



HAL
open science

ÉVOLUTION THERMOMÉCANIQUE DE LA CROÛTE INFÉRIEURE DU SUD DE MADAGASCAR

Études Approfondies, Jean-Emmanuel Martelat

► **To cite this version:**

Études Approfondies, Jean-Emmanuel Martelat. ÉVOLUTION THERMOMÉCANIQUE DE LA CROÛTE INFÉRIEURE DU SUD DE MADAGASCAR . Planète et Univers [physics]. Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand II, 1998. Français. NNT: . tel-01622712

HAL Id: tel-01622712

<https://theses.hal.science/tel-01622712v1>

Submitted on 24 Oct 2017

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.

Numéro d'Ordre : D. U. 1014

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL
CLERMONT-FERRAND II

(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N°: 184

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

(Spécialité : Pétrologie)

PAR

Jean-Emmanuel MARTELAT

Diplomé d'Études Approfondies

ÉVOLUTION THERMOMÉCANIQUE DE LA CROÛTE
INFÉRIEURE DU SUD DE MADAGASCAR.

Soutenue publiquement le 05 Juin 1998, devant le jury composé de:

Pr. Hervé Martin	Président
Pr. Pierre Choukroune	Rapporteur
Pr. John Cosgrove	Rapporteur
Pr. Jean-Marc Lardeaux	Examineur
Pr. Karel Schulmann	Examineur
Dr. Daniel Vielzeuf	Examineur
Pr. Christian Nicollet	Directeur de thèse

Remerciements

C'est Christian Nicollet, le *zanatany* de Madagascar, qui est à l'origine de toutes nos investigations malgaches. Investigations qui, conjointement avec Jean-Marc Lardeaux, sont devenues une véritable aventure scientifique et humaine. Merci à tous deux de m'avoir fait partager cette épopée.

Karel Schulmann n'a ménagé ni son temps, ni son hospitalité pour m'initier aux secrets des microstructures ("Maanu bordèl"), merci pour ta patience. Gérard Vidal, Frédéric Thoué et Hervé Cardon ont débrouillé toutes mes misères sous Unix. Gérard maintenant faut s'attaquer au Kenya!

Ce travail est placé sous le signe du voyage, Madagascar n'est-elle pas l'île du *ravinala* ? Au cours de ces années j'ai sévi dans plusieurs laboratoires des Sciences de la Terre : thésard au laboratoire de Clermont-Ferrand avec comme laboratoire d'accueil l'ENS Lyon puis l'Université Lyon I, j'ai aussi été accueilli aux laboratoires des Universités d'Antananarivo et de Prague, sans compter mes premiers pas comme enseignant à l'Université de Saint Étienne. Bref, il m'est difficile de remercier l'ensemble de toutes les personnes qui ont participé à ce travail. A tous je vous suis redevable de votre attention, merci.

Je n'oublierai jamais l'accueil de nos collègues malgaches (Raymond, Yves, Roger...) et tchèques (Matej, Pavla...).

J'ai bénéficié des fantastiques lames de Mesdames Clermont, Emery, Grisard; Madame Veschambre m'a soutenu pendant ces interminables séances microsonde. Merci aux deux indispensables Marie-Paule Guinet et Corinne Uberty qui m'ont toujours chouchouté.

Je remercie les différents membres du Jury d'avoir bien voulu juger ce travail.

Merci également aux thésards et étudiants en tout genre qui ont partagé mes angoisses existentielles autour de toutes ces pauses café et soirées culinaires (relais Bagdad café, bob, frédo...). Mes pensées vont également aux membres du Groupe Ulysse Spéléo pour tous ces Pwouatmille (Zag).

Enfin ma reconnaissance va à ma famille (la tribu Martelat-Servillat) pour leur soutien dans toutes mes entreprises.

- INTRODUCTION	4
- Partie I : CARACTÉRISATION DU CHAMP DE DÉFORMATION FINIE DU SUD DE MADAGASCAR	6
A-ANALYSE D'IMAGES SPATIALES	8
1. Images spatiales	8
1. 1. Caractéristiques des images spatiales SPOT	
1. 2. Localisation des images	
2. Traitement d'images spatiales	11
2. 1. Amélioration de la lecture des images	
2. 2. Traitements spécifiques	
3. Nature du signal cartographié	18
3. 1. Cartographie du signal	
{ <i>Compte Rendu à l'Académie des Sciences, Paris, 1995</i> }	
3. 2. Influence des caractères géologiques de terrain dans la composition du signal	
4. Résultats	34
4. 1. Géométries en dômes-et-bassins	
4. 2. Des zones de cisaillement ductiles	
5. Conclusions	43
B-ANALYSE STRUCTURALE (LES DONNÉES DE TERRAIN)	45
1. Trajet Ifanadiana-Fianarantsoa-Isorana (Secteur A)	46
1. 1. Champ de déformation finie à petite échelle	
1. 2. Structures à grande échelle	
1. 3. Régime de déformation	
2. Trajet Fianarantsoa-Ankaramena (Secteur B)	49
2. 1. Champ de déformation finie à petite échelle	
2. 2. Structures à grande échelle	
2. 3. Régime de déformation	
3. Trajet Ankaramena-Zazafotsy-Ihoso (Secteur C)	51
3. 1. Champ de déformation finie à petite échelle	
3. 2. Structures à grande échelle	
3. 3. Régime de déformation	
4. Région Sud-Ouest : de Beraketa à Ejeda (Secteur D)	56
4. 1. Trajectoires de foliation	
4. 2. Trajectoires de linéation	
4. 3. Régime de déformation du cisaillement de Beraketa	
4. 4. Régime de déformation du cisaillement d'Ampanihy	
4. 5. Géométrie des domaines en dômes-et-bassins	
4. 7. Origine des domaines en dômes-et-bassins	
4. 6. Évolution des domaines en dômes-et-bassins	
5. Région Sud-Est : Tranoroa/Fort-Dauphin (Secteur E)	71
5. 1. Champ de déformation finie à petite échelle	
5. 2. Structures à grande échelle	
5. 3. Régime de déformation	
C-CONCLUSIONS : HISTOIRE DE LA DÉFORMATION DANS LE SUD DE MADAGASCAR	74
1. Champ de déformation D1	74
1. 1. Déformation finie D1 et structures associées	
1. 2. Interprétation cinématique	

2. Champ de déformation D2	75
2. 1. Déformation finie D2 et structures associées	
2. 2. Interprétation cinématique	
2. 3. Partition de la déformation	
- Partie II : ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE DU SUD DE MADAGASCAR	78
A-LES LITHOLOGIES DU SUD DE MADAGASCAR	79
1. Les principales lithologies	79
1. 1. Une mise au point	
1. 2. Pétrographie et origine des principales lithologies	
2. Répartition des principales lithologies	86
2. 1. Abondance relative des lithologies	
2. 2. Lithologies et champ de déformation finie	
3. Conclusions	92
B-ÉVALUATION DES PARAMÈTRES INTENSIFS DU MÉTAMORPHISME	93
1 Synthèse des résultats antérieurs	93
1. 1. Les paragenèses métamorphiques	
1. 2. Quantifications et évolutions métamorphiques	
2. Nouvelles estimations des conditions P-T à l'échelle du Sud de Madagascar	97
2. 1. Les paraleptynites	100
2. 2. Les metabasites grenatifères	110
{ <i>Géodynamica Acta, 1997</i> }	
2. 3. Les metabasites non grenatifères et métasyénite	136
2. 4. Une charnockite	140
3. Conclusions	141
C-LES CONTRAINTES RADIOCHRONOLOGIQUES	142
1. Historique des travaux antérieurs	141
2. Datation par analyse ponctuelle Th U Pb sur Monazites	142
3. Résultats	145
D-SYNTÈSE : ÉVOLUTIONS P-T-t	146
- Partie III : MICROSTRUCTURES, MÉCANISMES DE DÉFORMATION ET COMPORTEMENT RHÉOLOGIQUE DES GRANULITES DE MADAGASCAR	149
A- OBJECTIFS DE L'ÉTUDE	150
B-MICROSTRUCTURES ET MÉCANISMES DE DÉFORMATION DES GRANULITES ACIDES	150
<i>{Journal of Structural Geology, soumis}</i>	
C- DISCUSSION ET CONCLUSIONS	176
1. Microstructures des granulites	176
2. Implications pour la rhéologie de la croûte inférieure	176

- Partie IV : SYNTHÈSE DES DONNÉES ET INTERPRÉTATIONS	179
A- STRUCTURE A L'ÉCHELLE CRUSTALE DU SUD DE MADAGASCAR	180
1. Les données topographiques et bathymétriques	180
2. Les données gravimétriques	181
3. Les données sismiques	184
4. Les données géochimiques	185
5. Conclusions	187
B- MADAGASCAR DANS LA CHAÎNE PANAFRICAINNE	188
1. Madagascar	188
1. 1. Les contraintes radiochronologiques	
1. 2. Les structures tectoniques	
1. 3. Le métamorphisme	
2. Afrique de l'Est	191
2. 1. Les contraintes radiochronologiques	
2. 2. Les structures tectoniques	
3. Inde du Sud	197
3. 1. Les contraintes radiochronologiques	
3. 2. Les structures tectoniques	
3. 3. Le métamorphisme	
4. Antarctique	200
5. Sri Lanka	200
5. 1. Les contraintes radiochronologiques	
5. 2. Les structures tectoniques	
5. 3. Le métamorphisme	
6. Conclusions	202
6. 1. Des coupures temporelles	
6. 2. Géométrie et cinématique globale	
C- SIGNIFICATION DE L'ÉVÈNEMENT OROGÉNIQUE PANAFRICAIN	205
1. Les contraintes principales	204
2. Le gradient panafricain	204
3. Exhumation des granulites	205
4. Modèles géodynamiques	208
- CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	211
- RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	212
- ANNEXE	

ABRÉVIATIONS ET NOTATIONS SPÉCIFIQUES

Abréviations des minéraux :

Ab : albite
aCrđ : cordiérite anhydre magnésienne
Alm : almandin
An : anorthite
And : andradite
Ann : annite
 β Qtz : beta-quartz
Bt : biotite
Cpx : clinopyroxène
Co : corindon
Crđ : cordiérite
Di : diopside
Ed : édénite
En : enstatite (ortho)
fCrđ : cordiérite anhydre ferrifère
FeCrđ : cordiérite ferrifère
Fk : feldspath potassique
Fprg : ferropargasite
Fs, Fsl : ferrosilite (ortho)
Fts : ferrotschermakite
Ftr : ferrotremolite
Grt : grenat
Grs : grossulaire
Hd : hedenbergite
Hc : hercynite
Hbl : hornblende
Ky : disthène
Krn : kornéropine
L : liquide
MgCrđ : cordiérite magnésienne
Or : orthoclase
Opx : orthopyroxène
Prg : pargasite
Phl : phlogopite
Pl : plagioclase
Py, Prp : pyrope
Qtz : quartz
Sill : sillimanite
Sap, Spr : saphirine
Sp, Spl : spinelle
Std : staurotide
Tr : tremolite
Ts : tschermakite
V : vapeur
Wo : wollastonite
Zo : zoisite

Abréviations des villes et villages :

A : Ampanihy
B : Beraketa
FD : Fort-Dauphin
I, Ih : Ihosy
If : Ifanadiana
R : Ranomafana

Appel des figures :

Les figures et tableaux d'un chapitre sont indiqués : fig. 1 à n et tab. 1 à n, les figures d'une partie appelées dans le texte d'une partie différente sont indiquées :

I-fig. 1 (figure 1 de la partie I), II-tab. 1 (tableau 1 de la partie II).

Dans la deuxième partie les tableaux en annexe sont appelés dans le texte A-tab.

Numérotation des plans et des lignes :

Les directions des plans et lignes sont notées N 20, 30°O : direction Nord 20 degrés et pendage (pour un plan) ou plongement (pour une ligne) de 30 degrés vers l'Ouest. Tous les chiffres sans degré en exposant sont des directions : N 100- N 200, tous les chiffres avec des degrés en indice correspondent à l'inclinaison des plans ou des lignes : 30°O, 90°.

INTRODUCTION

La caractérisation de la nature et de l'évolution de la croûte continentale inférieure dépend de deux types de données : d'une part des résultats indirects établis à partir d'études géophysiques (sismique, gravimétrique, pétrophysique, Beer et Stettler, 1992; Durrheim et al., 1992), de modélisations numériques (flux de chaleur, comportement rhéologique, Kusznir et Parck, 1986; Ord et Hobbs, 1989) et d'expérimentations (stabilité et mécanismes de déformation des minéraux à haute température et haute pression, Kirby et Kronenberg, 1984, Vielzeuf et Holloway, 1988); d'autre part, d'observations directes, structurales, pétrologiques ou géochimiques de xénolithes et des terrains granulitiques (Harley, 1992). Ces derniers sont constitués de roches métamorphisées à haute température ($>700^{\circ}\text{C}$) entre 15 et plus de 50 km de profondeur.

L'existence de ces granulites, qui affleurent directement à la surface du globe dans de nombreuses localités comme l'Inde, l'Antarctique, l'Afrique du Sud, le Sri Lanka, l'Italie....et ce parfois sur plusieurs milliers de km^2 , pose trois problèmes géodynamiques majeurs :

- Quels sont les contextes géologiques responsables de ces conditions métamorphiques, correspondants à des gradients thermiques élevés ($>34^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) et donc hors équilibre?
- En contexte thermique anormal, quelle est la rhéologie de la croûte inférieure?
- Quels sont les mécanismes tectoniques capables d'expliquer l'exhumation de tels volumes de roches profondes?

Pour répondre à ces questions il est nécessaire d'étudier les structures des terrains granulitiques à l'échelle crustale (Choukroune, 1995). L'étendue et la qualité de la préservation des domaines granulitiques d'âge tardiprotérozoïque qui affleurent à Madagascar en font un objet exceptionnel pour caractériser la nature et l'évolution de la lithosphère continentale (Nicollet, 1990a). De plus la qualité des reconstitutions paléogéographiques à 500 Ma (Norton and Sclater, 1979; Powell et al., 1980), nous permet de poser les limites géométriques du système tectonique malgache à l'échelle appropriée pour l'interprétation géodynamique et cinématique en terme de déformation intracontinentale. Jusqu'à présent de telles études ont été réalisées essentiellement au niveau de la croûte supérieure (tectonique récente de l'Asie par exemple, Peltzer et al., 1989). Par contre, nous ne disposons que de peu de données sur la déformation de la croûte continentale inférieure (en particulier à l'interface croûte-manteau, Lambeck et al., 1988) à l'échelle où les problèmes géodynamiques se posent.

L'objectif de cette thèse est donc de caractériser l'évolution thermique et mécanique de la croûte continentale inférieure sur l'exemple de l'île de Madagascar. Pour cela nous avons cartographié et hiérarchisé de façon précise les

systemes de deformation ductiles et fragiles à l'aide de l'analyse des données de télédétection. Sur les structures principales nous avons effectué l'analyse du champ de déformation finie: trajectoires de foliation, de linéation et cinématique de la déformation sur le terrain (Partie I).

Après avoir évalué l'abondance relative des lithologies, nous avons déterminé les évolutions Pression-Température au cours du temps et dans l'espace afin d'estimer les paléogradients thermiques synchrones de la déformation (Partie I).

Nous avons abordé le comportement rhéologique de la croûte inférieure grâce à l'étude des microfabriques, des microstructures et des mécanismes de déformation des roches quartzofeldspathiques les plus abondantes dans le Sud de Madagascar (Partie III).

Enfin, nous avons cherché à établir la continuité possible des structures tectoniques au sein du super-continent Gondwana (Shackleton, 1986). Nous synthétisons d'une part les données hypsométriques, géophysiques et géochimiques concernant Madagascar et d'autre part nous décrivons les principaux domaines granulitiques qui constituent le prolongement géométrique du système de déformation malgache : Afrique de l'Est, Sud de l'Inde, Antarctique et Sri Lanka. Des modèles géodynamiques sont alors proposés qui rendent compte de l'origine et de l'exhumation des granulites de Madagascar (Partie IV).

**Partie I : CARACTÉRISATION DU CHAMP DE DÉFORMATION FINIE
DU SUD DE MADAGASCAR**

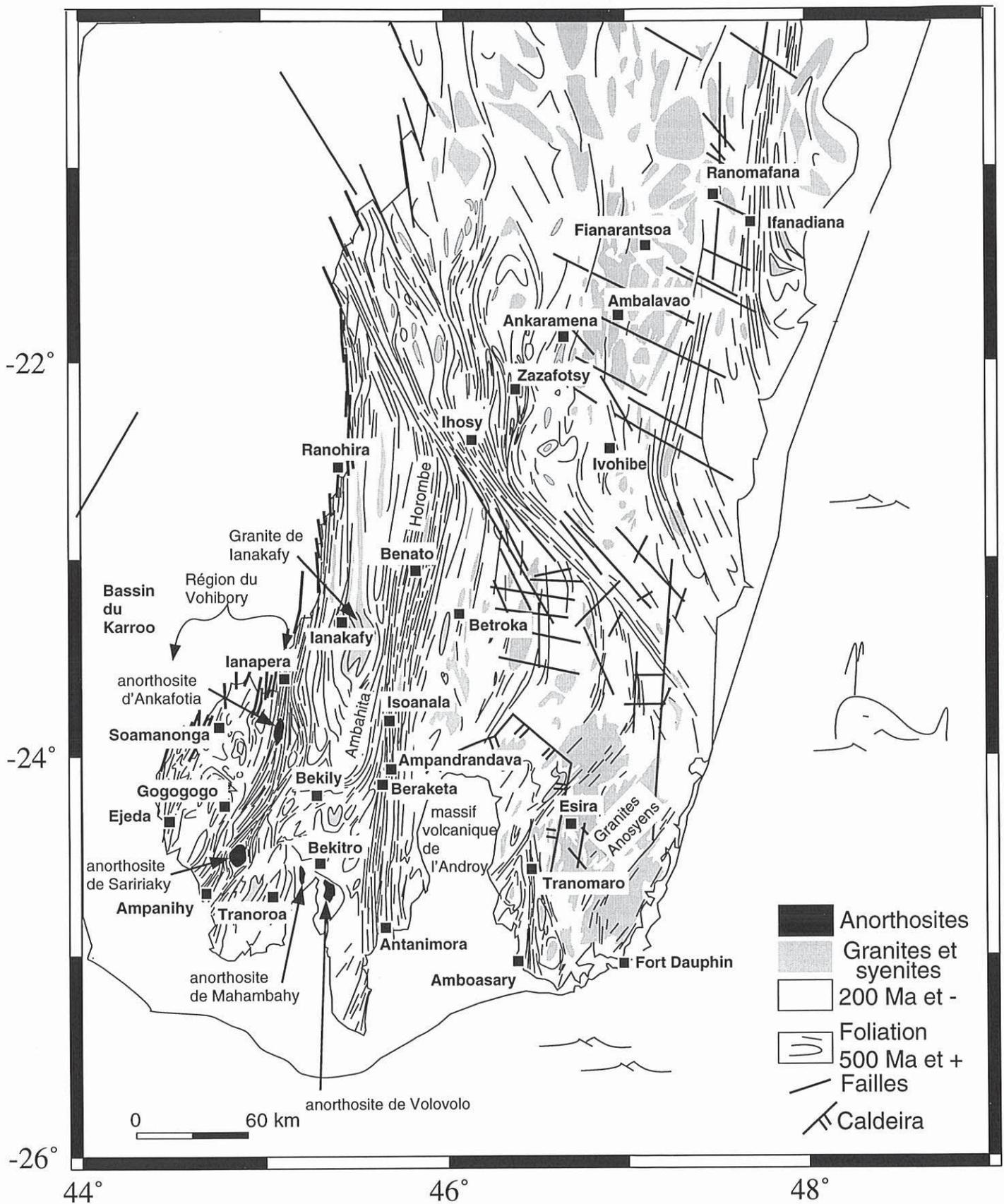


Fig. 1 : Carte tectonique du Sud de Madagascar, et position des principales régions, villes et villages ainsi que les quatre principaux massifs anorthositiques appelés dans le texte.

A- ANALYSE D'IMAGES SPATIALES

La caractérisation de la géométrie finie constitue la première étape de notre étude tectonique. L'observation satellitaire permet de caractériser qualitativement et quantitativement la géométrie des objets géologiques de petite échelle (Peltzer et al., 1989; Chetty et Murthy, 1993; Sultan et al., 1993; Thoué et al., 1994). Cette technique a été essentiellement utilisée afin de caractériser des systèmes de failles d'échelle crustale (Peltzer et al., 1989; Avouac et Peltzer, 1993; Sultan et al., 1993; Thoué et al., 1994). Peu d'études du même style ont été réalisées pour déterminer les structures ductiles d'échelle continentale (Drury et Holt, 1980; Chetty et Murthy, 1993). Notre objectif, sur la cible de Madagascar, est d'établir des cartes de trajectoires structurales représentatives des objets tectoniques. Ainsi nous réaliserons, à grande échelle, un canevas géométrique nous permettant :

- 1- de caractériser les limites géométriques de l'ensemble étudié,
- 2- d'identifier et de hiérarchiser les structures tectoniques entre elles,
- 3- d'observer leurs variations brutales ou progressives dans l'espace à deux dimensions,
- 4- de situer toutes nos observations de terrain dans ce cadre géométrique.

La première figure est le résultat de nos recherches à partir d'images satellitaires. Sur cette carte tectonique, dont la construction est discutée dans les chapitres suivants, sont placés les régions ainsi que les villes et villages appelés dans toute la suite du mémoire.

1. Images spatiales

1. 1. Caractéristiques des images spatiales SPOT

Les images spatiales analysées sont des enregistrements réalisés par les satellites franco-européens SPOT. Ces satellites sont capables d'enregistrer, dans les bandes étroites du spectre visible et proche infrarouge, l'intensité du rayonnement électromagnétique réfléchi et réfracté par les objets de la surface terrestre, éclairés par le soleil.

Chaque image couvre une surface d'environ 60 km de côté et se décompose en "pixels". Ces derniers constituent la plus petite partie de l'image et représentent une surface carrée de 10 ou 20 mètres de côté selon le type d'images : panchromatique (P) ou multispectrale (XS).

Dans le mode multispectral, les satellites d'observation de la Terre (dont SPOT) enregistrent les rayonnements électromagnétiques dans trois gammes de longueurs d'ondes différentes : 0.5 à 0.59 μm , 0.61 à 0.68 μm , 0.79 à 0.89 μm . Il est possible, en composant ces trois bandes de longueurs d'ondes, d'obtenir une image en fausses couleurs, car le spectre est décalé vers l'infrarouge. Les images panchromatiques correspondent à des enregistrements dans les longueurs d'ondes comprises entre 0.51 à 0.73 μm . Une image satellitaire est donc la représentation

matricielle d'énergies de rayonnements électromagnétiques de surfaces naturelles enregistrées dans le spectre visible et proche infrarouge. Les images sont sous format "raster" ou "raw", c'est à dire que chaque pixel, associé à une valeur de luminance (quotient de l'intensité lumineuse d'une surface par l'aire apparente de cette surface), est repéré dans l'espace image à deux dimensions à p colonnes et q lignes. Une valeur de luminance est codée entre 0 (noir) et 255 (blanc), soit 256 niveaux de gris.

Nous disposons sur support CD-ROM (650 Mo) et bandes magnétiques (140 Mo) d'une vingtaine d'images satellitales de type SPOT sur le secteur Sud-Ouest de Madagascar (fig. 2) que nous avons sélectionnées sur différents critères qui sont, par ordre de priorité:

- 1- le recouvrement des images entre elles,
- 2- la couverture nuageuse inférieure à 10 %,
- 3- la qualité technologique des images, c'est à dire des images complètes, avec de bonnes corrections géométriques,
- 4- les dates de prise de vue correspondent de préférence aux mois de juillet et d'août, saison où la végétation est la moins développée dans l'hémisphère Sud.
- 5- angle de prise de vue vertical, afin d'éviter les distorsions aux bordures.

Le stock d'images disponibles ne nous a pas permis d'obtenir un groupe d'images possédant des caractéristiques homogènes. Nous possédons, au contraire une grande variété de données, images XS, images panchromatiques, correspondant à des dates de prise de vue variables et des niveaux de prétraitements différents.

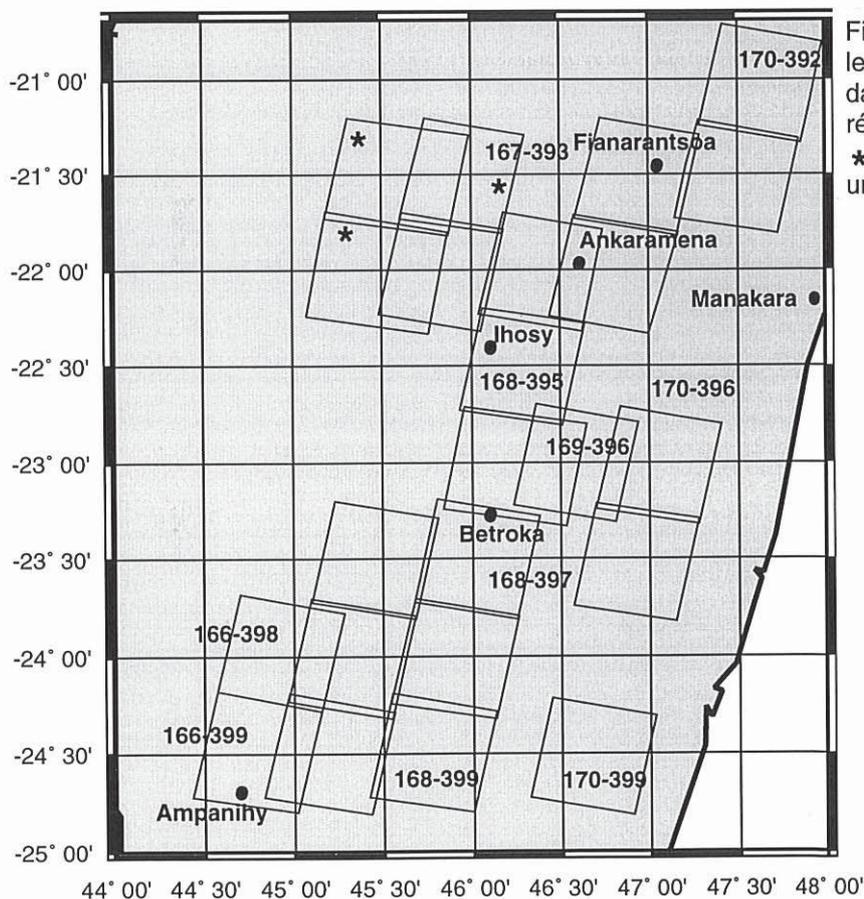


Fig. 2 : Localisation de toutes les images satellitales analysées dans ce chapitre. Les numéros réfèrent aux KJ des images. * : images disponibles uniquement en tirage papier.

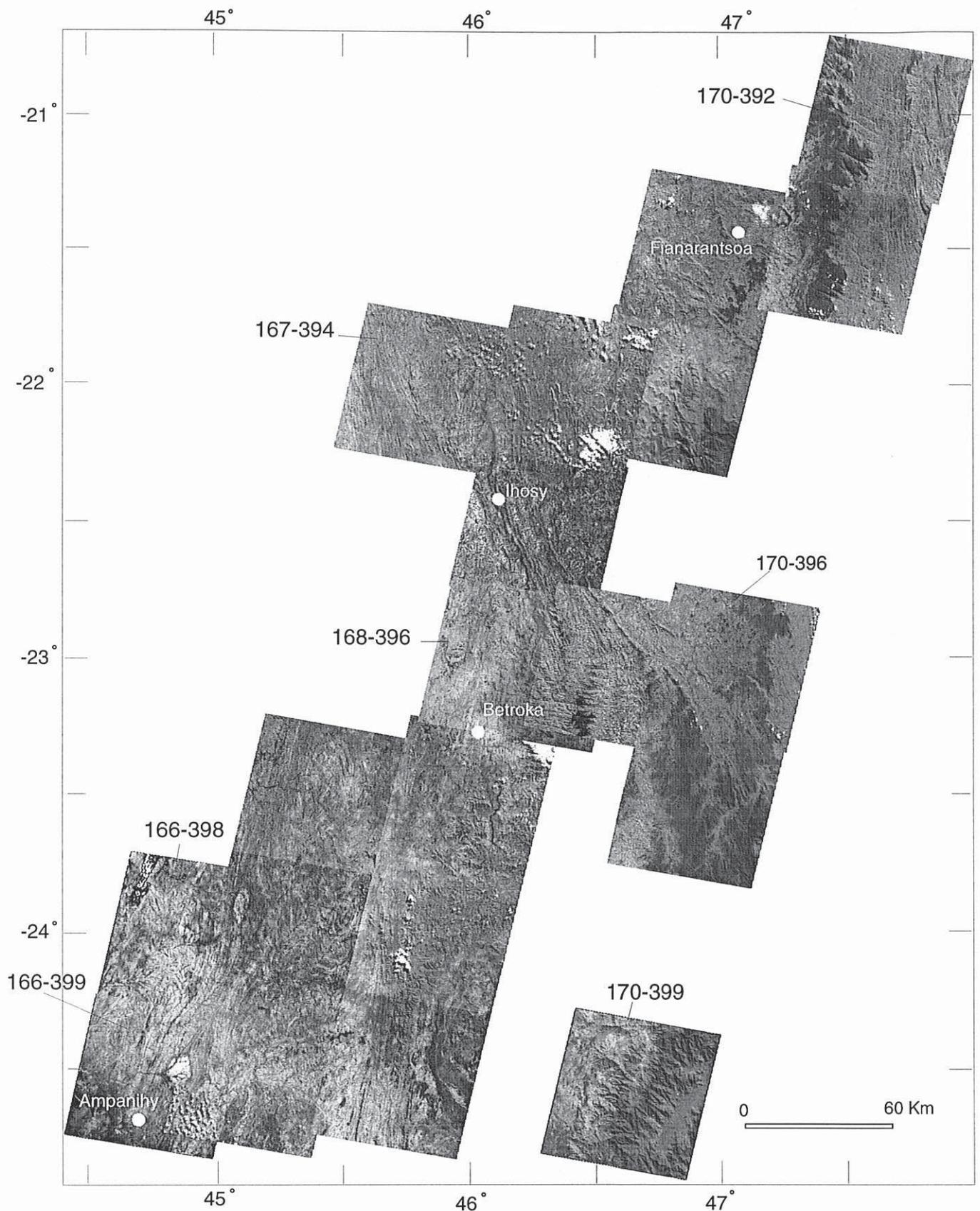


Fig. 3 : Mosaïque de nos 20 images numériques. Les numéros réfèrent aux KJ des images. En bas à gauche (images : 166-398 et 166-399) se trouvent les deux ensembles ovoïdes clairs qui sont les massifs anorthositiques d'Ankafotia et de Saririaky.

1. 2. Localisation des images

Notre champ d'investigation concerne le système de déformation malgache, qui s'étend sur une surface importante de plus de 100000 km². Nous avons choisi les images satellitaires sur des secteurs stratégiques. Le secteur Sud de Madagascar couvrant les villes de Fianarantsoa, Ihosy, Betroka, Ampanihy, Fort-Dauphin (figs. 2, 3), où des structures kilométriques ont été décrites (cisaillements majeurs, et plis kilométriques : Noizet, 1952; Hirtz et al., 1953; Boulanger, 1954; Rolin, 1991; Rakotondrazafy, 1992).

La figure 3 représente une mosaïque d'images SPOT, construite avec une partie de toute les scènes que nous avons analysées, qui sont les suivantes.

KJ	SP	Date	mode	nvt	KJ	SP	Date	mode	nvt
170-392	1	12/07/88	XS	1b	168-398	1	20/08/86	XS	1b
170-393	1	27/08/88	XS	1b	168-399	1	20/08/86	XS	1b
170-396	2	22/08/91	XS	1b	167-393	1	3/06/86	XS	1b
170-397	2	17/09/91	XS	1b	167-394	1	3/06/86	XS	1b
170-399	1	20/08/86	XS	1b	167-397	1	20/08/86	XS	1b
169-393	1	21/06/88	XS	1b	167-398	1	20/08/86	XS	1b
169-394	1	12/07/88	XS	1b	167-399	1	20/08/86	XS	1b
169-396	2	6/06/90	P	1b	166-393	1	2/04/89	P	1b
168-394	2	3/06/86	XS	1b	166-394	1	2/04/89	P	1b
168-395	2	28/08/90	P	1b	166-398	1	21/08/89	P	1b
168-396	1	1/09/88	XS	1b	166-399	1	21/08/89	XS	1b
168-397	1	20/08/86	XS	1b					

On utilise ainsi la nomenclature suivante : KJ : numéro de référence de la grille SPOT K colonne/J ligne; SP : numéro du satellite; XS : mode multispectral; P : mode panchromatique; nvt 1a-1b : niveau de prétraitement (1a : image brute ou 1b : image corrigée des erreurs géométriques, induites par les variations de déplacement du satellite).

2. Traitement d'images spatiales

Au cours de cette étude, nous avons manipulé une quantité importante de données numériques pour un objectif de photo-interprétation. Les traitements utilisés sont divers, les plus simples concernant une utilisation en routine : lecture, duplication, visualisation, addition d'image ou de constante, découpage, collage, suppression du bruit. Des traitements thématiques plus sophistiqués, permettent des modifications géométriques des images : rotation, projection, convolution avec un masque, changent l'information contenue dans les images : étalement, égalisation, IHS, ACP... Les programmes que j'ai utilisés sont en accès libre ou sous licence (xv, xloadimage), d'autres ont été développés au laboratoire des Sciences de la Terre de l'ENS de Lyon

(nlaton1b.c, traitim...). Ces programmes ont été mis au point par Gérard Vidal en collaboration avec Pascal Lecroart (1992), Frédérique Thoué, (1993, 1994), Serge Spontier (1995) et Hervé Cardon (1998).

2. 1. Amélioration de la lecture des images

Nous possédons des enregistrements numériques bruts des satellites SPOT. Ces derniers ont été modifiés afin d'améliorer au maximum le rendu visuel des images. Il est alors possible de réaliser des traitements dirigés afin de souligner un type particulier d'information géologique contenu par les images satellitales. Selon la qualité de l'image ou la spécificité de la zone étudiée, les traitements diffèrent et chaque cas est particulier. Les traitements que nous avons utilisés peuvent se regrouper en 3 ensembles :

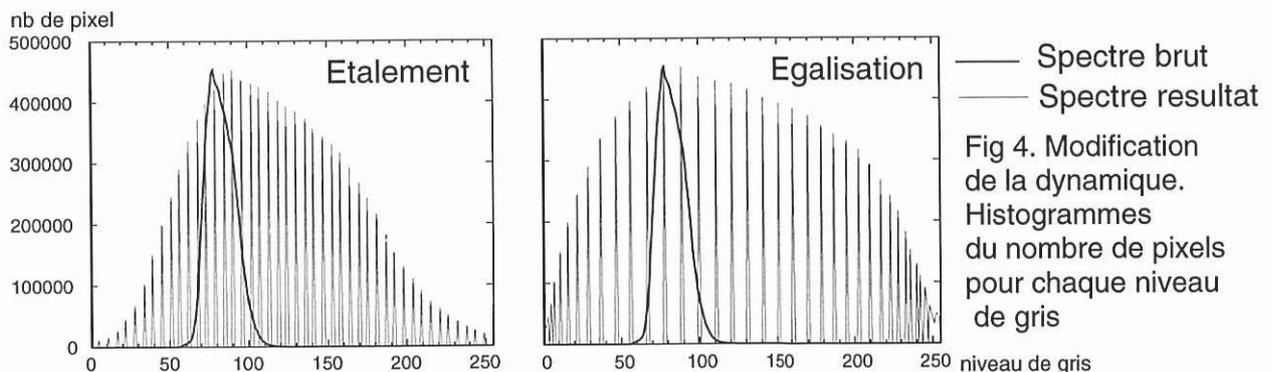
- 1- *Modification de la dynamique.* (meilleure visualisation des contrastes par modification de la dynamique des images).
- 2- *Calculs statistiques.* (tri de l'information par modification de la statistique des images)
- 3- *Filtrage et convolution.* (un traitement de voisinage par modification des géométries de l'image, pour souligner un type spécifique de structure).

Pour ce manuscrit, j'ai volontairement choisi de produire des documents en Noir et Blanc sur une imprimante laser 600 dpi. Si ce choix facilite l'édition de ce mémoire, il nous prive de la visualisation des combinaisons de plusieurs images et ne permet malheureusement pas une restitution à l'impression d'une qualité comparable à celle d'un écran couleur.

2. 1. 1. Modification de la dynamique

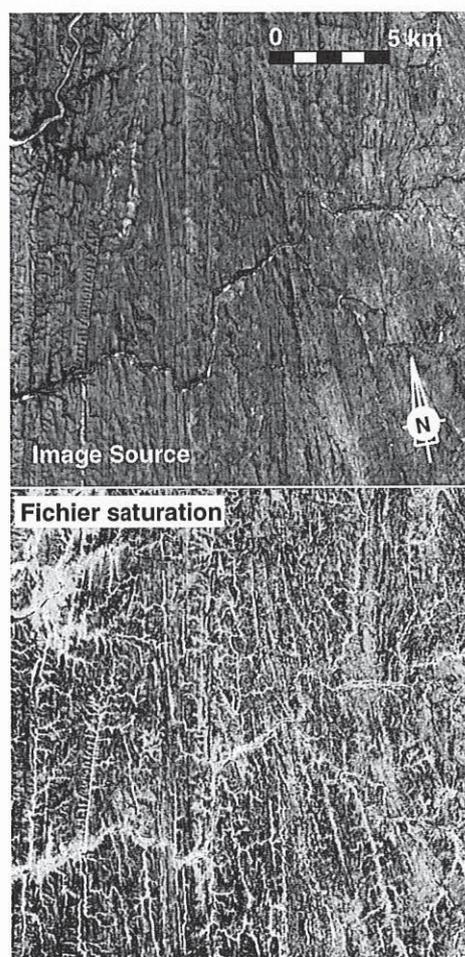
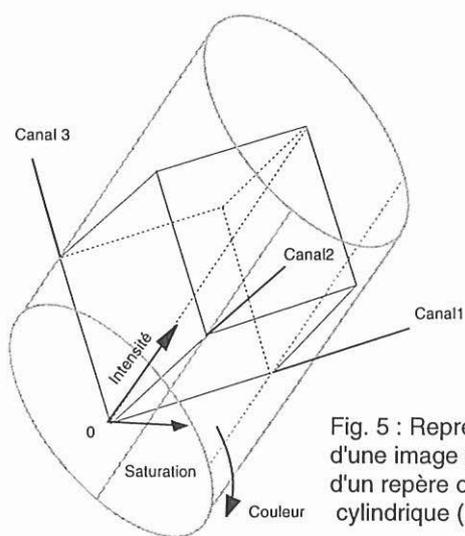
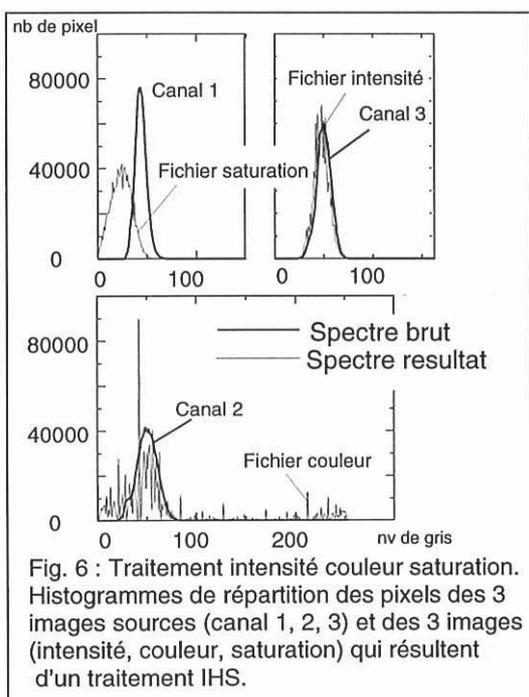
- Égalisation ou normalisation, ce traitement linéarise l'histogramme cumulé du nombre de pixels par radiométrie (fig. 4). Il donne de bons résultats pour les images destinées à des impressions ou des diapositives.

- Étalement, ce traitement étire, au choix, l'ensemble ou des parties de l'histogramme brut, de manière linéaire (fig. 4), logarithmique ou exponentielle, sur une nouvelle gamme de niveaux de gris. Celui-ci donne de meilleurs résultats que l'égalisation, pour des visualisations à l'écran et des interprétations sur calque.



- Visualisation "IHS", intensité, couleur, saturation. Une image SPOT XS est caractérisée par trois canaux de niveaux de gris. On peut ainsi représenter cette image par un cube avec trois axes X, Y, Z (de 0 à 255) et une origine (0, 0, 0), dans un repère orthonormé. Le traitement "IHS" correspond à la transposition du cube dans un espace cylindrique où l'allongement du cylindre correspond à la diagonale du cube passant par l'origine (figs. 5, 6). Ce traitement est efficace pour des compositions couleurs ou sur canal séparé (figs. 6, 7). Sur cette figure, on remarque sur le fichier saturation une excellente restitution du réseau hydrographique. Ce dernier est souligné par des gris clairs, on note qu'il est parfois très rectiligne notamment dans les directions N 0, N 10.

L'ensemble de ces traitements qui modifie la dynamique de l'image peut s'appliquer sur des images brutes ou déjà traitées.



2. 1. 2. *Calculs statistiques*

Il existe plusieurs types de traitements statistiques (moyenne, variance...); je ne présenterai ici que l'analyse en composante principale "ACP". Dans le cas d'images multispectrales, il est possible de calculer le nombre de radiométries communes aux trois canaux, c'est à dire la corrélation des populations de radiométrie de pixels. L'analyse en composante principale a pour résultat la "décorrélation" de ces populations de pixels. Des trois fichiers images obtenus, deux des images (ACP 1 et 2) possèdent très peu d'information avec des niveaux de radiométrie peu différents (fig. 8, 9, 10). L'axe ACP 3, parallèle au grand axe du nuage de point, correspond à une image ACP 3 qui possède des pixels associés à un grand nombre de valeurs de radiométrie (figs. 8, 9). La figure 8 illustre un traitement statistique, avec les trois images sources (Canal 1-2-3) et les trois images traitées (ACP-1-2-3). Ce traitement fait ressortir, sur l'image ACP 1, en clair sur fond sombre, le réseau hydrographique. On distingue sur cette image :

- un ensemble noir ovoïde, bas-côté droit,
- les structures plissées du bord droit de l'image, dessinées en pointillé noir dans la marge,
- une structure fermée, centre gauche.

Il faut noter que cette structure fermée, dont le centre est occupé par un granite, ne présente pas la même géométrie que sur les images sources. Sur le fichier image ACP 2 on voit très bien les plis soulignés par ces ensembles blancs que l'on retrouve eux-mêmes transposés plus à l'Ouest. Ces ensembles blancs, complètement individualisés par le traitement, correspondent, sur le terrain, à des marbres. Ils ressortent nettement sur l'image ACP 2, par rapport aux trois images sources. C'est l'intégration de toute l'information, contenue dans les six images de cette zone stratégique, qui permet de cartographier précisément la géométrie de l'objet et de quantifier les limites de la zone la plus régulière (fig. 27).

2. 1. 3. *Filtrage et convolution : laplacien, gradient*

L'image considérée comme une matrice à p lignes, q colonnes et n pixels est convoluée avec différentes matrices "filtres" carrées appelées masques. Ce type de traitement mathématique permet d'améliorer le contour des structures ou de souligner des structures linéaires pour différents azimuts. Ces traitements sont particulièrement efficaces pour identifier des structures tectoniques linéaires lors des visualisations à l'écran et pour l'interprétation sur calque. Les images 1 et 3 de la figure 11 sont le résultat d'une convolution avec un laplacien correspondant au masque suivant:

$$\begin{vmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 5 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{vmatrix} \begin{array}{l} \text{Matrice carrée } 3*3. \\ \text{masque pour une convolution} \\ \text{type laplacien utilisée pour obtenir} \\ \text{sur la figure 11 les images 1 \& 3.} \end{array}$$

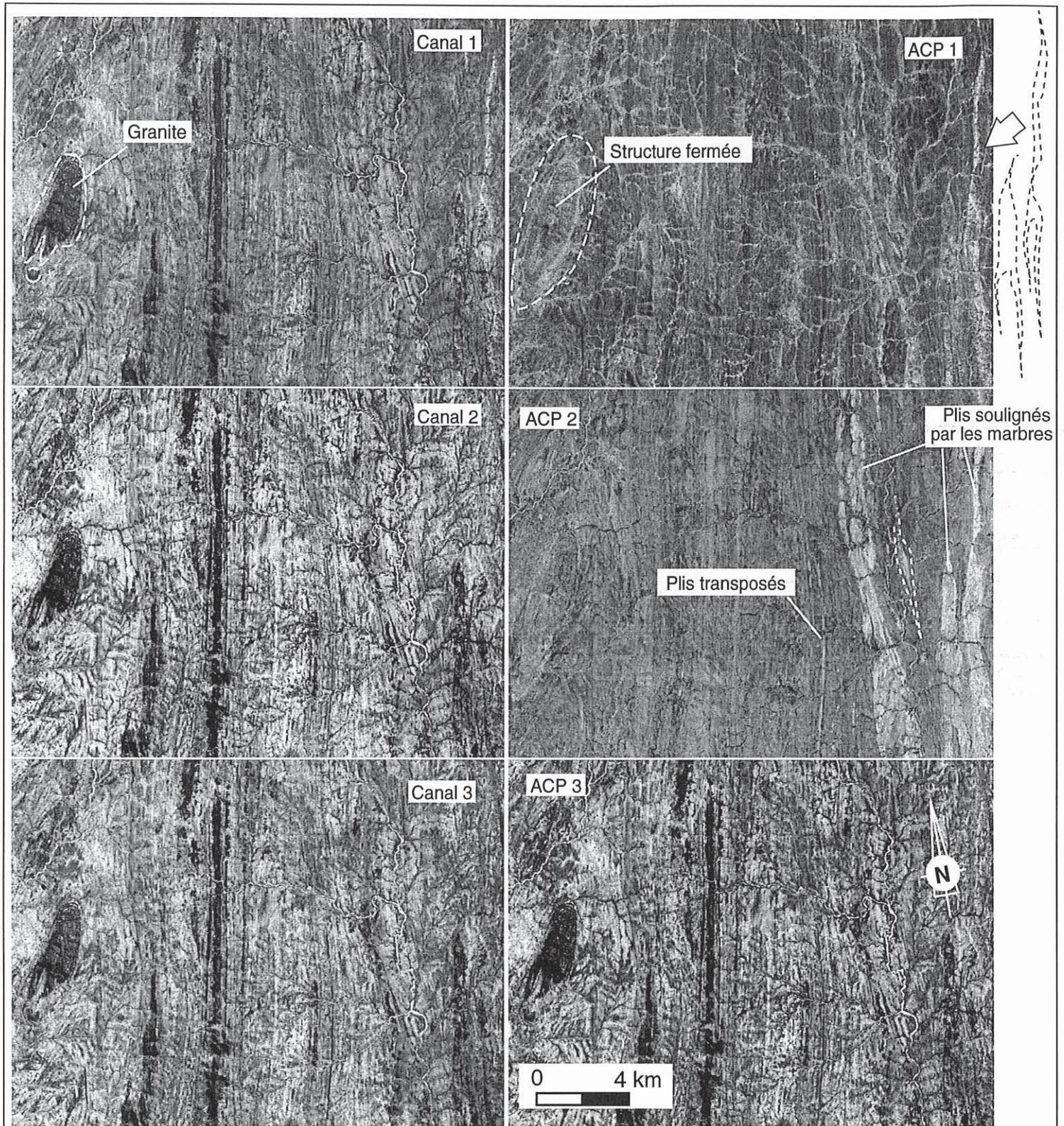


Fig. 8 : Analyse en composante principale. Les trois images ACP 1, 2 & 3 résultent de l'analyse en composante principale des trois canaux d'une image source multispectrale (canal 1, 2 & 3). Les traits en pointillés soulignent des structures fermées et plissées (ACP 1), et des zones transposées (ACP 2). Les ensembles blancs de l'image ACP 2 sont des marbres.

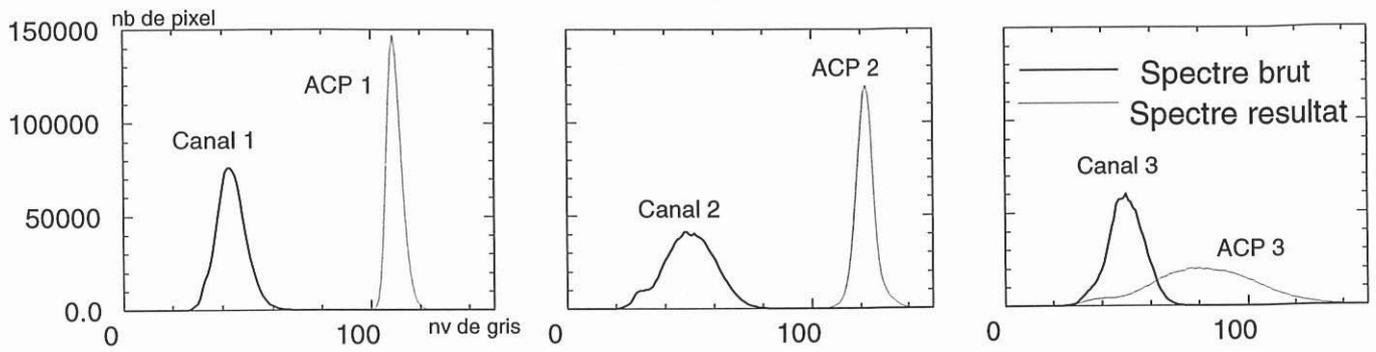


Fig. 9 : Analyse en composante principale. Histogramme de répartition de pixels des images ACP 1, 2, 3 et canal 1, 2, 3 de la figure 8.

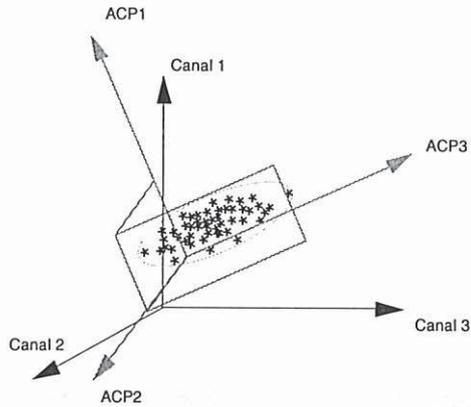


Fig. 10 : Principe de l'analyse en composante principale d'une image XS. Les étoiles (nuage de points) représentent la radiométrie des pixels dans un repère 3D (canal 1, 2, 3). L'analyse en composante principale est la projection de ce nuage de points dans un nouveau repère ACP 1, 2, 3 (l'axe ACP 3, est parallèle au grand axe de l'ellipse dessiné par le nuage de points).

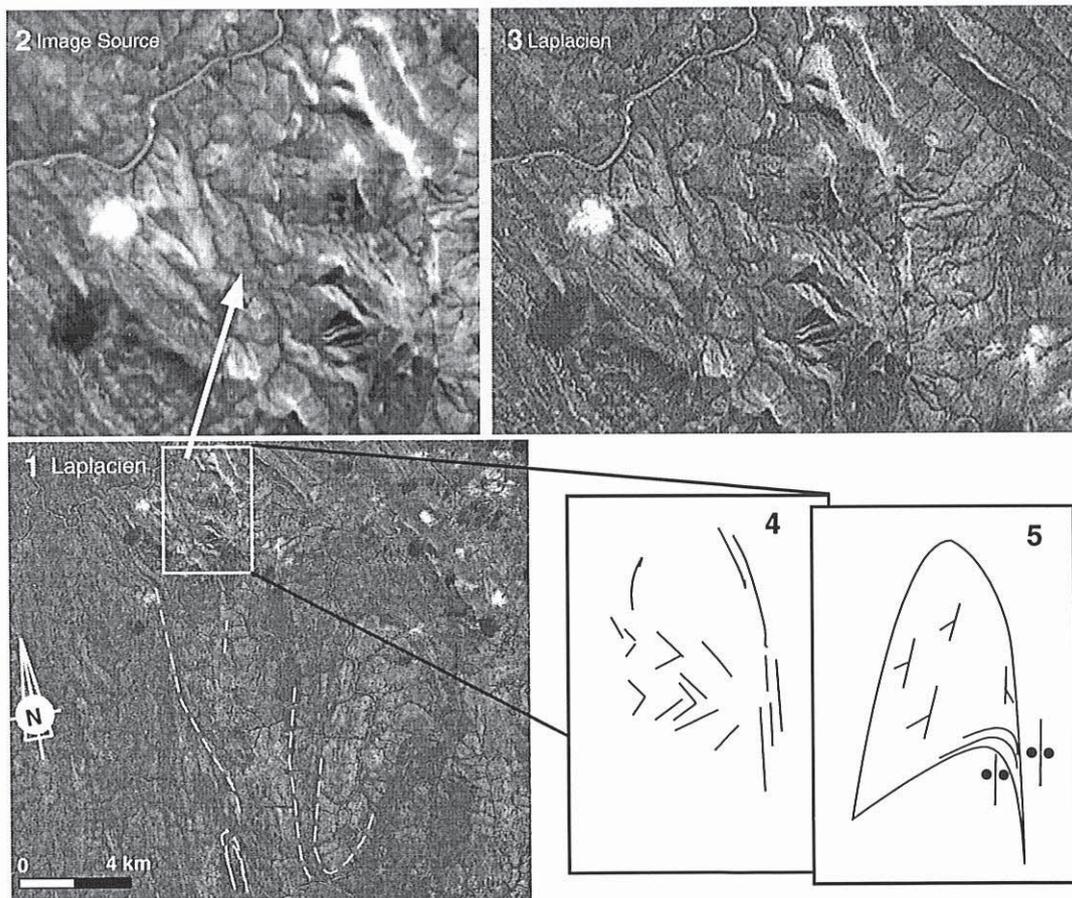


Fig. 11 : Résultat d'une convolution avec un laplacien. L'image 1 correspond à l'image traitée. Les images 2 (source) et 3 (traitée) correspondent à une vue agrandie de l'image 3. On remarque, au niveau des lithologies en blanc sur l'image 3, la netteté des limites des structures par rapport à l'image 2. Les images 4 et 5 correspondent à la cartographie puis à l'interprétation de la zone de détail (carré blanc) de l'image 1. L'image 5 illustre un pli déraciné sur son flanc droit.

2. 1. 4. Efficacité des traitements d'images

Les résultats les plus spectaculaires ont été obtenus avec des traitements qui, certes, appauvrissent le nombre de radiométries par image, mais qui permettent d'obtenir des ensembles de valeurs de radiométrie très différents. Les images traitées sont alors très contrastées mais surtout individualisent soit des structures soit des domaines. C'est le cas par exemple des traitements IHS ou ACP décrits précédemment ou encore des multiplications ou des soustractions d'images elles-mêmes appauvries en radiométrie par ces mêmes traitements. La figure 12 correspond à la soustraction de deux images, ACP1- ACP2. Le résultat, souligne les nombreuses petites failles conjuguées au sein de l'anorthosite ainsi que les foliations sur les bords Sud-Est et Nord-Ouest de la structure.

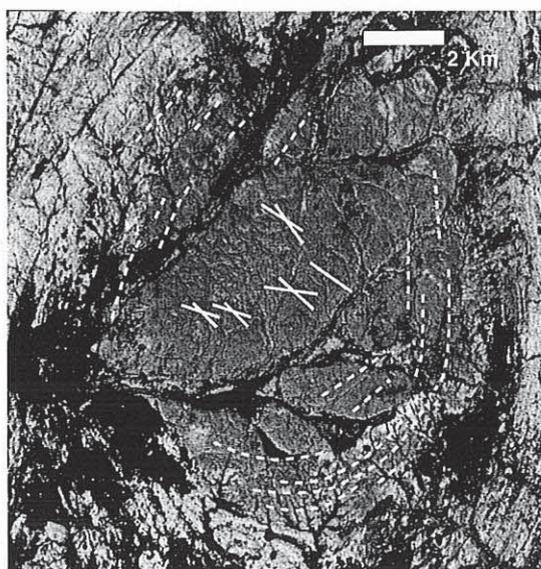
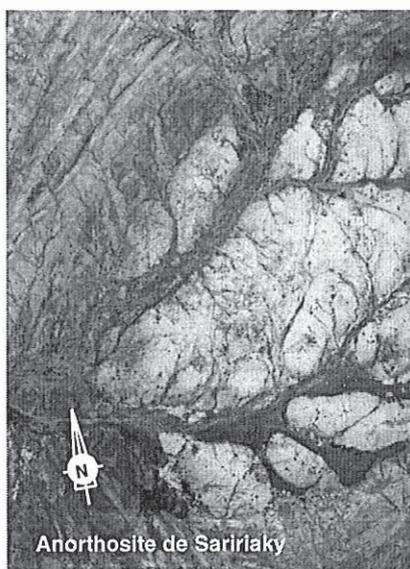


Fig. 12 : A gauche, l'image brute (canal 1), à droite l'image résultat de la soustraction des images ACP1 et ACP 2. Traits pleins blancs : failles, traits blancs pointillés : foliations

Si les traitements sont parfois spectaculaires, je tiens à souligner qu'il n'existe pas de traitement "miracle". La puissance du traitement d'image, c'est qu'il permet d'obtenir de la même scène une grande diversité de restitutions différentes et parfois dans une thématique spécifique de tester un type de structure. Ce n'est que l'intégration de l'ensemble de ces informations, images brutes, images traitées, qui permet de produire le document cartographique le plus réaliste possible.

2. 2. Traitements spécifiques

2. 2. 1. Projection des images

Pour chaque image satellitale, nous avons réalisé des cartes structurales au 1/100000. Compte tenu de la bonne qualité des cartes topographiques et géologiques existantes à Madagascar (Noizet, 1952), il nous a paru intéressant d'obtenir, pour les campagnes de terrain, des images satellitales complètement superposables aux cartes préexistantes. Les images satellitales ont donc été projetées de la même façon que les cartes topographiques de Madagascar, c'est à dire selon une

projection conforme, de type Laborde. Pour ce faire, il est nécessaire de trouver un certain nombre de points "d'amers" communs aux cartes topographiques et aux images satellitales (Lecroart, 1992). L'opération a été réalisée sur les images 168-399, 168-398, 168-397, 167-399, 167-398 et 167-397, et a permis d'améliorer le programme de projection développé par Lecroart, (1992). Par contre, je n'ai pas étendu ce travail à l'ensemble des images satellitales que nous possédions. Compte tenu des difficultés de repérage sur le terrain, la correction entre les images projetées et brutes, qui ne dépasse pas une distorsion supérieure à la vingtaine de pixels sur les bordures de l'image, n'est pas utile. Ce traitement ne serait obligatoire que dans le cas d'études de détails sur une zone précise qui serait située sur la bordure d'une image satellitale, ou pour une prise de vue très inclinée.

2. 2. 2. Réalisation de mosaïques

La réalisation de mosaïques sur des structures plurikilométriques donne une vision synthétique avantageuse afin de les interpréter (fig. 3). Plus la qualité des mosaïques est bonne plus il est possible de diminuer notre échelle d'observation tout en conservant une résolution suffisante. De telles mosaïques ne sont pas facilement réalisables car le collage d'images satellitales, si l'on veut conserver une résolution satisfaisante, fournit des fichiers numériques très grands. Chaque image collée représentant 30 mégaoctets, ce genre de fichier devient rapidement difficile à gérer. Il est alors nécessaire de sous-échantillonner les images par moyenne. Ces manipulations ainsi que les rotations, les projections ou les traitements par convolutions, produisent des modifications aux limites de l'image (ajouts de dégradés sur ses bordures). Ces dégradés ressortent lors du collage de plusieurs images. La cible malgache a permis de mettre au point différents programmes, développés par Gérard Vidal à l'ENS de Lyon, qui permettent le collage des images pour toutes les configurations possibles, quelque soit le type de bordures ajoutées.

3. Nature du signal cartographié

3. 1. Cartographie du signal

Les premiers résultats obtenus par photo-interprétation ont fait l'objet d'un article publié en 1995 au **Compte Rendu à l'Académie des Sciences de PARIS (t.321, série II a, p.325 à 332)** qui est présenté ci après et qui est suivi d'une discussion complémentaire.

Images spatiales et tectonique profonde des continents : l'exemple du Sud-Ouest de Madagascar

Jean-Emmanuel Martelat, Gérard Vidal, Jean-Marc Lardeaux, Christian Nicollet
et Raymond Rakotondrazafy

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 321, série II a,
p. 325 à 332,
1995

Résumé Le Sud-Ouest de Madagascar représente une portion de croûte inférieure précambrienne à l'affleurement. L'absence de relief, la diversité des lithologies, l'intensité de la déformation finie et la transposition tectonique associée, sont des facteurs favorables à une analyse structurale à partir d'images satellitaires. Nous montrons que la trace interprétée sur les images SPOT, correspondant à de forts contrastes entre pixels voisins, est parallèle aux plans de foliations mesurés sur le terrain. Le champ de déformation finie obtenu, complété par des critères cinématiques, montre que la déformation dans cette portion de croûte inférieure granulitique est localisée le long de cisaillements transcurrents.

Mots-clés : Image satellitaire, Croûte inférieure, Champ de déformation finie.

J.-E. M. et C. N. : Laboratoire des
Sciences de la Terre, URA 10,
Université Blaise-Pascal,
5, rue Kessler, 63038 Clermont-
Ferrand, France ;

J.-E. M., G. V. et J.-M. L. : Laboratoire
des Sciences de la Terre, URA 726,
ENS Lyon, 46, allée d'Italie,
69364 Lyon, France ;

R. R. : Laboratoire de Pétrologie,
Université Antananarivo, 101
Madagascar.

Abstract **Satellite images and tectonics of the lower continental crust:
the example of South-Western Madagascar**

In the South-Western part of Madagascar, a piece of Precambrian lower continental crust outcrops. In this area, the lack of relief, the diversity of the lithologies, the finite strain intensity and the related tectonic transposition allow remote sensing analysis to be used to characterize the tectonic pattern. On SPOT images, the structural trends related to radiometric pixel contrasts correspond to the main foliation planes measured in the field. The deduced finite strain pattern indicates that, in this part of the Madagascar Precambrian lower crust, the deformation is strongly localized within transcurrent shear zones.

Keywords: Satellite image, Lower crust, Finite strain pattern.

**Abridged
English
Version** **INTRODUCTION**

REMOTE sensing analysis is a powerful technique to decipher crustal-scale finite strain patterns. This has been applied essentially to the tectonic behaviour of the upper continental crust (Tapponnier and Molnar, 1977; Peltzer *et al.*, 1989; Avouac and Peltzer, 1993; Sultan *et al.*, 1993). Our purpose is to test the application of such a method to the lower continental crust in the South-Western part of Madagascar.

GEOLOGICAL SETTING

In the eastern front of the Mozambican belt (Kröner, 1977; Shackleton, 1986), the

Madagascar Precambrian crust consists of Archean and Proterozoic terranes strongly reworked during the Pan-African event (530-630 Ma, Andriamarofahatra *et al.*, 1990; Guerrot *et al.*, 1991; Paquette *et al.*, 1994). In the South-Western part of Madagascar, contrasted lithologies (anorthosites, marbles, quartzites, amphibolites, pyroxenites, paragneisses, orthogneisses and granites; Besairie, 1956; Noizet, 1958) metamorphosed under granulite facies conditions (700 to 850°C, 6 to 10 kb, Nicollet, 1988, 1990) are widespread over 40,000 km². In this area, kilometre scale folds (Noizet, 1952; Hirtz *et al.*, 1953; Boulanger, 1954) and shear zones (Rolin, 1991;

Note

présentée par
Zdenek Johan.

remise le 20 janvier 1995,
acceptée après révision
le 6 juin 1995.

Rakotondrazafy, 1992) were previously documented.

SATELLITE IMAGING

We used both multispectral (with a resolution of 20 m, for each pixel) and panchromatic (with a resolution of 10 m) *SPOT* images (fig. 1), on which different types of image processing (Rosenfeld and Kak, 1982) were applied: dynamic stretching; hue, saturation and value transformation; edge detection; gradient operation; principal component transformation. On these analyzed images (fig. 2) we have mapped structural trends. We obtained a structural sketch showing contrasted features (fig. 3): a narrow regular zone, trending North 5°-North 15°, separates two areas which exhibit type 1 and type 2 superposed fold structures (fig. 5; Ramsay and Huber, 1987). Within the narrow regular domain two anorthositic bodies are easily visible due to their strong radiometric contrast with the surrounding material (fig. 2).

FIELD DATA

In the field, the granulites exhibit a strong planar-linear shape fabric (S-L tectonites, Flinn, 1965). The latter is characterized by parallelism between the lithologies and the main foliation plane. Rootless intrafolial folds and relics of an early foliation plane are frequently observed. All these features are characteristic of a widespread tectonic transposition (Turner and Weiss, 1963; Hobbs *et al.*, 1976; Gosso *et al.*, 1982).

SIGNAL ANALYSIS

On *SPOT* images, we have mapped structural trends related to radiometric pixel contrasts. The data contained within a pixel or a group of pixels depend mainly on four parameters: relief, vegetation, lithologies and tectonic structures. In the studied area, due to tectonic transposition, lithologies and tectonic structures are parallel. The relief is extremely flat, there are no shadow or over-light phenomena. Vegetation varies from a scarce sub-desertic cover up to a dense bush, but in spite of this heterogeneity, the image is still decipherable. As shown by the clear discrimination of the two anorthositic massifs the radiometric contrasts between the litholo-

gies are pronounced (fig. 2). Moreover, the trails depicted on the satellite images are mainly parallel to the composite planar fabric observed in the field (figs. 4 and 5). Therefore the radiometric pixel contrasts are related to both lithological and structural heterogeneities. It is thus possible to construct the ductile finite strain pattern using remote sensing analysis.

FINITE STRAIN PATTERN

In the domain where the foliation planes are well oriented stretching lineations, underlined by high temperature minerals such as clinopyroxene, garnet and quartz in metabasic granulitic rocks, they are poorly dipping. The foliation planes are mainly subvertical and kinematic indicators are observed parallel to the stretching lineation and perpendicular to the foliation plane. The kinematic indicators ("C - S" structures, asymmetric recrystallized tails around phenocrysts, and asymmetric patterns of small-sized shear zones) are consistent with a non-coaxial strain and a sinistral strike-slip system 15 km wide and more than 120 km long (fig. 3). This fact is confirmed by the quartz fabric in granulites (fig. 6) which is asymmetric and shows the activation of "c" prisms (Lister and Hobbs, 1980; Schmid and Casey, 1986; Blumenfeld and Bouchez, 1988). Outside this shear zone, stretching lineations are distributed all around the superposed fold systems. These results show that crustal-scale finite strain is strongly partitioned, even in the granulitic lower continental crust, as is the case in the brittle upper crust.

CONCLUSIONS

In the South-Western part of Madagascar the lack of relief, the diversity of the lithologies, the finite strain intensity and the related tectonic transposition, allow remote sensing analysis to be used to characterize the tectonic pattern of this portion of the lower continental crust. The structural trends related to radiometric pixel contrast correspond to the main foliation planes measured in the field. We conclude that, in this part of the lower continental crust, the deformation is strongly localized within transcurrent shear zones.

INTRODUCTION

Dans les chaînes de montagnes, l'observation satellitaire contribue à caractériser les structures tectoniques à l'échelle appropriée pour leur interprétation géodynamique et cinématique, c'est-à-dire à l'échelle crustale ou bien à celle des plaques. De telles études ont été réalisées au niveau de la croûte supérieure dans différents types de contextes géodynamiques (Tapponnier et Molnar, 1977 ; Peltzer *et al.*, 1989 ; Avouac et Peltzer, 1993 ; Sultan *et al.*, 1993). Par contre, nous ne disposons que de peu de données, à la même échelle, sur la déformation de la croûte inférieure.

L'objectif de cette publication est, à partir de l'exemple du socle métamorphique du SW de Madagascar, de démontrer que l'imagerie satellitaire est une technique efficace pour contraindre l'évolution tectonique profonde des continents. D'une part, elle permet d'aborder l'objet étudié dans son intégralité (ce qui est impossible avec la seule analyse de terrain ou la photographie aérienne) ; d'autre part, elle est susceptible de visualiser de façon très précise les trajectoires de foliation de la croûte ductile.

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

L'île de Madagascar appartient à la zone de collision de la ceinture mozambicaine (Kröner, 1977 ; Shackelton, 1986). Il s'agit d'un domaine métamorphique situé en position externe de la ceinture mozambicaine, c'est-à-dire très largement (re)structuré par l'orogénèse panafricaine (530-630 Ma, Andriamarofahatra *et al.*, 1990 ; Guerrot *et al.*, 1991 ; Paquette *et al.*, 1994). Au SW de l'île, dans le secteur d'Ampanihy (fig. 1), les roches sont métamorphosées sur plus de 40 000 km² dans le faciès granulite de pression intermédiaire (700 à 850°C, 6 à 10 kb, Nicollet, 1988, 1990). Les lithologies y sont extrêmement variées : leptynites, cipolins, anorthosites, quartzites, amphibolites, pyroxénites, paragneiss, orthogneiss et granites (Besairie, 1956 ; Noizet, 1958). Dans cette portion de croûte inférieure, aujourd'hui à l'affleurement, des structures

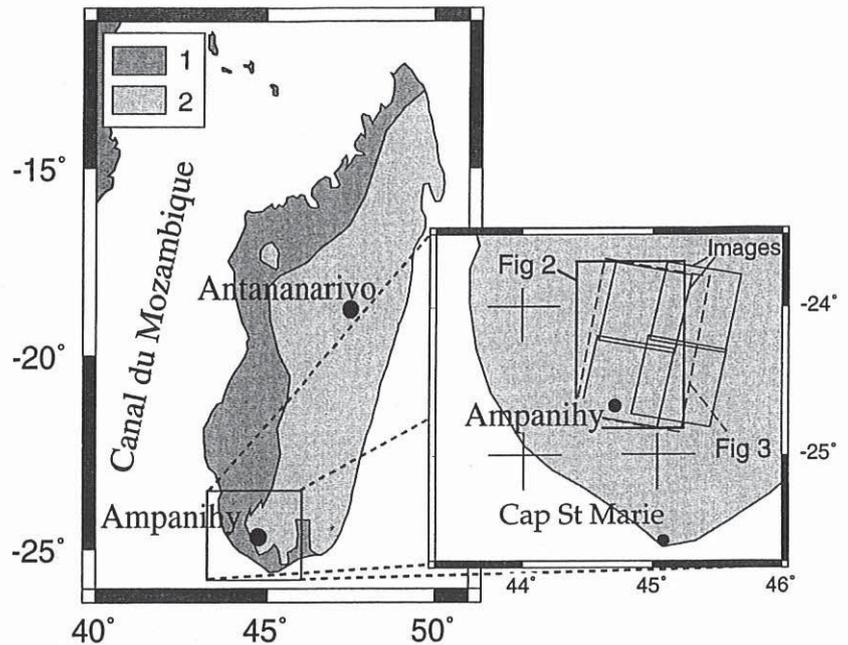


Fig. 1 Localisation des images SPOT et des figures 2 et 3, au SW de Madagascar. (1) terrains sédimentaires et volcaniques phanérozoïques, (2) terrains archéens et protérozoïques (Modifié d'après Besairie, 1967).

tectoniques pluri-kilométriques, en particulier des systèmes de plis, ont été décrites depuis longtemps (Noizet, 1952 ; Hirtz *et al.*, 1953 ; Boulanger, 1954). Récemment, des zones de cisaillements ductiles ont été signalées (Rolin, 1991 ; Rakotondrazafy, 1992).

La variabilité des lithologies, l'existence de structures pluri-kilométriques mais aussi le climat sub-désertique à l'origine de l'excellente préservation des roches font du SW de Madagascar une zone privilégiée pour une approche structurale à l'aide des données spatiales.

DONNÉES SATELLITAIRES

Nous avons utilisé les données du satellite SPOT, en particulier les scènes acquises en mode multispectral 166-399 du 25 août 1986, 167-398 du 20 août 1986, 167-399 du 20 août 1986 et la scène acquise en mode panchromatique 166-398 du 21 août 1989. La résolution au sol, c'est-à-dire la taille de chaque pixel, est de 20 m pour les images multispectrales et de 10 m pour l'image panchromatique. Les surfaces représentatives de ces images sont situées aux alentours des villes d'Ampanihy et de Liolava, dans la

SPOT images and figures 2 and 3 location, in South-Western Madagascar. (1) Phanerozoic volcano-sedimentary rocks, (2) Archean and Proterozoic terranes (Modified after Besairie, 1967).

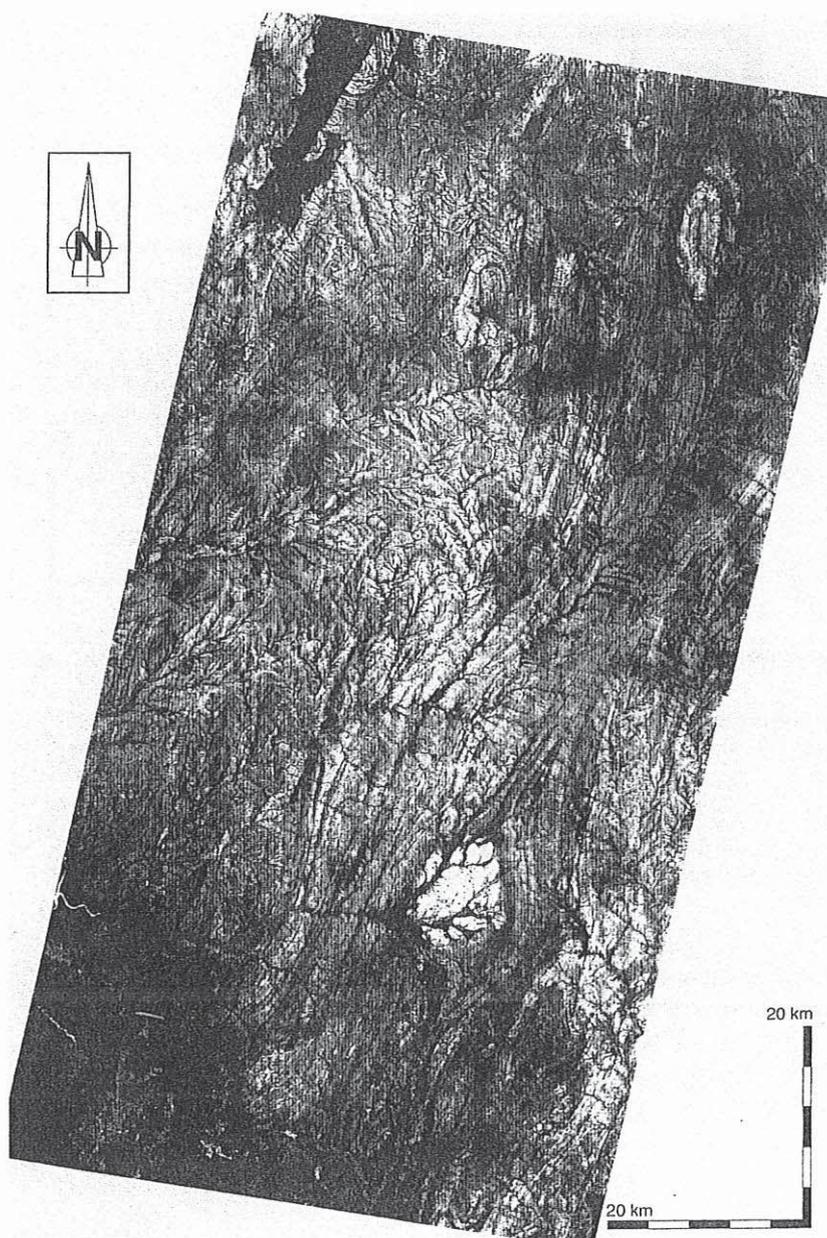


Fig. 2 Mosaïque des images SPOT étalées : 166-399 et 166-398.

Mosaic of stretched SPOT images: 166-399, 166-398.

région du Vohibory (fig. 1). Pour améliorer la qualité et la fiabilité de l'interprétation, ces images ont été traitées selon trois méthodes (Rosenfeld et Kak, 1982) : (i) optimisation du rendu visuel par étalement de la dynamique et transformation en intensité, couleur et saturation ; (ii) filtrages pour la détection des contours et gradients directionnels ; (iii) analyse en composantes principales.

Sur ces images traitées (fig. 2), les traces des directions structurales majeures ont été cartographiées. Nous obtenons ainsi un schéma structural (fig. 3) qui montre des géométries contrastées : une zone étroite, où les structures sont bien réglées, de direction Nord 5°-Nord 15°, et qui contient deux massifs anorthositiques, sépare deux domaines dont les structures plus complexes résultent de l'interférence de systèmes de plis pluri-kilométriques.

DONNÉES DE TERRAIN

Sur le terrain, les granulites montrent une structure plano-linéaire très pénétrative (« S-L » tectonites dans la classification de Flinn, 1965). Le plan de foliation majeur est composite, constitué par la parallélisation des surfaces lithologiques et d'une ou de plusieurs surfaces structurales. Une foliation précoce est visible sur le terrain dans les charnières de plis déracinés et non complètement oblitérés par la foliation majeure. Le domaine étudié montre donc des structures typiques associées aux phénomènes de transposition tectonique (Turner et Weiss, 1963 ; Hobbs *et al.*, 1976), c'est-à-dire (i) rotation passive, durant le plissement, de surfaces structurales existantes (lithologies, foliations) qui conduit à une parallélisation des dites surfaces ; (ii) tendance à l'oblitération progressive des charnières de plis formées durant le développement de la foliation majeure ; (iii) angle élevé entre la surface d'enveloppement des charnières majeures observées et la surface de plan axial. Cette structuration est caractéristique des zones où l'intensité de déformation est importante (Hobbs *et al.*, 1976 ; Gosso *et al.*, 1982).

ANALYSE DU SIGNAL

Sur les images SPOT, les traces structurales que nous avons cartographiées correspondent à de forts contrastes entre pixels voisins. Du fait de la taille de chaque pixel, il est déterminant de discuter l'origine du signal enregistré. Ce dernier est dépendant de quatre éléments principaux : le relief, le couvert végétal, la nature des lithologies pré-



(1) [stippled box] (2) [solid grey box] (3) [white box] (4) [wavy lines]

Fig. 3 Carte des traces interprétées sur images SPOT. (1) massifs anorthositiques anté-tectoniques, (2) terrains sédimentaires phanérozoïques, (3) terrains granulitiques, (4) trace cartographiée sur image satellitaire.

Map of the trends observed on satellite images. (1) pre-tectonic anorthositic bodies, (2) Phanerozoic sedimentary rocks, (3) granulitic rocks, (4) structural trend observed on satellite images.

sentes à l’affleurement (roche mère ou sol dérivé) et les structures tectoniques (anisotropies mécaniques). Dans la région étudiée, ces deux derniers facteurs ne peuvent être dissociés. En effet, l’intensité de la transposition tectonique est telle que lithologies et foliations sont parallèles. La région d’Ampanihy est pénéplanée, les structures tectoniques ne génèrent pas de relief, il n’existe

donc pas de phénomène d’ombrage ou de suréclaircissement. La végétation de ce domaine est variable, passant d’une savane très pauvre à une brousse plus dense, les deux étant accompagnées d’un sol, sans pour autant qu’une épaisse cuirasse latéritique ne soit développée. Malgré l’hétérogénéité de la végétation, la lisibilité des images n’est pas altérée. Le rôle du couvert végétal

Fig. 4 Comparaison entre les traces cartographiées sur image satellitaire et les foliations mesurées sur le terrain. (1) foliation mesurée sur le terrain, (2) trace cartographiée sur image satellitaire, (3) terrains sédimentaires, (4) terrains granulitiques.

Map of the structural trends observed on satellite images and the foliations measured on the field. (1) foliation measured on the field, (2) structural trend observed on satellite images, (3) sedimentary rocks, (4) granulitic rocks.

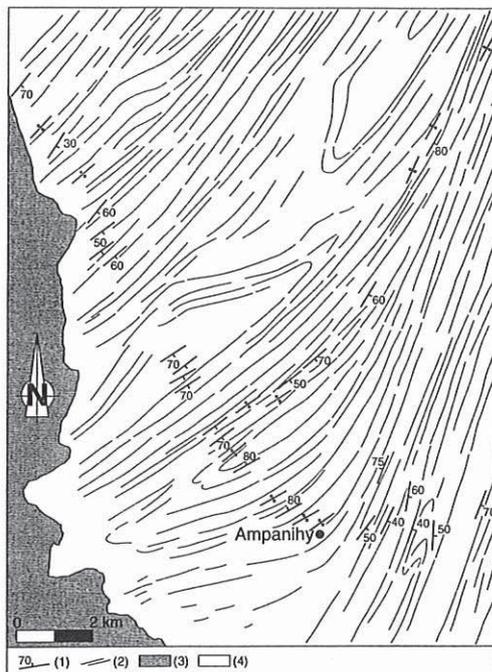
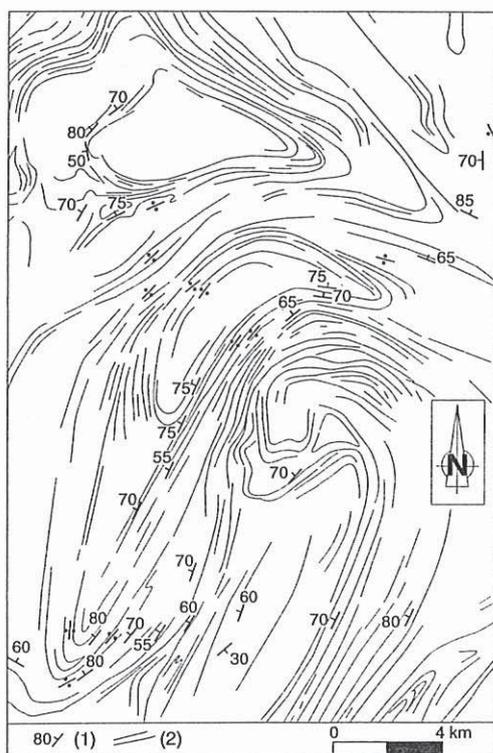


Fig. 5 Comparaison entre les traces cartographiées sur image satellitaire et les foliations mesurées sur le terrain. (1) foliation mesurée dans les terrains granulitiques, (2) trace cartographiée sur image satellitaire. La géométrie des foliations souligne des figures de superpositions de plis.

Map of the structural trends observed on satellite images and the foliations measured on the field. (1) foliation measured on granulitic rocks, (2) structural trend observed on satellite images. Note the superposed folds geometry giving rise to mushroom patterns.



peut alors s'interpréter de deux façons. Soit les caractéristiques du couvert végétal sont indépendantes du sol et de son substratum, et dans ce cas, le couvert végétal est transpa-

rent à la texture observée sur les images. Soit la répartition de la végétation est contrôlée par la lithologie, sa répartition souligne les contrastes lithologiques et accroît l'importance de ces derniers pour l'origine du signal. Quelle que soit l'hypothèse retenue, il faut souligner que le couvert végétal n'est pas un obstacle à la lecture des structures géologiques sur les images SPOT. Par contre, il est clair que les contrastes radiométriques entre les lithologies sont importants, comme le montre par exemple la nette individualisation des massifs anorthositiques (fig. 2). Quoi qu'il en soit, la trace interprétée sur image satellite, est parallèle aux plans de foliation mesurés sur le terrain (fig. 4 et 5). Localement, une légère désorientation de l'ordre de 5 à 10° peut exister entre la trace de la foliation et la trace de la structure sur l'image. Elle s'explique d'une part par l'aspect composite de la foliation majeure et d'autre part par les incertitudes des mesures elles-mêmes. Les traces que nous observons sur images SPOT correspondent donc, d'une part aux anisotropies mécaniques, et d'autre part aux anisotropies lithologiques observables à l'échelle du terrain. Dans cette région, se trouvent réunis plusieurs facteurs permettant l'observation des marqueurs de la déformation ductile : absence de relief, lithologies variées, déformation importante et transposition tectonique. Il est alors possible de contribuer à l'établissement du champ de déformation finie, en dessinant les trajectoires de foliation à partir de l'analyse des données SPOT.

CHAMP DE DÉFORMATION FINIE

Pour compléter l'analyse du champ de déformation finie, nous avons établi les trajectoires des linéations d'étirement. Au niveau de la zone où la foliation est bien réglée et de direction Nord 5°-Nord 15°, les linéations d'étirement sont sub-horizontales et portées par des plans de foliation très redressés. Elles sont parfois soulignées par des assemblages minéralogiques à clinopyroxène, grenat et quartz, caractéristiques du métamorphisme granulitique. Des critères cinématiques observables dans les plans perpendiculaires à la

foliation et parallèles à la linéation (plans S et C, foliations sigmoïdales, asymétrie des ombres de pressions autour des porphyroclastes), indiquent que cette zone est le résultat d'une déformation fortement non-coaxiale. Ceci est confirmé par l'analyse des fabriques d'axes *c* des quartz (Lister et Hobbs, 1980 ; Schmid et Casey, 1986 ; Blumenfeld et Bouchez, 1988) qui, dans nos granulites, montrent l'activation de systèmes de glissement de haute température et une forte asymétrie (fig. 6). Tous ces critères sont compatibles avec un jeu cisailant transcurrent sénestre sur 15 km de large et plus de 120 km de long (fig. 3). Cette zone de cisaillement sépare deux domaines où les linéations d'étirement, fortement plongeantes (entre 50 et 80°), sont dispersées autour des structures fermées. Ces dernières présentent les géométries caractéristiques d'interférences de plis de type 1 ou de type 2 (fig. 5, Ramsay et Huber, 1987). La deuxième génération de plis est compatible avec le fonctionnement de la zone de cisaillement ductile (plis curvilineaires, fortement asymétriques à axes sub-verticaux). Nos résultats indiquent donc qu'il existe, à l'échelle de la croûte inférieure, une partition de la déformation contemporaine du faciès granulite. Dans les parties profondes de la croûte, la déformation peut donc être aussi fortement localisée, le long de grands décrochements ductiles, que dans la croûte supérieure fragile.

CONCLUSIONS

Le SW de Madagascar constitue une portion de croûte inférieure, avec des terrains

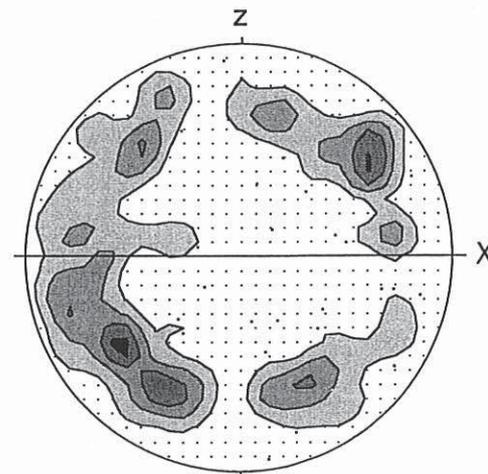


Fig. 6 Fabrication des axes « c ». (Section XZ, représentation de la linéation X et du pôle de la foliation Z). 199 mesures, projection dans l'hémisphère inférieur. Diagramme de densité, contours 1, 2, 3, 4 uniformes.

Quartz "c" axis fabrics. (XZ section, representation of lineation X and foliation pole Z). 199 measurements, in the lower hemisphere, contoured at 1, 2, 3, 4 times uniform.

pénéplanés, où affleurent des lithologies variées aux signatures radiométriques distinctes. Dans cette région morphologiquement plate, fortement déformée et transposée, nous avons à partir des images spatiales cartographié des traces structurales matérialisées par les contrastes radiométriques entre pixels. Sur le terrain, les plans de foliation mesurés sont parallèles à la trace interprétée sur les images. Il est donc possible de réaliser à partir des données SPOT une carte de trajectoires de foliation.

Dans l'exemple étudié, la croûte inférieure, bien que thermiquement amollie, ne se déforme pas seulement de façon lente et diffuse mais aussi de façon localisée le long de zones de cisaillement dont le développement est contemporain du métamorphisme de faciès granulite.

Ce travail de recherche a été financé par le contrat CNRS INSU DBT thème « Dynamique globale », par le programme « Tectoscope-Positionnement 1993 » et par l'accord de coopération interuniversitaire Clermont-Ferrand/Antananarivo.

ANDRIAMAROFATHRA, J., DE LA BOISSE, H. et NICOLLET, C., 1990. Datation U-Pb sur monazites et zircons du dernier épisode tectono-métamorphique granulitique majeur dans le Sud-Est de Madagascar, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, série II, p. 1643-1648.
 AVOUAC, J. P. et PELTZER, G., 1993. Active Tectonics in Southern Xinkiang, China: Analysis of Terrace Riser and Normal Fault Scarp Degradation Along the

Hotan-Qira Fault System, *J. geophys. Res.*, 98, B12, p. 21, 773-21, 807.
 BESAIRIE, H., 1956. *Carte géologique, Sakoa-Benenitra (F.G 58-59, H.I 58-59), échelle 1 : 200 000*, Service géologique de Madagascar.
 BESAIRIE, H., 1967. *The Precambrian of Madagascar. The Precambrian*, RANKAMA, éd., Intersciences Publ., London, 3, p. 133-142.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BLUMENFELD, P. et BOUCHEZ, J. L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in magmatic and solid states, *J. Struct. Geol.*, 10, p. 361-372.
- BOULANGER, J., 1954. Contribution à la géologie du socle Malgache. Étude géologique des formations cristallines de la région du Vohibory (Madagascar), *Thèse 3^e cycle*, Nancy, 193 p. (Doc lab. Univ. Clermont-Ferrand).
- FLINN, D., 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid, *Geol. Mag.*, 102, p. 36-45.
- GOSSO, G., KIENAST, J. B., LARDEAUX, J. M. et LOMBARDO, B., 1982. Replissement intense et transposition (en climat métamorphique de haute pression) des contacts tectoniques majeurs dans l'édifice supérieur des nappes alpines (zone Sézia-Lanzo), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, série II, p. 343-348.
- GUERROT, A., COCHERIE, A. et OHNENSTETTER, M., 1991. Les complexes ultrabasiques de la zone Ouest Andriamena (Madagascar) : contraintes géochronologiques. Principaux résultats scientifiques et techniques du BRGM, p. 99-101.
- HIRTZ, P., BOULANGER, J. et PAVLOVSKY, R., 1953. *Carte géologique, Sakamena-Sakoa (F. 59, G. 59), échelle 1:100 000*, Service géologique de Madagascar.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. et WILLIAMS, P. F., 1976. *An outline of structural geology*, International, Wiley, éd., 571 p.
- KRÖNER, A., 1977. The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction, *Precambrian Res.*, 4, p. 163-213.
- LISTER, G. S. et HOBBS, B. E., 1986. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history, *J. Struct. Geol.*, 2, 3, p. 355-370.
- NICOLLET, C., 1988. Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique, *Thèse Sc.*, Clermont-Ferrand, 315 p. (Doc lab. Univ. Clermont-Ferrand).
- NICOLLET, C., 1990. Crustal evolution of the granulite of Madagascar. In *Granulites and Crustal Evolution*, NATO ASI Series C, VIELZEUF, D. et VIDAL, P., éd., p. 291-310.
- NOIZET, G., 1952. *Carte géologique, Ankazontaha-Ampanihy (F. 61, G. 61), échelle 1:100 000*, Service géologique de Madagascar.
- NOIZET, G., 1958. *Carte géologique, Ampanihy-Bekily (F. G 60-61, H. I 60-61), échelle 1:200 000*, Service géologique de Madagascar.
- 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, *J. Geol.*, 102, p. 523-538.
- PELTZER, G., TAPPONNIER, P. et ARMIJO, R., 1989. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacements along the North edge of Tibet, *Science*, 246, p. 1285-1289.
- RAKOTONDRAZAFY, R., 1992. Étude pétrologique de la série granulitique Pan-Africaine de la région d'Ampanandrava : Sud Madagascar, *Thèse 3^e cycle*, Antananarivo, 121 p.
- RAMSAY, J. G. et HUBER, M. I., 1987. *The techniques of modern structural geology. 2: Folds and Fractures*, Acad. Press Inc., 700 p.
- ROLIN, P., 1991. Présence de décrochements précambriens dans le bouclier méridional de Madagascar : implications structurales et géodynamiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, série II, p. 625-629.
- ROSENFELD, A. et KAK, A. C., 1982. Digital picture processing. In: *Computer sciences and applied mathematics*, Academic Press, éd., 2 vol., 687 p.
- SHACKELTON, R. M., 1986. Precambrian collision tectonics in Africa. In: *Collision Tectonics*, ALISON, C. R. et COWARD, M. P., éd., p. 329-349.
- SCHMID, S. M. et CASEY, M., 1986. Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. Mineral and rock deformation: Laboratory studies - the Paterson volume, HOBBS, B. E., HEARD, H. C., éd., Sidney, 393 p., *Am. Geo. Union., Geoph. Monograph.*, 36, p. 263-286.
- SULTAN, M., BECKER, R., ARVIDSON, R. E., SHORE, P., STERN, R. J., EL ALFY, Z., et ATTIA, R. I., 1993. New constraints on Red Sea rifting from correlations of Arabian and Nubian neoproterozoic outcrops, *Tectonics*, 12, 6, p. 1303-1319.
- TAPPONNIER, P. et MOLNAR, P., 1977. Active faulting and tectonics in China, *J. geophys. Res.*, 82, 20, p. 2905-2929.
- TURNER, F. J. et WEISS, L. E., 1963. Structural Analysis of metamorphic tectonites, *International series in the earth sciences*, SHROCK, R. R., éd., 571 p.

Discussion complémentaire :

La superposition des mesures de foliations, obtenues à la boussole avec les directions structurales cartographiées sur les images satellitales (figs. 4 & 5 dans Martelat et al., 1995), est perturbée par plusieurs facteurs.

1- La déclinaison magnétique, accompagnée d'une inclinaison magnétique, est importante sur toute l'île de Madagascar, autour de 15° vers l'Ouest, avec des anomalies très localisées (fig. 13, d'après Cattala, 1961). Ces résultats ont été obtenus par extrapolation de mesures au sol suivant les principales voies de communication. Cattala (1961) note des variations de 3° sur quelques centaines de mètres. L'augmentation annuelle de la déclinaison magnétique était estimée, à l'époque, de $4'$. Soit par exemple aujourd'hui, à Ampanihy, 20° de déclinaison magnétique. Cette information est confirmée par l'U. S. Geol. Survey (neis.cr.usgs.gov).

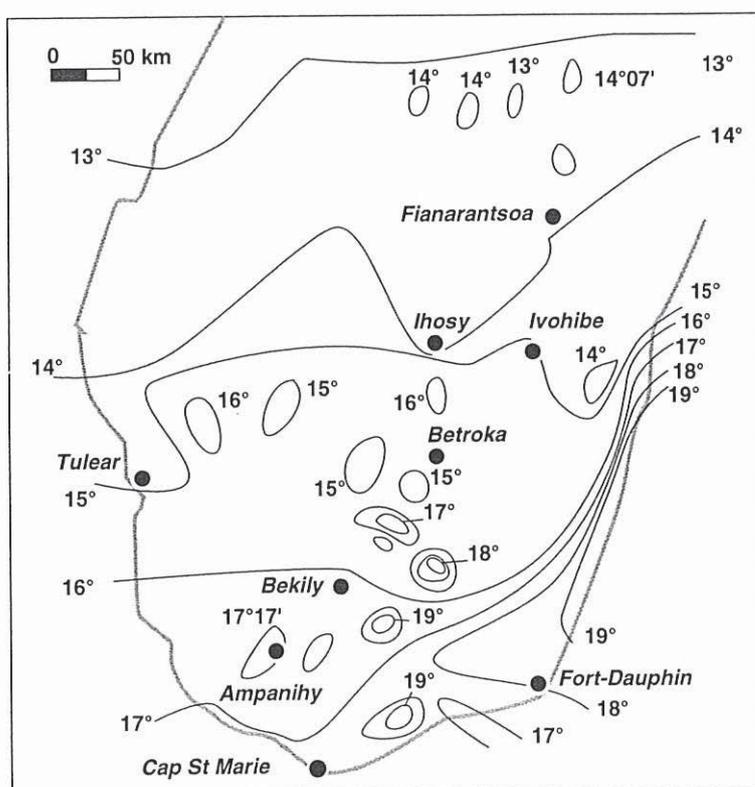


Fig. 13 : Carte des Déclinaisons Magnétiques au 1er Juillet 1958 R. P. Louis Catala (1961).

2- Les foliations sont des objets continus dans l'espace qui ne peuvent pas être repérés ponctuellement sur le terrain comme le sont les routes, les rivières ou parfois les failles .

3- La localisation peut devenir problématique de par l'absence de repères topographiques, la présence de végétation dense ou l'inexactitude des cartes topographiques. L'emplacement des routes, des pistes est variable au cours du temps, parfois à plus ou moins 5 km, les noms des villages évoluent par rapport aux cartes topographiques qui datent des années 60. Ainsi sur certains trajets estimés à 30 km sur carte topographique, il est possible de doubler la distance par une suite de petits détours. L'utilisation de système de positionnement, de type "GPS", est donc nécessaire et nous a permis, au cours de la deuxième mission, de palier en partie ces difficultés.

4- La taille des objets et le nombre des affleurements ne permettent pas de suivre en continu sur le terrain des structures qui couvrent des centaines de kilomètres carrés sur images satellitales.

Toutefois, nos observations de terrain et sur images spatiales, semblent comparables (figs. 4, 5, dans Martelat et al., 1995). Certains objets géologiques (fig. 14) qui correspondent à l'échelle des images spatiales, nous ont permis de comparer très précisément nos mesures. Nous avons, par exemple, effectué des relevés sur une zone très bien contrainte (fig. 14) : structure homogène sur l'image satellitale et présence de relief permettant d'une part une bonne vision d'ensemble et d'autre part une localisation parfaite. Nous avons réalisé une coupe Est-Ouest, perpendiculaire aux structures tectoniques, de 700 mètres de long, soit 35 pixels sur image satellitale sur 150 mètres de dénivelé, sur le flanc de la montagne Amboloboto tout près d'Ampandrandava (fig. 14). Les plans de foliation mesurés en continu sur le terrain, à l'échelle du mètre sont en direction à quelques degrés près, complètement superposables aux structures mesurées sur images satellitales.

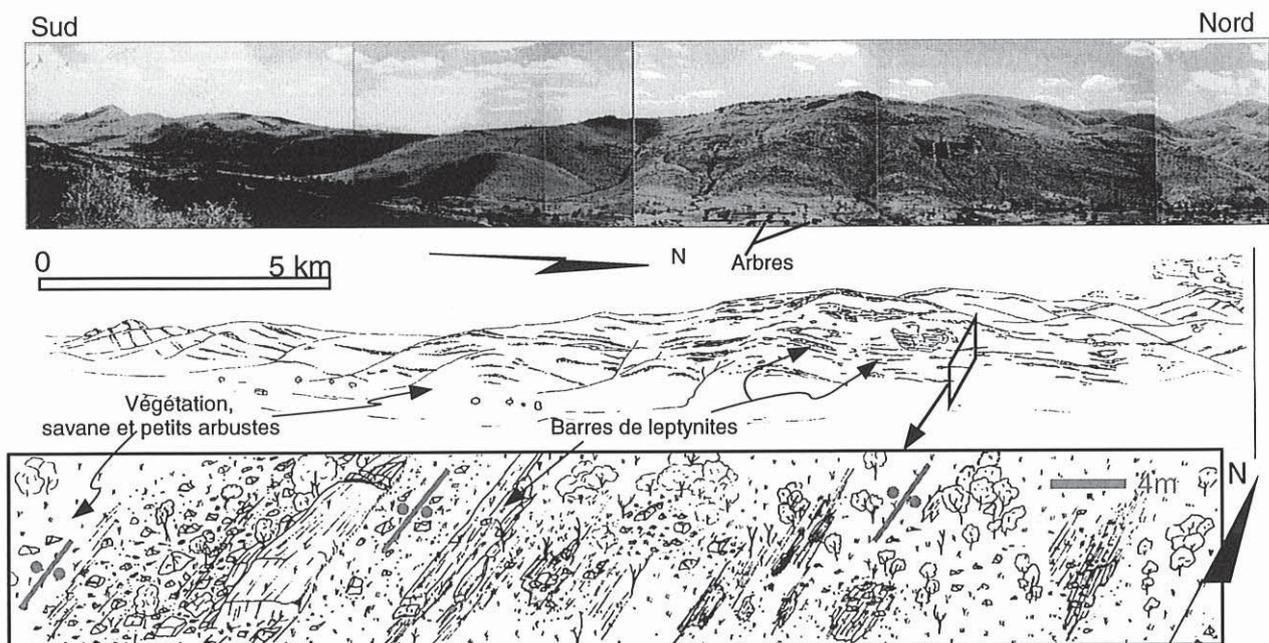


Fig. 14 : De haut en bas : (1) vue de la montagne Amboloboto, d'allongement Sud-Nord; (2) schéma simplifié de la colline soulignant les barres de rochers de leptynites et de granites; (3) vue Est-Ouest des structures à grande échelle (repérée par le cadre, sur le schéma du dessus).

Nous interprétons donc les textures d'images cartographiées (fig. 3 dans Martelat et al., 1995), et les cartes interprétatives de ce manuscrit en terme de trajectoires de foliation (plan d'aplatissement principal). Il est alors possible, pour des contextes favorables, de quantifier les pendages des structures. Sur les trois images de la figure 15, le soleil éclaire les images depuis le Nord-Est, les zones les plus sombres correspondent à l'ombre portée de petits reliefs. L'association relief et géométrie des foliations nous donne une estimation des pendages des foliations, par orientation des "V" dans les vallées, et permettent de mettre en évidence la verticalité des foliations et un synclinal dans des zones non accessibles sur le terrain.

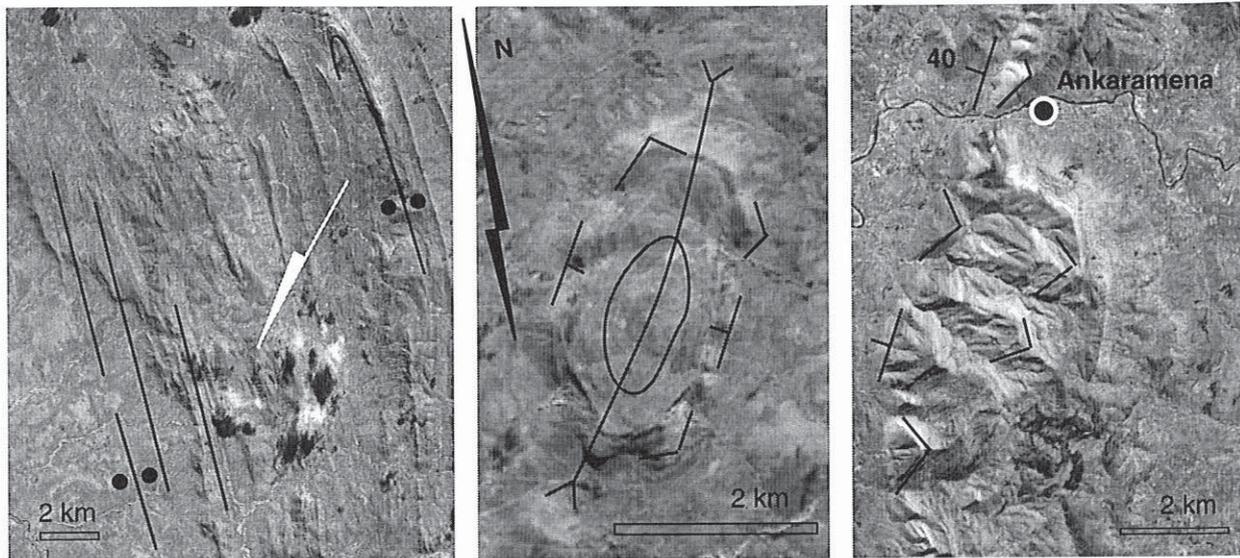


Fig. 15 : De gauche à droite : (1) structures verticales et plis déracinés; (2) synclinal à axe subhorizontal courbe dessinant une structure fermée; (3) pendage des leptynites vers l'Ouest. La flèche blanche indique, dans tous les cas, la direction des rayons solaires; la direction du Nord est la même pour les trois images.

3. 2. Influence des caractères géologiques de terrain dans la composition du signal

Les cartes de trajectoires établies à partir d'images satellitaires correspondent, d'après nos observations, à des plans de foliation. Quels sont les paramètres géologiques qui permettent leur caractérisation? Quelle est la contribution de la végétation, du réseau hydrographique, du relief, des failles, des sols, des lithologies et de la nature des foliations dans la composition du signal cartographié?

3. 2. 1. Contribution de la végétation dans la composition du signal

Localement sur la région d'Ampanrandava (fig. 14), un léger couvert végétal sur quelques dizaines de mètres ou des arbustes sur plusieurs centaines de mètres s'alignent parallèlement aux plans de foliation. Aux alentours d'Ithosy on remarque des contrastes spectraux extrêmement forts entre des barres verticales de granite et de leptynite, recouverts ou non d'herbes brûlées par les paysans. Cependant, dans la majorité des cas, notamment dans les zones pénéplanées, il est difficile de déterminer le rôle de la couverture végétale. Le couvert végétal sur la région Sud-Ouest de Madagascar, images 166-399, 166-398, 167-397 à 399, est très variable. Il se caractérise parfois par un désert rocailleux, une savane herbeuse, jusqu'à un bush dense, sans pour autant que la lecture des images ne soit modifiée. Par contre, du côté Est de l'île, la présence de forêts tropicales humides masque complètement la lecture des structures géologiques, la somme des spectres est nettement décalée vers le rouge (zone en noir sur l'image 170-399 de la mosaïque de la figure 3). La végétation, mis à part les forêts denses, peut donc souligner les contrastes entre les structures tectoniques.

3. 2. 2. Contribution du réseau hydrographique dans la composition du signal

Le réseau hydrographique est extrêmement développé et facilement identifiable sur les images satellitales (figs. 7, 8-ACP 1, 16). Dans les zones désertiques où il est enterré, le réseau hydrographique est marqué en surface par la végétation. Ce dernier, associé à la végétation, souligne donc fortement les anomalies linéaires, qu'elles soient ductiles ou fragiles (fig. 16).

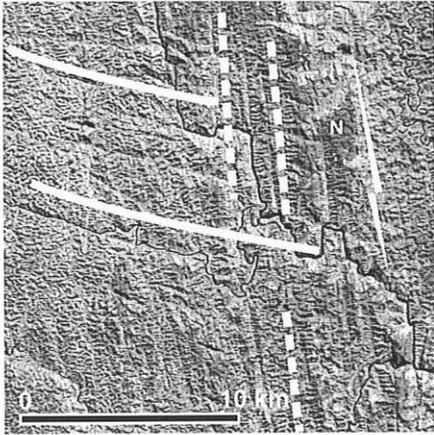


Fig. 16 : Détail d'un réseau hydrographique. La géométrie des rivières, en noir sur cette image, est fortement dépendante des structures tectoniques ductiles (traits blancs pointillés) et des structures tectoniques fragiles (traits blancs pleins).

3. 2. 3. Contribution du Relief dans la composition du signal

Quand les reliefs sont ponctuels, formés des petites collines isolées dans des zones pénéplanées, ils permettent d'estimer les pendages des foliations (fig. 15) et donc favorisent leur interprétation. Lorsque les variations de relief se font sur de courtes distances, même pour de faibles dénivellations (100 m), la caractérisation des structures ductiles est considérablement gênée.

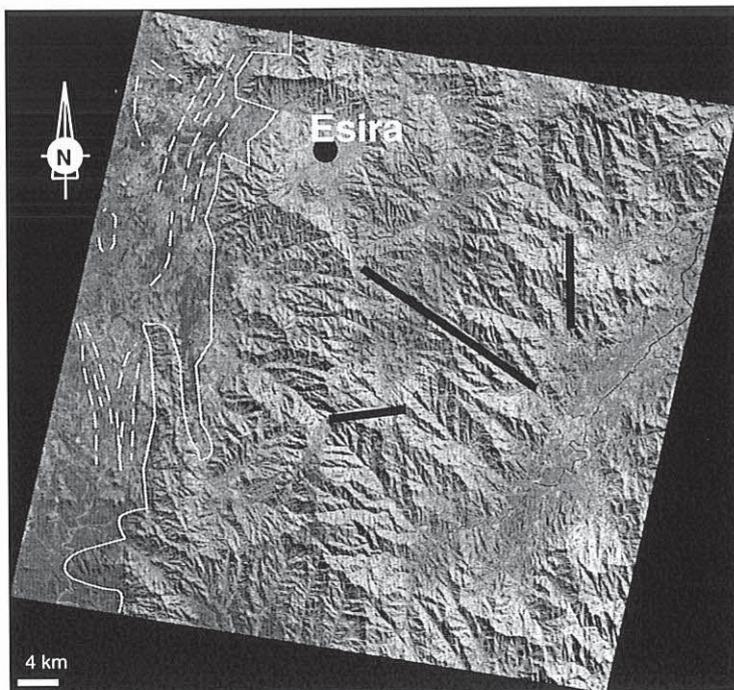


Fig. 18 : Modèle numérique de terrain correspondant à la figure 17. La position de l'image 170-399 est indiquée par le cadre blanc. Trait noir : rivière.

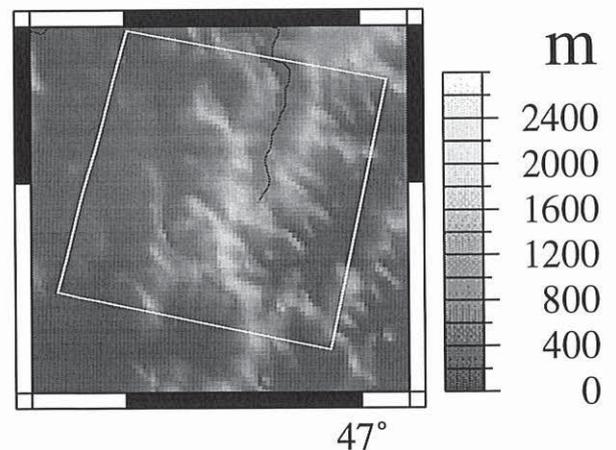


Fig. 17 : Image 170-399 : la ligne blanche pleine sépare la plaine de la région montagneuse. Les traits en pointillés soulignent les plans de foliation, les traits noirs épais soulignent les plans de faille.

Ainsi les structures ductiles disparaissent systématiquement des images dans les zones accidentées (fig. 17, 18). Sur l'image 170-399, les structures ductiles disparaissent à la limite des premiers reliefs indiquée par la ligne blanche (trait fin). Ainsi les meilleures textures d'images correspondent aux zones les plus plates, comme par exemple la région du Vohibory. Dans la région de Fianarantsoa, où la forêt tropicale est abondante, les structures ductiles apparaissent, vers l'Ouest, dès que la variation de la topographie est faible. L'amplitude des variations de reliefs conditionne donc la qualité de l'observation des structures ductiles. Néanmoins, le plateau de l'Horombe au Sud d'Ihosy est l'exemple d'une zone extrêmement plate qui correspond à des images à très faible signal.

3. 2. 4. Contribution des structures fragiles dans la composition du signal

La tectonique fragile est extrêmement développée à Madagascar avec d'impressionnants réseaux de failles. Ces failles sont liées à l'histoire tardive de la chaîne mozambicaine mais surtout aux riftings mésozoïques associés à l'ouverture du canal du Mozambique vers 150 Ma d'une part (Coffin et Rabinowitz, 1988) et à la séparation de l'Inde autour de 80 Ma d'autre part (Salman et Abdula, 1995). Le jeu de ces failles associé aux phénomènes eustatiques ont permis le développement de bassins sédimentaires de 3 à 6 km d'épaisseur (Rechenmann, 1982).

Sur les figures 17 et 18, correspondant à l'image 170-399, la plaine culmine en moyenne à 300 mètres alors que les sommets atteignent 1500 mètres. On remarque sur cette même figure, associé au relief, un réseau de failles d'orientation Nord-Sud de plusieurs dizaines de kilomètres de long sur plus de 50 km de large. Les failles sont régulièrement espacées de quelques centaines de mètres. A plus grande échelle, on remarque la présence de ces failles toujours très nombreuses, (fig. 19). Les failles sont visibles dans les zones de reliefs. L'association failles et relief masque complètement l'orientation des plans de foliation.

La distinction entre les failles et les foliations est parfois difficile, d'autant plus que cette tectonique récente reprend clairement les directions des structures ductiles majeures (fig. 20). Dans les zones du Sud-Ouest, les structures ductiles verticales se prolongent par des failles de même orientation dans les calcaires du bassin du Karroo. Sur le terrain, l'observation des structures fragiles est très difficile malgré leur bonne représentation sur images spatiales. Sur des trajets Est-Ouest comme Tranomaro-Esira ou Ifanadiana-Ranomafane, on observe des failles majeures Nord-Sud verticales et parallèles à des zones de cisaillement kilométriques. Ces failles restent verticales et d'orientation Nord-Sud alors que les structures ductiles deviennent horizontales ou peu pentées vers l'Ouest. Dans les zones à l'Est d'Ihosy, le prolongement des structures ductiles et du cisaillement de Bongolava-Ranotsara devient très incertain alors que les réseaux de failles sont très visibles. Ces structures fragiles peuvent alors induire des morphologies trompeuses. Sur la figure 21, les failles d'orientation N 25, N 80 recoupent deux plis à plan axial N 150 et soulignent ainsi une géométrie, trompeuse, suggérant une interférence de plis de type II.

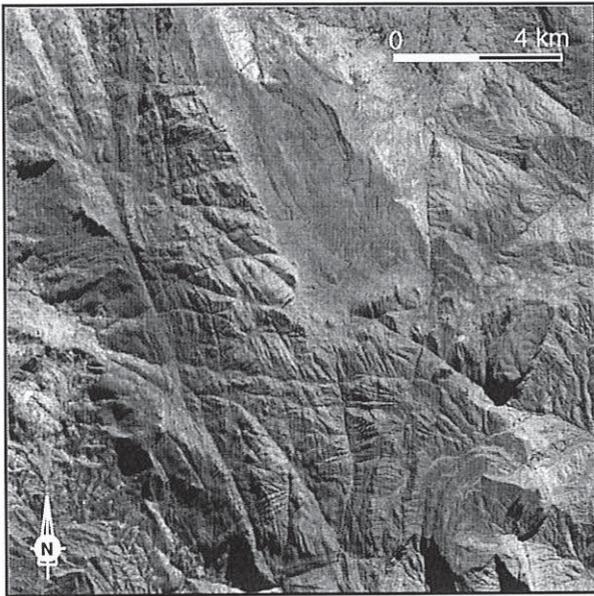


Fig. 19 : Réseau de failles nombreuses à grande échelle.

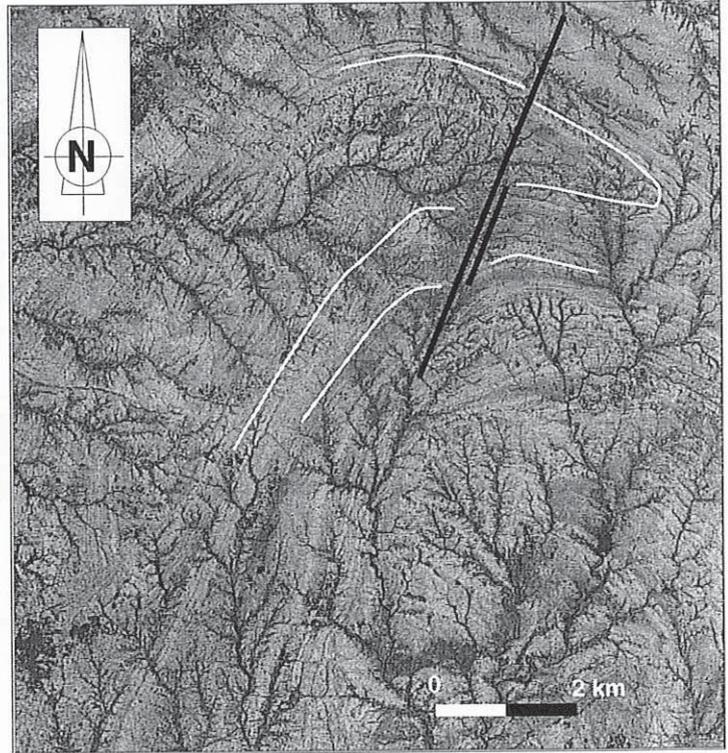


Fig. 22 : Faille dans une zone pénéplanée. Traits blancs : plan de foliation; traits noirs : plan de faille

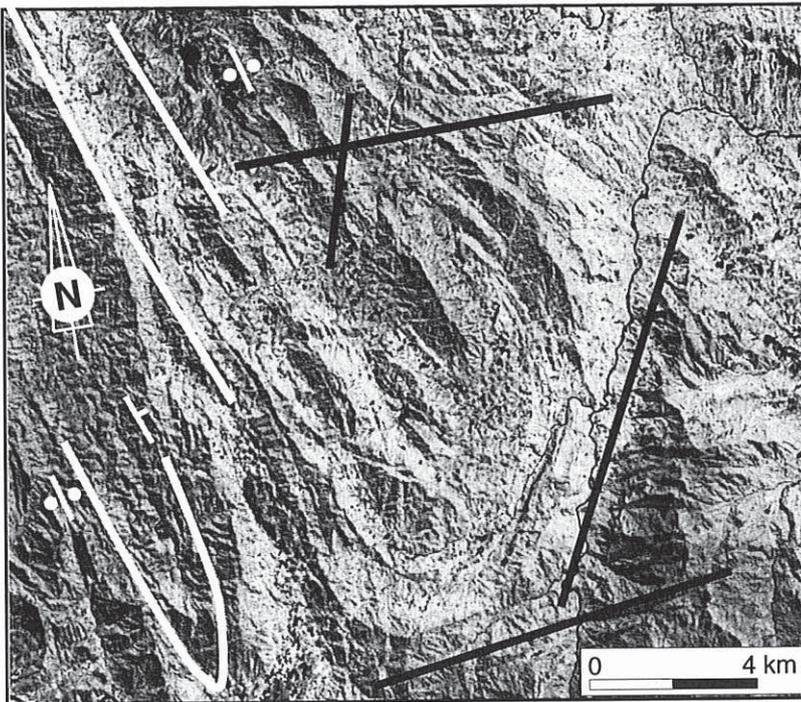


Fig. 21 : Géométrie en champignon résultant de l'interférence de plis (soulignés par les traits blancs) à plan axial vertical (N 150) et des failles verticales. Traits blancs : plan de foliation; traits noirs failles verticales.

