûte. Les deux modèles représentent en fait deux vues extrêmes d'un même phénomène, étant supposé que la remontée du manteau sur une quinzaine de kilomètres a des chances de le faire fondre. Les possibilités de dégazage du manteau "solide" et des magmas qui en dérivent constituent un premier élément de réponse, puisque nous enregistrons une production de CO₂ d'origine mantellique dans ces zones de cisaillement. La décompression du manteau solide permettrait de franchir les réactions de volatilisation du type $MgCO_3 + MgSiO_3 = Mg_2SiO_4 + CO_2$ (voir le chapitre 2 et la Figure 1.2). Il serait intéressant de connaître la nature des magmas qui pourraient être engendrés à ces faibles profondeurs. En particulier, les magmas carbonatés sont formés à des conditions P-T plus faibles que les magmas silicatés (Figure 1.2), et représentent de bons candidats pour les magmas mis en place à la base continentale des zones de cisaillement, si ces magmas existent. Nous reviendrons dans la discussion générale (chapitre 8 suivant) sur cette possibilité de formation de carbonatites et leur implication quant à la production de CO₂ dans les zones de cisaillement et leur pouvoir en tant qu'agent du métasomatisme. L'estimation de la quantité de CO₂ produite renseignerait sur la quantité de magma produite ou sur le volume de manteau solide drainé. Ces paramètres sont fonction du volume occupé par la zone de cisaillement dans le manteau.

7.2.2 Multiples occurrences d'anomalies gravimétriques liées à des zones de cisaillement d'échelle crustale dans le monde.

Comme signalé précédemment, la corrélation entre zone de cisaillement majeures et remontée du Moho (variation positive des anomalies de Bouguer dans les zones de cisaillement par rapport à l'extérieur) est un phénomène observé en de multiples localités, que nous allons passer en revue sommairement.

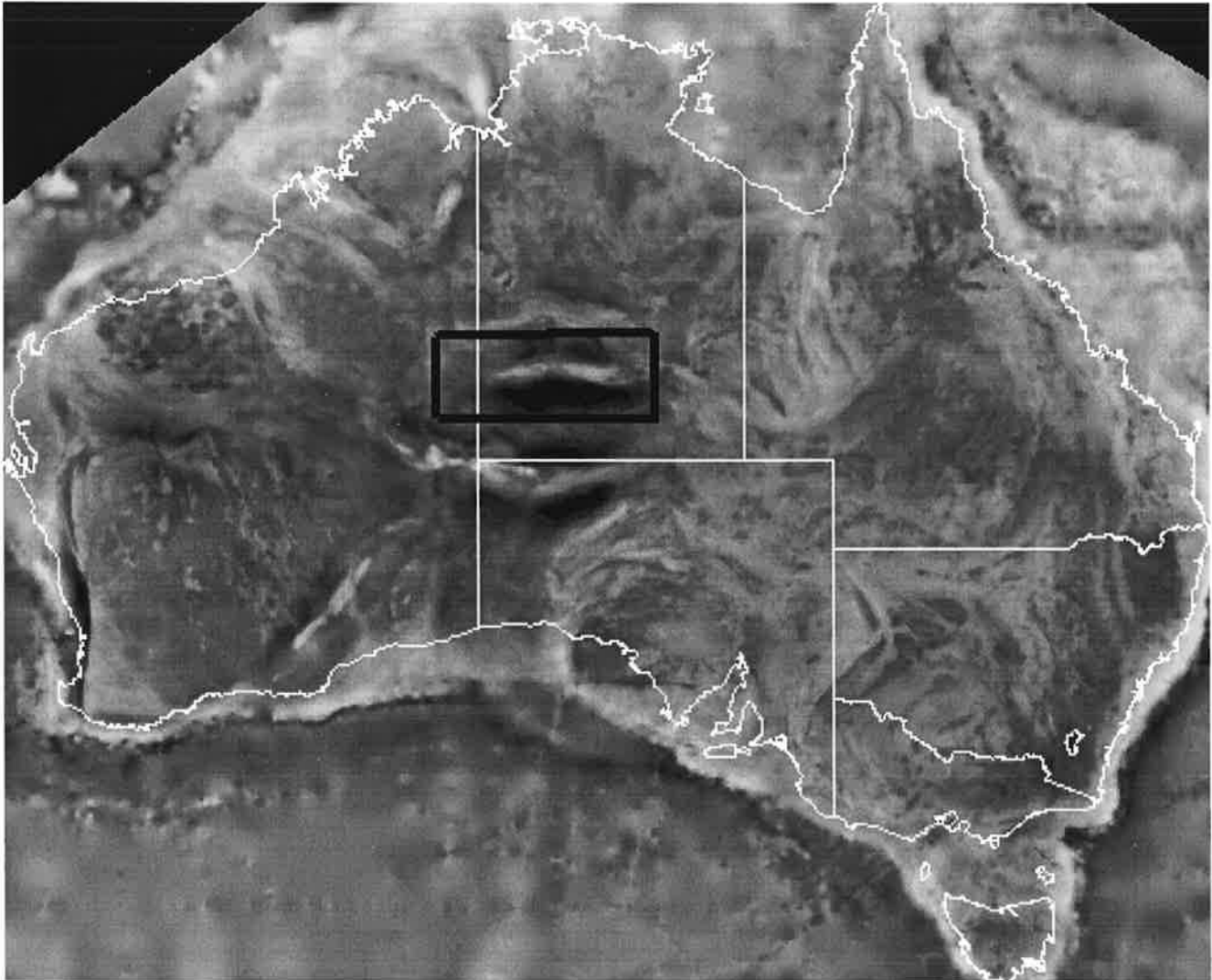


Figure 7.11: Carte des anomalies de Bouguer de l'Australie, d'après l'Australian Geological Survey Organization (disponible sur Internet, © Commonwealth of Australia). Sur cette échelle en niveau de gris, le noir signifie des anomalies très négatives, le blanc des anomalies moins négatives à positives. L'encadré noir délimite la zone étudiée par Lambeck (1983) et Collins et Teyssier (1989), au nord-ouest d'Alice Springs. Les traits blancs délimitent les territoires australiens.

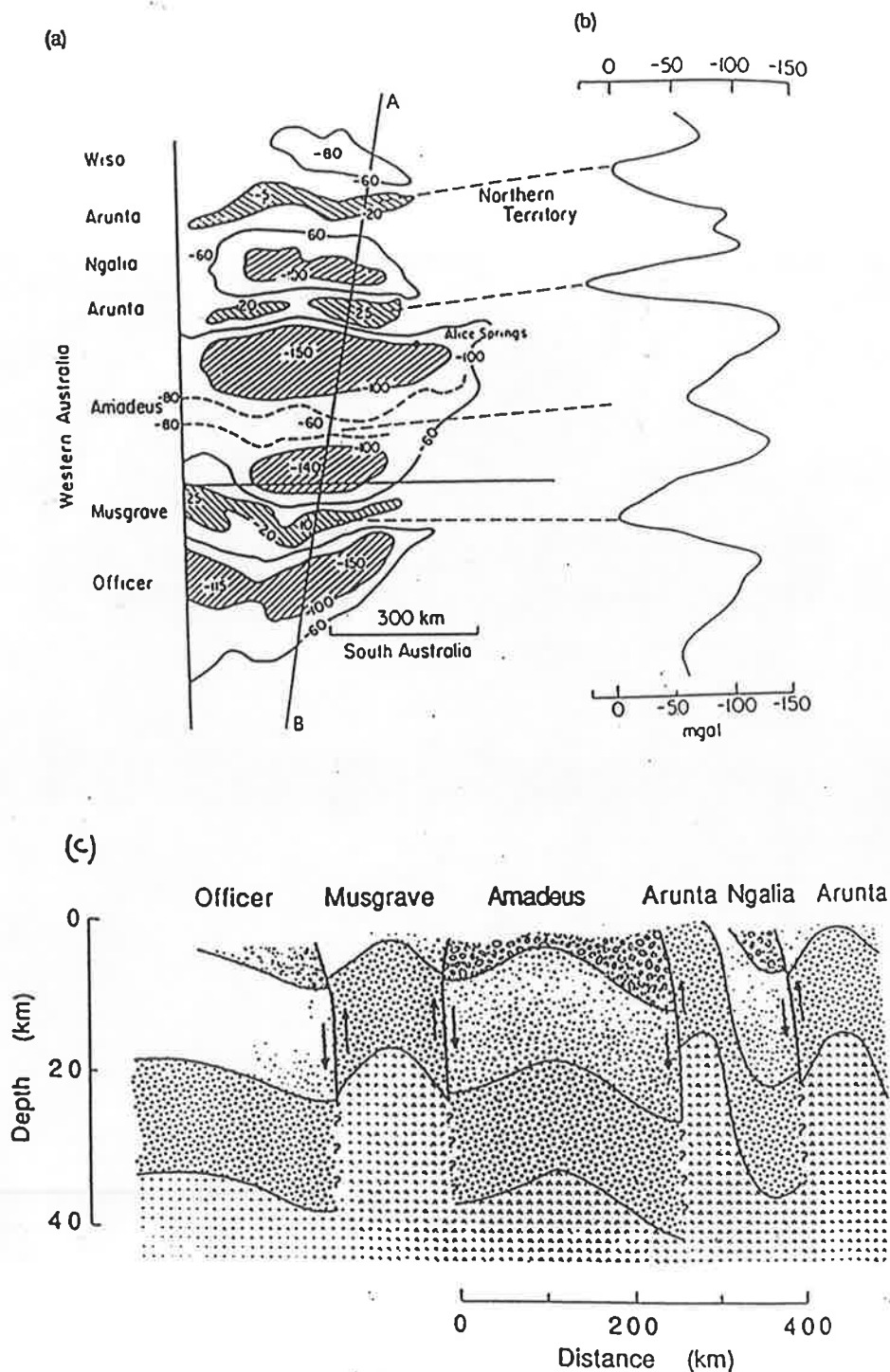


Figure 7.12: a : Carte des anomalies de Bouguer à la frontière des trois territoires de l'Ouest australien (Lambeck, 1983) et profil gravimétrique correspondant (b). c : coupe interprétative par Lambeck et al. (1988). Les 4 couches représentent de haut en bas : les bassins sédimentaires (figuré caillouti), la croûte supérieure (figuré clair), la croûte inférieure (pointillé dense) et le manteau. La zone granulitique spécifiquement étudiée par Collins et Teyssier (1989) est l'Arunta.

Lambeck (1983) et Lambeck et al. (1988) ont montré cette concordance dans une région d'Australie centrale, également réputée pour ses granulites et son réseau de zones de cisaillement d'échelle crustale (Collins et Teyssier, 1989). La Figure 7.11 montre que ces anomalies gravimétriques sont de premier ordre par rapport à l'ensemble des anomalies gravimétriques de l'Australie. La Figure 7.12 détaille les observations de Lambeck et son interprétation. L'interprétation de Lambeck est en régime compressif, alors que les cisaillements de Madagascar ont joué en transpression (régime décrochant et compressif).

L'étude de Poudjom Djomani et al. (1995) sur la gravimétrie de l'Afrique de l'Ouest permet également de repérer le lien étroit entre remontée du Moho et zones de cisaillement. Ces zones de cisaillement sont issues de l'événement tectonique panafricain (Ngako et al., 1991) et sont reconnues comme des structures tectoniques majeures. La Figure 7.13 montre que les zones de cisaillement structurent les anomalies de gravité. La zone de cisaillement centrale africaine correspond plus ou moins à la zone de mise en place de magmas récents, décrivant la Ligne du Cameroun (voir par exemple Fitton et Dunlop, 1985, Deruelle et al., 1991). Les interprétations gravimétriques en terme de remontée du Moho à l'aplomb de ces structures sont donc plus délicates car le volcanisme produit des hétérogénéités de masse. Par contre, notons l'implication du manteau dans ces structures, même si elle intervient jusqu'à 500 Ma après leur formation. Je profiterai de la discussion générale (chapitre 8) pour détailler les relations entre zones de cisaillement majeures et manteau.

La carte gravimétrique de l'Afrique publiée récemment par Hartley et al. (1996) est présentée dans la Figure 7.14. Cette carte est en accord avec les études menées à Madagascar et au Cameroun. Remarquons que les grandes zones de cisaillement panafricaines (Kenya, Soudan, Hoggar), toutes de faciès granulites, possèdent des signatures gravimétriques similaires à celles observées à Madagascar (remontée du Moho). Les connexions entre manteau et croûte mises en évidence à Madagascar, y compris la chenalisation de CO₂ d'origine mantellique, pourraient s'être produites également dans ces régions. L'existence de mines de phlogopite dans ces grandes zones de cisaillements peut être utilisée en première approche pour caractériser les zones infiltrées. C'est le cas du Kenya et de la Namibie (Choubert et al., 1976).

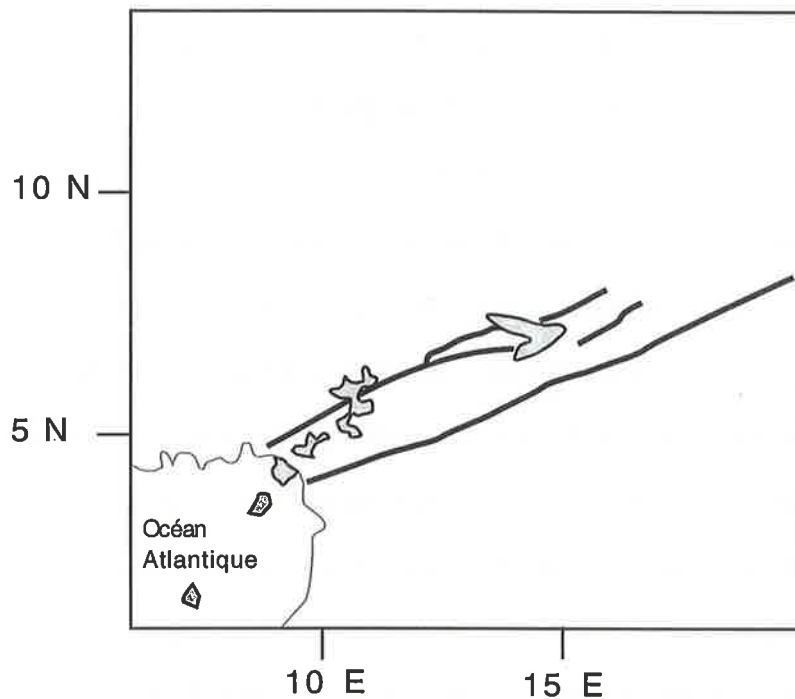
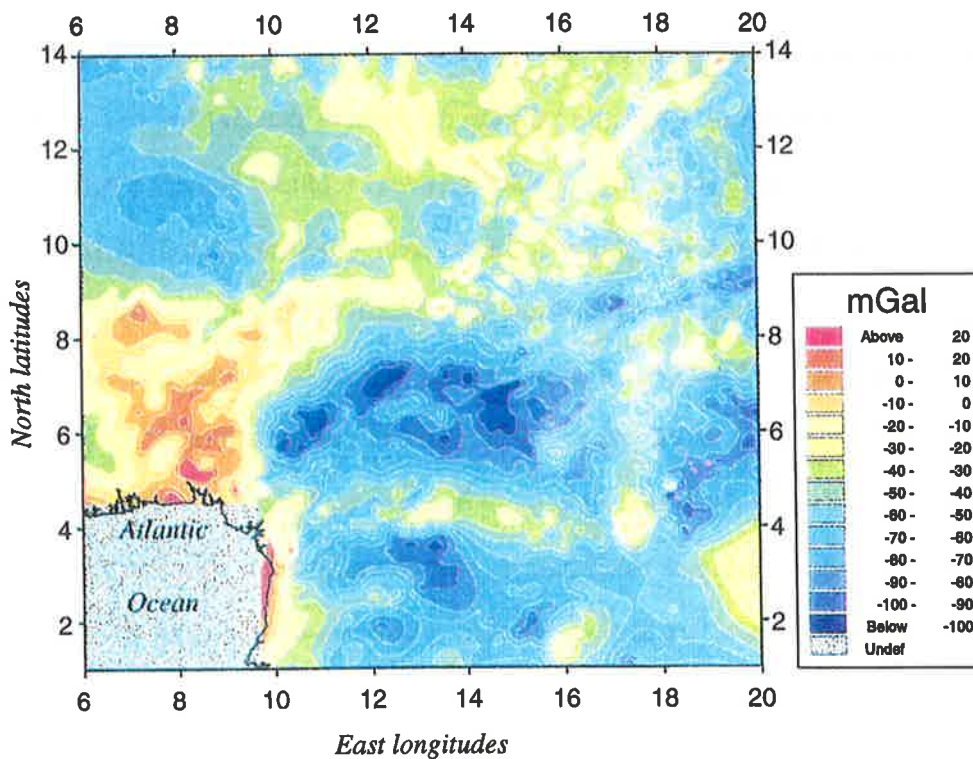


Figure 7.13 : Ci-dessous : Carte des anomalies de Bouguer de l'Afrique ouest centrale, modifiée d'après Poudjom Djomani et al., 1995. Ci-dessus : schéma structural simplifié de la même zone, lignes épaisses = zones de cisaillement majeures; zones grisées = épanchements volcaniques de la Ligne du Cameroun.



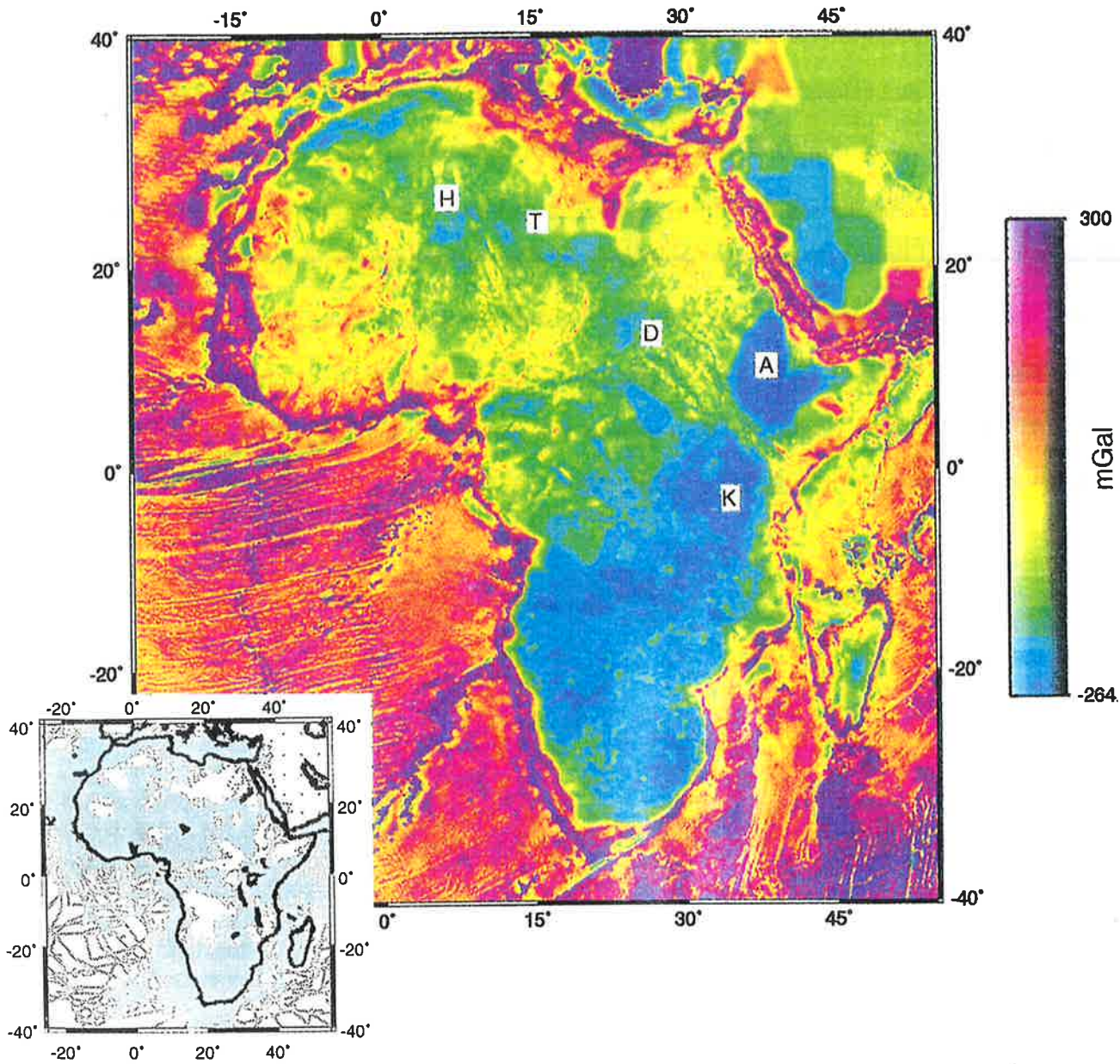


Figure 7.14: Carte des anomalies de Bouguer du continent africain et densité des points de mesures ayant servi au calcul de la surface présentée, d'après Hartley et al., 1996. Résolution de 10 km. Remarquer la signature des zones de cisaillement majeures entre Kenya (K) et Afar (A); dans le Hoggar (à l'ouest de la lettre H); ainsi que les caractéristiques déjà soulignées de Madagascar et de l'Afrique centrale (Cameroun- Soudan, jusqu'au sud du Dôme de Darfur, marqué D).

Conclusion

Le réseau de zones de cisaillement d'échelle crustale de Madagascar joue un rôle majeur dans la distribution des fluides, dont une partie provient du manteau. Ces grandes structures crustales ont en fait une extension lithosphérique : elles déforment le Moho et s'enracinent dans le manteau. Le manteau contrôlerait à la fois la formation de ces structures, la nature et l'écoulement des fluides qui y percolent. Les connexions entre manteau et croûte continentale sont donc à la fois d'ordre mécanique et géochimique. Plus qu'une simple phase volatile (CO₂ ...), des magmas pourraient être produits à la base crustale des zones de cisaillement majeures, probablement des magmas carbonatés. Cela aurait des conséquences importantes sur le métasomatisme dans ces zones, car les magmas carbonatés sont des agents puissants du métasomatisme (Menzies et Hawkeswort, 1987, Wyllie, 1987).

8. SYNTHÈSE SUR LA DISTRIBUTION ET LE TRANSFERT DES FLUIDES À L'ÉCHELLE DE LA LITHOSPHERE

Les travaux présentés dans les chapitres précédents ont été discutés individuellement. Ce chapitre constitue une synthèse et une discussion plus générale sur la nature et la distribution des fluides dans les granulites à l'échelle mégascopique, complétée par les résultats préliminaires d'une étude à l'échelle microscopique. J'aborde ensuite les implications de l'ensemble de cette étude en ce qui concerne les transferts de fluides à l'échelle de la lithosphère continentale.

8.1. Situation de la présente étude par rapport aux autres modèles de fluide dans les granulites

Travailler à l'échelle de la croûte continentale à Madagascar permet de réconcilier sous un même cadre certains arguments apparemment conflictuels quant à la nature des fluides (H_2O dominant ou CO_2 dominant) et leur écoulement (pervasif ou chenalisé) dans les granulites. La Figure 8.1 présente une synthèse des résultats obtenus dans les principales localités granulitiques du monde en ce qui concerne la nature et la distribution des fluides, à partir de l'étude des isotopes stables C-O des carbonates. La superficie étudiée dans chaque localité ainsi que le niveau de profondeur dans la croûte qu'elles représentent sont restitués respectivement par la longueur des segments attribués à chaque site et leur profondeur dans la coupe (Figure 8.1). L'appréciation du niveau dans la croûte provient de la gamme des pressions enregistrées et du caractère plutôt acide ou plutôt basique du segment crustal, représenté par l'abondance des magmas correspondants. La Figure 8.1 montre que l'étude menée à travers Madagascar ouvre une large fenêtre dans la croûte continentale inférieure de faciès granulite, à la fois horizontalement et verticalement, les pressions s'étageant d'ouest en est de 11 à 4 kbar, et les granites étant abondant dans la partie orientale (voir chapitre 3).

