



CARACTERISATION PETROSTRUCTURALE DU SOCLE PRECAMBRIEN DE MADAGASCAR (PAYS BETSILEO, PROVINCE DE FIANARANTSOA) : METHODOLOGIE ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

Vincent Grégoire

► To cite this version:

Vincent Grégoire. CARACTERISATION PETROSTRUCTURALE DU SOCLE PRECAMBRIEN DE MADAGASCAR (PAYS BETSILEO, PROVINCE DE FIANARANTSOA) : METHODOLOGIE ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES. Sciences de la Terre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 1999. Français. NNT : . tel-00367741v1

HAL Id: tel-00367741

<https://theses.hal.science/tel-00367741v1>

Submitted on 1 Apr 2009 (v1), last revised 14 May 2009 (v2)

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.

**Thèse présentée
Devant l'Université Paul-Sabatier de Toulouse
en vue de l'obtention du
doctorat de l'Université Paul-Sabatier**

Spécialité : Tectonophysique

Par Vincent GREGOIRE

**CARACTERISATION PETROSTRUCTURALE
DU SOCLE PRECAMBRIEN DE MADAGASCAR
(PAYS BETSILEO, PROVINCE DE FIANARANTSOA)**

METHODOLOGIE ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

Soutenue le vendredi 26 novembre 1999 devant la commission d'examen :

J. L. BOUCHEZ	Professeur à l'Université de Toulouse	Examineur
J. M. LARDEAUX	Professeur à l'Université Claude-Bernard de Lyon	Rapporteur
B. MOINE	Directeur de Recherches à l'Université de Toulouse	Examineur
A. NEDELEC	Maître de Conférence à l'Université de Toulouse	Directeur de Thèse
P. ROCHETTE	Professeur à l'Université d'Aix-Marseille III	Rapporteur
B. WINDLEY	Professeur à l'Université de Leicester	Examineur

**Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie
UMR n° 5563 CNRS OMP
38, rue des Trente-Six Ponts, 31400 Toulouse
Equipe de Pétrophysique et Tectonique**

Avant-Propos

Au moment de donner les dernières touches aux corrections de ce travail, j'aimerais vous présenter un petit lieu « de mémoire » comme on aime à le dire aujourd'hui. Il s'agit d'un petit carré de terre coïncé entre les premiers contreforts du Lézérou et les derniers mamelons du détroit de Rodez. Les initiés le connaissent sous le nom quelque peu général de « champ des fossiles ». C'est en effet là, dans ce simple périmètre entouré de broussailles et de chênes rouergats que je rencontrai la géologie quelque part à la fin des grandes vacances de 1978. Pouvais-je alors me douter que de brandir fièrement une « dent de dinosaure » (rostre de bélemnite...) était le premier signe symptomatique de la présence de l'incurable virus de la géologie ? Mes infatigables grands-parents furent mes premiers compagnons de découvertes et d'émerveillement. Par leurs encouragements, ils sont à l'origine de cette thèse avec mon grand-oncle Paul qui n'oublia pas, avant de quitter cette terre, de me léguer mes premiers livres de paléontologie. Maman voyait alors avec inquiétude son fils forcé remplir son univers de cailloux qui annexaient un à un tous les tiroirs de sa chambre. Marie-Cécile, plus prudente, m'aidait en se spécialisant dans la recherche des petits spécimens.

Depuis lors, ce modeste « champ des fossiles » a été présenté à tant d'amis (*)! Entre Pierre, récemment endormi et cet autre Pierre rentrant des monts de la Margeride se dépeint tout un résumé d'une thèse.

1978-2000 : tranche de temps, tranche de vie avec toujours ces mêmes interrogations sur la Création, l'univers. Virginie le sait bien, ces quelques arpents de terre représentent aussi un lieu privilégié de rencontre avec le Christ, hors du temps.

Maintenant, le pèlerinage continue et qui sait si ce champ ne constitue pas le centre d'un monde ?

Toulouse, ce 31 janvier 2000

(*) *Beaucoup m'y ont accompagné, chacun à sa manière : Laurent Améglio ; fr. Marie-Pierre Barjhoux (ocd) ; Jean-Paul & Marie Benoist ; Christiane Cavaré-Hester ; Jean-Luc Bouchez, Pierre & Brigitte Courjault-Radé ; José Darrozes ; abbé Pierre Desrozier ; Benoît Dillenschneider ; Sophie Fabre ; Philippe Gaillot ; Jacques Garric-Bouville ; Jean-Marie & Hélène Gautier ; Gérard Gleizes ; fr. Maurice Hany (†) ; abbé Patrick Joly ; Jérôme & Christelle Laborie ; fr. Henri Laur ; Denis Leblanc ; Pierre & Nicole Lespinasse ; Eric & Françoise Maire ; Jérôme (†) & Nicole Medoro ; Jean, Marie, Matthias & Béatrice Moncelon ; Anne Nédélec ; Philippe Olivier ; Anne-Marie Roquet ; Christelle Rouyre ; Michel de Saint-Blanquat : Jean (†) & Marie Salvan ; Pierre Vetter (†) ; Marie-Hélène Vidal ; Alfred Vierling ; Anne-Marie Zerr.*

CARACTERISATION PETROSTRUCTURALE

DU SOCLE PRECAMBRIEN DE MADAGASCAR (PAYS BETSILEO, PROVINCE DE FIANARANTSOA)

METHODOLOGIE ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

Introduction.....	1
--------------------------	----------

Chapitre premier : Bilan des travaux antérieurs et problèmes posés

I- Importance de l'empreinte panafricaine.....	6
---	----------

A- Place de Madagascar dans une reconstruction du Gondwana.....	6
B- Données géochronologiques.....	8
C- Problème de l'unicité de la collision.....	8

II- Les grands ensembles lithotectoniques du socle de Madagascar	9
---	----------

A- Le craton archéen de l'Antongil.....	11
B- Le système du Graphite: caractères généraux et subdivisions.....	11
C- Le système du Vohibory.....	11
D- Le groupe de L'Itremo (SQC).....	12

III- Les grandes étapes de l'histoire panafricaine reconnues récemment.....	12
--	-----------

A- Mise en place de granites stratoïdes et formation d'une croûte litée.....	12
B- Formation des grands décrochements tardi-panafricains	14

IV- Présentation et intérêt du secteur d'étude (pays Betsileo).....	18
--	-----------

A- Localisation par rapport aux grandes structures panafricaines.....	19
B- Lithologie.....	21
A C- Les problèmes à résoudre.....	24

Chapitre second : Fabrique magnétique des granites ferromagnétiques

I : Généralités sur l'ASM.....	27
---------------------------------------	-----------

A- Définitions et unités.....	27
B- Comportement magnétique des minéraux.....	28
C- Appareillage et présentation des résultats.....	32

II : Propriétés physiques de la magnétite.....	35
A- Généralités.....	35
B- Publication : Etude expérimentale des interactions magnétiques : article paru dans <i>Geophysical Research Letters</i>	39
III : Signification de l'ASM dans les granites à magnétite.....	43
A- Fabrique minérale et fabrique magnétique dans les granites.....	43
B- Déformation magmatique et fabrique magnétique.....	45
C- Publication : Etude d'un cas naturel : publication parue dans <i>Journal of Structural Geology</i>	50

Chapitre troisième : Apport de l'imagerie spatiale à l'étude des granites andringitréens

I : Généralités et pré-traitement de l'image.....	64
A- Définitions.....	64
B- Travaux préliminaires.....	65
II : étude de secteurs-clés.....	71
A- Par la méthode de la classification supervisée : exemple du secteur AMBNORD...	71
B- Détection de structures linéaires : exemple du secteur AMBANORD.....	75
C- Apport de l'imagerie satellitaire dans la région d'Ambalavao.....	84

Chapitre quatrième : Thermobarométrie

I- Echantillons retenus dans la série du Graphite.....	88
A- Les migmatites granodioritiques.....	88
B- Les métapelites : le gneiss à cordiérite et à grenat	99
II- Echantillon retenu dans la série du Vohibory.....	107
Le gneiss à silicates calciques VG 56.....	107
III- Discussion.....	109

Chapitre cinquième : Synthèse des résultats sur la région des granites andringitréens (en anglais)

<i>Stratoid granite emplacement and LP-HT Panafrican metamorphism in Southern Central Madagascar.....</i>	<i>114</i>
---	------------

Chapitre sixième : La série Schisto-Quartzo-Carbonatée : résultats préliminaires

I- Cadre géologique et travaux antérieurs.....	138
A- Lithologie.....	138
B- Géochronologie.....	147
C- Relations avec la série du Graphite.....	149
II- Nouvelles données structurales.....	150
A- Le socle (série du Graphite).....	153
B- Les orthogneiss d’Ilaka et de l’Imorona.....	153
C- Les formations de la SQC.....	155
III- fabriques dans les quartzites : étude et interprétations.....	156
Conclusion générale et perspectives.....	163
A- Approches méthodologiques.....	163
B- Apports sur la géologie du socle du centre-sud de Madagascar.....	164
Références bibliographiques.....	171
Liste des figures.....	185
Annexes.....	193

Résumé - Madagascar est situé dans la zone de collision entre Est- et Ouest-Gondwana. Ce travail est consacré à la caractérisation pétrostructurale de la partie centre sud (Pays Betsileo, Province de Fianarantsoa).

La première partie du travail développe les aspects méthodologiques. L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) des granites de Madagascar est contrôlée par la magnétite. Des grains de magnétite rapprochés développent des interactions susceptibles de modifier l'ASM (Grégoire *et al.*, 1995). L'étude par traitement d'images des grains de magnétite montre que c'est l'anisotropie de forme de grains allongés qui est principalement responsable de l'ASM (Grégoire *et al.*, 1998).

Les deux autres outils employés sont l'analyse d'image et la thermobarométrie. Deux signatures structurales distinctes sont reconnues dans la région des granites andringitréens. (D1) se caractérise par des foliations moyennement pentées vers l'ouest et des linéations à faible plongement OSO; elle est contemporaine de la mise en place de ces granites de type stratoïde qui s'accompagne d'un métamorphisme HT-BP dans l'encaissant. (D2) se caractérise par des foliations fortement pentées et des linéations NS subhorizontales dans des bandes de cisaillement anastomosées d'échelle kilométrique.

Plus au nord, une série supracrustale schisto-quartzo-carbonatée (SQC) est conservée sur le socle granitique qui présente la structure D1, alors que la SQC montre une structure différente associée à des fabriques d'axes c de quartz indiquant un déversement vers l'est.

La structure D1 est semblable à celle qui a été décrite par Nédélec *et al.* (1994), au nord d'Antananarivo. Il s'agirait de la phase d'extension post-collision datée à 630 Ma par Paquette & Nédélec (1998). La structure D2 résulterait d'un épisode de convergence tardi-panafricain vers 550 Ma. Seule la SQC aurait gardé les traces d'un épaissement crustal antérieur à 650Ma et qui pourrait correspondre au début de la collision panafricaine.

Abstract- Madagascar is located in the collision belt between East- and West Gondwana. This Neoproterozoic (Panafrican) orogenic event left a major imprint on the basement of the island. This work is a petrostructural characterisation of southern central Madagascar (Betsileo, Fianarantsoa Province).

The first part of this work is dedicated to methodological aspects. The structural tool used in granitic areas is the determination of the magnetic fabrics. The Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) of Madagascar granites is controlled by magnetite. Two-grains experiments show magnetic interactions which may modify the resulting AMS (Grégoire *et al.*, 1995). However, image analysis of magnetite grains in a Madagascar syenite shows that distribution anisotropy can be neglected and that shape anisotropy of elongated grains plays the main role on the AMS (Grégoire *et al.*, 1998). This result supports the use of AMS to determine the structure of the granitic basement of Madagascar.

Other tools are remote sensing analysis (especially for out-of-the-way places) and thermobarometry which allows to precise the P-T conditions coeval with the structures.

This multi-approach unravels two distinct structural patterns in the area where Andringitran Granites were emplaced (Fianarantsoa-Ambalavao). The first one (D1) is characterised by foliations gently dipping to the west and WSW-trending lineations; it is coeval with the emplacement of the stratoid Andringitran Granites that was related to HT-LP metamorphism in the country rocks. The second one (D2) is characterised by steeply dipping foliations and subhorizontal NS lineations developed in anastomosed shear zones of kilometric scale, which are mainly observed in the southern part of the studied area.

To the north (Ambositra-Ambatofinandrahana), the granitic basement is overlain by the “Schist-Quartz-Carbonate” (SQC) supracrustal series. The basement displays the D1 structural pattern, whereas the SQC series shows a slightly different pattern with quartz c-axis fabrics pointing to a top-to-the-east shear sense.

These results are compared to those recently obtained further north and south. The D1 structural pattern is very similar to the structural pattern described by Nédélec *et al.* (1994) in the Imerina, north of Antananarivo. This confirms the importance of the D1 event in the basement of Madagascar. It has been dated at 630 Ma by Paquette & Nédélec (1998), who suggested a post-collisional extensional setting. The D2 structural pattern is evocative of the NS shear belts studied in southern Madagascar by Martelat *et al.* (1997). It would result from renewed (late-Panafrican) convergence at 550 Ma. Pieces of evidence possibly suggesting a crustal thickening event before 650 Ma (hence the very beginning of the Panafrican collision) are only observed in the SQC series.

Summa- Madagascar situs est in hac regione ubi oriens et occidens Gondwana concurrunt. Hæc orogenesis fini-proterozoica (Panafricana) acerrimum vestigium in magnæ insulæ sede inpressit. Huic operi studio est structuram petrarum ex media parte meridie (Betsileo, regio circa Fianarantsoa) describere.

Primum studium investigationum rationes explicat. Ad describendam structuram petrarum ex graniticis regionibus necesse est magneticas fabricationes studere. Dissimilitudo Magneticarum Virium (DMV) in lapidibus granitis ex Malgachensibus magnetitæ ætimatur. Experimentis animadverti magnetitarum grana conjuncta vi utriusque DMV vertere posse (Grégoire et al., 1995). Tamen studendo fictis imaginibus magnetitæ grana lapidis suenitæ ex Madagascar apparet cum dissimilitudinem distributionis tenuiter agere tum dissimilitudinem procerorum granorum forma maxime DMV mutare (Grégoire et al., 1998). Hoc eventu aterte videmus DMV uti ad describendam structuram graniticæ sedis ex Madagascar necesse esse.

Hæc duæ rationes quoque mihi sunt : primum prospectus de cælo spectatos (proprie de regionibus quo difficile est per venire) descripsi, deinde usus sum thermobarometria qua condiciones pondere pressus-caloris ad fabricationem structurarum definiuntur.

Per his multis tationibus, duo certa signa structuræ in regione ex lapidibus granitis andringitranis (Fianarantsoa-Ambalavao) cognovimus. In prima structura petrarum (D1) videmus planities ad occidentum leviter inclinatæ et lineas tenuibus descensibus ad Occidentem Meridiem Occidentem ; temporibus eisdem constituti sunt illi lapides granitæ strata structura quos magnus calor et parvus pressus in proximis petris vertunt. In secunda (D2) apparent planities valide inclinatæ et lineæ septentriones merides, pæne transversæ, quæ inveniuntur in cælatis laminis conjunctis adque porrectis in magno spatio, proprie in meridie parte inspectæ regionis.

Ad regionem magis septentrionem (Ambositra-Ambatofinandrahana) manet pars supracrustalis “Schisto-Quartzo-Carbonata” (SQC) super graniticam sedem. Hæc sedes structuram D1 habet. Tamen pars SQC tenet structuram leviter dissimilem adjunctam fabricationibus axium c ex quartz quæ testatur effusionem ad orientem.

Hi eventus comparantur illis nuper notatis in septentrione et meridie Madagascar. Structura D1 mirabiliter similis est illius quam Nédélec et al. (1994) descripserunt in Imerina ad septentrionem Antananarivo. Hoc comprobatur magnitudinem eventus D1 in sede Madagascar. Id est, ut opinor, ætas porrectionis post-collisionis quæ coepit 630 decies centies millesimum jam annum secundum Paquette et Nédélec (1998). Structura D2 refert ad magnas partes cælatas septentriones-merides quas inspexerunt in meridie Madagascar Martelat et al. (1997). Origo hujus structuræ eodem modo sit conventus tardi-

panafricanus circa 550 dcm jam annum. Sola pars SQC conservavisset signa densationis crustalis ante 650 dcm jam annum cujus origo sit prima collisio panafricana.

INTRODUCTION

La caractérisation géologique des socles a vu son intérêt relancé par la reconstitution des orogènes à l'échelle globale ainsi que par l'avènement de nouvelles techniques d'analyse structurale. Cette caractérisation est basée sur l'étude conjointe des roches métamorphiques (structure et chemins P, T, t) et des granites. La connaissance de la structure des granites nécessite l'utilisation d'un outil particulier : la mesure de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM), spécialité de l'équipe de Pétrophysique et Tectonique de l'Université Paul-Sabatier. Je me suis particulièrement intéressé à trois outils : l'imagerie satellitaire, la mesure de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique des roches granitiques et la thermobarométrie. En effet, le socle malgache a reçu une très forte empreinte panafricaine encore mal comprise par manque d'études structurales. L'UMR 5563 est impliquée à Madagascar depuis une dizaine d'années à travers les travaux de Bernard Moine, Jean-Louis Paquette et Anne Nédélec. C'est dans ce cadre que j'ai entrepris ma thèse qui s'inscrit dans la problématique liée à l'assemblage du Gondwana.

Ce mémoire a pour but la caractérisation pétrostructurale du socle du centre de Madagascar en vue d'une reconstitution géodynamique. Pour cela, une mission de terrain s'est déroulée de septembre à octobre 1995 dans le pays Betsileo (partie méridionale des Hauts Plateaux malgaches). Ce secteur d'étude a été choisi du fait de sa position géographique comprise entre l'Imerina au nord (études récentes de Nédélec *et al.*, 1994 ; 1995 ; 2000) et la partie sud de Madagascar (dont les dernières études sont dues aux équipes de Lyon et Clermont-Ferrand : Martelat *et al.*, 1995 ; 1997 et Pili *et al.*, 1997). Je tiens ici à remercier Bruno Ralison de l'Université d'Antananarivo pour sa participation au carottage sur le terrain. La grande étendue de ce secteur d'étude ainsi que son inaccessibilité rendent indispensable l'utilisation d'images satellitaires. Cette mission a d'ailleurs été partiellement financée par le Projet National de Télédétection Spatiale (PNTS).

Les nouvelles techniques de traitement du signal (Drury, 1997) permettent actuellement d'utiliser l'analyse d'images satellitaires pour étudier la pétrographie ou la déformation des socles à l'échelle continentale. De plus, la fabrique des roches granitiques est maintenant bien mieux connue grâce à l'utilisation de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique. Graham

(1954) montre que les roches granitiques portent un enregistrement de leur mode de mise en place, donc d'une partie au moins de leur histoire. Il s'agit, outre l'enregistrement pétrologique classique, de leur caractérisation structurale accessible par l'étude conjointe des fabriques cristallines et magnétiques. L'étude au laboratoire des échantillons rapportés a montré que leur teneur en magnétite peut être particulièrement élevée (jusqu'à 3%). Cette teneur nous a conduit à nous demander si l'utilisation en routine de l'ASM, pouvait aussi s'appliquer pour des roches susceptibles de voir leur signal ASM perturbé par des interactions magnétiques entre grains de magnétite.

Notre travail s'est donc articulé en deux temps :

Première partie : METHODOLOGIE : rappels des bases, acquisitions des techniques et développements méthodologiques.

Cette partie consiste en une analyse du comportement ferromagnétique des roches qui a permis d'identifier les facteurs pouvant particulièrement influencer sur les mesures d'ASM. Ces facteurs (distribution et forme des grains de magnétite notamment) ont été testés expérimentalement en vue d'en déterminer l'effet sur l'anisotropie magnétique de la roche totale. Cet apport méthodologique a donné lieu à deux publications, l'une à *Geophysical Research Letters*, l'autre à *Journal of Structural Geology*. Deux chapitres sont aussi consacrés respectivement à l'imagerie satellitaire et à la thermobarométrie

Deuxième partie : RESULTATS : application de ces outils au socle des hauts Plateaux malgaches (pays Betsileo) autant à l'échelle des images satellitaires (nouvelle cartographie par classement de l'image et détection de structures témoignant de la déformation crustale) qu'à l'échelle de l'affleurement (structures magnétiques et observations de terrain, pétrographie). Le tout est associé à une étude du métamorphisme (pétrologie et calcul des conditions PT). L'ensemble de des résultats est présenté dans le chapitre V.

Enfin, les premières données structurales concernant la série Schisto-Quartzo-Carbonatée (SQC) seront présentées dans le chapitre VI. J'ai aussi participé à l'étude de la zone de l'Angavo, chaîne d'orientation nord - sud s'étendant sur mille kilomètres dans la partie orientale de Madagascar. En ce qui concerne cet objet géologique remarquable, j'ai réalisé les calculs thermobarométriques à partir des analyses effectuées par Bruno Ralison à la

microsonde de l'Université Paul-Sabatier. Les résultats figurent dans une publication (Nédélec *et al*, 2000) acceptée à *Tectonics*.

En conclusion, je tenterai de proposer une reconstruction géodynamique de la collision panafricaine entre l'Ouest Gondwana et l'Est Gondwana.

Chapitre I^{er}

bilan des travaux antérieurs et problèmes posés

« Du grand plateau de l'Afrique sortent cinq chaînes de hautes montagnes (...), la cinquième aboutit vis-à-vis de l'isle de Madagascar & sert à former la chaîne marine qui traverse la mer des Indes. »

Philippe Buache, *Essai de géographie physique*, Compte-Rendu de l'Académie Royale des Sciences, année 1752.

I- Importance de l'empreinte panafricaine

A- Place de Madagascar dans une reconstruction du Gondwana

La formation du super-continent du Gondwana s'est achevée au protérozoïque supérieur par la collision entre l'« Est-Gondwana » et l'« Ouest-Gondwana » (Stern, 1994). L'Ouest-Gondwana comprenait l'Amérique du Sud et l'ensemble de l'Afrique et l'Est-Gondwana Madagascar, l'Inde, l'Antarctique et l'Australie. Madagascar était alors adjacent à la côte occidentale de l'Inde (Agrawal *et al.*, 1992). La collision panafricaine place Madagascar en face du Kenya et de la Tanzanie (Coffin et Rabinowitz, 1988 ; Kröner, 1991 ; Rogers *et al.*, 1995) (Fig. 1).

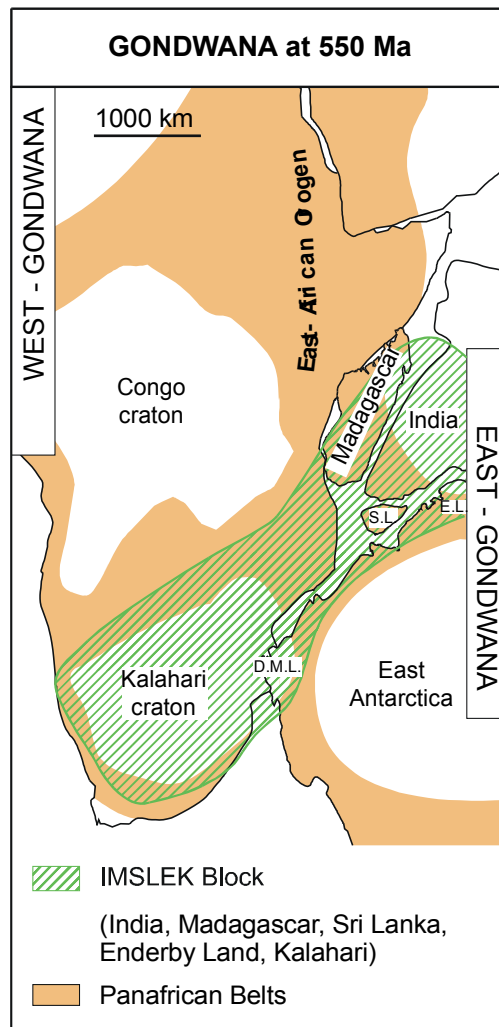


Figure 1. Reconstitution du Gondwana vers 550 Ma. DML : Dronning Maud Land ; SL : Sri Lanka ; EL : Enderby Land. Les blocs IMSLEK ont été définis par Meert et Van der Voo (1995 ; 1996).

—

Figure 2. Situation des sutures possibles entre l'Est et l'Ouest-Gondwana (d'après Abdelsalam et Stern, 1996 et Nédélec et al., 2000)

Cependant, alors que l'orogénèse panafricaine est maintenant bien comprise en Afrique occidentale (Bertrand et Caby, 1978), la succession des phases géodynamiques en Afrique orientale est encore mal connue (Muhongo, 1991). En particulier, la position de la zone (ou des zones) de suture entre les deux continents est débattue. Behre (1990) suggère que le complexe basique malgache d'Andriamena peut constituer une des sutures ophiolitiques possibles. Dans cette optique, l'âge de ces roches basiques (780 Ma) déterminé par Guerrot *et al.* (1993) sur monozircons donne la limite supérieure de la collision. Shackelton (1992) considère que la suture matérialisant la dernière collision entre Est et Ouest Gondwana est la zone de Nabitah en Arabie, avec un prolongement possible au nord du Kenya et même jusqu'à la terre de Maud-Dronning en Antarctique.

B- Données géochronologiques

Plusieurs séries de datations utilisant la méthode Rb/Sr ont été menées sur des échantillons granitiques provenant de la série stratoïde de la région d'Andriba (Vachette et Hottin, 1976). Ces analyses soulignent que le métamorphisme et le magmatisme sont indubitablement panafricains.

Vachette et Hottin (1976) ont proposé un âge de 590 ± 108 Ma pour les gneiss de la région du nord d'Andriba et de 550 ± 30 Ma pour les migmatites et « charnockites » situées à l'ouest de Kiangara au moyen de la méthode Rb/Sr par isochrones sur des roches totales.

En utilisant la méthode d'évaporation du plomb (Kober, 1986, 1987) sur monozircons à structure magmatique provenant d'un échantillon de granite alcalin de la même région, Nédélec *et al.* (1994) ont déterminé un âge de 585 ± 8 Ma qui représente l'âge de cristallisation des granites et confirme leur caractère panafricain. Un travail plus précis et plus détaillé utilisant la méthode de datation U/Pb conventionnelle date à 630 Ma les granites stratoïdes de la région d'Andriba (Paquette et Nédélec, 1998)

C- Problème de l'unicité de la collision

Plus récemment, Rogers *et al.* (1995) et Meert et Van der Voo (1996) ont souligné la possibilité d'une collision en plusieurs épisodes. Ces derniers, utilisant de nouvelles données paléomagnétiques, ainsi que des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur des métadolérites du centre du Kenya, proposent une collision en deux temps. Selon leur modèle, l'âge de la première collision à l'origine de la chaîne Mozambicaine se situerait autour de 650 Ma entre le craton du Congo et le bloc IMSLEK (pour Inde, Madagascar, Sri Lanka, Enderby Land

(Antarctique), craton du Kalahari). La seconde collision, à l'origine de la chaîne du Kuunga, se produirait vers 550 Ma entre le bloc IMSLEK-Congo et le bloc Australie-Antarctique (Fig. 3).

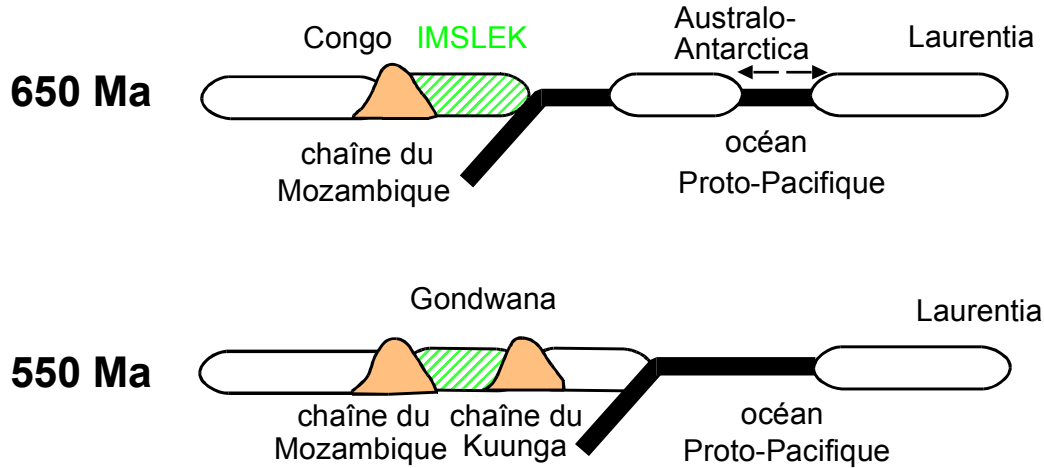


Figure 3. Modèle d'assemblage du Gondwana en deux temps (in Meert et Van der Voo, 1996).

Les granites stratoïdes au nord d'Antananarivo, considérés par Nédélec *et al.* (1994) comme témoins d'un magmatisme alcalin tardi-orogénique en contexte extensif, viennent d'être datés à 630 Ma par la méthode U/Pb sur zircons (Paquette et Nédélec, 1998). Cela revient donc à proposer la collision entre la partie centrale de Madagascar et le Kenya entre 700 et 650 Ma. Paquette et Nédélec (1998) proposent aussi l'assemblage du Gondwana en deux temps. Dans un premier stade, autour de 700 - 650 Ma, une collision se serait produite entre l'Ouest Gondwana et une partie seulement de l'Est Gondwana comprenant notamment le nord et le centre de Madagascar. La seconde étape (vers 590 - 550 Ma), correspondrait au stade final de l'amalgamation du Gondwana et serait responsable des grands cisaillements crustaux finipanafricains reconnus à Madagascar (sud et est de l'île).

II- Les grands ensembles lithotectoniques du socle de Madagascar

Le socle malgache constitue les deux tiers de la superficie de l'île (fig. 4). Il est constitué de matériel archéen et protérozoïque fortement tectonisés et métamorphisés durant l'orogénèse panafricaine. Une présentation générale de ce socle a été réalisée par Hottin (1976) qui distingue quatre ensembles principaux dans la partie centrale: le craton archéen de

l'Antongil au-dessus duquel prend place une succession de formations composées de la base au sommet (c'est-à-dire de la plus ancienne à la plus jeune) par le système du **Graphite**, le système du **Vohibory s. l.** et le groupe de l'**Itremo**. Nous ne traiterons pas du système Androyen considéré initialement comme archéen, dont les datations récentes de Paquette *et al.* (1994) remettent en cause la position basale.

Au nord de la ligne Bongolava-Ranotsara, Besairie (1964) distingue deux systèmes : à la base, celui du **Graphite** constitué de gneiss et migmatites à biotite, hornblende et graphite et au sommet celui du **Vohibory s. l.** constitué de gneiss à dominante plus calcique, de quartzites et de cipolins. Ce dernier ensemble est à dominante paradérivée.

Figure 4. Principaux ensembles structuraux du socle malgache.

A- Le craton archéen de l'Antongil

Le granite de l'Antongil ainsi que les formations migmatitiques à épidote du Mananara constituent la partie la plus ancienne du socle malgache. Ce groupe, défini par Hottin (1963, 1966), occupe dans la partie nord-est de l'île la région comprenant la presqu'île de Masoala, le pourtour de la baie d'Antongil jusque dans la zone côtière vers Fénérivé (Besairie, 1968). Le craton archéen de l'Antongil est constitué de roches granodioritiques dont l'âge vient d'être établi par la méthode U-Pb sur zircons par Tucker *et al.* (1998) autour de 2521 – 3187 Ma.

B- Le système du Graphite: caractères généraux et subdivisions

Contrairement au craton de l'Antongil, le reste du socle a été affecté par l'orogénèse panafricaine. L'âge de certains protolithes (archéen ou protérozoïque), longtemps mal connu, vient d'être daté par Tucker *et al.* (1998).

Le système du graphite est généralement subdivisé en trois groupes lithologiques :

le groupe d'Andriba défini dans la région nord-ouest d'Antananarivo, renfermant essentiellement des migmatites et gneiss sans graphite.

le groupe d'Ambatolampy, défini par Chantraine (1970) au sud d'Antananarivo, est constitué de gneiss à hornblende et biotite et de migmatites. Ce groupe comprend aussi la formation orthogneissique de Fianarantsoa (Chantraine, 1968).

Le groupe d'Ambatolampy se distingue essentiellement du groupe d'Andriba par la présence du graphite. Il existe par ailleurs une grande similitude des faciès pétrographiques (gneiss et migmatites).

le groupe du Manampotsy (à l'est) est à dominante gneissique (gneiss à biotite, sillimanite et grenat), et comprend quelques faciès à migmatites rubanées.

C- Le système du Vohibory s. l.

Ce système constitué de gneiss à dominante plus calcique, de quartzites et de cipolins est à dominante paradérivée. On y distinguera notamment :

le groupe de Beforona caractérisé par la présence de roches basiques et ultrabasiques orthogneissifiées (gneiss amphibolitiques). Il correspond à un ensemble superposé au groupe du Manampotsy (Besairie, 1968). Les variations de faciès à l'intérieur de ce groupe ont conduit à y définir deux séries principales :

La série basique d'Andriamena qui correspond à un ensemble de roches basiques et ultrabasiques plus ou moins métamorphisées (Besairie, 1968).

La série de Maevatanana composée dans sa partie inférieure d'amphibolites, de gneiss à amphibole et de gneiss surmicacés. La partie supérieure révèle un métamorphisme moins important souligné par la présence de micaschistes ou de chloritoschistes (Besairie, 1968).

Au sud de la ligne Bongolava-Ranotsara, on retrouve le système du Vohibory, ainsi qu'un ensemble fortement granulitique au sud-est : le système **Androyen** dont le métamorphisme a été daté par Paquette *et al.* (1994) entre 590 et 520 Ma.

Les granites stratoïdes panafricains sont distribués sur l'ensemble du socle malgache, mais sont plus particulièrement caractéristiques des hauts plateaux.

D- Le groupe de L'ltremo (SQC)

Le socle des hauts plateaux malgaches est surmonté par une série supracrustale peu métamorphique décrite en détail par Moine (1974) : la série Schisto-Quartzo-Carbonatée (SQC). La série SQC est essentiellement composée de quartzites, micaschistes et cipolins. La série du Vohibory a parfois été considérée comme un équivalent plus métamorphique de la SQC.

III- Les grandes étapes de l'histoire panafricaine reconnues récemment

A- Mise en place de granites stratoïdes et formation d'une croûte litée

A

1- définition des granites stratoïdes

Les travaux de synthèse de la cartographie systématique de l'île (Besairie, 1968, Hottin, 1976) montrent que le socle malgache renferme des granites en lits subconcordants avec leur encaissant gneissique et d'épaisseur moyenne hectométrique. Emberger (1958) et Delbos

(1959) ont désigné ces granites du nom de « granites stratoïdes ». Ce nom est dû en premier à Guyonnaud (1951) qui les a décrits dans la région d'Andriba au nord d'Antananarivo.

2- âge, pétrologie et structure des granites stratoïdes

Ils caractérisent tous les hauts plateaux malgaches. Au nord d'Antananarivo, ils viennent d'être datés à 630 Ma par la méthode U-Pb sur zircons (Paquette & Nédélec, 1998). Ce sont des granites de type A, gris ou roses, souvent très clairs, bien foliés à grain moyen à fin. Nédélec *et al.* (1995) y ont défini deux lignées, l'une faiblement alcaline et l'autre fortement alcaline. La première série a pour principal type pétrographique un granite subsolvus à biotite $\pm$ hornblende. La seconde série est représentée par des quartz-syérites et des granites alcalins hypersolvus à amphibole. Ces derniers sont constitués de quartz, feldspath alcalin perthitique, amphibole sodi-calcique et sont riches en minéraux accessoires comme la magnétite, l'allanite et le zircon. Les données géochimiques montrent que la lignée fortement alcaline pourrait avoir un caractère en partie juvénile alors que la lignée faiblement alcaline est issue de la fusion partielle d'un protolithe granodioritique identique à l'encaissant.

L'étude structurale du secteur situé dans la région d'Andriba et Ankazobe (voir carte de situation des secteurs d'étude, fig. 10) a montré une remarquable constance des orientations des foliations et des linéations magnétiques pour tous les types lithologiques de la pile crustale c'est-à-dire que les granites stratoïdes et leur encaissant sont costructurés. On observe généralement un faible pendage vers l'ouest et une linéation de direction ouest sud-ouest (fig. 5B).

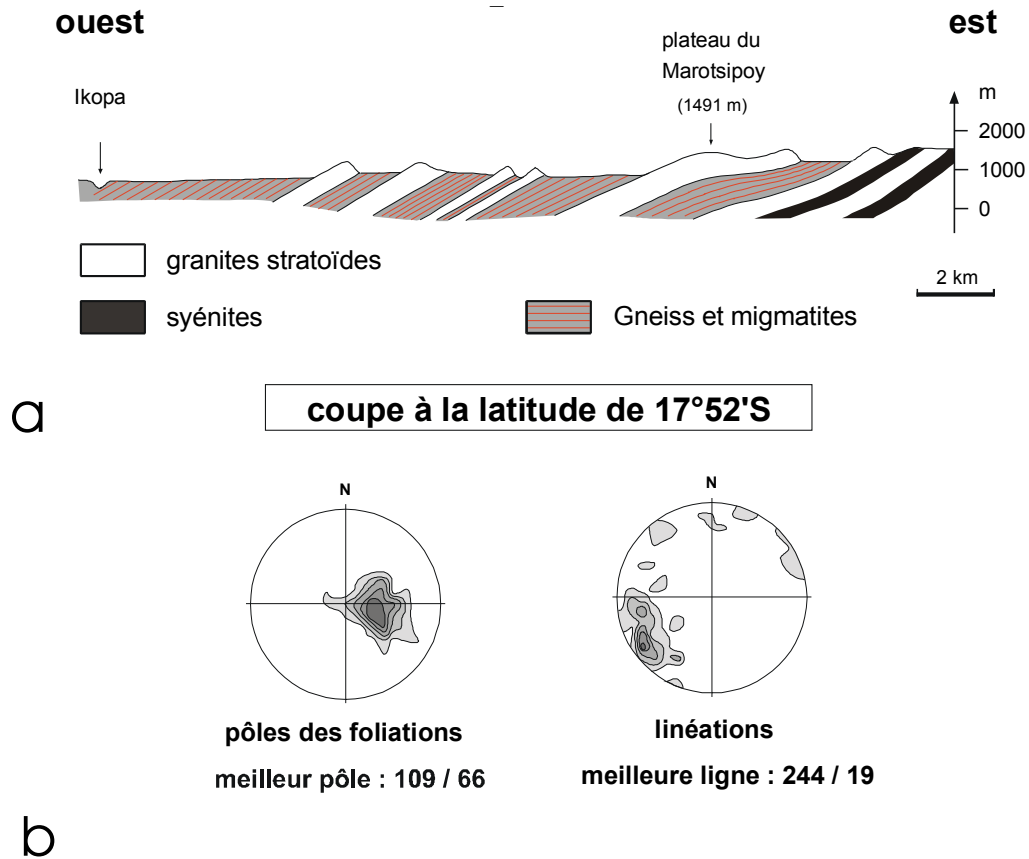


Figure 5. La série stratoïde au nord d'Antananarivo : **a**- coupe générale ; **b**- diagramme de projections (hémisphère inférieur) des pôles des foliations et des linéations magnétiques (d'après Nédélec et al., 1994).

Ces traits structuraux extrêmement constants associés à des conditions de basse pression (4 - 5kb) et de haute température (autour de 750°C) ont permis à Nédélec *et al.* (1994) de proposer une mise en place des granites stratoïdes en contexte extensif tardi-orogénique de la chaîne panafricaine du Mozambique.

B- Formation des grands décrochements tardi-panafricains

Le socle malgache est traversé par des cisaillements crustaux majeurs distribués selon trois orientations principales N 10, N 120 (fig. 6).

On compte quatre cisaillements parallèles orientés N 10 dont le principal, celui de l'Angavo, long de plus de 800 km, traverse pratiquement du nord au sud toute la partie orientale du socle.

1- les décrochements du sud de Madagascar

Au sud de la ligne Bongolava-Ranotsara, on observe les zones de cisaillement d'Ampanihy, d'Ampandrandava et de Tranomaro. Ce dernier a été daté grâce à un granite syntectonique autour de 572 - 565 Ma en utilisant la méthode U-Pb conventionnelle sur zircons (Paquette *et al.*, 1994). Kröner *et al.* (1996) ont proposé un âge pour ces linéaments de 550 Ma pour un leucosome dans les gneiss d'Ihosi (à la jonction des cisaillements 4 et 6 de la figure ci-dessous).

Enfin, les mêmes structures ont aussi été datées par Andriamarofahatra *et al.* (1990) sur une granodiorite syntectonique immédiatement à l'est de la ville d'Ihosi à 561 ± 12 Ma en utilisant la méthode U-Pb sur monazite.

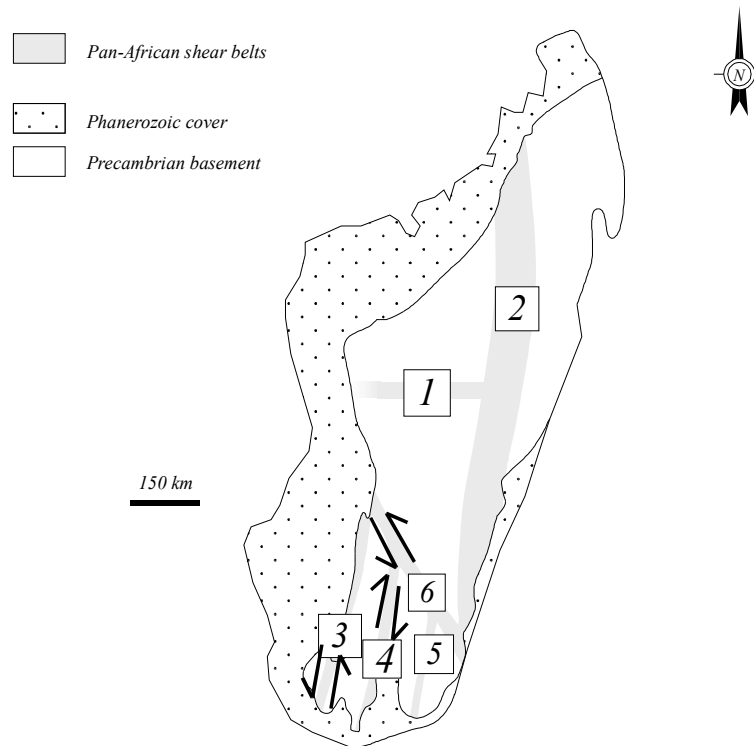


Figure 6. Localisation des grands accidents panafricains (in Paquette & Nédélec, 1998). 1- virgation d'Antananarivo ; 2- Angavo ; 3- Ampanihy ; 4 Ampandrandava ; 5-Tranomaro ; 6- Bongolava-Ranotsara.

Les linéaments au sud de la ligne Bongolava-Ranotsara d'abord décrits par Rolin (1991), ont fait l'objet d'études approfondies réalisées par Martelat *et al.* (1997) et Pili *et al.* (1997). Martelat *et al.* (1997) ont étudié plus particulièrement le linéament d'Ampanihy (noté 3 dans la figure 6). Ces auteurs ont pu caractériser par traitement d'images satellitaires et par l'étude

conjointe de marqueurs tectoniques sur le terrain, la géométrie finie des structures associées à ce décrochement tardi-panafricain. Cette zone décrochante à jeu sénestre est associée à un contexte tectonique de type transpressif. De plus, l'étude du métamorphisme a montré que les conditions thermiques synchrones de la déformation restent autour de 800°C, y compris dans le cœur de la bande de cisaillement. Par contre, les pressions s'échelonnent entre 7 et 10 kb avec un maximum sur la bordure occidentale et un minimum sur la bordure orientale (Martelat *et al.*, 1997). Pili *et al.* (1997) ont réalisé une étude combinée des données gravimétriques (Fig. 7), structurales, thermobarométriques et géochimiques des principaux cisaillements du sud. D'après eux, la zone décrochante d'Ampanihy est située sur une portion de croûte amincie (25 km) favorisant les remontées de fluides mantelliques (CO₂), alors que la zone décrochante de Tranomaro se produit dans une portion de croûte plus épaisse (35 km) sans transfert de fluides possibles à partir du manteau. Ces dernières conclusions reposent sur l'étude des isotopes stables.

2- l'Angavo

Le linéament de l'Angavo représente une des structures majeures du socle précambrien de Madagascar (Windley *et al.*, 1994). Il s'étire sur plus de mille kilomètres du nord au sud de l'île. Sa largeur est d'au moins cinquante kilomètres. Cette structure semble couper à angle droit la virgation d'Antananarivo. Sa terminaison méridionale se situe au niveau du linéament Bongolava-Ranotsara. La présence de migmatites et charnockites syntectoniques (Ralison, 1998) y témoigne de conditions de température et de pression de type granulites de basse pression (confirmées par la thermobarométrie). Le cisaillement de l'Angavo qui perturbe les structures des granites stratoïdes est postérieur à leur mise en place. L'âge de cette structure peut être estimé en considérant comme limite inférieure l'âge de mise en place des granites stratoïdes (630 Ma, Paquette et Nédélec, 1998) et comme limite supérieure celui du granite post-tectonique de Carion (556 Ma, Kröner *et al.*, 1997). Malheureusement, le sens de cisaillement n'a pas encore été déterminé avec certitude.

3- la ligne Bongolava-Ranotsara

Le linéament Bongolava-Ranotsara est un autre accident majeur du socle malgache. Il sépare deux ensembles crustaux structuralement et lithologiquement assez différents. En particulier, on note la présence de terrains archéens uniquement au nord de cette ligne; les grands décrochements du sud ne semblent pas non plus a priori se prolonger au nord de cette

structure. Ce point sera plus particulièrement développé et discuté dans la suite de ce mémoire.

Kriegsman (1993), suggère que de cette zone décrochante se prolonge par celle de l'Achankovil au sud de l'Inde (Rajesh *et al.*, 1997, Drury *et al.*, 1984) et par celle de Summa au Kenya alors que Chorowicz *et al.* (1987) proposent un prolongement par la zone de cisaillement d'Ashwa au Kenya.

La carte des anomalies gravimétriques de Madagascar publiée par Pili *et al.* (1997) montre que les anomalies gravimétriques ne soulignent pas cette structure majeure comme c'est le cas pour le linéament d'Ampanihy. Par ailleurs, cette structure NO-SE correspond à un décrochement sénestre, d'après les rebroussements des décrochements N-S à son voisinage. Elle est évidemment plus jeune que ces derniers.

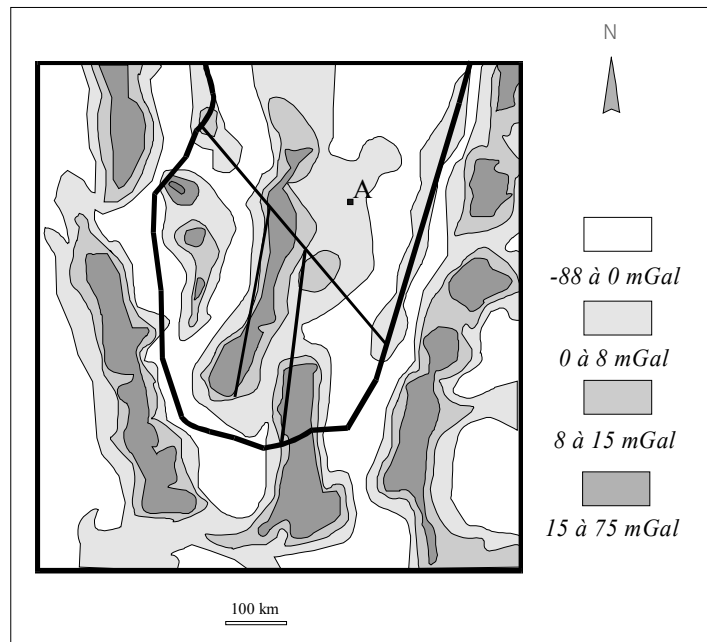


Figure 7. Carte gravimétrique simplifiée du sud de Madagascar (d'après Pili *et al.*, 1997). On note la présence d'anomalies positives (en gris) coupant la ligne Bongolava-Ranotsara matérialisée en pointillés. A : ville d'Ambalavao ; 1- cisaillement d'Ampandrandava ; 2- cisaillement d'Ampanihy.

IV- Présentation et intérêt du secteur d'étude (pays Betsileo)

Le sud du pays Betsileo, correspond à la partie méridionale des hauts plateaux malgaches. Elle est entièrement formée de hauts plateaux d'altitude variant généralement entre 1000 et 1500 mètres arrosés par deux rivières principales: la Mananantanana et le Zomandao.

Fig. 8. Situation de l'ancien royaume des Betsileo (en grisé) dans le Centre-Sud de Madagascar.

Aux alentours de Fianarantsoa, les lames de granites stratoïdes intercalées dans un matériel gneissique ou migmatitique peuvent faire penser à de véritables stratifications sédimentaires (fig. 9A) alors que plus au sud, l'érosion permet d'individualiser des « dômes » de ce même granite dominant la plaine d'Ambalavao (fig. 9B) célèbre dans la Grande Ile pour ses productions vinicoles. La région de Fianarantsoa est, quant à elle, réputée pour ses rizières étagées rappelant les paysages de Ceylan ou d'Indonésie. Le massif syénitique de l'Andringitra, classé réserve naturelle totale, est situé à une quarantaine de kilomètres au sud

d'Ambalavao. Globalement orienté NNO-SSE, il se différencie bien dans le paysage grâce à son altitude plus élevée et à son aspect nettement ruiniforme. Le pic Bobby (2685 m), deuxième sommet de Madagascar, appartient à ce massif qui constitue une véritable barrière climatique coupant la route aux influences marines venues de l'océan Indien et préservant un climat sec sur les hauts plateaux. Cette particularité est doublement précieuse pour le géologue, car la faible végétation laisse à découvert de nombreux affleurements (le long des pistes malheureusement trop rares) et comme on le verra, favorise la qualité des travaux de télédétection. On note que les granites dits « andringitréens » n'appartiennent pas au massif syénitique de l'Andringitra.