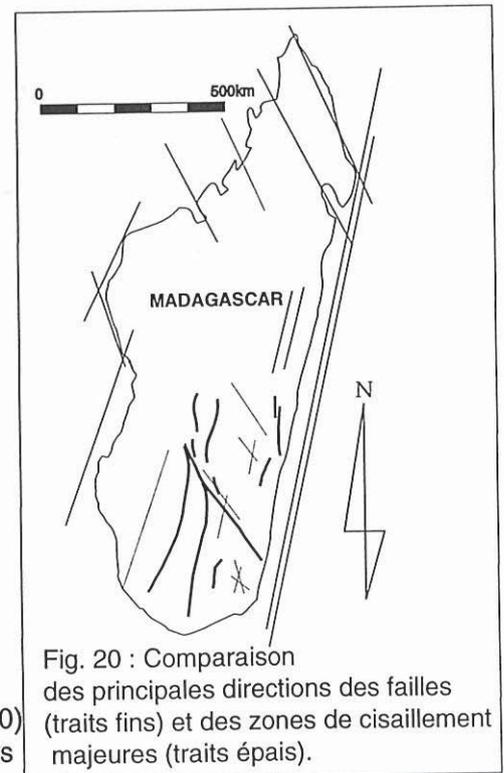


Fig. 20 : Comparaison des principales directions des failles (traits fins) et des zones de cisaillement majeures (traits épais).

Dans les régions pénéplanées les failles sont beaucoup moins visibles sur les images satellitales (fig. 22) et invisibles sur le terrain. Selon Boulanger (1954), c'est l'absence de jeu vertical sur ces failles qui les rendent peu identifiables sur les images satellitales.

Les failles constituent donc un élément qui perturbe fortement la photo-interprétation des structures ductiles, car d'une part elles masquent leur observation, et d'autre part elles constituent une anomalie linéaire qui interfère avec la géométrie des structures ductiles, d'autant plus qu'elles héritent de leur direction. Sur les cartes de trajectoires de foliation, seules les failles majeures ont été reportées. Les petites failles trop nombreuses (fig. 19) n'ont pas été indiquées, l'addition des informations structures fragiles et structures ductiles rendant ces cartes illisibles. De même le champ de filons basaltiques d'âge créacé (Boulanger, 1957; Nicollet, 1984), d'orientation systématique Est-Ouest, et restreint à l'extrême Sud-Ouest (Soamanonga, Ampandrandava, Antanimora, Ejeda), n'a pas été représenté.

3. 2. 5. Contribution de l'altération dans la composition du signal

Le développement de sols latéritiques, très important à Madagascar (surnommée l'île rouge), se fait en fonction des lithologies. Les sols latéritiques sont reportés sur la carte de reconnaissance de Savornin datée de 1932 (fig. 23). Ils s'alignent de façon relativement parallèle aux foliations majeures. C'est le résultat d'une altération différentielle. Ce phénomène explique en partie le manque d'affleurements sur le terrain dans des secteurs pourtant fortement structurés sur images satellitales qui correspondent à des zones possédant des sols et des latérites. Sur ce document on note une légère variation des lithologies composées de gneiss, de gneiss granitoïdes et de gneiss à graphite. Dans ce cas précis, le développement de latérite ne gêne pas l'observation des structures tectoniques. Sur le plateau de l'Horombe au Sud d'Ihosa, la couverture latéritique est trop importante et les images spatiales correspondantes sont difficilement interprétables.

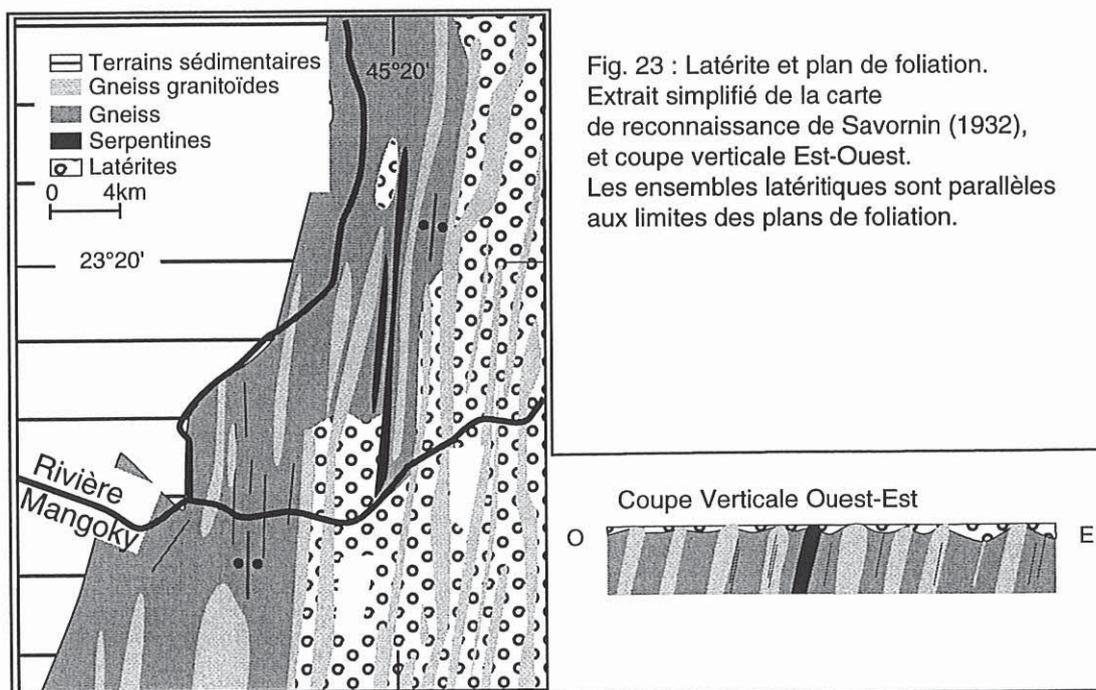


Fig. 23 : Latérite et plan de foliation. Extrait simplifié de la carte de reconnaissance de Savornin (1932), et coupe verticale Est-Ouest. Les ensembles latéritiques sont parallèles aux limites des plans de foliation.

3. 2. 6. Contribution de la nature des lithologies dans la composition du signal

Les lithologies sont très variées avec des signatures spectrales contrastées. Parfois même pour des lithologies identiques on peut avoir de fortes variations de couleur. C'est le cas pour les granites, par exemple, qui présentent des colorations de gris à rose sans aucune corrélation de minéralogie ou de chimisme (Nédélec et al., 1995).

Sur l'exemple des terrains malgaches il n'est pas aisé de caractériser les lithologies à l'aide des images satellitales. Sur les images spatiales en composition fausses couleurs ou sur les images panchromatiques, les anorthosites sont blanches ou noires et les granites le plus souvent bleu marine à noirs, parfois blancs. Sur les compositions couleurs, les cipolins sont souvent caractérisés par des bleus clairs. Mises à part ces exceptions, la correspondance entre lithologies et images satellitales est vraiment délicate, les affleurements étant constitués d'une alternance de lithologies en feuilletés métriques à centimétriques, c'est à dire d'une échelle incompatible avec celle des images.

Sur le terrain les lithologies sont très déformées et intimement liées aux structures tectoniques (Nicollet, 1988; Martelat et al., 1995, 1997). Les limites lithologiques et les plans de foliation métamorphiques sont parallèles; résultat de la transposition tectonique. Ainsi les contacts entre les différentes lithologies et les foliations sont le plus souvent concordants (graduels ou brutaux) marqués par des variations des proportions des espèces minérales. Il est parfois possible de suivre des bancs de lithologie homogène, d'épaisseur centimétrique à hectométrique, sur plusieurs kilomètres. L'alternance lithologique peut être localement d'origine magmatique comme c'est le cas aux alentours du massif de Volovolo (Nicollet, 1988), mais elle est toujours concordante avec les formations encaissantes montrant un litage d'origine tectonique. L'orientation dans l'espace des lithologies et des plans de foliation associés influence également leur observation. Un pendage important des structures, supérieur à 30°, favorise leur caractérisation, mais quand elles sont planes, comme par exemple sur les images 169-393, 169-394, 170-399, les structures sont difficilement interprétables.

4. Résultats

Le travail de photo-interprétation a été réalisé sur l'ensemble des images satellitales que nous possédions. Ces données complétées par les cartes géologiques au 500 000^{ème} de Besairie, (1970a et b), nous permettent d'obtenir un schéma structural de l'ensemble Sud de l'île (fig. 24). Cette carte met principalement en évidence des trajectoires de foliations qui soulignent :

- Des domaines montrant des géométries fermées, ovoïdes parfois complexes, on parlera de figures en **dômes-et-bassins**.
- Des zones avec des foliations régulières et parallèles entre elles, on parlera de **zones de cisaillement ductiles**.

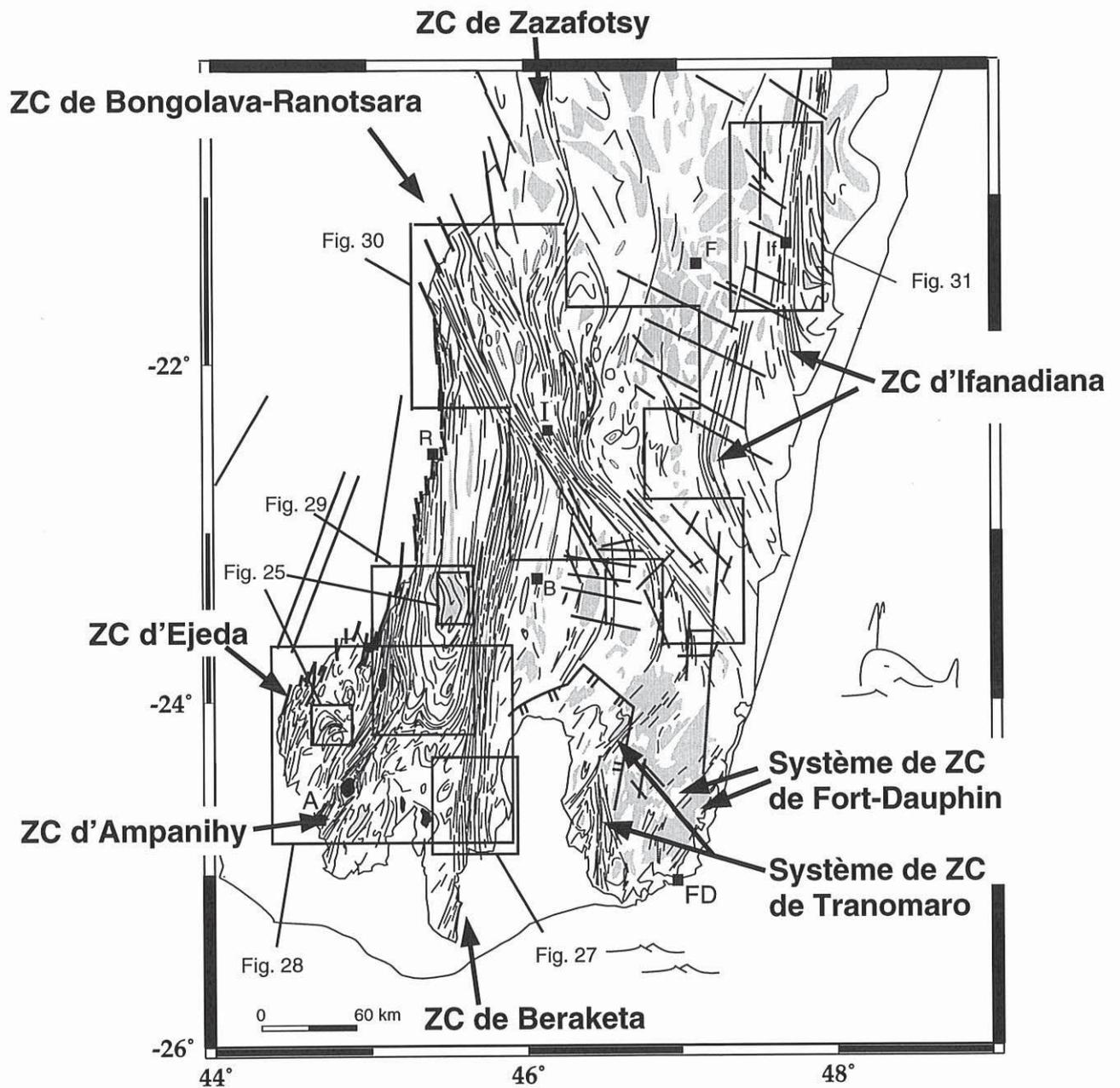


Fig. 24 : Carte des trajectoires de foliation du Sud de Madagascar montrant des cisaillements ductiles et des régions en dômes-et-bassins. Sont indiqués : Le nom des zones de cisaillement : ZC , ainsi que la position des figures discutées par la suite (cadre noir). Les ensembles individualisés par les zones de cisaillement correspondent aux domaines en dômes-et-bassins.

4.1. Géométries en dômes-et-bassins

L'interférence entre les plans de foliation et la topographie souligne des géométries ovoïdes fermées, elliptiques, qui peuvent être plissées de manière extrêmement complexe. Ces géométries sont similaires aux structures dites "*en dômes-et-bassins*" (Windley et Bridgwater, 1971), souvent décrites dans les terrains archéens (Bouhallier et al., 1993, 1995; Chardon et Choukroune, 1996) mais également protérozoïques (Wilbert Kehelpannala, 1991, Chetty et Murthy, 1993). La terminologie dômes-et-bassins correspond en toute rigueur aux interférences de type I (Ramsay, 1967) mais est ici utilisée sans à priori génétique. Ces géométries sont, sur les images satellitales, parfaitement rondes ou elliptiques (grand axe de l'ellipse compris entre 5 et 10 km, plus rarement 20 km et le petit axe de ellipse atteint 2 à 4 km parfois 6 km). Les géométries de ces structures fermées sont comparables à des interférences de plis de type I, II et III (fig. 25, Ramsay, 1967).

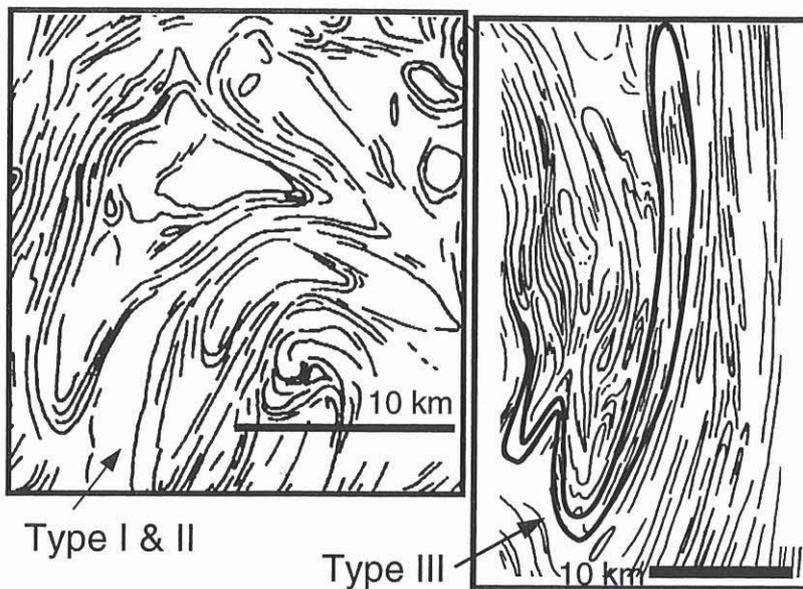


Fig. 25 : Interférence de plis. Détails des cartes de trajectoires de foliation. Ces dernières montrent des géométries d'interférence de plis de type I et II (domaine à l'Est de la zone de cisaillement d'Ampanihy), de type III (granite de Ianakafy).

Des ensembles lithologiques homogènes de granites, de gneiss migmatitiques ou de marbres peuvent être localisés au centre ou dans les charnières de ces mégastructures plissées (figs. 26, 43). Ces ensembles sont rares, ils atteignent 2 à 6 km de diamètre, jamais plus. L'évolution des formes en dômes-et-bassins, dans l'espace à deux dimensions, montre des géométries rondes ou elliptiques (rapport axial 1:1, 1:3, 1:5) s'allongeant jusqu'à conduire à des géométries caractéristiques de plis déracinés (1:20, 1:∞, fig. 27). Cette modification des structures se fait de manière progressive, toujours sans discontinuité géométrique. Si l'on utilise les géométries ovoïdes comme marqueur de la déformation finie, leur évolution à l'échelle kilométrique, souligne une augmentation continue de la déformation. Ces caractéristiques sont typiques d'un gradient de déformation associé à une zone de cisaillement ductile (Ramsay, 1980).

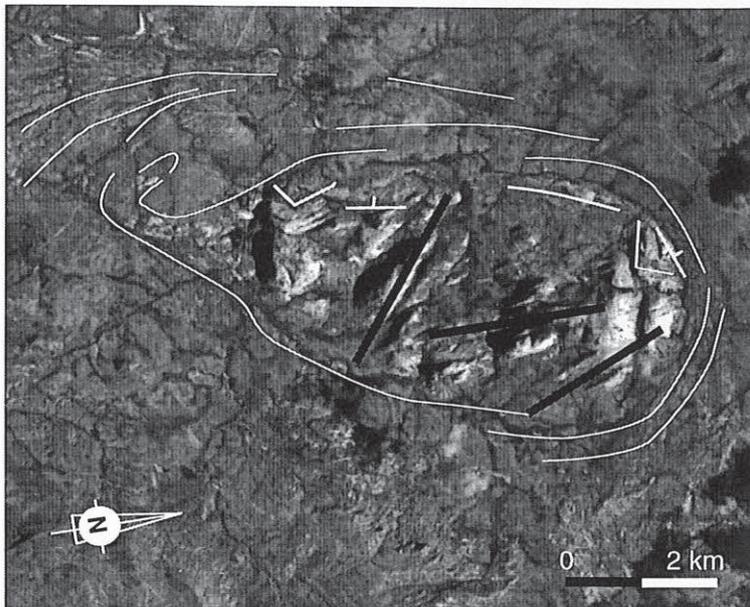
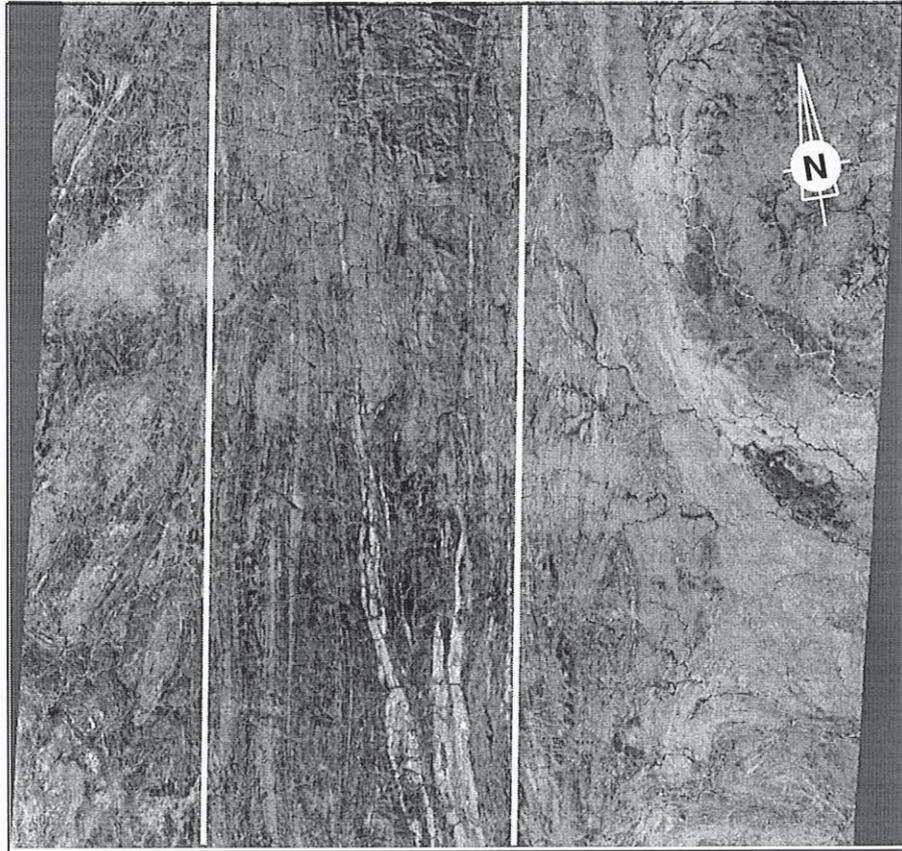


Fig. 26 : Ensemble homogène de granite au centre d'une structure fermée et plissée. Traits blancs : plans de foliation; traits noirs : plans de faille. Localisation : Nord du village de Zazafotsy.

4. 2. Des zones de cisaillement ductiles

L'évolution des géométries elliptiques vers des plis déracinés, comme la régularité de l'orientation de la foliation, nous permettent donc d'observer une aire où se localise la déformation (fig. 27). Sur cette image du Sud de Madagascar, on identifie clairement un domaine de 20 km de large, très homogène, à l'intérieur duquel il est possible d'individualiser un domaine, de 4 à 6 km de large, encore plus transposé qui doit être cartographié comme tel. Sur l'exemple du Sud de l'Inde, on trouve des représentations identiques de "domaine" de cisaillement (Drury et Holt, 1979; Harris et al., 1982; Chetty et Murthy, 1993), mais les limites n'en sont pas toujours dessinées (Ravindra Kumar et Chacko, 1994; Nash et al., 1995), notamment dans les cartes à plus petite échelle (Rajesh et al., 1996) où les zones de cisaillement sont représentées par des lignes. Ainsi ces représentations ponctuelles sont une perte d'information et peuvent conduire à des erreurs. A Madagascar, on trouve dans la littérature la description d'une zone de cisaillement appelée "Itremo" (Katz et Premoli, 1979; Agrawal et al., 1992), qui n'est en fait que le résultat du mélange de structures ductiles avec des structures fragiles, représentées cartographiquement toutes deux par une ligne. Windley et al., (1994), décrivent des zones de cisaillement sans marqueur clair de leurs limites. Ces dernières ne sont donc pas définies et ils les assimilent à un terme également peu précis de "tectonic belt". Ainsi sans marqueur clair de leurs limites ces zones de cisaillement atteignent plus de 100 km de large. Il est donc fondamental à la fois pour la validité de l'échantillonnage de terrain et pour les reconstitutions à petite échelle, de caractériser des limites des zones de déformation de façon précise. Les marqueurs géométriques, décrits précédemment sur images spatiales, nous permettent de mettre en évidence ou de préciser la forme de 6 zones de cisaillement majeures : (1) Beraketa, (2) Ampanihy, (3) Ejeda, (4) Bongolava-Ranotsara, (5) Zazafotsy (6) Ifanadiana, et de caractériser plusieurs zones de cisaillement mineures associées à la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara et concentrées dans la région Sud-Est (systèmes de cisaillements de Fort-Dauphin et de Tranomaro).

A

Zone de cisaillement de Beraketa

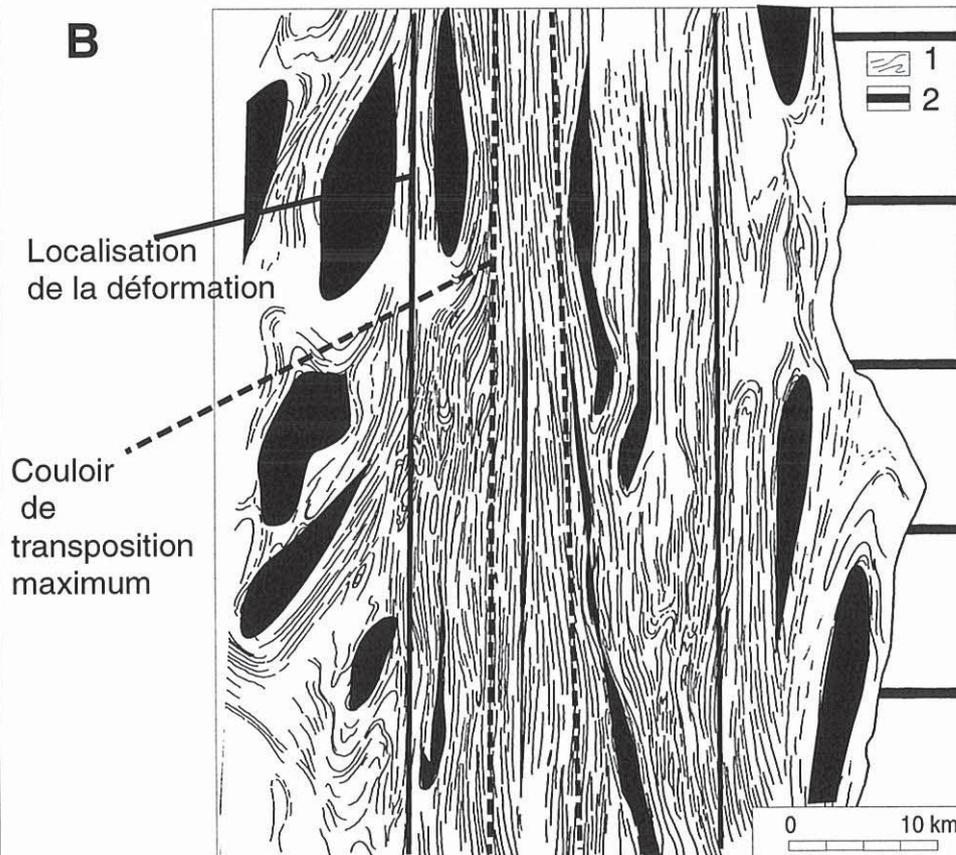
B

Fig. 27 : A. Image satellitale 168-399 correspondant à la terminaison Sud du cisaillement de Beraketa. B. Schéma interprétatif. Les ensembles noirs correspondent aux structures ovoïdes des zones en domes-et-bassins. Leur transposition souligne un gradient de déformation. Traits blancs et traits noirs verticaux : limites du cisaillement de Beraketa. 1 : plans de foliation; 2 : massif volcanique de l'Androy.

4. 2 .1 Zones de cisaillement de Beraketa, d'Ampanihy et d'Ejeda

Le cisaillement de Beraketa (figs. 27, 28) correspond à la structure de Vorokafotra définie par Rolin, (1991). Ce cisaillement est très homogène et s'observe particulièrement bien au Sud de l'île à la hauteur de la ville d'Antanimora. Orienté N 0 à N 5 il fait 20 km de large et s'observe sur un minimum de 300 km de long (figs. 24, 27). Il est limité au Nord par le cisaillement de Bongolava-Ranotsara (figs. 24, 30) qu'il vient tangenter selon la direction N 140.

Le cisaillement d'Ampanihy (figs. 28, 29) est plus "tortueux" orienté N 175 à N 15. Il contient deux anorthosites qui constituent deux blocs rigides autour desquels les trajectoires de foliation sont perturbées (figs. 28, 29). Le cisaillement d'Ampanihy fait en moyenne 20 km de large. Ce cisaillement est rapidement masqué au Nord et au Sud par la couverture sédimentaire phanérozoïque (fig. 24).

Enfin plus à l'Ouest, on observe une petite zone régulière : la zone de cisaillement d'Ejeda (fig. 28), d'orientation N 5, dont les limites occidentales, Nord et Sud disparaissent sous la couverture sédimentaire du bassin du Karroo.

Ces trois zones de cisaillement montrent des transitions brutales, depuis les zones plissées, aux zones régulières (fig. 28), elles sont parallèles entre elles et espacées de 30 et 40 km.

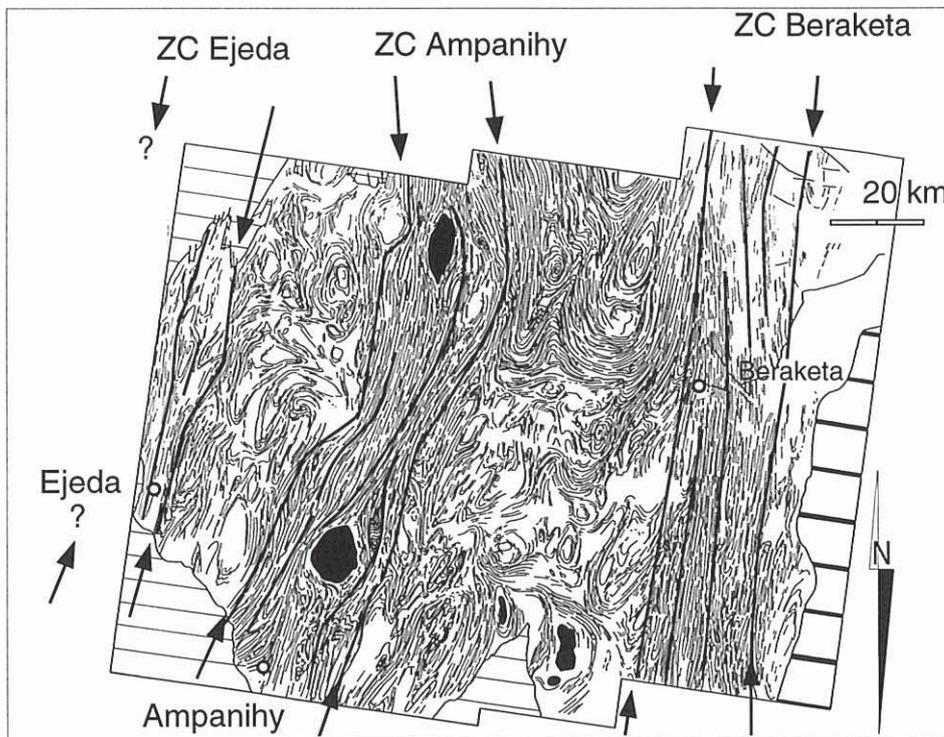
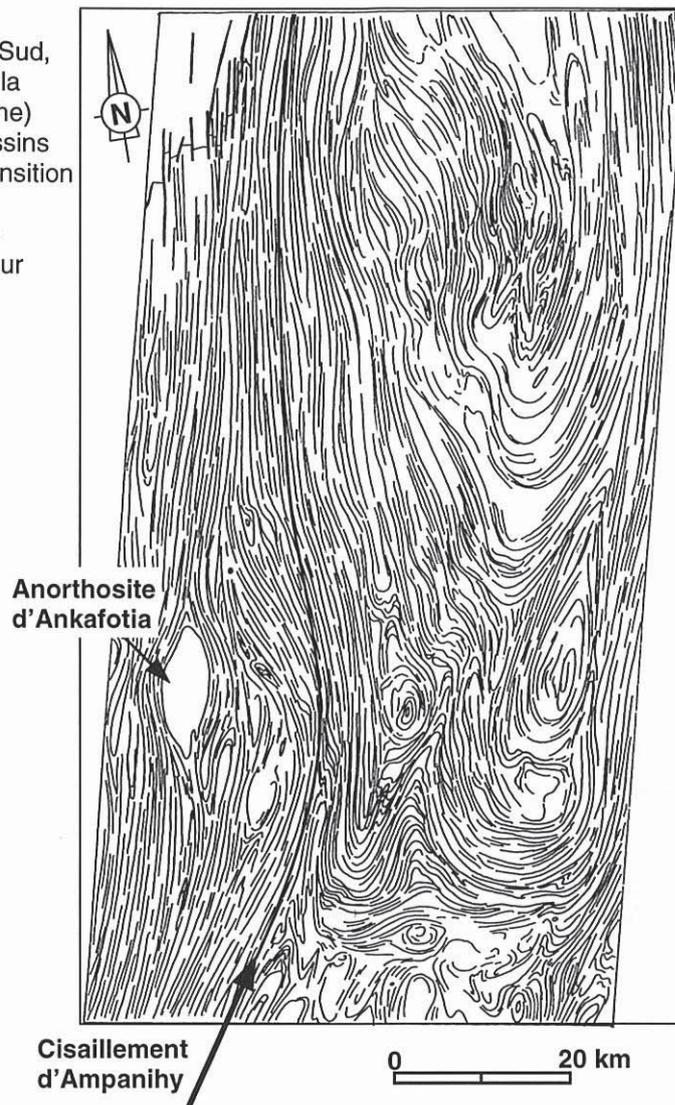


Fig. 28 : Les cisaillements majeurs de Beraketa, d'Ampanihy et d'Ejeda sont mis en évidence par les trajectoires de foliation (traits fins noirs). Les flèches indiquent les limites des zones de cisaillement (ZC). Les trois ensembles noirs sont des massifs anorthositiques. Les ronds blancs localisent les villages.

Fig. 29 : Détail de la zone de cisaillement d'Ampanihy. Au Sud, on note le passage brutal de la zone de cisaillement (à gauche) au domaine en dômes-et-bassins (à droite). Plus au Nord la transition entre les deux domaines est graduelle. Les trajectoires de foliation sont perturbées autour de l'anorthosite.



4. 2. 2. Zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara

Dans les alentours de la ville d'Ihosy on observe deux directions structurales : des structures orientées N 0, dans la direction du cisaillement de Beraketa et des structures de directions N 140 à N 150 que nous considérons comme celles du cisaillement de Bongolava-Ranotsara (fig. 30). La géométrie résultant de l'interférence de ces deux directions est similaire à la relation de surfaces C et S (Berthé et al., 1979). Utilisant le sens de déflexion des structures, Nicollet (1988), propose un sens de cisaillement senestre pour Bongolava-Ranotsara. Ce cisaillement est orienté N 140; il disparaît à l'Ouest sous la couverture sédimentaire et à l'Est, ses formes deviennent moins bien contraintes du fait de la densité des structures fragiles. En effet ce cisaillement se confond avec les failles de même direction qui le prolongent jusqu'à la côte Est et sa longueur atteint alors les 350 km (fig. 24). Ce pourrait être une longueur minimum puisque dans les sédiments qui le recouvrent à l'Ouest, on trouve également des failles d'orientation N 140. Cette zone de cisaillement est bien moins homogène que les cisaillements de Beraketa ou d'Ampanihy et sa largeur est difficilement caractérisable. De plus cette zone de cisaillement s'anastomose avec des zones de cisaillement plus petites de 3 à 5 km de large sur 20 de long. Dans la région où il est le moins masqué par la

tectonique fragile, il interfère avec le cisaillement de Beraketa et de Zazafotsy. Toutefois notamment au Sud-Est de la ville d'Ihosal, il atteint 20 km de largeur (fig. 30).

4. 2.3. Zone de cisaillement de Zazafotsy

Comme le montre la figure 30, une zone régulière, d'orientation N 0, se prolonge d'Ihosal vers le Nord. Cette dernière est décalée vers l'Est par rapport au cisaillement de Beraketa mais conserve globalement la même direction. Cette zone de 15 à 20 km de largeur moins régulière que le cisaillement de Beraketa, est une structure qui s'individualise du cisaillement de Bongolava-Ranotsara. Cette zone de cisaillement dont la limite Est avec les domaines en dômes-et-bassins correspond à la ville de Zazafotsy, se prolonge au Nord sur un minimum de 120 km (figs. 24, 30). Nous manquons de données satellitales pour évaluer sa prolongation plus au Nord.

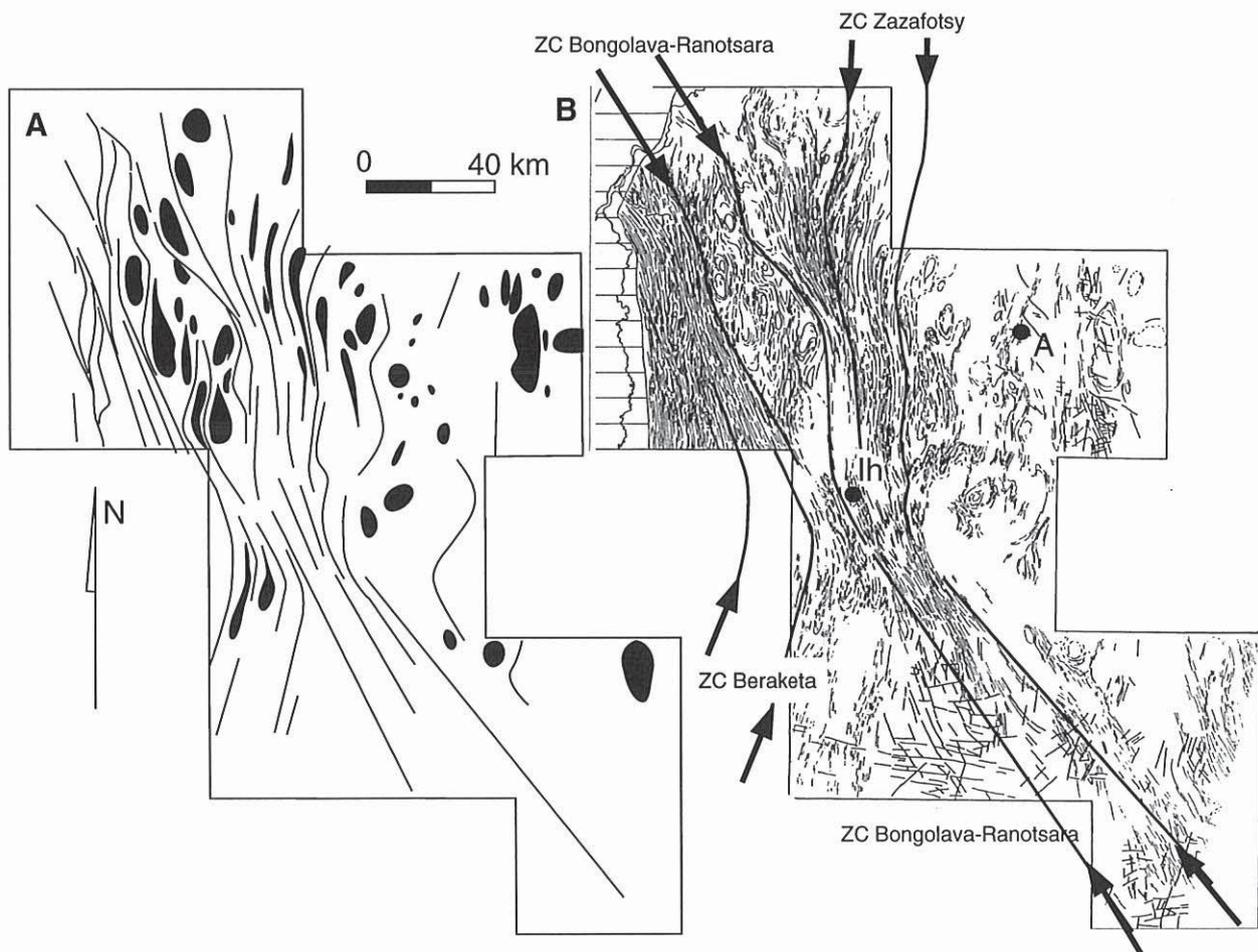


Fig. 30 : A. Schéma simplifié de la jonction des zones de cisaillement (ZC) de Bongolava-Ranotsara, de Zazafotsy et de Beraketa. Les ensembles noirs ovoïdes correspondent aux domaines en dômes-et-bassins. Leur évolution géométrique souligne un gradient de déformation. B. Carte des trajectoires de foliation du même secteur. Les flèches indiquent les limites des zones de cisaillement majeures.

4. 2. 4. Zone de cisaillement d'Ifanadiana

Comme les cisaillements d'Ejeda, d'Ampanihy, de Beraketa, et de Zazafotsy, le cisaillement d'Ifanadiana est d'orientation N 0. Ce cisaillement fait de 15 à 20 km de large (fig. 31). Sa continuation vers l'Ouest est perturbée par des failles verticales de plus de 50 km de long, d'orientation N 110, faussement décrites comme le cisaillement d'Itremo (Katz et Premoli, 1979; Agrawal et al., 1992). Sa limite Est avec les zones de plis est brutale. Sa limite Nord n'est pas déterminée faute de données satellitales. Au Sud, ce cisaillement est limité par la côte Est. Nous le suivons sur images satellitales sur au moins 120 km avec une largeur de 20 km. On remarque sur la figure 24, que le cisaillement d'Ifanadiana se relaie avec une autre zone de cisaillement décalée vers l'Ouest, toujours régulière mais courbe : d'orientation globale N 10 au Nord et N 170 au Sud.

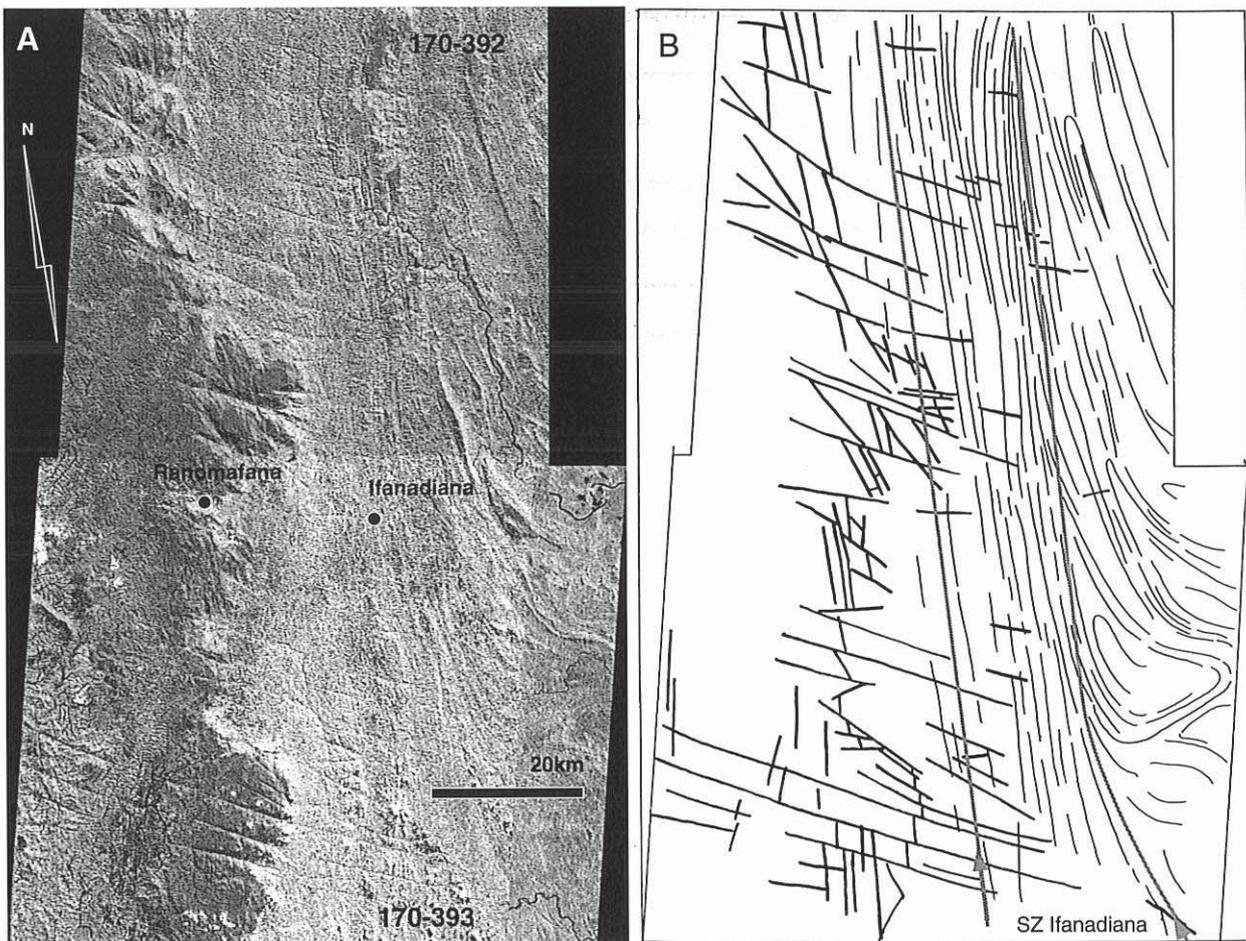


Fig. 31 : Zone de cisaillement d'Ifanadiana. A : Mosaïque des images 170-392 et 170-393 (KJ). B : Schéma interprétatif. Traits fins : plans de foliation, traits épais : plans de faille. Les traits et flèches gris indiquent les limites de la zone de cisaillement (limite approximative à l'Ouest).

4. 2. 5. Zones de cisaillement de la région Sud-Est

Dans le Sud-Est de Madagascar on ne trouve pas de structures tectoniques équivalentes aux zones de cisaillement majeures (20 * 100 km). Dans cette région les zones de cisaillement sont plus petites, de 3 à 5 km de large pour 10 à 100 km de long; leurs géométrie n'est pas régulière et elles s'anastomosent parallèlement à une direction Nord-Sud. Parmi ce système de zones de cisaillement nous distinguons dans la région Sud-Est : le groupe de Fort-Dauphin (Est) et le groupe de Tranomaro (Ouest) qui est composé de cisaillements qui se rejoignent au Sud et au Nord de la ville de Tranomaro (fig. 32).

5. Conclusions

L'intégration de l'ensemble des résultats obtenus sur images satellitales (images brutes, images traitées) nous a permis de produire des documents cartographiques des structures tectoniques malgaches.

Ces structures sont notamment des plans d'aplatissement principaux. La détermination des trajectoires de foliation est possible, à partir d'images satellitales, car les lithologies et les foliations sont devenues parallèles par transposition tectonique . La caractérisation de ces structures ductiles est facilitée par :

- leurs forts pendages (>30°)
- la diversité des lithologies
- l'absence de relief
- l'altération différentielle
- le développement de réseau hydrographique et de végétation spécifique.

Les cartes de trajectoires de foliation soulignent des zones de cisaillement ductiles et des domaines en dômes-et-bassins. Nous avons mis en évidence 3 nouvelles zones de cisaillement majeures à Madagascar : Ejeda, Zazafotsy, Ifanadiana et précisé la géométrie de trois zones de cisaillement déjà identifiées : Beraketa, Ampanihy, Bongolava-Ranotsara. Ces zones de cisaillement font de 15 à 25 km de large sur plus de 100 km de long (fig. 32).

Nous avons également caractérisé une série de petites zones de cisaillement de 3 à 5 km de large sur moins de 100 km de long. Ces zones de cisaillement sont situées au Nord de la ville d'Ihosaloa où elles sont associées aux cisaillements de Zazafotsy et de Bongolava-Ranotsara. Nous les trouvons également vers le Sud-Est où nous distinguons le système de cisaillements de Tranomaro (Ouest) et le système de cisaillements de Fort-Dauphin.

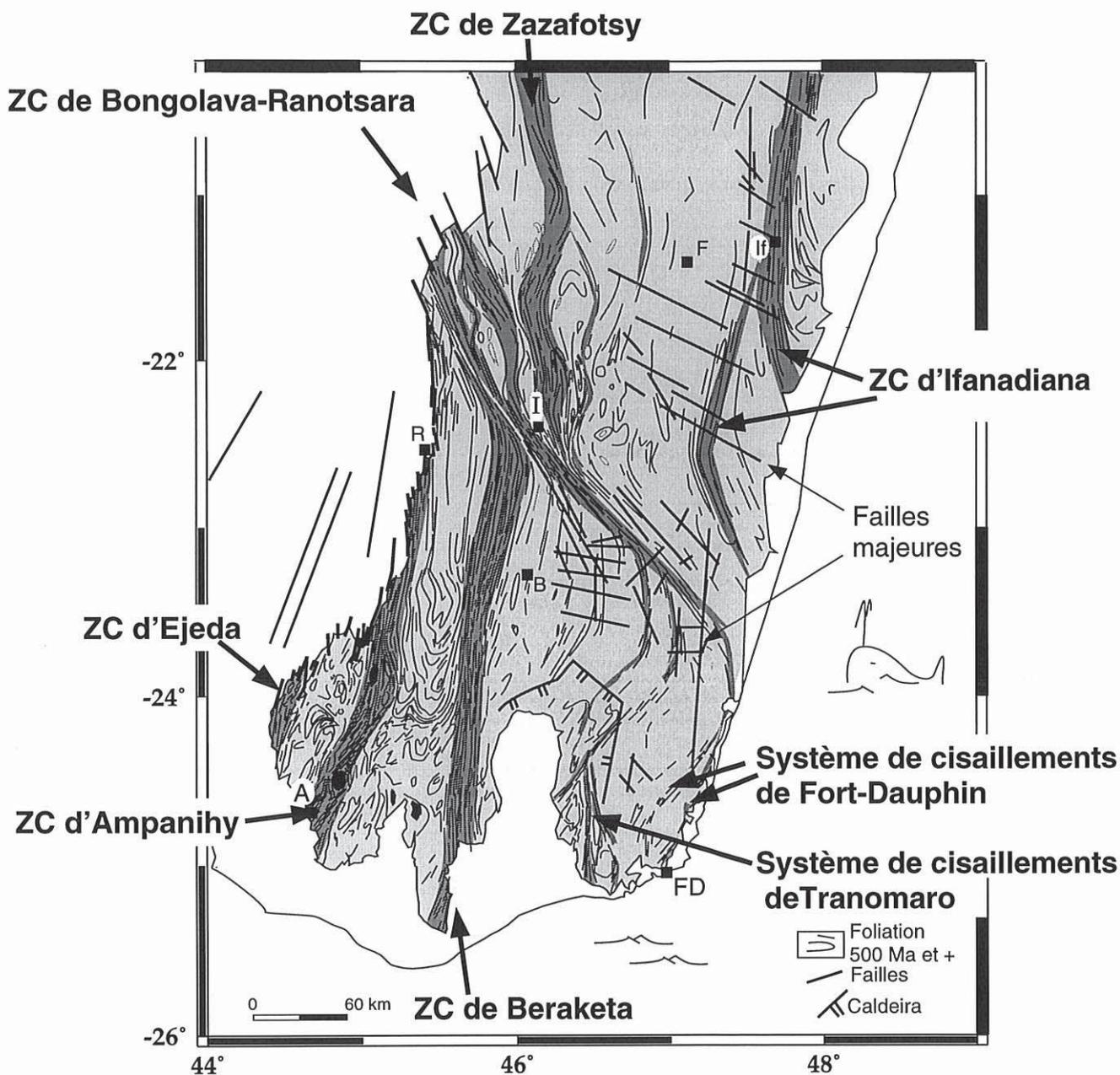


Fig. 32 : Carte tectonique du Sud de Madagascar. Les trajectoires de foliation soulignent un réseau de zones de cisaillement (en gris foncé, ZC) de différentes tailles qui s'anastomosent. Ces zones de cisaillement individualisent des blocs crustaux (en gris clair) qui sont des zones de plus faible déformation (région en dômes-et-bassins). Les structures fragiles sont non négligeables : failles de plus de 60 km de long et une caldeira importante au Sud de l'île.

B- ANALYSE STRUCTURALE (LES DONNÉES DE TERRAIN)

Dans le cadre géométrique obtenu à partir d'images satellitales, nous avons caractérisé sur le terrain les variations qualitatives du champ de déformation finie. Pour cela nous avons cartographié les trajectoires de foliation (plan d'aplatissement principal), les trajectoires de linéation minérale (direction d'étirement), les symétries ou asymétries des structures tectoniques (critères cinématiques), ainsi que la géométrie des plis.

Cette analyse structurale peut être réalisée en suivant les principales pistes de Madagascar qui recoupent les grandes structures tectoniques. Ainsi, nous décrivons le champ de déformation finie par secteur géographique (fig. 33). Nous irons d'Ifanadiana vers Fianarantsoa (Secteur A, coupe Est-Ouest), de Fianarantsoa vers Ankaramena (Secteur B, coupe NordEst-SudOuest) pour finalement atteindre la ville d'Ihoso (Secteur C, coupe NordEst-SudOuest). Ensuite, nous décrivons le secteur Sud-Ouest vers les villes de Beraketa, de Bekily, d'Ampanihy et d'Ejeda (Secteur D). Enfin, nous terminerons notre voyage par une coupe Ouest-Est d'Amboasary à Fort-Dauphin (Région Sud-Est de l'île, Secteur E).

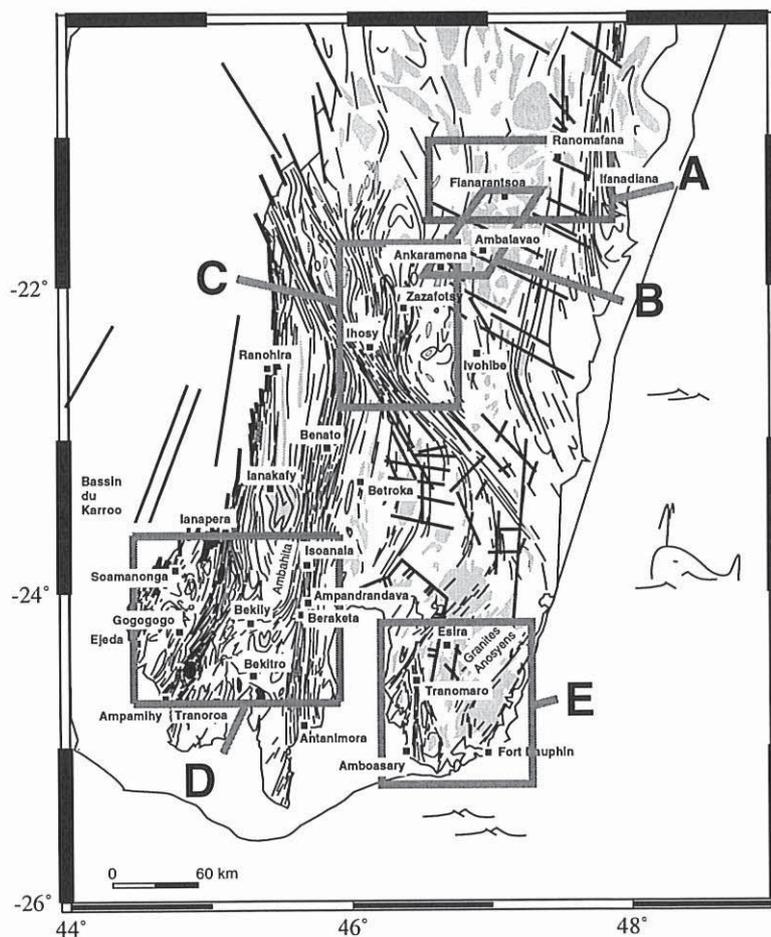


Fig. 33 : Carte tectonique du Sud de Madagascar. Les cadres gris correspondent aux différents secteurs décrits dans ce chapitre.

1. Trajet Ifanadiana-Fianarantsoa-Isorana (Secteur A)

1. 1. Champ de déformation finie à petite échelle

A petite échelle, la foliation majeure (S1) orientée N 0-N 20 est horizontale ou pentée vers l'Ouest jusqu'à 60°(fig. 34). Ces plans portent une linéation d'étirement L1 orientée N 250-N 280. Sur une coupe verticale Est-Ouest (fig. 35), la foliation S1 est engagée dans des plis ouverts (grands rayons de courbure). Cette géométrie est bien visible dans le paysage, soulignée par les lames de granites "stratoïdes" (Emberger, 1958; Delbos, 1959; Nédélec et al., 1994). Parfois l'orientation des structures S1 caractérise des plis ouverts (P2), kilométriques, présentant des plans axiaux verticaux et des axes horizontaux (fig. 35). Comme ces axes sont courbes la géométrie des plis montre, dans le plan horizontal, des structures fermées semblables aux interférences de plis de type I, caractéristiques des domaines en dômes-et-bassins.

Au sein des zones de cisaillement subverticales, un nouveau plan S2 transpose le précédent. La foliation S2 est soulignée par des plans de foliation verticaux porteurs d'une linéation d'étirement N 0-N 200 subhorizontale (fig. 34). Ces zones de cisaillement sont localisées : elles ne font que 500 mètres à 2 km de large. Au contraire, vers Ifanadiana, les structures S2 sont homogènes sur plusieurs kilomètres. C'est la zone de cisaillement majeure d'Ifanadiana. Cette zone où les plans S2 sont verticaux marque la limite à partir de laquelle les structures ductiles sont le plus aisément caractérisables sur images spatiales (figs. 31. 35).

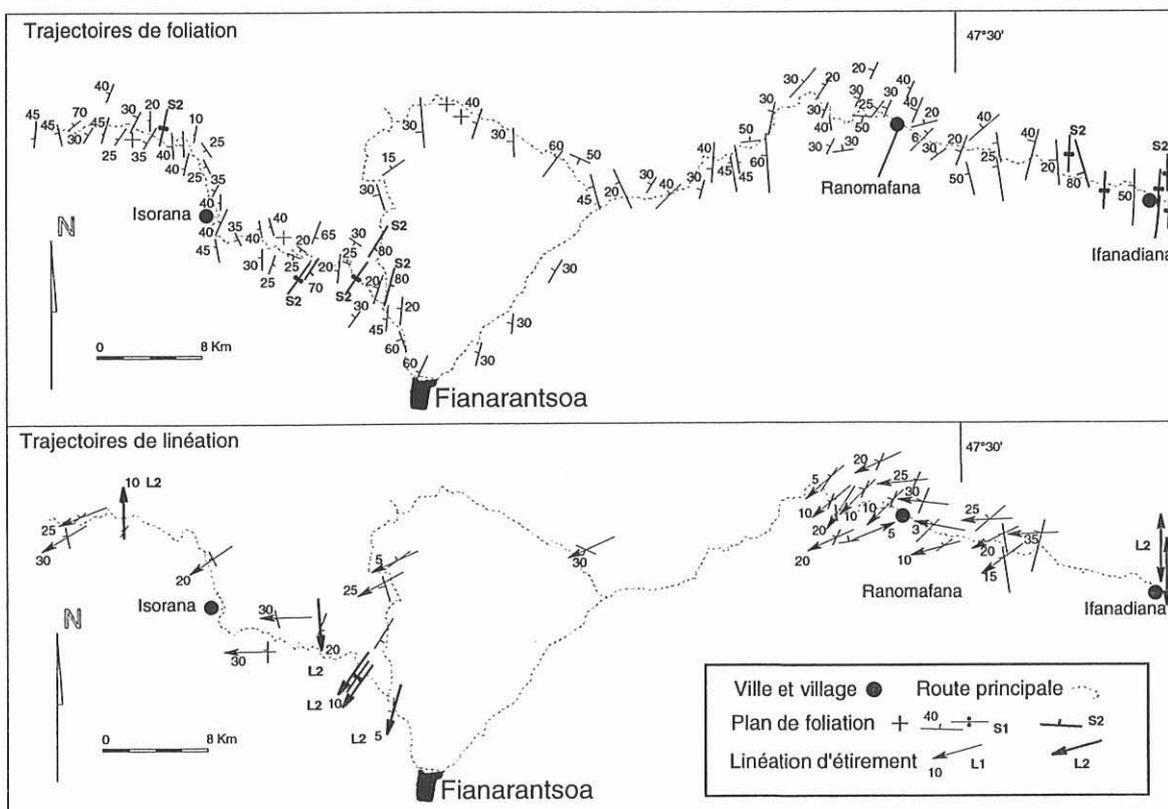


Fig. 34 : Trajectoires de foliation et de linéation (secteur A, fig. 33). Les linéations et les foliations non annotées L2 ou S2 correspondent aux structures L1 ou S1.

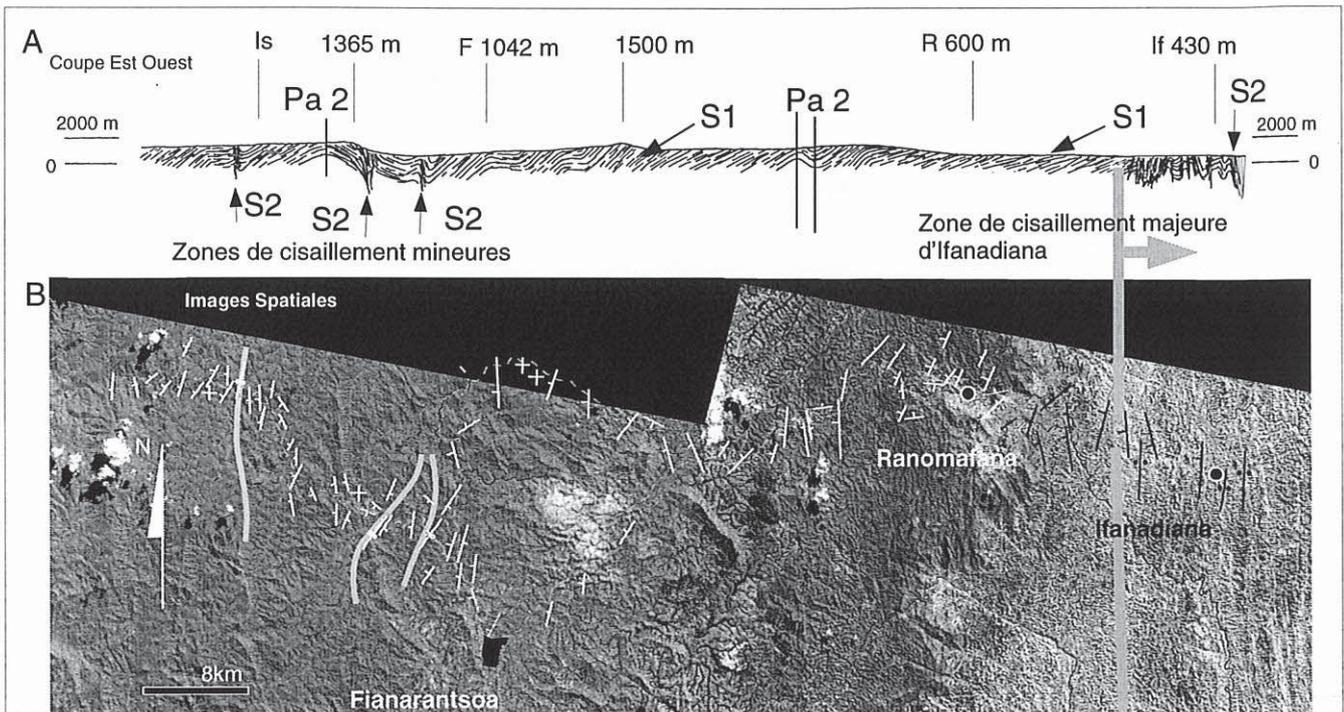


Fig. 35 : La géométrie du secteur A. A : coupe Est-Ouest montrant la géométrie des structures S1 faiblement plissées (Pa 2 : plan axial des plis P2), localement transposées en plan de foliation S2. L'altitude et la localisation des villages sont précisées. B : Image satellitale correspondant à la surface de la fig. 34; en blanc et noir sont soulignées les trajectoires de foliation (fig. 34). Les traits gris épais soulignent : les petites zones de cisaillement anastomosées et la zone de cisaillement majeure d'Ifanadiana. Villes : Is : Isorana, F : Finarantsoa, R, Ranomafana, If : Ifanadiana.

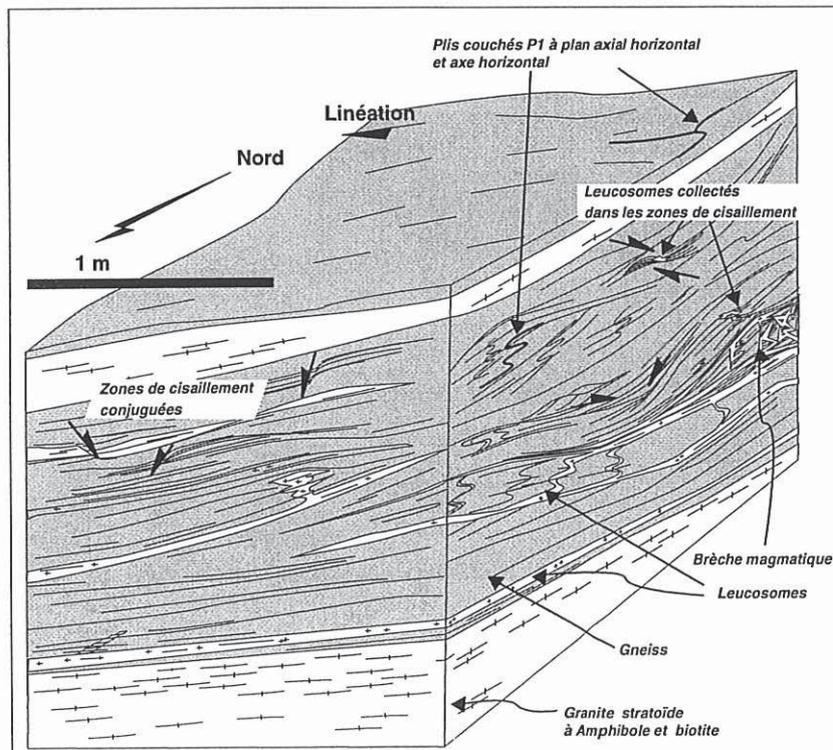


Fig. 36 : Bloc diagramme des structures à l'échelle du mètre dans le secteur A (fig. 33, Est de Finarantsoa), montrant un raccourcissement vertical et un allongement horizontal (Déformation en aplatissement).

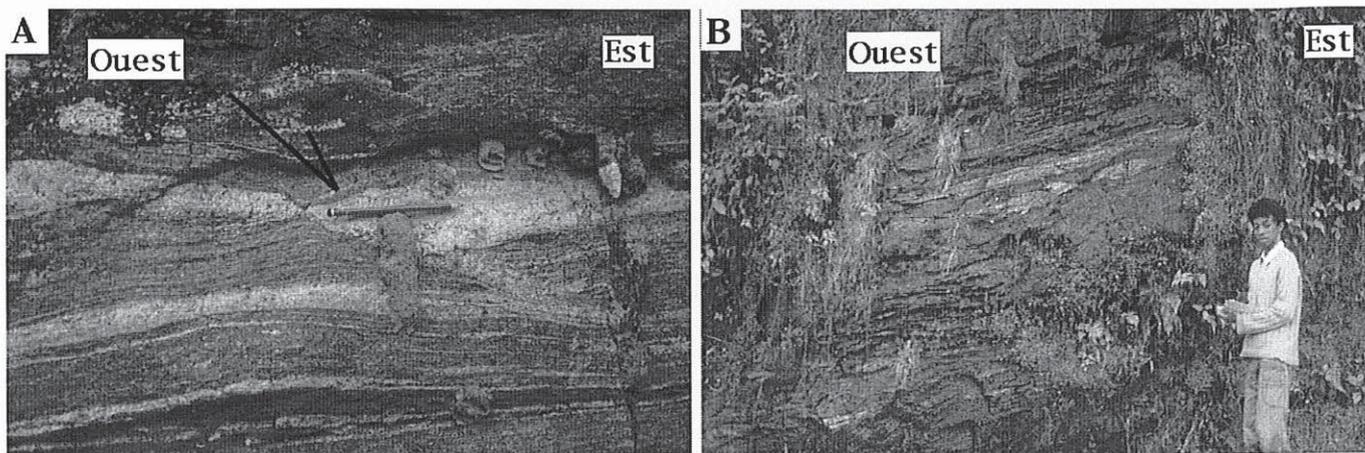


Fig. 37 : Structures D1 à l'échelle de l'affleurement : alternance de couches lithologiques aux épaisseurs variables et zones de cisaillement décimétriques. Sur A et B le plan d'observation est vertical et parallèle au plan XZ de l'ellipsoïde de déformation finie.

1. 2. Structures à grande échelle

Sur le terrain, les structures S1 sont soulignées par l'alternance des couches lithologiques aux épaisseurs variables (fig. 36). La structure planaire est parfois composée de "feuilletts" de minéraux de quelques millimètres d'épaisseur (fig. 37A). Au contraire, elle peut-être formée par l'alternance de bancs d'épaisseur métrique (fig. 37B), avec des contacts nets ou graduels entre des granites au sens large, granodiorites, syénites et des gneiss (fig. 36). Les linéations sont soulignées par l'alignement : des biotites, des amphiboles et par les quartz en rubans. Plus rarement, la direction d'étirement est soulignée par l'allongement des enclaves de gneiss ou de metabasites contenues dans les granites. Les structures S2 possèdent les mêmes caractéristiques : elles sont soulignées par l'alternance des lithologies transposées. La distinction entre les structures S1 et S2 est alors uniquement géométrique.

Les produits de la fusion partielle (migmatites naissantes, pegmatites, leucosomes et les brèches magmatiques) ont un développement synchrone avec les structures S1 et S2. En effet, les liquides magmatiques sont collectés parallèlement aux plans de foliation, S1 et S2 et dans les zones de cisaillement et les interboudins. Dans les granites stratoïdes horizontaux, soulignant la structure planaire S1, la déformation est contemporaine du stade magmatique avec des phénomènes de tuilage entre des feldspaths potassiques centimétriques. Elle évolue graduellement vers une déformation subsolidus franche caractérisant des orthogneiss. Il s'agit là de granites syntectoniques.

1. 3. Régime de déformation

Les structures S1 et S2 correspondent à des surfaces composites (compositionnal layering) avec une fabrique de forme de type $L < S$ ou $L = S$ (Flinn, 1965).

Les éléments structuraux associés à la déformation D1 sont des zones de cisaillement conjuguées, décimétriques et des plis couchés (P1). Les plis couchés P1 sont de différentes tailles (10 cm à 10 m); ils présentent des axes horizontaux le plus souvent orientés N 270, plus rarement N 240 (fig. 36). Les cisaillements conjugués décimétriques sont observés aussi bien dans les plans XZ

(fig. 37A) que YZ de l'ellipsoïde de déformation finie. La géométrie d'ensemble des foliations et des zones de cisaillement conjuguées, qui s'anastomosent, individualise des boudins plurimétriques. Ces deux géométries sont compatibles avec un raccourcissement vertical, un allongement horizontal Est-Ouest et une déformation en aplatissement (événement D1). Par contre, on peut s'interroger sur la mise en place des leucosomes et des granites stratoïdes qui sont horizontaux. Ils impliquent soit une ouverture verticale, en régime de "fracturation hydraulique" localement supérieur au raccourcissement vertical (Lucas et St-Onge, 1995; Cosgrove, 1997), soit une mise en place dans des plans verticaux réorientés durant la déformation D1, soit encore une composante de cisaillement précoce dans l'histoire de la déformation D1 en régime d'extension ductile (Nédélec et al., 1994, 1995).

Les plis P2 sont cylindriques, amples, métriques à kilométriques, à axe Nord-Sud horizontaux légèrement courbes (fig. 35A). Ces structures sont compatibles avec un raccourcissement Est-Ouest (événement D2). Dans les limites des cisaillements verticaux, ces plis P2 droits à plans axiaux verticaux et axes horizontaux deviennent serrés et isoclinaux. Dans les plans parallèles à la direction d'étirement (L2 : N 0, subhorizontale) et perpendiculaires à la foliation, les géométries sont régulières, sans figure asymétrique. La déformation est donc caractérisée par un raccourcissement horizontal Est-Ouest et un allongement horizontal Nord-Sud (événement D2).

2. Trajet Fianarantsoa-Ankaramena (Secteur B)

2. 1. Champ de déformation finie à petite échelle

Les images satellitales, correspondant à ce secteur, sont de qualité médiocre car les variations de relief sont importantes. La foliation majeure S1 est toujours orientée N 20, pentée de 20 à 40° vers l'Ouest (fig. 38). A petite échelle, le plan S1 caractérise toujours des alternances de rampes et de plats facilement identifiables dans le paysage (fig. 39B). Localement, la foliation S1 forme des plis kilométriques (P2) droits, ouverts, d'axe horizontal Nord-Sud. Les linéations L1 sont orientées N 250, plus ou moins pentées vers l'Ouest. Un autre groupe de linéation est orienté N 210; nous considérons que ce deuxième type de linéation d'étirement appartient à l'épisode de déformation D2 (fig. 38). Par contre sur le secteur B, nous n'avons pas identifié de zone de cisaillement verticale de grande taille (>3 km de large).

2. 2. Structures à grande échelle

Les lithologies montrent les mêmes caractéristiques que dans le secteur A : des contacts nets entre des granites stratoïdes et des gneiss, (fig. 39B). Les granites stratoïdes sont peu épais par rapport à leur extension dans le plan horizontal; ils constituent donc de véritables "feuilletts". Par rapport au secteur Nord, les niveaux d'amphibolite et de gneiss amphibolitique sont plus nombreux. Plus structurés que les autres lithologies, ils sont souvent complètement intrudés de leucosomes

associés à la déformation D1. Les liquides magmatiques peuvent alors se localiser dans des interboundins symétriques (fig. 39A). Dans cette région la fusion conserve donc un caractère syntectonique.

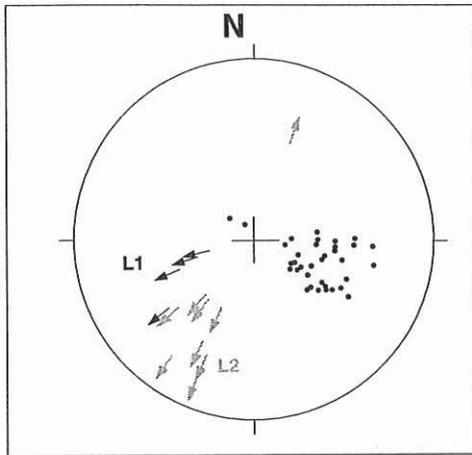


Fig. 38 : Pôles des foliations S1 et direction des linéations (secteur B); projection conforme dans l'hémisphère inférieure. L1 = linéation en noir, L2 = linéation en gris. Les linéations L1 (N 250) sont progressivement réorientées et tansposées en linéation L2 (N 210).

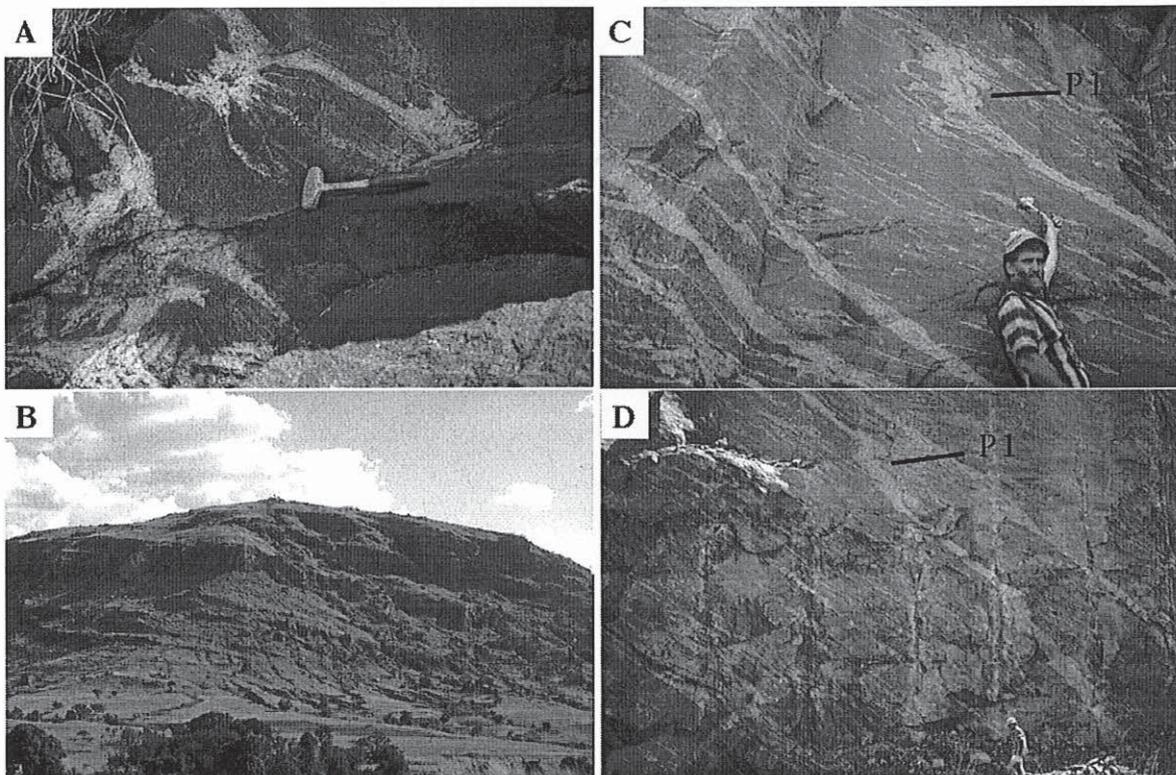


Fig. 39 : Structures D1 dans le secteur B (fig. 33). A : boudin symétrique dans les métabasites collectant les liquides silicatés. B : structures faiblement pentées (plan de foliation S1) soulignées par des granites stratoïdes (falaise) et leur encaissant gneissique (pente herbeuse). C et D : carrière d'Isaka à différentes échelles, montrant la géométrie des leucosomes parfois plissés (P1, cf. fig. 40). Ces photos correspondent au plan XZ. L'Ouest est situé à droite.

2. 3. Régime de déformation

Les structures D1 sont toujours planolinéaires ($L < S$ ou $L = S$, Flinn, 1965). On retrouve les plis couchés P1 avec des axes parallèles au plan de foliation S1 et d'orientation variable (N 220-N 270). Ces plis de taille variable (fig. 39C-D), bien visibles dans les plans YZ, sont cohérents avec un raccourcissement vertical. Ce dernier est aussi mis en évidence par des leucosomes perpendiculaires à S1 qui sont plus ou moins plissés (fig. 40). La déformation majeure (D1)

s'accompagne d'un allongement principal dans la direction Est-Ouest (L1). Localement, une autre famille de plis P1 avec des axes toujours parallèles à S1 et de même direction N 170-N 200 présente une asymétrie flanc long-flanc court en S. La déformation montre donc localement un caractère non-coaxial et l'asymétrie observée parallèlement à la direction d'étirement minérale est compatible avec un déplacement vers l'Ouest, également compatible avec de nombreux leucosomes mis en place dans des plans N 0 inclinés vers l'Ouest de 45° par rapport à S1 (fig. 40). Les quelques critères cinématiques observés indiquent alors un jeu normal (extension ductile) vers l'Ouest.

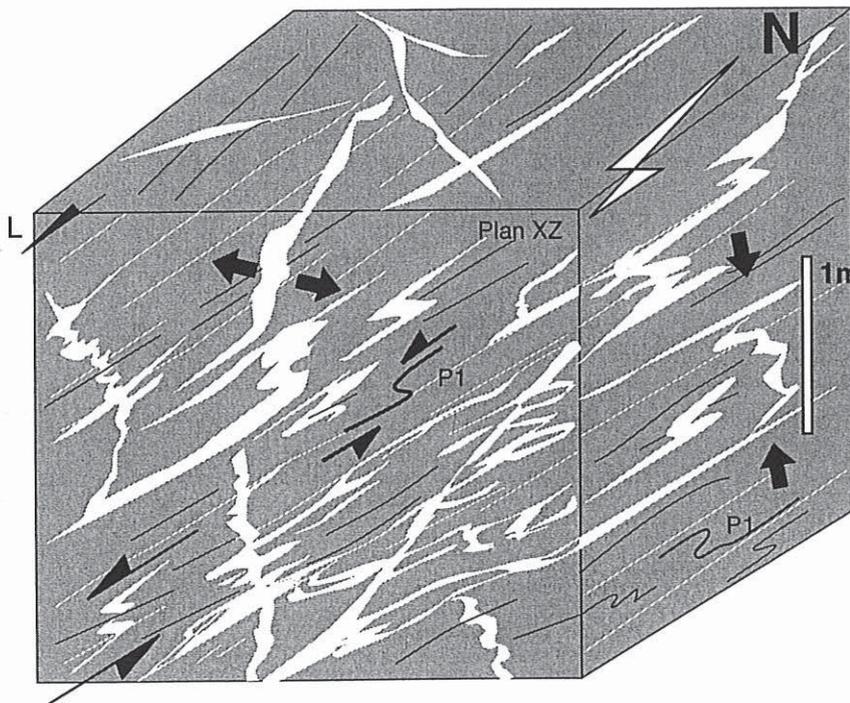


Fig. 40 : Bloc diagramme des structures à l'échelle du mètre dans le secteur B (carrière d'Isaka, correspondant aux images C et D de la fig. 39). Les gneiss migmatitiques sont représentés en gris, les leucosomes (à amphiboles) en blanc. Les structures (leucosomes et plis P1) sont compatibles avec un raccourcissement vertical et un déplacement vers l'Ouest (indiqués par les flèches noires).

3. Trajet Ankaramena-Zazafotsy-Ihosy (Secteur C)

3. 1. Champ de déformation finie à petite échelle

D'Ankaramena à Zazafotsy, on suit clairement la transposition du plan de foliation S1 par le plan de foliation S2 qui définit la limite de la zone de cisaillement majeure de Zazafotsy (figs. 41, 42, 43).

A Ankaramena, les structures S1 d'orientation N 0-N 20 sont pentées vers l'Ouest comme dans les secteurs A et B. Jusqu'à 20 km à l'Ouest d'Ankaramena, le plan S1 est faiblement plissé et forme des anticlinaux et des synclinaux (P2). Les structures P2 possèdent un axe horizontal courbe orienté N 0. Cette géométrie leur confère toujours, cartographiquement, des formes ovoïdes d'allongement Nord-Sud (fig. 41, région en dômes-et-bassins). Dans le paysage, ces plis P2 forment de véritables synclinaux perchés.

A l'approche de la limite de la zone de cisaillement, les plis P2 sont plus allongés. Ces plis kilométriques ouverts évoluent vers l'Ouest en plis serrés et déracinés. Dans ces zones, la foliation S1 orientée N 0-N 20 est complètement transposée en un nouveau plan S2 orienté N 170 et vertical.

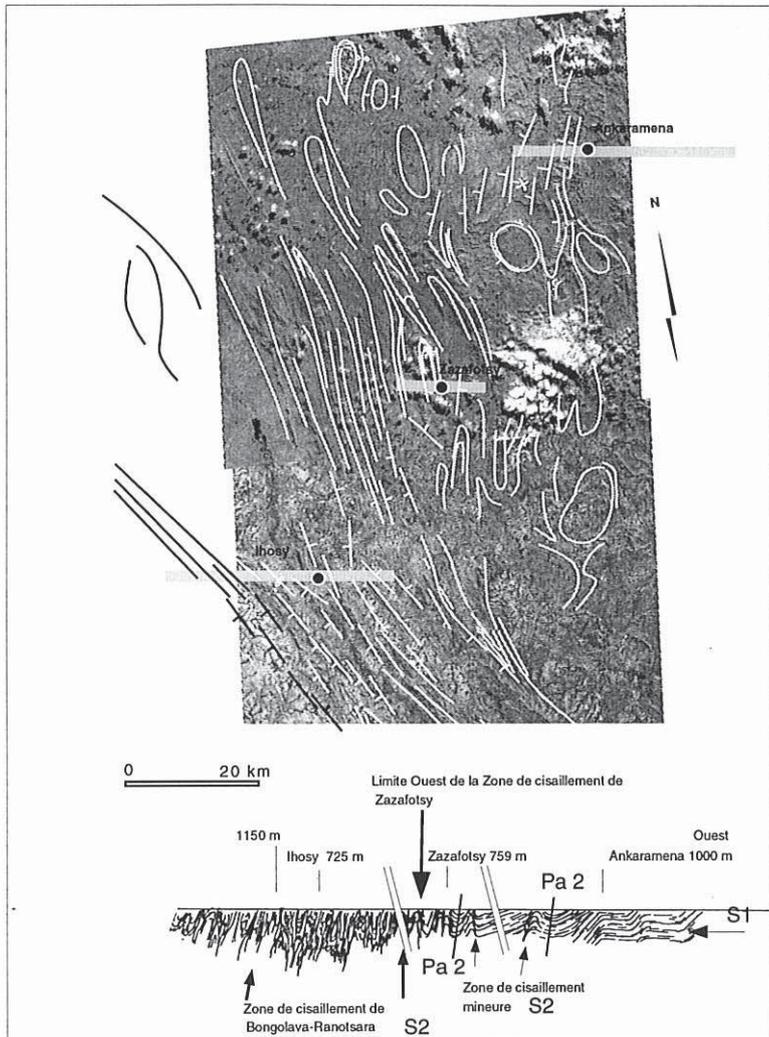


Fig. 41 : Image satellitale et trajectoires de foliation du Secteur C. Les coupes verticales Est-Ouest sont localisées par les traits gris épais. Pa2 : plan axial des plis P2. Sur ces coupes verticales, on observe le passage des structures S1 (peu pentées) aux structures S2 verticales associées aux zones de cisaillement mineures et majeures.

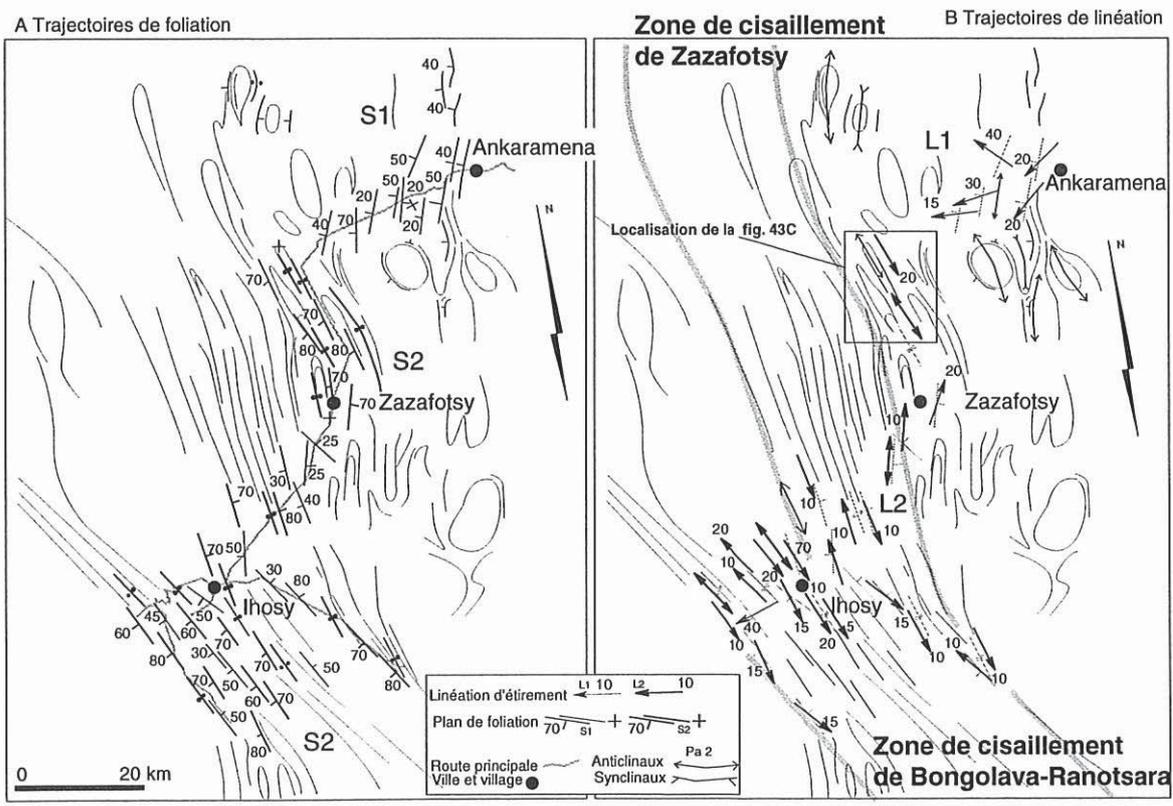


Fig. 42 A & B : Trajectoires de foliation et de linéation dans le secteur C. Les zones de cisaillement de Zazafotsy et de Bongolava-Ranotsara sont indiquées par les traits gris épais. On note sur ces images la transposition des structures D1 (S1 et L1) en structures D2 (S2 et L2). Pa2 : plan axial des plis P2.

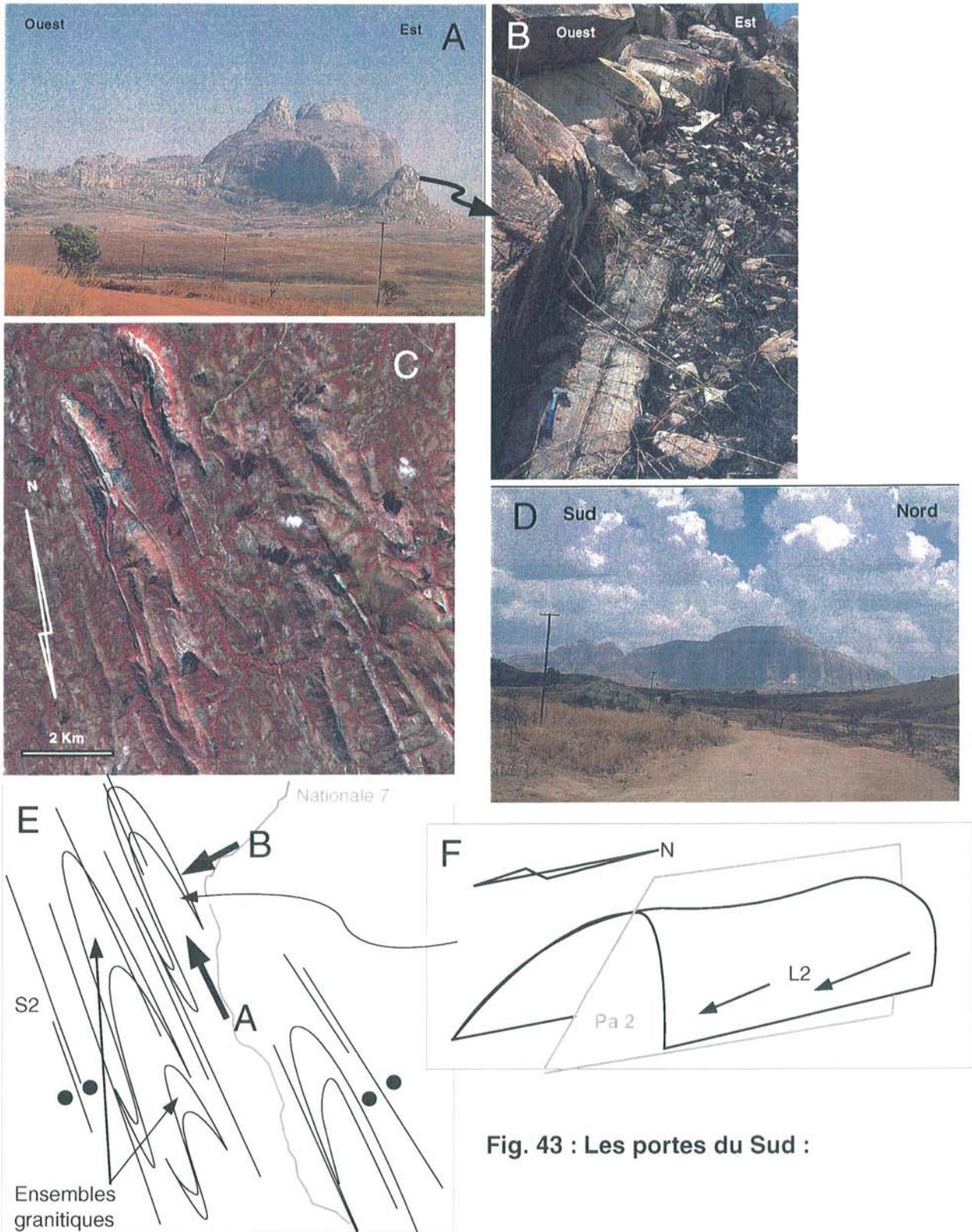


Fig. 43 : Les portes du Sud :

- A. Vue de la structure, dans un plan Est-Ouest, à partir du Sud.
- B. Vue de détail du flanc de la structure plissée (P2) transposé par S2 .
- C. Image satellitale d'une partie du secteur C, localisation sur la figure 42B.
- D. Vue de la structure, dans un plan Nord-Sud, à partir de l'Ouest.
- E et F. Interprétation des structures plissées. Pa2 : plan axial de pli P2.
- S2 : plan de foliation verticale. Les flèches indiquent les directions d'observation des images A et B.

Les linéations d'étirement L1 qui étaient jusque-là orientées N 270, dans la logique des régions Nord-Est, laissent place à des linéations L2 qui sont peu pentées et parallèles aux directions des plans S2. Les linéations minérales L2 sont donc de direction N 170 et inclinées de 10 à 20° vers le Nord ou le Sud (fig. 42).

Entre les villes de Zazafotsy et d'Ihosy, les plis kilométriques sont toujours droits, isoclinaux, quelquefois déracinés; ils possèdent des axes courbes peu pentés. Sur ce trajet, on traverse deux zones de cisaillement majeures : de Bongolava-Ranotsara et de Zazafotsy. La zone de cisaillement de Zazafotsy est soulignée par des orientations des plans S2, N 170, alors que la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara est soulignée par des plans S2 d'orientation N 140 (fig. 42).

3. 2. Structures à grande échelle

Sur le terrain, les plans de foliation S2 et S1 présentent des caractéristiques semblables. Ils sont soulignés par les mêmes types de minéraux et par l'alternance en niveaux parallèles des mêmes lithologies. Il n'y a pas de changement de texture des roches dans les zones de cisaillement. Les plans de foliation S2 sont toujours fortement pentés, régulièrement orientés (fig. 44), associés à des linéations d'étirement subhorizontales. Les linéations subhorizontales L2 sont soulignées par divers alignements de minéraux : biotites, amphiboles, sillimanites et par des quartz et des feldspaths potassiques étirés. Sur le trajet vers Ranohira, les foliations sont constamment pentées de 70 à 80° vers l'Ouest. Les structures d'Ihosy vers Ivohibe sont également très redressées (figs. 33, 44).

Dans le secteur C, les reliefs sont constitués par des collines de 500 m de hauteur et de plus de 5 à 100 km de long, parallèles aux structures tectoniques. A 5 km à l'Ouest d'Ihosy, on observe un dénivelé localisé entre la plaine (725 m) et le plateau de l'Horombe situé à 1150 m. Cette rupture de relief correspond à une série de failles verticales parallèles à la direction du cisaillement de Bongolava-Ranotsara (N 140).

Les leucosomes, dans ce secteur, conservent des caractères syncinématiques. Ils sont par exemple souvent collectés dans les zones de cisaillement ductiles (fig. 45). Dans les zones les plus migmatitiques, les structures ne présentent plus d'orientation planaire claire.

On observe dans les régions où S1 est peu plissée de rares interférences de plis de type II décimétriques; la trace du second plan axial de ces interférences est orientée N 0-N 5. Ces géométries pourraient résulter de l'interférence entre les plis P1 couchés, d'axe N 220-N 270 et de plan axial subhorizontal, et les plis P2 droits, d'axe N 0 et de plan axial vertical. Dans les domaines transposés par S2, ces structures disparaissent.

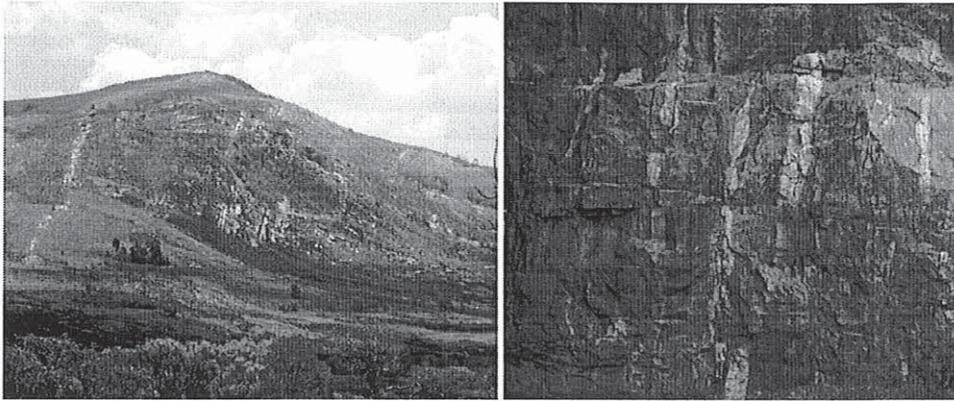


Fig. 44 : Structures S2. A gauche : barres de leptynites verticales (S2, route Ihosy-Ivohibe), à droite : carrière d'Ihosy. La transposition tectonique est importante. Les leucosomes, en blanc dans des paragneiss migmatitiques, sont boudinés. La structure S2 est verticale. E. Pili donne l'échelle. Les deux photos correspondent au plan ZY.

3. 3. Régime de déformation

Les structures S2, associées aux deux cisaillements majeurs, sont comme les structures S1 des tectonites de type L-S (Flinn, 1965).

Au sein du cisaillement de Zazafotsy on n'observe pas, à petite échelle, de déflexion asymétrique des foliations. A l'échelle du terrain, on remarque dans les niveaux basiques très transposés, des plis P2 isoclinaux de plan axial et d'axe verticaux associés au raccourcissement horizontal globalement Est-Ouest. Ces plis peuvent être déracinés; la transposition est importante mais on ne trouve pas de critères asymétriques. Les nombreux petits cisaillements sont conjugués et présentent des angles de 35 à 40° par rapport à la direction de la foliation générale S2. Ces structures sont également cohérentes avec un raccourcissement horizontal N 80, N 90 et un étirement horizontal N 170.

Sur images satellitales (fig. 41), la cinématique du cisaillement de Bongolava-Ranotsara est senestre, soulignée par la déflexion des foliations S2 des cisaillements de Beraketa et de Zazafotsy. Sur le terrain, on remarque, dans la même logique, des boudinages qui dépassent la dizaine de mètres et des géométries de plis transposés. On observe, par exemple, des plis (P2) d'une dizaine de mètres d'amplitude, cylindriques, à plan axial N 105, 30°O. Ils sont transposés vers l'Est ou l'Ouest, montrant alors des plans axiaux N150, 70°O puis verticaux. Ces structures résultent d'une déformation non-coaxiale senestre. A plus grande échelle, on observe localement des plis déracinés ainsi que des filons leucocrates verticaux N 120, compatibles avec une cinématique senestre (fig. 45). Ces critères sont rares et la géométrie d'ensemble est le plus souvent caractérisée par l'homogénéité et la symétrie des structures. Le cisaillement de Bongolava-Ranotsara est un décrochement de type senestre où la composante en raccourcissement horizontal Est-Ouest est importante, caractéristique d'une **zone de cisaillement transpressive** (Robin et Cruden, 1994).

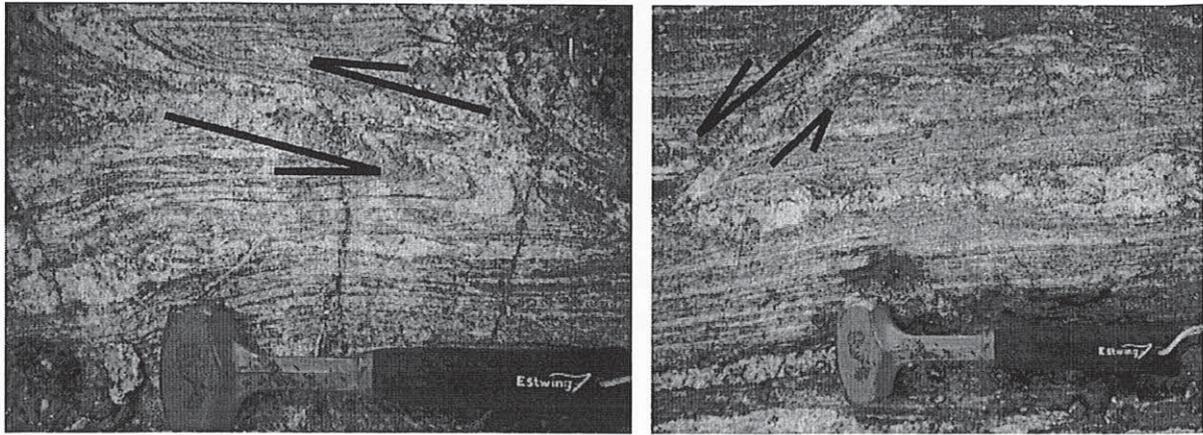


Fig. 45 : Structures à l'échelle de l'affleurement (zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara), observées dans un plan horizontal. A gauche, pli d'entraînement déraciné indiquant une cinématique senestre, observée parallèlement à la direction d'étirement (plan XZ). La zone de cisaillement collecte un liquide magmatique. A droite, zone de cisaillement inclinée de 45° sur la foliation S2, toujours compatible avec une cinématique senestre et collectant encore un liquide magmatique (plan XZ).

4. Région Sud-Ouest : de Beraketa à Ejeda (Secteur D)

4. 1. Trajectoires de foliation

Dans tout le secteur Sud-Ouest, les foliations sont extrêmement pentées, souvent verticales (figs. 46, 47). D'Est en Ouest les trajectoires de foliation présentent les caractéristiques suivantes:

Au sein du cisaillement de Beraketa, les structures S2 sont régulièrement orientées et verticales. Sur le trajet Nord-Sud (Ihosy-Benato-Beraketa) qui suit du Nord vers le Sud cette structure majeure sur plus de 100 km, les foliations S2 sont toujours orientées N 0, 90°.

En direction de l'Ouest, dans le domaine en dômes-et-bassins adjacent, les foliations sont également verticales. Le passage zone de cisaillement/zone en dômes-et-bassins ne correspond pas à de brutales variations des pendages des structures S1 aux structures S2, comme c'était le cas entre Ankaramena et Zazafotsy. Il est donc parfois difficile de distinguer les structures S2 des structures S1. A l'intérieur de la zone en dômes-et-bassins, les structures S1 peuvent être marquées par des pendages faibles (fig. 49), inférieurs à 20°. Ces variations de pendages des plans de foliation S1 soulignent des plis kilométriques P2 complexes. Associées aux plis kilométriques P2 soulignés par S1, se développent une foliation S2 de plan axial vertical et une linéation d'intersection. Les plis P2 dans ce domaine montrent des plans axiaux verticaux et des axes plus ou moins courbes. L'intersection entre les trajectoires de foliation et le plan horizontal souligne des géométries ovoïdes qui sont allongées suivant deux directions principales N 10 et N 90 (fig. 46). Ces plis sont parfois plus complexes et présentent des géométries en champignon (Au Nord et à l'Est du village de Bekily, fig. 48). Ces figures d'interférence de type II ont un deuxième plan axial vertical orienté N 0-N 90. Les trajectoires de foliations soulignent aussi des géométries d'interférence de type III (figs. 25, 48) dont le dernier plan axial est également orienté N 0, 90°.

Dans les limites du cisaillement d'Ampanihy, les plans de foliation S2 sont verticaux. Ces plans sont disposés de manière plus irrégulière que dans les zones de cisaillement précédemment décrites. Les géométries des plans de foliation sont perturbées au voisinage des massifs

Fig. 46 : Trajectoires de foliation, secteur D (fig. 33).

- (1). Foliations S1 et S2 indifférenciées.
- (2). Terrains sédimentaires.
- (3). Terrains volcaniques.
- (4). Massifs anorthositiques.
- (5). Failles majeures.

Les traits gris pleins représentent la trace des plans axiaux P2 (N10-N90). Les traits gris en pointillés correspondent aux traces des plans axiaux secondaires des interférences de pli de type II.

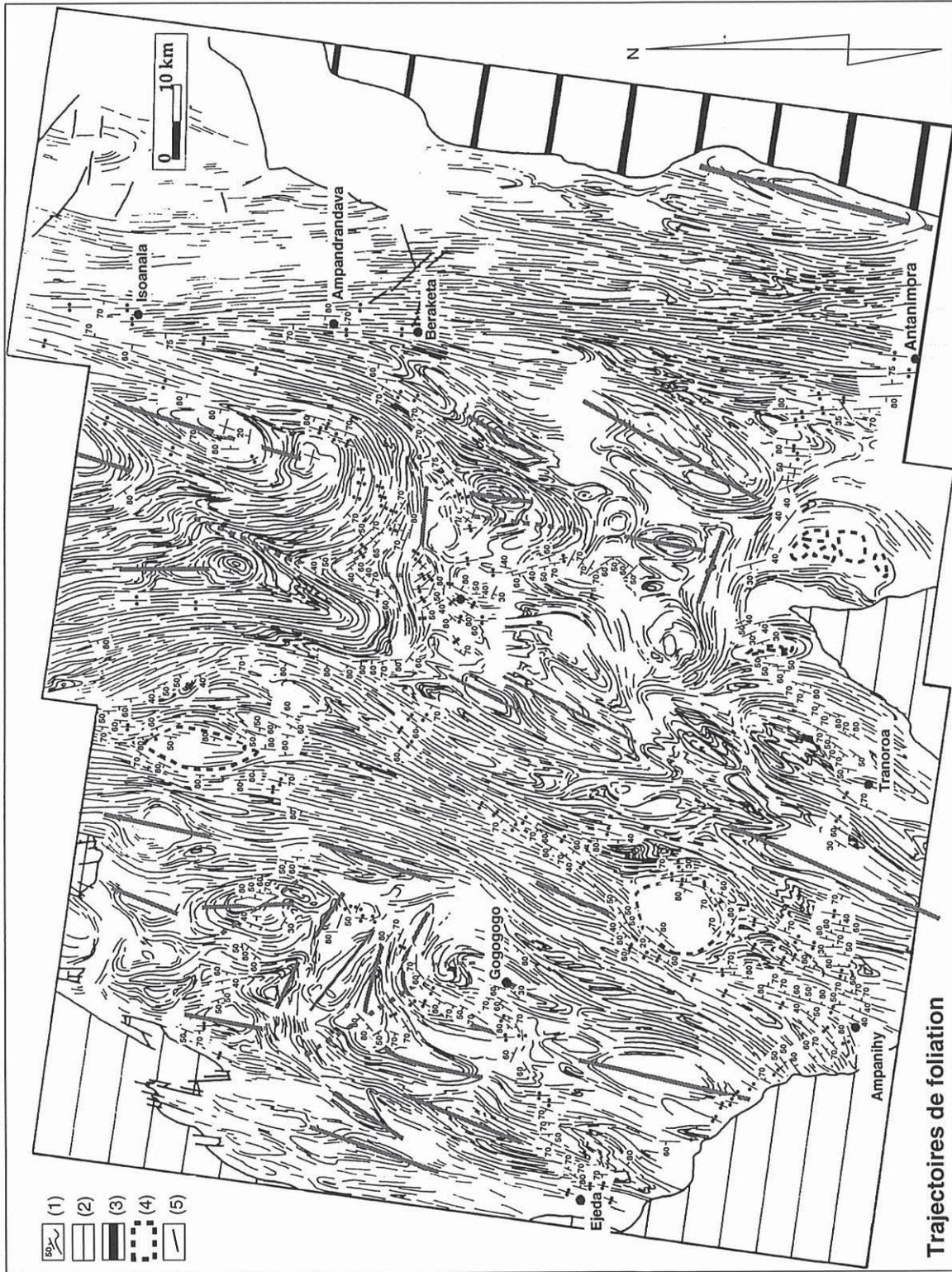
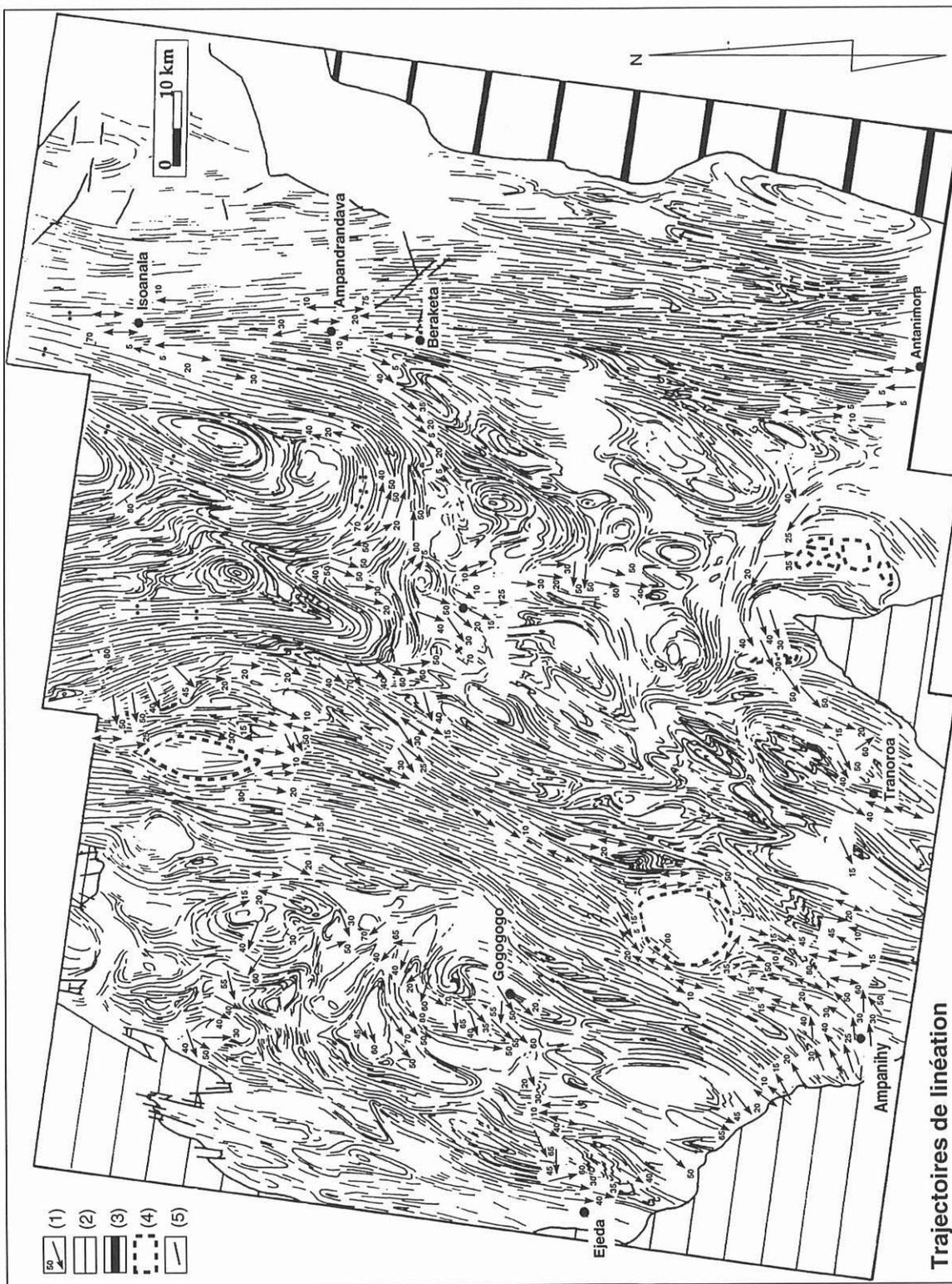


Fig. 47 : Trajectoires de linéation, secteur D (fig. 33).

- (1). Linéations L1 et L2 indifférenciées.
- (2). Terrains sédimentaires.
- (3). Terrains volcaniques.
- (4). Massifs anorthositiques.
- (5). Failles majeures.



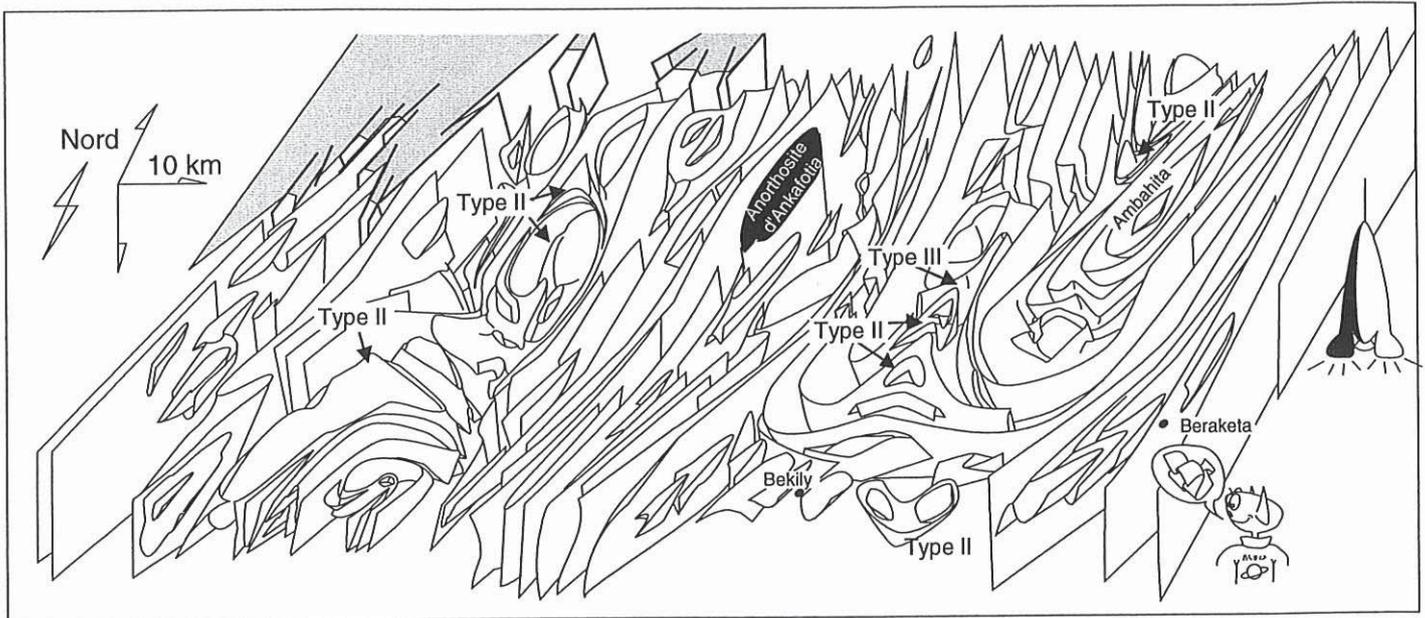


Fig. 48 : Bloc diagramme du secteur D, montrant la géométrie des structures dans l'espace, à trois dimensions. Traits fins : foliations S1 & S2, traits épais : plans de faille. En gris sont représentés les terrains sédimentaires

anorthositiques. Sur la bordure Nord-Est de ce cisaillement, les structures sont à vergence Ouest, de 40 à 70°, alors que sur la bordure Sud-Ouest, la vergence est au contraire vers l'Est de 40 à 70°.

A l'Ouest du cisaillement d'Ampanihy, le domaine en dômes-et-bassins montre également des structures très verticales. Le passage zone de cisaillement (S2) au domaine en dômes-et-bassins (S1) ne peut être précisément caractérisé que par images satellitales. Le pendage des foliations S1 et des plans axiaux des plis est souvent de 60 à 80° vers l'Ouest. Les plis kilométriques P2 présentent des axes courbes plus plissés que dans le domaine en dômes-et-bassins précédent. Localement, les foliations S1 sont moins inclinées (20 à 40°) mais aucune foliation horizontale sur plusieurs dizaines de mètres n'est remarquée. Les plis P2 ovoïdes présentent toujours deux orientations de plans axiaux : N 10, 90° et N 100, 90°. L'arrangement des foliations est parfois triangulaire, "en point triple" (Bouhallier et al., 1993, 1995; Chardon et Choukroune, 1996), présentant cette fois-ci des pendages très redressés. Ce sont les mêmes formes de plis que l'on trouve plus à l'Est mais qui évoluent en géométries plus serrées. Les interférences de plis sont complexes, elles présentent un deuxième plan axial orienté N 135. Les interférences de type III de l'Est ne sont plus visibles. La logique de ces interférences est toujours compatible avec la succession des plis couchés P1 d'axe N 270, et des plis droits P2 d'axe horizontal N 0.

Aux limites Est du cisaillement d'Ejeda (fig. 46), à l'Est de la localité d'Ejeda comme à l'Est de celle de Soamanonga (la position des localités est rappelé dans la fig. 33), les structures S1 sont transposées dans des plans S2 orientés N 5 et verticaux.

4. 2. Trajectoires de linéation

Dans ce secteur, les linéations dominantes soulignées par les mêmes assemblages minéralogiques sont de deux types : (1) Les linéations L1 qui sont orientées N 80 à N 220 avec des plongements variables; (2) les linéations L2 qui sont subhorizontales orientées parallèlement aux structures S2, et qui sont plus rarement verticales ou de plus grande pente sur les plans S2. D'Est en Ouest, les linéations L1 et L2 présentent les caractéristiques suivantes :

-Au sein de la zone de cisaillement de Beraketa (fig. 47), les linéations d'étirement L2 sont régulièrement orientées et horizontales. Elles sont soulignées par des baguettes de sillimanites ou des quartz étirés au contact d'alignements de spinelles . Elles peuvent être légèrement plus pentées, de 5 à 30° le plus souvent vers le Nord. D'Ihoso à Antanimora, elles sont également pentées vers le Nord, mais ponctuellement elles sont plus inclinées (60 à 80°).

-A l'Est, dans le domaine en dômes-et-bassins, les linéations minérales L1 sont souvent orientées autour de la direction N 220, pentées vers l'Ouest ou le Sud-Ouest de 20 à 60°(figs. 46, 49). Les linéations d'étirement L2 sont orientées autour de la direction N 5-N 10 et elles présentent un faible plongement (0 ou 10° Nord ou Sud). Les linéations L1 sont plus ou moins réorientées par la déformation D2. La réorientation est progressive à l'Ouest de la ville de Beraketa mais brutale à l'Est et l'Ouest de Tranoroa.

Dans les limites de la zone de cisaillement d'Ampanihy, on trouve des linéations subhorizontales L2 soulignées par l'allongement de rods de quartz. Ces linéations sont nombreuses notamment entre les anorthosites de Saririaky et d'Ankafotia. Les linéations sont par contre moins homogènes que dans le cisaillement de Beraketa. Au Sud de Saririaky, comme les plans de foliation, les linéations minérales d'étirement sont perturbées au voisinage du massif anorthositique. Sur les bordures, Nord-Ouest, Sud-Est et Sud-Ouest du cisaillement, on observe bien la transposition de la linéation d'étirement L1, de direction globale N 220 ou N 80, de plus grande pente sur la foliation S1, à une linéation L2 : N 5 subhorizontale, associée aux plans de foliation verticaux S2 (N 15).