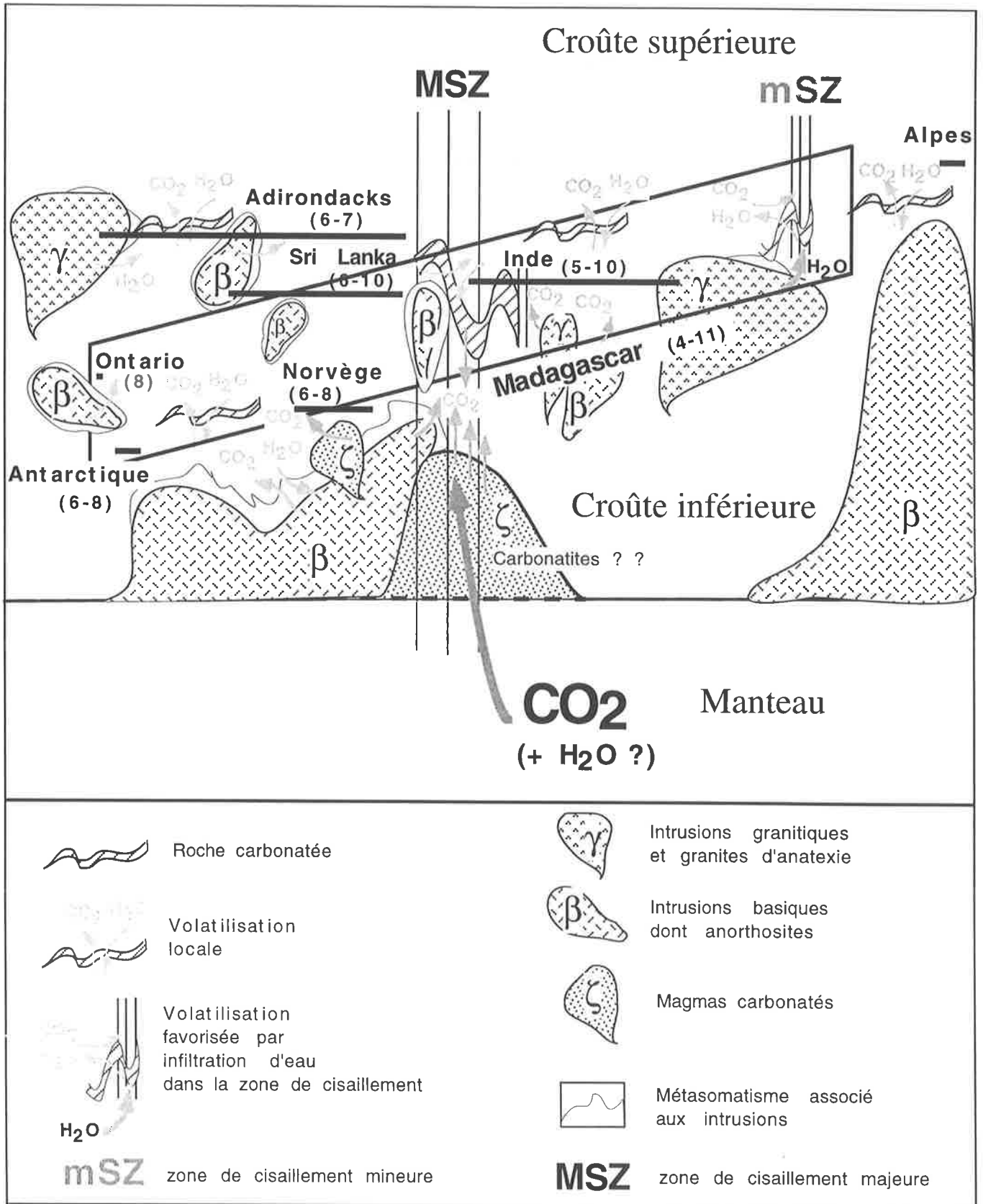


Figure 8.1 : Schéma de la croûte inférieure synthétisant les résultats obtenus dans les principales localités granulitiques du monde en ce qui concerne la nature et la distribution des fluides, à partir de l'étude des isotopes stables C-O des carbonates. L'échelle est arbitraire. La longueur des segments reflète la superficie étudiée en chaque localité, restituée en profondeur dans la croûte. La zone étudiée à Madagascar est représentée par un cadre (voir texte).

Nous avons pu identifier (chapitre 4) des terrains dans lesquels une phase fluide libre avait été apparemment absente, ou présente seulement très localement et temporairement lors de la formation de roches métasomatiques (skarns, clinopyroxénites). Les terrains granulitiques manquent fréquemment d'homogénéité dans leurs compositions isotopiques en oxygène, carbone et hydrogène sur des échelles centimétriques à métriques, ce qui est attribué à l'absence de fluide, ou à une faible distance de circulation (voir le chapitre 4 et Oliver, 1996). Même si de nombreuses réactions métamorphiques mixtes solide-fluide existent dans le faciès granulite (dévolatilisation des marbres, par exemple), elles ne mènent probablement pas à la production d'une phase fluide libre ; ce sont les conditions "fluid-absent" de Thompson (1983). Cependant, la présence d'inclusions fluides montre, comme la géochimie des isotopes stables, qu'une phase volatile peut se former, au moins localement. Si un flux de volatils n'est pas engendré *in situ*, il peut être issu, çà et là, de la cristallisation d'intrusions synmétamorphiques, acides ou basiques, qui développent à leur périphérie des zones métasomatiques. Les intrusions représentent, avec les migmatites, les principaux transferts de fluide (magma) dans ce contexte. Les volatils qu'elles expulsent peuvent être pervasifs mais sont rarement transportés sur des distances supérieures à la centaine de mètres. Ces terrains, où les transferts de fluides sont limités et les sources locales (voir également Oliver, 1996), représentent une part importante des localités granulitiques du monde (Figure 8.1) : Adirondacks (Valley et al., 1990), Sri Lanka (Hoernes et al., 1994), Alpes (Baker, 1988), Antarctique (Buick et al., 1994b). Ce sont également les terrains entre les zones de cisaillement à Madagascar. Si les granites syntectoniques abondent (charnockites, granites migmatitiques), le métasomatisme peut prendre de l'ampleur, développer d'abondants skarns et conduire à des minéralisations particulières. C'est le cas de certaines zones de l'extrême sud-est de Madagascar (Moine et al., 1985 ; Rakotondrazafy et al., 1996, Boulvais et al., 1996). H₂O, CO₂ et F en sont les fluides principaux. Nous avons étudié des fluides similaires mais chenalisés sur une faible distance à l'échelle de la croûte dans la zone de cisaillement mineure du sud-est de Madagascar (chapitre 4).

L'abondance de magmas basiques peut également fournir des fluides en quantité (Frost et al, 1989a). Les flux sont alors riches en CO₂ d'origine mantellique. C'est le cas des

granulites des Lofoten (Norvège, Baker et Fallick, 1988), d'une petite localité du Grenville de l'Ontario (Pattison, 1991) et certaines localités du sud de l'Inde (Wickham et al., 1994 ; Dunai et Touret, 1993 ; Santosh et al., 1995). La généralisation de Newton (1987) attribuant un flux de CO₂ pervasif à toute la croûte indienne est abusive (Raith et Srikantappa, 1993). L'infiltration pervasive de CO₂ est également débattue pour les granulites de différentes localités du sud de la Norvège (Touret, 1985 ; Broekmans et al., 1994 ; Bol et al., 1995), ce qui montre encore une fois l'hétérogénéité des transferts de fluides et la faible distance sur laquelle un écoulement peut être pervasif.

Les granulites de l'Inde et du Sri Lanka, localités jumelles de Madagascar au panafricain, présentent des caractères similaires à ceux des granulites malgaches. Cependant, le Sri Lanka ne représente qu'une bande de 300 par 150 km de granulites, à rapprocher de l'extrême sud-est de Madagascar. Cette bande étroite ne présente pas de structure pouvant ressembler à une zone de cisaillement majeure, si ce n'est l'augmentation du gradient de déformation et la parallélisation progressive de la foliation régionale vers la côte ouest de l'île, par ailleurs très rectiligne (Schumacher et Faulhaber, 1994). Le Sri Lanka représente probablement un terrain en dehors de zones de cisaillement majeures. Les granulites indiennes, d'une superficie d'environ 100 000 km², équivalente au sud de Madagascar, comportent de grandes zones de cisaillement (Drury et Holt, 1980) similaires à celles de Madagascar et qui pourraient s'y raccorder (Katz et Premoli, 1979). Ces cisaillements ont été très peu étudiés (Mohan, 1993) et aucune étude des fluides de la croûte granulitique indienne n'a été réalisée à une échelle suffisante pour intégrer le rôle de ces structures. Dunai et Touret (1993) et Wickham et al. (1994) effleurent toutefois le problème de la chenalisation de fluide mantelliques par ces structures.

En somme, l'étude réalisée à Madagascar réconcilie les apparentes contradictions de la littérature concernant la nature et l'écoulement des fluides dans les granulites. Elle montre que les zones sans infiltration sont volumétriquement importantes, mais que la mise en place de magmas syntectoniques (abondants dans ces régions anormalement chaudes) peuvent créer localement des flux pervasifs, dont une partie peut être dérivée du manteau. Les zones de cisaillement majeures offrent une autre possibilité d'infiltrer des fluides mantelliques dans la

croûte, mais ces structures ont une section efficace modeste. Toutefois les flux pourraient y être forts (chapitre 5). De nombreuses roches métasomatiques existent dans les terrains granulitiques, à Madagascar comme ailleurs (Heier, 1973), et certaines peuvent être associées à des minéralisations d'extension kilométrique. Ceci montre l'importance des fluides dans ce faciès réputé anhydre.

L'image que l'on peut avoir des fluides dans le faciès granulite dépend donc de l'échelle à laquelle on se place, de la proximité du manteau, et de l'existence de structures pouvant chenaliser les fluides. Les transferts de fluides sur des distances supérieures à la centaine de mètres, à Madagascar comme dans les autres localités, ne sont pas pervasifs. Oliver (1996) arrive à la même conclusion en synthétisant les travaux effectués dans des contextes géologiques variés. Même Newton (1987), qui défend la théorie d'un flux pervasif pour l'Inde, atteste la localisation des flux dans des zones de cisaillement d'échelle métrique. Son argumentation tient surtout à l'ubiquité des inclusions fluides riches en CO₂, dont les origines peuvent être diverses.

L'implication du manteau dans une part des fluides granulitiques est clairement établie ; mais le manteau n'est qu'un composant du système, pas toujours présent, ni même majoritaire.

8.2 Les fluides dans les minéraux

Parallèlement à l'étude des fluides à l'échelle de la croûte malgache, j'ai commencé une étude exploratoire des fluides à l'échelle du minéral. Cette approche permet d'observer directement les fluides et non plus leurs effets via la composition isotopique de la roche. En particulier, cette étude est motivée par le fait que les granulites montrent fréquemment des inclusions fluides à CO₂ presque pur, alors que les isotopes stables ne rendent pas compte de cette hégémonie. Le message décrypté par les isotopes stables du carbone et de l'oxygène des carbonates est-il en accord avec celui enregistré dans les inclusions fluides ?

La description des échantillons, la méthode d'analyse et les résultats sont reportés dans l'Annexe E. Le CO₂ apparaît comme le fluide prédominant des inclusions fluides des minéraux granulitiques malgaches, dans les zones de cisaillement (cette étude) comme en dehors

(Berglund et Touret, 1976). Aucune inclusion aqueuse n'a été observée, pour des milliers d'autres carboniques. L'eau n'a pas non plus été détectée à la sonde Raman dans les inclusions carboniques, mais pourrait être responsable, notamment avec CH₄, de la différence observée entre conditions de piégeage et conditions P-T déterminées par les thermobaromètres de ces roches, ainsi que de la dispersion faible des valeurs de température de fusion finale des inclusions autour de -56.6 °C, température de fusion final de CO₂ pur (voir Annexe E). La fuite préférentielle d'hydrogène à partir d'inclusions à CO₂-H₂O pourrait également rendre compte de la prédominance des fluides à CO₂ comme des différences entre les conditions indiquées par les assemblages minéraux et celles présentées par les inclusions (Bakker et Jansen, 1990).

En complément de cette étude des inclusions fluides, les teneurs en gaz rares He, Ne et Ar et les rapports isotopiques ³He/⁴He des inclusions à CO₂ de grenats ont été analysés pour des roches provenant des zones de cisaillement majeures. Ces roches sont supposées infiltrées en partie par du CO₂ dont le carbone est d'origine mantellique (voir chapitre 4). Les gaz rares, en particulier l'hélium sont de bons marqueurs des interactions de volatils mantelliques avec la croûte (Martel et al., 1989) et ont déjà montré leur capacité à traquer des origines mantelliques pour le CO₂ des inclusions fluides de certaines granulites (Dunai et Touret, 1993, voir également le chapitre 1.5). Ce travail a été réalisé en collaboration avec T. Dunai (Université Libre d'Amsterdam), les méthodes d'extraction et d'analyse sont détaillées dans Dunai et Touret (1993). Une méthode par écrasement sous vide et une autre par chauffage ont été employées sur des grenats séparés. À ce jour, les rapports isotopiques ³He/⁴He mesurés n'ont pas été significativement différents du rapport atmosphérique et l'origine mantellique du CO₂ ne peut pas être prouvée par cette méthode. Les mesures complémentaires pour détecter une origine nucléogénique (par les rayons cosmiques) ou atmosphérique (par fuite) (voir Dunai et Touret, 1993) de ce rapport n'ont pas donné de résultat. D'autres grenats ont été préparés, en s'attachant à sélectionner des échantillons prélevés dans des carrières, afin de se prémunir de l'effet des rayons cosmiques. Les analyses sont en cours.

Puisque les inclusions fluides sont essentiellement à CO₂, un troisième type d'investigation a été mené pour essayer de mettre en évidence des fluides à H₂O dans les minéraux du faciès granulites. La spectrométrie infra-rouge est connue pour sa capacité de

détection de très faible quantité d'eau, sous forme OH, dans des minéraux nominale-ment anhydres (Wilkins et Sabine, 1973), c'est à dire des minéraux qui ne contiennent pas de groupement OH dans leur formule structurale. Ces micro-réservoirs de fluide ne sont pas non plus des inclusions visibles au microscope optique. La méthode et les principaux résultats, obtenus en collaboration avec Jannick Ingrin (Université d'Orsay), pour des grenats et saphirines de Madagascar sont résumés dans l'Annexe F. Les grenats contiennent moins de 5 ppm d'eau (limite de détection de l'appareil). Les seuls réservoirs d'eau détectés dans les saphirines sont des microfractures contenant des minéraux hydroxylés, chlorite et boehmite. Toutefois, la composition de ces phases peut se déduire de celle de la saphirine en système fermé (voir Annexe F). C'est la seule trace d'eau qui a pu être détectée pour le moment.

Les minéraux du faciès granulite de Madagascar, qu'ils viennent de l'extérieur ou de l'intérieur des zones de cisaillement, montrent des inclusions fluides contenant une forte proportion de CO₂. L'eau n'est pour le moment que suspectée. Cette image des fluides granulitiques donnée par les inclusions ne correspond pas à celle obtenue à partir de la géochimie des isotopes stables, qui met également en évidence des fluides à H₂O. Plusieurs hypothèses peuvent être formulées pour rendre compte de l'absence, réelle ou apparente, d'eau en inclusions dans les minéraux.

La différence observée peut provenir du fait que le piégeage des inclusions et l'infiltration ne sont pas synchrones. En particulier, l'infiltration s'opère dans une roche déjà formée, qui peut ou non subir des recristallisations et produire de nouveaux minéraux par réactions. Il n'y a peut-être que très peu de fluide, en système fermé, qui préside à la formation des premiers minéraux de faciès granulites (cœur des grenats, saphirines ...). Ce fluide primaire serait du CO₂ d'origine *in situ*. Les fluides (dont H₂O) des infiltrations subséquentes ne seraient pas piégés car très peu de nouveaux minéraux se formeraient, à part peut-être des minéraux hydroxylés, souvent clivés et colorés, et donc rarement étudiés pour leur inclusions fluides. Seule la cordiérite est un minéral hydraté dont les inclusions sont facilement analysables. Les inclusions observées ne présentaient apparemment pas d'eau, mais l'extraction des fluides de constitution et des inclusions par chauffage sous vide a donné un rapport

$\text{CO}_2:\text{H}_2\text{O} = 1:4$ pour les cordiérites d'une migmatite provenant d'une zone de cisaillement majeure. L'eau est donc bien présente, mais elle n'est pas facilement observable.

La différence des propriétés de mouillabilité des surfaces par CO_2 et H_2O pourrait rendre compte d'un piégeage sélectif du CO_2 , petite sphère aux limites de grains, au détriment de l'eau qui forme plus facilement des réseaux connectés (voir chapitre 1.4.2). Les travaux expérimentaux de Johnson et Jenkins (1991) indiquent pourtant qu'il n'y aurait pas de piégeage sélectif du CO_2 par rapport à l'eau. Cependant, ces travaux ont utilisé des minéraux isolés qui ne reproduisent pas le comportement d'une roche avec sa porosité.

L'immiscibilité des fluides $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ est également un facteur à prendre en considération. Les conditions P-T du faciès granulite correspondent à une zone où les composés H_2O et CO_2 peuvent être miscibles ou non (voir chapitre 1, Figure 1.2). Les données expérimentales sont encore trop rares à ces températures et pressions pour que l'on ait une bonne connaissance du diagramme de phase. L'immiscibilité réconcilierait le message donné par les isotopes stables et les inclusions fluides. Elle pourrait être étudiée en recherchant les saumures produites par la séparation d'une phase CO_2 d'une phase aqueuse qui concentrerait les sels. Certaines phases minérales courantes dans les granulites pourraient servir de sonde des compositions en sel ou CO_2 du milieu, notamment le scapolite de formule générale $(\text{Na,Ca,K})_4[\text{Al}_3(\text{Al,Si})_3\text{O}_{24}](\text{Cl,CO}_3,\text{SO}_4)$. Un marbre d'une zone de cisaillement majeure (échantillon 53c, la mylonite à wollastonite dont la composition isotopique est très modifiée, voir Figure 4.1), montre des scapolites de composition proche du pôle méionite (pôle CaCO_3). Les scapolites d'une métabasite métasomatisée (clinopyroxénites) montrent des compositions intermédiaires de scapolite à $\text{NaCl}-\text{CaCO}_3$.

La chasse aux inclusions fluides aqueuses et aux saumures est ouverte (Shmulovich et Graham 1996 ; Touret, 1996). À la différence des inclusions fluides primaires, les inclusions secondaires ont toutes les chances d'avoir enregistré des infiltrations de fluide, car elles correspondent à des fractures scellées, mais il est extrêmement difficile de les attribuer à un épisode granulitique. La rareté des inclusions secondaires aqueuses et l'absence d'altération rétrograde des roches vont généralement de paire. L'utilisation d'inclusions pseudo-secondaires (fracture scellée cachetée par une nouvelle croissance du minéral) dans des minéraux

symptomatiques du faciès granulite (saphirine, kornéropine ...) pourrait constituer une piste de recherche intéressante, mais ces inclusions sont rares.

8.3 Transferts des fluides à l'échelle de la lithosphère

Les environnements tectoniques impliquant la lithosphère ont la particularité d'être dominés par un type d'interaction fluide-roche, et seul le faciès granulite enregistre un transfert de carbone depuis le manteau (chapitre 2). Les connexions entre manteau et croûte sont en effet étroites dans ce faciès, soit par les intrusions abondantes de magmas basiques (Frost et al., 1989a), soit par les zones de cisaillement majeures (chapitres 4 et 7). Les zones de cisaillements sont en outre le lieu de connexions mécaniques et chimiques entre le manteau et la croûte.

La première question qui vient à l'esprit une fois que l'on a mis en évidence un flux de carbone du manteau vers la croûte est : où le carbone va-t-il finir sa course ? Touret (1992) propose que le CO₂ est provisoirement stocké dans les roches pendant leur passage en faciès granulite et qu'il est ensuite progressivement libéré pendant la rétro-morphose. L'altération et l'érosion des terrains granulitiques mis à l'affleurement libérerait le CO₂ dans l'atmosphère. Les réservoirs majeurs de CO₂ dans le faciès granulite sont les carbonates, les inclusions fluides et les scapolites. L'importance du dégazage crustal apparaît selon Touret (1992) dans le fait que la teneur en CO₂ de l'atmosphère à travers les âges n'est pas directement corrélée avec les épisodes volcaniques. L'émission de CO₂ par la croûte était jusque-là estimée provenir presque uniquement de la décomposition thermique des carbonates et de la matière organique (Des Marais, 1985; Sundquist, 1991; Des Marais, 1994). Dans la littérature, le dégazage continental n'est généralement pas associé à un cycle du carbone impliquant manteau, croûte et atmosphère, à la différence du dégazage des rides océaniques. La partie continentale du cycle du carbone, par l'équilibre entre réactions de dévolatilisation des carbonates et réactions d'altération des silicates joue par ailleurs un rôle central dans la régulation du cycle (Sundquist, 1991).

Nous avons vu que les zones de cisaillement majeures sont d'importants drains lithosphériques. Ont-elles fonctionné seulement pendant le cycle panafricain et la formation des granulites ou ces drains peuvent-ils être empruntés pendant des périodes plus longues pour un

dégazage "passif" du manteau, sans relation avec un épisode tectonique ? Les mesures expérimentales des propriétés de mouillabilité des fluides CO₂-H₂O dans différentes roches à différentes conditions P-T suggèrent que le dégazage ne peut pas se faire sans être assisté par la déformation ou sans qu'un gradient de pression soit maintenu. Un moyen d'étudier d'éventuelles émanations actuelles de CO₂ serait de rechercher les sources, chaudes ou non, qui pourraient se trouver dans les zones de cisaillement majeures malgaches, et d'en analyser les rapports isotopique du carbone, ou de l'hélium. Les images satellitaires infrarouges, prises de nuit dans des régions inhabitées au très faible couvert végétal pourraient également être utilisées pour repérer d'éventuelles émanations de CO₂ dans les zones de cisaillement. Les zones de cisaillement majeures de Madagascar sont encore actives du point de vue néotectonique (voir chapitre 7) et pourraient l'être du point de vue géochimique. Ces structures orientées verticalement sont les lieux privilégiés potentiels d'échanges entre manteau et atmosphère.

Les quantités de fluides transférés sont difficiles à apprécier. Elles dépendent de la quantité de magmas intrudés dans la croûte et du volume des zones de cisaillement infiltrées pendant une durée donnée. Frost et al. (1989a) ont estimé que le volume de terrain granulitique envahi par le CO₂ libéré d'un magma représente 20 % du volume du magma, mais l'estimation du volumes des roches granulitiques infiltrées par du CO₂ d'origine magmatique est loin d'être faite. La durée de fonctionnement des transferts de fluide (magmas et volatils) depuis le manteau vers la croûte est également difficile à estimer. Les transferts de magmas sont probablement fonction de la durée de l'anomalie thermique responsable du faciès granulite et de la quantité limite de magmas que l'on peut intruder dans la croûte. Cette quantité doit être reliée à l'espace disponible, et probablement au contexte tectonique (extension, décrochement, pull-apart, compression). Les durées de fonctionnement des zones de cisaillement peuvent se déduire des mesures géochronologiques effectuées sur les différents assemblages métamorphiques qui cristallisent successivement. Nicollet et al. (1995) ont mesuré des d'âges plus jeunes dans les zones de cisaillement majeures qu'en dehors (jusqu'à 375 Ma, pour un pic métamorphique autour de 550 Ma), ce qui suggérerait 175 Ma d'activité des zones de cisaillement aux conditions du faciès granulite. L'implication des zones de cisaillement majeures dans l'ouverture du canal du Mozambique et de l'Océan Indien au Mésozoïque (voir chapitre 7)

montre que ces structures ont été encore actives longtemps après l'épisode métamorphique panafricain.

Le métasomatisme qui a eu lieu dans les zones de cisaillement majeures durant l'infiltration présente des analogies frappantes avec le métasomatisme du manteau (voir chapitre 1). L'implication de CO₂ d'origine mantellique en est le dénominateur commun, mais la similitude porte aussi sur le cortège minéralogique associé à l'infiltration: diopside, phlogopite, apatite et fluorite. Le métasomatisme du manteau est fréquemment imputé à des interactions avec des magmas carbonatés. De tels magmas, formés à la base crustale des zones de cisaillement, pourraient être à l'origine des flux de CO₂ et des minéralisations observées. À la différence du CO₂, les magmas carbonatés sont susceptibles de migrer car ils développent des réseaux aux joints de grains pour de vastes conditions P-T (Minarik et Watson, 1995, voir également chapitre 1). J'ai recherché des carbonatites sur le terrain, et n'en est trouvé que dans les écrits de Lacroix (1941, pages 83-85). Le seul échantillon que j'ai étudié qui pourrait faire penser à une carbonatite est l'échantillon de carbonate à diopside (référence Carb Ben, Tableau 4.2) prélevé dans une veine de la mine de Benato (zone de cisaillement B, Figures 3.3 et 3.6). Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène de cet échantillon sont similaires à celles des carbonatites (voir chapitres 2 et 4), sa composition en éléments traces est en cours de détermination. Une roche échantillonnée à 3 km à l'est de la mine de Benato, dans la zone de cisaillement majeure B, a été comparée à une carbonatite par Lacroix. Aucune autre étude n'est venue le confirmer ou l'infirmier. Il s'agissait d'une roche à orthopyroxène-magnésite, dont la première occurrence a été décrite dans une intrusion carbonatitique norvégienne. La rareté des carbonatites, à Madagascar comme ailleurs dans le monde, pourrait être liée au fait qu'elles sont très réactives et interagissent avec l'encaissant sans pouvoir remonter (Barker, 1996), ou qu'elles se volatilisent sous forme de CO₂ (Canil, 1990). Les intrusions carbonatitiques ont pu également avoir lieu beaucoup plus profondément que le niveau auquel leurs effets sont observés aujourd'hui à Madagascar. Des carbonatites ont été étudiées dans les granulites de l'In Ouzzal (Hoggar). Elles sont responsables d'émanations chenalisées de CO₂ et d'un important métasomatisme des roches encaissantes (fénitisation), accompagné de la cristallisation de phlogopite, fluor-apatite et amphibole (Fourcade et al., 1996). Si les carbonatites n'ont pas été

identifiées sans ambiguïté à Madagascar, la similarité entre le métasomatisme des zones de cisaillement majeures et celui associé aux carbonatites, dans le manteau comme dans la croûte granulitique, reste remarquable. Le lien entre le métasomatisme du manteau et les structures cisailantes a déjà été proposé. Par exemple, Downes (1990) observe que les xénolites déformés sont métasomatisés alors que ceux qui ne sont pas déformés le sont rarement, et attribue ce métasomatisme à la chenalisation de fluides mantelliques dans des zones de cisaillement mantelliques.