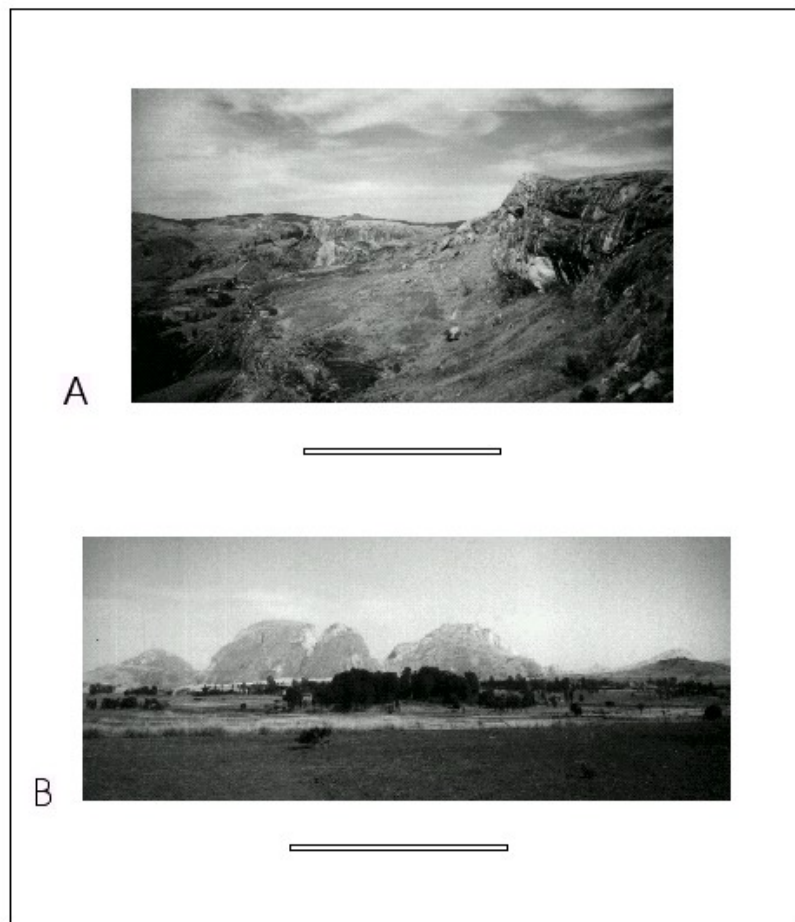


Figure 9. Divers modes d'affleurement des granites andringitréens : **A**- au nord, dans la région de Fianarantsoa on observe des lames granitiques de faible pendage vers l'ouest (vue vers le sud ; échelle = 50 m); **B**- au sud, dans la région d'Ambalavao les lames à plus fort pendage constituent dans le paysage de véritables inselbergs granitiques (vue vers l'est ; échelle = 100 m).

A- localisation par rapport aux grandes structures panafricaines

Les zones étudiées en détail correspondent à deux secteurs. Le premier secteur d'étude est situé immédiatement au nord de la ligne Bongolava-Ranotsara et à l'ouest du linéament de l'Angavo. Il se développe sur une longueur de 100 km pour une cinquantaine de kilomètres de large à l'est de la ville de Fianarantsoa ainsi que dans la région d'Ambalavao (Fig. 10). Cette région présente l'intérêt d'être comprise entre deux secteurs récemment étudiés tant sur le plan pétrologique que structural:

- au nord, la région des granites stratoïdes de l'Imerina et de la virgation d'Antananarivo (Nédélec *et al.*, 1994, 1995, 2000 ; Ralison, 1998).

- Au sud, la région des grands cisaillements crustaux Nord-Sud étudiée par Martelat *et al.*, 1995, 1997 ; Pili *et al.*, 1997.

Le deuxième secteur, plus au nord, appartient aussi au pays betsileo. Il recouvre la partie orientale et septentrionale de la série SQC, entre les villes d'Antsirabe, Ambositra et Ambatofinandrahana.

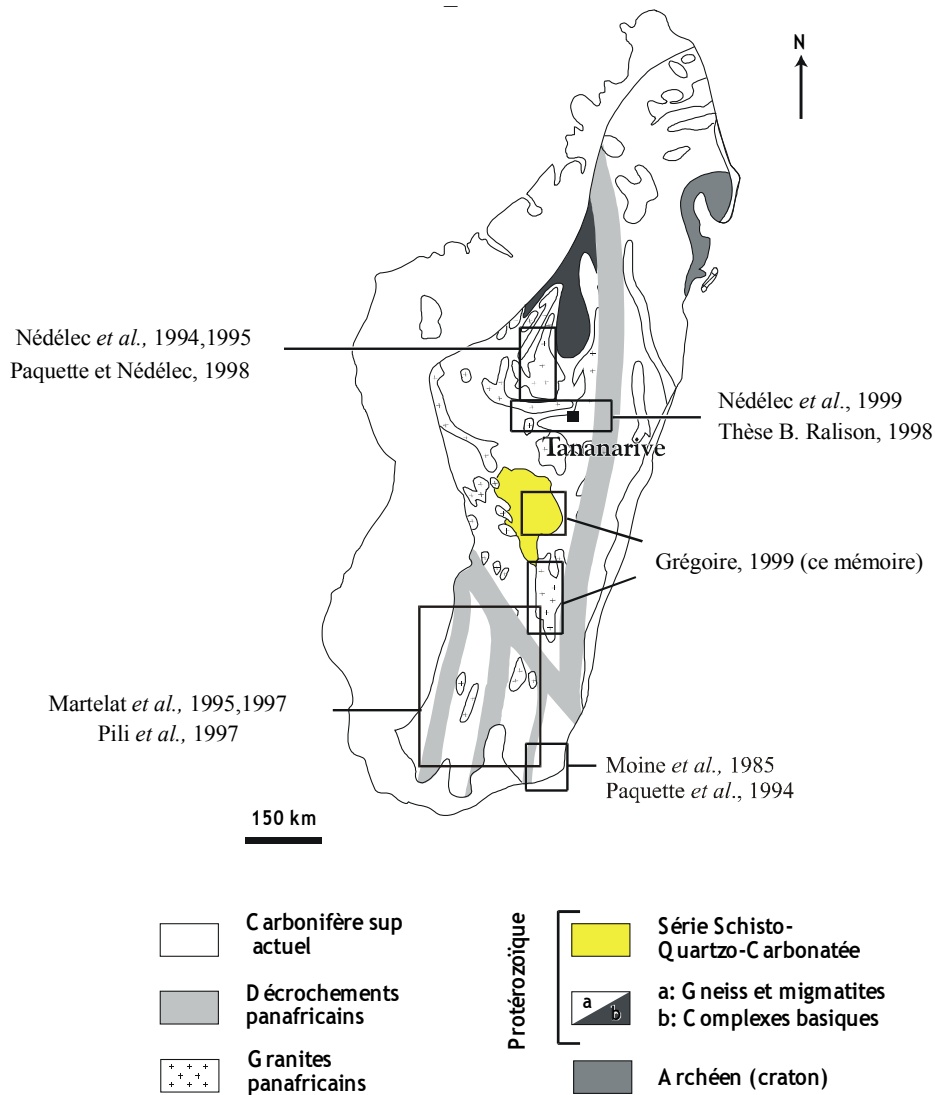


Figure 10. Situation des secteurs d'étude par rapport aux grandes structures panafricaines. Les secteurs récemment étudiés par les équipes françaises (Toulouse, Lyon, Clermont-Ferrand) sont aussi indiqués.

B- lithologie

1- formations rencontrées

Dans ces secteurs, trois ensembles lithologiques peuvent être distingués :

La **série** migmatito-gneissique du **Graphite** s'étend au centre et à l'est de la zone autour des villes de Fianarantsoa et d'Ambalavao. La partie occidentale est occupée au-delà de la ville d'Ankaramena par la série paradérivée du **Vohibory s. 1**. Au nord du terrain d'étude, la série moins métamorphique de la **SQC** repose en concordance apparente sur les formations du Graphite. La pétrologie des échantillons prélevés dans ces trois formations sont détaillées dans les chapitres IV, V et VI.

2- les granites stratoïdes

les granites de type Midongy

Ils tirent leur nom d'un relief granitique à l'ouest de la série SQC et ont été décrits pour la première fois par Emberger (1958) dans toute l'étendue du pays Betsileo où ils se présentent comme des feuillets interstratifiés dans l'encaissant migmatito-gneissique. Leur épaisseur, très variable, est comprise entre quelques centimètres à plusieurs centaines de mètres. Ces granites renferment essentiellement microcline, quartz, biotite et amphibole. Les minéraux accessoires sont le sphène, la magnétite, l'apatite et le zircon.

les granites andringitréens

Ce sont des granites stratoïdes qui portent mal leur nom car ils n'appartiennent pas au massif de l'Andringitra. Emberger (1958) souligne qu'ils doivent être regroupés avec les granites de type Midongy et observe qu'ils ont des affinités alcalines, alors que les migmatites encaissantes sont toujours de nature calco-alcalines. Ces granites roses ou gris à faciès homogène (on notera la présence de quelques faciès porphyroïdes) ont été d'abord étudiés par Lacroix (1923) et Delbos (1959) pour la partie purement pétrologique, puis par Chantraine (1969) qui fut le premier à proposer un modèle de mise en place. Ce dernier auteur, constatant leur caractère intrusif (contact entre les lames de granite et les migmatites encaissantes toujours franc, absence de faciès de transition), suggère une mise en place syntectonique lors d'un épisode de chevauchement amenant la série du Vohibory sur les formations du Graphite.

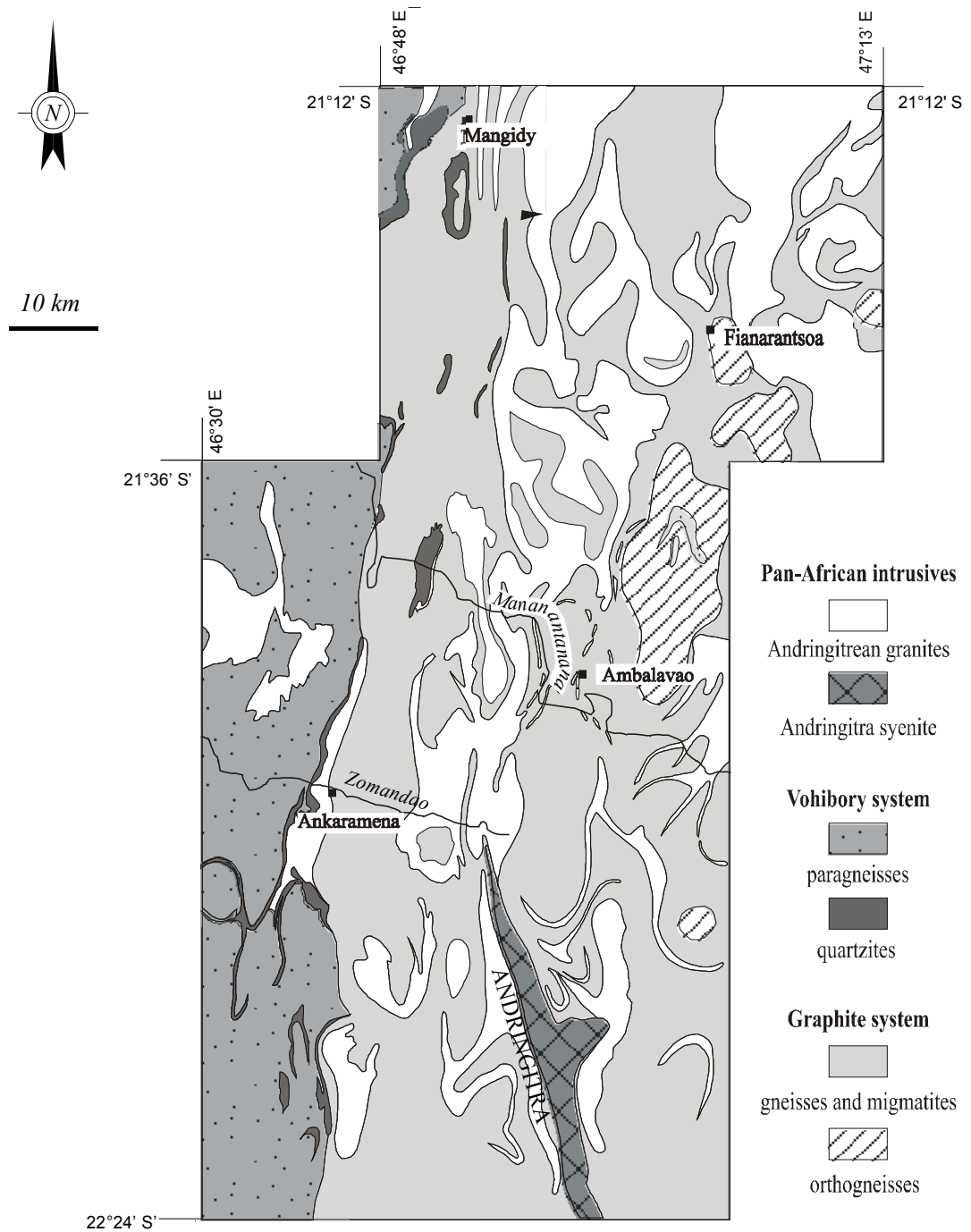


Figure 11. Carte des principaux ensembles lithologiques.

On observe que ces granites se sont mis en place dans la série du Graphite immédiatement en dessous de la série du Vohibory. Ils se présentent soit en lames presque horizontales

granitiques de la région de Fianarantsoa ou en lames plus pentées à l'origine des dômes dans la région d'Ambalavao.

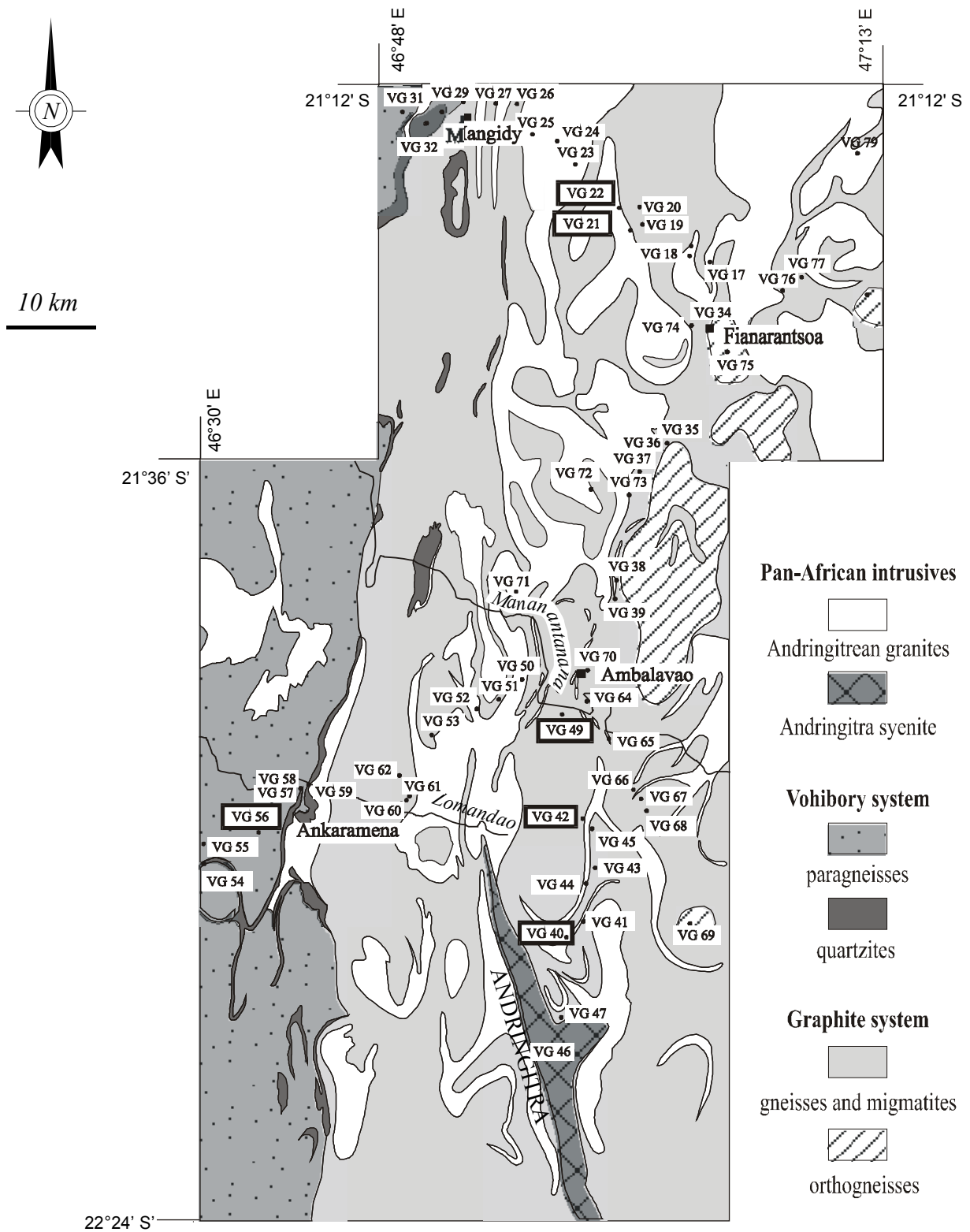


Figure 12. Carte des sites.

A C- les problèmes à résoudre

Une partie du mémoire aura pour objectif de présenter de nouvelles données structurales, pétrologiques et thermiques en vue de préciser les conditions de mise en place de ces granites, pour les replacer ensuite dans l'histoire de Madagascar et de la chaîne mozambicaine.

A cet effet, nous aborderons successivement les points suivants :

1- La caractérisation pétro-structurale des granites stratoïdes andringitréens permettra de préciser leur mode de mise en place : sont-ils syntectoniques , mis en place dans un contexte chevauchant ? Quelle est leur profondeur de mise en place, quel est le contexte thermique ?

2- Y a-t-il des liens entre les granites stratoïdes de l'Imerina et les granites stratoïdes andringitréens ?

3- Quelle est la structure et la signification de la série SQC ?

4- Existe-t-il dans ce secteur des traces de la tectonique décrochante tardi panafricaine par ailleurs connue à l'est et au sud ?

Chapitre II

fabrique magnétique des granites ferromagnétiques

*« Le granite n'observe que rarement, c'est-à-dire
accidentellement la disposition régulière des bancs (...), il est
presque toujours en masse . »*

*Valmont-Bomare, dictionnaire raisonné universel d'histoire
naturelle (1791).*

Les structures dans les granites : aperçu historique

Les roches granitiques ne présentent que rarement des structurations visibles, facilement mesurables sur le terrain (boussole, clinomètre). Aussi, les descriptions qui se succèdent depuis le XVIII^{ème} siècle se concentrent-elles sur leur aspect pétrographique ou sur leur position stratigraphique apparente. Quant à leur origine, les avis divergent fortement et deux principales conceptions vont s'opposer jusqu'à l'aube du XIX^{ème} siècle. Pour les uns (Pallas, 1777 ; de Saussure, 1785 ; Desmarest, 1798), l'origine par précipité en milieu hydraté ne fait aucun doute. Cette idée sera acceptée par l'ensemble des neptuniens jusqu'au milieu du siècle dernier (de Boucheporn, 1848). Pour les autres (Guettard, 1756 ; Buffon, 1783), une origine ignée s'impose faisant des granites la roche primitive par excellence toujours considérée comme située à la base des séries stratigraphiques ou dans le cœur des montagnes. Cette idée sera reprise au siècle suivant par de nombreux auteurs (Boisse, 1870 ; de Lapparent, 1893 ; Meunier, 1906). Un pas important sera franchi par Hutton (1795) qui objectera que le caractère « primitif » des granites ne peut être universel et que les socles sont constitués d'anciens sédiments fondus ou transformés au cours des âges. L'idée d'une origine par métamorphisme, même s'il n'utilise pas ce mot, vient d'être exprimée.

Cette conception, pourtant peu goûtée à ses débuts, finira par s'imposer peu à peu, mais la structure interne des roches granitiques n'est pas abordée faute de moyens d'investigation. Notre siècle voit naître les premières études structurales dans les granites déterminées à l'aide de fabriques minéralogiques optiques. Cependant, ce vaste champ de recherches restera peu étudié jusqu'à ce que Graham (1954) présente pour la première fois la notion de fabrique magnétique. En effet, certains constituants des roches ont la capacité de s'aimanter s'ils sont soumis à un champ magnétique. La mesure de cette aimantation dans toutes les directions de l'espace donnera à son tour naissance à la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) qui permet de reconstituer les structures géométriques internes de roches apparemment isotropes. La précision de cette technique permet actuellement de montrer que toute roche granitique possède une structuration plus ou moins importante (Bouchez, 1997) directement liée à son mode de mise en place donc à son histoire.

I- Généralités sur l'ASM

Dans cette première partie, nous traiterons des notions physiques nécessaires à la compréhension de cette technique. On rappellera successivement la définition de la susceptibilité magnétique, des comportements magnétiques des minéraux et du comportement magnétique des roches. On s'intéressera ensuite aux différents problèmes posés par l'interprétation de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) dans le but vérifier la coaxialité existant entre l'Orientation Préférentielle de Forme (OPF) des minéraux et la fabrique magnétique. En particulier, on comparera l'ellipsoïde de forme des grains de magnétite et leur ellipsoïde d'ASM ainsi que l'effet des interactions magnétiques entre ces grains. On examinera enfin la contribution éventuelle de ces interactions magnétiques à l'ASM de la roche totale pour un cas naturel.

A- définitions et unités

L'action d'un champ magnétique **H** sur un corps entraîne une aimantation induite **M**:

$$\mathbf{M} = K \cdot \mathbf{H}$$

K représente la susceptibilité magnétique.

Si un corps est magnétiquement isotrope, sa susceptibilité magnétique est alors un **scalaire**, car l'aimantation est directement proportionnelle au champ inducteur.

Si le corps considéré est magnétiquement anisotrope, la relation précédente devient :

$$M_i = K_{ij} \cdot H_j$$

K_{ij} est la susceptibilité magnétique représentée par un tenseur d'ordre 2 symétrique. K_{ij} définit graphiquement l'ellipsoïde de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique.

Les trois axes principaux $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (notés aussi $K_1=K_{\max}$; $K_2=K_{\text{int}}$; $K_3=K_{\min}$) de l'ellipsoïde d'ASM représentent les vecteurs propres de la matrice matérialisant le tenseur d'anisotropie de la susceptibilité magnétique.

Les unités utilisées sont celles du Système International, soit:

champ magnétique **H** en A/m ;

aimantation induite **M** en A/m;

susceptibilité magnétique **K** sans dimension (Butler, 1992).

B- Comportement magnétique des minéraux

L'étude des propriétés magnétiques de la matière permet de distinguer différents comportements des minéraux. Les propriétés magnétiques de ces derniers sont principalement liées à la disposition d'atomes dont le moment magnétique élémentaire est non nul. Les atomes ayant cette propriété sont essentiellement le fer (Fe^{2+} , Fe^{3+}), le manganèse ou plus généralement tous les éléments de transition (c'est-à-dire à couche électronique 3d non saturée). On notera cependant le cas du diamagnétisme pour lequel tous les atomes sont concernés. La disposition relative des moments magnétiques élémentaires permet donc de définir quatre états magnétiques: le diamagnétisme, le paramagnétisme, le ferromagnétisme (s.l.) et l'antiferromagnétisme décrits ci-dessous (Fig. 13). Les corps ferromagnétiques (s. l.) présentent une particularité : en l'absence de champ inducteur, le moment résultant est toujours non nul.

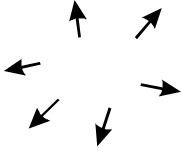
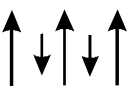
Paramagnétisme Diamagnétisme	Ferromagnétisme s. l.			Antiferromagnétisme
	Ferro.	Ferri.	faible Ferro	
				
Moment résultant	Aimantation spontanée			Moment résultant
nul	forte	moyenne	faible	nul

Figure 13 - Disposition des moments élémentaires, en l'absence de champ, pour les différents états magnétiques (in Butler, 1992)

i- Le **diamagnétisme**. Cette propriété se rencontre dans tous les corps et correspond à une faible aimantation s'opposant à la direction du champ. La susceptibilité sera donc négative et proche de -1.4×10^{-5} SI (Hrouda, 1986; Rochette, 1987). De plus, elle est indépendante de la température et de l'intensité du champ (Fig. 14.).

Les roches granitiques présentent deux principaux minéraux à comportement diamagnétique pur : le quartz et le feldspath.

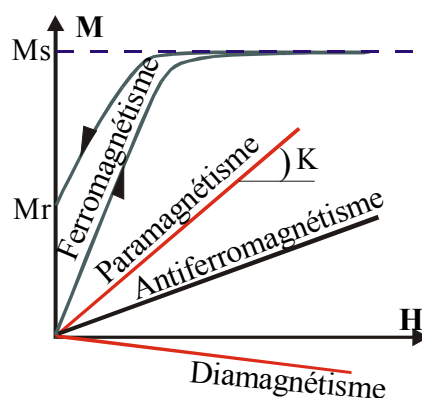


Figure 14 - Courbes caractéristiques des différents comportements magnétiques : aimantation induite M en fonction du champ.

ii- Le **paramagnétisme**. Ce type de comportement est dirigé par la présence d'ions Fe^{2+} , Fe^{3+} ou Mn^{2+} . Il est typique de minéraux comme la biotite, l'amphibole ou le pyroxène ou plus généralement des silicates ferrières. En présence d'un champ inducteur, les moments magnétiques élémentaires tendent à s'orienter parallèlement. La susceptibilité est alors

positive et indépendante de l'intensité du champ (Fig. 14a). Le calcul de susceptibilité paramagnétique en fonction de la teneur en fer et en manganèse est exprimé par la relation suivante (Rochette *et al.*, 1992):

$$K = d \left(3,34 \text{ Fe}^{3+} - 2,52 \text{ Fe}^{2+} - 3,38 \text{ Mn}^{2+} \right) \frac{T}{T - T_c}$$

où d est la densité de la roche, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} les teneurs de ces éléments (en poids %) dans la roche, T représente la température ambiante (en Kelvin), et T_c la température de Curie (en Kelvin), K en 10^{-5} SI. Dans ce cas, pour une roche ne contenant pas de minéraux ferromagnétiques (magnétite par exemple), la susceptibilité magnétique est directement proportionnelle à la teneur en fer. Cette propriété permet d'obtenir les cartes de faciès pétrographiques définis par une concentration plus ou moins grande en minéraux ferromagnésiens (Gleizes *et al.*, 1992) par la seule détermination de K .

iii- Le **ferromagnétisme (s. l.)**. Ce comportement sera plus particulièrement étudié, car il correspond à la plupart des roches du socle malgache.

La caractéristique principale du comportement ferromagnétique (s. l.) est que les moments magnétiques des cristaux de magnétite s'alignent dans le sens du champ appliqué. En l'absence de champ, ces derniers restent en partie alignés, à l'origine d'une aimantation résiduelle dite rémanente (ou aimantation fossile) qui disparaît totalement au-dessus d'une certaine température, dite de Curie à partir de laquelle le comportement devient paramagnétique.

Trois sous-domaines peuvent cependant être distingués (Fig. 13):

- le **ferromagnétisme *stricto sensu*** pour lequel les moments magnétiques sont tous parallèles et orientés dans le sens du champ (ex: le fer);
- le **ferrimagnétisme** pour lequel les moments magnétiques antiparallèles, formant deux classes de sens opposés et d'intensités différentes (ex: magnétite);
- le **faible ferromagnétisme** pour lequel les moments magnétiques constituent deux réseaux opposés et presque parallèles.

En champ faible et à température ambiante, la susceptibilité des minéraux ferromagnétiques (10^{-3} à 1 SI) est beaucoup plus élevée que celle des minéraux

paramagnétiques. Pour la même teneur en fer, la susceptibilité de la magnétite est d'environ trois ordres de grandeur plus élevée que celle de la biotite. Le signal paramagnétique pourra donc être négligé pour des roches à magnétite.

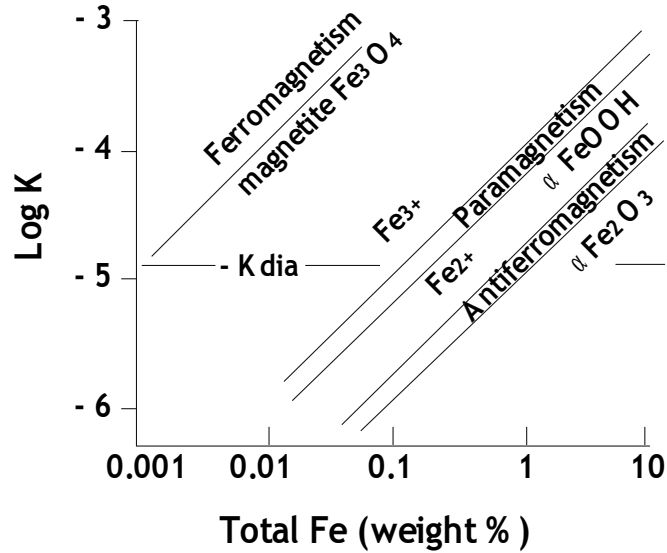


Figure 15. Evolution de la susceptibilité magnétique en fonction de la teneur en Fe^{2+} ou Fe^{3+} . K_{dia} représente la valeur absolue de la contribution diamagnétique. In Bouchez, 1997.

iv- **l'antiferromagnétisme**. Ce comportement ressemble au ferromagnétisme mais l'existence de deux réseaux opposés entraîne un moment magnétique résultant toujours nul. Au-dessus de la température de Néel les moments élémentaires deviennent parallèles entr'eux, le comportement devient alors paramagnétique. Les minéraux antiferromagnétiques les plus courants sont l'ilménite, l'hématite et la goethite.

Comportement magnétique d'une roche

La susceptibilité magnétique K en champ faible d'une roche est la somme de toutes les contributions magnétiques élémentaires des minéraux constitutifs. En général on a:

$$K = K_{dia} + K_{para} + K_{ferro\ s.l.} + K_{antiferro}$$

Cependant, K_{diag} et $K_{antiferro}$ étant le plus souvent négligeables devant les autres termes, il vient:

$$K = K_{para} + K_{ferro\ s.l.}$$

En l'absence de magnétite les granites présentent donc un comportement paramagnétique. La présence de ce minéral, même en très petite quantité (quelques ‰), induit un comportement ferromagnétique largement dominant pour l'ensemble de la roche. Dans ce cas, le granite est dit ferromagnétique. La susceptibilité des granites ferromagnétiques est souvent très élevée (au-delà de 10^{-3} SI) comme on l'observe pour presque tous les échantillons du socle des Hauts Plateaux malgaches.

C- appareillage et présentation des résultats

1- méthodologie

Le type d'échantillonnage dépend des propriétés que l'on cherche à mettre en évidence et de la taille du massif étudié. La mise en évidence de la structure générale d'un pluton passe par un échantillonnage systématique dont la maille, le plus souvent kilométrique, est aussi régulière que possible. Localement, l'étude de mélanges magmatiques ou de bandes de cisaillement nécessitera l'utilisation d'une maille plus fine (Gleizes, 1992). En ce qui concerne l'étude du socle malgache, le très grand volume de matériel granitique à l'affleurement et l'insuffisance des pistes ne permettent pas une étude aussi systématique. Un échantillonnage plus lâche ne pose pas de problèmes, en principe, car les structures granitiques sont remarquablement homogènes et constantes sur de grandes surfaces (Olivier *et al.*, 1997).

On s'attachera toujours à choisir un site pétrographiquement homogène, ne comportant pas d'enclaves ou filons. Le caractère stratiforme des granites malgaches permet le plus souvent une mesure directe sur le terrain de la foliation. Dans ce cas, il existe un contrôle possible des mesures d'ASM.

Les prélèvements s'effectuent à l'aide d'une carotteuse portative à moteur deux temps munie d'un foret amagnétique à couronne diamantée dont le diamètre intérieur est de 25 mm. Avant son extraction, la carotte d'une longueur de 5 à 10 cm, est orientée par rapport au nord magnétique à l'aide d'une boussole et d'un orientomètre (Fig. 16a).

Une flèche qui indique l'azimut est dessinée sur la face supérieure de la carotte, ainsi qu'une génératrice dont l'orientation indique le plongement de la carotte (Fig. 16b). On prélèvera deux carottes (ou plus) situées à quelques mètres de distance pour pouvoir calculer

la moyenne de chaque site minimisant ainsi des fluctuations très locales comme, par exemple, la présence d'un mégacristal. Chaque carotte est ensuite débitée en deux ou trois échantillons cylindriques (diamètre: $d = 25\text{mm}$; hauteur : $h = 22\text{mm}$) et dont le volume est de $10,8\text{ cm}^3$. Le rapport $h/d = 0,88$ représente la meilleure approximation d'une sphère (Roy, 1983).

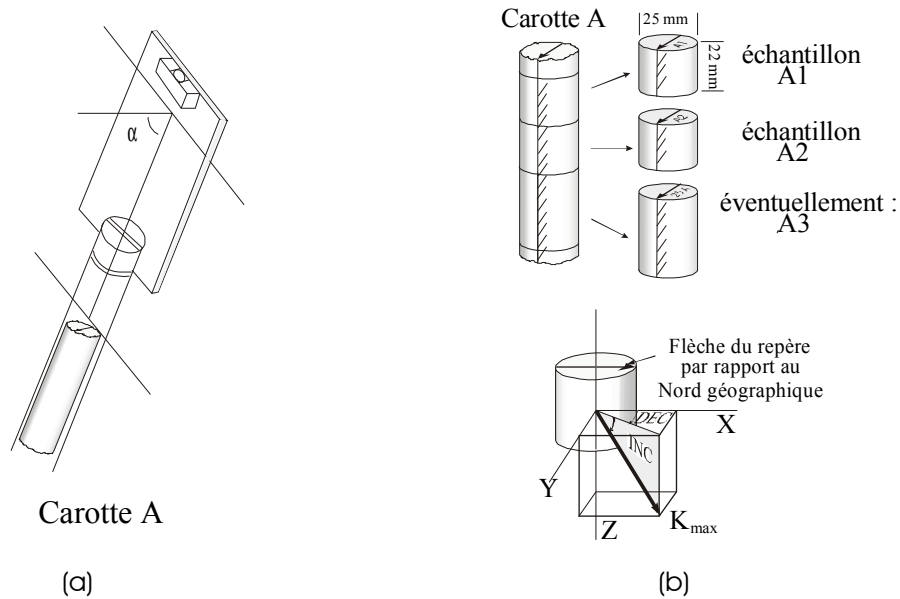


Figure 16. Echantillonnage et repérage d'une carotte. *a* : représentation de l'orientomètre avec sa carotte; *b* repérage de la carotte (in Gleizes, 1992).

2- appareillage

Les mesures sont effectuées à température ambiante à l'aide d'un Kappabridge KLY-2 (AGICO Brno, République Tchèque) fonctionnant en champ faible alternatif ($\pm 4.10^{-4}\text{ T}$; 920 Hz) avec une sensibilité de l'ordre de 5.10^{-8} SI . Un porte-échantillon amagnétique permet de procéder à la mesure de chaque échantillon par rapport au repère géographique de terrain, par une méthode de zéro automatique, dans quinze positions différentes. Il est ainsi possible de déterminer les six termes indépendants du tenseur de l'ASM. La diagonalisation de ce dernier donne les trois vecteurs propres correspondant aux trois axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM. L'axe long de l'ellipsoïde d'ASM (ou K_1) désignera la linéation magnétique. L'axe court (K_3) désignera le pôle du plan de foliation magnétique (ou plan K_1K_2).

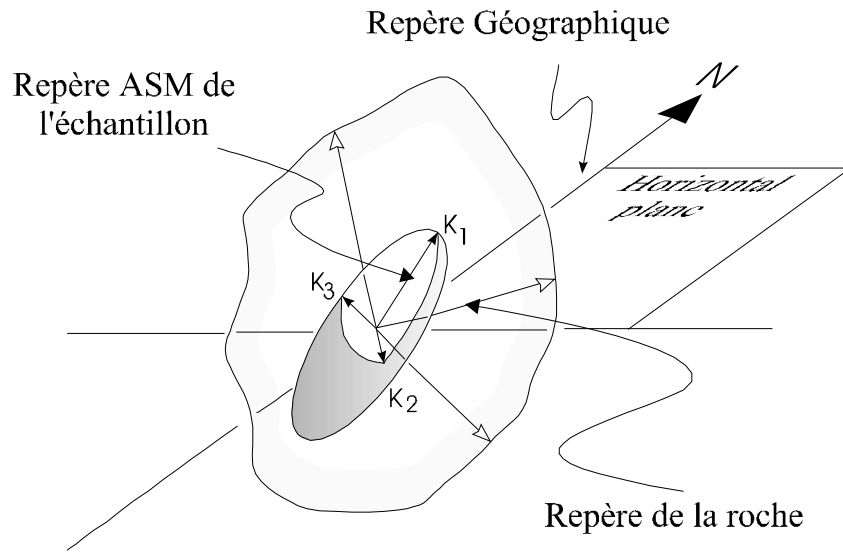


Figure 17. Position de l'ellipsoïde d'ASM par rapport au repère géographique. Le repère de la roche correspond à l'orientation de la carotte.

3- résultats des mesures

Les trois scalaires K_1 , K_2 et K_3 permettent de calculer différents paramètres :

- la **susceptibilité moyenne** notée K_m :

$$K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3;$$

- l'**anisotropie totale** notée P :

$$P = K_1/K_3$$

- l'**anisotropie totale corrigée du diamagnétisme**, donc à faible susceptibilité (en domaine paramagnétique) notée $P_{\text{para}}\%$:

$$P_{\text{para}}\% = [((K_1 + 1.4) / (K_2 + 1.4)) - 1] \times 100 \text{ avec } K \text{ en } 10^{-5} \text{ SI.}$$

Ce mode de calcul n'a pas été utilisé, car la plupart des échantillons sont fortement susceptibles (le diamagnétisme y est négligeable).

Le paramètre T de Jelinek (1981) permet aussi de déterminer la forme de l'ellipsoïde d'ASM:

$$T = \frac{\ln(K_2 / K_3) - \ln(K_1 / K_2)}{\ln(K_2 / K_3) + \ln(K_1 / K_2)}$$

Dans ce cas, $T > 0$ sera caractéristique d'un ellipsoïde aplati ; alors que $T < 0$ déterminera un ellipsoïde allongé.

II- Propriétés physiques de la magnétite

A- Généralités

La fabrique magnétique des roches repose sur l'étude de l'anisotropie magnétique des minéraux. On distingue pour chaque constituant minéral **l'anisotropie magnétocristalline** et **l'anisotropie de forme**. L'ellipsoïde de la susceptibilité d'un minéral est habituellement corrélé plus ou moins directement à son anisotropie de forme.

Il y a cependant quelques exceptions notables comme le cas des anisotropies magnétocristallines inverses (tourmaline, cordiérite ou de très petits grains ferromagnétiques monodomaines). Pour les minéraux ferromagnétiques, les interactions magnétiques entre grains (Stephenson, 1994; Cañon-Tapia, 1996) sont à l'origine d'une anisotropie magnétique de distribution (Bhatal, 1971; Hargraves *et al.*, 1991 ; Grégoire *et al.*, 1995). Ce point sera plus particulièrement développé plus bas.

L'anisotropie magnétocristalline est liée au réseau du minéral. Les axes de facile aimantation tendent à s'aligner suivant les axes cristallins (Uyeda *et al.*, 1963). Par exemple, pour la biotite, on a $k_{\max} = k_{\text{int}} = 1,3 \times k_{\min}$ avec l'axe de faible aimantation pratiquement parallèle à l'axe [001] (Boradaile *et al.*, 1987). Pour les amphiboles communes (hornblende), il est admis, mais non encore démontré, que l'axe magnétocristallin $k_{\max}$ est pratiquement parallèle à l'allongement du prisme de ce minéral. L'axe de facile aimantation peut même s'orienter perpendiculairement à l'allongement du cristal. C'est le cas de la cordiérite et de la tourmaline (Rochette *et al.*, 1994), on dit alors que l'anisotropie magnétocristalline est inverse. Enfin, pour les minéraux du système cubique comme la magnétite, l'anisotropie magnétocristalline est négligeable.

L'anisotropie de forme intervient seulement pour les minéraux à forte susceptibilité magnétique. C'est particulièrement le cas de la magnétite polydomaine des roches cristallines. Au comportement ferromagnétique de la magnétite est associée une anisotropie liée à la forme du grain. Cette anisotropie de susceptibilité est induite par les variations d'intensité du champ démagnétisant en fonction des directions de l'espace.

Considérons par exemple une particule de magnétite soumise à un champ magnétique externe parallèle à l'allongement de cette dernière. On peut écrire :

$$\mathbf{M}_i = k_i \cdot \mathbf{H}_{ex} \quad (1)$$

où $\mathbf{M}_i$ est l'aimantation induite dans la direction i ; k_i est la susceptibilité apparente dans la direction i et $\mathbf{H}_{ex}$ est l'intensité du champ externe.

Or, dans tout corps soumis à un champ magnétique externe se crée outre un champ interne ($\mathbf{H}_{int}$), un champ interne démagnétisant ($\mathbf{H}_d$) lié à l'orientation d'une partie des moments magnétiques s'opposant au champ inducteur. On a :

$$\mathbf{H}_d = -N_{di} \cdot \mathbf{M}_i \quad (2)$$

où N_{di} est le facteur démagnétisant dans la direction i dépendant de la forme du grain (Stoner, 1945; Xu et Morel, 1987). Le champ interne peut alors s'écrire :

$$\mathbf{H}_{int} = \mathbf{H}_{ex} - N_{di} \cdot \mathbf{M}_i \quad (3)$$

En reprenant (1), on peut écrire :

$$\mathbf{M}_i = k_i \cdot \mathbf{H}_{ex} = \kappa_i \cdot \mathbf{H}_{int} \quad (4)$$

avec κ_i représentant la susceptibilité *intrinsèque* dans la direction i . La combinaison des équations (3) et (4) donne :

$$k_i = \kappa_i / (1 + N_{di} \cdot \kappa_i) \quad (5)$$

Si N est très inférieur à 1, il y a alors identité entre k et κ_i , la susceptibilité mesurée dépend donc uniquement de l'anisotropie magnétocristalline. Par contre si N est beaucoup plus grand que 1, $k = 1/N$ est seulement fonction du facteur démagnétisant donc de l'anisotropie de forme (Nagata, 1953). Dans le cas de la magnétite polydomaine, en considérant un grain ayant la

forme d'un ellipsoïde de révolution pour lequel l'axe long est a et les axes courts sont $c = b$, on peut écrire:

$$P = \frac{k_a}{k_c} = \frac{I + k_c \cdot N_c}{I + k_a \cdot N_a}$$

Les valeurs des facteurs démagnétisants suivant a (N_a) et c (N_c) peuvent être calculées d'après les équations de Nagata (1953) qui permettent de déterminer l'anisotropie magnétique d'un grain en fonction de sa susceptibilité *intrinsèque* ($\kappa_i = (\kappa_a + \kappa_b + \kappa_c)/3$) et de son rapport de forme. La figure suivante montre l'évolution de P en fonction de κ pour deux formes de grains particulières.

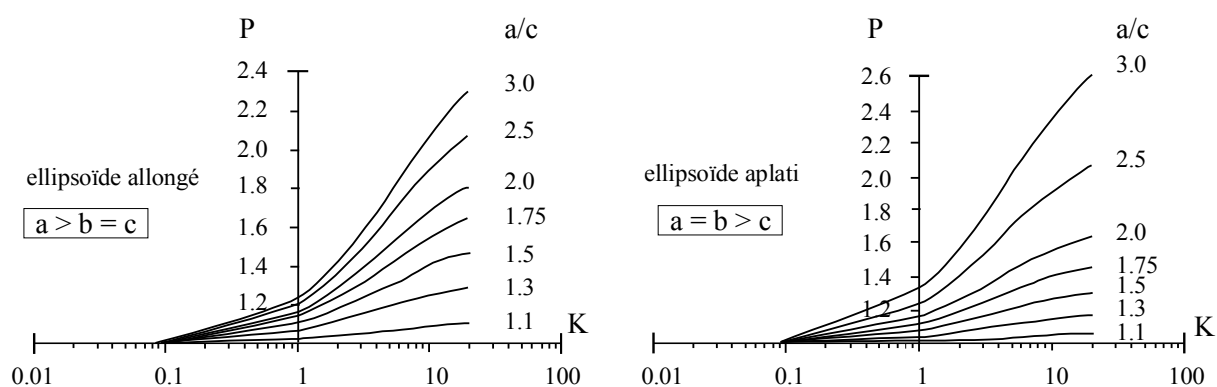


Figure 18- Relation entre la susceptibilité intrinsèque d'un minéral (κ) et son anisotropie magnétique (P) pour différentes formes (a/c) in Archanjo (1993).

Tout ce qui précède concerne uniquement des grains isolés. Dans le cas des roches, qui correspondent à des populations de grains, la fabrique des grains et leur distribution auront une importance toute particulière.

Le rôle de la distribution des grains de magnétite dans la roche sur l'anisotropie magnétique globale reste encore mal établi. Par exemple, on connaît mal quelle est l'importance de la contribution des interactions magnétiques sur l'anisotropie ainsi que sur la direction des axes principaux de l'ellipsoïde d'ASM de la roche totale.

Dans un premier temps, on s'intéressera à la caractérisation des interactions magnétiques entre deux grains naturels de magnétite. Ces résultats parus dans *Geophysical Research Letters*, montrent que les interactions deviennent importantes à partir d'un seuil précis (voir publication ci-après) et modifient non seulement l'intensité, mais aussi la forme

de l'ellipsoïde résultant. On montre ainsi que l'anisotropie de distribution des grains de magnétite peut éventuellement jouer un rôle important si les grains sont suffisamment nombreux.

B- Etude expérimentale des interactions magnétiques : article paru dans *Geophysical Research Letters*.

Grégoire, V., de Saint Blanquat, M., Nédélec, A. & Bouchez, J. L. (1995). Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains : experiments and application to AMS in granitic rocks, *Geophysical Research Letters*, **22**, 2765-2768.

III- Signification de l'ASM dans les granites à magnétite

A- fabrique minérale et fabrique magnétique dans les granites

Deux principales propriétés commandent l'anisotropie de la susceptibilité d'une roche totale : la somme des anisotropies intrinsèques de chaque constituant minéral et l'organisation préférentielle de ces constituants dans la roche appelée fabrique. La contribution de chacune de ces propriétés permet de distinguer le cas des granites paramagnétiques et des granites ferromagnétiques.

i- Dans les **granites paramagnétiques**, l'ellipsoïde d'ASM est la somme de toutes les contributions indépendantes des minéraux paramagnétiques comme la biotite et l'amphibole principalement. L'ellipsoïde d'ASM reflète donc l'Orientation Préférentielle de Réseau (OPR) des minéraux paramagnétiques (Fig. 19). Par exemple, l'ellipsoïde associé aux cristaux de biotite est toujours aplati et de révolution autour de l'axe k_3 . Cette géométrie donne une bonne indication de la foliation magmatique, mais l'absence d'allongement en fait un mauvais marqueur immédiat de la linéation magnétique. La linéation peut toutefois bien apparaître, car ce minéral présente une nette tendance à s'organiser en zone autour de la direction d'extension finie du magma (Fig. 20) (Bouchez *et al.*, 1981; Pons *et al.*, 1992).

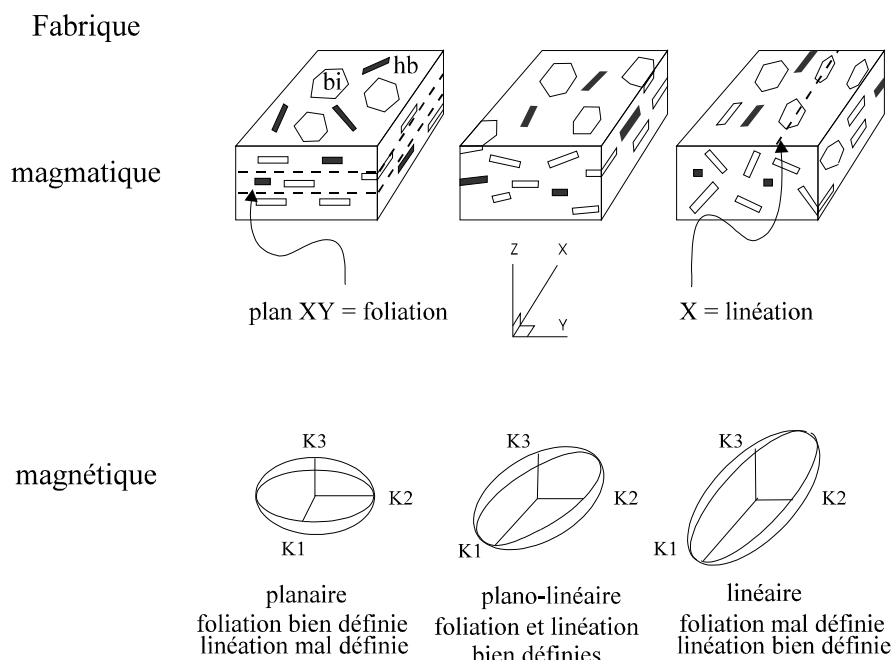


Figure 19. Relation entre fabrique magmatique, marquée par la biotite (bi) et l'amphibole (hb), et fabrique magnétique.