A l'intérieur du domaine en dômes-et-bassins délimité par les zones de cisaillement d'Ampanihy et d'Ejeda, la linéation d'étirement L1 présente un fort plongement, presque de plus grande pente, sur les plans de foliation. Elle interfère toujours avec les directions d'étirement L2. La transposition de L1 en L2 est visible, par exemple, à l'Est et l'Ouest du village d'Ejeda. A l'Est de cette localité, on rencontre la bordure Sud-Est de la zone de cisaillement d'Ejeda où l'on passe de linéations L1 (Est-Ouest) à des linéations L2 (Nord-Sud), pentées vers le Sud de 30 à 50°.

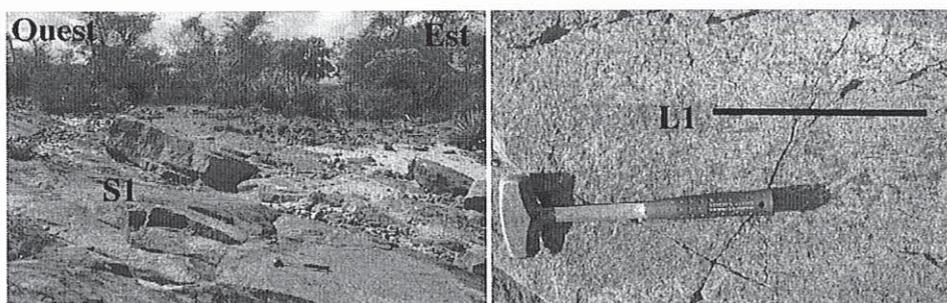


Fig. 49 : Structures D1 à l'échelle de l'affleurement dans le domaine en dômes-et-bassins entre les zones de cisaillement de Beraketa et d'Ampanihy (Secteur D, Sud-Est du village de Bekitro, fig. 33) : plan de foliation S1 et linéation L1 Est-Ouest associée. La photo de droite est une vue de détail du marteau de la photo de gauche (plan XY).

4. 3. Régime de déformation du cisaillement de Beraketa

Sur les images spatiales, on ne trouve pas de déflexion des foliations indiquant clairement une cinématique dextre ou senestre. A l'échelle du terrain la fabrique de forme des roches, dans la zone de cisaillement de Beraketa, est de type $L = S$ (Flinn, 1965); les critères cinématiques indiquent une déformation non-coaxiale et une cinématique dextre (fig. 50B-D). Ces asymétries sont soulignées par des cisaillements métriques, des structures boudinées (fig. 50D), des plis d'entraînement en "S" parfois déracinés (fig. 50B), des géométries lenticulaires de l'ordre de la dizaine de mètres.

Parfois comme dans le cisaillement de Zazafotsy aucune cinématique claire n'est discernable. L'absence d'asymétrie (fig. 50C) peut être due au manque de contraste rhéologique, n'existant même pas entre des pyroxénites monominérales et des leptynites à dominante quartzofeldspathique (fig. 51). On peut aussi supposer qu'une transposition tectonique importante peut progressivement effacer toute asymétrie.

Au sein de la zone de cisaillement, il est possible de différencier deux familles de plis P2. Une famille de plis asymétriques, flanc long-flanc court, présentant des axes verticaux cohérents avec une cinématique dextre (fig. 50B et Rakotondrazafy, 1992). Une deuxième famille de plis, développés par plissement passif, témoigne d'un raccourcissement horizontal Est-Ouest (figs. 50A, 51, 52). Cette dernière montre des axes de pendages variés d'une position verticale à horizontale. Ces plis de tailles différentes (parfois kilométrique) sont associés à des plis d'ordre inférieur.

L'essentiel de ces géométries est compatible avec un raccourcissement Est-Ouest et un étirement Nord-Sud. C'est une zone de cisaillement en transpression (Robin et Cruden, 1994), qui associe décrochement dextre et aplatissement.

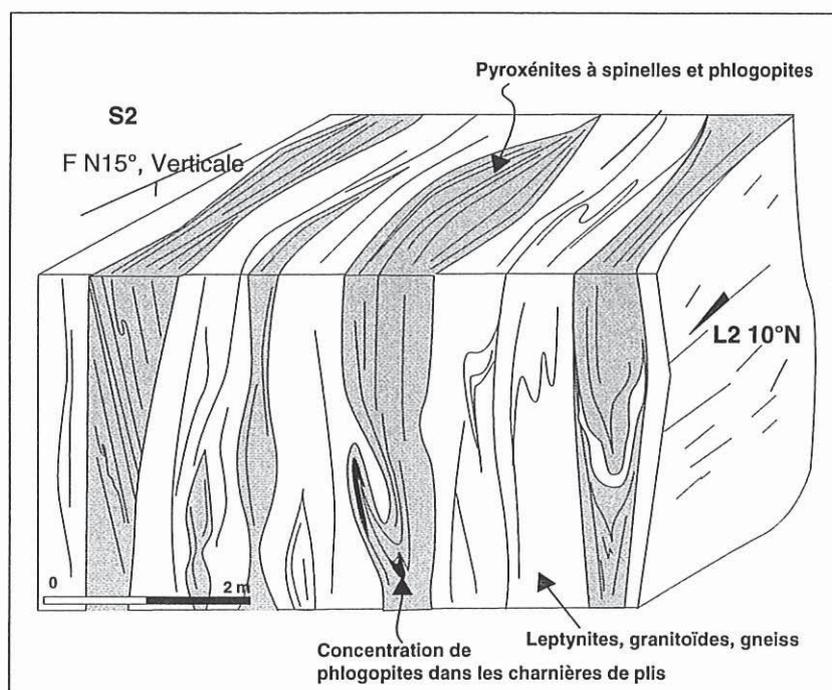


Fig. 51 : Structure d'échelle métrique dans la zone de cisaillement de Beraketa. Les structures sont boudinées à différentes échelles. La fabrique S2 est verticale. Nombreux plis à axes horizontaux et plans axiaux verticaux. On note l'absence de contraste de viscosité entre les pyroxénites et les leptynites.

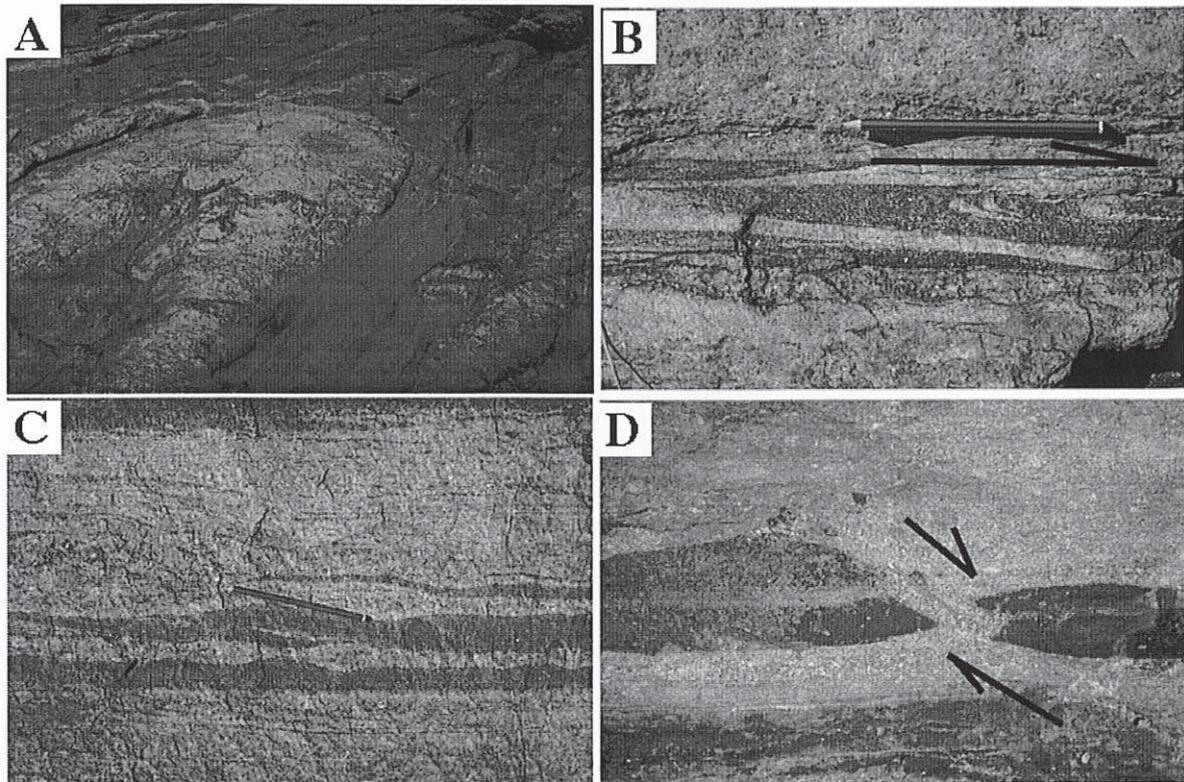


Fig. 50 : Structure à l'échelle de l'affleurement zone de cisaillement de Beraketa. Sur les différentes photos le plan d'observation est horizontal. A : Famille de plis P2 développés par raccourcissement horizontal (vue dans le plan horizontal, le plan axial du pli de direction N 20, et son axe sont verticaux (fig. 52). B : Deuxième famille de plis P2 d'entraînement (cinématique dextre) à axe vertical évoluant en pli déraciné sur ses flancs (plan XZ). C : Absence d'asymétrie. La structure des roches déformées est soulignée par le parallélisme entre plan de foliation S2 et l'alternance lithologique (plan XZ). D : zone de cisaillement dextre collectant les liquides silicatés (plan XZ).

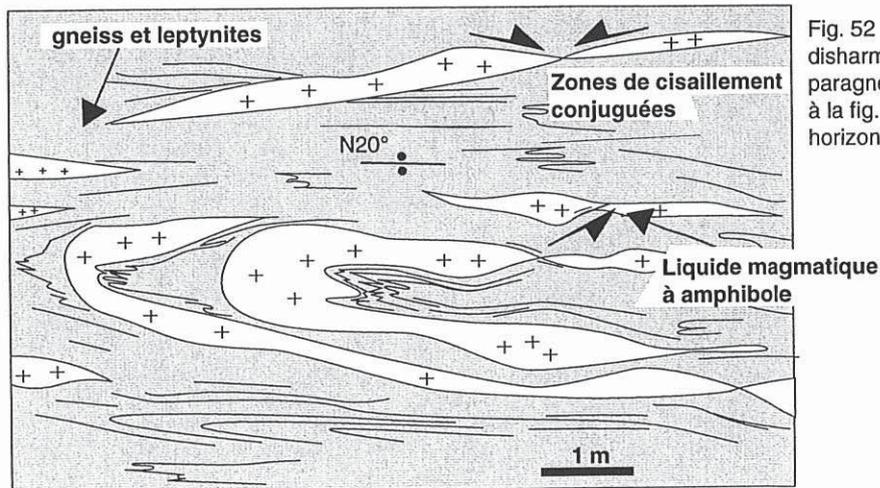


Fig. 52 : Plis P2 dissymétriques pincés et disharmonie entre les pegmatites et les paragneiss (Buckling). Ce pli correspond à la fig. 50A. Plan d'observation horizontal parallèle au plan XZ.

4. 4. Régime de déformation du cisaillement d'Ampanihy

Dans ce secteur les roches présentent le plus souvent une fabrique de forme de type $S=L$, plus rarement de type $L>S$ (Flinn, 1965). Comme c'est le cas pour le cisaillement majeur de Beraketa, il existe, dans les limites de la zone de cisaillement d'Ampanihy, une forte partition de la déformation (D2). On retrouve deux familles de structures qui sont compatibles soit avec un décrochement (senestre cette fois-ci) soit avec une déformation en aplatissement (raccourcissement Est-Ouest).

La composante en cisaillement simple est à l'origine des structures suivantes :

-Des zones de cisaillement décimétriques, des minéraux déformés de façon asymétrique (fig. 53B) mais aussi des plis d'entraînement P2, aux plans axiaux verticaux parallèles à S_2 , et qui possèdent des axes courbes. Parfois dans des coupes verticales N 90, on observe des structures fermées. Comme les plis P2 ont des axes courbes qui peuvent être parallèles aux linéations d'étirement, ces structures fermées peuvent représenter des coupes de plis en fourreaux. Ces critères cinématiques sont compatibles avec un décrochement senestre.

-A l'échelle des images spatiales, on n'observe pas de déflexion des foliations cohérente dextre ou senestre (Martelat et al., 1997). Le massif anorthositique du Sud de 8 km de diamètre est un des rares objets géologiques de Madagascar montrant, à cette échelle, un contraste de viscosité important entre un massif homogène de feldspaths peu déformés et un encaissant hétérogène gneissique transposé. Les trajectoires de foliation sont fortement perturbées autour de cet objet rigide. A la périphérie de l'anorthosite, on observe des régions qui sont le lieu de plissements isoclinaux, en gris clair sur la figure 54, et des zones très homogènes qui correspondent aux domaines de plus grande déformation, en gris plus foncé sur la figure 54. Cette géométrie est similaire à une structure d'enroulement décrite par Van Den Driessche et Brun, (1987), compatible avec une cinématique senestre.

La composante de déformation en aplatissement (cisaillement pur) est déduite des structures suivantes :

-Des plis P2 à axes verticaux ou horizontaux marqueurs d'un fort raccourcissement horizontal Est-Ouest (fig. 53D). Des critères cinématiques qui montrent des asymétries contradictoires, ainsi que de nombreuses zones de cisaillement conjuguées (fig. 53C). On observe également des formes très symétriques (fig. 53A), des structures de boudinage très symétriques et des leucosomes mis en place dans des plans perpendiculaires sur les plans de foliation (plans XY et ZY de l'ellipsoïde de déformation finie).

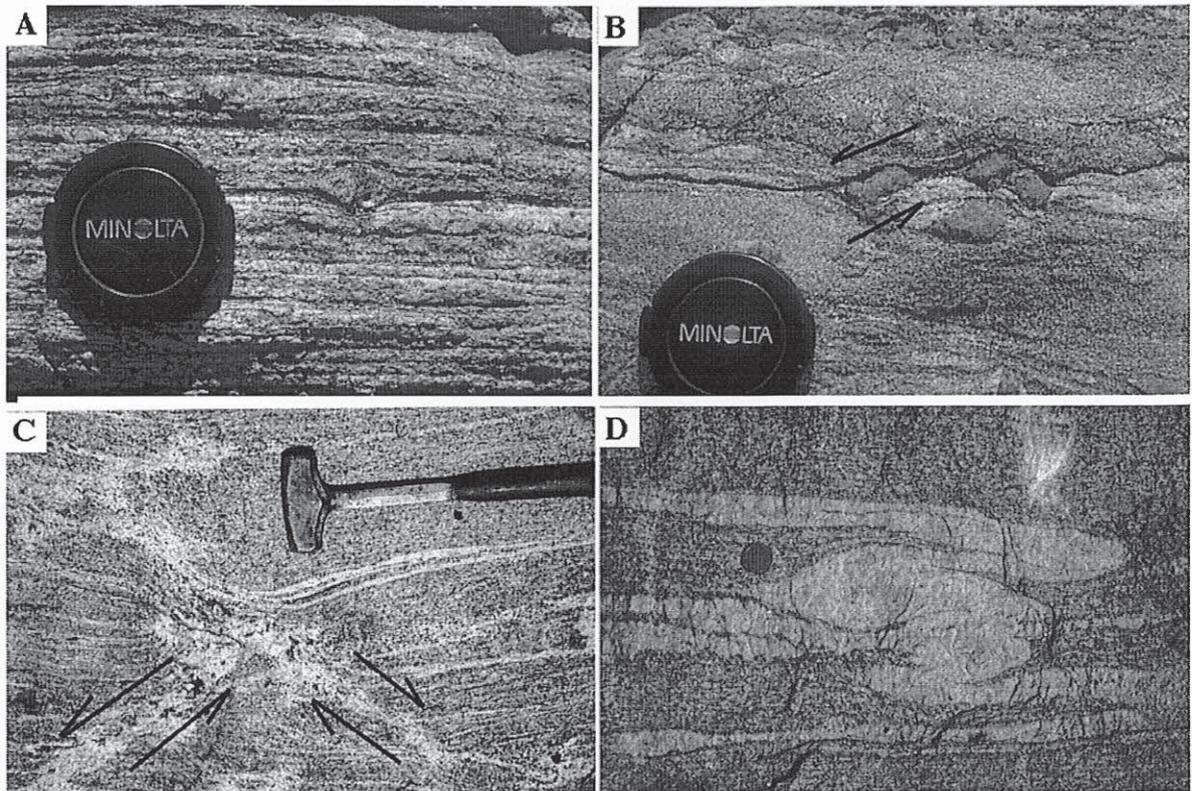


Fig. 53 : Mésostructures dans la zone de cisaillement d'Ampanihy. Toutes ces photos correspondent à une surface horizontale dans le plan XZ. A : Zone de déformation symétrique, avec au centre un grenat. B : Petites zones de cisaillement et grenats déformés dans la logique d'une cinématique senestre. C Zones de cisaillement conjuguées qui collectent les liquides magmatiques . D : Plis P2 à axes verticaux marqueurs d'un fort raccourcissement horizontal Est-Ouest.

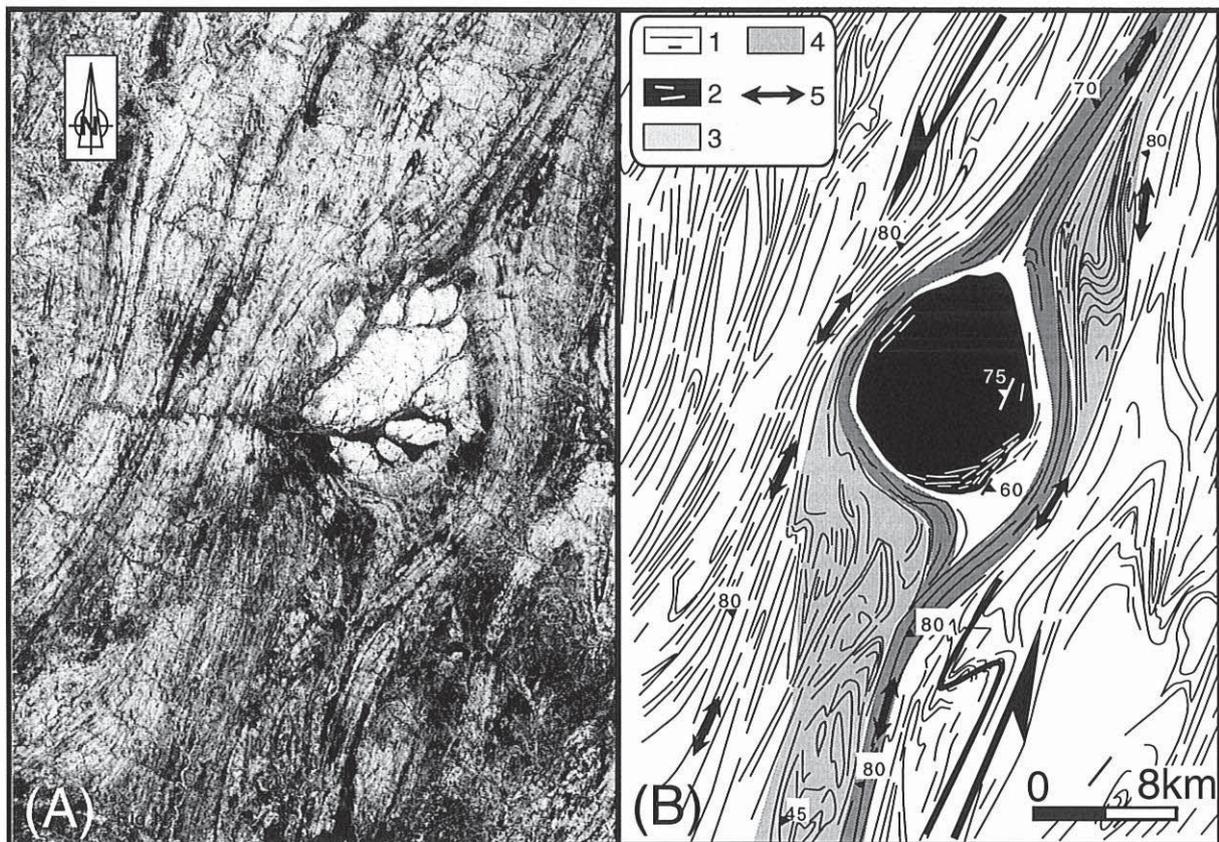


Fig. 54 : Structure d'enroulement d'échelle kilométrique. (A): Image satellitale avec au centre le massif anorthositique de Saririaky en blanc. (B): Trajectoires de foliation et interprétation proposée : (1)- plan de foliation S2, (2)- plan de foliation S2 dans l'anorthosite, (3)- zone de plus faible déformation et de plissement isoclinal passif, (4)- domaine de plus forte déformation, (5)- linéation d'étirement dominante L2. Cette structure est similaire à une structure d'enroulement dans un cisaillement senestre (Van Den Driessche et Brun, 1987).

Kilmer et Ducan (1990) suggèrent que les deux anorthosites du cisaillement d'Ampanihy sont le résultat d'un mégaboudinage dextre de 40 km de déplacement. L'hypothèse du mégaboudinage est compatible avec l'alignement des deux anorthosites au sein de la zone de cisaillement. Toutefois, aucun morceau d'anorthosite n'a été identifié entre Saririaky et Ankafotia, si ce n'est quelques éléments d'anorthosite de quelques décimètres dans la proche périphérie Nord de Saririaky. Rolin (1991), sur la base des géométries de plis d'entraînements et de nombreuses linéations d'étirement horizontales, propose que le cisaillement d'Ampanihy est un décrochement dextre. De Wit et al., (1993) suggèrent que les linéations horizontales sont uniquement des linéations d'intersection et que les linéations d'étirement sont toutes verticales. Ils interprètent cette zone comme le résultat d'un intense aplatissement dominé par du cisaillement pur associé dans un premier temps à un chevauchement crustal basculé par la suite dans une position verticale. Dans cette hypothèse, la géométrie des plans de foliation autour de l'anorthosite de Saririaky devrait être très symétrique, comme pour le grenat de la figure 53A. Les linéations d'intersection existent mais il s'agit de l'intersection entre la foliation S1 et le développement d'une nouvelle foliation S2 (de plan axial des P2). Les linéations L2 soulignées parfois par l'alignement d'amphiboles et de rods de quartz sont bien des linéations d'étirement; elles sont majoritairement horizontales même si, localement, elles peuvent être plus pentées jusqu'à atteindre la verticale.

Compte tenu de nos observations à petite et grande échelle, nous pensons qu'il existe dans les limites du cisaillement d'Ampanihy, comme dans celui de Beraketa, une forte partition de la déformation qui est, en plus, perturbée localement par des objets rigides. Cette déformation est associée incontestablement à une composante dominante de type coaxiale (cisaillement pur), elle-même compatible avec un raccourcissement horizontal Est-Ouest. La déformation est aussi accommodée par une composante localement non-coaxiale, associée à un décrochement senestre. On retrouve donc ici encore **une zone de cisaillement en transpression** (Robin et Cruden, 1994), où la composante en cisaillement pur est dominante.

4. 5. Géométrie des domaines en dômes-et-bassins

Au radier sur la Menarandra à Bekily, situé sur la bordure d'une structure fermée (fig. 55), on note des variations dans les asymétries des plis P2. Vers le Sud, les géométries S1 sont globalement très transposées dans un plan S2 vertical ou à fort plongement Sud-Est. Localement, dans les zones où la foliation S1 est peu pentée, on observe des interférences de type I et II (fig. 56C-D). Les flancs des plis sont souvent boudinés (fig. 56B). Sur l'ensemble du radier, on note, à différentes échelles, la relation de plis : flanc long-flanc court en Z et S cohérente avec l'alternance de synformes et d'antiformes à axes le plus souvent orientés N 225 et plongeant de 15 à 30° vers Sud avec des plans axiaux parallèles à la foliation générale. Les géométries en S sont les plus nombreuses et de part leur répartition, sont interprétées comme des plis d'ordre inférieur associés à un synclinal P2 kilométrique (fig. 55). Notons qu'une brèche migmatitique de plusieurs mètres, concordante avec la foliation, étirée et boudinée, souligne le caractère syncinématique de la fusion partielle omniprésente (fig. 56A).

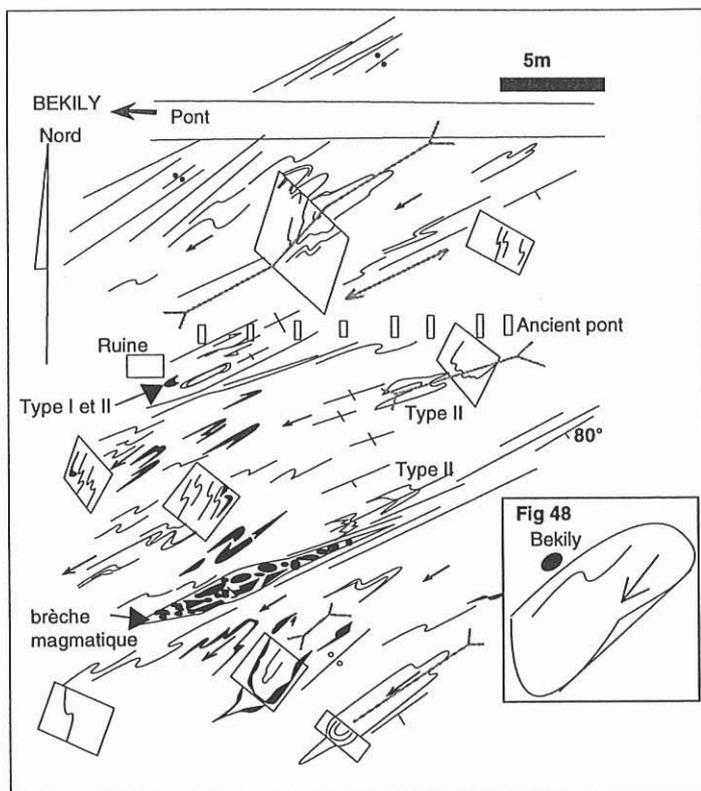


Fig. 55. Radier de Bekily, sur le Ménarandra montrant la structure d'un pli P2 (synclinal kilométrique) et des plis d'ordre inférieur qui lui sont associés. Ce pli P2 est donc un synclinal développé par plissement passif.

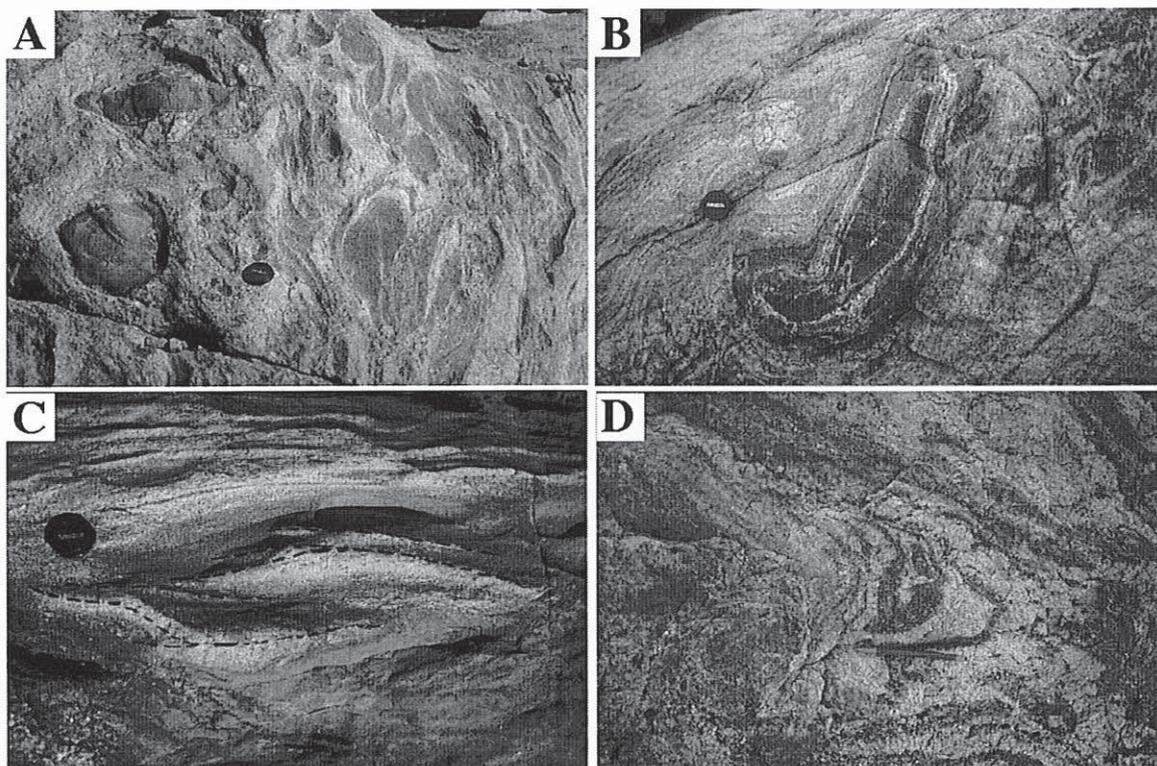


Fig. 56. Structures à l'échelle du terrain, zone en dômes-et-bassins entre les zones de cisaillement de Beraketa et d'Ampanihy. A : Brèche magmatique (type "poudingue") avec des éléments de pyroxénites arrondis plus ou moins déformés, parallèles au plan de foliation sur la droite (plan horizontal). B : boudinage dans les flancs des plis P2 (plan vertical) C : Structure en "patte d'oie" visible dans les zones les moins plissées. D : Interférence de type II visible dans les domaines les moins transposés. C et D sont des vues dans le plan horizontal.

En se rapprochant du cisaillement d'Ampanihy, ces plis P2 deviennent plus transposés. A l'Ouest du village de Tranoroa, sur un radier de la rivière Menarandra, on observe à différentes échelles de nombreux plis P2 présentant des asymétries en S plus ou moins transposées qui sont des plis d'ordre inférieur associés à un synclinal kilométrique (figs. 57, 58A-B). Ces plis sont à plans axiaux verticaux. Les axes des plis sont courbes, le plus souvent pentés vers le Sud-Ouest de 30°. Les zones les moins transposées sont caractérisées par une foliation S1 horizontale. Dans ces domaines, on observe des interférences de plis de type III (fig. 58C-D). Dans ces secteurs préservés de la déformation, on observe une schistosité de crénulation S2 de plan axial très redressé (fig. 57) mais, comme dans les régions précédentes, on ne note pas de variation des minéralogies entre les deux types de structures planaires S1 et S2.

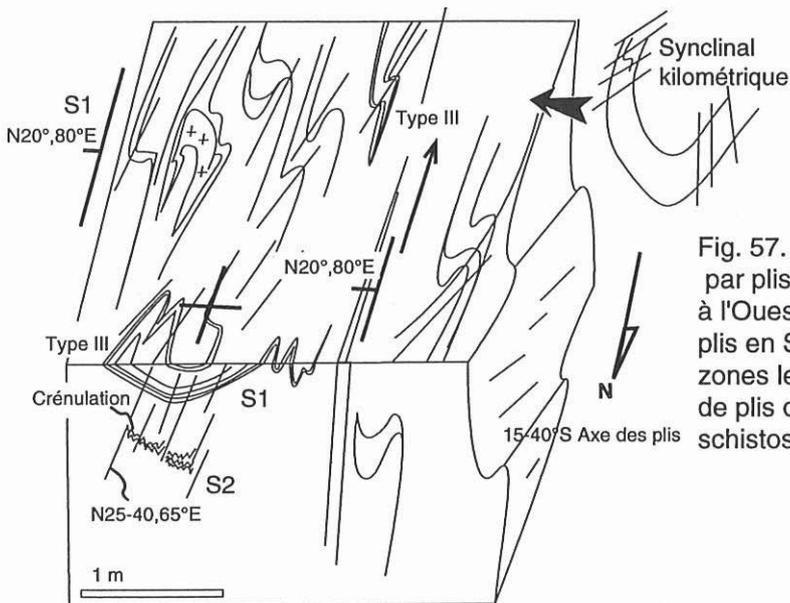


Fig. 57. Détail du flanc d'un synclinal développé par plissement passif. Radier sur la Ménarandra à l'Ouest de Tranoroa. La foliation S1 souligne des plis en S d'ordre inférieur. Localement, dans les zones les moins transposées des interférences de plis de type III sont visibles (fig. 58C), ainsi qu'une schistosité de crénulation S2 de plan axial.

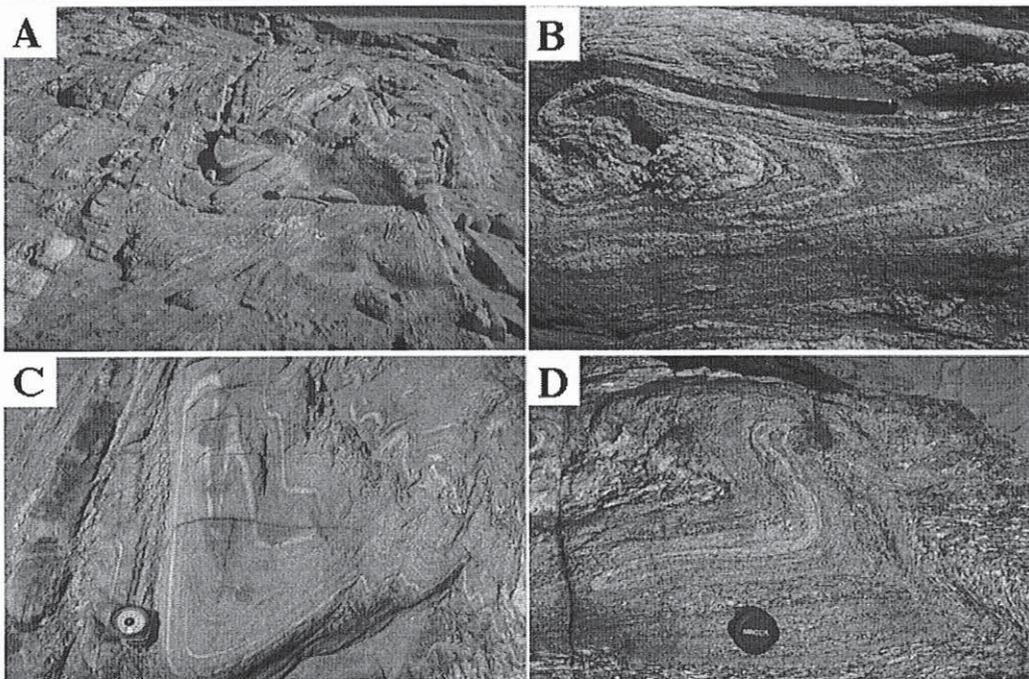


Fig. 58 : Structures à l'échelle du terrain : zone en dômes-et-bassins proche de la limite Est de la zone de cisaillement d'Ampanihy. A & B : plissement passif des plans de foliation S1 à différentes échelles donnant des plis d'ordre inférieur présentant des asymétries en S (vue dans le plan horizontal). C & D : Interférences de type III qui sont le résultat de la succession des plis P1 à plan axial horizontal et axe N 90 et des plis P2 à plan axial vertical et axe horizontal Nord-Sud (vue dans le plan horizontal).

Dans les zones en dômes-et-bassins nous avons observé, sur les flancs des plis kilométriques, des boudinages à différentes échelles et de petites zones de cisaillement conjuguées dans les plans verticaux perpendiculaires à l'allongement des plis (fig. 59A-B). Dans les plans horizontaux parallèles à l'allongement des plis, la géométrie est symétrique avec des zones de cisaillement conjuguées (fig. 59C- D). Ces géométries associées à la formation de ces plis soulignent un raccourcissement horizontal important.

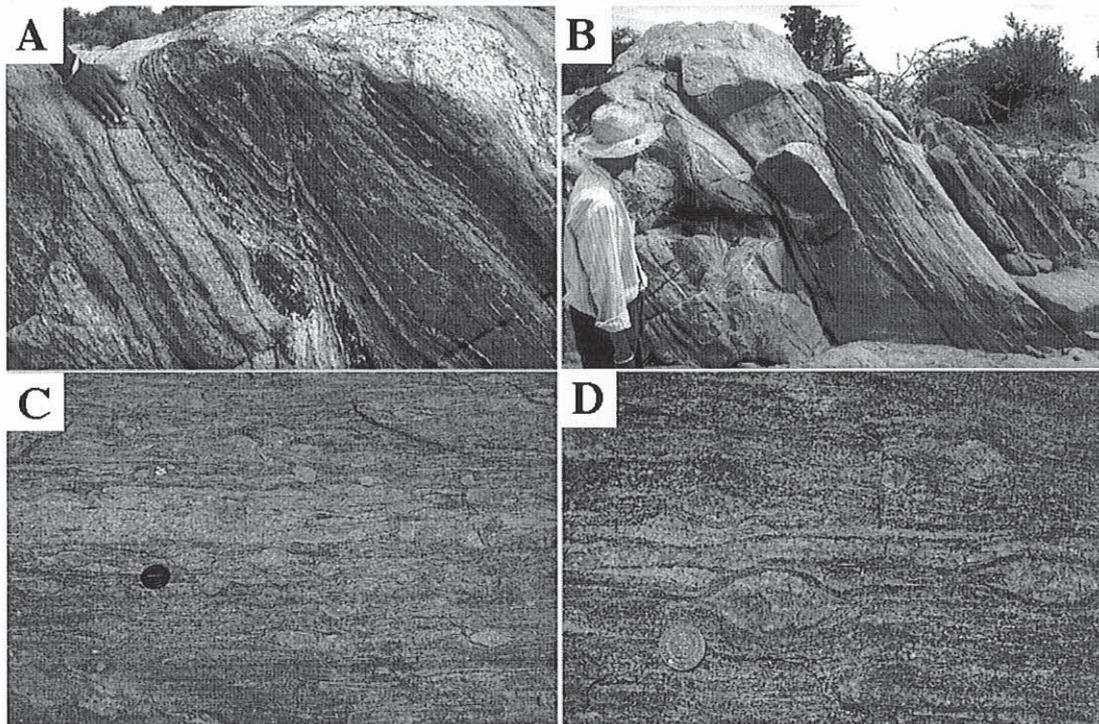


Fig. 59 : Structures à l'échelle du terrain : zone en dômes-et-bassins entre les zones de cisaillement d'Ampanihy et d'Ejeda. A et B plan perpendiculaire à l'axe des plis kilométriques et parallèles à la direction d'étirement (L1). A : zone de cisaillement. B : Boudinage d'échelle métrique. C & D plans parallèles à l'axe des plis et perpendiculaires à L1. Les structures à différentes échelles sont symétriques, marquées par l'alternance de gneiss migmatitiques plus ou moins leucocrates.

4. 7. Origine des domaines en dômes-et-bassins

Les structures fermées des domaines en dômes-et-bassins peuvent résulter de sections de trois types de structures : (1) diapirs (Brun, 1983a et b), (2) plis en fourreau (Quinquis et al., 1978; Goscombe, 1991; Shackleton, 1993), ou (3) de plis superposés (Wilbert Kehelpannala, 1991, Chetty et Murthy, 1993).

Les structures diapiriques, communes aux domaines thermiquement amollis, sont identifiables sur de nombreux marqueurs tectoniques : variation importante de la déformation finie, forts gradients de déformation aux interfaces, direction d'étirement radiale, trajectoire de foliation en point triple (Brun, 1983a et b). Dans les domaines en dômes-et-bassins l'activité migmatitique est intense avec parfois des localisations d'ensemble lithologique homogène dans les structures fermées (fig. 26). De plus les foliations dessinent parfois des formes triangulaires en point triple où elles sont fortement inclinées, parfois verticales et associées à des linéations très pentées (figs. 46, 47, 48). Par contre, nous n'avons pas déterminé de forte variation de la déformation finie, la fabrique des roches est homogène de type $L < S$ ou $S = L$, mais jamais de type $L > S$ (constrictive), même dans ces zones en point triple. Ces géométries en point triple n'ont jamais de symétrie

comme c'est le cas des domaines structurés par une tectonique gravitaire (Bouhallier et al., 1993, 1995; Chardon et Choukroune, 1996). Si des lithologies sont concentrées dans les structures fermées, ce n'est pas une règle générale et nous n'observons pas d'interfaces équivalentes à celles des domaines diapiriques (granite/roches encaissantes). Dans les domaines en dômes-et-bassins, n'existent donc pas les marqueurs typiques d'une tectonique gravitaire verticale.

L'hypothèse des plis en fourreau est compatible avec l'importance de la déformation à Madagascar, l'étirement vertical observé dans les domaines en dômes-et-bassins ainsi que les linéations d'étirement verticales ou de plus grande pente sur les flans des plis (Quinquis et al., 1978; Cobbold et Quinquis, 1980). Toutefois nous considérons que les linéations redressées associées aux plis P2 sont soit des linéations L1 réorientées qui n'ont plus la signification de linéation d'étirement, soit de nouvelles linéations cohérentes avec un étirement vertical local associé au développement de plis de type "multicouches". De plus des structures fermées de 10 km à 20 km de diamètre correspondraient à des plis en fourreau verticaux d'une longueur minimum de 50 km, dont la formation nécessiterait une déformation non-coaxiale homogène sur une épaisseur de croûte irréaliste. Nous n'avons pas trouvé sur le terrain les microstructures (non-coaxiales) qui devraient être associées avec un tel cisaillement. Les axes des plis sont courbes mais non parallèles aux directions d'étirements. La formation des structures fermées aux cours d'un seul épisode de déformation progressive en cisaillement simple ne semble donc pas possible. Ces géométries des domaines en dômes-et-bassins pourraient seulement correspondre à des structures de plis en fourreau développées par des cisaillements horizontaux lors de la déformation D1 (extensive ou compressive avec des déplacements de l'ordre de la 50 à 100 km) redressés par l'événement D2. On se rapproche alors d'une histoire tectonique polyphasée.

L'origine par plissements superposés des régions en dômes-et-bassins du protérozoïque et de l'archéen est souvent invoquée (Greiling et al., 1984; Snowden, 1984; Wilbert Kehelpannala, 1991, Chetty et Murthy, 1993). Les structures qui s'observent dans les domaines en dômes-et-bassins montrent la logique de structures en antiformes et en synformes à axes courbes associées à des plis d'ordre inférieur (10 m à 10 cm) et le développement de foliation S2 de plan axial. Ces domaines ont une géométrie compatible à différentes échelles avec la logique de raccourcissement Est-Ouest, observé depuis les secteurs Nord-Est (secteur A, B). Ce contexte global de raccourcissement est également cohérent avec l'aplatissement local sur les flancs des plis kilométriques. A l'échelle du terrain, on observe de nombreuses interférences de pli de type II ou III qui peuvent résulter de la succession des plissements P1 et P2 (Ramsay, 1967). Les plis P1 sont caractérisés (secteur A, B) par des plans axiaux horizontaux ou peu pentés (parallèles à S1) et des axes de pli qui sont variables entre deux directions principales N 0 et N 90. Les plis P2, globalement à axes horizontaux et plans axiaux verticaux Nord-Sud, reprennent les premiers plis P1. L'interférence entre ces P2 et les P1 à axe de pli N 0 produit des interférences de type III; l'interférence entre ces P2 et les P1 à axe de pli N 90 donne les interférences de type II (Ramsay, 1967). On trouve à l'échelle crustale des interférences de plis de type I, II ou III (figs. 25, 48). Les interférences de type I peuvent simplement correspondre à la courbure des axes des plis P2, comme c'est le cas des secteurs Nord-Est (A et B, fig. 33), les interférences de type II ou III, sont comme à l'échelle du terrain, le résultat

de l'interaction des plissements successifs P1-P2, mais cette fois à l'échelle du kilomètre. **L'ensemble des géométries plissées des domaines en dômes-et-bassins s'interprète alors dans cette logique de plissement superposé** avec des orientations différentes des plis successifs et des sections d'orientations variables (Thiessen et Means, 1980).

4. 6. Évolution des domaines en dômes-et-bassins

Sur le terrain les domaines en dômes-et-bassins montrent des géométries plus complexes que les zones de cisaillement majeures. Les interférences de plis de type II et III sont nombreuses à l'échelle du mètre, notamment dans les domaines où la foliation est peu pentée mais aussi quand les foliations sont verticales (fig. 60A). On note également le développement de foliations S2, souvent plan axial des plis kilométriques P2 (fig. 60B), qui recoupent la foliation S1. Dans les zones de cisaillement majeures, le plan de foliation S1 se parallélise au plan de foliation S2. Les géométries d'interférences de plis disparaissent dans ces domaines transposés à l'exception des zones situées autour des anorthosites qui constituent des anomalies locales.

Si l'on compare maintenant la géométrie des domaines en dômes-et-bassins délimités par les zones de cisaillement d'Ampanihy et de Beraketa, au Sud du cisaillement de Bongolava-Ranotsara, on remarque que dans le bloc le plus à l'Ouest, les plis sont plus serrés et leurs axes courbes sont plus plissés que dans le bloc situé à l'Est du cisaillement d'Ampanihy. Ainsi, observe-t-on une augmentation de la déformation D2, c'est à dire de la composante en raccourcissement horizontale, entre le bloc Est et Ouest (de part et d'autre du cisaillement d'Ampanihy). Les géométries en point triple formées par des foliations verticales et des linéations verticales ne sont alors que des interférences de plis en champignon (de type II) très serrées.

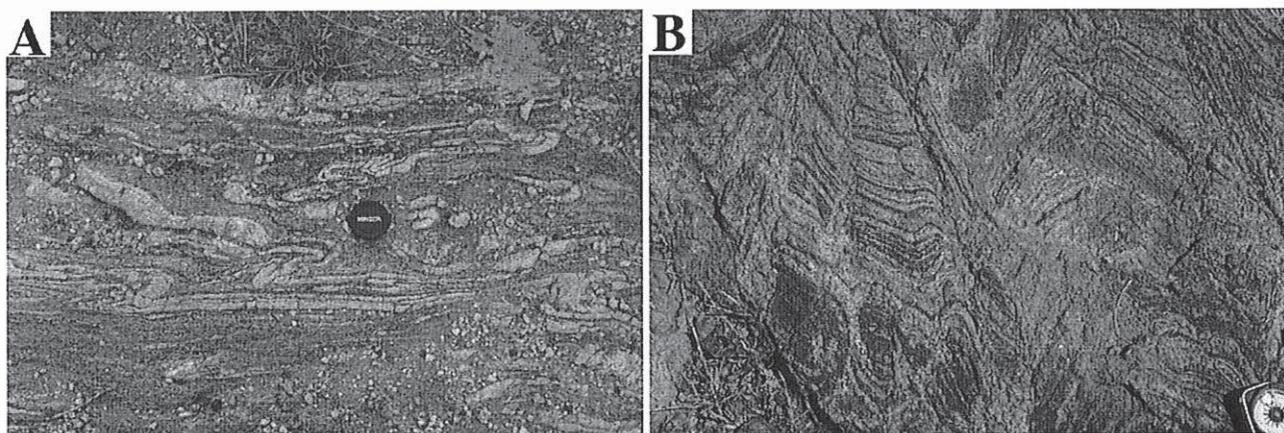


Fig. 60 : A . Interférence de plis (plan horizontal). B. Interaction de deux fabriques S1 et S2. S1 est marquée par l'alternance lithologique bien visible au bas de la photo soulignée par une métabasite boudinée (plan horizontal).

5. Région Sud-Est : Tranoroa/Fort-Dauphin (Secteur E)

5.1. Champ de déformation finie à petite échelle

A petite échelle, nous avons établi les trajectoires de foliation (fig. 61) à partir de nos observations de terrain et sur image satellitale (170-399). Ces données ont été complétées par les cartes géologiques de ce secteur (de la Roche et Marchal, 1956; Noizet et al., 1958; Besairie, 1970a).

Le plan de foliation S1 est peu penté, d'orientation N 0-N 45. Ce plan S1 est plissé, soulignant des structures kilométriques P2 ouvertes, avec des axes courbes, donnant cartographiquement des interférences de type I. Des interférences de type II sont également visibles avec un deuxième plan axial vertical orienté N 0-N 20 (fig. 61). Les plis P2 présentent des plans axiaux également verticaux de direction N 0, N 30 (fig. 61). La géométrie d'ensemble est similaire à celle du secteur A (fig. 35) avec des structures S1 horizontales et peu plissées, soulignées notamment par des lames de granite (fig. 62). Ces structures sont associées à des linéations d'étirement L1 qui présentent de faibles plongements vers l'Ouest et l'Est de 15 à 30° et sont orientées de N 40 à N 240.

Ces structures planolinéaires S1 et L1 évoluent brutalement vers des zones transposées où les foliations S2 sont verticales et très régulièrement orientées; elles sont associées à une linéation d'étirement L2 subhorizontale (fig. 62). Ces zones correspondent au système de cisaillements mineurs, anastomosés de Fort-Dauphin et de Tranomaro.

5.2. Structures à grande échelle

Du fait des dépôts et du volcanisme postcambrien (Nicollet, 1984), le secteur de Fort-Dauphin n'est pas en continuité géographique avec la géologie précambrienne Ouest. Les lithologies à partir de l'Ouest d'Amboasary sont dominées par des roches quartzofeldspathiques, de nombreux granites et des paragneiss à cordiérite (fig. 63B). Les plans de foliation S1 et S2 sont toujours caractérisés par "un compositional layering". Il n'est pas rare d'observer la déstabilisation du grenat en cordiérite (fig. 63A) qui souligne les linéations d'étirement L2. Des linéations L1 et L2 de haute température à spinelle et quartz sont visibles dans les métapélites (Vielzeuf, 1983).

Comme dans le secteur A, on observe de nombreux granites en lames (de type stratoïde); il s'agit de granites syntectoniques par rapport à la déformation D1.

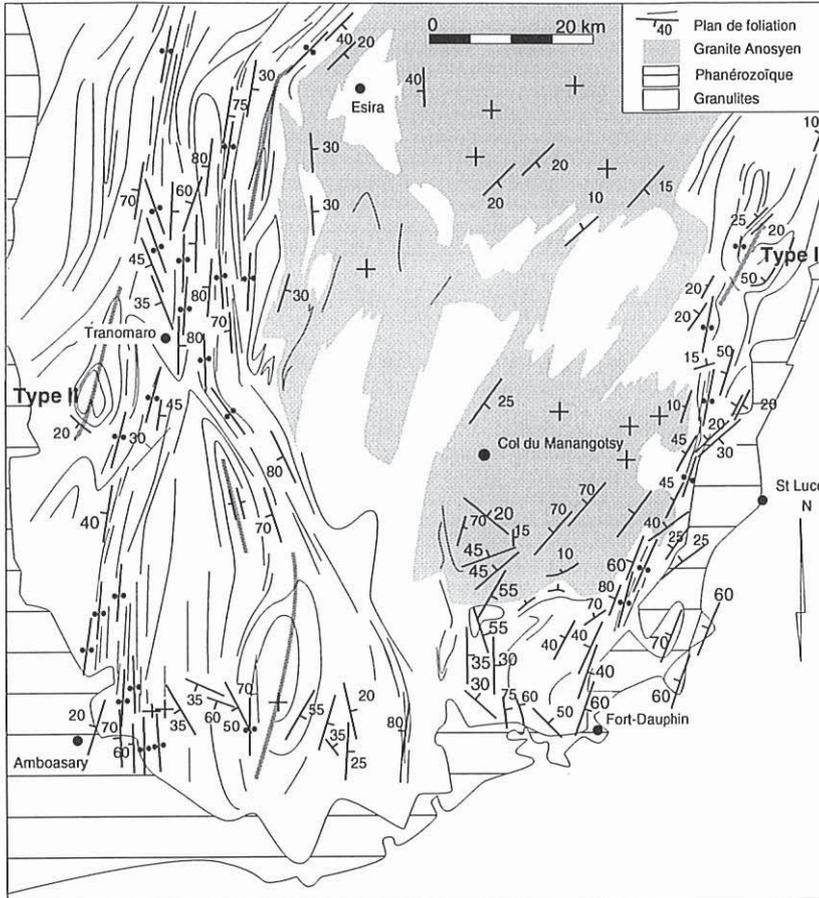


Fig. 61 : Trajectoires de foliation du secteur E (fig. 33). Les traits gris indiquent les plans axiaux des plis (P2). Les interférences de plis de type II, majeures sont indiquées. Cette carte a été établie en partie avec les données de de la Roche et Marchal, (1956); Noizet et al, (1958) et Bazot (1978).

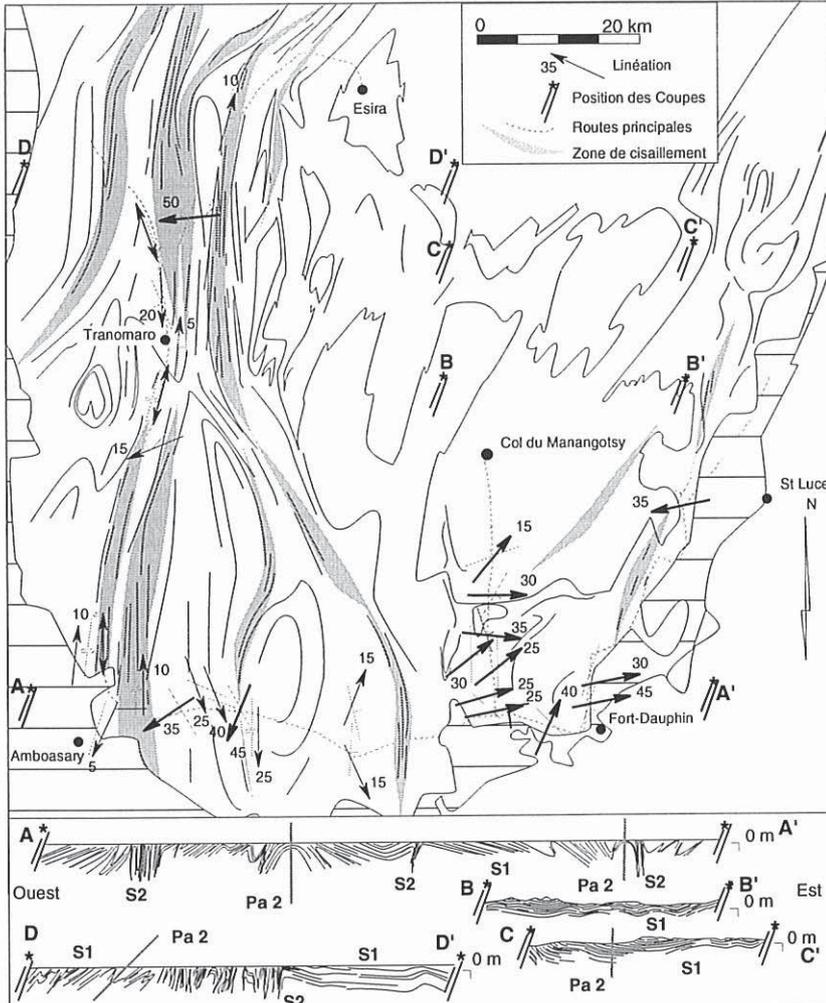


Fig. 62. Trajectoires de linéation, secteur E et coupes verticales. La position des coupes verticales est indiquée par les lettres et étoiles (A*) . Les linéations d'étirement L1 sont différenciées des linéations L2 par des traits plus épais. Les zones de cisaillement correspondent aux zones en grisé. Quelques plans axiaux des plis P2 sont placés sur les coupes verticales (Pa2). Les coupes verticales BB' et CC' sont modifiées d'après de la Roche et Marchal, (1956); Noizet et al., (1958) et Bazot, (1978).

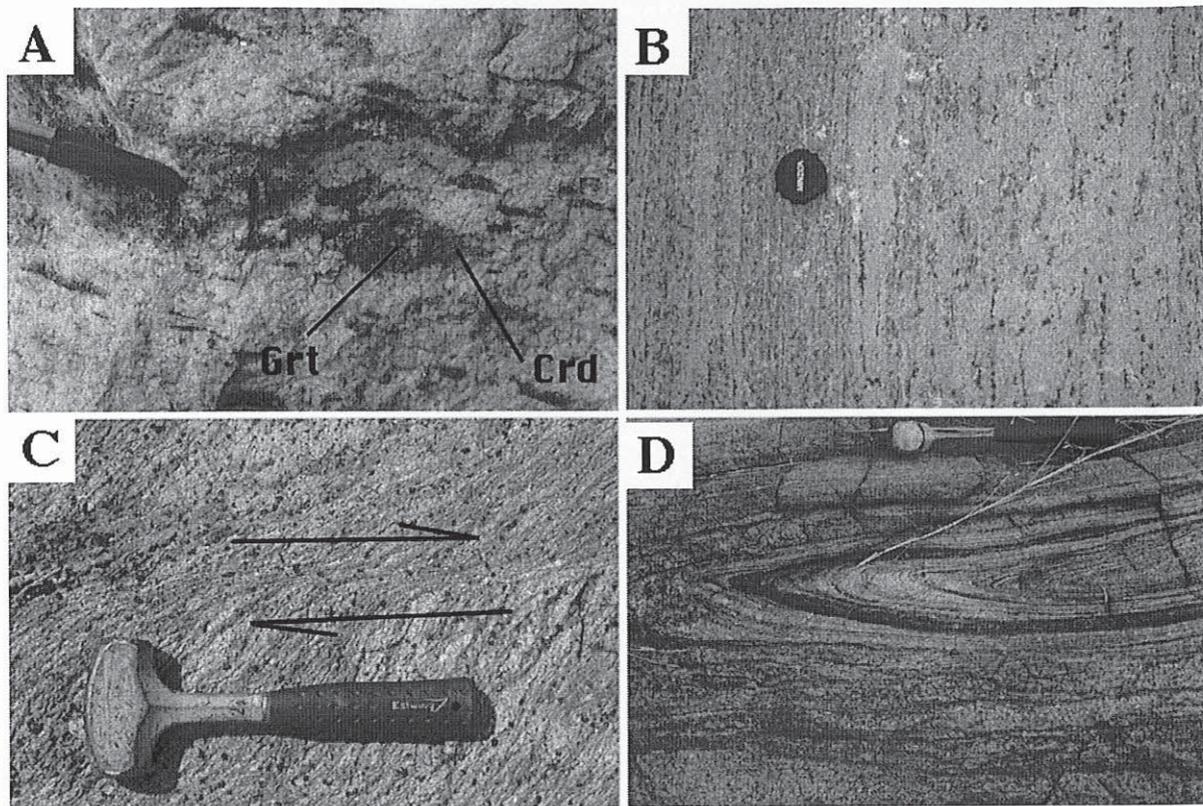


fig. 63 : Structures à l'échelle de l'affleurement, région Sud-Est (secteur E, fig. 33). A : Linéation d'étirement L2 soulignée par des grenats déstabilisés en cordiérite. B : Métapélites à cordiérite spinelle quartz montrant la fabrique S2 très régulière (Plan XZ). C : Des plans "S/C" compatibles avec une cinématique dextre. Structures observées dans des leptynites à grenat (plan XZ). D : Pli à axe vertical et plan axial vertical (plan XZ).

5. 3. Régime de déformation

Comme dans les autres secteurs de l'île les roches montrent des fabriques D1 et D2 homogènes de type $S = L$ (Flinn, 1965).

Au sein des zones de cisaillement de taille variable (de 3 à 5 km de large), on observe la combinaison d'une composante de déformation coaxiale, soulignée par des critères cinématiques contradictoires des zones de cisaillement conjuguées et des zones très symétriques (fig. 63B), et plus rarement une composante de déformation non-coaxiale soulignée par des critères cinématiques compatibles avec une cinématique dextre (fig. 63C). Les plis P2 transposés (fig. 63D), témoignent du raccourcissement horizontal Est-Ouest. La déformation dominante est en raccourcissement associée à une direction d'étirement horizontale Nord-Sud (L2).

Dans les domaines en dômes-et-bassins qui sont les moins transposés, les géométries sont plus complexes avec des interférences entre les deux plans de foliation S1 et S2, marquées par les mêmes assemblages minéralogiques. Ces zones montrent également des interférences de plis à différentes échelles qui résultent de la succession des plis P1 et P2 exactement comme dans les régions en dômes-et-bassins précédemment décrites (secteur D). Ces géométries ainsi que les plis kilométriques ovoïdes allongés Nord-Sud (P2 à plan axial vertical) sont encore compatibles avec un raccourcissement horizontal Est-Ouest.

C-CONCLUSIONS : HISTOIRE DE LA DÉFORMATION DANS LE SUD DE MADAGASCAR

L'évolution tectonique globale de la zone Sud de Madagascar a été établie à partir de la description du champ de déformation finie et des structures associées. Cette description est basée sur la cartographie des directions de foliation, des linéations d'étirement et des critères cinématiques. Les trajectoires de foliation ont été obtenues à l'échelle crustale en combinant imagerie satellitale et analyse de terrain. L'étude d'images spatiales se révèle un moyen performant de caractérisation de la déformation ductile à l'échelle continentale.

L'histoire de la déformation dans le Sud de Madagascar résulte clairement de la superposition de deux champs de déformation finie successifs, D1 et D2 (fig. 64).

1. Le champ de déformation D1

1.1. Déformation finie D1 et structures associées

Dans les zones préservées de la déformation D2, on peut démontrer que la foliation S1 est plate et peu pentée, le plus souvent vers l'Ouest; elle porte des linéations d'étirement, L1 globalement orientées Est-Ouest (N 240-N 270). Les foliations S1 correspondent à la transposition tectonique de lithologies variées qui alternent en niveaux d'épaisseur variable (1 mm à 50 m). De nombreux leucosomes sont orientés parallèlement à S1, parfois situés en position "d'interboudins" ou perpendiculairement au plan d'aplatissement principal, démontrant que le développement de S1 est contemporain d'une anatexie crustale généralisée. De nombreux granites en lames épaisses (granites stratoïdes, Emberger, 1958; Delbos, 1959; Nédélec et al., 1994) sont disposés parallèlement à S1 et sont conformes au litage tectonométamorphique. Ils montrent des caractères de granites syntectoniques par rapport aux structures D1. Les conditions de "haute température" associées à la déformation D1 sont attestées par des minéraux de faciès granulite soulignant S1 et L1, tels l'association spinelle-quartz.

1.2. Interprétation cinématique

D'une manière générale dans la foliation S1, la fabrique de forme des tectonites est de type $S = L$ où les critères cinématiques sont rares. Une famille de plis P1 couchés, à différentes échelles, possèdent des plans axiaux parallèles à S1 et des axes variables en direction entre N 270 et N 200. Dans les plans XZ et YZ de l'ellipsoïde de déformation finie, on observe des cisaillements conjugués qui sont comme, ces plis P1, compatibles avec **un raccourcissement vertical**. L'étirement Est-Ouest, l'orientation des plans S1 et le raccourcissement majeur vertical peuvent correspondre aussi bien à un contexte général en **épaississement** (chevauchement) ou en **extension** (détachement). Ce dernier est favorable à la mise en place des granites en lames concordantes (Nédélec et al., 1994). Toutefois des conditions de surpressions fluides locales importantes

(fracturation hydraulique) pourraient permettre la mise en place de ces lames de granite dans un contexte en épaissement. Localement, une autre famille de plis P1 présente les caractères de plis d'entraînement (axes horizontaux N 0, plan axial parallèle à S1). Ils indiquent une déformation non-coaxiale associée à un jeu normal ductile vers l'Ouest. Nous manquons, à cette échelle, de données structurales pour trancher de manière définitive sur la nature compressive ou extensive des structures D1.

2. Le champ de déformation D2

2. 1. Déformation finie D2 et structures associées

Les géométries D1 sont déformées par l'événement D2 donnant cartographiquement, à toutes les échelles, des géométries similaires aux interférences de type I, II et III, caractéristiques de **domaines en dômes-et-bassins**. Ces domaines à géométries rondes ou ovoïdes, avec des rapports axiaux qui évoluent de : 1:1, 1:3, 1:5 jusqu'à : 1:20, 1:∞, sont limités par deux types de zones de cisaillement verticales de tailles différentes : (1) **zones de cisaillement majeures** (15 à 25 km de large et plus de 100 km de long) et (2) des **zones de cisaillement mineures** (3 à 5 km de large et moins de 100 km de long). Au sein de ces zones les structures planolinéaires S1, L1 sont transposées en une nouvelle structure planolinéaire S2, L2. Les foliations S2 sont verticales et régulièrement orientées, la linéation d'étirement L2 dominante est horizontale, mais il existe également des linéations L2 plus pentées, parfois verticales. Les structures S2, L2 sont le plus souvent orientées Nord-Sud, qu'il s'agisse de zones de cisaillement mineures (système de cisaillements de Fort-Dauphin, de Tranomaro) ou de zones de cisaillement majeures (d'Ifanadiana, de Zazafotsy, d'Ejeda, d'Ampanihy, de Beraketa). Seule la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara est orientée N 140. Le développement d'une anatexie crustale et la cristallisation de minéraux symptomatiques de haute température (spinelle-quartz) sont contemporains de la déformation D2.

2. 2. Interprétation cinématique

Dans les domaines en dômes-et-bassins les foliations S1 sont donc reprises dans des plis P2 en synformes et en antiformes développés en régime de haute température. Les domaines les moins transposés jusqu'aux plus déformés, ces plis droits évoluent depuis des plis ouverts jusqu'à des plis serrés, associés à une foliation S2 de plan axial et à de nombreux plis d'ordre inférieur compatibles avec un **raccourcissement majeur Est-Ouest**.

Dans les zones de cisaillement kilométriques, la déformation résulte de la combinaison entre cisaillement pur (raccourcissement Est-Ouest) et cisaillement simple (décrochements dextres ou senestres). Le champ de déformation finie D2 est donc caractéristique d'un régime transpressif.

Les zones de cisaillement ductiles comme celles de Zazafotsy ou d'Ifanadiana ne présentent pas de critères cinématiques asymétriques non-coaxiaux et sont dominées par des structures très symétriques, des plis P2 et des zones de cisaillement conjuguées qui soulignent une déformation coaxiale développée par raccourcissement horizontal. D'autres zones de cisaillement, au contraire, présentent de nombreux critères de déformation non-coaxiale compatibles avec une composante en décrochement (Bongolava-Ranotsara : senestre, Beraketa, système de Fort-Dauphin et de Tranomaro : dextre). Dans le cisaillement d'Ampanihy, la présence de massifs anorthositiques perturbe l'interprétation cinématique qui diffère selon les auteurs. Nous interprétons ce cisaillement comme une zone à jeu senestre.

2. 3. Partition de la déformation

A Madagascar la partition, de la déformation D2 s'observe à l'échelle régionale, entre les zones de cisaillement et les domaines en dômes-et-bassins et à l'échelle des zones de cisaillement elles-mêmes. En effet le raccourcissement Est-Ouest est accommodé en partie, dans les domaines en dômes-et-bassins, par plissement (P2) et en partie, dans les zones de cisaillement, avec un étirement horizontal associé à une composante en décrochement. C'est la définition d'une zone transpressive d'échelle régionale où le raccourcissement s'accommode par la compétition entre des mouvements convergents et transcurrents (Harland, 1971; Sanderson et Marchini, 1984; Robin et Cruden, 1994; Jones et Tanner, 1995).

Par ailleurs, cisaillement simple et cisaillement pur sont combinés au sein des zones de cisaillement et sont plus ou moins dominant selon ces zones. La composante en cisaillement simple est importante dans les zones de cisaillement de Beraketa et de Bongolava-Ranotsara; la composante en cisaillement pur est dominante dans les zones de cisaillement d'Ejeda, d'Ampanihy, d'Ifanadiana et de Zazafotsy.

De plus, au Sud de Bongolava-Ranotsara, dans les domaines en dômes-et-bassins délimités par les zones de cisaillement, la déformation augmente d'Est en Ouest. Ce gradient de déformation D2, croissant d'Est en Ouest, montre la transition de domaines aux structures à plat au Sud-Est, puis faiblement plissées vers l'Ouest, encore plus plissées entre les cisaillements majeurs de Beraketa et d'Ampanihy, jusqu'aux zones verticalisées aux plis serrés, droits et isoclinaux correspondant au domaine en dômes-et-bassins à l'Ouest du cisaillement d'Ampanihy.

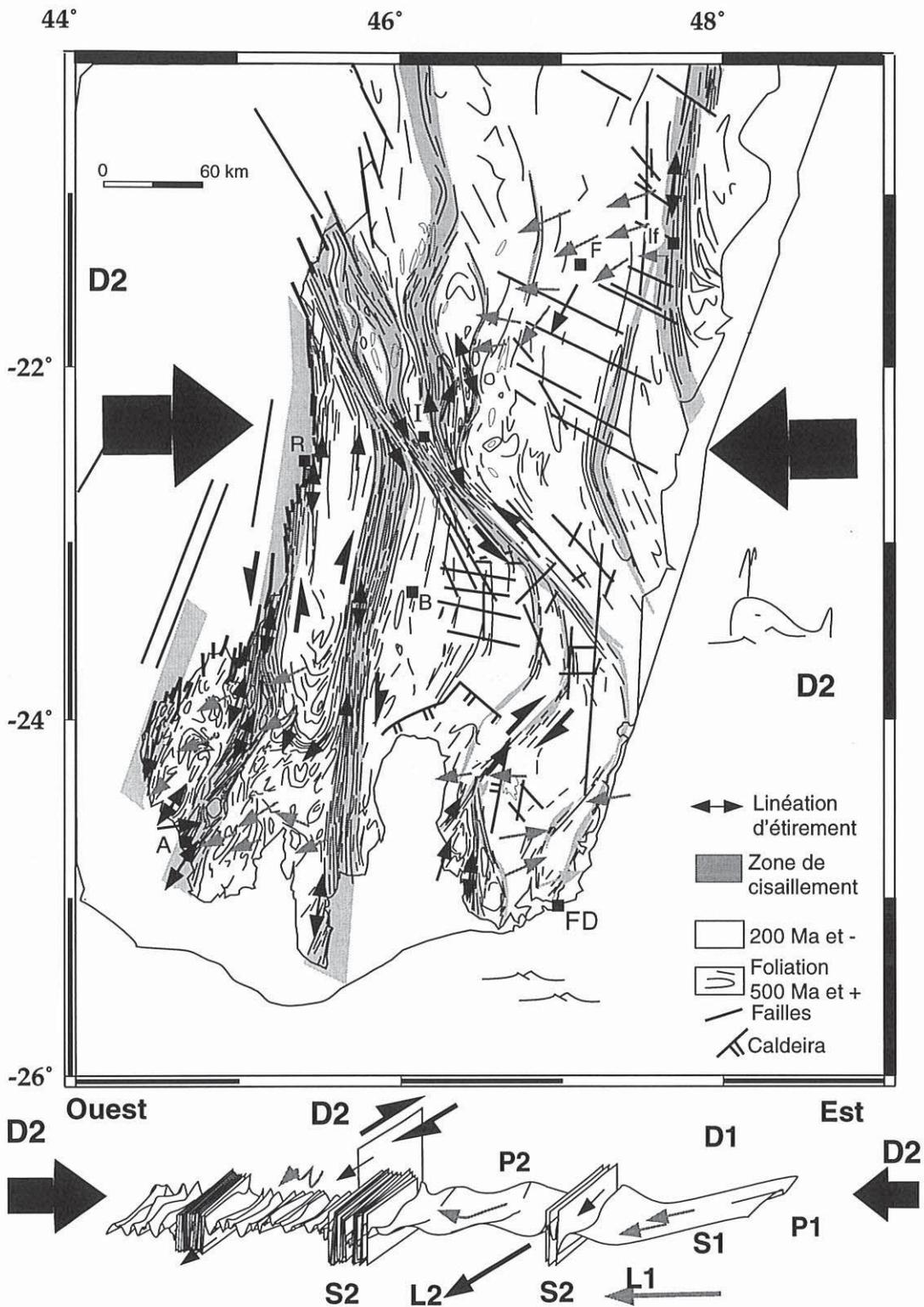


Fig. 64: Figure de synthèse des structures tectoniques malgaches et coupe schématique verticale Est-Ouest. Les linéations d'étirement L1 sont représentées en gris clair, les linéations d'étirement L2 sont représentées en noir. Les grosses flèches indiquent la cinématique de l'évènement tectonique D2. On remarque la compétition entre une déformation en cisaillement pur (aplatissement) et une déformation en cisaillement simple (décrochement).

Partie II : EVOLUTION MÉTAMORPHIQUE DU SUD DE MADAGASCAR

A- LES LITHOLOGIES DU SUD DE MADAGASCAR

De nombreuses descriptions pétrographiques, générales et de détail, ont été réalisées sur les roches de Madagascar. Lacroix, en 1912, fut le pionnier dans ce domaine. Son travail précéda ceux du groupe dirigé par Besairie, des années 1940 à 1970 (Noizet, 1953; Besairie, 1967-1971; Razafiniparany, 1969; Bazot, 1974, 1976 etc...). Depuis les années quatre vingts, des résultats plus modernes ont vu le jour (Rakotondratsima, 1983; Daso, 1986; Moine et al., 1985; Nicollet 1988, 1990a; Rakotondrazafy, 1992; Nédélec et al., 1994, 1995; Rakotondrazafy, 1995 etc...). La bibliographie concernant les lithologies de l'île est donc riche et, dans les pages qui suivent, nous nous sommes efforcés d'en cerner les caractéristiques principales.

1. Les principales lithologies

1.1. Une mise au point

Les cartes géologiques de l'île réalisées par le service géologique, du 100 000^{ème} au 500 000^{ème}, sont d'excellente qualité (Noizet, 1952; Hirtz et al., 1953; Boulanger et al., 1958; de la Roche et Marchal, 1957; Noizet et al., 1958; Besairie, 1970a et b...). Les cartes au 100 000^{ème} sont extrêmement précises et permettent de repérer à la fois les structures tectoniques et des lithologies spécifiques : roches à sillimanite, leptynites à grenat ou à cordiérite. Les cartes au 200 000^{ème} et au 500 000^{ème} sont également de bonne qualité en particulier du point de vue des structures mais les lithologies sont regroupées dans une nomenclature peu explicite faisant référence à des systèmes, des sous systèmes, des groupes, des couches (par exemple : couche de Tranomaro, sous système du Vohibory). Cette classification a été établie dans l'hypothèse d'un agencement lithostratigraphique continu, d'origine sédimentaire, et à partir de vieilles datations sur Pb-alpha. Dans cette vision, toutes les lithologies malgaches se regroupent en trois systèmes principaux : le **système Androyen** qui forme la base de cette succession sédimentaire verticale, recouvert par le **système du Graphite** puis celui du **Vohibory**.

Ce découpage lithostratigraphique est difficilement utilisable. Les termes de cette classification varient d'une région à l'autre et même entre différents auteurs. En effet, le groupe du Vohibory, appartenant au système du Vohibory, est composé, sur la feuille n° 8 d'Ampanihy (au 500 000^{ème}), de gneiss, de leptynites et d'amphibolites. Sur la feuille n°7 de Fianarantsoa, ce même groupe du Vohibory se caractérise par des leptynites, des cipolins et des amphibolites (Besairie, 1970a et b). De même, l'unité de l'Horombe, à leptynite-grenat dans le groupe d'Ampandrandava appartenant au système Androyen (feuille n° 7), est en continuité géométrique au Nord (feuille n° 8) avec une unité différente (unité de Bevinda à leptynite-grenat, pyroxénite et quartzite).

De plus, les limites de ces unités lithostratigraphiques (Graphite, Androyen, Vohibory) sont difficiles à identifier sur le terrain. Dans la nomenclature de Besairie, la région Sud-Ouest comprend deux ensembles lithologiques : le groupe du Vohibory et le groupe du Graphite. La

limite entre ces deux groupes coïncide avec la limite Ouest du cisaillement d'Ampanihy (Besairie, 1970a). D'après nos observations la lithologie dominante de cette région correspond à des granulites à amphiboles brunes qui sont présentes à l'Ouest d'Ampanihy jusqu'à Ejeda, c'est à dire de part et d'autre de la limite établie par Besairie.

En conséquence de ce qui précède nous n'utiliserons pas cette division lithostratigraphique. Nous préférons produire une carte strictement lithologique construite à partir de la synthèse des cartes existantes et de nos observations de terrain, nous raisonnerons ensuite sur un **découpage tectonométamorphique** directement issu du schéma structural obtenu précédemment, et à partir de **conditions métamorphiques** décrites plus loin dans ce mémoire.

1. 2. Pétrographie et origine des principales lithologies

Les lithologies quartzofeldspathiques (ortho et paragneiss migmatitiques, pegmatites, granites, charnockites) sont abondantes à Madagascar. On trouve également un cortège de roches basiques associé à quelques massifs d'anorthosites ainsi que des roches calcomagnésiennes (pyroxénites, gneiss pyroxéniques et amphibolites), des quartzites et des marbres (fig. 1).

1. 2. 1. Les lithologies quartzofeldspathiques

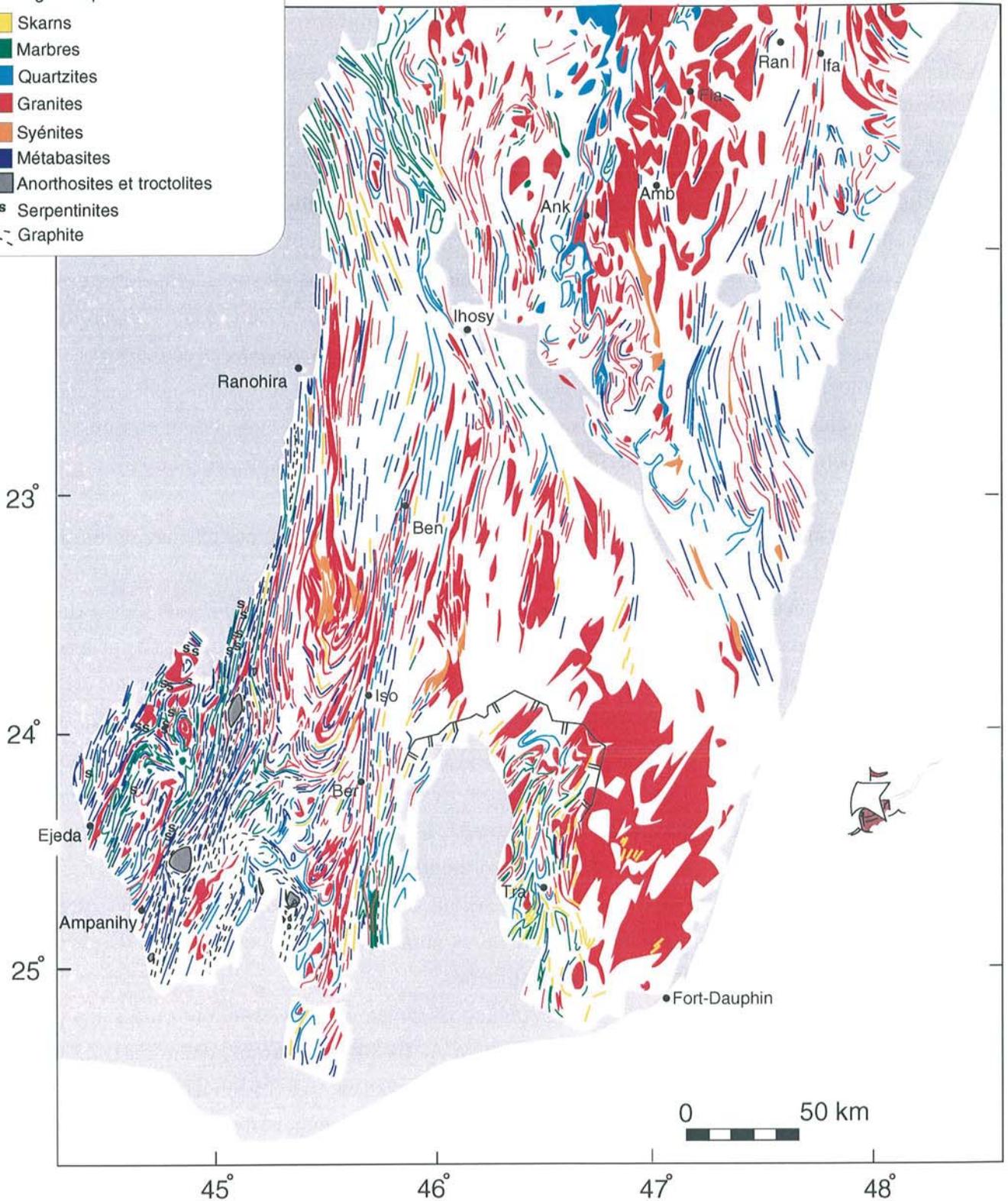
Les **ortho et paragneiss migmatitiques**, nombreux sur le terrain, contiennent du quartz, du feldspath potassique et du plagioclase. Ils présentent en faible quantité et par ordre d'importance décroissante : de la biotite, de l'amphibole et/ou du grenat. D'autres types de gneiss migmatitiques sont distinguables : les gneiss leucocrates silicoalumineux, les ortholeptynites, les métapélites alumineuses et paraleptynites.

Les **gneiss leucocrates silicoalumineux** sont constitués de quartz, de plagioclase, de feldspath potassique, de biotite, de grenat et de sillimanite auxquels peut s'ajouter la cordiérite. Ils sont typiques de la région d'Ihosy et du Sud-Est de Madagascar (gneiss migmatitiques rubanés à sept phases, Nicollet, 1985a). On peut également les rencontrer dans le cisaillement de Beraketa (Rakotondrazafy, 1992). Les restites, associées à ces gneiss migmatitiques, sont des **gneiss mélanocrates biotitiques** à cordiérite-sillimanite ou grenat, \pm quartz. Exceptionnellement, ils sont associés à des restites peralumineuses et biotitiques, riches en magnésium et sous-saturées en silicium, à saphirine et borosilicates (kornéropine et grandidiérite, Lacroix, 1922).

Le terme d'**ortholeptynites** définit des roches leucocrates, quartzofeldspathiques, présentant une texture anisotrope de rubans de quartz allongés et anastomosés, visibles à l'oeil nu (Noizet, 1953). Elles sont souvent à grenat, parfois à biotite ou à amphibole et elles contiennent généralement des myrmeckites. On les trouve fréquemment associées, avec des limites conformes, à des orthogneiss et des granites stratoïdes. Le passage progressif des ortholeptynites aux granites a conduit Lacroix (1922) à parler de leptynites granitoïdes lorsque leur structure planaire est peu marquée.

- Terrains sédimentaires et volcaniques (<200 Ma).
- Paragneiss et orthogneiss migmatitiques
- Skarns
- Marbres
- Quartzites
- Granites
- Syénites
- Métabasites
- Anorthosites et troctolites
- s^s Serpentinites
- Graphite

Fig. 1 : Carte lithologique du Sud de Madagascar. Document élaboré d'après les cartes de Besairie (1970a et b), complété de nos observations de terrain et sur images satellitaires. Amb : Ambalavao, Ank : Ankaramena, Ben : Benato, Ber : Beraketa, Fia : Fianarantsoa, Ifa : Ifanadiana, Iso : Isoanala, Tra : Tranomaro.



Métagéolites, gneiss pélitiques, paraleptynites sont généralement alumineuses et présentent des paragenèses simples de gneiss à biotite-grenat ou des assemblages plus complexes souvent à sillimanite, \pm spinelle, \pm orthopyroxène, \pm cordiérite, \pm graphite. Les **paraleptynites** se différencient des leptynites orthodérivées par leur composition plus alumineuse avec des assemblages minéralogiques à spinelle-grenat, spinelle-cordiérite, \pm sillimanite ou orthopyroxène.

Les **pegmatites** et **leucosomes calcoalcalins** sont très abondants. Outre de l'orthose et du plagioclase, ils contiennent fréquemment de la biotite, du grenat et/ou de l'amphibole, tous trois de taille centimétrique. Leur mode de gisement est très varié et parfois ils s'injectent dans les gneiss, donnant des textures migmatitiques complexes (fig. 2). Ils montrent alors des géométries de brèches : une matrice pegmatitique contenant des éléments arrondis plus ou moins déformés (radier de Bekily, I-fig. 56A) ou des éléments anguleux (radier de Manakaravavy, route Ampanihy-Ejeda, fig. 2A'-B). Ces liquides magmatiques sont souvent contemporains des phases de déformation D1 et D2. Ils se localisent, par exemple, dans les interboudins ou les zones de cisaillement métriques (fig. 2C) et dans les charnières ou les flancs des plis (fig. 2D). Ils peuvent cependant être aussi sécants sur la géométrie de leur encaissant (fig. 2E) et certains sont également plissés (fig. 2F).

Les **granites** sont constitués de quartz, de feldspath potassique perthitique, de biotite et/ou d'amphibole. Le terme de granite regroupe des roches aux compositions variées (syénogranite, monzogranite, leucogranite, etc...) que l'on sépare en deux groupes, en fonction de leur texture :

(1) Les **granites syntectoniques, granites stratoïdes, granites anosyens et leptynites granitoïdes**, roches orientées à grain fin (1mm) où les alignements d'amphiboles et les cristaux de quartz et de feldspath étirés soulignent une linéation minérale peu marquée. Ils constituent des lames de granite de 1 à 50 m d'épaisseur sur plusieurs dizaines de kilomètres carrés. Ils contiennent des enclaves boudinées de gneiss dont la taille est très variable. Ces granites sont conformes avec leur encaissant gneissique (parallèle à la fabrique S1, I-fig. 33, secteur A, B, E, I-fig. 39B). Ce type de granite est parfois difficile à différencier des orthogneiss migmatitiques.

(2) Un deuxième type de granites est sécant ou parallèle aux structures S1 et S2 : les **granites et granitoïdes** qui possèdent des textures grenues isotropes; quelquefois ils contiennent d'énormes feldspaths atteignant plusieurs centimètres.

Au Nord de l'île, dans la région d'Angavo, Nédélec et al., (1994) ont étudié les granites stratoïdes et les classes dans les granites du type A. Ils sont constitués, d'une part, de granites subsolvus d'origine crustale, moyennement alcalins et provenant de la fusion d'un protolithe de type granodiorite, et, d'autre part, de granites et syénites alcalins hypersolvus, provenant de fusion mantellique. Pour l'instant aucune étude de ce type n'a été effectuée dans le Sud de l'île.

Les **charnockites** présentent des paragenèses de type métagranitiques à hypersthène (région Sud-Est: XFe = 0.59, Paquette et al., 1994, XFe = 0.61, cette étude) \pm grenat qui auraient des affinités calcoalcalines (Paquette et al., 1994). Ces roches sont isotropes; elles présentent une patine d'altération beige clair mais leur cassure fraîche est de couleur vert foncé. Parfois les charnockites

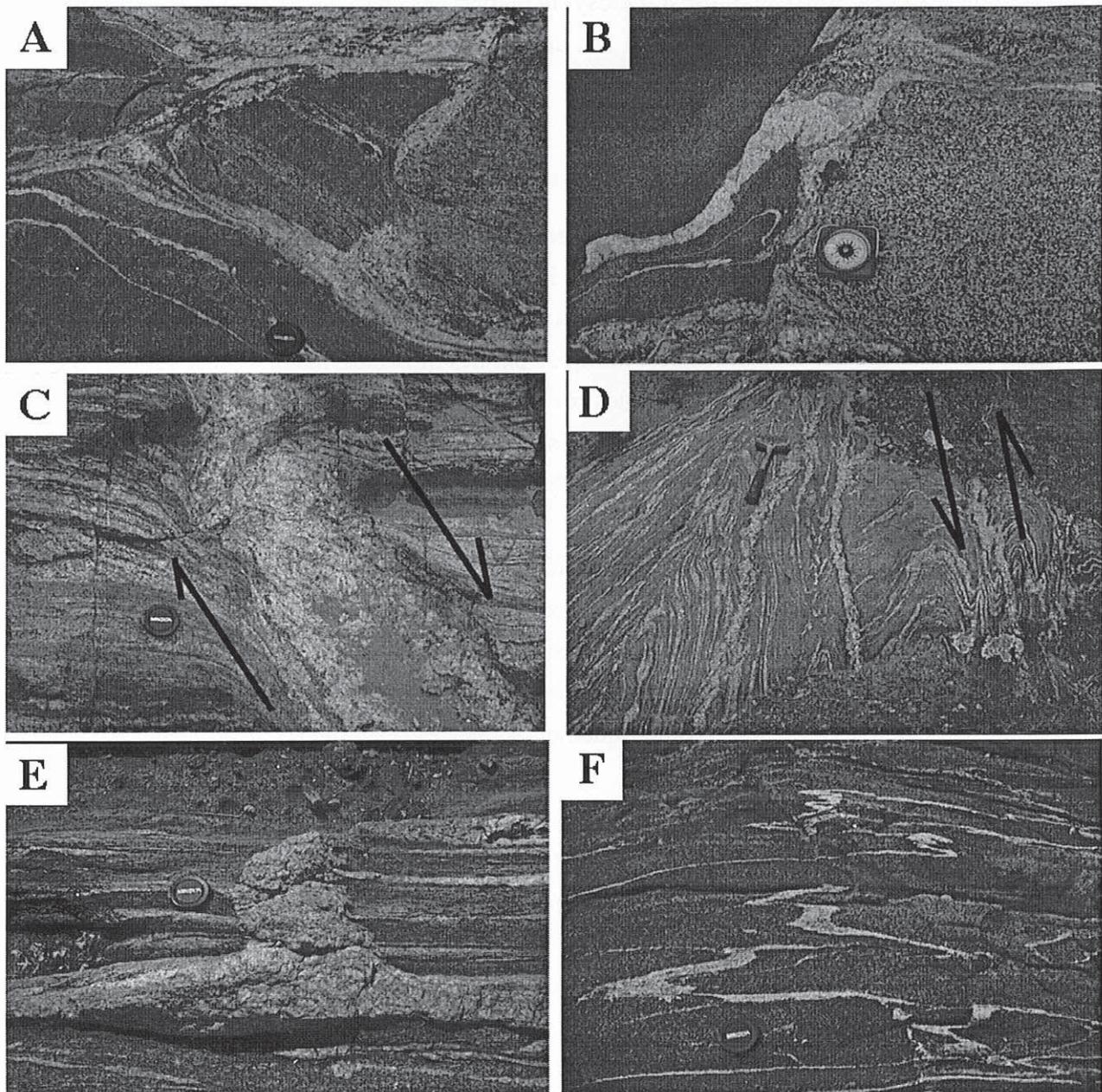


fig. 2 : Migmatitisation et déformation. A et B : Les liquides silicatés intrudent un ensemble gneissique lui conférant la géométrie d'une brèche (radier de Manakaravavy; route Ejeda-Ampanihy). C : Liquide magmatique collecté au niveau d'une zone de cisaillement dextre à 60° du plan de foliation S2 (plan XZ); zone de cisaillement d'Ampanihy). D : Plis cisailés sur leurs flancs dont les zones de cisaillement collectent les liquides silicatés (plan quelconque Vohibory). E : Liquide magmatique mis en place parallèlement et perpendiculairement au plan S2 (plan XZ; zone de cisaillement d'Ampanihy). F : deux types de leucosomes qui, selon leur géométrie initiale, sont étirés ou plissés (plan XZ; région d'Ejeda). L'ensemble des photos correspond à des vues dans le plan horizontal.

se présentent en tache sur quelques centimètres cubes dans des gneiss à biotite et des granites (Bazot, 1974).

Suite à une identification macroscopique basée sur la reconnaissance d'une patine d'altération verdâtre, des granites sans pyroxène mais également des metabasites ont été confondus avec des charnockites. Ainsi au Sud-Est d'Ihosy, la plupart des charnockites indiquées sur les cartes géologiques (Besairie, 1970a et b) sont en fait des metabasites granulitiques à deux pyroxènes et amphiboles.

1. 2. 2. Roches basiques

Les **metabasites** se trouvent sur l'ensemble de l'île mais sont particulièrement bien représentées dans sa partie Sud-Ouest (région : Bekily-Bekitro-Ejeda-Ianapera). Elles regroupent des **gneiss amphibolitiques**, des **amphibolites** et des **granulites basiques** (Nicollet, 1988, 1990a). L'origine orthodérivée des metabasites est indiquée par des minéraux magmatiques relictuels et par leur association avec des serpentinites ou des roches gabbroïques. Sur quelques affleurements, on peut observer un litage magmatique originel. Les paragenèses principales des amphibolites sont : Hbl-Pl, Hbl-Pl-Qtz et/ou Bt, Hbl-Grt, Hbl-Grt-Pl, Hbl-Grt-Pl-Qtz ± Bt, Hbl-Cpx-Pl (cf. liste des abréviations).

Dans la région Sud-Ouest (Soamanonga, Ianapera, Gogogogo), les amphibolites sont riches en magnésium. Aux villages de Ianapera, d'Anavoha et de Marolinta, les amphibolites ont des minéralogies particulières; elles contiennent des saphirines et/ou du corindon et/ou du spinelle vert quelquefois du grenat. Ces dernières proviendraient de la transformation de troctolites et de serpentinites, auxquelles elles sont géométriquement associées (Nicollet, 1986, 1988).

Plus au Sud vers Ejeda et à l'Est de Ianapera, les amphibolites et granulites basiques sont moins riches en magnésium que les précédentes ($X_{Mg}O < 70$) et contiennent de la hornblende brune. Les paragenèses des granulites basiques sont : Hbl-Pl-Opx-Cpx; Hbl-Cpx-Grt-Pl; Cpx-Opx-Pl-Qtz; Opx-Grt-Pl-Qtz; Opx-Cpx-Grt-Pl; Cpx-Opx-Grt-Qtz; Cpx-Grt-Pl-Qtz (tab. 2). Elles sont associées aux massifs d'anorthosite et de métagabbros. Ces roches (anorthosites, métagabbros et granulites) seraient cogénétiques et proviendraient de la transformation métamorphique d'un même ensemble gabbroïque différencié (Nicollet, 1988).

On dénombre quatre massifs anorthositiques : Ankafotia (anorthosite-norite), Saririaky (anorthosite), Manambahy (leuconorite), Volovolo (troctolite, Boulanger, 1956; Nicollet, 1988). Ils couvrent des surfaces importantes qui peuvent atteindre 100 km². Il existe également deux petits massifs de métatroctolites : Analafisaka et Anabohitsy situés dans les limites du cisaillement d'Ampanihy (10 km au nord de Saririaky et 15 km au Sud du village d'Ampanihy). Tous ces massifs sont composés de plagioclase de type labrador-bytownite et d'hypersthène parfois plurimétrique qui présente des "kink bands" (Ankafotia). Ces massifs montrent des gradients de déformation. Dans leur centre la lithologie est homogène, constituée de cristaux de plagioclases pluricentimétriques. Vers leur bordure la taille des plagioclases diminue et les lithologies deviennent variées du fait de la transposition tectonique qui tend à mélanger les bords de

l'anorthosite et les roches encaissantes. L'anorthosite d'Ankafotia est plissée et montre sur images satellitales des terminaisons de plis de taille kilométrique.

1. 2. 3. Roches calcomagnésiennes

Les **gneiss pyroxéniques**, les **pyroxénites**, les **amphibolites paradérivées** forment un ensemble de roches calcomagnésiennes, plus ou moins riches en clinopyroxène quelquefois associées à des marbres. Ces roches sont toujours à clinopyroxène de type diopside, parfois presque monominérales (diopsidites). Elles peuvent contenir deux pyroxènes, \pm spinelle, \pm scapolite, \pm dolomite, \pm plagioclase, \pm amphibole, \pm graphite, \pm phlogopite ou \pm grenat. Les pyroxénites se présentent en bancs lenticulaires associés à des **gneiss pyroxéniques** ou gneiss à silicates calciques. Ces derniers se différencient des pyroxénites par la présence du quartz et du feldspath; ils contiennent également du sphène, de la calcite ou du scapolite. Ces gneiss sont parfois associés à des **amphibolites** à hornblende, le plus souvent verte, qui sont également à silicates calciques. Les pyroxénites et gneiss pyroxéniques sont quelquefois riches en minéralisations de phlogopite, notamment dans les régions de Benato et d'Ampanrandava (dans la zone de cisaillement de Beraketa) où elles sont exploitées. Dans ces régions, les diopsidites contiennent de la phlogopite, de l'anhydrite, du gypse, de l'apatite et de la calcite.

Ces roches calcomagnésiennes sont souvent associées à des phénomènes métasomatiques. A Madagascar, on peut distinguer trois types de **métasomatisme** :

(1) Un métasomatisme local qui correspond à des clinopyroxénites et des amphibolites séparant des roches de composition chimique contrastée. Dans la région Sud-Est (fig. 1, I-fig. 33, secteur E), de tels skarns résultent de la migration de fluides sur quelques mètres lors du métamorphisme de sédiments évaporitiques (marnes riches en magnésium, Rakotondratsima, 1983; Moine et al., 1985).

(2) Un métasomatisme d'échelle régionale. Les clinopyroxénites à grenat-clintonite et sérendibite du Sud-Ouest (région du Vohibory), associées aux amphibolites à saphirine-corindon, sont nettement enrichies en calcium et aluminium par rapport aux metabasites dont elles dérivent (Nicollet, 1988). Ces amphibolites et pyroxénites semblent donc avoir été formées en partie à la faveur d'apports d'éléments, par métasomatisme d'échelle locale mais d'ampleur régionale.

(3) Un métasomatisme assisté de circulations de fluides liées aux zones de cisaillement majeures. On remarque, dans les zones de cisaillements majeures, des gradations lithologiques sur plusieurs centaines de mètres depuis des metabasites jusqu'à des clinopyroxénites ou des amphibolites associées à des leucosomes. Ce type de pyroxénites ou d'amphibolites semblent donc avoir été formé en partie à la faveur d'un métasomatisme d'échelle régionale assisté de circulations de fluides chenalés dans les zones de cisaillement (Pili et al., 1997a).

Le métasomatisme est ici un phénomène associé au métamorphisme granulitique dont l'efficacité est de la dizaine de mètres, jusqu'à des kilomètres quand il est assisté par des circulations de fluides (aqueux ou liquide silicaté) chenalisées par des anisotropies tectoniques.

1. 2. 4. *Quartzites et marbres*

Les **quartzites** peuvent contenir en très faible quantité (< 10%) des minéraux silicatés ou non variés. On les qualifie alors de quartzites à graphite, à muscovite, à grenat, à biotite, à hornblende verte, à hypersthène, à sillimanite, à disthène. Ces roches sont rares et se présentent généralement dans le paysage en bancs massifs d'épaisseur métrique; elles s'observent cependant bien sur images satellitales et se trouvent facilement sur le terrain du fait de leur couleur claire. En lame mince, elles sont formées d'une matrice de grains de très petite taille (50 microns) où sont isolés quelques quartz allongés de taille millimétrique.

Enfin les **marbres** sont essentiellement composés de cristaux de calcite et de dolomite; ils sont parfois monominéraux. Aux carbonates sont associés des minéraux variés : ± diopside, ± spinelle, ± olivine, ± humite, ± biotite, ± sphène, ± graphite, ± corindon, ± apatite, ± uranothorianite. Les marbres présentent deux modes de gisement : (1) des agrégats de cristaux automorphes de taille pluricentimétrique, (2) des minéraux très déformés montrant une fabrique planolinéaire. Comme les quartzites, les marbres sont peu érodés et apparaissent en relief dans le paysage.

2. Répartition des principales lithologies

2. 1. Abondance relative des lithologies

Afin de quantifier la distribution précise des principales lithologies, nous avons réalisé deux documents cartographiques synthétiques. Le premier couvre le tiers Sud de Madagascar (fig. 1) soit une surface de 100 000 km², le deuxième (fig. 3) est un détail du premier concernant la région Sud-Ouest (I-fig. 33, secteur D, cisaillements d'Ampanihy et de Beraketa) qui couvre une surface de 10 000 km². Ces documents ont été élaborés d'après les cartes au 500 000^{ème} de Besairie (1970 a et b) pour la figure 1, et les cartes au 200 000^{ème} de Boulanger et al., (1958); de Noizet et al., (1958) pour la figure 3. Ces données sont complétées de nos observations sur le terrain et sur images satellitaires.

La superficie des roches indiquées dans le tableau 1 a été estimée, à partir des figures 1 et 3 numérisées, en comptant le nombre de pixels rapportés à une lithologie spécifique. Les lithologies ont été séparées : (1) en neuf groupes principaux dans la colonne de droite (fig. 1, Sud de Madagascar) : gneiss (à Fk ou Pl dominants), granites, metabasites, quartzites, marbres, skarns, syénites, serpentinites et anorthosites; (2) en huit groupes principaux dans la colonne de gauche (fig. 3, région Sud-Ouest) : gneiss (à Fk ou Pl dominants, à graphite), granites, metabasites,

quartzites, marbres, skarns, syénites, et anorthosites. Le tableau 1 montre, pour chaque lithologie, son abondance relative et sa surface respective.

Dans le groupe des gneiss, nous avons distingué les gneiss à plagioclases dominants des autres types de roches gneissiques à feldspaths potassiques dominants. La transition sur le terrain entre les deux types de gneiss est graduelle (fig. 3); aussi pour évaluer leur abondance nous avons placé une limite approximative Nord-Sud à 45° de longitude, entre les gneiss à plagioclases dominants à l'Ouest et les gneiss à feldspaths potassiques à l'Est.

Si ces cartes (figs. 1, 3) permettent d'apprécier la superficie à l'affleurement des différents faciès, elles rendent compte plus difficilement de leur volume. Le lien entre surface et volume dépend du pendage des formations. Les granites stratoïdes horizontaux couvrent de grandes superficies; ces géométries nous amènent à "surévaluer" leur volume relatif par rapport aux zones de cisaillements où ces formations sont verticales (I-fig. 27). De plus, dans certains secteurs les massifs granitiques sont représentés, à tort, homogènes sur les cartes géologiques. C'est le cas par exemple du granite de Ianakafy qui est constitué d'une imbrication de "lames" aux lithologies variées, plissées de manière complexe (fig. 4). La superficie des granites est également surévaluée dans les régions couvertes par la végétation (région de Fort-Dauphin ainsi que les granites à la périphérie de Fianarantsoa). En effet dans ces régions, les granites résistent à l'altération mieux que les roches métamorphiques. Ils sont alors mieux cartographiés ce qui donne lieu à des interpolations abusives au dépend des autres types de faciès.

Les quartzites et marbres sont également résistants à l'altération et facilement repérables à différentes échelles. Aussi ces lithologies sont "sur-représentées" sur les cartes géologiques et donc leur abondance relative est, ici, sur-estimée.

Au contraire, les métabasites qui sont souvent altérées et recouvertes de sols sont mal cartographiées et leur abondance relative est sous-estimée sur les cartes.

Proportion relative et surface

des lithologies Désignation	Sud de l'île (fig. 1)		Région Sud-Ouest (fig. 3)	
	%	km ²	%	km ²
Para et orthogneiss	53.2	51266	57.5	6464
Gneiss à Fk dominants	50.93	49046	44.3	4978
Gneiss à Pl dominants	2.3	2220	13.21	1486
Gneiss à graphite			23.3	2621
Granites	26.0	25018	12.1	1363
Métabasites	8.5	8204	13.8	1546
Quartzites	5.4	5206	7.9	890
Marbres	3.7	3518	6.5	725
Skarns	1.4	1364	0.6	66
Syénites	0.9	850	0.1	7
Serpentinite	0.6	573		
Anorthosites	0.3	282	1.5	169
Total	100.0	96281	99.9	11230

Tab. 1 : Abondance relative des lithologies. Ce document montre pour chaque lithologie son abondance relative et sa surface respective sur les figures 1 et 3. Colonne de gauche : Sud de l'île = 100 000 km²; colonne de droite : région Sud-Est = 10 000 km². Les chiffres fins indiquent des proportions relatives de gneiss spécifiques parmi les gneiss indifférenciés.

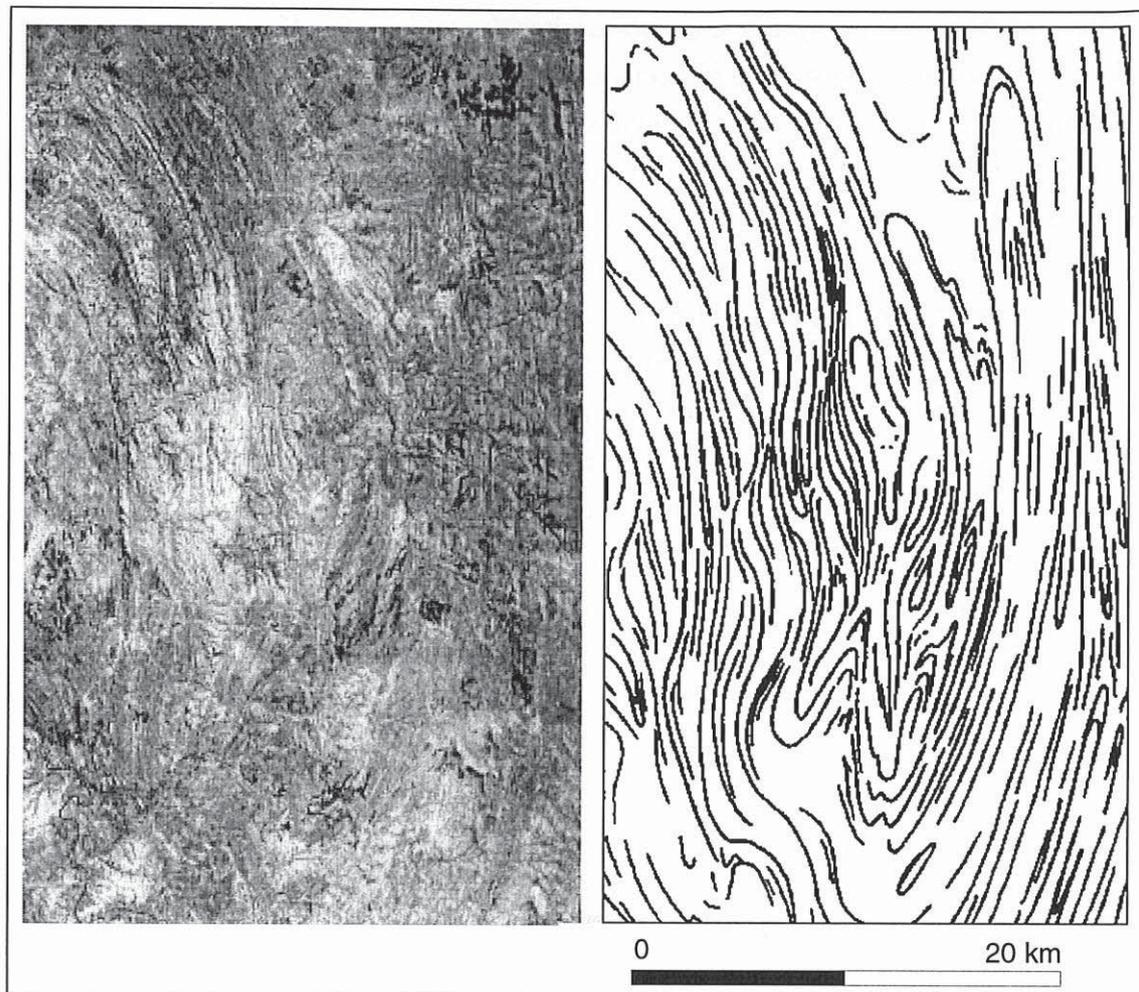


Fig.4 : Ensemble granitique hétérogène. L'image de gauche est un détail de l'image satellitale KJ 167-397 située sur le massif granitique de lanakafy. L'image de droite montre les trajectoires de foliation de ce secteur.

Les documents (figs. 1, 3 et tab. 1) mettent en évidence la dominance des **ortho et paragneiss** qui représentent plus de 50% des roches à l'affleurement. La deuxième lithologie la plus abondante correspond aux **granites** : 26% sur le tiers Sud de l'île (pour une superficie de $\approx 100\ 000\ \text{km}^2$), 12% dans la région particulière du Sud-Ouest (pour une superficie de $\approx 10\ 000\ \text{km}^2$). Il est donc clair que la croûte continentale malgache, à différentes échelles, est dominée par des roches à quartz et feldspath potassique (gneiss à Fk + granite représentent un minimum de 55%). Les roches basiques, avec seulement 9 à 14%, représentent tout de même, en terme de superficie, la troisième lithologie de ces cartes (figs. 1 et 3).

Les gneiss à feldspath potassique représentent 51% des lithologies sur la figure 1, et 44% à une autre échelle dans le secteur Sud-Ouest (fig. 3), au contraire les gneiss à plagioclase sont légèrement plus nombreux (13%) dans ce secteur que sur le tiers de l'île (2.3%). Sur le secteur réduit de la figure 3, la proportion de granite est plus faible ($\approx 12\%$) que sur la figure 1. A l'inverse les metabasites totalisent 14% sur la figure 3 ($1500\ \text{km}^2$ sur $11\ 000\ \text{km}^2$) alors qu'elles représentent 9% de la superficie sur la figure 1 ($8200\ \text{km}^2$, sur $100\ 000\ \text{km}^2$). Cette variation des lithologies est compatible avec la tendance que nous avons observée sur le terrain : à l'Ouest, d'Ejeda à Tranoroa, les pyroxénites, les amphibolites, les serpentinites et les gneiss à amphibole

- Skarns
- Marbres
- Quartzites
- Granites
- Syénites
- Terrains sédimentaires et volcaniques (<200 Ma)
- Zone de concentration de graphite
- Métabasites et granulites basiques
- Anorthosites

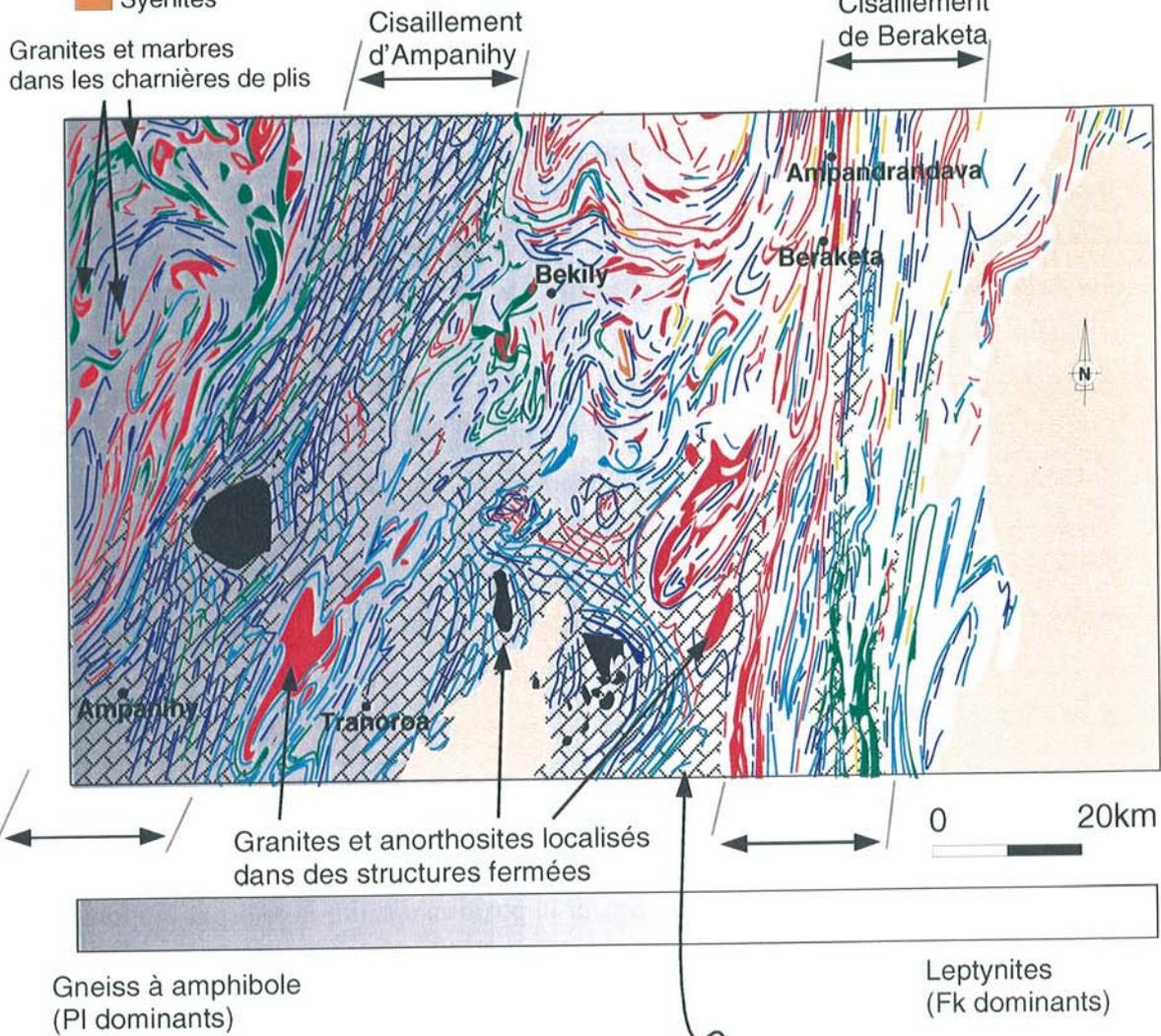
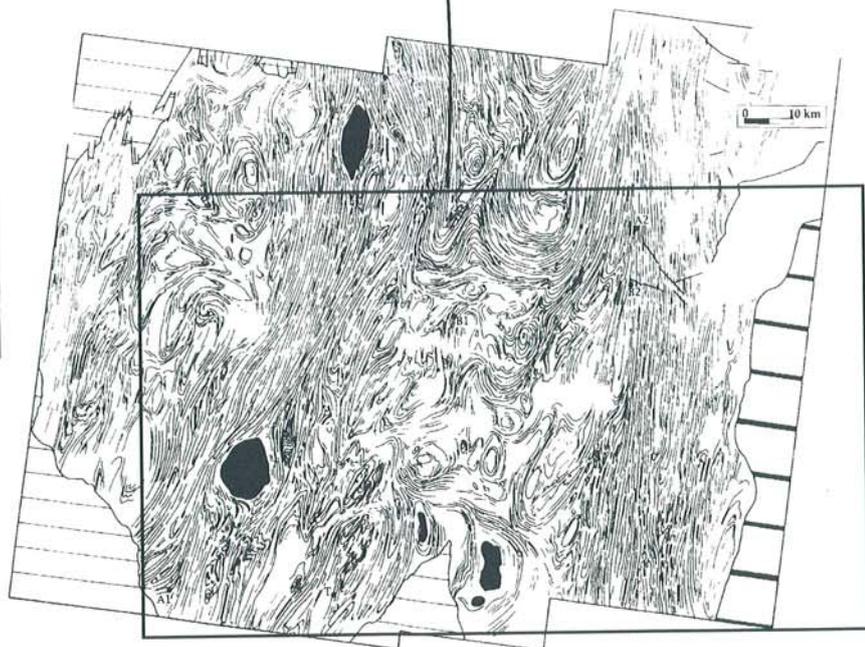


Fig. 3 : Lithologies et champ de déformation fine. En haut : carte de la région Sud-Ouest (secteur D, I-fig. 33). Document élaboré d'après les cartes de Boulanger et al., (1958) de Noizet et al., (1958) complété de nos observations. Les terrains sédimentaires et volcaniques (< 200 Ma) ont été regroupés. Le dégradé de gris illustre la variation depuis les gneiss à plagioclases dominants (gris sombre) vers les gneiss à fedspaths potassiques dominants (gris clair). En bas, les trajectoires de foliation de la même région (I-fig. 46).



sont nombreux. Plus à l'Est, à partir de Bekily, les leptynites et les gneiss silicoalumineux riches en feldspath potassique deviennent graduellement plus nombreux, alors que les métabasites sont de plus en plus rares. Enfin, à partir d'Amboasary, les roches sont dominées par des granites, des leptynites et des métapélites où la cordiérite et/ou le spinelle sont souvent présents. Ainsi, au Sud du cisaillement de Bongolava-Ranotsara, d'Ouest en Est, on remarque une évolution depuis des lithologies basiques jusqu'à des lithologies acides. Au Sud du Cisaillement de Bongolava-Ranotsara, les lithologies acides constituent également la lithologie dominante.

Les gneiss présentant du graphite affleurent uniquement dans la partie Sud-Ouest (figs. 1 et 3). Ils représentent une surface non négligeable de 23 % parmi les 10 000 km² d'affleurement précambrien de la figure 1.

Les marbres et les quartzites sont peu nombreux (< 6%) mais non négligeables. On les trouve sur le tiers Sud de l'île avec une répartition presque homogène, sauf au Nord-Ouest du cisaillement de Bongolava-Ranotsara où les marbres et les métabasites sont abondants et à l'Ouest d'Ankaramena où l'on trouve une concentration de quartzite suivant un axe Nord-Sud. Syénites, anorthosites et serpentinites représentent, quant à eux, des volumes négligeables sur le total des roches précambriennes (< 2%).

2. 2. Lithologies et champ de déformation finie

2. 2. 1. Lithologies et zones de cisaillement majeures

Les figures 3 et 5 permettent de comparer la position des lithologies par rapport au champ de déformation finie. Les lithologies sont parfois en relation géométrique avec ces grandes structures kilométriques. Dans la zone de cisaillement d'Ampanihy sont concentrés : deux massifs anorthositiques, et deux massifs de troctolites (figs. 3, 5). Cependant d'une façon générale il n'existe pas un type d'hétérogénéités lithologiques associées aux zones de cisaillement majeures. La déformation D2 n'est pas localisée par une lithologie particulière. Par contre diverses minéralisations sont localisées aux zones de cisaillement, ce qui témoigne d'importants transferts de fluides crustaux dont la circulation est favorisée dans ces structures tectoniques verticales. Les concentrations de minéralisations à graphite dans la zone de cisaillement d'Ampanihy en sont un exemple. Au Sud du cisaillement de Beraketa se localisent quelques minéralisations à graphite et des bancs de marbre (fig. 3). Les occurrences et les mines de phlogopites s'alignent sur le cisaillement de Beraketa (fig. 5). Dans un des cisaillements du système de Tranomaro, on observe, de la même manière, une concentration des minéralisations à phlogopite, mais aussi de celles à uranothorianite (fig. 5). Les 13 gisements d'hibonite (CaAl₁₂O₁₉) du Sud-Est de Madagascar sont également localisés dans ce cisaillement (Rakotondrazafy, 1995). Les skarns de la région Est semblent également en relation avec les zones de cisaillement de Tranoroa. La partie Nord-Ouest du cisaillement de Bongolava-Ranotsara montre la concentration de marbres, de quartzites et de skarns (figs. 1, 5).