Le métasomatisme des zones de cisaillement majeures panafricaines pourrait avoir eu des conséquences sur l'évolution du magmatisme mésozoïque à actuel en Afrique. Black et Liégeois (1993) soulignent le lien étroit entre les structures lithosphériques et la localisation du magmatisme alcalin en Afrique. Ashwal et Burke (1989) attribuent cela à un effet fertilisant de la tectonique panafricaine sur le manteau lithosphérique, le manteau sous-cratonique ne pouvant pas servir de source au magmatisme tertiaire africain. Les régions métasomatisées sont riches en volatils et peuvent de ce fait fondre plus facilement. Il est en effet remarquable, que les magmas émis le long du rift est-africain, passent de compositions basaltiques à celles de phonolites uniquement dans la région où le rift traverse le zone de cisaillement majeure kenyane (Figure 8.2). De même, la Ligne du Cameroun (voir chapitre 7) présente un magmatisme alcalin parallèlement à la zone de cisaillement majeure centrale africaine. L'origine de ce magmatisme, sa composition comme son alignement, a fait l'objet de discussions sur l'éventuelle implication d'un point chaud. Lee et al. (1996) s'orientent actuellement vers une composition des magmas héritée du manteau sous-continental. L'anomalie thermique responsable de ce magmatisme serait l'ouverture de l'Atlantique. Les xénolites péridotitiques remontés par les volcans semblent avoir été métasomatisés avant et indépendamment de l'activité magmatique de cette région. L'âge des épanchements ou des plutons le long de la Ligne du Cameroun (de 65 Ma à

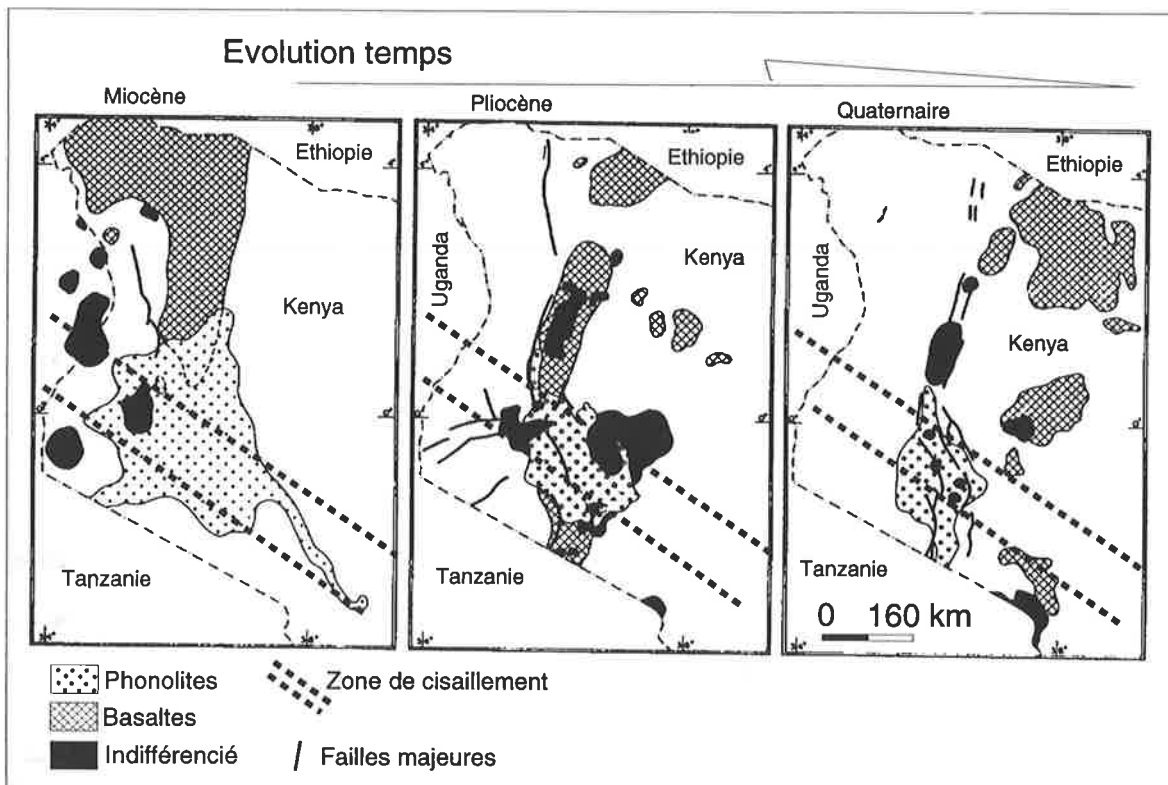


Figure 8.2 : Distribution des basaltes et magmas alcalins (phonolites) au Miocène, Pliocène et Quaternaire le long du rift est-africain, entre Kenya et Tanzanie, modifié d'après Williams (1978). Les zones répertoriées représentent le volcanisme fissural et de multiples centres d'éruption. La zone de cisaillement majeure sud-kenyane est reportée d'après Cardon et al. (1997).

nos jours, Lee et al., 1996) ne varie pas avec la distance, ce qui exclu l'activité d'un point chaud. D'une manière générale, la localisation du magmatisme alcalin dans les zones tectonisées au Panafricain, la synchronicité des événements dans toute l'Afrique, et la répétition d'événements aux mêmes endroits en des temps éloignés suggèrent à Bailey (1993) que les points chauds ne sont pas à l'origine du magmatisme alcalin. L'étroite dépendance entre la zone de cisaillement centrale-africaine et la Ligne volcanique du Cameroun, ainsi que la synchronicité des épanchements, pourraient résulter de la percolation des magmas, dès leur source mantellique, dans la zone de cisaillement majeure préexistante. Des flux de magmas localisés dans des zones de cisaillement mantelliques ont par ailleurs été observés par Kelemen et Dick (1995). Les zones de cisaillement majeures apparaissent donc comme des drains d'échelle lithosphérique dont l'activité dépasse la durée de l'épisode tectonique qui les a créées. L'orientation préférentielle de ces structures et leur métasomatisme panafricain seraient responsables de leur réactivation par les événements thermiques subséquents.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Plus qu'un résumé des travaux effectués et des résultats obtenus, cette dernière partie du mémoire s'attache à faire le point sur les idées qui ont sous-tendu ce travail de recherche et à en rappeler le cadre général.

L'étude des transferts de fluides à l'échelle de la lithosphère ne se résume pas à l'étude séparée : - des transferts de fluide dans la croûte (les études sont extrêmement nombreuses),

- des transferts de fluide dans le manteau (les études sont nombreuses)

et des transferts de fluide à travers l'interface manteau-croûte (les études sont rares).

Les relations physiques et chimiques entre le manteau et la croûte doivent être restituées dans leur cadre naturel, en liaison avec le contexte géodynamique, car l'échelle de la lithosphère est également celle de la tectonique des plaques.

Les fluides jouent un rôle important dans la lithosphère et nous avons pu en aborder différents aspects au cours de ce travail. Tout d'abord, les fluides, magmas ou volatils, sont les principaux vecteurs d'échanges entre les grandes enveloppes de la Terre. Nous avons étudié la nature et la distribution des fluides dans une portion de croûte inférieure de faciès granulitique et observé que des fluides d'origine crustale, métamorphique ou magmatique, y circulaient, mais aussi des fluides issus du manteau. Les transferts de matière entre lithologies contrastées via une phase fluide sont responsables d'un abondant métasomatisme, depuis l'échelle locale (à l'interface entre un granite et un marbre par exemple), jusqu'à l'échelle de la lithosphère (dans les zones de cisaillement majeures qui drainent des fluides mantelliques et crustaux. Il en résulte, à Madagascar et dans de nombreuses localités des Chaînes Panafricaines, des minéralisations à caractère économique (par exemple urano-thorianite et phlogopite). Les fluides jouent également un rôle dans la rhéologie de la lithosphère. Ils doivent très probablement être impliqués dans la localisation de la déformation lithosphérique dans les zones de cisaillement majeures. La question demeure de savoir si l'infiltration déclenche la déformation ou l'inverse. Enfin, l'existence de zones de perméabilité orientée à l'échelle de la lithosphère et le fait que ces

chenaux soient métasomatisés auraient des conséquences à long terme sur l'évolution magmatique de ces régions.

La démarche adoptée dans ce travail a été d'étudier une vaste portion de croûte continentale sous influence du manteau (les granulites) afin de donner une image des transferts de fluide que nous serions capables d'observer à l'échelle de la lithosphère. Le socle panafricain de Madagascar offre une telle opportunité, avec près de 300.000 km² de granulites, dont 100.000 km² ont été l'objet d'une investigation structurale et géochimique. Caractériser la lithosphère et non pas seulement une localité de faciès granulite demande de prendre du recul, et donc d'échantillonner sur une vaste étendue, aux dépens de la résolution que l'on peut avoir localement. Néanmoins, nous avons cherché à rendre compte des phénomènes à l'échelle où ils se produisent, depuis un échantillonnage sérié à l'échelle du mètre jusqu'à la corrélation entre une carte des anomalies gravimétriques et les caractéristiques isotopiques des grands ensembles structuraux. La géochimie isotopique C-O des carbonates de lithologies variées a été un outil précieux dans la caractérisation des écoulements de fluide. En particulier, les marbres sont de bons marqueurs pétrologiques et isotopiques des infiltrations. Le carbone constitue un élément de choix pour étudier la distribution et le transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère. Les atouts de cet élément sont sa vaste répartition mais son abondance faible, le nombre relativement faible de phases-hôtes et le contraste isotopique relativement fort qui existe entre les différents réservoirs. L'hydrogène est moins favorable car cet élément est moins bien réparti que le carbone et les compositions isotopiques des différents réservoirs sont faiblement contrastées. L'oxygène est un élément ubiquiste dont les phases-hôtes sont extrêmement nombreuses. L'étude du couplage entre carbone et oxygène à travers l'étude des carbonates s'est révélée très utile pour caractériser les infiltrations dans le système CO₂-H₂O.

Ainsi, le couplage entre carbone et oxygène des marbres varie, à l'échelle du globe, en fonction de l'environnement tectonique. Seuls les environnements impliquant la lithosphère montrent une systématique dominée par un type d'interaction fluide-roche. Les domaines en convergence, anormalement froids, sont dominés par des échanges via un fluide riche en eau, probablement non mantellique, sans infiltration de CO₂ mantellique. L'interface manteau-croûte paraît imperméable. Les domaines en extension ou en transpression, anormalement chauds, ont

interagi avec du CO₂ d'origine mantellique et une proportion plus ou moins grande d'eau. L'interface manteau-croûte est alors perméable. Le cycle du carbone à l'échelle de la lithosphère est contrôlé par l'environnement tectonique.

Appréhender la distribution des fluides à l'échelle d'une vaste portion de croûte continentale a permis dans un premier temps de réconcilier les résultats apparemment conflictuels d'études plus locales, quant à la nature (CO₂/H₂O) et l'écoulement (chenalisé ou pervasifs), voire l'absence de phase fluide mobile dans les granulites. Une telle échelle d'observation permet de hiérarchiser les structures permettant l'écoulement et de hiérarchiser les sources de fluides. Les zones infiltrées, relativement aux zones apparemment exemptes de phase fluide mobile, sont volumétriquement faibles à Madagascar, comme dans la grande majorité des autres localités de faciès granulite étudiées à ce jour. Les transferts de fluide, s'ils sont spectaculaires par leurs effets métasomatiques ou par les quantités d'inclusions fluides qu'ils peuvent laisser derrière eux, restent dépendant de la proximité des sources, à moins qu'ils ne soient eux mêmes hébergés par des structures spectaculaires. Si des émanations de CO₂ d'origine mantellique sont observées à la périphérie des magmas basiques qui intrudent la croûte continentale inférieure, les zones de cisaillement majeures de Madagascar (environ 30 km de large et plus de 350 km de long) drainent directement des fluides mantelliques. Si les magmas intrudés représentent une source limitée de fluide, le manteau constitue un réservoir autrement plus grand, et les infiltrations de CO₂ dans les zones de cisaillement sont susceptibles de durer au moins le temps de l'anomalie thermique mantellique responsable des granulites, sinon bien au delà sous une forme atténuée.

L'enracinement lithosphérique de certaines zones de cisaillement, préalablement définies comme appartenant à un réseau transpressif d'échelle crustale, a été démontré par l'utilisation conjointe de la gravimétrie et de la géochimie des isotopes stables. Cette étude nous a permis de restituer la troisième dimension jusque-là méconnue de ces objets. Les longueurs et largeurs respectives de ces cisaillements, observables sur le terrain ou par télédétection, et les traces géochimiques et gravimétriques de leur enracinement dans le manteau ou seulement dans la croûte nous en donnent une vue tridimensionnelle. Les paramètres de forme (longueur, largeur et profondeur) des zones de cisaillement mineures et majeures ne sont pas proportionnels. Cette

observation et les distances caractéristiques entre chaque type de structure suggèrent un contrôle différent de leur développement, par la croûte et la lithosphère, compatible avec les modèles existants de déformation de la lithosphère.

Ce travail a permis d'établir un cadre général de la distribution et des transferts de fluides à l'échelle de la lithosphère. L'étude a été centrée sur les granulites de Madagascar parce qu'il s'agissait de confronter, sur la plus grande zone possible, la géologie structurale et la géochimie. Cette étude exploratoire d'un grand nombre de lithologies et de leurs compositions isotopiques C-O-H, en relation avec les structures, constitue une base pour les études futures de contextes similaires. Les résultats obtenus sont typiques des environnements de tectonique à l'échelle de la lithosphère en conditions anormalement chaudes et donne une lecture nouvelle d'un certain nombre de localités célèbres, en Inde, au Kenya, au Cameroun, au Brésil et en Australie.

Bien qu'un ensemble varié de techniques d'approche ait déjà été employé, des études complémentaires sont à prévoir, et certaines sont en cours. Le métasomatisme des zones de cisaillement majeures de Madagascar fait actuellement l'objet d'une étude de Terres Rares et d'inclusions fluides. Ces études sont motivées par la similitude entre le métasomatisme du manteau et celui des zones de cisaillement, et par l'intérêt qu'il y aurait de confronter les messages délivrés par la géochimie des isotopes stables et par les inclusions fluides. Une étude exploratoire de la géochimie isotopique des silicates est planifiée, en partie pour répondre aux interrogations soulevées par les valeurs élevées du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates dans les roches basiques intrudées dans la croûte, et pour évaluer précisément les conditions d'équilibre des roches infiltrées. De plus, les relations entre composition chimique des micas et fractionnement de l'hydrogène méritent à mon avis une étude expérimentale.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ackermann, D., Windley, B. F., and Razafiniparany, A., 1989, The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. In Daly, J. S., Cliff, R. A., and Yardley, B. W. D., éditeurs, Evolution of metamorphic belts: Geological Society Special Publication, v. 43, p. 293-296.
- Agrinier, P., Javoy, M., Smith, D.C. et Pineau, F., 1985, Carbon and oxygen isotopes in eclogites, amphibolites, veins and marbles from western Gneiss region, Norway. *Chemical Geology*, 52: 146-162.
- Agrinier, P., Hékinian, R., Biseau, D. et Javoy, M., 1995, O and H stable isotope compositions of oceanic crust and upper mantle rocks in the Hess Deep near the Galapagos Triple Junction. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 183-196.
- Aksyuk, A.M. et Zhukovskaya, T.N., 1994, Experimental calibration of the phlogopite fluorimeter at 500-700-degrees C and 1-4 kbar, and estimated HF Concentrations of fluids associated with marble - some examples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 4305-4315.
- Albarède, F., 1995, Introduction to Geochemical Modeling: Cambridge University Press, Cambridge, 543 pp.
- Anderson, D.L., 1995, Lithosphere, asthenosphere, and perisphere. *Reviews of Geophysics*, 33: 125-149.
- Andriambololona, Y.H., 1995, Le contrôle structural des minéralisations dans la croûte inférieure: exemple des gisements de phlogopite du sud de Madagascar, DEA, Antananarivo - Madagascar. 86 p.
- Ashwal, L.D. et Burke, K., 1989, African lithospheric structure, volcanism and topography. *Earth and Planetary Science Letters*, 96: 8-14.
- Ashwal, L.D., Morel, V.P.I. et Hamilton, M.A., 1995, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of massif-type anorthosites, southwest Madagascar, Centennial Geocongress, Geological Society of South Africa : 1, p. 206-209.
- Bailey, D.K., 1993, Carbonate magmas. *Journal of the geological Society of London*, 150: 637-651.
- Bak, J., Sorensen, K., Grocott, J., Korstgard, J.A., Nash, D. and Waterson, J., 1975, Tectonic implications of Precambrian shear belts in western Greenland: *Nature*, 254: 566-569.
- Baker, A.J. et Fallick, A.E., 1988, Evidence of CO₂ infiltration in granulite facies marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 91: 132-140.
- Baker, A.J., 1988, Stable isotope evidence for limited fluid infiltration of deep crustal rocks from the Ivrea Zone, Italy. *Geology*, 16: 492-495.
- Baker, J., Bickle, M.J., Buick, I.S., Holland, T.B.J. et Matthews, A., 1989, Isotopic and petrological evidence for the infiltration of water-rich fluids during the Miocene M2 metamorphism on Naxos, Greece. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2037-2050.

- Baker, J. et Spiegelman, M., 1995, Modelling an infiltration-driven geochemical front. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 87-96.
- Bakker, R.J. et Jansen, B.H., 1990, Preferential water leakage from fluid inclusions by means of mobile dislocations. *Nature*, 345: 58-60.
- Barker, D., 1996, Consequences of recycled carbon in carbonatites. *Canadian Mineralogist*, 34: 373-387.
- Barnes, I., Irwin, W.P. et White, D.E., 1978, Global distribution of carbon dioxide discharges and major zones of seismicity: U.S. Geological Survey, 12 pp.
- Baumgartner, L.P. et Rumble, D., III, 1988, Transport of stable isotopes: I: development of a kinetic continuum theory for stable isotope transport. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98: 417-430.
- Beach, A. and Fyfe, W.S., 1972, Fluid transport and shear zones at Scourie, Sutherland: Evidence for overthrusting?: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 36: 175-180.
- Beach, A., 1976, The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A280: 569-604.
- Bell, D.R. et Rossman, G.R., 1992, Water in Earth's Mantle: The Role of nominally Anhydrous Minerals. *Science*, 255: 1391-1397.
- Berglund, L. et Touret, J., 1976, Garnet-biotite gneiss in "Système du Graphite" (Madagascar): Petrology and fluid inclusions. *Lithos*, 10: 139-148.
- Bertil, D. et Regnault, J.M., en préparation, Sismotectonique de Madagascar.
- Besairie, H., 1964, Madagascar, Service Géologique de Madagascar, Geological Map, scale 1/1 000 000.
- Besairie, H., 1967, The Precambrian of Madagascar, in Rankama, K. (Éditeur), *The Precambrian*, Intersciences, 3: 133-142.
- Besairie, H., 1970a, Ampanihy sheet n°8, Geological map 1/500 000, Service Géologique de Madagascar.
- Besairie, H., 1970b, Fianarantsoa sheet no.7 and Ampanihy sheet no.8: Service Géologique de Madagascar, Geological Map, scale 1/500 000, 2 sheets.
- Bickle, M.J. et McKenzie, D., 1987, The transport of heat and matter during metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95: 384-392.
- Bickle, M. et Baker, J., 1990a, Migration of reaction and isotopic fronts in infiltration zones: assessments of fluid flux in metamorphic terrains. *Earth and Planetary Science Letters*, 98: 1-13.
- Bickle, M.J. et Baker, J., 1990b, Advective-diffusive transport of isotopic fronts: an example from Naxos, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 97: 78-93.
- Bickle, M.J. et Chapman, H.J., 1990, Strontium and oxygen isotope decoupling in the Hercynian Trois Seigneurs Massif, Pyrénées: evidence for fluid circulation in a brittle regime. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104: 332-347.

- Bickle, M.J., Chapman, H.J., Wickham, S.M. et Peters, M.T., 1995, Strontium and oxygen isotope across marble-silicate contacts, Lizzies Basin, East Humboldt Range, Nevada: constraints on metamorphic permeability contrasts and fluid flow. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 121: 400-413.
- Black, R. et Liégeois, J.-P., 1993, Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle : the Pan-African testimony. 150: 89-98.
- Blank, J.G. et Brooker, R.A., 1994, Experimental studies of carbon dioxide in silicate melts: solubility, speciation and stable carbon isotope behavior. In Carroll, M.R. et Holloway, J.R. (Éditeurs), *Volatiles in Magmas, Review of Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 30: 157-186.
- Blattner, P. et Lassey, K.R., 1990, Transport of stable-isotopes, kinetics, dispersive advection, and the "isotopic fronts" of Baumgartner and Rumble (1998). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 105: 486-490.
- Bodinier, J.-L., Vasseur, G., Vernières, J., Dupuy, C. et Fabriès, J., 1990, Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *Journal of Petrology*, 31: 597-628.
- Bodnar, R., Binns, P.R. et Hall, D.L., 1989, Synthetic fluid inclusions - VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behavior of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 229-242.
- Boettcher, A.L. et O'Neil, J.R., 1980, Stable isotope, chemical, and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas : Evidence for metasomatism in mantle source region of alkali basalts and kimberlites. *American Journal of Science*, 280-A: 594-621.
- Bohlen, S.R., 1991, On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 223-229.
- Bohlen, S.R., Eckert, J.O. et Hankins, W.B., 1995, Experimentally determined solidi in the Ca-bearing granite system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O - CO_2 . *American Mineralogist*, 80: 752-756.
- Bol, L.C.G.M., Nijland, T.G., Sauter, P.C.C., Jansen, J.B.H. et Valley, J.W., 1995, Preservation of premetamorphic oxygen and carbon isotopic trends in granulite facies marbles from Rogaland, southwest Norway. *American Journal of Science*, 295: 1179-1219.
- Boulvais, P., Cuney, M., Moine, B., Gruau, G. et Fourcade, S., 1996, Circulations fluides et transferts chimiques en contexte granulitiques : exemple de Madagascar. 16e Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, : p. 97.
- Bottinga, Y., 1969, Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide- graphite- methane- hydrogen-water vapor. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33: 49-64.
- Boullier, A.-M., Charoy, B. et Pollard, P.J., 1994, Fluctuation in porosity and fluid pressure during hydrothermal events: textural evidence in the Emuford District, Australia. *Journal of Structural Geology*, 16: 1417-1429.
- Bowman, J.R., O'Neil, J.R. et Essene, E.J., 1985, Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. *American Journal of Science*, 285: 621-660.

- Bowman, J.R., Willett, S.D. et Cook, S., 1994, Oxygen isotopic transport and exchange during fluid flow: one-dimensional models and applications. *American Journal of Sciences*, 294: 1-55.
- Bredehoeft, J.D. et Ingebritsen, S.E., 1990, Degassing of carbon dioxide as a possible source for high pore pressure in the crust (Chap. 11). In Bredehoeft, J.D. et Norton, D.L. (éditeurs), *The role of fluids in crustal processes*: National Academy press, Washington, 158-164.
- Brenan, J.M. et Watson, E.B., 1988, Fluids in the lithosphere: 2. Experimental constraints on CO₂ transport in dunite and quartzite at elevated P-T conditions with implications for mantle and crustal decarbonation processes. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 91: 141-158.
- Brenan, J., 1991, Development and maintenance of metamorphic permeability: implication for fluid transport. In Kerrich, D.M. (éditeur), *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 26: 848.
- Brenan, J.M., 1993, Partitioning of fluorine and chlorine between apatite and aqueous fluids at high pressure and temperature: implications for the F and Cl content of high P-T fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, 117: 251-263.
- Broecker, W.S. et Oversby, V., 1971, *Chemical Equilibria in the Earth*, MacGraw-Hill, New York, 318 pp.
- Broekmans, M.A.T.M., Nijland, T.G. et Jansen, J.B.H., 1994, Are stable isotopic trends in amphibolite to granulite facies transition metamorphic or diagenetic? An answer for the Arendal area (Bamble sector, southeastern Norway) from Mid-Proterozoic carbon-bearing rocks. *American Journal of Sciences*, 294: 1135-1165.
- Brown, P.E., 1989, FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390-1393.
- Bucher-Nurminen, K., 1990, Transfer of mantle fluids to the lower continental crust: constraints from mantle mineralogy and Moho temperature. *Chemical Geology*, 83: 249-261.
- Buick, I.S., Cartwright, I., Hand, M. et Powell, R., 1994a, Evidence for pre-regional metamorphic fluid infiltration of the Lower Calcisilicate Unit, Reynold Range Group (central Australia). *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 789-810.
- Buick, I.S., Harley, S.L., Cartwright, I. et Matthey, D., 1994b, Stable Isotopic Signatures of Superposed Fluid Events in Granulite Facies Marbles of the Rauer Group, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 285-299.
- Bulau, J.R., Walf, H.S. et Tyburczy, J.A., 1979, Mechanical and thermodynamical constraints on fluid distribution in partial melts. *Journal of Geophysical Research*, 84: 6109-6113.
- Burnham, C.W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids. In Barnes, H.L. (éditeur), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, John Wiley, New York, 71-136
- Caby, R., 1970, La chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique, Thèse, Montpellier.
- Caby, R., Sial, A., Arthaud, M. et Vauchez, A., 1991, Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil, in Dallmeyer, R.D. et Lécorché, J.P. (Éditeurs), *The West African Orogen and Circum-Atlantic Correlatives*, Springer Verlag, 373-397.