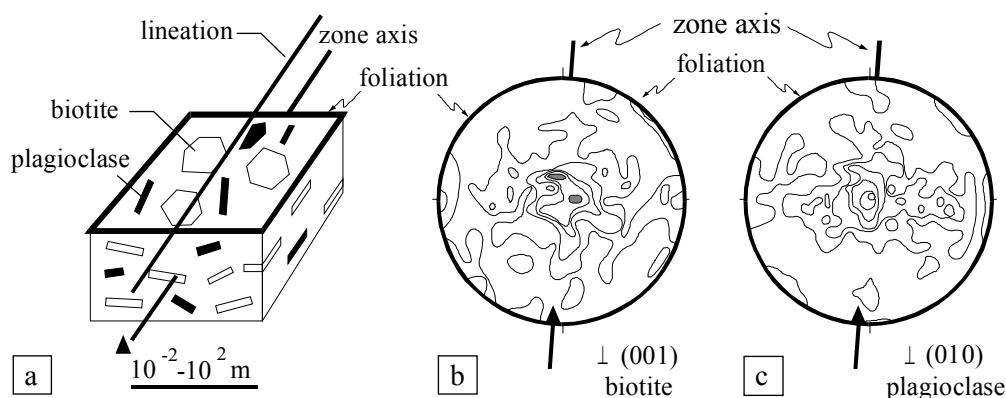


Figure 20. Linéation magmatique dans un granite. **a**: marquée par l'alignement des plagioclases et l'axe de zone des biotites; **b** et **c**: linéation minérale du granite de Guérande marquée par l'axe de zone (triangle noir) de la biotite (**b**) et du plagioclase (**c**); contours: 0.5, 1.5, 2.5, 3.5 et > 4.5% pour la biotite et 0.5, 1.5, 2.5, 5.0 et > 7% pour le plagioclase, in Bouchez (1997).

ii- Le cas des **granites ferromagnétiques** intéressera plus particulièrement ce mémoire, car ces derniers représentent la quasi-totalité des granites rencontrés dans notre terrain d'étude à Madagascar.

En première approximation, on considère que la fabrique reflète l'Orientation Préférentielle de Forme (OPF) des grains de magnétite. En effet, l'étude comparée de massifs où coexistent des granites à magnétite et sans magnétite suggère qu'il n'y a pas de variation

significative en direction de fabriques entre roches paramagnétiques et ferromagnétiques (Archanjo *et al.*, 1995).

Or, dans les roches granitiques du socle malgache, la quantité de magnétite est élevée (jusqu'à 3%). Nous avons donc, dans un deuxième temps, étudié l'effet éventuel de la distribution des grains sur un cas naturel (syénite de Madagascar) dans les trois plans principaux de l'ellipsoïde d'ASM constituant le repère structural. Les résultats ont été publiés dans *Journal of Structural Geology* (voir la publication ci-après). La principale conclusion de cette étude est que la distribution des grains de magnétite est bien anisotrope et permet ainsi localement l'existence d'interactions magnétiques, mais que l'intensité de celles-ci est trop faible pour entraîner une modification mesurable de l'ASM. La comparaison entre l'ellipse de fabrique magnétique de la roche et de forme des grains montre une quasi-identité autant en orientation qu'en intensité.

B- Déformation magmatique et fabrique magnétique

1- la fabrique minérale

La modélisation des fabriques de forme (ou fabriques minérales) repose sur l'étude du comportement de particules rigides plongées dans une matrice visqueuse soumise à une déformation. Les modèles numériques, construits à partir des équations de Jeffery (1922), font apparaître une cyclicité de la fabrique aussi bien en orientation qu'en intensité. Ces approches sont cependant irréalistes, car elles ne prennent en compte que des populations de grains homométriques et de même rapport de forme. En particulier, la cyclicité de P prévue numériquement repose sur un modèle ne prenant pas en considération les interactions mécaniques entre les cristaux qui font disparaître la cyclicité et amènent la fabrique à se stabiliser très rapidement tout près du plan de cisaillement.

La figure 21 est le résultat d'une modélisation numérique de Fernandez *et al.* (1983) faisant bien apparaître l'allure cyclique de la fabrique d'une population de particules de même rapport de forme (n) en fonction de l'intensité de la déformation (γ). Par exemple, pour la population

de grains de rapport de forme 2.5, la fabrique minérale est maximale pour une intensité de déformation de 4.2. Dans ce cas, tous les grains sont parallèles entre eux. A γ croissant, il se produit alors une désorganisation des grains et la fabrique redevient minimale pour $\gamma=8.4$. Au-delà de ce seuil, la même allure cyclique se répète pour des valeurs de γ de plus en plus importantes. Pour une population de grains ayant un rapport de forme plus important ($n=5$), le même type de cyclicité se produit, mais la fabrique maximale ne sera atteinte que pour des valeurs de γ plus élevées.

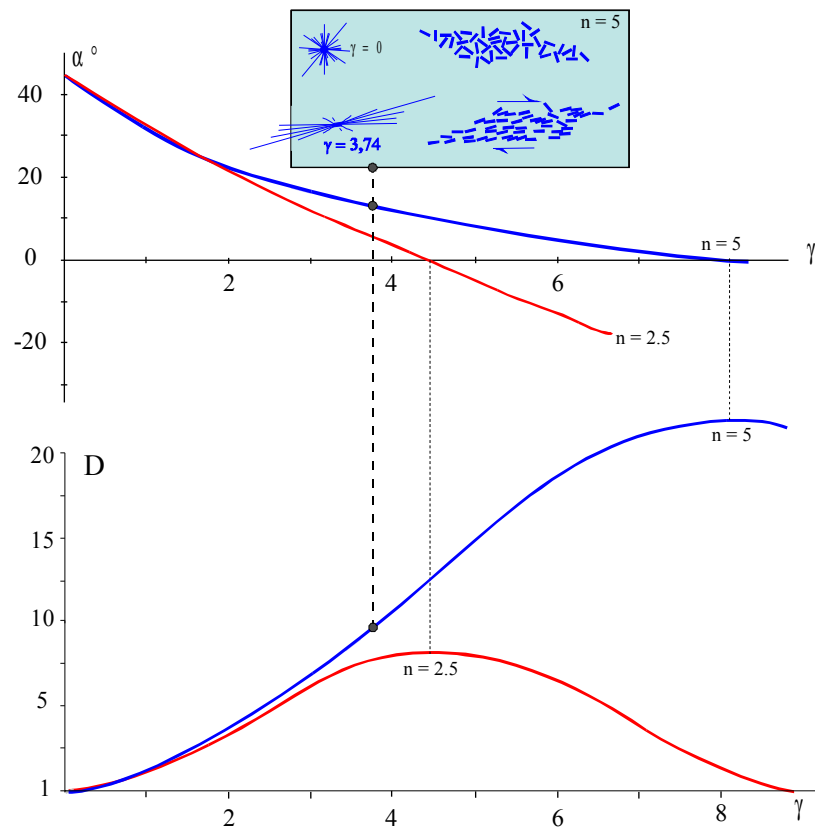


Figure 21. Modélisation numérique de la fabrique (α , D) d'une population de particules de même rapport de forme n en fonction de l'intensité de la déformation γ , et pour différentes valeurs de rapport de forme n . **a**: angle α entre l'axe long de la fabrique et le plan de cisaillement (compté positivement dans le sens trigonométrique), **b**: intensité D de la fabrique (in Fernandez et al., 1983).

2- la fabrique magnétique

a- approche par modélisations numériques

Pour une roche ferromagnétique, la fabrique magnétique est principalement due aux cristaux de magnétite. L'ordre d'apparition de ces derniers joue donc un rôle important dans l'acquisition de la fabrique magnétique. En effet, la magnétite peut cristalliser :

- soit **précocement** : dans ce cas les cristaux seront généralement trapus à faces automorphes. Dans ce premier cas, la fabrique sera magmatique.
- Soit **tardivement** : les cristaux se développeront alors de manière interstitielle et se présenteront souvent sous forme d'alignements de petits grains à fort rapport de forme. Dans ce second cas, l'orientation des cristaux de magnétite reflétera l'orientation préférentielle des cristaux préexistants, la fabrique sera alors tardi-magmatique et soulignera le mode de déformation de la roche.

Cependant, la relation existant entre ellipsoïde de la déformation finie et ellipsoïde de susceptibilité magnétique n'est pas encore bien établie, car elle fait appel à un ensemble de processus physiques dont les contributions relatives restent incertaines. En effet, le mode d'écoulement magmatique, la caractérisation de la déformation régionale, les éventuelles variations de minéralogie ou le mode de cristallisation seront autant de paramètres à prendre en compte.

Des simulations numériques permettent d'approcher ce problème. Hrouda (1993) a effectué une modélisation numérique de l'intensité de la fabrique magnétique d'une population de marqueurs magnétiques (biotite et magnétite) d'anisotropie de forme notée a/c (Fig. 22). On observe l'évolution cyclique de l'intensité de la fabrique en fonction de la déformation (γ), ce qui ressemble aux modèles numériques de la fabrique de Fernandez *et al.* (1983) présentés figure 21. L'intensité de la fabrique atteint une valeur maximale qui est d'autant plus grande que l'anisotropie de forme (a/c) du minéral est importante. Deux cas se présentent :

- Si l'on considère le marqueur « biotites » caractéristique des roches paramagnétiques, on observe que l'anisotropie magnétocristalline est toujours bien inférieure au rapport de forme (a/c) de la population considérée. Il n'existe pas dans ce cas de relation simple entre le rapport de forme des cristaux et l'anisotropie magnétocristalline.

- Par contre, le marqueur « magnétites » possède une anisotropie intrinsèque plus directement liée à son rapport de forme. La fabrique magnétique est très proche du rapport de forme (a/c) des grains lorsque ceux-ci sont parallèles (par exemple : $P \approx 2,4$ pour $a/c=3$).

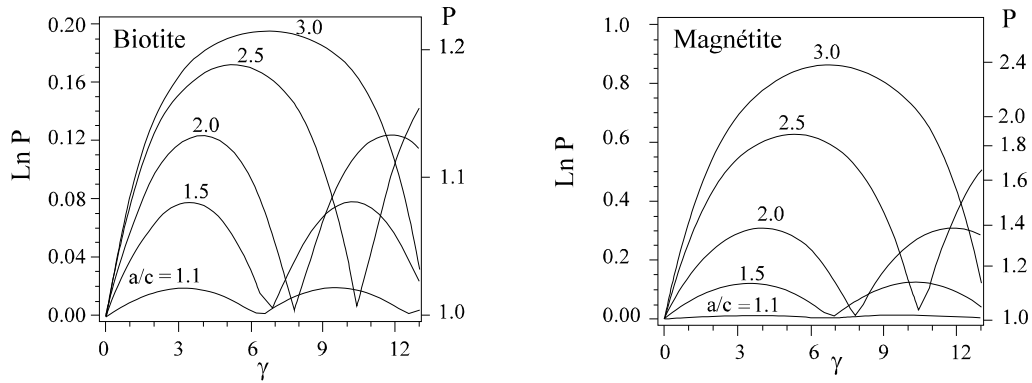


Figure 22. Simulation numérique de l'intensité de la fabrique magnétique (P ou $\ln P$) d'une population de marqueurs magnétiques (biotite et magnétite) d'anisotropie intrinsèque de forme a/c . **a-** L'anisotropie magnétocristalline des cristaux de biotite ne dépasse pas 1,3 quel que soit le rapport de forme des grains considérés. **b-** L'anisotropie magnétocristalline des grains de magnétite est directement liée au rapport a/c . (in Hrouda, 1993).

b- approche par modélisations analogiques

La déformation du magma est directement liée à sa mise en place ainsi qu'à la déformation de son encaissant. Les cristaux constitutifs de ce magma vont alors s'organiser en fonction de cette double contrainte, développant ainsi une fabrique minérale. Les expériences analogiques d'Arbaret (1995) montrent que les axes principaux de la fabrique minérale sont pratiquement confondus avec les axes principaux de la déformation finie du magma. Ces résultats sont très importants, car ils montrent que la linéation minérale magnétique est parallèle à la direction d'étirement et que la foliation minérale magnétique représente le plan d'aplatissement de la déformation finie. Autrement dit, ces expériences montrent que le référentiel ASM est bien parallèle aux fabriques magmatiques.

Ce résultat, observé dans les modèles analogiques d'Arbaret *et al.* (1997) a été aussi démontré numériquement par Ildefonse *et al.* (1997). Pour des γ élevés, on observe (Fig. 23) l'existence d'une légère obliquité (autour de 10°) par rapport au plan de cisaillement.

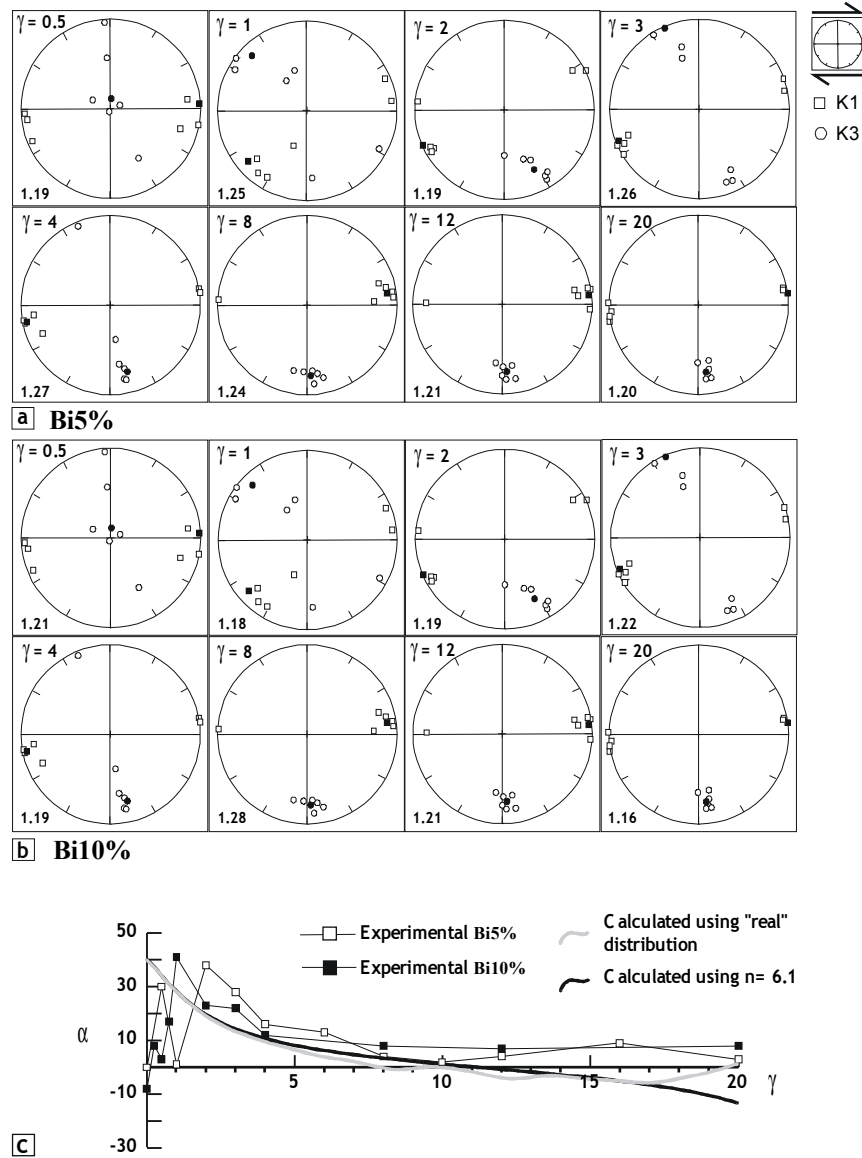


Figure 23. Modélisation analogique de la déformation progressive (cisaillement simple) d'une matrice de silicone comprenant des particules de biotite. A- Mesure de l'ASM (projections stéréographiques, hémisphère inférieur) d'une concentration de 5% en biotite pour des taux de déformation variant entre 0.5 et 20 γ . Pour chaque cas, on indique la valeur de l'anisotropie magnétique. C- Evolution de l'angle α de la fabrique minérale par rapport à la direction du cisaillement en fonction du taux de déformation (in Arbaret et al., 1997).

C- Etude d'un cas naturel : publication parue dans *Journal of Structural Geology*.

Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A. & Launeau, P., 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy versus rock magnetic fabric : a 3D-case study. *Journal of Structural Geology*, **20**, 937-944.

Conclusion

Ces deux contributions méthodologiques montrent que la technique de la mesure de l'ASM peut être utilisée pour les roches ferromagnétiques sans craindre d'importantes modifications du signal magnétique dû à l'anisotropie de distribution des grains.

Ces données montrent que la coaxialité déjà établie en domaine paramagnétique entre les axes de l'ellipsoïde magnétique et de la déformation finie peut se généraliser en domaine ferromagnétique. Dans ce dernier cas, en effet, l'anisotropie de distribution des grains de magnétite peut générer localement le phénomène des interactions magnétiques, mais cette contribution est extrêmement faible devant l'anisotropie de forme des grains eux-mêmes. Les structures mesurées pourront donc être interprétées en termes de déformation. Par exemple, la linéation magnétique reflétera la direction de l'étirement des magmas.

Cependant, la corrélation directe entre l'intensité de la fabrique magnétique et l'intensité de déformation pose plus de problèmes. La connaissance plus approfondie de mécanismes tels que la physique de l'écoulement, la caractérisation précise de la déformation régionale, les éventuelles variations de minéralogie ou le mode de cristallisation, doit être prise en compte pour ce genre de corrélation. Il n'existe donc pas de relation linéaire entre les intensités de la fabrique d'ASM et l'intensité de la déformation finie (Owens, 1974).

Dans la seconde partie de ce mémoire, la détermination de l'ASM contribue à la caractérisation structurale des granites ferromagnétiques malgaches (granites andringitréens) et de leur encaissant, en vue de reconstituer leur mode de mise en place au cours de l'orogénèse panafricaine.

Chapitre III

*Apport des techniques d'imagerie spatiale
à l'étude des socles :*

exemple des granites andringitréens

Introduction

Les missions géologiques de terrain sur la Grande Ile sont souvent difficiles, car le réseau routier y est peu développé (voir encadré page 70). Le traitement et l'interprétation d'images spatiales assistée par ordinateur, permettent d'affiner nos connaissances sur une région autant sur le plan géologique (nature du sol ou du sous-sol) que géographique (morphologie, type de végétation) ou humain (occupation des sols, environnement).

Dans le secteur d'Ambalavao, au sud de Madagascar, l'utilisation de cette technique est rendue d'autant plus précieuse que la plus grande partie de cette superficie est peu ou pas accessible et que certaines aires ne possèdent pas encore de couverture cartographique précise. C'est en particulier le cas de la chaîne totalement inhabitée de l'Andringitra, actuellement classée réserve naturelle totale.

J'ai travaillé sur l'image SPOT multispectrale 169-394 prise le 30 janvier 1995 pendant la saison sèche. Cette image dont la résolution de chaque pixel est de 20 mètres, couvre une superficie de 3600 km² dans la région d'Ambalavao et d'Ankaramena (Fig. 24).

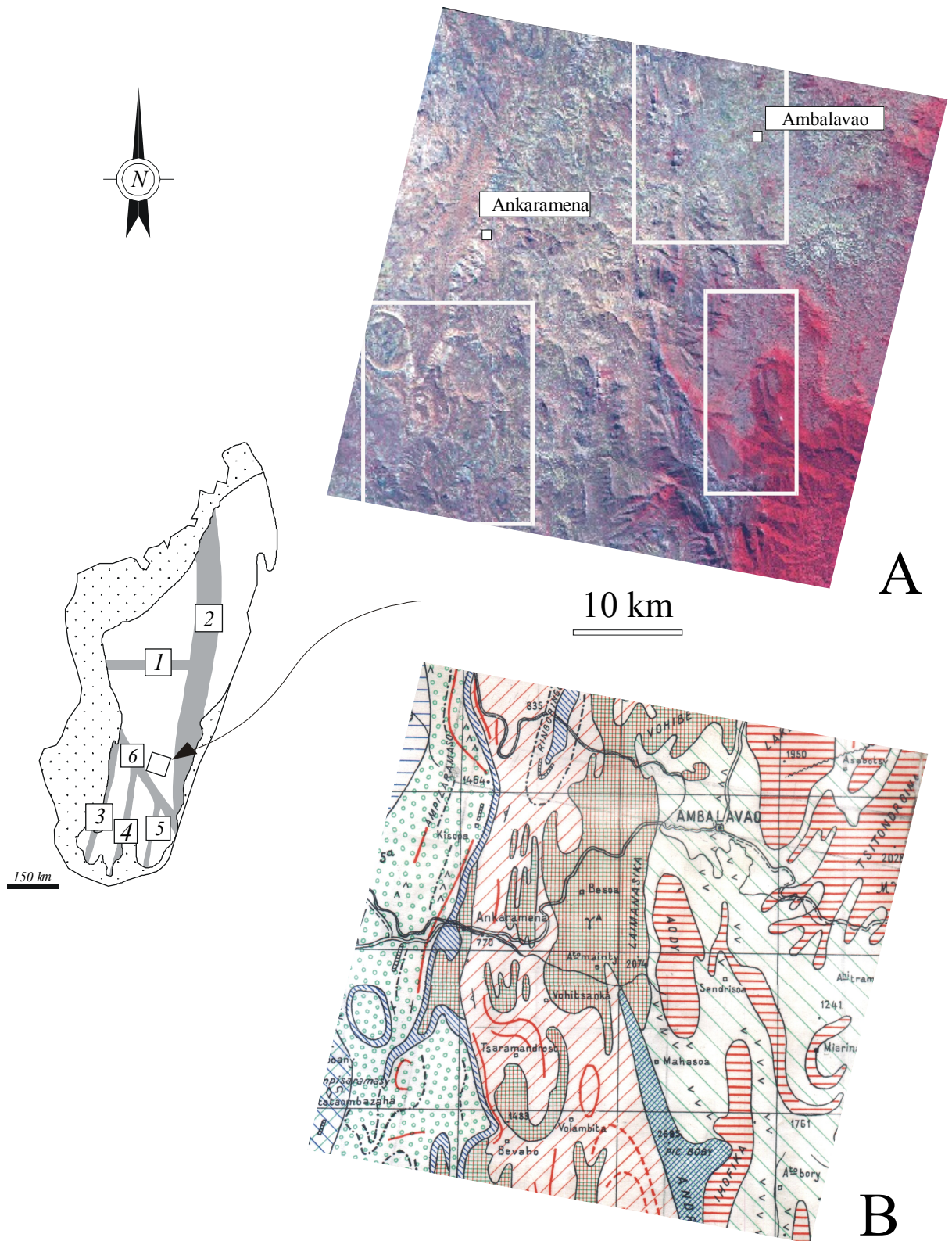
Trois types de traitements ont été effectués sur cette image:

- **l' orthorectification et le géoreférencement** de l'image brute (voir page 66) permet de superposer ou de comparer l'image satellite à n'importe quelle autre carte ;

- **la classification supervisée** a contribué à la modification de la cartographie géologique de la région d'Ambalavao (voir page 71) ;

- enfin, l'utilisation de **filtres haute fréquence ou directionnels** met en évidence l'existence de structures fragiles (failles) et ductiles (plis, interférences de plis, trajectoires de foliations) présentes dans la région (voir page 79).

Ces divers traitements ont été réalisés dans l'atelier d'imagerie de l'Institut des Sciences de la Terre (Université Paul-Sabatier) en utilisant trois logiciels : Multiscope version 2.1, PCI version 2 et INTERCPT (Launeau et Robin, 1996).



I- Généralités et pré-traitement de l'image

A- définitions

On trouvera une étude complète des techniques liées au traitement du signal en géologie dans l'ouvrage de Drury (1993). Une image SPOT est un enregistrement de la radiométrie du rayonnement solaire réfléchi par tous les constituants de la surface du globe. L'image ainsi obtenue est codée sur trois canaux chromatiques (appelés plans XS) de longueurs d'onde (λ) différentes: le canal bleu ou XS 1 ($0,5 \mu\text{m} < \lambda < 0,59 \mu\text{m}$), le canal vert ou XS 2 ($0,61 \mu\text{m} < \lambda < 0,68 \mu\text{m}$) et le canal rouge ou XS 3 ($0,79 \mu\text{m} < \lambda < 0,89 \mu\text{m}$). Les différentes radiométries des pixels de l'image peuvent se représenter sous forme d'un nuage de points dans un repère tridimensionnel dont les axes sont les trois canaux chromatiques (Fig. 25).

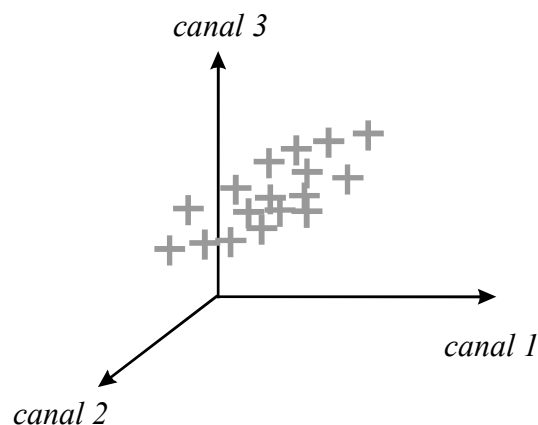


Figure 25. Représentation tridimensionnelle (canal rouge, canal vert, canal bleu) des radiométries des pixels d'une image SPOT.

L'influx lumineux réfléchi par la surface terrestre est capté et codé sur ces canaux dont la superposition permet d'obtenir une image en fausses couleurs. Chaque canal sera porteur d'informations dont le signal dépendra à la fois de la nature du sous-sol (différentes lithologies), de la nature des sols (érosion, humidité), de la morphologie et du type de végétation rencontré. La signature radiométrique du sol obéit à deux principales propriétés:

- *La réflectance.* On appelle **réflectance** la disposition qu'ont les corps à réfléchir les rayons solaires. Les corps à forte réflectance, comme les quartzites en géologie, seront visibles sur le canal à haute longueur d'onde, alors que l'eau, possédant une très faible réflectance, sera particulièrement observable dans le canal à basse longueur d'onde.

- *La rugosité.* Un terrain sera qualifié de **rugueux**, si sa surface est chaotique (éboulis, relief ruiforme ...). La signature spectrale d'un chaos granitique différera de celle de cette même roche saine affleurant en front de carrière, car leurs rugosités sont différentes.

A chaque pixel de l'image SPOT est donc associée une couleur à la fois fonction de la composition du sous-sol, du degré d'humidité et de la végétation. En reprenant l'exemple d'un granite, l'affleurement dans une carrière ne portera pas la même signature spectrale que le granite latéritisé ou sous une couverture végétale. On ne peut donc pas décoder ce message complexe sans avoir au préalable caractérisé le plus précisément possible sur le terrain le plus grand nombre possible de sites d'échantillonnage.

B- Travaux préliminaires

1- Caractérisation et localisation précise de sites sur le terrain : utilisation d'une balise GPS.

Cette première étape consiste à décrire le plus finement possible sur le terrain tous les sites d'échantillonnage. On s'attachera non seulement à définir les roches ainsi que leur structuration éventuelle, mais aussi à en estimer le degré de rugosité, à décrire la végétation et à signaler la présence éventuelle d'un cours d'eau ou d'habitations ; autant de paramètres pouvant influencer la signature spectrale du lieu considéré.

La localisation précise du site est fondamentale, car de retour au laboratoire, il faudra identifier sur l'image spatiale le pixel (ou les quelques pixels) couvrant le site. On dispose alors en complément du repérage cartographique habituel (lorsque les cartes existent...) d'une balise GPS (Global Positioning System) qui permet de calculer par triangulation les coordonnées (longitude, latitude) d'un site avec une précision au sol de l'ordre d'une dizaine de mètres. La précision de la mesure dépend à la fois du nombre de satellites contactés pour la triangulation et de la morphologie du terrain. Il faut généralement éviter tout positionnement

par mesure GPS de sites encaissés ou sous un couvert végétal trop important. On donne en annexe n° 1 les coordonnées GPS des sites étudiés, leur caractérisation (nature, couleur, granulométrie, rugosité, végétation, altération éventuelle) et la qualité de la mesure.

2- Pré-traitement de l'image : orthorectification et géoréférencement.

L'identification précise des pixels de l'image correspondant à une zone nécessite que l'image spatiale soit superposable ou comparable à n'importe quelle autre carte, c'est-à-dire **orthorectifiée**. La possibilité de lire les coordonnées géographiques en tout point suppose en plus que l'image doit être **géoréférencée**. Or, l'acquisition en haute altitude ne permet pas d'obtenir directement une telle image. En effet, l'image transmise par le satellite couvre une superficie de 3600 km² et est nécessairement une projection ne tenant pas compte de la courbure de la planète. L'orthorectification est la procédure corrigeant cette projection. A cet effet, on compare les cartes topographiques d'une région à l'image spatiale et on repère précisément les points facilement identifiables à la fois sur les cartes et sur l'image. Ces points, appelés points d'amer, correspondent généralement à des croisements de routes, des virages, des ponts, des méandres de rivières ou toute particularité morphologique du terrain. Leurs coordonnées géographiques sont affectées aux pixels de l'image correspondant. Le logiciel PCI permet d'effectuer l'orthorectification et de calculer le polynôme de correction de l'image brute. La qualité de l'orthorectification dépendra du nombre et de la précision des points d'amer choisis. On évitera de choisir des points d'amer trop inégalement répartis sur l'image car cela nuit à l'homogénéité de l'orthorectification. La procédure est la suivante (voir figure 24) :

- On numérise les cartes topographiques au 1/100 000^{ème} (cartes repères) en mémorisant les coordonnées de deux angles diamétralement opposés. PCI calcule par interpolation les coordonnées géographiques en tout point.

- L'image SPOT est divisée en autant de secteurs que de cartes numérisées (Fig. 26). Chaque secteur est ensuite juxtaposé à la carte correspondante pour permettre la saisie de points d'amer.

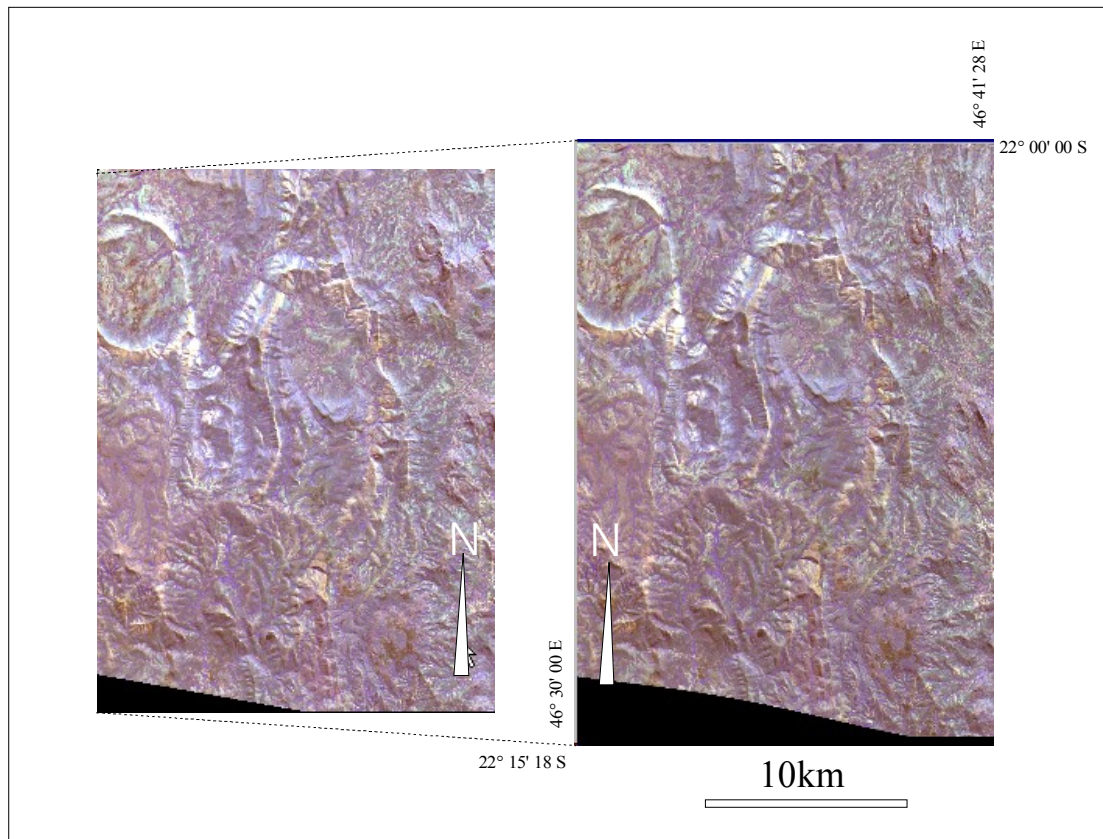


Figure 27. Résultat de l'orthorectification et du géoréférencement du secteur AMBSUDO: a- image brute (composition des plans XS 1, XS 2, XS 3); b- image orthorectifiée et géoréférencée (même composition de plans XS).

3- Analyse en Composantes Principales (ACP).

La classification de l'image orthorectifiée et géoréférencée est basée sur la reconnaissance de la signature spectrale des différentes lithologies et la recherche de ces signatures dans les secteurs de l'image non couverts par la mission de terrain. Pour une meilleure identification visuelle des formations géologiques, on crée trois nouveaux plans-image contenant le moins d'informations communes ou parasites (réseau hydrographique, végétation, artefacts dus au mouvement du satellite...). Cette opération de décorrélation de l'information s'appelle l'Analyse en Composantes Principales (ACP) et consiste à déterminer trois nouveaux plans principaux (ACP 1, ACP 2 et ACP 3). En représentation tridimensionnelle, l'axe ACP 3 sera parallèle au grand axe du nuage de points (Fig. 28). Le plan ACP 3 contiendra la plus large gamme radiométrique alors que les plans ACP 1 et ACP 2 seront constitués de deux gammes radiométriques différentes.

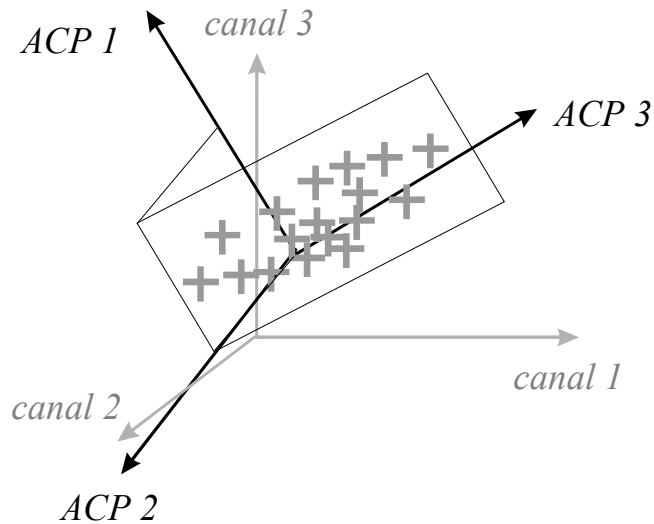


Figure 28. Représentation tridimensionnelle (canal ACP 1, canal ACP 2, canal ACP 3) des radiométries des pixels d'une image SPOT analysée en composantes principales.

3- Rehaussement des contours

Les limites entre deux ensembles homogènes de radiométries différentes sont soulignées en utilisant un filtre haute fréquence. Cette opération est une convolution entre la matrice de l'image spatiale et un masque constitué par une matrice 3*3

$$\begin{vmatrix} -1 & -1 & -1 \\ -1 & 8 & -1 \\ -1 & -1 & -1 \end{vmatrix}$$

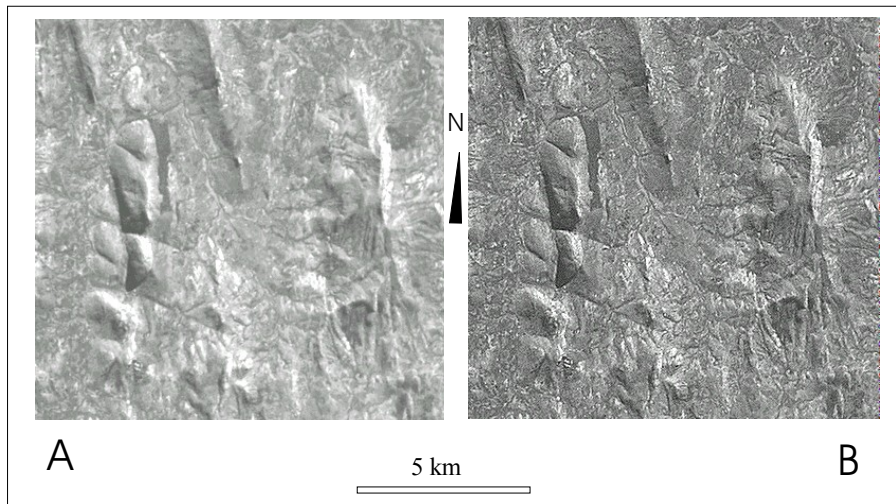


Figure 29. Effet du filtre haute fréquence dans la lisibilité de l'image. A- détail du secteur AMBASUD (plan ACP 1) ; b- même secteur, même plan après le passage du filtre.

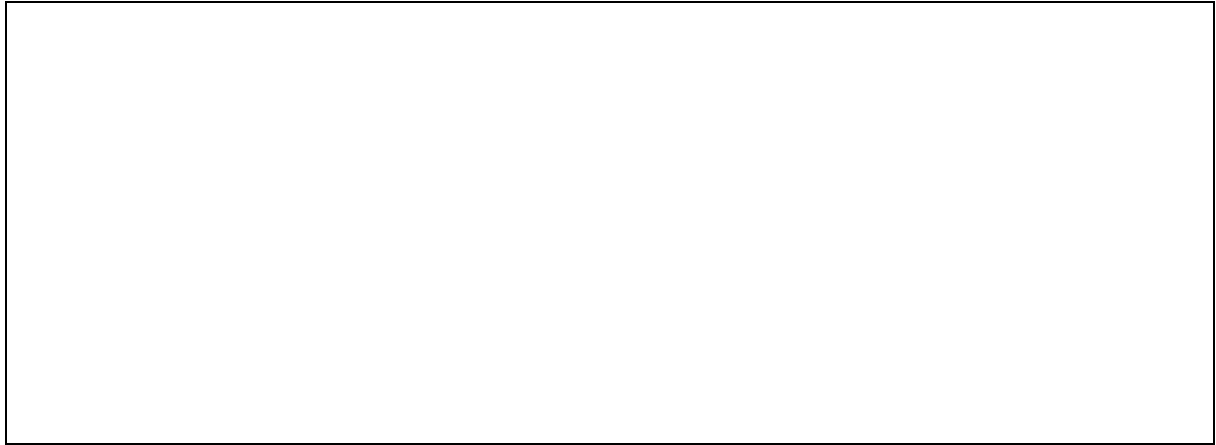


Figure 30. Courte relation de l'expédition dans la chaîne de l'Anringitra au mois de septembre 1995. Cet article est paru dans Géochronique n° 57 en 1996.

II- Etude de secteurs-clés

A- par la méthode de la classification supervisée : exemple du secteur AMBNORD

La mission de terrain a permis d'identifier dans ce secteur deux types lithologiques principaux :

- granites andringitréens (VG 50, VG 52) ;
- migmatites (VG 51).

On note la présence d'importantes zones latéritisées dans tout ce secteur.

Les sites VG 50 et VG 52 sont décrits sur le terrain comme des granites roses bien structurés à granulométrie moyenne présentant des zones latéritisées et une végétation herbeuse sèche. Le site VG 51 est une migmatite à grains moyens sous une végétation herbeuse sèche. Ces types d'affleurements sont caractéristiques de la zone étudiée à la saison sèche (latérite et herbe rase). Connaissant précisément leur position géographique (figure 31), on sélectionne les pixels caractéristiques pour en connaître la radiométrie. On présente en figure 32 la signature associée à ces deux sites.

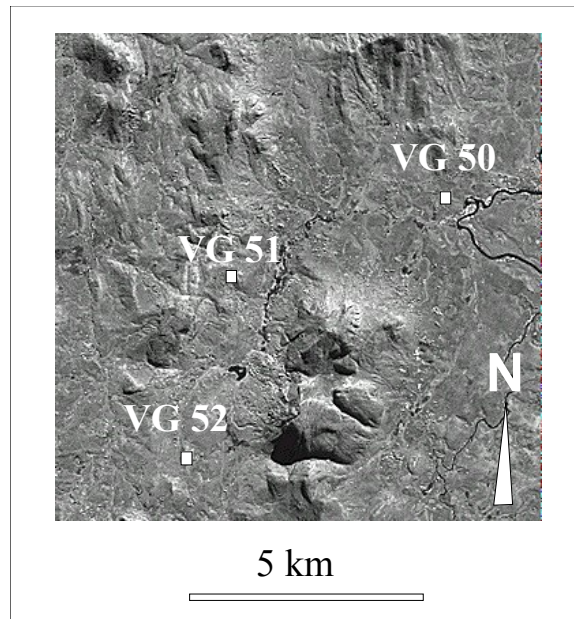
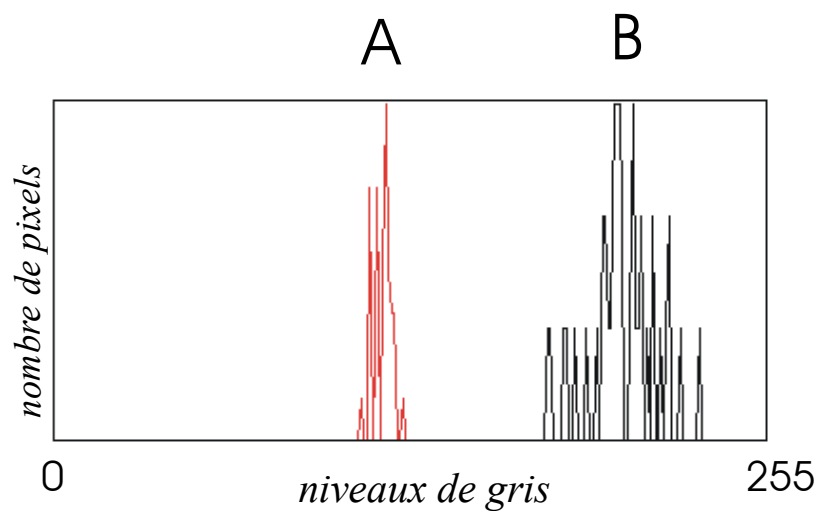


Figure 31. Détail de l'image ACP 1 du secteur AMBANORD montrant la position des sites



d'échantillonnage VG 50, VG 52 (granites andringitréens) et VG 51 (migmatites).

Figure 32. Réponse spectrale des deux principaux types lithologiques rencontrés dans le secteur AMBANORD (sur plan ACP 1). A : granites andringitréens (du type VG 50 et VG 52) ; B : migmatites (du type VG 51). En abscisse les niveaux de gris caractéristiques de la radiométrie, en ordonnée la fréquence associée.

L'ensemble des parcelles identifiées comme granites andringitréens est alors mise en mémoire. Cet ensemble doit être le plus homogène possible pour ne pas être confondu avec un autre type lithologique. Cependant, comme on l'a vu, la signature spectrale peut subir des modifications dues à divers paramètres comme la présence d'eau ou une morphologie d'affleurement différente. Il sera alors utile de créer des classes tenant compte de ces variations. L'ensemble « granites andringitréens » sera ainsi constitué de trois sous-classes : « granites andringitréens au soleil », « granites andringitréens à l'ombre », « granites andringitréens latéritisés ».

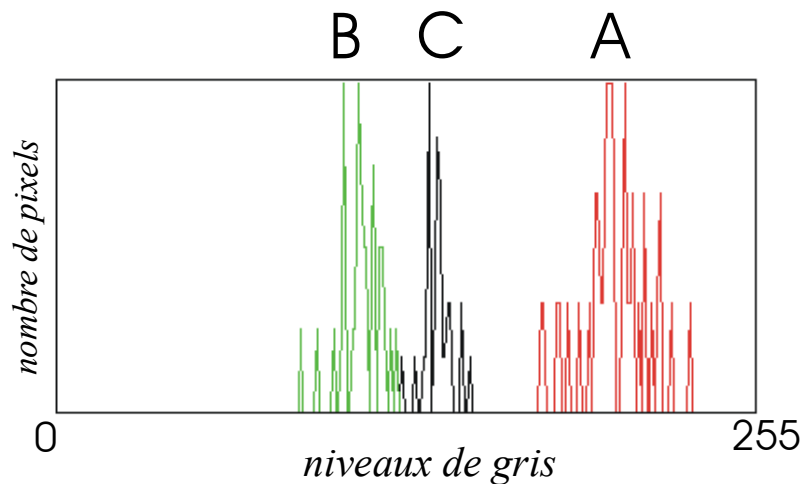


Figure 33. Evolution de la réponse spectrale du faciès « granite andringitréen » et « migmatites » en fonction de la nature du site. A : migmatites ; B : granites à l'ombre ; C : granites latéritisés.

Cette opération se répète pour le faciès « migmatites » portant à six le nombre de classes qui définissent les caractéristiques spectrales des deux groupes lithologiques. La multiplication de ces classes augmente la probabilité que deux (ou plus) d'entre elles aient en commun une partie au moins de leur signature spectrale. Si tel est le cas, la classification automatique du reste de l'image sera rendue impossible, car l'ordinateur ne peut choisir à quelle lithologie appartient un pixel dont la signature se retrouve dans plusieurs classes à la fois. Pour éviter ce phénomène, on aura recours avant toute classification automatique au calcul de la **matrice de covariance** qui quantifie le taux de recouvrement d'une classe sur l'autre. Plus le taux de recouvrement est proche de 1, plus les classes auront une signature similaire. Dans ce cas, les parcelles définissant ces classes doivent être redéfinies de manière à ce que les taux de recouvrement se situent le plus près possible de zéro. Multiscope peut alors affecter automatiquement les pixels de la zone considérée à l'une ou l'autre de ces classes. Si un pixel ne correspond à aucune des classes prédéfinies, il n'est pas classé. Dans le secteur

AMBANORD, environ 80% des pixels sont affectés à une classe et il reste seulement 20% de non classés. On notera que ce pourcentage de pixels non classés n'est pas excessif si l'on tient compte de la complexité de l'image considérée.

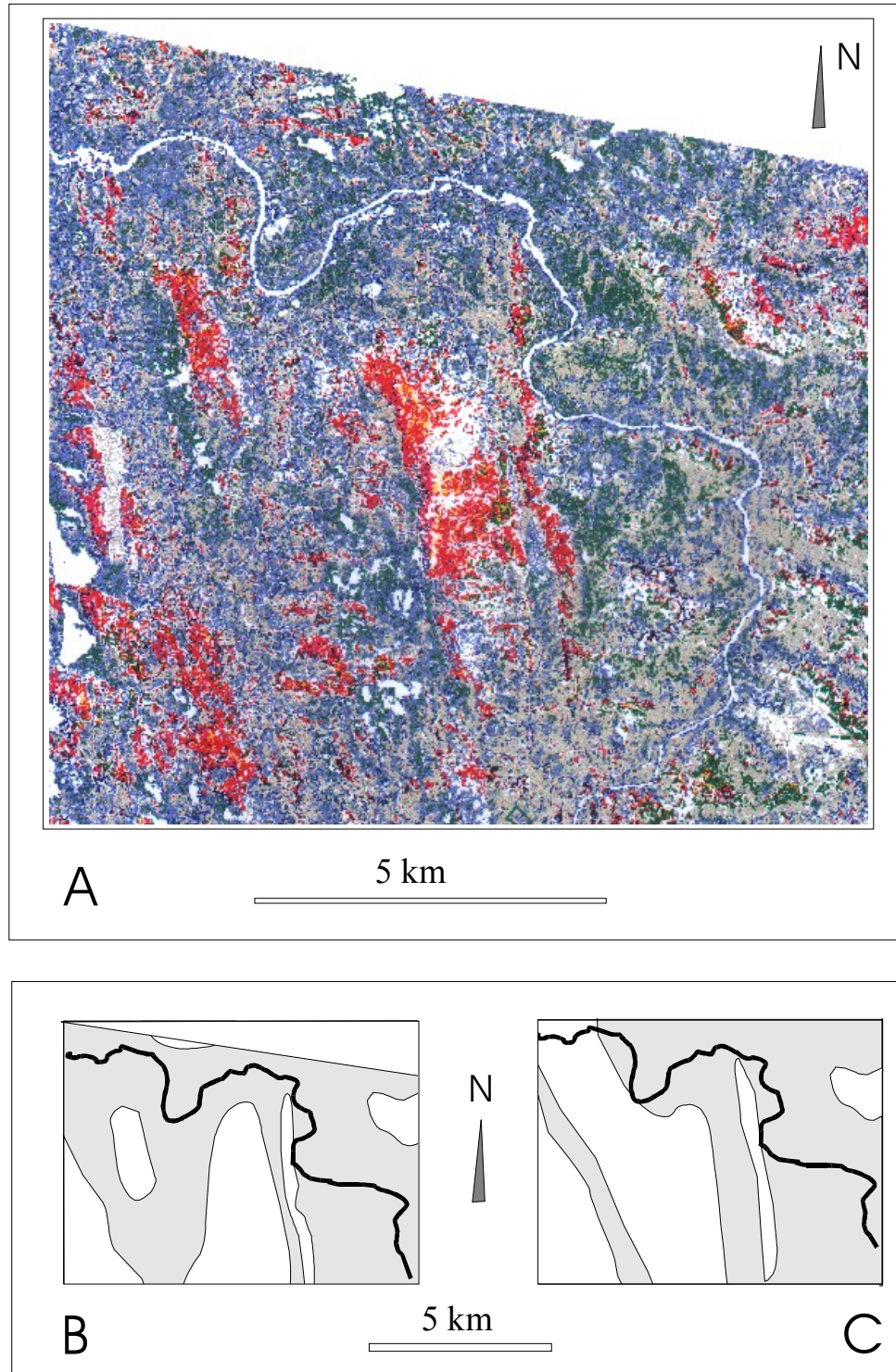


Figure 33. A- Résultat de la classification du secteur AMBANORD. En rouge ou jaune, les granites andringitréens; en vert, les migmatites non altérées; en bleu, les zones latéritisées ; en blanc, les pixels non classés. Les latérites, très développées à l'est, soulignent la présence

d'un réseau hydrographique secondaire. Les lames de granite (décamétriques à hectométriques) ressortent bien de leur encaissant migmatitique. **B-** Même secteur d'après la feuille d'Ambalavao au 1/100 000^{ème} **C-** carte géologique : extrait de la feuille d'Ambalavao au 1/100 000^{ème}. **D-** Carte géologique de ce secteur déduite de la classification supervisée (en blanc : granites andringitréens ; en grisé : encaissant migmatitique).