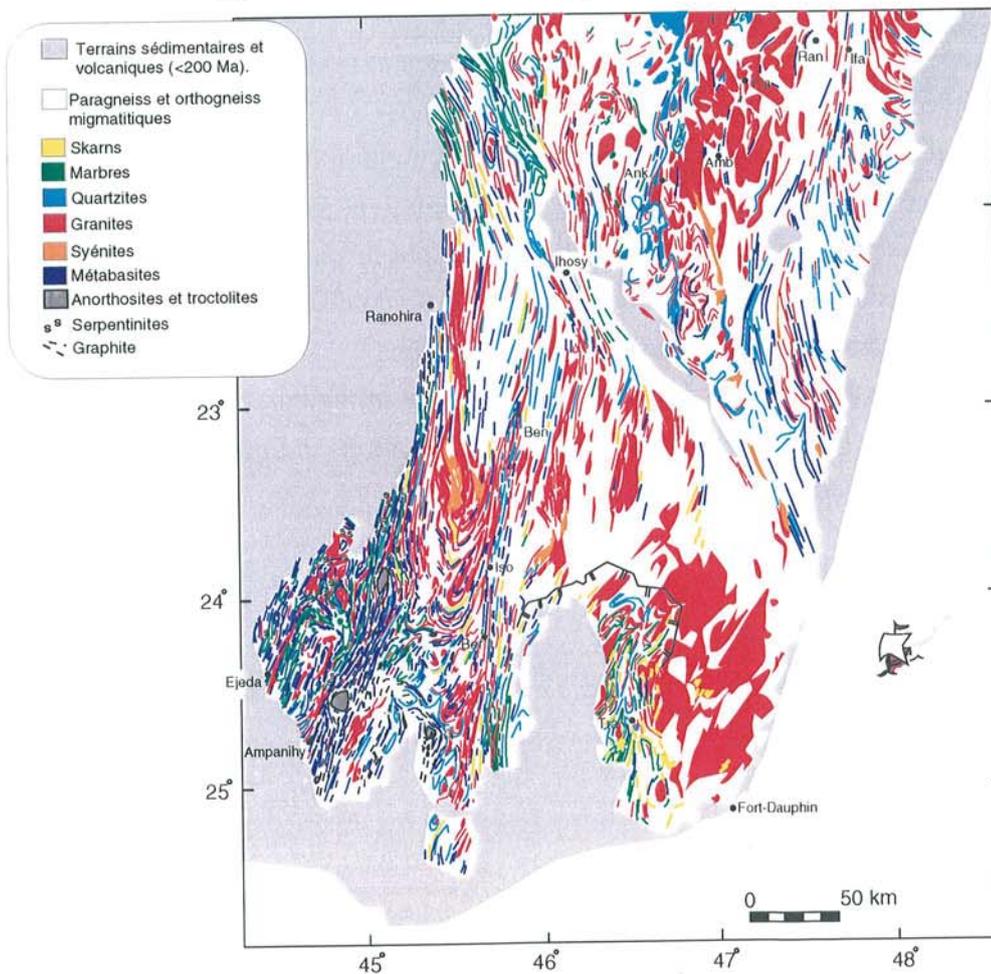
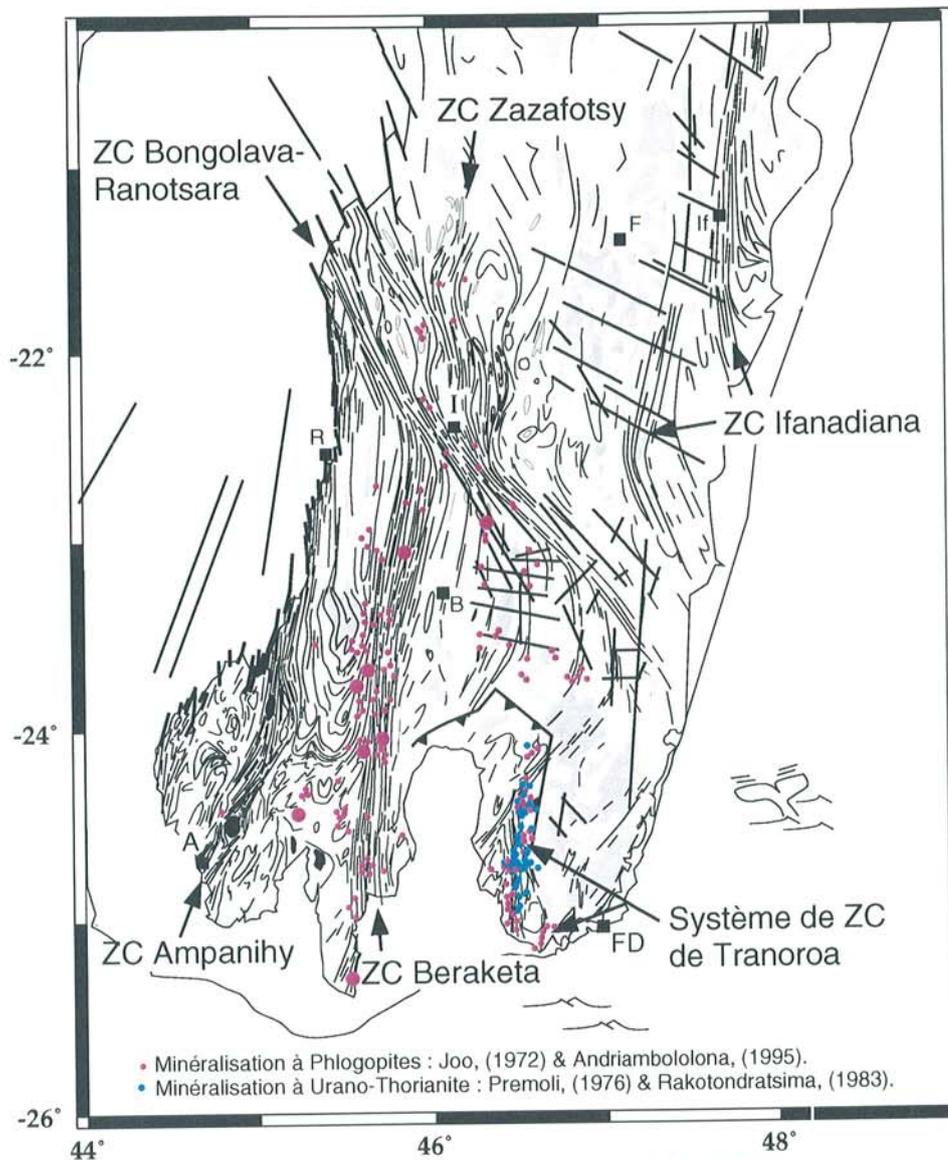


Fig. 5 : En haut : Trajectoires de foliation (l-figs. 24, 32) et minéralisations à phlogopites (magenta), à uranothorianites (bleu).
 En bas : Carte lithologique du Sud de Madagascar (fig. 1).

2. 2. 2. *Lithologies et domaines en dômes-et-bassins*

Sur la figure 3, on peut observer précisément la relation entre les structures fermées des domaines en dômes-et-bassins et les lithologies. Les géométries fermées correspondent parfois à des ensembles lithologiques homogènes (fig. 3, I-fig. 26). Ces ensembles lithologiques sont des massifs soit de marbre, soit de granite, soit d'anorthosite. C'est par exemple le cas au Nord d'Ampanihy (fig. 3) où se trouvent des ensembles de granite ou de marbre au centre des structures fermées et dans les charnières de ces structures plissées. Entre Ampanihy et Tranoroa un massif granitique est également associé à une structure fermée, plissée (fig. 3). Au Nord-Est de Tranoroa l'anorthosite de Mahambany (I-fig. 1) est située dans les limites d'une structure fermée ovoïde. Cependant, là encore à l'échelle régionale, le développement des structures fermées est indépendant des lithologies de type granite ou migmatite, ce qui exclurait un phénomène de type diapirique pour l'origine de telles structures.

3. **Conclusions**

Le Précambrien de Madagascar est composé d'une grande diversité de lithologies aux origines variées. Les gneiss migmatitiques et les granites sont particulièrement abondants. Sur le tiers Sud de l'île, ils représentent 75% des roches à l'affleurement. Les leucosomes, pegmatites et granites sont généralement en relation avec les structures tectoniques (D1 comme D2) qui soulignent leur caractère syncinématique.

Les lithologies quartzofeldspathiques constituent, quelque soit la région de l'île, le fond pétrographique des affleurements (50%), avec une dominance des roches composées de quartz et feldspath potassique (55%). Dans le secteur au Sud du cisaillement de Bongolava-Ranotsara, il existe une variation lithologique d'Ouest en Est, avec des gneiss qui deviennent à feldspath potassique dominant. Cette évolution est accompagnée par la diminution du nombre de lithologies basiques (serpentinites, metabasites, anorthosites) et l'augmentation du nombre de lithologies acides (granites, pélites, leptynites) vers l'Est. Ces évolutions se font de part et d'autre des zones de cisaillement majeures, les roches basiques étant localisées à l'Ouest du cisaillement d'Ampanihy et les lithologies acides et les Skarns à l'Est du cisaillement de Beraketa.

Enfin s'il n'existe pas de localisation des zones de cisaillement majeures (déformation D2) par une lithologies particulière, le contrôle structural des minéralisations indique que les zones de cisaillement sont le lieu de transfert de fluides d'échelle crustale.

B- ÉVALUATION DES PARAMÈTRES INTENSIFS DU MÉTAMORPHISME

1. Synthèse des résultats antérieurs

1. 1. Les paragenèses métamorphiques

Dans le Sud de Madagascar, de nombreuses paragenèses métamorphiques ont été décrites par différents auteurs et sont localisées sur la figure 6.

Un métamorphisme de faciès amphibolite de bas degré a été décrit très ponctuellement à l'extrême Nord-Ouest du Vohibory. Ce faciès métamorphique est souligné par la présence de muscovite dans des quartzites à graphite et disthène (Nicollet, 1988) et des micaschistes à deux micas avec ou sans disthène (Boulanger, 1954).

D'autres types de paragenèses sont, cette fois ci, caractéristiques du faciès granulite. Ce sont par exemple des roches à spinelle-quartz qui correspondent à des températures de cristallisation élevées, autour de 850°C (Hensen et Green, 1971; Vielzeuf, 1983). Ces paragenèses sont nombreuses dans le Sud-Est; elles sont plus rares vers l'Est et vers le Nord, on les trouve jusqu'à la hauteur d'Ihosy (fig. 6).

Les roches à saphirine sont nombreuses; elles présentent rarement en plus l'association sillimanite et orthopyroxène (Ackermann et al., 1989; Rakotondrazafy, 1992). A la saphirine peut s'ajouter la kornéropine ou le corindon (Lacroix, 1929; Mérgelin, 1968; Nicollet, 1988, 1990b). Madagascar est un des rares endroits du monde où des échantillons à grandidiérite et sérendibite sont décrits (dans les limites des zones de cisaillement de Bongolava-Ranotsara, d'Ampanihy et de Tranomaro, Lacroix, 1922; Nicollet, 1990b, fig. 6). Tous ces minéraux sont caractéristiques de haute température (>700°C) pour des pressions variables : ≈5 à 11 kbar (Lonker, 1988; Carson et al., 1995).

Vers le Sud-Ouest, il existe de nombreuses metabasites à : Hbl-Pl-Opx-Cpx; Hbl-Cpx-Grt-Pl; Cpx-Opx-Pl-Qtz; Opx-Grt-Pl-Qtz; Opx-Cpx-Grt-Pl, des assemblages minéralogiques qui caractérisent le faciès des granulites de pression intermédiaire (≈700°C, ≈6-8 kbar). Les granulites basiques présentent aussi des paragenèses à : Cpx-Opx-Grt-Qtz; Cpx-Grt-Pl-Qtz, avec ou sans amphibole, qui correspondent au faciès des granulites de haute pression (≈700°C, ≈7-11 kbar, De Waard, 1965; Green et Ringwood, 1967; Nicollet 1988).

Au Nord du cisaillement de Bongolava-Ranotsara et jusqu'à 20° de latitude, les paragenèses de haute température sont rares, seules des roches basiques à Hbl-Pl-Opx-Cpx ont été trouvées (Nicollet, 1988, Sud-Ouest du cisaillement de Bongolava-Ranotsara, fig. 6). Dans ce secteur, comme pour les régions du Sud, on trouve de nombreux gneiss à sillimanite, quartz et feldspath potassique sans muscovite. L'absence de la muscovite dans ces lithologies leucocrates est caractéristique du faciès amphibolite profond ou granulite (Winkler, 1979). Il est également exceptionnellement possible d'observer des leucosomes et pegmatites, syncinématiques, à

amphiboles mis en place dans des gneiss à biotite. Ces derniers témoignent de la fusion incongruente à haute température de la biotite ($Bt = H_2O + Hbl, \approx T > 750^\circ C$, Naney, 1983).

Sur l'ensemble du Sud de Madagascar, les paragenèses minéralogiques sont donc caractéristiques des conditions du faciès amphibolite profond et du faciès granulite.

1. 2. Quantifications et évolutions métamorphiques.

Un certain nombre de travaux se sont attachés à préciser les conditions de pression et de température des roches malgaches (Berglund et Touret, 1976; Nicollet, 1983; 1985a et b, 1986, 1988, 1990a et b; Rakotondratsima, 1983; Moine et al., 1985; Ackermann et al., 1989, 1991; Rakotondrazafy, 1992; Nédélec et al, 1992, 1994, 1995, fig. 6). Les auteurs ont évalué les conditions physiques du métamorphisme à partir de lithologies variées : des metabasites grenatifères à amphibole et/ou à pyroxène(s), des amphibolites à saphirine-corindon, des métapélites et leptynites à spinelle-quartz, spinelle-cordiérite ou grenat-cordiérite et des roches calcomagnésiennes. Les méthodes utilisées sont celles de la thermobarométrie par échanges cationiques, de l'analyse des paragenèses replacées dans des grilles pétrogénétiques et de l'étude des inclusions fluides.

Les résultats concernant les pressions sont contrastés à l'échelle de l'île mais relativement homogènes par secteur géographique. Les pressions sont de 5 ± 1 kbar pour les plus basses, situées à l'Est de l'île (Nicollet, 1988; Nédélec et al., 1992 et pers. com.) mais aussi dans la périphérie de la ville d'Ihosy (Nicollet, 1985a) et dans les limites du cisaillement de Beraketa (Nicollet, 1988; Ackermann et al., 1989, 1991; Rakotondrazafy, 1992). Dans le cisaillement de Beraketa des pressions de 8 ± 1 kbar sont également décrites (Ackermann et al., 1989, 1991). A l'Ouest du cisaillement de Beraketa les pressions calculées sont de 5 ± 1 kbar et de 7 ± 1 kbar dans le cisaillement d'Ampanihy et la région du Vohibory. Localement les pressions peuvent atteindre 11 ± 1 kbar pour les plus hautes, qui sont restreintes à la région du Vohibory (Nicollet, 1988).

Quelques soient les auteurs, les méthodes, les lithologies et les pressions évaluées, les températures maximales retenues par les roches sont, à quelques exceptions près, de $750 \pm 50^\circ C$. Il existe quelques granulites de plus haute température ($> 850^\circ C$), signalées par les paragenèses à spinelle-quartz et calculées à partir de la teneur en aluminium des orthopyroxènes (Ackermann et al., 1989; Rakotondrazafy, 1992) ou de la teneur en titane des amphiboles (Nicollet, 1988). Les conditions de température de $750 \pm 50^\circ C$ sont peut-être, alors, significatives d'une température de rééquilibration depuis des valeurs supérieures à $850^\circ C$.

Les hautes températures sont favorables à la cinétique des réactions et donc à l'équilibration des différentes phases qui présentent, à Madagascar, des compositions homogènes et peu de textures coronitiques. Dans ce contexte, les évolutions thermobarométriques (P-T-t) sont rares et obtenues en combinant l'étude de plusieurs roches ayant enregistré des étapes diverses de leur évolution.

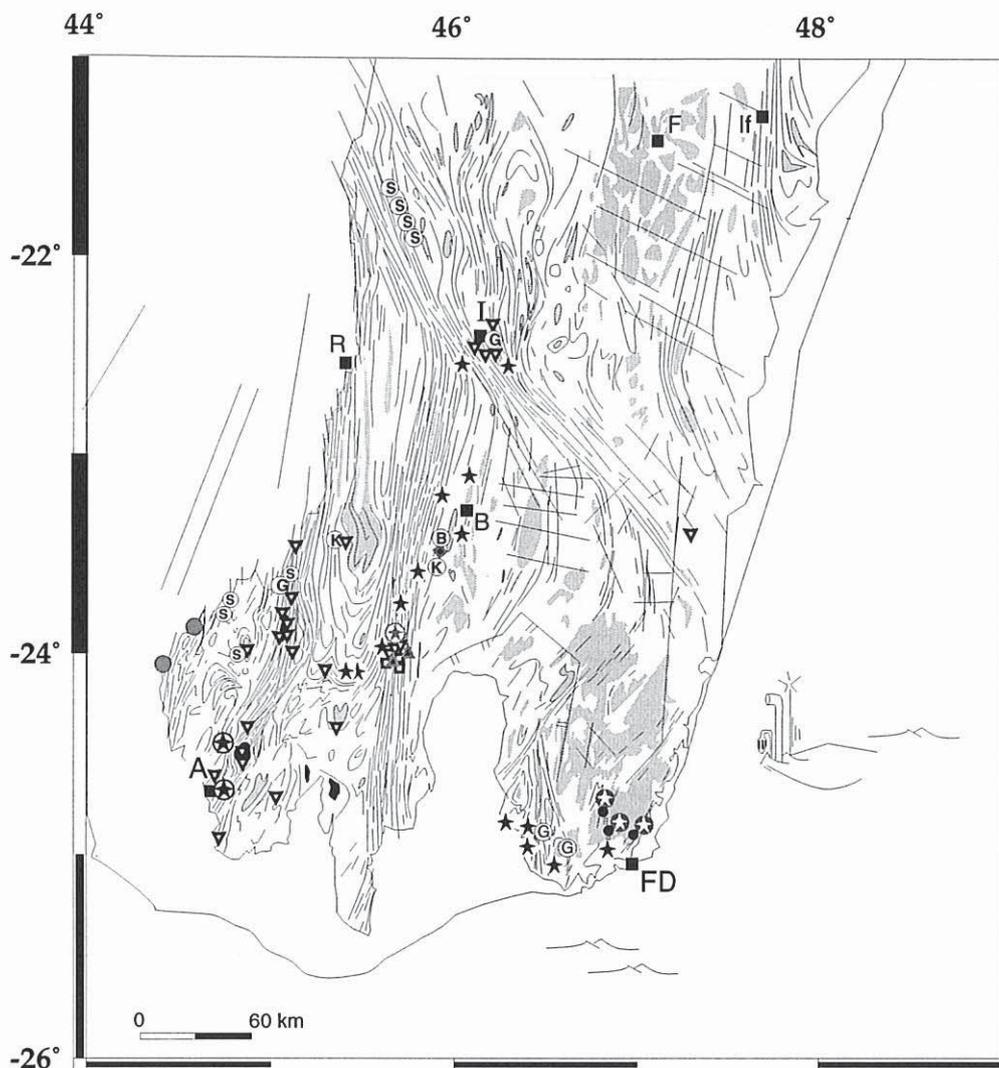


Fig. 6 : Carte tectonique du Sud de Madagascar et localisation des paragenèses métamorphiques.

<p>Roche à Spinelle-Quartz</p> <ul style="list-style-type: none"> ⊕ Nicollet, (1988) ⊗ Nédélec, (1992) et pers. com. ★ Cette étude ⊕ Rakotondrazafy, (1992) 	<p>Evaluation Pression-Température</p> <ul style="list-style-type: none"> ▼ Nicollet, (1988) ◆ Ackerman et al, (1989) ▣ Ackerman et al., (1991) ▲ Rakotondrazafy, (1992) ● Nédélec, 1992 et pers. com.
<p>Paragenèses spécifiques</p> <p>Ⓟ Brenon, 1953 ◆ Ackerman et al, 1989 ▲ Rakotondrazafy, (1992) Paragneiss à Spr Opx Crd +/- Sill +/- Spl +/- Bt</p> <p>Ⓚ Gneiss à kornéropine et saphirine Mergelin, (1968), Nicollet, (1988), Ackerman et al., (1989)</p> <p>Ⓢ Amphibolite et plagioclase à saphirine-corindon, Lacroix (1929), Nicollet, (1988)</p> <p>ⓐ Gneiss à grandidiérite et sérendibite et calcsilicate à sérendibite, Lacroix, (1922), Nicollet, (1988), (1990b)</p>	
<p>● Les occurrences de micaschiste à muscovite (faciès amphibolite de bas degré) Boulanger, (1954), Nicollet, (1988).</p>	

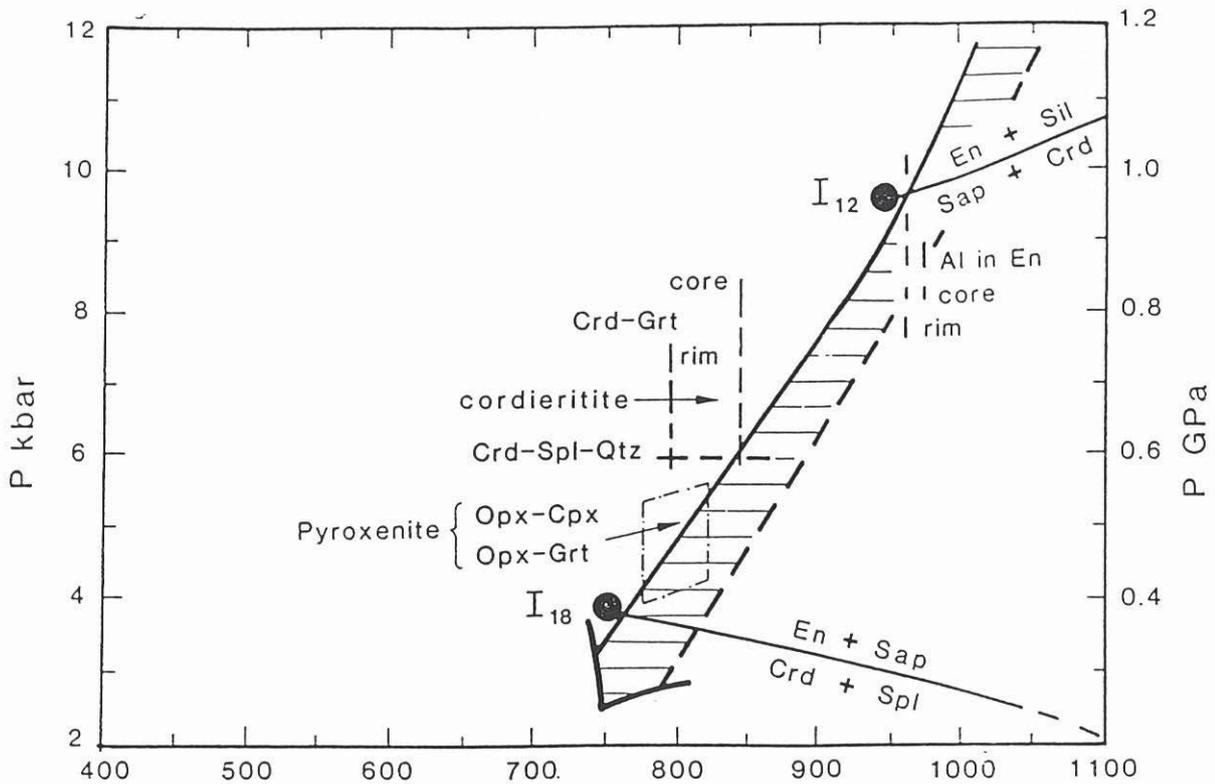


Fig. 7 : Évolution P-T de la région de Vohidava (Ackermann et al., 1989, fig. 6) calculée sur quatre roches . Points invariants : I12 Schreyer et Seifert, (1969) et I18 Seifert, (1974) dans le système MASH pour des roches à saphirine. La pression est également calculée sur une autre roche à cordiérite, baromètre : Crd-Spl-Qtz. Les températures sont obtenues par la teneur en Al_2O_3 dans l'Opx en présence de saphirine (Anastasiou et Seifert, 1972) et par les thermomètres : Crd-Grt, Opx-Grt, et Opx-Cpx.

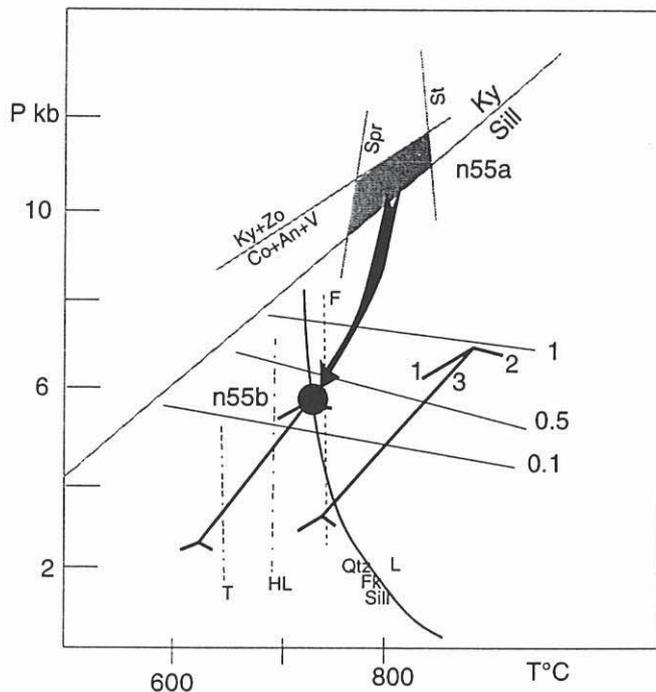


Fig. 8. Évolution P-T de la région du Vohibory (Nicollet, 1988). Échantillon n55a : Amphibolite à saphirine-corindon. Les lignes grises correspondent à la position des différentes courbes expérimentales : Ky-Sill; Holdaway, (1971); limite de stabilité de la saphirine Ganguly, (1972); Ky+Zo=Co+An+V; Storre et Nitsch, (1974); stabilité du Std Schreyer, (1968). Gneiss à cordiérite-grenat (n55b). Géothermomètre lignes noires : tiret Grt-Bt (F : Ferry et Spear, 1978); lignes mixtes Grt-Crd (T : Thompson, 1976; HL : Holdaway et Lee, 1977); fin de stabilité de l'assemblage Qtz-Sill-Grt-Crd pour $X_{Fe-Crd} = 0.25$ et $a_{H_2O} = 0.1; 0.5$ et 1 (Lonker, 1981); lignes épaisses réactions : (1)-Bt+Sill+Qtz=Crd+Fk+H₂O; (2)-Grt+Sill+Qtz+H₂O=Crd; (3)-Bt+Sill+Qtz=Gr+Grt+Crd+Fk+H₂O, pour $PH_2O = Pt$ à hautes températures et $PH_2O = 0.4Pt$ à plus basses températures (Holdaway et Lee, 1977). Fusion de l'assemblage Qtz-Fk-Sill pour $PH_2O = 0.4Pt$.

A Ampandrandava, sur des leptynites à Grt-Opx-Crd-Spl-Qtz, Nicollet (1990a) et Raymond Rakotondrazafy (1992) proposent l'évolution depuis un stade de haute température $T > 850^{\circ}\text{C}$ (paragenèses à spinelle-quartz et reliques de sillimanite en présence d'orthopyroxène dans des métapélites), vers un stade de 700°C déterminé par thermobarométrie classique; cette évolution s'accompagne d'une décompression non quantifiable observée par la déstabilisation du spinelle et du quartz au profit de la cordiérite.

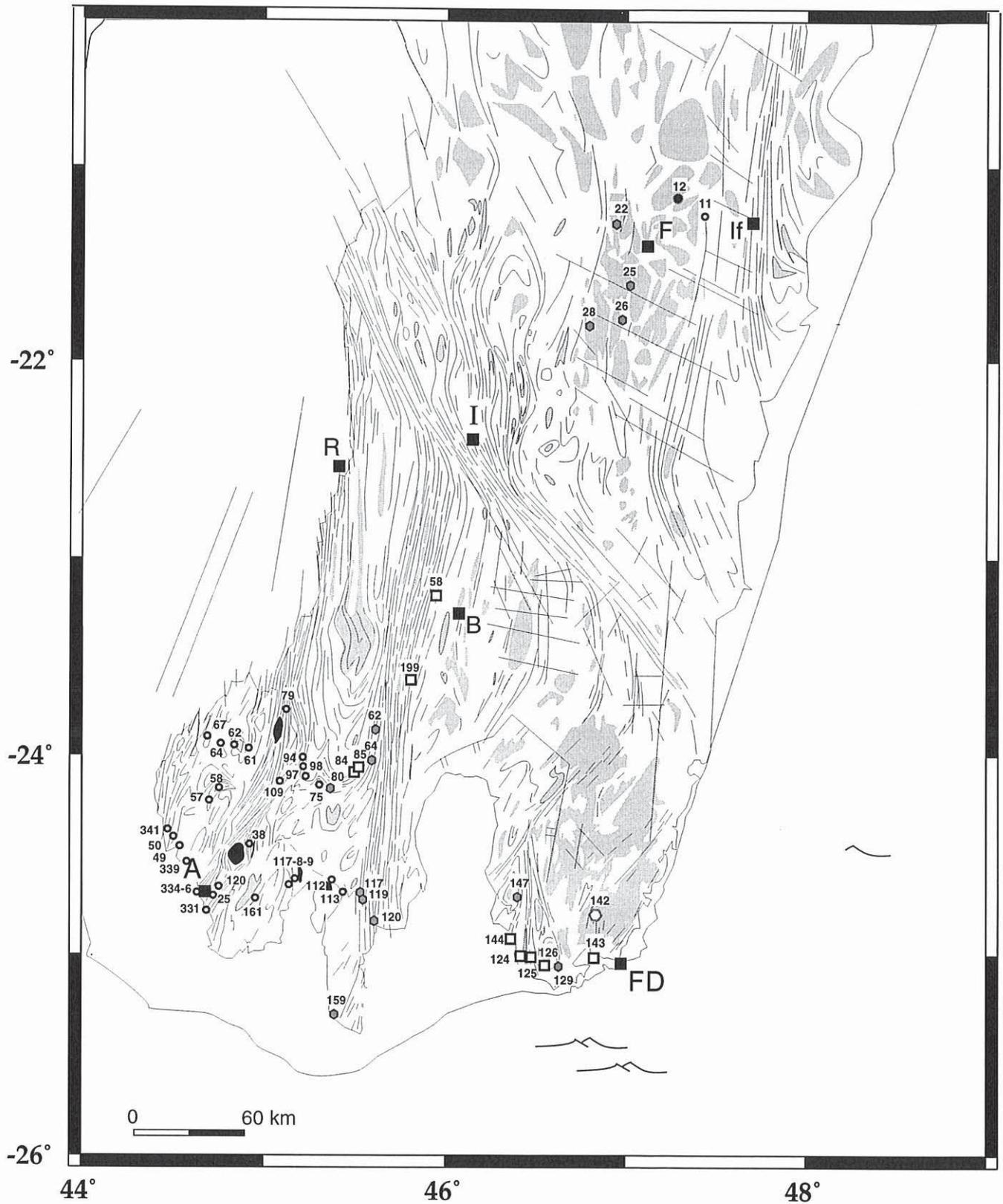
Ackermand et al., (1989, fig. 6) à partir de roches à saphirine, cordiérite, orthopyroxène \pm sillimanite déterminent un trajet rétrograde de 9.5 kbar à 950°C , jusqu'à 6 kbar et 800°C (fig. 7). Le maximum en pression est déterminé par la position de la réaction $\text{En} + \text{Sill} = \text{Spr} + \text{Crd}$ dans l'espace P, T. Cependant la position de cette réaction diffère selon les auteurs : Schreyer et Seifert, (1969) placent cette réaction à des pressions supérieures à 9 kbar, Harley et al., (1990) placent la stabilité de l'assemblage orthopyroxène-sillimanite à 7.5-8 kbar, Vielzeuf (1983) suggère que l'assemblage est plutôt caractéristique des hautes températures. En conséquence le trajet P, T de la figure 7, depuis un stade de moyenne à haute pression (9.5 kbar), n'est pas vraiment bien contraint.

Dans le Vohibory, des amphibolites à saphirine-corindon et des clinopyroxénites à clintonite-sérendibite permettent d'évaluer des conditions de 9-11.5 kbar pour $750\text{-}800^{\circ}\text{C}$ (fig. 8, Nicollet, 1988). Une métapélite voisine à Sill-Grt-Crd-Fk montre des textures réactionnelles, impliquant le déséquilibre : $\text{Bt} + \text{Qtz} + \text{Sill} = \text{Crd} + \text{Grt} + \text{Fk} + \text{H}_2\text{O}$ Nicollet (1988), qui témoigne d'une décompression. Les compositions des minéraux de cette roche sont compatibles avec des conditions métamorphiques de 4-5 kbar pour 750°C . Amphibolites et métapélites soulignent donc l'évolution des conditions de pression et température depuis 9-11.5 kbar à 800°C jusqu'à 4-5 kbar pour 750°C .

Les travaux précédents montrent que si les conditions pression et température du métamorphisme du Sud de Madagascar sont bien caractérisées les trajets P-T-t sont beaucoup plus difficiles à établir.

2. Nouvelles estimations des conditions P-T à l'échelle du Sud de Madagascar

Compte-tenu de la superficie du Sud malgache, il était nécessaire de compléter les travaux cités précédemment. Nous avons donc réalisé un échantillonnage systématique des lithologies de minéralogie appropriée à l'utilisation des géothermobaromètres, en particulier les paragenèses à grenat (fig. 9, tab. 2). Nous avons essayé d'obtenir un maillage le plus serré possible mais qui, du fait de l'absence des paragenèses adéquates ou de la difficulté d'accès de certains secteurs, reste incomplet. Dans les zones situées au Nord et Nord-Est d'Ihoso et à l'Est de Betroka entre les latitudes -22° et -24° , nous ne possédons pas d'échantillons intéressants d'un point de vue thermodynamique. Nous aurions ensuite souhaité utiliser une méthode unique pour l'ensemble des échantillons afin de comparer l'évolution P, T à l'échelle régionale malheureusement cela n'a été que partiellement possible, les lithologies étant trop différentes.



44° 46° 48°
 Fig. 9 : Localisation des échantillons étudiés.

- Métapélites
- Métabasites grenatifères
- ◐ Métabasites non grenatifères
- ◑ Charnockite
- Métasyénite

Métabasites grenatifères			Métapélites et gneiss à grenat et spinelle		
	N°	Faciès		N°	Faciès
Paragenèse			Paragenèse		
Grt Cpx Hbl PI Qtz Bt	11	HP	Grt Qtz Spl Crd Sill PI Bt	58	A
Grt Opx Cpx Hbl PI Fk Qtz Bt	25	HP	Grt Fk Qtz Spl Crd Sill Bt	84	A
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz Bt	38	HP	Grt Fk Qtz Spl Sill PI Bt	85	A
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz	49	HP	Grt Fk Qtz Spl Crd Sill	124	A
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz	50	HP	Grt Fk Qtz Spl Sill	125	A
Grt Hbl PI Qtz	57	A	Grt Fk Qtz Spl Sill PI	126	A
Grt Hbl PI Qtz	58	A	Grt Fk Qtz Spl Crd Sill	143	A
Grt Cpx Hbl PI Qtz	61	HP	Grt Fk PI Qtz Spl Crd Sill Bt	144	A
Grt Hbl PI Qtz	62	A	Qtz Spl Crd Sill PI Bt, Grt (un dans la lame)	199	A
Grt Cpx Hbl PI Qtz	64	HP			
Grt Hbl PI Qtz Bt	67	A			
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz	75	HP			
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz Bt	79	HP			
Grt Opx Cpx PI Qtz	94	HP			
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz	97	HP			
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz Bt	98	HP			
Grt Opx Cpx PI Qtz	109	HP			
Grt Opx Hbl PI Qtz	112	PI			
Grt Opx Hbl PI Qtz Bt	113	PI			
Grt Opx Hbl PI Bt	114	PI			
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz	117	HP			
Grt Opx Hbl PI Qtz	118	PI			
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz	119	HP			
Grt Cpx Hbl PI Qtz Bt	120	HP			
Grt Opx Cpx PI Qtz	161	HP			
Grt Opx Cpx PI Qtz	331	HP			
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz	334	HP			
Grt Opx Cpx PI Qtz	336	HP			
Grt Cpx Hbl PI Qtz	339	HP			
Grt Opx Cpx Hbl PI Qtz	341	HP			

Métabasites non grenatifères		
	N°	Faciès
Paragenèse		
Cpx Hbl PI Qtz Bt	22	A
Hbl PI Qtz Fk Bt	25	A
Opx Hbl PI Bt	26	A
Hbl PI Qtz Fk Bt	28	A
Cpx Hbl PI Bt	62	A
Cpx Hbl PI Bt	64	A
Opx Cpx Hbl PI Bt	80	PI
Opx Cpx Hbl PI	117	PI
Cpx Hbl PI Qtz Fk	119	A
Opx Cpx Hbl PI Qtz	120	PI
Opx Cpx Hbl PI Bt, Qtz (en faible quantité)	129	PI
Opx Cpx Hbl PI	147	PI
Cpx Hbl PI, Opx (en faible quantité)	159	PI

Métasyénites		
	N°	Faciès
Hbl Qtz Fk Bt	12	A

Charnockites		
	N°	Faciès
Grt Opx PI Fk Qtz Bt	142	A

Tab. 2 : Tableaux des paragenèses des roches étudiées dans ce mémoire (Roches pélitiques à grenat-spinelle, metabasites grenatifères et non grenatifères, métasyénites et charnockites). HP : paragenèse du faciès des granulites de haute pression, PI : paragenèse du faciès des granulites de pression intermédiaire, A : paragenèse atypique (Green et Ringwood, 1967, Nicollet 1988). Les chiffres en gras correspondent aux roches étudiées dans la note Martelat et al., (1997), incluses dans ce manuscrit.

Les lithologies sélectionnées sont des **métabasites**, granulitiques pour la plupart, à pyroxène(s), amphibole, plagioclase, pauvres en quartz avec ou sans grenat (tab. 2). Nous avons analysé 30 metabasites à grenat et 12 sans grenat. Les **paraleptynites** utilisées, au nombre de neuf, sont des roches à grenat, spinelle, sillimanite, quartz, plagioclase et/ou feldspath potassique et parfois cordiérite, biotite. Une **métasyénite** et une **charnockite**, toutes deux à feldspath potassique et quartz abondant complètent cette liste.

Afin de contraindre les conditions de température et de pression, nous avons utilisé les méthodes thermobarométriques basées sur des échanges cationiques. Les thermobaromètres sont nombreux et selon les différentes calibrations, modèles d'activité et solutions solides utilisés, on obtient des différences significatives (Essene, 1982; Spear, 1993). Il est donc conseillé par ces auteurs d'utiliser plusieurs méthodes et particulièrement les méthodes dites "internally consistent" qui utilisent la même base de données thermodynamiques pour toutes les phases. Ces logiciels,

permettant un traitement rapide d'un grand nombre de données, sont plus efficaces que les thermobaromètres conventionnels; ils permettent d'estimer la qualité des équilibres étudiés et, dans les cas favorables, d'identifier les phases qui ne sont pas à l'équilibre ou dont les compositions ne sont pas bonnes (Berman, 1988; Powell et Holland, 1988; Berman, 1990; Holland et Powell, 1990). Nous avons, dans la mesure du possible, utilisé la même méthode (le logiciel TWEEQ), comparée à différentes calibrations de la littérature classiquement utilisées dans le faciès granulitique (voir référence dans Essene, 1982 et Spear, 1993), et ce sur différents ensembles de minéraux d'une même lame mince.

2.1. Les paraleptynites

2. 1. 1. Pétrographie

Neuf paraleptynites ont été sélectionnées pour une étude à la microsonde électronique (fig. 9, tab. 2). Toutes ces roches possèdent l'assemblage grenat, spinelle, sillimanite, quartz, feldspath potassique et/ou plagioclase, la cordiérite et la biotite leur sont parfois associées. Ces roches contiennent de nombreuses myrmeckites et les feldspaths potassiques sont à perthites très fines. Zircon, monazite, graphite, ilménite et magnétite sont présents en minéraux accessoires.

Les textures des roches sont polygonales, les limites de grains sont nettes et droites et se rejoignent en points triples (fig. 10). Les habitus et les tailles des minéraux sont variables, de 50 microns jusqu'au millimètre. Dans les lames 84, 85 et 199, la sillimanite est abondante. Elle montre des sections losangiques de 100 μm et des sections allongées qui dépassent parfois 3 mm. Les autres échantillons contiennent de rares sillimanites, (parfois moins de trois cristaux par lame) qui sont blindées dans les grenats (143, fig. 10). La cordiérite forme de gros minéraux plurimillimétriques dans la matrice où elle englobe parfois le spinelle (143, 199, 58, fig. 10).

Il existe également des réactions entre les phases soulignées par des textures coronitiques. Le spinelle et le quartz sont toujours séparés d'une auréole de plagioclase, de feldspath, de sillimanite ou plus rarement de cordiérite à la limite de l'observation au microscope optique. Cette disposition coronitique de la cordiérite autour du spinelle, au contact du quartz, souligne la déstabilisation $\text{Spl} + \text{Qtz} = \text{Crd}$ (84, 199, fig. 10, Vielzeuf, 1983). L'association spinelle-quartz n'est stable que dans une seule une lame (85, fig. 10). D'autres textures réactionnelles sont visibles : la lame 124 montre des liseris de cordiérite associés à du spinelle, séparant les grenats d'une matrice quartzofeldspathique contenant quelques sillimanites; texture compatible avec la réaction $\text{Grt} + \text{Sill} = \text{Crd} + \text{Spl}$. La lame 144 montre des doubles auréoles de cordiérite et de grenat, séparant le spinelle du quartz, exemple de l'équilibre $\text{Spl} + \text{Qtz} + \text{Sill} = \text{Grt} + \text{Crd}$ (144, fig. 10). La lame 143 montre des auréoles de sillimanite au contact du grenat, autour des spinelles ainsi séparés des cristaux de quartz : $\text{Spl} + \text{Qtz} = \text{Grt} + \text{Sill}$. Les lames 58 et 199 présentent des auréoles de cordiérite autour des grenats qui se déstabilisent conformément à la réaction $\text{Grt} + \text{Sill} + \text{Qtz} = \text{Crd}$. L'ensemble de ces lames montrent **l'apparition de la cordiérite associée à la disparition du spinelle et du quartz** indiquant une **évolution en décompression et/ou en refroidissement**.

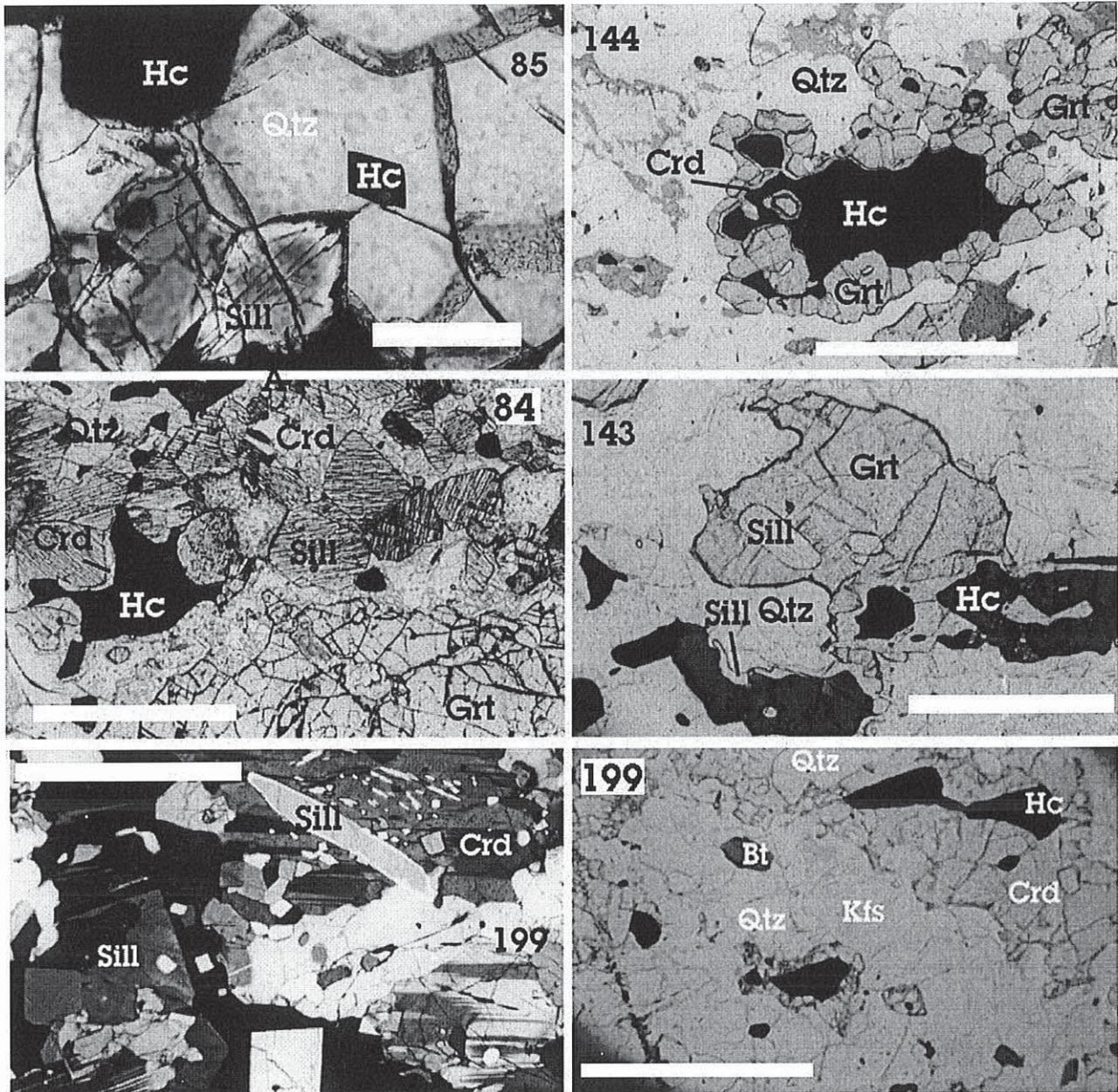


Fig. 10 : Photographies représentatives des textures des métapélite. La barre blanche représente 200 μ m sur l'image 85. Pour les 5 autres photos, la barre blanche représente 1 mm. Lame 85 : Le Spl (Hc) et le Qtz sont en contact, LPA. Lame 144 : doubles auréoles de Crd et Grt entre Spl et Qtz, LA. Les limites de grain des Grt montrent des géométries en point triple. Lame 84 : section hexagonale des Sill, fines auréoles de Crd autour du Spl, LA. Lame 143 : Sill en auréole autour du Spl et au contact du Grt. Le Spl n'est pas en contact avec le Qtz; LA. Lame 199 (gauche) : Grande cordiérite et grande Sill dans la matrice et dans les oxydes, LPA. Lame 199 (droite) : La cordiérite englobe le Spl : Spl+Qtz = Crd. La texture est granoblastique, LA. LA : lumière analysée; LPA : lumière polarisée analysée.

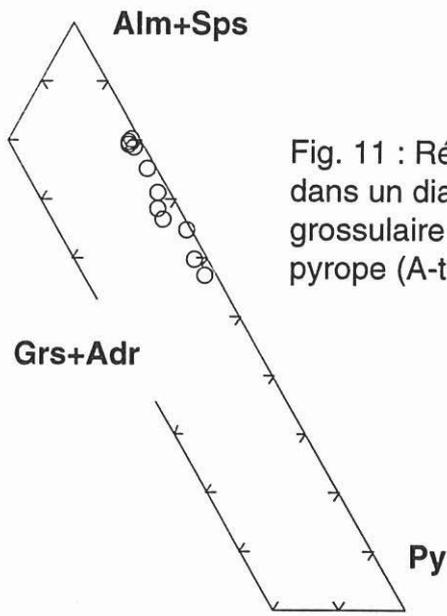


Fig. 11 : Répartition des grenats des métapelites dans un diagramme almandin = spessartine, grossulaire + andradite, pyrope (A-tab. 3).

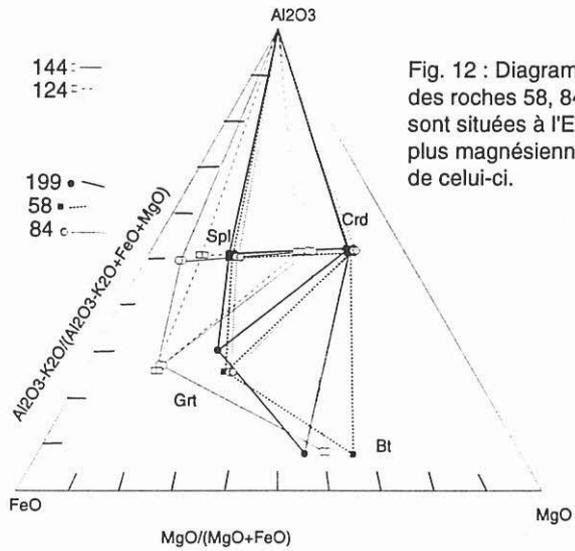


Fig. 12 : Diagramme AFM permettant de comparer les teneurs en Fe-Mg des roches 58, 84, 124, 144, 199. Les roches les plus ferrifères (124, 144) sont situées à l'Est du cisaillement de Beraketa alors que les roches les plus magnésiennes sont situées dans le cisaillement de Beraketa et à l'Ouest de celui-ci.

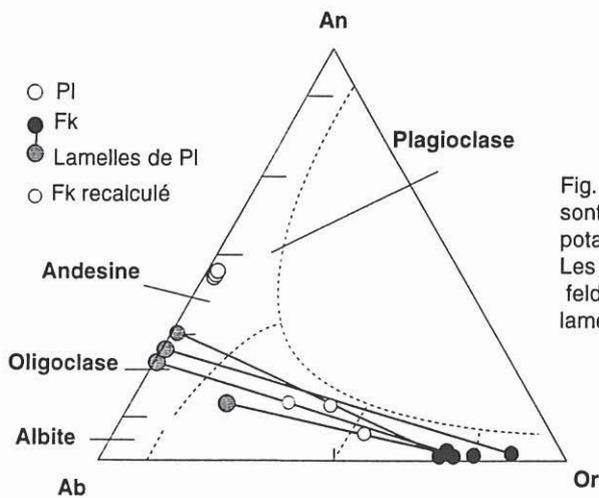


Fig. 13 : Diagramme anorthite, albite, orthose. Sur ce diagramme sont placées les compositions des feldspaths (plagioclases, feldspaths potassiques et de leurs lamelles d'exsolution) des 9 métapelites. Les ronds blancs correspondent aux feldspaths recalculés à partir des feldspaths potassiques et des perthites qu'ils contiennent pour les lames 85, 125, 126 (A-tab. 5).

2. 1. 2. Chimie des minéraux

Les analyses présentées dans cette thèse ont été obtenues sur une microsonde électronique Camebax type "microbeam" à l'Université de Clermont-Ferrand. Les conditions analytiques étaient les suivantes : tension d'accélération des électrons de 15 kV, intensité du courant = 15 nA, temps de comptage 15 secondes par élément, standard = oxydes et silicates naturels.

Les cordiérites des roches 143, 144 et 199 (A-tab. 1) ont des sommes de poids d'oxydes supérieures à 99%, caractéristiques de cordiérites anhydres (A-tab. 1). Les roches 58 et 84 ont des cordiérites dont les sommes de poids d'oxydes sont de 98.72 et 98.17% qui peuvent représenter des analyses de cordiérites faiblement hydratées (%wt CO₂/H₂O = 1.28-1.83%) ou correspondre à des erreurs d'analyse. Les rapports XMg (Mg/(Fe²⁺+Mg)) se situent entre 0.6 et 0.8, ces cordiérites sont donc magnésiennes. Les cordiérites des échantillons les plus occidentaux (58, 84 et 199, fig. 9) sont parmi les plus magnésiennes (XMg = 0.8).

Le spinelle est présent dans les neuf roches étudiées (A-tab. 2). Les spinelles de ces roches sont des solutions solides entre les deux pôles purs hercynite-spinelle: de 60 à 80% (en mole %) pour l'hercynite et de 40 à 15% pour le spinelle sensu stricto. Dans les roches 58 et 199 (cisaillement de Beraketa), le pôle pur galaxite (MnAl₂O₄) atteint les 2-3%, le reste des spinelles correspond au pôle maghémite (Fe³⁺₂O₄) qui atteint les 3%. Dans toutes les roches, la teneur en Cr₂O₃ est inférieure à 0.6% (en poids d'oxydes). La teneur en zinc mesurée sur les échantillons 84, 126, 144, 199 ne dépasse généralement pas 0.9%. Ces faibles teneurs en zinc et chrome, dans des roches leucocrates, sont des caractéristiques de spinelles de roches de haute température (Montel et al., 1986; Waters, 1991). Sur une roche, nous avons également mesuré la teneur en nickel qui ne dépasse pas, non plus, 0.9%.

Les grenats sont également décrits par une solution solide entre les pôles purs : almandin (52 à 77%) et pyrope (40 à 18%, fig. 11, A-tab. 3). Les teneurs en composant grossulaire de ces grenats sont faibles, de 1 à 3.4 %. Le pôle spessartine est également peu élevé, autour de 1%, sauf pour les roches 58 et 199 où il atteint plus de 10%.

Des cristaux de biotite sont observés dans les roches 58, 144 et 199 (quelques petits cristaux); dans la roche 85 la biotite est secondaire. Les analyses de ces biotites sont semblables, ces minéraux sont riches en titane TiO₂ = 4-5% (A-tab. 4). Les biotites de la lame 85 sont plus riches en Mg que les biotites des autres échantillons, XMg = 0.83 au lieu de 0.56, 0.65 et 0.68.

Si l'on compare la chimie des phases ferro-magnésiennes des roches de part et d'autre du cisaillement de Beraketa, on constate que celles situées à l'Ouest (84, 58, 199) sont plus magnésiennes que celles situées à l'Est (124, 144, fig. 9, 12).

Les lames 58 et 199 contiennent uniquement des plagioclases de type andésine (Ab 52-68%, An 31-46%). L'échantillon 143 est le seul à contenir des feldspaths potassiques sans exsolution (An 1%, Ab 23% , Or 76%). Les autres lames présentent des feldspaths potassiques perthitiques (An 0-3%, Ab 10-20%, Or > 72%, A-tab. 5, fig. 13) dont les exolutions sont des lamelles de plagioclase (An 10-25%, Ab 75-80%, Or 0-1%). La composition du feldspath potassique de

l'échantillon 84 n'a pu être estimée précisément, les perthites étant trop nombreuses. A partir de photographies des feldspaths exsolvés (fig. 14), nous avons estimé la surface effective du feldspath potassique et celle des perthites. Nous avons ainsi recalculé la composition du feldspath initial (figs. 13, 14). Le pourcentage de feldspath potassique par rapport à celui de plagioclase, obtenu par cette méthode, est relativement constant pour une lame, même pour des grains qui semblaient contenir un nombre de lamelles différent à l'oeil nu (fig. 14). L'incertitude du calcul ($\approx 2\%$) réside principalement dans l'estimation des largeurs des lamelles de plagioclase dépendantes de la mise au point au microscope. Les feldspaths ainsi calculés sont riches en composant orthose $>35\%$ (fig. 13).

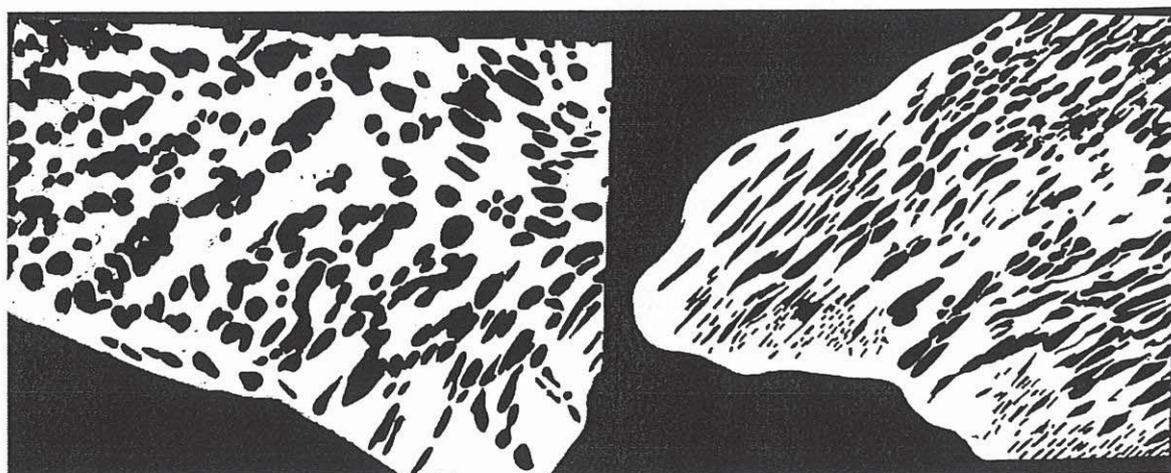


Fig. 14: Dessins de feldspaths alcalins : la surface en blanc correspond aux feldspaths potassiques et celle en noire aux exsolutions qu'ils contiennent. Exemple de deux feldspaths de la lame 126. Ici, à partir de ces dessins, nous avons estimé à 43% la proportion d'exsolution pour 57% de feldspath potassique. Nous pouvons alors recalculer la composition du feldspath initial non exsolvé.

2. 1. 3. Estimations P-T

Afin d'établir les conditions du métamorphisme, nous avons appliqué à nos roches différents thermobaromètres. Pour les associations à Crd-Spl-Qtz, nous disposons d'un thermomètre basé sur la réaction : $Hc + MgCrd = Spl + FeCrd$ et d'un baromètre calibré à partir de la réaction : $2Spl + 5Qtz = Crd$ (Vielzeuf, 1983).

Les paragenèses à Crd-Grt-Sill-Qtz nous permettent d'employer le thermomètre utilisant la réaction $FeCrd + Prp = MgCrd + Alm$ (Thompson, 1976; Holdaway et Lee, 1977). On peut également se servir du baromètre: $3Crd = 2Grt + 4Sill + 5Qtz$ (Thompson, 1976; Holdaway et Lee, 1977) ou $3MgCrd \cdot xH_2O = 2Prp + 4Sill + 5Qtz + 3xH_2O$ qui est dépendant de l'activité de l'eau (Lonker, 1981; Martignole et Sisi, 1981). Les calibrations de ces auteurs présentent des pentes de réaction très différentes, nous avons la chance qu'elles se coupent dans la gamme de températures des granulites, entre 750-800°C (fig. 15, roche 124 et 143). Les auteurs proposent des isoplethes $XMgCrd$ et $XMgGrt$ dans des diagrammes P-T pour des cordiérites anhydres (Thompson, 1976) ou avec des teneurs en eau constitutive (nH_2O , Martignole et Sisi, 1981) ou encore des fractions molaire d'eau fixées (XH_2O , Lonker, 1981). Dans le Sud de Madagascar nous n'avons pas de contraintes sur l'activité des fluides (Pili, 1997). Nos cordiérites semblent anhydres ou faiblement hydratées. Sur la figure 16, nous avons choisi pour les calibrations de Lonker (1981) et Martignole

et Sisi (1981), respectivement une teneur en eau constitutive : $nH_2O = 0.5$ et une fraction molaire d'eau : $XH_2O = 0.5$. De telles valeurs donnent des pressions supérieures pour nos roches que celles qui seraient obtenues avec $nH_2O = 0$ ou $XH_2O = 0$. Toutefois, on constate que ce choix positionne les équilibres au même niveau que les réactions du baromètre Crd-Spl-Qtz avec une cordiérite anhydre (fig. 16). Ce fait souligne bien le problème de la précision de ces baromètres.

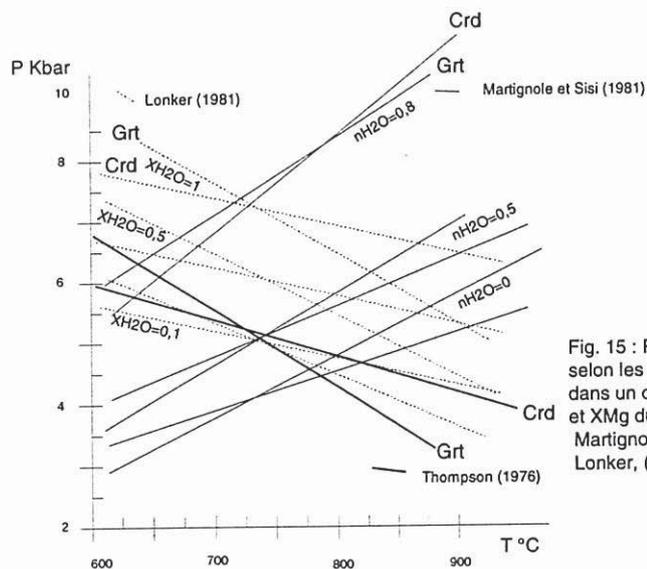


Fig. 15 : Pentas des réactions différentes du baromètre selon les différentes calibrations du baromètre $3Crd = 2Grt + 4Sill + 5Qtz$ dans un diagramme P-T. Cas de roches 143 et 124, à XMg de la Crd = 0.6 et XMg du Grt = 0.2. Thompson, (1976) pour des cordiérites anhydres, Martignole et Sisi, (1981) pour différentes teneurs en eau constitutive (nH_2O), Lonker, (1981) pour différentes fractions molaire (XH_2O).

La présence simultanée de Grt-Pl-Sill-Qtz permet d'utiliser le baromètre établi sur l'équilibre $3An = Grs + 2Sill + Qtz$. La précision de ce baromètre est limitée par la teneur en grossulaire du grenat qui est faible pour nos roches présentant un telle paragenèse (Grs : 3.3 et 1.5%, A-tab. 3). La précision des résultats diminue encore quand la teneur relative en Mn est importante devant celle du Mg (Newton et Haselton, 1981), ce qui est le cas des roches 199 et 58. D'autre part nous avons utilisé cette calibration avec les plagioclases recalculés à partir des feldspaths exsolvés, dont les teneurs en anorthite sont faibles. Il est évident que plus les compositions sont faibles plus les erreurs d'analyse auront une importance sur la qualité des résultats. Malgré ces limitations, comme ce baromètre est applicable à la plupart des roches sélectionnées, nous l'avons employé mais les résultats obtenus avec cet équilibre ne seront qu'indicatifs.

L'association Grt-Spl-Sill-Qtz (Bohlen et al., 1986) nous permet d'appliquer un baromètre établi sur la réaction $3Hc + 5Qtz = Alm + 2Sill$. Ce baromètre est fortement dépendant de la température mais cette paragenèse est souvent présente dans nos roches.

En complément de ces méthodes, nous avons estimé les conditions P-T avec le logiciel TWEEQ. Les résultats obtenus sur les paragenèses pélitiques avec ce logiciel sont généralement moins précis que ceux obtenus à partir des metabasites (Ravindra Kumar et Chacko, 1994). Sur les assemblages à Crd-Spl-Sill-Qtz, le logiciel calcule 19 réactions parmi lesquelles plusieurs groupes de 4 indépendantes (fig. 17). Par souci de comparaison avec les résultats obtenus par les thermobaromètres précédemment cités, nous avons conservé sur la figure 18, les 4 réactions indépendantes suivantes (1) $2Sill + Alm = 3Hc + 5Qtz$, (2) $2Spl + 5Qtz = MgCrd$, (3) $4Sill + 5Qtz + 2Alm = 3FeCrd$, (4) $4Sill + 5Qtz + 2Prp = 3MgCrd$. Comme pour les roches basiques à amphibole, nous avons volontairement choisi des réactions sans intervention de fluide et donc

sélectionné les propriétés thermodynamiques de la cordiérite anhydre. La réaction $3An = Grs+3Sill+Qtz$ et la réaction d'échange Fe-Mg entre grenat et biotite ($Alm+Phl = Prp+Ann$) ont été également calculées avec ce logiciel.

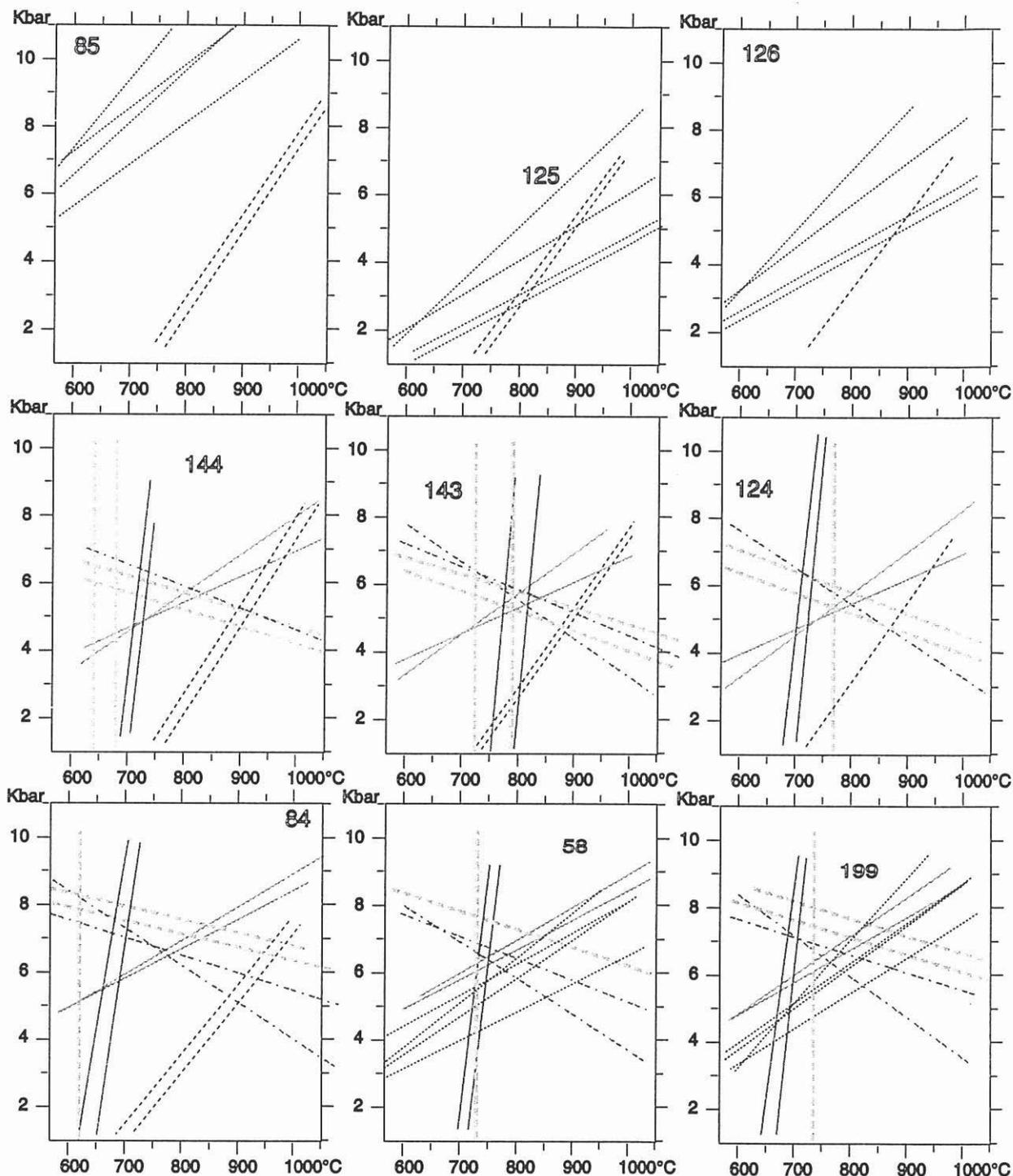


Fig. 16 : Estimations P-T obtenues à partir des thermobaromètres usuels des auteurs suivants:

- | | |
|--|---|
| <p>Baromètres:</p> <ul style="list-style-type: none"> --- Grt-Crd-Sill-Qtz Lonker, 1981 (nH₂O=0.5). — Grt-Crd-Sill-Qtz Martignole et Sisi, 1981 (XH₂O= 0.5). Grt-Pl-Sill-Qtz Newton et Haselton, 1981; Hodges et Spear 1982; Ganguly et Saxena, 1984; Hodges et Crowley 1985. Crd-Spl-Qtz Vielzeuf, 1983. ----- Grt-Hc-Sill-Qtz Bohlen et al., 1986. | <p>Thermomètres:</p> <ul style="list-style-type: none"> — Grt-Crd Thompson, 1976; Holdaway et lee, 1977. Crd-Spl Vielzeuf, 1983. |
|--|---|

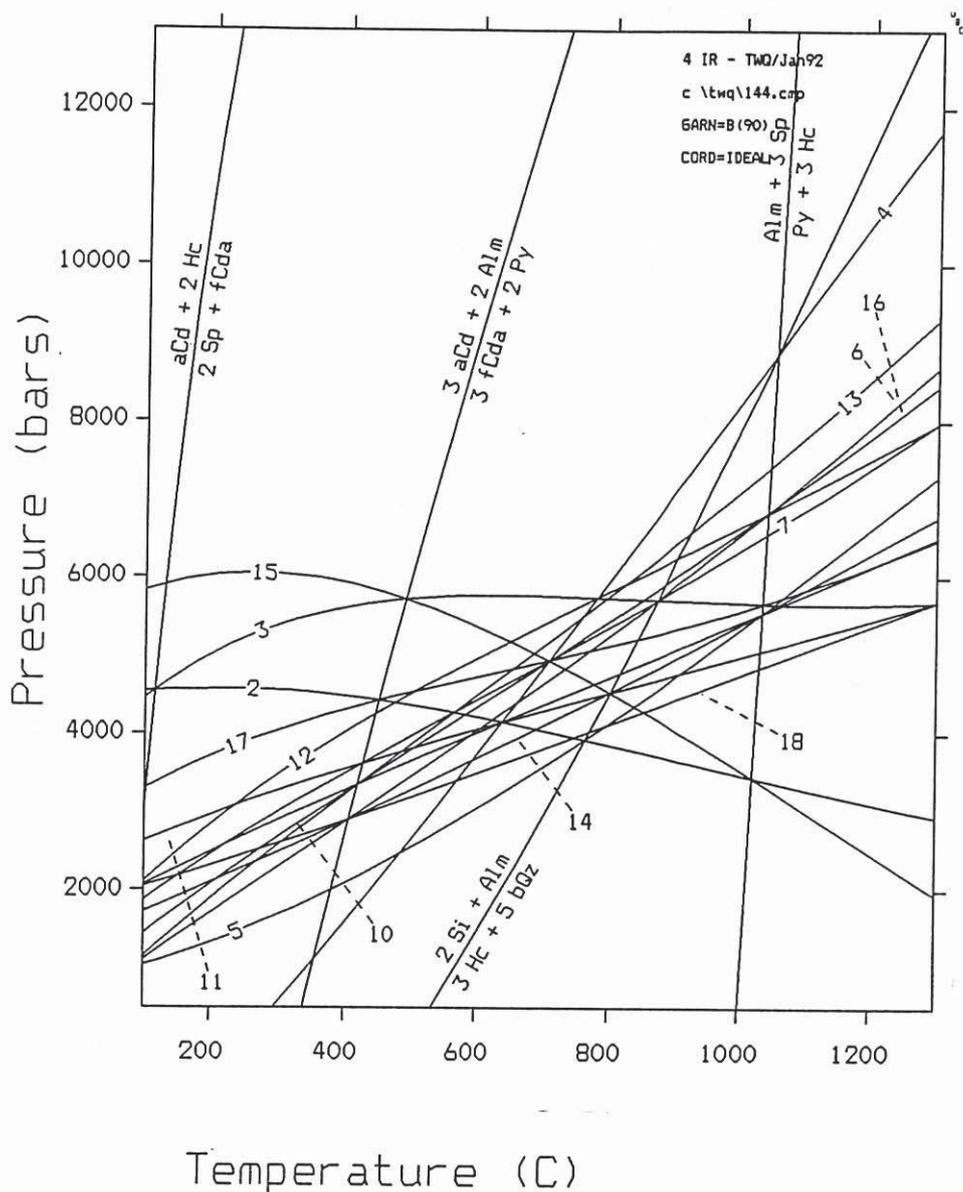


Fig. 17 : Résultat graphique obtenu avec le logiciel TWEEQ (Berman, 1991), sur la leptynite 144. Les différentes réactions possibles entre les phases Grt, Crd, Sill, Qtz, Spl, sont les suivantes:

- (1): $2\text{Sill} + \text{Alm} = 3\text{Hc} + \text{Qtz}$, (2): $2\text{Spl} + 5\text{Qtz} = \text{aCrd}$, (3): $5\text{Qtz} + 2\text{Hc} = \text{fCrd}$, (4): $2\text{Sill} + \text{Prp} = 5\text{Qtz} + 3\text{Spl}$,
- (5): $2\text{Spl} + 2\text{Sill} + \text{Alm} = \text{fCrd} + \text{Hc}$, (6): $2\text{Sill} + \text{Alm} = \text{fCrd} + \text{Hc}$, (7): $4\text{Sill} + 5\text{Qtz} + 2\text{Alm} = 3\text{fCrd}$,
- (8): $\text{Alm} + 3\text{Spl} = \text{Prp} + 3\text{Hc}$, (9): $\text{aCrd} + 2\text{Hc} = 2\text{Spl} + \text{fCrd}$, (10): $2\text{Sill} + \text{Prp} = \text{aCrd} + \text{Spl}$,
- (11): $4\text{Sill} + 5\text{Qtz} + 2\text{Prp} = 3\text{aCrd}$, (12): $2\text{Sill} + \text{Prp} + 2\text{Hc} = \text{fCrd} + 3\text{Spl}$, (13): $2\text{Alm} + \text{aCrd} + 4\text{Sill} = 2\text{Spl} + 3\text{fCrd}$,
- (14): $6\text{Sill} + 2\text{Prp} + \text{Alm} = 3\text{aCrd} + 3\text{Hc}$, (15): $6\text{Hc} + 2\text{Prp} + 15\text{Qtz} = 3\text{aCrd} + 2\text{Alm}$,
- (16): $6\text{Sill} + \text{Prp} + 2\text{Alm} = 3\text{fCrd} + 3\text{Spl}$, (17): $6\text{Spl} + 15\text{Qtz} + 2\text{Alm} = 3\text{fCrd} + 2\text{Prp}$,
- (18): $4\text{Sill} + 2\text{Prp} + \text{fCrd} = 3\text{aCrd} + 2\text{Hc}$, (19): $3\text{aCrd} + 2\text{Alm} = 3\text{fCrd} + 2\text{Prp}$.

Parmi ces 19 réactions, existe un groupe de 4 réactions indépendantes. Les modèles de solution solide du grenat sont de Berman, (1990), alors que pour la cordiérite et le spinelle le logiciel utilise un modèle de solution solide idéale. Les cordiérites sélectionnées sont anhydres. L'utilisation de la cordiérite hydratée augmente les estimations de pression de 1.5 kbar.

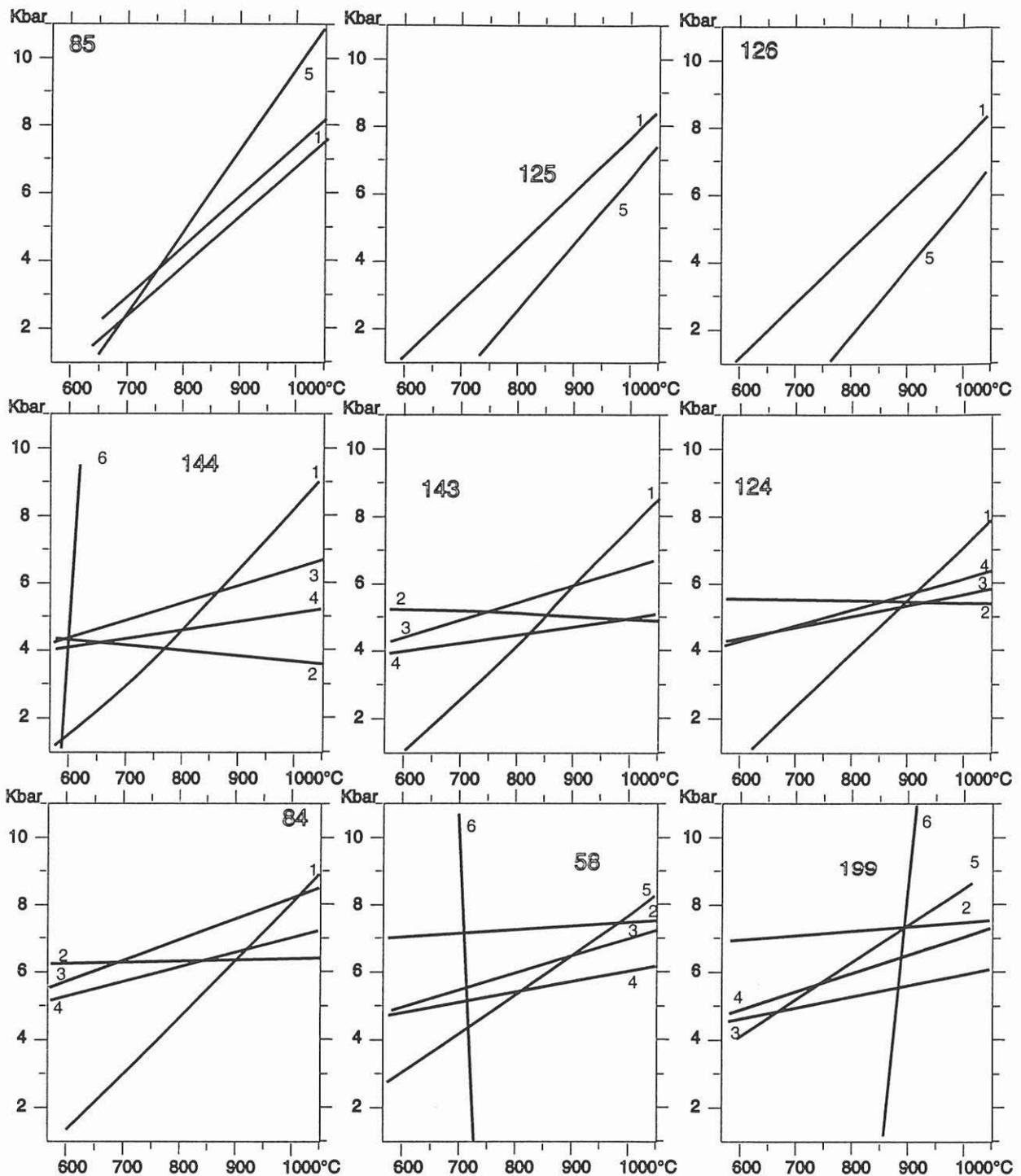


Fig. 18. Estimations P-T obtenues à partir des métapelites avec le logiciel TWEEQ (Berman, 1990).

Nous avons conservé un groupe de quatre réactions indépendantes :

- (1). $2\text{Sill} + \text{Alm} = 3\text{Hc} + 5\text{Qtz}$
- (2). $2\text{Spl} + 5\text{Qtz} = \text{MgCrd}$
- (3). $4\text{Sill} + 5\text{Qtz} + 2\text{Alm} = 3\text{FeCrd}$
- (4). $4\text{Sill} + 5\text{Qtz} + 2\text{Prp} = 3\text{MgCrd}$.

Nous avons également placé les réactions :

- (5). $3\text{An} = \text{Gr} + 2\text{Sill} + 1\text{Qtz}$ et
- (6). $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$.

2. 1. 4. Résultats

Les "Kd" obtenus sur nos roches à partir du thermomètre de Vielzeuf (1983) sont compris entre 0.09 et 0.19; ces valeurs correspondent à des températures de 620 à 920°C (tab. 3, fig. 16). Les thermomètres grenat-biotite et grenat-cordiérite (figs. 16, 18 : équilibre 6) donnent également des résultats dispersés, mais l'ensemble des estimations sur nos roches se situe dans un intervalle de hautes températures : 700-800°C. Les températures calculées pour les roches 84 et 144, dans lesquelles la cordiérite n'est présente qu'en auréole autour du spinelle, sont par contre assez faibles ($\approx 650^\circ\text{C}$).

En ce qui concerne les estimations barométriques, si l'on considère les résultats obtenus par thermobarométrie classique, certains équilibres sont plus discriminants que d'autres. Pour le baromètre $3\text{Hc}+5\text{Qtz} = \text{Alm}+2\text{Sill}$ (Bohlen et al., 1986), les "lnkd" obtenus à partir de cet équilibre sont pratiquement identiques pour toutes les roches : $\text{lnkd} = -0.2$ à 0.1 , soit des pressions de 3 kbar à 800°C . A partir du baromètre $3\text{MgCrd} = 2\text{Prp}+4\text{Sill}+5\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ (Lonker, 1981; Martignole et Sisi, 1981), une légère différence de pression s'observe entre les roches les plus occidentales (58, 84 et 199) et les plus orientales (124, 143, 144). Si l'on considère le baromètre de Vielzeuf, cette différence de pression est plus importante entre les deux groupes de roches (≈ 1.5 kbar).

Pour les roches présentant l'équilibre qui fait intervenir le grossulaire et l'anorthite (Newton et Haselton, 1981, fig. 16), les résultats indiquent des différences de pression entre le groupe d'échantillon 125, 126 et 58, 199. Les plus hautes pressions pour cette paragenèse sont celles de la roche 85.

Les résultats obtenus avec le logiciel TWEEQ montrent également que la position de la réaction $3\text{Hc}+5\text{Qtz} = \text{Alm}+2\text{Sill}$ (réaction 1, fig. 18) est peu différente selon les roches et indique des pressions supérieures à la calibration de Bohlen, (1986) : autour de 4.5 kbar à 800°C .

Si l'on considère la réaction 5 : $3\text{An} = \text{Grs}+2\text{Sill}+1\text{Qtz}$, la tendance des résultats est la même que ce l'on obtient avec la calibration de Newton et Haselton, (1981) : les roches 125 et 126 sont de plus basse pression que les roches 58, 199 et 85.

La position des trois équilibres (2) $2\text{Spl}+5\text{Qtz}=\text{MgCrd}$, (3) $4\text{Sill}+5\text{Qtz}+2\text{Alm}=3\text{FeCrd}$, (4) $4\text{Sill}+5\text{Qtz}+2\text{Prp}=3\text{MgCrd}$ confirme également une légère différence de pression entre le groupe de roches 124, 144, 143 (3-6 kbar) et le groupe de roches 58, 84, 199 (4.5-8 kbar).

En comparant l'ensemble de ces résultats avec les textures observées dans nos échantillons on remarque que ces roches :

- (1) présentent entre elles de légères différences de pression, de l'Est vers l'Ouest de l'île;
- (2) ont cristallisé à haute température ($T > 850^\circ\text{C}$, Spl-Qtz) et se sont rééquilibrées, pour certaines, jusqu'à 650°C .
- (3) ont subi une évolution en décompression et/ou en refroidissement enregistrée par l'apparition de la cordiérite aux dépens du spinelle et du quartz.

Vilzeuf 1983						
Echantillon	143		144		124	
couple	c58s60	c65s61	c38s40	c30s35	c3s1	c13s11
Kd	0.12	0.14	0.10	0.11	0.16	0.13
T°C	726	852	631	681	924	805
P bar (fe) à 950°C	5.1	4.4	5.1	4.8	4.3	4.6
P bar (fe) à 700°C	6.4	5.9	6.4	6.2	5.8	6.0
Echantillon	84		58		199	
couple	c66s69	c53s54	c6s1	c5s3	c177s6	c175s2
Kd	0.09	0.12	0.11	0.12	0.14	0.12
T°C	617	735	711	736	849	721
P bar (fe) à 950°C	7.2	6.6	6.8	6.9	6.2	6.8
P bar (fe) à 700°C	8.1	7.6	7.8	7.8	7.3	7.8

Echantillon	58		84		1124	
couple	g8c14	g11c20	g59c58	g63c66	g14c15	g6c4
Kd	6.83	7.01	9.58	7.56	6.88	6.83
Thompson (1976) à 5 kbar	722	713	615	687	719	722
Holdaway & Lee (1977) à 5 kbar	695	688	604	666	693	695
Thompson (1976) à 9 kbar	744	735	635	708	741	744
Holdaway & Lee (1977) à 9 kbar	714	706	621	684	711	714
Echantillon	143		144		199	
couple	g55c65	g56c58	g5049c	g31c30	g60c65	g61c166
Kd	5.51	8.09	7.01	6.82	7.68	7.90
Thompson (1976) à 5 kbar	804	665	713	722	682	673
Holdaway & Lee (1977) à 5 kbar	763	647	687	696	662	654
Thompson (1976) à 9 kbar	828	686	734	744	703	694
Holdaway & Lee (1977) à 9 kbar	783	665	706	714	680	672

Tab. 3 : Quelques résultats numériques obtenus par thermobarométrie conventionnelle. Thermobaromètre Crd-Spl-Qtz de Vielzeuf, (1983) et les thermomètres, Grt-Crd, de Thompson (1976) et Holdaway et Lee (1977). Dans chaque colonne sont indiqués : l'échantillon analysé, le couple de minéraux utilisé (cf. annexe) et les résultats P ou T en kbar ou °C.

2. 2. Les metabasites grenatifères

L'étude des metabasites grenatifères a fait l'objet d'un article dans la revue **Géodynamica Acta Paris** en 1997 (t.10 , vol. 3, p.325 à 332) inséré à ce niveau-ci du mémoire. L'article est suivi de données complémentaires sur six nouvelles metabasites grenatifères.

Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the Southern part of Madagascar

Structures tectoniques lithosphériques synchrones d'un métamorphisme de haute température : Exemple du Sud de Madagascar

Jean-Emmanuel MARTELAT*^{et **}, Christian NICOLLET**^{et ***}, Jean-Marc LARDEAUX*, Gérard VIDAL*
and Raymond RAKOTONDRAZAFY***

ABSTRACT. – This paper describes the tectono-metamorphic evolution of a segment of the Precambrian deep crust, in the southern Madagascar island. This crust corresponds to an Archaean basement reworked by a widespread, late pan-African event (550-580 Ma) during the formation of the Mozambican belt. The finite geometry and associated metamorphism are depicted by satellite imaging, field mapping and P-T estimations using both conventional thermobarometric methods and TWEEQ software program with internally consistent thermodynamic data and uniform set of solution models. The structural pattern developed during high-grade metamorphism shows the juxtaposition of domains with complex fold geometries separated by a 15 km wide ductile shear zone. Within the folded domains, kilometre scale interference patterns associated with strongly dipping metamorphic stretching lineations can be described as superposed folding (F1 and F2 folds). The tight and upright F2 folds result from East-West horizontal shortening. The shear zone is defined by homogeneous orientations of steep foliations, sub-horizontal stretching lineations, and kilometre scale strain gradient. Within the shear zone, we observe dominant non-coaxial criteria at various scales that are consistent with a sinistral strike-slip system during D2 deformation stage. Nevertheless, we have also found in the shear zone, geometries typical of a horizontal shortening. Such a strain pattern is characteristic of transpression tectonics.

The synkinematic metamorphic conditions are estimated on mafic garnetiferous metabasites. Results show that regional transpression tectonics has developed under very high and constant thermal regime (about 800°C). A pressure gap, of about 3 kbar between the domains separated by the shear zone is identified. This implies tectonic coupling of two different structural levels during transpressive tectonic.

* *Laboratoire des Sciences de la Terre, E.N.S. Lyon et UCB Lyon I UMR 5570, 46 allée d'Italie, 69364 Lyon, France.*

** *Département de Géologie, Université Blaise Pascal, URA 10, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.*

*** *Laboratoire de Pétrologie, Université Antananarivo, BP 906, 101 Madagascar.*

Key-words: lower crust, granulite metamorphism, transpression, exhumation, Precambrian

RÉSUMÉ. – Ce travail présente des structures tectoniques syn-granulitiques particulières à la croûte inférieure précambrienne du Sud de Madagascar. Ce domaine est formé de terrains archéens déformés lors d'un épisode majeur tardipanafricain (550-580 Ma), associé à la collision de la chaîne Mozambicaine. La géométrie finie a été caractérisée par traitement d'images satellitaires et par l'étude des marqueurs tectoniques à différentes échelles. Les conditions de pression et de température associées ont été précisées par les témoins pétrologiques observés sur le terrain, ainsi que par l'utilisation de thermobaromètres conventionnels et du logiciel TWEEQ. Le champ de déformation finie synchrone d'un métamorphisme de faciès granulitique montre la juxtaposition de domaines contrastés. (1) Des domaines, à géométries complexes, présentant des interférences de plis d'échelle kilométrique, associés à des linéations d'étirement très redressées, qui résultent de la superposition de deux générations de plis (F1 et F2). La dernière génération de plis droits fermés (F2) correspond à un raccourcissement horizontal Est-Ouest. (2) Une zone de déformation ductile, large de 15 km, est définie par des fabriques planaires verticales régulières et par la localisation de la déformation à l'échelle kilométrique. Les linéations d'étirement au sein de la zone de cisaillement sont sub-horizontales et la majorité des critères cinématiques indiquent une déformation non-coaxiale caractéristique d'une zone transcurrente à jeu sénestre (étape de déformation D2). Localement, au sein de la zone de cisaillement, la géométrie est plus complexe, avec des critères cinématiques contradictoires et des marqueurs d'un raccourcissement horizontal. Cette géométrie finie est le résultat d'un contexte tectonique de type transpressif.

Le métamorphisme est quantifié à partir des metabasites à grenat, à l'aide des thermobaromètres classiques et du programme TWEEQ qui utilise des données thermodynamiques à compatibilité interne et un ensemble de solutions solides uniformes. Les conditions thermiques synchrones de la déformation sont homogènes, autour de 800°C, même au cœur de la zone de cisaillement. En revanche, il existe des différences de pressions (3 kbar) de part et d'autre de la zone de cisaillement. Dans l'exemple du Sud de Madagascar, les

données structurales et métamorphiques permettent donc d'identifier des unités crustales caractéristiques de niveaux structuraux différents déplacées en contexte tectonique régional de type transpressif.

Mot-clés: croûte inférieure, métamorphisme granulitique, transpression, exhumation, Précambrien.

INTRODUCTION

The tectonic evolution of the lower continental crust as well as the mechanisms driving the exhumation of high-grade metamorphic terranes are still debated (see Harley, 1992 with references therein). Exposed areas of granulite facies metamorphic rocks are often assumed to be representative of this lower crust. Although this assumption is reasonable, the large-scale structures observed in these terranes have frequently developed under amphibolite or greenschist facies conditions, i.e., at the end of the exhumation process. Because of an excellent preservation of granulite facies assemblages (Moine *et al.*, 1985; Nicollet, 1988; Ackermann *et al.*, 1989; Niccollet, 1990) and the occurrence of pluri-kilometre-scale ductile structures displaying granulite facies metamorphism (Noizet, 1952; Hirtz *et al.*, 1953; Boulanger, 1954; Rolin, 1991; Rakotondrazafy, 1992), the southern part of Madagascar is a suitable target for detailed mi-

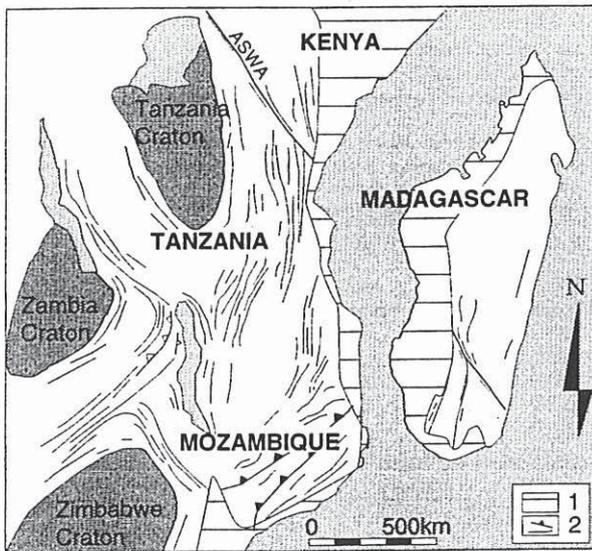


Fig. 1. – Madagascar position before the opening of the Mozambic channel (modified after Powell *et al.*, 1980; Daly, 1986; Chorowicz *et al.*, 1988; Coffin & Rabinowitz, 1988). (1) Phanerozoic rocks; (2) Major thrust zones and shear zones.

Fig. 1. – Position de Madagascar avant l'ouverture du canal du Mozambique (modifiée d'après Powell *et al.*, 1980; Daly, 1986; Chorowicz *et al.*, 1988; Coffin & Rabinowitz, 1988). (1) Terrains phanérozoïques; (2) Chevauchements et cisaillements majeurs.

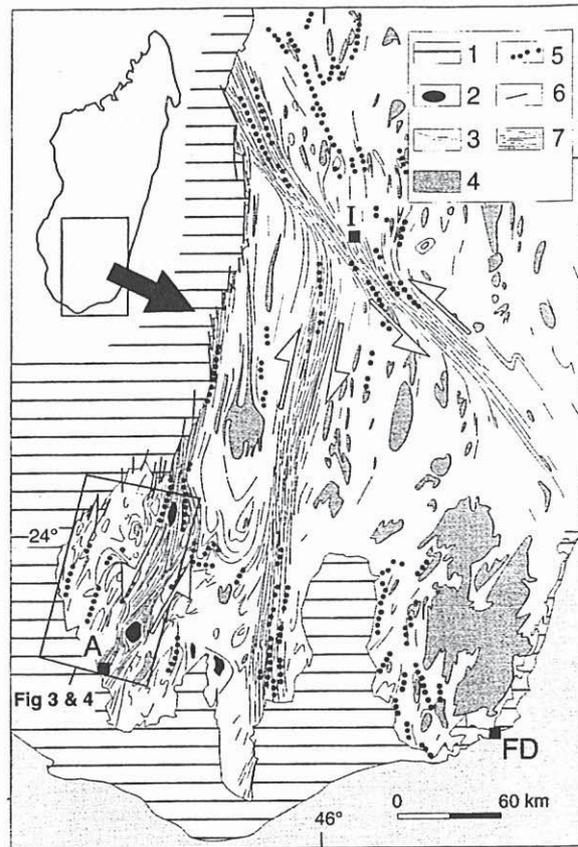


Fig. 2. – Map showing lithological and structural frame of southern Madagascar and the studied area (Figs. 3 and 4). (1) Phanerozoic; (2) anorthosites; (3) Precambrian granulites; (4) charnockites, granites and orthogneisses; (5) marbles; (6) fault, (7) major shear zone (after Besairie, 1970a, 1970b; Nicollet, 1990; Nicollet *et al.*, 1995). A, I, FD: towns of Ampanihy, Ihoisy and Fort Dauphin.

Fig. 2. – Cadre lithologique et structural du Sud de Madagascar, localisation des figures 3 et 4. (1) Phanérozoïque; (2) anorthosites; (3) granulites précambriennes; (4) charnockites, granites et orthogneisses; (5) marbres; (6) failles, (7) zone de cisaillements majeurs (d'après Besairie, 1970a, 1970b; Nicollet, 1990, Nicollet *et al.*, 1995). A, I, FD : villes d'Ampanihy, d'Ihoisy et de Fort Dauphin.

neralological and structural investigations in the lower continental crust.

Here, the approach is to combine results of metamorphic and structural studies realised in the southwestern part of Madagascar island over the Vohibory area. Tectonic studies were performed using both satellite imaging and field investigations (foliation and lineation trajectories, qualitative determination of strain ellipsoid types). The contemporaneous metamorphic evolution was described by the study of crystallization-deformation relationships and P-T evaluations obtained using classical thermobarometers and internally-consistent thermodynamic data base (TWEEQ software, Berman,

1988; Berman, 1991). These results provide the required basis to discuss the tectonic evolution and the kinematic history of a preserved fragment of lower continental crust.

GEOLOGICAL SETTING

Madagascar pre-drift position

The location of Madagascar in its pre-drift position, before 150 Ma (Fig. 1), is deduced from various lines of

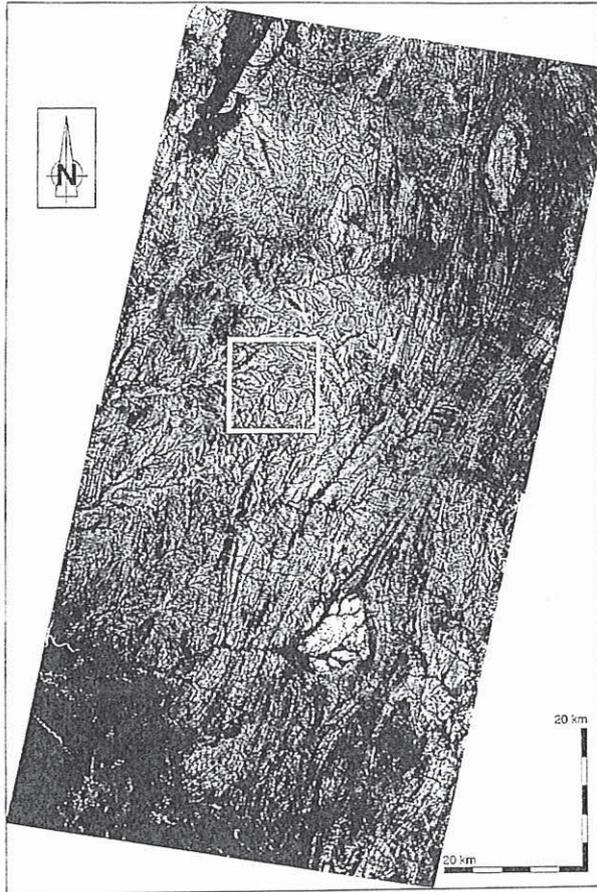


Fig. 3. - Mosaic of stretched SPOT images, KJ: 166-399, 166-398. The white oval and rounded massifs correspond to the anorthosite bodies. The black area in the bottom left and the top left sides of the picture are sedimentary terrains. The whole other area corresponds to high-grade metamorphic rocks. The white square locates figure 1A.

Fig. 3. - Mosaïque des images SPOT (KJ: 166-399, 166-398, images étalées). Les deux ensembles clairs ovoïdes sont des massifs anorthositiques. Les surfaces sombres dans la partie inférieure et supérieure gauche sont des terrains sédimentaires. Le reste de l'image correspond aux terrains granulitiques. Le carré blanc localise la figure 1A.

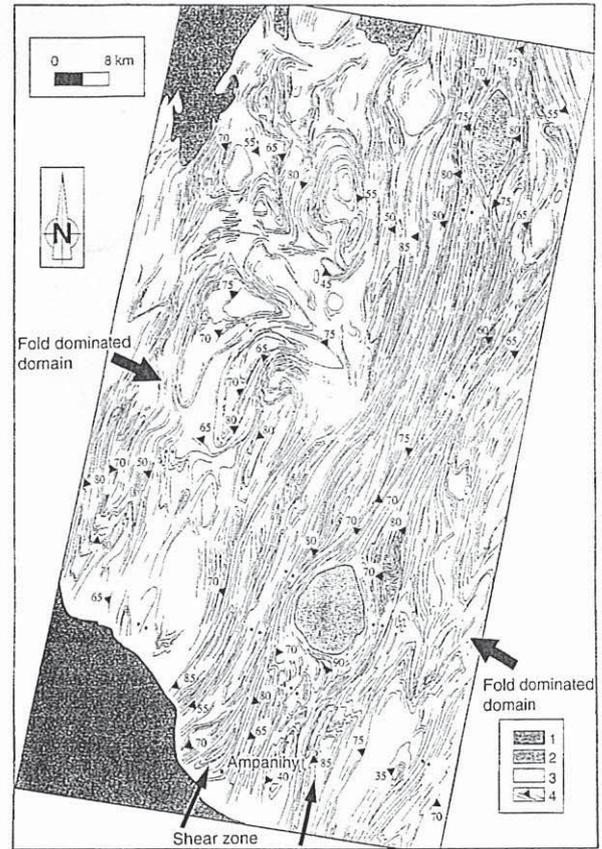


Fig. 4. - Map of regional foliation trajectories. (1) Sedimentary rocks, (2) anorthositic bodies, (3) granulitic rocks, (4) foliation planes. Black vertical arrows indicate the bottom left and right limits of the Ampanihy shear zone. The shear zone with regular orientation of the foliation planes separates domains with more complex folded and closed structures.

Fig. 4. - Carte régionale des trajectoires de foliations. (1) Roches sédimentaires, (2) massifs anorthositiques, (3) roches granulitiques, (4) plan de foliation. Les flèches noires verticales localisent les limites de la zone de cisaillement d'Ampanihy. Cette zone sépare deux domaines plus complexes présentant des géométries fermées et plissées.

evidences, i.e., bathymetry, structural trends, lithologic correlations, seismic reflection, sedimentology, stratigraphy, and especially palaeomagnetic data (Besairie, 1973; Embleton & McElhinny, 1975; McElhinny & Embleton, 1976; Ségoufin, 1978; Norton & Selater, 1979; Powell *et al.*, 1980; Ségoufin & Patriat, 1980; Coffin & Rabinowitz, 1988). The exact paleoposition of Madagascar in a general reconstruction of the Gondwanaland in Proterozoic times remains questionable, particularly its relations with Sri-Lanka and Antarctica. However, all available data clearly constrain Madagascar location with respect to Precambrian structures recognized in the East-African coast, Tanzania and Kenya (Daly, 1986;

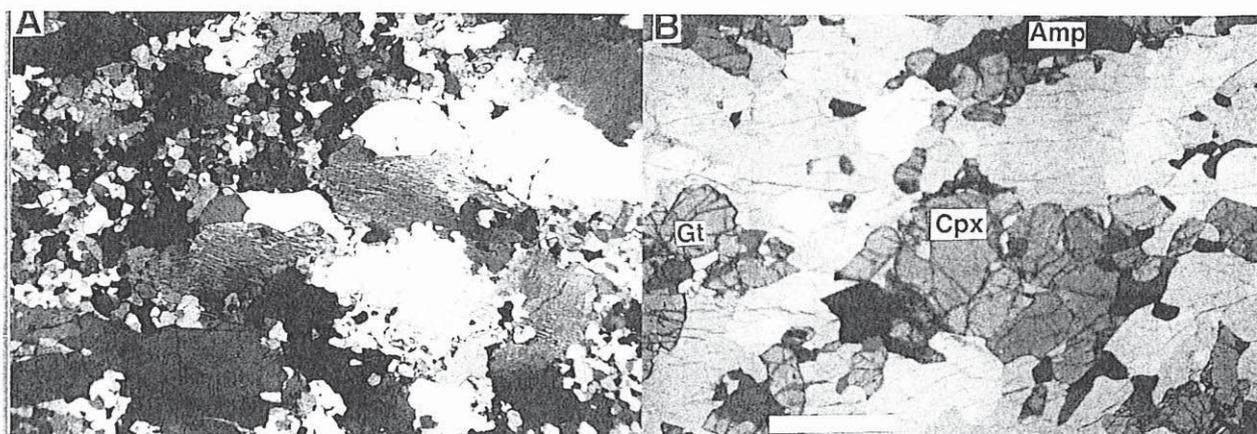


Fig. 5. – Photographs of representative textures in thin sections. (A) Example of microstructure in acid rocks, with elongated K-feldspars and quartz that underline the fabrics. New grains develop at large K-feldspars margins. (B) Microstructure in mafic rocks, with aligned set of ferromagnesian phases, which underline the fabrics. Amphiboles (Amp), pyroxenes (Cpx) and garnets (Gt) are surrounded by large plagioclases and little quartz. The white scale bar is 1 mm long.

Fig. 5. – Exemple de microstructures. (A) Microstructures dans les roches acides, les feldspaths potassiques ainsi que les quartz soulignent la fabrique. De nouveaux grains se développent en bordure des feldspaths potassiques. (B) Microstructures dans les roches basiques, noter l'alignement des amphiboles (Amp), des pyroxènes (Cpx) et des grenats (Gt) entourés de plagioclase et de quartz. La ligne blanche représente 1 mm.

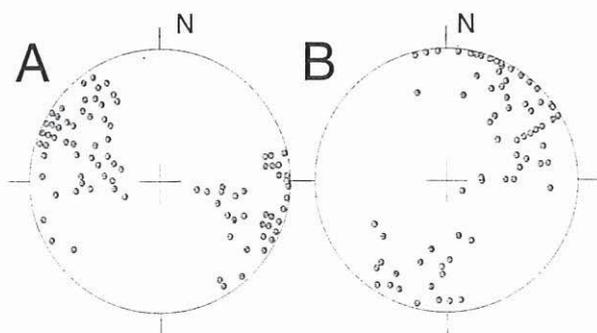


Fig. 6. – Lower hemisphere, equal area projection. (A) Foliation poles and (B) stretching lineations in the shear zone.

Fig. 6. – Représentation des linéations et foliations dans la zone de cisaillement (projection équivalente hémisphère inférieure). (A) Pôle des foliations, (B) directions des linéations d'étirements.

Chorowicz *et al.*, 1988): Madagascar belongs to the eastern front of the Mozambican belt which is regarded as one of the major Precambrian continental collision zone (Pallister, 1971; Kröner, 1977; Shackleton, 1986; Mu-hongo, 1991).

The Precambrian crust of southern Madagascar

The southern area of Madagascar, has been the subject of detailed geological studies for many years by the



Fig. 7. – Rootless folds and parallelism between metamorphic foliation plane and the lithological layers indicating tectonic transposition (view of the horizontal plane).

Fig. 7. – Plis déracinés. Le parallélisme entre les lithologies et le plan de foliation est caractéristique des processus de transposition tectonique (vue dans le plan horizontal).

team led by Besairie (Besairie, 1967, 1968, 1969, 1971). The Precambrian rocks show strongly contrasted lithologies, among which gneisses, orthogneisses, marbles, granites, metabasites, migmatites, and anorthosites are dominant and have been carefully mapped (Fig. 2). High-temperature (750-850°C) and low- to medium-pressure (5-10 kbar) metamorphic conditions are recorded in metabasites or in paragneisses (Moine *et al.*, 1985; Nicollet, 1988; Ackermant *et al.*, 1989; Nicollet, 1990). On the basis of radiometric ages obtained by different methods on different lithologies (Pb-alpha on zir-

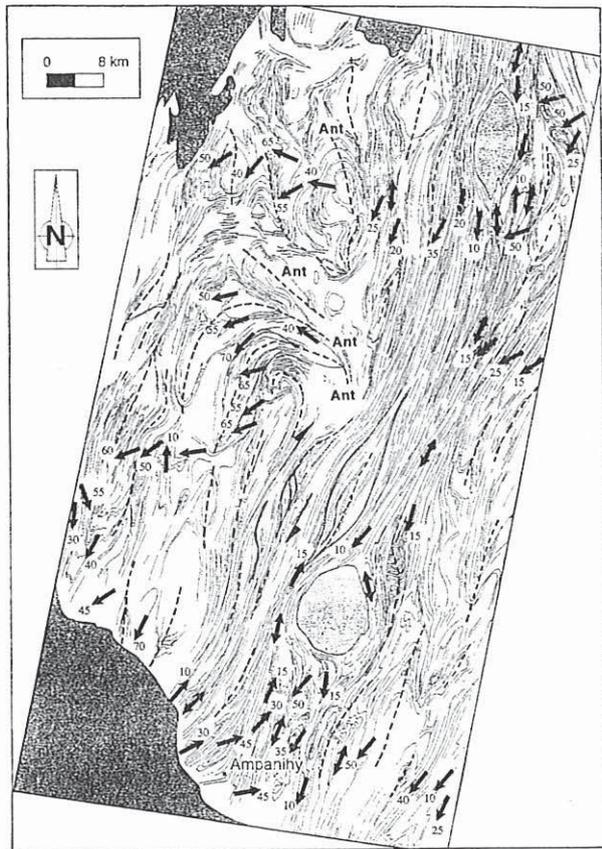


Fig. 8. - Map of regional stretching lineations, the dashed line correspond to axial trace of fold (Ant: antiform).

Fig. 8. - Carte régionale des linéations d'étirement, les traces des plans axiaux des plis sont indiquées en pointillé (Ant: antiforme).

con, Rb-Sr on whole rock, Sm-Nd on whole rock and on separated minerals particularly zircon, monazite, biotite, K-feldspar and garnet, single zircon Pb-evaporation, U-Pb on monazite), this basement represents Archaean material (Caen-Vachette, 1979) reworked at 530-580 Ma, during a major pan-African event (Andriamara-fahatra *et al.*, 1990; Paquette *et al.*, 1994; Nicollet *et al.*, 1995). Our investigations are focused upon the southwestern part of Madagascar granulite facies basement, in the Vohibory area localised in figure 2.

STRUCTURAL DATA

Spot image processing

In order to decipher the strain pattern in this granulite facies crust, we performed detailed image processing and analysis on SPOT images: scene 166-398 of August

21th 1989, with 10 metre resolution, and scene 166-399 of August 25th 1986, with 20 metre resolution (see discussion in Martelat *et al.*, 1995, Fig. 3). Such data base covers the Vohibory area including the town of Ampanihy. This region presents the following main geological features: (i)- lack of relief, (ii)- diversity of lithologies with radiometric contrast, as illustrated by the strong contrast between two anorthositic bodies and the surrounding gneisses and metapelites (Fig. 3), (iii)- parallelism between the main metamorphic fabric and the lithological boundaries which is the result of transposition phenomena related to intense ductile deformation (Turner & Weiss, 1963). The structural trends mapped on these analysed satellite images, (Fig. 4) correspond to the main foliation planes measured in the field, thus showing the large scale structural pattern (Martelat *et al.*, 1995).

Large scale structural pattern

High strain results in the development of strong metamorphic foliation with distinct patterns (Figs. 3, 4). An elongated domain of 15 km wide and more than 120 km long is regularly oriented North 10° to North 15°. On both right- and left-hand sides of this zone, the foliation pattern exhibits more complex elliptical and folded trajectories. In these domains, the rounded closed structures have an axial ratio ranging from 1:3 to 1:5. Going towards the domain in which the foliation trajectories are regular, the axial ratio of the closed structures strongly increases up to 1:20. This change in geometry implies that this domain is a zone of regional strain gradient. The localisation of strain within this structural domain characterises a ductile shear zone, hereafter called the Ampanihy shear zone. Note that the two anorthositic bodies are located in the center of the shear zone.

Ampanihy shear zone

In the Ampanihy shear zone, the metamorphic foliation is defined by compositional bending and planar arrangement of minerals. The metamorphic planar structure is defined in the acidic rocks by elongated K-feldspars and quartz with axial ratio between 3:1 and 5:1 (Fig. 5A) and more scarcely by the disposition of garnet and green spinel. In the mafic granulites, the metamorphic layering is composed by elongated aggregates of plagioclases and quartz or frequently, by alignment of biotites and amphiboles, or also by ellipsoidal shape of set of ferromagnesian phases such as pyroxenes, garnets, amphiboles and/or biotites surrounded by plagioclases and quartz (Fig. 5B). Linear structures are depicted by high-temperature metamorphic minerals. In both the orthogneisses and metapelites, the stretching lineations are shown by fibers of sillimanite and sometimes graphite, elongated aggregates of K-felds-

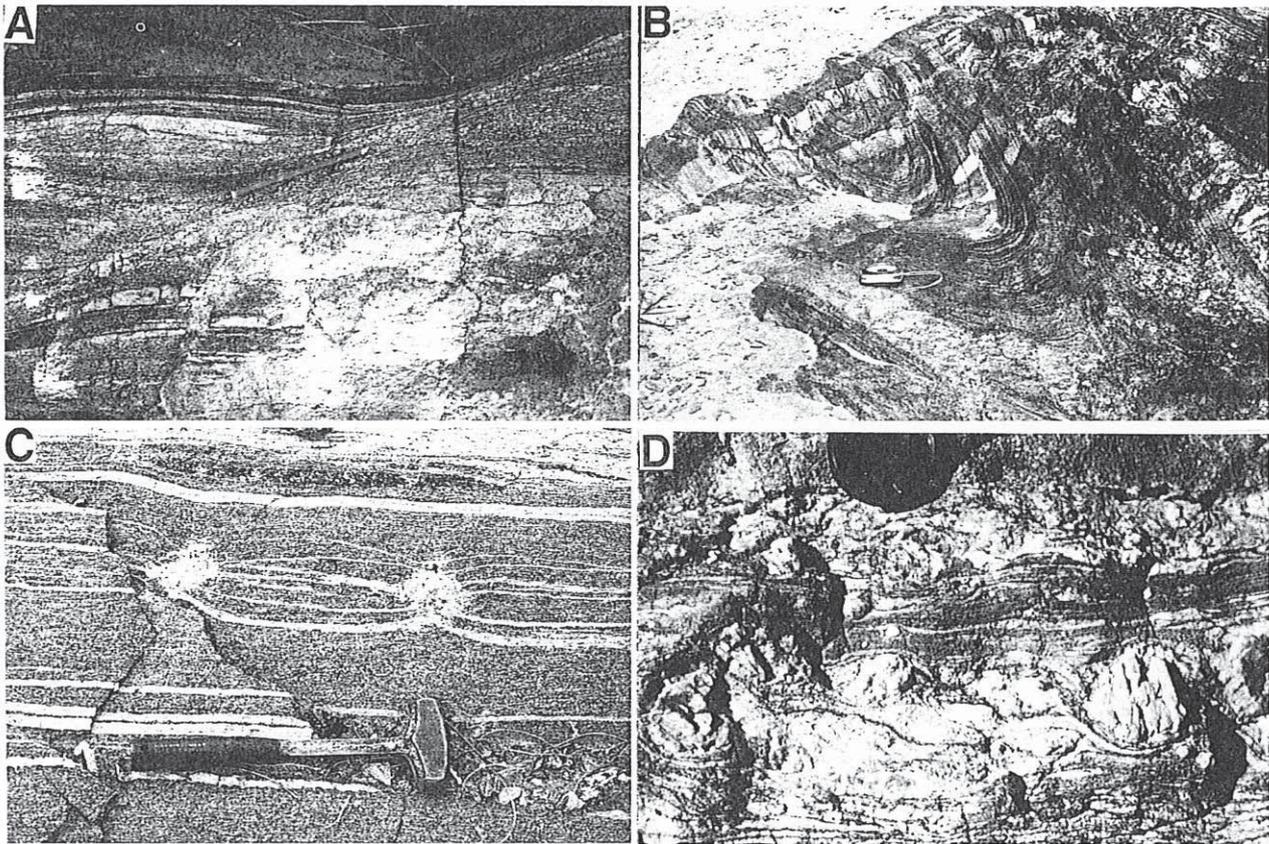


Fig. 9. – Representative outcrop-scale structures within the shear zone. (A) Dominant gneissic foliation planes with asymmetric North-South shear bands. (B) Fold with sub-horizontal hinge produced by horizontal shortening. (C) Symmetrical boudinage with magmatic material crystallised between boudins. (D) Foliated rim of the southern anorthositic body, with relictual porphyroblast feldspars.

Fig. 9. – Structures à l'échelle de l'affleurement. (A) Bande de cisaillement Nord-Sud sénestre, affectant la foliation majeure des gneiss. (B) Plis à axe horizontal marqueurs d'un raccourcissement horizontal. (C) Boudinage symétrique collectant les produits magmatiques entre les boudins. (D) Bordure de l'anorthosite montrant une déformation planaire avec des porphyroclastes de plagioclase.

pars or biotites, and quartz rods. In the metabasites, linear markers are elongated amphiboles, but also plagioclase ribbons and stretched aggregates of clinopyroxenes and garnets. Finally, within the marbles, stretching lineations are underlined by aggregates of calcites and stretched oxides.

Foliation planes are oriented North 10° to North 15° . They are dipping 70° towards the East and the West or are vertical (Figs. 4, 6A). This vertical fabric, composed by parallel lithological layers is highly homogeneous, but we also note the presence of rootless intrafolial folds and relicts of an early foliation plane which indicate tectonic transposition (Fig. 7). At the scale of the shear zone, as well as in 80% of the studied outcrops, the lineations observed on sub-vertical planes are gently dipping towards South or North (Figs. 6, 8). However, in a few cases, steeper lineations plunging from 30° to 80° can be observed. It must be noted that such a change in

the plunge can be observed on the same foliation plane at the outcrop scale. In this case, the two lineations are underlined by the same metamorphic minerals.

Kinematics of the Ampanihy shear zone

As previously described, the studied rocks exhibit planar-linear fabrics in which both foliation planes and stretching lineations are well developed (i.e. S-L tectonites in the Flinn's classification, 1965). In the field, local micro to mesoscale shear criteria have been observed, parallel to the stretching direction. They consist in: (i)-asymmetric recrystallized tails around most phenocrysts of garnet or K-feldspar (Passchier & Simpson, 1986), (ii)-asymmetric patterns of small ductile shear zones, well visible in the less deformed areas (Fig. 9A), (iii)-asymmetry of drag-folds, which are non-

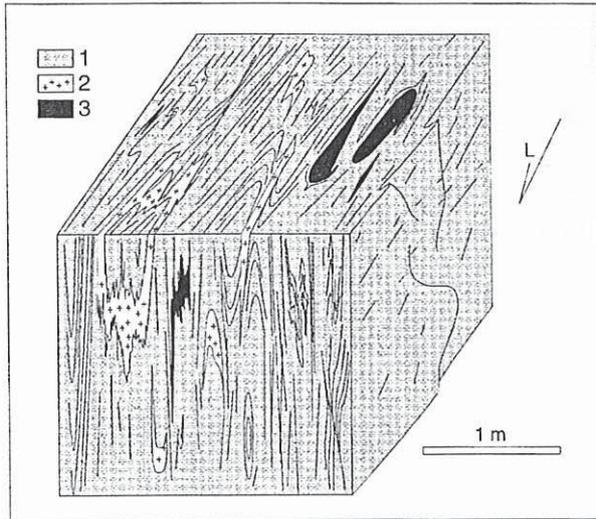


Fig. 10. - Synthetic block diagram showing the type of the structures, at a metric scale, found inside the Ampanihy shear zone. (1) amphibolitic gneisses, (2) leptynite, (3) amphibolite.

Fig. 10. - Bloc diagramme synthétique illustrant le type des structures, à l'échelle du mètre, dans la zone de cisaillement. (1) gneiss amphibolitiques, (2) leptynite, (3) amphibolite.