- Caby, R., 1996, A review of the In Ouzzal granulitic terrane (Tuareg shield, Algeria) : its significance within the Pan-African Trans-Saharan belt. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 659-666.
- Canil, D., 1990, Experimental study bearing on the absence of carbonate in mantle-derived xenoliths. *Geology*, 18: 1011-1013.
- Cardon, H., Pili, É. et Vidal, G., 1997, Pan-African lithospheric structures or How the Gregory rift helps to reconstruct Madagascar paleoposition, submitted to EUG 9, Strasbourg, Terra Abstracts, conference to be held in March 1997.
- Carreras, J., Cobbold, P.R. et al., 1980, Shear zones in rocks, Special issue, *Journal of Structural Geology*, 2, 287 p.
- Carroll, M.R. et Holloway, J.R., éditeurs, 1994, Volatiles in Magmas, Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, 30, 518 p.
- Chacko, T., Mayeda, T., Clayton, R.N. et Goldsmith, J.R., 1991, Oxygen and carbon isotope fractionations between CO₂ and calcite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2867-2882.
- Chiba, H., Chacko, T., Clayton, R.N. et Goldsmith, J.R., 1989, Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite, and calcite: Application to geothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2985-2995.
- Choubert, G et Faure-Muret, A. (co-ordinators), Chateaux, P. (cartographic art), 1976, *Geological World Atlas 1/10 000 000*, International Mapping Bureau, UNESCO, Paris.
- Clemens, J.D., 1990, The granulite-granite connexion. In Vielzeuf, D. et Vidal, P. (éditeurs), *Granulites and Crustal Evolution*, Kluwer Academic publishers, 311: 25-36.
- Coffin, M.F. and Rabinowitz, P.D., 1988, Evolution of the conjugate East African-Madagascar margins and the western Somali basin, *Geological Society of America Special paper*, 276: 78.
- Collins, W.J. and Teyssier, C., 1989, Crustal-scale ductile fault systems in the Arunta Inlier, central Australia: *Tectonophysics*, 158: 49-66.
- Connolly, J.A.D. et Thompson, A.B., 1989, Fluid and enthalpy production during regional metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 102: 347-366.
- Coolen, J.J.M.M.M., 1982, Carbonic fluid inclusions in granulites from Tanzania - A comparison of geobarometric methods based on fluid density and mineral chemistry. *Chemical Geology*, 37: 59-77.
- Cornacchia, M. et Dars, R., 1983, Un trait structural majeur du continent africain. Les Linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25: 101-109.
- Coward, M., 1980, Shear zones in the Precambrian crust of Southern Africa. *Journal of Structural Geology*, 2: 19-27.
- Craig, H. et Lupton, J.E., 1976, Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 31: 369-385.
- Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J., 1992, *An introduction to the rock-forming minerals*: New York, John Wiley & sons, 696 p.

- Deines, P., 1989, Stable isotope variations in carbonatites. In Bell, K. (Éditeur), Carbonatites : Genesis and Evolution: Unwin Hyman, London, 301-359.
- De Kun, N., 1965, The Mineral Resources of Africa, Elsevier, Amsterdam, 740 p.
- de la Roche, H., 1958, Contribution à l'étude géologique du socle cristallin de Madagascar, Thèse, Nancy. 172 p.
- Derry, L.A., Kaufman, A.J. et Jacobsen, S.B., 1992, Sedimentary cycling and enviromental change in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 1317-1329.
- Deruelle, B., Moreau, C., Mkoumbou, C., Kambou, R., Lissom, J., Njonfang, E., Ghogomu, R.T. et Nono, A., 1991, The Cameroon Line, A review. In Kampunzu, A.B. et Lubala, R.T. (Éditeurs), *Magmatism in Extensional Structure Settings : The Phanerozoic African Plate*, Springer-Verlag, 275-327.
- Des Marais, D.J., 1985, Carbon exchange between the mantle and the crust, and its effect upon the atmosphere: today compared to Archean time. In *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present*, American Geophysical Union Monograph, 32: 602-611.
- Des Marais, D.J., 1994, Tectonic control of the crustal organic carbon reservoir during the Precambrian. *Chemical Geology*, 114: 303-314.
- De Vault, A.L., 1943, The theory of chromatography. *American Chemical Society Journal*, 65: 532-540.
- Diamond, L., 1994, Introduction to phase relations of CO₂-H₂O fluid inclusions. In De Vivo, B. et Frezzotti, M.L. (éditeurs), *Fluid inclusions in Minerals: Methods and Applications: Virginia Tech., Blacksburg*, 131-158.
- Dipple, G.M. et Ferry, J.M., 1992a, Fluid flow and stable isotopic alteration in rocks at elevated temperatures with application to metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 3539-3550.
- Dipple, G.M. et Ferry, J.M., 1992b, Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112: 149-164.
- Doin, M.-P., 1995, Structure des lithospheres oceanique et continentale et anomalies du champ de gravite de la Terre, Thèse Paris VI. 295 pp.
- Dostal, J., Dupuy, C., Nicollet, C. et Cantagrel, J.M., 1992, Geochemistry and petrogenesis of Upper Cretaceous basaltic rocks from southern Malagasy. *Chemical Geology*, 97: 199-218.
- Downes, H., 1990, Shear zones in the upper mantle -Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotite. *Geology*, 18: 374-377.
- Drury, S.A. et Holt, R.W., 1980, The tectonic framework of the South Indian craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery. *Tectonophysics*, 65: T1-T15.
- Dubessy, J., Poty, B. et Ramboz, C., 1989, Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *European Journal of Mineralogy*, 1: 517-534.

- Dunai, T. et Touret, J.L.R., 1993, A noble gas study of a granulite sample from the Nilgiri Hills, southern India: implications for granulite formation. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 119: 271-281.
- Dunbar, J.A. and Sawyer, D.S., 1989, How preexisting weakness control the style of continental breakup: *Journal of Geophysical Research*, 94: 7278-7298.
- Dunn, S.R. et Valley, J.W., 1992, Calcite-graphite isotope thermometry : a test for polymetamorphism in marble, Tudor gabbro aureole, Ontario, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*, 10: 487-501.
- Dürr, S.B. et Dingeldey, D.P., 1995, Pan-African Congo craton escape along continental-scale strike-slip zones, EUG 8, Strasbourg, *Terra Abstracts* : 7, p. 48.
- Dutrage, G., Burg, J.-P., lapierre, J., Vignerresse, J.L., 1995, Shear strain analysis and periodicity within shear gradients of metagranite shear zones: *Journal of Structural Geology*, 17: 819-830.
- Dyment, J., 1991, Structure et évolution de la lithosphère dans l'Océan Indien, apport des anomalies magnétiques, Thèse, Strasbourg -France. 200 pp.
- Ehlers, K., Lister, G. et Stüwe, K., 1994, Reinterpretation of classic models of medium to high pressure metamorphic terranes. *Geological Society of Australia Abstracts*, 37: 2.
- Elderfield, H. et Schultz, A., 1996, Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24: 191-224.
- Etheridge, M.A., Wall, V.J. et Vernon, R.H., 1983, The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, 1: 205-226.
- Evans, W.C., 1996, A gold mine of methane. *Nature*, 381: 114.
- Falloon, T.J. et Green, D.H., 1989, The solidus of carbonated, fertile peridotite. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 94: 364-370.
- Fein, J.B., Graham, C.M., Holness, M.B., Fallick, A.E. et Skelton, A.D.L., 1994, Controls on the mechanisms of fluid infiltration and front advection during regional metamorphism - a stable isotope and textural study of retrograde dalradian rocks of the SW Scottish Highlands. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 249-260.
- Fitton, G. et Dunlop, H.M., 1985, The Cameroon Line, West Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 72: 23-38.
- Förster, H.-J., 1990, Halogen fugacities (HF, HCl) in melts and fluids: a survey of published data. *Z. geol. Wiss.*, 18: 255-266.
- Fourcade, S., Kienast, J.-R. et Ouzegane, K., 1996, Metasomatic effects related to channelled fluid streaming through deep crust: fenites and associated carbonatites (In Ouzal, Proterozoic granulites, Hoggar, Algeria). *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 763-781.
- Fournou, J.P. and Roussel, J., 1994, Imaging of the Moho depth in Madagascar through the inversion of gravity data: geodynamic implications: *Terra Nova*, 6: 512-519.
- Fricke, H.C., Wickham, S.M. et O'Neil, J.R., 1992, Oxygen and hydrogen isotope evidence for meteoric water infiltration during mylonitization and uplift in the Ruby Mountains-East Humboldt Range core complex, Nevada. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 111: 203-221.

- Friedman, I. et O'Neil, J.R., 1977, Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, in Fleisher, M. (Éditeur), *Data of Geochemistry*, Sixth Edition, United States Government Printing Office, chapter KK. 115 p.
- Frost, B.R. et Chacko, T., 1989, The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. *Journal of Geology*, 97: 435-450.
- Frost, B.R., Frost, C.D. et Touret, J.R.L., 1989a, Magmas as a source of heat and fluids in granulite metamorphism. In Bridgwater, D. (éditeur), *Fluid Movements - Element Transport and the Composition of the Deep Crust*, Kluwer Academic Publishers, 281: 1-18.
- Frost, B.R., Fyfe, W.S., Tazaki, K. et Chan, T., 1989b, Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crust. *Nature*, 340: 134-136.
- Frost, B.R. et Bucher, K., 1994, Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective. *Tectonophysics*, 231: 293-309.
- Fuchs, K., Kozlovsky, Y.A., Krivtsov, A.I. et Zoback, M.D., 1990, *Super-Deep Continental Drilling and Deep Geophysical Sounding*: Berlin, Springer Verlag, 436 pp.
- Fyfe, W.S., Price, N.J. et Thompson, A.B., 1978, *Fluids in the Earth's crust*, Elsevier, 383 pp.
- Ganguly, J., Singh, R.N. et Ramana, D.V., 1995, Thermal perturbation during charnockitisation and granulite facies metamorphism in southern India. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 419-430.
- Ganor, J., Matthews, A. et Paldor, N., 1991, Diffusional isotopic exchange across an interlayered marble-schist sequence with an application to Tinos, Cyclades, Greece. *Journal of Geophysical Research*, 96: 18073-18080.
- Garven, G., 1995, Continental-scale groundwater flow and geological processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 89-117.
- Géraud, Y., Caron, J.-M. et Faure, P., 1995, Porosity network of a ductile shear zone. *Journal of Structural Geology*, 17: 1757-1769.
- Gerdes, M.L. et Valley, J.W., 1994, Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondack Mountains, New York State. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 589-608.
- Gerdes, M.L., Baumgartner, L.P., Person, M. et Rumble, D., 1995, One- and two-dimensional models of fluid flow and stable isotope exchange at an outcrop in the Adamello contact aureole, Southern Alps, Italy. *American Mineralogist*, 80: 1004-1019.
- Getty, S.R. et Selverstone, J., 1994, Stable isotopic and trace element evidence for restricted fluid migration in 2 GPa eclogites. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 747-760.
- Gillis, K., Mével, C. et Allan, J., 1993, Hess Deep Rift Valley. *JOIDES Journal*, 19: 17-22.
- Glover, P.W.J. et Vine, F.J., 1994, Electrical conductivity of the continental crust. *Geophysical Research Letters*, 21: 2357-2360.
- Godfrey, J., 1962, The Deuterium content of hydrous minerals from the East-Central Sierra Nevada and Yosemite National Park. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 26: 1215-1245.

- Gossler, J. and Kind, R., 1996, Seismic evidence for very deep roots of continents. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 138: 1-13.
- Gough, D.I., 1986, Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust. *Nature*, 323: 143-144.
- Graham, C.M., Greig, K.M., Sheppard, S.M.F. et Turi, B., 1983, Genesis and mobility of the H₂O-CO₂ fluid phase during regional greenschist and epidote amphibolite facies metamorphism: a petrological and stable isotopes study in the Scottish Dalradian. *J. geol. Soc. London*, 140: 577-599.
- Graham, C.M., Harmon, R.S. et Sheppard, S.M.F., 1984, Experimental hydrogen isotope studies : hydrogen isotope exchange between amphibole and water. *American Mineralogist*, 69: 128-138.
- Green, D.H., Eggins, S.M. et Yaxley, G., 1993, The other carbon cycle. *Nature*, 365: 210-211.
- Greenwood, H.J., 1975, Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. *American journal of Science*, 275: 573-593.
- Gregory, R., T. et Taylor, H.P., Jr, 1981, An oxygene isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman: evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans dy deep (>5 Km) seawater- hydrothermal circulation at Mid- Ocean Ridges. *Journal of Geophysical Research*, 86: 2737-2755.
- Gregory, R.T. et Criss, R.T., 1986, Isotopic exchange in open and closed systems, in Valley, J.W., Taylor, H.P., Jr et O'Neil, J.R. (Éditeurs), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, Mineralogical Society of America, Washington, 16: 91-125.
- Griggs, D.T., 1967, Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 14: 19-31.
- Hammouda, T., Pichavant, M., Barbey, P. et Brearley, A., 1995, Synthesis of fluorphlogopite single crystals. Applications to experimental studies. *European Journal of Mineralogy*, 7: 1381-1387.
- Harley, S.L., 1989, The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126: 215-247.
- Harmon, R.S. et Hoefs, J., 1995, Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global O-18 systematics of basalts from different geotectonic settings. *Contrib Mineral Petrol*, 120: 95-114.
- Harris, N.B.W., Jackson, D.H., Matthey, D.P., Santosh, M. et Bartlett, J., 1993, Carbon-isotope constraints on fluid advection during contrasting examples of incipient charnockite formation. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 833-843.
- Harte, B., 1987, Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. In Nixon, P.H. (éditeur), *Mantle xenoliths*, John Wiley, New York, 625-640.
- Hartley, R., Watts, A. and Fairhead, J.D., 1996, Isostasy of Africa. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 137: 1-18.
- Heier, K.S., 1973, Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A. 273: 429-442.

- Heinrich, C.A. et Gottschalk, M., 1996, Chemical mass transfer modelling of ore-forming hydrothermal systems: current practise and problems. *Ore Geology Reviews*, 10: 319-338.
- Hickman, S., Sibson, R. et Bruhn, R., 1995, Introduction to special section: Mechanical involvement of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, 100: 12,831-12,840.
- Hoefs, J., 1973, *Stable Isotope Geochemistry: Monograph series of theoretical and experimental studies*, Springer-Verlag, Berlin, 140 pp.
- Hoefs, J. et Touret, J., 1975, Fluid inclusion and carbon isotope study from Bamble granulites (South Norway). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 52: 165-174.
- Hoernes, S. et Hoffer, E., 1979, Equilibrium relations of prograde metamorphic mineral assemblages. A stable isotope study of rocks of the Damara Orogen from Namibia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 68: 377-389.
- Hoernes, S., Fiorentini, E. et Hoffbauer, R., 1994, The role of fluids on granulite-facies metamorphism as deduced from oxygen and carbon isotopic compositions. *Precambrian Research*, 66: 183-198.
- Hoffbauer, R. et Spiering, B., 1994, Petrologic phase equilibria and stable isotope fractionations of the carbonate-silicate parageneses from granulite-grade rocks of Sri-Lanka. *Precambrian Research*, 66: 325-349.
- Hofmann, A., 1972, Chromatographic theory of infiltration metasomatism and its application to feldspars. *American Journal of Science*, 272: 69-90.
- Hollister, L.S., Burrus, R.C., Henry, D.L. et Hendel, E.M., 1979, Physical conditions during uplift of metamorphic terranes, as recorded by fluid inclusions. *Bulletin de Minéralogie*, 102: 555-561.
- Holness, M.B. et Graham, C.M., 1991, Equilibrium dihedral angles in the system H₂O-CO₂-NaCl-Calcite, and implications for fluid flow during metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 108: 368-383.
- Holness, M.B., 1993, Temperatures and pressure dependence of quartz-aqueous fluid dihedral angles: the control of adsorbed H₂O on the permeability of quartzites. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 117: 363-377.
- Holness, M.B., 1995, The effect of feldspar on quartz-H₂O-CO₂ dihedral angles at 4 kbar, with consequences for the behavior of aqueous fluids in migmatites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 118: 356-364.
- Holness, M.B. et Graham, C.M., 1995, P-T-X effects on equilibrium carbonate H₂O CO₂ NaCl dihedral angles: constraints on carbonate permeability and the role of deformation during fluid infiltration. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 119: 301-313.
- Hubbert, M.K. et Rubey, W.W., 1959, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 70: 115-206.
- Hull, J., 1988, Thickness-displacement relationships for deformation zones. *Journal of Structural Geology*, 10: 431-435.
- Ibrahim, A.E., Ebinger, C.J. et Fairhead, J.D., 1996, Lithospheric extension northwest of the Central African Shear Zone in Sudan from potential studies. *Tectonophysics*, 255: 79-97.

- Ingles, J., 1986, Termination of ductile shear zones: *Tectonophysics*, 127: 87-95.
- Ingrin, J., Hercule, S. et Charton, T., 1995, Diffusion of hydrogen in diopside: Results of dehydration experiments. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15,489-499.
- Ionov, D.A., Harmon, R.S., France-Lanord, C., Greenwood, P.B. et Ashchepkov, I.V., 1994, Oxygen Isotope Composition of Garnet and Spinel Peridotites in the Continental Mantle - Evidence from the Vitim Xenolith Suite, Southern Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1463-1470.
- Irwin, W.P. et Barnes, I., 1975, Effect of geologic structure and metamorphic fluids on seismic behavior of San Andreas fault system in central and northern California. *Geology*, 3: 131-143.
- Iyer, S.S., Barbosa, J.S.A. et Krouse, H.R., 1995, Possible sources of CO₂ in granulites: carbon isotope evidence from the Jequié Complex, Brazil. *Petrology*, 3: 226-237.
- Jackson, D.H., Matthey, D.P. et Harris, N.B.W., 1988, Carbon isotope compositions of fluid inclusions in charnockites from southern India. *Nature*, 333: 167-170.
- Jambon, A., 1994, Earth degassing and large-scale geochemical cycling of volatile elements. In Carroll, M.R. et Holloway, J.R. (éditeurs), *Volatiles in Magmas*, Mineralogical Society of America, Washington, *Reviews in Mineralogy*, 30: 479-518.
- Javoy, M., 1980, 18O/16O and D/H ratios in high temperatures peridotites. *Colloques Internationaux du CNRS*, 272: 279-287.
- Javoy, M., Pineau, F. et Allègre, C.J., 1982, Carbon geodynamic cycle. *Nature*, 300: 171-173.
- Javoy, M., Pineau, F. et Delorme, H., 1986, Carbon and nitrogen isotopes in the mantle. *Chemical Geology*, 57: 41-62.
- Javoy, M., Pineau, F. et Agrinier, P., 1989, Volatiles and stable isotopes in recycling, in Hart, S.R. et Gulen, L. (Éditeurs), *Crust/Mantle Recycling at Convergent Zones*, Kluwer, Dordrecht, *NATO ASI Series* 121-138.
- Johnson, E.L., 1991, Experimentally determined limits for the H₂O-CO₂-NaCl immiscibility in granulites. *Geology*, 19: 925-928.
- Johnson, E.L. et Jenkins, D.M., 1991, Synthetic H₂O-CO₂ fluid inclusions in spontaneously nucleated forsterite, enstatite, and diopside host: the method and applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 1031-1040.
- Johnson, E.L. et Hollister, L.S., 1995, Syndeformational fluid trapping in quartz: determining the pressure-temperature conditions of deformation from fluid inclusions and the formation of pure CO₂ fluid inclusions during grain boundary migration. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 239-249.
- Joo, J., 1972, Le mica industriel de Madagascar. Contexte métallogénique et conjoncture économique, Thèse, Clermont-Ferrand. 427 p.
- Katz, M.B. et Premoli, C., 1979, India and Madagascar in Gondwanaland based on matching Precambrian lineaments. *Nature*, 279: 312-313.
- Kelemen, P.B. et Dick, H.J.B., 1995, Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 100: 423-438.

- Kerrich, R., Fyfe, W.S., Gorman, B.E. et Allison, I., 1977, Local modification of rock chemistry by deformation. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 65: 183-190.
- Kerrich, D.M. et Jacobs, G.K., 1981, A modified Redlich-Kwong equation for H₂O, CO₂ and H₂O-CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures. *American Journal of Science*, 281: 735-767.
- Kerrich, R., La Tour, T.E. et Willmore, L., 1984, Fluid participation in deep fault zones: evidence from geological, geochemical, and ¹⁸O/¹⁶O relations. *Journal of Geophysical Research*, 89: 4331-4343.
- Kreulen, R. et Van Beek, P.C.J.M., 1983, The calcite-graphite isotope thermometer; data on graphite bearing marbles from naxos, Greece. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 1527-1530.
- Kronenberg, A.K., Segall, P. et Wolf, G.H., 1990, Hydrolytic weakening and penetrative deformation within a natural shear zone. *Geophysical Monograph*, 56: 21-36.
- Kröner, A., 1977, The Precambrian geotectonic evolution of Africa. *Precambrian Research*, 4: 163-213.
- Kyser, K.T. et O'Neil, J.R., 1984, Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2123-2133.
- Kyser, K.T., 1986, Stable isotope variations in the mantle, in Valley, J.W., Taylor, H.P., Jr et O'Neil, J.R. (Éditeurs), *Stable Isotopes in High temperature geological processes*, Mineralogical Society of America., Washington, 16: 141-164.
- Lacroix, A., 1922-23, *Minéralogie de Madagascar*, 3 tomes, Challamel, Paris.
- Lacroix, A., 1941, Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment: *Annales Géologiques du Service des Mines*, Imprimerie Officielle, Tananarive, 115 pp.
- Lamb, W.M. et Valley, J.W., 1984, Metamorphism of reduced granulites: in low-CO₂ vapour-free environment. *Nature*, 312: 56-58.
- Lamb, W.M., 1990, Fluid inclusions in granulites: peak versus retrograde formation. In Vielzeuf, D. et Vidal, P. (éditeurs), *Granulites and Crustal Evolution: NATO ASI Series C*, Kluwer Academic publishers, Dordrecht, 311: 419-433.
- Lambeck, K., 1983, Structure and evolution of the intracratonic basins of Central Australia: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 74: 843-886.
- Lambeck, K., Burgess, G. and Shaw, R.D., 1988, Teleseismic travel time anomalies and deep crustal structure in Central Australia: *Geophysical Journal*, 94: 105-124.
- Leloup, P.H., 1991, Cinématique des déformations himalayennes dans la zone de cisaillement crustale de l'Ailao Shan - Fleuve Rouge. Thèse, Paris 7 - IPG, 148p.
- Lee, D.-C., Halliday, A.N., Davies, G.R., Essene, E.J., Fitton, J.G. et Temdjim, R., 1996, Melt enrichment of shallow depleted mantle: a detailed petrological, trace element and isotopic study of mantle-derived xenoliths and megacrysts from the Cameroon Line. *Journal of Petrology*, 37: 415-441.
- Lister, C.R.B., 1977, Qualitative models of spreading - center processes, including hydrothermal penetration. *Tectonophysics*, 37: 203-218.