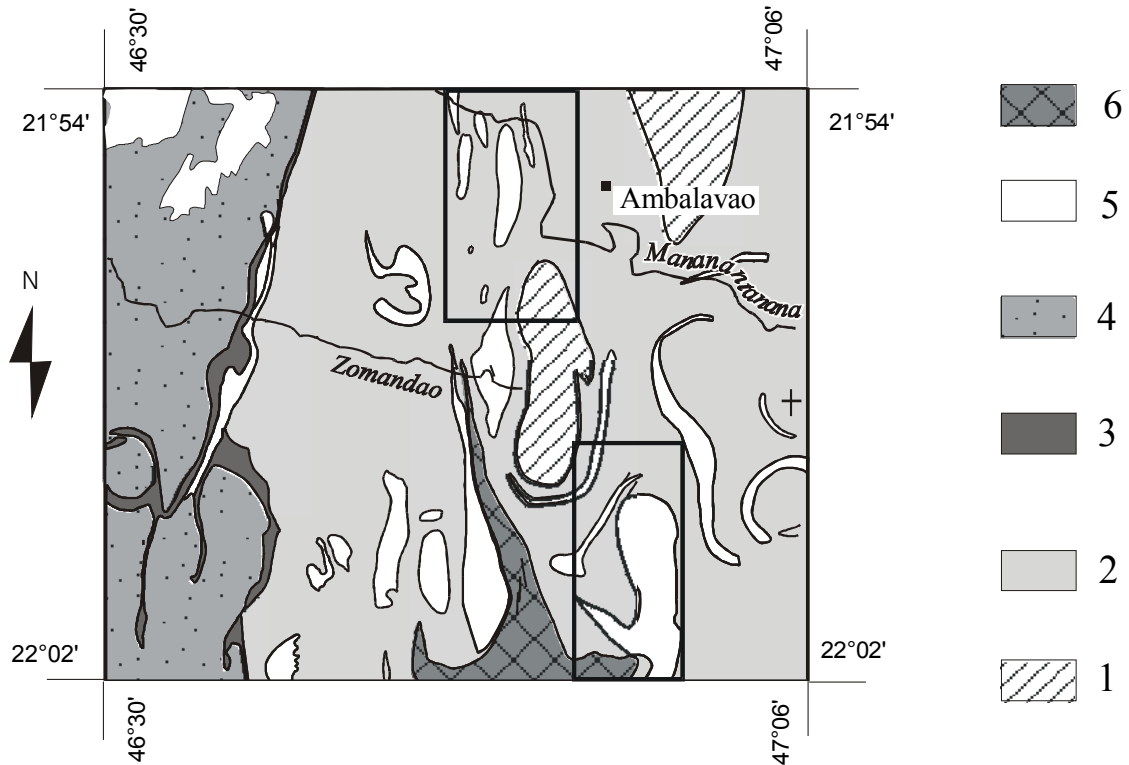


Figure 35. Nouvelle cartographie géologique du secteur d'Ambalavao-Ankaramena obtenue par classification supervisée sous Multiscope. 1 : orthogneiss ; 2 : gneiss et migmatites (système du graphite) ; 3 : quartzite ; 4 : gneiss et migmatites (système du Vohibory) ; 5 : granite ; 6 : syénite. Noter le développement occidental du massif de syénites et les deux zones à lames de granite rebroussées (encadrées en noir).

B- Détection de structures linéaires : exemple du secteur AMBANORD

Les structures linéaires rencontrées sur une image spatiale peuvent appartenir à plusieurs familles. On distinguera les structures liées au réseau hydrographique de celles liées aux activités humaines (routes, pistes, cultures), ou des structures morphologiques et géologiques (arêtes rocheuses, limites lithologiques, schistosité, failles). La région étudiée ne comporte qu'une faible densité humaine et les cultures sont concentrées sur la plaine d'Ambalavao. Le reste de la zone (hormis le secteur sud-est couvert par la forêt) se prête bien à ce type

d'investigations, car il n'est soumis qu'à un faible couvert végétal laissant souvent apparaître la roche à nu.

1- analyse des plans ACP

On présente figure 36 les plans ACP 1 et ACP 2 correspondant à la zone AMBASUDO. Ces deux images permettent déjà la détection de structures d'interférence circulaires caractéristiques de certaines zones du socle malgache. La structure circulaire la plus spectaculaire issue de la combinaison entre le plan de foliation et la morphologie est évidente dans le secteur nord-ouest des images. Ce cirque à cœur gneissique et bord quartzitique a un diamètre de 6 kilomètres. Martelat (1998) a décrit ce type de géométrie elliptique dont le grand axe peut atteindre 20 kilomètres au sud de Madagascar. Cependant, toutes les structures ne sont pas aussi facilement détectables.

Dans le plan ACP 1, des structures plissées sont soulignées par l'orientation de surfaces de pendage (figure 36, encadré 1). Le plan ACP 2 fait clairement ressortir le réseau hydrographique à peine visible sur le plan ACP 1. L'étude de la géométrie du réseau hydrographique permet de souligner certaines structures ductiles. En particulier, l'encadré 3 de la figure 36 montre que le cours d'un ruisseau est parallèle à la structuration (direction de la foliation) de la zone.

On peut ainsi cartographier les principales trajectoires des foliations confondues dans notre secteur d'étude avec les limites lithologiques. La figure 37 présente les principales trajectoires des foliations auxquelles on a superposé les mesures des foliations (terrain et ASM) disponibles sur ce secteur.

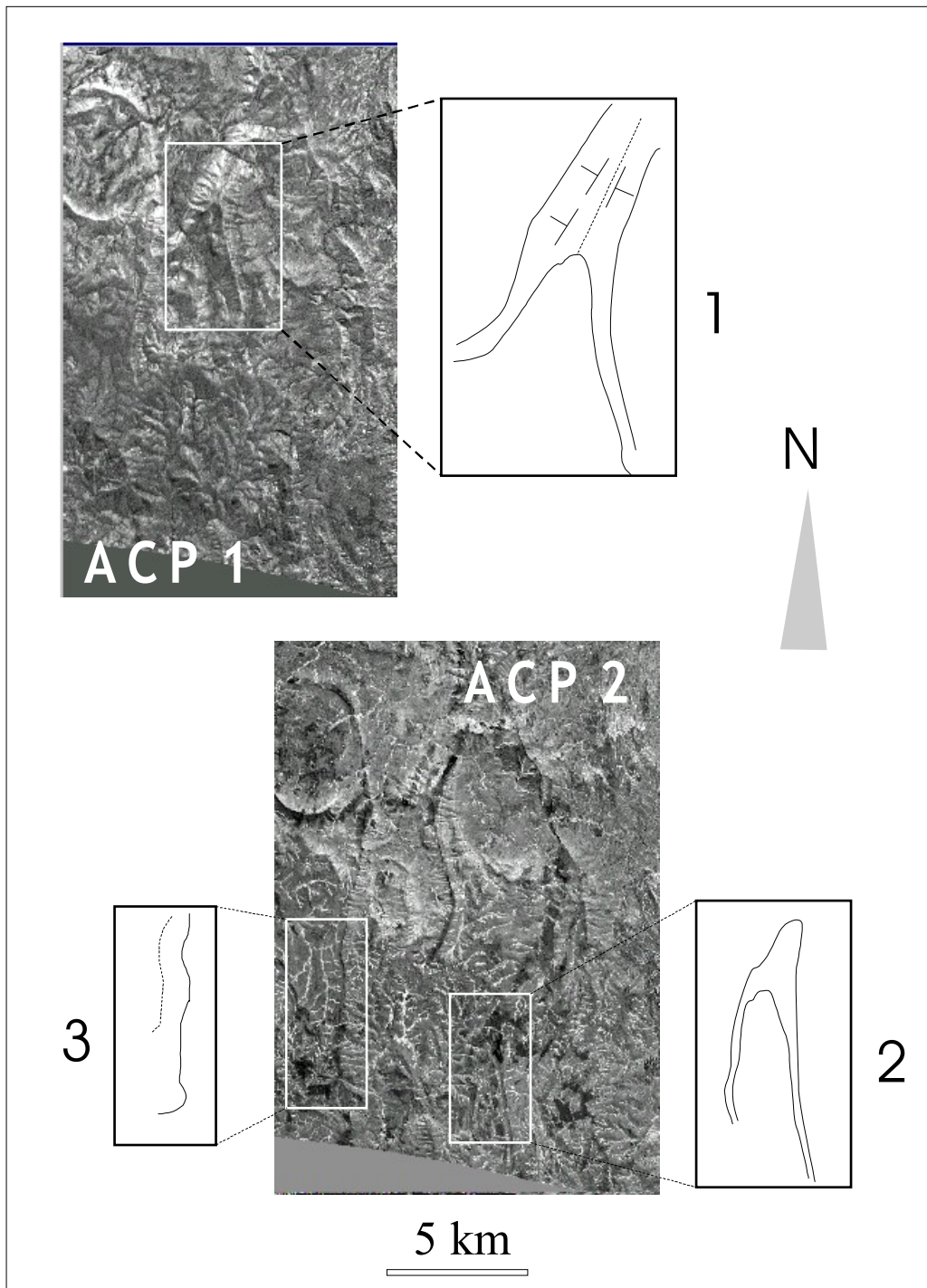


Figure 36. Plans ACP 1 et ACP 2 du secteur AMBASUDO. Les encadrés 1 et 2 montrent l'existence de structures plissées identifiables grâce au pendage des couches déterminé par photo interprétation (orientation des "V" dans les vallées); l'encadré 3 montre le cours d'un ruisseau (pointillés) parallèle à la structuration du secteur (trait plein).

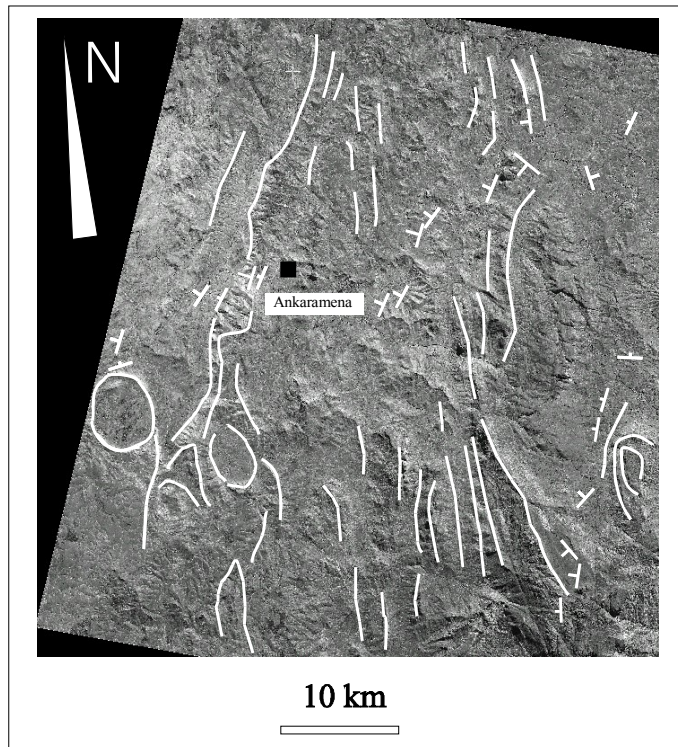


Figure 37. Trajectoires des foliations (confondues avec les limites lithologiques) dans la région d'Ankaramena.

Détection de structures fragiles.

La géométrie du réseau hydrographique est aussi dépendante de la fracturation. La figure 38 (plan ACP 1, secteur AMBNORD) montre la déviation du cours de la rivière Zomandao due à des failles orientées N 100 - N 110.

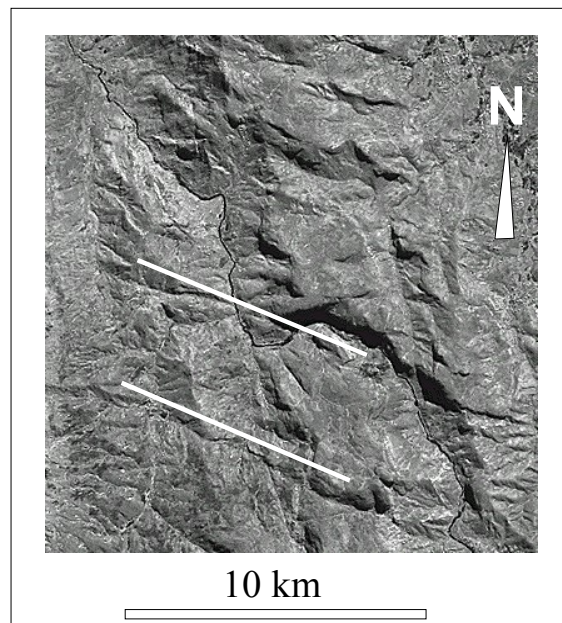


Figure 38. Déviation du cours de la rivière Zomandao (en noir) due à la présence de failles matérialisées en blanc (secteur de AMBANORD).

2- les filtres directionnels

Les filtres directionnels permettent de mettre en valeur toutes les structures linéaires ayant des directions sub-parallèles. Il s'agit de masques de dimension 3 x 3 pixels dont les 9 coefficients de convolution permettent de rehausser les limites constituées par les structures linéaires. Par exemple, le filtre Est-Ouest qui permet de rehausser les structures orientées Nord-Sud est caractérisé par les coefficients de convolution suivants :

$$\begin{vmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \end{vmatrix}$$

Il permet, en rehaussant les contrastes, de souligner les structures orientées Nord-Sud. L'utilisation successive de plusieurs filtres directionnels permet de reconstituer des structures à géométrie plus complexe.

On cherche à mettre en évidence, dans le secteur AMBANORD, une zone de cisaillement qui pourrait être à l'origine des rebroussements des lames granitiques reconnus par photo interprétation. L'orientation des rebroussements suggère un cisaillement d'orientation proche de NE-SO. L'utilisation d'un filtre NO-SE est donc indiquée pour le faire ressortir. On présente figure 39 le résultat de l'utilisation de ce filtre sur le plan ACP 1. Ce document montre la coexistence de plusieurs familles de linéaments.

3- identification des structures détectées

La figure 39 C est une numérisation de toutes les structures linéaires visibles après le passage du filtre directionnel NO-SE dans le secteur AMBANORD. On a en plus reporté la position des cinq sites échantillonnés. Le logiciel INTERCEPT (Launeau et Robin, 1996) permet de calculer la rose des orientations de tous les segments détectés pour en déterminer les principales familles (Fig. 36 B). La méthode utilisée est celle des intercepts qui permet d'analyser une fabrique globalement et en terme d'orientation des objets (Launeau, 1990, Launeau et Bouchez, 1992).

La rose des orientations du secteur considéré montre l'existence de trois familles de structures linéaires dont les orientations sont par ordre d'abondance décroissante : N-170, N-40 et N-110.

a- structures N-170

Ces structures antérieures à la zone cisailante N-40, soulignent la foliation régionale (voir les détails sur les données structurales de terrain et d'ASM page 113). Si on superpose les structures N-170 avec le plan ACP 1, on constate qu'elles matérialisent généralement des limites lithologiques confondues avec les plans de foliation D1.

Les deux autres familles (N-110 et N-40) n'ont pas du tout les mêmes caractéristiques morphologiques. Elles apparaissent plus pénétratives et liées à la structure même des roches.

b- structures N-40

La famille orientée N-40 n'est pas distribuée uniformément dans tout le secteur comme le montre la figure 40. De plus, le report des linéations magnétiques montre que celles-ci tendent à s'orienter parallèlement aux structures N-40 pour les échantillons prélevés au voisinage de la zone à structuration N-40 repérée sur l'image. Le faible plongement des linéations est en accord avec l'existence d'un décrochement. L'observation des microstructures montre que ces derniers échantillons ont subi une déformation à l'état solide à haute température (fig. 41).

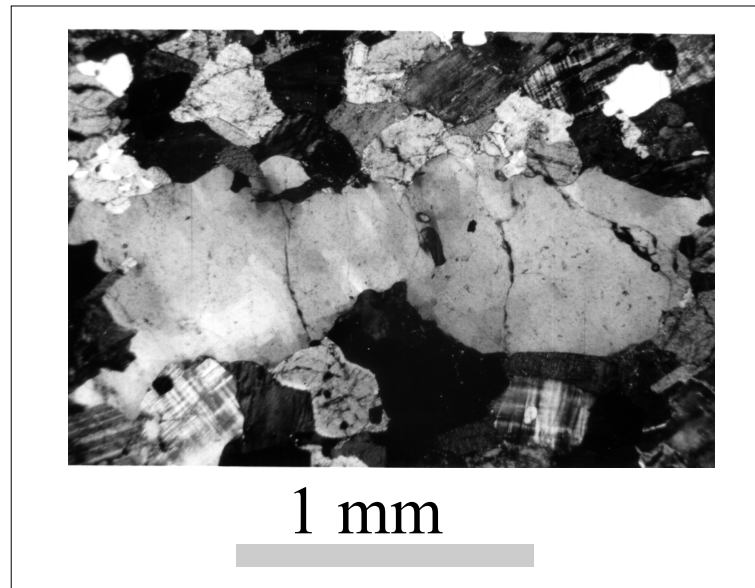


Figure 41. Microstructures de l'échantillon VG 41 prélevé dans la zone à structuration N-40 présentant des traces de déformation à haute température (quartz allongés) : lame mince orientée selon le plan XZ (ou K1K3). Vue en lumière polarisée et analysée.

c- structures N 110

La famille orientée N-110 correspond à l'orientation des structures fragiles déjà observées ailleurs dans le socle malgache (Besairie, 1968). L'analyse de la distribution de ces structures dans le secteur AMBANORD montre qu'elles correspondent le plus souvent à des sillons topographiques pouvant dévier brusquement les cours d'eau. Le réseau hydrographique est dans son ensemble dirigé selon cette direction comme c'est le cas sur toute la côte orientale. On propose que cette famille de structures linéaires correspond bien à la fracturation N-110 connue jusqu'alors essentiellement à l'est du socle malgache.

Si l'on superpose ces traits structuraux à la nouvelle carte obtenue par classification supervisée (Fig. 42), on observe que les structures N-40 forment un couloir entre les zones rebroussées. On montre ainsi la présence d'une zone de cisaillement dextre. De plus, cette zone cisailante affectant les structures N-170, est postérieure à ces dernières.

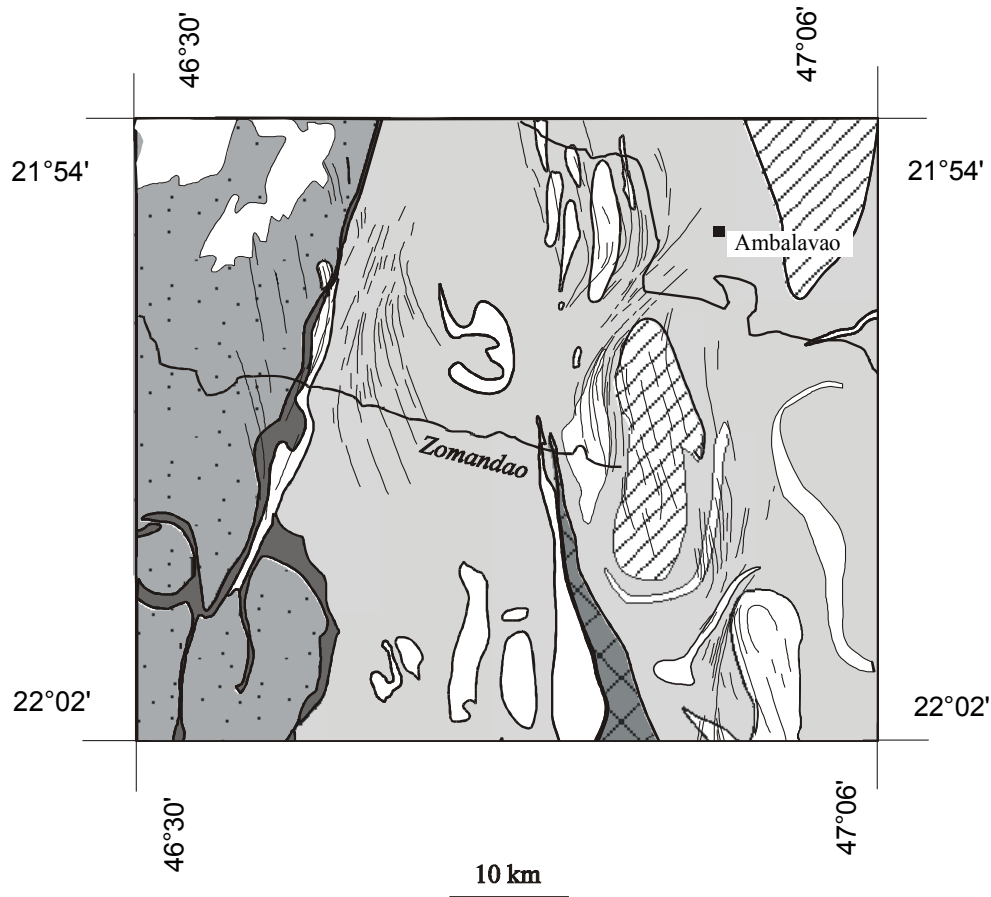


Figure 42. Superposition des structures N-170 et N-40 avec la nouvelle carte géologique obtenue par classification supervisée, montrant l'existence d'une bande de cisaillement dextre responsable des rebroussements des lames granitiques (échelle 1/150 000).

C- Apport de l'imagerie satellitaire dans la région d'Ambalavao

1- nouvelle cartographie géologique des environs d'Ambalavao

Toutes ces opérations réalisées sur l'ensemble de l'image contribuent à l'établissement d'une carte géologique affinée de la région d'Ambalavao (Fig. 35). Cette nouvelle cartographie est caractérisée par les changements suivants :

- Le massif syénitique de l'Andringitra posséderait un appendice occidental préalablement cartographié comme granitique.

- Les lames de granites, s'individualisent mieux et montrent des rebroussements en deux zones différentes : à 10 kilomètres à l'ouest et à une cinquantaine de kilomètres au sud d'Ambalavao. Ces rebroussements sont interprétés comme témoignant de zones cisailantes dont la géométrie est bien mise en évidence par l'utilisation de filtres détectant les structures linéaires.

2- mise en évidence des structures

La figure 43 présente une synthèse des résultats obtenus. On a reporté les structures détectées sur la nouvelle carte géologique mettant ainsi en évidence la présence de trois bandes de cisaillement dont deux sont orientées N-20 et une N-40. Elles présentent un jeu dextre et sont responsables des rebroussement des lames granitiques détectés à l'est et au sud de la ville d'Ambalavao.

En outre, on constate que ces zones cisailantes présentent pratiquement la même orientation et la même cinématique que d'autres reconnues au sud de la ligne Bongolava-Ranotsara (Martelat *et al.*, 1995 ; Pili *et al.*, 1997). Ces observations confirment l'existence de décrochements subméridiens au nord de la ligne Bongolava-Ranotsara.

Il apparaît que l'imagerie géologique couplée à des données de terrain apporte un ensemble de données lithologiques, morphologiques et structurales permettant de mieux comprendre l'évolution des socles.

La classification supervisée a permis de mieux définir les divers affleurements et d'affiner la carte géologique. On a pu ainsi mettre en évidence des rebroussements de lames granitiques témoins de leur déformation.

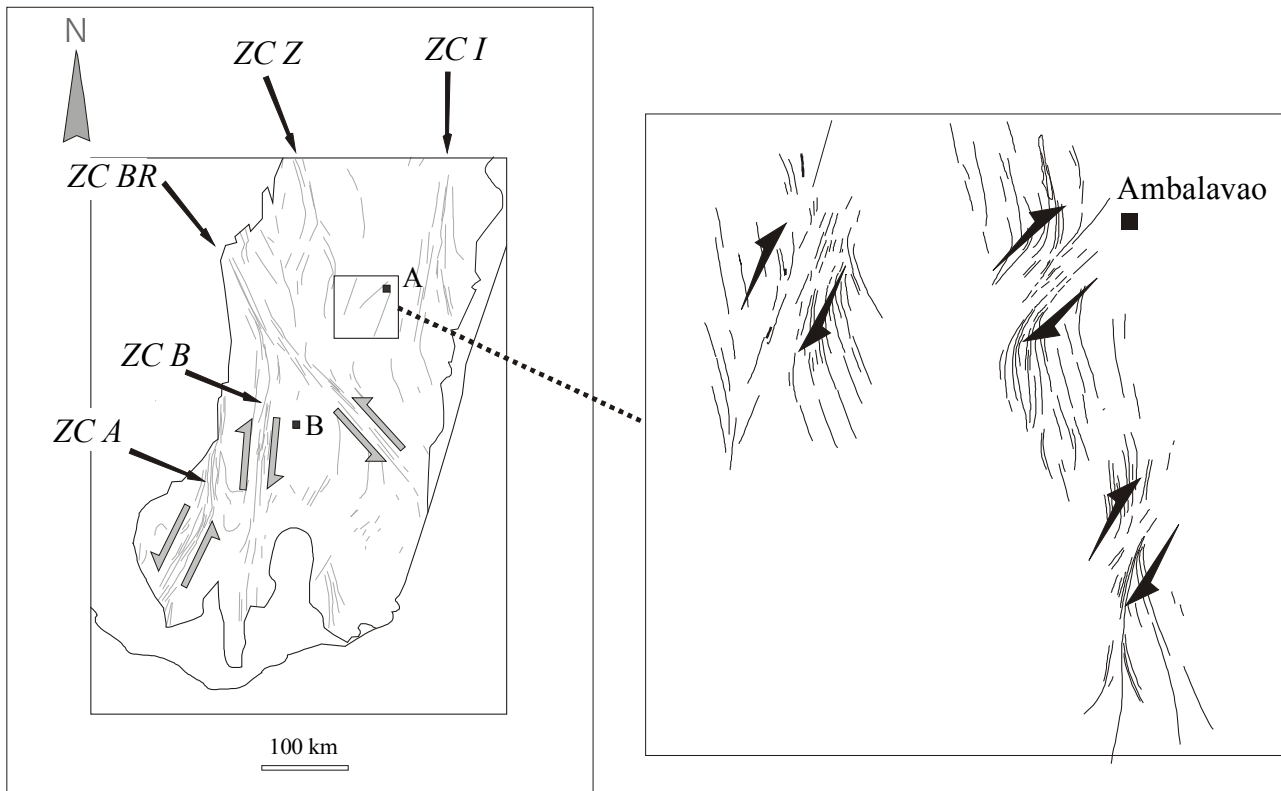


Figure 43. Situation des cisaillements détectés dans la région d'Ambalavao par rapport au cadre structural général du proposé par Martelat (1998). On a reporté les zones de cisaillement (ZC) de : I : Ifanadiana ; Z : Zazafofotsy ; BR : Bongolava-Ranotsara ; B : Beraketa ; A : Ampanihy. Le secteur d'Ambalavao est caractérisé par des zones de cisaillement kilométriques synchrones du champ de déformation D2.

La recherche de structures linéaires au moyen de filtres directionnels a montré l'existence de trois signatures structurales:

- La plus ancienne, orientée N-170, observable sur toute l'image, matérialise la direction des foliations acquises lors d'un premier épisode de déformation.
- Ces structures sont reprises dans un second épisode de déformation matérialisé par des zones décrochantes orientées autour de N-40 à l'origine des rebroussements des lames granitiques.
- Enfin, la fracturation tardive N-110 déjà connue ailleurs vient affecter l'ensemble du secteur.

Conclusion.

L'analyse de l'image spatiale du secteur d'Ambalavao-Ankaramena confirme et précise les deux patrons structuraux D1 et D2 définis par des mesures de terrain et d'ASM (voir chapitre V).

D1, caractérisé par des foliations sub-horizontales ou faiblement pentées vers l'ouest ainsi que par des linéations globalement orientées Est-Nord-Est Ouest-Sud-Ouest, s'identifie sur l'image spatiale avec la structuration moyenne N 170. L'acquisition de la structuration D1 est contemporaine de la mise en place des granites stratoïdes andringitréens dans la région de Fianarantsoa.

La structuration D2 est définie par des foliations plus pentées (pouvant se verticaliser) associées à des linéations NNE-SSO. D2 peut être rapprochée des grands linéaments panafricains présents au sud de la Grande Ile. Entre les grands linéaments de l'Angavo et de Zazafotsy, dans la région moins déformée des granites andringitréens se développent ces petites bandes de cisaillement qui produisent des structures d'interférence avec D1.

Chapitre IV

Thermobarométrie

*« Toutes les montagnes et collines ont eu deux causes primitives :
la première est le feu, la seconde est l'eau. »*

G. L. Leclerc de Buffon, *Théorie de la Terre* (1750)

L'étude des socles implique de pouvoir retrouver les conditions P et T à partir desquelles il est possible de proposer une reconstitution géodynamique. Ce chapitre aura donc comme but d'analyser différents thermobaromètres utilisés pour des roches métapélitiques ou granodioritiques afin de préciser les conditions T et P associées à la mise en place des granites andringitréens. Nous avons sélectionné sur le terrain un ensemble d'échantillons dont les associations minérales permettent l'utilisation de différents thermobaromètres. Ces échantillons se situent soit dans la série du Graphite (VG 21, 22, 40, 42 et 49) soit dans la série supracrustale du Vohibory (VG 56). De plus, les sites VG 21 et VG 22 sont localisés dans une zone à structuration D1, alors que les autres échantillons prélevés dans la série du Graphite sont situés dans des bandes de cisaillement à structuration D2. La figure 45 donne la position des sept échantillons étudiés.

I- Echantillons retenus dans la série du Graphite

Nous avons retenu des migmatites granodioritiques (échantillons VG 21, 22, 40 et 42) et un gneiss à cordiérite et grenat (échantillon VG 49) dont les paragenèses et la chimie des minéraux seront étudiées successivement.

A- Les migmatites granodioritiques représentent le type pétrologique le plus abondant dans tout le secteur étudié. Elles sont constituées de quartz, plagioclase, microcline, biotite, hornblende, magnétite, zircon et sphène (fig. 44). Ce type d'association minérale résulte de la réaction de fusion partielle décrite par Lappin et Hollister (1980) et McLellan (1988) : biotite + plagioclase + quartz +/- hornblende 1 (+/- eau) = liquide granodioritique + hornblende 2 . Cette réaction se produit autour de 750°C (+/- 50°C) sous de faibles conditions de pression.

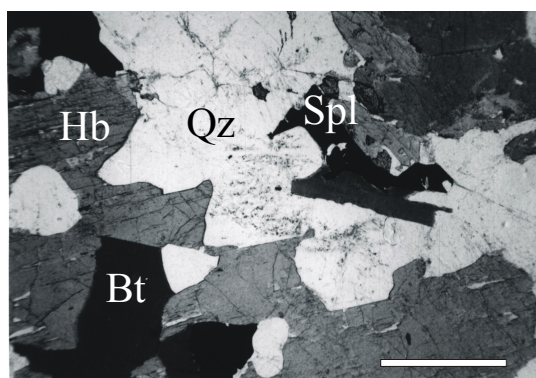


Figure 44. Microphotographie en lumière naturelle de l'échantillon VG 22 (néosome) présentant une microstructure typiquement magmatique (échelle = 1mm).

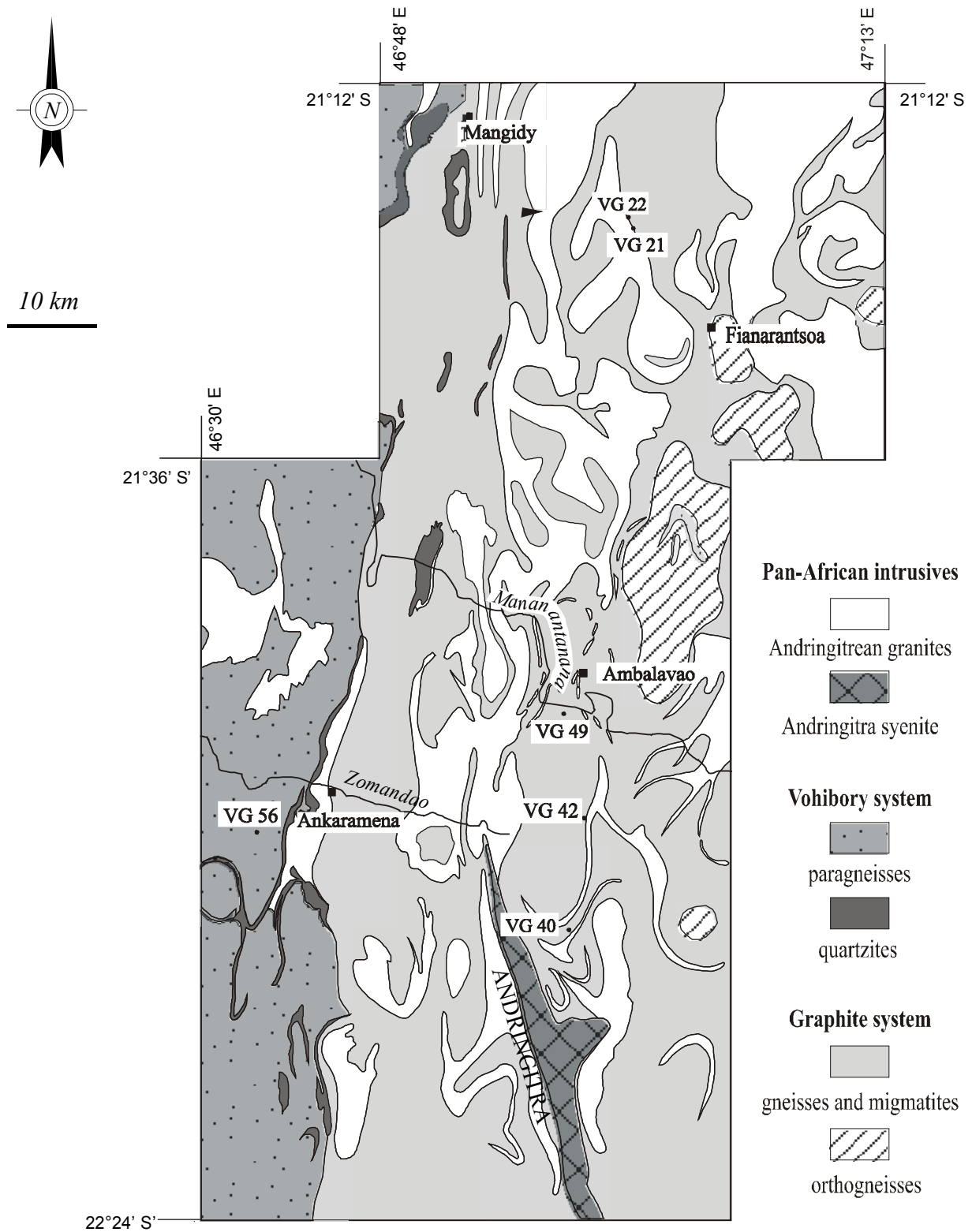


Figure 45. Situation des échantillons étudiés en thermobarométrie.

Les échantillons VG 21 et VG 22 présentent une texture magmatique caractérisée par de grands cristaux généralement trapus (fig. 44). Ils ont été prélevés dans une zone à structuration D1 au nord de Fianarantsoa (fig. 45). Les échantillons VG 40 et VG 42 proviennent quant à eux des zones à structuration D2 identifiées comme des couloirs de cisaillement. Les microstructures présentent des traces de déformation à l'état solide à haute température comme l'indique la présence de quartz allongés à extinction en damier (fig. 46).

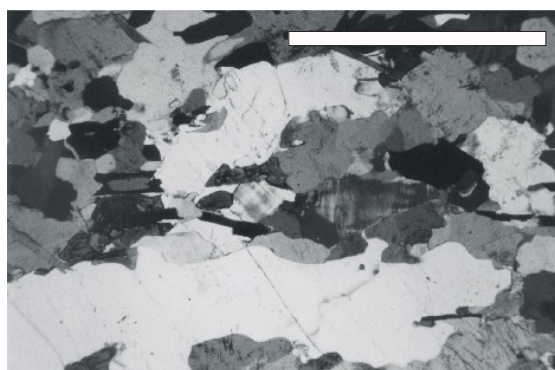


Figure 46. Microphotographie en section XZ de l'échantillon VG 41 en lumière polarisée et analysée (migmatite granodioritique) présentant un grand cristal de quartz allongé (échelle = 1mm).

1- Minéralogie

Les formules structurales des minéraux ont été calculées à partir des mesures effectuées à la microsonde électronique de l'Université de Toulouse.

Dans l'ensemble, la chimie des minéraux est assez homogène dans les quatre sites granodioritiques.

Les plagioclases offrent des compositions très voisines avec X_{Ab} compris entre 0.74 et 0.76.

Les hornblendes ne montrent pas de zonation chimique particulière, mais on observe que certains échantillons présentent une concentration en Al^{IV} et Na plus importante. Selon la classification de Leake (1978), ce groupe est constitué de hornblende hastingsitique et le groupe à déficit en Al^{IV} et Na d'édénite (fig. 47 et tableau 1).

échantillon	VG 21	VG 21	VG 21	VG 22	VG 22	VG 40	VG 40	VG 42	VG42	VG 42
Analyse	25	33	36	55	59	25	27	18	20	22
SiO ₂	43.51	43.96	43.69	44.28	43.76	45.03	45.54	42.45	42.48	41.93
TiO ₂	1.82	1.78	1.88	1.79	2.21	1.65	1.64	0.98	0.83	1.24
Al ₂ O ₃	8.56	8.66	8.63	8.69	9.47	8.87	8.59	9.41	8.81	9.11
FeO	16.20	15.26	14.84	15.48	14.80	12.88	12.21	13.35	12.78	14.08
MnO	0.40	0.35	0.13	0.69	0.84	0.27	0.30	0.89	0.63	0.71
MgO	11.96	11.74	11.86	11.89	11.96	12.38	12.32	10.21	10.62	10.07
CaO	11.57	11.31	11.67	11.35	11.63	12.05	12.32	11.58	11.73	11.60
Na ₂ O	1.83	1.54	1.60	1.38	1.71	1.62	1.60	1.73	1.66	1.95
K ₂ O	1.36	1.20	1.22	1.17	1.38	1.35	1.25	1.48	1.40	1.46
Total	97.30	95.75	95.53	96.62	97.32	100.15	99.25	98.62	99.04	99.6
T(Si)	6.53	6.64	6.64	6.61	6.50	6.63	6.70	6.45	6.44	6.38
T(Al)	1.47	1.36	1.36	1.39	1.50	1.37	1.30	1.55	1.55	1.62
C(Al)	0.04	0.18	0.19	0.13	0.16	0.17	0.20	0.13	0.01	0.01
C(Fe ³⁺)	0.51	0.43	0.22	0.60	0.39	0.30	0.35	0.64	0.79	0.68
C(Ti)	0.20	0.20	0.21	0.20	0.25	0.18	0.18	0.11	0.09	0.14
C(Mg)	2.67	2.64	2.69	2.64	2.65	2.72	2.71	2.31	2.40	2.28
C(Fe ²⁺)	1.52	1.50	1.66	1.33	1.45	1.59	1.51	1.69	1.62	1.79
C(Mn)	0.05	0.04	0.02	0.09	0.10	0.03	0.04	0.11	0.08	0.00
B(Ca)	1.86	1.83	1.90	1.81	1.85	1.90	1.84	1.88	1.90	1.89
B(Na)	0.14	0.17	0.10	0.19	0.15	0.10	0.16	0.12	0.10	0.11
A(Na)	0.39	0.28	0.37	0.21	0.34	0.36	0.30	0.39	0.39	0.47
A(K)	0.26	0.23	0.24	0.22	0.26	0.25	0.24	0.29	0.27	0.28
Σ cations	15.65	15.51	15.61	15.44	15.60	15.62	15.54	15.68	15.66	15.75
Σ O	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
X _{Mg}	0.64	0.64	0.62	0.64	0.58	0.63	0.64	0.58	0.60	0.56

Tableau 1. Analyses représentatives des hornblendes des échantillons VG 21, VG 22, VG 40 et VG 42.

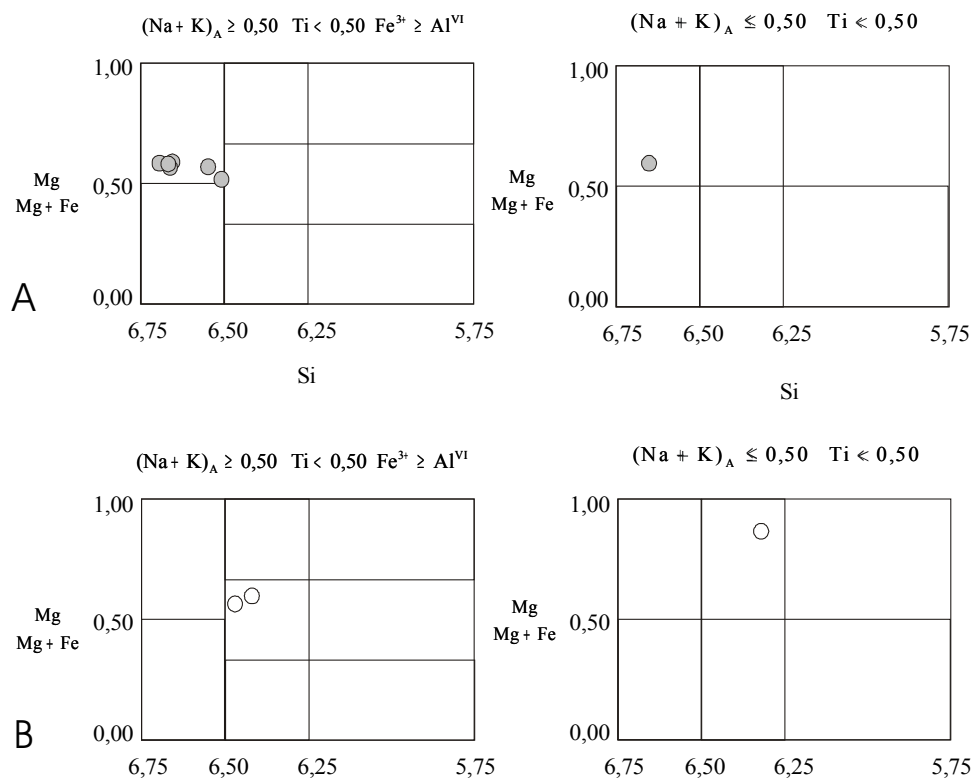


Figure 47. Amphiboles des familles A (édénite) et B (hornblende hastingsitique) dans la nomenclature proposée par Leake (1978).

2- choix des thermobaromètres et résultats

Les conditions du métamorphisme ont été déterminées en utilisant le thermomètre hornblende-plagioclase de Holland et Blundy (1994) et les baromètres « Al-in-hornblende » de Schmidt (1992) et d'Anderson et Smith (1995).

a- le thermomètre hornblende-plagioclase de Holland et Blundy (1994)

Ce thermomètre, calibré à partir de la réaction édénite + 4 quartz = trémolite + albite suppose une bonne détermination des formules structurales des hornblendes ainsi qu'une estimation indépendante de la pression. Son calibrage a été révisé par ses auteurs car la première version (Blundy et Holland, 1990) ne tenait pas compte de toutes les substitutions atomiques possibles dans la hornblende. Ces auteurs ont en effet montré que les résultats obtenus sont très sensibles à la concentration en Fe^{3+} dans la hornblende. Il est donc nécessaire de déterminer avec précision la partition $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$, $\text{Al}^{\text{IV}} / \text{Al}^{\text{VI}}$, ainsi que la fraction molaire du Na en site A et M4. Les différentes allocations de sites dans la hornblende sont calculées suivant les formules proposées par Holland et Blundy (1994). La figure 48 donne un exemple du calcul de l'allocation des sites dans la hornblende selon ces formules. X_i représente la fraction molaire de l'élément i dans la hornblende en site A, M1, M2 et T1.

allocations des sites calculées à partir de amphy87.exe (avec tout le fer en fe2+)											
Amphibole		Si	Ti	Al IV	Al VI	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K
Point	échantillon										
#25b	VG 40	6,68	0,18	1,32	0,23	1,90	0,03	2,74	1,91	0,47	0,26
#26b	VG 40	6,67	0,20	1,33	0,17	2,06	0,05	2,65	1,90	0,48	0,24
#27b	VG 40	6,75	0,18	1,25	0,26	1,88	0,04	2,73	1,86	0,42	0,24
groupe A						groupe B					
Point	échantillon	f1	f2	f3	f4	f5	min	f6	f7	f8	
#25b	VG 40	1,02	1,20	1,00	1,04	1,00	1,00	0,97	0,97	0,99	
#26b	VG 40	1,02	1,20	1,00	1,05	1,00	1,00	0,98	0,97	0,98	
#27b	VG 40	1,02	1,19	1,00	1,08	1,00	1,00	0,97	0,97	0,98	
Ci= Ci* f moyen											
Amphibole		Si	Ti	Al/Al IV	Al VI	Fe2+	Mn2+	Mg	Ca	Na	K
Point	échantillon										
#25b	VG 40	6,62	0,18	1,31	0,23	1,88	0,03	2,71	1,90	0,46	0,25
#26b	VG 40	6,61	0,19	1,32	0,17	2,05	0,04	2,62	1,88	0,48	0,24
#27b	VG 40	6,69	0,18	1,24	0,26	1,86	0,04	2,71	1,84	0,42	0,23
allocations des sites selon les formules de Holland et Blundy (1994)											
Point	échantillon	cm	X Si(T1)	X Al (T1)	X Al (M2)	X K(A)	X (A)	X Na (A)	X Na (M4)		
#25b	VG 40	-0,03	0,65	0,35	0,08	0,25	0,42	0,33	0,07		
#26b	VG 40	0,01	0,65	0,35	0,05	0,24	0,39	0,37	0,05		
#27b	VG 40	-0,02	0,67	0,33	0,09	0,23	0,52	0,24	0,09		

Figure 48. Feuille de calcul EXCEL permettant de calculer l'allocation des sites dans la hornblende selon les formules de Holland et Blundy (1994).

On peut alors utiliser la relation suivante (Holland et Blundy, 1994) pour calculer la température (en °C):

$$T = \frac{-76.95 + 0.79P + 39.4X_{Na}^A + 22.4X_K^A + (41.5 - 2.89P)X_{Al}^{M2}}{-0.0650 - R \ln \left(\frac{27X_{\square}^A X_{Si}^{T1} X_{Ab}^{plag}}{256X_{Na}^A X_{Al}^{T1}} \right)}$$

Nous avons testé la variabilité des résultats en fonction de la variation des concentrations ioniques dans la hornblende. La figure 49 donne la température T(°C) calculée à pression constante pour les quatre échantillons granodioritiques sélectionnés. On observe qu'en fonction des couples considérés, la température calculée peut être assez variable, y compris au sein d'un même échantillon. Par exemple, l'équation appliquée au couple Pl31 / Hb33 de l'échantillon VG 21 donne une température de 740°C, alors que le couple Pl 31 / Hb25 donne une température de 810°C. La paragenèse observée rend improbable les températures supérieures à 800°C.

P = 4 kb						
échantillon	VG 21			VG 22		
N° des analyses (Plag / Hb)	31 / 33	31 / 36	31 / 25	53 / 55	53 / 54	53 / 59
T(°C) (Holland et Blundy, 1994)	740	753	810	751	740	781

échantillon	VG 40			VG 42		
N° des analyses (Plag / Hb)	33 / 25	33 / 26	33 / 27	29 / 18	29 / 20	29 / 22
T(°C) (Holland et Blundy, 1994)	760	785	726	760	848	917

Figure 49. Résultats de l'application du thermomètre de Holland et Blundy (1994) à pression constante P = 4kb pour différents couples Plag / Hb.

Comme on l'a vu, les compositions des plagioclases étant extrêmement proches, on a recherché l'origine de cette variabilité dans le calcul des formules structurales des hornblendes. En effet, l'équation de calcul de la température montre que cette dernière sera dépendante de X_{Al}^{IV} ou $X_{Na}[A]$ et de $X_K[A]$ dans les amphiboles. Cela est mis en évidence si l'on teste par exemple l'effet de la variation de la teneur en Na sur l'estimation de T. La figure 50 montre la relation entre la température calculée et la concentration en Na total dans la hornblende. Ce graphique permet de souligner la présence de deux familles de points disposées approximativement le long de deux droites. La première famille (A), constituée de

la majorité des points montre une augmentation progressive de la température (de 710 à 810°C) lorsque la concentration en sodium augmente de 0.42 à 0.55. La seconde famille (B) montre que pour des concentrations en sodium similaires (0.40 – 0.58), la température semble surestimée d'environ 70 degrés. Cette augmentation est supérieure aux incertitudes sur l'estimation de T (+/- 35 – 40°C) données par Holland et Blundy (1994).

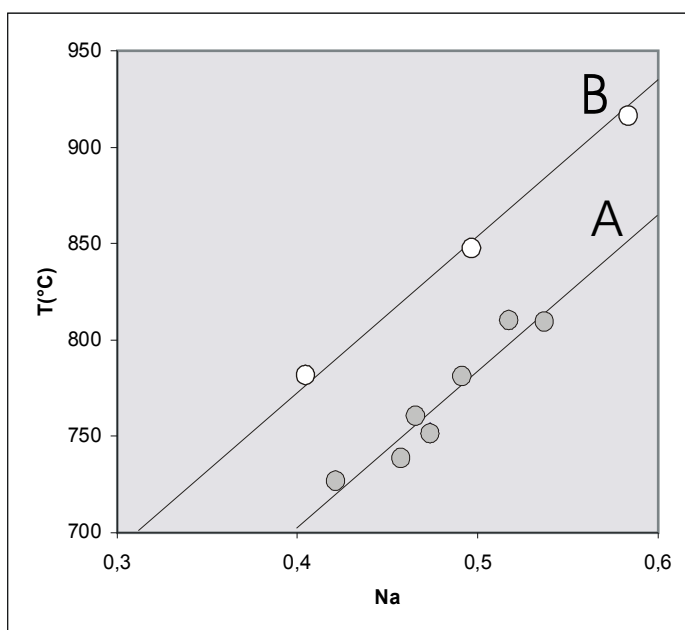


Figure 50. Influence de la teneur en Na(total) dans les hornblendes sur le calcul de la température du thermomètre de Holland et Blundy (1994). La pression reste constante à 4 kb.