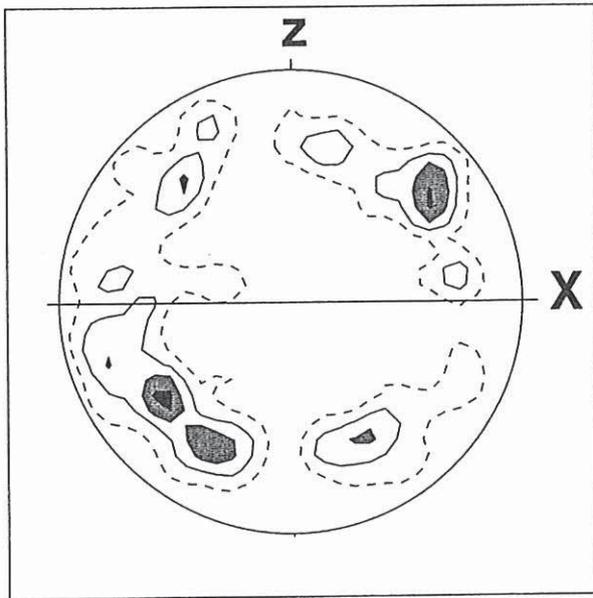


Fig. 11. - Example of quartz "c" axis fabric (XZ section) 199 measurements, projection on the lower hemisphere, equal area, contoured at 1, 2, 3, 4 times uniform.

Fig. 11. - Exemple des fabriques d'axes "c" (XZ section) 199 mesures, projection équivalente dans l'hémisphère inférieure, contours 1, 2, 3, 4 uniformes.

Table I. - Parageneses of the different rocks.
Tableau I. - Tableau des paragenèses.

Sample	Grt	Cpx	Opx	Hbl	Pl	Qtz
25	+	+	+	+	+	+
38	+	+	+	+	+	+
49	+	+	+	+	+	+
50	+	+	+	+	+	+
79	+	+	+	+	+	+
97	+	+	+	+	+	+
98	+	+	+	+	+	+
117	+	+	+	+	+	+
119	+	+	+	+	+	+
161	+	+	+	+	+	+
334	+	+	+	+	+	+
341	+	+	+	+	+	+
339	+	+	-	+	+	+
61	+	+	-	+	+	+
64	+	+	-	+	+	+
331	+	+	+	-	+	+
336	+	+	+	-	+	+
109	+	+	+	-	+	+
94	+	+	+	-	+	+
120	+	-	-	-	+	+
57	+	-	-	+	+	+
58	+	-	-	+	+	+
62	+	-	-	+	+	+
67	+	-	-	+	+	+

cylindrical, with vertical fold axis. Locally, they evolve from asymmetric shapes into sheath-folds (Fig. 10). (iiii)-asymmetry of quartz fabric in acid granulites (Fig. 11), which show a strong maximum oblique with respect to mineral lineation (Lister & Hobbs, 1980). These asymmetric structural patterns imply a non-coaxial regime for the deformation. At the outcrop scale we observe contradictory shear sense indicators (i.e. both dextral and sinistral shear criteria). We also find cylindrical folds, sometimes strongly transposed, with subhorizontal (Figs. 9B) or vertical axes associated with steeply plunging stretching lineations. These folds and the presence of syntectonic veins in both XZ and YZ sections of the finite strain ellipsoid indicate that the shear zone was submitted to an East-West subhorizontal shortening. Finally the occurrence of conjugate shear-bands as well as symmetrical boudinage in XZ plane which collects anatexic melts (Fig. 9C) underline local coaxial regime for the deformation.

At a kilometric scale we can observe asymmetrical crustal pattern in the studied shear zone. The deflection of the foliation trajectories (Fig. 8), on the left up side of the southern anorthosite, seems to be consistent with

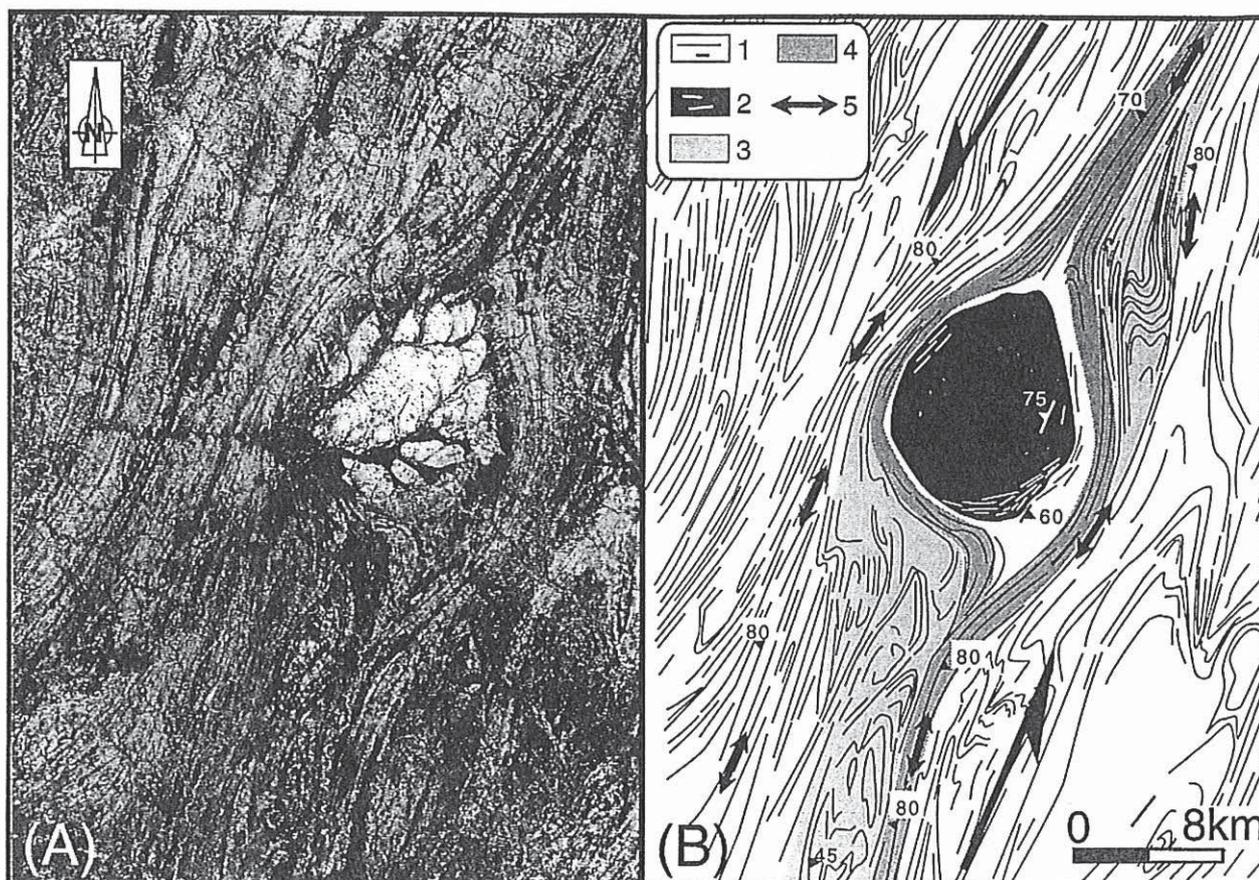


Fig. 12. – The southern anorthositic body (Saririaky), considered as an example of a rigid body in a ductile matrix at a crustal scale (a rolling structure). (A) Satellite image, equalized channel 3 of the principal component analysis. (B) The proposed interpretation: (1) foliated granulite; (2) foliated anorthosite; (3) low strain domain with passive isoclinal folding; (4) high strain volume; (5) stretching lineation.

Fig. 12. – Le massif anorthositique sud, nommé Saririaky, est considéré comme un exemple de structure d'enroulement d'échelle crustale. (A) Image satellitale; canal 3 de l'analyse en composantes principales égalisée. (B) Interprétation proposée: (1) granulite foliée; (2) anorthosite foliée; (3) zone de faible déformation et de plissement isoclinal passif; (4) domaine de plus forte déformation; (5) linéations d'étirement.

a dextral sense of shear. The deformation pattern, in the vicinity and at the rim, of the southern anorthositic body called Saririaky must be discussed (8 km in size, Fig. 12). This anorthositic massif only recorded the ductile deformation on its rims where the planar fabric is underlined by the recrystallization of plagioclases with grain size reduction (Fig. 9D). The other part of the body is not strained and keeps its magmatic texture with several centimetre large plagioclases with no visible magmatic foliation. With respect to the well structured gneissic country-rocks the anorthositic body is poorly strained (strong viscosity contrast). The latter can be regarded as a rigid body in a ductile matrix. The flow regime surrounding such a rigid massif should be similar to those concerning a porphyroclast system at a millimetre scale (Passchier & Simpson, 1986, p. 839). The

foliation pattern around the anorthositic body is not homogeneous (Fig. 12) and strongly similar to the rolling structure described by Van Den Driessche and Brun, (1987). In the vicinity of the anorthosite we observe two different areas: one exhibiting folds geometry corresponding to the region of passive isoclinal folding (in light grey in figure 12B), the other more homogeneous with no folds corresponding to the highest strained domain (in dark grey in figure 12B). The pluri-kilometric porphyroclast is observed perpendicular to the main mylonitic foliation plane and parallel to the global stretching direction. Taking into account the geometry of the strain pattern previously described such anorthositic massif is an ante-tectonic crustal scale particle strained within a sinistral strike slip system.

Sample	25	38	49	50	57	58	61	62	64	67	79	94
Wt %												
SiO ₂	38.24	38.16	38.25	38.75	38.13	38.51	38.60	38.60	38.19	38.66	38.38	38.54
Al ₂ O ₃	21.49	20.89	21.31	22.03	21.67	20.69	21.68	21.85	21.23	21.70	21.82	21.61
FeO	30.86	28.36	28.95	27.15	26.24	28.40	24.94	24.55	21.12	28.13	27.01	28.76
MnO	1.05	2.38	1.25	0.66	1.79	2.00	0.50	3.28	1.76	1.64	1.49	1.16
MgO	2.27	3.78	4.36	5.31	4.75	4.76	4.02	3.13	1.73	4.95	5.42	3.51
CaO	6.92	6.95	6.56	6.94	7.54	6.67	10.77	10.17	16.50	5.56	6.32	7.25
Sum	100.93	100.56	100.88	100.86	100.32	101.09	100.62	101.59	100.66	100.70	100.58	101.00
Cation per 24 oxygens												
Si	6.048	6.007	5.976	5.998	5.951	6.000	5.991	5.982	5.943	6.028	5.967	6.032
Al	4.007	3.877	3.925	4.020	3.987	3.800	3.967	3.992	3.895	3.989	3.999	3.987
Fe ₃	0.000	0.109	0.131	0.000	0.101	0.218	0.046	0.041	0.233	0.000	0.039	0.000
Mg	0.535	0.887	1.015	1.225	1.105	1.105	0.930	0.723	0.401	1.150	1.256	0.819
Fe ₂	4.082	3.625	3.651	3.515	3.323	3.483	3.192	3.141	2.516	3.668	3.473	3.764
Mn	0.141	0.317	0.165	0.087	0.237	0.264	0.066	0.431	0.232	0.217	0.196	0.154
Ca	1.173	1.172	1.098	1.151	1.261	1.113	1.791	1.689	2.751	0.929	1.053	1.216
Sum	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
X _{Mg}	12	20	22	26	25	24	23	19	14	24	27	18

Sample	97	98	109	117	119	120	161	331	334	336	339	341
Wt %												
SiO ₂	38.82	38.11	38.57	38.34	38.38	39.09	37.85	38.19	38.79	38.17	38.34	37.25
Al ₂ O ₃	21.27	21.42	22.15	21.24	21.41	21.73	21.15	21.74	21.76	21.86	21.77	21.10
FeO	29.51	28.18	28.77	28.38	29.15	16.58	29.98	31.50	23.88	27.33	28.28	29.39
MnO	1.13	1.50	1.21	1.26	1.10	5.74	1.60	1.33	3.09	0.70	1.23	1.33
MgO	3.70	3.64	3.97	4.72	3.33	0.93	2.17	1.76	6.89	4.67	4.28	4.17
CaO	6.91	6.68	6.95	6.53	7.41	17.6	7.55	6.86	5.98	7.15	7.32	6.82
Sum	101.36	99.67	101.72	100.62	100.79	101.84	100.41	101.47	100.48	100.02	101.27	100.24
Cation per 24 oxygens												
Si	6.062	6.044	5.979	5.995	6.030	6.024	6.017	6.026	5.979	5.981	5.956	5.868
Al	3.916	4.005	4.048	3.915	3.966	3.948	3.964	4.044	3.954	4.038	3.987	3.918
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.060	0.000	0.000	0.003	0.000	0.077	0.000	0.113	0.341
Mg	0.861	0.860	0.917	1.100	0.780	0.214	0.514	0.414	1.583	1.090	0.991	0.979
Fe ₂	3.854	3.737	3.730	3.652	3.830	2.137	3.983	4.157	3.001	3.581	3.561	3.530
Mn	0.149	0.201	0.159	0.167	0.146	0.749	0.215	0.178	0.403	0.093	0.162	0.177
Ca	1.156	1.135	1.154	1.094	1.247	2.906	1.286	1.160	0.988	1.200	1.218	1.151
Sum	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
X _{Mg}	18	19	20	23	17	9	11	9	35	23	22	22

Table II. - Electron microprobe analyses of garnets. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

Tableau II. - Analyses à la microsonde électronique des grenats. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

Fold dominated domains

In the folding dominated domains, the transposition phenomena are also well illustrated by the parallelism between the main metamorphic foliation plane and the lithological boundaries and by the presence of numerous intrafolial rootless fold. The fabrics are underlined by the same mineral phases as in the shear zone. Foliation planes are dipping, from 60° to the West up to vertical (Figs. 4, 13A). The kilometre size folds are tight and upright with curved hinges (Fig. 4, 8). At this scale, the intersection of the foliation trajectories with the flat topography leads to different kinds of axial traces (Fig. 8). Numerous fold geometries showing an axial trace North 10°-North 15° are parallel to the shear zone. A second rarer set, shows an axial trace which is roughly oriented perpendicular to the first one. Depending on the plane of observation and on the position of the folded geometry in space, the different sets interfere, giving rise to type 1 or type 2 kilometre scale interference patterns (5-20 km in diameter, Figs. 4, 14A, Ramsay, 1967). In the field, at the outcrop scale, both "eye-like" structures, type 2 (Fig. 14B) and type 3 fold-interference patterns can be observed.

The stretching lineations are strongly dipping from 50° to 80° towards the South-West (Figs. 8, 13B). The

stretching lineations are distributed all around the fold envelops.

METAMORPHISM AND DEFORMATION

Over all the studied area, we observe melts, with centimetre size amphiboles, micas or garnets, located in

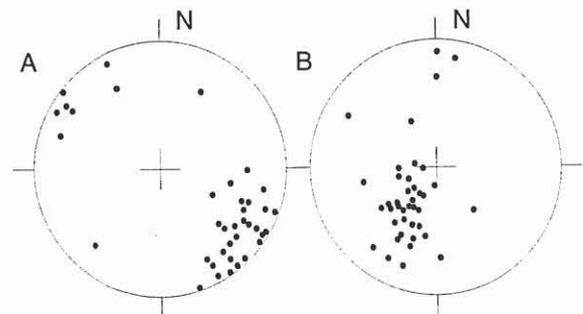


Fig. 13. - Lower hemisphere, equal area projection: (A) Foliation poles and (B) stretching lineations in the folded domains.

Fig. 13. - Projection équivalente dans l'hémisphère inférieure: (A) Pôles des foliations (B) direction des linéations dans les domaines de plis.

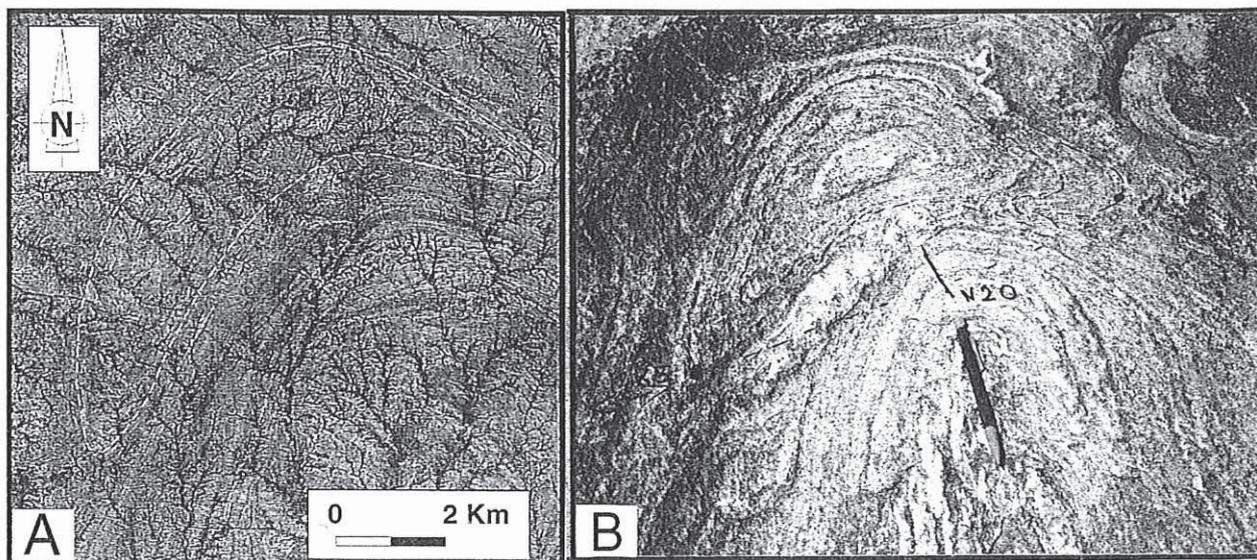


Fig. 14. – (A) Detail of a closed fold. Panchromatic image convoluted with a Laplacian. Location in figure 3. (B) Mesoscopic type 2 interference pattern.

Fig. 14. – *Interférence de plis à différentes échelles. (A) Image panchromatique convoluée avec un Laplacien, située sur la figure 3. (B) Interférence de plis à l'échelle du mètre.*

asymmetric and symmetric interboudins, shear bands or hinges of fold, indicating that partial melting occurred during deformation. Moreover, the fabrics are clearly underlined by high-T mineral assemblages (Fig. 5B). In

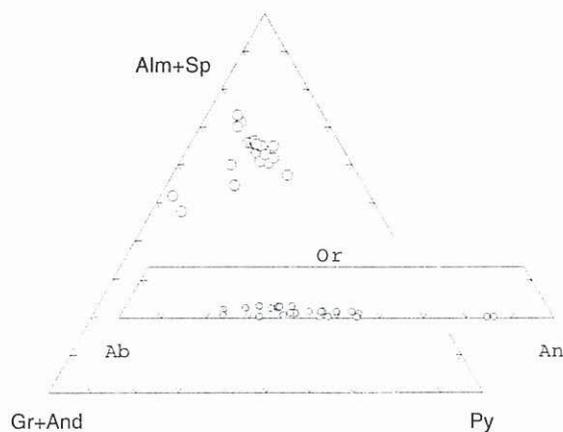


Fig. 15. – In background the garnets in a ternary diagram almandine+spessartine, grossular+andradite, pyrope. In foreground composition of the different plagioclases in a classical nomenclature.

Fig. 15. – *Répartition des grenats dans un diagramme almandine+spessartine, grossulaire+andradite, pyrope. Au premier plan répartition des plagioclases dans un diagramme albite, anorthite, orthose.*

acidic rocks, the minerals show evidences of intracrystalline plastic deformation under the microscope. In the metabasic rocks, optically strained crystals are present, as demonstrated by undulose extinctions in both quartz and plagioclases, but also by the development of sub-grain boundaries with various degrees of disorientation, commonly observed in quartz, feldspars, amphiboles and, more rarely, in pyroxenes. Mineral boundaries in the mafic granulite present straight to gently lobated limits. Another microstructure observed in mafic rocks, or possibly a more annealed one, corresponds to well-equilibrated sub-equidimensional minerals optically strain-free, joining at triple points. There is no clear retrogressive textures like coronas or pseudomorphs. Even the biotites exhibit equilibrium textures with respect to other phases. Thus the structuration of the Vohibory area is coeval with the high temperature metamorphism.

PHYSICAL CONDITIONS OF METAMORPHISM

In southern Madagascar granulites exhibit several parageneses due to their various bulk chemical compositions as more than 29 parageneses were described by Nicollet (1988). In order to estimate the regional conditions of metamorphism, we have worked on garnetiferous granulites and amphibolites which are dominant in the Vohibory area. Our 24 selected samples enhanced five parageneses: (1) Gt-Qtz-Pl-Opx-Cpx-Amph. (2) Gt-Qtz-Pl-Amph. (3) Gt-Qtz-Pl-Cpx-Amph. (4) Gt-Opx-

Table III. – Electron microprobe analyses of amphiboles.
 Tableau III. – Analyses à la microsonde électronique des amphiboles.

Sample	25	38	49	50	57	58	61	62	64	67
Wt % oxides										
SiO ₂	41.84	42.2	42.86	42.13	41.47	42.6	42.79	42.31	39.42	42.29
TiO ₂	2.29	2.02	2.15	2.02	1.73	2.12	1.84	1.68	1.38	1.15
Al ₂ O ₃	10.96	12.02	11.45	12.38	13.27	11.35	12.27	12.38	15.15	13.8
FeO	22.98	19.4	18.3	17.26	18.2	17.85	18.12	19.4	20.36	16.02
MnO	0.22	0.18	0.12	0.13	0.15	0.3	0.2	0.47	0.22	0.19
MgO	6.04	8.51	9.34	9.6	9.2	9.72	9.52	8.23	6.38	10.49
CaO	10.49	10.99	11.07	11.22	11.37	10.44	11.2	11.19	11.65	10.54
Na ₂ O	1.71	1.33	1.71	1.48	1.4	1.86	1.54	1.66	1.92	1.75
K ₂ O	1.68	1.62	1.29	1.67	1.37	0.97	0.68	1.31	1.18	0.71
CH	1.94	1.98	1.99	1.99	1.99	1.98	2	1.98	1.95	2
Sum	100.15	100.24	100.27	99.88	100.14	99.19	100.17	100.62	99.61	98.95
Cation per 24 oxygens										
Si	6.407	6.309	6.382	6.288	6.163	6.347	6.310	6.318	6.026	6.203
Al IV	1.593	1.691	1.618	1.712	1.837	1.653	1.69	1.682	1.974	1.797
Al VI	0.386	0.428	0.392	0.466	0.488	0.341	0.443	0.497	0.756	0.590
Ti	0.264	0.227	0.241	0.227	0.193	0.238	0.204	0.189	0.159	0.127
Fe ³⁺	0.401	0.593	0.473	0.457	0.678	0.781	0.73	0.496	0.285	1.008
Fe ²⁺	2.542	1.833	1.806	1.698	1.584	1.444	1.505	1.927	2.318	0.958
Mg	1.379	1.896	2.073	2.136	2.038	2.159	2.093	1.832	1.454	2.294
Mn	0.029	0.023	0.015	0.016	0.019	0.038	0.025	0.059	0.028	0.024
Na(M4)	0.279	0.239	0.234	0.205	0.189	0.333	0.230	0.209	0.092	0.343
Na(A)	0.229	0.146	0.26	0.223	0.214	0.204	0.210	0.271	0.478	0.155
Ca	1.721	1.761	1.766	1.795	1.811	1.667	1.770	1.791	1.908	1.657
K	0.328	0.309	0.245	0.318	0.474	0.184	0.128	0.250	0.230	0.133
CH	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sum	16	15	16	16	16	15	15	16	16	15
Na+K (A)	0.56	0.46	0.51	0.54	0.69	0.39	0.34	0.52	0.71	0.29
XMg	0.35	0.51	0.53	0.56	0.56	0.60	0.58	0.49	0.39	0.71

Sample	79	97	98	117	119	161	334	339	341
Wt % oxides									
SiO ₂	41.72	40.07	40.17	43.82	41.11	40.24	42.74	41.45	42.01
TiO ₂	2.09	2.43	2.94	1.5	2.13	2.32	2.08	2.29	1.71
Al ₂ O ₃	11.06	12.83	12.53	11.21	11.92	11.79	11.76	12.43	11.85
FeO	17.73	18.83	19.77	18.49	18.85	22.59	14.96	17.66	18.92
MnO	0.17	0.11	0.15	0.2	0.11	0.07	0.28	0.09	0.14
MgO	9.21	7.13	7.33	9.7	8.54	6.05	11.54	9.33	9.31
CaO	10.96	11.19	11.21	11.16	11.8	11.08	11.51	11.33	11.21
Na ₂ O	1.63	1.15	1.38	1.57	1.38	1.54	1.5	1.46	1.57
K ₂ O	1.51	2.41	2.21	0.57	1.82	1.72	1.6	1.89	1.44
CH	1.94	1.92	1.94	2	1.96	1.92	2.01	1.98	1.98
Sum	98.02	98.08	99.64	100.21	99.63	99.31	99.97	99.91	100.14
Cation per 24 oxygens									
Si	6.378	6.239	6.162	6.454	6.261	6.238	6.305	6.223	6.271
Al IV	1.622	1.761	1.838	1.546	1.739	1.762	1.695	1.777	1.729
Al VI	0.372	0.594	0.428	0.401	0.402	0.393	0.351	0.424	0.357
Ti	0.240	0.285	0.339	0.166	0.244	0.271	0.231	0.259	0.192
Fe ³⁺	0.401	0.038	0.202	0.733	0.236	0.343	0.513	0.402	0.673
Fe ²⁺	1.867	2.414	2.335	1.545	2.165	2.586	1.333	1.816	1.689
Mg	2.099	1.655	1.676	2.130	1.939	1.398	2.538	2.088	2.071
Mn	0.022	0.015	0.019	0.025	0.014	0.009	0.035	0.011	0.018
Na(M4)	0.204	0.133	0.157	0.238	0.074	0.159	0.180	0.177	0.207
Na(A)	0.279	0.214	0.253	0.21	0.334	0.304	0.249	0.248	0.248
Ca	1.796	1.867	1.843	1.762	1.926	1.841	1.820	1.823	1.793
K	0.295	0.479	0.433	0.107	0.354	0.340	0.301	0.362	0.274
CH	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sum	16	16	16	15	16	16	16	16	16
Na+K (A)	0.57	0.69	0.69	0.32	0.69	0.64	0.55	0.61	0.52
XMg	0.53	0.41	0.42	0.58	0.47	0.35	0.66	0.53	0.55

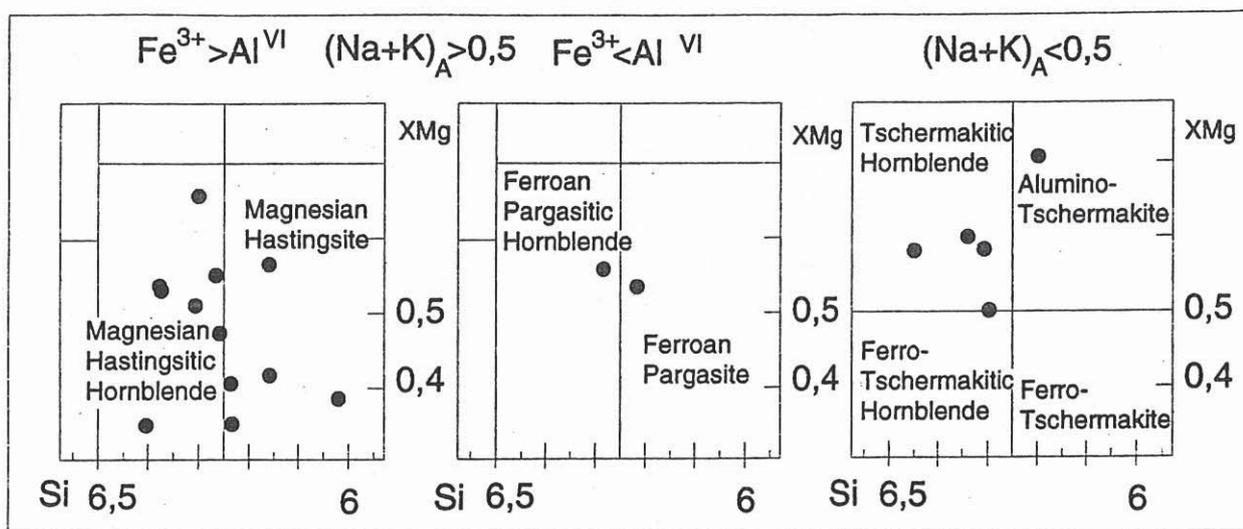


Fig. 16. – The different kinds of amphiboles in Leake's nomenclature (1978).

Fig. 16. – *Discrimination des différentes amphiboles dans la nomenclature proposée par Leake, 1978.*

Cpx-Pl-Qtz, (5) Gt-Cpx-Qtz-Pl. 12, 4, 3, 4, and 1 samples display these assemblages, respectively (Tabl. I). In addition to the minerals mentioned above, ilmenite and apatite are ubiquitous in the samples, and biotite, magnetite, rutile and sometimes spinel, graphite, sphene are present as accessory phases. The length of mineral is generally about 0.2 -1 millimetre, but can be up to 1 centimeter. We have complemented our regional P-T estimates with analyses from the basic granulites studied by Nicollet (1988), which are comparable to those described in this work.

Mineral chemistry

Mineral analyses were carried out at the University of Clermont-Ferrand on a CAMEBAX microprobe. Pure oxides and natural minerals were used as standards in the analytical procedure with an accelerating voltage of 15 kV, and per element counting time of 15 seconds. The mineral analyses are given in tables II to VI. In the calculation we used the cores of the largest phases in order to avoid the resetting phenomena at the margins of minerals (Frost & Chacko, 1989). The mineral compositions are extremely varied, as demonstrated by the X_{MgO} values of the garnet ranging from 7.2 to 34.5%. The garnets are mostly almandine rich (40-70%) with variable content of grossular (15-45%) and pyrope end-members (3-30%, Fig. 15). The andradite, spessartine and uvarovite contents are very low. Plagioclases present an anorthite content varying from 23 to 86%. The orthose content is very low (<3%, Fig. 15). In some cases, we have found some small K-feldspars, isolated in the thin section. On the basis of the IMA classification

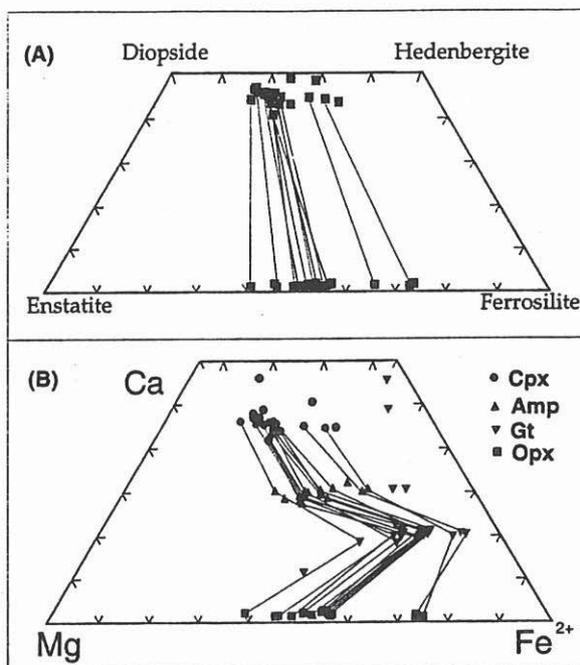


Fig. 17. – Composition of the ferromagnesian phases. (A) In a $CaMgSi_2O_6$ - $CaFeSi_2O_6$ - $MgSi_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$ system. (B) In a Ca - Fe^{2+} - Mg diagram. Each line joins the minerals of the same sample.

Fig. 17. – *Composition des phases ferromagnésiennes. (A) dans un diagramme $CaMgSi_2O_6$ - $CaFeSi_2O_6$ - $MgSi_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$, (B) dans un diagramme, Ca - Fe^{2+} - Mg . Chaque ligne joint les phases d'un même échantillon.*

Sample	25	38	49	50	61	64	79	94	97	98
Wt %										
SiO ₂	50.24	50.89	51.68	51.32	52.13	48.85	50.92	49.94	50.93	51.41
Al ₂ O ₃	1.32	2.09	2.10	3.04	1.51	3.31	2.97	2.25	1.89	1.93
FeO	19.37	14.68	13.74	11.21	10.95	14.19	12.37	16.26	13.74	13.36
MnO	0.21	0.29	0.23	0.24	0.31	0.15	0.22	0.21	0.24	0.17
MgO	7.25	10.77	11.13	11.59	11.95	8.78	11.00	9.99	10.45	11.32
CaO	20.34	20.57	20.10	21.44	22.49	22.76	20.66	20.36	21.67	20.94
Na ₂ O	0.43	0.55	0.70	0.73	0.35	1.34	0.67	1.17	0.29	0.28
Sum	99.34	100.06	99.96	99.90	99.91	99.66	99.18	100.71	99.51	99.80
Cation per 6 oxygens										
Si	1.975	1.935	1.958	1.929	1.965	1.860	1.939	1.888	1.951	1.956
Al IV	0.025	0.065	0.042	0.071	0.035	0.140	0.061	0.100	0.049	0.044
Al VI	0.036	0.029	0.052	0.064	0.033	0.009	0.072	0.000	0.036	0.042
Fe ³⁺	0.013	0.066	0.030	0.041	0.017	0.218	0.018	0.198	0.017	0.003
Mg	0.425	0.610	0.629	0.649	0.671	0.498	0.624	0.563	0.597	0.642
Fe ²⁺	0.624	0.401	0.405	0.312	0.328	0.234	0.376	0.316	0.423	0.422
Mn	0.007	0.009	0.007	0.008	0.010	0.005	0.007	0.007	0.008	0.005
Na	0.033	0.041	0.051	0.053	0.026	0.099	0.049	0.086	0.022	0.021
Ca	0.857	0.838	0.816	0.864	0.909	0.929	0.843	0.825	0.889	0.853
Sum	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
X _{Mg}	41	60	61	68	67	68	62	64	59	60

Table IV. – Electron microprobe analyses of clinopyroxenes. X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺).

Tableau IV. – Analyses à la microsonde électronique des clinopyroxènes. X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe²⁺).

Sample	109	117	119	120	161	331	334	339	336	341
Wt %										
SiO ₂	51.08	50.19	49.63	50.62	50.25	50.11	51.19	50.71	51.90	50.95
Al ₂ O ₃	1.96	2.54	2.98	1.84	1.58	1.24	3.52	2.84	1.74	2.75
FeO	13.17	13.78	16.41	15.76	17.47	21.18	10.69	12.25	11.07	14.78
MnO	0.14	0.24	0.27	1.65	0.27	0.24	0.45	0.16	0.11	0.22
MgO	10.87	10.96	10.31	7.15	8.69	6.54	12.25	11.07	12.13	11.54
CaO	21.51	20.49	19.54	22.48	20.78	20.06	20.67	21.00	22.28	18.99
Na ₂ O	0.2	0.45	0.45	0.26	0.41	0.45	0.88	0.74	0.30	0.76
Sum	99.21	99.02	99.83	99.91	99.7	100.03	99.99	99.08	99.84	100.27
Cation per 6 oxygens										
Si	1.958	1.924	1.901	1.971	1.948	1.970	1.913	1.930	1.957	1.923
Al IV	0.042	0.076	0.099	0.029	0.052	0.030	0.087	0.070	0.043	0.077
Al VI	0.046	0.039	0.035	0.055	0.021	0.027	0.068	0.057	0.034	0.045
Fe ³⁺	0.000	0.051	0.084	0.000	0.051	0.025	0.063	0.050	0.015	0.075
Mg	0.621	0.626	0.588	0.415	0.502	0.383	0.682	0.628	0.682	0.649
Fe ²⁺	0.422	0.391	0.442	0.513	0.516	0.671	0.271	0.340	0.334	0.392
Mn	0.005	0.008	0.009	0.054	0.009	0.008	0.014	0.005	0.004	0.007
Na	0.015	0.033	0.033	0.020	0.031	0.034	0.064	0.055	0.022	0.056
Ca	0.883	0.842	0.802	0.938	0.863	0.845	0.828	0.856	0.900	0.768
Sum	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
X _{Mg}	60	62	57	45	49	36	72	65	67	62

(Leake, 1978) all the amphiboles are calcic with: (Ca+Na)_B≥1.34, Na_B<0.67 and Ca_B≥1.34 (Tabl. III, Fig. 16). They have a low content of titanium, their X_{Mg} is comprised between 0.35 and 0.71 with a Si content among 6 to 6.4. Their classification is strongly dependent of their Fe³⁺ content. In table III and figure 16, in order to estimate the Fe³⁺, we normalize the analyses with the sum of Si, Al, Ti, Fe, Mn, and Mg equal to 13. The average Fe³⁺ values calculated reach 0.5. We can discriminate in Leake's nomenclature six kinds of amphiboles from magnesian hastingsitic hornblendes to an alumino-tschermackites (Fig. 16). Clinopyroxenes compositions range from salite to ferrosalite (Fig. 17). Orthopyroxenes show an evolution of their X_{Mg} content from 27 to 62% (Fig. 17). Finally, if we compare all the X_{Mg} ratios of ferromagnesian minerals, we find the following order X_{Mg} Cpx>X_{Mg} Hb≥X_{Mg} OPX>X_{Mg} Gt. This is a common observation in mafic granulites, equilibrated under medium- to low-pressure granulite facies (Lieberman & Petrakakis, 1991; Mukhopadhyay &

Bose, 1994; Todd & Evans, 1994). In figure 17A&B, the tie-lines which join the pyroxene pairs in a CaMgSi₂O₆-CaFeSi₂O₆-MgSi₂O₆-Fe₂Si₂O₆, and the tie-lines which join the garnet-amphibole-pyroxenes assemblages in a Ca, Fe²⁺, Mg diagram, present similar slope and are scarcely secant. These trends and the fact that in a given rock, the compositions of the different minerals are relatively homogeneous show that, at the scale of the thin section, minerals seem to be chemically equilibrated. The chemical evidence of equilibrium and the equilibrium textures described previously allow us to determine the peak of metamorphism.

Pressure and temperature estimates

Pressure and temperature are derived first using a selected group of classical thermometers and barometers and second applying the TWEEQ software (Berman,

LITHOSPHERIC TECTONIC STRUCTURES DEVELOPED UNDER HIGH-GRADE METAMORPHISM

Sample	25	38	49	50	79	94	97	98
Wt %								
SiO ₂	49.07	51.19	51.25	51.60	50.05	50.27	50.65	51.27
TiO ₂	0.14	0.06	0.03	0.09	0.06	0.09	0.17	0.09
Al ₂ O ₃	0.49	0.81	0.69	1.50	1.19	0.65	1.02	0.62
FeO	40.82	31.41	30.86	27.44	29.58	33.45	33.16	32.75
MnO	0.70	0.82	0.88	0.60	0.58	0.50	0.45	0.62
MgO	8.42	15.83	16.24	18.75	16.81	14.20	14.46	14.72
CaO	0.67	0.70	0.66	0.48	0.74	0.90	0.63	0.60
Sum	100.33	100.83	100.62	100.48	99.01	100.06	100.56	100.67
Cation per 6 oxygens								
Si	2.007	1.978	1.979	1.958	1.952	1.979	1.980	2.000
Al IV	0.000	0.022	0.021	0.042	0.048	0.021	0.020	0.000
Al VI	0.024	0.015	0.011	0.026	0.006	0.009	0.027	0.028
Ti	0.004	0.002	0.001	0.003	0.002	0.003	0.005	0.003
Fe ³	0.000	0.004	0.008	0.012	0.038	0.007	0.000	0.000
Mg	0.513	0.912	0.935	1.061	0.977	0.833	0.842	0.856
Fe ²	1.397	1.011	0.988	0.859	0.927	1.094	1.084	1.068
Mn	0.024	0.027	0.029	0.019	0.019	0.017	0.015	0.020
Ca	0.029	0.029	0.027	0.020	0.031	0.038	0.026	0.025
Sum	4	4	4	4	4	4	4	4
X _{Mg}	27	47	49	55	51	43	44	44

 Table V. – Electron microprobe analyses of orthopyroxenes. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

 Tableau V. – Analyses à la microsonde électronique des orthopyroxènes. $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$.

Sample	109	117	119	161	331	334	336	341
Wt %								
SiO ₂	50.78	50.92	49.82	49.12	48.95	51.77	51.67	50.60
TiO ₂	0.14	0.08	0.11	0.07	0.06	0.04	0.11	0.10
Al ₂ O ₃	0.86	1.00	0.93	0.77	0.46	1.70	1.13	1.19
FeO	32.05	30.84	33.08	37.53	41.36	24.81	27.52	29.95
MnO	0.38	0.49	0.35	0.58	0.56	0.99	0.27	0.38
MgO	14.9	16.00	15.27	11.39	8.42	21.02	18.69	17.29
CaO	0.99	0.84	0.72	0.84	0.80	0.56	0.62	0.55
Sum	100.11	100.20	100.32	100.32	100.62	100.89	100.01	100.08
Cation per 6 oxygens								
Si	1.985	1.974	1.943	1.968	1.998	1.930	1.971	1.949
Al IV	0.015	0.026	0.043	0.032	0.002	0.070	0.029	0.051
Al VI	0.025	0.020	0.000	0.004	0.020	0.004	0.022	0.003
Ti	0.004	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003
Fe ³	0.000	0.002	0.067	0.025	0.000	0.064	0.000	0.043
Mg	0.868	0.925	0.888	0.680	0.512	1.168	1.063	0.993
Fe ²	1.048	0.998	1.012	1.232	1.412	0.709	0.878	0.921
Mn	0.013	0.016	0.012	0.020	0.019	0.031	0.009	0.012
Ca	0.041	0.035	0.030	0.036	0.035	0.022	0.025	0.023
Sum	4	4	4	4	4	4	4	4
X _{Mg}	45	48	47	36	27	62	55	52

1988; 1991). We used three thermometers (Ellis & Green, 1979; Sen & Batthacharya, 1984; Blundy & Holland, 1990) and three barometers (Newton & Perkins, 1982; Khon & Spear, 1990; Batthacharya *et al.*, 1991) among the numerous calibrations existing in the literature. We have selected those with reactions compatible with our different set of parageneses. With the second method the TWEEQ program calculates for a given P-T, T-XH₂O, P-XH₂O or activity-P, for a specific rock composition, all the Clapeyron slopes for stable or metastable reaction equilibria in a chosen set of end-members. All the relevant equilibria are calculated using internally consistent thermodynamic data and uniform set of solu-

tion models. In our study we combine calculations with quartz and different Ca-Fe-Mg end-members of the following phases: clinopyroxene, garnet, orthopyroxene, amphibole, plagioclase. The calculations are performed using solid solution models from Mäder and Berman (1992) for the amphiboles, Berman (1990) for the garnets, Fuhrman and Lindsley (1988), for the feldspars, and using an ideal solution model for the pyroxenes. Following Mäder *et al.*, (1994), we have retained several equilibria (Fig. 18, abbreviations for mineral names after Kretz, 1983), (1) 2grs+prp+3qtz = 3di+3an, (2) alm+3di = prp+3hd, (3) 3prg+prp+2grs +18qtz = 3tr+6an+3ab, (4) ts+2prp+4grs+12qtz = 3tr+ 12an,

Table VI. — Electron microprobe analyses of feldspars.
 Tableau VI. — Analyses à la microsonde électronique des feldspaths.

Sample	25	38	49	50	57	58	61	62	64	67	79	94
Wt % oxides												
SiO ₂	61.87	59.64	60.61	58.55	56.33	61.25	56.62	58.44	56.21	60.63	58.17	54.89
Al ₂ O ₃	23.56	25.2	24.61	25.92	27.28	24.05	27.67	25.96	27.64	25.24	25.9	28.75
CaO	4.68	7.12	6.1	7.91	9.48	5.65	9.42	8.19	9.67	6.56	8.05	10.89
Na ₂ O	8.4	6.97	7.31	6.72	5.93	7.87	6.07	6.62	5.79	7.67	6.91	5.18
K ₂ O	0.36	0.47	0.5	0.56	0.35	0.5	0.1	0.23	0.11	0.06	0.25	0.28
Sum	98.91	99.74	99.27	99.86	99.73	99.64	100.04	99.82	99.50	100.28	99.37	100.20
Cation per 8 oxygens												
Si	2.768	2.667	2.712	2.624	2.541	2.731	2.540	2.620	2.534	2.687	2.619	2.472
Al	1.242	1.328	1.298	1.369	1.450	1.264	1.463	1.372	1.469	1.319	1.374	1.526
Na	0.729	0.604	0.634	0.584	0.518	0.681	0.528	0.576	0.506	0.659	0.603	0.453
Ca	0.224	0.341	0.292	0.380	0.458	0.270	0.453	0.394	0.467	0.312	0.388	0.526
K	0.020	0.027	0.029	0.032	0.020	0.028	0.008	0.013	0.006	0.004	0.014	0.016
Sum	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
An	23.04	35.11	30.6	38.15	45.97	27.56	45.9	40.05	47.68	31.97	38.62	52.87

Sample	97	98	109	117	119	120	161	331	334	336	339	341
Wt % oxides												
SiO ₂	54.41	55.79	46.54	54.55	56.48	46.35	57.61	62.47	59.83	57.37	59.87	59.56
Al ₂ O ₃	28.94	27.19	33.62	28.7	27.38	34.09	24.78	23.26	25.19	26.62	24.87	25.77
CaO	10.91	9.85	16.65	11.01	9.13	17.34	7.51	4.86	7.2	8.59	6.89	7.17
Na ₂ O	4.92	5.48	1.63	5.06	5.8	1.52	6.89	8.61	7	6.12	7.21	6.93
K ₂ O	0.25	0.33	0.05	0.11	0.32	0.04	0.19	0.12	0.53	0.31	0.49	0.53
Sum	99.65	98.69	98.57	99.57	99.41	99.44	97.16	99.45	99.84	99.03	99.41	100.13
Cation per 8 oxygens												
Si	2.461	2.539	2.164	2.469	2.549	2.141	2.648	2.779	2.672	2.590	2.683	2.653
Al	1.543	1.458	1.843	1.531	1.456	1.856	1.342	1.220	1.326	1.416	1.314	1.353
Na	0.431	0.484	0.147	0.444	0.508	0.137	0.614	0.743	0.607	0.536	0.626	0.598
Ca	0.529	0.480	0.830	0.534	0.442	0.858	0.370	0.232	0.345	0.416	0.331	0.342
K	0.014	0.019	0.003	0.006	0.019	0.003	0.011	0.007	0.030	0.018	0.028	0.030
Sum	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
An	54.27	48.84	84.65	54.24	45.82	86.06	37.2	23.62	35.13	42.87	33.58	35.28

(5) $2\text{tr}+5\text{alm} = 2\text{tr}+5\text{prp}$, (6) $3\text{prg}+4\text{alm} = 3\text{prg}+4\text{prp}$, (7) $\text{ts}+\text{alm} = \text{fts}+\text{prp}$, and (8) $\text{grs}+2\text{prp}+3\text{qtz} = 3\text{en}+3\text{an}$, (9) $3\text{qtz}+\text{grs}+2\text{alm} = 3\text{an}+3\text{fsl}$, (10) $3\text{en}+2\text{alm} = 3\text{fsl}+2\text{prp}$. All the reactions are linearly independent from each other except 8, 9, 10. Despite of the ubiquitous occurrence of brown hornblende in our samples, we do not use reactions involving water, because we have no constrain on the aH_2O values. The thermometers 2, 5, 6, 7 yield consistent temperatures (Fig. 18). Temperatures calculated using orthopyroxene (equilibrium 10, Opx-Gt), are always lower than those obtained with the other thermometers (Fig. 18, Tabl. VII). This effect, seems to be commonly observed in other granulitic rocks (Iyer *et al.*, 1996). As the thermodynamic data for the pyroxenes are better constrained, the temperature estimate obtained with the equilibrium implying clinopyroxene is chosen as a reference temperature, and the reactions 8 and 9 were used to calculate pressures at this reference temperature [Tabl. VII, T(ref.)]. The standard

state properties of Fe-endmember for the barometer implying amphiboles are less constrained than their Mg analogue, so we retained the equilibrium : 3, 4 (Mäder & Berman, 1992; Mäder *et al.*, 1994). The results are given in table VII, and illustrated in a pressure-temperature space for the TWEEQ results (Fig. 19). The results or samples referring the analyses from Nicollet, (1988) are indicated by a small n. It must be noted that samples n102, n55, n118, n75, n95, n272, n172 do not contain quartz, so that pressure estimates on these rocks correspond to a maximum value.

Results

There is a dispersion of the quantitative results, but reasonable conclusions can be reached. Whatever the method used, the P-T estimates confirm that the syntec-

Table VII. - On the left, Gt-Cpx-Amph-Pl-Qtz thermobarometry from TWEEQ program. Number in parentheses refer to equilibria numbered in text and in figure 18. Sample with an star do not contain quartz. On the right results obtained with different thermometer: (A) Ellis and Green, 1979; (B) Sen and Bhattacharya, 1984; (C) Blundy and Holland, 1990; and barometers (D) Bhattacharya *et al.*, 1990; (E) Newton and Perkins, 1982 (F) Kohn and Spear, 1990.

Tableau VII. - Sur la gauche les résultats thermobarométriques obtenus avec le programme TWEEQ sur les phases Gt-Cpx-Amph-Pl-Qtz. Les nombres entre parenthèses correspondent aux équilibres indiqués dans le texte et sur la figure 18. Les échantillons avec un astérisque ne contiennent pas de quartz. Sur la droite les résultats obtenus avec les thermobaromètres conventionnels. (A) Ellis et Green, 1979; (B) Sen et Bhattacharya, 1984; (C) Blundy et Holland, 1990; (D) Bhattacharya *et al.*, 1990; (E) Newton et Perkins, 1982 (F) Kohn et Spear, 1990.

Barometer & Thermometer	Grt-Cpx-Pl-Qtz						Grt-Hbl-Pl-Qtz			Barometer Thermometer	Grt-Cpx (A) E-G	Grt-Opx (B) S-B	Grt-Hbl-Pl-Qtz (C) H-B	Grt-Opx-Pl-Qtz (D) B-et al	Grt-Cpx-Pl-Qtz (E) N-P	Grt-Hbl-Pl-Qtz (F) K-S
	[1]	[2]	[8]	[10]	[9]	[3]	[5]	[3]	Sample							
25	10.6	860	10.7	850	10.9	11	820	11.8	25	780	890	720	9.8	10.1	10.1	
38	8.5	750	7	670	8.4	8.3	780	7.9	38	730	710	780	9.4	8.3	8.9	
49	9	760	8.2	700	9.2	9	780	8.8	49	750	750	750	10	9.3	9.3	
50	9.2	780	8	680	9.5	9.6	830	9	50	740	730	790	10.1	8.6	8.8	
79	9.2	840	8.6	780	9.7	8.8	820	9.1	79	800	840	770	10.6	8.2	8	
97	7	780	6.4	700	7.7	8	780	8	97	720	750	870	8.7	5.5	6.7	
98	6.5	720	6.3	680	6.9	8	770	8.1	98	710	740	860	8.7	6.2	7.3	
117	7.5	780	7.4	760	7.8	9	860	8	117	760	810	810	8.7	6.1	5.3	
119	7.5	700	5.5	590	7.3	6.5	690	6.6	119	730	650	820	9.4	7.3	8	
161	6.8	720	5	580	7.3	7.4	720	7.4	161	700	660	790	9	7.2	8.6	
334	9.6	780	8.8	730	9.6	9	810	8.7	334	790	780	780	9.8	8.8	8.9	
341	8	680	6.5	610	7.8	8.3	760	7.3	341	740	690	790	10	9.1	9.2	
339	8.7	710	-	-	-	8.3	730	8.1	339	720	-	790	-	9.1	9.6	
64	10.3	680	-	-	-	11.1	740	10.3	64	760	-	880	-	9.7	10.5	
61	10.3	780	-	-	-	9.3	760	9.5	61	780	-	810	-	9.6	9.6	
331	9.4	830	7.4	680	10	-	-	-	331	750	730	-	9.8	9.3	-	
336	8	750	6.8	620	8.7	-	-	-	336	710	680	-	10	7.6	-	
109	6.2	750	8	670	6.9	-	-	-	109	740	760	-	8.8	3.2	-	
94	7.1	680	6.3	680	6.3	-	-	-	94	670	750	-	11.3	6	-	
120	8.4	760	-	-	-	-	-	-	120	850	-	-	-	5.4	-	
57	-	-	-	-	-	8.7	780	-	57	-	-	850	-	-	8.5	
58	-	-	-	-	-	10	810	-	58	-	-	750	-	-	10.1	
62	-	-	-	-	-	9.4	800	-	62	-	-	790	-	-	9.4	
67	-	-	-	-	-	7.5	680	-	67	-	-	780	-	-	9.9	
n75*	9.8	830	9.2	780	10	-	-	-	n75*	780	820	-	9.9	7.6	-	
n95*	9.7	780	9.4	770	9.5	-	-	-	n95*	750	810	-	9.9	7.9	-	
n272*	8.8	830	8.5	770	9	-	-	-	n272*	630	740	-	9.2	7.9	-	
n251a	8.8	740	8.3	735	8.5	-	-	-	n251a	810	810	-	9.5	8.6	-	
n268a	7.4	770	7.2	710	8.2	-	-	-	n268a	730	770	-	9.1	7.4	-	
n253	8.5	720	8.3	750	7.9	-	-	-	n253	790	810	-	9.5	7.9	-	
n172*	8.3	700	7.9	650	8.8	-	-	-	n172*	700	980	-	8.5	3.1	-	
n92	9.7	830	10.6	830	8.5	-	-	-	n92	810	860	-	10.9	9.5	-	
n118*	5.8	780	5	630	6.7	6	680	7.1	n118*	730	700	890	3.5	3.3	4	
n264	6.9	710	6.7	660	7.5	6.2	660	6.7	n264	700	720	780	9.5	7.1	8	
n266	9.1	820	-	-	-	6	650	7.8	n266	840	-	890	-	8.6	7.3	
n102*	8.8	810	-	-	-	11.4	820	11.4	n102*	650	-	890	-	5.2	5.5	
n55*	10.9	830	-	-	-	-	-	-	n55*	700	-	-	-	9.4	-	

tonic mineral association corresponds to granulite facies conditions. The average temperature is at about 800°C over the whole area (Figs. 19, 20), and reaches a maximum of 860°C (TWEEQ) or 980°C (classical thermometer). Some lower temperature estimates (580°C) have been found. We suggest that they are the result of mineral resetting during the retrograde path (i.e. exhumation, Frost & Chacko, 1989), which seems to specially affect the orthopyroxene (Tabl. VII, Iyer *et al.*, 1996). The more interesting feature is that the wide range of pressure is not temperature dependent as evidenced for example by samples 58 and 97 or 50 and 117. In order to estimate most precisely the pressure differences, we need to compare results obtained by a homogeneous (i.e. unique) method. Thus we consider the result obtained with the TWEEQ approach which gives more consistent and accurate results based on an internally consistent thermodynamic data and uniform set of solu-

tion models unlike a combination of different individual formulations (Powell & Holland, 1988; Berman, 1991). We have retained the pressure range calculated with one set of equilibrium, Gt-Cpx-Pl-Qtz at 800°C. to compare the data. The sample distribution (Fig. 20), reveals that the higher pressures (10 kbar) are located on the left-hand side of the shear zone while the lower pressures (7 kbar) are located on its right-hand side. The group of samples 161, 117, 119, 98, 97, 94, n118 always shows the lowest pressure.

DISCUSSION

Ampanihy shear zone

The finite strain pattern observed in the Vohibory area is quite complex with contradictions between kinematic indicators at different scales and the presence of signifi-

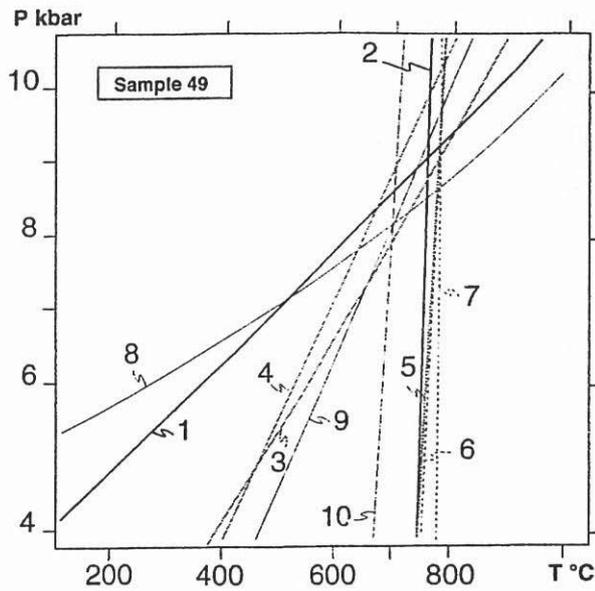


Fig. 18. - P-T diagram space showing the repartition of the different equilibrium (Mäder, 1994), obtained for the sample 49, with the TWEEQ software. (1) $2\text{grs}+\text{prp}+3\text{qtz} = 3\text{di}+3\text{an}$; (2) $\text{alm}+3\text{di} = \text{prp}+3\text{hd}$; (3) $3\text{prg}+\text{prp}+2\text{grs}+18\text{qtz} = 3\text{tr}+6\text{an}+3\text{ab}$; (4) $\text{ts}+2\text{prp}+4\text{grs}+12\text{qtz} = 3\text{tr}+12\text{an}$; (5) $2\text{tr}+5\text{alm} = 3\text{ftr}+5\text{prp}$; (6) $3\text{prg}+4\text{alm} = 3\text{fprg}+4\text{prp}$; (7) $\text{ts}+\text{alm} = \text{fts}+\text{prp}$; (8) $\text{grs}+2\text{prp}+3\text{qtz} = 3\text{en}+3\text{an}$; (9) $3\text{qtz}+\text{grs}+2\text{alm} = 3\text{an}+3\text{fsl}$; (10) $3\text{en}+2\text{alm} = 3\text{fsl}+2\text{prp}$.

Fig. 18. - Exemple de répartition des équilibres dans un diagramme P-T obtenu, avec le logiciel TWEEQ, pour la roche 49 (Mäder, 1994). (1) $2\text{grs}+\text{prp}+3\text{qtz} = 3\text{di}+3\text{an}$; (2) $\text{alm}+3\text{di} = \text{prp}+3\text{hd}$; (3) $3\text{prg}+\text{prp}+2\text{grs}+18\text{qtz} = 3\text{tr}+6\text{an}+3\text{ab}$; (4) $\text{ts}+2\text{prp}+4\text{grs}+12\text{qtz} = 3\text{tr}+12\text{an}$; (5) $2\text{tr}+5\text{alm} = 3\text{ftr}+5\text{prp}$; (6) $3\text{prg}+4\text{alm} = 3\text{fprg}+4\text{prp}$; (7) $\text{ts}+\text{alm} = \text{fts}+\text{prp}$; (8) $\text{grs}+2\text{prp}+3\text{qtz} = 3\text{en}+3\text{an}$; (9) $3\text{qtz}+\text{grs}+2\text{alm} = 3\text{an}+3\text{fsl}$; (10) $3\text{en}+2\text{alm} = 3\text{fsl}+2\text{prp}$.

cant coaxial deformation. Indeed, Rollin (1991) has proposed a dextral sense of shear in this area whereas de Wit *et al.*, (1993) interpret such a zone as a result of intense flattening. The geometry and strain partitioning can be more complex for high temperature shear zone and could be significantly influenced by local crustal rheological variation (Hanmer *et al.*, 1995). Thus, in such high grade rocks, we need to establish the bulk strain regime at the scale of the considered crustal structure. We consider that this can be inferred from the dominance of the micro-meso structures which contribute to the total deformation pattern (see discussion in Gapais *et al.*, 1987; Choukroune *et al.*, 1987). In the studied example, the dominant structural asymmetry described previously (asymmetry of small size shear zone, quartz "c" axes, porphyroclast and drag folds), at the micro and mesoscopic scale, is consistent with a sinis-

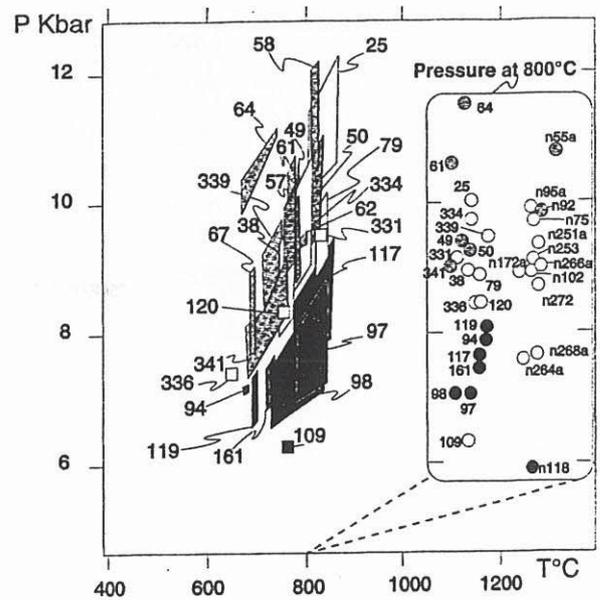


Fig. 19. - Thermobarometric results for all the samples in a P-T space. The different areas correspond to the surface delimited by the intersection between curve (1), (2), (3), (4), (5), (6), (7), for the Cpx-Amph-Gt-Pl-Qtz paragenese; (3), (4), (5), (6), (7), for the Amph-Gt-Pl-Qtz paragenese; (1), (2), for the Cpx-Gt-Pl-Qtz paragenese (see Fig. 18 for the reaction references). The rounds in rectangle located in the right hand of the P-T space correspond to the pressure estimate on the reaction (1) at 800°C. The sample shades refers to the sample location with respect to the shear zone: white: within the shear zone, black: eastern side, grey: western side.

Fig. 19. - Resultats thermobarométriques. Les différentes surfaces sont délimitées par les équilibres: (1), (2), (3), (4), (5), (6), (7), pour la paragenèse à Cpx-Amph-Gt-Pl-Qtz; (3), (4), (5), (6), (7), pour la paragenèse à Amph-Gt-Pl-Qtz; (1), (2), pour la paragenèse à Cpx-Gt-Pl-Qtz; (voir Fig. 18 pour les références des réactions). Les ronds dans le rectangle de gauche correspondent aux pressions estimées à partir de l'équilibre (1) à 800°C. Les ronds blancs, noirs et gris correspondent respectivement à l'intérieur, au côté Est et Ouest de la zone de cisaillement d'Ampanihy.

tral strike slip system. This system is associated with a huge component of shortening characteristic of ductile transpression zones which is also consistent with the development of complex pattern at a local scale (Hanmer, 1981; Sanderson & Marchini, 1984; Hudleston *et al.*, 1988; Robin & Cruden, 1994).

Interpretation of the bulk strain pattern in the fold dominated domains

The fold complex geometry previously described could be interpreted in the following ways:

- Dome and basin structures produced by diapirism,

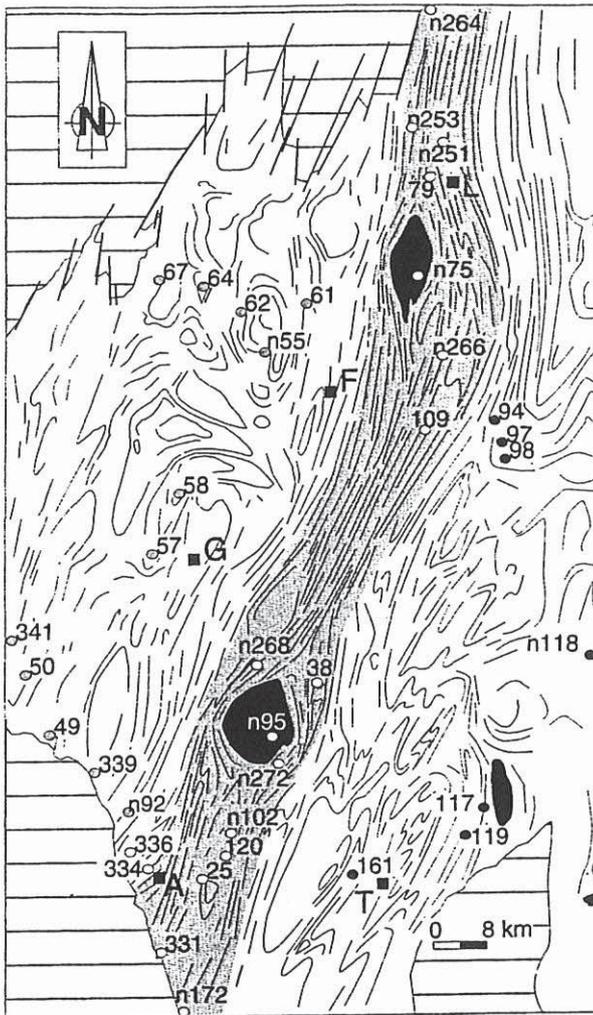


Fig. 20. – Sample location with respect to the structures. See figure 19 for the significance of circles. The black areas correspond to the anorthosites, the hatched areas to sediments, thin black lines to metamorphic foliation and thick line to major faults. A, F, G, L, T : towns of Ampanihy, Fotadrevy, Gogogogo, Liolava, Tranoroa. Number with small n refer to Nicollet analyses (1988).

Fig. 20. – Localisation des échantillons. La signification des ronds est indiquée figure 19. Les surfaces noires représentent les massifs anorthositiques, celles hachurées les sédiments, les lignes noires fines matérialisent les foliations alors que les lignes épaisses correspondent aux failles majeures. A, F, G, L, T : Ville d'Ampanihy, de Fotadrevy, de Gogogogo, de Liolava, de Tranoroa. Les nombres accompagnés d'un n minuscule correspondent aux analyses de Nicollet (1988).

- Different sections of large-scale sheath folds,
- Superposed folding.

Considering the hypothesis of diapirism, it must be underlined that even if there are contrasted lithologies,

specially large volume of migmatites, granites and evidence of partial melting, there is no spatial control of the structure by the lithologies. Moreover, constrictive foliation triple points as well as horizontal stretching lineation at the apex of the closed structures are lacking. Therefore, the lack of the typical strain markers indicative of diapirism (see discussions in Brun, 1983, a, b; Ramsay, 1989; Bouhallier *et al.* 1993) precludes this hypothesis.

The development of progressive kilometre-scale sheath fold sections is compatible with the persistence of constant P-T conditions. Indeed the development of superposed geometries generally corresponds to different metamorphic events. But the size of the closed structures varies from 5 to 20 km, implying the development of sub-vertical sheath folds at least 50 km in size (Quinquis *et al.*, 1978; Cobbold & Quinquis, 1980; Brun & Choukroune, 1981). Such a geometric constraint casts considerable doubt on this hypothesis.

Finally, the complex pattern enhanced by the granulites can be produced by large-scale superposed folding. Indeed metric lower order wavelength fold associated with the kilometric structures define the antiform and synform (Fig. 8, Fig. 21). Regarding the structural relative chronology, the shear zone development corresponds to the last tectonic event (D2). The folds, coeval with this last event, are the tight and upright, with axial traces trending North 10-15°, which corresponds to a horizontal East-West shortening consistent with transpression tectonic at regional scale (Fig. 21). This D2 deformation stage erases, passively refolds and interferes with a previous fold system (D1 deformation) and gives rise to type 1 and scarcer type 2 kilometric interference pattern.

Uplift of granulites

The pan-African granulites of the Vohibory area recorded high-temperatures (800°C-900°C). Moreover at the same temperature, there is a quantitative pressure difference between the rocks, which seems to be significant and that we estimate to be about 3 kbar. We argue that this pressure gap is not related to chemical variation between rocks as similar chemical heterogeneities (i.e. contrasted lithologies) are indeed present on both sides of the main ductile shear zone. Therefore, we can individualize two granulitic units that record structural levels of the crust with a difference in the original depth of about 10 km. In the granulites sampled inside the shear zone, quantitative estimates cover all the pressure range (Figs. 19, 20, $6 < P < 11$ kbar), consistent with a tectonic coupling of rocks from the two contrasted structural levels. Regarding the finite strain pattern, the tectonic coupling was accomplished during transpression regime.



Fig. 21. – East-West cross section showing the shape of the folds and the Ampanihy shear zone.
 Fig. 21. – Coupe Est-West montrant la géométrie des plis et de la zone de cisaillement d'Ampanihy.

CONCLUSIONS

On the southwestern basement of Madagascar the finite strain pattern, developed during late pan-African times, was depicted using satellite imaging and field mapping. The finite geometry exhibits the juxtaposition of three major domains. Two domains with kilometric interference patterns (type 1, type 2). One domain showing a regional strain gradient which characterizes a ductile shear zone and where two anorthositic massifs occur, one comparable to a rolling structure (i.e. a competent object and its asymmetrical tails). The shear zone exhibits a strong heterogeneous strain partitioning which may be satisfactory discussed in terms of a tabular zone submitted to simultaneous dominant sinistral shearing and horizontal flattening, characteristic of tectonic transpression. The folded domains with kilometric interference patterns are the result of superposed folding between two sets of folds. One generation of folds (F2) indicates East-West regional shortening produced during transpression at regional scale. In the light of various thermobarometric techniques (conventional thermobarometers and TWEEQ software) this transpressive regime is coeval with relatively homogeneous high-temperature metamorphism (800°C). However, a pressure difference of about 3 kbars is recorded between the domains located on each side of the shear zone. Such a structural and metamorphic frame implies horizontal and vertical (ca. 10 km) displacement of independent crustal units. Therefore, we regard the transpression regime as an efficient tectonic context to promote the exhumation of deep-seated metamorphic rocks during shortening and shearing of the continental crust. As Ma-

agascar belongs to the eastern front of the Mozambican belt, this regional transpressive tectonic context, is associated with this major Precambrian continental collision zone.

Acknowledgements

This research was supported by a CNRS INSU DBT "Dynamique globale" grant, and by the program "Tectoscope-Positionnement". M. Guiraudan, J. Van Den Driessche and an anonymous reviewer greatly improved the final version of this manuscript.

REFERENCES

- ACKERMAN D., WINDLEY B.F. & RAZAFINIPARANY A. (1989). – The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. In: *Evolution of metamorphic belts*. DALY J.S., CLIFF R.A. & YARDLEY B.W.D. (Eds.), *Spec. Pub. Geol. Soc.*, **43**, 293-296.
- ANDRIAMAROFAHATRA J., DE LA BOISSE H. & NICOLLET C. (1990). – Datation U-Pb sur monazites et zircons du dernier épisode tectono-métamorphique granulitique majeur dans le Sud-Est de Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **310**, 1643-1648.
- BERMAN R.G. (1988). – Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.*, **29**, 445-522.
- BERMAN R.G. (1990). – Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *Am. Mineral.*, **75**, 328-344.
- BERMAN R.G. (1991). – Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Can. Mineral.*, **29**, 833-856.

- BESAIRIE H. (1967). – The Precambrian of Madagascar. In: *The Precambrian*. RANKAMA K. (Ed.), *Interscience Publ.*, 3, London, 133-142.
- BESAIRIE H. (1968-69-71). – Description géologique du massif ancien de Madagascar. *Doc. Bur. Géol. Tananarive*, 177 (a-f).
- BESAIRIE H. (1970a). – Ampanihy (8) . échelle, 1 : 500 000. *Carte Géol. Serv. Géol. Madagascar*.
- BESAIRIE H. (1970b). – Fianarantsoa (7) . échelle, 1 : 500 000. *Carte Géol. Serv. Géol. Madagascar*.
- BESAIRIE H. (1973). – La géologie globale et ses applications à l'Océan Indien et à Madagascar. *Doc. Bur. Géol. Tananarive*, 186, 30 p.
- BHATTACHARYA A., KRISHNAKUMAR K.R., RAIH M. & SEN S.K. (1991). – An improved set of a-X Parameters for Fe-Mg-Ca garnets and refinements of the Orthopyroxene-Garnet thermometer and the Orthopyroxene-Garnet-Plagioclase-Quartz barometer. *J. Petrol.*, 32, 629-656.
- BLUNDY J.D. & HOLLAND T.B.J. (1990). – Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- BOUHALIER H., CHOUKROUNE P. & BALLÈVRE M. (1993). – Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurent shearing in the Archaean Dharwar craton : the Holenarsipur area, southern India. *Precam. Res.*, 63, 43-58.
- BOULANGER J. (1954). – Contribution à la géologie du socle Malgache. Etude géologique des formations cristallines de la région du Vohibory (Madagascar). Thèse, Univ. Nancy, 193 p.
- BRUN J.P. & CHOUKROUNE P. (1981). – Deformation progressive et structures crustales. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 23, 177-193.
- BRUN J.P. (1983a). – L'origine des domes gneissiques: modèles et tests. *Bull. Soc. géol. Fr.* 712, 219-228.
- BRUN J.P. (1983b). – Isotropic points and lines in strain fields. *J. Struct. Geol.*, 5, 321-327.
- CAEN-VACHETTE M. (1979). – Le Précambrien de Madagascar. Radiochronométrie par isochrones Rb/Sr sur roches totales. *Rev. Géog. Phys., Géol. Dynam.*, 21, 331-338.
- CHOROWICZ J., GUEZLANE M., RUDANT J.P. & VIDAL G. (1988). – Analyse de la zone de failles d'Assoua à partir des images spatiales Landsat-MSS et MONS-01. Influence de l'héritage précambrien sur la structure du Gregory Rift. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, 83-88.
- CHOUKROUNE P., GAPAIS D. & MERLE O. (1987). – Shear criteria and structural symmetry. *J. Struct. Geol.*, 9, 525-530.
- COBBOLD P.R. & QUINQUIS H. (1980). – Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, 116-119.
- COFFIN M.F. & RABINOWITZ P.D. (1988). – Evolution of the Conjugate East African-Madagascan margins and the western Somali Basin. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 226, p. 77.
- DALY M.C. (1986). – The intracratonic Irumide Belt of Zambia and its bearing on collision orogeny during the Proterozoic of Africa. In: *Collision Tectonics*. COWARD M. P. & RIES A.C. (Eds.), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 19, 321-328.
- DE WIT M.J., ASHWAL L.D., ROWRING S.A., ISACHSEN C.E. & RAMBELOSON R.A. (1993). – Pan-gondwanian structures: tectonic studies in southern Madagascar. *Abstract Geol. Soc. Am.*, 2516, p. 232.
- ELLIS D.J. & GREEN D.H. (1979). – An experimental study of the effect of Ca upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contr. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.
- EMBLETON B.J.J. & MCELHINNY M.W. (1975). – The paleoposition of Madagascar : paleomagnetic evidence from the Isalo group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 329-341.
- FLINN D. (1965). – On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
- FROST B.R. & CHACKO T. (1989). – The granulite uncertainty principle: limitations on thermobarometry in granulites. *J. Geol.*, 97, 435-450.
- FUHRMAN M.L. & LINDSLEY D.H. (1988). – Ternary-feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.*, 73, 201-215.
- GAPAIS D., BALE P., CHOUKROUNE P., COBBOLD P., MAHJOUR Y. & MARQUER O. (1987). – Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *J. Struct. Geol.*, 9, 635-646.
- HANMER S. (1981). – Tectonic significance of the northeastern Gander Zone, Newfoundland: an Acadian ductile shear zone. *Can. J. Earth. Sci.*, 18, 121-135.
- HANMER S., WILLIAMS M. & KOPF C. (1995). – Modest movements, spectacular fabrics in an intracratonal deep-crustal strike-slip fault: Striding-Athabasca mylonite zone, NW Canadian Shield. *J. Struct. Geol.*, 17, 493-508.
- HARLEY S.L. (1992). – Proterozoic granulite terranes. In: *Proterozoic crustal evolution*. CONDIE V. (Ed.), *Dev. Precam. Geol.*, 301-359.
- HIRTZ P., BOULANGER J. & PAVLOVSKY R. (1953). – Sakamena-Sakoa (F.59, G.59) . échelle, 1 : 100 000. *Carte Géol. Serv. Géol. Madagascar*.
- HUDLESTON P.J., SCHULTZ-ELA D. & SOUTHWICK D.L. (1988). – Transpression in an Archean greenstone belt, northern Minnesota. *Can. J. Earth. Sci.*, 25, 1060-1068.
- IYER S.S., CHOUDHURI A., PATTISON D.R.M. & DE PAOLI G.R. (1996). – Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Guaxupé granulite facies terrain, southeastern Brazil. *Precam. Res.*, 77, 23-40.
- KHON M.J. & SPEAR F.S. (1990). – Two new geobarometers for a garnet amphibolites, with applications to the southeastern Vermont. *Am. Mineral.* 75, 89-96.
- KRETZ R. (1983). – Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277-279.
- KRÖNER A. (1977). – The Precambrian geotectonic evolution of Africa : plate accretion versus plate destruction. *Precam. Res.*, 4, 163-213.
- LEAKE B.E. (1978). – Nomenclature of amphibole. *Can. Mineral.*, 16, p. 501-520.
- LIEBERMAN J. & PETRAKAKIS K. (1991). – TWEEQU thermobarometry: analysis of uncertainties and applications to granulites from western Alaska and Austria. *Can. Mineral.*, 29, 857-887.
- LISTER G.S. & HOBBS B.E. (1980). – The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.* 2/3, 355-370.
- MÄDER U. & BERMAN R.G. (1992). – Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach. *Current Research. Part E. Geol. Surv. Can.*, 393-400.
- MÄDER U.K., PERCIVAL J.A. & BERMAN R.G. (1994). – Thermobarometry of garnet-clinopyroxene-hornblende granulites from the Kapuskasing structural zone. *Can. J. Earth. Sci.*, 31, 1134-1145.
- MARTELAT J.F., VIDAL G., LARDEAUX J.M., NICOLLET C. & RAKOTONDRAZAFY R. (1995). – Satellite images and tectonics of the lower continental crust : The example of South-Western Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 321, 325-332.

- MCELHINNY M.W. & EMBLETON B.J.J. (1976). – The palaeo-position of Madagascar: remanence and magnetic properties of late Palaeozoic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, 101-112.
- MOINE B., RAKOTONDRAZAFY R. & CUNNEY M. (1985). – Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la métasomatose. *Bull. Minéral.*, **108**, 325-340.
- MUHONGO S. (1991). – The Mozambic Belt: a polyorogenic belt. *Unesco, Geol. Eco. Dev. Newsletter*, **8**, 5-14.
- MUKHOPADHYAY B. & BOSE M.K. (1994). – Transitional granulite-eclogite facies metamorphism of basic supracrustal rocks in a shear zone complex in the Precambrian shield of south India. *Mineral. Mag.*, **58**, 97-118.
- NEWTON R.C. & PERKINS D. (1982). – Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *Am. Mineral.* **67**, 203-222.
- NICOLLET C. (1988). – Métasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. Thèse d'Etat, Univ. Clermont-Ferrand, 315 p.
- NICOLLET C. (1990). – Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: *Granulites and Crustal Evolution*, VIELZEUF D. & VIDAL P. (Eds.), *Kluwer Academic publishers, Dordrecht*, **311**, 291-310.
- NICOLLET C., MONTEL J.M., FORET S., MARTELAT J.E. & LARDEAUX J.M. (1995). – E-probe monazite dating of the uplift of the precambrian in the S of Madagascar. *Terra Nova, Abstr. Suppl.*, **7**, 124.
- NOIZET G. (1952). – Ankazontaha-Ampanihy (F.61, G.61). échelle, 1 : 100 000. *Carte Géol. Serv. Géol. Madagascar*.
- NORTON I.O. & SCLATER J.G. (1979). – A model for evolution of the Indian ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. Geophys. Res.*, **84/B12**, 6803-6830.
- PALLISTER J.W. (1971). – The tectonics of East Africa. *Unesco, Earth. Sci.*, **6**, 511-543.
- PAQUETTE J.L., NÉDÉLEC A., MOINE B. & RAKOTONDRAZAFY R. (1994). – U-Pb, Single Zircon Pb-Evaporation, and Sm-Nd Isotopic Study of a granulite Domain in SE Madagascar. *J. Geol.*, **102**, 523-538.
- PASSCHIER C.W. & SIMPSON C. (1986). – Porphyroclast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, **8**, 831-843.
- POWELL C.M., JOHNSON B.D. & VEEVERS J.J. (1980). – A revised fit of east and west Gondwanaland. *Tectonophysics*, **63**, 13-29.
- POWELL R. & HOLLAND T.B.J. (1988). – An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Met. Geol.*, **6**, 173-204.
- QUINQUIS H., AUDREN C., BRUN J.P. & COBBOLD P.R. (1978). – Intensive progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, **273**, 43-45.
- RAKOTONDRAZAFY R. (1992). – Etude pétrologique de la série granulitique Pan-Africaine de la région d'Ampandandrava : Sud Madagascar. Thèse, Univ. Antananarivo, 121 p.
- RAMSAY J.G. (1967). – Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill, New-York, 568 p.
- RAMSAY J.G. (1989). – Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindanora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, **5**, 191-209.
- ROBIN P.Y.F. & CRUDEN A.R. (1994). – Strain vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *J. Struct. Geol.*, **16**, 447-466.
- ROLIN P. (1991). – Présence de décrochements précambriens dans le bouclier méridional de Madagascar : implications structurales et géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **312**, 625-629.
- SANDERSON D.J. & MARCHINI W.R.D. (1984). – Transpression. *J. Struct. Geol.*, **6**, 449-458.
- SÉGOUFIN J. (1978). – Anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin du Mozambique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **287 D**, 109-112.
- SÉGOUFIN J. & PATRIAT P. (1980). – Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique-antarctique-Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **291/B**, 109-112.
- SEN S.K. & BATTHACHARYA A. (1984). – An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contr. Miner. Petrol.*, **88**, 64-71.
- SHACKELTON R.M. (1986). – Precambrian collision tectonic in Africa. In: *Collision Tectonics*. COWARD M. P. & RIES A. C. E(ds.), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **19**, 329-349.
- TODD C.S. & EVANS B.W. (1994). – Properties of CO₂-induced dehydration of amphibolite. *J. Petrol.*, **5**, 1213-1239.
- TURNER F.J. & WEISS L.E. (1963). – Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Mc Graw-Hill, New-York, 571 p.
- VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J.P. (1987) – Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, **9**, 691-704.

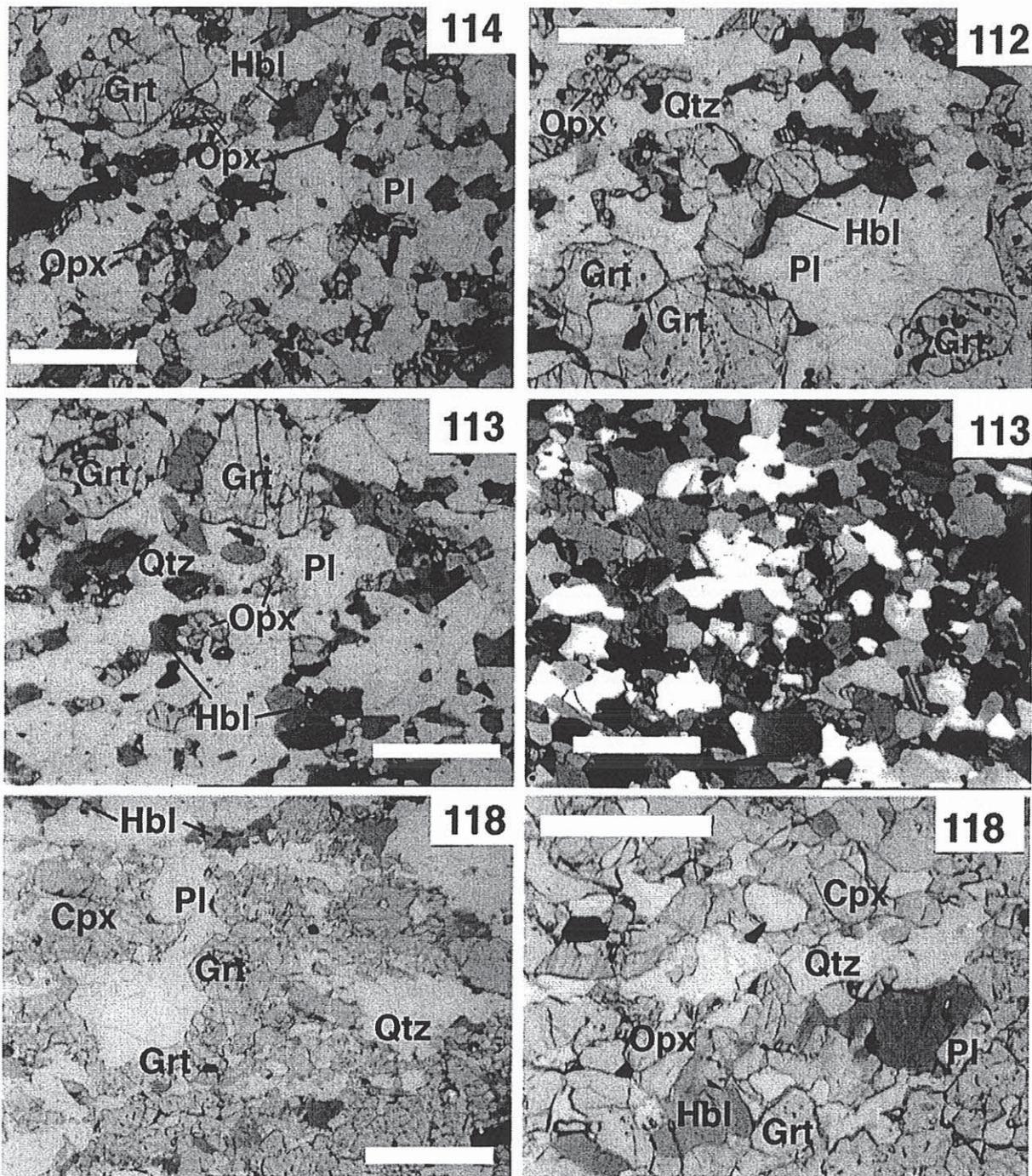


Fig. 19 : Photographies représentatives des paragenèses et des textures des metabasites grenatifères (112, 113, 114, 118). La barre blanche représente 1 mm sauf dans l'image de l'échantillon 118 (en bas à droite) où elle représente 500 μ m. Les images ont été obtenues en lumière naturelle sauf pour l'image de droite de la roche 113 qui est en lumière polarisée et analysée. L'ensemble des lames montre des textures d'équilibres de type granoblastique (hétérogranulaire) c'est à dire : des limites de grains nettes qui se rejoignent en point triple donnant une géométrie globalement isotrope à cette échelle. Dans la roche 118 : Cpx-Opx-Grt-Hbl-Pl-Qtz sont à l'équilibre.

Les 6 nouvelles métabasites grenatifères viennent compléter nos données à l'Est du cisaillement d'Ampanihy (fig. 9, tab. 2). Nous pouvons noter d'une part qu'en allant vers l'Est depuis la ville d'Ampanihy, les associations grenat-clinopyroxène deviennent rares dans les métabasites. D'autre part la roche 11, à l'Est de Fianarantsoa, est le seul cas de métabasite à grenat (faiblement grossulaire) et orthopyroxène que nous avons trouvé au Nord d'Ithosy.

Ces six roches sont, du point pétrologique et chimique, semblables aux métabasites étudiées dans l'article précédent; elles ont été étudiées selon les mêmes techniques. Elles seront donc rapidement décrites dans les lignes qui vont suivre.

2. 2. 1. Pétrographie

Ces six nouvelles roches possèdent des textures granoblastiques soulignées par des mosaïques de cristaux de taille et de forme variables (0.2 à 1 millimètre, fig. 19). Plus rarement les roches présentent des cristaux plus petits avec des grains de plagioclase, de quartz, d'oxyde, de pyroxène et d'amphibole de 50 microns. La texture est parfois hétérogranulaire avec la présence d'amphiboles plus grosses qui atteignent le millimètre. La teneur en quartz de ces roches est variable : les cristaux peuvent être nombreux (échantillon 11), rares (échantillon 113) ou bien complètement absents (échantillon 114). Ces roches contiennent souvent de l'ilménite et de la magnétite. Pour les plus calciques d'entre elles, il est possible d'observer du sphène et de l'apatite.

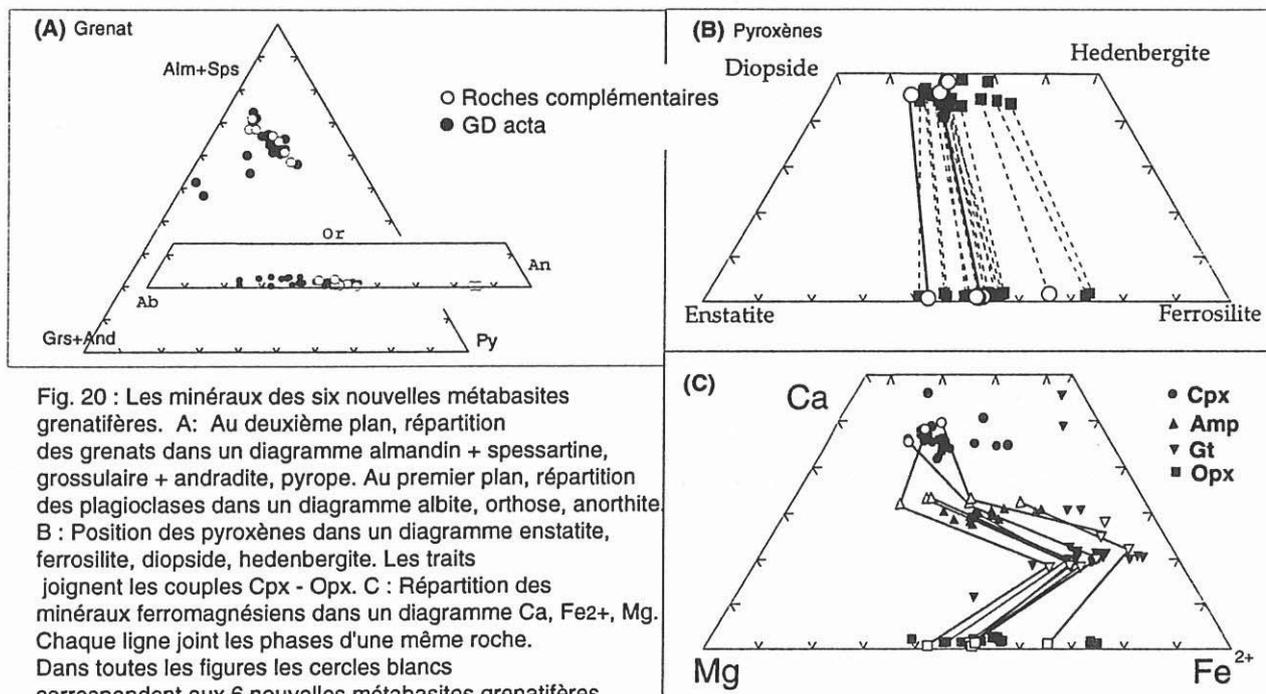


Fig. 20 : Les minéraux des six nouvelles métabasites grenatifères. A : Au deuxième plan, répartition des grenats dans un diagramme almandin + spessartine, grossulaire + andradite, pyrope. Au premier plan, répartition des plagioclases dans un diagramme albite, orthose, anorthite. B : Position des pyroxènes dans un diagramme enstatite, ferrosilite, diopside, hedenbergite. Les traits joignent les couples Cpx - Opx. C : Répartition des minéraux ferromagnésiens dans un diagramme Ca, Fe²⁺, Mg. Chaque ligne joint les phases d'une même roche. Dans toutes les figures les cercles blancs correspondent aux 6 nouvelles métabasites grenatifères étudiées et les cercles noirs aux roches de la publication Martelat et al., (1997).

2. 2. 2. *Chimie des minéraux*

Les grenats sont pauvres en composants andradite et uvarovite (<1%, fig. 20A, A-tab. 7). Seule la roche 118 a une teneur de 2% en andradite. Les clinopyroxènes sont de type salite assez magnésiens, $X_{Mg} \approx 0.6-0.7$ (fig. 20B, C, A-tab. 8); les orthopyroxènes sont plus riches en fer $X_{Mg} \approx 0.3-0.5$. Les plagioclases possèdent des teneurs en anorthite groupées autour de 50% (fig. 20A, A-tab. 9). Les amphiboles, toujours calciques, se regroupent en 4 types selon la classification de Leake (1978) : magnésio-hornblende, hornblende pargasitique et ferreuse, hornblende ferro-dinitique, hastingsite magnésienne (A-tab. 6, fig. 21).

2. 2. 3. *Résultats*

Nous avons établi les conditions d'équilibre en pression-température de ces six roches (fig. 22) en utilisant le logiciel TWEEQ avec le même protocole et les mêmes réactions décrites dans l'article précédent (fig. 18 dans Martelat et al., 1997). Les résultats concernant la température sont sans ambiguïtés : les roches se sont équilibrées entre 680 et 750°C.

Pour les roches du Sud, les résultats en pression sont plus difficiles à interpréter. Les équilibres impliquant les amphiboles magnésiennes indiquent des pressions d'équilibre entre 6 et 8 kbar excepté pour les roches 75 et 114. Dans la roche 114, l'absence de quartz nous conduit à estimer une pression maximale. Les réactions faisant intervenir le clinopyroxène dans les roches 118 et 75 donnent des résultats de 6.5 et 8.3 kbar. Les équilibres impliquant l'orthopyroxène sont dispersés en pression, mais aussi en température pour les échantillons 112 et 118. Cette observation, déjà remarquée dans Martelat et al., (1997), indique soit la mauvaise qualité des données thermodynamiques de l'orthopyroxène, soit un début de trajet rétrograde et, dans ce cas, depuis 6.5 kbar 700°C jusqu'à 4-4.5 kbar 600°C (112-118). Si l'on considère la position des réactions dans leur ensemble, on peut retenir des conditions d'équilibre situées autour de 6.5-7 kbar excepté pour la roche 75 qui est de plus haute pression (7.5-8.5 kbar). Ces résultats P-T viennent confirmer nos données (Martelat et al., 1997) sur l'Est du cisaillement d'Ampanihy où les pressions sont plus basses (5-7 kbar) qu'à l'Ouest de celui-ci (fig. 23).

Plus au Nord de la région étudiée, la roche 11 constitue l'unique métabasite grenatifère située au Nord-Est d'Ihosy et à l'Est de Fianarantsoa. Elle a enregistré des conditions de cristallisation de hautes températures >700°C, pour des pressions relativement faibles de 5.5-6.5 kbar. Dans ce secteur, la rareté des métabasites à grenat est compatible avec ces pressions modérées.

Fig. 21 : Les différents types d'amphiboles, des metabasites grenatifères, dans la nomenclature proposée par Leake, 1978.

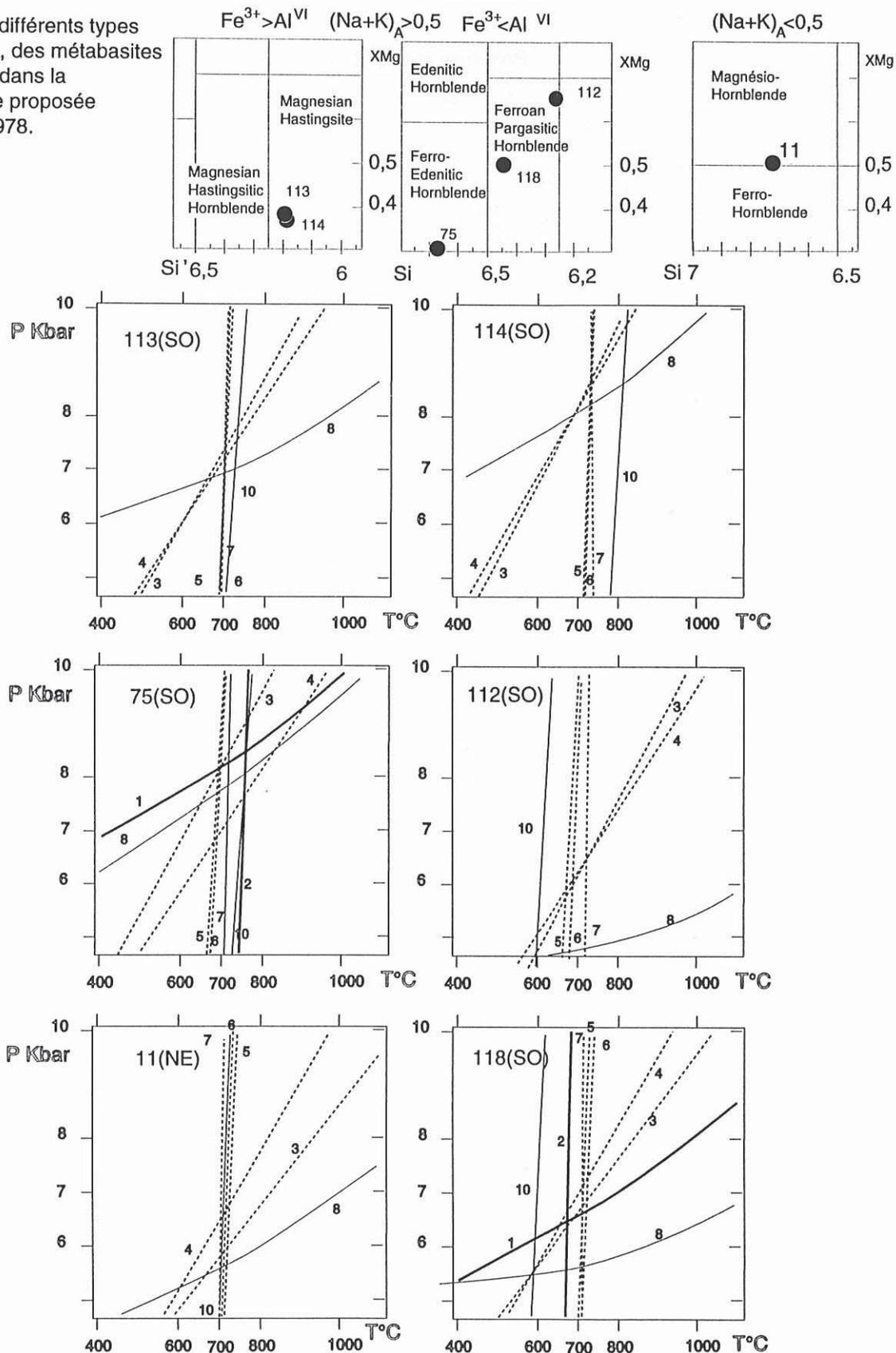


Fig. 22 : Estimations PT obtenues, à partir des 6 metabasites grenatifères, avec le logiciel TWEEQ (Berman, 1990) : Toutes les réactions retenues sont indépendantes : (1) $2Grs+Prp+3Qtz = 3Di+3An$, (2) $Alm+3Di = Prp+3Hd$, (3) $3Prg+Prp+2Grs+18Qtz = 3Tr+6An+3Ab$, (4) $Ts+2Prp+4Grs+12Qtz = 3Tr+12An$, (5) $2Tr+5Alm = 2Ftr+5Prp$, (6) $3Prg+4Alm = 3Fprg+4Prp$, (7) $Ts+Alm = Fts+Prp$, (8) $Grs+2Prp+3Qtz = 3En+3An$, (10) $3En+2Alm = 3Fsl+2Prp$. Traits pleins épais réactions faisant intervenir le Cpx, traits pleins fins réactions faisant intervenir l'Opx, traits en pointillés réactions faisant intervenir les amphiboles. SO : Sud-Ouest, NE : Nord-Est.

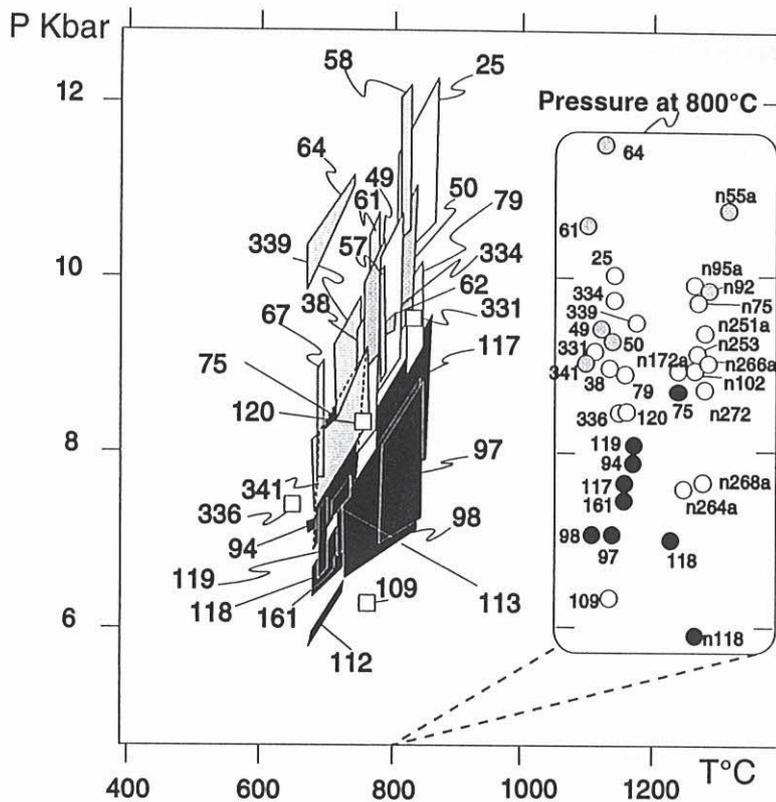


Fig. 23 : Synthèse des résultats P-T obtenus à partir des metabasites (fig. 13 : dans Martelat et al., 1997 et données nouvelles cette étude). Les cadres correspondent aux surfaces délimitées par les réactions 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 (fig. 22). Cadre blanc = échantillon dans la zone de cisaillement d'Ampanihy, cadre gris = à l'Ouest de cette zone, cadre noir = à l'Est de cette zone. Les ronds correspondent à la pression obtenue à 800°C sur la réaction 1 (fig. 22).

2. 3. Métabasites non grenatifères et métasyénite

2. 3. 1. Pétrographie

Dans certains secteurs du champ de déformation finie, principalement au Nord du cisaillement de Bongolava-Ranotsara, nous manquons de paragenèse à grenat pour la quantification des paramètres P-T (fig. 9). Aussi nous avons sélectionné, pour compléter nos résultats, 12 metabasites à amphibole, plagioclase, \pm pyroxène(s), parfois quartz, ainsi qu'une métasyénite (fig. 9, tab. 2).

Ces roches présentent des textures granoblastiques. Elles sont essentiellement composées de plagioclases et d'amphiboles, qui, avec la biotite, soulignent une fabrique minérale. On trouve également dans ces échantillons du sphène, de l'apatite et des oxydes (ilménite et magnétite) qui constituent les minéraux accessoires. Dans la plupart des lames, les cristaux forment une mosaïque de grains, de 0.25 à 0.5 mm, avec de splendides amphiboles allongées qui dépassent le millimètre. Les amphiboles sont le plus souvent de couleur verte, parfois brune (129, 147). Parmi le groupe de lames 25, 80, 117, 120, 129, 147, 159, les deux pyroxènes, monoclinique et orthorhombique, sont à l'équilibre. Les pyroxènes, parfois peu nombreux, présentent de fines exsolutions. Dans une lame, lorsque les pyroxènes ne sont pas abondants les amphiboles au contraire sont nombreuses. Ceci correspond soit à un caractère initial montrant des variations de composition entre les roches soit à un caractère acquis qui suggère la disparition du pyroxène au profit de l'amphibole. Cette évolution souligne une activité d'eau plus forte ($\text{Opx} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} = \text{Hbl} + \text{Qtz}$) ou une baisse de température. Elle est confirmée dans la lame 26, où l'on observe deux types d'amphiboles : des amphiboles dans la matrice et au contact des pyroxènes et des amphiboles tardives qui croissent aux dépens des pyroxènes. Les compositions chimiques des deux types d'amphiboles sont semblables.

La métasyénite (lame 12) montre une texture granoblastique hétérogranulaire; au milieu d'une matrice de grains de feldspath potassique de 2 à 3 mm, les plus gros grains de quartz ne font que 0.1 mm. Les amphiboles vertes et les biotites sont peu nombreuses, de 0.1 à 0.3 mm de long; elles marquent la linéation minérale. Les feldspaths potassiques sont de type microcline avec des perthites ce qui leur donne "un aspect tigré". Les myrmerckites sont nombreuses dans cette roche.

2. 3. 2. *Chimie des minéraux*

Les amphiboles de ces roches sont similaires à celles des metabasites grenatifères, exceptées les amphiboles de la lame 22. Ces dernières présentent des compositions variables : leur teneur d'aluminium totale est de 0.6 à 1.4 atomes par u. f. et leur teneur en silicium est comprise entre 7 et 7.5 atomes par u. f.. Ces amphiboles sont des hornblendes. Les amphiboles de la roche 22 varient entre un pôle actinote (A-tab 10, analyse 158) et un pôle hornblende (A-tab 10, analyse 147). Ces deux amphiboles présentent de faibles teneurs en aluminium et titane ($Al_{Tot} < 1.4$ et $Ti < 0.10$ atomes par u. f.), par contre l'ensemble des amphiboles des autres roches sont riches en aluminium et en titane, avec un total respectivement de 1.7 à 2 atomes par u. f. et de 0.14 à 0.34 atomes par u. f. (A-tab. 10). Leur teneur en Si est comprise entre 6.2 à 6.5 atomes par u. f. et ce sont des amphiboles peu sodiques : $Na < 0.6$ atomes par u. f.. Dans la nomenclature de Leake, (1978), elles ne se différencient pas des amphiboles des roches grenatifères (fig. 24). Comparées dans différents types de diagrammes (fig. 25), les amphiboles de la métasyénite, des metabasites grenatifères et non grenatifères ne sont pas très différentes. Les amphiboles des metabasites grenatifères possèdent un nombre d' Al^{VI} légèrement supérieur (0.5 au lieu de 0.2 pour l'autre type de roche). Ce sont toutes des amphiboles calciques ($Ti < 0.5$, $Ca + Na_B > 1.34$, $Na_B < 0.67$). Dans un diagramme Ca, Fe^{2+} , Mg, (fig. 26) les amphiboles des roches non grenatifères semblent plus magnésiennes que les amphiboles des metabasites grenatifères. Cette tendance s'observe également pour les pyroxènes monocliniques. Ces derniers montrent des XMg compris entre 0.5 et 0.8 dans les metabasites sans grenat (A-tab. 11). Les orthopyroxènes montrent des XMg de 0.54 à 0.6. Les plagioclases de ces roches sont de compositions variées : XAn allant de 23.8% à 62.2% (fig. 25, A-tab. 12). La métasyénite et la roche 119 possèdent des feldspaths potassiques (Or : 80.6 à 90.5%). Les biotites des lames 25, 28, 64, 159, 12, 22 (A-tab. 13) sont riches en titane (>3%). Leur teneur en fer et magnésium est variable FeO (9.12% à 28.45%) et MgO (10.9 à 19.29).

2. 3. 3. *Estimations P-T*

Nous pouvons appliquer à ces roches le thermomètre basé sur l'échange Fe-Mg entre orthopyroxène et clinopyroxène généralement utilisé pour des roches mafiques ou ultramafiques (Wood et Banno, 1973). Pour estimer la température d'équilibration entre l'orthopyroxène et le clinopyroxène, nous utilisons le logiciel TWEEQ. La présence du plagioclase et de l'amphibole dans nos lames nous donne la possibilité de tester la calibration de Blundy et Holland (1990) basée sur la réaction $Ed + 4Qtz = Tr + Ab$. Ce thermomètre est construit sur la teneur en aluminium

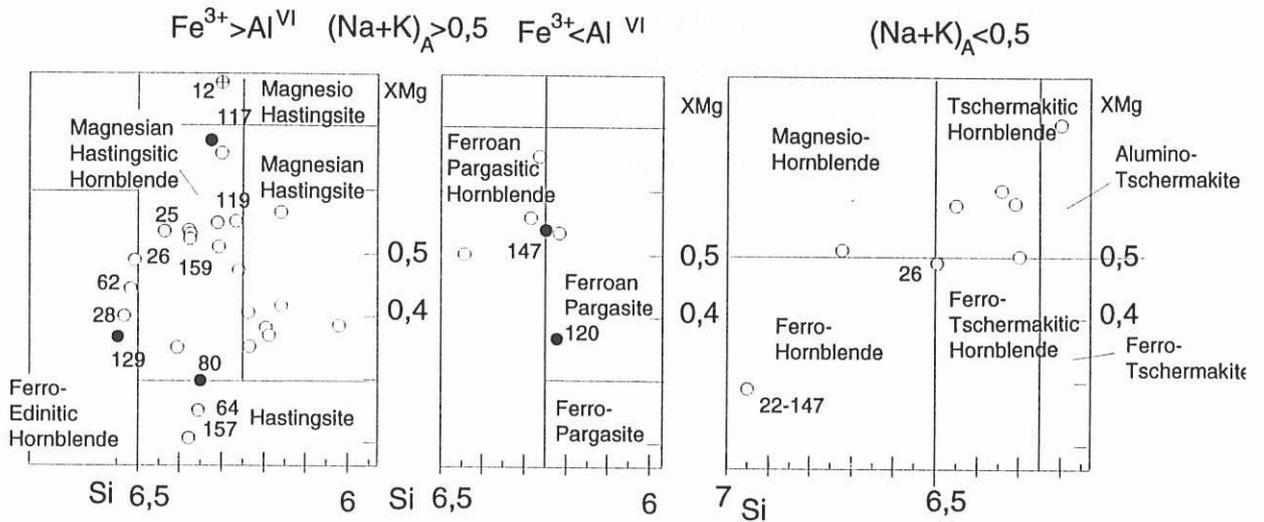


Fig. 24 : Amphiboles des metabasites non grenatiferes et metasyenite dans la nomenclature proposee par Leake, (1978).

- ⊕ Métasyénite
- Métabasites non grenatiferes
- Granulite basique Opx Cpx Hbl Pl
- GD acta

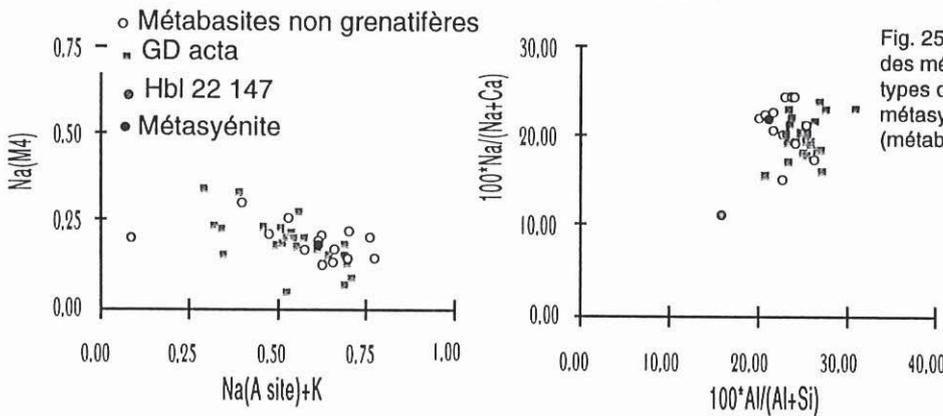


Fig. 25 : Caracteristiques chimiques des amphiboles des metabasites grenatiferes comparees aux autres types d'amphibole des roches grenatiferes et metasyenite. Rond gris : analyse 147 de la lame 22 (metabasites non grenatiferes).

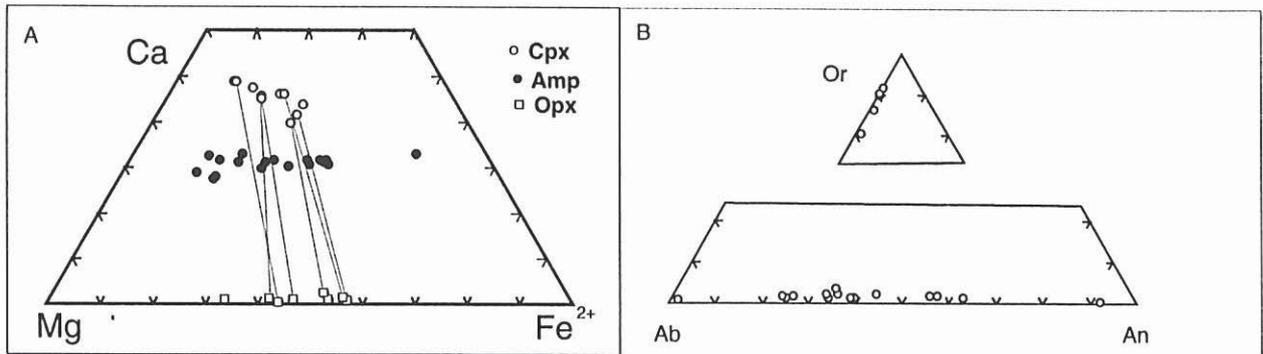


Fig. 26 : A : répartition des minéraux ferromagnésiens, des metabasites non grenatiferes, dans un diagramme Ca, Fe²⁺, Mg. Chaque ligne joint les Opx et Cpx d'une même roche. B : répartition des plagioclases, des metabasites non grenatiferes et de la metasyenite, dans un diagramme albite, orthose, anorthite .

tétraédrique des amphiboles calciques et la teneur en albite du plagioclase à l'équilibre avec l'amphibole. Ce thermomètre peut être utilisé même sur les roches ne possédant pas de quartz. En effet, Blundy et Holland (1992) précisent que l'activité de la silice n'a qu'une faible influence sur leur calibration. Cette dernière a d'ailleurs été réalisée sur des roches diverses : granites, basaltes et péridotites. Afin de vérifier la validité de ces deux thermomètres, nous les avons appliqués aux metabasites grenatifères (11, 75, 112, 113, 114 sans quartz, et 118) dont les températures avaient été déterminées précédemment sur d'autres assemblages minéralogiques.

Des baromètres utilisant la teneur en aluminium dans l'amphibole ont été réalisés pour les roches magmatiques de type granite, tonalite et granodiorite. Ces calibrations ont été mises au point à partir de l'aluminium tétraédrique, ou total, des amphiboles calciques en présence de biotite (Johnson et Rutherford, 1989; Rutter et al., 1989; Schmidt, 1992). La roche 12 est malheureusement l'unique roche possédant une lithologie adéquate pour appliquer ce baromètre.

2. 3. 4. Résultats

Les estimations des températures pour l'ensemble des roches (excepté la lame 22) sont toutes supérieures à 700°C (tab. 4). La température la plus faible est de 710°C, la plus élevée est de 930°C. On ne note pas de grosses différences entre les thermomètres Opx-Cpx et Hbl-Pl ni même entre Hbl-Pl et Grt-Cpx des metabasites à grenat (fig. 22). Les températures obtenues sur Hbl-Pl sont un peu plus élevées ($\approx 30^\circ\text{C}$) que celles obtenues avec la réaction Cpx-Opx (tab. 4). Les conditions de haute température semblent bien généralisées à l'ensemble de la région. La lame 22, avec des températures plus faibles (entre 500 et 600°C) est la seule roche qui témoigne des conditions du faciès Amphibolite.

Nous possédons peu de contraintes en pression sur ces metabasites sans grenat. Quoiqu'il en soit, l'absence de grenat dans les metabasites situerait ces roches dans un champ de pression entre 5-7 kbar pour 700 à 800°C (fig. 27, Nicollet, 1988). Le manque de grenat malgré la grande diversité des lithologies basiques indique que ces roches se situent plutôt à la limite inférieure de cette gamme de pression (5kbar). La roche 12, de part sa teneur en aluminium (2.15 par u.f.) témoigne d'une pression de 5 kbar qui vient confirmer ces pressions modérées.

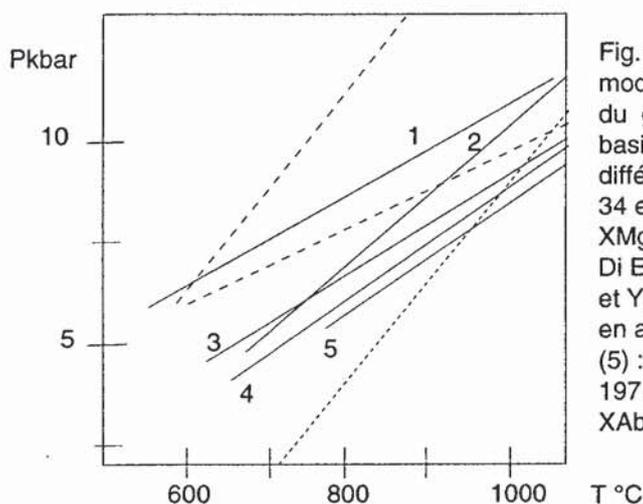


Fig. 27 : Les metabasites non grenatifères : indice de pressions modérées (5-7 kbar, 700-800°C, Nicollet 1988). Courbes d'apparition du grenat pour des compositions chimiques variées de roches basiques : Entre les deux lignes tirets : tholéiite à quartz pour différentes valeurs de XMg entre 10 et 90 avec XAb compris entre 34 et 46 (Green et Ringwood, 1967). (1) : Basalte riche en Al, XMg = 62, XAb = 42 (Green, 1967). (2) & (3) Assemblage : Di En An Spl = Prp, pôle magnésien et calcique calculé par Kushiro et Yoder, (1966) et Sills et al., (1983). (4) : Tholéiite à olivine pauvre en alcalins avec XMg = 72 et XAb = 16 (Green et Ringwood, 1967). (5) : Tholéiite à olivine avec XMg = 54 et XAb = 44 (Ito et Kennedy, 1971). Ligne pointillée : anorthosite gabbroïque avec XMg = 42 et XAb = 44 (Green, 1970).