- MacDonald, R., Williams, L.A.J. et Gass, I.G., 1994, Tectonomagmatic evolution of the Kenya rift valley: some geological perspectives. *Journal of the Geological Society of London*, 151: 879-88.
- Mahoney, J. et Nicollet, D., C., 1991, Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 104: 350-363.
- Marquis, G., Jones, A.G. et Hyndman, R.D., 1995, Coincident conductive and reflective middle and lower crust in southern British Columbia. *Geophysical Journal International*, 120: 111-131.
- Martel, D.J., Deák, J., Dövényi, P., Horváth, F., O'Nions, R.K., Oxburgh, Stegena, L. et Stute, M., 1989, Leakage of helium from the Pannonian basin. *Nature*, 342: 908-912.
- Martelat, J.-E., Vidal, G., Lardeaux, J.-M., Nicollet, C. et Rakotondrazafy, R., 1995, Images spatiales et tectoniques profondes des continents: l'exemple du sud-ouest de Madagascar. *C.R. Acad. Paris*, 321: 325-332.
- Martelat, J.E., Nicollet, C., Lardeaux, J.M., Vidal, G. et Rakotondrazafy, R., 1996, Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar. *Geodinamica Acta*, sous presse
- Martin, A.K., Hartnady, C.J.H. et Goodlad, S.W., 1981, A revised fit of South America and south central Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 54: 293-305.
- Martinod, J., 1991, Instabilités périodiques de la lithosphere (flambage, boudinage) en compression et en extension, Thèse, Rennes University. 182 pp.
- Marty, B. et Jambon, A., 1987, C/3He in volatile fluxes from solid Earth: implications for carbon geodynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 83: 16-26.
- Matas, J., Ricard, Y., Gillet, P. et Guyot, F., 1996, Phase transition in the upper mantle and their geodynamic consequences, EGS XXI symposia., The Hague, *Annales Geophysicae*: 14, p. C 360.
- Mattey, D., Lowry, D. et Macpherson, C., 1994, Oxygen isotope composition of mantle peridotite. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 128: 231-241.
- Mattey, D.P., 1987, Carbon isotopes in the mantle. *Terra Cognita*, 7: 31-37.
- Matthews, A., 1994, Oxygen Isotope Geothermometers for Metamorphic Rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 211-219.
- McCaig, A.M., Wickham, S.M. et Taylor, H.P., Jr, 1990, Deep fluid circulation in alpine shear zones, Pyrenees, France: Field study and oxygen isotope studies. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 106: 41-60.
- McCourt, S. et Vearncombe, J.R., 1992, Shear zones of the Limpopo Belt and adjacent granitoid-greenstone terrains: implications for late Archaean collision tectonics in Southern Africa. *Precambrian Research*, 55: 553-570.
- McCrea, J.M., 1950, On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, 18: 849-857.
- McKenzie, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 40: 25-32.

- Means, W.D., 1984, Shear zones of types I and II and their significance for reconstruction of rock history: *Geol. Soc. Am. Abs. w. Prog.*, 16: 50.
- Melosh, H.J., 1996, Dynamical weakening of faults by acoustic fluidization. *Nature*, 379: 601606.
- Menzies, M.A. et Hawkesworth, C., 1987, *Mantle Metasomatism*, Academic Press, London, 472 p.
- Menzies, M.A., (éditeur) 1990, *Continental Mantle: Oxford Monographs on Geology and Geophysics*, Oxford University Press, Oxford, 184 pp.
- Mével, C. et Cannat, M., 1991, Lithospheric stretching and hydrothermal processes in oceanic gabbros from slow-spreading ridges. In Peters, T.J., Nicolas, A. et Coleman, R. (éditeurs), *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, Kluwer, Dordrecht, 293-312.
- Minarik, W.G. et Watson, E.B., 1995, Interconnectivity of carbonate melt at low melt fraction. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 133: 423-437.
- Moecher, D. P., Valley, J. W., and Essene, E. J., 1994, Extraction and carbon isotope analysis of CO₂ from scapolite in deep crustal granulites and xenoliths: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.58, p. 959-967.
- Mohan, A., 1993, Southern Indian granulites: introduction. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 813-814.
- Moine, B., Rakotondratsima, C. et Cuney, M., 1985, Les pyroxénites à urano-thorianite du sud-est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la métasomatose. *Bulletin de Minéralogie*, 108: 325-340.
- Moine, B., 1996, *Les fluides dans le Panache des Kerguelen : étude pétrologique et géochimique des phases hydroxylées des enclaves ultrabasiques*, DEA, Saint-Étienne. 53 pp.
- Moine, B., Ramanbazafy, A., Cuney, M. et de Parseval, P., 1996, Signification des concentrations en F et en Cl dans les micas des granulites de Madagascar, résumé, 9^{ième} Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, p. 100.
- Morrison, J. et Valley, J.W., 1988, Post-granulite facies fluid infiltration in the Adirondack Mountains. *Geology*, 16: 513-516.
- Morrison, J. et Valley, J.W., 1991, Retrograde fluids in granulites: stable isotope evidence of fluid migration. *Journal of Geology*, 99: 559-570.
- Morrison, J. et Hoisch, T.D., 1994, Upward flow of magmatic fluids from the Old Woman granodiorite, Old Woman Mountains, southeastern California. *Journal of Geophysical Research*, 99: 9469-9476.
- Muehlenbachs, K. et Clayton, R., 1972, Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9: 172-184.
- Nadeau, S., Pineau, F., Javoy, M. et Francis, D., 1990, Carbon concentrations and isotopic ratios in fluid inclusion bearing upper-mantle xenoliths along the northwestern margin of North America. *Chemical Geology*, 81: 271-297.

- Nédélec, A., Stephens, W.E. et Fallick, A.E., 1995, The Pan-African stratoid granites of Madagascar: Alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology*, 36: 1367-1391.
- Newton, R.C. et Sharp, W.E., 1975, Stability of forsterite + CO₂ and its bearing on the role of CO₂ in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 239-244.
- Newton, R.C., 1987, Late Archaean/early proterozoic CO₂ streaming through the lower crust and geochemical segregation. *Geophysical Research Letters*, 14: 287-290.
- Ngako, V., Jegouzo, P. et Nzenti, J.P., 1991, Le cisaillement central-Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 313: 457-463.
- NGDC (National Geophysical Data Center, 1988, ETOPO5: bathymetry/Topography data, National oceanic and atmospheric administration, Data announcement 88-MGG-02, US Department of Commerce
- Nicolas, A., Boudier, F. et Montigny, R., 1987, Structure of Zabargad island and early rifting of the Red Sea. *Journal of Geophysical Research*, 92: 461-474.
- Nicollet, C., 1985, Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy: un marqueur thermobarométrique dans le sud de Madagascar. *Precambrian Research*, 28: 175-185.
- Nicollet, C., 1988, Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Exemples pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique, Thèse d'État, Clermont-Ferrand. 315 p.
- Nicollet, C., 1990a, Crustal evolution of the granulites of Madagascar, in Vielzeuf, D. et Vidal, P. (Éditeurs), *Granulites and Crustal Evolution*, Kluwer Academic publishers, 311: 291-310.
- Nicollet, C., 1990b, Occurrences of grandidierite, serendibite, and tourmaline near Ihosy, southern Madagascar. *Mineralogical Magazine*, 54: 131-133.
- Nicollet, C., Montel, J.-M., Foret, S., Martelat, J.-E. et Lardeaux, J.-M., 1995, E-probe monazite dating of the uplift of the precambrian in the S of Madagascar, EUG 8, Strasbourg, *Terra Abstracts* : 7, p. 124.
- Nicollet, C., Montel, J.-M. et Foret, S., 1996, Datation U-Th-Pb sur monazite des granulites polymétamorphiques de très haute température: Andriamena, Madagascar. 16ième Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, p. 67
- Nixon, P.H., éditeur, 1987, *Mantle xenoliths*, John Wiley, New York, pp.
- Norton, D.L., 1984, Theory of hydrothermal systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 12: 155-177.
- Nyblade, A.A. et Pollack, H.N., 1993, A global analysis of heat flow from Precambrian terrains: implications for the thermal structure of Archean and Proterozoic lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 98: 12,207-12,218.
- O'Hara, K.D., 1994, Fluid-rock interaction in crustal shear zones: a direct percolation approach. *Geology*, 22: 843-846.

- Olafsson, M. et Eggler, D.H., 1983, Phase relation of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 64: 305-315.
- Oliver, N.H.S., 1996, Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 477-492.
- O'Neil, J.R. et Taylor, H.P., Jr, 1967, The oxygene isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *The American Mineralogist*, 52: 1414-1437.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N. et Mayeda, T.K., 1969, Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Chem. Phys.*, 51: 5547-5558.
- O'Neil, J.R. et Ghent, E.D., 1975, Stable isotope study of coexisting metamorphic minerals from the Esplanade Range, British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 86: 1708-1712.
- Pan, Y. et Fleet, M.E., 1996, Rare earth element mobility during prograde granulite faciès metamorphism : significance of fluorine. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 123: 251-262.
- Paquette, J.-L., Nédélec, A., Moine, B. et Rakotondrazafy, M., 1994, U-Pb, Single Zircon Pb-Evaporation, and Sm-Nd Isotopic Study of a granulite Domain in SE Madagascar. *Journal of Geology*, 102: 523-538.
- Pattison, D.R.M., 1991, Infiltration-driven dehydration and anatexis in granulite facies metagabbro, Grenville Province, Ontario, Canada. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 315-332.
- Pavlenkova, N.I., 1995, Structural regularities in the lithosphere of continents and plate tectonics: *Tectonophysics*, 243: 223-239.
- Pearson, D.G., Boyd, F.R., Haggerty, S.E., Pasteris, J.D., Fiels, S.W., Nixon, P.H. et Pokhilenko, N.P., 1994, The characterisation and origin of graphite in cratonic lithospheric mantle: a petrological carbon isotope and Raman spectroscopic study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 115: 449-466.
- Peters, M.T. et Wickham, S.M., 1994, Petrology of the upper amphibolite facies marbles from the east Humboldt Range, Nevada, USA; evidence for high-temperature retrograde hydrous volatile fluxes at mid-crustal levels. *Journal of Petrology*, 35: 205-238.
- Pierdzig, S., 1992, Granulitfazielle Gesteinsserien der Ampandrandava-Formation Südmadagaskars und die Entstehung ihrer Phlogopit-Mineralisationen, Thèse Université de Bonn, 207p.
- Pili, É., 1992, Intéraction croûte océanique profonde / eau de mer : Les veines hydrothermales à pyroxènes du puits 735B (Océan Indien), DEA, Université Paris VII. 40 pp.
- Pili, É. et Mével, C., 1994, Intéraction croûte océanique profonde / eau de mer : Les veines hydrothermales à pyroxènes du puits 735B (Océan Indien), *Terre*, 15ème Réunion des Sciences de la Terre, Nancy, p. 109.
- Pili, É., Ricard, Y., Lardeaux, J.-M. et Sheppard, S.M.F., 1996a, Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, sous presse.
- Pili, É., Sheppard, S.M.F., Lardeaux, J.-M., Martelat, J.E. et Nicollet, C., 1996b, Fluid flow versus scale of shear zones in the lower crust and the granulite paradox. *Geology*, sous presse.

- Pili, É., Sheppard, S.M.F., Lardeaux, J.M. et Ricard, Y., 1996c, Lithospheric fluid transfer and tectonic activity : The carbonates point of view, Third Informal European Workshop on Stable Isotope Geochemistry, Nancy.
- Pineau, F., Javoy, M. et Allegre, C.J., 1973, Étude systématique des isotopes de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 2367-2377.
- Pineau, F., Latouche, L. et Javoy, M., 1976, L'origine du graphite et les fractionnements isotopiques du carbone dans les marbres métamorphiques des Gour Oumelalen (Ahaggar, Algérie), des Adirondack (New Jersey, USA), et du Damara (Namibie, S.-O. africain). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7: 1713-1723.
- Pineau, F., Javoy, M., Behar, F. et Touret, J., 1981, La géochimie isotopique du faciès granulite du Bamble (Norvège) et l'origine des fluides carbonés dans la croûte profonde. *Bulletin de Minéralogie*, 104: 630-641.
- Pineau, F. et Javoy, M., 1983, Carbon isotopes and concentrations in mid-oceanic ridge basalts. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 62: 239-257.
- Plank, T. et Langmuir, C.H., 1993, Tracing trace elements from sediment input to volcanic output at subduction zones. *Nature*, 362: 739-743.
- Plummer, P.S., 1996, The Amirante ridge/trough complex: response to rotational transform rift/drift between Seychelles and Madagascar. *Terra Nova*, 8: 34-47.
- Polet, J. et Anderson, D.L., 1995, Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies. *Geology*, 23: 205-208.
- Poudjom Djomani, Y.H., Nnange, J.M., Diament, M., Ebinger, C.J. and Fairhead, J.D., 1995, Effective elastic thickness and crustal thickness variations in west central Africa inferred from gravity data: *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 100: 22047-22070.
- Raith, M. et Srikantappa, C., 1993, Arrested charnockite formation at Kottavattam, southern India. *Journal of Metamorphic Geology*, 11: 815-832.
- Rakotondratsima, C., 1983, Les pyroxénites à urano-thorianite du sud-est de Madagascar: étude pétrographique, minéralogique et géochimique, Thèse, Lyon. p. 226
- Rakotondrazafy, M.A.F., Moine, B. et Cuney, M., 1996, Mode of formation of hibonite (CaAl₁₂O₁₉) within the U-Th skarns from the granulites of S-E Madagascar. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 123: 190-201.
- Rakotondrazafy, R., 1992, Étude pétrologique de la série granulitique panafricaine de la région d'Ampandrandava : sud de Madagascar. Thèse Antananarivo, Madagascar. 129 p.
- Ramsay, J.G. and Graham, R.H., 1970, Strain variations in shear bands: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 786-813.
- Ramsay, J.G., 1980, Shear zone geometry: a review: *Journal of Structural Geology*, 2: 83-99.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1983, The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis, Academic Press, 307 pp.
- Ranalli, G., 1987, Rheology of the Earth: Winchester, Allen and Unwin, 366 pp.

- Reisberg, L. et Lorand, J.P., 1995, Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs. *Nature*, 376: 159-162.
- Reston, T.J., 1990, Mantle shear zones and the evolution of the northern North Sea basin: *Geology*, 18: 272-275.
- Ricard, Y. and Froidevaux, C., 1986, Stretching instabilities and lithospheric boudinage: *Journal of Geophysical Research*, 91: 8314-8324.
- Robert, J.L., Beny, J.-M., Della Ventura, G. et Hardy, M., 1993, Fluorine in micas: crystal-chemical control of the OH-F distribution between trioctahedral and dioctahedral sites. *European Journal of Mineralogy*, 5: 7-18.
- Robert, J.-L., 1996, La substitution OH- => F- dans les silicates : État de l'art, résumé, 9ième Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, p. 67.
- Robert, F., Boullier, A.-M. et Firdaous, K., 1996, Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research*, 100: 12,861-12,879.
- Robinson, P.T., Von Herzen, R. et al., 1991, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station, vol. 118.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions, *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, 12, 644 p.
- Rosen, K., 1994, Petrologische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen an Marmoren und Kalksilikatfelsen aus Süd-Madagaskar, Diplomarbeit, Universität de Bonn. 111p.
- Rosen, K. et Raith, M., 1995, Reaction-textures and P-T-Fluid evolution of clinohumite and chondrodite marbles from the granulite terrain of S-Madagascar, EUG 8, Strasbourg, Terra Abstracts volume 7, p. 316.
- Rosenbaum, J. et Sheppard, S.M.F., 1986, An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1147-1150.
- Rosenbaum, J.M., Zindler, A. et Rubenstone, J.L., 1996, Mantle fluids : Evidence from fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 3229-3252.
- Rosing, M.T. et Rose, N.M., 1993, The role of ultramafic rocks in regulating the concentrations of volatile and non-volatile components during deep crustal metamorphism. *Chemical Geology*, 108: 187-200.
- Rudnick, R.L., 1992, Xenoliths — Samples of the lower continental crust. In Fountain, D.M., Arculus, R. et Kay, R.W. (éditeurs), *Continental lower crust*, Elsevier, 23: 269-316.
- Rumble, D., III, 1982, Stable isotope fractionation during metamorphic devolatilization reactions. In Ferry, J.M. (éditeur), *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, 10: 327-354.
- Rumble, D., III, Ferry, J.M., Hoering, T.C. et Boucot, A.J., 1982, Fluid flow during metamorphism at the Beaver Brook fossil locality, New Hampshire. *American Journal of Science*, 282: 886-919.

- Rumble, D., III, Duke, E.F. et Hoering, T.L., 1986, Hydrothermal graphite in New Hampshire: Evidence of carbon mobility during regional metamorphism. *Geology*, 14: 452-455.
- Rumble, D., III, Oliver, N.H.S., Ferry, J.M. et Hoering, T.C., 1991, Carbon and oxygen geochemistry of chlorite-zone rocks of the Waterville limestone, Maine, USA. *American Mineralogist*, 76: 857-866.
- Rutter, E.H. and Brodie, K.H., 1988, The role of grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere: *Geologische Rundschau*, 77: 295-308.
- Rye, D. et Bradbury, H.J., 1988, Fluid flow in the crust: an example from a pyrenean thrust ramp. *American Journal of Science*, 288: 197-235.
- Santos, R.V. et Clayton, R.N., 1995, Variations of oxygen and carbon isotopes in carbonatites: a study of brazilian alkaline complexes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1339-1352.
- Santosh, M., Nadeau, S. et Javoy, M., 1995, Stable isotopic evidence for the involvement of mantle-derived fluids in Wynad gold mineralization, South India. *The Journal of Geology*, 103: 718-728.
- Scheele, N. et Hoefs, J., 1992, Carbon isotope fractionation between calcite, graphite and CO₂: an experimental study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112: 35-45.
- Schidlowski, M., Hayes, J.M. et Kaplan, I.R., 1983, Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. In Schopf, J.W. (éditeur), *Earth's Earliest Biosphere, Its Origin and Evolution*, Princeton University Press, 149-186.
- Schliestedt, M. et Matthews, A., 1987, Transformation of blueschist to greenschist facies rocks as a consequence of fluid infiltration, Sifnos, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol*, 97: 237-250.
- Schmidt, S.M., 1982, Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow law operative in mountain building. In Hsü, K.J. (Éditeur), *Mountain Building Processes*, Academic Press, 95-110.
- Schumacher, R. et Faulhaber, S., 1994, Summary and discussion of P-T estimates from garnet-pyroxene-plagioclase-quartz-bearing granulite-facies rocks from Sri Lanka. *Precambrian Research*, 66: 295-308.
- Scotese, C.R., Gahagan, L.M. et Larson, R.L., 1988, Plate tectonic reconstructions of the cretaceous and cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, 155: 27-48.
- Sharma, T., and Clayton, R. N., 1965, Measurement of ¹⁸O/¹⁶O ratios of total oxygen of carbonates: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.29, p. 1347-1353.
- Sheppard, S.M.F., Nielson, R.L. et Taylor, H.P., 1969, Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 66: 512-542.
- Sheppard, S.M.F. et Epstein, S., 1970, D/H and ¹⁸O/¹⁶O ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 9: 232-239.
- Sheppard, S.M.F. et Schwarcz, H.P., 1970, Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 26: 161-198.

- Sheppard, S.M.F. et Dawson, J.B., 1975, Hydrogen, carbon and oxygen isotope studies of megacryst and matrix minerals from Lesothan and South African kimberlites, in Ahrens, L.H., Dawson, J.B., Duncan, A.R. et Erlank, A.J. (Éditeurs), *Physics and Chemistry of the Earth*, Pergamon, 9: 747-763.
- Sheppard, S.M.F., 1989, The isotopic characterization of aqueous and leucogranitic crustal fluids, in Bridgwater, D. (Éditeur), *Fluid Movements - Element Transport and the Composition of the Deep Crust*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 281: 245-263.
- Shmulovitch, K.I. et Plyasunova, N.V., 1993, Phase equilibria in ternary systems formed by H₂O and CO₂ with CaCl₂ or NaCl at high T and P. *Geochemistry International*, 30: 53-71.
- Shmulovich, K.I., Tkachenko, S.I. et Plyasunova, N.V., 1994, Phase equilibria in fluid systems at high pressures and temperatures. In Shmulovich, K.I., Yardley, B.W.D. and Gonchar, G.G. (éditeurs), *Fluids in the crust: Equilibrium and transport properties*, Chapman & Hall, 193-213.
- Shmulovich, K.I. et Graham, C.M., 1996, Melting of albite and dehydration of brucite in H₂O-NaCl fluids to 9 kbars and 700-900°C: implications for partial melting and water activities during high pressure metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 124: 370-382.
- Sibson, R.H., 1994, Crustal stress, faulting and fluid flow. In Parnell, J. (éditeur), *Geofluids: origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins*, Geological Society special publication N°78: 69-84.
- Simpson, C., 1983, Displacements and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations: *Journal of Structural Geology*, 5: 497-506.
- Sisson, V.B., Crawford, M.L. et Thompson, T.H., 1981, CO₂-brine immiscibility at high temperatures. Evidence from calcareous metasedimentary rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 78: 371-378.
- Skelton, A.D.L., Graham, C.M. et Bickle, M.J., 1995, Lithological and structural controls on regional 3-D fluid flow patterns during greenschist facies metamorphism of the Dalradian of SW Scottish Highlands. *Journal of Petrology*, 36: 563-586.
- Skippen, G.B. et Marshall, D.D., 1991, The metamorphism of granulites and devolatilization of the lithosphere. *Canadian Mineralogist*, 29: 693-705.
- Smith, J.V., Delaney, J.S., Hervig, R.L. et Dawson, J.B., 1981, Storage of F and Cl in the upper mantle: geochemical implications. *Lithos*, 14: 133-147.
- Smith, M. et Mosley, P., 1993, Crustal heterogeneity and basement influence on the development of the Kenya rift, East Africa. *Tectonics*, 12: 591-606.
- Spear, F.S., 1993, *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*: Washington, D.C., Mineralogical Society of America Monograph, 799 pp.
- Steeffel, C.I. et Lasaga, A.C., 1992, Putting transport into water-rock interaction models. *Geology*, 20: 680-684.
- Stern, W.B. et Klein, H.H., 1983, Inconsistent chemical data on phlogopite: analysis and genesis of phlogopite from Madagascar. *Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 63: 187-202.

- Sterner, S.M. et Bodnar, R.J., 1991, Synthetic fluid inclusions. X: Experimental determination of P-V-T-X properties in the CO₂-H₂O system to 6 kb and 700°C. *American journal of Science*, 291: 1-54.
- Stevens, G. et Clemens, J.D., 1993, Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? *Chemical Geology*, 108: 1-17.
- Storey, M., Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Duncan, R.A., Kelley, S.P. et Coffin, M.F., 1995, Timing of hot spot related volcanism and the breakup of Madagascar and India. *Science*, 267: 852-855.
- Stüwe, K., 1995, Thermal buffering effects at the solidus. Implications for the equilibration of partially melted metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 248: 39-51.
- Suetnova, E.I., Carbonell, R. et Smithson, S.B., 1994, Bright seismic reflections and fluid movement by porous flow in the lower crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 161-169.
- Sundquist, E.T., 1991, Steady- and non-steady-state carbonate-silicate controls on the atmospheric CO₂. *Quaternary Science Reviews*, 10: 283-296.
- Suzuoki, T. et Epstein, S., 1979, Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1229-1240.
- Swart, P.K., Burns, S.J. et Leder, J.J., 1991, Fractionation of the stable isotopes of oxygen and carbon in carbon dioxide during the reaction of calcite with phosphoric acid as a function of temperature and technique. *Chemical Geology*, 86: 89-96.
- Tapponier, P. and Molnar, P., 1977, Active faulting and tectonics in China: *Journal of Geophysical Research*, 82: 2905-2930.
- Taylor, H.P., Jr, Frechen, J. et Degens, E., 1967, Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 407-430.
- Taylor, H.P., Jr, 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69: 843-883.
- Taylor, H.P., Jr, 1978, Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 177-210.
- Thompson, A.B., 1983, Fluid-absent metamorphism. *Journal of the Geological Society of London*, 140: 533-547.
- Thompson, A.B. et Connolly, J.A.D., 1990, Metamorphic fluids and anomalous porosities in the lower crust. *Tectonophysics*, 182: 47-55.
- Thompson, A.B., 1992, Water in the Earth's upper mantle. *Science*, 358: 295-302.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A.D. et Porcher, C.C., 1994, Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*, 13: 421-437.
- Tommasi, A., Vauchez, A. et Daudre, B., 1995, Initiation and propagation of shear zones in a heterogeneous continental lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 100, B11: 22083-22101.