Nous avons donc cherché à comparer les formules structurales des amphiboles des deux familles en utilisant le classement de la nomenclature de Leake (1978) (Fig. 47). On observe que les trois amphiboles de la famille B se différencient par un déficit en silice ($Si < 6,50$) et une plus grande richesse en Al (hornblende hastingtistique). Ainsi, la teneur en aluminium est plus forte dans les hornblendes de cette famille. Cela suggère que pour des concentrations en sodium voisines, la teneur en aluminium est le facteur déterminant sur l'estimation de la température.

En conclusion, il semble que le thermomètre de Holland et Blundy (1994) doive être réservé à des hornblendes pour lesquelles $Si > 6,50$ apfu, ce qui n'est pas très surprenant car l'équation thermométrique est établie pour un équilibre édénite-trémolite.

b- Les baromètres « Al dans la hornblende »

Deux baromètres de ce type sont facilement utilisables et sont basés sur une relation directe entre la concentration en Al dans la hornblende et la pression de cristallisation d'une roche granodioritique. Ils sont calibrés à partir de la réaction : $2 \text{Qz} + 2 \text{An} + \text{Bt} = \text{Or} + \text{Hb}$. Les premières calibrations empiriques ont été développées par Hammarstrom et Zen (1986) et Hollister *et al.* (1987) en considérant que la concentration en aluminium augmente avec la pression dans le cas de granodiorites comprenant sept phases : quartz, plagioclase avec An_{25-35} , biotite, hornblende, sphène. Plus récemment, des études expérimentales ont confirmé cette propriété (Schmidt, 1992). Le baromètre calibré par Schmidt (1992) considère que la concentration en aluminium total dans la hornblende est seulement fonction de la pression. La dernière calibration d'Anderson et Smith (1995) a introduit dans le calcul la température qui doit être estimée indépendamment.

Nous avons utilisé les baromètres de Schmidt (1992) et d'Anderson et Smith (1995) :

$$P_{\text{(Schmidt, 1992)}} = -3.01 + \text{Al}_{\text{tot}} * 4.76$$

$$P_{\text{(Anderson et Smith, 1995)}} = \text{Al}_{\text{tot}} * 4.76 - 3.01 - ((T^{\circ}\text{C}) - 675) / 85 * (0.530 \text{Al} + 0.00529(T^{\circ}\text{C}) - 675))$$

La figure 51 montre les résultats des estimations barométriques pour les quatre échantillons granodioritiques VG 21, 22, 40 et 42.

Echantillon	VG 21	VG 22	VG 40	VG 42
P (Schmidt, 1992)	4,3	4,2	4,3	4,8
P (Anderson et Smith, 1995)	4,0 ($T=740^{\circ}\text{C}$)	4,0 ($T=745^{\circ}\text{C}$)	3,4 ($T=730^{\circ}\text{C}$)	4,0 ($T=760^{\circ}\text{C}$)

Figure 51. Estimations de la pression (en kb) de cristallisation d'échantillons granodioritiques à partir de deux calibrations du géobaromètre Al-in-Hornblende.

On observe que la différence entre ces deux baromètres peut atteindre 0.9kb dans notre série de mesures (échantillon VG 40). Le baromètre d'Anderson et Smith (1995) tend à diminuer légèrement la pression pour des températures supérieures à 700°C , mais on le préférera à celui de Schmidt (1992), car il tient justement compte de la température.

c- le couplage thermomètre-baromètre

L'association d'un thermomètre et d'un baromètre permet de préciser, par itérations successives, la température et la pression définies par les deux calibrages indépendants. Nous avons ainsi testé l'association entre le thermomètre de Holland et Blundy (1994) et le baromètre d'Anderson et Smith (1995). La figure 52 montre le résultat graphique de ce couplage pour l'échantillon VG 40 (Pl 33 / Hb 29). Une température approximative est supposée pour le calcul de la pression, cette pression est réintroduite dans le calcul de la température et ainsi de suite jusqu'à concordance parfaite. Dans l'exemple considéré, la température et la pression coïncident pour $T = 760^{\circ}\text{C}$ et $P = 3,5\text{kb}$.

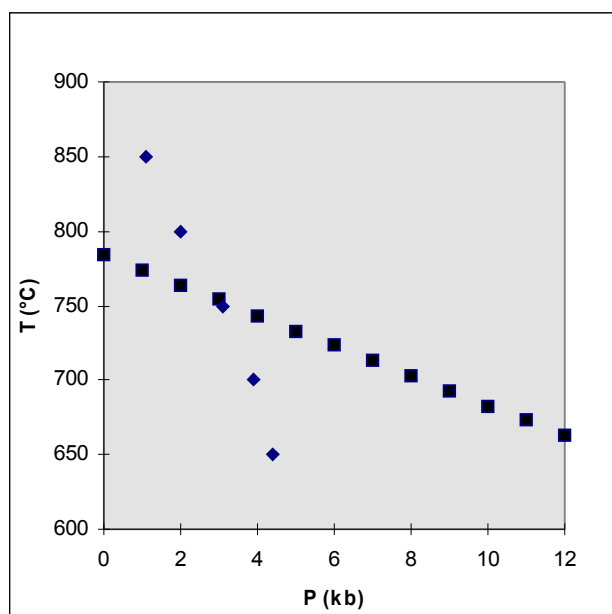


Figure 52. Couplage possible entre le thermomètre de Holland et Blundy (1994)(carrés) et le baromètre d'Anderson et Smith (1995)(losanges) : exemple de l'échantillon VG 40 (Pl 33 / Hb 20b).

Cette méthode itérative offre l'intérêt d'estimer à la fois la pression et la température dans le cas où les conditions générales du métamorphisme ne sont pas bien connues. Cependant, on s'abstiendra de l'utiliser « en aveugle », car le calcul du point d'intersection entre deux thermobaromètres est largement dépendant des formules structurales des minéraux considérés et peut aboutir à des incohérences. En particulier, cette intersection n'est pas toujours possible, comme c'est le cas dans notre série de mesures lorsque les hornblendes sont trop alumineuses par exemple. La figure 53 présente un exemple de couplage impossible dû à une surestimation de la température par le thermomètre de Holland et Blundy (1994).

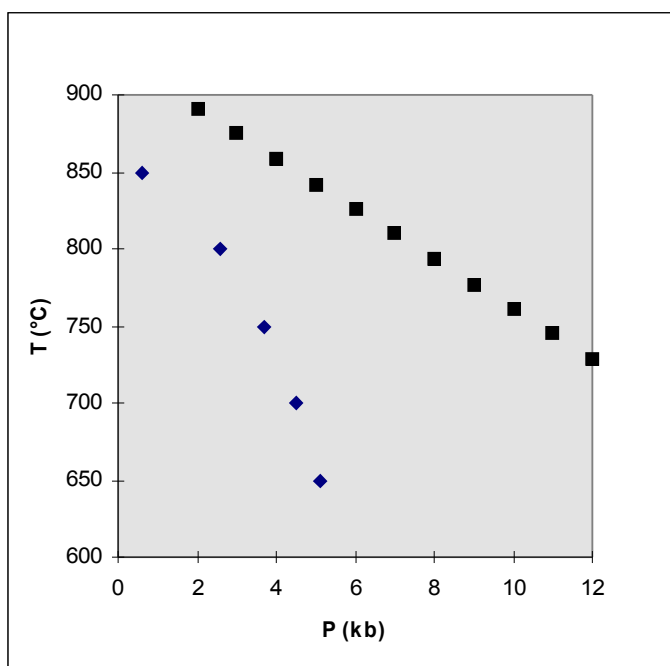


Figure 53. Couplage impossible entre le thermomètre de Holland et Blundy (1994)(carrés) et le baromètre d'Anderson et Smith (1995)(losanges) : exemple de l'échantillon VG 42 (Pl 29 Hb / 22b).

Point	échantillon	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Mg	Ca	Na	K	F	Cl	cations
#25b	VG 40	6,68	0,18	1,32	0,23	1,90	0,03	2,74	1,91	0,47	0,26	0,53	0,04	15,72
#22b	VG 42	6,48	0,14	1,52	0,14	2,51	0,09	2,35	1,92	0,58	0,29	0,66	0,05	15,99

Figure 54. Formules structurales des hornblendes utilisées pour les calculs décrits figures 52 et 53.

La figure 54 donne les formules structurales des hornblendes utilisées pour le couplage thermomètre – baromètre. On observe que le couplage impossible de l'échantillon VG 42 correspond à la présence d'une hornblende plus alumineuse. En effet, comme on l'a vu, ce type de composition provoque une surestimation de la température d'environ 70 degrés. Il est alors impossible de déterminer une intersection graphique entre le thermomètre et le baromètre dans un diagramme P-T. Cela confirme la difficulté d'utilisation du thermomètre de Holland et Blundy (1994) avec des hornblendes trop riches en aluminium.

B- Les métapélites : le gneiss à cordiérite et à grenat (VG 49) est caractérisé par un assemblage de plagioclase, quartz, biotite, cordiérite, grenat, sillimanite et magnétite. Cette association minérale correspond à une composition de type kinzigitique issue de la réaction de déshydratation-fusion biotite + sillimanite + quartz = cordiérite +/- grenat + liquide. Cette réaction se produit à l'entrée du faciès granulite pour des compositions métapélitiques. Ce type de composition permet l'utilisation d'une large palette de thermobaromètres.

La biotite se présente soit en larges cristaux formant d'importants amas (jusqu'à 2 mm), soit en petites inclusions dans les grenats. De même, la sillimanite apparaît sous forme de cristaux prismatiques ou en inclusions dans la cordiérite.

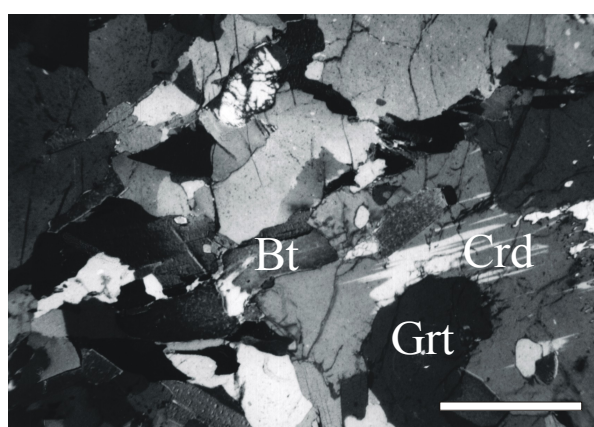


Figure 55. Microphotographie de l'échantillon VG 49 en lumière polarisée et analysée (échelle=1mm).

En résumé, on peut ainsi définir pour cet échantillon les deux paragenèses suivantes:

Paragenèse 1 (reliques): biotite + plagioclase en inclusions dans le grenat .

Paragenèse 2 : plagioclase + quartz + biotite + grenat + sillimanite + magnétite + cordiérite.

1- Minéralogie

Les biotites en larges amas et les biotites en inclusion dans les grenats ne présentent pas exactement la même composition comme le montre la figure 56. Ces dernières sont moins riches en Fe et en Al et un peu plus magnésiennes. De plus, on remarque l'existence d'une fraction molaire en fluor généralement non négligeable ($0,03 < X_F < 0,10$).

VG 49 6	VG 49 22	VG 49 33	VG 49 24*	VG 49 25*	VG 49 30*
34.68	34.61	35.01	35.26	34.90	34.57
16.69	16.85	17.29	16.20	16.95	16.24
9.77	9.37	9.44	9.21	9.19	9.48
8.34	8.80	8.28	10.25	10.80	9.55
21.69	20.94	20.04	19.56	19.12	20.17
4.72	4.72	4.55	4.16	3.58	4.04
95.89	95.28	94.61	94.65	94.54	94.05
15.62	15.51	15.43	15.53	15.59	15.59
5.35	5.34	5.40	5.43	5.37	5.39
2.65	2.66	2.60	2.57	2.63	2.61
0.37	0.39	0.55	0.36	0.43	0.37
1.92	1.84	1.86	1.81	1.80	1.89
1.93	2.04	1.92	2.37	2.49	2.23
2.79	2.69	2.58	2.51	2.45	2.62
0.55	0.55	0.53	0.48	0.41	2.62
0.22	0.15	0.11	0.22	0.32	0.37
0.05	0.08	0.07	0.05	0.07	0.06
3.52	3.77	3.82	3.73	3.61	3.57

Tableau 2. Analyses représentatives des biotites de l'échantillon VG 49. Les astérisques signalent les biotites en inclusions.

Paragenèse 1	Paragenèse 2
Biotites en inclusions dans le grenat	Biotites en amas
$0.42 < X_{Fe} < 0.46$	$0.46 < X_{Fe} < 0.49$
$0.39 < X_{Mg} < 0.43$	$0.34 < X_{Mg} < 0.36$
$0.38 < X_{Al} < 0.40$	$0.40 < X_{Al} < 0.42$

Figure 56. Différences de composition entre les biotites des paragenèses 1 et 2.

Les grenats ont une composition riche en fer et on notera une légère zonation compositionnelle: les bords sont un peu plus riches en almandin ($0.76 < X_{Fe} < 0.82$) que les cœurs ($0.74 < X_{Fe} < 0.78$). Les composants grossulaire et spessartine sont toujours très faible quantité ($0.04 < X_{Ca} < 0.05$ et $0.02 < X_{Mn} < 0.03$).

Éch.	VG 49	VG 49	VG 49	VG 49	VG 49
Analyse	12	16	17	39	43
SiO ₂	37.12	37.57	37.87	37.09	37.18
Al ₂ O ₃	21.05	21.34	21.32	20.89	20.87
CaO	1.52	1.68	1.62	1.57	1.53
MgO	4.33	4.67	4.60	3.94	3.38
FeO	34.77	35.13	34.94	35.08	35.31
MnO	0.94	0.88	0.88	0.91	0.82
Total	99.90	99.95	99.88	99.68	95.50
Si	2.98	2.97	2.99	2.99	3.01
Al	1.99	1.99	1.98	1.99	1.99
Ca	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13
Mg	0.52	0.55	0.54	0.47	0.41
Fe total	2.34	2.32	2.31	2.37	2.39
Fe ²⁺	2.34	2.32	2.31	2.37	2.39
Fe ³⁺	-	-	-	-	-
Mn	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06
Total	8.02	8.03	8.02	8.02	7.99
X _{Alm}	0.77	0.76	0.76	0.78	0.80
X _{Pyr}	0.17	0.18	0.18	0.15	0.14
X _{Gr}	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04
X _{Sp}	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
X _{And}	-	-	-	-	-

Tableau 3. Analyses représentatives des grenats de l'échantillon VG 49.

Les plagioclases présents en petites inclusions dans le grenat sont plus calciques (An 66) que ceux constitutifs de la paragenèse 2 (An 51-55).

Les cordiérites sont magnésiennes ($0.64 < X_{Mg} < 0.66$).

2- Estimations de P et T : thermomètres et baromètres choisis

Ces paragenèses à Cordiérite + Grenat + Sillimanite + Quartz permettent d'appliquer plusieurs thermomètres et baromètres calibrés sur différentes réactions. Dans cette étude, on distinguera les calibrations issues de l'équilibre grenat-cordiérite et grenat-biotite.

Dans tout ce qui suit,

X_i^j représente la fraction molaire de l'élément i dans le minéral j

a- L'équilibre grenat – cordiérite.

La présence de ces deux minéraux, associés à la sillimanite et au quartz permet la réaction :



Par cette réaction, on assiste à une distribution des ions Fe^{2+} et Mg^{2+} entre les deux phases en fonction de la température. De plus, si l'on considère la faible densité de la cordiérite par rapport aux autres minéraux ferromagnésiens, la réaction implique aussi de fortes variations de volume. Il est donc aussi possible de considérer l'équilibre précédent comme un géobaromètre.

La distribution des ions Fe^{2+} et Mg^{2+} entre le grenat et la cordiérite est quantifiée au moyen de :

$$K_{D(\text{Fe-Mg})}^{\text{Gt-Cd}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{Gt}} / X_{\text{Mg}}^{\text{Gt}}}{X_{\text{Fe}}^{\text{Cd}} / X_{\text{Mg}}^{\text{Cd}}}$$

Cette évaluation du K_D à toute température ou pression peut s'effectuer de deux manières : expérimentalement (Currie, 1971 ; 1974) ou empiriquement à partir d'associations minérales naturelles dont on connaît par ailleurs les conditions P et T (Thompson, 1976 ; Holdaway et Lee, 1977). Thomson (1976) a regroupé tous les échantillons naturels mis à sa disposition sans dissocier les grenats ou les cordiérites pouvant posséder un chimisme particulier (par exemple la présence d'ions autres que Fe^{2+} ou Mg^{2+} dans les minéraux considérés). Les travaux d'Holdaway et Lee (1977) calibrés à partir de la réaction $\text{Fe-Crd} + \text{Pyr} = \text{Mg-Crd} + \text{Alm}$, ont été menés à partir des résultats de Thompson (1976), mais en apportant une amélioration par le regroupement des paires naturelles étudiées selon deux critères : nature pétrographique de l'assemblage observé et teneur en fer dans la cordiérite (le X_{Fe} dans la cordiérite décroît sensiblement à pression croissante). Holdaway et Lee (1977) ont ainsi pu établir la relation suivante :

$$\ln K_D (\text{Gt-Cd/Fe-Mg}) = 3094.809/T - 1.354 + 0.0152P/T$$

avec T en °C et P en kb

Cependant, comme l'a noté Le Breton (1983), le coefficient de partage K_D est une grandeur complexe qui dépend non seulement de la température ou de la pression, mais aussi des teneurs en ions autres que Fe^{2+} ou Mg^{2+} dans les grenats et cordiérites. Il convient donc de rester prudent à propos des résultats obtenus. En particulier, l'incertitude donnée par Thompson (1976) de $\pm 50^\circ\text{C}$ apparaît pour Le Breton (1983) comme un minimum.

Si l'on considère la réaction $3\text{Mg-Crd} \cdot n\text{H}_2\text{O} = 2\text{Pyr} + 4\text{Sill} + 5\text{Qz} + 3n\text{H}_2\text{O}$, on peut utiliser le thermobaromètre de Martignole et Sisi (1981). Ce thermobaromètre est calibré à partir des phases cordiérite magnésienne anhydre et eau, considérées comme pures, qui produisent la phase cordiérite magnésienne hydratée. Comme on le voit, les calculs nécessitent la connaissance de l'activité des fluides. Ces auteurs ont calculé l'équation de la courbe d'équilibre entre pôles purs ferifères à partir de la réaction d'échange en utilisant la calibration du coefficient de partage du fer et du magnésium entre le grenat et la cordiérite. Ils ont ainsi obtenu :

$$(P_{\text{Mg}} - P_{\text{Fe}})\Delta V_{\text{Mg}} = -6 RT \ln K_D (\text{Gt-Cd/Fe-Mg})$$

Où ΔV_{Mg} représente la variation du volume molaire de Mg, $P_{\text{Mg}} - P_{\text{Fe}}$ est la différence de pressions déterminées à partir des pôles purs Fe et Mg.

Ces équations permettent la construction d'abaques pour des systèmes anhydres ou hydratés où l'on peut replacer graphiquement le couple grenat-cordiérite dans un système P,T connaissant $X_{\text{Mg}(\text{Cd})}$ et $X_{\text{Fe}(\text{Gt})}$. La figure 57 montre le résultat obtenu pour l'échantillon VG 49. N'ayant aucune information sur la fugacité en eau de ce système, nous avons choisi de le considérer comme anhydre.

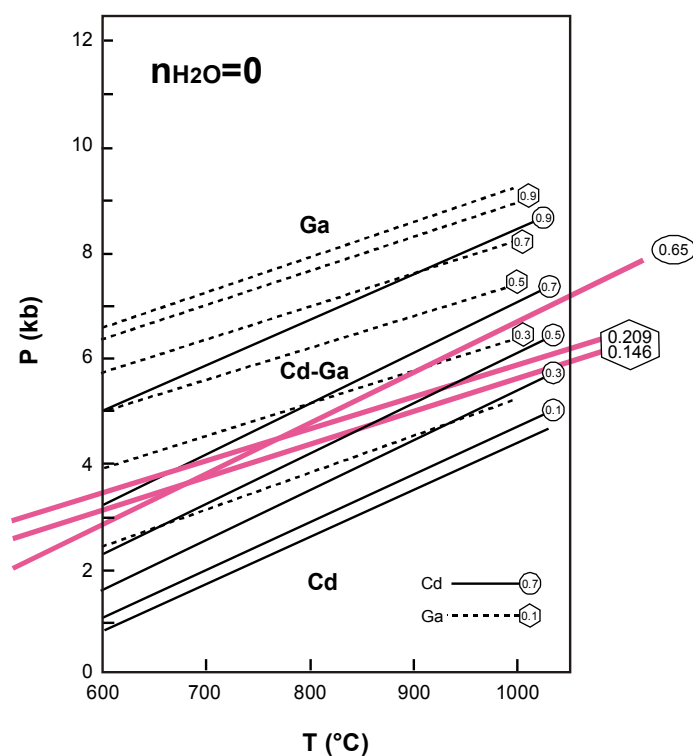


Figure 57. Abaque de Martignole et Sisi (1981) sur laquelle on a reporté les valeurs représentatives de $X_{\text{Mg}(\text{Cd})}$ et $X_{\text{Fe}(\text{Gt})}$ de l'échantillon VG 49 ($n\text{H}_2\text{O} = 0$).

b- L'équilibre grenat – biotite

Le couple grenat – biotite se rencontre dans bon nombre d'assemblages métapélitiques dans des gammes de pressions et de températures variées. Cette propriété permet d'étudier finement l'évolution du coefficient de partage du fer et du magnésium entre le grenat et la biotite qui est essentiellement dépendant de la température. Cependant, l'étude des substitutions possibles dans la biotite (Dahl, 1969) et dans le grenat (Dallmeyer, 1974) a montré que ce coefficient de distribution dépend aussi de paramètres tels que

$$X_{Ti}^{Bi}, X_{Al^{vi}}^{Bi}, X_{Mn}^{Gt} \text{ et } X_{Ca}^{Gt}$$

Comme pour le couple grenat-cordiérite, les différentes calibrations du géothermomètre grenat-biotite sont effectuées soit à partir de données expérimentales, soit à partir d'exemples naturels.

Thompson (1976) a proposé des calibrations du K_D calculées à partir d'échantillons naturels dont on connaît par ailleurs les conditions PT calculées indépendamment. Ces calibrations ne tiennent pas compte des variations de composition dans le grenat (Ca et Mn) et la biotite (Ti et Al^{vi}) et tentent de lier directement la valeur du K_D à la température. Cette approche a été légèrement améliorée par la calibration d'Holdaway et Lee (1977) qui tient compte des différents degrés de métamorphisme correspondant aux assemblages Ms + Qz ; Bi + Sill + Qz + FK ; Bi + Sill + Qz + Cd + Gt + FK et Cd + Gt + FK. Ces auteurs ont ainsi proposé la relation suivante :

$$\ln K_{D_{Fe-Mg}}^{Gt-Bi} = \frac{X_{Fe}^{Gt} X_{Mg}^{Bi}}{X_{Mg}^{Gt} X_{Fe}^{Bi}} = \frac{3095}{T} - 1.977$$

Avec T en °C.

Plus récemment, l'effet des variations de composition du grenat et de la biotite sur l'estimation de la température ont été analysés. En particulier, Indares et Martignole (1985) ont étudié l'influence de la concentration en Ti et Al dans la biotite tout en tenant compte des pôles grossulaire et spessartine du grenat. Ces auteurs ont proposé la calibration suivante :

$$T(^{\circ}K) = \frac{12454 + 0.057P(bar) + 3(-464X_{Al}^{Bi} - 6767X_{Ti}^{Bi}) - 3(-3300 - 1.5T))X_{Ca}^{Gt}}{4.662 - 5.9616 \ln K_D}$$

De plus, la concentration non négligeable en fluor dans les biotites nous a conduit à choisir un thermomètre biotite–grenat dont la formulation tient compte de l'influence de cet élément sur le calcul de la température. Il s'agit du thermomètre de Zhu et Sverjenski (1992).

$$T(^{\circ}\text{K}) = \frac{12454 + 0,057P(\text{bar}) + 10000X_{\text{F}}^{\text{Bi}} - 4500X_{\text{Cl}}^{\text{Bi}}}{4,662 - 5,9616\ln K_{\text{D}}}$$

c- L'équilibre grenat – Al_2SiO_5 – plagioclase : le géobaromètre GASP

L'assemblage Plag + Gt + Al_2SiO_5 + Qz est compatible avec l'utilisation du baromètre de Koziol et Newton (1988) qui prend en compte la réaction $3\text{An} = \text{Gros} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{Qz}$. Cette réaction, connue sous le nom anglais de GASP (Garnet-aluminosilicate-silica-plagioclase), permet d'étudier les variations de volume dues à cet équilibre. Ces variations de volume étant sensibles à la pression, cet assemblage constitue ainsi un bon géobaromètre. Koziol et Newton (1988) ont proposé l'équation suivante liant la température à la pression :

$$0 = -48,357 + 150,66T(\text{K}) + (P-1)(-6,608) + RT\ln K_{\text{eq.}}$$

P en kb et T en $^{\circ}\text{C}$.

avec :

$$K_{\text{eq}} = \left(\frac{a_{\text{Ca}}^{\text{Gt}}}{\left(a_{\text{Ca}}^{\text{Pl}} \right)^3} \right)$$

où a représente l'activité de l'élément considéré.

Les résultats du géobaromètre GASP dépendront donc des modèles d'activités choisis. Si l'on considère un comportement idéal, on a :

$$a_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} = \left(X_{\text{Ca}}^{\text{Gt}} \right)^3$$

$$a_{\text{Ca}}^{\text{Pl}} = X_{\text{Ca}}^{\text{Pl}}$$

L'activité du grossulaire peut être calculé en utilisant le logiciel Biotgren.exe (Douce et Moine, 1992). Dans le cas de cet échantillon, l'activité du grossulaire ainsi calculée est très proche du cas idéal.

d- Le logiciel TWQ (Berman, 1991) : thermobaromètre multi-équilibres

Le logiciel TWQ (Berman, 1991), permet de compléter ces calculs par la comparaison graphique des domaines de stabilité de différentes réactions. Nous avons analysé les domaines de stabilité du système Gt – FK- Bi pour la paragenèse 1 (huit réactions étudiées) et du système Gt – Pl –Bi – Cd pour la paragenèse 2 (six réactions étudiées, voir figure 59).

3- Estimations de P et T : résultats

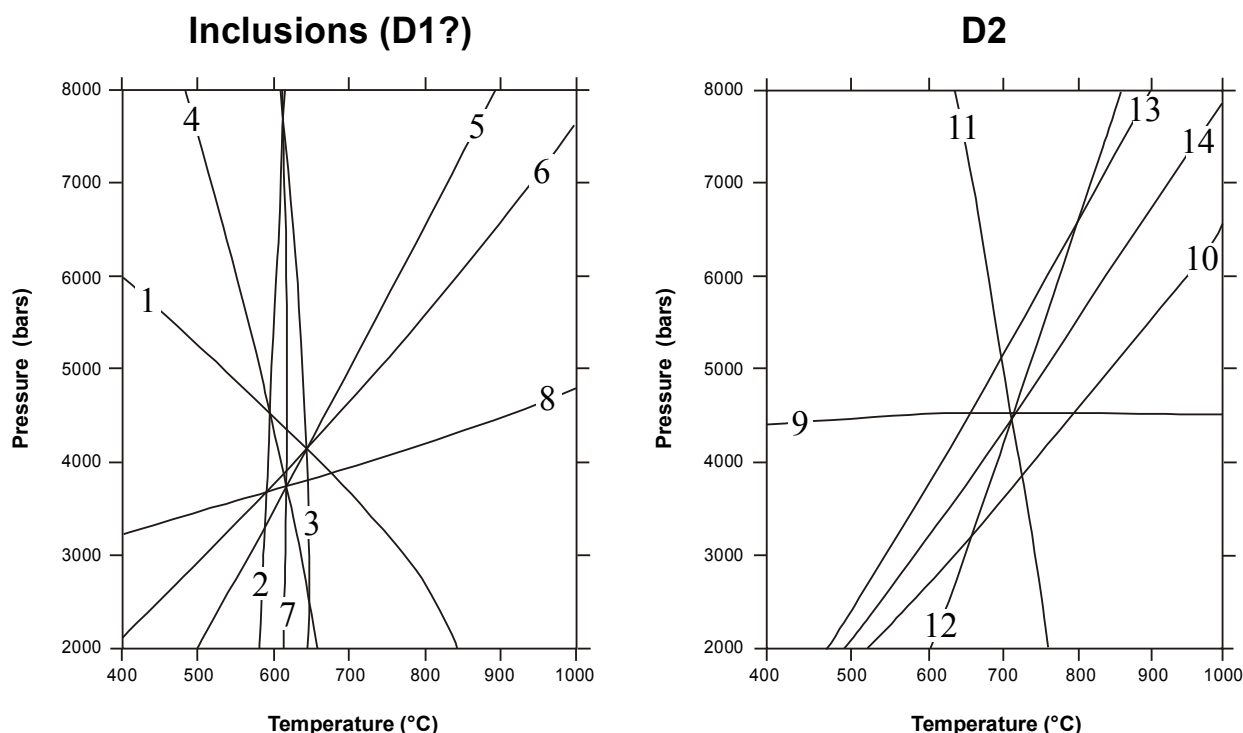
Les résultats des calculs thermobarométriques sont très homogènes, car les pressions se situent toujours entre 3,5 et 4,2 kb et les températures entre 716 et 765°C (voir figure 58). La température calculée à partir des assemblages en inclusions dans le grenat (paragenèse 1) est un peu plus faible (entre 638 et 654°C), mais pourrait être associée à des rééquilibrages tardifs.

Nous avons retenu la calibration de Holdaway et Lee (1977) plutôt que celle de Thompson (1976) qui semble surestimer la pression d'au moins un kilobar par rapport aux autres baromètres utilisés.

VG 49	<i>paragenèse 1</i>	<i>paragenèse 2</i>
baromètres		
GASP (Koziol & Newton, 1988)	3,7 (T=646)	3,5 (T=750)
Gt-Cd (Holdaway & Lee, 1977)		4,2 (T=750)
Gt-Cd (Perchkuk <i>et al.</i> , 1985)		3,5 (T=750)
thermomètres		
Gt-Bi (Indares & Martignole, 1985)	654 (P=3,7)	716 (P=4,0)
Gt-Bi (Zhu & Sverjenski, 1992)	638 (P=3,7)	765 (P=4,0)
thermobaromètre		
Gt-Cd (Martignole & Sisi, 1981)		T=760 (nH ₂ O=0) P=4,0 (nH ₂ O=0)

Figure 58. Résultats des estimations thermobarométriques pour l'échantillon VG 49 (T en °C et P en kb).

Comme le montre la figure 59, ces calculs sont confirmés par les estimations P-T obtenues avec le logiciel TWQ (Berman, 1991) qui propose une température autour de 600-650°C pour la paragenèse 1 et autour de 700-750°C pour la paragenèse 2. Les pressions semblent se situer autour de 4 - 4.5kb pour les deux paragenèses.



- (1) $2 \text{ Alm} + \text{Gr} + 2 \text{ Kfs} + 2 \text{ W} = 3 \text{ Qz} + 3 \text{ An} + 2 \text{ Ann}$ (2) $\text{Phl} + \text{Alm} = \text{Ann} + \text{Py}$
 (3) $\text{Kfs} + \text{Alm} + \text{W} = \text{Ann} + 2 \text{ Qz} + \text{Si}$ (4) $\text{Gr} + 2 \text{ Kfs} + 2 \text{ Py} + 2 \text{ W} = 3 \text{ Qz} + 2 \text{ Phl} + 3 \text{ An}$
 (5) $2 \text{ Si} + 2 \text{ Qz} + \text{Gr} = 3 \text{ An}$ (6) $3 \text{ Si} + \text{Kfs} + 2 \text{ Gr} + \text{Alm} + \text{W} = \text{Ann} + 6 \text{ An}$
 (7) $\text{Kfs} + \text{Py} + \text{W} = \text{Si} + 2 \text{ Qz} + \text{Phl}$ (8) $3 \text{ Si} + \text{Py} + \text{Kfs} + 2 \text{ Gr} + \text{W} = 6 \text{ An} + \text{Phl}$
 (9) $4 \text{ Si} + 5 \text{ Qz} + 2 \text{ Py} = 3 \text{ Cd}$ (10) $3 \text{ Cd} + 5 \text{ Gr} + 6 \text{ Si} = 15 \text{ An} + 2 \text{ Alm}$
 (11) $6 \text{ An} + 2 \text{ Py} + 3 \text{ Qz} = 2 \text{ Gr} + 3 \text{ Cd}$ (12) $4 \text{ Si} + 5 \text{ Qz} + 2 \text{ Py} + 2 \text{ Ann} = 3 \text{ Cd} + 2 \text{ Phl}$
 (13) $\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Py} + \text{Ann}$ (14) $6 \text{ Si} + 2 \text{ Phl} + 5 \text{ Gr} + 3 \text{ Cd} = 2 \text{ Ann} + 15 \text{ An} + 2 \text{ Py}$

Figure 59. Estimations P-T obtenues avec le logiciel TWQ (Berman, 1991).

II- Echantillon retenu dans la série du Vohibory

Le gneiss à silicates calciques VG 56

Cet échantillon méta-sédimentaire est situé dans la série du Vohibory c'est-à-dire dans un niveau plus haut que les précédents. Les minéraux constitutifs sont le quartz, le plagioclase, le clinopyroxène, le grenat, l'épidote secondaire, la magnétite et la calcite secondaire (fig. 60). Les paragenèses se signalent par la présence d'une texture coronitique : le grenat est entouré par l'épidote. Ce type d'agencement minéral a été décrit par Schumacher (1991) comme

caractéristique d'une réaction rétrograde se produisant à la transition entre les conditions du faciès granulite et celles du faciès amphibolite.

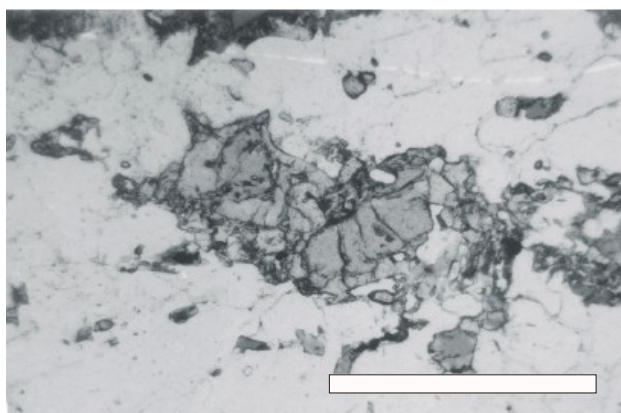


Figure 60. Microphotographie de l'échantillon VG 56 (échelle = 1mm).

1- Minéralogie

Les minéraux constitutifs ne présentent jamais de zonations particulières. Le clinopyroxène est de type diopside (X_{Mg} autour de 0.70) avec une teneur non négligeable en Fe^{3+} ($Fe^{2+}/Fe^{3+} = 2.17$). Le grenat présente une composition de type grossulaire-andradite ($X_{Gr} = 0.62-0.63$ et $X_{And} = 0.33-0.37$). Les plagioclases ont des compositions très proches avec $X_{Ab} = 0.57$ et $X_{An} = 0.42$.

Éch.	VG 56	VG 56
Analyse	4	28
SiO ₂	33.06	35.90
Al ₂ O ₃	5.01	4.53
CaO	31.86	31.73
MgO	0.10	0.12
FeO	2.32	2.02
MnO	0.56	0.66
Total	100.08	100.27
Si	2.98	2.97
Al	0.49	0.44
Ca	2.82	2.81
Mg	0.01	0.01
Fe total	1.62	1.68
Fe ²⁺	0.16	0.14
Fe ³⁺	1.46	1.54
Mn	0.04	0.05
Total	8.00	8.00
X _{Alm}	-	-
X _{Pyr}	0.00	0.00
X _{Gr}	0.63	0.62
X _{Sp}	0.01	0.01
X _{And}	0.33	0.37

Tableau 6. Analyses représentatives des grenats de l'échantillon VG 56.

La formation de grenats riches en andradite a été discutée par Stephenson et Cook (1997). Ces auteurs suggèrent qu'il n'est pas nécessaire d'invoquer uniquement l'oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} ou un ajout tardif de Fe^{3+} pour expliquer la présence d'andradite. En effet, la réaction calcite + quartz + essenite ($\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6$) + anorthite produit des grenats riches en Fe^{3+} :



2- Estimations P-T : choix des thermobaromètres

La composition particulière des grenats ne permet pas d'utiliser les baromètres Gt-Cpx de Newton et Perkins (1982) et d'Eckert *et al.* (1991) car les grenats présentent une trop forte teneur en Mn ($\text{Mn} > \text{Mg}/3$). On peut seulement utiliser les thermomètres Gt-Cpx d'Ellis et Green (1979) et Pattison et Newton (1989) qui correspondent à la réaction :



3- résultats

En dépit de la très faible teneur en pyrope des grenats, on peut calculer des températures vraisemblables. Les thermomètres Gt-Cpx d'Ellis et Green (1979) et Pattison et Newton (1989) ont été utilisés en supposant une pression autour de 3-4 kb, c'est-à-dire légèrement inférieure aux pressions déterminées précédemment dans la série plus profonde du Graphite où P a été déterminé autour de 3,5 – 4,5 kb). Dans ces conditions, la température est d'environ 650°C.

III- Discussion

Ces résultats sont discutés dans le chapitre V.

La figure 61 présente la synthèse des estimations P-T obtenues dans notre secteur d'étude. Les sites d'échantillonnage choisis dans la série du Graphite appartenant à un même niveau structural (celui de la mise en place des granites andringitréens), cela permet de tester l'homogénéité des résultats. Cette étude a permis de proposer les observations suivantes :

- il existe une bonne homogénéité des estimations P-T pour tous les échantillons de la série du Graphite (T autour de 750°C et P autour de 4kb).
- Il n'y a pas de différence notable entre les échantillons situés au nord de Fianarantsoa (structure D1) et les échantillons prélevés dans une bande de cisaillement du sud d'Ambalavao (structure D2).
- L'étude des inclusions dans l'échantillon VG 49 (structure D1) pourrait indiquer une température plus faible (autour de 640°C), suivie d'un réchauffement quasi-isobare aboutissant aux conditions D2. Toutefois, la forte probabilité de l'existence d'un rééquilibrage tardif entre grenat et biotite en inclusions incite à considérer les premières conditions thermiques avec circonspection.

Ces estimations des conditions P-T montrent que les granites andringitréens se sont mis en place dans un contexte de hautes températures et basses pressions, c'est-à-dire sous un fort gradient géothermique. Si l'on admet une densité moyenne de la croûte de 2.7, la profondeur moyenne de mise en place se situe autour de 14 km. On remarque que ces conditions sont identiques à celles déterminées par Nédélec *et al.* (1994) pour les granites stratoïdes du nord d'Antananarivo. Les granites stratoïdes qui caractérisent une grande partie du socle malgache, présentent non seulement une même signature structurale D1, mais aussi des conditions de mise en place identiques.

Chapitre V

Synthèse des résultats sur la région des granites andringitréens:

*Stratoid granite emplacement and
LP-HT Panafrican metamorphism
in Southern Central Madagascar.*

Stratoid granite emplacement and LP-HT Panafrican metamorphism in Southern Central Madagascar.

ABSTRACT

The basement of Madagascar is characterized by “stratoid” (i.e. sheetlike) granites emplaced during the Upper Neoproterozoic Panafrican orogeny. In southern central Madagascar, these granites, named Andringitran granites, crop out over 200 x 25 km along a N-S strike. Their country-rocks are orthogneisses, migmatites and supracrustal rocks of metapelitic and calcsilicate compositions. Structural data derived from Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) measurements unravel two different patterns. From north to south, there is a change from gently to steeply west-dipping foliations, as well as a change in the trends of the lineations: gently plunging WSW-trending lineations onto the northern gently dipping foliations (D1) and subhorizontal SSW-trending lineations onto the southern steeply dipping foliations (D2). This second structural pattern is related to the occurrence of local shear zones, also delineated by remote sensing. Thermobarometric calculations yield pressures in-between 4 and 5 kb and temperatures in-between 700 and 800°C, pointing to middle crust emplacement of the granitic magmas under a high geothermal gradient during the D1 event. The corresponding geotherm unlikely represents a merely conductive process; rather, it was strongly influenced by the emplacement of the granitic sheets. The D2 event is also contemporaneous of LP-HT metamorphism, but postdates the emplacement of the stratoid granites where it produces solid-state deformation microstructures. A comparison between this new panel of data and previous studies of stratoid granites in northern central Madagascar displays strikingly similar structural and metamorphic features. It is argued that all stratoid granites in central Madagascar were emplaced during the same D1 event, already dated at 630 Ma by Paquette & Nédélec (1998). This important magmatic event and the consequent LP-HT metamorphism in the middle crust have major rheological consequences that enable pervasive crustal extension. This point is discussed in the geodynamic framework of the East-West Gondwana collision.

Key words: granite emplacement; low-P/high-T metamorphism; Madagascar; Panafrican.

INTRODUCTION

At the end of Neoproterozoic times, the Gondwana super-continent was built by collision and assembly of two main continental blocks, namely East- and West-Gondwana (Stern, 1994). However, the exact timing of the orogenic events is still debated (Shackleton, 1996) and the tectonic, metamorphic and magmatic events, which span the 800 Ma to 500 Ma interval, question the apparent unicity of the collision (Rogers *et al.*, 1995; Meert & Van der Voo, 1996).

Madagascar, situated at the western border of the East-Gondwana (Fig. 62a & b), was involved in the East-West-Gondwana collision belt which left major imprints on its basement. The central part of the island is everywhere characterised by the presence of Panafrican so-called stratoid (i.e. sheetlike) granites broadly conformable with their gneissic country rocks (Emberger, 1958). Nédélec *et al.* (1994, 1995) and Paquette & Nédélec (1998) thoroughly characterized these stratoid granites north of Antanarivo and proposed their emplacement in the middle crust during post-collisional extensional tectonics at 630 Ma. The scope of this paper is to study the stratoid granites and their country rocks 400 km more south (Fig. 62c). In this area near Fianarantsoa, the stratoid granites, called Andringitran granites, were regarded by Chantraine (1969) as synkinematic granites emplaced during a thrusting event. New structural and thermobarometric data will constrain the emplacement conditions of the Andringitran granites and characterize coeval metamorphism. These results will be compared to those obtained in the northern central basement in order to get a general model of the crustal section that contains the stratoid granites.

GEOLOGICAL SETTING

The Precambrian basement of Madagascar represents the two thirds of the island and received a strong Panafrican metamorphic and magmatic imprint that somewhat obscured the ages and relationships of the protoliths. Nevertheless, the main lithologic subdivisions presented in the review paper of Hottin (1976) can always be used to draw a geological map of the study area (Fig. 63). The main lithologic groups belong to the Graphite and Vohibory Systems. Plutonic rocks, comprising the Andringitran granites and the Andringitra syenites, were emplaced mainly in the Graphite System.

The Graphite System is represented by the Ambatolampy Group (Besairie, 1970), which crops out to the east of the study area and further north until Antananarivo. This system is mainly constituted by biotite-hornblende gneisses and migmatites. It also includes porphyritic orthogneisses east and south of Fianarantsoa. Garnet-cordierite metapelites occur

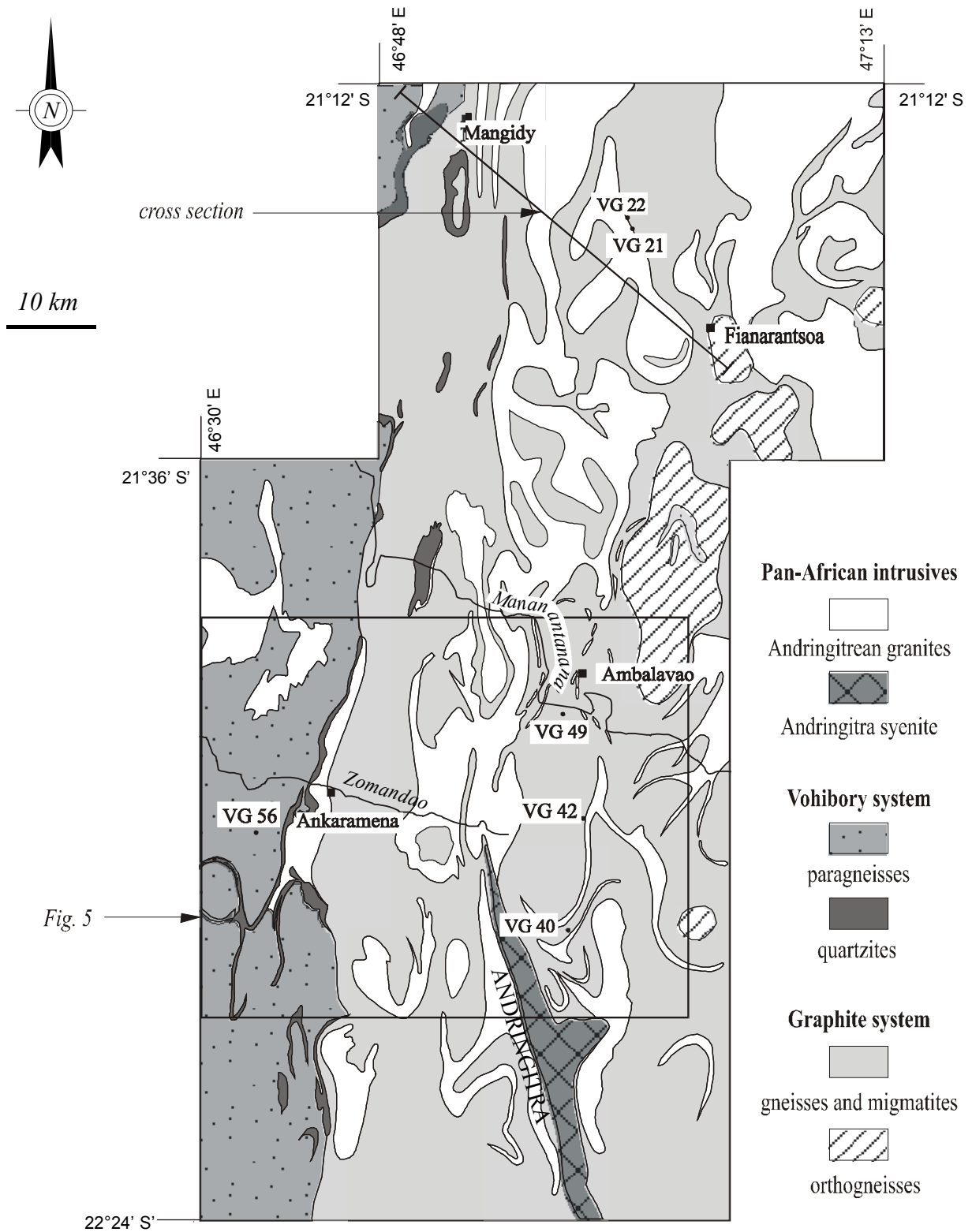


Fig. 63. Geological map of the study area with location of analyzed samples and SPOT image.

south of Ambalavao. However, the Ambatolampy Group appears mostly made of calc-alkaline meta-igneous rocks in the study area.

The Vohibory System crops out to the west, above the Ambatolampy Group, and is also recognized in southern Madagascar. It is mainly constituted by rocks of metasedimentary origin. Owing to the abundance of quartzites and calcsilicate gneisses, Moine (1974) suggested that it could be a higher grade metamorphic equivalent of the supracrustal Schist-Quartz-Carbonate (SQC) Series (Fig. 62c) that represent passive margin deposits of Medio- to NeoProterozoic age (Cox et al., 1998).

Fig. 62. (a) Reconstruction of Gondwana at 550 Ma. (b) Paleoposition of Madagascar in the East African Orogen. (c) Geological sketch of Madagascar.

The Pan-African intrusives comprise the Andringitran granites and the Andringitra syenite. The Andringitra mountain range is easily recognized in the landscape by typical ruinlike erosional features in the syenites. Pic Boby (2685m), the second highest summit of Madagascar, belongs to this massif and is made of a medium-grained well-orientated clinopyroxene-hornblende syenite. Due to difficulty of access, available topographic and geological maps are mere preliminary sketches and we made only a scarce reconnaissance sampling of the Andringitra syenite. Petit (1968) points to the close association of syenitic and granitic layers in the area mapped as mainly syenitic. The so-called Andringitran granites are not located in the Andringitra mountain range. They crop out in an elongate area covering about 200 x 25 km west of Fianarantsoa and Ambalavao. The granites have been previously studied by Chantraine (1968, 1969, 1970). They are usually fine-grained rocks, rarely porphyritic, pink or grey in colour and often foliated. Two petrographic types of granites were recognised: hornblende- and biotite-monzogranites, whose mineral composition appears closely related to the nearby migmatites, and biotite-syenogranites. They crop out as layers ranging from about one metre to five hundred metres in thickness (Fig. 64a&b). In the field, the granitic layers appear broadly conformable with their country rocks as shown in Fig. 674c. The study of their mutual relations is not easy as the gneisses are often deeply weathered. It is noteworthy that, in some places, the granitic sheets display crosscutting relationships with their country rocks and secant feeder dykes were also observed. The granitic sheets appear everywhere in thermal equilibrium with their country rocks.

STRUCTURAL DATA

Structural analysis was performed with different tools and at different scales. Measurements of foliations and lineations on metamorphic rocks were acquired directly in the field. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements were mainly used on granites and migmatites, as these rocks rarely display foliations and moreover lineations easily identifiable with the naked eye. At last, analysis of selected areas of a SPOT satellite image was performed to detect or follow peculiar structural features at the regional scale.

Field and AMS data

Core-drilled orientated samples were picked out from 43 sampling stations. AMS measurements were acquired with a Kappabridge KLY-2 susceptometer (AGICO, Brno), at 4 10^{-4} T and 920 Hz with a detection limit of about 4 10^{-8} SI. Details of the method can be found in Bouchez (1997).