Température en °C				
Echantillon	Temp Hbl-Pl		Temp Opx-Cpx	
	H. & B., 1990		Berman, 1990-91	
Métasyénite	6 kb	8 kb	6 kb	8 kb
12	774	761		
Métabasites non grenatifères				
22(157)	611	604		
22(158)	521	508		
<i>25</i>	<i>765</i>	<i>746</i>		
<i>26</i>	<i>743</i>	<i>729</i>		
28	749	731		
<i>62</i>	<i>810</i>	<i>787</i>		
<i>64</i>	<i>774</i>	<i>758</i>		
<i>80</i>	<i>823</i>	<i>812</i>	800	800
<i>117</i>	<i>819</i>	<i>802</i>	830	830
119	837	818		
120	805	793	750	930
129	831	811	790	820
<i>159</i>	<i>796</i>	<i>783</i>	820	850
<i>147</i>	<i>810</i>	<i>799</i>	750	800
Métabasites grenatifères				
11	695	692	700	725
75	765	760	680	750
<i>112</i>	<i>770</i>	<i>764</i>	680	725
<i>114</i>	<i>798</i>	<i>797</i>	725	780
113	815	810	690	710
118	799	790	680	715

Tab. 4 : Évaluations en température obtenues à partir des métabasites non grenatifères et de l'unique métasyénite. Thermomètre : Hbl-Pl, Blundy et Holland, (1990), et Opx-Cpx sur le logiciel TWEEQ, Berman, (1990, 1991). Les échantillons sans quartz sont soulignés en italique et en gras. Ces deux thermomètres ont également été utilisés sur les 6 nouvelles métabasites grenatifères précédemment étudiées (11, 75, 112, 114, 113, 118, fig.22).

2.4. Une charnockite

L'échantillon 142 est une charnockite du Sud-Est (fig. 9). Cette roche, à la texture granoblastique, présente des grenats plurimillimétriques presque hexagonaux séparés des orthopyroxènes par du quartz, des mésoperthites et des plagioclases. Quelques biotites sont présentes dans la lame ainsi que des myrmeckites. Les grenats sont de type almandin : Alm 75% Prp 18%, (A-tab. 14). Le pyroxène est également riche en fer (Fsl 64%). La biotite est riche en titane et en fer. Le feldspath potassique de cette roche est de type orthoclase (Or 90%) et le plagioclase est de type andésine (An 45%).

Les conditions P-T enregistrées par cette roche ont été quantifiées avec les équilibres $3En+2Alm = 3Fsl+2Prp$ et $Grs+2Prp+3Qtz = 3En+3An$. Les résultats obtenus avec le logiciel TWEEQ (Berman, 1991) sont de 4 kbar et 780°C, le baromètre Opx-Grt-Qtz-Pl (Powell et Holland, 1988; Moecher et al., 1988) donne des valeurs de 4-5.5 kbar aux températures de 750-870°C déterminées par le thermomètre Opx-Grt (Sen et Battacharya, 1984; Harley, 1984; fig. 28).

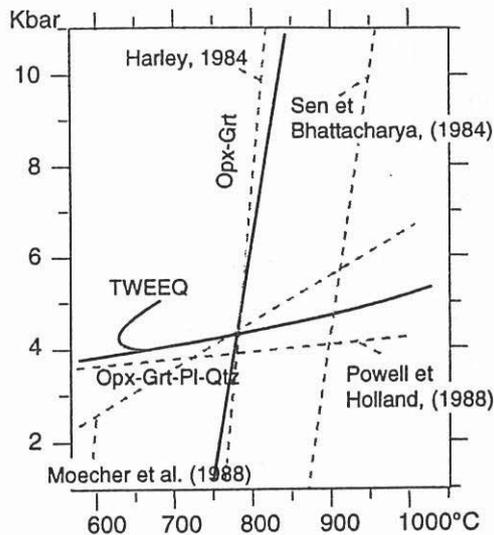


Fig. 28 : résultats PT obtenus sur la charnockite 142 (A-tab13). Traits épais : droites de réaction obtenues avec le logiciel TWEEQ (Opx-Grt-Pl-Qtz), en traits pointillés : thermomètre Grt-Opx, Harley, (1984), Sen et Bhattacharya, (1984) et baromètre Opx-Grt-Pl-Qtz, Moecher et al., (1988), Powell et Holland, (1988).

3. Conclusions

Si l'on observe l'ensemble des évaluations en température (fig. 29, tab. 4), on constate que les roches ont pour la plupart enregistré des conditions de haute température. Le pic du métamorphisme serait situé à plus de 850°C, mais les roches ne permettent que de calculer des valeurs de 700±50°C qui marqueraient le début d'un refroidissement. Les températures les plus basses enregistrées sont de 650°C jusqu'à 500°C qui soulignent la fin des derniers échanges cationiques.

Pour des températures de 750°C les conditions en pressions sont variables, on peut résumer les résultats par régions:

(1) Au Nord d'Ihosal et du cisaillement de Bongolava-Ranotsara, les données en pression sont rares. Quand elles existent, elles ne dépassent pas 5 kbar. De plus, aucune paragenèse de haute pression n'est observée. L'absence du grenat dans les metabasites, par exemple, malgré la diversité des roches, confirme la généralisation des conditions de basse pression dans ce secteur (5 kbar).

Au Sud du cisaillement de Bongolava-Ranotsara les pressions dépendent de la longitude, elles augmentent d'Est en Ouest.

(2) A l'Est du cisaillement de Beraketa les pressions sont situées autour de 5 kbar.

(3) Dans le cisaillement de Beraketa les valeurs en pression sont légèrement plus élevées : 5 à 7 kbar.

(4) Depuis le cisaillement de Beraketa jusqu'à celui d'Ampanihy, les pressions augmentent pour atteindre 8 kbar.

(5) A partir du cisaillement d'Ampanihy et à l'Ouest de ce dernier les conditions de pression sont : de 9-10 kbar et au maximum de 12 kbar.

Les pressions au Sud sont donc réparties dans la logique des grandes zones de cisaillement majeures, qui individualisent 3 blocs avec des différences de pression de l'ordre de 2 kbar (4-6 kbar, 6-8 kbar, 8-10 kbar).

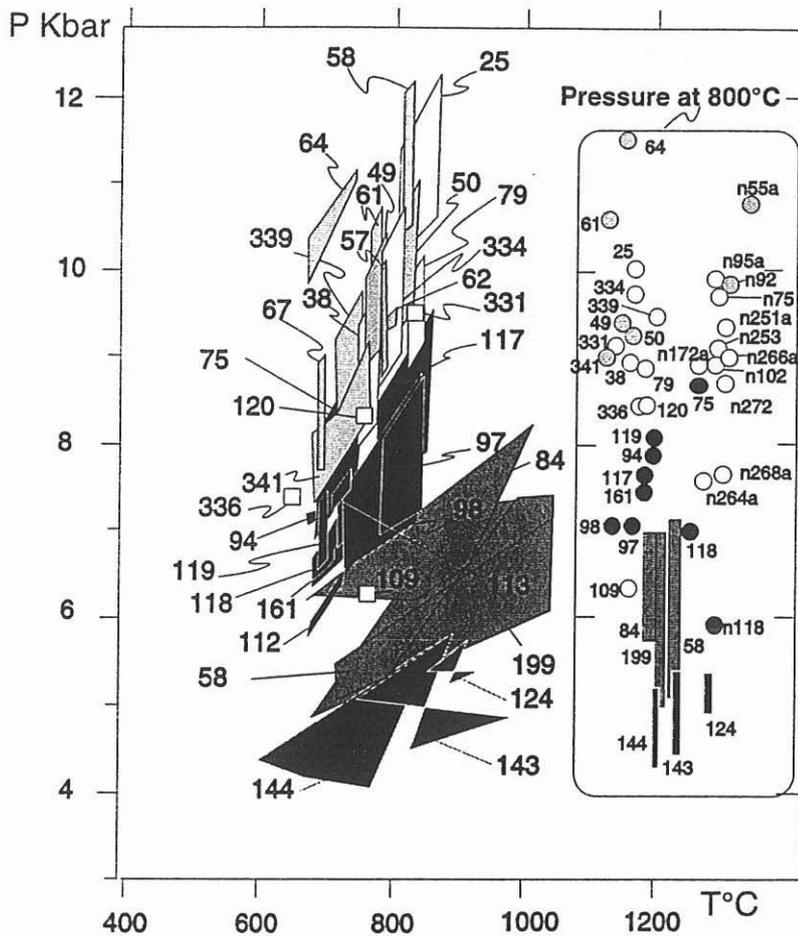


Fig. 29 : Synthèse de l'ensemble des résultats PT obtenus, dans le Sud de Madagascar. De haut en bas: cadre gris clair = métabasites situées à l'Ouest de la ZC (zone de cisaillement) d'Ampanihy; cadre blanc = métabasites situées dans la ZC d'Ampanihy; cadre noir = métabasites situées à l'Est de la ZC d'Ampanihy jusqu'à la limite Ouest de la ZC de Beraketa; cadre gris = métapélites proches de la ZC de Beraketa; cadre gris foncé = métapélites situées à l'Est du cisaillement de Beraketa. Signification des cadres : pour les métabasites intersection des réactions 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 (fig. 22); pour les métapélites intersection des réactions 1, 2, 3, 4 de la fig. 18. A droite les ronds correspondent aux pressions à 800°C des roches basiques (Grt-Cpx, réaction 1, fig. 22); les rectangles correspondent aux pressions à 800°C sur les réactions 2, 3, 4 de la fig. 18.

C-LES CONTRAINTES RADIOCHRONOLOGIQUES

1. Historique des travaux antérieurs

Sur l'ensemble de la région de Fianarantsoa jusqu'à l'extrême Sud de l'île (fig. 30), de nombreuses datations ont été établies de manière systématique par méthode Rb-Sr et Pb-alpha sur zircon (Delbos, 1964; Hottin, 1976; Vachette et Hottin, 1977; Caen-Vachette, 1979 et voir références dans Cahen et Snelling, 1984). Les méthodes utilisées par ces auteurs ne sont pas très précises pour des roches polymétamorphiques de haute température (Paquette et al., 1994). Ces études ont montré l'existence d'un protolithe ancien (protérozoïque inférieur : 2.6-3.1 Ga) et permis de caractériser plusieurs groupes d'âge, rattachés à de grands cycles tectonométamorphiques (2.4-2.1 Ga : cycle éburnéen; 1260-990 Ma : cycle kibarien; 860-550 Ma : mégacycle panafricain). Caen-Vachette (1979) suggère également que le cisaillement de Bongolava-Ranotsara sépare deux domaines chronologiquement distincts, l'ensemble le plus vieux étant situé au Nord. Andriamarofahatra et al., (1986, 1990) ont précisé, par la méthode U-Pb sur monazites et zircons, l'importance et l'âge du dernier épisode métamorphique panafricain dans le cisaillement de Bongolava-Ranotsara et dans la région Sud-Est (560 ± 15 Ma). Ils obtiennent, sur une granodiorite d'Ihosal, un âge de 470 Ma (intercept inférieur de la concordia U-Pb) et un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur monazite de 561 ± 12 Ma. Nicollet (1988) a calculé des âges modèles Sm-Nd autour de 1150-950

Ma pour les granulites associées aux massifs anorthositiques de la région du Vohibory. En 1994, Paquette et al. ont travaillé sur le Sud-Est de l'île. Ils ont comparé différentes techniques radiochronologiques (Sm-Nd, U-Pb, évaporation du Pb sur monozircons) sur différentes lithologies felsiques (granite, leptynite, charnockite) et une veine de calcite. Leurs résultats confirment que le métamorphisme haute température-basse pression dans toute cette région est d'âge panafricain de 580-565 Ma (leptynites de Fort-Dauphin, charnockites anosyennes et granite de Vohimena). Ils obtiennent sur des monazites géantes, dans les granites anosyens du col du Mangotsy, des âges légèrement plus récents (550-545 Ma), il en est de même pour une veine calcique à monazite (520 Ma, pyroxénites d'Analalava). Ces âges sont interprétés comme la dernière activité du cycle panafricain. Dans de rares cas, les roches ont conservé la mémoire de l'âge du protolithe correspondant à un minimum de 1.7 Ga (U-Pb, intercept supérieur) et de 2.8-2.1 Ga (âge modèle Sm-Nd). Dans la région au Nord d'Ihosy, Tucker et al., (1997a et b) avec les méthodes Sm-Nd et U-Pb sur des roches leucocrates obtiennent également des âges panafricains 540-525 Ma, pour des roches migmatitiques.

2. Datation par analyse ponctuelle Th-U-Pb sur Monazite

Profitant du développement d'une nouvelle technique radiochronologique à Clermont-Ferrand, nous avons réalisé des datations sur 15 échantillons constitués de granites de gneiss et d'un cristal géant de monazite. Notre objectif est l'identification des âges des deux étapes de déformation (D1, D2) en comparant les âges au sein des cisaillements majeurs et à l'extérieur des limites de ces zones (fig. 30).

La méthode de datation sur monazite utilise une microsonde électronique (Montel et al., 1994; Montel et al., 1996; Nicollet et al., 1997; Braun et al., 1998). Elle consiste à mesurer, avec la résolution de la microsonde ($\approx 3 \mu\text{m}^2$), sur lame mince polie, la teneur élémentaire en U, Th et Pb dans des cristaux de monazite. Pour une roche ou pour un cristal de monazite, on obtient n âges pour n mesures, et l'évaluation de l'âge de (ou des) l'événement thermique (magmatique ou métamorphique) est réalisée par une étude statistique de la population des n âges (fig. 31). L'avantage de la technique est de pouvoir travailler directement sur les minéraux, en position pétrographique dans la lame mince. De plus, la méthode est non destructive et très rapide. Par contre, la marge d'erreur analytique de la méthode est de l'ordre de 30 millions d'années, et les monazites se rééquilibrent à plus basses températures que les zircons. Les âges obtenus sur les monazites sont donc des âges minimums qui indiquent le début du refroidissement. La méthode n'est pas applicable pour des roches "jeunes" (< 80 Ma), dont les teneurs en Th et Pb sont en dessous du seuil de détection de la microsonde électronique, mais nous ne sommes pas concernés par cette restriction.

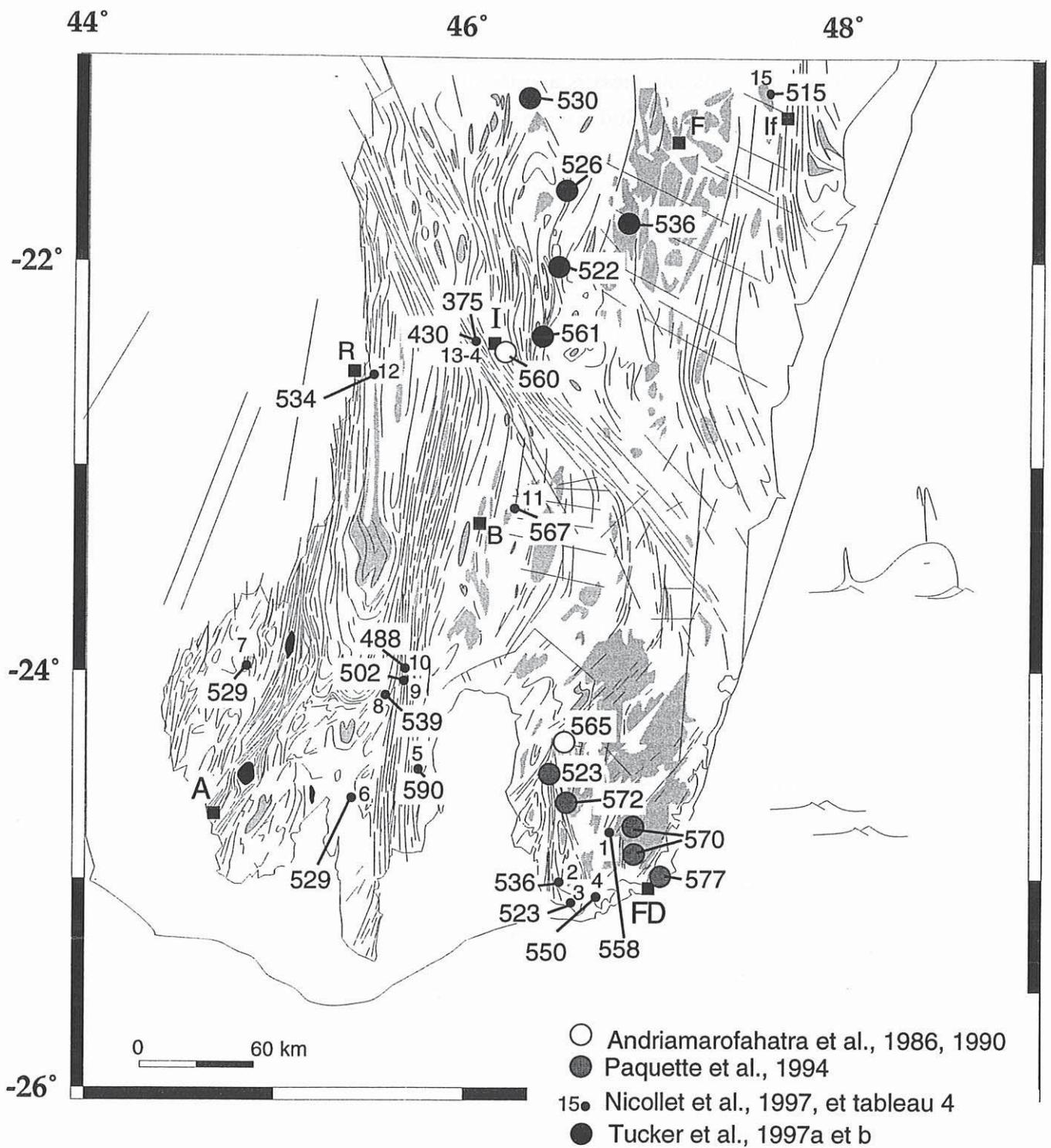


Fig. 30 : Carte des âges en millions d'années et champ de déformation finie.

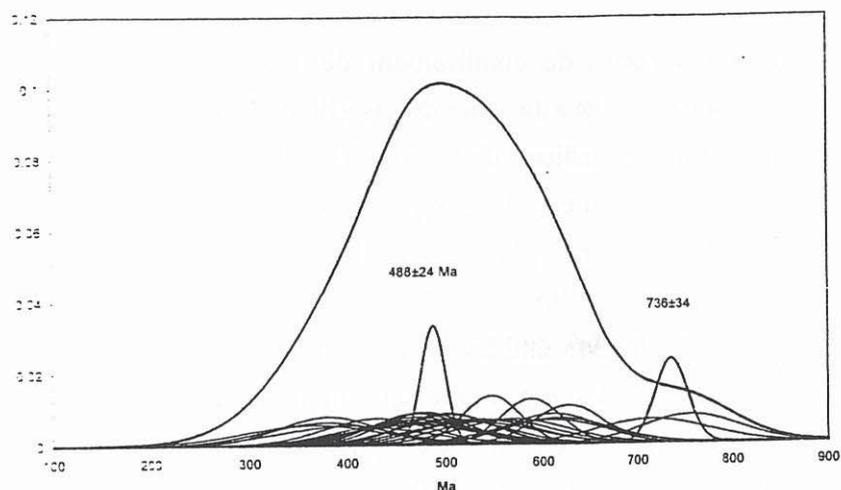


Fig. 31 : Traitement statistique d'une population d'âges obtenus sur les monazites de l'échantillon 10 (tab. 4). Chaque courbe en bas du diagramme correspond à une mesure; la grande courbe est la somme des gaussiennes; elle montre le caractère bimodal de la population. Les meilleurs estimations des âges correspondent aux deux courbes intermédiaires : une population autour de 488 ± 24 Ma et une autre autour de 736 ± 34 Ma.

Localisation	Type de roche	Paragenèse	Age en Million d'années	fig. 30 : N°
Bloc F-T (Sud-Est)	Charnockite	Qtz-Fk-Pl-Opx-Bt-Grt	558 ± 12 ; 646 ± 19	1
Bloc F-T (Sud-Est)	Minérale de monazite		550 ± 20	4
Bloc T-B (centre)	gneiss leucocrate	Qtz-Fk-Grt-Opx-Bt	590 ± 32	5
Bloc T-B (centre)	Paragneiss	Bt-Crd-Sap-Krn	567 ± 18 ; 1003 ± 53	11
Bloc B-A (Ouest)	Paragneiss	Bt-Grt-Crd	529 ± 21	6
Bloc B-A (Ouest)	Paragneiss	Qtz-Spl-Fk-Pl-Bt-Grt-Crd	539 ± 20 ; 1389 ± 85	8
Bloc B-A (Ouest)	gneiss leucocrate	Qtz-Fk-Grt-Bt	534 ± 23	12
Bloc A (Sud-Ouest)	Paragneiss	Qtz-Fk-Pl-Bt-Grt-Crd-Sill	529 ± 23	7
Bloc Nord-Est	gneiss leucocrate	Qtz-Fk-Grt-Bt	515 ± 20 ; 848 ± 45	15
ZC Sud-Est	Charnockite	Qtz-Fk-Pl-Opx-Bt-Grt	536 ± 7	2
ZC Sud-Est	Charnockite	Qtz-Fk-Pl-Opx-Bt-Grt	523 ± 8	3
ZC Beraketa	Paragneiss	Qtz-Spl-Fk-Bt-Grt-Crd	502 ± 32	9
ZC Beraketa	Paragneiss	Qtz-Fk-Pl-Bt-Grt-Sill-Opx-Sap-Crd	488 ± 24 ; 736 ± 34	10
ZC Bongolava-R	Paragneiss	Qtz-Fk-Pl-Bt-Grt-Sill-Crd	375 ± 28 ; 481 ± 41 ; 1752 ± 103	13
ZC Bongolava-R	Charnockite	Qtz-Fk-Pl-Opx	430 ± 32	14

Tab. 5 : Âges obtenus par la méthode de datation ponctuelle à la microsonde sur monazite (U-Th-Pb). La localisation des échantillons est précisée (fig. 30). ZC (zone de cisaillement), ZC Sud-Est = ZC du système de Tranomaro et de Fort-Dauphin. Bloc F-T (Sud-Est) = zones entre les cisaillements verticaux (système de Tranomaro et de Fort-Dauphin), B. T-B = entre les ZC de Tranomaro et de Beraketa, B. B-A = entre les ZC de Beraketa et d'Ampanihy, B. A = à l'Ouest du cisaillement d'Ampanihy.

3. Résultats

Nous avons appliqué la méthode sur 15 roches (fig. 30, tab. 5), ces roches sont dispersées dans le Sud de Madagascar. Nous avons distingué les roches localisées dans les limites des zones de cisaillement (2, 3, 9, 10, 13, 14) de celles situées dans les domaines en dômes-et-bassins (les différents blocs, échantillons : 1, 4, 5, 6, 7, 11, 12, 15).

L'âge du métamorphisme granulitique panafricain dans les blocs délimités par les zones de cisaillement est situé autour de 550 Ma avec des valeurs maximales de 570 et 590 Ma, dans la région Sud-Est. Il est important de souligner que les zones de cisaillement sont légèrement plus

"jeunes" : 530 Ma pour les zones de cisaillement de Tranomaro, 500 Ma dans la zone de cisaillement de Beraketa, 430 Ma dans la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara. Le bloc Sud-Est montre également un âge tardipanafricain de 515 Ma (échantillon, 15). Nous distinguons donc dans la période tardipanafricaine trois groupes d'âges. (1)- Les âges autour de 570-550 Ma qui correspondent au début du métamorphisme granulitique. Ils correspondent aux structures D1 situées en dehors des zones de cisaillement. Ces âges sont cohérents avec les évaluations de Paquette et al., (1994) à 580-560 Ma établis avec une méthode différente sur des échantillons situés dans le Sud-Est (en dehors des zones de cisaillement). (2)- Les âges situés autour de 520-500 Ma, sont associés aux zones de cisaillement syngranulitique (D2) . (3)- Les âges les plus jeunes (< 480 Ma) n'ont pas de signification géologique, en terme d'événement métamorphique. Ces âges peuvent résulter de perte de plomb dans les monazites lors de circulations de fluides le long de failles, développées à l'occasion, par exemple, des ouvertures océaniques à 80 et 150 Ma. En effet les systèmes chimiques comme les monazites sont particulièrement sensibles aux fluides (en particulier H₂O). Toutefois, si les monazites subissent des modifications chimiques, aucun indice d'un début de rétro-morphose n'est cependant décelé dans ces zones.

Quelques roches ont conservé des âges supérieurs à 600 Ma. Ces valeurs correspondent soit à l'âge des protolithes des roches, soit à un événement métamorphique plus ancien. Ces âges sont variés : 646, 736, 848, 1003, 1389 et 1752 Ma. Les âges à 848-736 Ma correspondent aux valeurs trouvées un peu plus au Nord de Madagascar sur des roches migmatitiques par Tucker et al., (1997a et c) dans la série schisto-quartzo-feldspathique du groupe d'Itremo ("SQC" : 799-791 Ma sur U-Pb), où ces âges sont conservés dans des zones de faciès amphibolite de bas degré. Beaucoup plus au Nord, à l'Est d'Antananarivo Paquette et Nédélec, (1998) trouvent des valeurs de 635-628 Ma (âges U-Pb, intercept supérieur) sur des granites stratoïdes pour un métamorphisme équivalent de haute température-basse pression. Ils est donc difficile de donner une signification précise aux valeurs supérieures à 600 Ma que nous avons estimées.

D- SYNTHÈSE : ÉVOLUTIONS P-T-t

A Madagascar, quelques trajets P-T-t peuvent être établis à partir d'un nombre restreint d'échantillons, à la condition qu'ils appartiennent à une évolution métamorphique unique. A l'intérieur des blocs délimités par les zones de cisaillement, les variations de pression, entre échantillons voisins, représentent alors des différences de niveau structural (profondeur). Quelque soit la pression initiale, la décompression s'accompagne d'une évolution thermique rétrograde depuis des températures supérieures à 850°C jusqu'à 650°C (fig. 29, 32, tab. 4). On reconnaît ainsi 5 (6?) trajets P-T-t, tels que (fig. 32) :

(1) Au Nord du cisaillement de Bongolava-Ranotsara les roches situées dans la gamme des basses pressions (\approx 5 kbar), montrent une rééquilibration en température depuis 750°C jusqu'à 500°C.

(2) Au Sud de Bongolava-Ranotsara, dans la région Est, les textures des métapélites indiquent une décompression et/ou une baisse de température non quantifiable.

(3) Dans le bloc entre les cisaillements de Beraketa et d'Ampanihy, les différences de pression entre les échantillons témoignent d'une évolution rétrograde de 8 à 6-5 kbar. Cette évolution est globalement en accord avec les résultats de Ackermann et al., (1989).

(4) Dans la zone de cisaillement d'Ampanihy les différences de pression sont cohérentes avec une évolution rétrograde depuis 10 jusqu'à 6 kbar.

(5) Dans le bloc le plus à l'Ouest, à partir d'une métapélite et d'une amphibolite, il est possible d'estimer un trajet rétrograde de 12 à 5 kbar en accord avec les travaux de Nicollet, (1988).

La tendance globale de toutes les paragenèses, des déséquilibres et des estimations P-T implique donc **une évolution rétrograde depuis 850°C vers des températures de 650°C accompagnée d'une baisse de pression variable selon la région considérée.** Cette décompression faible à l'Est, est importante à l'Ouest où les conditions évoluent de 12 à 5 kbar.

Le nombre de datations disponibles est encore bien faible par rapport à la surface étudiée. Il est cependant clair que les âges panafricains situés entre 680 à 500 Ma sont enregistrés de manière univoque sur tout le Sud de l'île (100 000 km²), même au Nord du cisaillement de Bongolava-Ranotsara. Ainsi cette zone de cisaillement majeure ne sépare pas deux blocs chronologiquement distincts. Les blocs délimités par les zones de cisaillement présentent des âges de 580-550 Ma. Les zones de cisaillement majeures présentent des âges plus "jeunes" de 520-500 Ma. On retrouve également les traces d'âges de plus de 600 Ma, mais il est difficile de caractériser précisément la chronologie et la signification de ces derniers.

Les conditions physiques (P, T) de métamorphisme associées aux structures D1 et D2 sont similaires : L'événement D1, précoce, et l'événement D2, tardif, montrent un décalage dans le temps supérieur à 50 Ma. Soit il s'agit d'une évolution polycyclique d'une même histoire tectonique débutant vers 580 Ma et se terminant vers 500 Ma, soit nous avons une évolution polymétamorphique d'un événement autour de 580-550 Ma et d'un second autour de 520- 500 Ma. Quelque soit la réponse l'événement D2 est développé à 520 Ma, dans un contexte de transpression régionale qui juxtapose des blocs de profondeurs différentes, limités par des zones de cisaillement. **La transpression est donc un mécanisme qui permet des mouvements verticaux de matière, permettant d'exhumer des granulites. De ce fait le Sud de Madagascar offre d'Est en Ouest une section complète de croûte continentale.** En effet, depuis les domaines de plus basse pression qui sont dominés par des roches acides (roches quartzofeldspathiques et granites) les conditions de pression et les lithologies évoluent graduellement jusqu'aux domaines de plus haute pression associés aux roches les plus basiques (gneiss à plagioclases dominants, granulites basiques).

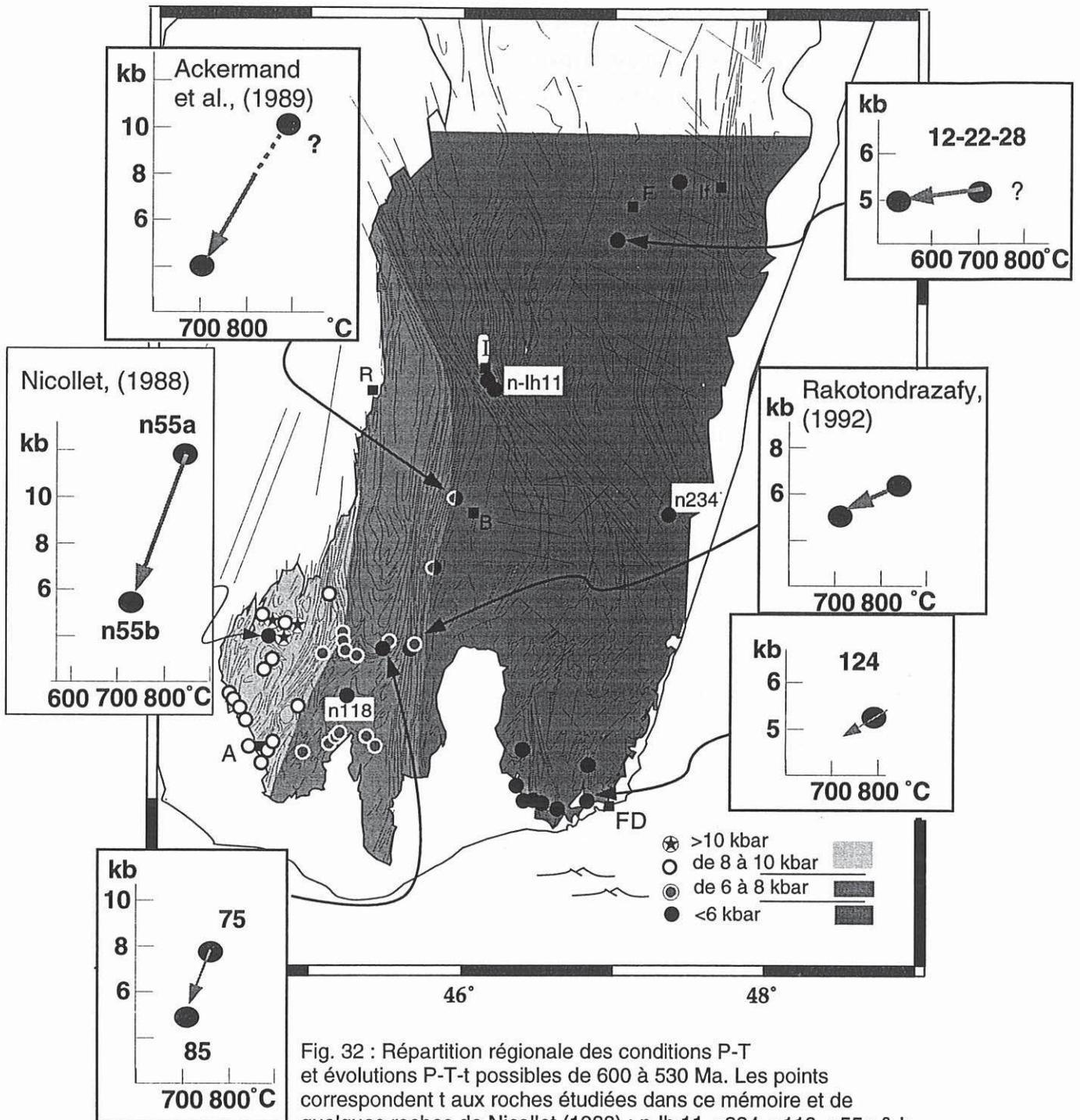


Fig. 32 : Répartition régionale des conditions P-T et évolutions P-T-t possibles de 600 à 530 Ma. Les points correspondent t aux roches étudiées dans ce mémoire et de quelques roches de Nicollet (1988) : n-lh 11, n234, n118, n55a & b. Les différents trajets P-T sont ceux de Nicollet, (1988), Ackermans et al., (1989), Rakotondrazafy, (1992) et cette étude. Les chiffres en gras indiquent les échantillons utilisés pour construire les évolutions métamorphiques.

**Partie III : MICROSTRUCTURES, MÉCANISMES DE DÉFORMATION ET
COMPORTEMENT RHÉOLOGIQUE DES GRANULITES DE MADAGASCAR**

A- OBJECTIFS DE L'ÉTUDE

Le comportement rhéologique de la croûte intermédiaire à profonde est un paramètre qu'il est indispensable de bien contraindre afin de rendre compte de l'évolution dynamique de la lithosphère continentale. Les données du comportement rhéologique de la croûte continentale inférieure dont nous disposons actuellement sont extrapolées d'une part à partir d'expériences (Kirby, 1980; Kirby et Kronenberg, 1984...) en nombre limité par rapport à la complexité des mécanismes mis en jeux et, d'autre part de modélisations numériques qui utilisent les résultats de ces expériences (Kirby, 1985; Kuszniir et Park, 1986; Ranalli et Murphy, 1987...). Il n'existe que peu de travaux concernant les microstructures et les mécanismes de déformation des granulites naturelles polyminérales. Par rapport à l'étude des roches monominérales comme les quartzites ou les marbres, l'étude de ce type de roche est plus difficile, à la fois pour l'acquisition et l'interprétation des données. Toutefois elles sont vraiment les plus représentatives d'une croûte continentale (II-figs. 1, 3 et II-tab. 1). Ces roches, de haute température, montrent également des textures "équilibrées" à points triples et sont le plus souvent interprétées soit comme "non déformées", soit comme totalement recristallisées (recuit statique). Il est donc clair que l'interprétation des microstructures des granulites est problématique.

L'objectif de cette 3^{ème} partie est de démontrer qu'en dépit des difficultés mentionnées précédemment, il est possible de contraindre les microstructures et les mécanismes de déformation des granulites. Une telle analyse, combinée aux trajets P-T-t établis dans la seconde partie de ce mémoire, nous conduit à proposer un trajet σ -T-t des granulites de Madagascar. Pour ce travail nous avons sélectionné les granulites polyminérales de type quartzofeldspathiques qui représentent la lithologie dominante de l'île (≈ 70 -50%, II-figs. 1, 3 et II-tab. 1).

B-MICROSTRUCTURES ET MÉCANISMES DE DÉFORMATION DES GRANULITES ACIDES

Nos résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis au "**Journal of Structural Geology**".

Granulite facies microstructures and deformation mechanisms in the lower continental crust of Madagascar

JEAN-EMMANUEL MARTELAT ^{a,b}, KAREL SCHULMANN^c, JEAN-MARC LARDEAUX^a,
CHRISTIAN NICOLLET ^b and HERVÉ CARDON^a

^aLaboratoire des Sciences de la Terre, ENS Lyon, UMR 5570, 46 allée d'Italie, 69364 Lyon, France. ^bDépartement de Géologie, Université Blaise Pascal, UMR 6224, 5 Rue Kessler, 63038, Clermont Ferrand, France. ^cInstitute of petrology and structural geology, Charles University, Albertov 6, Prague, Czech Republic.

Abstract-High-temperature microstructures of quartzo-feldspathic rocks affected by granulite facies shear zones have been studied in southern Madagascar from low to high-strain domains. Granulites show strongly oriented crystallographic fabrics in both feldspar and quartz. The microstructures in weakly deformed granulite are characterized by diffusional mass transfer of quartz-feldspar. The texture in this rocks reflects a load bearing structure (LBF). The deformation of alkali feldspar within the shear zones starts by perthitic exsolution domain reorganization and proceeds to complete recrystallization of feldspar by sub-grain rotation mechanisms. Dynamic recrystallization of feldspar leads to the production of considerable amount of recrystallized K-feldspar-plagioclase matrix considered as a weak phase. An increase in weak phase content is related also with decrease of stress concentration in neck zones and is responsible for persistence of LBF structure in recrystallized granulites. In fully recrystallized granulite typical "platten quartz" texture develops always in LBF structures. Our microstructural observations suggest that these rocks behaved as a polyphase system where the quartz does never form an interconnected matrix (even for 50% of weak matrix). In such recrystallized quartzo-feldspathic granulites, the bulk creep strength approaches to that of quartz rich tectonites. These data are finally used to discuss the rheology of the lower continental crust under high thermal regime.

INTRODUCTION

Study of deformation microstructures and microfabrics in granulites is crucial for the understanding of the thermomechanical behavior of continental lithosphere, as granulites represents the weakest part of the crust (Handy 1990). The present day rheological models of strength of continental lithosphere are based on extrapolation of laboratory data (Kirby 1985, Kuszniir & Park 1986, Ranalli & Murphy 1987) and there is a lack of natural observations to discuss the applicability of experimental studies.

Acid granulites are probably the most intensely studied deep seated tectonites with respect to quartz textures especially those of Saxony granulite terrain (Sander 1950, Behr 1961, 1964, 1980, Hofmann 1978), of the Moldanubian zone of the Bohemian Massif (Némeč 1980, Urban 1992) or Scandinavian granulite terrain (Sahama 1936, Hietanen 1938). Most of authors interpret

characteristic granulite platten quartz texture and fine grained recrystallized feldspar matrix as a product of deformation under regimes of high-temperature, low-strain rate and low deviatoric stress intensity (Lister & Dornsiepen 1982).

There exist a few microfabric studies dealing with crystallographic preferred orientation (CPO) of plagioclase (Ji & Mainprice 1988, Ji et al. 1988) in granulite facies conditions. In the same way the CPO of K-feldspar deformed under granulite facies conditions received very little attention, even if it is a particularly common mineral in acid granulites.

The recrystallized well equilibrated microstructure of granulite matrix is commonly interpreted by petrologists as product of extensive solid state static annealing (Spry 1969, Vernon 1975). Emphasis is placed on the geometric and morphological characteristics like is lack of like/like contacts between constituent minerals (Kretz 1968, Mc Lellan 1983) and presence of excellent triple point junction network between constituent phases (Vernon 1975). Rarely, the grain shape fabric and optical microstructures in quartzo-feldspathic high-temperature tectonites are explained as a result of combination of diffusional and dislocation creep (Gower & Simpson 1992).

From purely mechanistic point of view the quartzo-feldspathic granulite can be viewed as a polyphase mineralogical system consisting dominantly of K-feldspar and quartz deformed under very high-temperatures. Handy (1990, 1994) applied a concept of strain and stress concentrations related to deformation of polyphase materials. According to this concept the rocks form two types of structures: 1) Load bearing frameworks (LBF) in which the stress is concentrated in strong phases surrounding pockets of weak material, 2) Interconnected weak layers (IWL) marked by concentration of stress and deformation in weak minerals forming an interconnected framework. As indicated by experiments, progressive deformation leads to breakdown of LBF structure which is highly unstable under higher strains (Jordan 1987, 1988). It gives rise to so called "banded structure" marked by alternations of monomineralic layers. This evolution is well documented in naturally deformed quartzo-feldspathic rocks under amphibolite facies conditions (Schulmann et al. 1996). However, in acid granulites these banded tectonites do not develop. This can be interpreted as an effect of post-tectonic annealing (Kretz 1969, Flinn 1969) or as the result of extreme stability of LBF structure under high-temperature conditions.

Up today there exists no detailed microstructural study dealing with complete grain shape and crystallographic fabric analysis combined with petrographic quantitative textural analysis of grain size and grain contact frequency, factors generally used for estimation of textural maturity of high-grade rocks (McLellan 1983). Detailed microstructural and textural work of rheologically contrasting minerals like is quartz and feldspar can be therefore helpful in describing complex rheological behavior of granulites.

Granulite terrain in southern Madagascar provides an excellent opportunity to carry out such a work. The granulitic continental crust is composed by various types of lithologies and exhibit complex polyphase deformational pattern. The granulitic terrain is crosscut by large scale shear zones, several hundred kilometres in length, coeval with granulite facies metamorphism as indicated by high-grade mineral assemblages and thermobarometric estimates within them.

In this paper we discuss the significance of rock textures and microstructures associated with different degree of deformation of lower granulitic crust outside and also inside the shear zones. A microstructural and quantitative textural analysis was performed in quartzo-feldspathic granulites in order to explain stability of LBF structure and to develop a model of deformation of continental crustal material under extreme temperature conditions. Finally, we compare our microstructural observations, from weakly and strongly deformed granulites, with extrapolated laboratory rheological data in order to constrain mineral strength contrast in the lower continental crust.

REGIONAL FRAMEWORK

The Madagascar basement forms a part of Gondwanaland separated from the other segments during Mesozoic (Jurassic-Cretaceous) rifting and drifting. The structures of these rocks are clearly related to the Mozambican belt which is a major pan-African continental collision zone (Pallister 1971, Shackelton 1986). The southern part of Madagascar (Fig. 1) is formed by Precambrian (probably Archean, Caen-Vachette 1979) continental crust strongly reworked during pan-African times (600 - 530 Ma, Andriamarofahatra et al. 1990, Paquette et al. 1994). Contrasting lithologies have been mapped: orthogneisses, high-grade paragneisses, marbles, granitoids, metabasites and anorthosites (Besairie 1970a, 1970b).

Numerous petrological studies attest to regional pan-African granulite facies metamorphism in southern Madagascar (see review in Nicollet 1990 and Windley et al. 1994). Mafic granulites are composed of clinopyroxene + orthopyroxene + plagioclase + brown amphibole + garnet + quartz + ilmenite and rutile. Migmatite paragneisses contain the association quartz + K-feldspar + garnet + plagioclase + sillimanite + cordierite + biotite and rare grandidierite, while aluminous residues are rich in biotite + cordierite + garnet or sillimanite and more rarely sapphirine and kornepurine (Nicollet 1988, 1990). Acid granulites are abundant and composed of quartz + plagioclase + K-feldspar + garnet + sillimanite + spinel. Sapphirine and corundum-bearing amphibolites and serendibite bearing calcsilicate gneisses are also indicators of high-temperature metamorphism. Quantitative temperature and pressure estimates have been performed based on reactions involving clinopyroxene - orthopyroxene - garnet - hornblende - quartz - plagioclase mineral assemblage in mafic lithologies (Nicollet 1988, 1990, Martelat et al. 1996), garnet - spinel - cordierite assemblages in metapelites (Moine et al. 1985, Nicollet 1985, 1988, 1990, Rakotondrazafy 1992, Nédélec et al. 1994), and on reactions involving sapphirine or kornepurine in paragneisses (Ackerman et al. 1989). These different techniques yield consistent temperature estimates at around $750^{\circ}\pm 50^{\circ}\text{C}$. Exceptional conditions reaching 900°C have been locally deduced. The peak pressure estimates show a systematic increase from 4 kbars in the east towards 11 kbars in more western parts of the island (Fig. 1).

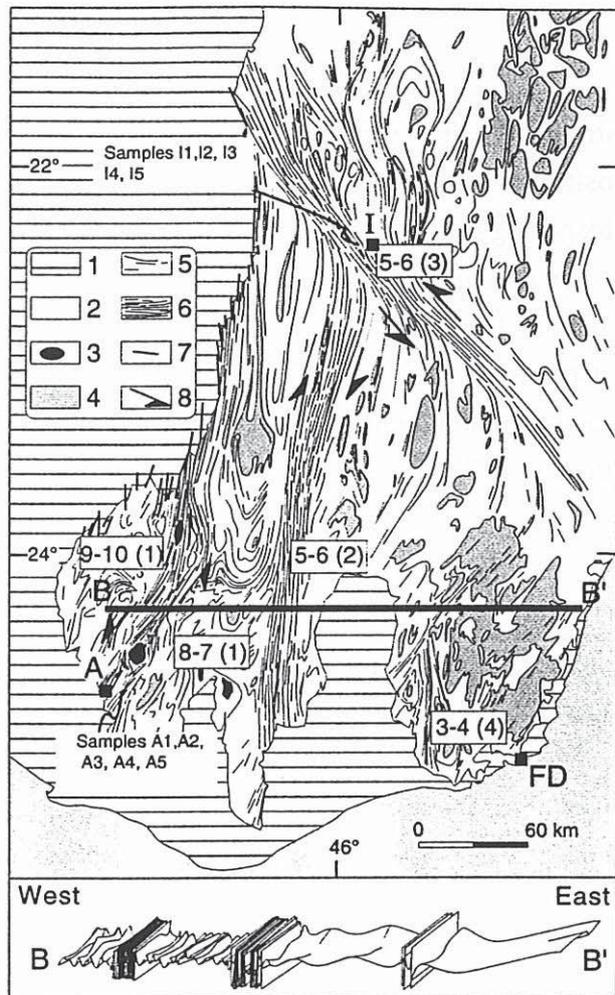


Fig. 1. Structural sketch map of the southern part of the Madagascar island drawn from satellite images (Martelat et al. 1997) and completed after Besairie (1970a, 1970b). (1) - post-Cambrian sediments, (2) - granulites rocks, (3) - anorthosite, (4) - granitoids, (5) - foliation trends depicted from satellite images and field mapping, (6) - foliations in shear zones, (7) - major faults, (8) - sense of shear. Numbers in small boxes represent pressure estimates in kilobars at 750°C from: (1) Nicollet 1990, Martelat et al. 1997 (2) - Ackerman & Windley 1989, Rakotondrazafy, 1992; (3) Nicollet 1985, (4) Moine et al. 1985, Nédélec 1994. Schematic E-W cross-section is localized by thick line (BB'). FD, I, A, towns of Fort-Dauphin, Ihoisy and Ampanihy. The position of the studied samples is indicated (I1 to I4 and A1 to A5).

STRUCTURAL EVOLUTION

Two major pan-African deformation events have been recognized in southern Madagascar: the first one (D₁) is represented by a flat granulitic foliation, isoclinal folds and E-W stretching probably related to extensional tectonics (Nédélec et al. 1994, Martelat et al. 1995). The second one (D₂) corresponds to the development of vertical shear zones and steep refolding of D₁ fabrics (Fig. 1) attributed to major compressional phase (Martelat et al. 1995, 1997).

Crustal scale pattern

The deformation of the continental crust in Madagascar is represented by presence of large scale shear zones crosscutting the whole island and by steep folding of less deformed domains (Fig. 1). These shear zones can be recognized using satellite images (Martelat et al. 1997) and are characterized by homogeneously trending intersections of lithological banding. The shear zones separate regions of weaker deformation characterized by folding of earlier metamorphic fabrics with refolding intensity increasing westwards (Martelat et al. 1995). These low-strain domains have suffered similar temperatures in between 700 - 800°C but they record contrasted peak metamorphic pressures with an eastward decrease of pressure from 10 to 4 kbars (Martelat et al. 1995, 1997).

D1 deformation

The style of deformation within the low-strain domains is characterized by a granulitic metamorphic foliation (S1) represented by compositional banding, planar arrangement of platy minerals and flattening of quartz ribbons and feldspar aggregates. This metamorphic foliation displays subhorizontal stretching and a mineral lineation defined by an E-W alignment of granulitic minerals. This metamorphic fabric is folded by isoclinal and recumbent folds with hinges parallel to the regional stretching. The size of these F1 synschistose folds vary from decimetres to ten kilometres. The mafic and acid lithologies exhibit compositional banding (Fig. 2a) characteristic of weak viscosity contrast under granulite facies conditions of deformation (Ramsay & Huber, 1983).

D2 deformation

The D2 deformation within the blocks separated by shear zones is characterized by refolding of S1 foliation, L1 and F1 folds by F2 folds responsible for the development of typical type 2 interference fold pattern - (mushroom of Ramsay 1967) at all scales. Open to close F2 folds, with subhorizontal N-S trending hinges and steep axial planes, are developed in scale varying from centimetres to tens metres (Martelat et al. 1995). The foliation S1, in domains weakly reworked by D2 deformation, is only passively rotated and not transposed into a new penetrative fabric.

In contrast, the F2 folds within D2 shear zones are isoclinal with steep axial planes and subhorizontal or subvertical fold hinges parallel or perpendicular to horizontal N-S trending stretching lineation respectively. The planar fabric within the shear zones is defined by flattening and planar arrangement of granulite facies minerals and by compositional banding of pyroxene-bearing and feldspar-rich bands indicating persistent low viscosity contrast during D2 (Fig. 2b). In acid granulites the L2 lineation is at times marked by alignment of garnet, spinel, quartz and sillimanite.

MICROSTRUCTURES

We have concentrated our study on acid granulites because of their simple mineralogy characterized by modal compositions as 40-70% K-feldspar, 30-50% quartz and 10% plagioclase and widespread occurrence in the crust. Garnet, biotite, sillimanite and accessory minerals represent 5% of the rock (Fig. 3). These rocks are the most common granulite variety suitable for microstructural and textural studies and occurs also outside and inside large scale shear zones. The microstructural characteristics of grain size, grain shape, geometry of grain boundaries, and grain contact frequency were systematically studied. The microstructural work was enhanced by microfabric study of crystallographic preferred orientation of K-feldspar and quartz. Three principal types of microstructures were recognized: Preserved D1 fabrics outside the shear zones (Type 1), partly recrystallized granulite (Type 2) and D2 mylonitic granulite (Type 3).

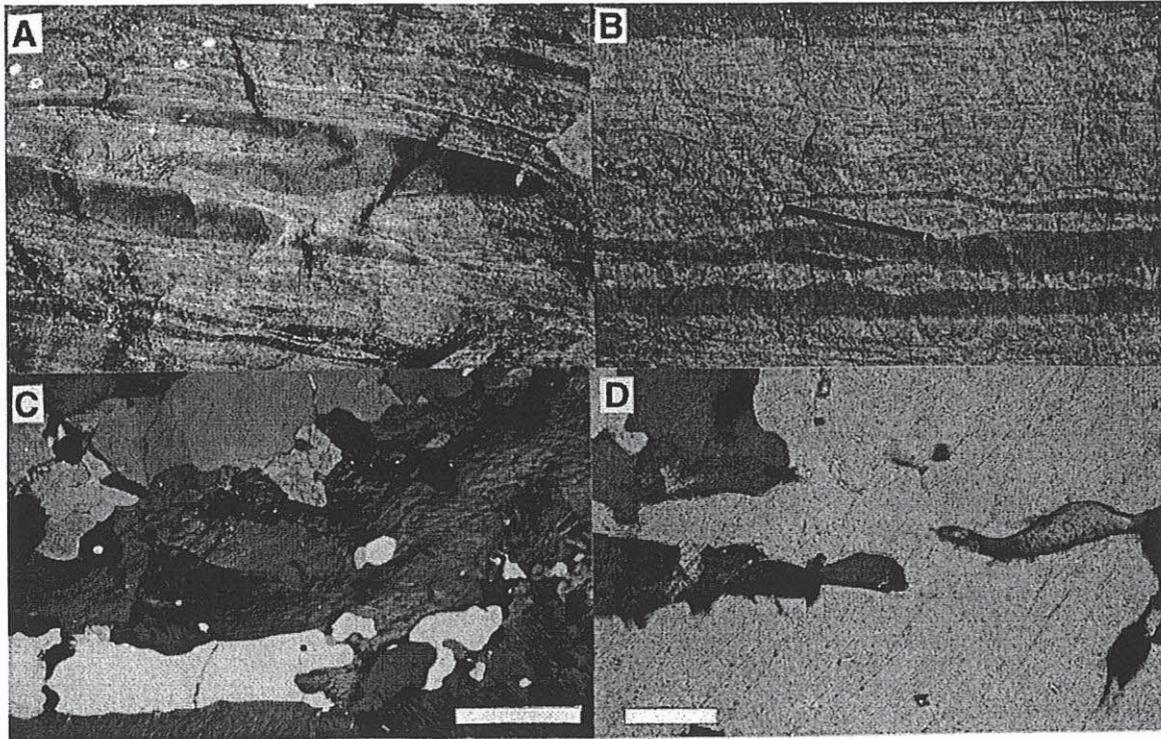


Fig. 2. Granulites from low-strain domains, a) - D1 compositional banding showing pinched mafic granulite in acid one. b) - Compositional banding within D2 shear zone (high-strain domain) indicating low viscosity contrast between mafic and acid granulite. c) D1 granulite microstructure in XZ section of fabric ellipsoid. Elongate mesoperthitic K-feldspar enclose monocrystalline quartz ribbon. Note cusp at K-feldspar-quartz boundary parallel to foliation (scale bar represents 1mm). d) - Cusp of K-feldspar included in quartz (scale bar represents 200 microns). XZ section of fabric ellipsoid.

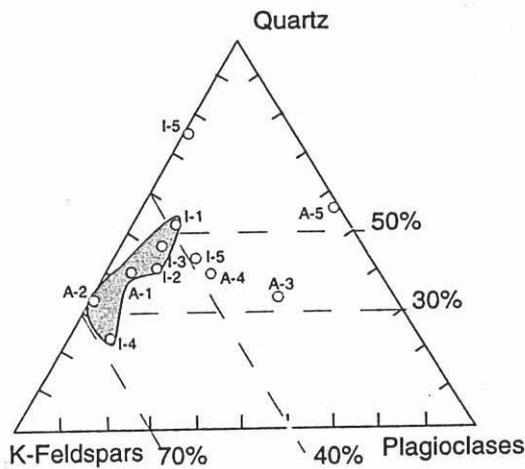


Fig. 3. Modal compositions of granulite samples used for quantitative textural analysis plotted in quartz-plagioclase-K-feldspar triangle. Shaded area show samples analyzed for quartz and feldspar preferred orientations.

Type 1 fabrics in granulite (outside the shear zone)

The samples from domains of flat regional fabrics or margins of large vertical shear zones show typical granulitic texture (Kretz 1969) consisting of equidimensional granoblastic mosaic of K-feldspar and slightly elongated quartz ribbons. The foliation is defined by elongation of K-feldspar grains and by quartz ribbons. Mesoperthitic K-feldspar forms an interconnecting phase enclosing all other mineral phases. It is mostly present in form of sub-equant grains of irregular shape ranging from 0.5 to 4 mm in size. Locally the grains reach 3 mm in length and are elongate with aspect ratio

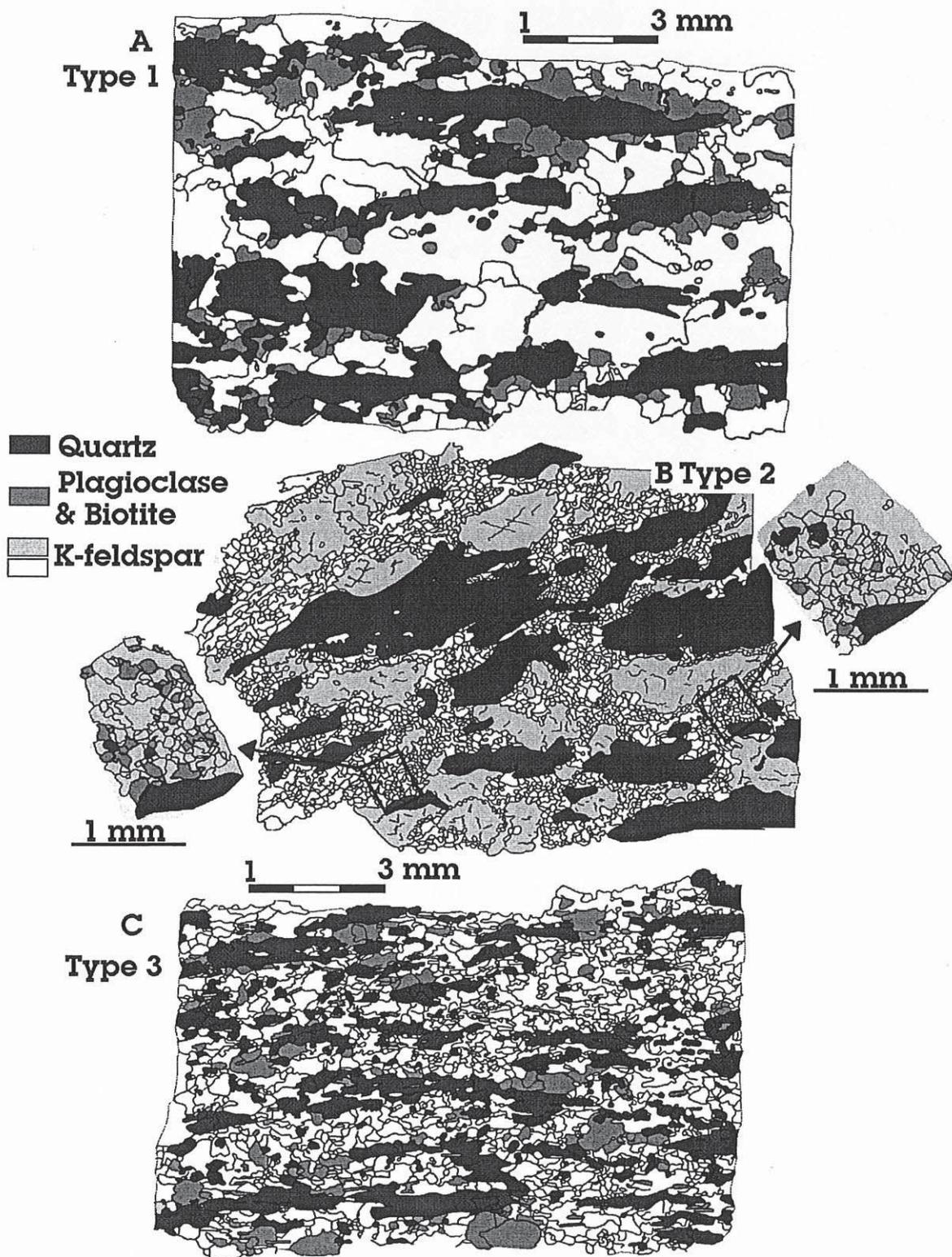


Fig. 4. Images of thin sections of three identified textural types of Madagascar granulites. a) Coarse grained type 1 granulite. b) partly recrystallized type 2 granulite, Inset show details of composition of fine grained matrix, c) type 3 granulitic mylonite.

up to 5 : 1 (Fig. 2c, 4a). The grain boundaries of sub-equant grains are straight and often meet in triple point junctions. Large feldspar crystals show lobated mutual boundaries. In some sites they contain small rounded inclusions of quartz.

Quartz is present in the form of large elongate monocrystalline ribbons up to 3 mm long and 0.5 - 5 mm wide or as thick polycrystalline aggregates (Fig. 2c, 4a). Quartz blebs often include small grains of K-feldspar and plagioclase (Fig. 2d). Quartz also occurs as irregular polycrystalline aggregates with strongly sutured grain boundaries. The most characteristic intracrystalline microstructure is prismatic sub-grain boundaries parallel with ribbon elongation and rectangular chess-board texture indicating presence of both basal and prismatic sub-grain boundaries (Kruhl 1996). Quartz-feldspar boundaries are gently curved showing cusps pointing from feldspars to quartz domains. The cusps in section perpendicular to foliation point mostly parallel to the foliation trend. Two types of quartz-feldspar phase boundary cusps have been identified in thin-sections: long cusps at the terminations of feldspar promontories pointing into quartz domains (Fig. 2c), and foliation parallel cusps developed at termination of feldspars included in quartz (Fig. 2d). Both types of cusps correspond well to those described by Gower and Simpson (1992).

Type 2 fabrics - transitional stage

The rocks from within the vertical shear zones show granulite grade mylonitic structure with quartz in ribbons and K-feldspar partly converted to fine-grained recrystallized matrix. The main deformational feature is an intense dynamic recrystallization of large K-feldspar crystals leading to grain size reduction (Fig. 4b, 5a). Relictual clasts of mesoperthites show core-and-mantle structure (White 1976) marked by elongate sub-grain walls in the core and sub-equant sub-grains (0.2 - 0.5 mm) at their margins. The least deformed alkali feldspars show characteristic microperthitic textures with plagioclase domains comprising about 30% of the crystal (Fig. 5b). There is a compositional and crystallographic control of sub-grain formation similar to that observed by White & Mawer (1986) and Hanmer (1982). Individualized K-feldspar and plagioclase domains are separated by mechanisms of sub-grain rotation (Guillopé & Poirier 1979). Sub-grain boundaries are either parallel or at high angles to perthitic walls. Deformation leads to dynamic recrystallization by sub-grain rotation producing separated K-feldspar and plagioclase new grains.

At least 50% of the rock consists of a recrystallized groundmass composed of small sub-equant K-feldspar and plagioclase grains. These new sub-equant grains show straight boundaries, meeting in perfect triple point junctions.

Quartz form elongate monocrystalline ribbons up to 7 mm in length and 1-2 mm in width and does not show signs of dynamic recrystallization. The typical internal feature is chess-board undulatory extinction or prism sub-grain boundaries oriented obliquely to ribbon margins (Fig. 5a).

Boundaries between quartz and K-feldspar are gently curved and exhibit cusps of recrystallized feldspar domains into quartz. The dominant cusps are developed parallel to the foliation trend (Fig. 5a).

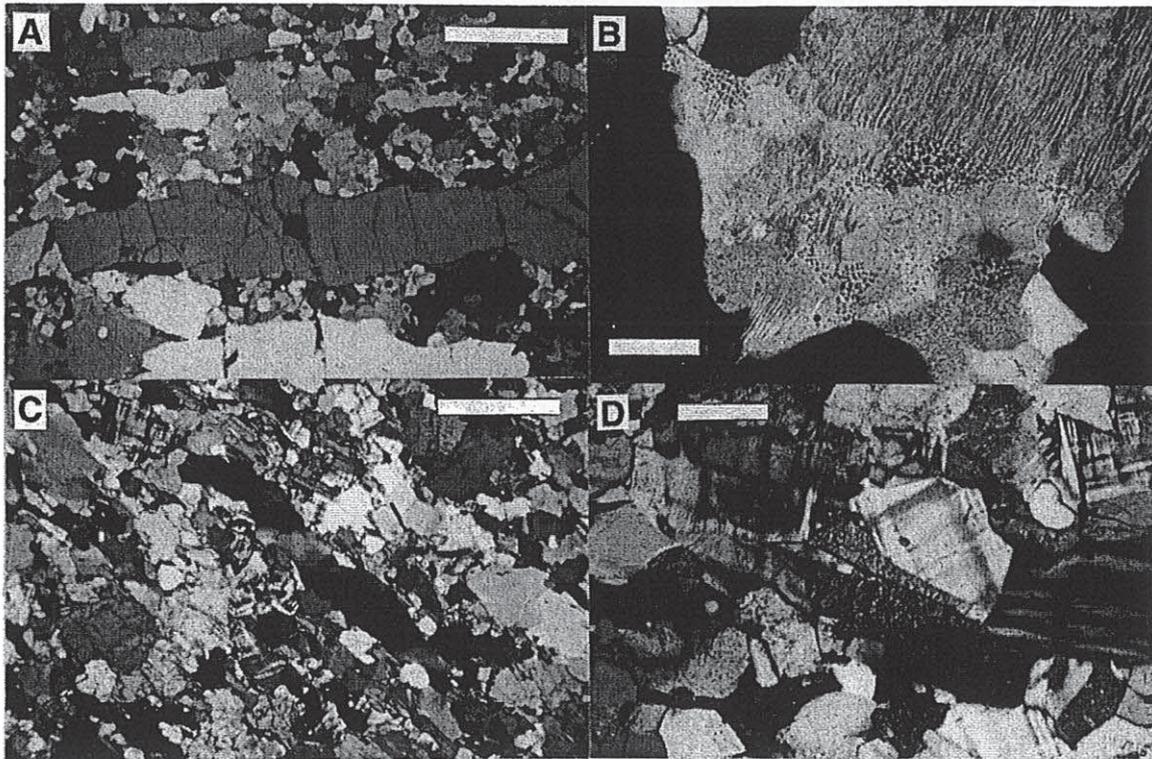


Fig. 5. Microphotos of representative acid granulites in D2 shear zones. a) - Recrystallized alkaline feldspar surrounding monocrystalline quartz ribbons. Scale bar represents 1mm. b) - recrystallization of alkaline feldspar by compositionally and crystallographically controlled sub-grain rotation. New grains are discrete plagioclase or K-feldspar (scale bar represents 200 microns). c) - Recrystallized granulite with matrix composed by subequant grains of plagioclase and microcline and biotite. Quartz forms strained monocrystalline ribbons (scale bar represents 1mm). d) - Detail of perfect triple point network in microcline-plagioclase matrix (scale bar represents 200 microns).

Type 3 fabrics - HT mylonite (inside the shear zone)

The granulites exhibit a fine-grained mylonitic microstructure of matrix surrounding strongly elongate quartz. The foliation of the rocks is emphasized by a preferred orientation of small biotite grains and by elongation of quartz ribbons (Fig. 4c, 5c). The fine-grained matrix is composed mostly of small grains of K-feldspar reaching 0.5 mm in size with uniform grain size distribution. The grains have sub-equant shapes, and well equilibrated straight boundaries meeting in triple point junction (Fig. 5d). The most characteristic feature is abundant microcline twinning developed both in rare relictual clasts and in almost all new grains. K-feldspar locally shows untwinned core surrounded by twinned microcline .

The quartz occurs in the form of highly elongated monocrystalline ribbons with aspect ratio up to 1 : 10 (Fig. 4c, 5c) showing strong undulatory extinction and numerous prismatic sub-grains oblique to ribbon margins. The cusped relationships between feldspar and quartz boundaries are less evident.

QUANTITATIVE TEXTURAL ANALYSIS

The quantitative textural analysis of granulites is based on statistical evaluation of grain size distributions and grain boundary frequencies (Kretz 1969, Flinn 1969, McLellan 1983). Grain size of dynamically recrystallized mineral aggregates is controlled by rate of sub-grain rotation (N) and by rate at which whole grains are consumed by grain boundary migration (G) (Hickey & Bell 1996). Grains undergo diminution where average $N/G > 1$, preservation of grain size where $N/G = 1$ and increase of grain size where $N/G < 1$. N/G ratio is controlled by strain rate/temperature ratio (e/T) so that decreasing e/T leads to increasing role of grain boundary migration and increasing e/T enhances sub-grain rotation. Grain boundary frequency is dependent on grain surface energetics (Vernon 1975) which is also controlled by temperature and strain rate. We note, that granulitic textures are often interpreted as a result of static solid state annealing due to very high-temperatures and slow strain rates.

Grain size statistics and grain aspect ratio

Grain size statistics plays an important role in the identification of static grain growth during post tectonic annealing (Bons 1993) and in the study of textural evolution during dynamic recrystallization. A distinction needs to be found between dynamic recrystallization associated either with syntectonic grain growth and grain shrinking by migration of grain boundaries (Urai et al. 1986) or with overall grain size reduction by rotation recrystallization (Schmid 1982). It is commonly accepted that in tectonites the grain size reflects the applied stress (Twiss 1977). The size of grains have been measured using line transect method of Kretz (1969). The results of grain size analysis are presented in form of histograms of grain size frequencies for quartz and K-feldspar (Fig. 6a) and using diagrams of average grain size vs. standard deviation (Fig. 6b). The grain size was also plotted in function of grain aspect ratio for both minerals (Fig. 7).

The frequency curves show typical log-normal grain size distribution and similar shape of curves for both quartz and feldspar for Type 1 granulite (Fig. 6a). Such a grain size distribution is consistent with the presence of large quartz ribbons and numerous small interstitial quartz. K-feldspars exhibit smaller average grain size than quartz and also a significantly smaller grain size spread which is explained by relatively uniform grain size distribution of well equilibrated K-feldspar mosaics (Fig. 6b). In transitional sample of Type 2 granulite quartz exhibit smaller average grain size than in previous granulite type and still present log-normal distribution. The K-feldspar shows bimodal grain size distribution characterized by presence of coarse relictual clasts in range from 0.1 mm to 3 mm and large number of small recrystallized grains below 0.1 mm in size. This grain size distribution is marked by small average grain size as well as by relatively large grain size spread due to effect of important dynamic recrystallization (Fig. 6b). The samples of mylonitic Type 3 granulite show small average grain size of quartz (av. size = 1 mm) and K-feldspar (av. size = 0.3 mm). The log-normal distribution of quartz grain size is less developed than in previous granulite types. K-

Fig. 6. Results of grain size analysis. a) Frequency grain size curves for K-feldspar and quartz for three types of granulites. b) Orthogonal plot of average grain size versus grain size spread calculated as standard deviation.

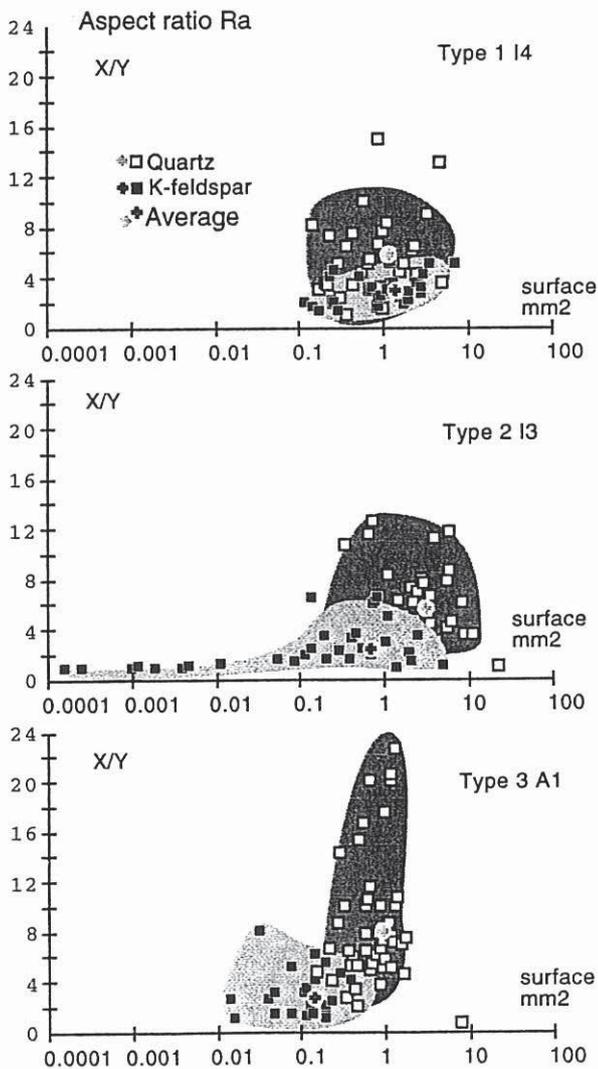
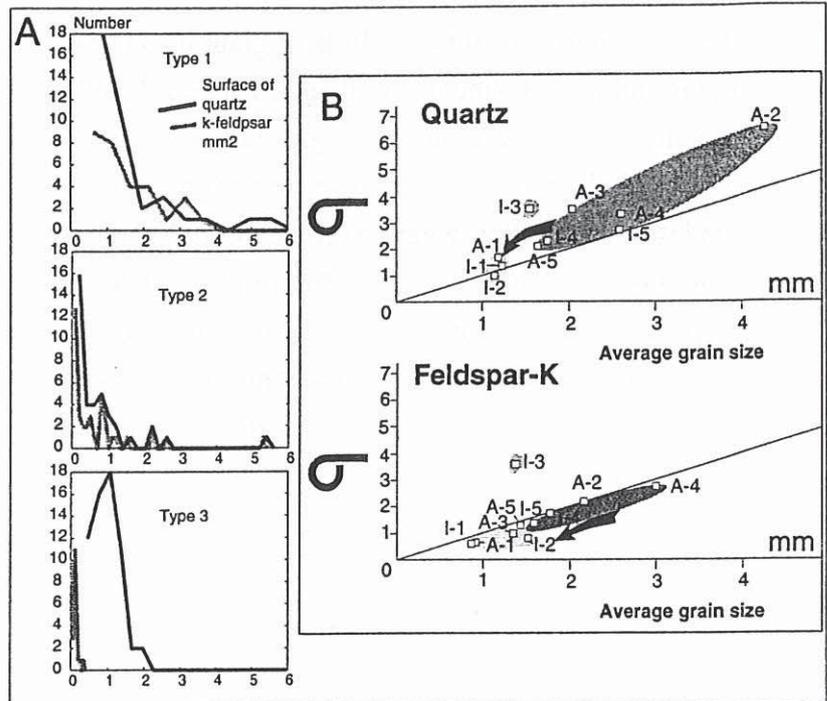


Fig. 7. Orthogonal plot of grain size surface (mm^2) versus grain aspect ratios (R_a) for quartz and feldspar. Large crosses indicate average grain size and aspect ratio.

feldspar exhibits clear predominance of very small grains and Gaussian normal distribution with very small average grain size and also small grain size spread.

The coarse grained Type 1 granulite exhibit similar values of average grain size and high average grain aspect ratio R_a for both K-feldspar ($R_a = 3$) and quartz ($R_a = 6$). There are only some quartz grains which show significantly higher aspect ratio than K-feldspar (Fig. 7b) indicating that the whole aggregate is composed of grains with rather high size and similar elongation. The partially recrystallized Type 2 granulite show very small aspect ratio of small recrystallized K-feldspar grains ($R_a < 1.5$) and higher aspect ratio of relictual large clasts ($R_a > 3$). Large quartz clasts are more elongated than relictual feldspars and have slightly smaller average aspect ratio ($R_a = 5$) than quartz of Type 1 granulite (Fig. 7). The mylonitic Type 3 granulite of show weak elongation $R_a = 2$ of small recrystallized feldspar grains and high average aspect ratio of quartz ribbons corresponding to $R_a = 8$ (Fig. 7).

Grain contact frequency analysis

Grain contact frequency analysis was developed to quantify the textural mineral relationships (Kretz 1969, Flinn 1969). The line-transect method was used to examine deviations of contact relations between individual phases from random (Kretz 1969). There are two possible deviations from grain contact random distribution: 1) aggregate distribution implying predominance of contacts of the same minerals and 2) regular distribution in which contacts between different phases are more common. The former grain contact distribution is characteristic for solid state differentiation associated mostly with dynamic recrystallization of mineral phases (McLellan 1983). Indeed, deformations of quartzofeldspathic rocks under high homologous temperatures leads to coalescence of monomineral aggregates derived from recrystallized grains (Schulmann et al. 1996). On the other hand, regular grain contact distribution is commonly interpreted as resulting from solid state annealing under very high-temperatures (McLellan 1983, Kretz 1969, Flinn 1969).

The results of grain contact frequency analysis are presented in a diagram displaying ratios of observed and expected grain contact frequencies for K-feldspar and for quartz which represent the most abundant mineral phases in studied samples (Fig. 8). The expected and observed values have been calculated using the method of McLellan (1983). The resulting plot shows very weak aggregate or almost random distribution for large K-feldspar grains of samples A2 and I4 of coarse grained Type 1 granulites. The aggregate distribution is slightly better pronounced in partly recrystallized K-feldspar of transitional sample I3 (Type 2 granulite) and develops towards random distribution in fine-grained mylonitic of Type 3 granulite (samples A1, I1 and I2). Quartz shows slightly higher aggregate patterns which could be however influenced by contrasting grain sizes and small volume fractions.

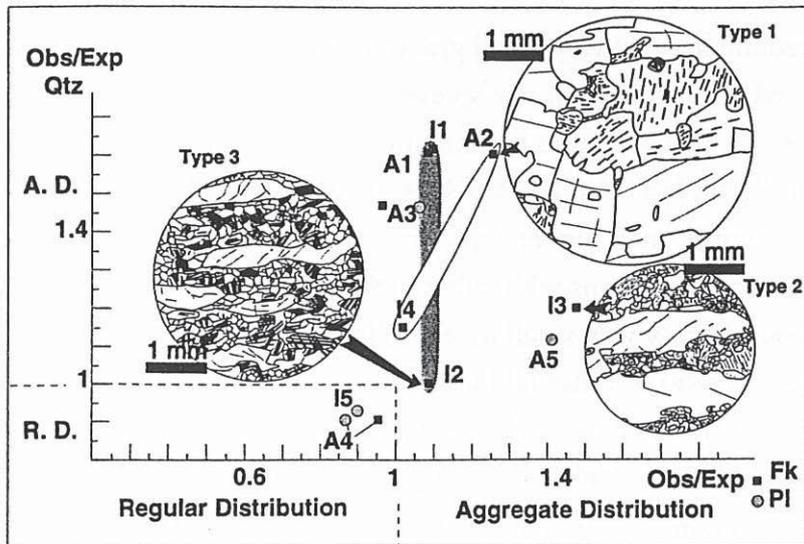


Fig. 8. Orthogonal plot of observed/expected frequencies from acid granulites outside and inside of the shear zones. I4 and A2 - granulite outside of shear zone, I1, I2, A1 - recrystallized granulite inside the shear zone, I3 - transitional sample observed/expected Fk in ordinate. In the circle are drawn the texture of sample I2, I3 and A2.

The interpretation of quantitative textural relationships

In our samples, outside the shear zones, the large grain size and uniform size distribution of K-feldspar and its weak aggregate distribution with few like/like contacts indicates weak solid state differentiation accompanied by solid state annealing. However, the regular distribution commonly described in statically annealed granulites (Kretz 1969) is not achieved in the Madagascar granulites. The large average grain size of both quartz and feldspar is interpreted as result of high grain boundary migration rate (G) with respect to rate of sub-grain rotation recrystallization N at small ratio of e/T (Hirth & Tullis 1992).

The beginning of mylonitic deformation associated with sub-grain rotation recrystallization of K-feldspar leads to development of heterogeneous grain size distribution and increasing degree of aggregate distribution of K-feldspar. This process is connected with solid state differentiation and increase of total surface energy of the feldspar aggregate (Fig. 8). The e/T ratio increased at this stage such that average $N/G > 1$ and initial large grain size of feldspar cannot be preserved. Even if the driving force for grain boundary migration was probably still high, the new grains were produced in such a rate of sub-grain rotation N that the average grain size was significantly reduced. Consequently, the transitional texture of Type 2 granulite is characterized by average small grain sizes. Weak aggregate distribution is interpreted as a result of compositional control of dynamic recrystallization process leading to heterogeneous nucleation of K-feldspar and plagioclase at the expense of original mesoperthitic feldspars. It is likely that this texture is unstable under persistent granulite facies conditions.

The grain contact frequency distribution in the Madagascar mylonites shows a decrease in the degree of aggregate distribution almost to random patterns. Indeed we observed that in these rocks the mylonitic process has driven decomposition of mesoperthites into plagioclase and K-feldspar equidimensional and randomly distributed aggregate. The persistent high-temperature indicated by the granulite mineral assemblage is held responsible for further reequilibration of the mylonitic

microstructure associated with only slight grain growth and rearrangement of grain boundaries to perfect triple point network. Larger grain size of feldspar mosaic of mylonitic samples with respect to Type 2 granulite can be explained by decrease of e/T ratio in local scale such that the average $N/G < 1$ inducing more important grain boundary migration.

Finally, Madagascar granulites show a complete textural evolution from weakly deformed granulite, via strongly recrystallized but texturally unstable rock (transitional texture) to classical "platten quartz" well equilibrated granulitic texture described all over the world.

CRYSTALLOGRAPHIC PREFERRED ORIENTATIONS OF K-FELDSPAR AND QUARTZ

The complete optical indicatrix of K-feldspar and orientation of C-axes of quartz were measured in 6 samples using a Universal Stage. The samples cover all textural varieties described above from original granulites to shear zone mylonites.

K-Feldspar

The orientation of optical indicatrices α , β , γ has been measured in 50 grains for each of the 6 samples. Because the K-feldspar is a monoclinic mineral there is not a simple relationship between the optical directions and lattice orientation. Hence, the γ coincides with Y axis (parallel to the pole of largest face of crystal), α forms an angle of 5° with respect to the X axis (mineral elongation) and β forms an angle 20° to Z axis of finite strain.

The feldspars of all samples exhibit a strong optical fabric despite different tectonic environments. All fabrics of Type 1 granulites outside of the shear zones (Fig. 9, sample A2, I4) can be described as follows : β forms a strong maximum perpendicular to mineral lineation and parallel to foliation (Y finite strain axis), α axes are distributed along a girdle in XZ plane with strong maximum oblique with respect to lineation. The γ axis forms either a girdle in the XZ plane with pronounced maxima oblique with respect to the Z axis, or one strong maximum parallel to the pole of foliation and a second parallel to the Y axis of finite strain.

Orientation of perthitic walls has been measured in large feldspar grains of weakly deformed granulite. Poles to perthitic strings show maxima parallel to or at low angles to foliation poles defined by grain shape of feldspars. Thus, the perthite strings generally contain α and β optical directions (Fig. 10).

In transitional samples (Fig. 9, sample I3), two generations of grains are present: host and recrystallized new grains. Orientation distribution diagram for the host and recrystallized new grains reveal similar crystallographic orientations. β forms a strong maximum parallel with Y axis and several small sub-maxima in the XZ plane. The γ axes are distributed mostly in the XZ plane and form two maxima slightly asymmetrical with respect to the pole of foliations, and α forms a weak girdle in foliation planes with maxima around the lineation direction.

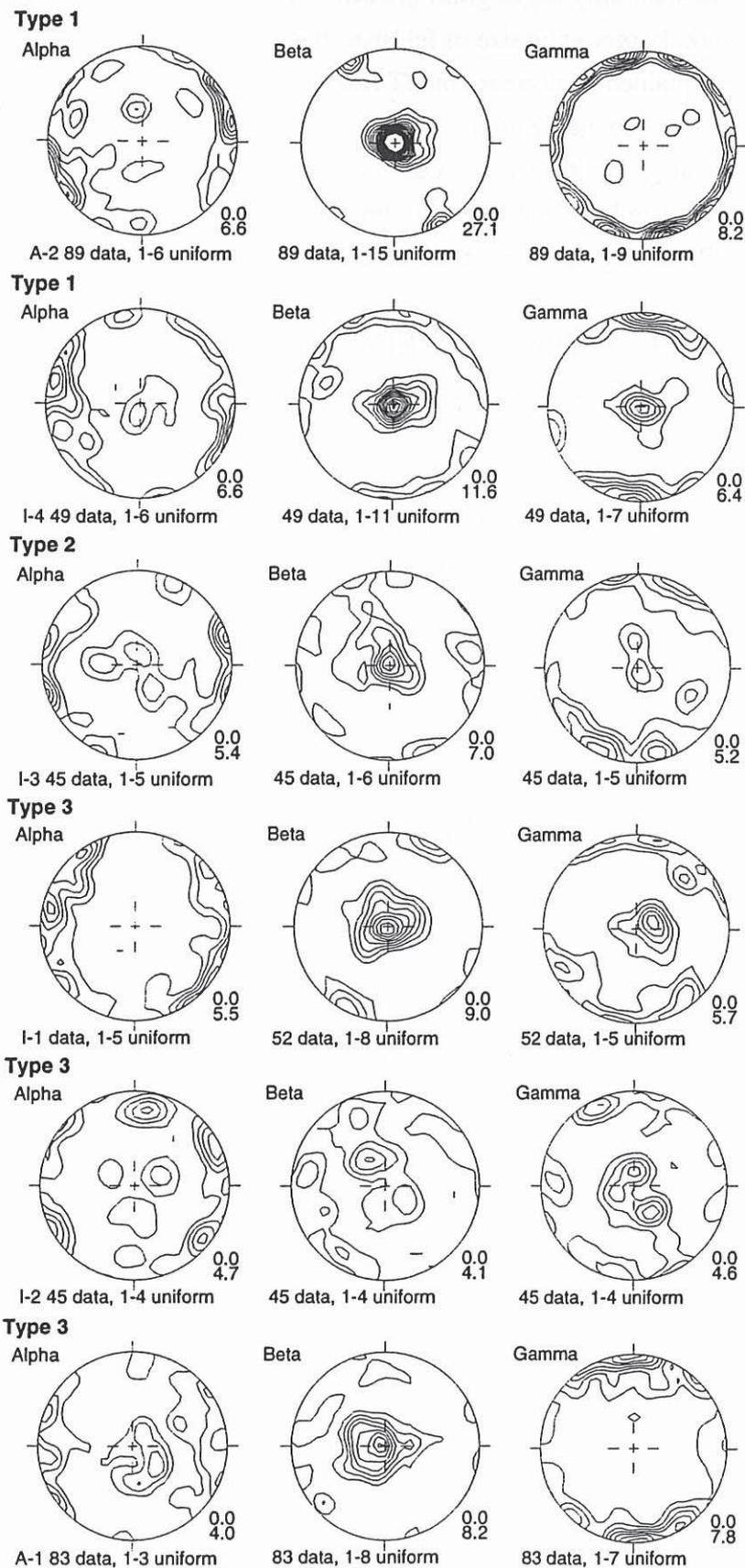


Fig. 9. Optical directions α , β , γ of alkaline feldspars from granulites outside of shear zones (samples 14, A2), transitional sample 13 and from shear zones (samples 11, 12, A1). Lower hemisphere equal area projection. Contoured at multiples of uniform distribution (from 1-15 to 1-3 uniforms). The foliation normal is N-S, and the stretching lineation is E-W.

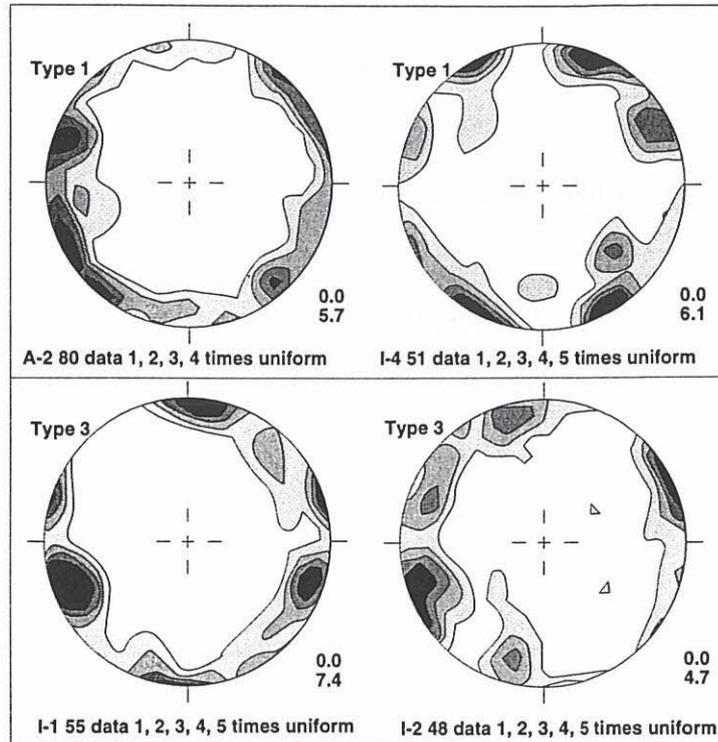


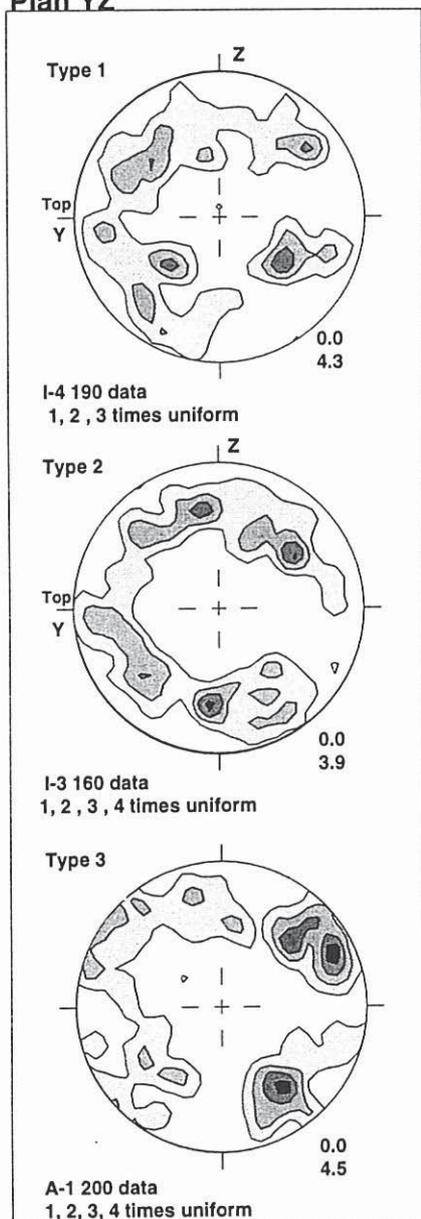
Fig. 10. Pole orientation diagrams of the perthitic walls from the granulites. Lower hemisphere equal area projection. Contoured at multiples of uniform distribution.

The α , β , γ orientations in mylonitic granulites (Fig. 9, samples I1, I2, A1) are generally similar to those of rocks outside the shear zones. The main difference is expressed by γ axes which plot predominantly around the Y axis of finite strain or near pole to foliation. The β axes distributions are also alternating around Y and Z axes. The preferred orientation of microclinised K-feldspar is again similar to that of non mylonitic granulites.

Quartz

The quartz $\langle c \rangle$ axis preferred orientation was measured for large monocrystalline ribbons as well as for small grains at the K-feldspar grain contacts from both sections XZ parallel to lineation and perpendicular to foliation and YZ perpendicular to foliation and lineation. About 200 grains per sample have been measured. The C-axis fabrics measured in XZ plane for both small and large types of grains yield similar patterns characterized by irregular distribution with weak maxima close to the XZ plane (Fig. 11). In samples I-4, and A-2 of Type 1 granulite are present maxima close to foliation and lineation. The most typical pattern of Type 2 and Type 3 granulite are 4 maxima symmetrically distributed with respect to XY plane and forming angle 40 to 45° with foliation. The distance of maxima with respect to XZ plane vary from 30 to 10°. Subordinate maxima close to foliation plane also occur. The patterns measured in YZ planes for representative samples confirm the quartz c-axis distributions measured in XZ sections.

Plan YZ



Plan XZ

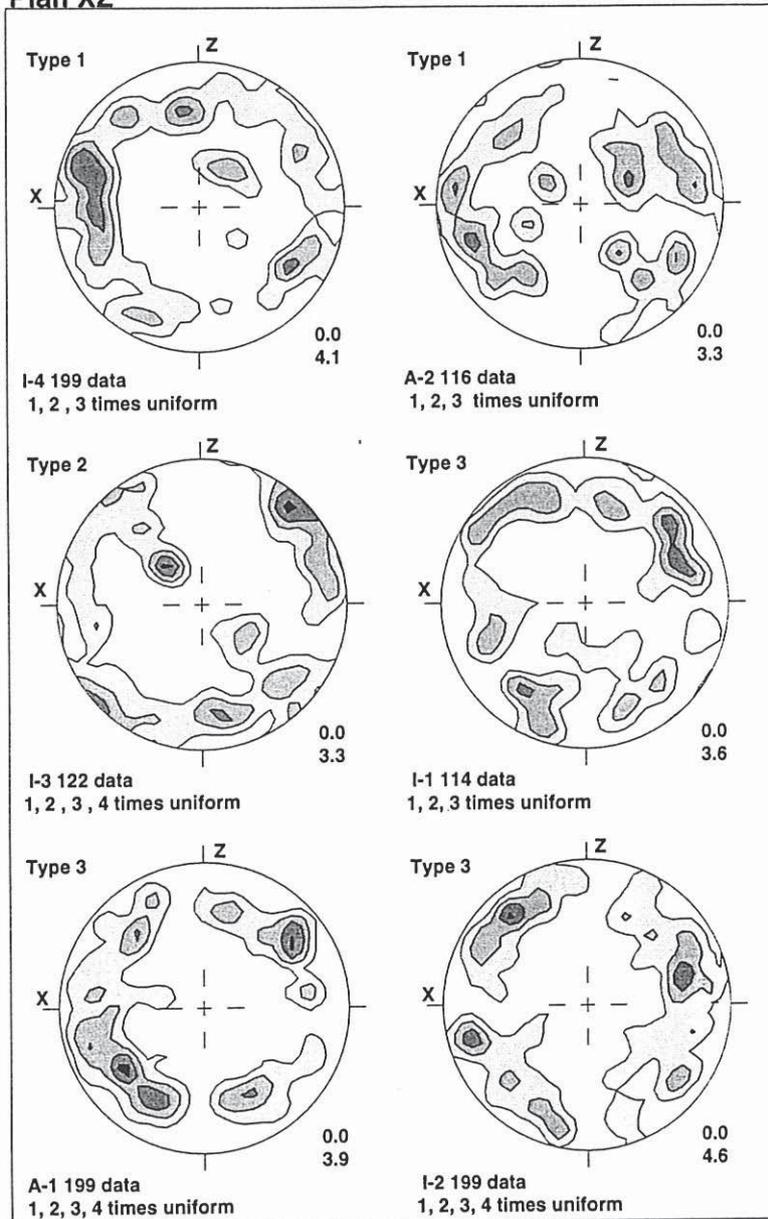


Fig. 11. Orientation diagrams of quartz C-axes from granulites outside of shear zones (samples I4, A2), transitional sample I3 and from shear zones (samples I1, I2, A1). Lower hemisphere equal area projection. Contoured at multiples of uniform distribution.

The preferred orientation of optical indicatrix of feldspars could be used as an indirect indicator of active slip systems in natural tectonites (Ji et al. 1988, Olesen 1987). Consequently, the concentration of γ parallel with the normal to the foliation plane is indicative of slip on the [010] plane, and a weaker maxima of β normal to foliation might indicate a subordinate slip on [001]. Optical directions α , β coincide with the direction of perthitic planes which acted as planes of easiest slip. The γ direction coincides with [010] planes in the case of K-feldspar and therefore an obliquity of γ maxima with respect to foliation normal could be used as a potential kinematic indicator (Ji et al. 1988). Moreover, the weak asymmetry of orientations of perthitic walls, generally parallel to [010] planes and associated with stable orientation of optical indicatrix, indicates a non-coaxial flattening regime consistent with mesoscopic shear criteria. The strong concentration of α close to the mineral lineation is entirely consistent with the slip in the $\langle 100 \rangle$ direction in all studied samples. Experimental studies have shown that at 700°C samples oriented parallel to [010] $\langle 100 \rangle$ slip systems were weaker than the others (Tullis 1983).

A quartz C-axis distribution close to the foliation plane is commonly attributed to the activity of prism $\langle C \rangle$ slip system (Fig. 11). The strong maximum oblique to mineral lineation is often interpreted as a result of non-coaxial deformation and still active prism $\langle C \rangle$ slip (Gapais & Barbarin 1986). The hard prism $\langle C \rangle$ slip system is active under very high-temperatures and is generally reported from granitoids deformed at solidus boundary (Gapais & Barbarin 1986) and rarely from granulite facies tectonites. In granulites the crossed-girdle c-axis patterns are interpreted using conjugate shear hypothesis (Sander 1950, Behr 1965). Behr (1964) reported figures of quartz ribbons with grain boundaries aligned 40-50° with respect to principal schistosity and c-axis fabric formed by three maxima at right angles. Lister & Dornsiepen (1982) interpreted this pattern as a result of microshear sliding accompanied by migration of grain boundaries and rapid growth of grains parallel to c-axes. However in our samples the ribbons are formed generally by one single grain and consequently cross-hatched arrangement of grain boundaries cannot be observed. Moreover, the central maximum in Lister type II fabric pattern was not reported from the Madagascar granulites. Therefore in agreement with Kruhl (1996) and Ji & Martignole (1994), we suppose that the observed fabric pattern corresponds better to high activity of prism $\langle C \rangle$ slip accommodating coaxial deformation of plane strain symmetry. The non-coaxial component is probably weak and could be inferred from asymmetric density of population of symmetrical maxima.

DISCUSSION

Three major types of deformed granulites have been identified: Type 1 coarse grained granulite with elongated large K-feldspar crystals and quartz grains; Type 2 granulite with partly recrystallized K-feldspar and elongated large quartz grains and Type 3, fully recrystallized mylonitic granulite with elongated platten quartz texture.

Several structural observations show that the coarse grained Type 1 granulite developed during the early stages of granulite facies deformation. This textural variety is recognized essentially outside the large shear zones in areas where the flat granulitic fabric has been slightly deformed by D2 folds. The microstructure is marked by the presence of large grains and well-equilibrated boundaries between adjacent K-feldspar grains suggesting a thermal equilibration at very high-temperatures. The feldspar-quartz boundaries are characterized by feldspar cusps parallel to foliation traces. This microstructure is interpreted as the result of migration assisted diffusional creep, a process called dynamic recrystallization of quartz-feldspar boundaries by Gower & Simpson (1992). The migration results from diffusive mass transfer along phase boundaries. The K-feldspar preferred orientation pattern is consistent with $[010]\langle 100 \rangle$ slip and quartz microfabric suggests the activation of prism $\langle c \rangle$ slip. Both types of feldspar and quartz microfabrics are compatible with the high-temperature conditions of ductile deformation (Tullis 1983, Lister & Dornsiepen 1982). Quantitative microstructural analysis and analysis of crystallographic preferred orientations of K-feldspar and quartz suggest a strong component of dislocation creep accompanying the diffusional mass transfer.

Within the shear zones, several granulite samples (Type 2) show signs of dynamic recrystallization of feldspar by sub-grain rotation, increase of aggregate distribution of K-feldspar and decrease of grain size compared to the coarse-grained Type 1 granulite. The recrystallization of perthitic alkaline feldspar occurs via exsolution domain reorganization and subsequent sub-grain rotation (White & Mawer 1986). Continued recrystallization leads to the development of a fine-grained aggregate of K-feldspar and plagioclase. These microstructures are caused by high-temperature deformation and probably by confining pressures associated with hydrolytic weakening effect (White & Mawer 1986). The feldspar optical indicatrix orientation of both host and recrystallized grains show strong preferred orientation, a result of a $[010]\langle 100 \rangle$ slip. Quartz $\langle c \rangle$ axes patterns are similar to that of granulites outside shear zones and indicate activity of prism $\langle c \rangle$ slip. The deformation mechanism of the feldspar is probably dislocation creep accompanied by sub-grain rotation recrystallization while in quartz the dislocation creep predominates. The persistence of high-temperature slip systems in both feldspar and quartz, as well as describing the deformation mechanisms, are consistent with granulite facies conditions of deformation. The observed microstructural changes are therefore interpreted as a consequence of increase of e/T , such that the average $N/G > 1$ leading to grain size reduction.

Mylonites were also found in large scale shear zones and are characterized by grain size uniformization, decrease of average grain size with respect to Type 2 granulite and decrease in number of like/like contacts. However, the recrystallized grain size of feldspars increased with respect to Type 2 granulite while size of quartz grains decreased. Increased average grain size of feldspar matrix can be interpreted as result of e/T decrease during deformation and increase of rate of grain boundary migration. The K-feldspars exhibit extensive microcline twinning developed in small new grains and in some relics of hosts. The microcline twinning of K-feldspar in mylonite zones is usually attributed to a decrease of temperature, increase of deformation and/or to an influx of H_2O in

the deformed system (Bell & Johnson, 1989). Moreover, in our samples, presence of biotite flakes growing parallel to the foliation of the mylonitic granulites could also result from H₂O input during deformation. Quartz ribbons are strongly elongated and show signs of intense plastic deformation. The crystallographic preferred orientation of K-feldspar and of quartz is similar to the one described previously and hence indicate activity of the same slip systems. The dislocation creep is probably the dominant mechanism governing the rock flow. We suggest that the observed microstructural features are related to temperature decrease and fluid influx. Similar platten quartz textures are interpreted in the Bohemian Massif granulites as result of lower granulite facies to amphibolite facies overprint of original granulitic textures (Behr 1980, Urban 1992).

LBF structure of granulites

Feldspar in Type 1 granulite is a skeleton-forming mineral with a high degree of contiguity enclosing monomineralic domains of elongated quartz (Fig. 4a). Elongation of quartz and feldspar, high mobility of grain boundaries parallel to the foliation and strong crystallographic fabric of both phases indicate that both minerals were rheologically active but that feldspar was slightly stronger than quartz. Thus, the rock microstructure can be viewed as a load-bearing framework structure (LBF) marked by a low viscosity contrast between its constituent phases (Handy, 1990).

The Type 2 granulite (Fig. 4b) results of the increased deformation of coarse-grained granulites in which stronger feldspar recrystallized at high stress boundaries producing a fine-grained recrystallized feldspar matrix. The analogous experiments show that amount of recrystallized feldspar is approximately proportional to strain (i.e. shortening; White et al. 1985; Fig. 7). Despite high strain intensity, quartz does not recrystallize and consequently does not change its grain size and aspect ratio. This observation suggests that quartz grains were protected from deformation by a weak matrix and that the feldspar matrix did not exert a large shear stress on the quartz grains. It is therefore likely, that the viscosity contrast between the recrystallized feldspar matrix and the quartz grains decreased significantly and that both phases ended up having similar strength. Ultimately, the new microstructure of the rock could be viewed as an LBF structure with an exceptionally high amount of weak matrix composed of two phases of similar viscosity: quartz and recrystallized feldspar.

The mylonitic granulite (Fig. 4c) structure is represented by an equigranular feldspar matrix surrounding strongly elongated quartz grains. The grain size difference between the feldspar recrystallized in the matrix and quartz is significantly smaller than for Type 2 granulite (Fig. 7). The larger and stronger feldspars exerted high shear stress on the weaker quartz explaining its stronger ductile deformation. We suppose that the mylonitic granulite represents also an LBF structure but with a higher viscosity contrast between feldspar and quartz.

From a theoretical point of view, it was suggested by Handy (1990, 1994), that for small amounts of the weaker phase ($\phi_w < 0.1$), the weak phase may never become interconnected and will remain locked within interstitial pockets. Schulmann et al. (1996) have shown that a relatively small volume of quartz (20 - 30%) in deformed granitic rocks is contiguous after a relatively small amount

of strain at temperatures around 600°C. Under these conditions the deformation is rapidly localized in the weak phase (quartz) along a network of narrow shear zones. The Madagascar granulites contain approximately 30% of quartz but this phase is not contiguous even if a strong foliation, a mineral shape fabric and a preferred orientation of quartz and feldspar are present. It is therefore important to understand why the quartz in a quartzo-feldspathic granulite does not form an interconnected phase and why the LBF structure is not a transient microstructure and does not collapse into a more stable IWL structure.

Stress considerations and persistence of the LBF structure

K-feldspar and plagioclase exhibit larger strength than quartz (Tullis & Yund 1977, Tullis 1983, Handy 1994) for all homologous temperatures. In order to illustrate the rheological behavior of the Madagascar granulite, we have used experimental data for albitic plagioclase and quartz similarly as in Handy (1990, 1994). In order to show the variations of creep strength with temperature and depth we have calculated values of:

$$\sigma = Ae^n \exp(Q/RT) \quad (1)$$

for plagioclase and quartz (Ranalli & Murphy 1987), for a strain rate $\dot{\epsilon} = 10^{-14} \text{s}^{-1}$ and a hot geotherm derived from petrological study of Martelat et al. (1997). A is a preexponential function and n is the creep exponent, Q is the activation energy of creep, and R the universal gas constant. Rheological parameters for the constituent phases are taken from Jaoul et al. (1984) for hydrous quartzite: $n = 2.4$, $Q = 163 \text{ kJm}^{-1}$, $A = 10^{-5} \text{ MPa}^{-n} \text{ s}^{-1}$ and from Shelton & Tullis (1981) for albitic plagioclase: $n = 3.9$, $Q = 234 \text{ kJm}^{-1}$; $A = 2.51 \cdot 10^{-6} \text{ MPa}^{-n} \text{ s}^{-1}$. The plagioclase experimental creep data were selected because of lack of experimental results for K-feldspar and also because of similar size and shape of recrystallized plagioclase and K-feldspar grains in all types of studied Madagascar granulites.

In order to model the rheology of Madagascar lower continental crust during pan-African event we have calculated the hot Madagascar geotherm to fit temperature reported at maximum pressures 800°C at 11 kbars (Fig. 12). At granulite facies conditions related to this exceptionally hot geotherm, the plagioclase and quartz strength are 57 Mpa and 3.8 Mpa respectively at depth of 30 km. For a temperature of 750°C and a depth of 25 km, the creep strength of albite reaches 104 Mpa and that of quartz 7.2 Mpa (Fig. 12). The increase of creep strength of plagioclase and quartz with decreasing temperature is coupled with increase of viscosities of both minerals. However, the viscosity ratio μ_{pl}/μ_{qtz} between plagioclase and quartz decreases with decreasing temperature so that at $T = 800^\circ\text{C}$ the μ_{pl}/μ_{qtz} is 15 and at $T = 750^\circ\text{C}$ only 14 (Fig. 13). The decrease of viscosity ratio between feldspar and quartz is therefore not related to increasing temperature but more likely to microstructural changes during deformation. The grain size reduction of strong plagioclase by dynamic recrystallization is the best candidate for viscosity decrease of this phase.

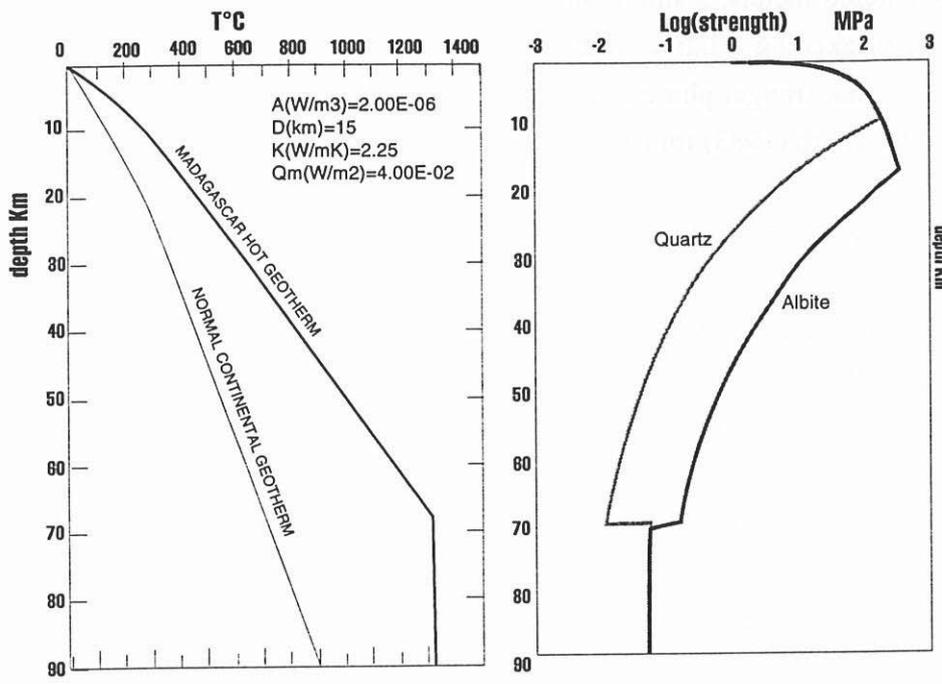


Fig. 12. Model of Madagascar hot geotherm calculated to fit field petrological data of Martelat et al. (1997); A is radiogenic heat production, D is a depth of radiogenic heat production, K is a diffusivity, Qm is a mantle heat flow. On the left side of figure are rheological curves calculated for this hot geotherm for albite and quartz using creep parameters of Jaoul et al. (1984) and Shelton & Tullis (1981), see text for explanation.

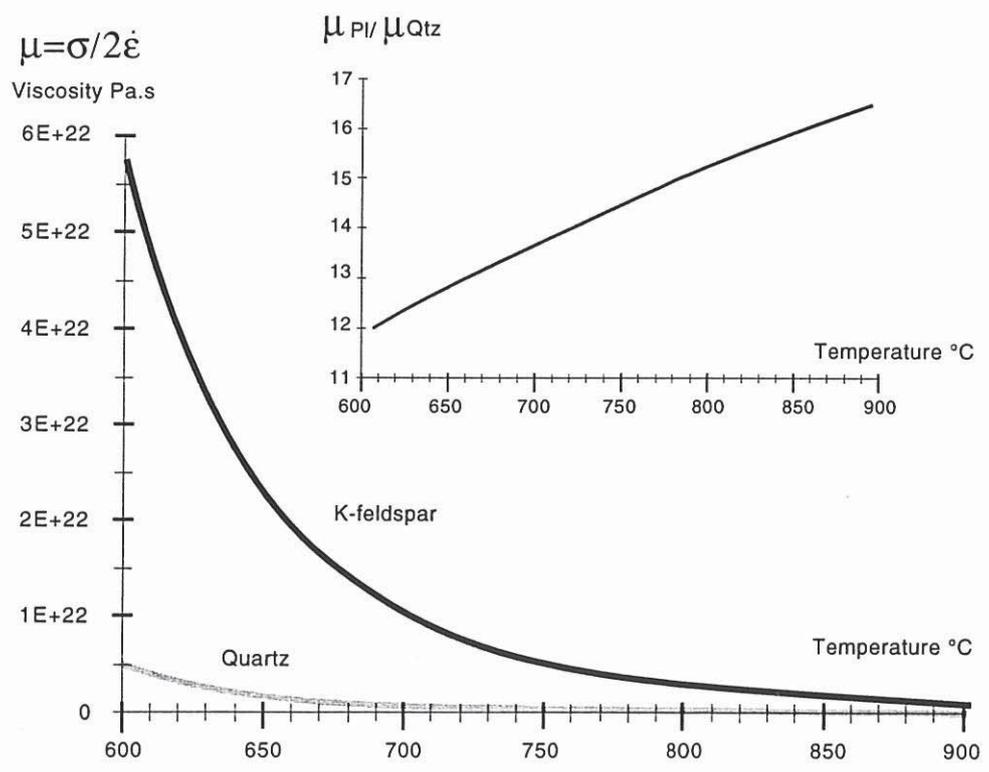


Fig.13. Diagram showing calculated viscosities of quartz and plagioclase using creep strength parameters of Jaoul et al. (1984) and Shelton & Tullis (1981) respectively and plotted against temperatures from 650 to 900°C. The upper inset show increasing viscosity ratio between feldspar and plagioclase with increasing temperature and decreasing viscosities of both quartz and plagioclase.

By analogy with porous sintered metals, a small amount of a weak phase within a strong phase produces a large degree of weakening relative to the strength of the strong phase (Tharp 1983). In polyphase materials where the stronger phase is dominant, the bulk strength σ is given by Eudier's (1962) formula modified by Tharp (1983) for rocks

$$\sigma_{\text{rock}} = \sigma_s(1 - k\phi_w^{2/3}) \quad (2)$$

where σ_{rock} is the strength of porous aggregate and σ_s the strength of strong phase, ϕ_w is the volume proportion of weak phase and k is an experimentally derived factor corresponding to the configuration and the shape of pores. A k value 0.98 was obtained for perfectly spherical pores with no stress concentrations in necks (Griffith et al. 1979) and 3.8 for elliptical pores with a maximum stress concentration in neck regions. Tharp (1983) estimated empirically a k of 1.8 for porous sintered metals that was also used by Handy (1990, 1994) for the construction of structural stability diagrams. However, in experimentally deformed polyphase rocks the k value is significantly lower and varies between 1.1 and 1.5 (Jordan 1988). This is explained by the fact that Tharp's value of 1.8 is based on uniaxial tensile tests in which the concentration of stress in neck regions is much higher than in compression tests where the weak phase is also rheologically active.

The low ratio of creep activation energies $Q_{\text{albite}}/Q_{\text{quartz}}$ (1.5) as well as high ratio of creep exponent $n_{\text{albite}}/n_{\text{quartz}}$ (1.63) expand the stability field of the LBF microstructures to values of ϕ_w higher than 0.1 (Handy 1994). Moreover, high-temperature reduces stress concentrations in the neck regions of the load bearing framework and results in decreasing k .

In order to estimate the influence of the quartz volume in feldspar Type 1 granulite we have used the modified equation (3) of Rutter & Brodie (1988):

$$\sigma = (1 - k\phi_w^{2/3})(\sigma_{\text{plagioclase}} - \sigma_{\text{quartz}}) + \sigma_{\text{quartz}} \quad (3)$$

Like Rutter & Brodie (1988), we assume that the weak phase volume in equation (3) could be taken as 0.3 corresponding approximately to the volume of weak phase (quartz) in granulite. Equation (3), with $k = 1.8$ and $\phi_w = 30\%$ predicts a 75% strength drop from the strength difference between pure albitic rock and rock with 30% of quartz (Fig. 14). Dynamic recrystallization of feldspar in Type 2 granulite leads to the production of considerable amount of recrystallized K-feldspar-plagioclase matrix that could be considered as a weak phase (Rutter & Brodie 1988). The small grain size of recrystallized feldspar matrix is responsible for significant decrease of feldspar shear strength at constant temperature (Handy 1989). On the basis of our microstructural observations and theoretical assumptions of Handy (1989) we propose that the rheological properties of recrystallized feldspar might be approximately equal to that of quartz during this stage, and we have calculated the amount of weak phase as a sum of quartz and recrystallized feldspar. However, a 10% increase of recrystallized feldspar will lead to a collapse of the LBF structure for $k=1.8$. Therefore, we suppose that an increase in weak phase content due to sub-grain rotation recrystallization is related also with decrease of stress concentration in neck zones and hence also with decrease of k . Decreasing k to

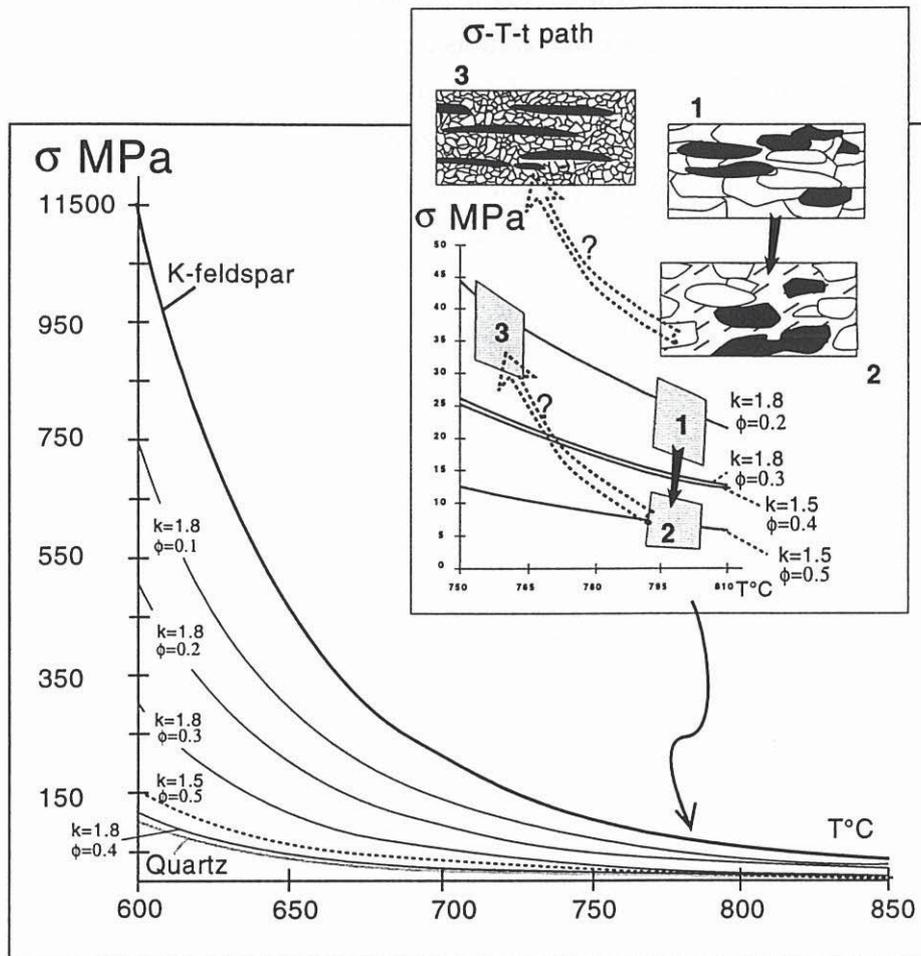


Fig.14. Stress temperature diagram for LBF structure showing the evolution of creep strength of polyphase plagioclase-quartz aggregates with different amounts of weak phase ϕ_w (0.1 - 0.5) and different necking factor k (1.8 and 1.5). Note that at $\phi_w = 0.4$ and $k = 1.8$ the strength of polyphase aggregate almost equals to that of pure quartz. Upper inset shows interpretative σ - T - t path of Madagascar granulites coherent with textural evolution of different types of granulites and changing volume of weak phase and necking factor.

1.5 makes the LBF structure stable for volume of weak fraction up to 0.5 i.e. 20 - 30% of quartz and 20 - 30% of recrystallized feldspar. Equation (3), with $k = 1.5$ and $\phi_w = 0.4$ predicts a maintenance of strength of the weakly recrystallized granulite at value corresponding to rock with $k=1.8$ and $\phi_w = 0.3$. The rock strength decreases with increasing amount of recrystallized phase and reaches 10% of strength of pure albitic rock for 50% of weak phase. The decrease of the stress concentration factor in neck zones of the weak phase is probably the only possible explanation of persistence of the LBF structure in Madagascar granulites.

It was already stated that the mylonitic platten quartz Type 3 granulite may develop at decreasing temperatures and higher H_2O activity. The average grain size of matrix feldspar is coarser than in Type 2 granulite implying decrease of e/T accompanied by increase in mobility of grain boundaries. Strong deformation of quartz up to axial ratio 1 : 10 connected with small difference in average grain size of quartz (1 mm) and feldspar (0.3 mm) is interpreted as result of relative

hardening of feldspars which exerted high stress on weak quartz. Based on our microstructural observations, we suppose that this rock behaved as a polyphase system composed of low amount (30%) of weak quartz and 70% of stronger feldspar. The observed strong elongation of quartz suggests an increasing stress concentration in neck zones, therefore a high k . Assuming that $k = 1.8$, and $\phi_w = 0.3$, the strength of the platten quartz granulite should increase up to 26 MPa. Supposed temperature of deformation 750°C corresponding to lower limit of granulite facies conditions makes the retrograde granulite stronger than the coarse-grained Type 1 granulite and recrystallized Type 2 granulite (Fig. 14).

CONCLUDING REMARKS

In Madagascar the Precambrian finite strain pattern corresponds to granulite facies flat fabric cross-cut by continental scale shear zones developed under high-temperature conditions (800°C). We have documented microstructures of quartzo-feldspathic granulites in this structural framework.