- Touret, J., 1971, Le faciès granulite en Norvège méridionale. II Les inclusions fluides. *Lithos*, 4: 423-436.
- Touret, J.L.R., 1985, Fluid regime in southern Norway: the record of fluid inclusions, in Tobi, A.C. et Touret, J.L.R. (Éditeurs), *The deep Proterozoic crust in North Atlantic provinces*, D. Reidel Publishing Compagny, 517-549.
- Touret, J.R.L., 1992, CO₂ transfert between the upper mantle and the atmosphere: temporary storage in the lower continental crust. *Terra Nova*, 4: 87-98.
- Touret, J.L.R., 1996, Fluids in granulites : the quest continues, V.M. Goldschmidt Conference, Heidelberg, *Journal of Conference Abstracts*, Cambridge Publications : 1, p. 623.
- Tracy, R.J., Rye, D.M., Hewitt, D.A. et Schiffries, C.M., 1983, Petrologic and stable isotopic studies of fluid-rock interactions, south-central Connecticut: I: The role of infiltration in producing reaction assemblages in impure marbles. *American Journal of Sciences*, 283-A: 589-616.
- Tsalenko, J.S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes: *Geological Society of America Bulletin*, 81: 1625-1640.
- Tullis, J., Yund, R. et Farver, J., 1996, Deformation-enhanced fluid distribution in feldspar aggregates and implications for ductile shear zones. *Geology*, 24: 63-66.
- Turcotte, D.L., 1989, Geophysical processes influencing the lower continental crust. In Mereu, R.F., Mueller, S. and Fountain, D.M. (éditeurs), *Lower Crust : Properties and Processes*, American Gephysical Union, 51: 321-329.
- Ulrich, M.R. et Bodnar, R.J., 1988, Systematics of stretching of fluid inclusions II: Barite at 1 atm. *Economic Geology*, 83: 1037-1046.
- Valley, J.W. et O'Neil, J.R., 1981, ¹³C/¹²C exchange between calcite and graphite: a possible thermometer in Grenville marbles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 411-419.
- Valley, J.W., McLelland, J., Essene, E.J. et Lamb, W., 1983, Metamorphic fluids in the deep crust: evidence from the Adirondacks. *Nature*, 301: 226-228.
- Valley, J.W., 1986, Stable isotopes geochemistry of metamorphic rocks, in Valley, J.W., Taylor, H.P., Jr et O'Neil, J.R. (Éditeurs), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, 16, 445-490.
- Valley, J.W., Taylor, H.P., Jr et O'Neil, J.R., (éditeurs) 1986, *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, *Reviews in Mineralogy*, vol. 16, Mineralogical Society of America, Washington, 570 p.
- Valley, J.W., Bohlen, S.R. et Kistler, R.W., 1990, Metamorphism in the Adirondacks: II. The role of fluids. *Journal of Petrology*, 31: 555-596.
- Van den Kerhof, A.M. et Olsen, S.N., 1990, A natural example of superdense CO₂ inclusions: microthermometry and Raman analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 895-901.
- Van den Kerhof, A.M., 1991, Heterogeneous fluids in high-grade siliceous marbles of Pusula (SW Finland). *Geologische Rundschau*, 80/2: 249-258.

- Van den Kerkhof, A.M., Touret, J.L.R., Majjer, C. et Jansen, J.B.H., 1991, Retrograde methane-dominated fluid inclusions from high-temperature granulites of Rogaland, Southwestern Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2533-2544.
- Van den Kerkhof, A.M., Touret, J.L.R. et Kreulen, R., 1994, Juvenile CO₂ in enderbites of Tromoy near Arendal, Southern Norway - A fluid inclusion and stable isotope study. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 301-310.
- Vanko, D.A., 1986, High-chlorine amphiboles from oceanic rocks: product of highly-saline hydrothermal fluids? *American Mineralogist*, 71: 51-59.
- Vanko, D.A. et Stakes, D., 1991, Fluids in oceanic layer 3: evidence from veined rocks, hole 735B, SW Indian Ridge. In Von Herzen, R.P., Robinson, P.T. et al. (éditeurs), *Proceedings ODP Scientific Results 118*, 181-215
- Vaucher, A. and Egidio da Silva, M., 1992, Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil: *Geology*, 20: 1007-1010.
- Veizer, J. et Hoefs, J., 1976, The nature of ¹⁸O/¹⁶O and ¹³C/¹²C secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 1387-1395.
- Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Hoogerduijn Strating, E.H. and van der Wal, D., 1991, Shear zones in the upper mantle: a case study in an Alpine type lherzolite massif: *Geology*, 19: 990-993.
- Vissers, R.L.M., Drury, M.R., Hoogerduijn Strating, E.H., Spiers, C.J. et van der Wal, D., 1995, Mantle shear zones and their effect on lithosphere strength during continental breakup. *Tectonophysics*, 249: 155-171.
- Vityk, M.O. et Bodnar, R.J., 1995, Do fluid inclusions in high-grade metamorphic terranes preserve peak metamorphic density during retrograde decompression? *American Mineralogist*, 80: 641-644.
- von Huene, R. et 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.
- Vry, J.K. et Brown, P.E., 1991, Texturally-early fluid inclusions in garnets: evidence of the prograde metamorphic path? *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 108: 271-282.
- Warren, R.G. et Ellis, D.J., 1996, Mantle underplating, granite tectonics, and metamorphic P-T-t paths. *Geology*, 24:
- Watanabe, S., Mishima, K. et Matsuo, S., 1983, Isotopic ratios of carbonaceous materials incorporated in olivine crystals from the Hualalai Volcano, Hawaii — An approach to mantle carbon. *Geochemical Journal*, 17: 95-104.
- Watson, E.B. et Brenan, J.M., 1987, Fluids in the lithosphere: 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 85: 497-515.
- Watson, E.B. et Lupulescu, A., 1993, Aqueous fluid connectivity and chemical transport in clinopyroxene-rich rocks. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 117: 279-294.
- Wedepohl, K.H., 1974, *Handbook of Geochemistry*, Springer Verlag, Berlin, volume 2-4

- Wickham, S.M. et Taylor, H.P., Jr, 1985, Stable isotopic evidence for large-scale seawater infiltration in a regional metamorphic terrane; the Trois Seigneur Massif, Pyrenees, France. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 91: 122-137.
- Wickham, S.M. et Taylor, H.P., Jr, 1987, Stable isotope constraints on the origin and depth of penetration of hydrothermal fluids associated with Hercynian regional metamorphism and crustal anatexis in the Pyrenées. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 95: 255-268.
- Wickham, S.M., Taylor, H.P., Jr, Snoke, A.W. et O'Neil, J.R., 1991, An oxygen and hydrogen isotope study of high-grade metamorphism and anatexis in the Ruby Mountains-East Humboldt Range core complex, Nevada. In Taylor Jr, H.P., O'Neil, J.R. et Kaplan, I.R. (éditeurs), *Stable isotope geochemistry: a tribute to Samuel Epstein: The Geochemical Society Special Publication*, 3: 373-390.
- Wickham, S.M., 1992, Fluids in the deep crust - Petrological and isotopic evidence (Chap. 10), in Fountain, D.M., Arculus, R.J. et Kay, R.W. (Éditeurs), *Lower Continental Crust*, Elsevier, 391-421.
- Wickham, S.M. et Peters, M.T., 1992, Oxygen and carbon isotope profiles in metasediments from Lizzies Basin, East Umbold Range, Nevada: constraints on mid- crustal metamorphic and magmatic volatile fluxes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112: 46-65.
- Wickham, S.M., Janardhan, A.S. et Stern, R.J., 1994, Regional carbonate alteration of the crust by mantle-derived magmatic fluids, Tamil Nadu, South India. *Journal of Geology*, 102: 379-398.
- Williams, L.A.J., 1972, The Kenya rift volcanics: a note on volumes and chemical composition. *Tectonophysics*, 15: 83-96.
- Wilkins, R.W.T. et Sabine, W., 1973, Water content of some nominally anhydrous silicates. *American Mineralogist*, 65: 508-516.
- Windley, B.F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T. et Ackermann, D., 1994, Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. *Geologische Rundschau*, 83: 642-659.
- Windley, B.F., Whitehouse, M.J. et Ba-Bttat, M.A.O., 1996, Early Precambrian gneiss terranes and Pan-African island arcs in Yemen : Crustal accretion of the eastern Arabian Shield. *Geology*, 24: 131-134.
- Wood, B.J., Brynzia, L.T. et Johnson, K.E., 1990, Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation. *Science*, 248: 337-345.
- Wood, B.J., Pawley, A. et Frost, D.R., 1996, Water and carbon in the Earth's mantle. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A 354: 1495-1511.
- Wyllie, P.J. et Huang, W.-L., 1976, Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 54: 79-107.
- Wyllie, P.J., 1979, Kimberlite magmas from the system peridotite-CO₂-H₂O. In Boyd, F.R. et Meyer, H.O.A. (éditeurs), *Proceedings of the Second International Kimberlite Conference*, AGU, 2: 319-329.
- Wyllie, P.J., 1987, Metasomatism and fluid generation in mantle xenoliths. In Nixon, P.H. (éditeur), *Mantle xenoliths*, John Wiley & sons Ltd, New York, 609-621.

- Yardley, B.W.D. et Banks, D.A., 1994, The ligand chemistry of crustal fluids. *Mineralogical Magazine*, 58a: 994-995.
- Yardley, B.W.D. et Valley, J.W., 1994, How wet is the Earth's crust? *Nature*, 371: 205-206.
- Young, E.D., 1995, Fluid flow in metamorphic environments. *Reviews of Geophysics*, 41-51.
- Zhang, X. et Sanderson, D.J., 1995, Numerical modelling of the effects of fault slip on fluid flow around extensional faults. *Journal of Structural Geology*, 18: 109-119.
- Zhang, Y. et Zindler, A., 1993, Distribution and evolution of carbon and nitrogen in Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 117: 331-345.

ANNEXE A. VADE-MECUM DE LA GÉOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES

Les notations relatives à la géochimie des isotopes stables employées dans ce mémoire sont récapitulées ci-dessous. Quelques notions élémentaires sont également rappelées. Le lecteur peut se référer à de nombreux ouvrages généraux ou plus spécifiquement dédiés aux processus géologiques de haute température, parmi lesquels Hoefs (1973) et Valley et al. (1986)

Des isotopes stables existent pour un grand nombre d'élément. Ceux que nous utilisons dans ce travail sont ceux du carbone (^{13}C et ^{12}C), ceux de l'oxygène (^{18}O et ^{16}O) et ceux de l'hydrogène ($^2\text{H}=\text{D}$ (deutérium) et $^1\text{H} = \text{H}$). Ce sont des éléments légers, dont les variations de masse (12 à 13, 16 à 18 et 1 à 2) sont les plus importantes parmi les éléments. Deux isotopes d'un même élément ne se comportent ainsi pas de la même manière dans certains processus. Notamment, quand deux phases (minéral-minéral, fluide-fluide, ou minéral-fluide) coexistent, les isotopes se répartissent différemment entre les deux phases, selon l'environnement atomique et le type de liaison que l'atome aura au sein de la phase. Il existe donc un fractionnement des isotopes stables. Ce fractionnement dépend des phases considérées et de la température à laquelle se fait l'échange.

Les teneurs en isotope lourd sont beaucoup plus faibles que les teneurs en isotope léger, et le rapport de ces teneurs, appelé rapport isotopique, varie très faiblement pour tous les composés terrestres. De plus, la spectrométrie de masse mesure plus précisément les rapports isotopiques relativement à un rapport de référence plutôt que le rapport isotopique absolu de ces mêmes isotopes. Pour ces raisons, il a été défini une notation internationale "δ" qui exprime l'enrichissement relatif en isotope lourd du composé mesuré par rapport à un standard international, en unité ‰. Pour les trois éléments C-O-H utilisés, les $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ et δD s'expriment :

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard PDB}}} - 1 \right) * 10^3, \quad \delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard SMOW}}} - 1 \right) * 10^3, \quad \delta\text{D} = \left(\frac{\left(\frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{standard SMOW}}} - 1 \right) * 10^3$$

Le fractionnement isotopique entre deux composés A et B s'écrit :

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

où R_A et R_B représentent les rapports isotopiques des composés A et B.

La différence de composition isotopique entre les deux composés A et B, s'ils sont à l'équilibre à la température T, s'exprime alors:

$$\delta_A - \delta_B = \Delta_{A-B} \approx 10^3 * \ln \alpha_{A-B}(T)$$

Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène ont été mesurés sur le gaz CO_2 et les rapport isotopiques de l'hydrogène sur le gaz H_2 , à l'aide d'un spectromètre de masse à source gazeuse double entrée (une pour l'échantillon, l'autre pour la référence), le VG Isogas PRISM. Trois collecteurs fournissent les rapports des masses 45/44 et 46/44 pour le CO_2 et deux collecteurs fournissent le rapport D/H, d'où δD pour l'hydrogène. Pour CO_2 , après correction des interférences isobariques, ces rapports sont convertis en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$.

Voir les Annexes B et C pour les détails relatifs à l'analyse spectrométrique du CO_2 et de l'hydrogène.

ANNEXE B. ANALYSE DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES C-O DES CARBONATES DES ROCHES

L'extraction des carbonates a été réalisée selon la méthode classique de l'attaque à l'acide phosphorique (McCrea, 1950), qui libère CO_2 à partir de $-\text{CO}_3$. Il existe donc un fractionnement de l'oxygène mais pas du carbone, qui est extrait en totalité. Les fractionnements dépendent de la température d'extraction et, pour une faible part, de la nature du carbonate (calcite, dolomite ...) (Sharma et Clayton, 1965). Il est donc souhaitable que la calcite et la dolomite soient extraites séparément. Les mesures de rapports isotopiques C-O réalisées sur le CO_2 sont alors corrigées pour donner les compositions isotopiques des carbonates étudiés. L'extraction des carbonates a été réalisée à partir de poudres de roches totales afin de mesurer les teneurs en carbonates des roches. Pour les marbres qui ne contenaient que très peu de silicates, les extractions ont été faites sur des carbonates séparés.

L'extraction séparée de la calcite et de la dolomite des roches métamorphiques reste une opération délicate (Sheppard et Schwarcz, 1970). Elle a été réalisée par des extractions fractionnées, après une attaque de 1 heure, 3 heures et 5 jours. Cette méthode a été mise au point sur 4 mélanges synthétiques de calcite (Prolabo) et dolomite (naturelle de Haley, Grenville) dans les proportions 100-0, 74-26, 17-83 et 0-100 % en masse. La Figure B.1 montre qu'après 1 heure, pour les mélanges riches en calcite, la quasi-totalité de la calcite a été extraite alors que la quasi-totalité de la dolomite reste intacte et ne commence à être extraite qu'à partir de 3 heures pour être complète après 5 jours, à une température de 30°C . Pour les mélanges riches en dolomite, environ 10% de la dolomite sont extraits après 1 heure et vont entacher la proportion de calcite. Cette approche cinétique montre que l'attaque acide des carbonates est une compétition entre des sites où CO_2 est facilement libérable (calcite) et des sites moins favorables (dolomite). Pour les mélanges riches en calcite, j'ai attribué les extractions à 1h et 3h à la calcite et à 5 jours à la dolomite. Pour les mélanges riches en

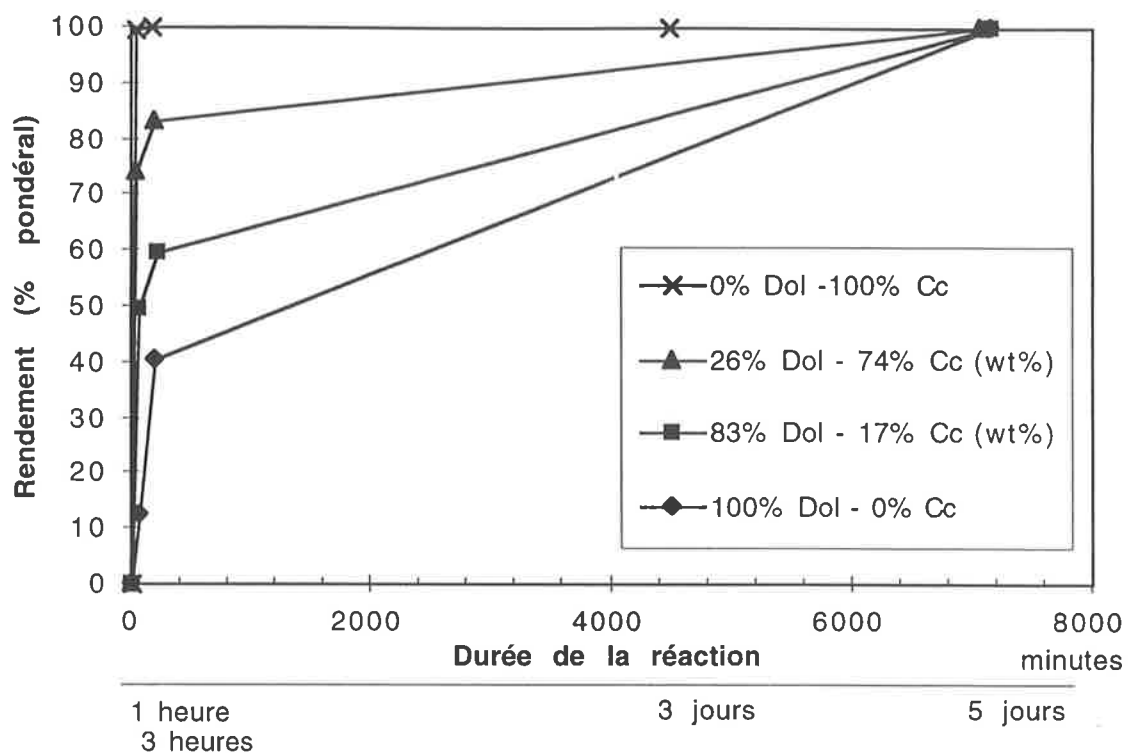


Figure B.1 : Rendement des extractions du CO₂ des carbonates, pour une calcite pure, une dolomite pure et deux mélanges calcite-dolomite. Les rendements sont exprimés en pourcentage du rendement théorique pour le carbonate ou le mélange considéré. Cc = calcite, Dol = dolomite.

dolomite, j'ai attribué les extractions à 1h à la calcite et à 3h et 5 jours à la dolomite. Les incertitudes les plus grandes sont rencontrées pour les mélanges calcite-dolomite tendant à être équimolaires. Les fractionnements CO₂-carbonates utilisés sont de 9.64‰ pour la calcite et de 11.47‰ pour la dolomite, à 30°C respectivement selon Swart et al. (1991) et Rosenbaum et Sheppard (1986).

L'extraction sélective de calcite et dolomite a également été menée dans le but de mesurer les teneurs respectives des roches en ces deux carbonates, et de raffiner l'étude des isotopes stables des carbonates présentée dans le chapitre 4. La discrimination entre calcite et dolomite n'a cependant rien apporté de plus que les carbonates utilisés comme un ensemble. De plus, l'équilibre calcite-dolomite n'est que très rarement réalisé, et donne des températures très variables. L'exsolution de dolomite à partir de calcite magnésienne est une des raisons principales de ce déséquilibre. Calcite et dolomite analysées ne sont pratiquement jamais cogénétiques.

Le scapolite contribue au CO₂ extrait par attaque acide des roches totales, et interfère avec celui des carbonates. Cependant, le scapolite n'est présent qu'en faible quantité dans les marbres (moins de 10% en masse) et ne libère que 0.65 µmol de CO₂/ mg de scapolite, alors que calcite et dolomite libèrent respectivement 9.99 et 10.85 µmol de CO₂/ mg de carbonate. De plus, les fractionnements entre calcite et scapolite, pour le carbone comme pour l'oxygène sont pratiquement nuls aux températures granulitiques (Moecher et al., 1994). Le scapolite peut devenir une phase importante dans les metabasites, mais il est dans la plupart des cas déstabilisé en anorthite et calcite. Le problème du scapolite ne se pose que dans les metabasites, mais il forme avec la calcite deux réservoirs de carbonates quasiment interchangeables dans ces roches, au moins du point de vue isotopique.

La présence de soufre a été détectée au spectromètre de masse pour 4 échantillons issus de roches contenant des sulfures. Le rapport isotopique mesuré par le spectromètre en dix instants consécutifs est alors très instable. La présence de soufre modifie considérablement le rapport isotopique mesuré et attribué au CO₂. Il faut donc éliminer le soufre qui peut se former lors de l'attaque acide des échantillons de roche totale qui contiennent des sulfures. Le soufre a été piégé en passant le gaz formé par attaque acide de l'échantillon sur une poudre de phosphate

d'argent, Ag_3PO_4 . Cette opération est parfaitement reproductible et le blanc est nul, comme pour une attaque acide conventionnelle. Les différences obtenues pour les échantillons, sans et avec passage du gaz sur phosphate d'argent sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Échantillon	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	Mode d'extraction
143a	-1,17	18,92	sans phosphate d'argent
	-7,07	17,02	réaction sur phosphate d'argent
143b	-7,89	12,17	sans phosphate d'argent
	-6,63	13,63	réaction sur phosphate d'argent
143d	-4,00	15,00	sans phosphate d'argent
	-7,04	14,43	réaction sur phosphate d'argent
143e	-6,90	19,12	sans phosphate d'argent
	-13,2	17,98	réaction sur phosphate d'argent

Les roches analysées (métabasite, granite, gneiss ...) contenaient parfois très peu de carbonates. Des quantités de poudre (tamisée à $200\mu\text{m}$) jusqu'à 5000 mg ont été utilisées, alors que la méthode classique n'en requiert que 5 mg pour un carbonate pur. Malgré cela, les quantités de CO_2 obtenues étaient parfois trop faibles pour être passées au spectromètre de masse en mode conventionnel, et le chargement dans l'appareil s'est effectué à l'aide d'un doigt froid, qui permet de piéger avec de l'azote liquide la petite quantité de gaz près de la source quand la seule expansion du gaz ne suffit pas à donner un signal suffisant au niveau des collecteurs. Pour les gaz extraits d'une grande quantité de poudre de roche totale, le spectromètre de masse VG Isogas PRISM ne permet pas de travailler avec une bonne reproductibilité et une incertitude faible pour des échantillons plus petits que $5\mu\text{mol}$ de CO_2 , car ces gaz ne sont jamais purs.

Quatre vingt pour cent des analyses ont été dupliquées et montrent des rendements qui diffèrent de moins de 10% et des compositions isotopiques qui diffèrent de moins de 0.5‰. Les incertitudes sur chaque mesure sont de l'ordre de 0.1 ‰. Les étalons internationaux NBS 18 (carbonatite) et NBS 19 (toilet seat limestone) ont été utilisés et un étalon interne au laboratoire était inclus pour 10 analyses d'échantillon, afin de se prémunir des problèmes de

dérive. Le tableau ci-dessous permet de juger de la reproductibilité des extractions et mesures sur les deux étalons internationaux.

	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	Rendements (%)
NBS-18	-5.00	7.20	100
	-4,98	6,92	96
	-4,99	6,65	106
	-4,96	7,38	101
NBS-19	1.95	28.65	100
	2,04	27,88	95
	1,96	27,50	106
	1,96	27,44	103
	1,95	27,45	103
	1,91	27,38	99
	1,93	27,76	100

Les valeurs en gras sont les valeurs étalons, les autres sont les valeurs mesurées au laboratoire

Les valeurs mesurées pour l'oxygène des carbonates ont été corrigées afin de rendre compte de la différence observée entre la valeur proposée et celle obtenue pour les étalons.

ANNEXE C. ANALYSE DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DU CARBONE DES GRAPHITES

Les graphites ont été extraits à la main après broyage léger des marbres et des gneiss. Les paillettes de graphites étaient de taille variable selon les échantillons, d'environ 5x3 mm à 300x300 μm . Aucune corrélation n'a été repérée par la suite entre taille des paillettes et composition isotopique, même pour des lithologies très similaires. Les paillettes ont été autant que faire se peut débarrassées à la main des carbonates qui pouvaient y être associés, sous la loupe binoculaire (x 40), puis ont été trempées dans l'acide chlorhydrique 1M pendant environ 20 minutes et l'émission de gaz a été surveillée à la loupe. Aucune bulle n'était formée après environ 2 minutes. Les paillettes de graphite ont ensuite été rincées à l'eau distillée et séchées à l'étuve à 30-40°C. Des charges d'environ 1 mg ont été pesées soigneusement sur une balance de haute précision (± 0.1 mg). Ces charges représentent 1 à 30 paillettes.

L'extraction de CO_2 à partir du graphite a été réalisée par oxydation à l'aide de CuO , au four à mouffe à 900°C pendant 1 heure, dans des tubes en quartz scellés sous vide contenant environ 1 mg de graphite et CuO en excès (500mg). CuO a été préalablement dégazé à 600°C pendant 5 minutes ; les tubes ont été dégazés à 950°C pendant 1 heure, pour éviter la contamination. Les charges ont été introduites précautionneusement dans les tubes aussitôt après préchauffage, sans salir la zone dans laquelle le tube va être scellé, pour assurer une étanchéité parfaite de la soudure.