Most specimens are magnetite-bearing rocks that yield high susceptibility values (see

appendix n°2 & 4). Grégoire *et al.* (1998) verified on a highly ferromagnetic syenite from Madagascar that the shape anisotropy of the magnetite grains plays the major role on the

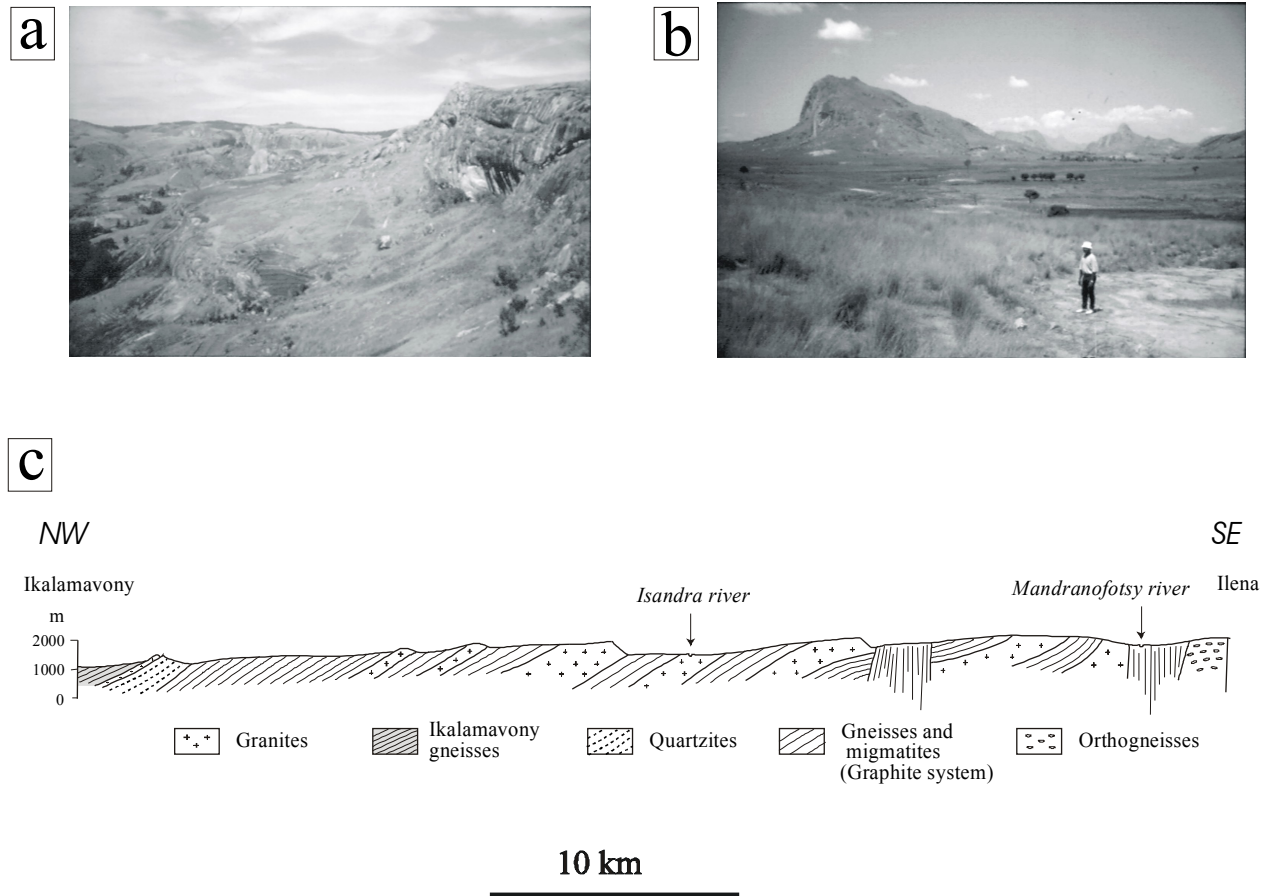


Fig. 64. (a) View to the south of the Andringitran stratoid granites near Isorana (northwest of Fianarantsoa). (b) View to the south of one sheet of Adringitran granite, 200 metres in thickness, dipping to the west (northwest of Ambalavao). (c) Cross-section north-west of Fianarantsoa.

whole rock AMS and, therefore, the magnetic fabric is coaxial with the mineral fabric. Coincidence of magnetic and field data were always checked, when possible.

The foliation map and the lineation map are presented in Fig. 65 and Fig. 66 respectively. Two different structural patterns can be easily identified on the maps and projection diagrams. North-west of Fianarantsoa, foliations strike north to north-east with sub-horizontal or medium dips to the west and south-west, hence their best pole at 82/62, and most lineations gently plunge to the west (with a few exceptions to the north), hence the best line at 238/20. South of Fianarantsoa, foliations strike mainly to the west with steeper dips, hence their best pole at 110/38, and most lineations plunge shallowly toward the south-south-east, hence the best line at 214/16.

Careful examination of the maps and the projection diagrams suggest that the northern pattern results from a first stage (D1), whereas the southern pattern was overprinted during a

second stage (D2). We stress that D2 lineations cannot result from the passive rotation of D1 lineations as a consequence of the steepening of D1 foliations. Rather, they are consequent to

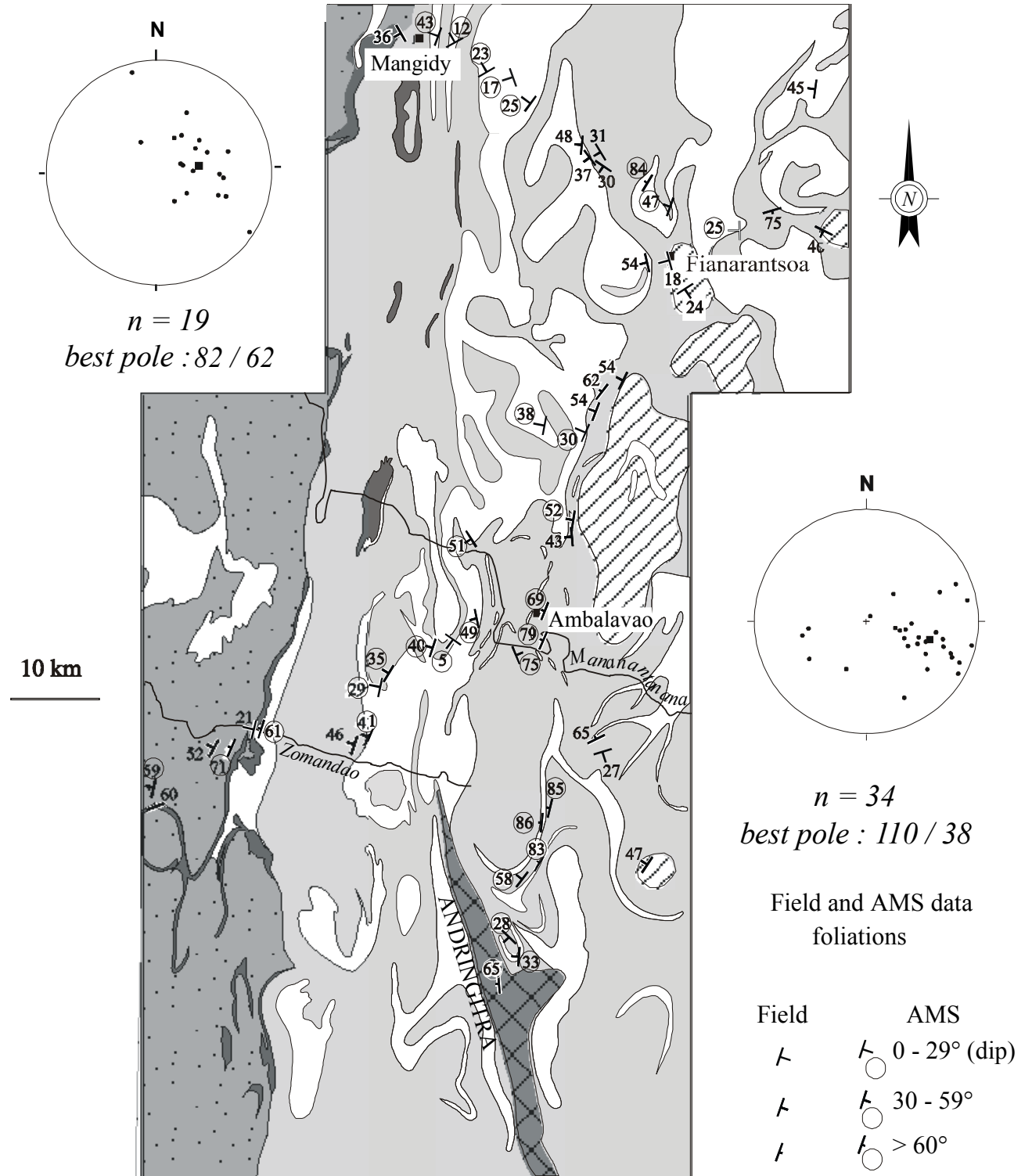


Fig. 65. Foliation map with stereographic projections (lower hemisphere) of foliation poles for the northern and southern domains. Symbols as in Fig. 63.

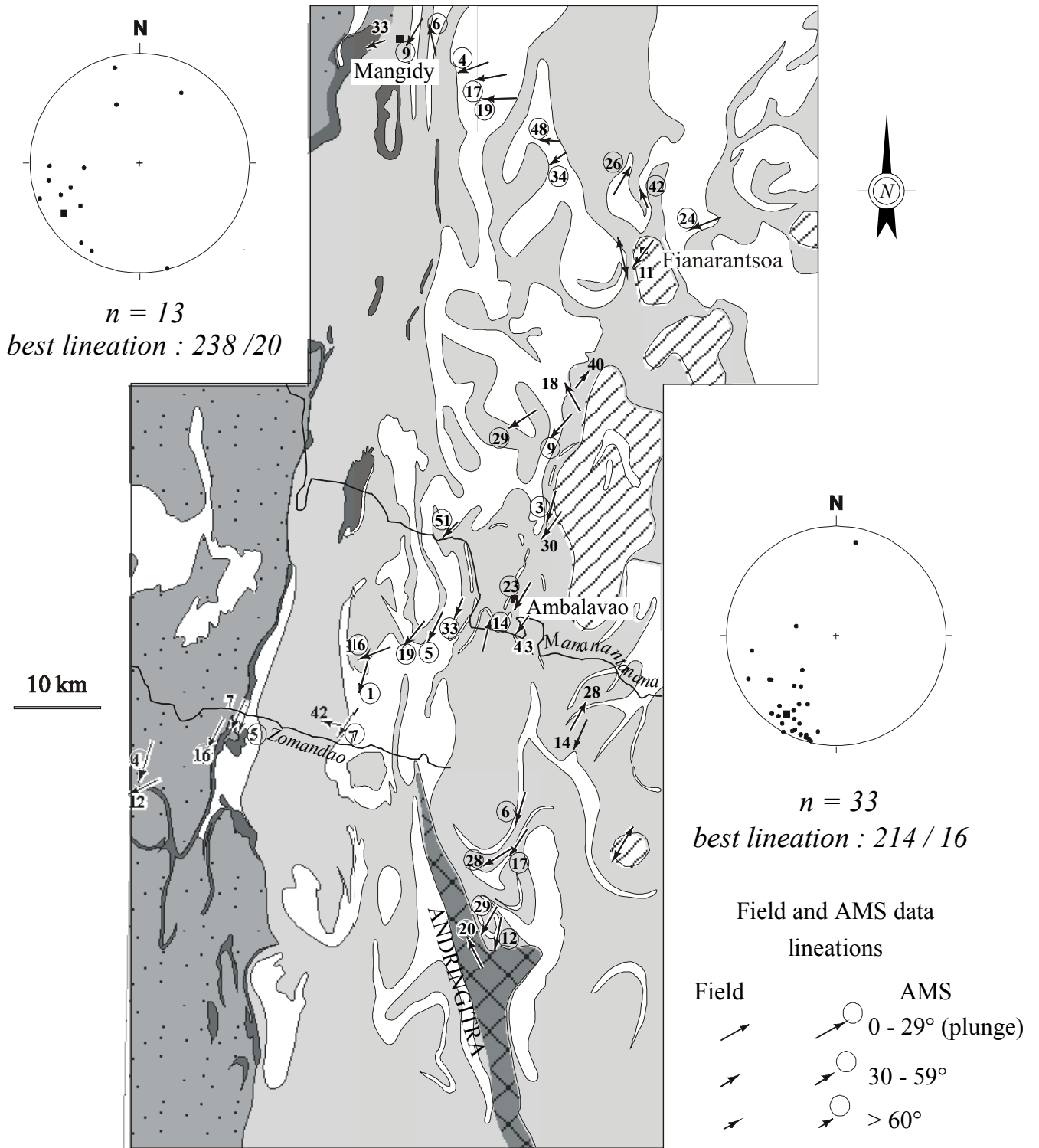


Fig. 66. Lineation map with stereographic projections (lower hemisphere) for the northern and southern domains. Symbols as in Fig. 63.

a distinct and younger tectonic event (D2) characterized by a NNE-SSW subhorizontal stretching direction. In the granites and migmatites, microstructures are usually either magmatic or indicative of incipient solid state deformation in high temperatures conditions with a more or less pronounced annealing. Nevertheless, the solid-state deformation is more pronounced in the samples collected in the shear zones; for instance, Fig. 67 shows elongate quartz grains from a granitic rock characterized by a D2-type structure.

Fig. 67. XZ microphotograph of VG 42 granodioritic migmatite with elongate quartz (crossed polars); scale bar = 1mm.

Remote sensing analysis

Image analysis has been proved to be a powerful tool to recognise lithology and strain patterns in southern Madagascar (Martelat *et al.*, 1995). It is especially helpful in areas of poor vegetation and difficult access, like the study area. We used the multispectral SPOT image 169-394 of January 30, 1995 with a pixel resolution of 20 m which covers an area of 60 x 60 km south of Ambalavao (Fig. 63).

Each pixel carry a radiometric information depending on some geological parameters, among others (Drury, 1993). A lithologic partition was performed by the so-called “supervised classification method” based on pixel radiometry classification using the PCI software. It is then possible to get a map of the main radiometric groups (Fig. 68a) and to compare it with the geological map, pointing to minor but sometimes significant differences. Besides, appropriate filtering enabled to detect or enhance linear features that were

statistically treated by the INTERCEPT program of Launeau & Robin (1996) yielding the direction rose diagram of Fig. 68b.

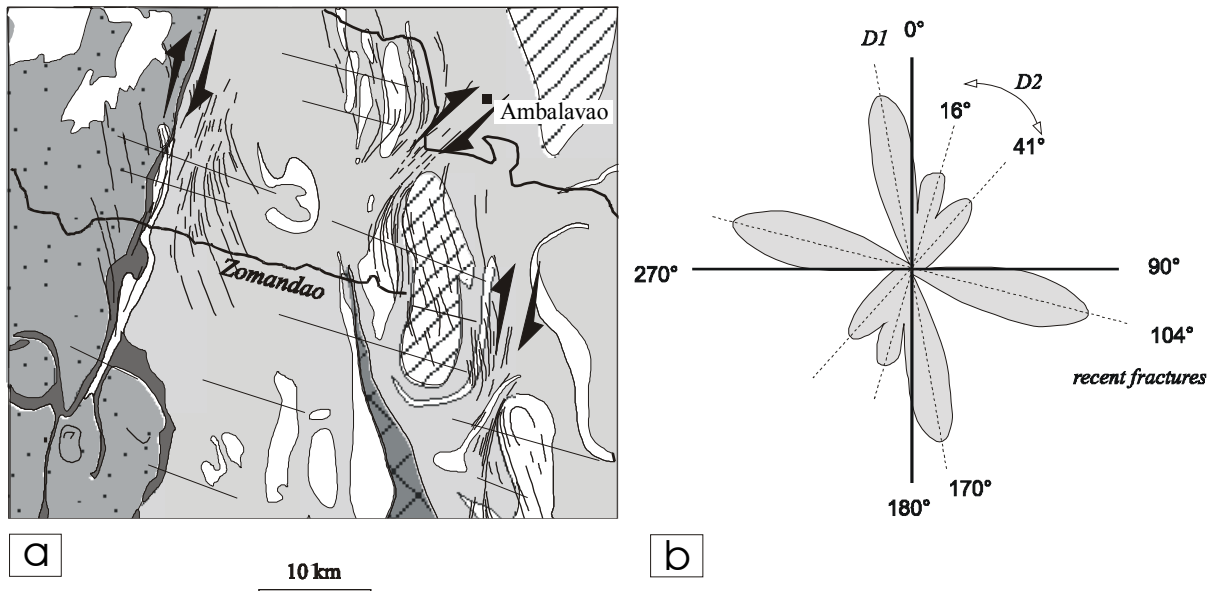


Fig. 68. (a) Interpretative map after image analysis. (b) Orientation rose diagram of the linear features after the INTERCEPT software of Launeau & Robin (1996).

Some of the most important linear features follow the N 104 direction. They correspond to recent faults already recognized in Madagascar by Arthaud *et al.* (1990). These brittle structures are not considered here, owing to their much younger age, and they are not represented in Fig. 68a. Of the other three directions, the most important one strikes N170 and is detectable everywhere on the whole scene. It corresponds to the lithologic boundaries as well as to the D1 foliations that are parallel to them. The N16 direction, geographically less developed as the preceding feature, coincides with the strike of the steeper D2 foliations. At last, the N41 direction is related to local shear zones also identified as D2 in Fig. 68a. As D2 structures have steep foliations and subhorizontal lineations, they can be related to strike-slip tectonics and a dextral shear sense is evidenced by the dragging effects on the granitic domains mapped on Fig. 68a. The shear sense could not have been derived in the field by lack of field shear sense indicators.

Syntectonic emplacement of the Andringitran granites

The D1 structural pattern is coeval with the emplacement of the granitic magmas, as demonstrated by field relations, by conformable structures in the granitic sheets and in their country-rocks, and by microstructures mainly acquired at the magmatic or near-solidus stage in the granites. Therefore, we agree with Chantraine (1969) on the syntectonic nature of the

Andringitran granites and are able to precise the transport direction corresponding to this tectonic phase: it is WSW-ENE, i.e. parallel to the D1 lineation. The geodynamic significance of this phase (thrusting or extension) will be discussed later at the light of thermobarometric data. After the emplacement of the Andringitran granites, the whole crustal section was overprinted by the D2 event and its dextral shear zones. The significance of D1 and D2 events will be studied by comparison with northern central and southern Madagascar, where the knowledge of the geological history is more advanced.

METAMORPHIC DATA

The P-T conditions were calculated on five different samples using analyses performed on the electron microprobe of Toulouse University working at the usual analytic conditions. Location of the studied samples is given in Fig. 63. The samples belong to three main petrographic types. Microphotographs of each petrographic type are presented in figure 8.

Granodioritic migmatites

These migmatites belong to the Graphite system and represent the most abundant petrographic type in the studied area. Sample VG 21B and VG 22A are located in the northern part of the studied zone, i.e. in an area characterized by the D1 structural pattern. Sample VG 21B is a neosome with large euhedral hornblende grains (Fig. 69a). VG 22 is a biotite-hornblende gneissic mesosome cropping out very close to VG 21B. The rocks are made of quartz, plagioclase, microcline, biotite, hornblende, magnetite, zircon and sphene. Migmatization is the result of a reaction very similar to that proposed by Kenah & Hollister (1983): $\text{biotite} + \text{plagioclase} + \text{quartz} \pm \text{hb 1} (\pm \text{H}_2\text{O}) = \text{granodioritic melt} + \text{hb 2}$ that occurs at around 750°C ($\pm$ 50°C) in low pressure conditions. The last samples (VG 40 and VG 42) have similar granodioritic compositions, but were picked out of D2 shear zones south of Ambalavao, hence the deformation features that can be seen in Fig.

Plagioclase composition is oligoclase and representative analyses used for thermometry are given in Table 7. Hornblende does not show any significant compositional zonation and representative compositions are given in Table 8. After Leake classification (1978), VG 21B, VG 22A and VG 40 contain edenitic hornblende and VG 42 contains hastingsitic hornblende. The XMg values range in-between 0.56 and 0.64.

The hornblende-plagioclase thermometer of Holland & Blundy (1994) and the Al-in-hornblende barometers of Anderson & Smith (1995) and Schmidt (1992) have been used to calculate T and P. Both barometers provide similar results when T is not higher than 700°C,

but discrepancies appear for higher temperatures, the Anderson & Smith's barometer always yielding lower pressures. These later values are preferred as they were obtained from a

Fig. 69. *Microphotographs of representative textural assemblages (scale bar = 1mm). (a) A large hornblende crystal in a granodioritic neosome from VG 22 migmatite. (b) Cordierite, garnet and biotite in the VG 49 kinzigite (crossed polars). (c) Garnet with epidote corona in calcsilicate gneiss VG 56.*

barometric equation taking account of the temperature. Indeed, Ernst & Liu (1998) also shew experimentally that the alumina content of calcic amphiboles is controlled by T and P, whereas their Ti content only depends on T.

Metapelites

The cordierite and garnet gneiss VG 49 is a typical metapelite belonging to the Graphite system. It is characterised by a very dark colour and a kinzigitic composition corresponding to the restitic assemblage plagioclase + quartz + biotite + cordierite + garnet + sillimanite + magnetite.

Biotite appear either as euhedral grains with sizes ranging from 0.5 to 1 mm, or as smaller inclusions in garnets. Sillimanite appear either as individual prismatic grains or included in large cordierite grains suggesting that the gneiss could be a product of the dehydration-melting reaction : biotite + sillimanite + quartz = cordierite (+/- garnet) + melt usually occurring at the entrance in granulite facies conditions in metapelites (Le Breton & Thompson, 1988). Garnet is mainly almandine and appears slightly zoned with more iron-rich compositions in the rims ($0.76 < X_{Fe} < 0.82$) than in the cores ($0.74 < X_{Fe} < 0.78$). Plagioclase is present as small inclusions (An 66) in garnet and larger crystals (An 51-55) elsewhere. Representative compositions of plagioclase, garnet, biotite and cordierite are listed respectively in Tables 1, 3, 4 and 5.

Sample Analysis	VG 21B 39	VG 22A 53	VG 40 34	VG 42 30	VG 49 17	VG 49 11*	VG 56 12
SiO ₂	62.55	62.64	62.64	62.47	53.85	51.22	57.53
Al ₂ O ₃	23.25	22.89	23.18	22.78	29.20	30.84	26.62
CaO	4.72	4.90	5.29	4.99	11.48	13.92	8.89
Na ₂ O	8.80	8.74	8.77	9.15	5.20	3.75	6.56
K ₂ O	0.37	0.30	0.39	0.24	0.08	-	0.11
Total	99.79	99.63	100.48	99.79	99.82	99.99	100.00
Si	2.78	2.79	2.77	2.78	2.44	2.33	2.58
Al	1.22	1.20	1.21	1.19	1.56	1.65	1.41
Ca	0.22	0.23	0.25	0.24	0.56	0.68	0.43
Na	0.76	0.75	0.75	0.79	0.46	0.33	0.58
K	0.02	0.02	0.02	0.01	-	-	0.01
Σcations	5.00	5.00	5.01	5.00	5.01	5.01	5.01
X _{Or}	-	0.02	0.02	0.01	-	0.01	0.01
X _{Ab}	0.76	0.75	0.73	0.76	0.45	0.33	0.57
X _{An}	0.22	0.23	0.24	0.23	0.55	0.66	0.42

Table 7. Plagioclase compositions and structural formulae on the basis of 8 oxygens; * refers to a small grain included in garnet.

Sample Analysis	VG 21 25	VG 22 59	VG 40 27	VG 42 22
SiO ₂	43.51	43.76	45.54	41.93
TiO ₂	1.82	2.21	1.64	1.24
Al ₂ O ₃	8.56	9.47	8.59	9.11
FeO	16.20	14.80	12.21	14.08
MnO	0.40	0.84	0.30	0.71
MgO	11.96	11.96	12.32	10.07
CaO	11.57	11.63	12.32	11.60
Na ₂ O	1.83	1.71	1.60	1.95
K ₂ O	1.36	1.38	1.25	1.46
Total	97.30	97.32	99.25	99.6
T(Si)	6.53	6.50	6.70	6.38
T(Al)	1.47	1.50	1.30	1.62
C(Al)	0.04	0.16	0.20	0.01
C(Fe ³⁺)	0.51	0.39	0.35	0.68
C(Ti)	0.20	0.25	0.18	0.14
C(Mg)	2.67	2.65	2.71	2.28
C(Fe ²⁺)	1.52	1.45	1.51	1.79
C(Mn)	0.05	0.10	0.04	0.00
B(Ca)	1.86	1.85	1.84	1.89
A(Na)	0.39	0.34	0.30	0.47
A(K)	0.26	0.26	0.24	0.28
Σ cations	15.65	15.60	15.54	15.75
Σ O	23.00	23.00	23.00	23.00
X _{Mg}	0.64	0.58	0.64	0.56

Table 8. Hornblende compositions and structural formulae on the basis of 13 cations (+ Ca, Na, K)

Sample Analysis	VG 49 12	VG 56 4
SiO ₂	37.12	33.06
Al ₂ O ₃	21.05	5.01
CaO	1.52	31.86
MgO	4.33	0.10
FeO	34.77	2.32
MnO	0.94	0.56
Total	99.90	100.08
Si	2.98	2.98
Al	1.99	0.49
Ca	0.13	2.82
Mg	0.52	0.01
Fe total	2.34	1.62
Fe ²⁺	2.34	0.16

Sample	VG 49	VG 56
Fe ³⁺	-	1.46
Mn	0.07	0.04
Total	8.02	8.00
X _{Alm}	0.77	-
X _{Pyr}	0.17	0.00
X _{Gr}	0.04	0.63
X _{Sp}	0.02	0.01
X _{And}	-	0.33

Table 9. Garnet compositions and structural formulae on the basis of 12 oxygens and 8 cations .

VG 49	VG 49
6	25*
34.68	34.90
16.69	16.95
9.77	9.19
8.34	10.80
21.69	19.12
4.72	3.58
95.89	94.54
15.47	15.59
5.46	5.37
2.54	2.63
0.42	0.43
1.81	1.80
2.27	2.49
2.48	2.45
0.49	0.41
0.18	0.32
0.01	0.07
3.81	3.61
0.48	0.43

Table 10. Biotite compositions and structural formulae on the basis on 22 oxygens and 4 (F, Cl, OH); * as in Table 7.

The metapelitic nature of the sample VG 49 allows to use several thermometers and barometers: the garnet-plagioclase barometer of Koziol & Newton (1988) and the garnet-cordierite barometers of Holdaway & Lee (1977) and Perchuk *et al.* (1985), as well as the cordierite-garnet thermobarometer of Martignole & Sisi (1981). Two biotite-garnet thermometers were also used: the thermometers of Indares & Martignole (1985) and Zhu & Sverjenski (1992), this later one allowing a correction for fluor-bearing biotites. Multi-equilibrium approach using the TWEEQ software of Berman (1991) was also possible, owing to the very large number of possible reactions (Fig. 70). Two different parageneses are considered: the inclusions in garnet are witnesses of a first paragenesis possibly coeval with D1, whereas minerals in the matrix belongs to a second paragenesis regarded as contemporaneous with D2.

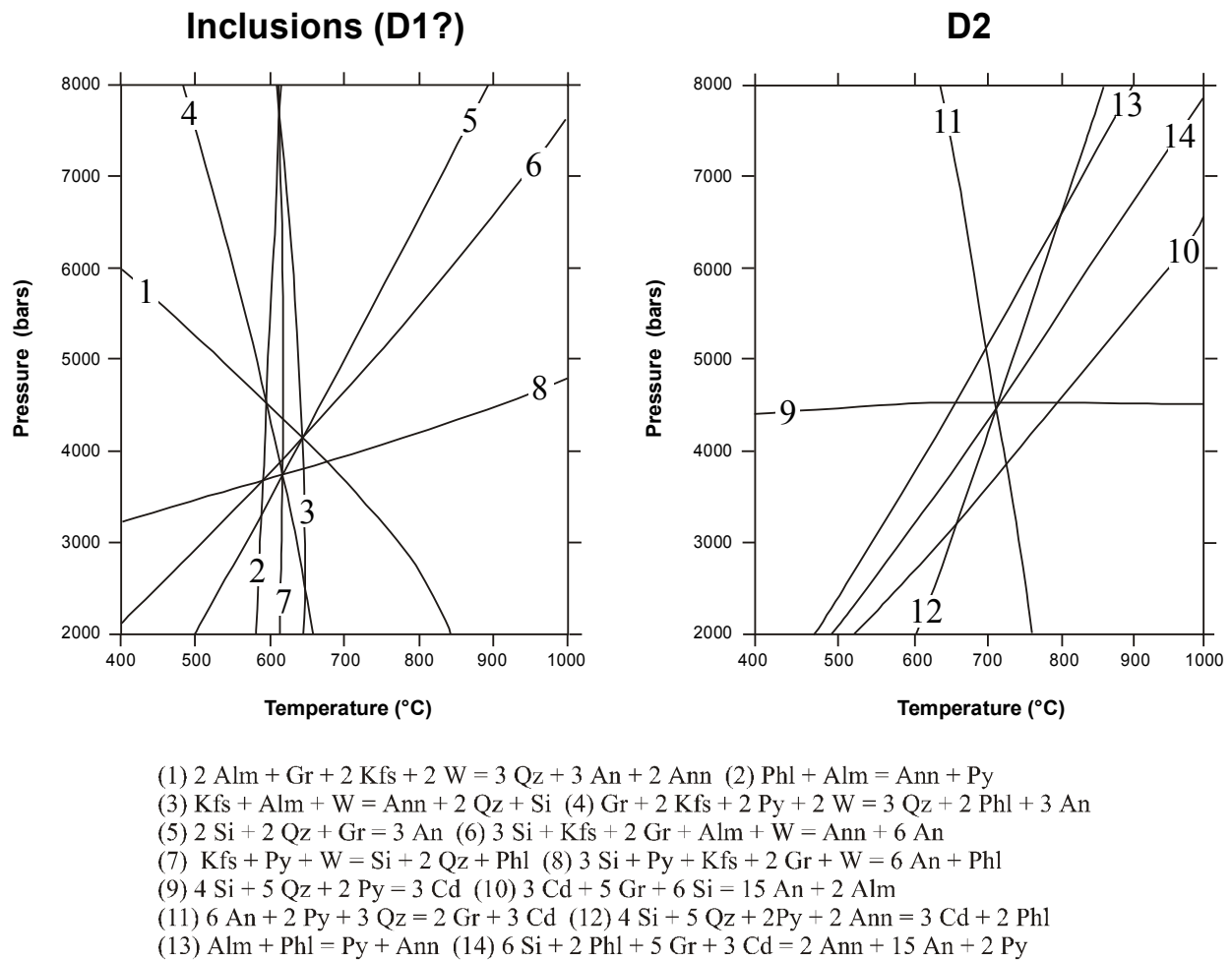


Fig.70. Results of multiequilibrium thermobarometry on VG 49, using the TWEEQ software of Berman (1991).

Calcsilicate gneisses

VG 56 represents a typical meta-sediment from the Vohibory system. It is constituted by quartz, plagioclase, clinopyroxene, garnet, hornblende (both primary and secondary after clinopyroxene), magnetite, titanite, secondary epidote (usually coronitic around garnet) and secondary calcite. Clinopyroxene is a diopside with no compositional zoning (Table 12). Garnet is mainly a grossular - andradite solid solution as can be seen in Table 9. The secondary phases are regarded as the products of retrograde reactions similar to those

described by Stephenson & Cook (1997) and Schumacher (1991) in calc-silicate gneisses from the granulite to amphibolite transition facies. Epidote formed after garnet by the reaction: $An + Grt + H_2O = Ep + Qtz$. Replacement of clinopyroxene by hornblende may be coupled to epidote formation by the continuous reaction: $An + Cpx + Hb1 + H_2O = Ab + Ep + Hb2$. Garnet composition excludes any use of the Newton & Perkins (1982) or Eckert *et al.* (1991) barometers. Nevertheless, it is possible to use the thermometers of Ellis & Green (1979) and Patison & Newton (1989) that are based on the Fe-Mg exchange equilibria between garnet and clinopyroxene.

Sample Analysis	VG 49 46
SiO ₂	48.66
Al ₂ O ₃	33.02
FeO	8.23
MgO	8.48
Total	98.51
Si	5.00
Al	4.00
Fe ²⁺	0.71
Mg	1.30
X _{Mg}	0.65

Table 11. Cordierite composition and structural formula on the basis of 18 oxygens.

Sample Analysis	VG 56 11
SiO ₂	50.66
Al ₂ O ₃	1.82
FeO	8.24
Fe ₂ O ₃	4.18
MnO	0.62
MgO	10.62
CaO	23.10
Na ₂ O	0.70
Total	99.94
Si	1.92
Al	0.08
Fe ²⁺	0.26
Fe ³⁺	0.12
Mn	0.02
Mg	0.60
Ca	0.94
Na	0.05
X _{Wo}	0.49
X _{En}	0.31

Sample	VG 56
X _{Fe}	0.20
X _{Mg}	0.70

Table 12. Clinopyroxene composition and structural formula on the basis of 6 oxygens and Fe²⁺/Fe³⁺ partitioning after Ryburn *et al.* (1975).

Estimation of P-T conditions

The P-T results are presented in Table 7.

In the D1 structural domain (VG 21B & VG 22A), the conditions (P around 4 kb and T around 750°C) are consistent with granitic magma emplacement in the middle crust under a high geothermal gradient. Considering an average crustal density of 2.7, the estimated depth is around 14 km, hence a geothermal gradient that could be as high as 50°C/km.

In the D2 structural domain (VG 40, VG 42, VG 49 & VG 56), we obtain very similar conditions. Lower temperatures (around 650 °C) are observed to the east in the calc-silicate gneiss that lies in the uppermost position. Interestingly, they are also obtained from the inclusions in the kinzigite without any significant pressure change, suggesting a prograde nearly isobaric P-T-t path, consistent with heat advection by magmatic or hydrothermal fluids.

structural domains samples	D 1		D 2				
	VG 21B	VG 22A	VG 40	VG 42	VG 49 <i>inclusions</i>	VG 49	VG 56
barometers							
Al-in-Hb (Schmidt, 1992)	4.3	4.2	4.3	4.8			
Al-in-Hb (Anderson & Smith, 1995)	4.0 (T=740)	4.0 (T=745)	3.4 (T=730)	4.0 (T=760)			
GASP (Kozioł & Newton, 1988)					3.7 (T=646)	3.5 (T=750)	
Gt-Cd (Holdaway & Lee, 1977)						4.2 (T=750)	
Gt-Cd (Perchkuk <i>et al.</i> , 1985)						3.5 (T=750)	
thermometers							
Hb-Plag (Holland & Blundy, 1994)	740 (P=4.0)	745 (P=4.0)	730 (P=3.4)	760 (P=4.0)			
Gt-Bi (Indares & Martignole, 1985)					654 (P=3.7)	716 (P=4.0)	
Gt-Bi (Zhu & Sverjenski, 1992)					638 (P=3.7)	765 (P=4.0)	
Gt-CPX (Patiison & Newton, 1989)							652 (P=3.5)
Gt-CPX (Ellis & Green, 1979)							646 (P=3.5)
thermobarometer							
Gt-Cd (Martignole & Sisi, 1981)						T=760 (nH ₂ O=0)	
						P=4.0 (nH ₂ O=0)	

Table 7. Results of thermobarometric calculations.

DISCUSSION AND GEODYNAMIC INTERPRETATION

HT-LP metamorphism and granite emplacement

Thermobarometric calculations point to a geothermal gradient of 50°C/km, if the heat transfer is merely conductive. However, this is unlikely, as granite magmas emplaced as subhorizontal or gently dipping granitic sheets are most able to modify the geotherm at their emplacement level in the crust (De Yoreo *et al.*, 1989; Gardien *et al.*, 1997). Whatever the precise amount of advective heat transfer, the geothermal gradient was higher than the average normal value in continental areas, as evidenced by extensive crustal melting as the likely source for granite magmas. These conditions are not to be expected at the time of crustal thickening, but a few tens of Ma after as a consequence of thermal relaxation in the thickened crust (England and Thompson, 1984; Thompson and Connolly, 1995). Another possible explanation of the high heat flow is the under- or intraplate of basaltic magmas at the base of the lower crust. Both explanations are not mutually exclusive, as in the case of postcollisional lithospheric delamination (Sacks & Secor, 1990). Therefore, the syntectonic Andringitran granites may have been emplaced during ductile extensional thinning of the crust (and lithosphere). Hutton *et al.* (1992) already explained the formation of granitic sills by intrusion of magma in active extensional shear zones. Besides, Hogan *et al.* (1998) show that thin subhorizontal granitic sheets form along previous crustal anisotropies acting as magma traps. Bedding-parallel foliations built during an early thickening stage are likely candidates to form crustal anisotropies favouring magma emplacement as sills (Antonellini & Cambray, 1992). Unfortunately, the occurrence of such an early thickening stage cannot be proved in Madagascar.

Comparison with stratoid granites in northern central Madagascar

Fig. 71 gives the main structural features and P-T conditions regarded as contemporaneous with the emplacement of the stratoid granites in the whole central Madagascar. Magmatic foliations and, moreover, magnetic lineations are generally the same: foliations dip gently to the west and lineations have a general trend to the west-south-west with a plunge of about 15-20° in this direction. The range of emplacement depths are everywhere in-between 12 and 18 km, corresponding to pressure calculations in-between 3.5 and 5 kb. Temperature calculations yield very homogeneous values in-between 700 and 750°C.

These striking similarities constitute strong pieces of evidence suggesting that all stratoid granites were emplaced during the same event that left its structural, metamorphic and magmatic imprint over a broad area that covers at least 500 km along strike from north to south. Therefore, we think that the age of 630 Ma determined by Paquette and Nédélec (1998) for the stratoid granites north of Antananarivo is also the age of the emplacement of the andringitran granites and of the D1 event. This contention is at variance with Müller *et al.* (1997) that tentatively suggest an unsupported 700 Ma age for roughly E-W lineations (likely D1) close to Ihosy, i.e. immediately south of the present study area. We disagree also

with the opinion of Tucker et al. (1997) that the Andringitran granites were emplaced between 580 and 520 Ma, as the latter ages are likely related to the D2 event (see section below).

Comparison with structures and metamorphism in southern Madagascar

The study area lies north of the Bongolava-Ranotsara shear zone (Fig. 62c), a major late-Panafrican sinistral shear zone. The possibility of any structural and petrologic comparison between both sides of the Bongolava-Ranotsara shear zone is questioned. However, the prolongation of the Vohibory system to the south is supported on the basis of similar lithologies. A regional granulitic Panafrican metamorphism was identified south of the Bongolava-Ranotsara shear zone, with pressures lowering from 10 to 4 kb from west to east (Nicollet, 1990). The main structural feature of southern Madagascar is the existence of

Fig. 71. Comparison of structural data and P-T emplacement conditions for the stratoid granites of central Madagascar. Numbers on the late-Panafrican shear zones (SZ) of southern Madagascar refer to: 1 = Ampanihy SZ, 2 = Beraketa SZ, 3 = Tranomaro SZ, 4 = Bongolava-Ranotsara SZ.

roughly NNE-trending strike-slip shear belts (Fig. 62c). They were first recognized by Rolin (1991), who suggested a dextral shear sense to the main Ampanihy and Betroka shear zones, whereas Martelat *et al.* (1995) assign a dextral shear sense only to the first one and a sinistral shear sense to the second one. Shear sense along the minor Tranomaro shear zone remains unconstrained. Owing to the sinistral displacement along the younger Bongolava-Ranotsara shear zone, the D2 pattern and the related discrete dextral shear zones recognized in the southern part of our study area could only be a northern continuation of the Tranomaro shear zone (or even of another shear zone further east that remains to be looked for in southernmost India or Sri Lanka). In this hypothesis, the age of the D2 structures could be at around 565Ma, the age of a syntectonic granite emplaced in the Tranomaro shear zone (Paquette *et al.*, 1994). Nevertheless, the time lag between D1 and D2 remains a matter of debate.

CONCLUSIONS

The stratoid andringitran granites of southern central Madagascar crop out as a number of sheets of variable thickness and very high length/thickness ratio. They were emplaced under a high geothermal gradient (T around 750°C and P around 4 kb). Actually, these HT-LP conditions are partly the consequence of heat advection and thermal perturbation due to the intrusion of magmatic sheets in the middle crust.

Field, magnetic and remote sensing data enable to recognize two different structural patterns. The first one, well preserved north of Fianarantsoa, is characterized by gently dipping foliations and WSW-trending lineations that were built during a D1 event coeval with the emplacement of the granitic magmas.

Metamorphic and structural data are very similar to those that were unraveled in northern central Madagascar in relation with the emplacement of other stratoid granites dated at 630 Ma by Paquette & Nédélec (1998). Therefore, it is proposed that the whole central part of Madagascar suffered the imprint of the same tectonomagmatic event regarded as the consequence of extensional collapse in the Mozambique belt.

A second structural pattern, mainly developed south of Fianarantsoa, is characterized by steeper foliations and N-S subhorizontal lineations, associated with solid-state deformation

microstructures in the granitic sheets and discrete dextral shear zones. It is proposed to be related to a D2 strike-slip tectonics that also occurred under HT-LP conditions. The D2 event is likely related to the 570-550 Ma transcurrent shear zones that strongly overprinted southern Madagascar (Martelat *et al.*, 1997; Pili *et al.*, 1997). This strike-slip tectonics may be the consequence of renewed convergence in the East African orogen.

ACKNOWLEDGMENTS

This work would not have been possible without the financial support from the INSU/PNTS Program. The authors are grateful to B. Ralison for his efficient help in the field and to M. Rakotondrazafy for supporting geological work in Madagascar. C. Cavaré-Hester, P. Lespinasse, P. de Parceval and A.M. Roquet are warmly thanked for technical assistance. J. Darrozes and B. Moine kindly gave advices respectively for remote sensing and TWEEQ thermobarometry.

Chapitre VI

La série Schisto-Quartzo-Calcaire :

résultats préliminaires

I- Cadre géologique et travaux antérieurs

Dans cette troisième partie, on présente les résultats préliminaires concernant la structure de la série Schisto-Quartzo-Carbonatée (SQC) située à une centaine de kilomètres au nord-ouest de la région des granites andringitréens. Après avoir rappelé ses principaux traits géologiques et structuraux, on examinera l'intérêt que constitue la place de la SQC dans la reconstitution de l'histoire panafricaine.

Nous avons établi une carte structurale à partir de mesures de terrain et d'ASM sur deux coupes transversales de la SQC : l'une Est-Ouest entre Ambositra et le col d'Itremo, l'autre NW-SE dans le secteur de Manandona, complétées par un échantillonnage le long de la route Ambositra-Antsirabe correspondant approximativement à la limite orientale de la série supra-crustale.

A- lithologie

1- la SQC (les métasédiments)

On appelle série Schisto-Quartzo-Carbonatée, notée SQC (ou groupe de l'Itremo : Emberger, 1955) la séquence constituée de quartzites, métapélites et métacarbonates d'âge protérozoïque moyen (Cox *et al.*, 1988) située dans la partie centrale du socle malgache. Cette série s'étendant sur une superficie de 8000 km² autour de la ville d'Ambatofinandrahana (fig. 72), revêt un caractère unique dans le contexte géologique de la Grande Ile, car elle est affectée par un faible métamorphisme. Jourde (1981) a suggéré que ce dernier est minimal (faciès schiste vert) dans la partie orientale de la série au niveau du massif de l'Itremo et croît vers l'ouest. Moine (1984) et Hottin (1986) ont proposé que le système du Vohibory s. l. sous-jacent à l'ouest de la série (c'est-à-dire l'Amborompotsy) pourrait constituer un équivalent latéral beaucoup plus métamorphique de la SQC.

Au nord et à l'est, les puissantes formations quartzitiques de base recouvrent indifféremment au nord et à l'est les diverses unités pétrographiques et structurales du complexe migmatito-gneissique de la série du Graphite. A l'ouest, les relations stratigraphiques et structurales sont discutées. Dans cette zone, la SQC recouvre les formations du Vohibory composées de gneiss à biotite et à biotite hornblende, de micaschistes et gneiss à minéraux alumineux (sillimanite et grenat), de cipolins essentiellement calciques, de gneiss à diopside et hornblende, d'amphibolites (Hottin, 1986).

Figure 72. Situation de la SQC dans le socle malgache.

Caractéristiques sédimentologiques- Le caractère peu métamorphique de la série a permis à Trottereau (1979) d'y reconnaître des stromatolithes d'âge protérozoïque moyen. Ces derniers, ainsi que la présence proposée par Moine (1975) de structures sédimentaires préservées dans les quartzites (itacolumnites à ripple-marks et à stratifications entrecroisées de l'Itremo et de l'Ibity) sont à l'origine d'études stratigraphiques et de reconstitutions paléogéographiques. La série décrite par Moine (1977) dans la région d'Ambatofinandrahana consiste en une séquence de quartzites à la base (1000 m), surmontée de pélites (500 m), et dans la partie sommitale de carbonates à stromatolithes (1000 m). Cox *et al.* (1998), ont aussi déterminé des structures sédimentaires préservées dans des quartzites (dunes et stratifications entrecroisées) en soulignant le caractère extrêmement homogène de cette formation ne présentant que très peu de niveaux argileux.

Figure 73. Carte géologique simplifiée de la région d'Ambatofinandrahana (d'après les assemblages au 1/100 000^{ème}).

Les pélites présentent généralement une granulométrie fine (siltstones, mudrocks) intercalées de niveaux plus gréseux à structures sédimentaires préservées (stratifications entrecroisées). Les carbonates sont constitués de marbres dolomitiques ou légèrement gréseux. Cox *et al.* (1998) y ont reconnu deux faciès principaux : un faciès blanc contenant des stromatolithes et un faciès jaune à dominante gréseuse.

Ce type de sédimentation protérozoïque a été décrit au Kenya, en Tanzanie et au Mozambique (Pinna *et al.*, 1993 ; Mosley, 1993). Rogers *et al.* (1995) ont proposé que ces séries d'Afrique orientale et de Madagascar constituent un même ensemble.

2- Série du Graphite

On présente dans cette partie les observations pétrologiques effectuées dans la formation migmatitique de la série du Graphite et dans les diverses formations intrusives de la SQC.

Le système du Graphite (ou groupe d'Ambatolampy (Chantraine, 1980) affleure sous toute la bordure orientale de la SQC. Cette série est composée essentiellement de gneiss à biotite et hornblende et de migmatites granitoïdes. Plus au sud, la formation orthogneissique de Fianarantsoa appartient à cette série (Chantraine, 1978). Pour Moine (1984), les formations orthogneissiques d'Ilaka et de l'Imorona doivent être considérées comme le socle de la série de la SQC alors que Handke *et al.* (1999) voient une intrusion du massif de l'Imorona dans la série de l'Itremo. Les orthogneiss de l'Imorona seront donc décrits à part.

Figure 74. Carte des sites.

roches granitiques (échantillons VG 1, VG 80, VG 94)

Les points échantillonnés sont des granites roses ou gris bien structurés à grain moyen ressemblant à ceux décrits dans la région de Fianarantsoa. Ils présentent de nombreux filons pegmatitiques sans direction particulière. On note la présence de diaclases soulignant la foliation (par exemple dans l'échantillon VG 1 appartenant au massif des Vavato décrit par Delbos, 1959).

En lame mince, ces roches leucocrates et subsolvus (fig. 75, microphotographie 1) sont constituées de quartz, plagioclases perthitiques, microcline, magnétite et épidote secondaire. Les grains de quartz sont allongés et présentent une texture en damier reflétant des conditions de haute température. On remarque la présence de feldspaths pliés (kinkage) dans l'échantillon VG 1. Ce type pétrographique est proche des syénogranites à biotite décrits dans la région de Fianarantsoa et d'Ambalavao.

gneiss migmatitiques (échantillon VG 10)

Ce type pétrographique, particulièrement abondant dans le secteur d'étude se caractérise à l'affleurement par des ensembles plus ou moins migmatitiques extrêmement bien structurés. La linéation est souvent apparente et mesurable sur le terrain.

La composition minéralogique est celle d'un orthogneiss à biotite et hornblende : quartz, plagioclase, microcline, hornblende, magnétite et sphène (voir fig. 75, microphotographie 2). Cet échantillon présente une texture de recuit très prononcée.

Conclusion- Les types lithologiques rencontrés dans la série du Graphite sous-jacente à la SQC sont très proches de ceux décrits plus au sud dans le domaine des granites andringitréens.