In the studied samples the LBF structure is stable even for 50% of weak matrix consisting of quartz and recrystallized feldspars. This paradox is explained by decrease of necking factor due to dynamic recrystallization of strong phases. Consequently, the persistence of LBF structure precludes the development of banded structures typical for amphibolite facies mylonites and orthogneisses. Therefore, post-tectonic annealing is not necessary requirement for development of equigranular (well equilibrated) granulitic texture. In Madagascar, equigranular (more or less isotropic) granulites are high strained rocks. In the latter, in combination with P-T it is possible to construct σ -T-t paths.

Finally, this study shows that, in recrystallized quartzo-feldspathic granulites, the bulk creep strength approaches to that of quartz rich tectonites, when the temperature conditions are higher than 750°C.

Acknowledgements- Financial support of CNRS-INSU-DBT "Dynamique globale" and programme "Tectoscope-positionnement" is acknowledged. The work of K. Schulmann was supported by the grant N° 302 97 of the Czech national foundation.

C- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

1. Microstructures des granulites

Nous proposons, en combinant approches pétrologique et microstructurale le trajet σ -T-t des granulites acides de Madagascar (fig. 14, de la publication à JSG). A température constante (800°C), au cours du temps, les roches montrent une diminution de leur résistance par augmentation du pourcentage de phases incompetentes (recristallisation des feldspaths potassiques) accompagnée d'une modification de la morphologie de l'agrégat ("necking factor"). Puis associée à une diminution de température, on envisage une augmentation de la résistance des roches dont la texture évolue avec des quartz allongés ("platten quartz") dans une matrice de feldspaths potassiques et plagioclases de taille uniforme. Nos résultats, bien que préliminaires, montrent que l'on ne développe pas à Madagascar, dans les zones les plus déformées, de roches à grains fins ("ultramylonites") ni de textures litées en bancs monominéraux. En effet les contrastes de résistance des minéraux restent faibles. Il est en effet possible, même pour des roches contenant plus de 30% de phases dites "molles", de conserver au cours de la déformation une texture de type "LBF" stable, où la déformation est concentrée dans les phases qui sont les plus résistantes. La texture des roches au sein des zones de cisaillement n'évolue alors pas vers une texture de type "IWL", où la déformation se concentre dans les phases les moins résistantes qui se connectent et génèrent la texture litée typique des mylonites. **Ainsi, les zones de cisaillement sont-elles formées de roches granoblastiques (équigranulaires) qui ne sont pas le résultat d'une recristallisation post-tectonique mais qui constituent des roches très déformées donc de véritables "mylonites".**

L'étude des microstructures des roches quartzofeldspathiques montre donc que les contrastes de résistance entre le quartz et le feldspath potassique, au cours de la déformation, restent faibles. La décroissance de viscosité entre le feldspath potassique et le quartz est le résultat des conditions de température anormalement élevées ($T > 750^\circ\text{C}$) mais aussi de changements microstructuraux qui modifient la géométrie de l'agrégat polyminéral durant la déformation.

2. Implications pour la rhéologie de la croûte inférieure

Les modèles rhéologiques de la croûte continentale dépendent principalement de son épaisseur, du gradient géothermique et de sa nature lithologique. Ils sont principalement comparés à des données indirectes : (1) sismiques, (2) expérimentales, (3) isostatiques (voir références dans Ord et Hobbs, 1989). Un des résultats majeurs de ces études est la mise en évidence de transitions ductile fragile à l'interface des ensembles lithologiques représentatifs d'une croûte hétérogène multicouche (quartzite, anorthosite, diopsidite, dunite), même pour des gradients géothermiques anormaux (20 à 30°C.km^{-1} , Kusznir et Parck, 1986; Ord et Hobbs, 1989). Ces limites, et notamment celle séparant la base de la croûte du manteau, constituent des hétérogénéités mécaniques favorables au développement

de surfaces tectoniques horizontales (niveau de décollement) et sont par contre une limite au développement de structures tectoniques verticales.

Si l'on considère nos résultats, il est clair que les contrastes rhéologiques entre minéraux peuvent être faibles pour un gradient géothermique élevé. La décroissance de viscosité entre le feldspath potassique et le quartz est le résultat des conditions de température en relation avec des changements microstructuraux au sein de l'agrégat polyminéral. Ces observations à l'échelle microscopique sont confirmées à l'échelle mésoscopique par l'absence de contraste de compétence, entre des granulites basiques et des granulites acides (fig. 15). A Madagascar, à l'échelle kilométrique, nous remarquons un seul cas de contraste rhéologique, qui est représenté par les deux massifs anorthositiques d'Ankafotia et de Saririaky (des ensembles rigides dans une matrice ductile). Toutes les autres lithologies : quartzite, granite, gneiss acide, gneiss basique, metabasite, diopsidite et marbre sont déformés de manière uniforme (I-fig. 8). Il semble donc que les résultats expérimentaux de résistance des roches ne rendent pas compte du comportement rhéologique de la lithosphère telle que nous l'observons à différentes échelles. Il est notable que la croûte continentale, à Madagascar, est extrêmement hétérogène et montre une variation des lithologies graduelle d'Est en Ouest, au Sud du cisaillement de Bongolava-Ranotsara, qui sont corrélées avec une augmentation de pression (II-figs. 1, 3, 32). **Paradoxalement, cette lithosphère continentale extrêmement hétérogène, en composition, montre un comportement rhéologique homogène.**

Si l'interface croûte-manteau ne correspond pas à une limite lithologique brutale entre des ensembles homogènes mais à une évolution graduelle des lithologies des granulites de base de croûte vers les roches mantelliques, alors la transition croûte-manteau n'est pas une limite ductile-fragile. **La rhéologie de la lithosphère n'est donc pas comparable aux modèles qui utilisent les données expérimentales du comportement quartz/olivine ou diopsidite/dunite.** C'est une croûte continentale au comportement homogène qui est soumise à une tectonique en transpression (événement D2) contemporain de faciès granulite (750-800 C°).

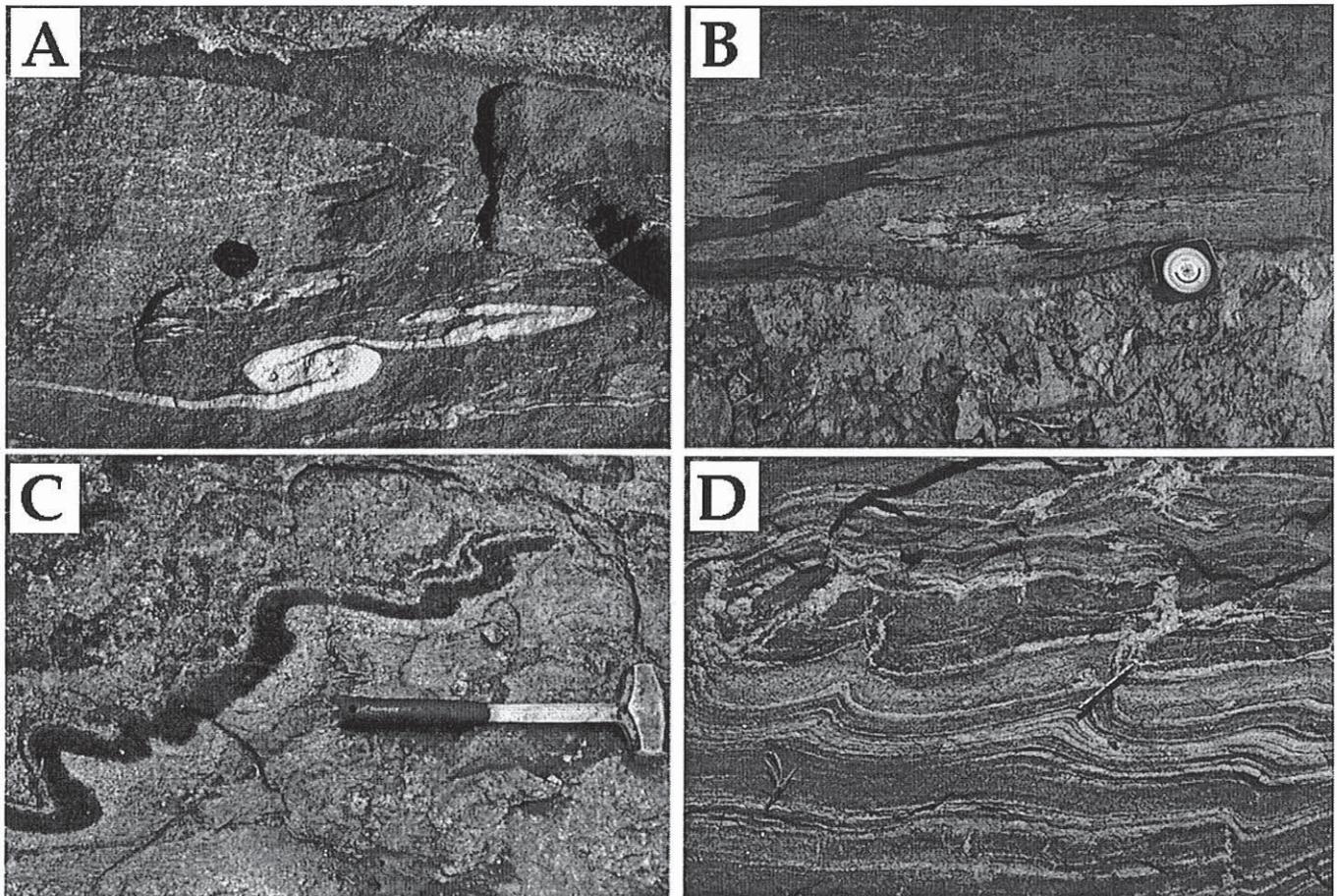


Fig 15 : Absence de contraste rhéologique entre granulites basiques et granulites acides. Ces photos correspondent à des vues dans le plan horizontal. Les figures A et B montrent des lithologies qui sont déformées par raccourcissement horizontal. Les niveaux basiques et acides s'interpénètrent. Les limites roches basiques roches acides sont de type "cusped folds", Ramsay et Huber, (1983). Zone de cisaillement de Zazafotsy, flancs des structures kilométriques plissés (secteur C, I-fig. 43). C : Contraste de viscosité modéré entre les niveaux basiques à plagioclases et pyroxènes dominants et les niveaux acides quartzofeldspathiques (Domaine en dômes-et-bassins région de Bekily, secteur D). D : Absence de contraste de compétence entre les niveaux acides et basiques des lithologies "en feuillet", qui sont boudinées et plissées (secteur D, région de Soamanonga).

Partie IV : SYNTHÈSE DES DONNÉES ET INTERPRÉTATIONS

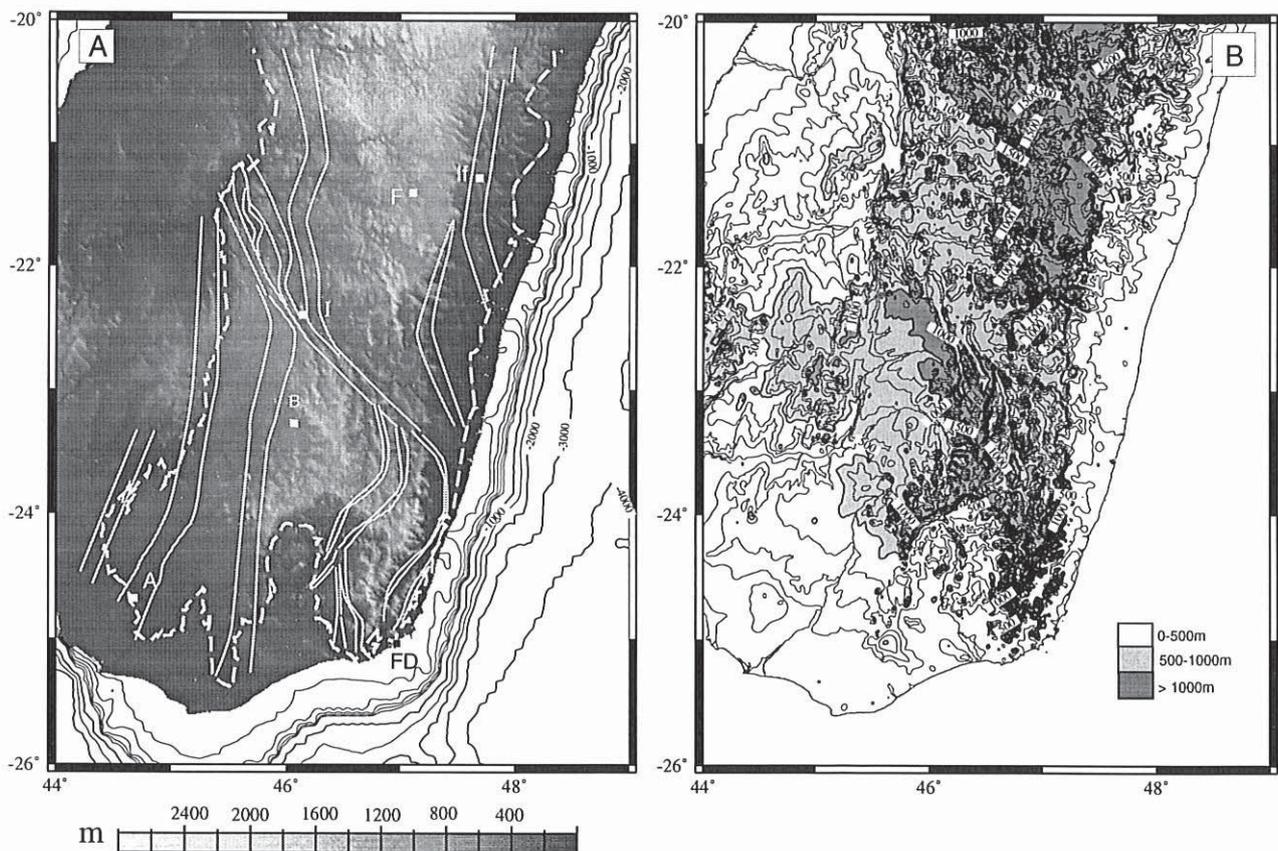


Fig. 1 : A et B comparaison des reliefs et des zones de cisaillement de Madagascar. A : Bathymétrie (équidistance des lignes de niveau 1000 m) et relief dessiné par différent niveau de gris. Trait blanc : zone de cisaillement; trait blanc pointillé : limite des terrains postcambriens. B : Carte des reliefs simplifiée à trois niveaux de gris, les courbes de niveau sont également dessinées (équidistance 100 m).

Afin de comprendre un système de déformation il est nécessaire d'en déterminer la dimension, les limites géométriques (Brun et Choukroune, 1981). L'objectif de cette dernière partie est de synthétiser les données disponibles afin de proposer une interprétation dynamique de la tectonique panafricaine de Madagascar.

A- STRUCTURE A L'ÉCHELLE CRUSTALE DU SUD DE MADAGASCAR.

Pour contraindre le développement des structures tectoniques malgaches dans le plan vertical et notamment le développement en profondeur des zones de cisaillement verticales (D2), il est nécessaire de se concentrer sur les données hypsométriques, gravimétriques (Beer et Stettler, 1992, Poudjom Djomani et al., 1995), sismiques (Durrheim et al., 1992; Ludden et al., 1993) et géochimiques (Pili et al., 1997a).

1. Les données topographiques et bathymétriques.

Les cartes topographiques et bathymétriques (fig. 1) ont été réalisées à partir de la base de données "ETOPO30" (NGDC, 1988), les altitudes en mètres sont données pour la topographie à 30 secondes et pour la bathymétrie à 5 minutes. Les figures ont été réalisées avec le logiciel GMT développé par Wessel and Smith, (1991, 1995). A Madagascar, les reliefs peuvent être importants : le massif de Tsaratanana, au Nord de l'île, culmine à 2876 mètres. Au Sud d'Antananarivo se trouvent deux autres sommets importants atteignant 2640 et 2370 mètres et les hauts plateaux vers la capitale d'Antananarivo se situent à 1500 mètres.

Une observation de la figure 1 montre que l'ensemble des caractéristiques topographiques et bathymétriques de l'île sont en relation avec les structures ductiles ou fragiles déterminées précédemment (I-fig. 32).

A l'Est, le passage de la croûte continentale à la croûte océanique constitue une falaise de 3000 m, orientée parallèlement aux directions globales des zones de cisaillement majeures : N 10. La zone de cisaillement d'Ifanadiana, qui s'anastomose en deux cisaillements vers le Sud (I-fig. 32, fig. 1) est en relation avec une brutale variation des altitudes de 1000 m. Si la zone de cisaillement d'Ifanadiana est liée à une anomalie négative des reliefs, le cisaillement de Bongolava-Ranotsara est lié, au contraire, à une anomalie positive des reliefs. En effet, un relief supérieur à 1000 m est nettement localisé sur la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara. Au Sud, les cisaillements d'Ampanihy et de Beraketa correspondent à une zone pénéplanée mais la limite Est du cisaillement de Beraketa est en relation avec l'apparition de relief important (>1000 m). Sur le secteur Sud-Est, les granites anosyens constituent des pics locaux de 1600 et 1900 m et les variations des reliefs, particulièrement bien visibles sur les modèles numériques de terrain (fig. 1), sont importantes au niveau de la caldeira de l'Androy. Dans cette région encore, on note la concordance entre les vallées et les différentes zones de cisaillement du système de Tranomaro (au Nord de la caldeira) et du système de Fort-Dauphin.

Sur les images de la figure 1, la seule variation de relief qui ne soit pas en relation avec une structure ductile majeure se situe entre la zone de cisaillement de Zazafotsy et d'Ifanadiana, juste à l'Ouest de la ville de Fianarantsoa.

2. Les données gravimétriques

Des études gravimétriques sont disponibles sur Madagascar : l'étude régionale de Rechenmann (1983), celle Fournon et Roussel, (1993) sur le tiers Nord de l'île et enfin l'étude de Pili et al., (1997b) qui a précisé la relation entre les données gravimétriques et les données structurales.

L'ensemble des études gravimétriques montre des variations locales importantes de l'anomalie de Bouguer. Rechenmann (1983) met en évidence des variations des anomalies magnétiques, notamment une anomalie positive localisée au massif volcanique de l'Androy, et une anomalie positive le long de la côte au Sud de Tuléar paradoxalement associée à une zone où les roches sédimentaires présentent de fortes épaisseurs. Fournon et Roussel, (1993) proposent une ondulation de l'interface croûte-manteau entre 37 km d'épaisseur dans les zones épaissies jusqu'à 29 km dans les zones amincies. L'étude gravimétrique de Pili et al., (1997b) réalisée sur 20 000 mesures du Bureau Gravimétrique International, a été extrapolée sur une grille de 6*6 minutes (Doin, 1995). Ces données ont été filtrées pour mettre en évidence des longueurs d'onde comprises entre 80 et 200 km. Les données gravimétriques sont perturbées vers les côtes de l'île, à la transition brutale croûte continentale-croûte océanique. Les bassins sédimentaires de la côte Est et le massif volcanique crétacé de l'Androy constituent également des perturbations locales. Sur des coupes Est-Ouest (figs. 2, 3, Pili et al., 1997b), on remarque que les anomalies négatives locales de l'ordre de 50 mgal sont en relation avec le cadre tectonique établi précédemment. Au Sud, une anomalie gravimétrique positive est particulièrement bien corrélée aux zones de cisaillement d'Ampanihy et d'Ejeda. Plus au Nord, les anomalies négatives sont associées aux zones de cisaillement d'Ampanihy de Beraketa et au secteur où ces zones de cisaillement rejoignent le cisaillement de Bongolava-Ranotsara. Encore plus au Nord, la zone de cisaillement de Zazafotsy est aussi associée à une anomalie gravimétrique positive. On remarque également des gradients positifs de gravimétrie au niveau du bassin sédimentaire du Sud-Ouest (fig. 2, bassin du Karroo).

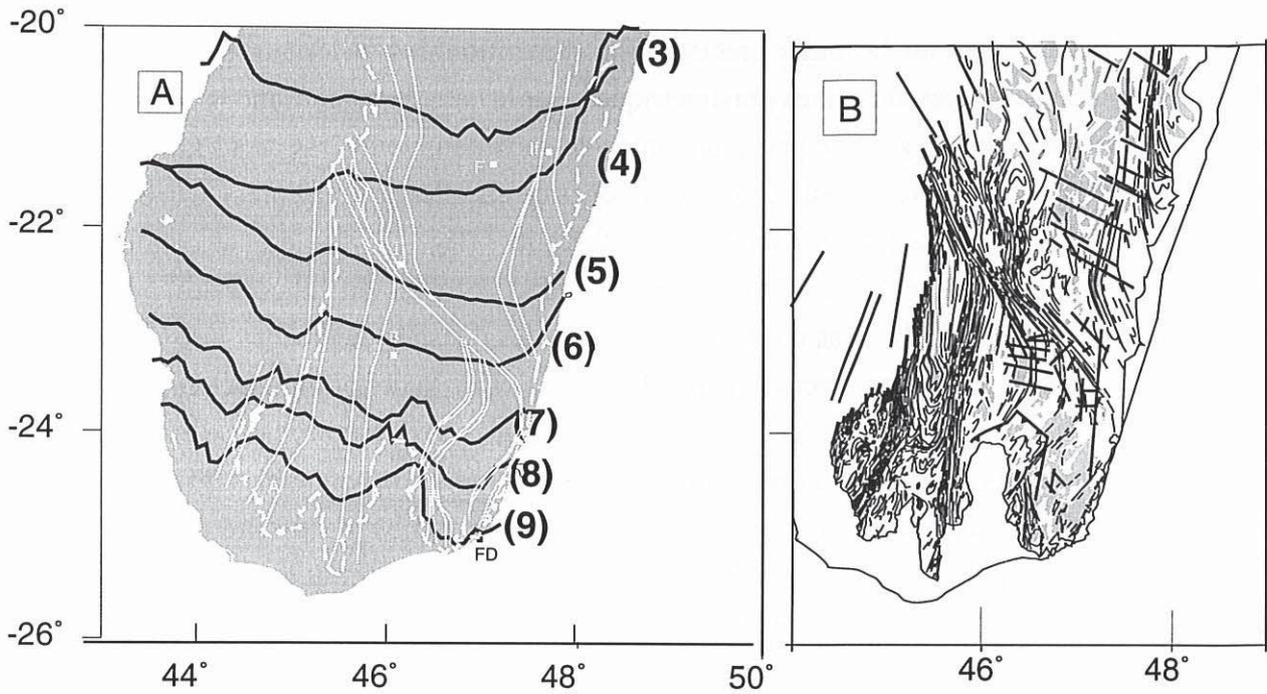


Fig. 2 : A : Comparaison des zones de cisaillement majeures et des différentes coupes gravimétriques (Pili et al., 1997b). Trait blanc : zone de cisaillement, trait blanc pointillé limite des terrains postcambriens. B : Carte tectonique du Sud de Madagascar à la même échelle.

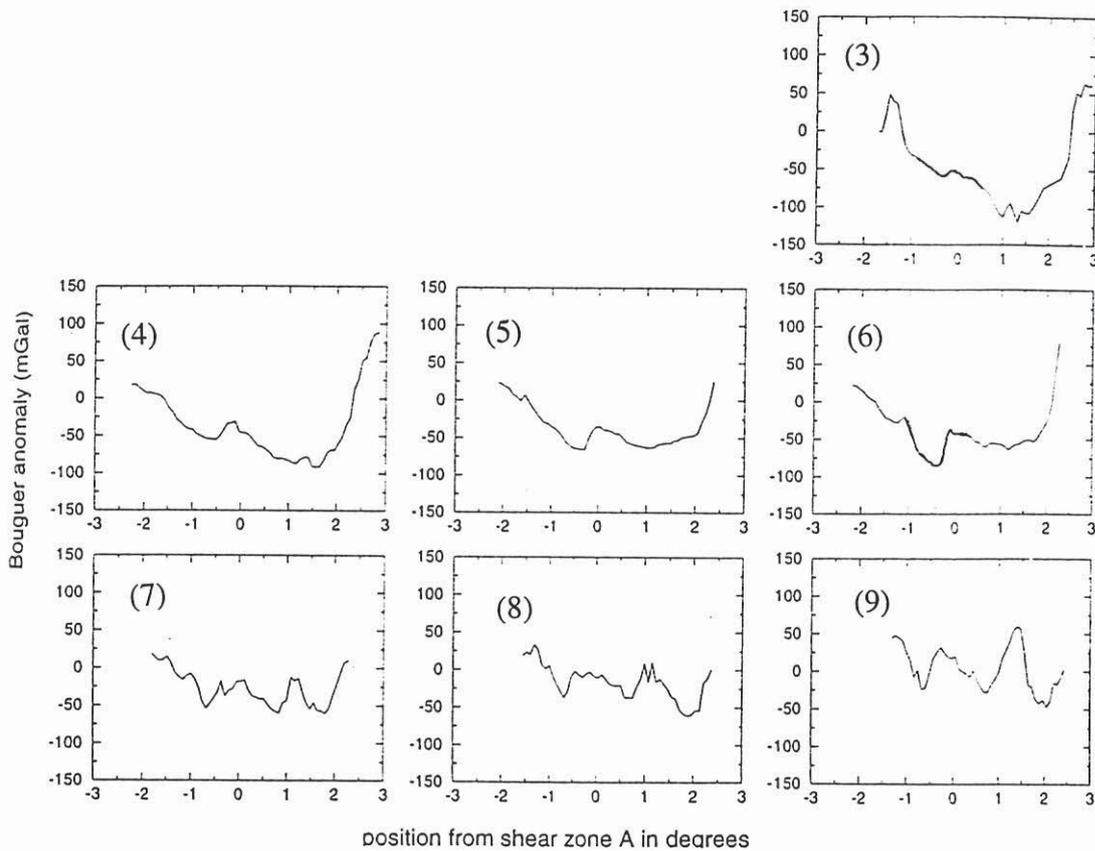


Fig. 3 : Anomalies gravimétriques et zones de cisaillement ductiles. L'anomalie de Bouguer est représentée par 7 coupes (3 à 9), Est-Ouest sur l'île de Madagascar, globalement perpendiculaires aux zones de cisaillement (Pili et al., 1997b, la position de chaque coupe est indiquée sur la fig. 2). En abscisse sont indiquées les distances en ° ($1^\circ \approx 100$ km). L'origine est centrée sur la position de la zone de cisaillement d'Ampanihy (I-fig. 32).

On peut s'interroger sur la forme précise de la répartition des matériaux plus denses en profondeur responsables de ces anomalies gravimétriques. Sur la base de modélisations simples, une anomalie de 50 mgal peut être générée par la remontée de deux demi cylindres de 12 km de rayon distants de 70 km (distance entre les milieux de deux zones de cisaillement majeures), d'une densité supérieure aux lithologies sus-jacentes d'environ 250 Kg.m^{-3} (fig. 4). Une croûte continentale stable est formée de roches hétérogènes d'une densité comprise entre 2.6 ou 2.9 pour des granulites basiques (Beer et Stettler, 1992). Sans étude plus détaillée des densités des roches malgaches qui prendrait en compte leur répartition précise (II-figs. 1, 3) il est difficile de définir exactement le type de lithologie localisé à la base des zones de cisaillement (lithologies de densité comprise entre 2.85 et 3.15 : roches magmatiques basiques ou péridotites). Cependant dans les domaines du Sud-Ouest constitués par de nombreuses roches basiques (densité de 2.9), il semble nécessaire d'invoquer la remontée de matériel mantellique à l'aplomb des zones de cisaillement et donc une variation de l'interface croûte-manteau (déformation de la discontinuité de Mohorovicic "Moho") pour expliquer les anomalies gravimétriques observées.

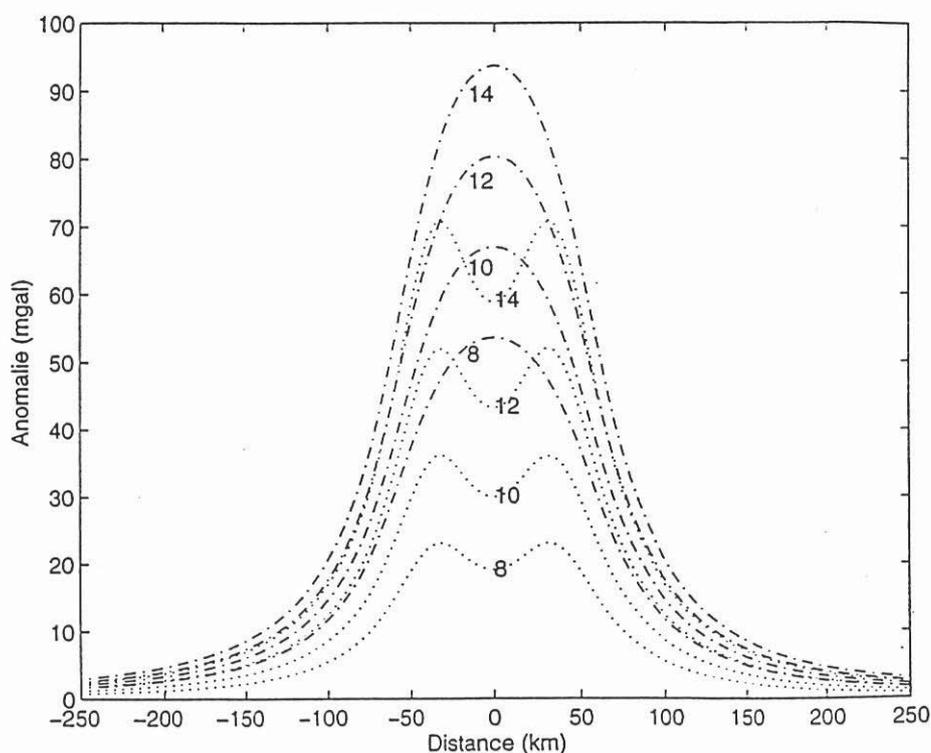


Fig. 4 : Répartition spatiale des matériaux responsables des anomalies gravimétriques enregistrées en surface (Pili et al., 1997b). Modèle numérique simple : l'anomalie de gravimétrie est calculée pour deux géométries de remontée du Moho : (1) pour deux demi cylindres de longueurs infinies séparés de 70 km (courbes en pointillées) et (2) pour un parallélépipède de 110 km de large et de longueur infini (courbes mixtes). La profondeur initial du Moho est placée à 35 km de profondeur et le diamètre des cylindres ainsi que la hauteur du parallélépipède varie de 8 à 14 km.

3. Les données sismiques

L'activité sismique à Madagascar est faible mais continue, avec de nombreux petits séismes (magnitude < 6) qui sont étudiés depuis 1924 (Rakotondrainibe, 1977). Ces séismes présentent des mécanismes au foyer en extension Est-Ouest (Shudofski, 1971; Bertil et Regnault, pers. com. et manuscrit en préparation). Il n'existe pas de sismique réflexion ou réfraction en dehors des zones sédimentaires qui montrent des épaisseurs de bassin de 3 à 6 km (maximum de 6350 m, Rechenmann, 1982). Rakotondrainibe, (1977) a montré l'existence de deux groupes de vitesse des ondes P : de 5.9 km.s^{-1} de 0 à 16 km et de 6.7 km.s^{-1} de 16 à 36 km. Cet auteur ainsi que Rechenmann (1982), Fournou (1987), Fournou et Roussel (1990, 1991) proposent que les séismes s'initient entre 37 km et 22 km de profondeur. D'après les résultats du LDG de Paris (Bertil et Regnault, pers. com. et manuscrit en préparation), pour des magnitudes comprises entre 3 et 5.6, les séismes s'initient pour la plupart au-dessus de 40 km, seuls 3 séismes possèdent des épacentres situés jusqu'à 175 km de profondeur (150, 160 et 175 km, fig. 5). On remarque que les séismes sont localisés au Nord de l'île et qu'ils se répartissent dans des plans verticaux et horizontaux :

- 1- sur des plans horizontaux situés à 0, 15, 25 et 40 km de profondeur (fig. 5B).
- 2- sur deux plans verticaux parallèles, orientés N160-170 distants de 200 km, et sur un plan vertical à la diagonale des deux premiers (fig. 5A).

Sans sismique réflexion ou réfraction aucune épaisseur définitive de la croûte ni géométrie de réflecteurs potentiels ne sont contraintes. Toutefois, les résultats précédents indiquent que la croûte continentale à Madagascar est sismiquement litée et a aujourd'hui une épaisseur caractéristique de croûte continentale stable de 35 à 40 km. On constate en plus que les structures tectoniques fragiles, parallèles aux directions des zones de cisaillement majeures, sont encore actives.

4. Les données géochimiques

Une étude géochimique à petite échelle a été menée par Pili et al., (1997a). Dans le cadre structural déterminé précédemment, nous avons échantillonné principalement des carbonates mais aussi des lithologies variées: metabasites, amphibolites et leptynites pour l'étude des isotopes stables et des inclusions fluides. Les résultats majeurs montrent qu'en dehors des zones de cisaillement, les roches, métamorphisées dans le faciès granulitique, possèdent des compositions isotopiques similaires à celles des protolithes dont elles dérivent. Au contraire, au sein des zones de cisaillement majeures d'Ampanihy, de Beraketa et de Bongolava-Ranotsara, les roches ont été contaminées par un fluide contenant du CO_2 (montré par la diminution du bêta C^{13}) dont le carbone est d'origine mantellique (fig. 6). Les zones de cisaillement mineures de 3 à 5 km de large ne montrent pas ce type de contamination. Les contraintes géochimiques indiquent donc que les zones de cisaillement verticales d'Ampanihy, de Beraketa et de Bongolava-Ranotsara sont des drains préférentiels pour la

circulation des fluides mantelliques. Ces résultats sont cohérents avec l'enracinement de ces structures verticales dans le manteau lithosphérique.

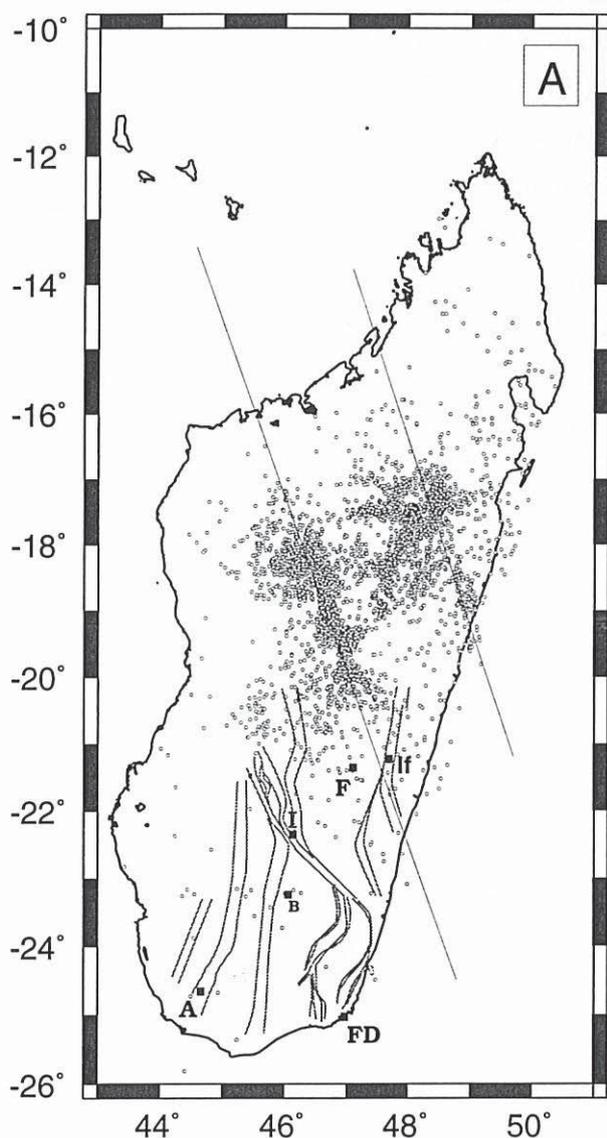
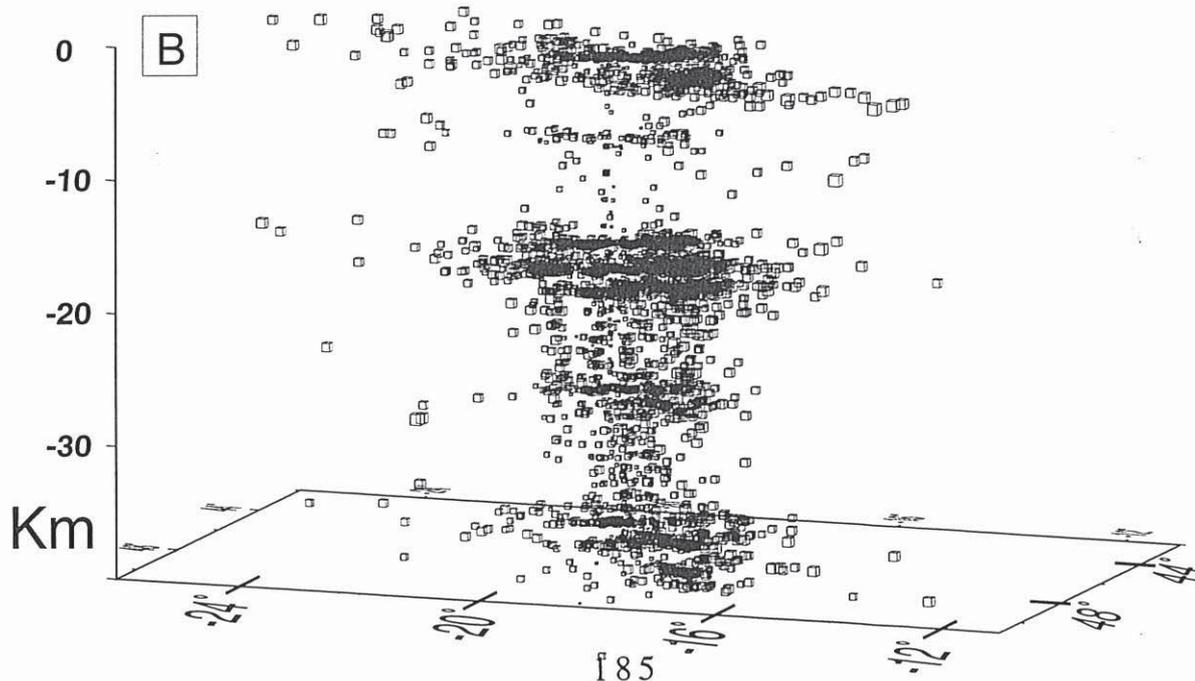


Fig. 5 : Répartition spatiale des séismes à Madagascar d'après les données de Bertil et Regnault (pesr. com. et manuscrit en préparation).
A : Répartition dans le plan horizontal. En gris sont indiquées les limites des zones de cisaillement. Les séismes sont alignés suivant la direction N 160 : traits fins noirs.
B : Répartition des séismes en profondeur montrant la concentration des séismes dans des plans horizontaux. Les séismes s'initient dans la croûte continentale (40 premiers kilomètres).



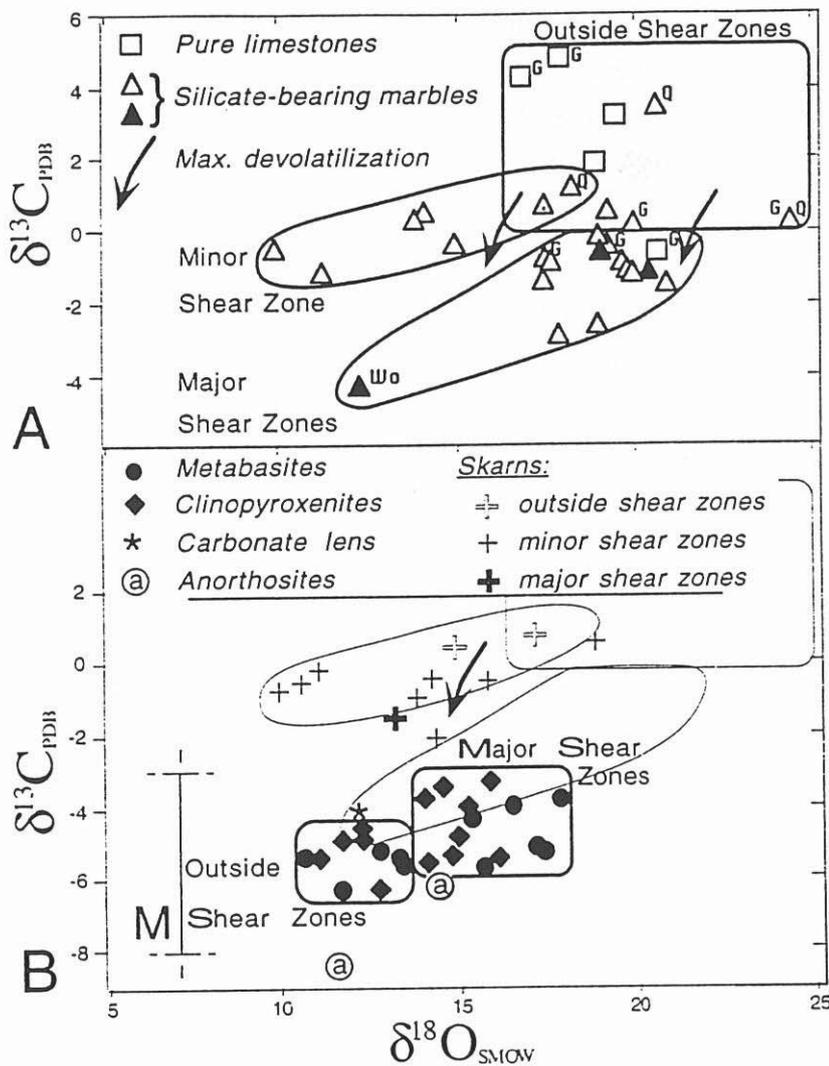


Fig. 6 : Géochimie structurale. Diagramme $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ des roches carbonatées. A : Carbonates purs ou contenant des minéraux silicatés. Les différents patatoïdes correspondent au contexte tectonique (outside, inside, minor or major shear zone, I-fig. 32). Q : dolomite à quartz, Wo : wollastonite, G: assemblage à graphite. Les triangle contenant un point est situé en dehors d'une zone de cisaillement. Les triangles pleins sont associés à une même évolution structurale (des échantillons les moins au plus déformés). Les flèches correspondent à la décarbonatation Rayleigh. B : Les carbonates des skarns, metabasites et clinopyroxénites. M : Carbonate dérivé du manteau.

5. Conclusions

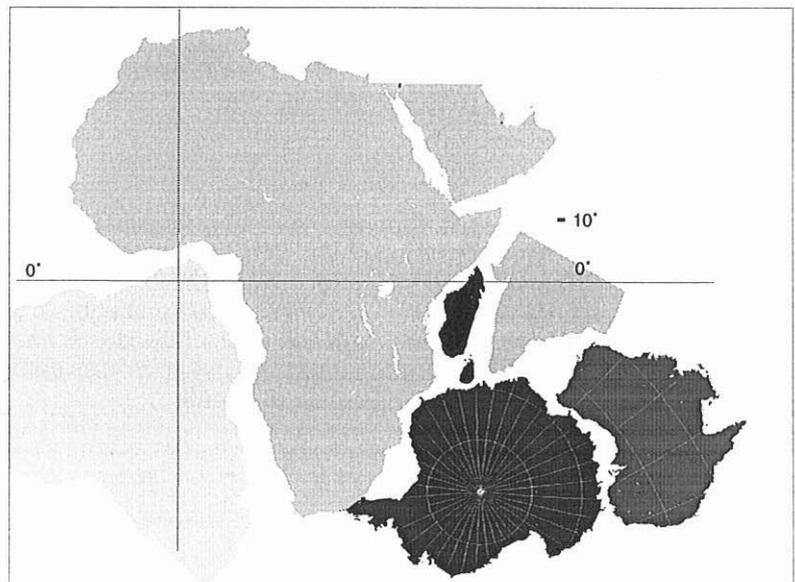
Les données sismiques montrent que l'île de Madagascar est aujourd'hui constituée, comme la plupart des zones protérozoïques et archéennes (hormis les zones cratonisées), d'une croûte continentale normale de 35 à 40 km d'épaisseur. Par contre on observe des variations d'épaisseur de l'interface croûte-manteau en relation avec le champ de déformation D2. Les variations de la topographie sont intimement contrôlées par les zones de cisaillement majeures et mineures alors que les anomalies gravimétriques positives sont uniquement contrôlées par les zones de cisaillement majeures.

L'île de Madagascar est aujourd'hui encore tectoniquement active (extension Est-Ouest). Elle est litée au sens sismique du terme avec des réflecteurs horizontaux. L'activité sismique, est également localisée dans des plans verticaux.

Les données géochimiques montrent que les zones de cisaillement majeures sont des drains préférentiels de fluides syn-métamorphes.

Les données géochimiques et gravimétriques démontrent donc que les zones de cisaillement de 20 ± 5 km de large par plus de 100 km de long traversent la limite mécanique, croûte inférieure ductile-manteau supérieur fragile et auraient de ce fait une hauteur minimale de 40 km. **La tectonique en transpression D2 conduit donc au développement d'un réseau de zones de cisaillement d'échelle lithosphérique déformant le "Moho" et drainant les fluides profonds.**

Fig. 7 : Le Gondwana.
Reconstruction paléogéographique
du Gondwana d'après les auteurs
cités dans le texte.
Barre horizontale : latitude actuelle
sur l'Afrique.



B- MADAGASCAR DANS LA CHAÎNE PANAFRICAINE

Avant l'ouverture du canal du Mozambique (150 Ma), puis de l'océan Indien (80 Ma), Madagascar occupait, d'après les différentes reconstructions paléogéographiques, une position centrale au sein du Gondwana (Embleton and McElhinny 1975; McElhinny and Embleton 1976; Ségoufin, 1978; Norton and Sclater, 1979; Powell et al., 1980; Ségoufin and Patriat, 1980; Coffin et Rabinowitz., 1988, fig. 7). L'île se trouvait entre l'Inde et l'Afrique de l'Est, avec au Sud l'Antarctique et au Nord l'Ethiopie. Le Sri Lanka est placé, pour ces époques, soit à l'Est de l'Inde (Norton and Sclater, 1979) soit contre la côte Sud-Est de Madagascar (Powell et al., 1980; Kröner, 1991) ou encore plus au Sud contre l'Australie (De Wit et al., 1988).

Le Gondwana est donc une immense masse continentale (fig. 7) qui implique également l'Amérique du Sud et l'Australie. Dans cet ensemble existent des contrastes de résistance importants entre les différents types de continents, notamment avec la présence de "zones cratonisées". Ces dernières sont des objets épais et froids (racine lithosphérique > 200 km et flux de chaleur faible), non déformables et dont la position aura une forte influence sur le système de déformation à la fin du Précambrien (Tommasi, 1995).

Si le Gondwana existe depuis la fin du Protérozoïque (au minimum 540 Ma), le problème est de connaître sa géométrie antérieure. Sur la seule base des données paléomagnétiques le bloc "Inde, Est-antarctique, Sri Lanka" semble former une masse continentale relativement homogène depuis 1000 Ma (Gondwana-Est, Li et al., 1995, 1996). Par contre la position de l'Afrique de l'Est (Gondwana-Ouest), depuis 1000 Ma, semble moins bien contrainte (Powell et al., 1993; Li et al., 1996). L'Afrique de l'Est serait située à l'Ouest de l'Est-antarctique à 1000 Ma et serait remontée à la hauteur de l'Inde entre 600 et 540 Ma.

Dans cette partie, nous décrirons la région Nord de Madagascar ainsi que les quatre domaines qui lui sont adjacents (au moins à 540 Ma) : l'Afrique de l'Est, le Sud de l'Inde, le Nord de l'Antarctique et le Sri Lanka. Nous aborderons rapidement les données radiochronologiques, les principales structures tectoniques ainsi que les conditions du métamorphisme.

1. Madagascar

Nous avons caractérisé les terrains précambriens du Sud de Madagascar entre 25 et 20° de latitude (\approx le tiers Sud de l'île; fig. 8). Les terrains précambriens affleurent également dans la partie Nord de l'île. Les travaux récents, dans cette région, sont encore peu nombreux et nous ne présentons ici que les données radiochronologiques, tectoniques et métamorphiques qui nous paraissent les mieux contraintes.

1.1. Les contraintes radiochronologiques

Comme nous l'avons décrit précédemment des datations sur le Nord de l'île mettent en évidence des événements antérieurs à 600 Ma. Des granites stratoïdes situés à l'Est de la capitale et

appartenant à un environnement de haute température et basse pression ont été datés (Paquette et Nédélec, 1998). Les âges obtenus sont de 635-628 Ma (U-Pb sur zircon). Tucker et al., (1997 a et b; 1998) ont réalisé sur l'ensemble des roches migmatitiques au Nord de l'île de nombreuses datations Sm-Nd et U-Pb. Leurs résultats confirment l'existence de gneiss et tonalite archéens au Nord notamment sur l'île de Sainte Marie (âges modèles Sm-Nd, 2.5-3.2 Ga). Ils obtiennent beaucoup de valeurs situées autour de 790-750 Ma et quelques rares roches datées à 640 Ma. Ils considèrent l'ensemble de ces âges dans un seul événement tectonométamorphique (790-640 Ma, début du néoproterozoïque). Les âges à 550-530 Ma sont par contre exceptionnels au Nord de 20° de latitude. Ces travaux modernes soulignent que si l'événement tardipanafricain granulitique et migmatitique est généralisé au Sud de l'île, il est plus ténu au Nord qui appartient plutôt à une évolution distincte et plus ancienne.

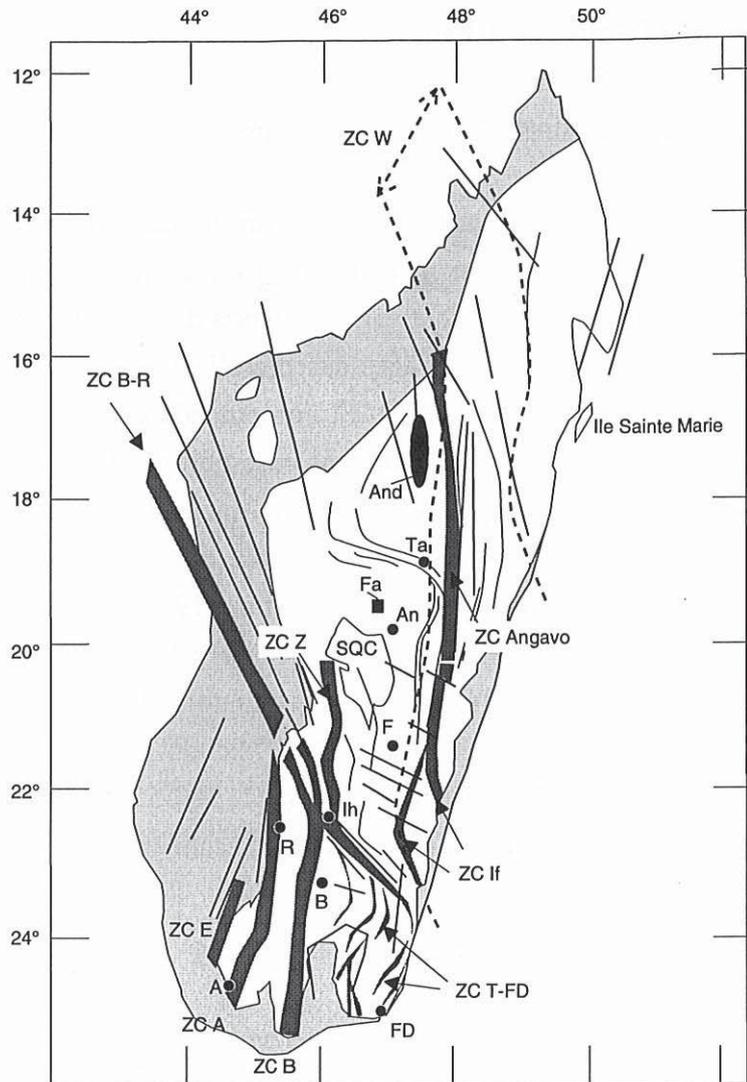
1.2. Les structures tectoniques

Les structures tectoniques au Nord de l'île sont complexes, constituées visiblement comme dans le Sud de Madagascar par des zones de cisaillement ductiles, notamment la zone de cisaillement d'Angavo orientée Nord-Sud et qui ferait 100 km de large (Windley et al., 1994; Ralison et Nédélec, 1997). Cette dernière pourrait constituer une prolongation des zones de cisaillement d'Ifanadiana (fig. 8, cette étude). Toutefois les limites de ces structures n'ont pas encore été décrites de manière précise et les conditions de métamorphisme qui leurs sont associées n'ont pas été quantifiées. De plus les trajectoires de foliation montrent des variations de direction importantes (virgation d'Antananarivo juste à la hauteur de la capitale, Ralison et Nédélec, 1997) et sont interprétés de manière contradictoire soit comme des zones décrochantes soit comme des zones chevauchantes (Windley et al., 1994; Ralison et Nédélec, 1997, Collins et al., 1998).

Dans la zone du "SQC" ou "SQD" (série Schisto-Quartzo-Dolomitique du groupe d'Itremo, Moine, 1968) des zones mylonitiques verticales d'orientation N 0 - N 10 ont été décrites en faciès amphibolite de bas degré et schiste vert (Daso, 1986). Ces zones présentent des orientations et des géométries compatibles avec les zones de cisaillement que nous avons décrit, notamment de la zone de cisaillement de Zazafotsy toute proche (fig. 8). Le secteur du "SQC" correspond par contre à des âges antérieurs autour de 600 Ma (Cox et Armstrong; 1997; Tucker et al., 1997 a et b). Sans contrôle sur le terrain nous ne pouvons rien affirmer, mais les zones de cisaillement de la région d'Itremo peuvent tout à fait constituer les prolongations verticales des zones de cisaillement du Sud. Ainsi non seulement Madagascar constitue sur une coupe Est-Ouest un échantillonnage complet de la partie inférieure de la croûte continentale, mais aussi sur une coupe Sud-Nord il se pourrait que l'île présente un échantillonnage de roche de la limite croûte inférieure-croûte supérieure.

Madagascar est donc structuré par un réseau de zones de cisaillement anastomosé exceptionnel, dont les ramifications Nord ne sont pas encore caractérisées précisément, aussi bien au niveau de leurs géométries que pour les conditions P-T qui leurs sont associées.

Fig. 8 : Réseau de zone de cisaillement à Madagascar. En gris foncé sont indiquées les zones de cisaillement (ZC). ZC A = Ampanihy, ZC B = Beraketa, ZC B-R = Bongolava-Ranotsara, ZC E = Ejeda, ZC If = Ifanadiana, ZC T-FD = cisaillements de la région Sud-Est (Tranomaro, Fort-Dauphin), ZC Z = Zazafotsy (Cette étude, l-fig. 32). ZC Angavo = prolongation possible au Nord de la ZC d'Ifanadiana. ZC W limite de la zone de cisaillement (soulignée en pointillé) proposé par Windley et al., (1994). SQC : série schisto-quartzodolomitique du groupe d'Itrémo (Moine, 1968, Daso, 1986; Cox et Armstrong; 1997). Le carré noir correspond à l'éclogite de Faratsiho (Fa), l'ensemble ovoïde noir correspond aux granulites basiques d'Andriamena (And, Nicollet, 1988). Traits noirs fins = trajectoires de foliation, traits noirs épais = failles. En gris clair = les terrains postcambrien. En blanc = les terrains migmatitiques et granulitiques indifférenciés. Principales villes : A-Ampanihy, An-Antsirabe, B-Betroka, FD-Fort-Dauphin, F-Fianarantsoa, R-Ranohira, Ta-Tananarivo ou Antananarivo. Cette carte dans la partie Nord, à partir de 20° de latitude, est modifiée d'après Premoli, (1977).



1.3. Le métamorphisme

Les conditions de métamorphisme de haute température semblent répandues également dans l'ensemble Nord de l'île (Hottin, 1976; Nicollet, 1988, 1990a; Nédélec et al., 1994, 1995). Toutefois les conditions P-T sont rarement quantifiées. Dans la région d'Andriamena (fig. 8) dans des ensembles de roches ultrabasiques des conditions de haute température et basse pression (5-6 kbar et 800°C) ont été calculées par Nicollet (1988, 1990a). Ces roches ont été datées à 780-730 Ma (Guerrot et al., 1991; Nicollet et al., 1997).

Une roche de haute pression et basse température a été identifiée par Nicollet, (1989). Cette éclogite des environs de Miandrarivo (village à ≈50 km au Nord-Ouest d'Antsirabe, fig. 8) est à grenat et omphacite et témoigne de condition de pression minimum de 11 kbar et 500°C. Cette roche n'est pas datée, de plus elle provient des tiroirs du Muséum de Paris ce qui rend sa signification sujette à caution.

2. L'Afrique de l'Est

2.1. Les contraintes radiochronologiques

Comme à Madagascar, la plupart des datations réalisées en Afrique de l'Est ont été obtenues par méthode Rb-Sr sur roche totale et les données modernes sur U-Pb et Sm-Nd sont encore peu nombreuses. Les âges sont variés, compris dans un intervalle de 2500 à 400 Ma, le problème majeur étant de différencier les âges des protolithes des événements métamorphiques qui les affectent (Muhongo et Lenoir, 1994). Si l'on considère les âges des roches du faciès granulitique il est possible de les regrouper en trois ensembles : (1) un groupe d'âges à 2.5-2 Ga, notamment bien représenté à la périphérie du craton Tanzanien (Lenoir et al., 1994; Möller et al., 1995); (2) un groupe d'âges autour de 1000-900 Ma, qui correspond à l'orogénèse kibarienne, (Cahen et al., 1984; Sacchi et al., 1984; Cadoppi et al., 1987; Klerkx et al., 1987; Key et al., 1989; Pinna et al., 1993); (3) le troisième groupe d'âges qui délimite l'événement tardipanafricain de 700 à 580 Ma (Coolen et al., 1982; Muhongo et Lenoir, 1994; Muhongo 1994; Maboko, 1995). Les âges correspondant à la période 700-650 Ma sont nombreux. Les âges inférieurs à 600 Ma sont plus rares, on trouve également des valeurs de 580-550 Ma qui correspondent le plus souvent à la mise en place de granites (Coolen et al., 1982; Sacchi et al., 1984; Muhongo, 1994).

2.2. Les structures tectoniques

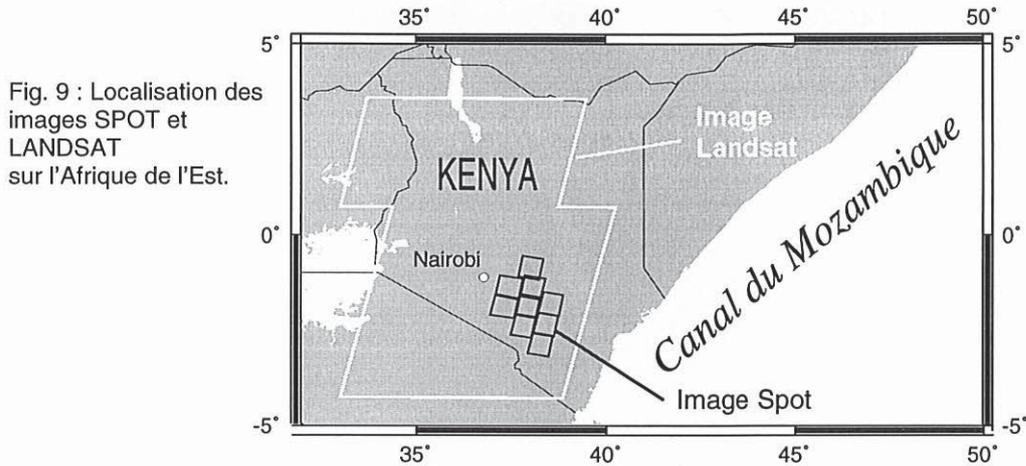
2.2.1. La continuation des structures malgaches en Afrique de l'Est

Les différentes reconstructions paléogéographiques citées précédemment placent clairement Madagascar en face du Kenya mais sa position reste imprécise à ± 150 km. Au Kenya des zones de cisaillement majeures ont été reconnues, notamment le cisaillement d'Assoua (Vidal, 1985; Shackleton, 1986; Chorowicz et al., 1988). Afin de déterminer de façon précise la prolongation des structures tectoniques malgaches en Afrique de l'Est, nous les avons étudié à partir de neuf images satellitales Spot (fig. 9, 10) :

KJ	SP	Date	mode	nvt	KJ	SP	Date	mode	nvt
140-353	1	11/10/88	XS	1a	141-355	2	5/10/91	XS	1a
140-354	1	11/10/88	XS	1a	142-354	2	5/10/91	XS	1a
141-352	2	5/10/91	XS	1a	142-355	2	5/10/91	XS	1a
141-353	2	5/10/91	XS	1a	142-356	2	5/10/91	XS	1a
141-354	2	5/10/91	XS	1a					

On utilise toujours la nomenclature suivante (I-fig. 3) : KJ : numéro de référence de la grille SPOT K colonne/J ligne; SP : numéro du satellite; XS : mode multispectral; nvt : niveau de prétraitement 1a (image brute).

Nous avons également analysé une mosaïque de 24 images LANDSAT (fig. 9), réalisée par Gérard Vidal, (1985). Cette mosaïque est un assemblage d'images LANDSAT (MSS, tirages papiers noirs et blancs). Ces données sont différentes des images SPOT; elles correspondent, en effet, à une gamme de longueurs d'ondes comprise entre 0.5 et 0.6 μm (canal 4), 0.8 et 1.1 μm (canal 7) avec une résolution au sol de 80 m pour des images couvrant une surface de 185 km².



2. 2. 2. Résultats

Sur les images spatiales SPOT et LANDSAT, on observe au Kenya comme à Madagascar des structures en dômes-et-bassins et des zones de cisaillement ductiles. Dans la région kenyane, les limites entre ces deux domaines sont nettes et brutales (fig. 10, 11). L'observation des structures ductiles est perturbée par le rift kenyan orienté Nord-Sud (fig. 11). Le linéament d'Assoua tourne avant le rift vers le Sud, soulignant la bordure du craton tanzanien (fig. 11, Shackleton, 1986). La structure d'Assoua n'est donc pas en continuité avec les structures tectoniques malgaches. Nous caractérisons les limites précises d'une structure majeure qui s'anastomose en plusieurs zones de cisaillement alignées N 150, N 170, qui partent de la côte Est-africaine, qui englobent le Mont Kenya et qui viennent se terminer au Nord sur le rift. Ces cisaillements anastomosés traversent donc le Kenya sur 500 km de long. Du côté Est du rift, on retrouve une zone de cisaillement majeure de 200 km de long, parallèle à la structure du Mont Kenya. Cette dernière zone de cisaillement ainsi que les zones de cisaillement majeures qui composent la structure que nous appellerons du "**Mont Kenya**" présentent des largeurs comprises entre 15 et 25 km. Compte-tenu de la déflexion des structures, bien visibles vers Nairobi (fig. 11), et tenant compte des directions de linéation établies par Shackleton, (1986), qui sont horizontales et d'orientation globale N 170, nous pensons que le système de cisaillement du Mont Kenya présente une cinématique senestre. Nous avons modifié la position de Madagascar avant l'ouverture du canal du Mozambique (fig. 12) d'après les reconstructions paléogéographiques (Embleton and McElhinny 1975; McElhinny and Embleton 1976; Ségoufin, 1978; Norton and Sclater, 1979; Powell et al., 1980; Ségoufin et Patriat, 1980; Coffin et Rabinowitz, 1988) et en tenant compte des limites des plateaux continentaux associées à l'île de Madagascar. Les deux structures zones de cisaillement du Mont Kenya et zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara s'alignent alors et présentent des cinématiques identiques. Nous considérons donc que les deux structures n'en font qu'une de plus de 1000 km de long (fig. 12).

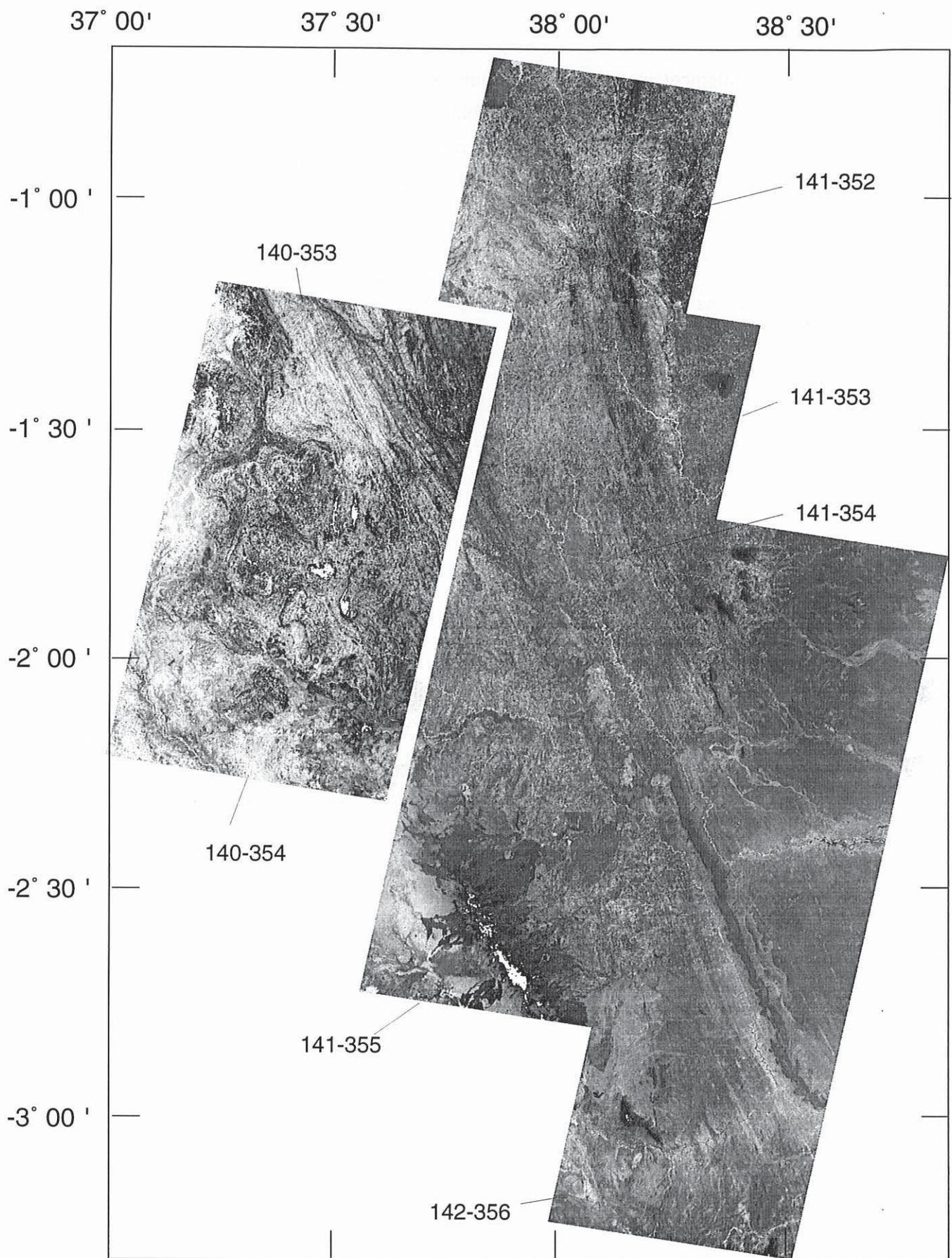


Fig. 10 : Mosaïque des 9 images SPOT de la région kenyenne. L'image montre deux zones de cisaillement majeures N150 et N 170 qui se rejoignent sur l'image 141-354. Sur les images 140-353 et 140-354 on observe bien les zones en dômes-et-bassins et la transition jusqu'à la zone de cisaillement (N150).

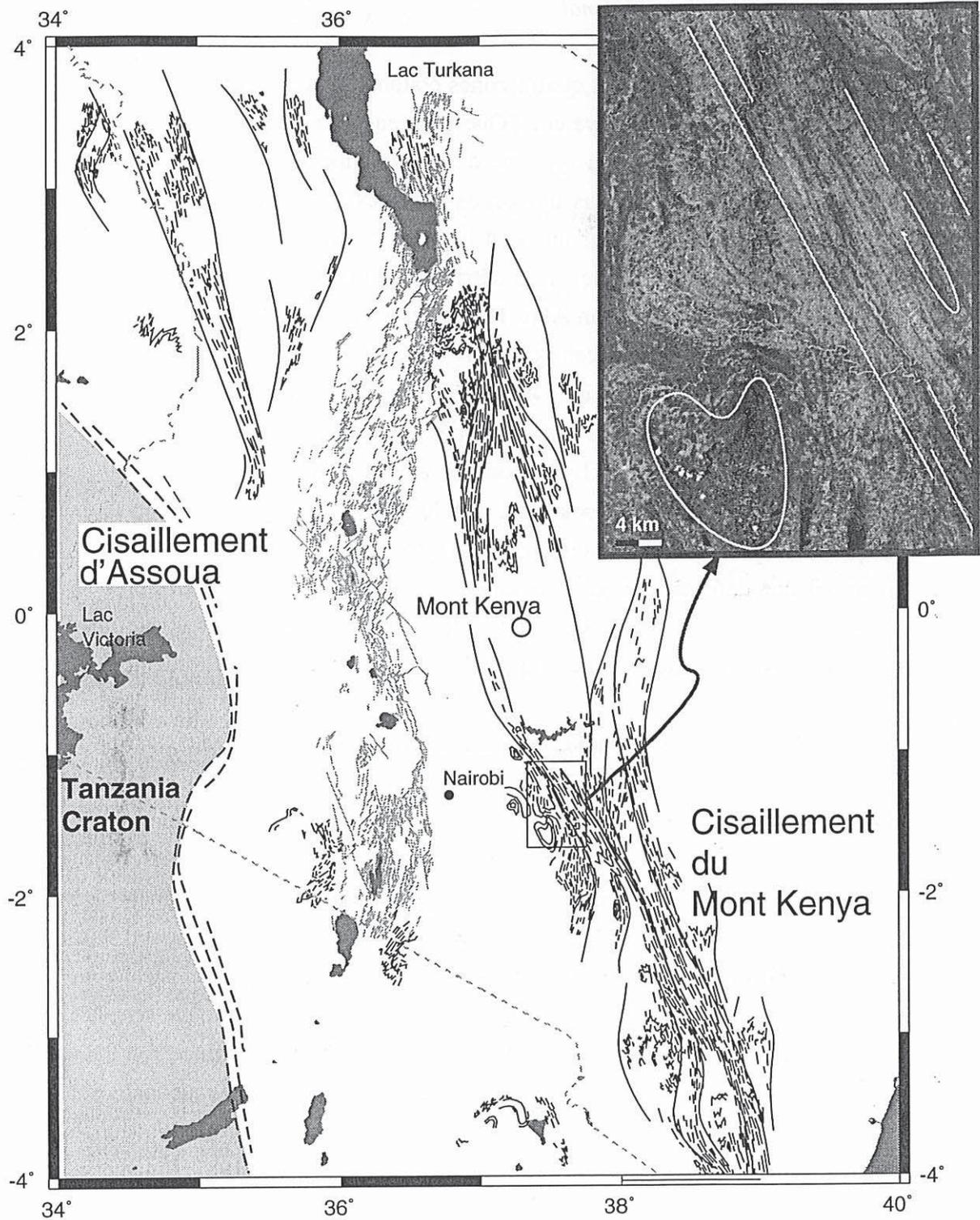


Fig. 11 : Carte interprétative de la région kenyenne. Modifié d'après Shackleton, (1986) pour la position du craton tanzanien et du cisaillement d'Assoua (trait en pointillé); les traits noirs correspondent aux trajectoires de foliation obtenues à partir des images SPOT et LANDSAT. Le cadre gris montre un détail du système de cisaillement du Mont Kenya (en haut à droite). Sur cette image satellitale est souligné par les traits blancs le passage brutal zone de cisaillement-zone en dômes-et-bassins. Les traits gris correspondent aux failles du Gregory rift (d'après Cãrdon, 1998).

2. 2. 3. Régime tectonique régional

En Afrique de l'Est se trouvent quatre zones cratonisées majeures, le craton Tanzanien, le craton Zambien, le craton du Zimbabwe et à l'Ouest on rencontre le craton du Congo (fig. 12). Ce dernier est une limite Ouest, fixe, du système de déformation gondwanien. La partie Nord de l'Afrique de l'Est, qui présente le plus de roches basiques (les ophiolites de la chaîne Adola, Shackleton, 1986), pourrait constituer un bord libre de ce système de déformation. Toutefois, l'identification d'une zone d'anomalie gravimétrique positive, sur toute l'Ethiopie, indique la présence possible d'un craton (le craton Afar, Hartley et al., 1996). Malheureusement, la présence d'une couverture sédimentaire et volcanique dans ce même secteur, ne permet pas de conclure (Cardon, 1998). La partie Sud de l'Afrique de l'Est est fermée par le craton Zimbabwe et à l'Est de ce craton se trouvait l'Antarctique et ses zones cratonisées.

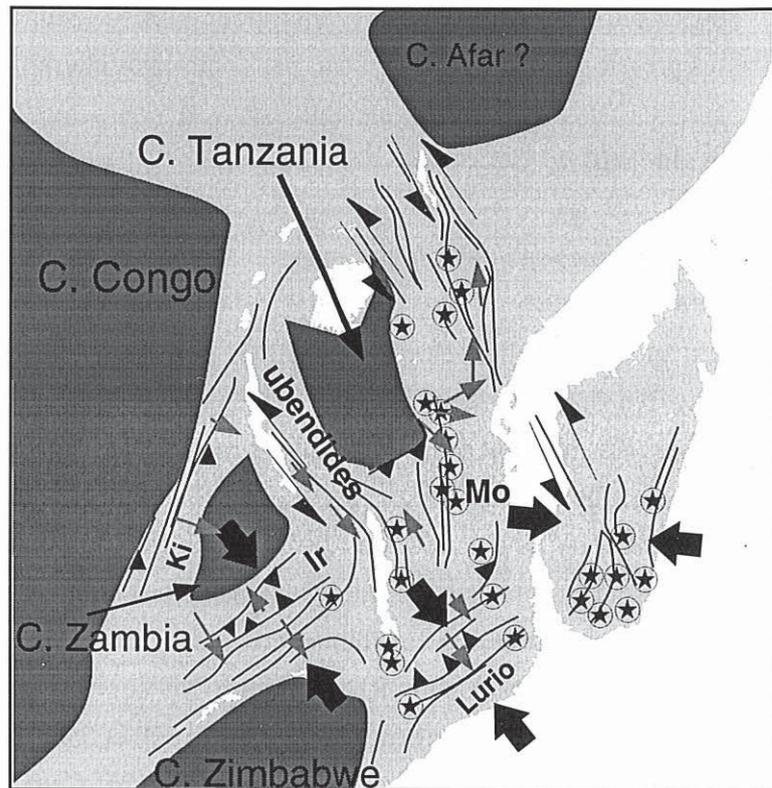
Les structures dans les chaînes Est-africaines sont complexes mais on peut les regrouper en deux catégories : (1)- les zones en raccourcissement horizontal constituées de chevauchements, de plis droits (plan axial vertical et axe subhorizontal), de zones de cisaillement ductiles fortement pentées montrant une déformation coaxiale en cisaillement pur, (2)- les zones en décrochement composées de plusieurs zones de cisaillement ductiles verticales portant des linéations d'étirement horizontales associées à des critères cinématiques asymétriques compatibles avec une composante en cisaillement simple. La géométrie des structures montre donc une partition de la déformation à l'échelle crustale. La chaîne des Ubendides est une zone de 150 km de large où s'anastomosent des zones de cisaillement majeures qui ont fonctionné en décrochement dextre (Daly et al., 1985; Daly, 1986) repris par la suite à la fin du protérozoïque en décrochement senestre (Lenoir et al., 1994). La structure du Mont Kenya (chaîne Mozambicaine) est un système de zones de cisaillement, qui présente une composante en décrochement senestre importante comme le cisaillement de Bongolava-Ranotsara (cf. paragraphe précédent 2. 2. 2. et partie I, A-4. 2. 2). Le cisaillement d'Assoua est une zone mylonitique de la chaîne du Mozambique qui borde le craton Tanzanien (Shackleton, 1986). Au Nord-Est de ce craton ce cisaillement, orienté N 145, présente une cinématique senestre, puis vers l'Est il est relayé par des zones de chevauchement d'orientation N 0, à vergence Est. Plus au Sud du craton Tanzanien, la zone mylonitique d'Assoua devient une zone chevauchante sur le craton Tanzanien, d'orientation N 0- N 70 à vergence Est ou Sud-Est (Shackleton, 1986; Muhongo, 1994). La chaîne des Kibaribes (Klerkx et al., 1987), du Lurio (Cadoppi et al., 1987; Pinna et al., 1993) et celle des Irumides (Daly, 1986) sont principalement caractérisées par des déplacements horizontaux soulignées par des plis droits plus ou moins ouverts et de grandes zones de chevauchement parfois à double déversement (Daly, 1986). On trouve également dans ces chaînes des nappes de granulites en klippe sur des roches de plus bas degré de métamorphisme (Sacchi et al., 1984).

Il est remarquable que la répartition des deux types de structures (raccourcissement horizontal et décrochement) soit complètement contrôlée par la position des cratons (fig. 12). En effet, les zones en raccourcissement horizontal se trouvent au front des cratons dans des orientations N 0- N 45 alors que les zones en décrochement se trouvent au front des cratons dans des orientations N 150.

Ainsi sur la figure 12, nous proposons un nouveau cadre tectonique, modifié d'après les auteurs cités précédemment, montrant la cinématique possible de l'événement panafricain (700-500 Ma). Les déplacements des cratons sont compatibles avec un raccourcissement globalement Nord-Ouest-Sud-Est (N 160- N 90). Ils sont accommodés par des zones en raccourcissement horizontal orientées N 0- N 45 (chaînes : du Lurio, des Irumides, des Kibarides, du Mozambique, zone de cisaillement : d'Ampanihy, de Beraketa, d'Ejeda, de Zazafotsy et d'Ifanadiana) et des zones de décrochement senestre d'orientation N 150 (chaîne des Ubendides, cisaillement d'Assoua au Nord-Est du craton Tanzanien, du Mont Kenya et de Bongolava-Ranotsara).

Fig. 12 : Position des cratons, position des chaînes et des principales structures en Afrique de l'Est. Ir : Irumides, Ki : Kibarides, Mo : Mozambique, C : craton, modifié d'après : Klerkx et al., 1987; Daly, 1986; Shackleton, 1986; et les résultats de cette étude. La zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara est en continuité avec le cisaillement du Mont-Kenya. La position possible du craton Afar est de Hartley et al., 1996.

- Zone cratonisée
- ★ Granulites panafricaines (700-500 Ma)
- Linéation d'étirement
- ▲ Cheuvauchement
- Foliations majeures
- Cinématiques panafricaines



2.3. Le métamorphisme

Les granulites panafricaines (700-600 Ma) sont abondantes dans la chaîne mozambicaine et plus rares dans la chaîne Lurio comme dans l'ensemble des Irumides où les roches granulitiques sont le plus souvent datées à 1000 Ma (Coolen, 1982; Cadoppi et al., 1987; Muhongo, 1994; Muhongo et Lenoir, 1994; Greiling et al., 1994; Muhongo et Tuisku, 1996, fig. 12). Dans la chaînes des "kibarides", si une migmatitisation importante est mise en évidence (Klerkx et al., 1987), le métamorphisme granulitique n'est pas quantifié. Les lithologies, en Afrique, sont les mêmes qu'à Madagascar, avec de nombreuses roches migmatitiques indifférenciées et de nombreux granites; les roches basiques, ainsi que les charnockites et les anorthosites sont plus rares. Ces ensembles de roches basiques pourraient constituer les marqueurs d'anciens océans (Shackleton, 1986). Au Nord,

vers l'Ethiopie, des ensembles de roches basiques d'affinité ophiolitique, métamorphisés en faciès amphibolite de bas degré, sont signalés; ils appartiennent à la ceinture orogénique de l'Adola (Berhe, 1990; Bonavia et Chorowicz, 1993).

L'étude régionale du métamorphisme des roches de l'Afrique de l'Est est difficile, compte-tenu d'une part de l'hétérogénéité des travaux par rapport à la surface d'étude et, d'autre part, à cause de la couverture de roches sédimentaires et volcaniques postcambriennes qui masque les terrains granulitiques. Les roches du faciès schiste bleu et les éclogites d'âge panafricain sont inexistantes. On ne trouve pas de roches de hautes pressions, même dans les xénolithes remontés par des laves carbonatitiques associées au rifting (mésozoïque) dans le Sud-Est de l'Ouganda (Thomas et Nixon, 1987). Les granulites panafricaines ont le plus souvent enregistrées des pressions de 8 à 13 kbar pour 800°C, plus rarement de 15 à 17 kbar pour 1100°C (Muhongo et Tuisku, 1996). Les granulites de basses pressions (\approx 5-6 kbar) ne sont, par contre, pas clairement reconnues en Afrique de l'Est.

3. Inde du Sud

3. 1. Les contraintes radiochronologiques

En Inde les roches les plus anciennes correspondent au craton du Dharwar et aux roches situées au Nord de la zone de cisaillement de Palghat-Cauvery (fig. 13). Des événements granulitiques distincts ont été identifiés. Les roches du massif du Nilgiri ont été métamorphosées en faciès granulitique à 2.5 Ga (Peucat et al., 1989), alors que dans la partie Est de la région du Ghats, au Nord de Madras, se trouvent des granulites datées à 1100 Ma (Aftalion et al., 1988). Les âges panafricains sont ponctuels au Nord de la zone de cisaillement du Palghat-Cauvery, et sont toujours en relation avec des zones de cisaillement majeures. Dans les zones de cisaillement du Moyar et de Bhavani, des datations U-Pb, Rb-Sr et Sm-Nd sur des granites et des mylonites de faciès amphibolite et schiste vert donnent des âges entre 600 et 550 Ma (Bhaskar Rao et al., 1996; Miller et al., 1996). Au sein de la zone de cisaillement de Palghat-Cauvery des âges Rb-Sr et Sm-Nd sur des roches granulitiques indiquent des âges panafricain à 550 Ma (Deters-Umlauf et al., 1997; Janardhan et al., 1997). Au Sud de la structure du Palghat-Cauvery, un métamorphisme granulitique panafricain (550 Ma) est largement enregistré (547 ± 14 Ma, sur Rb-Sr et Zircon, Bartlett et al., 1995; 553 ± 15 Ma, Sm-Nd sur grenat et roche totale et U-Pb sur monazite, Jayananda et al., 1995). En se déplaçant toujours vers le Sud on rencontre la zone de cisaillement de Achankovil puis le bloc du Kerala. Ce dernier est formé de trois unités : (1) les roches silicoalumineuses à cordiérite de type khondalite, (2) les massifs de charnockite, (3) les métasédiments de l'Achankovil. Les khondalites possèdent des caractéristiques similaires avec les lithologies du Sud-Est de Madagascar. Les datations dans ce bloc mettent en évidence deux événements : (1) un premier métamorphisme faciès amphibolite de haut degré à 1800 Ma (U-Pb, Choudhary et al., 1992; Bartlett et al., 1995; datation ponctuelle sur monazite, Braun et al., 1998), (2) un autre événement métamorphique granulitique autour de 540 ± 20 Ma (U-Pb, Bartlett et al., 1995, Miller et al., 1996; datation ponctuelle sur monazite, Braun et al., 1998). La charnockitisation, comme à Madagascar (Paquette et al., 1994)

semble plus récente autour de 517 ± 26 Ma. La zone de cisaillement de l'Achankovil quant à elle est une structure qui a fonctionné à 500 Ma en faciès granulitique (Bartlett et al., 1995). Les âges plus récents autour de 484 ± 15 Ma et 350 ± 16 Ma (Jayananda et al., 1995; Jonathan et al., 1996) sont interprétés comme des réactivations tardives ou des pertes de plomb.

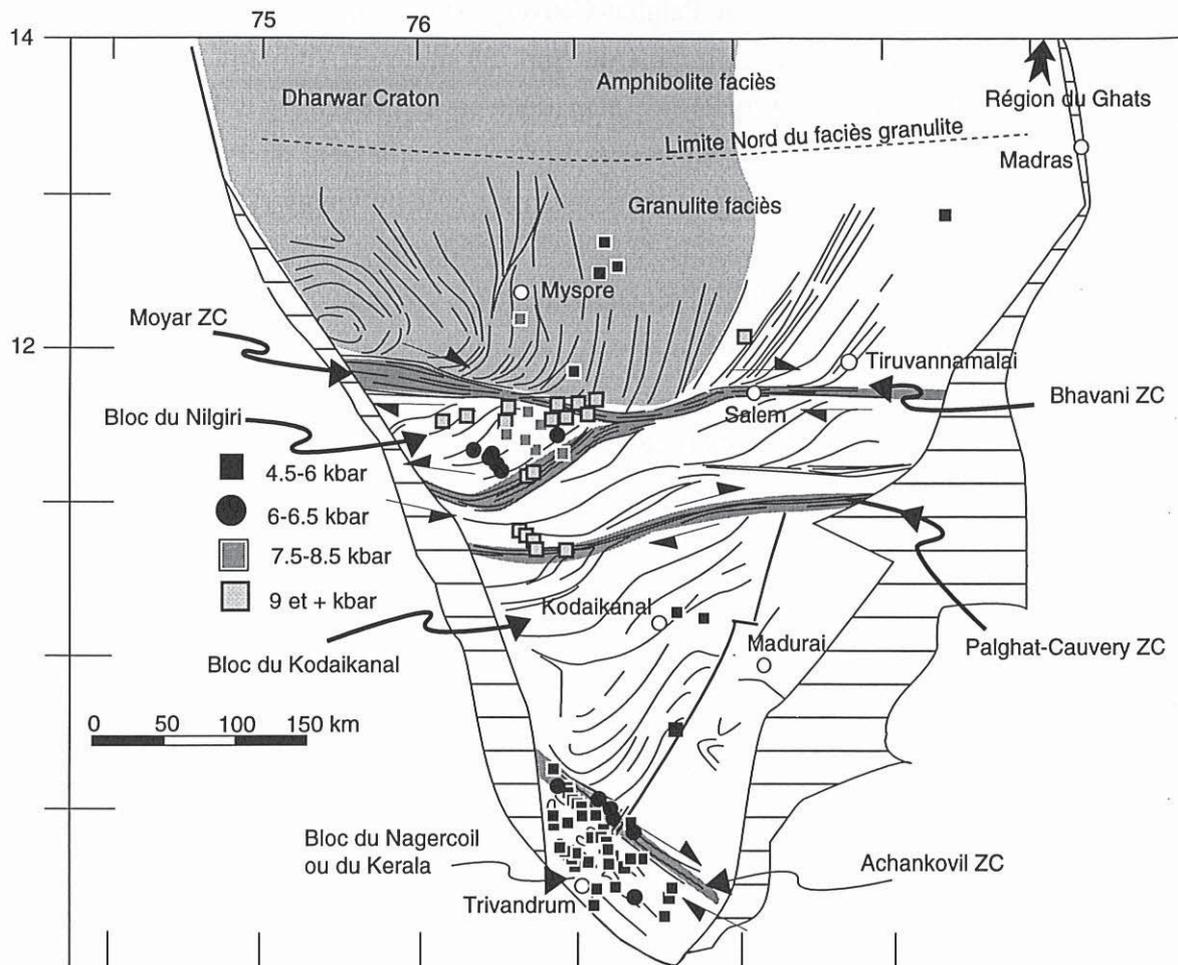


Fig. 13 : Carte tectono-métamorphique du Sud de l'Inde d'après : Drury et Holt, (1980) et Sacks, (1997), pour les structures tectoniques et leur cinématique (en gris foncé : les zones de cisaillement majeures ZC), et d'après (Harris et al., 1982; Janardhan & al., 1982, Chacko et al., 1986; Hansen et al., 1987; Raith et al., 1990; Mukhopadhyay et Bose, 1994; Ravindra et Kumar, 1994) pour les estimations pression-température. En gris clair est représenté le craton du Dharwar (Drury et Holt, 1980).

3. 2. Les structures tectoniques

Les structures tectoniques protérozoïques majeures en Inde sont donc de grandes zones de cisaillement verticales (fig. 13). Les structures tectoniques horizontales sont absentes, si ce n'est le chevauchement des granulites de la région du Ghats (Bhattacharya, 1996) sur le craton du Dharwar (Drury et al., 1984; Nash et al., 1995). C'est un chevauchement vers l'Ouest d'orientation N 0 mais qui pourrait être une structure développée à 1 Ga (Aftalion et al., 1988). Il existe également de nombreuses structures d'interférence de plis similaires à celles des terrains malgaches (Drury et Holt, 1980; Drury et al., 1984; Chetty et Murthy, 1993; Nash et al., 1995).

Les zones de cisaillement indiennes ont été corrélées géométriquement avec des structures tectoniques Malgaches (Katz, 1974). Katz, (1974), Katz et Premoli, (1979) ont supposé que la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara soit le prolongement des zones de cisaillement de Bhavani

ou de Moyar. Cependant ces zones de cisaillement diffèrent de celle de Bongolava-Ranotsara. Elles ne sont pas contemporaines d'un métamorphisme panafricain granulitique mais sont plutôt synchrones d'un métamorphisme de faciès amphibolite et schiste vert. D'un point de vue des cinématiques, seule la zone de cisaillement de Moyar est compatible avec la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara. Le cisaillement de Palghat-Cauvery est une limite majeure, entre les terrains archéens du Nord et les terrains panafricains du Sud. Sa taille est similaire aux structures de cisaillement ductiles de Madagascar, mais sa cinématique est dextre (Drury et Holt, 1980) et donc incompatible avec celle de Bongolava-Ranotsara. Enfin le cisaillement de l'Achankovil pourrait prolonger les structures tectoniques malgaches (Kriegsman, 1993, Windley et al., 1994). Cependant la cinématique de la zone de cisaillement de Achankovil est discutée : soit senestre (Drury et Holt, 1980), soit dextre (Sacks et al., 1997). Ce cisaillement est contemporain d'un métamorphisme granulitique panafricain qui est bien généralisé comme à Madagascar. Il se développe dans un bloc crustal composé de lithologies (roches silicoalumineuses à cordiérite-sillimanite) très similaires à celles du secteur de Fort-Dauphin et des régions traversées par la zone de Bongolava-Ranotsara. Bien que les reconstructions paléogéographiques, concernant la position de l'Inde par rapport à Madagascar, soient encore trop imprécises pour permettre de prolonger définitivement les structures indiennes à Madagascar (fig. 14), il semble que la meilleure corrélation structurale soit entre les zones de cisaillement de Bongolava-Ranotsara et de l'Achankovil (âge, lithologie, orientation, métamorphisme, taille). Ainsi la structure de cisaillement que nous avons identifié au Kenya (Mont Kenya) traverserait l'ensemble de l'île de Madagascar et une partie de la pointe Sud de l'Inde. Les reconstructions paléogéographiques malgré leurs imprécisions placent l'île de Madagascar entre des ensembles rigides, dont le craton Indien du Dharwar à l'Est (fig. 14).

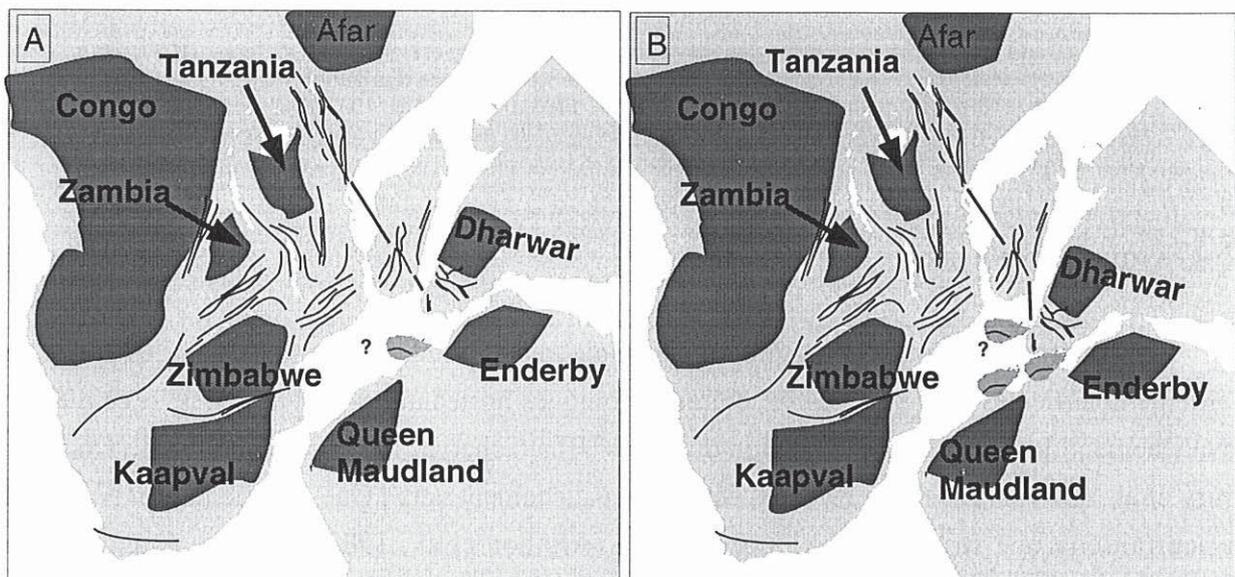


Fig. 14 : Localisation de Madagascar au milieu du Gondwana entre des cratons rigides (en gris foncé). Sur les figures A et B la position de Madagascar est établie d'après nos données structurales et en considérant les plateaux continentaux. La position des autres continents : d'après Norton et Sclater, 1979 (A), d'après Powell et al., 1980, 1997 (B).

3. 3. Le métamorphisme

En Inde, les conditions du métamorphisme sont bien établies (fig. 13) par différents auteurs, sur des roches basiques, sur des métapélites et à partir de nombreuses charnockites (Harris et al., 1982; Janardhan et al., 1982; Chacko et al., 1987; Hansen et al., 1987; Raith et al., 1990; Mukhopadhyay et Bose, 1994; Ravindra Kumar et Chacko, 1994).

Des différences de pression s'observent en relation avec les zones de cisaillement majeures (fig. 13). Comme à Madagascar les blocs caractérisés par des pressions différentes sont séparés par des zones de cisaillement d'échelle crustale. Pour les granulites anté-panafricaines dans le bloc du Nilgiri, la répartition des pressions montre également que ce bloc est basculé (Drury et al., 1984; Raith et al., 1990). La zone de cisaillement du Palghat-Cauvery est une limite non seulement entre des blocs d'âges différents mais aussi de pressions différentes (Harris et al., 1982; Ravindra Kumar et Chacko, 1994). Par contre il est difficile de caractériser d'après les cartes des auteurs des variations de pression au sein même des zones de cisaillement. Les granulites d'âges panafricain (550-500 Ma), sont toutes de basse pression, calibrées à 5-6 kbar, contrairement à l'Afrique de l'Est.

4. Antarctique

L'Antarctique fait également partie du puzzle gondwanien. Malheureusement son histoire est complexe et les affleurements en Antarctique sont trop épars pour identifier des sutures ou des variations de pression-température à une échelle régionale. Dans la partie Est-antarctique les données radiochronologiques montrent l'importance de l'empreinte archéenne de 3 à 2.5 Ga et des événements qui ont eu lieu à 1.5 Ga (Monnier, 1995). Les âges plus récents correspondent à un métamorphisme granulitique à 1100-950 Ma (Sisms et al., 1994; et références dans Harley, 1992). Les âges panafricains, autour de 600-500 Ma, sont ponctuellement mis en évidence (Shiraishi et al., 1991; Hensen et Zhou, 1995). Les âges à 550 Ma correspondent également à des intrusions magmatiques (Monnier, 1995). Ainsi nous considérerons que la partie Est-antarctique n'est pas affectée par un événement granulitique panafricain généralisé. Formé des cratons des Terres de la reine Maudland et d'Enderby (fig. 14) et de terrains peu touchés par les activités panafricaines, l'Antarctique constitue donc un bord rigide situé au Sud du système de déformation malgache.

5. Sri Lanka

5. 1. Les contraintes radiochronologiques

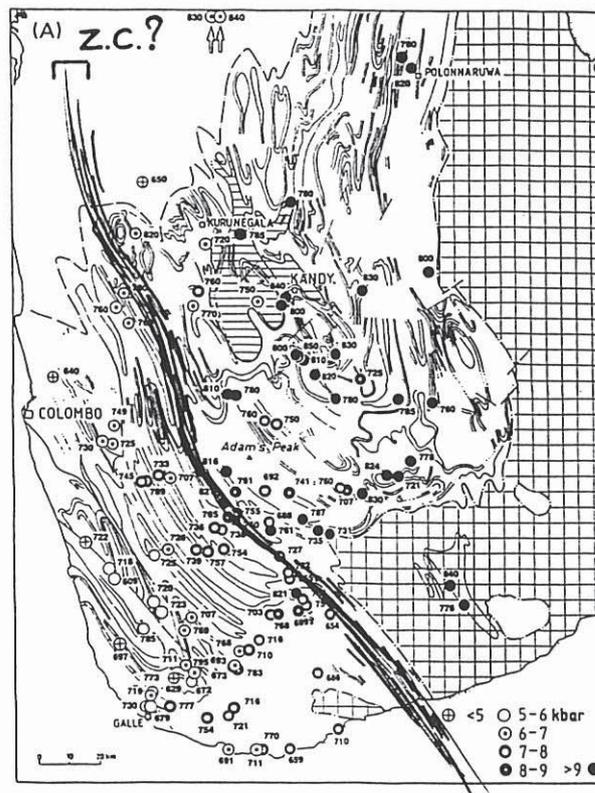
Les âges au Sri Lanka ont été établis par les méthodes U-Pb sur zircons et monazites, Rb-Sr sur biotites et Sm-Nd sur grenats (voir références dans : Höltz et al., 1991, 1994). Ces études permettent d'identifier quatre événements métamorphiques et anatectiques majeurs : (1) un événement à 2 Ga, (2) un événement à 1100-1000 Ma daté sur des orthogneiss, (3) un événement

métamorphique granulitique panafricain situé entre 610 et 550 Ma et (4) la charnockitisation datée à 535 Ma.

5. 2. Les structures tectoniques

Les structures dominantes au Sri Lanka sont principalement horizontales : des chevauchements associés à des plis d'allongement Nord-Sud résultant d'un raccourcissement Est-Ouest caractéristiques d'une "fold and thrust belt" (Kröner et al., 1994). La longueur d'onde des plis va du mètre au kilomètre avec des interférences de plis de type I, II, III (Kehelpannala, 1991). Des fabriques verticales et des zones de cisaillement mineures (300 m * 1 km), observables sur les flancs des plis kilométriques, sont décrites par Kriegsman (1993). Les plis kilométriques du Sri Lanka présentent des axes parallèles à la direction des linéations d'étirement qui est constamment orientée Nord-Sud (Kriegsman, 1993; Kleinschrodt, 1994). Les roches du faciès granulite formant l'unité du "Highland complex" reposent sur des roches granitiques métamorphisées en faciès amphibolite (unité de Vijayan, fig. 15). Le contact entre les deux ensembles est une surface subhorizontale de chevauchement. Ainsi les structures au Sri Lanka sont compatibles avec un raccourcissement globalement Est-Ouest, dont l'orientation au panafricain dépend de sa position par rapport à Madagascar.

Fig. 15. Structures et conditions métamorphiques au Sri-Lanka modifié d'après Schumacher et Faulhaber, (1994). Distribution P-T, montrant des variations de pressions à température constante (thermomètre : Grt-Opx, Harley, 1984; baromètre : Opx-Grt-Pl-Qtz Newton et Perkins (1982). Surface blanche = unité de Wannai, (roches du faciès amphibolite), surface blanche et structures (traits fins) = unité du Highland, (roches du faciès granulite) surface quadrillée = unité de Vijayan, (roches du faciès amphibolite). La limite soulignée par les traits épais (Z. C.?) est parallèle à la trace des plans axiaux des plis les plus allongés.



5.3. Le métamorphisme

Le métamorphisme panafricain a été étudié sur des roches basiques par Schumacher et Faulhaber (1994) qui discriminent, dans l'unité du Highland, un bloc Ouest caractérisé par des pressions de 5-7 kbar et un bloc Est caractérisé par des pressions de 8-10 kbar (fig. 15). Sur la base de roches leucocrates, de même âge, Hiroi et al., (1994), Raase et Schenk (1994) et Schumacher et al., (1994) obtiennent les mêmes différences de pression. Une fois de plus, il est possible d'observer une variation de pression à température constante ($750 < T < 800^{\circ}\text{C}$); elle n'est pas corrélée avec des zones de cisaillement ductiles. Elle semble, toutefois, bien répartie de part et d'autre d'une limite N 140 parallèle à la trace des plans axiaux des plis (fig. 15).

6. Conclusions

6.1. Des coupures temporelles

Parmi l'ensemble des données radiochronologiques des terrains gondwaniens proches de Madagascar, on met en évidence :

- (1) - Des âges compris entre **2.5-2 Ga** qui correspondent souvent à l'âge de protolithes, mais également à l'âge de métamorphismes granulitiques ou d'activités migmatitiques.
- (2) - Un événement orogénique à **1100-950 Ma**. Cet événement correspond en Afrique de l'Est à l'orogénèse Kibarienne. Ces âges anciens impliquent l'existence d'un métamorphisme de haute température d'échelle mondiale, contemporain par ailleurs de la concentration de masses continentales (assemblage du super-continent Rodinia à 1050 Ma, Powell et al., 1993).
- (3) - Le cycle orogénique tardipanafricain **700-500 Ma**. Les données radiochronologiques montrent l'importance de l'événement tectonométamorphique panafricain particulièrement bien enregistré au Sud de Madagascar, au Kenya, en Tanzanie, au Mozambique (dans les chaînes du Mozambique et du Lurio), au Sri Lanka et en Inde, au Sud du cisaillement de Palghat-Cauvery. Cet événement est plus "tenu" au Nord de Madagascar, au Nord du cisaillement de Palghat-Cauvery en Inde, ainsi que dans l'Antarctique. Le métamorphisme granulitique panafricain débiterait à 700 Ma en Afrique de l'Est et aux alentours de 580 Ma sur l'ensemble Madagascar et à 550 Ma au Sud de l'Inde. Il se terminerait à 500 Ma sur l'ensemble "Madagascar, Sud de l'Inde, Sri Lanka". L'événement granulitique panafricain est donc diachrone, sur l'ensemble du Gondwana; il durerait environs 200 Ma sur l'ensemble gondwanien et 80 Ma sur l'île de Madagascar.

Une activité magmatique intense correspondant à une période située entre 790-750 Ma est aussi observée, mais elle n'est enregistrée qu'au Nord de Madagascar. Les quelques âges à 630 Ma, toujours obtenus sur des roches magmatiques correspondraient plutôt au stade final de cette évolution particulière du Nord de l'île, qu'au début du cycle tardipanafricain à Madagascar.

6. 2. Géométrie et cinématique globale

Nous proposons une vision globale de la géométrie et de la cinématique à l'origine de l'événement orogénique panafricain. Nous avons précisé la prolongation du cisaillement de Bongolava-Ranotsara vers l'Afrique. C'est une zone de cisaillement ductile composée de plusieurs zones de cisaillement majeures (Mont Kenya), anastomosées et orientées N 170 à N150. Cette structure majeure se poursuit en Inde par le cisaillement de l'Achankovil. L'ensemble de cisaillements senestres de Bongolava-Ranotsara, du Mont Kenya et de l'Achankovil correspond donc à une structure de plus de 2000 km de long.

Considérant la cinématique panafricaine, on note l'importance de **la position des cratons** qui durant la convergence **contrôle la partition de la déformation entre décrochement (en cisaillement simple) et raccourcissement horizontal accommodé par des chevauchements et des zones de cisaillement verticales (en cisaillement pur)**. Les déplacements sont cohérents avec la convergence de différents cratons : le craton du Congo et les trois cratons de Zambie, de Tanzanie et du Zimbabwe (côté Ouest) d'une part, le craton Dharwar, les cratons des Terres de la reine Maudland et d'Enderby (côté Est) d'autre part. Les mouvements des cratons imposent un raccourcissement dominant Est-Ouest dans lequel s'inscrit l'événement tectonique D2 (en transpression) de Madagascar.

Dans cette partie du Gondwana, pour cette période néoprotérozoïque, **il existe un gradient de pression** : les plus hautes pressions (≥ 12 kbar) se situent à l'Ouest, en Afrique (région d'Uluguru) et dans le Sud-Ouest de Madagascar (région du Vohibory), alors que les plus basses pressions ($\approx 5-6$ kbar) se situent à l'Est (Est de Madagascar, Sud de l'Inde). Les blocs montrant des différences de pression sont limités par des zones de cisaillement majeures subverticales. Ce sont ces dernières structures qui contrôlent l'exhumation différentielle des terrains granulitiques.

C- SIGNIFICATION DE L'ÉVÉNEMENT OROGÉNIQUE PANAFRICAIN

1. Les contraintes principales

A Madagascar, nous possédons une vision complète du champ de déformation total à différentes échelles, du système tectonique et des conditions Pression-Température-temps associées. Les données principales qui caractérisent cet état fini sont les suivantes :

- Les structures tectoniques résultent de la convergence de plusieurs cratons. Le système implique une lithosphère continentale chaude déformée entre des blocs rigides (froids et épais).

- La croûte continentale inférieure très hétérogène montre un comportement rhéologique homogène.

- Il existe deux champs de déformation finie, synchrones des conditions de hautes températures ($T \geq 750^{\circ}\text{C}$) :

- D1 à foliations subhorizontales (580-550 Ma),

- D2 à foliations subverticales (520-500 Ma).

- Les structures tectoniques D2 sont compatibles avec un contexte de déformation transpressif. Elles reprennent les structures D1 et sont responsables de la remontée différentielle de blocs crustaux d'une part, de la remontée de matériel dense dans les zones de cisaillement majeures d'autre part (déformation de la limite du "Moho"). De plus il y a chenalisation de fluides profonds dans les zones de cisaillement.

- Les conditions de pression maximum atteignent 12 kbar à Madagascar et 17 kbar en Afrique de l'Est ce qui impose, compte tenu de l'épaisseur actuelle de la croûte continentale (35 km), un épaissement de 75 km à 85 km au cours de l'orogénèse panafricaine.

- Il existe sur le Gondwana un gradient de pression d'Est en Ouest (17-13 kbar en Afrique de l'Est, 12-8, 8-6, puis 6-5 kbar d'Est en Ouest sur Madagascar et 6-5 kbar au Sud de l'Inde).

- Le début du métamorphisme granulitique est diachrone d'Est en Ouest sur l'ensemble du Gondwana (700 Ma en Afrique de l'Est, 580 Ma à Madagascar et 550 Ma au Sud de l'Inde).

- La durée de l'événement tardipanafricain s'étend sur une période de l'ordre de 200 Ma sur le Gondwana et de l'ordre de 80 Ma à Madagascar.

2. Le gradient thermique panafricain

Les granulites de Madagascar caractérisent une croûte continentale anormalement chaude. Il en est de même pour toutes les roches panafricaines, du faciès granulite du bloc "Afrique de l'Est, Madagascar, Sud de l'Inde, Sri Lanka". Ces conditions anomaliques se sont développées pendant l'orogénèse panafricaine et sont, au moins sur l'exemple de Madagascar, contemporaines d'un raccourcissement crustal (événement D2). On doit alors s'interroger sur la possibilité de générer de

telles anomalies thermiques dans un contexte en épaissement. Nous disposons de modèles thermiques (England et Thompson, 1984; Peacock, 1989; Spear et al., 1991) calculés, en conduction, pour un épaissement et une production de chaleur standard pour la croûte continentale. Si l'on impose une vitesse de remontée ("uplift") modérée quelques dizaines de millions d'années après l'épaississement, on obtient les ordres de grandeur des gradients thermiques les plus élevés que l'on peut atteindre entre 80 à 100 Ma après l'épaississement (c'est à dire l'ordre de grandeur de l'orogénèse panafricaine à Madagascar). La figure 16, situe par exemple, les granulites malgaches comme celles du Sri Lanka par rapport aux gradients thermiques attendus (modélisés) en épaissement hétérogène ou homogène. Une partie de ces granulites, celles de plus haute pression (>8 kbar), s'explique bien en contexte d'épaississement, où des températures supérieures à 700°C peuvent être atteintes entre 30 et 40 km de profondeur, au minimum 60 Ma après un épaissement crustal de 60 à 70 km. Par contre les conditions métamorphiques des granulites de plus basse pression (4-8 kbar) sont difficilement explicables dans un modèle de relaxation thermique en conduction au sein d'une zone épaissie de manière hétérogène ou homogène. La genèse des granulites malgaches impose alors un apport supplémentaire de chaleur (terme advectif). Ce type d'évolution thermique a été décrit en contexte d'extension post-épaissement orogénique ("collapse", Malavielle et al., 1990; Gardien et al., 1997). Dans ce genre d'évolution tectonique le terme advectif correspond à la remontée du manteau et aux transferts de chaleur, par des magmas acides et basiques durant l'extension. Dans le cas de Madagascar, le champ de déformation fini D2 correspond, au contraire, à un raccourcissement en régime transpressif. Dans ce cas, ce sont les zones de cisaillement enracinées dans le manteau qui constituent des anisotropies majeures capables de chenaliser des fluides profonds et des magmas (Pili et al., 1997a) et donc permettent un apport supplémentaire de chaleur. Les zones de cisaillement, de 15 km de large, sont parallèles et espacées de 30 à 70 km (fig. 17). Une telle géométrie, est très efficace pour coupler les transferts de chaleur par advection dans les zones de cisaillement et par conduction entre ces zones. La conduction entre les zones de cisaillement, avec une diffusivité de $1\text{mm}^2.\text{s}^{-1}$ (Turcotte et Schubert, 1982), permet une homogénéisation thermique en 25 Ma (homogénéisation thermique atteinte en 5 Ma à 13 km des zones de cisaillement et en 24 Ma à 30 km). Il est alors tout à fait envisageable, d'homogénéiser les conditions de température à différents niveaux dans la lithosphère continentale. Le rôle de l'advection de chaleur par les décrochements est donc essentiel à la fois pour la genèse et la persistance des conditions du faciès granulitique en contexte de raccourcissement continu.

3. Exhumation des granulites

Les chemins P-T-t calculés à Madagascar sont compatibles avec une évolution en décompression à haute température et ce lors de la déformation D2. Tous les modèles géodynamiques devront donc intégrer à la fin de l'événement panafricain (événement D2), une exhumation des granulites en transpression dans une lithosphère "chaude" (gradients thermiques anormaux). Dans ce contexte les mouvements différentiels verticaux s'expliquent par la combinaison de déformation en cisaillement simple et en cisaillement pur (Robin et Cruden, 1994; Thompson et al., 1997).

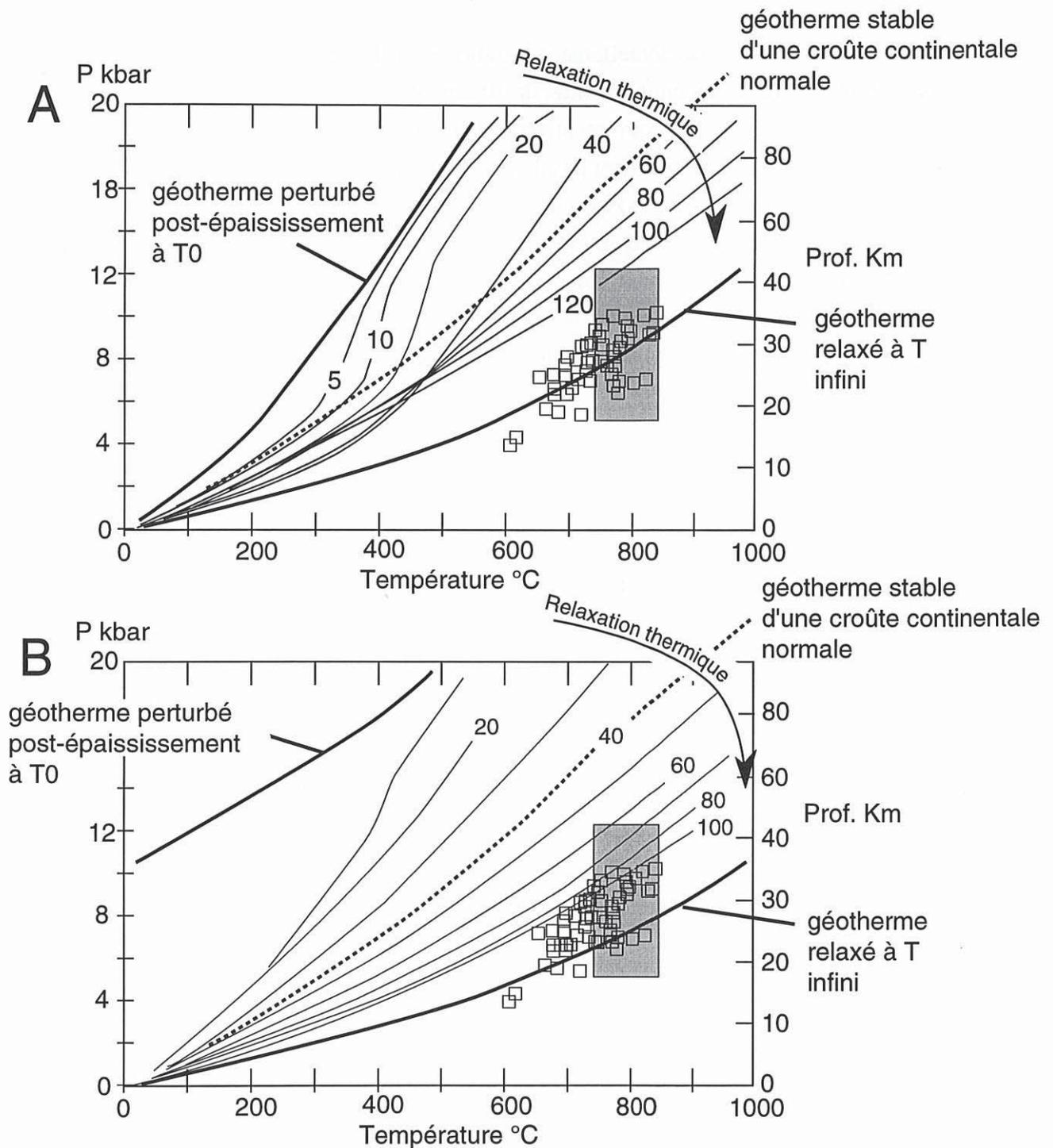


Fig. 16 : Deux modèles thermiques en épaississement homogène (A) et en épaississement hétérogène (B) d'après England et Thompson (1984) et Spear (1993). Ces diagrammes P-T montrent l'évolution du géotherme immédiatement après l'épaississement (géotherme perturbé) et depuis 20 Ma jusqu'à la relaxation obtenue après un temps infini. Les carrées indiquent les différentes évaluations P-T sur le Sri Lanka d'après Schumacher et Faulhaber (1992), le rectangle gris correspond aux granulites malgaches de cette étude. Modèle A & B : taux de remonté = 0.35 mma^{-1} ; $k = 2.25 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$; $Q = 30 \text{ Wm}^{-2}$; $A = 0.2 \mu\text{Wm}^{-3}$, temps écoulé avant l'érosion = 20 Ma.

Nous ne connaissons pas actuellement le ratio "cisaillement simple/cisaillement pur". En cisaillement simple un déplacement horizontal de 10 km, avec une direction d'étirement inclinée de 30°, est nécessaire pour obtenir un mouvement vertical de 6 kilomètres (25 km pour 13° et 50 km pour 7°). Nous ne disposons, malheureusement pas d'une géométrie initiale nous permettant de quantifier les déplacements horizontaux dans les zones de cisaillement qui, même si elles sont grandes (>1000 km de long), peuvent ne résulter que d'un faible déplacement horizontal. De plus c'est semble t-il la part de la déformation en cisaillement pur (dans les domaines en dômes-et-bassins) qui contrôle l'exhumation. Plus le ratio "cisaillement pur/cisaillement simple" est fort, dans un contexte de convergence en transpression, plus l'exhumation des roches est importante et rapide (Thompson et al., 1997).

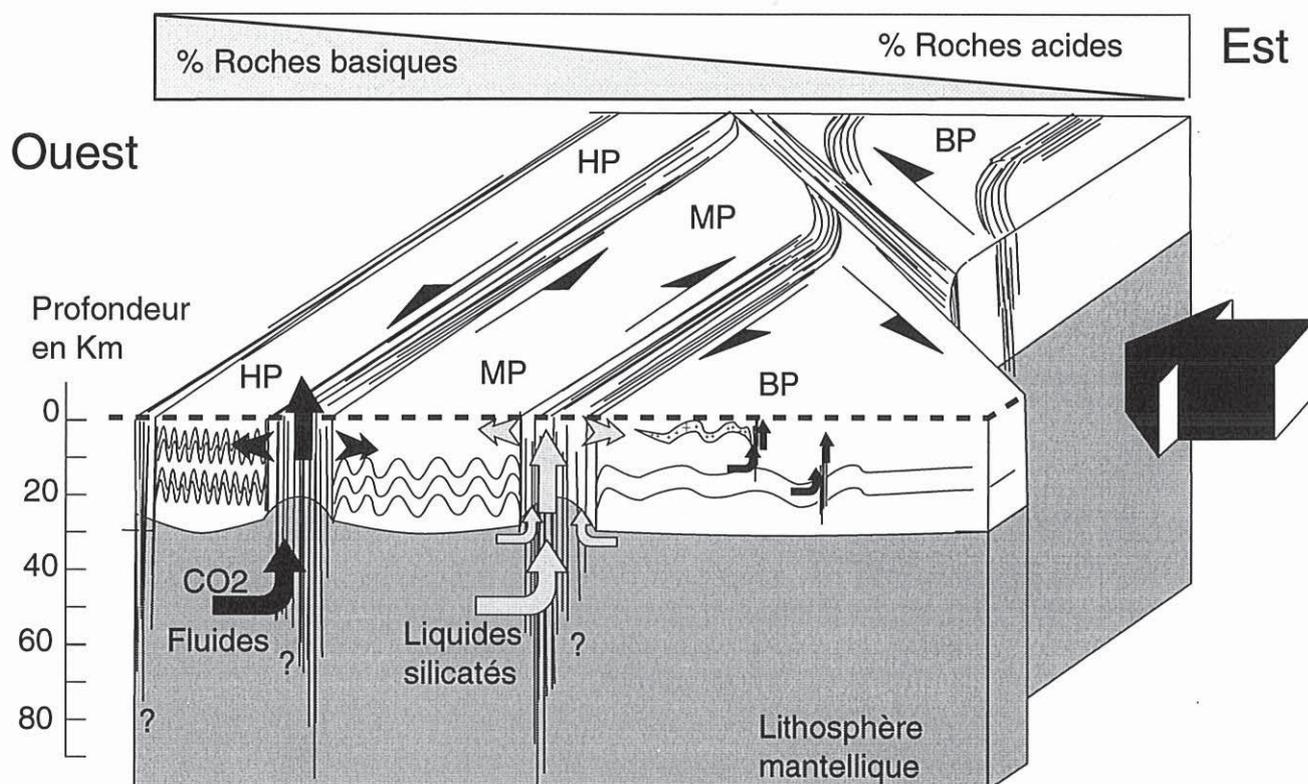


Fig. 17 : Bloc diagramme de la géométrie actuelle de Madagascar. La lithosphère continentale correspond aux zones blanches et la lithosphère mantellique aux zones grises. De la gauche vers la droite les traits verticaux indiquent les zones de cisaillement majeures : d'Ejeda, d'Ampanihy et de Beraketa, et plus au Nord la zone de cisaillement de Bongolava-Ranotsara, de Zazafotsy et d'Ifanadiana. Les plis au sein des blocs limités par les zones de cisaillement montrent l'augmentation de la déformation vers l'Ouest. Le niveau d'érosion actuel est souligné en pointillé il correspond aujourd'hui à des granulites de pression variable (BP, MP, HP) : basse pression (6 kbar), moyenne pression (8 kbar) et haute pression (10 kbar). Les flèches noires dans les zones de cisaillement soulignent les déplacements de fluides, les flèches grises correspondent déplacement de liquides silicatés.