Une fois la réaction d'oxydation réalisée, les tubes scellés sont ensuite rayés à la pointe diamant et introduits dans un tube à rodage sphérique, afin d'être cassés sous vide dans la ligne d'extraction. Le gaz est alors purifié selon les méthodes classiques de pièges froids et les rendements mesurés. L'erreur de lecture sur le manomètre et l'incertitude de la pesée permettent des incertitudes de 15% sur le rendement de l'extraction. Ont été considérés comme corrects, tous les rendements entre 85 et 115% du rendement théorique du graphite ($\approx 83 \mu\text{mol}$ de CO_2 / mg de graphite). Tous les échantillons traités ont donné des rendements dans cet intervalle. Les quantités produites de CO_2 oscillaient entre 75 et 150 μmol . Un blanc réalisé avec une double

charge de CuO (1000 mg) et pas de graphite a produit 7 μmol de CO_2 , qui a été purifié et analysé ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}} = -24,93\%$). Les mesures ont alors été corrigées en conséquence, en rendement comme en rapport isotopique. L'analyse isotopique du carbone du CO_2 a ensuite été réalisée au spectromètre de masse. Les incertitudes sont inférieures à 0.2%. L'étalon USGS 24 a donné à 4 reprises les valeurs ci-dessous, montrant la reproductibilité et l'exactitude des mesures effectuées :

	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	Rendements (%)
USGS 24	-15.99 ±0.11	100
	16.12	105
	15.94	90
	15.93	86
	15.98	-

Les valeurs en gras sont les valeurs étalons, les autres sont les valeurs mesurées au laboratoire

ANNEXE D. ANALYSE DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE L'HYDROGÈNE DES MICAS

Les micas ont été extraits à la main après broyage léger puis de plus en plus fin des roches (marbres, skarn, clinopyroxénites, gneiss). La pureté des extractions a été surveillée à la loupe binoculaire (x40). Le séparateur magnétique n'est pas plus performant qu'une simple feuille de plastique en plan incliné sur laquelle est déversée n fois le broyat de roche et les micas récoltés à la pince. Les phlogopites des mines ont une taille décimétrique et les feuillets ont été délités au scapel, puis découpés à l'aide d'une paire de ciseaux le plus finement possible (paillettes d'environ 2x2 mm et feuillet assez mince pour être transparent). Les paillettes de micas ont été trempées dans l'acide chlorhydrique 1M pendant environ 20 minutes et l'émission de gaz a été surveillée à la loupe. Aucune bulle n'était formée après environ 2 minutes. Les paillettes ont ensuite été rincées à l'eau distillée et séchées à l'étuve à 30-40°C. Des charges d'environ 50-70 mg ont été pesées et dégazées sous vide à 120°C du soir au lendemain matin. L'extraction et la purification suivent la méthode de Godfrey (1962). Seul le creuset de platine dans lequel les échantillons sont chauffés au four à induction a été remplacé par un creuset en molybdène. Les creusets, non réutilisés, étaient dégazés sous pompage à une température supérieure à celle atteinte lors de l'extraction. L'hydrogène (gaz H₂) est oxydé par passage sur un four à CuO, puis piégé sous forme H₂O avec l'eau directement émise de l'échantillon. L'eau est ensuite réduite en H₂ sur un four à uranium à 800°C puis est dirigée vers un manomètre afin de mesurer les rendements, puis est récupérée dans une ampoule à l'aide d'une pompe topler à mercure. Une série de standards internes (eau distillée) est passée dans la ligne, et la reproductibilité des mesures est vérifiée avant extraction de l'hydrogène des échantillons.

La méthode d'extraction de l'hydrogène des micas est plus délicate que celles des carbonates car, à la différence des carbonates, les micas ne contiennent pas une quantité déterminée de groupements hydroxylés, si bien que les rendements sont particuliers à chaque échantillon et ne peuvent pas être comparés dans l'absolu. Il est alors nécessaire de réaliser l'extraction plusieurs fois sur le même échantillon. Toutes les extractions ont été dupliquées.

Celles qui montraient une forte variabilité du rendement (et parallèlement, de la composition isotopique de l'hydrogène), ont été refaites jusqu'à la convergence des résultats. Comme la composition chimique des micas des mines était connue (Stern et Klein, 1983), j'ai pu comparer le rendement obtenu à l'extraction avec celui donné par l'analyse chimique. Il s'est avéré que les analyses par perte au feu de Stern et Klein étaient beaucoup plus imprécises que les résultats obtenus à l'extraction (voir chapitre 7).

En plus des problèmes de rendement, l'analyse de la composition isotopique de l'hydrogène au spectromètre de masse est plus délicate et généralement moins précise que celle de CO₂. De plus, le gaz de référence voit sa composition variée au cours du temps. La dérive du rapport isotopique du gaz hydrogène de référence monté sur le spectromètre est fonction de la consommation du gaz, mesurée par le volume du soufflet utilisé pour compresser le gaz et assurer ainsi toujours la même pression de la masse 2 au niveau des collecteurs. Cette dérive est calibrée en effectuant des mesures de la référence usagée contre une nouvelle référence, pour des volumes variables du soufflet. Les mesures isotopiques des échantillons sont alors corrigées pour tenir compte de cette dérive. La précision sur les compositions isotopiques de l'hydrogène est meilleure que $\pm 3\%$. Le tableau ci-dessous donne les valeurs mesurées pour NBS 30.

	δD_{SMOW}	Rendements ($\mu\text{mol/mg}$)
NBS 30	-65	1.94
	-67.5	2.19
	-67.3	2.01
	-68.1	1.93

La valeur en gras est la valeur étalon, les autres sont les valeurs mesurées au laboratoire

ANNEXE E. ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

Cette annexe présente les échantillons, la méthode d'étude et les résultats préliminaires d'une étude exploratoire des inclusions fluides dans divers silicates de gneiss des zones de cisaillement majeures. L'étude des inclusions fluides dans les roches métamorphiques est un exercice difficile, car les inclusions sont généralement très petites, peu nombreuses et difficilement attribuables à une étape de l'histoire métamorphique en particulier (voir Roedder, 1984). Nous avons essayé de contourner ce problème par le développement d'un équipement optique adéquat, et l'étude de nombreuses lames épaisses polies double face.

Matériel utilisé et description

Les inclusions fluides ont été recherchées dans les silicates, principalement le grenat, la saphirine, la kornéropine, la cordiérite et le quartz. Quelques inclusions dans des feldspaths, amphiboles, tourmalines et apatites ont été également étudiées. Grenat et cordiérite sont des minéraux couramment étudiés dans le faciès granulite. Je ne connais pas d'autre étude des inclusions des saphirines et kornéropines, pourtant minéraux symptomatiques du faciès granulite. Les lithologies sont des gneiss qui montrent de fortes proportions en l'un ou plusieurs de ces minéraux. Les marbres n'ont pas été retenus pour cette étude exploratoire car le nombre d'inclusions observées y est extrêmement faible, fréquemment nul, dans les carbonates (calcite, dolomite) comme dans les silicates (forstérite, diopside, spinelle), eux-mêmes peu abondants dans les marbres. L'étude des inclusions fluides des carbonates est par ailleurs délicate car ces minéraux sont fragiles, et l'explosion des inclusions est à craindre au chauffage. De plus la calcite magnésienne montre souvent des exolutions de dolomite, et cette recristallisation rétrograde efface ou modifie les inclusions fluides.

Les inclusions de quinze échantillons prélevés dans les trois zones de cisaillement majeures (A, B et C, Figure E.1) ont été étudiées. Il s'agit de quatorze gneiss et d'une apatite d'une veine minéralisée de la mine d'Ampanrandava. Les inclusions fluides sont généralement

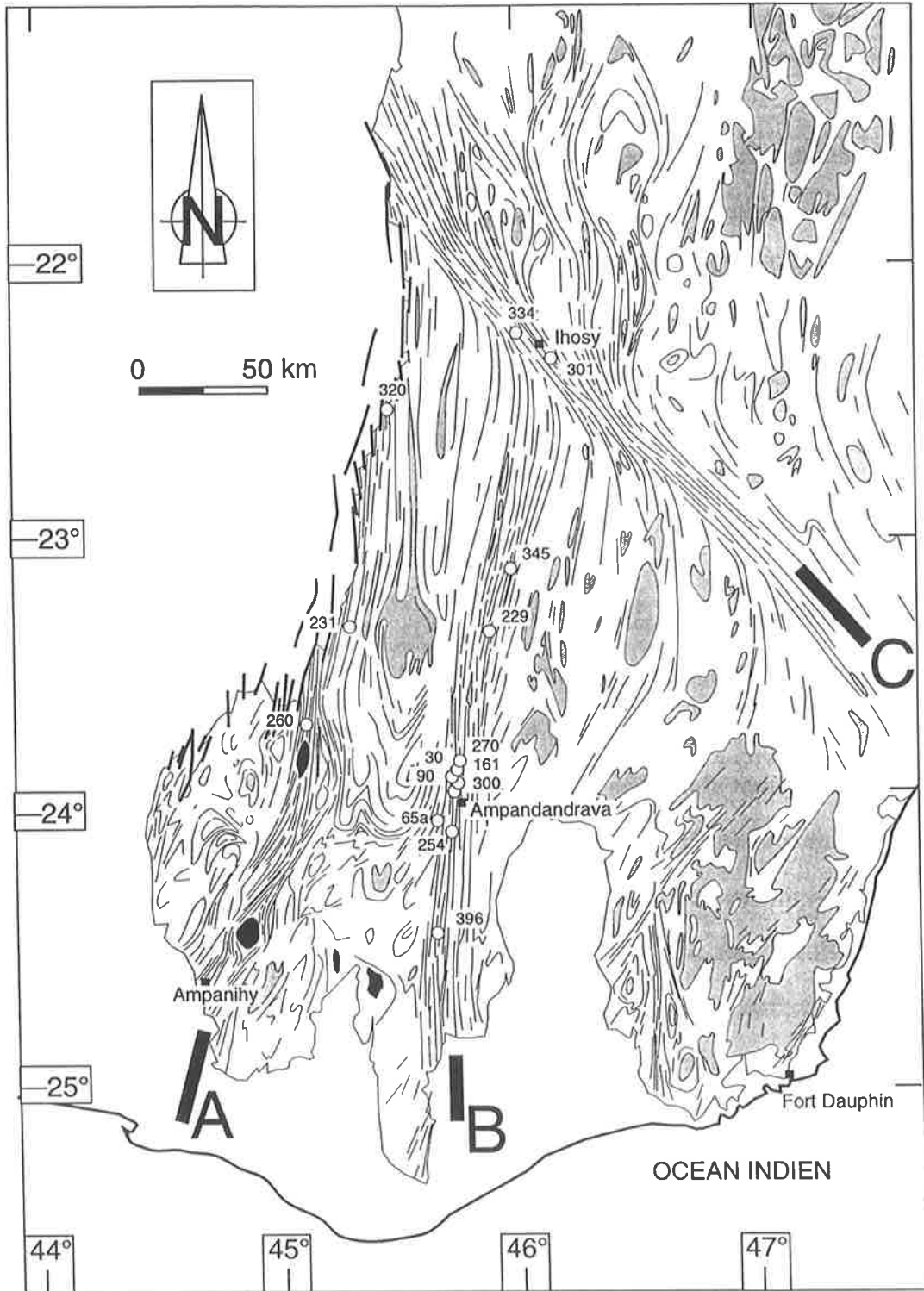


Figure E.1 : Carte de localisation des échantillons dont les inclusions fluides ont été étudiées

extrêmement petites (de $5 \times 3 \mu\text{m}$ à $50 \times 20 \mu\text{m}$), et les minéraux sont souvent craquelés et sombres (grenat, saphirine, cordiérite, kornéropine ...) car vivement colorés. Certaines inclusions secondaires géantes ($700 \times 100 \mu\text{m}$) ont pu être observées en de rares occasions. Le nombre d'inclusion par cristal est très faible pour les saphirines (0 à 5 inclusions par cristal) et peut être fort (≈ 100 inclusions par cristal) dans certains grenats et dans les cordiérites. Le nombre d'inclusions que l'on peut réellement étudier est toujours nettement inférieur, essentiellement à cause de problème de visibilité (minéral trop sombre, passage d'une fracture en dessous ou au dessus, inclusions trop petites). Le nombre d'inclusions solides dans les minéraux est généralement supérieur au nombre d'inclusions fluides. Beaucoup d'inclusions fluides sont monophasées (en phase liquide) à température ambiante, ce qui ne facilite pas leur observation. Elles peuvent être confondues avec des inclusions solides. Il faut pour les observer travailler à des températures négatives.

Analyse par microthermométrie.

Les inclusions ont été analysées par la méthode classique de microthermométrie (voir par exemple Roedder, 1984). Les températures de changement de phase des fluides ont été mesurées à l'aide d'une platine chauffante/réfrigérante Linkam TMSG 600, calibrée à l'aide d'inclusions synthétiques CO_2 et H_2O à -56.6 , 0 , $+10$, $+374^\circ\text{C}$, et à la température ambiante. Les diagrammes de phases de Van den Kerkhof et Olsen (1990), Van den Kerkhof et al. (1991) et Diamond (1994) ont été utilisés pour suivre les évolutions des transitions de phase et les repérer précisément, avec des cycles répétés de montée/descente en température. La topologie des transitions de phases observées permet de définir le système comme très riche en CO_2 . Les mesures ont été effectuées en collaboration avec R. Rakotondrazafy (Université de Tananarive, en séjour à Lyon). Nous discuterons essentiellement ici des températures de fusion final (T_{mf}) de l'inclusion gelée, et des températures d'homogénéisation (T_h) de l'inclusion. T_{mf} donne la composition chimique (CO_2 , H_2O - NaCl ...) et T_h donne la densité, dont on peut déduire une isochoire à l'aide d'une équation d'état pour un système chimique déterminé, et donc discuter les conditions de piégeage.

Nature des fluides et conditions de piégeage.

Plus de mille inclusions ont été en tout étudiées dans les quinze échantillons. Comme le montre une statistique d'ensemble (Tableau ci-dessous), les inclusions sont essentiellement carboniques (T_{mf} proche de -56.6°C), mais ont été piégées en phase liquide à des conditions de pression et température variables (T_h variables). Aucune inclusion aqueuse, primaire ou secondaire n'a été observée.

	nombre de mesures	moyenne	écart-type (1σ)
T_{mf} ($^{\circ}\text{C}$)	1089	-55,63	1,79
T_h ($^{\circ}\text{C}$)	1121	14,22	9,33

L'étalement des mesures de T_{mf} autour de -56.6°C indiquerait que le fluide ne serait pas tout à fait du CO_2 pur. L'utilisation de la sonde Raman, en collaboration avec P. Gillet (ENS Lyon) et I. Daniel (Université de Lyon), n'a pas révélé d'autre composé dans le fluide. Les teneurs en eau des inclusions seraient inférieures à 5 %. La sonde à effet Raman a cependant une sensibilité faible dans son usage courant et doit encore être améliorée pour mesurer les concentrations de ces volatils (Dubessy et al., 1989).

Les minéraux et les inclusions ne sont pas tous contemporains et nous aborderons ces relations sur quelques exemples. Les inclusions peuvent être primaires ou secondaires, elles-mêmes dans des minéraux primaires ou secondaires, c'est à dire des minéraux qui peuvent se déstabiliser au profit d'autres (par exemple la saphirine aux dépens de la cordiérite) ou des minéraux qui présentent des zonations de croissance (voir par exemple Vry et Brown, 1991). Les densités et isochores correspondantes ont été calculées selon l'équation d'état pour le CO_2 pur de Kerrich et Jacobs (1981), avec l'aide du logiciel FLINCOR de Brown (1989).

Pour l'ensemble des mesures réalisées, les isochores calculées décrivent des pressions relativement basses, de 1.5 à 4.5 kbar pour 750°C . Les inclusions des grenats et saphirines montrent les densités les plus élevées ($d \approx 0.93$), alors que les cordiérites et l'apatite enregistrent les densités les plus basses ($d \approx 0.59$). Les inclusions du quartz, minéral ubiquiste, enregistrent des densités variables entre les deux pôles précédents. L'enregistrement de conditions P-T plus basses par les inclusions que par les thermobaromètres cationiques a été

remarqué à maintes reprises dans le faciès granulite (Coolen, 1982 ; Lamb, 1990 ; Van den Kerkhof et al., 1994 ; Vityk et Bodnar, 1995) et fait l'objet de débats quant à la représentativité des inclusions. Bon nombre d'auteurs parlent de rééquilibration postérieure aux conditions paroxysmales des granulites et non de piégeage tardif.

Les grenats de l'échantillon 254 montrent une concentration forte d'inclusions en leur centre et faible à leur périphérie. Ces inclusions à l'aspect de cristaux négatifs du système cubique semblent primaires. Il y a aussi des inclusions secondaires, de forme tubulaire, qui tapissent une ancienne fracture du grenat. Les mesures sont les suivantes, pour deux grenats :

Grenat A	nombre de mesures	Tmf moyenne (°C)	intervalle	Th moyenne (°C)	intervalle
inclusions primaires (centre)	12	-56,6	-56,4 à -56,8	8,4	0,7 à 19,6
inclusions primaires (périphérie)	7	-57,2	-56,6 à -58,5	5,1	0 à 11
inclusions secondaires	3	-56,7	-56,7	7,4	6,8 à 7,8
Grenat B	nombre de mesures	Tmf moyenne (°C)	intervalle	Th moyenne (°C)	intervalle
inclusions primaires (centre)	16	-58	-57,9 à -58,1	6	5,9 à 7,7
inclusions primaires (périphérie)	35	-58	-57,9 à -58,1	14,5	13,6 à 15,5
pas d'inclusions secondaires					

La composition du fluide piégé subirait une très légère variation que je n'ai pas encore traduite en terme de composition, entre les deux grenats A et B, qui seraient diachrones, puisqu'ils ont piégé des fluides différents alors qu'ils se trouvent à moins de 1 cm l'un de l'autre. Le fluide pourrait également être hétérogène à l'échelle du centimètre. Le grenat A est de grande taille (environ 3 mm) alors que le grenat B est petit (environ 500 µm). Les températures d'homogénéisation sont très variables pour les inclusions du grenat A, pour les inclusions primaires du centre comme de la périphérie. Les températures d'homogénéisation des inclusions du centre du grenat B sont significativement différentes de celles de sa périphérie. La variété des températures d'homogénéisation des inclusions dans ces grenats reflète soit des modifications après piégeage, soit des variations de conditions de piégeage. L'homogénéité des températures pour le grenat B tend à faire penser que les inclusions du grenat A ont été modifiées après

piégeage. Les variations de densités des inclusions du grenat A sont en effet fortes et récurrentes pour des épisodes métamorphiques successifs (formation du cœur du grenat puis de sa périphérie). Une variation similaire a toutefois pu être attribuée à des pulsations d'infiltration de fluide, avec augmentation puis chute de pression au cours d'épisodes de fracturation hydraulique (Robert et al., 1996). La Figure E.2 présente les isochores que l'on peut tracer à partir des moyennes des mesures pour chaque famille d'inclusions. Les isochore tracées pour le grenat B sont plus significatives que pour le grenat A. Les différences restent toutefois faibles. Les conditions de températures calculées pour cet échantillon d'après les thermomètres cationiques grenat-biotite, grenat-spinelle et cordiérite-spinelle sont entre 650 et 750°C (Rakotondrazafy, 1992). Toutes les autres inclusions étudiées dans les grenats de l'échantillon 254 conduisent à des isochores comprises entre les deux isochores extrêmes tracées, de même que les isochores déterminées sur les grenats de l'échantillon 65a, prélevé à une dizaine de kilomètres de l'échantillon 254.

Une étude plus poussée des relations chronologiques des inclusions fluides pourrait conduire à la reconnaissance de différentes étapes sur des trajets P-T, progrades et/ou rétrogrades, qui apporteraient des renseignements sur l'évolution des zones de cisaillements. Vry et Brown (1991) pensent avoir reconnu l'enregistrement de trajets progrades à l'aide des inclusions fluides des grenats zonés de granulites du Canada. La question demeure de savoir si la zonation observée est une zonation de croissance ou une zonation de diffusion, qui aurait pu modifier les inclusions après leur piégeage. Il serait intéressant de voir si ces grenats possèdent une zonation chimique, de croissance ou de diffusion, pour répondre.

La cordiérite formée aux dépens de la saphirine (échantillon 270), contient des inclusions fluides de même nature que dans le minéral-père, piégées à des conditions P-T plus basses, comme en témoignent les Tmf très proches et les Tmi variables :

Inclusions dans:	nombre de mesures	Tmf moyenne (°C)	intervalle	Th moyenne (°C)	intervalle
saphirine	31	-57,2	-56,5 à -58,9	5,6	1,4 à 11,8
cordiérite	52	-56,7	-56,6 à -57,1	30	29 à 30,6

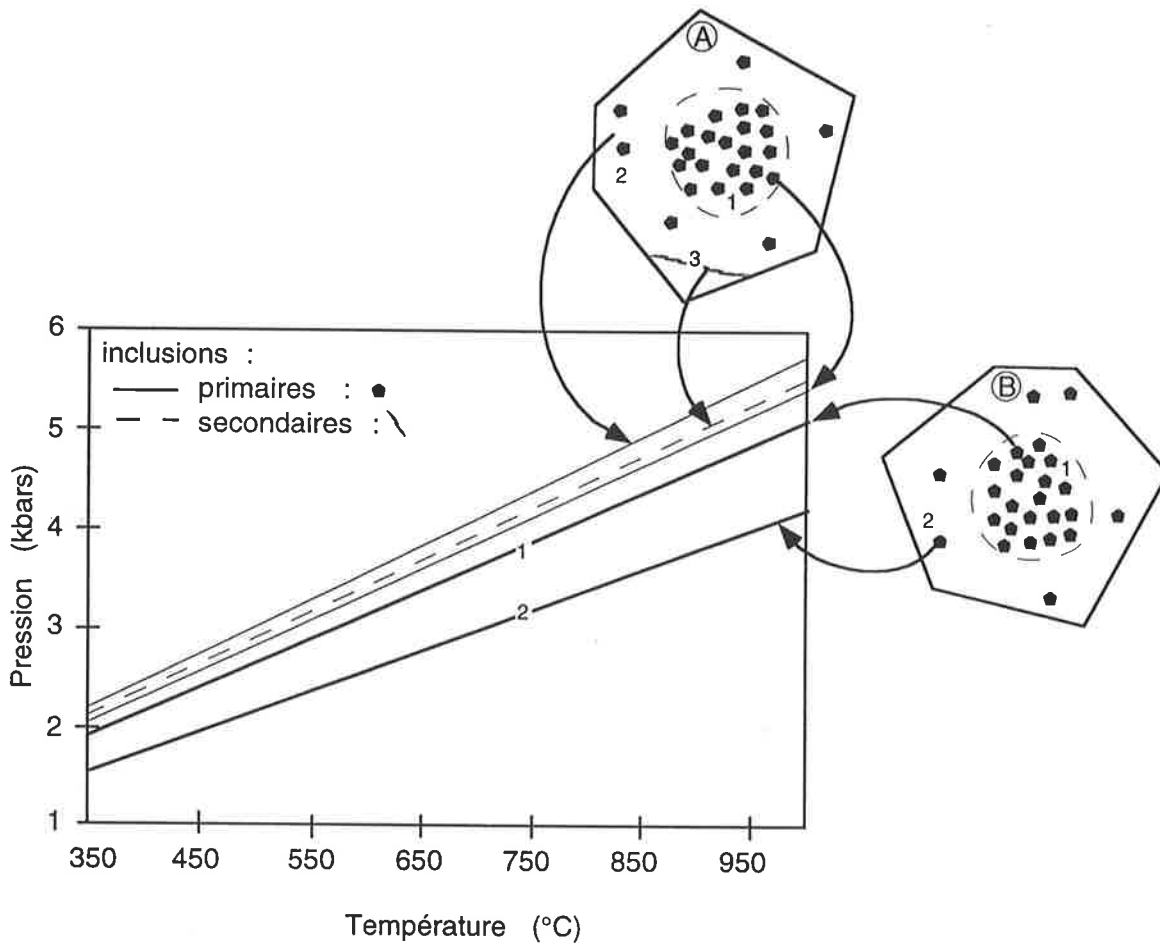


Figure E.2 : Isochores tracées à partir des mesures de densité du CO₂ des inclusions fluides primaires et secondaires piégées dans deux grenats A et B d'un gneiss (échantillon 254). Ces grenats présentent une zonation. Les inclusions sont nombreuses au centre du grenat et plus rares à la périphérie.

Encore une fois, les densités des fluides piégés dans le premier minéral (saphirine) sont variables, alors que les inclusions piégées plus tardivement sont plus homogènes. Les conditions P-T déterminées par les thermobaromètres sur les roches encaissantes de ce gneiss sont d'environ 5 kbar et 750°C (Rakotondrazafy, 1992), alors que les pressions indiquées pour ces mêmes températures par les inclusions fluides sont d'environ 4 kbar pour la saphirine et 2 kbar pour la cordiérite.

Conclusion

La chronologie que l'on peut établir (zonation, réaction) et les conditions de piégeage que l'on peut associer suivent des évolutions relativement cohérentes. Cela indique soit qu'il n'y a eu que peu de modifications des fluides après piégeage, soit que les modifications ont été les mêmes pour toutes les inclusions. Le fait que très peu d'inclusions décrépitées aient été observées pourrait être utilisé pour caractériser les conditions de remontée, en estimant les différences maximales de pression supportables par les inclusions en dehors de leur isochore. Ces différences de pression sont fonction de la taille de l'inclusion et du minéral hôte (Ulrich et Bodnar, 1988 ; Bodnar et al., 1989 ; Vityk et Bodnar, 1995).