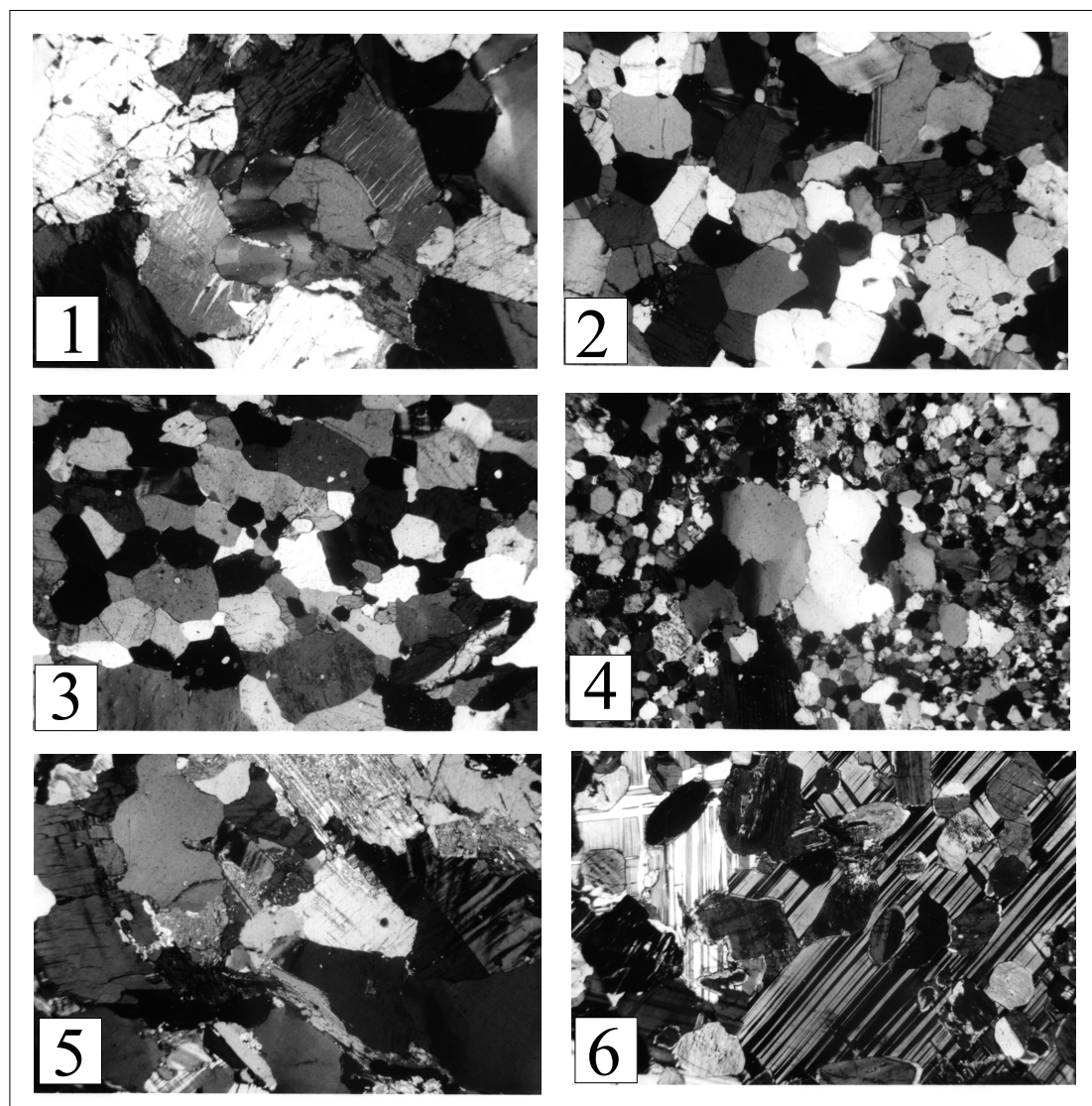


Figure 75. Microphotographies des principales associations minérales rencontrées (lumière polarisée et analysée): 1- Granite subsolvus du type Vavato VG 1 (série du Graphite) ; 2- gneiss migmatitique VG 10 (série du Graphite) ; 3- orthogneiss d'Ilaka VG 16; 4- orthogneiss de l'Imorona VG 86; 5- granite syntectonique VG 11 (série de l'Itremo) ; 6- Gabbro du massif du Ranomandry VG 4 (série de l'Itremo). Echelle = 1mm.

3- les roches plutoniques néoprotérozoïques

a- Les formations orthogneissiques (échantillons VG 16, VG 86, VG 87, VG 89)

On désigne sous cette dénomination l'ensemble des orthogneiss à biotite et amphibole présents au cœur et sur la bordure orientale de la SQC sous forme de massifs globalement orientés Nord-Sud. Dans le secteur étudié, les principaux massifs orthogneissiques sont ceux d'Ilaka et d'Imorona. Moine (1984) a défini dans cet ensemble deux types pétrologiques principaux :

- les orthogneiss à amphibole ou à biotite et amphibole
- les orthogneiss d'Ilaka rattachés au socle de la SQC.

Les échantillons étudiés proviennent du massif d'Ilaka (VG 16) et du massif de l'Imorona (VG 86, VG 87, VG 89 et VG 123).

Les orthogneiss d'Ilaka se présentent sous forme de gneiss ocellés à porphyroclastes feldspathiques. La foliation est souvent bien marquée (pôle de la foliation moyenne : 97/84). Près du village d'Ilaka, dans la carrière du Génie on peut observer cette formation en section XZ. Sur une telle section, la dissymétrie des queues de recristallisation autour des porphyroclastes suggère une déformation non coaxiale (le haut de la série vers le sud).

Les minéraux constitutifs sont le microcline, le quartz, le plagioclase, la hornblende, l'ilménite et l'apatite (fig. 75, microphotographie 3). La hornblende est chloritisée et la déstabilisation de l'ilménite est marquée par la présence de leucoxène. Les mégacristsaux feldspathiques présentent parfois une forte fabrique.

Les orthogneiss de l'Imorona- A l'affleurement, cette formation ressemble fort à celle des orthogneiss d'Ilaka. Elle est constituée d'orthogneiss bien structurés à mégacristsaux feldspathiques.

En lame mince, on observe une composition assez proche de celle des orthogneiss d'Ilaka (fig. 75, microphotographie 4). L'échantillon VG 87 présente une texture hétérogranulaire dans laquelle les mégacristsaux de feldspath sont entourés d'une fine matrice quartzo-feldspathique. L'échantillon VG 86, de même composition, est caractérisé par la présence de mégacristsaux de quartz et une texture de recuit particulièrement visible dans la matrice.

b- Les formations plutoniques dans la série de l'Itremo.

La région d'Ambatofinandrahana est caractérisée par la présence de formations gabbroïques, syénitiques et granitiques variées. Lacroix (1922-1923) y a décrit par exemple des syénites particulières, très potassiques, baptisées « fianandranites ».

les granites (échantillons VG 11, VG 91).

Il s'agit de granites roses à foliation bien apparente. Les deux échantillons étudiés présentent une structuration identique à celle des métasédiments de la série de l'Itremo (structuration D1 proche de celle observée dans les granites stratoïdes du nord d'Antananarivo).

Leur composition minéralogique (fig. 75, microphotographie 5) est proche de celle des granites andringitréens : quartz, microcline, plagioclase, +/- biotite. On observe le développement de calcite secondaire sur les cristaux de plagioclase.

les gabbros (échantillons VG 4, VG 92)

L'échantillon étudié provient du petit massif gabbroïque du Ranomandry à l'extrémité nord-est de la SQC. Ce type pétrographique est courant dans la série de l'Itremo sous forme de massifs généralement allongés Nord-Sud associés à des formations dioritiques et syénitiques. Le massif le plus important est celui d'Itsindro près de la ville d'Ambatofinandrahana. Les gabbros affleurent aussi dans la série du Graphite, mais en plus petit nombre.

Sous le microscope, l'échantillon VG 4 présente une texture en hétéradcumulat (Bard, 1989) et, par endroits, une texture de recuit (fig. 75, microphotographie 6). Il est constitué de larges plages de plagioclases renfermant : clinopyroxène, orthopyroxène, olivine, biotite pliée, chlorite secondaire et opaques. On observe trois types d'associations réactionnelles :

- couronnes d'orthopyroxène autour de l'olivine souvent altérée ;
- couronnes réactionnelles CPX / CPX (CPX 2 autour de CPX 1).
- ouralitisation fréquente des pyroxènes en hornblende.

Ces paragenèses témoignent de la réaction peritectique olivine + liquide = OPX, puis apparition à pression décroissante tour à tour du CPX 1, du CPX 2, de l'amphibole, de la biotite et du plagioclase.

L'échantillon VG 92 est un gneis amphibolitique à composition de diorite quartzique dont la structure apparaît aussi bien à l'affleurement qu'en lame mince. Il renferme, dans une fine matrice quartzo-feldspathique, de larges cristaux de hornblende à petites inclusions de quartz, très bien orientés, ainsi que des minéraux accessoires (épidote secondaire).

B- géochronologie

L'étude des stromatolithes de l'Itremo a permis à Trottereau (1979) de proposer un rapprochement avec ceux décrits dans le district de Mufulira en Zambie datés à 1100 ± 200 Ma.

Plus récemment, Cox *et al.* (1998) ont déterminé l'âge de 47 zircons détritiques provenant de deux échantillons de quartzites et de zircons provenant de métapélites en utilisant la méthode Uranium – Plomb. Les âges des zircons détritiques sont compris entre 1.85 et 2.79 Ga et ceux des zircons métasédimentaires sont datés à 833 ± 112 Ma. Ces auteurs proposent donc que l'âge du dépôt de la série de l'Itremo est inférieur à 1855 ± 112 Ma et que l'âge du métamorphisme se situe autour de 833 ± 112 Ma. Ces nouvelles datations sont en accord avec celles de Trottereau (1979) et de Handke *et al.* (1997).

méthode	âge du dépôt (Ma)	âge du métamorphisme (Ma)
Paléontologie (Trottereau, 1979)	1100 ± 200	
U-Pb sur zircons détritiques (Cox <i>et al.</i> , 1998)	$<1855 \pm 112$	
U-Pb sur granites recoupants (Handke <i>et al.</i> , 1997)		790 – 800
U-Pb sur métazircons (Cox <i>et al.</i> , 1998)		833 ± 112

Figure 76. Résumé des différentes estimations géochronologiques effectuées dans la série de l'Itremo.

De plus, Handke *et al.* (1999) ont déterminé l'âge des formations intrusives dans la série de l'Itremo ; cet âge est toujours compris entre 785 et 797 Ma (voir fig. 77). Enfin, Kröner *et al.* (sous presse) viennent d'estimer dans la série du Graphite l'âge d'une syénite à biotite (750 Ma) et d'une charnockite à orthopyroxène partiellement rétrotransformée (792-789 Ma).

Figure 77. Données géochronologiques récentes dans la série de l'Itremo (Handke et al. 1999) et dans la série sous-jacente du Graphite (Kröner et al., 1999).

C- Relations avec la série du Graphite

Les diverses études structurales ont eu pour but de déterminer les relations entre la série de l'Itremo et la série migmatito-gneissique du Graphite à l'est ou la série du Vohibory à l'ouest. Plusieurs hypothèses principales sont classiquement proposées.

1- relations SQC-Vohibory

Emberger (1955) suggère que la SQC est discordante sur les formations du Vohibory. Moine (1984) considère au contraire que les séries du Vohibory et de l'Itremo sont co-structurées et présentent une augmentation graduelle du métamorphisme vers l'ouest. Dans cette optique, les formations occidentales du Vohibory représentent un équivalent plus métamorphique de la SQC.

2- problème de l'origine des orthogneiss

Handke *et al.* (1999) ont récemment proposé le caractère intrusif du complexe de l'Imorona dans la série de l'Itremo. Ces auteurs ont en effet décrit sur la bordure orientale du massif de l'Imorona (au sud-est du gabbro d'Ambohitsaony) des enclaves de schistes à trémolite et de cipolins qui appartiendraient à la série de l'Itremo. Selon Moine (1984), les formations orthogneissiques représentent le socle de la série de l'Itremo.

3- relations SQC-série du Graphite

Windley et Razakamanana (1996) ont décrit des formations mylonitiques sur la bordure orientale de la SQC interprétées comme la signature d'un détachement entre la formation de l'Itremo et celle du Graphite.

Ces considérations ont des conséquences majeures sur la reconstitution de l'orogénèse panafricaine. En effet, la présence d'un détachement entre les formations du socle migmatito-gneissique et celles de l'Itremo pourrait confirmer l'existence d'un événement extensif tardi-orogénique déjà proposé par Nédélec *et al.* (1994) comme étant à l'origine des granites stratoïdes de l'Imerina.

II- Nouvelles données structurales

Les figures 78 et 79 présentent les résultats structuraux (mesures d'ASM et de terrain, voir annexe 3) obtenus dans la région d'Ambatofinandrahana et Ambositra. Le secteur étudié est la partie orientale de la SQC caractérisée par le contact des formations migmatito-gneissiques de la série du Graphite à l'est, avec les formations moins métamorphiques d'Itremo à l'ouest. Nous avons distingué cartographiquement trois ensembles lithologiques principaux dont les structures seront étudiées successivement:

- Le « socle » constitué par les gneiss et migmatites du système du Graphite.
- Les formations orthogneissiques d'Ilaka et de l'Imorona.
- La formation de la SQC *stricto sensu* (quartzites, métapélites et cipolins).

Figure 78. Carte des foliations.

Figure 79. Carte des linéations.

Le tableau suivant permet de faire le point sur les structures récemment mises en évidence dans trois secteurs-clés de Madagascar. Il s'agit des granites stratoïdes au nord d'Antananarivo (Nédélec *et al*, 1994), de la série de l'Itremo et de son « socle », et de la région des granites andringitréens. Nous avons considéré à part les formations orthogneissiques d'Ilaka et de l'Imorona dont la position est discutée et où nous n'avons qu'un nombre limité de données..

	Pôle de la foliation moyenne	Linéation moyenne
Série de l'Itremo	86 / 41	274 / 41
Série du Graphite	102 / 50	237 / 21
Granites stratoïdes (D1)	109 / 76	244 / 19
(Imerina)		
Granites andringitréens (D1)	81 / 72	250 / 19
Granites andringitréens (D2)	110 / 38	214 / 16

Figure 80. Foliations et linéations moyennes de trois zones d'étude (Imerina (Nédélec *et al* ., 1994)), SQC et granites andringitréens.

A- Le socle (série du Graphite)

Il est caractérisée par des foliations assez fortes pentées vers l'ouest (pôle de la foliation moyenne : **102 / 50**) associées à des linéations faiblement pentées NE-SW (linéation moyenne : **237 / 21**). Cette signature structurale est très proche de celle mesurée dans la région des granites stratoïdes de l'Imerina (pôle de la foliation moyenne : **109 / 76**, linéation moyenne : **244 / 19**).

B- les orthogneiss d'Ilaka et de l'Imorona.

La figure 81 montre que ces deux formations présentent deux signatures structurales différentes. Ces dernières ne correspondent pas à la structure générale de la série de l'Itremo. On remarque cependant que la structure de la formation des orthogneiss d'Ilaka est comparable à la structure D1 mise en évidence dans les granites stratoïdes au nord d'Antananarivo (pôle de la foliation moyenne de la formation des orthogneiss d'Ilaka : 97 / 84, linéation moyenne : 235 / 14) alors que la formation des orthogneiss de l'Imorona présente une structure à part. On en déduit donc que:

Figure 81. Signatures structurales observées dans les séries du Graphite et de l'Itremo.

- les deux formations orthogneissiques ne portent pas la même signature structurale.

- La signature structurale de la formation des orthogneiss de l'Ilaka est proche de la signature D1 (avec localement des réorientations D2).
- La formation des orthogneiss de l'Imorona semble constituer un ensemble particulier dont la structure semble plutôt se rattacher à D2. Elle sera donc classée à part.

C- Les formations de la SQC

On remarque en particulier que la série de l'Itremo présente une structure légèrement différente des autres secteurs étudiés. En effet, les foliations y sont plus fortement pentées vers l'ouest (pôle moyen de la foliation : **86 / 41**) associées à des linéations globalement est-ouest (linéation moyenne : **274 / 41**). La structure de la SQC diffère donc aux structures D1 et D2 définies plus au sud.

Ces premiers résultats confirment l'existence de plusieurs signatures structurales dans cette partie du socle malgache. Le socle migmatitique de la série du Graphite ainsi que la formation des orthogneiss d'Ilaka présentent des structures similaires à celles identifiées dans la région des granites stratoïdes (Nédélec *et al.*, 1994) et dans la région des granites andringitréens (cf. fig 10 du chapitre V). Les événements D1 et D2 semblent donc affecter une grande partie du socle malgache.

Par contre, il est difficile de relier les structures de la série de l'Itremo à D1. Cela pose le problème de la situation de la série de l'Itremo par rapport au socle sous-jacent.

III- Fabriques dans les quartzites : étude et interprétations

Les échantillons étudiés sont des quartzites purs ou comprenant quelques niveaux phylliteux. La fabrique est toujours très prononcée et aucune relique détritique n'est décelable en lame mince. Moine (1984) a proposé que les quartzites gréseux situés dans la montée du col d'Itremo pourraient contenir des témoins stratigraphiques comme la présence de ripple-marks. Cependant, dans la plupart des échantillons le caractère très prononcé des fabriques témoigne d'une déformation intense, ce qui exclut généralement la faculté de conserver des figures sédimentaires. La figure 82 montre les différentes structures tectoniques observées dans la montée du col d'Itremo (points VG 82, VG 83 et VG 84).

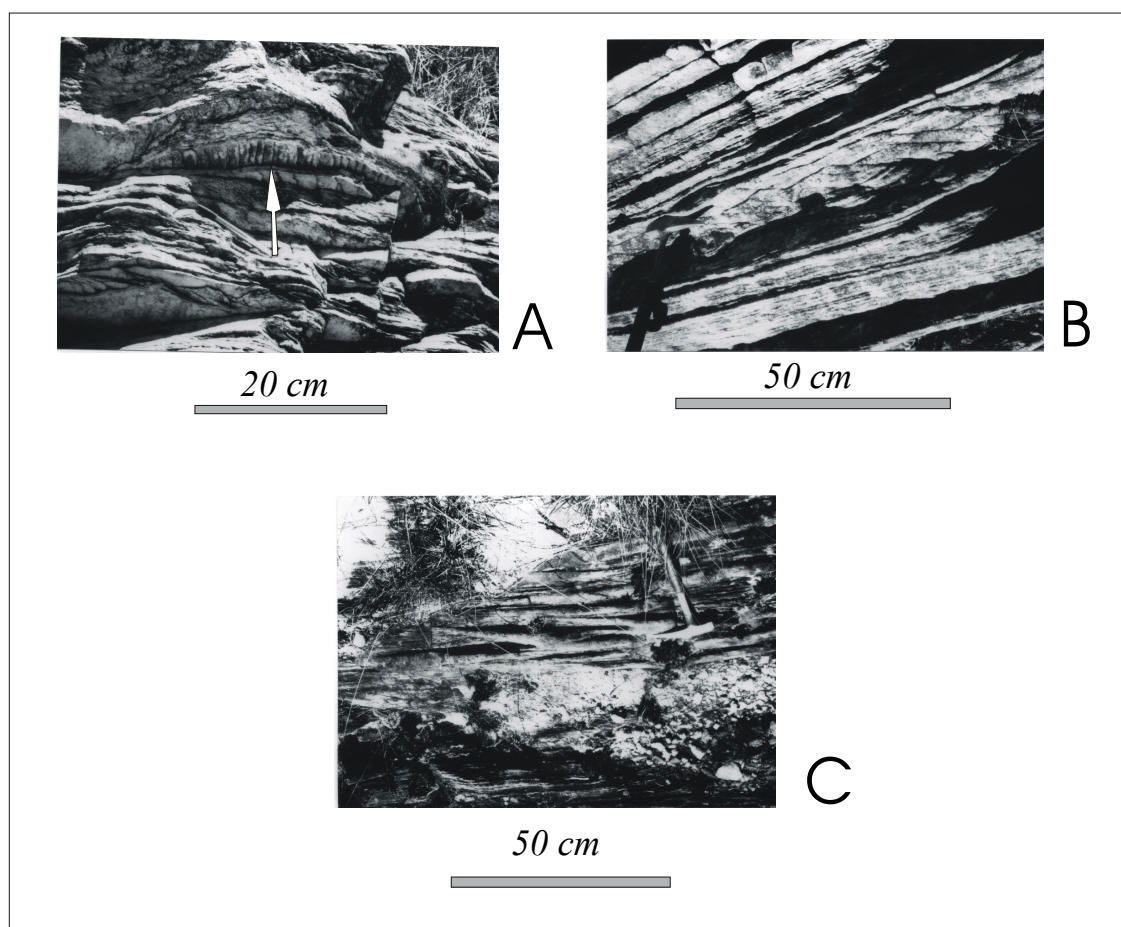


Figure 82. Structures tectoniques présentes dans les quartzites de la montée du col d'Itremo. 46-A : crénulations (flèche sur la photographie); 46-B : plans C/S bien visibles dans le niveau central plus phylliteux ; 46-C : plis d'entraînement intrafoliaux.

Microstructures des quartzites: description et distribution

Deux types de microstructures ont été observés dans les quartzites de la série de l'Itremo:

- microstructure à croissance exagérée c'est-à-dire présentant de grands cristaux de quartz engrenés (échantillons VG 2, VG 13, VG 93). Ce type de microstructure est interprété comme le résultat d'un recuit secondaire (Bouchez et Pécher, 1986) ;

- microstructure en mosaïque allongée ou à rubans (échantillons VG 3, VG 7, VG 9, VG 83) caractéristique d'une recrystallisation syntectonique dominante. Dans ce cas, les cristaux de quartz, plus petits, présentent des sous-joints obliques par rapport au plan de foliation

Les microstructures à croissance exagérée sont caractéristiques de conditions thermiques plus élevées ou de plus longue durée que celles à l'origine des microstructures en mosaïque.

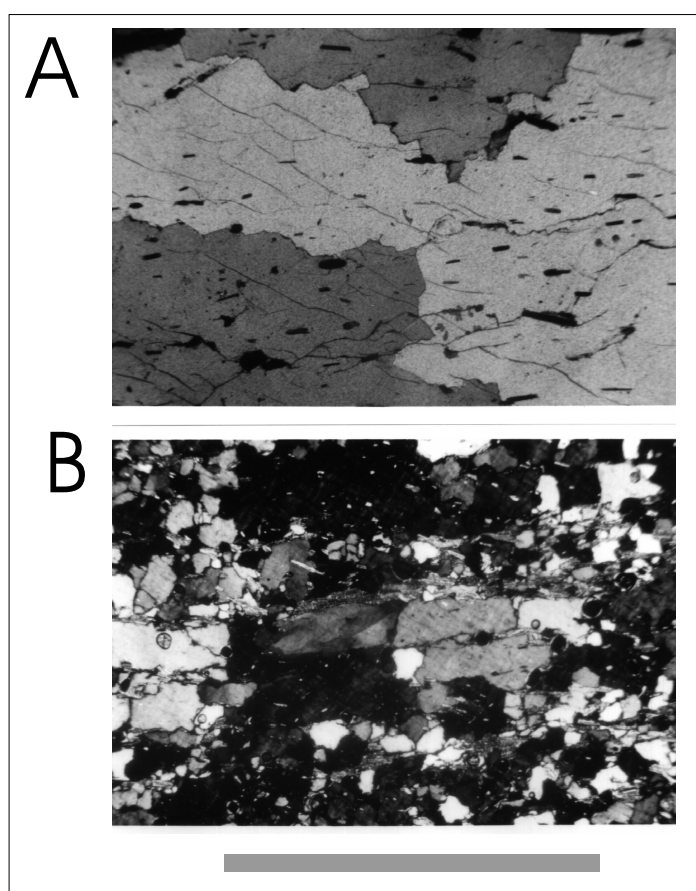


Figure 83. Microphotographies des deux types de microstructures observés dans les quartzites de la série d'Itremo. 47-A : microstructure à croissance exagérée (échantillon VG 2); 47-B : microstructure en mosaïque allongée (échantillon VG 3) ; barre d'échelle : 2 mm.

Ces microstructures reflètent un degré de métamorphisme suffisamment important pour effacer généralement toute relique héritée de l'ancienne sédimentation. On observe que les échantillons présentant une microstructure à croissance exagérée sont distribués à la base de la série, près du contact avec le socle orthogneissique (VG 93). Les microstructures en mosaïque allongée se distribuent, quant à elles, plus haut par rapport à ces zones proches du contact.

On note que la teneur en phyllites de ces quartzites étant très proche, on peut analyser la distribution des microstructures comme suggéré par Bouchez et Pécher (1986). Cette distribution est comparable à celle décrite par ces auteurs dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. Bouchez et Pécher (1986) ont montré que la transition entre les microstructures à croissance exagérée et celles en mosaïque matérialise le plan du MCT. Cela suggère donc l'idée d'un contact chevauchant à la base de la série de l'Itremo.

Analyse des fabriques d'axes $\langle c \rangle$ du quartz

Les fabriques d'axes $\langle c \rangle$ du quartz dissymétriques sont le résultat d'une déformation non-coaxiale, c'est-à-dire où le cisaillement simple domine (Lister et Dornssiepen, 1982). L'allure des diagrammes permet de déduire le sens du cisaillement. La figure 84 est un diagramme en projection stéréographique (Schmidt, hémisphère inférieur) présentant les orientations possibles d'axes $\langle c \rangle$ communément observées dans les roches naturelles. Chaque concentration correspond à un système de glissement dont l'activation est directement liée à la température de déformation.. Par exemple, autour de 350°C un premier système de glissement est activé : le glissement basal a. A température croissante, sont successivement activés le système $\langle a \rangle$ prismatique (autour de 450°C), le pyramidal $\langle a \rangle$ (autour de 500°C, puis le prismatique $\langle a \rangle$ (autour de 600°C). La détermination de l'orientation des axes $\langle c \rangle$ permet donc aussi de préciser la température de déformation d'une roche donnée.

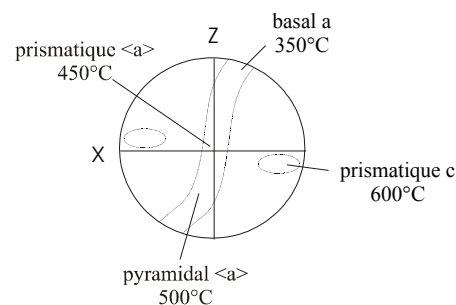


Figure 84. Différents systèmes de glissement du quartz mesurées au moyen des orientations préférentielles d'axes $c (= [0001])$ (projection stéréographique de Schmidt, hémisphère inférieur).

Figure 85. Localisation des échantillons étudiés ainsi que leur fabrique d'axes <c> en section XZ.

La carte de la figure 85 présente la localisation des échantillons étudiés ainsi que leur fabrique d'axes <c> en section XZ. On rappelle que X représente la direction d'allongement principale des grains de quartz (et donc la trace de la foliation). L'axe Z est l'axe normal à la foliation (il s'agit donc de la direction de raccourcissement principale). L'étude des fabriques d'axes <c> permet de préciser la cinématique et le régime de la déformation

Les diagrammes d'axes <c> présentent des maxima en position périphérique proche de Z ou proche de Y. Cette distribution est caractéristique d'une distribution en couronne (Price, 1988). La dissymétrie est généralement bien visible permettant une interprétation de ces

diagrammes en terme de sens de cisaillement (échantillons VG 3, VG 7, VG 13, VG 83, VG 93).

La disposition en couronne fait intervenir des systèmes de glissement basaux, prismatiques et pyramidaux. L'activation de tels systèmes de glissement reflètent des conditions de température généralement comprises entre 400 et 450°C. Bouchez et Pécher (1986) ont décrit ce type d'orientations préférentielles dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen.

La nette dissymétrie des fabriques est interprétée comme témoignant d'une composante cisailante le haut vers l'est donc apparemment chevauchante (échantillons VG 13, VG 93, VG 83), soit sénestre le long de la bordure nord de la série de l'Itremo (échantillons VG 3, VG 7). Cela est confirmé par la présence d'autres critères de déformation comme de nombreux « micafishs » (figure 86).

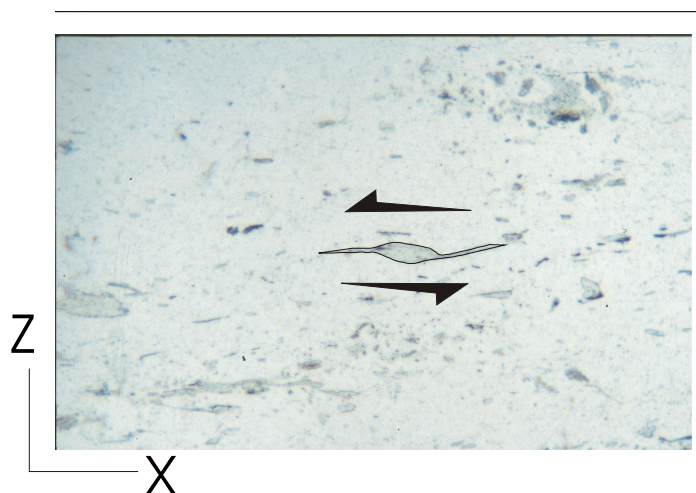


Figure 86. Micafishs observés dans l'échantillon VG 7 confirmant le sens sénestre du cisaillement (échelle : 1 mm).

conclusion

De cette étude, il apparaît en combinant les premiers résultats pétrologiques et structuraux les résultats suivants:

- Les structures observées dans la SQC sont un peu différentes de D1. L'interprétation des diagrammes d'orientations d'axes $\langle c \rangle$ permet de proposer un régime de déformation des quartzites de la série de l'Itremo de caractère nettement non coaxial. Le nombre d'échantillons étudiés permet, compte-tenu des foliations à pendage ouest de

préciser le sens du mouvement : dextre avec le haut de la série vers l'est. Il s'agit donc, si l'on admet qu'il n'y a pas eu de basculement important de l'ensemble d'un chevauchement vers l'est.

- Les formations de la série du Graphite et les orthogneiss du type Ilaka présentent une signature structurale comparable : D1 avec des réorientations D2. On propose que ces orthogneiss pourraient se rattacher à la série du Graphite sous-jacente à celle de l'Itremo.
- La formation des orthogneiss de l'Imorona présente une structure différente de celle de la formation d'Ilaka où les réorientations D2 semblent dominer.

Conclusion générale et perspectives

1. Apports méthodologiques

La caractérisation géologique des socles fait actuellement appel à un ensemble de méthodes complémentaires permettant de reconstituer à différentes échelles la structure et l'évolution de la croûte continentale. Nous avons utilisé trois outils principaux (mesure de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique, traitement d'images et thermobarométrie) pour étudier la croûte litée du centre-sud de Madagascar.

1- Fabrique magnétique des granites ferromagnétiques

La croûte litée du centre-sud de Madagascar présente l'intérêt de renfermer un matériel granitique et migmatitique à la fois ferromagnétique et très structuré. Nous avons montré que l'utilisation de la technique de la mesure de l'ASM est possible sans difficulté pour de telles roches. La coaxialité entre les axes de l'ellipsoïde magnétique et de l'ellipsoïde de la déformation finie a été établie. En effet, on montre que la contribution des interactions magnétiques est très faible ou négligeable devant l'anisotropie de forme des grains.

2- Techniques d'imagerie spatiale

Dans la région d'Ambalavao, l'interprétation d'images satellitaires est favorisée par une végétation peu abondante. Cette technique s'avère un excellent complément aux diverses observations et mesures de terrain, car elle permet de les élargir à des sites souvent inaccessibles.

En particulier, nous avons pu proposer une cartographie géologique modifiée de la région d'Ambalavao construite à partir des observations de terrain et de la classification semi-automatique de l'image SPOT. Les corrections cartographiques portent essentiellement sur la géométrie des lames granitiques qui présentent des rebroussements non précisés sur les anciennes cartes au 1/100000^{ème} de 1972.

Nous avons aussi mis en évidence et cartographié précisément des zones de cisaillement anastomosées d'échelle kilométrique à l'origine des rebroussements des lames de granite. Des études complémentaires sur d'autres images SPOT devraient montrer que ce type de structures est probablement présent dans la plus grande partie du socle malgache. Ce travail a été réalisé dans le sud de Madagascar par Martelat *et al.* (1999). Il devrait être mené sur l'ensemble du socle malgache.

3- Thermobarométrie

Les estimations thermobarométriques sont indispensables pour comprendre l'histoire thermique de la croûte. Dans ce but, nous avons utilisé un ensemble de géothermomètres et géobaromètres classiques ainsi que le logiciel TWEEQ. Notre apport méthodologique porte sur une meilleure connaissance des conditions d'utilisation du thermomètre plagioclase-hornblende de Holland et Blundy (1994). Nous restreignons les limites de validité de ce thermomètre aux hornblendes dont la teneur en Si est supérieure à 6,50 apfu. Dans le cas contraire, on doit s'attendre à ce que les estimations thermométriques soient surestimées d'une cinquantaine de degrés.

II- Apports sur la géologie du socle du centre-sud de Madagascar

1- Principaux résultats

L'utilisation de ces diverses techniques a permis de mieux caractériser les structures et l'évolution de la partie centre-sud du socle malgache (pays Betsileo : les régions de Fianarantsoa-Ambalavao et Ambositra). En particulier, nous avons pu distinguer deux signatures structurales D1 et D2. La phase D1 est présente dans la plus grande partie du socle malgache, c'est-à-dire depuis la région des granites stratoïdes du nord (Imerina) jusqu'à la région des granites andringitréens. A cette signature D1 est associé un fort gradient géothermique contemporain de la mise en place de ces granites stratiformes récemment datés à 630 Ma par Paquette et Nédélec (1998). La signature D2 est caractérisée par un ensemble de bandes de cisaillements d'échelle plurikilométrique associées à un épisode de métamorphisme HT-BP. Ce second événement est contemporain de la tectonique transpressive tardi-panafricaine (550 Ma) mise en évidence au sud de la Grande Ile par Pili *et al.* (1997) et Martelat *et al.* (1998).

Ces deux signatures structurales coexistent probablement dans la plus grande partie du socle malgache. Toutefois, la structure D2 prédomine au sud et à l'est de la Grande Ile.

2- Interprétation géodynamique

A l'échelle régionale

Les granites andringitréens se mettent en place lors d'une phase D1 (630 Ma) dans un régime à fort gradient géothermique et sous de faibles conditions de pression (750°C , 4kb). Ces conditions peuvent correspondre comme l'ont proposé Nédélec *et al.* (1994) et Paquette et Nédélec (1998) à une croûte amincie lors d'une extension tardi-orogénique. Collins *et al.* (1999) ont reconnu un détachement à la base de la SQC qui peut être contemporain de cette phase D1. Par contre, dans le reste de la SQC, on aurait conservé une structure chevauchante anté-D1. La phase D2, qui se distingue sur nos secteurs d'étude par des bandes de cisaillement anastomosées est reliée à une nouvelle période de convergence autour de 570-550 Ma.

A l'échelle de Madagascar

L'événement D1 est décrit depuis le nord d'Antananarivo (granites stratoïdes de l'Imerina) jusqu'au nord de la ligne Bongolava-Ranotsara (granites andringitréens). Il affecte donc la majeure partie du socle malgache. En effet, les conditions de mise en place et la structure des granites syntectoniques stratoïdes de l'Imerina sont les mêmes que celles déterminées 500 kilomètres plus au sud dans la région de l'Andringitra.

De même, la tectonique tardi-panafricaine transpressive D2 est reconnue non seulement dans les grands cisaillements crustaux du sud de Madagascar (Pili *et al.*, 1997 ; Martelat *et al.*, 1997), mais aussi à la base de la SQC ou encore au niveau du linéament de l'Angavo à la hauteur d'Antananarivo (Nédélec *et al.*, 2000).

Ainsi, le socle malgache est essentiellement structuré par ces deux événements D1 et D2. Ce dernier traduit un régime transpressif marqué par la présence de linéaments d'échelle crustale (sud de l'île, Angavo et virgation d'Antananarivo) ou d'échelle plus réduite comme mis en évidence dans la région d'Ambalavao.

A l'échelle de l'ensemble de la chaîne panafricaine

Les diverses reconstitutions paléogéographiques placent Madagascar en position centrale au sein du Gondwana (Coffin et Rabinowitz, 1988 ; Kröner, 1991, Rogers *et al.*, 1995). On y distingue quatre domaines adjacents à la Grande Ile : l'Afrique orientale, l'Inde, le nord de l'Antarctique et le Sri Lanka. Les études pétrographiques, radiochronologique et structurales récentes effectuées dans ces régions permettent de tenter de relier les événements. En particulier :

L'événement tardi-panafricain D2 (autour de 550 Ma) a été clairement reconnu :

en Afrique Orientale où le cisaillement d'Aswa prolonge le cisaillement majeur à jeu sénestre du Bongolava-Ranotsara (Windley *et al.*, 1994), dans la chaîne mozambicaine au Kenya (Key *et al.*, 1989 ; Moseley, 1993). On y reconnaît aussi le cisaillement majeur de la chaîne des Ubendides, en Tanzanie (Daly, 1986).

dans le sud de l'Inde où les cisaillements de l'Achankovil, de Palghat Cauvery et de Moyar Bhavani sont considérés comme le prolongement possibles du cisaillement du Bongolava-Ranotsara (Rajesh *et al.*, 1998).

Par contre, l'événement extensif D1 mis en évidence dans le socle malgache (Nédélec *et al.*, 1994 et Grégoire et Nédélec, soumis) est moins documenté dans ces domaines. On notera cependant l'existence de deux signatures structurales bien différenciées dans la chaîne du Mozambique au Kenya et en Tanzanie (Shackelton, 1993). On y observe en effet la présence de linéations minérales d'étirement perturbées par les grandes zones de cisaillement Nord-Sud précédemment citées. Ces linéations minérales d'étirement globalement orientées N-50 à N-110, pourraient constituer un équivalent à la signature D1, mais aucune datation ne permet pour l'instant de confirmer cette hypothèse.

Appel *et al.* (1999) signalent néanmoins que l'âge des granulites de Tanzanie est autour de 620 Ma.

Le modèle suivant est un essai de reconstitution de l'évolution dynamique tenant compte de la place de Madagascar dans la chaîne mozambicaine construit à partir des chronologies établies dans la région des granites andringitréens et de la série de l'Itremo :

&dépôt de la série de l'Itremo sur une marge passive (protérozoïque moyen ou inférieur d'après Bertrand et Trottereau, 1969 et Cox *et al.*, 1998) ;

& mise en place des granitoïdes porphyroïdes calco-alcalins à l'origine des orthogneiss datés à 830 – 790 Ma (Handke *et al.*, 1999). Cet épisode a peut-être lieu dans un contexte de marge active.

&période d'épaississement crustal (avant 650 Ma) dont les structures chevauchantes anté-D1 de la SQC pourraient constituer un témoin.

&extension post orogénique : événement D1 malgache (630 Ma) ;

&nouvelle convergence et tectonique transpressive tardi-panafricaine (550 Ma).

Synthèse des événements panafricains

Événement D0 : chevauchement vers l'est (conservé seulement dans la SQC)

COLLISION EST-ouest GONDWANA

Événement D1 : reconnaissable dans tout le socle :

- mise en place des granites stratoïdes (630 Ma)
- métamorphisme HT-BP
- détachement à la base de la SQC.

EXTENSION POST-COLLISION

Événement D2 : localisé dans des zones de cisaillement métamorphisme HT-BP
âge voisin de 550 Ma.

TRANSPRESSION TARDIVE

Perspectives.

1- Géochronologie

Un ensemble de nouvelles données géochronologiques est maintenant disponible pour les granites stratoïdes de l'Imerina (Paquette et Nédélec, 1998), pour les orthogneiss dans la série de l'Itremo (Handke *et al.*, 1999) et pour l'événement tardi-panafricain (Kröner *et al.*, 1999). Ces données permettent maintenant de mieux caler l'évolution de la collision entre l'Est et l'Ouest-Gondwana entre 790 et 550 Ma. Toutefois, des données géochronologiques manquent totalement dans la région des granites andringitréens. Ces dernières pourraient confirmer l'extension de l'événement daté à 630 Ma dans une majeure partie de la croûte malgache.

2- Paléomagnétisme

Ces résultats géochronologiques pourront être associées à la mesure du signal magnétique rémanent des divers échantillons granitiques orientés pour déterminer la position et la trajectoire des paléopôles. Une collaboration avec J. Meert de l'université de Terre Haute (Indiana) est actuellement en cours concernant le secteur des granites stratoïdes de l'Imerina.

L'histoire du socle malgache s'intègre dans les études qui essaient d'élucider la formation du Gondwana, mais aussi la formation puis la fragmentation du super-continent Rodinia qui l'a précédé.

Références bibliographiques

Abdelsalam, M.G. & Stern, R., 1996. Structures and shear zones in the Arabian-Nubian Shield. *Journal of African Earth Sciences*, **23**, 289-310.

Ackermann, D., Winley, B. F. & Razafiniparany, A., 1989. The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. In : *Evolution of mobile belts*, pp. 293-296. Geological Society Special Publication, London.

Agrawal, P.K., Pandey, O.P. & Negi, J.G., 1992. Madagascar : a continental fragment of the paleo-super Dharwar craton of India. *Geology*, **20** : 543-546.

Anderson, J. L. & Smith, D., 1995. The effect of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**, 549-559.

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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **310, II**, 1643-1648.

Antonellini, M.A. & Cambray, F.W., 1992. Relations between sill intrusions and bedding-parallel extensional shear zones in the Mid-continent Rift System of the Lake Superior region. *Tectonophysics*, **212**, 331-349.

Appel, P., Möller, A. & Schenk, V., 1993. Granulite facies metamorphism and P-T evolution in the Mozambique Belt of Tanzania. In : *Geoscientific Research in Northeast Africa*, Thorweihe & Schandelmeier (eds), Rotterdam.

Arbaret, L., 1995. Orientation préférentielle de forme dans les magmas : modélisation analogique 3D en cisaillement simple, *Thèse non publiée. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, 264 pp.

Arbaret, L., Diot, H. & Bouchez, J. L., 1996. Shape fabrics of particles in low concentration suspensions : 2D analog experiments and application to tiling in magma. *Journal of Structural Geology*, **18**, 941-950.

Arbaret, L., Diot, H., Bouchez, J. L., Lespinasse, P., & de Saint-Blanquat, M., 1997. Analogue 3D simple shear experiments of magmatic biotite subfabrics, in : J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton & W. E. Stephens (Eds), *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 129-143.

Archonjo, C.J., Launeau, P. & Bouchez, J.L., 1995. Magnetic fabrics vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **89**, 63-75.

Arthaud, F., Grillot, J.C. & Raunet, M., 1990. La tectonique cassante à Madagascar: son incidence sur la géomorphologie et sur les écoulements. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**, 1394-1407.

- Baker, J. & Newton, R. C., 1994. Standard thermodynamic properties of meionite, $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$, from experimental phase equilibrium data. *American Mineralogist*, **78**, 478-484.
- Bazot, G., 1976. Les formations précambriennes du Sud Est de Madagascar et leurs minéralisations. Thèse, Clermont-Ferrand.
- Behre, S.M., 1990. Ophiolites in northeast and east Africa : Implications for Proterozoic crustal growth. *Bulletin of the geologic society of London*, **147**, 41-57.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*, **29**, 833-856.
- Bertrand, J.M. & Caby, R., 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geologisches Rundschau*, **67**, 357-388.
- Besairie, H., 1949. Essai d'une carte des sols de Madagascar. *Travaux du Bureau Géologique de Madagascar*.
- Besairie, H., 1968. Description géologique du massif ancien de Madagascar. *Service Géologique*, Tananarive.
- Besairie, H., 1970. Description du massif ancien de Madagascar. Vol. III : Le Système du Graphite: groupe d'Ambatolampy. *Document du bureau géologique de Madagascar*, **177c**, Antananarivo, Service géologique, pp. 73.
- Bhatal, 1971. Magnetic anisotropy in rocks. *Earth and Planetary Sciences Review*, **7**, 227-253.
- Boisse, 1870. Géologie du département de l'Aveyron. *Paris, Imprimerie Impériale*.
- Borradaile, G. J., Keeler, W., Alford, C. & Sarvas, P., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **48**, 161-166.
- Borradaile, G.J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, **156**, 1-20.
- Boucheporn (M. de), 1848. Explication de la carte géologique du département du Tarn. *Paris, Imprimerie Nationale*.
- Bouchez, J.-L. & Pécher, A., 1976. Textures et orientations préférentielles du quartz en relation avec le cisaillement du Grand Chevauchement Central himalayan. *4^{ème} réunion annuelle des Sciences de la Terre*. Paris, p. 67.
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic : an introduction to AMS studies of granitic rocks. In : *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics* (eds Bouchez, J. L., Hutton, D. H. W. & Stephens, W. E), pp. 95-112. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Bouchez, J. L., Guillet, P. & Chevalier, F., 1981. Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7-XXIII (4)**, 387-399.

Buffon (G. L. Leclerc de), 1750. Théorie de la Terre *in* Histoire Naturelle générale et particulière avec la description du cabinet du Roy, vol. II. Paris, Imprimerie Royale.

Butler F.R, 1992. *Paleomagnetism*, Blackwell Scientific Publications, Cambridge.

Canon-Tapia, E., 1996. Single-grain versus distribution anisotropy : a simple three-dimensional model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **94**, 149-158.

Chantraine, J., 1968. Géologie et prospection de la région Ambohimaso-Fianarantsoa-Ifanadiana. *Travaux du bureau géologique de Madagascar*, **127**.

Chantraine, J., 1969. Granites andringitréens et tectonique tangentielle. *Comptes Rendus de la Semaine Géologique de Madagascar*.

Chantraine, J., 1970. Etude géologique de la région d'Ambalavao. *Documentation du Bureau Géologique de Madagascar*, **132**, 23p.

Chorowicz, J., Le Fournier J. & Vidal. G., 1987. A model for rift development in eastern Africa. *Geological Journal*, **22**, 495-513.

Coffin, M.F. & Rabinowitz, P.D., 1987. Reconstruction of Madagascar and Africa : evidence from the Davie fracture zone and western somali basin. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 9385-9406.

Collins, A. S., Brewer, T., Kröner, A. & Razakamanana, T, Windley, B. F., 1999. Geochemical and tectonic significance of middle Neoproterozoic igneous activity in central Madagascar. Soumis à *Journal of African Earth Sciences*.

Cox, R. & Armstrong, R. A., 1997. Geochronology and provenance of the Itremo Group, central Madagascar, *in* : Cox, R. & Ashwal, L. D . A. (eds), *Proterozoic geology of Madagascar, Gondwana Research Group, Miscellaneous Publication n° 5*.

Cox, R., Armstrong, R.A. & Ashwal, L.D., 1998. Sedimentology, geochronology and provenance of the Proterozoic Itremo group, central Madagascar, and implications for pre-Gondwana paleogeography. *Journal of the Geological Society*, **155**, 1009-1024.

Dahl, O., 1969. Irregular distribution of iron and magnesium among coexisting biotite and garnet. *Lithos*, **2, 3**, 311-322.

Dallmeyer, R. D., 1974. The role of crystal structure in controlling the partitioning of Mg and Fe²⁺ between coexisting garnet and biotite. *American Mineralogist*, **59**, 201-203

Daly, M. C., 1986. Crustal shear zones and thrust belts : their geometry and continuity in central Africa. *Royal Soc. London Phil. Trans.*, Series **A 317**, 111-128.

- Darroz, J., Gaillot, P., Saint Blanquat (de), M. and Bouchez, J.L., 1997. Software for multi-scale image analysis : the normalised optimised anisotropic wavelet coefficient method. *Comp. and geosc. (in press)*.
- Delbos, L., 1959. Essai de classification des granites malgaches. T.B.G. 93, Service Géologique, Tananarive, 55 p.
- Desmarest, N., 1798. Encyclopédie méthodique ou par ordre de matières..., Géographie physique. Paris, *Pancoucke*, t. 1.
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R. & Guidotti, C.V., 1989. The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. In: *Evolution of metamorphic belts* (eds Daly, J.S., Cliff, R.A. & Yardley, B.W.D.), pp. 187-202. Special Publication of the Geological Society of London, 43.
- Drury, S. A., Harris, N. B., Holt, R. W., Reeves-Smith G. J. & Wightman, R. T., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India. *Journal of Geology*, **92**, 3-20.
- Drury, S. A., 1993. *Image interpretation in geology*. Chapman & Hall, London.
- Eckert, J. O., Newton, R. C. & Kleppa, O. J., 1991. The ΔH of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry. *American Mineralogist*, **76**, 148-160.
- Ellis, D. E., 1978. Stability and phase equilibria of chloride- and carbonate-bearing scapolites at 750°C and 4000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1271-1281.
- Ellis, D. J. & Green, D. H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71**, 13-22.
- Elwood, & Whitney, 1980. Magnetic fabric of the Elberton granite, Northeast Georgia. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 1481-1486.
- Emberger, A., 1954. Etude géologique sur les feuilles Malaimbandy-Midongy Ouest, 120 p.
- Emberger, A., 1955. Les terrains cristallins du pays Betsileo et de ses confins orientaux (Thèse d'Etat non publiée), Université de Clermont.
- Emberger, A., 1958. Les granites stratoïdes du pays Betsileo (Madagascar). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **VIII**, 537-554.
- England, P.C. & Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, **25**, 894-928.

- Ernst, W.G. & Jun Liu, 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB - a semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, **83**, 952-969.
- Fernandez, A., Feybesse, J. L. & Mezure, J. F., 1983. Theoretical and experimental study of fabrics developed by different shaped markers in two-dimensional simple shear. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **25**, 319-326.
- Gaillot, P., Darrozes, J., Saint Blanquat (de), M., 1997. The NAOWC method : an image processing tool for multi-scale analysis of rock fabric. *Geophysical Research Letters*, **24**, 1819-1822.
- Gardien, V., Lardeaux, J.M., Ledru, P., Allemand, P. & Guillot, S., 1997. Metamorphism during late-orogenic extension: insights from the french Variscan belt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **168**, 271-286.
- Gleizes, G., 1992. Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta, *Thèse non publiée, Université de Toulouse*, 259 pp.
- Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy : an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Abstract Program*, **65**, 1257-1258.
- Grégoire, V., Saint Blanquat (de), M., Nédélec, A. & Bouchez, J. L., 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains : experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters*, **22**, 2765-2768.
- Grégoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A. & Launeau, P., 1998. Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy versus rock magnetic fabric : a 3D-case study. *Journal of Structural Geology*, **20**, 937-944.
- Groenewald, P. B., Moyes, A. B., Grantham, G. H. & Krynauw, J. R., 1995. East Antartic crustal evolution : geological constraints and modelling in western Dronning Maud Land. *Precambrian Research*, **75**, 231-250.
- Guerrot, C., Cocherie A. & Ohnenstetter, M., 1993. Origin and evolution of the West Andriamena Panafrican mafic-ultramafic complexes in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace elements constraints. *Terra abstracts*, EUG VII, D5, p. 387, abs. 26.
- Guettard, J. E, 1756. Mémoire sur quelques montagnes de France qui ont été des volcans. *Mémoires de l'Académie Royale des Sciences*, année 1752, p. 27-57, pl. 4-5.
- Guyonnaud, G., 1951. Etude géologique de la feuille de Maetvanana.
- Handke, M. J., Tucker, R. D. & Ashwal, L. D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar. *Geology*, **4**, 351-354.
- Hargraves, R.B., Johnson, D. & Chan, C.Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical Research Letters*, **18**, 2193-2196.