4. Modèles géodynamiques

Les modèles d'évolution dynamique des chaînes de montagne sont variés (Burg et Ford, 1996), ce paragraphe ne se veut pas exhaustif mais seulement la présentation de trois modèles simples qui peuvent être envisagés à Madagascar, en tenant compte des contraintes présentées précédemment.

Un premier modèle souvent invoqué dans le cas des chaînes intracontinentales suppose un amincissement crustal suivi d'un raccourcissement en collision (fig. 18). L'amincissement lithosphérique est susceptible de générer les conditions thermiques des granulites de basse à moyenne pression (England et Thompson, 1984; Kornprobst et Vielzeuf, 1984; Nicollet, 1988, 1990a). Appliqué à Madagascar, la tectonique extensive serait à l'origine du champ de déformation D1. Puis cette lithosphère continentale thermiquement amollie est impliquée dans une convergence de cratons provoquant un raccourcissement (champ de déformation D2). Ce raccourcissement est à l'origine d'une part d'un épaissement permettant la genèse des granulites de haute pression et d'autre part d'un régime transpressif permettant l'exhumation de toutes les granulites en fin d'histoire orogénique. L'anomalie thermique est maintenue durant le raccourcissement crustal grâce à l'advection de chaleur au sein des zones de cisaillement.

Cette évolution serait assez semblable, à celle décrite préalablement par Nicollet (1988, 1990a) pour le Panafricain, mais aussi, et à une autre échelle, aux modèles d'évolution des Pyrénées et au style de tectonique de cette chaîne de montagne (Kornprobst et Vielzeuf, 1984; Choukroune, 1989). Dans un tel modèle, les granulites de haute pression sont plus tardives que les granulites de plus basse pression. Ceci pose problème pour la chaîne panafricaine, puisque, dans l'ensemble, les granulites de haute pression ($P \geq 12$ kbar) sont les plus anciennes des roches métamorphiques dans cet orogène.

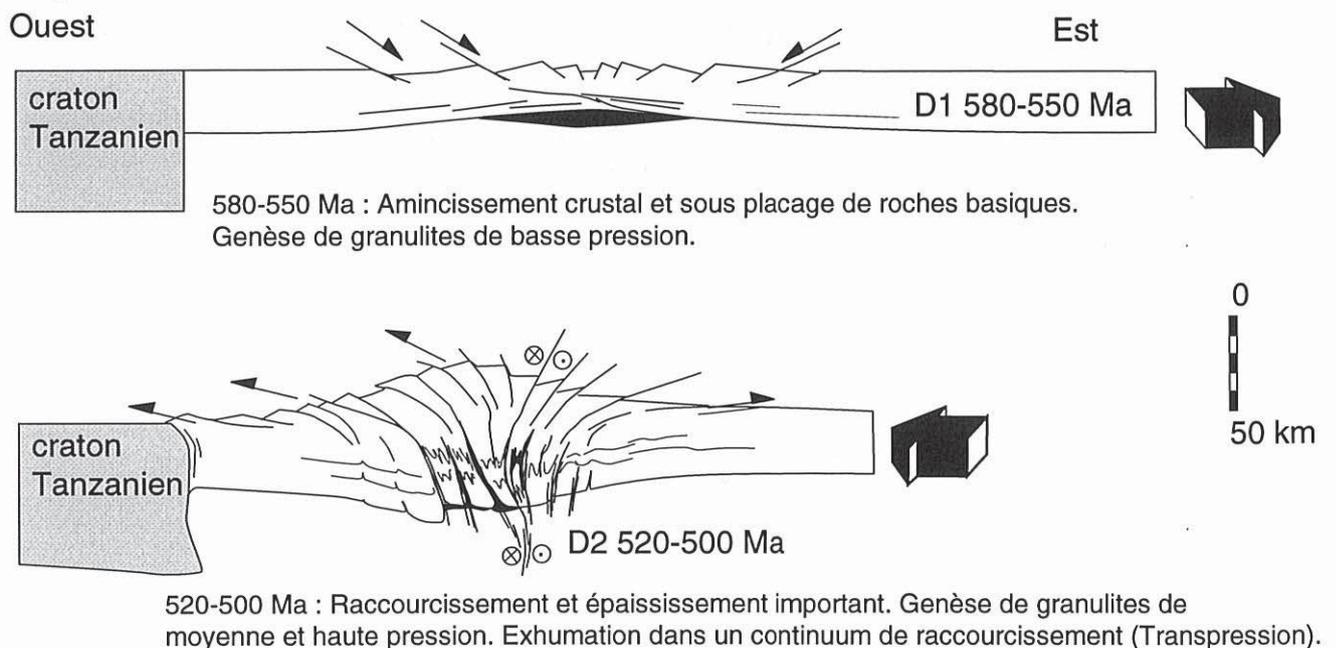


Fig. 18 : Evolution géodynamique de Madagascar au cours de l'orogène panafricaine. Modèle 1.

Un autre modèle peut être envisagé en tenant compte de l'antériorité des granulites de plus haute pression (fig. 19). Une première période d'épaississement crustal hétérogène permettrait le développement de conditions thermiques anormales générant des granulites de haute pression. Cette épisode est suivi d'une période d'extension post-épaississement qui peut générer des granulites de basse à moyenne pression (Malavielle et al., 1990; Gardien et al., 1997). De plus, dans ce contexte d'amincissement post-collision semblable à l'évolution de la chaîne Varisque, la production de granites syntectoniques est importante. La mise en place des granites stratoïdes associés aux structures D1 est alors envisageable (Nédélec et al., 1994, 1995). L'événement D1, correspond donc ici à une tectonique extensive. Cette croûte continentale chaude est soumise à un raccourcissement (D2) qui permet l'exhumation des granulites en transpression. Le contexte de haute température est maintenu grâce à l'apport de chaleur transférée par le biais des zones de cisaillement subverticales.

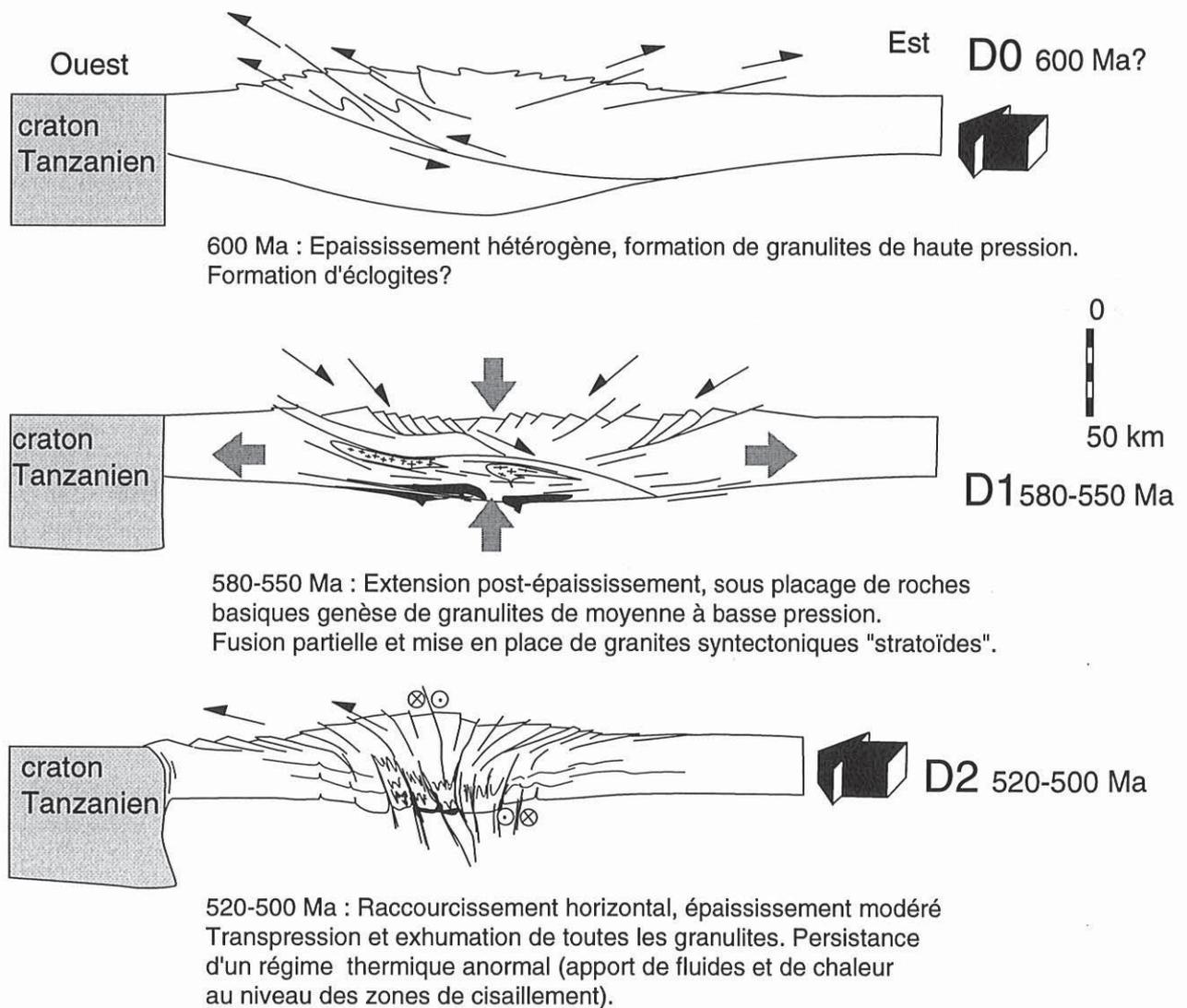


Fig. 19 : Evolution géodynamique de Madagascar au cours de l'orogène panafricaine. Modèle 2.

Enfin, l'ensemble des structures malgaches pourrait s'expliquer dans un seul continuum de déformation par raccourcissement Est-Ouest et épaissement homogène. La formation des structures D1 serait précoce dans l'histoire en épaissement (fig. 20). L'événement D1 correspond ici à une tectonique en chevauchement. L'épaississement crustal génère donc les structures D1 subhorizontales et sont à l'origine d'une anomalie thermique permettant d'atteindre les conditions du faciès des granulites de moyenne à haute pression. L'anatexie associée est à l'origine des granites "stratoïdes" dont la mise en place doit être conçue en contexte d'épaississement. La convergence des cratons continuant, il y a raccourcissement continu d'une croûte molle, peu résistante, qui va donc se plisser progressivement, s'épaissir de façon homogène (absence d'hétérogénéité rhéologique au sein de cette croûte chaude). Au cours de cet épaissement homogène une forte transposition tectonique sera à l'origine des nouvelles structures D2 subverticales. L'advection de chaleur le long des structures verticales permet d'homogénéiser les températures à l'échelle crustale et rend compte de la persistance, sur quelques dizaines de millions d'années, des conditions du faciès des granulites.

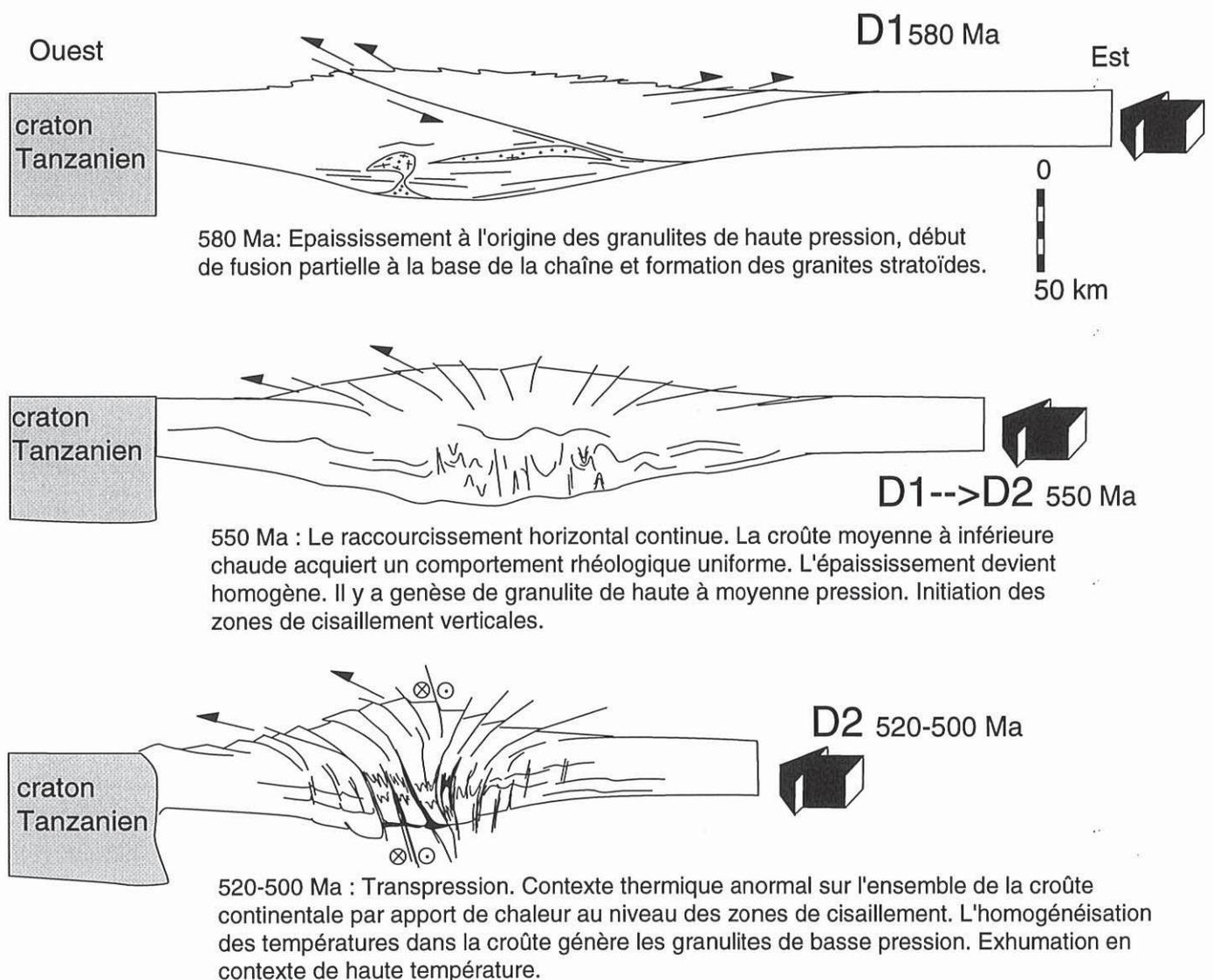


Fig. 20 : Evolution géodynamique de Madagascar au cours de l'orogène panafricaine. Modèle 3.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

A l'issue de ce mémoire de thèse nous possédons une vision globale du *champ de déformation finie* et des conditions *Pression-Température-temps* à l'échelle du Sud de Madagascar, notamment entre 20 et 25° de latitude. Les données établies sont d'une part la réalisation de cartes des trajectoires de foliation (plan d'aplatissement principal), des trajectoires de linéation d'étirement et la caractérisation des déplacements par l'analyse des critères cinématiques. D'autre part nous avons quantifié les conditions Pression-Température-temps synchrones de la déformation par l'analyse chimique des paragenèses à l'équilibre et l'étude du chronomètre Th-U-Pb pour des cristaux de monazites dont la position microstructurale est déterminée en lames minces. *Le métamorphisme d'âge panafricain (580-500 Ma) génère des conditions de haute température (>750°C), homogènes à l'échelle régionale.* Par contre nous avons mis clairement en évidence un *gradient de pression (5-12 kbar)* d'Est en Ouest sur l'île.

A l'échelle crustale, l'analyse d'images satellitales est une méthode d'investigation efficace pour la caractérisation des structures tectoniques ductiles. Elle nous a permis de hiérarchiser les structures tectoniques plurikilométriques et d'en repérer précisément les limites sur le terrain. L'histoire de la déformation malgache résulte de la superposition de deux champs de déformation finie D1 et D2 contemporains du faciès granulite. Les structures tectoniques associées au dernier événement D2 reflètent une partition de la déformation entre zones de cisaillement ductiles et domaines plissés à géométrie de type dômes-et-bassins. *La croûte inférieure*, bien que métamorphisée à très haute température (>750°C) et donc thermiquement amollie, *ne se déforme pas de façon diffuse*, mais au contraire de façon localisée le long de grandes zones de cisaillement ductiles limitant des blocs crustaux (domaines en dômes-et-bassins). Ces zones de cisaillement de 15 à 25 kilomètres de large se relaient et s'anastomosent horizontalement parfois sur plus de 1000 km de long. Leur répartition contrôle les variations de pression, entre les blocs crustaux et donc l'exhumation différentielle des granulites.

Si l'interprétation cinématique de l'événement D1 est encore mal contrainte, le champ de déformation D2 (520-500 Ma) est le résultat d'une tectonique en convergence qui est accommodée par la combinaison d'un raccourcissement horizontal Est-Ouest et de décrochements. *Ce régime de déformation en transpression est à l'origine de l'exhumation de portions entières de croûte continentale.* Il permet des déplacements verticaux de matière grâce à la composante verticale associée au terme de cisaillement pur en épaissement homogène. Ces observations sont en accord avec les modèles numériques calculés par Thompson et al., (1997) qui indiquent que dans les racines orogéniques raccourcies, plus la composante en cisaillement pur est importante, plus l'exhumation de la croûte profonde est rapide et efficace.

Dans le cadre de la tectonique Gondwanienne, au cours de l'histoire tardipanafricaine (700-500 Ma), les reconstitutions paléogéographiques nous permettent de dessiner les principales structures tectoniques et la position des cratons. Il est alors clair que l'île de Madagascar se situait au centre de la convergence de plusieurs domaines cratonisés. Ces ensembles de cratons constituent des hétérogénéités de premier ordre, au milieu d'une lithosphère continentale plus mince et plus molle, dont les positions contrôlent :

1) -La partition de la déformation entre décrochement (en cisaillement simple dominant) et raccourcissement horizontal accommodé par des chevauchements et des zones de cisaillement verticales (en cisaillement pur dominant).

2) -Le gradient de déformation observé au Sud de l'île de Madagascar dans les blocs crustaux (dômes-et-bassins) délimités par les zones de cisaillement. En effet la quantité de déformation finie augmente dans les blocs d'Est en Ouest à l'approche du craton Tanzanien.

3) -L'épaississement dissymétrique de la chaîne panafricaine. Les plus hautes pressions sont situées du côté Ouest à l'approche de craton Tanzanien, et du côté Est à l'approche des cratons de l'Est (Antarctique).

4) -Le diachronisme du métamorphisme panafricain d'Ouest en Est sur le Gondwana. Les âges les plus vieux (700 Ma) se trouvent en Afrique de l'Est alors qu'ils sont situés autour de 580 Ma à Madagascar et 550 Ma en Inde.

L'étude des mécanismes de déformation à haute température depuis l'échelle plurikilométrique jusqu'à l'échelle microscopique montre l'absence de contraste de compétence entre les cristaux des agrégats polycristallins (Quartz - Feldspaths potassiques) comme entre les lithologies contrastées, toutes déformées de manière relativement homogène. *Ainsi la lithosphère continentale extrêmement hétérogène en composition, montre un comportement rhéologique plutôt homogène.* Les contrastes de viscosité entre minéraux restant faibles, il est alors possible de conserver une texture où la déformation est concentrée dans les phases les plus résistantes. *Ainsi les textures granoblastiques des granulites ne sont pas forcément le résultat d'une recristallisation post-tectonique mais plutôt d'une compétition entre mobilité des joints de grains (diffusion) et déformation intracristalline (rotation des sous grains) dans des roches très déformées (mylonites).* Ces données naturelles sont en contradiction avec les expériences de laboratoire et les modèles qui déterminent notre vision actuelle de la rhéologie de la croûte inférieure. De plus dans l'exemple de Madagascar il ne semble pas que l'interface croûte-manteau constitue une limite mécanique sur laquelle les décrochements crustaux s'amortissent en s'horizontalisant. Nous disposons d'un ensemble d'arguments (structuraux, pétrologiques, géochimiques, géophysiques) qui montre l'*enracinement des zones de cisaillement subverticales dans la lithosphère mantellique.* Madagascar constitue donc un exemple exceptionnel où il est possible d'observer comment les grands décrochements, bien connus dans la partie supérieure de la croûte, sont transmis non seulement dans la croûte inférieure, mais aussi dans le manteau. Ces zones de cisaillement verticales lithosphériques constituent alors des anisotropies majeures qui vont être des drains facilitant les transferts de matière et de chaleur. Ces dernières pourront contribuer au

développement de conditions thermiques anormales (*terme advectif*) dans les racines des chaînes de montagne, et donc expliquer, en partie au moins, la genèse des terrains granulitiques en contexte de croûte épaissie, même de façon homogène.

En définitive, Madagascar offre, d'Est en Ouest, *une coupe complète à travers la croûte continentale moyenne à inférieure*. Il serait maintenant nécessaire d'étudier les structures malgaches cette fois ci du Sud vers le Nord où les conditions métamorphiques sont celles de la croûte supérieure (région d'Itremo). On disposerait ainsi d'une image complète de la croûte continentale panafricaine.

Au terme de ce travail il apparaît que, dans son ensemble, la chaîne Mozambicaine est un chantier d'excellence pour l'étude :

- des processus d'épaississement homogène de la lithosphère,
- de la localisation de la déformation ductile dans la lithosphère continentale,
- des grandes interfaces (croûte continentale supérieure-croûte continentale inférieure et croûte-manteau) de la lithosphère continentale,
- du contrôle structural des minéralisations (or, phlogopites, uranium, gemmes...) qui est un enjeu scientifique et économique de tout premier ordre.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ackermann, D., Windley, B.F. and Razafiniparany, A., 1989. The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. In: J.S. Daly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardleys (Eds), Evolution of metamorphic belts. *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 43, 293-296.
- Ackermann, D., Windley, B.F. and Razafiniparany, A., 1991. Kornerupine breakdown reactions in paragneisses from southern Madagascar. *Mineralogical Magazine*, 55, 71-80.
- Aftalion, M., Bowler, D.R., Dash, B. and Dempster, T.J., 1988. Late proterozoic charnockites from Orissa, India: a U-Pb and Rb-Sr study. *J. Geol.*, 96, 663-676.
- Agrawal, P.K., Pandey, O.P. and Negi, J.G., 1992. Madagascar: a continental fragment of the paleo-super Dharwar craton of India. *Geology*, 20, 543-546.
- Anastasiou, P. and Seifert, F., 1972. Solid solubility of Al₂O₃ in enstatite at high temperatures and 1-5 kb water pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 272-287.
- Andriamarofahatra, J. and De La Boisse, H., 1986. Premières datations sur zircon du métamorphisme granulitique dans le Sud-Est de Madagascar. 11ème Réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, p3.
- Andriamarofahatra, J., De La Boisse, H. and Nicollet, C., 1990. Datation U-Pb sur monazites et zircons du dernier épisode tectono-métamorphique granulitique majeur dans le Sud-Est de Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, 1643-1648.
- Andriambololona, Y.H., 1995. Le contrôle structural des minéralisations dans la croûte inférieure : exemple des gisements de phlogopite du Sud de Madagascar. Mémoire de DEA, Univ. Antananarivo Unpub., 86p.
- Avouac, J.P. and Peltzer, G., 1993. Active Tectonics in Southern Xinjiang, China : Analysis of Terrace Riser and Normal Fault Scarp Degradation Along the Hotan-Qira Fault System. *J. Geophys. Res.*, 98, 21773-21807.
- Bartlett, J.M., Harris, N.B.W., Hawkesworth, C.J. and Santosh, M., 1995. New isotope constraints on the crustal evolution of south india and pan-african granulite metamorphism. *Mem. Geol. Soc of India*, 34, 391-397.
- Bazot, G., 1974. Géologie de la région de Fort Dauphin-Sainte Luce (Sud-Est de Madagascar). Service géologique Tananarive, TBG 142, 43p.
- Bazot, G., 1976. Contribution à l'étude des formations métamorphiques précambriennes du Sud-Est de Madagascar. Thesis Univ. Clermont-Ferrand, 200p.
- Bazot, G., Razafimanantsoa. and Ramanitrisana, C., 1978. Carte géol., Sainte Luce. Service géologique de Madagascar, échelle 1 : 100 000.
- Beer, J.H. and Stettler, E.H., 1992. The deep structure of the Limpopo belt from geophysical studies. *Precamb. Res.*, 55, 173-186.

- Behr, H.J., 1964. Die Korngefügefazies der Zweigürteltektonite im Kristallinen Grundgebirge Sachsens. Abh., dt. Akad. Wiss. Berl. Kl. Bergbau. Huttenwesen und Mantangeologie, 1, 1-46.
- Behr, H.J., 1961. Beiträge zur petrographischen und tektonischen analyse des Sächsischen Granulitgebirges. Freiburger Forschungshefte., C119, 8-111.
- Behr, H.J., 1980. Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemian massif. J. Struct. Geol., 2, 249-254.
- Bell, T.H. and Johnson, S.E., 1989. The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallisation of plagioclase and K-feldspar in the Woodroffe thrust mylonite zone, central Australia. J. metamorphic Geol., 7, 151-168.
- Berglund, L. and Touret, J., 1976. Garnet-biotite gneiss in "Systeme du Graphite" (Madagascar): Petrology and fluid inclusions. Lithos, 10, 139-148.
- Berhe, S.M., 1990. Ophiolites in northeast and east Africa : implications for proterozoic crustal growth. J. Geol. Soc. London, 147, 41-57.
- Berman, R.G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. J. Petrol., 29, 445-522.
- Berman, R.G., 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. Am. Mineral., 75, 328-344.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. Can. Mineral., 29, 833-856.
- Berthé, D., Choukroune, P. and Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites : the example of the south Armorican Shear Zone. J. Struct. Geol., 1, 31-42.
- Bertil, D. and Regnault, J.M., Sismotectonique de Madagascar. En préparation
- Besairie, H., 1967. The Precambrian of Madagascar. In: Rankama (Ed), The Precambrian. Intescence Publ., London. 133-142.
- Besairie, H., 1968-69-71. Description géologique du massif ancien de Madagascar. Doc. Bur. Géol., Tananarive 177 (a-f).
- Besairie, H., 1970a. Carte géol., Ampanihy. Service géologique de Madagascar, échelle 1 : 500 000.
- Besairie, H., 1970b. Carte géol., Fianarantsoa. Service géologique de Madagascar, échelle 1 : 500 000.
- Bhaskar Rao, Y.J., Chetty, T.R.K., Janardhan, A.S. and Gopalan, K., 1996. Sm-Nd and Rb-Sr ages and P-T history of the Archean Sittampundi and Bhavani layered meta-anorthosite complexes in Cauvery shear zone, South India: evidence for Neoproterozoic reworking of Archean crust. Contrib. Mineral. Petrol., 125, 237-250.
- Bhattacharya, S., 1996. Eastern ghats granulite terrain of India: an overview. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 14, 165-174.
- Blundy, J.D. and Holland, T.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208-224.
- Blundy, J.D. and Holland, T.B., 1992. "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer": Reply to comments of Hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson. Contrib. Mineral. Petrol., 111, 269-272.

- Bohlen, S.R., Dollase, W.A. and Wall, V.J., 1986. Calibration and Applications of Spinel Equilibria in the System FeO-Al₂O-SiO₂. *J. Petro.*, 27, 1143-1156.
- Bonavia, F.F. and Chorowicz, J., 1993. Neoproterozoic structures in the Mozambique Orogenic belt of southern Ethiopia. *Precamb. Res.*, 62, 307-322.
- Bons, P.D., 1993. Experimental deformation of polyphase rock analogues. Thesis Univ Utrecht. 207 p.
- Bouhallier, H., Chardon, D. and Choukroune, P., 1995. Strain patterns in archaean dome-and-basin structures : The Dharwar craton (Karnataka, South India). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 135, 57-75.
- Bouhallier, H., Choukroune, P. and Ballèvre, M., 1993. Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the archaean dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precamb. Res.*, 63, 43-58.
- Boulanger, J., 1954. Contribution à la géologie du socle Malgache. Etude géologique des formations cristallines de la région du Vohibory (Madagascar). Thesis Univ. Nancy,. 194p.
- Boulanger, J., 1956. Sur la constitution géologique de la région du Vohibory (Madagascar). *Sci. Géol., Bull.*, 6, 151-156.
- Boulanger, J., 1957. Le système volcanique fissural du pays Mahafaly (SW de Madagascar). *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, 529-537.
- Boulanger, J., Aurouze, J., Pavlovsky, R., Noizet, G. and Lautel, R., 1958. Carte géol, Ampanihy-Bekily (F.G 60-61, H.I 60-61). Service géologique de Madagascar, échelle 1 : 200 000.
- Braun, I., Montel, J.M. and Nicollet, C., 1998. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, in press.
- Brenon, P., 1953. Etude géologique des feuilles de Betroka-Isakoa. Service géologique Tananarive TBG 48, 102 p.
- Brun, J. P. and Choukroune, P., 1981. Déformation progressive et structures crustales. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 23, 177-1993.
- Brun, J. P., 1983a. Isotropic points and lines in strain fields. *J. Struct. Geol.*, 5, 321-327.
- Brun, J. P., 1983b. L'origine des domes gneissiques: modèles et test. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 25, 219-228.
- Burg, J.P. and Ford, M., 1996. Orogeny through time : an overview. In: J.P. Burg and M. Ford (Eds), *Orogeny through time. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1-17.
- Cadoppi, P., Costa, M. and Sacchi, R., 1987. A cross section of the Namama thrust belt (Mozambique). *Journal of African Earth Sciences*, 6, 493-504.
- Caen-Vachette, M., 1977. Géochronologie du Précambrien malgache. *Bull. Acad. Malg.*, 55, 251-289.
- Caen-Vachette, M., 1979. Le Précambrien de Madagascar. Radiochronométrie par isochrones Rb/Sr sur roches totales. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 21, 331-338.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., Bonhomme, M. and Ledent, D., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512p.

- Cardon, H., 1998. Mécanismes de propagation des réseaux de failles : l'exemple du rift Est-africain. Thesis Univ. Lyon I, manuscrit en préparation.
- Carson, C.J., Hand, M. and Dirks, P.H., 1995. Stable coexistence of grandidierite and kornerepine during medium pressure granulite facies metamorphism. *Mineralogical Magazine*, 59, 327-339.
- Cattala, L., 1961. Carte de la déclinaison magnétique à Madagascar pour le 1er juillet 1958, Antananarivo. Service géologique de Madagascar, échelle 1: 2 500 000.
- Chacko, T., Kumar, G.R.R. and Newton, R.C., 1986. Metamorphic P-T conditions of the Kerala (South India) khondalite belt, a granulite facies supracrustal terrain. *J. Geol.*, 95, 343-358.
- Chardon, D. and Choukroune, P., 1996. Strain patterns, decollement and incipient sagducted greenstone terrains in the Archaean Dharwar craton (south India). *J. Struct. Geol.*, 18, 991-1004.
- Chetty, T.R.K. and Murthy, D.S.N., 1993. Landsat thematic mapper data applied to structural studies of the Eastern Ghat granulite terrane in part of Andhra Pradesh. *J. Geol. Soc. India*, 42, 373-391.
- Chorowicz, J., Guezlane, M., Rudant, J.P. and Vidal, G., 1988. Analyse de la zone de failles d'Assoua à partir des images spatiales Landsat-MSS et MONS-01. Influence del'héritage précambrien sur la structure du Gregory Rift. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, 83-88.
- Choudary, A.K., Harris, N.B.W., Van Clasteren, P. and Hawkesworeth, C.J., 1992. Pan-African charnockite formation in Kerala, south India. *Geol. Mag.*, 129, 257-264.
- Choukroune, P., 1989. The ECORS pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-29.
- Choukroune, P., 1995. Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. *Enseignement des Sciences de la Terre*. Masson, 225p.
- Cobbold, P.R. and Quinquis, H., 1980. Development of sheat folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, 116-119.
- Coffin, M., F and Rabinowitz, P., D, 1988. Evolution of the Conjugate East African-Madagascan margins and the western Somali Basin. *Geological Society of America, Special Paper*, 226, 77p.
- Collins, A.S., Brewer, T., Kröner, A., Razakamanana, T. and Windley, B.F., 1998. Geochemical and tectonic significance of middle Neoproterozoic igneous activity in central Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, in press.
- Coolen, J.J.M.M.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T. and Verschure, R.H., 1982. Possible zircon U-Pb evidence for Pan-African granulite-facies metamorphism in the mozambique belt of southern Tanzania. *Precamb. Res.*, 17, 31-40.
- Cosgrove, J.W., 1997. The influence of mechanical anisotropy on the behaviour of the lower crust. *Tectonophysics*, 280, 1-14.
- Cox, R. and Armstrong, R.A., 1997. Geochronology and provenance of the Itremo group, central Madagascar. In: L.D. Ashwal and R. Cox (Eds), UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar. *Abst. Vol.* p13.
- Daly, M.C., 1986. The intracratonic Irumide Belt of Zambia and its bearing on collision orogeny during the Proterozoic of Africa. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Eds), *Collision Tectonics*. *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 321-328.

- Daly, M.C., Klerkx, J. and Nanyaro, J.T., 1985. Early Proterozoic exotic terranes and strike-slip accretion in the Ubendian Belt of southwest Tanzania. *Terra Cognita Abstracts*, 5, p 257.
- Daso, A.A.H., 1986. Géologie d'une plateforme carbonatée métamorphique : vallée de la Sahatany -centre de Madagascar- Etude structurale pétrographique et géochimique. Thesis Univ. Paul Sabatier, 202p.
- De La Roche, H. and Marchal, J., 1956. Carte géol., Manantenina Fort-Dauphin (N. O. 60-61, N. O. 62-63). Service géologique Madagascar, échelle 1:200 000.
- De Waard, D., 1965. The occurrence of garnet in the granulite-facies terrane of the Adirondack highlands. *J. Petro.*, 6, 165-191.
- De Wit, M.J., Ashwal, L.D., Bowring, S.A., Isachsen, C.E. and Rabeloson, R.A., 1993. Pangondwanian structures; tectonic studies in southern Madagascar. *Abstract Geological Society of America*, 25,6, 232.
- De Wit, M.J., Jeffery, M., Bergh, H. and Nicolaysen, L., 1988. Geological map of sectors of Gondwana reconstructed to their disposition : 150Ma. *Am. Assoc. Petrol. Geologists and University of Witwatersrand*.
- Delbos, L., 1959. Essai de classification des granites malgaches. Service géologique de Tananarive TBG 93, 55 p.
- Delbos, L., 1964. Signification et importance du cycle récent de 500 Ma dans le Précambrien malgache. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, 25, 39-52.
- Deters-Umlauf, P., Srikantappa, C. and Köhler, H., 1997. Panafrican ages in the Moyar and Bhavani shear zone (South India): first geochronological results. In: L.D. Ashwal and R. Cox (Eds), UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar. *Abst. Vol.* p18.
- Doin, M.P., 1995. Structure des lithosphères océanique et continentale et anomalies du champ de gravité de la Terre. Thesis Univ. Paris VI, 295 p.
- Drury, S.A., Harris, N.B., Holt, R.W., Reeves-Smith, G.J. and Wightman, R.T., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *J. Geol.*, 92, 3-20.
- Drury, S.A. and Holt, R.W., 1980. The tectonic framework of the South Indian craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery. *Tectonophysics*, 65, T1-T15.
- Durrheim, R.J., Barker, W.H. and Green, R.W.E., 1992. Seismic studies in the Limpopo belt. *Precamb. Res.*, 55, 187-200.
- Emberger, A., 1958. Les granites stratoïdes du pays Betsileo (Madagascar). *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 537-554.
- Embleton, B.J.J. and McElhinny, M.W., 1975. The paleoposition of Madagascar : paleomagnetic evidence from the Isalo group. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 329-341.
- England, P.C. and Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25, 894-928.
- Essene, E.J., 1982. Geologic thermometry and barometry. In: P.H. Ribbe (Ed), Characterization of metamorphism through mineral equilibria. *Reviews in mineralogy, Mineralogical Society of America*, 10, 153-196.
- Eudier, M., 1962. The mechanical properties of sintered low-alloy steels. *Powder Metall.*, 9, 278-290.

- Ferry, J.M. and Spear, F.S., 1978. Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- Flinn, D., 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
- Flinn, D., 1969. Grain contacts in crystalline rocks. *Lithos*, 2, 361-370.
- Fournou, J.P. and Roussel, J., 1993. Topographie du Moho sous les Hautes Terres de Madagascar déduite de l'inversion de données gravimétriques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316, 69-75.
- Fournou, J.P., 1987. Contribution à l'étude de la discontinuité de Mohorovicic d'après les ondes sismiques observées à Madagascar. *Annales Geophysicae*, 5B, 175-186.
- Fournou, J.P. and Roussel, J., 1990. Sismicité du centre de Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, 377-383.
- Fournou, J.P. and Roussel, J., 1991. Mise en évidence par inversion de données télésismiques d'une zone de faiblesse crustale dans la région centrale de Madagascar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, 1147-1153.
- Ganguly, J., 1972. Staurolite stability and related parageneses : theory, experiments and applications. *J. Petrol.*, 62, 335-365.
- Ganguly, J. and Saxena, S.K., 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets : constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Am. Mineral.*, 69, 88-97.
- Gapais, D. and Barbarin, B., 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, 125, 357-370.
- Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P. and Guillot, S., 1997. Metamorphism during late orogenic extension insights from the French Variscan belt. *Bull. Soc. Géol. de France*, 168, 271-286.
- Goscombe, B., 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, central Australia. *J. Struct. Geol.*, 13, 299-318.
- Gower, R.J. and Simpson, C., 1992. Phase boundary mobility in naturally deformed, high-grade quartzofeldspathic rocks: evidence for diffusional creep. *J. Struct. Geol.*, 14, 301-313.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E., 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 767-833.
- Green, T.H., 1967. An experimental investigation of sub solidus assemblages formed at high pressure in high alumina basalt, kyanite eclogite and grosspydite compositions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 16, 84-114.
- Green, T.H., 1970. High pressure experimental studies on the mineralogical constitution of the lower crust. *Physics Earth Planet. Int.*, 3, 441-451.
- Greiling, R., Kröner, A. and El Ramly, M.F., 1984. Structural interference patterns and their origin in the Pan-African basement of the southeastern Desert of Egypt. In: A. Kröner and R. Greiling (Eds), *Precambrian tectonics illustrated*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 401-411.
- Greiling, R.O., Abdeen, M.M., Dardir, A.A., Akhal, H., El Ramly, M.F., El Kamal, M., El Din, G.M., Osman, A.F., Rashwan, A.A., Rice, A.H.N. and Sadek, M.F., 1994. A structural synthesis of the proterozoic Arabian-Nubian shield in Egypt. *Geol. Rundsch.*, 83, 484-501.

- Griffith, T.J., Davies, R. and Basset, M.B., 1979. Analytical study of effects of pore geometry on tensile strength of porous materials. *Powder Metall.*, 22, 119-123.
- Guerrot, A., Cocherie, A. and Ohnenstetter, M., 1991. Les complexes ultrabasiques de la zone Ouest Andriamena (Madagascar): contraintes géochronologiques. Principaux résultats Scientifiques et techniques du B.R.G.M., 99-101.
- Guillopé, M. and Poirier, J.P., 1979. Dynamic recrystallization during creep of single crystalline halite: an experimental study. *J. Geophys. Res.*, 84, 5557-5567.
- Handy, M.R., 1989. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere: the effects of pressure, temperature, grain size and time. *Tectonophysics*, 163, 119-152.
- Handy, M.R., 1990. The solid-state flow of polymineralic rocks. *J. Geophys. Research.*, 95, 8647-8661.
- Handy, M.R., 1994. Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. *J. Struct. Geol.*, 16, 287-301.
- Hanmer, S.K., 1982. Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *J. Struct. Geol.*, 4, 197-213.
- Hansen, B.J. and Zhou, B., 1995. A Pan-African granulite facies metamorphic episode in Prydz Bay, Antarctica: evidence from Sm-Nd garnet dating. *Australian journal of Earth Sciences*, 42, 249-258.
- Hansen, E.C., Janardhan, A.S., Newton, R.C., Prame, W.K.B.N. and Ravindra Kumar, G.R., 1987. Arrested charnockite formation in southern India and Sri Lanka. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 225-244.
- Harland, W.B., 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.*, 108, 27-42.
- Harley, S.L., 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between coexisting garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 359-373.
- Harley, S.L., 1992. Proterozoic granulite terranes. In: Condie (Ed), *Proterozoic crustal evolution*. Elsevier, 301-359.
- Harley, S.L., Hensen, B.J. and Sheraton, J.W., 1990. Two-stage decompression in orthopyroxene-sillimanite granulites from Forefinger point, Enderby land, Antarctica : implications for the evolution of the Archaean Napier Complex. *J. metamorphic Geol.*, 8, 591-613.
- Harris, N.B.W., Holt, R.W. and Drury, S.A., 1982. Geobarometry, geothermometry, and late archean geotherms from the granulite facies terrain of south India. *J. Geol.*, 90, 509-527.
- Hartley, R., Watts, A. and Fairhead, J.D., 1996. Isostasy of Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 137, 1-18.
- Hensen, B.J. and Green, D.H., 1971. Experimental study of the stability of Cordierite and Garnet in Pelitic Compositions at High Pressures and Temperatures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33, 309-330.
- Hickey, K.A. and Bell, H.T., 1996. Syn-deformational grain growth : matrix coarsening during foliation development and regional metamorphism rather than by static annealing. *Eur. Jour. Mineral.*, 8, 1351-1373.
- Hietanen, A., 1938. Petrology of finnish quartzites. *Geol. Comm. Finland Bull.*, p122.

- Hiroi, Y., Ogo, Y. and Namba, K., 1994. Evidence for prograde metamorphic evolution of Sri Lankan pelitic granulites, and implications for the development of continental crust. *Precamb. Res.*, 66, 245-263.
- Hirth, G. and Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, 14, 145-159.
- Hirtz, P., Boulanger, J. and Pavlovsky, R., 1953. Carte géol, Sakamena-Sakoa (F.59, G.59). Service géologique de Madagascar, échelle 1 : 100 000.
- Hodges, K.V. and Crowley, P.D., 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Am. Mineral.*, 70, 702-709.
- Hodges, K.V. and Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.*, 67, 1118-1134.
- Hofmann, J., 1978. Quartzgefüge (c-achsen orientierung) der metamorphite des Erzgebirges und Sächsischen Granulitgebirges als tektonische indikatoren. *Veroff. Zent. Inst. Erd. Forsch. Postdam*, 53, 81-100.
- Holdaway, M.J., 1971. The aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 269, 97-131.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M., 1977. Fe-Mg Cordierite Stability in High-Grade Pelitic Rocks Based on Experimental, Theoretical, and Natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 175-198.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O$. *J. Metam. Geol.*, 8, 89-124.
- Höltz, S., Hofmann, A.W., Todt, W. and Köhler, H., 1994. U-Pb geochronology of the Sri Lanka basement. *Precamb. Res.*, 66, 123-149.
- Höltz, S., Köhler, H., Kröner, A., Jaekel, P. and Liew, T.C., 1991. Geochronology of the Sri Lanka basement. In: A. Kröner (Ed), *The crystalline crust of Sri Lanka, Part I. Summary of research of the German-Sri Lankan consortium*. *Geol. Surv. Dept. Sri Lanka, Prof. Pap.*, 237-257.
- Hottin, G., 1976. Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bull. BRGM*, 4, 117-153.
- Ito, K. and Kennedy, G.C., 1971. An experimental study of the basalt-garnet granulite- eclogite transition. In: J.G. Heacoc (Ed), *The structural and physical properties of the Earth's crust*. *Am. Geophys. U., G. M.*, 14 Washington D. C., 303-314.
- Janardhan, A.S., Anto, F. and Sivasubramanian, P., 1997. Granulite blocks of southern india : implications for south India - Madagascar reconstruction. In: L.D. Ashwal and R. Cox (Eds), *UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar*. *Abst. Vol.* p33.
- Janardhan, A.S., Newton, R.C. and Hansen, E.C., 1982. The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 130-149.
- Jaoul, O., Tullis, J. and Kronenberg, A., 1984. The effect of varying water content on the behaviour of Heavitree quartzite. *J. Geophys. Res.*, 89, 4298-4312.
- Jayananda, M., Janardhan, A.S., Sivasubramanian, P. and Peucat, J.J., 1995. Geochronologic and isotopic constraints on granulite formation in the kodaikanal area, Southern India. *Mem. Geol. Soc of India*, 34, 373-390.

- Ji, S. and Mainprice, D., 1988. Natural deformation fabrics of plagioclase: implications for slip systems and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, 147, 145-163.
- Ji, S., Mainprice, D. and Boudier, F., 1988. Sense of shear in high-temperature movement zones from the fabric asymmetry of plagioclase feldspars. *Tectonophysics*, 147, 145-163.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- Jones, R.R. and Tanner, P.W.G., 1995. Strain partitioning in transpression zones. *J. Struct. Geol.*, 17, 793-802.
- Joo, J., 1972. Le mica industriel de Madagascar. Contexte métallogénique et conjoncture économique. Thesis Univ. Clermont-Ferrand, 424p.
- Jordan, P.G., 1987. The deformational behavior of biminerale limestone-halite aggregates. *Tectonophysics*, 135, 185-197.
- Jordan, P.G., 1988. The rheology of polymineralic rocks- An approach. *Geol. Rundsch.*, 77, 285-294.
- Katz, M. B. and Premoli, C., 1979. India and Madagascar in Gondwanaland based on matching Precambrian lineaments. *Nature*, 279, 312-315.
- Katz, M.B., 1974. Paired metamorphic belts in precambrian granulite rocks in Gondwanaland. *Geology*, 2, 237-241.
- Kehelpannala, W.K.V., 1991. Structural evolution of high-grade terrains in Sri Lanka with special reference to the areas around Dodangaslanda and Kandy. In: A. Kröner (Ed), *The crystalline crust of Sri Lanka, Part I. Summary of research of the Geramn-Sri Lankan consortium*, 69-88.
- Key, R.M., Charsley, T.J., Hackman, B.D., Wilkinson, A.F. and Rundle, C.C., 1989. Superimposed upper proterozoic collision-controlled orogenies in the mozambique orogenic belt of Kenya. *Precamb. Res.*, 44, 197-225.
- Kilmer, D.S. and Ducan, I.J., 1990. Structural mapping and analysis of a Madagascar precambrien shear zone using enhanced Landsat Thematic Mapper data. *AAPG bulletin, technical program with abstracts*, (5), p74.
- Kirby, S.H., 1980. Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. *J. Geophys. Res.*, 85 B11, 6353-6363.
- Kirby, S.H., 1985. Rheological considerations. Rock mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, 119, 1-27.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, A.K., 1984. Deformation of clinopyroxenite: evidence for a transition in flow mechanisms and semibrittle behavior. *J. Geophys. Res.*, 89, 3177-3192.
- Kleinschrodt, R., 1994. Large-scale thrusting in the lower crustal basement of Sri Lanka. *Precamb. Res.*, 66, 39-57.
- Klerkx, J., Liégeois, J. P., Lavreau, J. and Claessens, W., 1987. Crustal evolution of the northern Kibaran belt, eastern and central Africa. *American Geophysical U.*, 217-233.
- Kornprobst, J. and Vielzeuf, D., 1984. Transcurrent crustal thinning : a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper mantle associations. In: J. Kornprobst (Ed), *Kimberlites II : The mantle and crust-mantle relationships*. Dev. Petrol. Series 11B, Elsevier Pub., 347-359.

- Kretz, R., 1969. On the spatial distribution of crystals in rocks. *Lithos*, 2, 39-66.
- Kriegsman, L.M., 1993. Geodynamic evolution of the Pan-African lower crust in Sri Lanka. Structural and petrological investigations into a high-grade gneiss terrain. Thesis Univ Utrécht, N° 114, 208p.
- Kriegsman, L.M., 1994. Evidence for a fold nappe in the high-grade basement of central Sri-lanka : terrane assembly in the Pan-African lower crust? *Precamb. Res.*, 66, 59-76.
- Kröner, A., 1991. African linkage of Precambrian Sri Lanka. *Geol. Rundsch.*, 80, 429-440.
- Kröner, A., Kehelpannala, K.V.W. and Kriegsman, L.M., 1994. Origin of compositional layering and mechanism of crustal thickening in the high-grade gneiss terrain of Sri Lanka. *Precamb. Res.*, 66, 21-37.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz : a microstructural geothermobarometer. *J. metamorphic Geol.*, 14, 581-589.
- Kushiro, I. and Yoder, H.S.J., 1966. Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. *J. Petrol.*, 7, 337-362.
- Kuznir, N.J. and Park, R.G., 1986. Continental lithosphere strength : the critical role of lower crustal deformation. In: J.B. Dawson, D.A. Carswell, J. Hall and K.H. Wedepohl (Eds), *The nature of the continental crust*. J. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 79-93.
- Lacroix, A., 1912. Note préliminaire sur quelques minéraux de Madagascar dont plusieurs peuvent être utilisés comme gemmes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 155, 172.
- Lacroix, A., 1922-23. *Minéralogie de Madagascar*. Challamels, Paris, 3 tomes.
- Lacroix, A., 1929. Sur un schiste cristallin à saphirine de Madagascar et sur les roches à saphirine en général. *Bull. Soc. Minéral. Cristal.*, 52, 76-84.
- 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.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphibole. *Can. Mineral.*, 16, 501-520.
- Lecroart, P., 1992. Evaluation de la rugosité d'une surface karstique naturelle. Relation entre les mesures au sol et la détermination par télédétection. Mémoire de DEA, mécanique des milieux. Géophysiques et environnement. Univ. Grenoble Unpub., 34 p.
- Lenoir, J.L., Liégeois, J.P., Theunissen, K. and Klerkx, J., 1994. The Palaeoproterozoic Ubudian shear belt in Tanzania: geochronology and structure. *Journal of African Earth Sciences*, 19, 169-184.
- Li, Z.-X., Zhang, L. and Powell, M., 1995. South China in Rodinia : Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? *Geology*, 23, 5, 407-410.
- Li, Z.-X., Zhang, L. and Powell, M., 1996. Positions of the Esat Asian cratons in the Neoproterozoic supercontinent Rodinia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 43, 593-604.
- Lister, G.S. and Dornsiepen, U.F., 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *J. Struct. Geol.*, 4, 81-92.
- Lonker, S.W., 1988. An occurrence of grandidierite, kornéropine and tourmaline in southeastern Ontario, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 502-516.
- Lonker, W., 1981. The P-T-X relations of the cordierite - garnet - sillimanite - quartz equilibrium. *Am. J. Sci.*, 281, 1056-1090.

- Lucas, S.B. and St-Onge, M.R., 1995. Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava Orogen (northern Quebec, Canada). *J. Struct. Geol.*, 14, 475-492.
- Ludden, J.N., Hubert, C., Barnes, A., Milkereit, B. and Sawyer, E., 1993. A three dimensional perspective on the evolution of Archaean crust : LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior Province. *Lithos*, 30, 357-372.
- Mabako, M.A.H., 1995. Neodymium isotopic constraints on the protholith ages of rocks involved in Pan-African tectonism in the Mozambique belt of Tanzania. *J. Geol. Soc. London*, 152, 911-916.
- Malavielle, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M. and Gardien, V., 1990. Collapse of a thickened variscan crust in the French Massif central : Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne Upper-Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177, 139-149.
- Martelat, J.E., Nicollet, C., Lardeaux, J.M., Vidal, G. and Rakotondrazafy, R., 1997. Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar. *Geod. Acta.*, 10, 3, 94-114.
- Martelat, J.E., Vidal, G., Lardeaux, J.M., Nicollet, C. and Rakotondrazafy, R., 1995. Satellite images and tectonics of the lower continental crust : The example of South-Western Madagascar. *C.R. Acad.Sci. Paris*, 321, 325-332.
- Martignole, J. and Sisi, J.-C., 1981. Cordierite-Garnet-H₂O equilibrium : a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 38-46.
- McElhinny, M.W. and Embleton, B.J.J., 1976. The palaeoposition of Madagascar: remanence and magnetic properties of late palaeozoic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 101-112.
- McLellan, E.L., 1983. Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *J. Metamorphic Geol.*, 1, 241-262.
- Mergelin, N., 1968. Sur une roche à kornéropine du Sud de Ianakafy (centre de Madagascar). *C. R. Sem. Géol. Madagascar*, 67-69.
- Miller, J.S., Santosh, M., Pressley, R.A., Clements, A.S. and W., R.J.J., 1996. A Pan-African thermal event in southern India. *Journal of southeast Asian Earth Sciences*, 14, 127-136.
- Moecher, D.P., Essene, E.J. and Anovitz, L.M., 1988. Calculation and application of clinopyroxene-garnet-plagioclase-quartz geobarometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 92-106.
- Moine, B., 1968. Carte géol. du massif Schisto-Quartzo-Dolomitique, région d'Ambatofinandrahana, centre Ouest du socle cristallin Précambrien de Madagascar., Centre de l'institut géographique national à Tananarive, échelle 1 : 200 000.
- Moine, B., Rakotondratsima, C. and Cuney, M., 1985. Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la métasomatose. *Bull. Minéral.*, 108, 325-340.
- Möller, A., Appel, P., Mezger, K. and Schenk, V., 1995. Evidence for a 2 Ga subduction zone : eclogites in Usagaren belt of Tanzania. *Geology*, 23, 1067-1070.
- Monnier, O., 1995. Le socle protérozoïque de Terre Adélie (Antarctique-Est) : Son évolution tectono-métamorphique et sa place dans les reconstitutions du proto-Gondwana. Thesis Univ. Saint-Etienne, 321p.
- Montel, J.M., Veschambre, M. and Nicollet, M., 1994. Datation de la monazite à la microsonde électronique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, 1489-1495.

- Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C. and Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131, 37-53.
- Montel, J.M., Weber, C. and Pichavant, M., 1986. Biotite-sillimanite-spinel assemblages in high-grade metamorphic rocks : occurrences, chemographic analysis and thermobarometric interest. *Bull. Minéral.*, 109, 555-573.
- Muhongo, S., 1994. Neoproterozoic collision tectonics in the mozambique belt of east Africa : evidence from the Uluguru mountains, Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 19, 153-168.
- Muhongo, S. and Lenoir, J.L., 1994. Pan-African granulite-facies metamorphism in the Mozambique Belt of Tanzania: U-Pb zircon dating. *Journal of the geological Society*, 151, 343-347.
- Muhongo, S. and Tuisiku, P., 1996. Pan-African high pressure isobaric cooling : evidence from the mineralogy and thermobarometry of the granulite-facies rocks from the Uluguru Mountains, eastern Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 23, 443-463.
- Mukhopadhyay, B. and Bose, M.K., 1994. Transitional granulite-eclogite facies metamorphism of basic supracrustal rocks in a shear zone complex in the Precambrian shield of South India. *Mineralogical Magazine*, 58, 97-118.
- Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American journal of Science*, 283, 993-1033.
- Nash, C.R., Rankin, L.R., Leeming, P.M. and Harris, L.B., 1995. Delineation of lithostructural domains in northern Orissa (India) from Landsat Thematic Mapper imagery. *Tectonophysics*, 260, 245-257.
- Nédélec, A., Moine, B. and Rakotondrazafy, M., 1992. Granulites du Sud-Est de Madagascar : thermobarométrie des leptynites de Fort-Dauphin. 14ème Réunion des Sciences de la Terre, Toulouse, p113.
- Nédélec, A., Paquette, J.-L., Bouchez, J.-L., Olivier, P. and Ralison, B., 1994. Stratoid granites of Madagascar: structure and position in the Panafrican orogeny. *Geod. Acta*, 7, 48-56.
- Nédélec, A., Stephens, W.E. and Fallick, A.E., 1995. The panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *J. Petro.*, 36, 1367-1391.
- Némec, D., 1977. Der Blockbau der Mährischen Scholle vom Standpunkt des Quarzgefüges des Gesteine. *Geol. Rundsch.*, 68, 775-792.
- Newton, R.C. and Haselton, H.T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-Quartz geobarometer. In: R.C. Newton, A. Navrotsky and B.J. Wood (Eds), *Thermodynamics of mineral and melts*. Springer, New-York. 129-145.
- Newton, R.C. and Perkins, D., 1982. Thermodynamics calibration of geobarometers based on assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxen (clinopyroxen)-quartz. *Am. Mineral.*, 67, 203-222.
- NGDC, 1988. National Geophysical Data Center. EOTOPO5: bathymetry/Topography data, National oceanic and atmospheric administration, data announcement 88-MGG-02, US Departement of commerce.
- Nicollet, C., 1983. Existence de granulites de haute pression à clinopyroxène-grenat dans les formations précambriennes du Vohibory (SW de Madagascar). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297, 145-148.

- Nicollet, C., 1984. Le volcanisme dans le Sud-Ouest de Madagascar. *Journal of African Earth Sciences*, 2, 383-388.
- Nicollet, C., 1985a. Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy: un marqueur thermobarométrique dans le Sud de Madagascar. *Precamb. Res.*, 301, 175-185.
- Nicollet, C., 1985b. Origine des amphibolites à saphirine, corindon et grenat de la formation précambrienne du Vohibory (SW de Madagascar). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, 167-170.
- Nicollet, C., 1986. Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar. *Bull. minéral.*, 109, 599-612.
- Nicollet, C., 1988. Métabasites granulitiques, anorthosites et roches associées de la croûte inférieure. Exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français. Arguments en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. Thèse d'Etat Univ. Clermont-Ferrand. 315 p.
- Nicollet, C., 1989. L'Eclogite de Faratsiho (Madagascar) : un cas exceptionnel de métamorphisme de haute-P-basse-T au protérozoïque supérieur. *Precamb. Res.*, 45, 343-352.
- Nicollet, C., 1990a. Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In: D. Vielzeuf and P. Vidal (Eds), *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer Academic publishers, 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., Rakotondrazafy, R. and Lardeaux, J.M., 1997. E-Probe monazite dating in Madagascar : a good example of the usefulness of the in-situ dating method. In: L.D. Ashwal and R. Cox (Eds), *UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar*. Abst. Vol. p65.
- Noizet, G., 1952. Carte géol, Ankazontaha-Ampanihy (F.61, G.61). Service géologique de Madagascar, échelle 1 : 100 000.
- Noizet, G., 1953. Etude géologique des feuilles Ankazotaha-Ampanihy-Tranoroa. Service géologique Tananarive TBG 46, 65p
- Noizet, G., Delbos, L., Orloff, O., Marchal, J., Besson, M. and de la Roche, H., 1958. Carte géol, Tsivory-Esira (J.K 60-61, L.M 60-61). Service géologique de Madagascar, échelle 1 : 200 000.
- Norton, I.O. and Sclater, J.G., 1979. A model for evolution of the Indian ocean and the breakup of gondwanaland. *J. Geophys. Res.*, 84, B12, 6803-6830.
- Olesen, N.O., 1987. Plagioclase fabric development in a high grade shear zone, Jotunheimen, Norway. *Tectonophysics*, 142, 291-308.
- Ord, A. and Hobbs, B.E., 1989. The strength of the continental crust, detachment zones and the development of plastic instabilities. *Tectonophysics*, 158, 269-289.
- Pallister, J.W., 1971. The tectonics of East Africa. *U.N.E.S.C.O, The tectonics of Africa*. 6, 511-543.
- Paquette and Nédélec, 1998. A new insight into Pan-African tectonics in the East-West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 155, 45-56.
- Paquette, J.-L., Nédélec, A., Moine, B. and Rakotondrazafy, M., 1994. U-Pb, Single Zircon Pb-Evaporation, and Sm-Nd Isotopic Study of a granulite Domain in SE Madagascar. *J. Geol.*, 102, 523-538.

- Peacock, S.M., 1989. Thermal modelling of metamorphic Pressure-Temperature-Time paths : a forward approach. In: F.S. Spear and S.M. Peacock (Eds), *Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths. Short Course in Geology. Am. Geophys. U. Washington, DC*, 57-102.
- Peltzer, G., Tapponnier, P. and Armijo, R., 1989. Magnitude of late Quaternary left-lateral displacements along the North edge of Tibet. *Science*, 246, 1285-1289.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J. and Condie, K.C., 1989. Sr, Nd and Pb isotope systematics in the Archaean low to high grade transition zone of southern India: syn-accretion vs. post accretion granulites. *J. Geol.*, 97, 537-550.
- Pili, E., 1997. Distribution et transfert des fluides à l'échelle de la lithosphère continentale. Investigations géochimique et géophysique des granulites de Madagascar. Thesis Univ. Lyon I., 252 p.
- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J.M. and Sheppard, S.M.F., 1997b. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, 280, 15-29.
- Pili, E., Sheppard, S.M.F., Lardeaux, J.M., Martelat, J.E. and Nicollet, C., 1997a. Fluid flow vs. scale of shear zones in the lower continental crust and the granulite paradox. *Geology*, 25, 15-18.
- Pinna, P., Jourde, G., Calvez, J.Y., Mroz, J.P. and Marques, J.M., 1993. The Mozambique belt in northern Mozambique : neoproterozoic (1100-850 Ma) crustal growth and tectogenesis, and superimposed Pan-African (800-550 Ma) tectonism. *Precamb. Res.*, 62, 1-59.
- 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. *J. Geophys. Res. - Solid Earth*, 100, 22047-22070.
- Powell, C.M., Johnson, B.D. and Veevers, J.J., 1980. A revised fit of east and west Gondwanaland. *Tectonophysics*, 63, 13-29.
- Powell, C.M., Li, Z.-X., McElhinny, M.W., Meert, J.G. and Park, J.K., 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and the Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, 21, 889-892.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration : the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. metamorphic Geol.*, 3, 231-243.
- Powell, R. and Holland, T.J.B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. metamorphic Geol.*, 6, 173-204.
- Premoli, C., 1977. Metallogeny of radioactive raw material of Madagascar. International Atomic Energy Association (Lusaka), Vienna, Annual congress.
- Quinquis, H., Audren, C., Brun, J.P. and Cobbold, P.R., 1978. Intensive progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, 43-45.
- Raase, P. and Schenk, V., 1994. Petrology of granulite-facies metapelites of the Highland Complex, Sri Lanka : implications for the metamorphic zonation and the P-T path. *Precamb. Res.*, 66, 265-294.
- Raith, M., Srikantappa, C., Ashamanjari, K.G. and Spiering, B., 1990. The granulite terrane of the Nilgiri hills (southern India) : characterization of high-grade metamorphism. 339-365.

- Rajesh, H.M., Santosh, M. and Yoshida, M., 1996. The felsic magmatic province in East Gondwana: implications for Pan-African tectonics. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 14, 275-291.
- Rakotodrainibe, M., 1977. Contribution à l'étude de la sismicité de Madagascar. Thesis Univ. Madagascar, 152p.
- Rakotondratsima, C., 1983. Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar: étude pétrographique, minéralogique et géochimique. Conséquence Métallogéniques. Thesis Univ Lyon I, 206p.
- Rakotondrazafy, A.F.M., 1995. La Hibonite (CaAl₁₂O₁₉) du Sud-Est de Madagascar. Caractères et modalités de formation dans les skarns à Thorianite du faciès granulite. Thesis Univ. Antananarivo, 195p.
- Rakotondrazafy, R., 1992. Etude pétrologique de la série granulitique Pan-Africaine de la région d'Ampanandrava : Sud Madagascar. Thesis Univ. Antananarivo, 121p.
- Ralinson, B. and Nédélec, A., 1997. Contrasted Pan-African structures near Antananarivo (Madagascar). In: L.D. Ashwal and R. Cox (Eds), UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar. Abst. Vol. p83.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. In: McGraw-Hills, New-York, 568p.
- Ramsay, J.G., 1980. Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1983. The techniques of modern structural geology. Academic Press, Volume 2: Folds and Fractures. London, 700p.
- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281-295.
- Ravindra Kumar, G.R. and Chacko, T., 1994. Geothermobarometry of mafic granulites and metapelite from the Palghat Gap, South India: petrological evidence for isothermal uplift and rapid cooling. *J. metamorphic Geol.*, 12, 479-492.
- Razafiniparany, A.H., 1969. Les charnockites du socle précambrien de Madagascar. Thesis Univ. Clermont-Ferrand, 289p.
- Rechenmann, J., 1982. Gravimétrie de Madagascar. Interprétation et relations avec la géologie. *ORSTOM, Géophys.*, 18, 3-128.
- Robin, P.Y.F. and Cruden, A.R., 1994. Strain vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *J. Struct. Geol.*, 16, 447-466.
- Rolin, P., 1991. Présence de décrochements précambriens dans le bouclier méridional de Madagascar : implications structurales et géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, 625-629.
- Rutter, E.H. and Brodie, K.H., 1988. The role of tectonic grain size reduction in the rheological stratification of the lithosphere. *Geol. Rundsch.*, 77, 295-308.
- Rutter, M.J., Van der Laan, S. and Wyllie, P.J., 1989. Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: Aluminum in hornblende at 10 Kbar pressure. *Geology*, 17, 897-900.
- Sacchi, R., Marques, J., Costa, M. and Casati, C., 1984. Kibaran events in the southernmost mozambique belt. *Precamb. Res.*, 25, 141-159.

- Sacks, P.E., Nambiar, C.G. and Walters, L.J., 1997. Dextral Pan-African shear along the southwestern edge of the Achonvil shear belt, South India: constraints on Gondwana Reconstructions. *J. Geol.*, 105, 275-284.
- Sahamana, T.G., 1936. Die Regelung von quartz und glimmer in den giesteinen der Finnisch-Lappländischen granulit formation. *Comm. Geol. Finland Bull.*, 113, 1-110.
- Salman, G. and I., A., 1995. Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique. *Sedimentary Geology*, 96, 7-41.
- Sander, B., 1950. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Springer, Vienna, 2, 408p.
- Sanderson, D.J. and Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *J. Struct. Geol.*, 6, 449-458.
- Savornin, M.A., 1932. Carte géol. de reconnaissance, Benenitra (H.58, I.59). Service des Mines de Madagascar, échelle 1 : 100 000.
- Schmid, S.M., 1982. Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: K.J. Hsü (Ed), *Mountain building processes*. Academic Press, London. 95-110.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 304-310.
- Schreyer, W., 1968. A reconnaissance study of the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at pressure between 10 and 25 kb. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 66, 380-392.
- Schreyer, W. and Seifert, F., 1969. High-pressure phases in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. J. Sci.*, 267-A, 407-443.
- Schulmann, K., Mlcoch, B. and Radek, M., 1996. HT microstructures and rheology of deformed granite, Erzgebirge, Bohemian Massif. *J. Struct. Geol.*, 18, 719-733.
- Schumacher, R. and Faulhaber, S., 1994. Summary and discussion of P-T estimates from garnet-pyroxene-plagioclase-quartz-bearing granulite-facies rocks from Sri Lanka. *Precamb. Res.*, 66, 295-308.
- Ségoufin, J., 1978. Anomalies magnétiques mésozoïques dans le bassin du Mozambique. *C.R. Acad.Sci. Paris*, 287, 109-112.
- Ségoufin, J. and Patriat, P., 1980. Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afriques-antarctique-Madagascar. *C.R. Acad.Sci. Paris*, 291, 109-112.
- Seifert, F., 1974. Stability of sapphirine : a study of the aluminous part of the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *J. Geol.*, 82, 173-204.
- Sen, S.K. and Bhattacharya, A., 1984. An orthopyroxene-garnet thermometer and its application to the Madras charnockites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, 64-71.
- Shackelton, R.M., 1986. Precambrian collision tectonic in Africa. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Eds), *Collision Tectonics*. *J. Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 329-349.
- Shackleton, R., 1993. Tectonics of the lower crust: a view from the Usambara mountains, NE Tanzania. *J. Struct. Geol.*, 15, 663-671.
- Shelton, G. and Tullis, J., 1981. Experimental flow laws for crustal rocks. *EOS, Trans. Am. Geophys. U.*, 62, 396.

- Shiraishi, K., Asami, M., Ishizuka, H., Kojima, H., Kojima, S., Osanai, Y., Sakiyama, T., Takahashi, Y., Yamazaki, M. and Yoshikura, S., 1991. Geology and metamorphism of the Sor Rondane Mountains, east Antarctica. In: M.R.A. Thompson, J.A. Crame and J.W. Thompson (Eds), Geological evolution of Antarctica. Cambridge University Press, 77-82.
- Shudofski, G.N., 1985. Source mechanism and focal depths of east african earthquakes using rayleigh wava inversion and body wave modeling. *Geophys. Journ. of the R. Astr. Soc.*
- Sills, J.D., Ackermann, D., Herd, R. and Windsley, B.F., 1983. Bulk composition and mineral parageneses of sapphirine-bearing rocks along a gabbro-lherzolite contac at Finero, Ivrea Zone, N Italy. *J. metamorphic Geol.*, I, 337-351.
- Sims, J.P., Dirks, P.H.G.M., Carson, C.J. and Wilson, C.J.L., 1994. The structural evolution of the Rauer Group, East Antartica : mafic dykes as passive markers in a composite Proterozoic terrain. *Antarctic Science*, 6, 379-394.
- Snowden, P.A., 1984. Non-diapiric batholiths in the north of the Zimbabwe shield. In: A. Kröner and R. Greiling (Eds), Precambrian tectonics illustrated. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart. 135-145.
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time path. *Mineralogical Society of America MONOGRAPH*. 799p.
- Spear, F.S., Peacock, S.M., Kohn, M.J., Florence, F.P. and Menard, T., 1991. Computer programs for petrologic P-T-t path calculations. *Am. Mineral.*, 76, 2009-2012.
- Spontier, S., 1995. Elaboration d'une interface graphique pour le traitement d'image. *Mém. Maîtrise Univ. Lyon I Unpub.*, 10 p.
- Spry, A., 1979. Metamorphic textures. In: Pergamon Press, Oxford, 350p.
- Storre, B. and Nitsch, K.H., 1974. Zur stabilität von Margarit im system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 43, 1-24.
- Sultan, M., Becker, R., Arvidson, R.E., Shore, P., Stern, R.J., El Alfy, Z. and Attia, R.I., 1993. New constrains on red sea rifting from correlations of Arabian and Nubian neoproterozoic outcrops. *Tectonics*, 12, 1303-1319.
- Tharp, T.M., 1983. Analogies between the high-temperature deformation of polyphase rocks and the mechanical behavior of porous powder metal. *Tectonophysics*, 96, T1-T11.
- Thiessen, R.L. and Means, W.D., 1980. Classification of fold interference patterns: a reexamination. *J. Struct. Geol.*, 2, 311-316.
- Thomas, C.W. and Nixon, P.H., 1987. Lower crustal granulite xenoliths in carbonatite volcanoes of the Western Rift of East Africa. *Mineralogical Magazine*, 51, 621-633.
- Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks : II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *American Journal of science*, 276, 425-454.
- Thompson, A.B., Schulmann, K. and Jezek, J., 1997. Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, 280, 171-184.
- Thoué, F., 1993. Quantification par imagerie tridimensionnelle de l'extension continentale et des déplacements associés. Exemples au Kenya et au Yémen. *Thesis Univ. Lyon I*, 179p.
- Thoué, F., Vidal, G. and Gratier, J.-P., 1994. Quantification par imagerie 3D d'un champ de déplacements sur la marge sud Yémen: implications sur l'ouverture du golfe d'Aden. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, 825-832.

- Tommasi, A., 1995. Développement de systèmes de décrochements d'échelle continentale dans une lithosphère hétérogène : cas naturels et modélisation numérique. Thesis Univ. Montpellier, 180 p.
- Tucker, R.D., et al., 1997. Map of U-Pb Zircon Ages. In: L.D. Ashwal (Eds), UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar. Guidebook. p9.
- Tucker, R.D., Ashwal, L.D., Handke, M.J. and Hamilton, M.A., 1997. A geochronologic overview of the precambrian rocks of Madagascar : A record from the Middle Archean to the late Neoproterozoic. In: L.D. Ashwal and R. Cox (Eds), UNESCO-IUGS-IGCP 348/368. Internal Symposium and field workshop on proterozoic geology of Madagascar. Abst. Vol. 99-100.
- Tucker, R.D., Handke, M.J., Hamilton, M.A., Ashwal, L.D., LeGrange, M. and Rabeloson, R.A., 1998. U-Pb geochronology and Isotope geochemistry of the archean granite greenstone belts of Madagascar. *J. Geol.*, in press.
- Tullis, J., 1983. Deformation of feldspars. In: P.H. Ribbe (Eds), *Feldspar Mineralogy*. Min. Soc. Am. Rev. Mineralogy 2, 297-323.
- Tullis, J. and Yund, R.A., 1977. Experimental deformation of dry Westerly granite. *J. Geophys. Res.*, 82, 5705-5718.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics, Thermique Rhéologie*. Wiley. 450p.
- Twiss, R.J., 1977. Theory and applicability of recrystallized grain size paleopiezometer. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 227-244.
- Urai, J.L., Means, W.D. and Lister, G.S., 1986. Dynamic recrystallisation of minerals. In: B.E. Hobbs and H.C. Heard (Eds), *Mineral and rock deformation laboratory studies*. Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr., 161-169.
- Urban, M., 1992. Kinematics of the Variscan thrusting in the Eastern Moldanubicum (Bohemian Massif, Czechoslovakia): evidence from the Namest granulite massif. *Tectonophysics*, 201, 371-391.
- Vachette, M. and Hottin, G., 1977. Ages au Strontium ajusté par isochrones sur roches totales des formations du Sud de Madagascar. *Bull. Acad. Malgache*, 55/1-2, 291-299.
- Van Den Driessche, J. and Brun, J.P., 1987. Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, 9, 691-704.
- Vernon, R.H., 1976. *Metamorphic processes*. Allen and Unwin, London, 247p.
- Vidal, G., 1985. Analyse par télédétection et étude de terrain du rift est-africain au Kenya : le problème du linéament d'Assoua. Thesis Univ. Paris 6, 262p
- Vielzeuf, D., 1983. The Spinel and Quartz Associations in High Grade Xenoliths from Tallante (S.E. Spain) and Their Potential Use In Geothermometry and Barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 301-311.
- Vielzeuf, D. and Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contr. Mineral. Petrol.*, 98, 257-276.
- Waters, J.D., 1991. Hercynite-quartz granulites : phase relations and implications for crustal processes. *Eur. Jour. Mineral.*, 367-386.

- Wessel, P. and Smith, W.H.F., 1991. Free software helps map and display data. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 72, 441, 445-446.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F., 1995. New version of the generic mapping tools releases. *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, 329p.
- White, J.C., Drury, M.R., Ion, S.E. and Humphreys, F.J., 1985. Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part 1: grain paleopeizometry in mylonite zones. *Phys. Earth and Planetary Interiors*, 40, 201-207.
- White, J.C. and Mawer, K.M., 1986. Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Sound, Canada. *J. Struct. Geol.*, 8, 133-143.
- White, S.H., 1976. The effects of strain on the microstructures, fabrics, and deformation mechanisms in quartzites. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A.*, 283, 69-86.
- Windley, B.F. and Bridgwater, D., 1971. The evolution of Archaean low- and high-grade terrains. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, 3, 33-46.
- Windley, B.F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T. and Ackermann, D., 1994. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: a review and reappraisal. *Geol. Rundsch.*, 83, 642-659.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks* (5th edn). Springer, Berlin Heidelberg New York, 348p.
- Wood, B.J. and Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 109-124.

ANNEXE

Tableau 1 analyses représentatives des cordiérites des métapélites.

Lame	58	84	124	143	144	199	199
N°Analyse	20	66	13	58	38	166	174
SiO ₂	49.42	50.1	48.32	49.65	49.5	49.87	50.05
Al ₂ O ₃	33.46	33.63	32.63	33.95	33.44	33.84	33.96
FeO	4.52	3.96	8.61	8.08	7.65	4.86	4.49
MnO	0.32	0	0.75	0.14	0.08	0.34	0.28
MgO	10.34	10.88	7.85	8.59	8.79	10.17	10.8
Na ₂ O	0.03	0.02	0.3	0.01	0.02	0.07	0
K ₂ O		0.06	0.26	0.04	0.03	0.02	0
tot	98.17	98.72	98.74	100.55	99.62	99.27	99.76
Cation pour 18 oxygens							
Si	5.010	5.028	4.989	4.989	5.011	5.008	4.994
Al	3.998	3.978	3.970	4.020	3.990	4.005	3.994
Mg	1.563	1.628	1.207	1.286	1.326	1.522	1.606
Fe ₂₊	0.383	0.332	0.744	0.679	0.648	0.408	0.375
Mn	0.027	0.000	0.066	0.012	0.007	0.029	0.024
Na	0.005	0.004	0.059	0.002	0.004	0.014	0.000
K		0.008	0.034	0.005	0.004	0.003	0.000
XMg	0.80	0.83	0.62	0.65	0.67	0.79	0.81

Tableau 2 analyses représentatives des spinelles des métapélites.

Lame	58	84	85	85	124	125	126	199	143	143	144
N°Analyse	3	69	39	45	16	99	11	172	60	73	40
Wt %											
SiO ₂		0.00	0.05	0.02	0.09	0.00	0.04	0.03	0.08	0.03	0.02
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.24	0.04	0.01	0.03	0.07	0.00	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	60.91	58.56	59.71	60.69	60.61	60.93	61.43	59.37	59.78	58.49	56.21
Cr ₂ O ₃	0.39	0.21	0.00	0.00	0.34	0.06	0.00	0.36	0.53	0.60	0.51
Fe ₂ O ₃	1.10	4.47	-	-	0.42	0.24	0.19	2.46	1.00	1.82	4.26
FeO	27.92	29.61	30.97	30.24	35.66	31.86	30.72	28.00	34.94	34.16	34.81
MnO	1.25	0.04	0.10	0.00	0.11	0.10	0.00	0.91	0.12	0.07	0.10
MgO	8.09	7.70	9.06	9.61	4.13	6.25	7.12	8.03	4.36	4.57	3.90
ZnO	-	0.00	-	-	-	-	0.00	0.84	-	-	0.11
CaO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.04	0.01	0.05	0.00	0.00
NiO	-	-	-	-	0.15	-	-	-	-	-	-
tot	99.66	100.59	99.89	100.84	101.57	99.47	99.57	100.08	100.86	99.78	99.97
Cation per 32 oxygens											
Si	0.000	0.000	0.011	0.004	0.021	0.000	0.009	0.006	0.018	0.006	0.005
Al	15.739	15.221	15.368	15.406	15.817	15.941	15.944	15.428	15.715	15.560	15.141
Cr	0.067	0.036	0.000	0.000	0.060	0.010	0.000	0.063	0.094	0.107	0.092
Fe ₃₊	0.182	0.742	0.610	0.520	0.071	0.041	0.031	0.409	0.167	0.309	0.733
Ti	0.000	0.000	0.000	0.039	0.007	0.003	0.004	0.011	0.000	0.007	0.008
Mg	2.645	2.532	2.948	3.084	1.363	2.067	2.338	2.640	1.448	1.539	1.327
Fe ₂₊	5.118	5.460	5.045	4.925	6.604	5.915	5.659	5.163	6.517	6.448	6.653
Zn		0.000					0.000	0.137			0.019
Mn	0.231	0.008	0.018	0.000	0.022	0.019	0.000	0.169	0.023	0.014	0.019
Ca		0.000	0.000	0.009	0.005	0.005	0.009	0.003	0.011	0.000	0.000
XMg	0.34	0.32	0.37	0.39	0.17	0.26	0.29	0.34	0.18	0.19	0.17
Mole % de pôle purs											
FeAl ₂ O ₄	63.5	66.2	61.5	59.7	82.3	73.8	70.6	62.5	81.0	79.5	80.4
MgAl ₂ O ₄	32.8	30.7	36.0	37.7	17.0	25.8	29.2	32.0	18.0	19.0	16.1
ZnAl ₂ O ₄	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.2
MnAl ₂ O ₄	2.9	0.1	0.0	0.0	0.3	0.2	0.0	2.1	0.3	0.2	0.2
Fe ₂ TiO ₄	0.0	0.0	0.0	0.5	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1
Fe ₂ O ₄	0.8	3.0	2.5	2.1	0.3	0.2	0.1	1.7	0.7	1.3	3.0

Tableau 3 analyses représentatives des grenats des métapélites

Lame	58	84	85	85	199	124	125	126	144	143	143
N°Analyse	8	59	36	52	161	14	98	12	39	57	67
Wt %											
SiO2	38.71	39.29	39.71	39.40	37.61	37.53	38.15	38.94	38.46	38.14	37.66
TiO2	0.05	0.03	0.04	0.09	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.10
Al2O3	22.23	22.00	23.08	22.66	22.48	21.86	22.16	22.36	22.00	22.33	21.97
Cr2O3	0.11	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.06	0.00	0.00
FeO	25.08	28.75	26.48	27.64	24.56	34.83	33.14	30.95	32.73	35.35	34.67
MnO	6.22	0.99	0.55	0.57	5.21	1.50	0.79	1.03	1.47	0.95	0.95
MgO	8.05	8.98	11.07	10.16	6.97	4.79	6.04	6.82	4.80	4.80	4.66
CaO	1.33	0.45	0.75	0.72	1.13	0.58	0.62	0.69	0.67	0.91	0.78
tot	101.78	100.54	101.68	101.23	97.96	101.22	100.97	100.81	100.19	102.48	100.79
Cation per 24 oxygens											
Si	5.930	6.025	5.935	5.963	5.952	5.922	5.962	6.023	6.057	5.924	5.952
Al	4.013	3.976	4.067	4.042	4.192	4.065	4.083	4.076	4.083	4.089	4.093
Ti	0.006	0.003	0.004	0.010	0.000	0.009	0.000	0.002	0.000	0.000	0.012
Fe3+	0.000	0.010	0.084	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.056	0.000
Mg	1.838	2.053	2.466	2.291	1.644	1.126	1.407	1.573	1.127	1.111	1.098
Fe2+	3.212	3.675	3.226	3.478	3.251	4.595	4.331	4.004	4.311	4.536	4.582
Mn	0.808	0.129	0.070	0.073	0.699	0.201	0.105	0.134	0.196	0.125	0.127
Ca	0.218	0.074	0.120	0.117	0.191	0.098	0.104	0.114	0.113	0.151	0.132
Cr	0.014	0.006	0.000	0.000	0.000	0.007	0.009	0.003	0.008	0.000	0.000
XMg	0.36	0.36	0.43	0.40	0.34	0.20	0.25	0.28	0.21	0.20	0.19
Alm	52.9	62.0	55.5	58.5	56.2	76.3	72.9	68.7	75.0	76.8	77.2
Prp	30.3	34.6	41.4	38.3	28.4	18.7	23.7	27.0	19.6	18.6	18.5
Sps	13.3	2.2	1.2	1.2	12.1	3.3	1.8	2.3	3.4	2.1	2.1
Grs	3.3	0.8	2.0	2.0	3.3	1.5	1.5	1.9	1.8	2.3	2.2

Tableau 4 analyses représentatives des biotites des métapélites

Lame	58	199	144	85
N°Analyse	29	168	32	41
Wt %				
SiO2	36.87	36.10	36.75	39.18
TiO2	3.97	6.58	5.21	3.75
Al2O3	15.26	14.94	14.44	14.25
FeO	13.85	16.46	12.36	7.35
MnO	0.13	0.15	0.00	0.03
MgO	14.64	11.56	14.89	20.36
CaO	0.00	0.02	0.00	0.00
Na2O	0.03	0.15	0.24	0.16
K2O	10.05	9.86	9.54	10.60
tot	94.8	95.82	93.43	95.68
per 24 oxygens				
Si	5.53	5.44	5.54	5.68
Al	2.70	2.65	2.57	2.44
	8.23			
Ti	0.45	0.74	0.59	0.41
Fe2+	1.74	2.07	1.56	0.89
Mn	0.02	0.02	0.00	0.00
Mg	3.27	2.60	3.35	4.40
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.04	0.07	0.04
K	1.92	1.89	1.84	1.96
OH	2.00	2.00	2.00	2.00
XMg	0.65	0.56	0.68	0.83

Tableau 6 analyses des amphiboles des metabasites grenatiferes.

Lame	11	75	112	113	114	118
Wt % oxides						
N° Analyse	105	100	84	176	37	33
SiO2	44.59	43.64	41.13	41.83	42.44	42.11
TiO2	1.34	2.26	2.43	1.74	1.71	1.6
Al2O3	10.02	11.89	12.22	12.84	13.42	11.02
FeO	18.03	12.72	21.99	16.95	16.47	18.77
MnO	0.71	0.12	0.25	0.19	0.22	0.2
MgO	8.71	12.46	6.29	10.07	10.38	8.61
CaO	11.38	11.54	11.43	11.39	11.35	11.88
Na2O	1.16	1.54	1.35	1.73	1.96	1.35
K2O	0.85	1.29	1.86	1.05	1.08	0.9
tot	96.79	97.46	98.95	97.79	99.03	96.44
ion per 24 oxygens						
Si	6.732	6.698	6.265	6.206	6.200	6.44
Al IV	1.268	1.602	1.735	1.794	1.800	1.56
Al VI	0.516	0.453	0.46	0.452	0.512	0.427
Ti	0.152	0.249	0.278	0.194	0.188	0.184
Fe3+	0.257	0.345	0.227	0.636	0.602	0.296
Fe2+	2.020	1.215	2.575	1.467	1.411	2.015
Mg	1.960	2.723	1.428	2.227	2.260	1.963
Mn	0.091	0.015	0.032	0.024	0.027	0.026
Na(M4)	0.159	0.187	0.134	0.189	0.223	0.053
Na(A)	0.181	0.251	0.265	0.309	0.332	0.347
Ca	1.841	1.813	1.866	1.811	1.777	1.947
K	0.164	0.241	0.362	0.199	0.201	0.176
Sum	15.341	15.792	15.627	15.508	15.533	15.434
XMg	0.492	0.691	0.357	0.603	0.616	0.493
Na+K site (A)	0.345	0.492	0.627	0.508	0.533	0.523

Tableau 7 analyses des grenats des metabasites grenatiferes

Lame	11	11	75	112	113	114	118
N°Analyse	94	106	87	68	170	24	28
Wt %							
SiO2	38.42	38.34	38.91	38.15	38.68	39.01	38.50
TiO2	0.03	0.06	0.10	0.02	0.12	0.10	0.06
Al2O3	21.66	21.58	22.47	21.52	22.33	22.15	21.28
Cr2O3	0.03	0.02	-	-	-	-	0.06
FeO	24.24	25.05	25.40	29.86	27.78	27.18	28.74
MnO	6.08	5.92	1.42	1.84	1.41	1.30	1.52
MgO	2.15	2.72	6.37	2.06	4.73	5.36	3.71
CaO	8.41	7.63	6.38	7.24	6.35	6.60	7.28
tot	101.02	101.32	101.05	100.71	101.39	101.73	101.54
Cation per 24 oxygens							
Si	6.031	6.006	5.967	6.033	5.978	5.992	6.002
Al	4.007	3.984	4.061	4.011	4.067	4.010	3.909
Ti	0.003	0.007	0.011	0.003	0.014	0.011	0.007
Fe3+	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.075
Mg	0.504	0.635	1.457	0.487	1.089	1.226	0.861
Fe2+	3.181	3.278	3.257	3.949	3.590	3.492	3.706
Mn	0.808	0.785	0.185	0.247	0.185	0.170	0.201
Ca	1.414	1.280	1.049	1.227	1.051	1.086	1.126
Cr	0.003	0.002	-	-	-	-	0.007
XMg	0.14	0.16	0.31	0.11	0.23	0.26	0.19
Alm	54	55	55	67	61	58	62
Prp	9	11	25	8	18	21	14
Sps	14	13	3	4	3	3	3
Grs	24	21	18	21	18	18	18

Tableau 8 analyses des clinopyroxenes et orthopyroxenes des metabasites grenatiferes.

	CLINOPYROXENES			ORTHOPIROXENES				
Lame	11	75	118	75	112	113	114	118
N°Analyse	93	92	26	98	75	183	28	29
Wt %								
SiO2	51.91	52.10	51	52.69	49.33	50.43	51.44	50
TiO2	0.01	0.47	0.16	0.11	0.16	0.07	0.11	0.06
Al2O3	0.29	2.36	1.99	1.35	0.64	0.90	1.14	1.10
FeO	13.06	9.92	12.91	25.33	37.06	30.92	30.81	31.30
MnO	0.89	0.20	0.32	0.50	0.63	0.66	0.69	0.63
MgO	10.32	13.26	11.26	19.53	10.83	16.26	16.56	16.12
CaO	23.36	21.87	22.00	0.53	0.70	0.52	0.67	0.67
Na2O	0.11	0.25	0.35	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Sum	99.98	100.43	99.69	100.05	99.36	99.79	101.42	100.34
Cation per 6 oxygens								
Si	1.985	1.941	1.925	1.995	2.000	1.962	1.967	1.955
Al IV	0.013	0.059	0.075	0.005	0.000	0.038	0.033	0.045
Al VI	0.000	0.044	0.014	0.055	0.031	0.004	0.018	0.005
Ti	0.000	0.013	0.005	0.003	0.005	0.002	0.003	0.002
Fe3	0.026	0.007	0.078	0.000	0.000	0.031	0.009	0.037
Mg	0.588	0.736	0.638	1.102	0.654	0.943	0.944	0.931
Fe2	0.392	0.302	0.332	0.802	1.257	0.975	0.977	0.977
Mn	0.029	0.006	0.010	0.016	0.022	0.022	0.022	0.021
Na	0.008	0.018	0.026	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.957	0.873	0.896	0.021	0.030	0.022	0.027	0.02781
Sum	4	4	4	4	4	4	4	4
XMg	0.60	0.71	0.66	0.58	0.34	0.49	0.49	0.49

Tableau 9 analyses des plagioclases des metabasites grenatiferes

Lame	11	11	75	112	113	114	118
N°Analyse	113	104	105	78	172	43	32
SiO2	53.83	54.73	54.55	56.39	54.84	56.45	54.22
Al2O3	28.78	27.96	26.95	26.84	27.41	27.37	27.61
CaO	11.29	10.42	9.78	8.81	10.21	9.90	10.58
Na2O	5.24	5.30	5.71	6.06	5.63	5.74	4.92
K2O	0.10	0.15	0.37	0.37	0.09	0.16	0.10
tot	99.24	98.56	97.36	98.47	98.18	99.62	97.43
Cation per 8 oxygens							
Si	2.445	2.494	2.521	2.564	2.509	2.538	2.479
Al	1.541	1.501	1.468	1.439	1.478	1.450	1.458
NA	0.462	0.468	0.511	0.534	0.499	0.500	0.436
CA	0.550	0.509	0.485	0.429	0.501	0.477	0.518
K	0.006	0.009	0.022	0.022	0.005	0.009	0.006
Ab	45.4	47.5	50.3	54.3	49.7	50.7	45.4
Or	0.6	0.9	2.1	2.2	0.5	0.9	0.6
An	54.0	51.6	47.6	43.6	49.8	48.4	54

Tableau 10 analyses des amphiboles des metabasites non grenatiferes.

Lame	12	22	22	25	26	28	62	64
Wt % oxides								
N° Analyse	123	147	158	138	165	132	118	14
SiO2	40.16	48.41	52.71	42.30	43.64	43.59	43.07	43.84
TiO2	1.19	0.63	0.34	1.71	2.20	1.61	1.72	2.70
AL2O3	11.62	8.21	3.36	9.94	10.26	9.70	9.77	10.95
CR2O3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00
FeO	27.01	11.94	10.85	20.73	18.71	15.48	16.82	11.63
MNO	0.81	0.25	0.23	0.32	0.20	0.36	0.27	0.38
MGO	3.32	14.60	16.79	8.35	9.31	11.49	10.55	13.95
CAO	10.79	11.68	11.78	11.21	11.42	11.65	11.46	11.80
NA2O	1.59	0.86	0.49	1.80	1.61	1.82	1.76	1.65
K2O	1.60	0.50	0.28	1.55	1.23	1.33	1.59	1.52
tot	98.10	97.08	96.83	97.91	98.63	97.06	97.01	98.42
Si	6.291	6.952	7.544	6.442	6.511	6.540	6.518	6.359
Al IV	1.709	1.048	0.456	1.558	1.489	1.460	1.482	1.641
Al VI	0.437	0.342	0.111	0.227	0.316	0.256	0.261	0.232
Ti	0.140	0.068	0.037	0.196	0.247	0.182	0.196	0.295
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000
FE3+	0.565	0.644	0.356	0.448	0.321	0.305	0.289	0.406
FE2+	2.974	0.791	0.886	2.193	2.014	1.637	1.840	1.005
Mn	0.107	0.030	0.028	0.041	0.025	0.046	0.035	0.047
Mg	0.775	3.125	3.582	1.895	2.071	2.503	2.380	3.016
Na(M4)	0.189	0.202	0.136	0.170	0.209	0.127	0.187	0.166
Na(A)	0.294	0.037	0.000	0.361	0.248	0.403	0.317	0.298
Ca	1.811	1.798	1.807	1.830	1.791	1.873	1.813	1.834
K	0.320	0.092	0.051	0.301	0.230	0.255	0.300	0.281
XMg	0.207	0.798	0.802	0.464	0.507	0.605	0.564	0.750
Na+K site (A)	0.614	0.129	0.051	0.662	0.478	0.658	0.617	0.579
Al Tot	2.146	1.390	0.567	1.785	1.805	1.716	1.743	1.873
Ca+Na(B)	2.000	2.000	1.943	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
total	15.6	15.1	15.1	15.7	15.5	15.6	15.6	15.6

Lame	80	117	119	120	129	147	159
Wt % oxides							
N° Analyse	8	8	56	43	24	130	64
SiO2	43.66	41.76	41.34	42.36	43.89	40.56	42.21
TiO2	2.15	1.97	2.20	2.54	2.29	2.91	2.34
AL2O3	11.60	10.5	10.56	11.45	9.41	12.30	11.25
CR2O3	0.00	0	0.00	0.14	0.15	0.00	0.00
FeO	12.97	19.33	20.57	14.42	14.27	17.36	29.33
MNO	0.10	0.26	0.27	0.10	0.18	0.19	0.17
MGO	12.90	9.22	8.18	11.68	12.17	8.21	8.19
CAO	11.49	11.39	10.97	11.69	11.11	11.29	10.84
NA2O	2.06	1.66	1.96	1.53	1.72	1.29	1.92
K2O	1.34	1.76	1.97	2.08	2.25	2.66	1.20
tot	98.27	97.85	98.02	97.99	97.44	96.77	98.45
Si	6.369	6.331	6.317	6.298	6.554	6.252	6.337
Al IV	1.631	1.669	1.683	1.702	1.446	1.748	1.663
Al VI	0.364	0.207	0.220	0.305	0.211	0.487	0.328
Ti	0.236	0.225	0.253	0.284	0.257	0.337	0.264
Cr	0.000	0	0.000	0.016	0.018	0.000	0.000
FE3+	0.370	0.483	0.400	0.251	0.220	0.000	0.529
FE2+	1.212	1.968	2.230	1.542	1.562	2.238	2.024
Mn	0.012	0.033	0.035	0.013	0.023	0.025	0.022
Mg	2.805	2.083	1.863	2.588	2.709	1.886	1.833
Na(M4)	0.204	0.15	0.204	0.137	0.222	0.135	0.256
Na(A)	0.379	0.34	0.377	0.304	0.276	0.251	0.303
Ca	1.796	1.85	1.796	1.863	1.778	1.865	1.744
K	0.249	0.34	0.384	0.395	0.429	0.523	0.230
XMg	0.698	0.514	0.455	0.627	0.634	0.457	0.475
Na+K site (A)	0.628	0.678	0.761	0.699	0.705	0.774	0.533
Al Tot	1.995	1.876	1.903	2.007	1.657	2.235	1.991
Ca+Na(B)	2.000	1.850	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
total	15.6	15.7	15.8	15.7	15.7	15.7	15.5

Tableau 11 analyses des clinopyroxènes et orthopyroxènes des métabasites non grenatifères.

Clinopyroxènes									
Lame	117	119	62	147	159	80	22	120	129
N°analyse	128	49	114	121	62	2	164	36	9
Wt %									
SiO ₂	50.83	49.55	51.52	52.15	51.44	52.94	52.59	52	50.47
TiO ₂	0.23	0.28	0.13	0.24	0.14	0.27	0.02	0.33	0.39
Al ₂ O ₃	1.75	1.64	1.14	1.53	1.56	2.30	0.93	2.41	1.75
FeO	16.87	18.85	14.07	10.78	13.85	9.97	8.50	10.93	15.72
MnO	0.65	0.45	0.51	0.29	0.45	0.29	0.45	0.28	0.42
MgO	10.54	9.61	11.08	12.59	10.63	12.93	13.49	12.52	11.32
CaO	18.98	19.55	21.28	21.57	21.11	22.60	22.81	21.24	18.35
Na ₂ O	0.38	0.31	0.34	0.30	0.45	0.37	0.55	0.33	0.19
K ₂ O	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
tot	100.2	100.2	100.1	99.5	99.6	101.7	99.3	99.86	98.7
Cation per 12 oxygens									
Si	1.945	1.911	1.959	1.971	1.966	1.949	1.970	1.9491	1.955
Al IV	0.055	0.089	0.041	0.029	0.034	0.051	0.030	0.0509	0.045
Al VI	0.024	-0.014	0.011	0.039	0.036	0.049	0.011	0.056	0.035
Ti	0.007	0.008	0.004	0.007	0.004	0.007	0.001	0.009	0.011
Fe ³⁺	0.046	0.110	0.049	0.000	0.024	0.013	0.059	0.000	0.004
Mg	0.601	0.552	0.628	0.709	0.605	0.709	0.753	0.702	0.653
Fe ²⁺	0.494	0.498	0.398	0.341	0.419	0.294	0.208	0.344	0.505
Mn	0.021	0.015	0.016	0.009	0.015	0.009	0.014	0.009	0.014
Na	0.028	0.023	0.025	0.022	0.033	0.026	0.040	0.024	0.014
Ca	0.778	0.808	0.867	0.873	0.864	0.892	0.915	0.856	0.761
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
XMg	0.55	0.53	0.61	0.68	0.59	0.71	0.78	0.67	0.56
tot	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4	4.0
WO	40.1	40.7	44.3	45.2	44.9	46.5	47.0	44.81	39.3
EN	31.0	27.9	32.1	36.7	31.4	37.0	38.7	36.7	33.7
FS	28.9	31.4	23.7	18.1	23.7	16.5	14.4	18.5	27.0

ORTHOPYROXENES

Lame	26	80	117	120	129	147	159
N°analyse	167	6	126	38	5	120	66
Wt %							
SiO ₂	51.16	52.46	50.40	51.97	51.02	52.07	50.48
TiO ₂	0.00	0.07	0.09	0.15	0.15	0.19	0.13
Al ₂ O ₃	0.53	1.12	0.71	1.36	0.75	0.85	1.12
FeO	32.71	27.06	32.98	25.21	30.96	27.88	32.67
MnO	0.99	0.57	1.08	0.66	0.70	0.74	1.01
MgO	15.53	19.45	14.15	19.62	15.62	18.02	14.45
CaO	0.71	0.55	0.68	0.64	1.39	0.73	0.79
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
tot	101.63	101.31	100.09	99.63	100.59	100.48	100.65
Cation per 12 oxygens							
Si	1.970	1.969	1.984	1.975	1.976	1.987	1.971
Al IV	0.030	0.031	0.016	0.025	0.024	0.013	0.029
Al VI	0.000	0.019	0.017	0.035	0.010	0.026	0.022
Ti	0.000	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.004
Fe ³⁺	0.036	0.010	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
Mg	0.891	1.088	0.830	1.111	0.902	1.025	0.841
Fe ²⁺	1.017	0.840	1.086	0.801	0.998	0.890	1.067
Mn	0.032	0.018	0.036	0.021	0.023	0.024	0.033
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.029	0.022	0.029	0.026	0.058	0.030	0.033
K	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
tot	4	4	4	4	4	4	4
XMg	0.47	0.56	0.43	0.58	0.47	0.54	0.44
WO	1.5	1.1	1.5	1.3	2.9	1.5	1.7
EN	44.4	55.0	41.9	56.7	45.4	52.1	42.6
FS	54.1	43.9	56.6	42.0	51.7	46.4	55.7

Tableau 12 analyses des feldspaths des métabasites non grenatifères.

Plagioclases										
Sample	22	25	26	28	62	64	80	117	119	120
N° Analyse	145	135	164	131	112	9	12	129	58	50
Wt % oxides										
SiO2	61.72	60.83	59.03	61.30	58.18	59.29	54.00	59.11	59.18	52.23
Al2O3	23.22	23.96	25.67	24.08	25.68	24.97	28.63	24.76	24.79	30.00
CAO	4.82	5.51	7.44	5.37	8.18	6.87	11.60	7.03	6.57	12.56
Na2O	8.37	8.45	7.28	8.24	7.15	7.39	4.71	7.09	7.27	4.08
K2O	0.28	0.29	0.37	0.33	0.21	0.24	0.29	0.62	0.36	0.20
Sum	98.41	99.04	99.79	99.32	99.40	98.76	99.23	98.61	98.17	99.07
Cation per 8 oxygens										
Si	2.770	2.727	2.638	2.730	2.614	2.670	2.456	2.672	2.680	2.384
Al	1.228	1.266	1.352	1.264	1.360	1.325	1.534	1.319	1.323	1.614
Na	0.728	0.735	0.631	0.711	0.623	0.645	0.415	0.621	0.638	0.361
Ca	0.232	0.265	0.356	0.256	0.394	0.332	0.565	0.341	0.319	0.614
K	0.016	0.017	0.021	0.019	0.012	0.014	0.017	0.036	0.021	0.011
Sum	4.975	5.010	4.998	4.980	5.003	4.985	4.988	4.989	4.980	4.985
Ab	74.6	72.3	62.6	72.1	60.5	65.1	41.6	62.3	65.3	36.6
Or	1.6	1.6	2.1	1.9	1.2	1.4	1.7	3.6	2.1	1.2
An	23.8	26.1	35.3	26.0	38.3	33.5	56.7	34.1	32.6	62.2
Plagioclases			feldspaths-K				Plagioclases		feldspaths-K	
Sample	129	147	159	25	28	119	12	12		
N° Analyse	26	131	65	142	123	60	125	130		
Wt % oxides										
SiO2	54.38	57.16	58.62	63.65	63.81	63.90	61.99	64.18		
Al2O3	28.66	26.60	25.65	18.57	18.73	18.88	23.74	18.36		
CAO	10.86	8.73	8.06	0.03	0.18	0.15	5.11	0.00		
Na2O	4.71	6.04	6.75	1.11	2.01	1.42	8.53	1.07		
K2O	0.29	0.39	0.22	15.19	13.31	14.70	0.26	15.46		
Sum	98.90	98.92	99.30	98.55	98.04	99.05	99.63	99.07		
Cation per 8 oxygens										
Si	2.471	2.583	2.632	2.976	2.965	2.966	2.754	2.991		
Al	1.535	1.417	1.357	1.024	1.026	1.033	1.243	1.009		
Na	0.415	0.529	0.588	0.101	0.181	0.127	0.734	0.097		
Ca	0.529	0.423	0.388	0.002	0.009	0.008	0.243	0.000		
K	0.017	0.023	0.013	0.906	0.789	0.870	0.015	0.919		
Sum	4.967	4.974	4.98	5.01	4.97	5.00	4.99	5.02		
Ab	43.2	54.3	59.5	10.0	18.5	12.7	74.0	9.5		
Or	1.7	2.3	1.3	89.9	80.6	86.6	1.5	90.5		
An	55.0	43.4	39.0	0.2	0.9	0.8	24.5	0.0		

Tableau 13 analyses représentatives des minéraux de la chamockites 142.

Grenat		Orthopyroxène		Plagioclases		Feldspath-K		Biotite	
N°Analyse	195			N°Analyse	193	194		N°Analyse	191
SiO2	37.78	SiO2	47.88	SiO2	55.83	63.55	SiO2	37.29	
TiO2	0.07	TiO2	0.24	Al2O3	27.01	18.76	TiO2	6.03	
Al2O3	21.41	Al2O3	4.08	CaO	9.38	0.11	Al2O3	14.25	
Cr2O3	0.03	FeO	36.01	Na2O	6.20	1.27	FeO	14.55	
FeO	33.00	MnO	0.48	K2O	0.19	14.85	MnO	0.00	
MnO	0.79	MgO	11.53	tot	98.61	98.54	MgO	12.33	
MgO	4.33	CaO	0.20	Cation per 8 oxygens			CaO	0.00	
CaO	1.70	Na2O	0.00	Si	2.541	2.963	Na2O	0.09	
tot	99.11	K2O	0.02	AL	1.449	1.031	K2O	9.67	
Cation per 24 oxygens				NA	0.547	0.115	tot	94.21	
Si	6.040	tot	100.44	CA	0.458	0.006	Cation per 24 oxygens		
Al	4.033	Cation per 12 oxygens		K	0.011	0.883	Si	5.629	
Ti	0.008	Si	1.900	Ab	0.54	0.11	Al iv	2.371	
Fe3+	0.000	Al IV	0.100	Or	0.01	0.88	Al vi	0.164	
Mg	1.032	AL VI	0.091	An	0.45	0.01	Mg	2.775	
Fe2+	4.413	Ti	0.007				Fe2+	1.837	
Mn	0.107	Fe3+	0.000				Mn	0.000	
Ca	0.291	Mg	0.682				Ti	0.685	
Cr		Fe2+	1.195				Na	0.026	
XMg	0.19	Mn	0.016				K	1.862	
		Na	0.000				XMg 0.60		
Alm	0.76	Ca	0.009						
Prp	0.18	K	0.001						
Sps	0.02								
Grs	0.05	XMg	0.36						
		tot	4						
		WO	0.00						
		BN	0.36						
		FS	0.64						

FAMINTINANA

Ny famantarana ny fivoarana ara-ketsika amam-panan'ny atihodi-tanety araka ny fisehony eto Madagasikara no zava-kendrena amin'izao fanohana-kevitra izao. Ny saham-pihovam-bika efan'iny faritra atsimon'ny Nosy Madagasikara iny no nanantotosana izany tanjona izany, izay nampiasana ireo sary nalaina tamin'ny zanabolana nohatevenina tamin'ny fitsikerana ara-drafitra natao teny antoerana no namaritana izany.

Ny fivoarana ara-jeometiria anabakabaka dia maneho fa hentitra ny fizarazaran'ny fiovam-bika eny antsefatsefaky ny vainga (faritra mikainkona ho havoana sy dembana) izay soritan'ny faritra misy triatra afa-mitomandavana. Ireo jeometiria ireo dia nateraky ny saham-piovam-bika efa roa miavaka D1 sy D2. Ny saham-pihovam-bika D2 izay nanova ireo rafitra marin-drano (D1) dia arafitry ny tamba-jotram-paritra misy triatra mifandray tendro (15 ka hatramin'ny 25 km ny sakany ary maherin'ny 1000 km ny lavany) ka ao anatin'izany no ahitana ireo fihovam-bika. Miaraka amin'ny potsitra maneho fihafomezana atsinanana-andrefana izy amin'izany.

Nomarihinay tsara ny fepetram-pihofona mifanindran-dalana amin'ireo saham-pihovam-bika roa efa ireo. Haivato isan-karazany ampiasana fomba fandinika samihafa (logiciel TWEEQ sy fampitotovorana mahazatra) no nanantotosana ny kajy. Asongadin'ny vokatra azo fa manerana ny faritra atsimon'ny Nosy manontolo dia avo ny fepetra-mari-pana (mihoatra ny 750°C). Misy salam-pihovana araka ny faritra kosa eo amin'ny tsindry. Ny faritra misy triatra vaventy izay mitarika ny fivoaran-ketsiky ny vaignan'ny hodi-tanety no mametra ny fiovaovana.

Ny saham-pihovam-bika D2 izay vokatry ny fihovam-bika nohon'ny potsitra no namongatra ireo vato izay nilevina lalina. Niara nitranga tamin'ny tokotanin-toetra granolita ny saham-pihovam-bika efa D1 sy D2. Fanombanam-potoana tamin'ny maonazita (U-Th-Pb) no natao mba hamerana tsara ny fotoana nifandimbiasan'izireo ka ny rafitra D1 dia tamin'ny 580-550 Tt (tapitrisa taona) fa ny rafitra D2 kosa tamin'ny 520-500Tt.

Mba hahafantarana ny fombam-pihovantoetran'ny granolita eto Madagasikara dia nisy fandinihana ny rafimadinika, ny endrimadinika ary ny fizotran'ny fivoaram-bikan'ny taharombato feno koaritsa sy feldisipata natao. Avoitran'ny vokatra azo notovanana ny fikarohana madinika teny an-toerana fa maneho toetra reolojika bambaray ny akoran-tanety izay tena maro fangaro ara-pirafetana. Ambonin'izany, tsy firarin-javaboafana fotsiny ny firary giranôblastikan'ny granolita fa firary mitory fiovam-bika mahery vaika tamin'ny mari-pana avo ka kely dia kely sisa no elanelan-kadir'ireo taharo samy hafa tamin'izany.

Ary farany, dia ny dingana nisian'ilay kotinenta mankadiry Gondwana izay niforonan'ny saham-pihovam-bika D2 avy amin'ny fiaraha-mihetsiky ny hodi-tanety lemaka no andinihana ny tantaran'ny ambaratongam-piforonan'ny tendrombohitra iombonan'i Afrika (580-500 Tt) hita eto Madagasikara. Maneho firafitra samihafa fangaro misongadina ireo hodi-tanety ireo eo anivon'ny akoran-tanety. Miako eo amin'ny fitsinjaran'ny ambara radiokronolojika (tetitaona) sy ny ambara P-T (fiovaovan-tsindry) ary eo amin'ny fizarazaran'ny fiovam-bika (fitriatra ranoray/fitriatra tsotra, salam-piovan'ny fiovam-bika) ireo. Raha aiditra ireo ambara mivantana voajanahary sy ny ambara tsy mivantana avy amin'ny fitiliana ampiasana onjan'orohoron-tany sy fandrefesan-tsindry, dia heverinay fa mifahatra atrany amin'ny nofon-tany ny faritra misy triatra mijadona. Ireo tsy fitovian-toetra ara-jotra eo amin'ny akoran-tany kosa no nanamora ny fikorianan'ny entona sy ny ranoka ka namela ny hafanana hanenika ireo fakan-tendrombohitra izay nahatonga ny fivoarana sy ny faharetan'ny tokotanin-toetran'ny granolita nandritra ny ampolon-tapitrisa taona maro.

Traduction réalisée par Randriamahazo Jean Claude Enseignant-Chercheur à l'Ecole Normale Supérieure d'Antanarivo et améliorée par Rakotondrazafy A. Fety Michel, Professeur et Rakotondrazafy Raymond, Maître de conférences au Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de l'Université d'Antananarivo.

Résumé

L'objectif de cette thèse est de caractériser l'évolution thermomécanique de la croûte continentale inférieure sur l'exemple de Madagascar. Dans ce but le champ de déformation finie du Sud de l'île de Madagascar est caractérisé, à partir de l'étude d'images satellitales complétée par l'analyse structurale de terrain. L'évolution des géométries, dans l'espace, montre une forte partition de la déformation entre des blocs (domaines plissés en dômes-et-bassins) limités par des zones de cisaillement ductiles. Ces géométries résultent de deux champs de déformation finie distincts D1 et D2. Le champ de déformation D2, qui reprend des structures horizontales (D1), est composé d'un réseau de zones de cisaillement anastomosées verticales (15 à 25 km de large par plus de 1000 km de long) où se localise la déformation. Il est compatible avec un raccourcissement Est-Ouest, en régime transpressif.

Nous avons précisé les conditions métamorphiques synchrones des deux champs de déformation finie. Les calculs ont été réalisées sur des lithologies variées en utilisant divers types de méthodes (logiciel TWEEQ et calibrations usuelles). Les résultats mettent en évidence que les conditions de haute température ($>750^{\circ}\text{C}$) sont généralisées à tout le Sud de l'île. Par contre il existe un gradient régional de pression. Les variations sont contrôlées par les zones de cisaillement majeures qui guident les mouvements différentiels des blocs crustaux. Le champ de déformation D2, le résultat d'une déformation transpressive, permet donc l'exhumation de roches profondes.

Les deux champs de déformation finie D1 et D2 sont synchrones du faciès granulite et des estimations chronologiques sur monazite (U-Th-Pb) ont été réalisées afin de préciser leur succession au cours du temps. Les structures D1 sont datées à 580-550 Ma et les structures D2 à 520-500 Ma.

Afin de caractériser le comportement rhéologique des granulites de Madagascar, une étude des microstructures, des microfabriques et des mécanismes de déformation des roches quartzofeldspathiques a été réalisée. Nos résultats, en complément des travaux de terrain à plus petite échelle, démontrent que la lithosphère continentale extrêmement hétérogène en composition, montre un comportement rhéologique homogène. De plus les textures granoblastiques des granulites ne sont pas seulement des textures de recuit mais des textures caractéristiques d'une forte déformation de haute température, pendant laquelle les contrastes de viscosités entre les phases sont très faibles.

Finalement l'histoire du cycle orogénique panafricain (580-500 Ma) de Madagascar est abordée à l'échelle du super-continent Gondwana où le champ de déformation D2 résulte de la convergence de cratons. Ces derniers constituent des hétérogénéités majeures au sein de la lithosphère continentale, qui influent sur la répartition des données radiochronologiques (diachronisme des âges), des données P-T (variations de pressions) et sur la partition de la déformation ("cisaillement pur/cisaillement simple", gradient de déformation).

En intégrant ces données directes naturelles et les données indirectes obtenues notamment par sismique et gravimétrie nous considérons que les zones de cisaillement verticales s'enracinent dans le manteau. Ces anisotropies lithosphériques facilitent les transferts de fluides et de ce fait vont permettre une advection de chaleur dans les racines orogéniques à l'origine du développement et de la persistance du faciès des granulites pendant plusieurs dizaines de millions d'années.

Mots - Clés: Granulite, croûte inférieure, champ de déformation finie, microstructure, rhéologie, Madagascar, Gondwana, Panafricain, exhumation, transpression.

Summary

This work is devoted to the characterization of the thermo-mechanical evolution of the lower crust from the example of Madagascar. The finite strain pattern of Southern Madagascar is derived from the study of satellite images complemented by structural analysis on the field (foliation, stretching lineation trajectories and kinematics). The strain is partitioned between blocks (dome-and-basin folded domains) surrounded by ductile shear zones. These geometries reflect the superposition of two distinct finite strain patterns D1 and D2. D2 finite strain pattern reworked the sub-horizontal D1 structures giving rise to a network of anastomosed vertical shear zones (15-25 km wide and > 1000 km long). It is consistent with East-West shortening in a transpressive regime.

We determined the metamorphic conditions associated with the two finite strain fields. Estimates have been realized for various lithologies by using several methods (TWEEQ software and usual calibrations). Results show that rather uniform high-temperature conditions can be found everywhere in Southern Madagascar. By contrast, there are regional pressure differences controlled by the major shear zones, which in turn control the movements of the crustal blocks. Thus the transpressive D2 strain field is responsible for exhumation of deep-seated rocks.

D1 and D2 both occurred under granulite facies conditions. Chronological constraints obtained from monazite (U-Th-Pb) indicate ages at 580-550 Ma for D1 and 520-500 Ma for D2.

In order to characterize the rheological behavior of granulites in Madagascar, we carried out a study of microstructures, microfabrics and deformation mechanism of quartz- & feldspar-bearing rock. Our results demonstrate that the continental lithosphere, despite its high composition heterogeneity, is rheologically homogeneous. Furthermore, the granoblastic textures of granulites are not only annealing textures but they are also textures characteristic of high-stained rocks at high-temperature while viscosity contrasts between phases are very low.

Finally, the pan-African orogenic cycle (580-500 Ma) in Madagascar is presented at the scale of the Gondwana super-continent where the D2 deformation stage results from the convergence of cratons. The latter constitute major heterogeneities within the continental lithosphere which control the repartition of the radiochronologic data (diachronous ages), the P-T data (pressure differences), and the strain partitioning (simple shear vs. pure shear, and strain gradient).

By integrating these direct observations as well as indirect observations derived from seismology and gravimetry, we infer that the vertical shear zones are deeply rooted in the mantle. This lithospheric anisotropy is associated with fluid transfers allowing heat advection in the orogenic belts responsible for the development and persistent granulite facies metamorphism during tens of million years.

Keywords: Granulite, lower crust, finite strain pattern, microstructure, rheology, Madagascar, Gondwana, pan-African, exhumation, transpression.