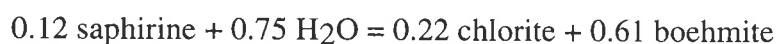
La nature du fluide piégé dans les inclusions des minéraux de faciès granulite de Madagascar apparaît comme essentiellement carbonique. Aucune inclusion à H₂O, primaire comme secondaire, n'a été observée. Les composés CO₂, H₂O, CH₄, N₂ et H₂S ont été observés dans certaines inclusions de faciès granulite (Van den Kerhof, 1991), mais CH₄ pourrait être rétro-morphique (Van den Kerhof, et al., 1991). La différence entre les conditions P-T indiquées par les isochores et celles calculées à partir des compositions chimiques des minéraux des roches pourrait s'expliquer par l'existence d'autres espèces que CO₂ (Coolen, 1982) ou par la diminution de la densité des inclusions après piégeage. La fuite préférentielle d'hydrogène à partir d'inclusions à CO₂-H₂O pourrait également rendre compte des différences entre les conditions indiquées par les assemblages minéraux et celles présentées par les inclusions, comme de la prédominance des fluides à CO₂ (Bakker et Jansen, 1990).

ANNEXE F. SPECTROMÉTRIE INFRAROUGE DES MINÉRAUX NOMINALEMENT ANHYDRES

Des grenats et saphirines ont été sélectionnés pour leur qualité presque gemme (absence d'inclusions fluides et solides optiquement visibles), et la très faible quantité de fractures. Ces minéraux sont en plus automorphes et ont développé un grand nombre de faces permettant une étude de l'orientation des groupement OH dans le minéral, si tant est que de tels groupements puissent être détectés. Des sections orientées du minéral d'environ 100 µm d'épaisseur ont été polies soigneusement sur deux faces parallèles. Les spectres infrarouges ont été obtenus à l'aide d'un banc à transformé de Fourier FTIR Perkin-Elmer 1600, à l'université d'Orsay, en collaboration avec Jannick Ingrin et Rémi Pichon.

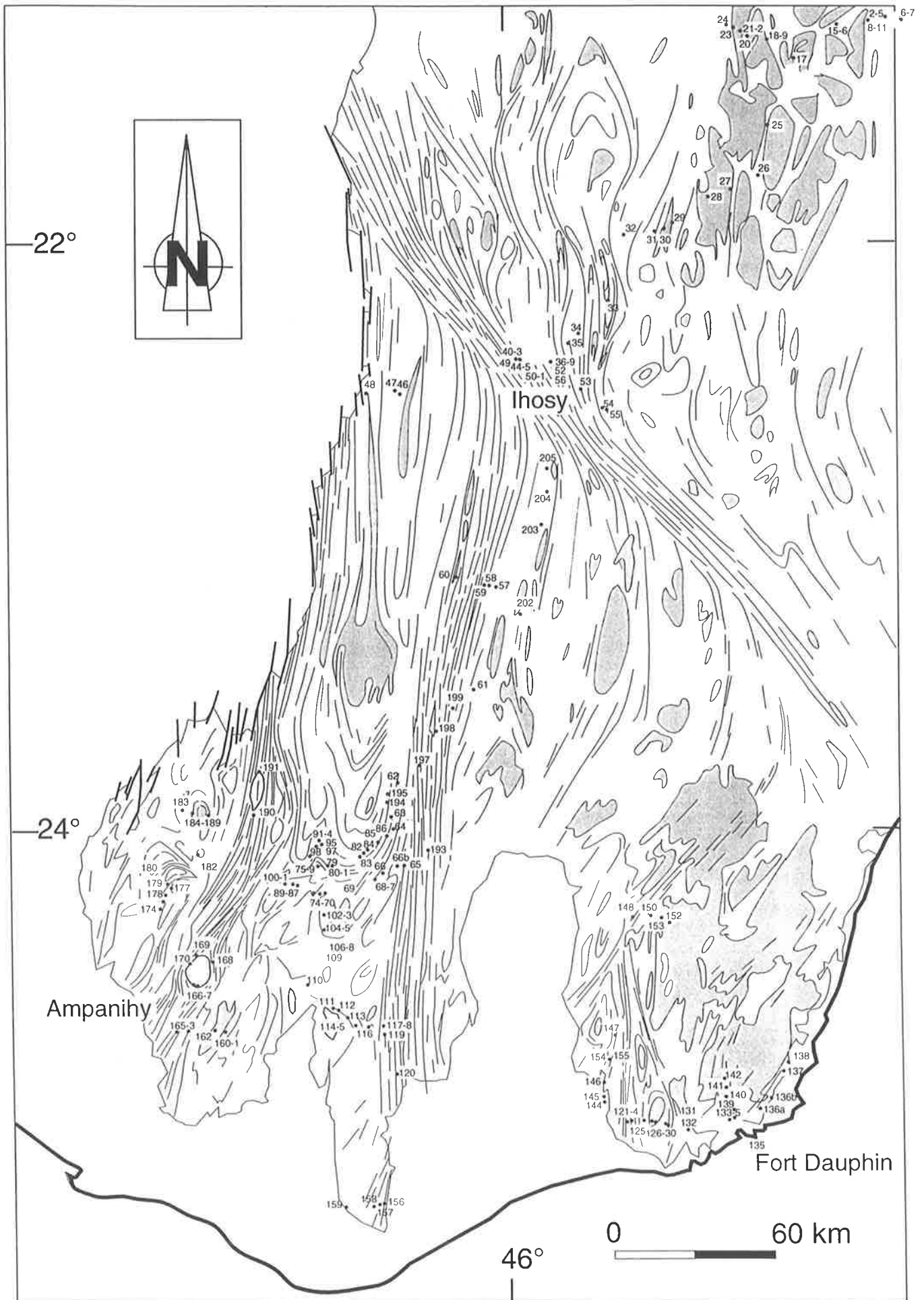
Les grenats n'ont pas montré de pic dans la région de vibration des groupements OH (3000-3700 cm⁻¹), ils contiennent donc moins de 5 ppm d'eau, d'après les calibrations de Bell et Rossman (1992).

Certaines saphirines montraient de larges bandes d'absorption dans l'intervalle 3000-3700 cm⁻¹, avec une dépendance faible vis à vis de la section de cristal étudiée. L'utilisation de sections de cristaux encore plus minces, et le raffinement de la technique de mesure (faisceau plus étroit, temps d'exposition plus long, très faible blanc ...) ont permis d'isoler quelques pics d'absorption parmi cette large bande. L'utilisation de la microscopie électronique à transmission a permis à Jannick Ingrin de mettre en évidence que ces bandes d'absorption étaient en fait dues à un assemblage de chlorite et boehmite dans des fractures micrométriques (environ 1 µm de large). Ces phases hydratées possèdent de pics similaires à ceux identifiés dans la bande d'absorption de nos échantillons. L'étude des groupements OH dans les minéraux anhydres du faciès granulite a donc été vaine. Cependant, il est intéressant de remarquer que les compositions de la saphirine, de la chlorite et la boehmite analysées permettent d'écrire la réaction suivante :



Comme il n'y a apparemment ni perte ni gain d'éléments, les produits d'altération de la saphirine auraient donc pu se former à partir d'eau en système fermé. Il est possible que cette eau ait été présente dans la saphirine sous la forme de micro-réservoir dès la formation du minéral dans le faciès granulite.

ANNEXE G. DESCRIPTION ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS



ANNEXE G. DESCRIPTION ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

Référence	Lithologie	Position	Minéralogie	Remarques (déformation, distance dans séries ..., possesseur ...)
1a	anorthosite	MSZ	Pl -	
166a	anorthosite	MSZ	CaPl - opx/cpx - Cc pseudomorphose Pl	carbonatation
191	anorthosite	MSZ	Pl - cpx kinkés - Amp' en lamelles	qq veines Amph -Cc
47	charnockite	MSZ	opx - Qtz - Pl - Bi - Cc	altération
56b	charnockite	MSZ	Pl - opx - KF - zircon - Apatite	
56c	charnockite	MSZ	cpx - Amph - Pl - Qtz - Bi - Sp	
56d	charnockite	MSZ	cpx - Amph - Pl - Qtz - Bi - Sp	
128	charnockite	OSZ	opx - KF - Bi - Pl - Qtz	
137	charnockite	OSZ	opx - cpx - Pl -Qtz	
124a	charnockite	OSZ	Pl - Qtz -Bi - zircon	
142b	charnockite	OSZ	Grt - opx - Pl - Qtz - KF - Bi - Cc	
35	gneiss	MSZ	Grt - Pl - KF - Bi - Sill	
53g	gneiss	MSZ	Qtz - Pl - KF - cpx - Amph - Opq - Scp ?	
62a	gneiss	MSZ	Qtz - KF - Pl	
101c	gneiss	MSZ		
114b	gneiss	MSZ	Grp - Qtz - Pl	
229bN	gneiss	MSZ	Saph - Bi - Qtz - Pl	
84a	gneiss	OSZ	Grt - Pl -Bi - Sp - Sill	
92b	gneiss	OSZ	Qtz - Pl - Grp - Cc	altération
97b	gneiss	OSZ	Saph - Pl - Sill - Bi - Sph - zircon	
98	gneiss	OSZ	Qtz - Pl - Bi - Grp	altération
105b	gneiss	OSZ	Amph - Cc	
135b	gneiss	OSZ	Grt - Pl - Qtz - Grp	
142a	gneiss	OSZ	Grt - Pl - Qtz - Bi - zircon - Cc	
143b	gneiss	OSZ	Grt - Pl - Qtz - Sp - Cord - Sill	
143c	gneiss	OSZ		
143d	gneiss	OSZ		
155bis	gneiss	OSZ		
25a	granite	OSZ	Pl - KF - Bi - Qtz	
126	granite	OSZ	Grt - KF - Qtz - Sill - Sp	
36a	leucosome	MSZ		
36b	leucosome	MSZ		
36c	restite	MSZ		
50	leucosome	MSZ	Grt - cord - SFe - Qtz - Pl - Sill	
52	migmatite	MSZ	Qtz - Sp - Sill	
105a	leucosome	OSZ	Qtz - Qtz - Amph - Cc	
143a	leucosome	OSZ	Cord - Sp - Grt - Sill	
16b	leucosome	OSZ	Amph - Pl - Qtz - Sph - Cc - Chl	
143e	restite	OSZ	Qtz - Pl - Sill - Grp - zircon - Sp - Cord - Grt	
53C	marbre	MSZ	Cc - Scp - KF - cpx - Wo - Sph	sonde, mylonite, 0 m
53d	marbre	MSZ	Dol >> Cc - Scp - Phl - Chl - Ol	10 m
53f	marbre	MSZ	Cc - Dol - Ol serp - Sp - Di - Amph	
86j expé 92	marbre	MSZ	Cc - Dol - ol serp - Grp - cpx - Amph	
100	marbre	MSZ	Cc -Dol - micas - Chl - cpx - Scp - Sp - Trem	veine à Cc-Epidote-Chl, altération
101a	marbre	MSZ		
101b	marbre	MSZ		
101croûte	marbre	MSZ		altération
106bN	marbre	MSZ	Cc - Dol - Ol serp - cpx - Opq	altération
114a	marbre	MSZ	Dol - Cc - Ol serp - cpx - Chl - Grp	altération, veines à Analcime - Chl - Qtz
114c	marbre	MSZ	Cc - Dol - Ol - Phl - Grp - Amph	altération
190	marbre	MSZ	CcMg - Dol - Ol serp - Phl - cpx	altération
228bN	marbre	MSZ	CcMg - Sp - cpx - CaPl - Qtz - Zo	sonde, veine à Q, CcMg, cpx
249bN	marbre	MSZ	Cc - Dol - cpx - Opq - Scp	carbonatation, flincs
382R	marbre	MSZ		Raymond Rakotondrazafy
384R	marbre	MSZ		Raymond Rakotondrazafy
KR27/1	marbre	MSZ	Cc > Dol > Grp	Kerstin Rosen
R156	marbre	MSZ	Cc - Ol - Phl - Chu	Raymond Rakotondrazafy
R208b	marbre	MSZ		Raymond Rakotondrazafy
R262	marbre	MSZ	Cc - cpx - Phl - Scp - Opq	Raymond Rakotondrazafy
148-1	marbre	mSZ	Cc - cpx - Scp	
148-2	marbre	mSZ	Cc - cpx - Sp	
148c	marbre	mSZ	Cc - cpx - Ol - Amph	flincs
149b	marbre	mSZ	Cc - Phl - cpx - Scp - Amph	Qtz inclus dans cpx
154	marbre	mSZ	Cc - CcMg- Dol - Ol serp - Sp - Talc	sonde
155	marbre	mSZ	Cc - Dol - Ol serp - Chl - Sp	flincs, altération
155 croûte	marbre	mSZ		altération
123	marbre	OSZ	Cc - Chl - Phl - Qtz	veines accolées, altération ?
179	marbre	OSZ	Cc - Grp - silicate vert	
182	marbre	OSZ	Cc - Grp - silicate	
185	marbre	OSZ	Cc >> Dol - Grp - Scp - Qtz - Trem - Phl - Talc - cpx	sonde

ANNEXE G. DESCRIPTION ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

Référence	Lithologie	Position	Minéralogie	Remarques (déformation, distance dans séries ..., possesseur ...)
131b	marbre	OSZ	Cc - Dol- cpx - Phl - Scp - Amph - Ol	
188a	marbre	OSZ	Cc	
40a	marbre	OSZ	Dol >> Cc >> Qtz > Zo	
40b	marbre	OSZ	Cc - cpx - Sp - scp - Ru - Opq	
43dj	marbre	OSZ	Cc - Dol - Ol serp - Phl - Grp - Qtz	altération forte
92a	marbre	OSZ	CcMg - Dol - Grp	flincs, altération
KR31/1	marbre	OSZ	Dol - Cc - Grp	Kerstin Rosen
KR31/2	marbre	OSZ	Dol - Cc - Grp	Kerstin Rosen
53e	skam	MSZ	cpx - Scp - Cc -	importante carbonatation, 20 m
148a	skam	mSZ	Cc - cpx	
148b	skam	mSZ	Cc - Sp - cpx - Trem	
148d	skam	mSZ	CcMg - Dol - Chu - Sp - Fo - Amph	carbonatation des olivines
148-3	skam	mSZ	Cc - cpx	
148-4	skam	mSZ	Cc - Scp - cpx - Qtz	
148-5	skam	mSZ	Cc - cpx - Scp ?	
149c	skam	mSZ	Qtz - Pl - KF - Scp - Cc - Phl	enclave de gneiss dans marbre 149b
150	skam	mSZ	Scp >> Cc - Pl - Amph	scapolite
151b	skam	mSZ	Wo >> Cc	wollastonite
42	skam	OSZ	Cc - Dol - Phl - Scp - Sp - Ol - Zo	sonde
322bR1	skam	OSZ	Qtz - pl - cpx - Amph - Cc - Sph - Sp/Grt	
322bR2	skam	OSZ	Qtz - pl - cpx - Amph - Cc - Sph - Sp/Grt	
322cR	skam	OSZ		
37	métabasite	MSZ	cpx - Amph - Bi - Ru -	
53a	métabasite	MSZ	Amph - Pl - KF - microcline	
62b	métabasite	MSZ	Qtz - KF - Pl	
62bcroûte	métabasite	MSZ		altération
62c	métabasite	MSZ	cpx - Amph - Pl - Bi - Cc	
64b	métabasite	MSZ	opx - cpx - amph - Pl - Cc	
64c	métabasite	MSZ	cpx - Amph - opx - Pl - Bi - Cc - Zircon	
66	métabasite	MSZ	cpx - Scp -> Pl + Cc	
68	métabasite	MSZ	cpx - Pl - Ru	
69	métabasite	MSZ	cpx - opx - Amph - Pl	
86a expé92	métabasite	MSZ	cpx - Pl - mph - Cc	altération, veine serp - Chl, carbonatation
86c expé92	métabasite	MSZ	cpx - Sp vert - Pl - Cc intergrain	
86e expé92	métabasite	MSZ	cpx - Pl - Cc inclus dans cpx	mylonite
86g expé92	métabasite	MSZ	Grt - Qtz - cpx - Cc	mylonite
113a	métabasite	MSZ	Grt - opx - cpx - Amph - Pl - Qtz - Bi	
170	métabasite	MSZ	Grt - Amph - opx - Qtz - Bi	
368bR	métabasite	MSZ	Pl - Qtz - opx - cpx - Cc - Ru	
78a	métabasite	OSZ	opx - cpx - Amph	
83	métabasite	OSZ	cpx - amph - Qtz	
87	métabasite	OSZ	opx - Amph - Pl - Cc	
96	métabasite	OSZ	opx - cpx - Amph - Pl - Bi - Cc	
104a	métabasite	OSZ	Grt - KF - Qtz - Mu	
129	métabasite	OSZ	cpx - amph - Pl - Bi - Chl en veine	
174	métabasite	OSZ	Grt - cpx - Amph - Pl - Sill - Cord - Cc	
181a	métabasite	OSZ	Grt - Amph - Pl	
187b	métabasite	OSZ	Grt - Amph - Sph - Scp - Pl - cpx - Cc intra/intergrain - Opq	veine Cc
59	cpixite	MSZ	cpx - Phl - Cc - Pl - Scp	
64d	cpixite	MSZ	cpx - Amph - Phl - Scp -> Pl + Cc	flincs
64e	cpixite	MSZ	cpx - Pl - Phl - Cc	carbonatation cpx
AMP	cpixite	MSZ	cpx - Cc	
B+ (Benato)	cpixite	MSZ	cpx - Cc	
Be+	cpixite	MSZ	cpx - Cc	
Cpx Benato	cpixite	MSZ	cpx - Phl - Cc - Pl	
TS	cpixite	MSZ	Cpx - Grt - Pl - Qtz	
A-	cpixite	mSZ	cpx - Cc	
43	cpixite	OSZ	Cpx - Cc - Scp Ca - Chl - Amph - Tourm - Chl - SFe	sonde
79	cpixite	OSZ	cpx - Cc	
84b	cpixite	OSZ	cpx - Pl - Amph - Qtz - Sill - Cc	
84c	cpixite	OSZ	cpx - Pl - Sph	
84d	cpixite	OSZ	cpx - Pl - Sph	
94b	cpixite	OSZ	Amph - cpx - Pl - Sp - Scp - Cc	
105c	cpixite	OSZ	cpx - Sph - Pl - Amph - Cc - Scp	
105d	cpixite	OSZ		
105e	cpixite	OSZ		
Carb Benato	veine	MSZ	Cc - Di	

SUMMARY

The nature of synmetamorphic fluids (H_2O/CO_2) and their flow (pervasive vs. channeled) in granulites is controversial. Most studies have not related the fluid characteristics to both local- and regional- scale tectonic structures. A crustal-scale ductile shear zone network in the Precambrian granulite facies crust of Madagascar is examined to determine the nature of the connections between the mantle and lower crust. Based on three independent data sets - field and satellite mapping, C-O and H-isotope geochemistry and gravimetry - this crust is divided into three zones: (1) outside of shear zones, (2) minor shear zones that are <140 km long and 7 km wide, and (3) major shear zones that are >350 km long (up to 1000 km) and 20-35 km wide. The mantle is uplifted by about 10 km beneath the major shear zones. The major shear zones are rooted in and are inferred to be controlled by the mantle; they directly tapped mantle-derived CO_2 . The small-scale minor shear zones were controlled by crustal processes and focused crustally-derived H_2O -rich $\pm CO_2$ fluids. Large isotopic variations at the metre scale in the shear zones reflect the heterogeneous distribution of fluid flow associated with heterogeneous deformation and contrasting petrologic features and permeabilities. These geochemical-structural relationships reconcile the conflicting arguments on the origin of fluids during granulite genesis. The regular distribution of the shear zones on a crustal scale and their size distribution are in agreement with models of buckling of the continental lithosphere controlled at two different levels by the crust and in the mantle. The propagation of these mechanical instabilities promoted and channeled fluid flow. These major Pan-African shear zones thinned the crust and were reactivated during the subsequent drifting of Madagascar and opening of the Indian Ocean during Jurassic to Cretaceous times. The main mantle-carbon outlets on Earth are the well-known ocean ridges and the rather underestimated lithospheric shear zones, a widespread features in the tectonized continental crust. Rough estimates show that the CO_2 fluxes may be of the same order of magnitude.

C-O isotope systematics of carbonate rocks from various metamorphic facies vary between those from stable regimes or intra-crustal tectonics (greenschist and amphibolite facies) and those related to tectonic activity at the scale of the lithosphere (blueschist, eclogite, granulite facies). Tectonic stability does not show any worldwide identifiable fluid process as fluid-rock interactions are locally controlled whereas convergent and extensional tectonics at the scale of the lithosphere show clear C-O isotope systematics dominated by a single fluid process. HP-LT crustal metamorphism (blueschists and eclogites), occurs worldwide under H_2O -dominant influx. Subducted carbonates generally preserve their $\delta^{13}C$ composition because of the lack of interaction with other carbon reservoirs. Magmatic activity is typically not associated with this low-temperature regime. The mantle-crust boundary seems to be impermeable in this context. LP-HT crustal metamorphism (granulites) is associated with CO_2 -dominant fluid flow. Extensive intrusions of mafic magmas from the mantle and partial melting of the crust occur. The mantle-crust boundary seems to be permeable in this context. The carbon cycle, especially at the mantle/crust interface, is controlled by the tectonic setting.

RÉSUMÉ

La nature des fluides synmétamorphiques (H_2O et/ou CO_2) dans la croûte continentale inférieure de faciès granulite et leur écoulement (pervasif ou chenalisé) est controversée. La distribution de ces fluides n'a jamais fait l'objet d'investigations à l'échelle d'un vaste segment crustal, et les structures pouvant chenaliser les fluides n'ont pas été hiérarchisées. Le domaine granulitique du sud de Madagascar, structuré sur plus de $100\,000\text{ km}^2$ par un réseau de zones de cisaillement verticales, offre la possibilité d'une telle étude.

L'observation de terrain, la géochimie des isotopes stables C-O-H des carbonates, graphites et micas de lithologies variées, et la gravimétrie s'accordent pour subdiviser le domaine granulitique de Madagascar en trois zones : les cisaillements majeurs ($\approx 30\text{ km}$ de large et $> 350\text{ km}$ de long), les cisaillements mineurs ($< 7\text{ km}$ de large et 50 km de long), et en dehors. En dehors des cisaillements, la croûte a une épaisseur normale ($\approx 30\text{ km}$) et les compositions isotopiques des roches sont similaires à celles des protolithes dont ils dérivent. Dans les zones de cisaillement majeures, le Moho remonte d'une dizaine de kilomètres et les roches ont été infiltrées par un fluide contenant du CO_2 dont le carbone est dérivé du manteau. Les zones de cisaillement majeures sont des structures lithosphériques métasomatisées dont le développement est contrôlé par le manteau. Ces structures localisent la déformation à l'échelle de la lithosphère et chenalisent un flux de carbone mantellique dans la croûte. De telles structures sont abondantes dans les Chaînes Panafricaines, qui totalisent plusieurs dizaines de milliers de km de long. Les plus importantes sont responsables de la dislocation du Gondwana. Les flux de carbone mantellique vers la croûte continentale seraient du même ordre de grandeur que ceux calculés pour le dégazage des rides océaniques. Les zones de cisaillement mineures sont seulement enracinées dans la croûte et chenalisent des fluides riches en eau d'origine crustale sur des distances jusqu'à la dizaine de kilomètres. De larges hétérogénéités isotopiques à l'échelle du mètre dans les cisaillements reflètent la distribution hétérogène de l'écoulement des fluides, associée à l'hétérogénéité de la déformation et de la pétrologie des roches. Les flux pervasifs ne se rencontrent que sur des distances inférieures à la centaine de mètres, à la périphérie des intrusions acides ou basiques. Les conditions du métamorphisme granulitique en l'absence de phase fluide libre et mobile prévalent partout ailleurs. Les flux de CO_2 d'origine mantellique ne sont pas nécessaires à la formation des granulites : ils sont une conséquence de l'anomalie thermique mantellique responsable de ce faciès.

Le couplage entre les isotopes du carbone et de l'oxygène des marbres diffère entre les environnements de tectonique à l'échelle de la lithosphère (faciès granulite, éclogite, schiste bleu) et les environnements stables ou de tectonique intra-crustale (schiste vert, amphibolite). Seuls les environnements impliquant la lithosphère montrent une systématique dominée par un type d'interaction fluide-roche. Les domaines en convergence, anormalement froids, conservent des compositions en carbone similaires à celles des protolithes. L'oxygène reflète l'échange avec les silicates du métamorphisme, via un fluide riche en eau. L'interface manteau-croûte paraît imperméable. Les domaines en extension ou en transpression, anormalement chauds, ont interragi avec un fluide contenant du CO_2 d'origine mantellique et une proportion plus ou moins grande d'eau. L'interface manteau-croûte est alors perméable. Le cycle du carbone à l'échelle de la lithosphère est contrôlé par l'environnement tectonique.