- Hogan, J.P., Price, J.D. & Gilbert, M.C., 1998. Magma traps and driving pressure: consequences for pluton shape and emplacement in an extensional regime. *Journal of Structural geology*, **20**, 1155-1168.
- Holdaway, M. J. & Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **63**, 175-198.
- Holdaway, M. J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M. D., Guidotti, C. V., & Dutrow, B. L., 1997. Garnet-biotite geothermometry revised : new margules parameters and a natural specimen data set from Maine. *American Mineralogist*, **82**, 582-595.
- Holland, T. & Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 433-447.
- Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**, 231-239.
- Hottin, G., 1963. Les granites de l'Antongil (Nord-Est de Madagascar). *Annales Géologiques de Madagascar*, **XXXIII**, 103-108.
- Hottin, G., 1966. Contribution à la géologie du Nord-Est de Madagascar. *Comptes-Rendus de la Semaine Géologique*, 85-92.
- Hottin, G., 1976. Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bulletin du Bureau des Recherches Géologiques et Minières*, **IV**, 117-153.
- Hrouda, F., 1986. The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophys. Geod.* **33**, 39-45.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Survey*, **5**: 37-82.
- Hrouda, F., 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationships revisited. *Physics of Earth and Planetary Interiors*, **77**, 237-249.
- Hutton, D., Dempster, T.J., Brown, P.E. & Becker, S.D., 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, **343**, 452-455.
- Hutton, J., 1795. *Theory of the Earth, with Proofs and Illustrations*, Edinburgh.
- Indares, A. & Martignole, J., 1985. Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies : the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, **70**, 272-278.
- Jeffery, G. B., 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Processes of the Royal Society of London*, **102**, 201-211.

- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks, *Tectonophysics* **79**, 63-67.
- Ildefonse, B., Arbaret, L. & Diot, H., 1997. Rigid particles in simple shear flow : is their preferred orientation periodic or steady state ? In : J.-L. Bouchez, D. H. W. Hutton & W. E. Stephens (Eds.), *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 177-185.
- Jähne, B., 1995. *Digital image processing, concepts, algorithms and scientific applications*. Springer-Verlag, Berlin.
- Jourde G., 1971. Essai de synthèse structurale et stratigraphique du Précambrien malgache. *Comptes-Rendus de la Société Géologique de France*, pp. 69-72.
- Kenah, C. & Hollister, L.S., 1983. Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In: *Migmatites, melting and metamorphism* (ed. Atherton, M.P. & Gribble, C.D.), pp. 142-173. Shiva, Nantwich.
- Key, R. H., Charsley, T. J., Hackman, B. D., Wilkinson, A. F. & Rundle C. C., 1989. Superimposed Upper Proterozoic Collision-controlled Orogenies in the Mozambique Orogenic Belt of Kenya. *Precambrian Research*, **44** : 197-225.
- Koziol, A. & Newton, R. C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *American Mineralogist*, **73**, 216-223.
- Kriegsman, L., 1993. Geodynamic evolution of the Pan-African lower crust in Sri Lanka. *Ultraiectina*, Utrecht University, n° 14.
- Kröner, A., 1991. African linkage of Precambrian Sri Lanka. *Geologische Rundschau*, **80**, 429-440.
- Kröner, A., Braun, I. & Jaeckel, P., 1996. Zircon geochronology of anatectic melts and residues from a high-grade pelitic assemblage at Ihosy, southern Madagascar : evidence for Pan-African granulite metamorphism. *Geological Magazine*, **133**, 311-323.
- Kröner, A., Pidgeon, R. J., Sacchi, R. & Windley, B. F., 1997. Single zircon ages from high-grade gneisses of the Mozambique belt in Malawi, northern Mozambique and Madagascar : evidence for Pan-African metamorphism and implications for Gondwana assembly, *EUG Abstract*, p. 163.
- Kröner, A., Windley, B. F., Jaeckel, P., Brewer, T. S. & Razakamanana, T., 1999. New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African orogen in Madagascar. *Journal of the Geological Society of London*, **156**, 1125-1136..
- Lacroix, A., 1922-1923. *Minéralogie de Madagascar*. Challamel, éd., Paris, 3 tomes.
- Lappin, A. R. & Hollister, L. S., 1980. Partial melting in the Central Gneiss Complex near Prince Rupert, British Columbia. *American Journal of Sciences*, **280**, 518-545.

- Launeau, P., 1990. Analyses numériques des images et orientations préférentielles de forme des agrégats polyphasés : application à l'analyse cinématique des granites, *thèse, université Toulouse III*, 180 p.
- Launeau, P. & Bouchez, J. L., 1992. Mode et orientation préférentielle de forme des granites par analyse d'images numériques, *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163**, 721-732.
- Launeau, P. & Robin, P.-Y. F., 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, **267**, 91-119.
- Launeau, P., 1997. Measurement of 3D anisotropy by analysis of three orthogonal images using quadratic shape tensors. *European Union of Geosciences 9, Strasbourg, abstract p. 376*.
- Leake, B. E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **16**, 501-520.
- Le Breton, N., 1983. Reflexions à propos de quelques géothermomètres et géobaromètres des roches métapélitiques. Application aux gneiss pélitiques de Grande Sila, (Calabre Centrale, Italie). *Thèse non publiée, Université d'Orléans*, 223p.
- Le Breton, N. & Thompson, A.B., 1988. Fluid-absent (dehydration melting) of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 226-237.
- Lister, G. S. & Dornsiepen, U. F., 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*, **7**, 81-92.
- Liu, Y. & Zhong, D., 1997. Petrology of high-pressure granulites from the eastern Himalayan syntaxis. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 451-466.
- Martelat, J. E., Vidal, G., Lardeaux, J. M., Nicollet, C. & Rakotondrazafy, R., 1995. Images spatiales et tectonique profonde des continents : l'exemple du sud-ouest de Madagascar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **IIa**, 325-332.
- Martelat, J. E., Nicollet, C., Lardeaux, J. M., Vidal, G. & Rakotondrazafy, R., 1997. Lithospheric tectonic structures developed under high-grade metamorphism in the southern part of Madagascar. *Geodinamica Acta*, **10, 3**, 94-114.
- Martelat, J. E., 1998. Evolution thermomécanique de la croûte inférieure du sud de Madagascar. *Thèse non publiée, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand*, 232 pp.
- Martignole, J. & Sisi, J. C., 1981. Cordierite-garnet-H₂O equilibrium : a geological thermometer, barometer and water fugacity indicator. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **77**, 38-46.
- McLellan, E. L., 1988. Migmatites structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal of Metamorphic geology*, **6**, 517-542.

- Meert, J., Van der Voo, R., & Ayub, S., 1995. Paleomagnetic investigation of the Neoproterozoic Gagwe lavas and Mbozi complex, Tanzania, and the assembly of Gondwana, *Precambrian Research*, **74**, 225-244.
- Meert, J. & Van der Voo, R., 1996. Palaeomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of the Sinai dolerite, Kenya : implications for Gondwana assembly. *Journal of Geology*, **104**, 131-142.
- Meunier S., 1906. Géologie. Paris, *Vuibert et Nony*.
- Meyer, Y., Roques, S., 1993. *Progress in wavelet analysis and applications*. Frontières, Paris.
- Moine, B., 1965. Contribution à l'étude du massif Schisto-Quartzo-Calcaire de Centre-Ouest de Madagascar. *Comptes-Rendus de la Semaine Géologique de Madagascar*, pp. 89-94.
- Moine, B., 1967. Relations stratigraphiques entre la série Scisto-Quartzo-Calcaire et les gneiss environnants. Centre-Ouest de Madagascar. *Comptes-Rendus de la Société Géologique de France*, pp. 49-54.
- Moine, B., 1974. Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d'Ambatofinandrahana), 293 pp. *Approche structurale, pétrographique et spécialement géochimique. Thèse éditée par la fondation scientifique de la géologie et de ses applications*.
- Moine, B., Rakotondratsima, C. & Cuney, M., 1985. Les pyroxénites à urano-thorianite du Sud-Est de Madagascar : conditions physico-chimiques de la métasomatose. *Bulletin de Minéralogie*, **108**, 325-340.
- Mosley, P. N., 1993. Geological evolution of the late Proterozoic « Mozambique Belt » of Kenya. *Tectonophysics*, **221**, 223-250.
- Moyes, A. B., Barton, J. M. Jr & Groenewald, P. B., 1993. Late Proterozoic to Early Palaeozoic tectonism in Dronning Maud Land, Antarctica : supercontinental fragmentation and amalgamation. *Journal of the Geological Society*, **150**, 833-842.
- Muhongo, S., 1991. The Mozambique belt : a polyorogenic mobile belt. UNESCO, Geology for Economic Development, *Newsletter*, **8**, 5-14.
- Müller, B. G. J., Ashwal, R. D., Tucker, R. D. & Rambeloson, R. A., 1997. The Ranotsara shear zone, central Madagascar. *Proceedings of the UNESCO-IUGS-IGCP International Symposium and Field workshop on Proterozoic Geology of Madagascar*. Gondwana Research Group Miscellaneous Publication, **5**.
- Multiscope version 3.2. MATRA CAP SYSTEMES. 31, rue des Cosmonautes, 31077 Toulouse, France.
- Nagata, T., 1953. *Rock-Magnetism*. Maruzen Co., Ltd. Tokyo.

- Nédélec, A., Paquette, J. L., Bouchez, J. L., Olivier, P. & Ralison, B., 1994. Stratoid granites of Madagascar : structure and position in the Panafrican orogeny. *Geodynamica Acta*, **7**, 48-56.
- Nédélec, A., Stephens, W.E. & Fallick, A.E., 1995. The Panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology*, **36**, 1367-1391.
- Nédélec, A., Ralison, B., Bouchez, J. L., & Grégoire, V., 2000. Structure and metamorphism of the granitic basement around Antananarivo : a key to the Panafrican history of central Madagascar and its Gondwana connections. Accepted to *Tectonics*.
- Newton, F. C. & Perkins, D. III, 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*, **67**, 203-222.
- Nicollet, C., 1985. Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'ihosy : un marqueur thermo-barométrique dans le sud de madagascar. *Precambrian Research*, **28**, 175-185.
- Nicollet, C., 1990. Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In : *Granulites and crustal evolution* (eds Vielzeuf, D. & Vidal, Ph.), pp. 291-310. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Noizet, G., 1969. Contribution à l'étude géochimique des formations métamorphiques du faciès granulite dans le sud de Madagascar. Thèse d'Etat, Nancy.
- Olivier, P., de Saint-Blanquat, M., Gleizes, G. & Leblanc, D., 1997. Homogeneity of granite fabric at the metre and decametre scale, in J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens (eds.), *Granite : from segregation of melt to emplacement fabrics*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 113-128.
- O'Reilly, W., 1984. *Rock and mineral magnetism*. Blackie, Chapman & Hall, New York.
- Owens, W. H., 1974. Mathematical model studies on factor affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks, *Tectonophysics*, **24**, 115-131.
- Pallas, P. S., 1777. Observations sur la formation des montagnes & les changemens arrivés au Globe, particulièrement à l'égard de l'Empire de Russie. *Acta Scientiae Imperialis Petropolitanae*, p. 21-64.
- Paquette, J. L. & Nédélec, A., 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 and Planetary Sciences Letters*, in press.
- 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. *Journal of Geology*, **102**, 523-538.

- Pattison, D. R. M. & Newton, R. C., 1989. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**, 87-103.
- PCI version 6.2. PCI Inc. 50, West Wilmot Street, Richmond Hill, Ontario, Canada, L4B 1M5.
- Perchuk, L. L., Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrant'eva, L. V., Gerasimov, V. Y., Fed'kin, V. Y., Kistul, V. I., Karsakov, L. P. & Bernikov, N. V., 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 265-310.
- Petit, M., 1968. Principaux aspects structuraux de la chaîne de l'Andringitra. *Comptes Rendus de la Semaine Géologique de Madagascar*, 51-58.
- Pili, E., Ricard, Y., Lardeaux, J.-M. & Sheppard, S.M.F., 1997. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections. *Tectonophysics*, **280**, 15-29.
- Pinna, P., Jourde, G., Calvez, J. Y. & Marques J. M., 1993. The Mozambique belt in northern Mozambique : neoproterozoic (1100-850 ma) crustal growth and tectogenesis, and surimposed Pan African (800-550 Ma) tectonism. *Precambrian Research*, **62**, 1-59.
- Pons, J., Oudin, C. & Valero, J., 1992. Kinematics of large scale synorogenic intrusions : example of the lower Proterozoic Saraya batholith (eastern Senegal). *Geologisches Rundschau*, **81/2**, 437-486.
- Rajesh, H. M., Santosch, M. & Yoshida, M., 1997. Dextral Pan-African Shear along the Southwestern Edge of the Achankovil Shear Belt, South India : Constraints on Gondwana Reconstructions : A Discussion. *The Journal of Geology*, **106**, 105-114.
- Ralison, B., 1998. Structure et pétrologie du socle granitique panafricain dans la région d'Antananarivo : implications géodynamiques. *Thèse, Université d'Antananarivo*, 130 p.
- Roche (de la), H., 1963. Etude géologique de l'extrême Sud Est de Madagascar (zone d'intensité métamorphique élevée). *Annales Géologiques de Madagascar*, **28** : 11-87.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric. *Journal of Structural Geology*, **9**, 1015-1020.
- Rochette, P., Jackson, M. & Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* **30**, 209-226.
- Rochette, P., Scaillet, B., Guillot, S., Pêcher, A. & Le Fort, P., 1994. Magnetic mineralogy of the high Himalayan leucogranites : structural implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **126**, 217-234.
- Rogers, J. J. W., Unrug, R. & Sultan, M., 1995. Tectonic assembly of Gondwana. *Journal of Geodynamics*, **19**, 1-34.

Rolin, P., 1991. Présence de décrochements précambriens dans le bouclier méridional de Madagascar : implications structurales et géodynamiques. *Comptes-Rendus de L'Académie des Sciences de Paris*, **312**, 625-629.

Roy, S., 1983. L'anisotropie de la susceptibilité magnétique des sédiments : application à la reconstitution des paléocourants dans le bassin du Cap Vert depuis le Pliocène supérieur. *Thèse non publiée, Université de Paris XI*.

Ryburn, R. J., Raheim, A. & Green, D. H., 1975. Determination of the P, T path of natural eclogites during metamorphism-record of subduction. *Lithos*, **9**, 161-164.

Saussure, H. B. (de), 1785. Voyages dans les alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève.

Shackelton, R. M., 1992. Tectonics of the lower crust : a view from the Usambara Mountains, NE Tanzania. *Journal of Structural Geology*, **15**, 663-671.

Shackelton, R. M., 1993. Tectonics of the Mozambique Belt in East Africa. In : *Magmatic Processes and Plate Tectonics* (eds Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. & Neary, C. R.), pp. 345-362. Geological Society Special Publication, London.

Shackelton, R. M., 1996. The final collision between East and West Gondwana : where is it ? *Journal of African Earth Sciences*, **23**, 271-287.

Shiraishi, D., Ellis, D. J., Hiroi Y., Fanning, C. M., Motoyoshi, Y. & Nakai, Y., 1994. Cambrian Orogenic Belt in East Antarctica and Sri Lanka : Implications for Gondwana Assembly. *Journal of Geology*, **102**, 47-65.

Schmidt, M. W., 1992 . Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**, 304-310.

Schumacher, R., 1991. Composition and phase relations of calcic amphiboles in epidote- and clinopyroxene- bearing rocks of the amphibolite and lower granulite facies, central Massachusetts, USA. . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**, 196-211.

Shackelton, R. M., 1996. The final collision between East and West Gondwana : where is it ? *Journal of African Earth Sciences*, **23**, 271-287.

Shiraishi, D., Ellis, D. J., Hiroi Y., Fanning, C. M., Motoyoshi, Y. & Nakai, Y., 1994. Cambrian Orogenic Belt in East Antarctica and Sri Lanka : Implications for Gondwana Assembly. *Journal of Geology*, **102**, 47-65.

Stephenson, A., 1994. Distribution anisotropy: two simple models for magnetic lineation and foliation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **82**, 49-53.

Stephenson, N.C.N. & Cook, N.D.J., 1997. Metamorphic evolution of calcsilicate granulites near Battye Glacier, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 361-378.

Stern, R. J., 1994. Arc assembly and continental collision in the neoproterozoic east Africa orogen : implications for the consolidation of Gondwanaland. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **22**, 319-351.

Stoner, E. C., 1945. The demagnetizing factor for ellipsoids. *M.M.M.*, **36-7**, 803-821.

Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks : II Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Sciences*, **276**, 425-454.

Thompson, A.B. & Connolly, J.A.D., Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 15565-15580.

Trompette, R. & Carozzi, A. V., 1994. *Geology of western Gondwana (2000-500 Ma) Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Brookfield, Rotterdam.

Trottereau, G., 1969. Note préliminaire relative à la présence de stromatolithes dans les cipolins de la série supérieure du socle, à l'est et au nord d'Ambatofinandrahana : *Comptes-Rendus de la Semaine géologique de Madagascar*, p. 131-132.

Tucker, R.D., 1997. UNESCO-IUGS-IGCP-348/368 international field workshop on proterozoic geology of Madagascar.

Tucker, R.D., Ashwal, L.D. , Handke, M.J. & Hamilton, M.A., 1997. A geochronological overview of the Precambrian rocks of Madagascar: a record from the Middle Archaean to the Late Neoproterozoic, *Gondwana Research Group Misc. Pub.*, **5**, p. 99.

Uyeda, S., Fueller, M.D., Belshe, J.C. & Girdler, L.W, 1963. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals, *Journal of Geophysical Research*, **68**, 279-291.

Vachette, M. & Hottin, G., 1976. Ages voisins de 2700 Ma pour des gneiss de Maetvanana et d'Andriba et pour des granitoïdes associés. Rajeunissement panafricain de gneiss d'Andriba, de migmatites et de charnicketes (nord-ouest de Madagascar). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **282**, 1233-1236.

Valmont-Bomare (1791). Dictionnaire raisonné universel d'histoire naturelle (15 volumes). Lyon, Bruysset frères.

Windley, B. F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T. & Ackermann, D., 1994. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections : a review and reappraisal. *Geologische Rundschau*, **83**, 642-659.

Windley, B. et Razakamanana, T., 1996. The Madagascar-India connection in a Gondwana framework. In : Santosh, M. and Yoshida, M. (Eds.), The Archaean and Proterozoic Terrains of Southern India within East Gondwana, Gondwana Research Group Misc. Publ. 5, Field Science Publ., Osaka, p. 104.

Xu, Z. & Merrill, R. T., 1987. The demagnetizing factors in multidomain grains. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 657- 665.

Zhu, C. & Sverjensky, D. A., 1992. F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 3435-3467.

Liste des figures

Chapitre premier

Figure 1. Reconstitution du Gondwana vers 550 Ma. DML : Dronning Maud Land ; SL : Sri Lanka ; EL : Enderby Land. Les blocs IMSLEK ont été définis par Meert et Van der Voo (1995 ; 1996).....	6
Figure 2. Situation des sutures possibles entre l'Est et l'Ouest-Gondwana (d'après Abdelsalam et Stern, 1996).....	7
Figure 3. Modèle d'assemblage du Gondwana en deux temps (in Meert et Van der Voo, 1996).....	9
Figure 4. Principaux ensembles structuraux du socle malgache.....	10
Figure 5. La série stratoïde au nord d'Antananarivo : a - coupe générale ; b - diagramme de projections (hémisphère inférieur) des pôles des foliations et des linéations magnétiques (d'après Nédélec <i>et al.</i> , 1994).....	14
Figure 6. Localisation des grands accidents panafricains (in Paquette & Nédélec, 1998). 1- virgation d'Antananarivo ; 2- Angavo ; 3- Ampanihy ; 4 Ampandrandava - ; 5-Tranomaro ; 6- Bongolava-Ranotsara.....	15
Figure 7. Carte gravimétrique simplifiée du sud de Madagascar (d'après Pili <i>et al.</i> , 1997). On note la présence d'anomalies positives (en grisé) coupant la ligne Bongolava-Ranotsara matérialisée en pointillés. A : ville d'Ambalavao ; 1- cisaillement d'Ampandrandava ; 2- cisaillement d'Ampanihy.....	17
Figure 8. Situation de l'ancien royaume des Betsileo dans le Centre-Sud de Madagascar...	18
Figure 9. Divers modes d'affleurement des granites andringitréens : A- au nord, dans la région de Fianarantsoa on observe des lames granitiques de faible pendage vers l'ouest (vue vers le sud); B- au sud, dans la région d'Ambalavao les lames à plus fort pendage constituent dans le paysage de véritables inselbergs granitiques (vue vers l'est).....	19
Figure 10. Situation des secteurs d'étude par rapport aux grandes structures panafricaines Les secteurs récemment étudiés par les équipes françaises (Toulouse, Lyon, Clermont-Ferrand) sont aussi indiquées.....	20
Figure 11. Carte des principaux ensembles lithologiques.....	22
Figure 12. Carte des sites.....	23

Chapitre second

- Figure 13. Disposition des moments élémentaires, en l'absence de champ, pour les différents états magnétiques (in Butler, 1992)..... 29
- Figure 14 - Courbes caractéristiques des différents comportements magnétiques : aimantation induite **M** en fonction du champ..... 29
- Figure 15. Evolution de la susceptibilité magnétique en fonction de la teneur en Fe^{2+} ou Fe^{3+} . Kdia représente la valeur absolue de la contribution diamagnétique. In Bouchez (1997) .. 31
- Figure 16 – Echantillonnage et repérage d'une carotte. **a** : représentation de l'orientomètre avec sa carotte; **b** repérage de la carotte (in Gleizes, 1992).....33
- Figure 17. Position de l'ellipsoïde d'ASM par rapport au repère géographique. Le repère de la roche correspond à l'orientation de la carotte..... 34
- Figure 18. Relation entre la susceptibilité intrinsèque d'un minéral (κ) et son anisotropie magnétique (P) pour différentes formes (a/c) in Archanjo (1993).....37
- Figure 19. Relation entre fabrique magmatique, marquée par la biotite (bi) et l'amphibole (hb), et fabrique magnétique..... 43
- Figure 20. Linéation magmatique dans un granite. **a**: marquée par l'alignement des plagioclases et l'axe de zone des biotites; **b** et **c**: linéation minérale du granite de Guérande marquée par l'axe de zone (triangle noir) de la biotite (**b**) et du plagioclase (**c**); contours: 0.5, 1.5, 2.5, 3.5 et > 4.5% pour la biotite et 0.5, 1.5, 2.5, 5.0 et > 7% pour le plagioclase, in Bouchez (1997)..... 44
- Figure 21. Modélisation numérique de la fabrique (α , D) d'une population de particules de même rapport de forme n en fonction de l'intensité de la déformation γ , et pour différentes valeurs de rapport de forme n. **a**: angle α entre l'axe long de la fabrique et le plan de cisaillement (compté positivement dans le sens trigonométrique), **b**: intensité D de la fabrique (in Fernandez *et al.*, 1983)..... 46
- Figure 22. Simulation numérique de l'intensité de la fabrique magnétique (P ou lnP) d'une population de marqueurs magnétiques (biotite et magnétite) d'anisotropie intrinsèque de forme a/c. **a**- L'anisotropie magnétocristalline des cristaux de biotite ne dépasse pas 1,3 quel que soit le rapport de forme des grains considérés. **b**- L'anisotropie magnétocristalline des grains de magnétite est directement liée au rapport a/c. (in Hrouda, 1993)..... 47
- Figure 23. Modélisation analogique de la déformation progressive (cisaillement simple) d'une matrice de silicone comprenant des particules de biotite. A- Mesure de l'ASM (projections stéréographiques, hémisphère inférieur) d'une concentration de 5% en biotite pour des taux de déformation variant entre 0.5 et 20 γ . Pour chaque cas, on indique la valeur de l'anisotropie magnétique. B- Idem pour une concentration de 10% en biotite. C- Evolution de l'angle α de la fabrique minérale par rapport à la direction du cisaillement en fonction du taux de déformation (in Arbaret *et al.*, 1997)..... 49

Chapitre troisième

- Figure 24. Situation de l'image brute SPOT multispectrale 169-394 du 30 janvier 1994....63
- Figure 25. Représentation tridimensionnelle (canal rouge, canal vert, canal bleu) des radiométries des pixels d'une image SPOT..... 64
- Figure 26. Repérage et partition de l'image SPOT (en grisé) en fonction des cartes disponibles à l'échelle 1/100 000^{ème} 67
- Figure 27. Résultat de l'orthorectification et du géoréférencement du secteur AMBASUDO: a- image brute (composition des plans XS 1, XS 2, XS 3); b- image orthorectifiée et géoréférencée (même composition de plans XS).....68
- Figure 28. Représentation tridimensionnelle (canal ACP 1, canal ACP 2, canal ACP 3) des radiométries des pixels d'une image SPOT analysée en composantes principales..... 69
- Figure 29. Effet du filtre haute fréquence dans la lisibilité de l'image. A- détail du secteur AMBASUD (plan ACP 1) ; b- même secteur, même plan après le passage du filtre.....69
- Figure 30. Courte relation de l'expédition dans la chaîne de l'Andringitra au mois de septembre 1995 parue dans Géochronique n°57 (1996)..... 70
- Figure 31. Détail de l'image ACP 1 du secteur AMBANORD montrant la position des sites d'échantillonnage VG 50, VG 52 (granites andringitréens) et VG 51 (migmatites)..... 71
- Figure 32. Réponse spectrale des deux principaux types lithologiques rencontrés dans le secteur AMBANORD (sur plan ACP 1). A : granites andringitréens (du type VG 50 et VG 52) ; B : migmatites (du type VG 51). En abscisse les niveaux de gris caractéristiques de la radiométrie, en ordonnée la fréquence associée.....72
- Figure 33. Evolution de la réponse spectrale du faciès « granite andringitréen » et « migmatites » en fonction de la nature du site. A : migmatites ; B : granites à l'ombre ; C : granites latéritisés. 72
- Figure 34. A- Résultat de la classification du secteur AMBANORD. En rouge ou jaune, les granites andringitréens; en vert, les migmatites non altérées; en bleu, les zones latéritisées ; en blanc, les pixels non classés. Les latérites, très développées à l'est, soulignent la présence d'un réseau hydrographique secondaire. Les lames de granite (décamétriques à hectométriques) ressortent bien de leur encaissant migmatitique. B- Même secteur d'après la feuille d'Ambalavao au 1/100 000^{ème} C- carte géologique : extrait de la feuille d'Ambalavao au 1/100 000^{ème}. D- Carte géologique de ce secteur déduite de la classification supervisée (en blanc : granites andringitréens ; en grisé : encaissant migmatitique)..... 74
- Figure 35. Nouvelle cartographie géologique du secteur d'Ambalavao-Ankaramena obtenue par classification supervisée sous Multiscope. 1 : orthogneiss ; 2 : gneiss et migmatites (système du graphite) ; 3 : quartzite ; 4 : gneiss et migmatites (système du Vohibory) ; 5 : granite ; 6 : syénite. Noter le développement occidental du massif de syénites et les deux zones à lames de granite rebroussées (encadrées en blanc)..... 75

Figure 36. Plans ACP 1 et ACP 2 du secteur AMBASUDO. Les encadrés 1 et 2 montrent l'existence de structures plissées identifiables grâce au pendage des couches déterminé par photo interprétation (orientation des "V" dans les vallées); l'encadré 3 montre le cours d'un ruisseau (pointillés) parallèle à la structuration du secteur (trait plein).....	77
Figure 37. Trajectoires des foliations (confondues avec les limites lithologiques) dans la région d'Ankaramena.....	78
Figure 38. Déviation du cours de la rivière Zomandao (en noir) due à la présence de failles matérialisées en blanc (secteur de AMBANORD).....	78
Figure 39. Procédure de détection d'une bande de cisaillement dans le secteur AMBANORD.	80
Figure 40. Report des linéations magnétiques sur les structures identifiées dans les secteurs Ambanorde et Ambasude.....	81
Figure 41. Microstructures de l'échantillon VG 41 prélevé dans la zone à structuration N-40 présentant des traces de déformation à haute température (quartz allongés).....	82
Figure 42. Superposition des structures N-170 et N-40 avec la nouvelle carte géologique obtenue par classification supervisée, montrant l'existence d'une bande de cisaillement dextre responsable des rebroussements des lames granitiques (échelle 1/150 000).....	83
Figure 43. Situation des cisaillements détectés dans la région d'Ambalavao par rapport au cadre structural général du proposé par Martelat (1998). On a reporté les zones de cisaillement (ZC) de : I : Ifanadiana ; Z : Zazafotsy ; BR : Bongolava-Ranotsara ; B : Beraketa ; A : Ampanihy. Le secteur d'Ambalavao est caractérisé par des zones de cisaillement kilométriques synchrones du champ de déformation D2.....	85

Chapitre quatrième

Figure 44. Situation des sept échantillons étudiés.....	88
Figure 45. Microphotographie en lumière naturelle de l'échantillon VG 22 (néosome) présentant une microstructure typiquement magmatique (échelle = 1mm).....	89
Figure 46. Microphotographie en section XZ de l'échantillon VG 41 en lumière polarisée et analysée (migmatite granodioritique) présentant un grand cristal de quartz allongé (échelle = 1mm).....	90
Figure 47. Amphiboles des familles A (édénite) et B (hornblende hastingsitique) dans la nomenclature proposée par Leake (1978).....	92
Figure 48. Feuille de calcul EXCEL permettant de calculer l'allocation des sites dans la hornblende selon les formules de Holland et Blundy (1994).....	93

Figure 49. Résultats de l'application du thermomètre de Holland et Blundy (1994) à pression constante $P = 4\text{ kb}$ pour différents couples Plag / Hb.....	94
Figure 50. Influence de la concentration en Na(total) dans les hornblendes sur le calcul de la température du thermomètre de Holland et Blundy (1994). La pression reste constante à 4 kb.....	95
Figure 51. Calculs de la pression (en kb) de cristallisation d'échantillons granodioritiques à partir de deux calibrages du géobaromètre Al-in-Hornblende.....	96
Figure 52. Couplage possible entre le thermomètre de Holland et Blundy (1994)(carrés) et le baromètre d'Anderson et Smith (1995)(losanges) : exemple de l'échantillon VG 40 (Pl 33 / Hb 20b).....	97
Figure 53. Couplage impossible entre le thermomètre de Holland et Blundy (1994)(carrés) et le baromètre d'Anderson et Smith (1995) (losanges) : exemple de l'échantillon VG 42 (Pl 29 Hb / 22b).....	98
Figure 54. Formules structurales des hornblendes utilisées pour les calculs décrits figures 52 et 53.....	96
Figure 55. Microphotographie de l'échantillon VG 49 en lumière polarisée et analysée (échelle=1mm).....	99
Figure 56. Différences de composition entre les biotites des paragenèses 1 et 2.....	100
Figure 57. Abaque de Martignole et Sisi (1981) sur laquelle on a reporté les valeurs représentatives de $X_{\text{Mg}(\text{Cd})}$ et $X_{\text{Fe}(\text{Gt})}$ de l'échantillon VG 49 ($n\text{H}_2\text{O} = 0$).....	103
Figure 58. Résultats des calculs thermobarométriques pour l'échantillon VG 49 (T en °C et P en kb).....	106
Figure 59. Estimations P-T obtenues avec le logiciel TWQ (Berman, 1991).....	107
Figure 60. Microphotographie de l'échantillon VG 56.....	108
Figure 61. Résultats des calculs thermobarométriques dans la série du Graphite et du Vohibory.	110

Chapitre cinquième

- Figure 63. Geological map of the study area with location of analyzed samples and SPOT image..... 116
- Figure 62. (a) Reconstruction of Gondwana at 550 Ma. (b) Paleoposition of Madagascar in the East African Orogen. (c) Geological sketch of Madagascar..... 117
- Figure 64. (a) View to the south of the Andringitran stratoid granites near Isorana (northwest of Fianarantsoa). (b) View to the south of one sheet of Andringitran granite, 200 metres in thickness, dipping to the west (northwest of Ambalavao). (c) Cross-section north-west of Fianarantsoa..... 119
- Figure 65. Foliation map with stereographic projections (lower hemisphere) of foliation poles for the northern and southern domains. Symbols as in Fig. 63..... 120
- Figure 66. Lineation map with stereographic projections (lower hemisphere) for the northern and southern domains. Symbols as in Fig. 63..... 121
- Figure 67. XZ microphotograph of VG 42 granodioritic migmatite with elongate quartz (crossed polars); scale bar = 1mm..... 122
- Figure 68. (a) Interpretative map after image analysis. (b) Orientation rose diagram of the linear features after the INTERCEPT software of Launeau & Robin (1996)..... 123
- Figure 69. Microphotographs of representative textural assemblages (scale bar = 1mm). (a) A large hornblende crystal in a granodioritic neosome from VG 22 migmatite. (b) Cordierite, garnet and biotite in the VG 49 kinzigite (crossed polars). (c) Garnet with epidote corona in calcsilicate gneiss VG 56..... 125
- Figure 70. Results of multiequilibrium thermobarometry on VG 49, using the TWEEQ software of Berman (1991)..... 129
- Figure 71. Comparison of structural data and P-T emplacement conditions for the stratoid granites of central Madagascar. Numbers on the late-Panafrican shear zones (SZ) of southern Madagascar refer to: 1 = Ampanihy SZ, 2 = Beraketa SZ, 3 = Tranomaro SZ, 4 = Bongolava-Ranotsara SZ..... 133

Chapitre sixième

- Figure 72. Situation de la SQC dans le socle malgache.....139
- Figure 73. Carte géologique simplifiée de la région d'Ambatofinandrahana (d'après les assemblages au 1/100000^{ème})..... 140
- Figure 74. Carte des sites..... 142

Figure 75. Microphotographies des principales associations minérales rencontrées : 1- Granite subsolvus du type Vavato VG 1 (série du Graphite) ; 2- gneiss migmatitique VG 10 (série du Graphite) ; 3- orthogneiss d'Ilaka VG 16; 4- orthogneiss de l'Imorona VG 86; 5- granite syntectonique VG 11 (série de l'Itremo) ; 6- Gabbro du massif du Ranomandry VG 4 (série de l'Itremo). Echelle :1mm.....	144
Figure 76. Résumé des différentes données géochronologiques pour la série de l'Itremo.....	147
Fig. 77. Données géochronologiques récentes dans la série de l'Itremo (Handke <i>et al.</i> , 1999) et dans la série sous-jacente du Graphite (Kröner <i>et al.</i> , 1999).....	148
Figure 78. Carte des foliations.....	151
Figure 79. Carte des linéations.....	152
Figure 80. Foliations et linéations moyennes de trois zones d'étude (Imerina (Nédélec <i>et al.</i> , 1994)), SQC et granites andringitréens.....	153
Figure 81. Signatures structurales observées dans les séries du Graphite et de l'Itremo.....	154
Figure 82. Structures tectoniques présentes dans les quartzites de la montée du col d'Itremo. 46-A : crénulations (flèche sur la photographie); 46-B : plans C/S bien visibles dans le niveau central plus phylliteux ; 46-C : plis d'entraînement intrafoliaux.	156
Figure 83. Microphotographies des deux types de microstructures observés dans les quartzites de la série d'Itremo. 47-A :microstructure à croissance exagérée (échantillon VG 2); 47-B : microstructure en mosaïque allongée (échantillon VG 3).....	157
Figure 84. Différents systèmes de glissement du quartz mesurées au moyen des orientations préférentielles d'axes c (axe c =[0001]; projection stéréographique de Schmidt, hémisphère inférieur)	154
Figure 85. Localisation des échantillons étudiés ainsi que leur fabrique d'axes <c> en section XZ.....	159
Figure 86. Micafishs observés dans l'échantillon VG 7 confirmant le sens sénestre du cisaillement.....	160

Annexe n°4. Résultats des mesures de l'ASM.

site	Km	K1m	K2m	K3m	P%	L%	Pflinn	T	linéa	tion	K2D	K2I	K3D	K3	folia	t	ion	nb	a(K1)	a(K3)	St Er
VG001	3673,1	3970,7	3671,2	3377,5	1,18	1,08	11,50	0,03	211	10	331	65	118	21	28	W	69	4	2	2	1,99
VG004	18304,5	18868,4	18354,3	17690,9	1,07	1,03	26,67	0,14	357	21	257	9	150	69	60	N	21	3	3	2	0,85
VG008	33383,2	38345,8	34624,7	27179,0	1,41	1,11	3,65	0,41	244	44	347	13	89	43	179	W	47	4	2	1	1,64
VG010	1447,7	1551,5	1422,0	1369,5	1,13	1,09	26,07	-0,40	229	7	321	18	118	71	28	W	19	4	2	3	1,35
VG011	9097,1	9893,6	8973,8	8423,9	1,17	1,10	15,32	-0,21	271	47	158	20	52	36	142	W	54	4	1	2	1,38
VG017	83072,4	97910,7	88324,3	62981,8	1,55	1,11	2,49	0,53	338	42	223	28	110	43	20	W	47	4	3	1	4,74
VG018	5242,4	5902,0	5057,5	4767,8	1,24	1,17	16,46	-0,45	30	26	224	63	122	6	32	W	84	3	2	5	2,90
VG022	44452,7	54312,6	47265,6	31779,7	1,71	1,15	2,05	0,48	265	48	0	5	95	42	5	W	48	4	3	1	4,46
VG025	37488,9	47250,3	36922,3	28294,2	1,67	1,28	3,28	0,04	250	4	341	22	150	67	60	N	23	4	1	2	4,07
VG026	40856,9	48001,9	42596,3	31972,6	1,50	1,13	3,01	0,41	346	6	78	4	150	78	60	N	12	3	3	1	4,04
VG027	13348,9	15260,9	13653,3	11132,4	1,37	1,12	4,42	0,29	210	9	309	41	111	47	21	W	43	3	2	1	3,21
VG031	33058,5	36288,8	33110,9	29775,8	1,22	1,10	8,93	0,07	49	42	176	33	287	30	17	E	60	2	2	2	2,73
VG033	438,9	448,8	441,0	426,8	1,05	1,02	30,07	0,30	235	36	354	35	114	35	24	W	55	3	3	2	0,63
VG038	20562,0	22578,4	21575,7	17531,8	1,29	1,05	4,34	0,64	195	3	289	50	99	38	9	W	52	4	5	1	3,12
VG040	20894,3	24609,1	21916,7	16156,9	1,52	1,12	2,81	0,45	237	28	0	45	128	32	38	W	58	4	2	1	3,60
VG041	12026,3	13703,4	11997,7	10377,9	1,32	1,14	6,41	0,04	212	17	9	72	120	7	30	W	83	3	1	2	3,09
VG044	16101,6	18104,8	16453,6	13746,5	1,32	1,10	5,08	0,31	197	6	339	85	108	4	18	W	86	3	6	4	9,38
VG045	233,5	236,9	233,6	229,9	1,03	1,01	62,71	0,06	284	59	81	32	178	10	88	N	80	4	12	8	1,42
VG047	21546,9	24410,8	22116,7	18113,2	1,35	1,10	4,52	0,34	191	12	280	29	93	57	3	W	33	3	2	1	2,26
VG048	13040,3	14876,4	12560,8	11683,8	1,27	1,18	13,32	-0,40	209	30	308	4	44	62	134	S	28	3	1	2	2,02
VG049	1496,9	1555,5	1520,9	1414,5	1,10	1,02	13,29	0,53	12	14	309	30	247	15	157	E	75	2	9	3	1,58
VG050	17801,9	20629,1	17283,8	15492,9	1,33	1,19	8,65	-0,24	203	33	316	31	78	41	168	W	49	4	1	2	2,48
VG051	18927,8	20367,2	19293,8	17122,5	1,19	1,06	7,89	0,38	205	5	293	8	35	85	125	S	5	3	2	3	1,76
VG052	12678,3	14325,2	12445,5	11264,1	1,27	1,15	9,53	-0,17	219	19	322	38	107	50	17	W	40	4	1	2	2,09
VG053	30560,8	33949,8	32159,0	25573,4	1,33	1,06	3,88	0,62	260	23	354	10	105	65	15	W	25	3	2	0	1,99
VG055	6445,9	7170,6	6722,0	5445,2	1,32	1,07	4,26	0,53	197	4	299	61	103	31	13	W	59	3	3	2	2,40
VG057	13778,0	15717,0	13901,6	11715,5	1,34	1,13	5,36	0,16	207	16	336	66	113	19	23	W	71	3	4	1	3,48
VG059	6616,4	7511,3	6520,0	5817,9	1,29	1,15	8,29	-0,11	200	5	299	61	108	29	18	W	61	4	1	2	2,24
VG061	3691,8	3947,1	3683,0	3445,4	1,15	1,07	14,50	-0,02	212	7	308	40	114	49	24	W	41	3	2	2	1,95
VG063	14948,3	17084,3	15474,2	12286,4	1,39	1,10	3,85	0,40	194	1	284	28	102	61	12	W	29	3	2	1	3,52
VG064	2512,6	2588,4	2523,9	2425,4	1,07	1,03	24,62	0,22	215	43	5	39	114	11	24	W	79	3	4	3	1,22

VG070	16798,0	20458,0	17033,9	12902,0	1,59	1,20	3,12	0,21	210	23	343	58	111	21	21 W 69	2	2	2	3,86
VG071	23707,4	26505,1	22742,5	21874,5	1,21	1,17	25,20	-0,59	225	54	324	8	57	39	147 W 51	3	1	4	2,40
VG072	7340,6	7836,0	7425,9	6759,9	1,16	1,06	10,15	0,27	236	29	340	23	103	52	13 W 38	5	3	2	1,72
VG073	5972,8	6889,5	5869,4	5159,4	1,34	1,17	7,27	-0,11	220	9	316	28	114	60	24 W 30	3	1	2	2,14
VG074	6279,6	7021,8	6430,7	5386,1	1,30	1,09	5,16	0,34	166	0	255	53	75	36	165 W 54	3	2	1	3,48
VG076	35253,4	41823,2	33507,7	30429,3	1,37	1,25	9,88	-0,39	248	24	341	9	89	65	179 W 25	2	1	4	2,90
VG079	45692,3	53455,0	44967,1	38654,6	1,38	1,18	1,16	-0,07	49	4	140	13	303	77	33 E 13	1	1	2	2,57
VG080	4131,5	4768,8	4112,4	3513,4	1,36	1,16	5,87	0,03	207	14	318	55	109	31	19 W 59	3	2	2	1,88
VG086	1997,6	2105,0	2019,2	1868,7	1,13	1,04	12,42	0,30	227	10	330	67	135	23	45 W 67	2	4	1	1,28
VG087	46,0	46,9	46,2	44,8	1,39	1,01	0,48	0,35	7	36	263	19	151	48	61 N 42	1	8	4	1,37
VG088	8726,9	9305,7	8688,6	8186,3	1,14	1,07	16,30	-0,07	221	69	54	20	321	10	51 S 80	2	3	1	1,40
VG091	30,4	30,6	30,5	29,9	1,02	1,00	51,55	0,68	318	33	209	35	84	37	174 W 53	2	45	12	1,55
VG092	411,5	428,4	412,3	393,7	1,09	1,04	21,21	0,09	150	5	252	69	58	20	148 W 70	4	5	4	2,07
VG094	4767,9	5230,2	4839,1	4234,5	1,24	1,08	7,00	0,26	230	23	341	41	118	40	28 W 50	3	1	1	1,44
VG121	3971,0	4476,0	4036,2	3400,8	1,31	1,10	0,53	0,25	183	11	80	47	283	41	13 E 49	5	6	2	2,03
VG122	8151,2	8671,6	8309,5	7472,6	1,16	1,04	0,37	0,43	25	6	186	84	293	1	23 E 89	9	9	4	0,72
VG123	3513,7	3685,6	3513,2	3342,4	1,10	1,05	0,92	0,02	291	32	78	68	187	18	97 N 72	8	6	9	1,10
VG125	63531,9	65497,0	64618,1	60480,4	1,83	1,01	0,20	0,66	30	75	140	5	230	14	140 E 76	5	13	2	2,22
VG126	12718,3	14379,1	13719,9	10056,0	1,42	1,05	0,13	0,74	228	23	347	49	123	32	33 W 58	5	8	1	1,50
VG130	89056,5	95665,1	92004,2	79500,0	1,20	1,04	0,24	0,58	344	48	150	41	245	7	155 E 83	5	5	1	2,42
VG131	500,4	548,0	511,6	441,6	1,23	1,07	0,42	0,36	247	30	329	2	44	49	134 S 41	3	4	1	2,08

site	Km	K1m	K2m	K3m	P%	L%	Pflinn	T	linea tion	K2D	K2I	K3D	K3I	folia t ion	nb	a(K1)	a(K3)	St Er
VG017	83072.4	97910.7	88324.3	62981.8	1.55	1.11	2.49	0.53	338 42	223	28	110	43	20 W 47	4	3	1	4.74
VG018	5242.4	5902.0	5057.5	4767.8	1.24	1.17	16.46	-0.45	30 26	224	63	122	6	32 W 84	3	2	5	2.90
VG022	44452.7	54312.6	47265.6	31779.7	1.71	1.15	2.05	0.48	265 48	0	5	95	42	5 W 48	4	3	1	4.46
VG025	37488.9	47250.3	36922.3	28294.2	1.67	1.28	3.28	0.04	250 4	341	22	150	67	60 N 23	4	1	2	4.07
VG026	40856.9	48001.9	42596.3	31972.6	1.50	1.13	3.01	0.41	346 6	78	4	150	78	60 N 12	3	3	1	4.04
VG027	13348.9	15260.9	13653.3	11132.4	1.37	1.12	4.42	0.29	210 9	309	41	111	47	21 W 43	3	2	1	3.21
VG031	33058.5	36288.8	33110.9	29775.8	1.22	1.10	8.93	0.07	49 42	176	33	287	30	17 E 60	2	2	2	2.73
VG033	438.9	448.8	441.0	426.8	1.05	1.02	30.07	0.30	235 36	354	35	114	35	24 W 55	3	3	2	0.63
VG038	20562.0	22578.4	21575.7	17531.8	1.29	1.05	4.34	0.64	195 3	289	50	99	38	9 W 52	4	5	1	3.12
VG040	20894.3	24609.1	21916.7	16156.9	1.52	1.12	2.81	0.45	237 28	0	45	128	32	38 W 58	4	2	1	3.60
VG041	12026.3	13703.4	11997.7	10377.9	1.32	1.14	6.41	0.04	212 17	9	72	120	7	30 W 83	3	1	2	3.09
VG044	16101.6	18104.8	16453.6	13746.5	1.32	1.10	5.08	0.31	197 6	339	85	108	4	18 W 86	3	6	4	9.38
VG045	233.5	236.9	233.6	229.9	1.03	1.01	62.71	0.06	284 59	81	32	178	10	88 N 80	4	12	8	1.42
VG047	21546.9	24410.8	22116.7	18113.2	1.35	1.10	4.52	0.34	191 12	280	29	93	57	3 W 33	3	2	1	2.26
VG048	13040.3	14876.4	12560.8	11683.8	1.27	1.18	13.32	-0.40	209 30	308	4	44	62	134 S 28	3	1	2	2.02
VG049	1496.9	1555.5	1520.9	1414.5	1.10	1.02	13.29	0.53	12 14	309	30	247	15	157 E 75	2	9	3	1.58
VG050	17801.9	20629.1	17283.8	15492.9	1.33	1.19	8.65	-0.24	203 33	316	31	78	41	168 W 49	4	1	2	2.48
VG051	18927.8	20367.2	19293.8	17122.5	1.19	1.06	7.89	0.38	205 5	293	8	35	85	125 S 5	3	2	3	1.76
VG052	12678.3	14325.2	12445.5	11264.1	1.27	1.15	9.53	-0.17	219 19	322	38	107	50	17 W 40	4	1	2	2.09
VG053	30560.8	33949.8	32159.0	25573.4	1.33	1.06	3.88	0.62	260 23	354	10	105	65	15 W 25	3	2	0	1.99
VG055	6445.9	7170.6	6722.0	5445.2	1.32	1.07	4.26	0.53	197 4	299	61	103	31	13 W 59	3	3	2	2.40
VG057	13778.0	15717.0	13901.6	11715.5	1.34	1.13	5.36	0.16	207 16	336	66	113	19	23 W 71	3	4	1	3.48
VG059	6616.4	7511.3	6520.0	5817.9	1.29	1.15	8.29	-0.11	200 5	299	61	108	29	18 W 61	4	1	2	2.24
VG061	3691.8	3947.1	3683.0	3445.4	1.15	1.07	14.50	-0.02	212 7	308	40	114	49	24 W 41	3	2	2	1.95
VG063	14948.3	17084.3	15474.2	12286.4	1.39	1.10	3.85	0.40	194 1	284	28	102	61	12 W 29	3	2	1	3.52
VG064	2512.6	2588.4	2523.9	2425.4	1.07	1.03	24.62	0.22	215 43	5	39	114	11	24 W 79	3	4	3	1.22
VG070	16798.0	20458.0	17033.9	12902.0	1.59	1.20	3.12	0.21	210 23	343	58	111	21	21 W 69	2	2	2	3.86
VG071	23707.4	26505.1	22742.5	21874.5	1.21	1.17	25.20	-0.59	225 54	324	8	57	39	147 W 51	3	1	4	2.40
VG072	7340.6	7836.0	7425.9	6759.9	1.16	1.06	10.15	0.27	236 29	340	23	103	52	13 W 38	5	3	2	1.72
VG073	5972.8	6889.5	5869.4	5159.4	1.34	1.17	7.27	-0.11	220 9	316	28	114	60	24 W 30	3	1	2	2.14
VG074	6279.6	7021.8	6430.7	5386.1	1.30	1.09	5.16	0.34	166 0	255	53	75	36	165 W 54	3	2	1	3.48
VG076	35253.4	41823.2	33507.7	30429.3	1.37	1.25	9.88	-0.39	248 24	341	9	89	65	179 W 25	2	1	4	2.90
VG079	45692.3	53455.0	44967.1	38654.6	1.38	1.18	1.16	-0.07	49 4	140	13	303	77	33 E 13	1	1	2	2.57